

CAPÍTULO 4

Sistemas de Tempo e Mecanismos de Variabilidade Climática no Cerrado

Michelle Simões Reboita

Glauber Willian de Souza Ferreira



4.1 Introdução

O clima no bioma Cerrado é caracterizado por uma estação chuvosa (outubro a março) e outra seca (abril a setembro), conforme mostra a Figura 4.1. Esse padrão é o dominante em grande parte da América do Sul (AS) e é chamado de clima de monção (Ferreira; Reboita, 2022). Diferentemente do que ocorre na monção asiática, a monção da AS não está relacionada com a reversão sazonal na direção dos ventos próximos da superfície, mas sim com os volumes sazonais de precipitação distintos (Wang et al., 2012; Ferreira; Reboita, 2022).

Com relação à temperatura média do ar a 2 m, os meses de dezembro a fevereiro (verão) são os mais quentes, enquanto junho a agosto (inverno) são os mais frios (Figura 4.1). Entre o final do outono e o início da primavera, em algumas ocasiões, as temperaturas podem chegar à temperatura do ponto de congelamento (0 °C), o que causa a formação de geadas, fenômeno extremamente prejudicial para a agricultura (Snyder; Melo-Abreu, 2005).

Os ciclos anuais de precipitação e temperatura do ar a 2 m mostrados na Figura 4.1 correspondem a valores médios resultantes da atuação de diferentes sistemas atmosféricos no bioma. Esses valores são os esperados para cada respectivo mês. Entretanto, nem sempre a atmosfera segue o padrão médio. Por exemplo, um certo mês de um dado ano pode apresentar acumulado mensal de precipitação muito abaixo ou acima do valor esperado. Essas variações resultam da atuação de mecanismos de grande escala, chamados de modos de variabilidade natural do clima ou padrões de teleconexões, que afetam a frequência, intensidade e/ou localização dos sistemas atmosféricos, o que causa as anomalias climáticas (Reboita et al., 2021a, 2022).

Diante do exposto, o objetivo desse capítulo é apresentar os sistemas atmosféricos atuantes no bioma Cerrado e, na sequência, os mecanismos que causam a variabilidade natural do clima.

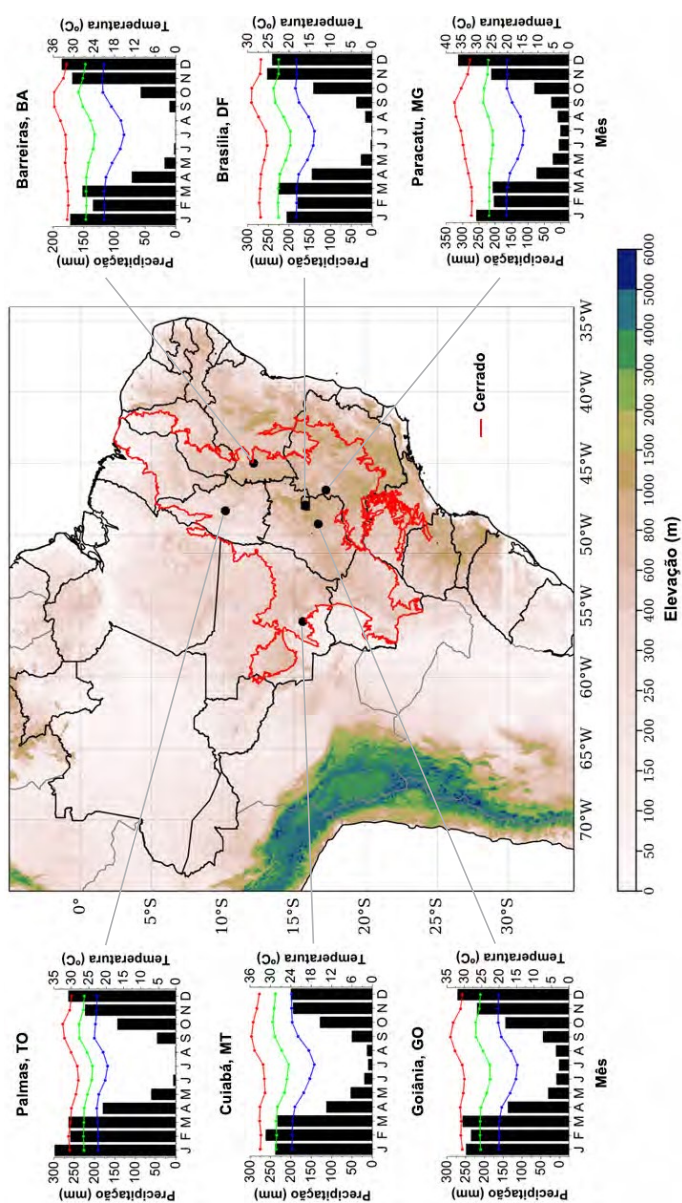


Figura 4.1. Localização do bioma Cerrado em relação à América do Sul, topografia (m); obtida do United States Geological Survey/Earth Resources Observation System (EROS) Center — e climogramas das localidades de Barreiras, BA; Brasília, DF; Cuiabá, MT; Goiânia, GO; Palmas, TO e Paracatu, MG, baseados nas normais climatológicas do Instituto Nacional de Meteorologia no período de 1991 a 2020. Nos climogramas, as barras indicam a média da precipitação mensal; a linha azul, a temperatura mínima; a linha verde, a temperatura média e a linha vermelha, a temperatura máxima.

4.2 Sistemas atmosféricos

Embora o domínio do bioma Cerrado ocorra na região Centro-Oeste do Brasil, esse bioma também está presente em partes das regiões sudeste, nordeste e até mesmo em pequenas áreas das regiões Sul e Norte do país (Figura 4.1). Por isso, diferentes sistemas atmosféricos atuam nesse bioma. Entretanto, a abordagem aqui será mais focada na parte central do país, onde o Cerrado é predominante. Como essa região apresenta um clima caracterizado por um período seco e outro chuvoso (Figura 4.1), a discussão dos sistemas atmosféricos será baseada nesses dois períodos ao invés das estações do ano clássicas (verão: dezembro-janeiro-fevereiro; outono: março-abril-maio; inverno: junho-julho-agosto e primavera: setembro-outubro-novembro). Para a discussão das variáveis atmosféricas, serão apresentados mapas do globo para fornecer uma visão integrada da região de interesse com o clima global – mapas das variáveis atmosféricas mostrando apenas o bioma Cerrado são apresentados no Capítulo 5 desta obra.

Do inverno para o verão, o aquecimento radiativo à superfície é intensificado (Figuras 4.2A e 4.2B), contribuindo para aumentar a temperatura do ar (Figuras 4.1, 4.2C e 4.2D). Com isso, as parcelas de ar próximas à superfície tornam-se menos densas, adquirem flutuabilidade e, conseqüentemente, há convecção, que é um mecanismo de transferência vertical de calor na atmosfera (Markowski, 2007). No verão, na média climatológica, predominam movimentos ascendentes (representados por valores negativos) sobre o bioma Cerrado, enquanto no inverno a climatologia mostra subsidência (valores positivos), conforme a Figura 4.3A e 4.3B, que indica a velocidade vertical no nível de 500 hPa (aproximadamente 5,5 mil quilômetros de altitude). No verão, a convecção é o principal mecanismo para a formação de nuvens (Figura 4.3C, 4.3D) e precipitação (Figura 4.1) pois, se as parcelas de ar que estão ascendendo na atmosfera estiverem carregando umidade, haverá condensação e formação de nuvens.

Não apenas a temperatura do ar aumenta do inverno para o verão, como também o suprimento de umidade é intensificado. Durante o verão, os ventos alísios de nordeste chegam mais intensos no setor norte da AS (Figuras 4.4A e 4.4B), contribuindo para advectar mais umidade do oceano Atlântico Tropical Norte para a Amazônia (Durán-Quesada et al., 2012). Essa umidade combina-se com a evapotranspiração da floresta e parte é transportada para os subtrópicos por meio da atuação de jatos de baixos níveis (JBN) na atmosfera (Figuras 4.4C e 4.4D). Além disso, no verão, o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) encontra-se mais retraído, não se estendendo sobre o leste do Brasil (Reboita et al., 2019), o que favorece o transporte de umidade do oceano Atlântico Sul para a região Sudeste e até mesmo para o centro-oeste (Figuras 4.4C e 4.4D). A combinação da convecção, típica do período quente, com a umidade transportada pelo JBN, com a umidade proveniente do Atlântico Sul e com a presença de um sistema de baixa pressão na costa sudeste do Brasil, pode levar à formação de uma banda de nebulosidade e precipitação que se estende do sul da Amazônia, cruza o bioma Cerrado e chega ao oceano Atlântico Sul, persistindo por três dias ou mais. Essa banda é conhecida como Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Carvalho et al., 2004; Silva et al., 2019) e, em geral, configura-se quando tais sistemas de baixa pressão na costa sudeste do Brasil (frentes ou ciclones) auxiliam na organização da umidade e convergência próxima à superfície (Escobar; Reboita, 2022).

A Figura 4.5 mostra um exemplo de ZCAS atuando no bioma Cerrado. A proximidade de uma frente fria na costa sudeste do Brasil, que se torna semiestacionária, contribui para organizar a convergência de umidade. Embora não mostrado na figura, esse episódio iniciou no dia 27 de fevereiro de 2019 e se desconfigurou no dia 03 de março de 2019. Quando não há sistemas de baixa pressão na costa sudeste auxiliando a modular a convecção, o JBN tende a se deslocar para o Norte da Argentina e/ou Sul do Brasil. Muitas vezes essa configuração origina o chamado dipolo na precipitação: quando a ZCAS está ativa, a chuva fica concentrada na sua área de atuação, mas quando a ZCAS se desconfigura, e o JBN tem sua saída no sudeste da AS (região forma-

da pelo Sul do Brasil, Uruguai e Nordeste da Argentina), a chuva diminui na região da ZCAS e aumenta na região da saída do JBN (Nogués-Paegle; Mo, 1997). O caminho percorrido pelo JBN também é modulado pelo gradiente horizontal de temperatura do ar entre a região tropical e a subtropical. A intensa convecção na Amazônia transporta calor latente para a alta troposfera, o que resfria as camadas mais baixas (vide próximo parágrafo). A combinação desse processo com as características próprias da floresta Amazônica ajuda a resfriar a Amazônia nos baixos níveis da atmosfera (Nobre et al., 2009). Com isso, um gradiente horizontal de temperatura do ar e, conseqüentemente, de pressão atmosférica se caracteriza, favorecendo a configuração do JBN.

Nesse momento, vale a pena "abrir parênteses" para explicar o processo físico associado ao resfriamento em baixos níveis e aquecimento em médios e altos níveis da atmosfera mencionados no parágrafo anterior. No processo de convecção, as parcelas mais aquecidas/menos densas ascendem, enquanto as mais frias/mais densas tomam o lugar dessas próximas à superfície e, conseqüentemente, se aquecem. Ao se aquecerem, elas retiram energia da baixa atmosfera e a transportam para camadas acima da superfície. A energia transportada na vertical pode ser ainda maior quando o ar transporta umidade. Na Amazônia, a umidade é abundante e há intensa evaporação (na realidade, é evapotranspiração devido à água que também é transpirada pela vegetação). No processo de evaporação, energia é requerida para mudar a fase da água de líquida para gasosa (vapor), o que também resfria os baixos níveis da atmosfera. A energia armazenada nas parcelas de ar úmidas é considerada latente (oculta). Porém, quando as parcelas de ar ascendente atingem a saturação e ocorre a condensação, a mudança de fase da água do estado de vapor para líquido libera a energia armazenada, denominada calor latente de condensação. Essa energia é usada para aquecer as parcelas de ar nos níveis mais afastados da superfície.

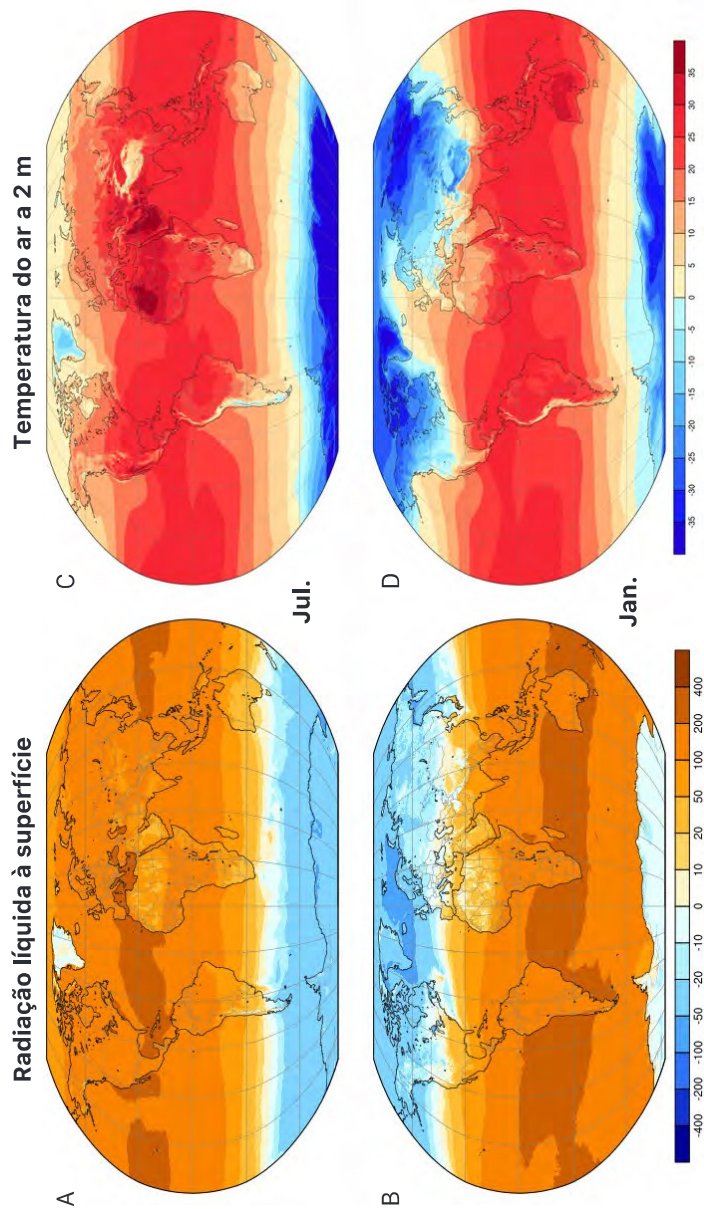


Figura 4.2. Climatologia do período de 1991–2020, calculada com a reanálise ERA5, da radiação líquida à superfície (W m^{-2}) (A, B) e temperatura do ar a 2 m de altura ($^{\circ}\text{C}$) nos meses de julho e janeiro para representar respectivamente o inverno (período seco) e o verão (período úmido) austral (C, D).
Fonte: Adaptado de Climate Visualizations & Animations (2024).

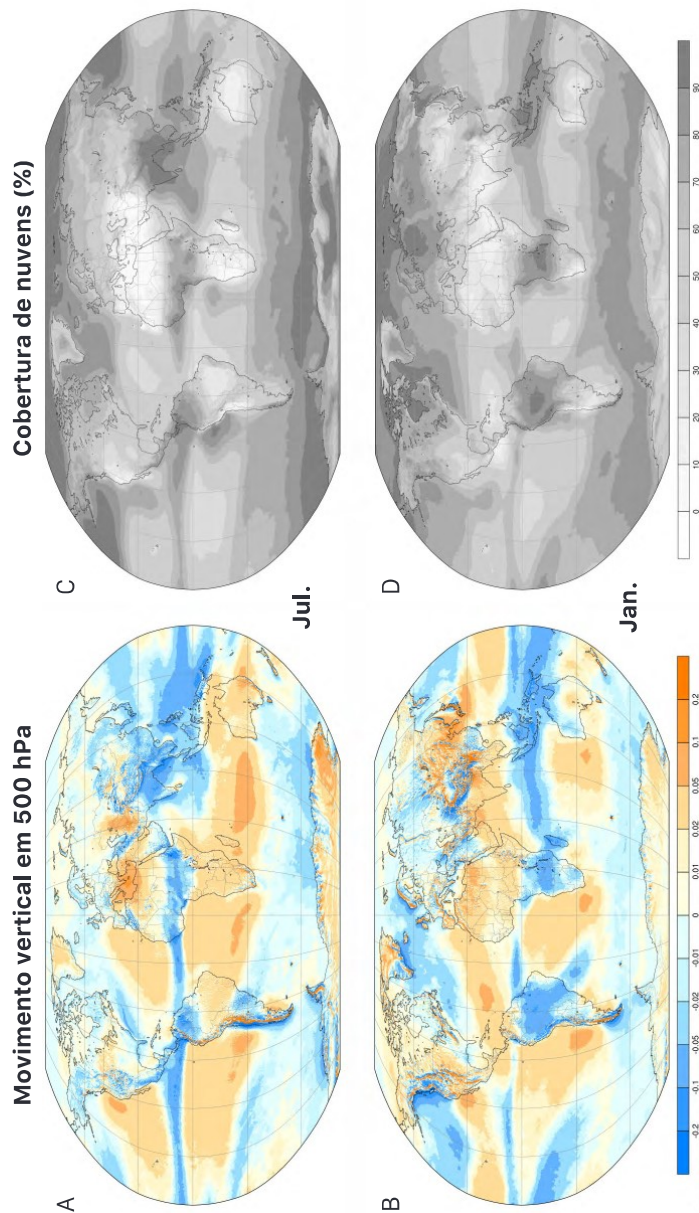


Figura 4.3. Climatologia do período de 1991–2020, calculada com a reanálise ERA5 do movimento vertical (Pa s^{-1}) (A, B), em que os valores negativos indicam ar ascendendo na atmosfera e valores positivos, ar subsidindo; e cobertura de nuvens nos meses de julho e janeiro (C, D) para representar, respectivamente, o inverno (período seco) e o verão (período úmido) austral.

Fonte: Adaptado de Climate Visualizations & Animations (2024).

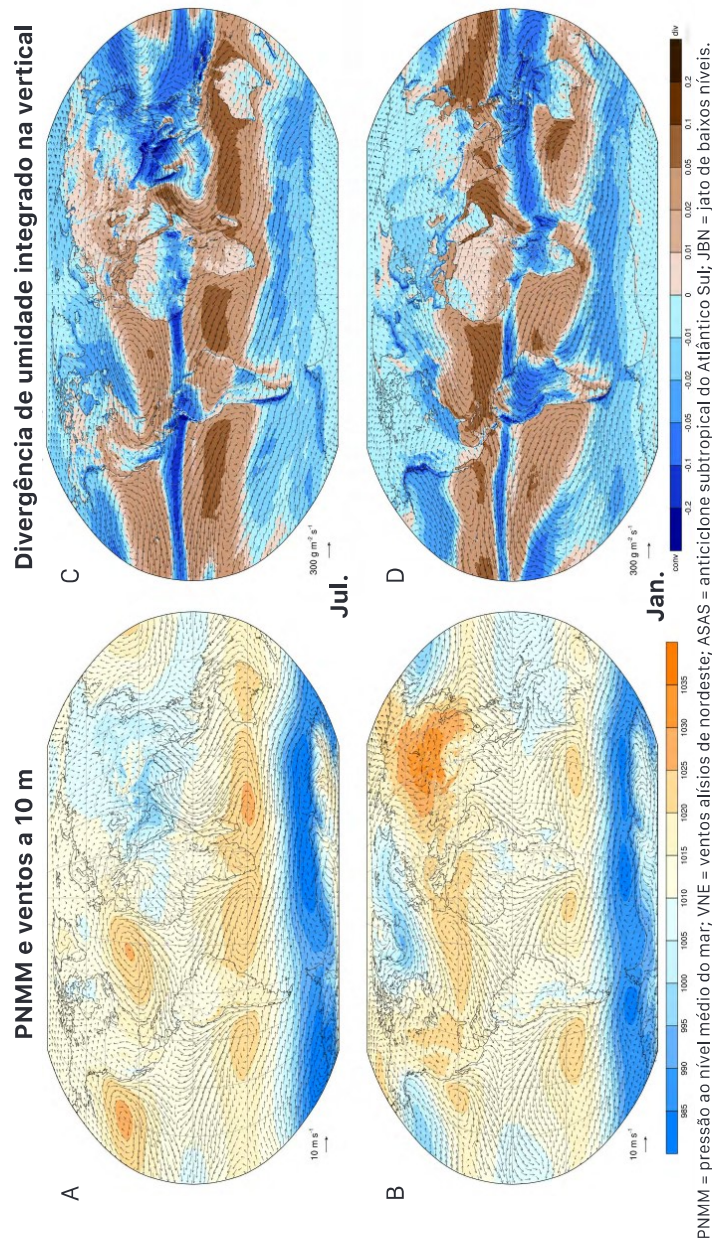


Figura 4.4. Climatologia do período de 1991–2020, calculada com a reanálise ERA5, da pressão atmosférica ao nível do mar (hPa; colorido) e ventos a 10 m de altura (m s^{-1} ; setas) (A, B) e divergência do fluxo de umidade integrado na vertical ($\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$) em cores (C, D), sendo os valores negativos indicadores de convergência e os valores positivos de divergência, e vetores indicando a direção do fluxo nos meses de julho e janeiro, para representar, respectivamente, o inverno e o verão austral. Ressalta-se que o JBN é uma característica da camada de 850 hPa, mas que também fica evidente na figura do fluxo de umidade integrado na vertical.

Fonte: Adaptado de Climate Visualizations & Animations (2024).

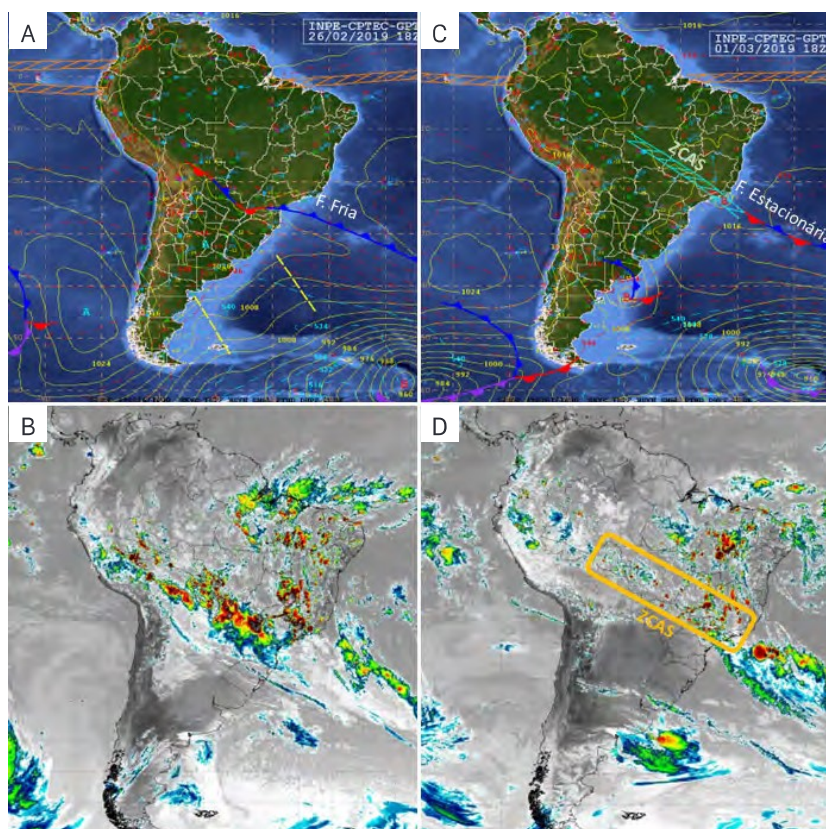


Figura 4.5. Episódio de ZCAS entre fevereiro e março de 2019. Cartas sinóticas de superfície mostrando os sistemas frontais e a pressão atmosférica ao nível do mar (hPa) em linhas amarelas (A, C) e imagens de temperatura de brilho do canal 13 do satélite GOES16 (B, D). A paleta de cores foi suprimida e o destaque é para as cores em tons mais avermelhados que indicam nuvens com topos frios ($< -60^{\circ}\text{C}$). Também é mostrada a posição da ZCAS (C, D).

Fonte: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Quando há intensa atividade convectiva na Amazônia, isso fortalece os movimentos ascendentes na atmosfera, perturbando os níveis mais altos, de forma que um anticiclone se forma e é bem configurado a cerca de 250 hPa (~ 10 km de altitude). Devido ao mecanismo de

propagação de ondas de Rossby equatoriais, o anticiclone se encontra deslocado para sudoeste do máximo de precipitação na Amazônia e, por isso, recebe o nome de Alta da Bolívia, já que seu centro se localiza sobre a Bolívia (Lenters; Cook, 1997). Como esse sistema é uma característica de grande escala da atmosfera, possui tamanho que cobre grande parte do centro da AS e, por isso, também tem parte sobre o Cerrado. Portanto, sob grande parte da alta espera-se encontrar nebulosidade, já que é uma resposta ao intenso aquecimento convectivo (Figura 4.6). Esse processo físico pode causar dúvidas ao leitor, pois, em geral, os livros textos mencionam que regiões de alta pressão são caracterizadas por tempo bom. Toda vez que se menciona a presença de um sistema de baixa ou alta pressão, o primeiro passo é saber em qual nível da atmosfera esse se encontra e o processo físico a ele associado. No caso dos anticiclones, aqueles propiciados pela convergência de massa nas ondas em níveis médios e altos da atmosfera ou pelo ramo subsidente da célula de Hadley (que, nesse caso, são os anticiclones semipermanentes) realmente irão produzir movimentos subsidentes, aumento da pressão próximo à superfície e céu, em geral, com ausência de nebulosidade. Porém, o caso em análise é de um sistema formado devido à convecção, que causa acúmulo de ar e perturbação na atmosfera mais alta. Se há ar ascendendo e esse é úmido, haverá nebulosidade.

Do outono para o inverno, o aquecimento radiativo decresce em comparação com o verão (Figuras 4.2A e 4.2B), a temperatura média do ar a 2 m é menor (Figuras 4.2C e 4.2D), a convecção é desfavorecida e, em parte, é inibida pela expansão do ASAS sobre o sudeste do Brasil (Figuras 4.4A e 4.4B), cujos movimentos subsidentes se contrapõem aos movimentos ascendentes. Nesse período, os ventos alísios de nordeste mais enfraquecidos também desfavorecem o transporte de umidade para a Amazônia e que, posteriormente, seria levada pelo JBN para o Cerrado e subtrópicos (Figuras 4.4C e 4.4D). Nessa época do ano, o JBN está mais configurado ao sul de 20°S, o que pode ser explicado pelo gradiente horizontal de pressão entre o setor oeste do ASAS e a baixa termo-orográfica no Noroeste da Argentina (combinação das circulações ciclônica a oeste e anticiclônica a leste).

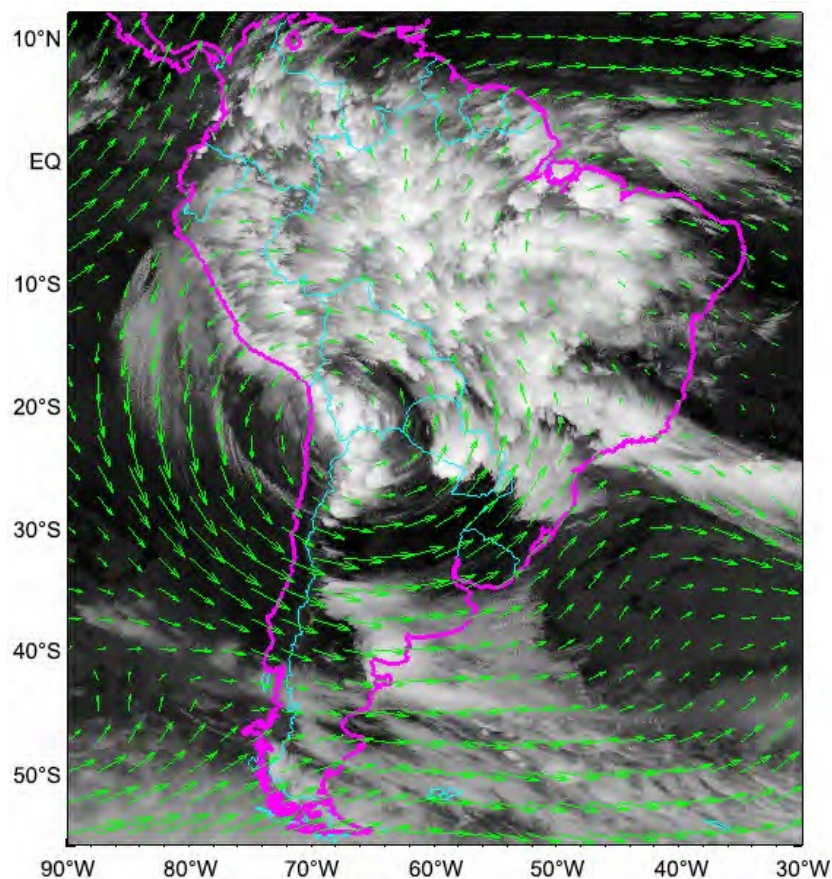


Figura 4.6. Exemplo de um episódio da alta da Bolívia ocorrido em 1º de fevereiro de 2015, podendo ser identificada pela circulação em altos níveis (200 hPa) com sentido anti-horário por meio dos vetores na cor verde. A imagem também mostra a nebulosidade (variável temperatura de brilho) do canal IR 10.7 do satélite GOES-13.

Fonte: Adaptado de EUMeTrain (2012).

Em todas as estações do ano, principalmente na região Sudeste do Brasil, o ASAS pode ser um agente causador de variabilidade tanto na precipitação quanto na temperatura do ar. O ASAS é uma característica

da circulação geral da atmosfera e está associado ao ramo subsidente da célula de Hadley no hemisfério sul (Reboita et al., 2019). Portanto, se um perfil vertical é traçado na região do ASAS, o sistema se caracterizará por maiores valores de pressão atmosférica (ou de altura geopotencial) na coluna atmosférica e por maiores temperaturas do que nas vizinhanças. Mecanismos de teleconexão (como os abordados na próxima seção) podem causar mudança nas características do ASAS. Por exemplo, no período de janeiro a março de 2014, um padrão de onda emanado das cercanias da Austrália afetou o posicionamento do ASAS, que adquiriu características similares às do período seco (sistema estendido para o oeste atuando sobre o continente). Isso colaborou para o déficit de precipitação nas regiões sudeste, nordeste e centro-oeste, enquanto o Sul do Brasil teve precipitação acima da média climatológica (Coelho et al., 2016). Portanto, o ASAS contribui para a ocorrência de veranicos, que são sequências de dias sem ocorrência de precipitação dentro do período chuvoso, sendo extremamente prejudiciais para a agricultura (redução da produtividade) no Cerrado (Assad et al., 1993). Assad et al. (1993) verificaram que os veranicos no Cerrado são mais frequentes em janeiro e, à medida que aumenta a duração dos veranicos (acima de 15 dias), a distribuição espacial do fenômeno se torna mais homogênea na parte oeste do Cerrado.

Enquanto a comunidade científica usa o termo veranico para se referir a um período seco dentro da estação chuvosa, a mídia usa esse termo para se referir a um período quente (onda de calor) dentro da estação fria. Ondas de calor são bem comuns durante o período seco (inverno) nas regiões centro-oeste e sudeste do Brasil. Nessas regiões, quando há estagnação da circulação atmosférica (por exemplo, a não passagem de sistemas frontais pelo país) há um acúmulo de energia dia após dia que auxilia a manutenção do ASAS; recorda-se aqui que esse é um sistema que tem subsidência e, portanto, há aquecimento adiabático (devido à compressão do ar em direção à superfície) que se soma ao aquecimento radiativo diurno.

No outono, o volume de precipitação é menor comparado ao do verão, e o inverno é o período mais seco no Cerrado, com a precipitação média mensal não ultrapassando 20 mm (Figura 4.1). A pouca precipitação que ainda ocorre nessas estações do ano está associada basicamente à passagem de frentes frias ou a instabilidades geradas por perturbações em níveis médios e altos da atmosfera como, por exemplo, pelo jato subtropical. As frentes correspondem à região de contato entre duas massas de ar com propriedades termodinâmicas distintas: uma quente e geralmente úmida, e outra fria e seca (Ynoue et al., 2017). Na Figura 4.7, é mostrado um caso de frente fria atuando sobre o Cerrado, no horário das 1200 UTC do dia 14 de junho de 2023, sendo ressaltado o campo de anomalia da temperatura do ar em 850 hPa (em meteorologia, a pressão atmosférica é a coordenada vertical mais utilizada), uma imagem de satélite do canal vapor d'água e a precipitação acumulada em milímetros (das 9 horas local do dia 13 até 9 horas do dia 14). A anomalia de temperatura (Figura 4.7A) é obtida mediante a diferença entre a temperatura observada no horário mencionado e a média climatológica desse mesmo horário. Esse campo é utilizado porque realça mais os contrastes de temperatura entre massas de ar com propriedades térmicas distintas do que a temperatura observada. De fato, a Figura 4.7A indica a presença de uma massa de ar mais fria (cores em tons de azul) sobre a Bolívia, Paraguai, Norte da Argentina e Sul do Brasil e uma mais quente sobre o centro-oeste do Brasil (cores em tons de vermelho). A interface entre as duas massas de ar é a região frontal. As posições das frentes fria (em azul) e quente (em vermelho) são destacadas na Figura 4.7B. Essa também mostra a umidade integrada na atmosfera por meio de informação de satélite. Sobre o continente, a região da massa de ar frio é caracterizada por cores mais escuras (na retaguarda da frente fria), o que indica ar seco. Já no lado equatorial da frente fria e quente, as cores mais acinzentadas na imagem indicam a presença de vapor d'água na atmosfera. Por fim, a Figura 4.7C apresenta o acumulado de precipitação, que mostra chuva tanto na região das frentes quanto ligeiramente na retaguarda e dianteira do sistema. Isso é um indicativo da chuva pós e pré-frontal.

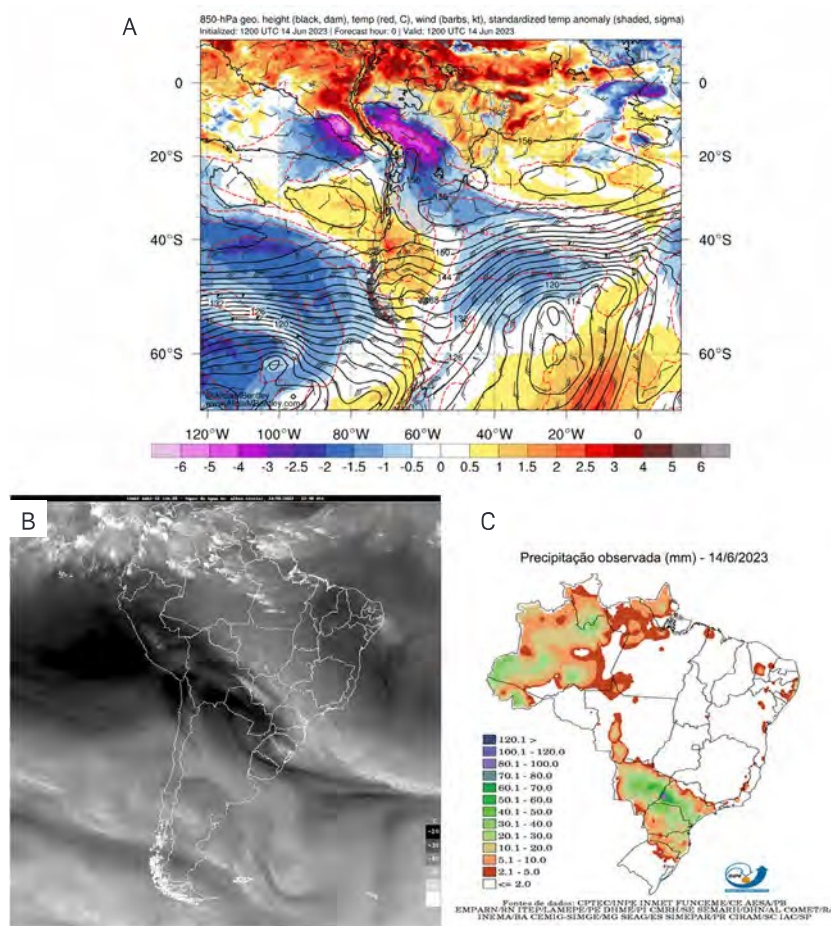


Figura 4.7. Exemplo de atuação de uma frente fria às 1200 UTC do dia 14 de junho de 2023. Campos meteorológicos em 850 hPa de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$, linhas vermelhas tracejadas), anomalia de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$, cores), altura geopotencial (m, linhas pretas) e direção e intensidade do vento (barbelas, nós) (A); imagem de satélite do canal vapor d'água do satélite GOES-16 (B) e precipitação acumulada (mm) entre às 9 horas local dos dias 13 e 14 de junho de 2023 (C)¹.

¹ Disponível em: (A) <https://www.atmos.albany.edu/student/abentley/realtime/>; (B) <http://satellite.cptec.inpe.br/home/index.jsp>; (C) <http://clima1.cptec.inpe.br/monitoramentobrasil/pt>

Nem todas as frentes frias que adentram o continente conseguem chegar até o bioma Cerrado, pois muitas adquirem uma trajetória mais zonal e se deslocam para o oceano Atlântico. O estudo de Carmo et al. (2023) sobre a atuação de frentes frias em Cuiabá, MT indica que a frequência média anual de frentes frias no Cerrado é de 16 sistemas. Escobar et al. (2019) mencionam que, não apenas a região Norte do Brasil apresenta episódios de friagem, a região Centro-Oeste e, portanto, o Cerrado, também é afetada por esses eventos. Segundo os autores, o termo friagem é utilizado para definir a queda de temperatura do ar nas latitudes tropicais, um exemplo é mostrado em Nobre et al., 2009, portanto, isso não é uma característica peculiar da Amazônia. Em Cuiabá, os episódios de friagem estão associados com declínios diários da temperatura máxima superiores a 10 °C e que podem ocorrer no dia da chegada de uma frente fria em Cuiabá ou um dia após. O padrão sinótico mais frequente associado com as friagens em Cuiabá mostra um anticiclone pós-frontal que se desloca do oceano Pacífico Sul em direção ao continente, como exemplificado na Figura 4.8, favorecendo uma forte advecção de ar frio sobre a porção central do Brasil.

O ar frio, associado ao anticiclone pós-frontal, das frentes frias que conseguem chegar ao bioma Cerrado também pode causar geadas. Na Figura 4.8, é mostrado um caso de frente fria ocorrida no final do mês de julho de 2021. A massa de ar frio (indicada na figura com as iniciais APF) atuou entre os dias 27/7/2021 e 1º/8/2021 sobre grande parte do país e causou queda de neve nas serras gaúcha e catarinense, friagem no sul e sudoeste da Amazônia e geadas em amplas áreas das regiões sul, sudeste e centro-oeste do país. As temperaturas mínimas atingiram valores negativos em diversas cidades. Por exemplo, no dia 30 de julho, a temperatura mínima na cidade de Iguatemi, MS chegou a -3,3 °C. No relatório publicado pelo Instituto Nacional de Meteorologia (Inmet, 2021) e nas análises de chuva do CPTEC/INPE², não consta precipitação no bioma Cerrado associada a esse episódio frio. As geadas

² Disponíveis em: <http://clima1.cptec.inpe.br/monitoramentobrasil/pt>

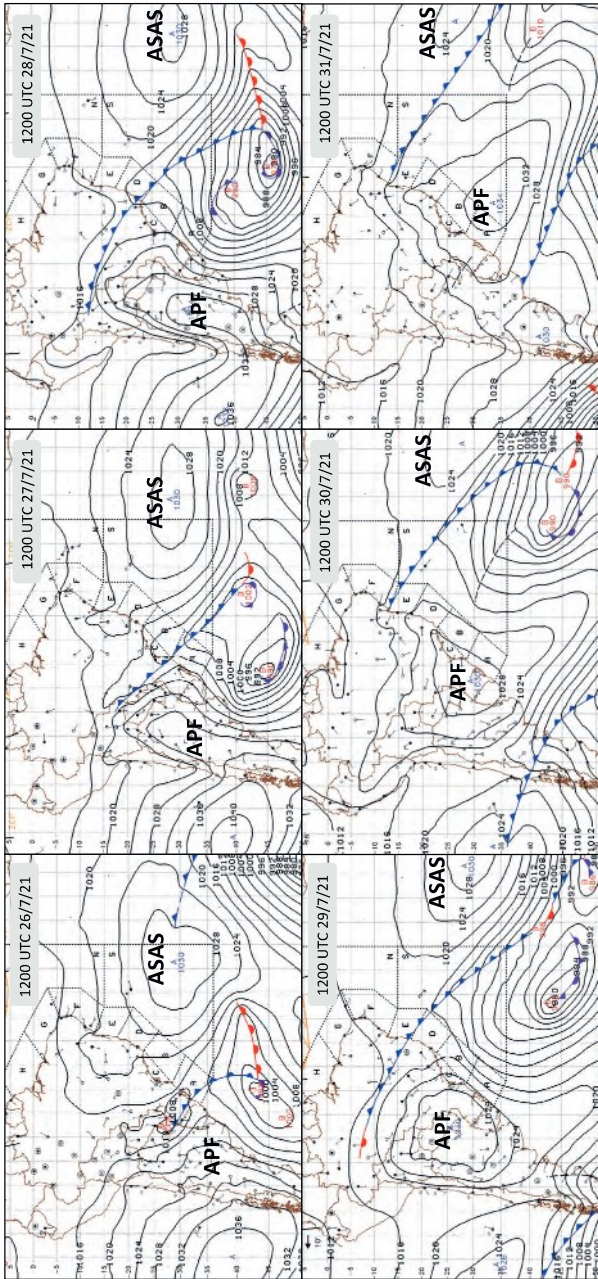
no bioma Cerrado também podem ocorrer na ausência de massas de ar pós-frontal. Nesse caso, estão associadas com o ciclo diurno das temperaturas e com a umidade do ar; durante o inverno, não há muita disponibilidade de vapor d'água na atmosfera no bioma Cerrado, que é um gás de efeito estufa e impede que a maior parte da energia liberada pela superfície deixe o sistema climático, indo para o espaço. Com pouco vapor d'água, a maior parte da energia recebida do sol ao longo do dia é perdida para o espaço à noite, pois o efeito estufa é limitado. Isso faz com que as temperaturas mínimas sejam baixas na manhã seguinte, podendo chegar a zero ou abaixo desse valor na superfície (relva), o que leva à formação de geadas (Ahrens; Henson, 2019). Quando uma dada área é de topografia elevada, o fator altitude também contribui para as temperaturas mais baixas e formação das geadas.

Um outro exemplo de sistema precipitante no Cerrado durante o período seco é exemplificado na Figura 4.9. Em maio de 2023, a precipitação foi escassa ao longo do mês em grande parte do país. Entretanto, no final do referido mês, um sistema frontal adentrou o Sul do país no dia 27, chegou à região Sudeste no dia 29 e deslocou-se para o oceano, estando totalmente afastado da costa brasileira no dia 31. A chuva causada pela passagem do sistema frontal foi volumosa no Sul do Brasil e no estado do Mato Grosso do Sul entre os dias 27 e 28 (Figuras 4.10B e 4.10C). Após a passagem da frente fria, a alta pós-frontal ocupou parte das regiões Sul e Sudeste do país e, conseqüentemente, parte do Cerrado. Com o domínio da alta pós-frontal, não seria esperada a ocorrência de precipitação no estado de Mato Grosso do Sul e nem na região Sudeste a partir do dia 30. Entretanto, em vários setores da região Centro-Oeste e Sudeste ocorreu precipitação entre o final do dia 30 até o final do dia 31, o que leva ao questionamento sobre qual sistema foi responsável pelo episódio de precipitação.

A resposta para o episódio descrito está associada à circulação da atmosfera em níveis altos (250 hPa). Na sequência de imagens para os dias 29 a 31 de maio de 2023, nas Figuras 4.11A e 4.11C, nota-se a presença de um cavado em altos níveis que no dia 29 localiza-se sobre a

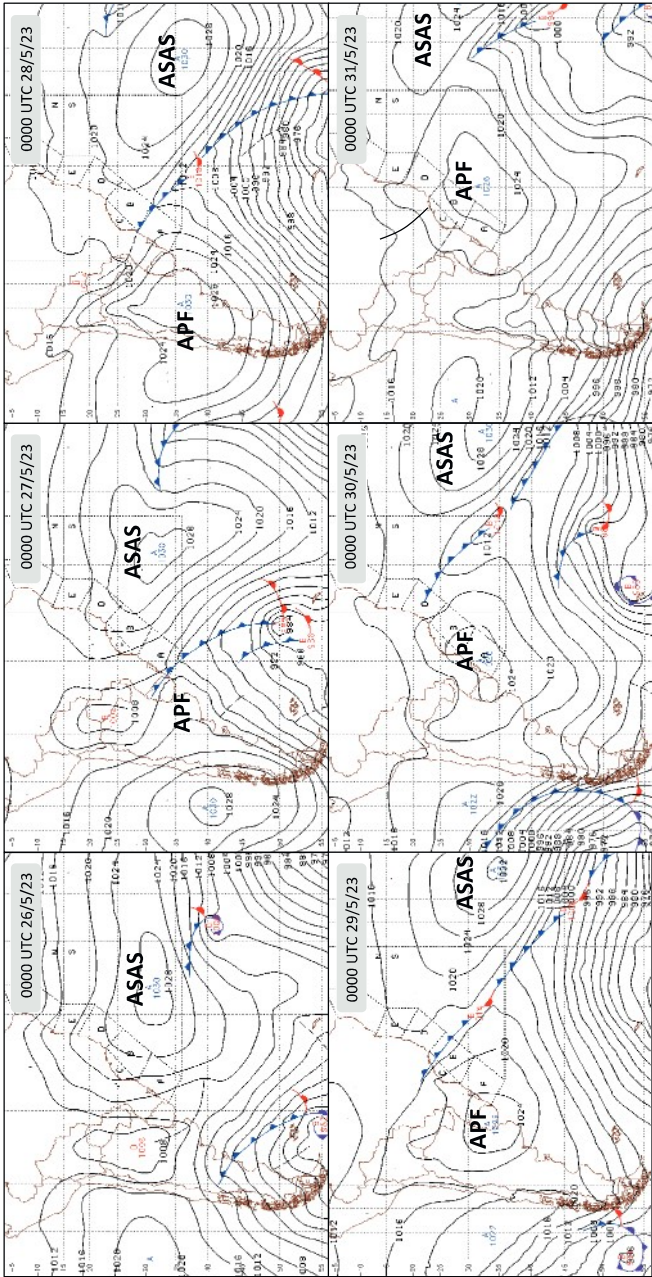
costa oeste da AS, mas que migra para leste atingindo o centro do país no dia 31. Por relações da dinâmica da atmosfera, sabe-se que a leste do eixo dos cavados em níveis médios e altos predomina divergência de massa, o que indica que o ar está deixando aquele local. Mas, como a atmosfera tende ao equilíbrio, para compensar a retirada de massa, movimentos ascendentes se desenvolvem, o que significa que há ar sendo transportado de níveis mais baixos para os altos (Figuras 4.11E e 4.11F). Isso implica em queda de pressão na superfície e um sinal desse processo aparece por meio do cavado invertido no campo da pressão ao nível médio do mar (PNMM) nas cartas sinóticas dos dias 30 e 31 (Figura 4.9). Essa área de menor pressão embebida na alta pós-frontal contribui para a convergência dos ventos em baixos níveis para tal região, isso é mostrado nas Figuras 4.11H e 4.11I. Assim, a convergência irá fortalecer ainda mais os movimentos ascendentes e, nesse processo, ar úmido é transportado para níveis médios da atmosfera. Como consequência, haverá condensação e formação de nuvens e precipitação. Portanto, episódios de chuva no Cerrado não são exclusivos da passagem de frentes frias, mas também da passagem de ondas em níveis médios e altos da atmosfera bem como pela divergência causada pelo jato subtropical (Figura 4.12). Um outro fato interessante na Figura 4.11C é que há uma configuração similar à de um bloqueio atmosférico, pois há a bifurcação dos jatos de altos níveis na imagem.

A Figura 4.12 mostra uma situação de ocorrência de jato subtropical sobre o Brasil contribuindo para nebulosidade no Cerrado e região Sudeste do país. Não seria esperada essa banda de nebulosidade nas áreas mencionadas já que o ASAS está atuando sobre elas de forma a inibir os movimentos ascendentes na atmosfera. Porém, o jato subtropical propicia, em alguns de seus trechos, divergência de massa, o que leva a movimentos ascendentes que se contrapõem aos de subsidência, favorecendo, então, o desenvolvimento de nebulosidade.



Legenda: APF = alta pós-frontal ASAS = Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul

Figura 4.8. Cartas sinóticas mostrando a evolução temporal do avanço de uma massa de ar frio (alta pós-frontal) sobre o bioma Cerrado no mês de julho de 2021.
Fonte: Marinha do Brasil.



Legenda: APF = alta pós-frontal; ASAS = Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul; - - - - - = cavado

Figura 4.9. Cartas sinóticas mostrando a evolução temporal do avanço de uma massa de ar frio (alta pós-frontal) sobre o bioma Cerrado no mês de maio de 2023.

Fonte: Marinha do Brasil.

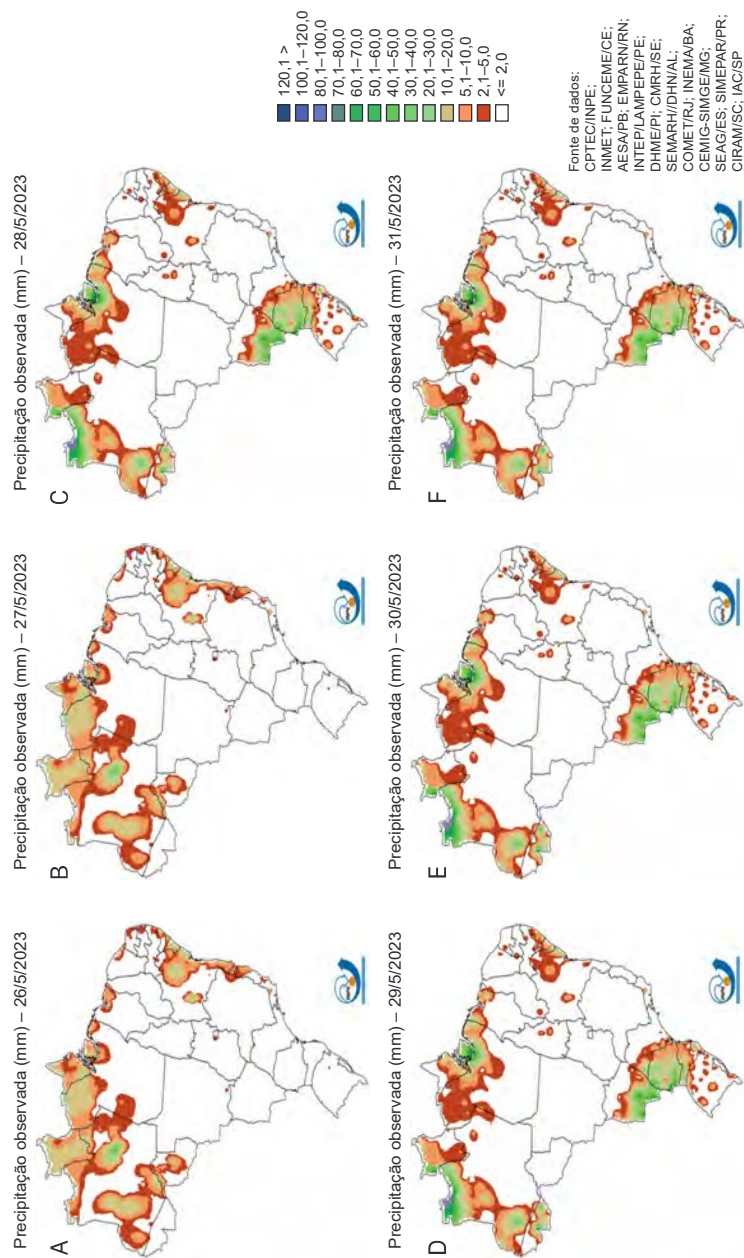


Figura 4.10. Precipitação acumulada diária (mm) entre 26 e 31 de maio de 2023.
Fonte: INPE.

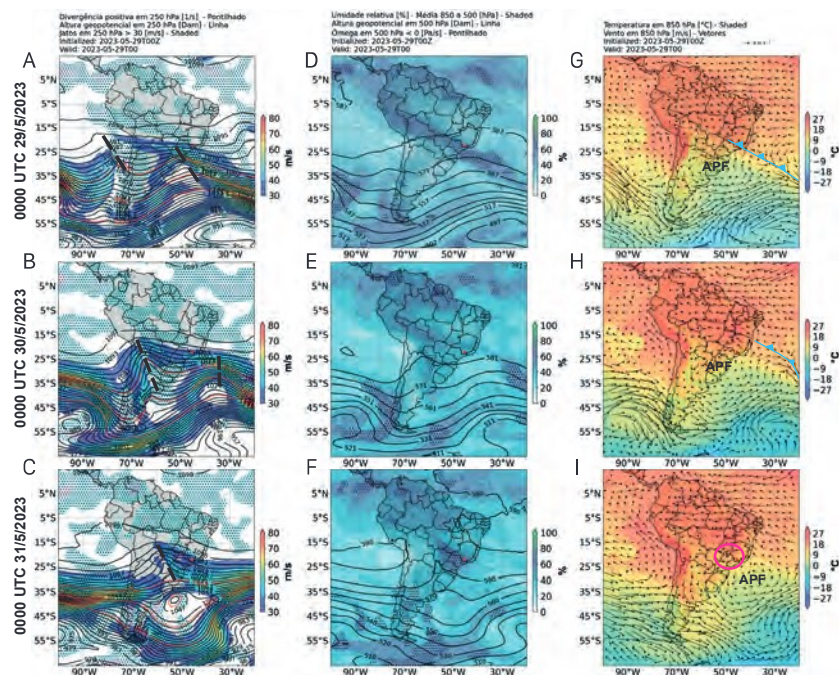


Figura 4.11. Campos atmosféricos às 0000 UTC entre os dias 29 e 31 de maio de 2023. Jatos em altos níveis (intensidade do vento superior a 30 m/s em 250 hPa), divergência de massa (s^{-1} ; somente valores positivos são mostrados com pontilhados), altura geopotencial em 250 hPa (gpm/10; linhas) e indicação de cavados mediante linhas tracejadas (A–C); umidade relativa média na camada entre 850 e 500 hPa (%; cores), altura geopotencial em 500 hPa (gpm/10; linhas) e movimento ascendente em 500 hPa (Pa/s; pontilhado e somente valores negativos que são indicadores de ar ascendendo) (D–F) e temperatura do ar em 850 hPa ($^{\circ}C$), direção do vento (vetores em preto), localização da frente fria em azul, indicação da localização da alta pós-frontal (APF) e em círculo rosa, local de convergência dos ventos próximo à superfície (G–I)³.

O período entre meados do outono e primavera pode ser devastador para a agricultura e ecossistemas em geral, não só pela falta de precipitação e ocorrência de geadas, mas também pelas queimadas, que

³ Análises do Global Forecast System (GFS) e imagens produzidas por Thales Chile e Michelle Reboita, disponível em: <https://meteorologia.unifei.edu.br/produtos/gfs/20230531/>

na sua maioria são atribuídas às atividades humanas (Oliveira-Júnior et al., 2021). No estado de Minas Gerais, as queimadas são mais frequentes entre agosto e setembro, que corresponde ao final do inverno e início da primavera, quando a água no solo também se torna mais escassa (Figura 4.13) (Santos et al., 2019).

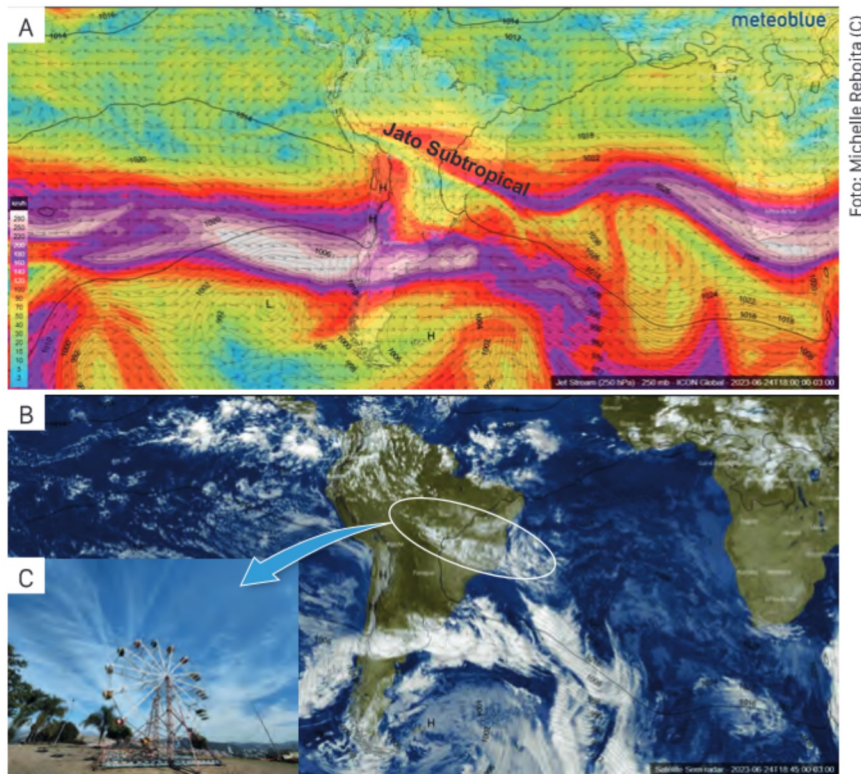


Foto: Michelle Reboita (C)

Figura 4.12. Exemplo da ocorrência do jato subtropical em 250 hPa (A) e da nebulosidade decorrente desse sistema sobre parte do Cerrado e sudeste do Brasil, indicada com o círculo vermelho, no dia 24 de junho de 2023 às 2100 UTC (1800 hora local) (B). Em A e B, a pressão ao nível médio do mar (hPa), em linhas pretas contínuas, também é mostrada. A nebulosidade decorrente da influência do jato está configurada na forma de nuvens cirrus, como também mostra fotografia à esquerda, no dia prévio (C).

Fonte: Adaptado de Meteoblue (2023).

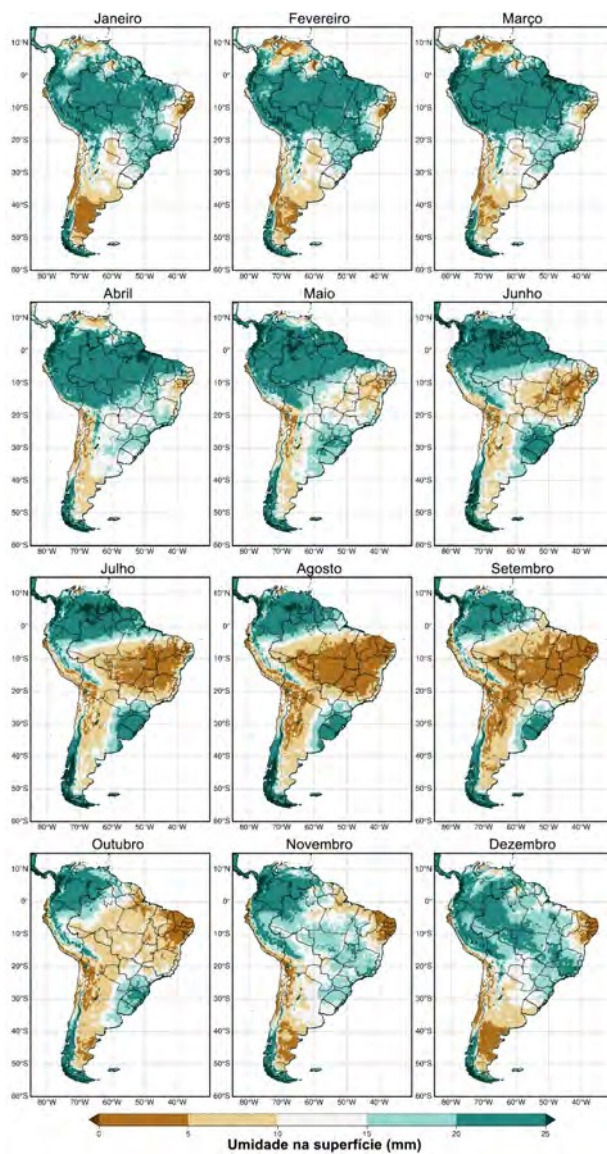


Figura 4.13. Média da umidade no solo (mm), na camada superficial (até 5 cm de profundidade), entre 2 de abril de 2015 a 2 de agosto de 2022, calculada com o produto NASA-USDA Enhanced SMAP Global Soil Moisture Data pertencente à Mission Soil Moisture Active Passive (SMAP) da NASA.

Queimadas com causas naturais ocorrem no Cerrado devido às descargas elétricas (Coutinho, 1982; Ramos-Neto; Pivello, 2000). As descargas elétricas normalmente ocorrem durante a estação chuvosa (outubro–abril), produzindo queimadas de baixa intensidade que favorecem o crescimento de espécies gramíneas (Abreu et al., 2017). Queimadas resultantes de atividades antrópicas são mais intensas e persistentes por um período maior e ocorrem principalmente na estação seca (maio–setembro) (Fidelis et al., 2018). Enquanto a ocorrência de queimadas na região pode estar associada a fatores climáticos de grande escala (Teodoro et al., 2022), atividades humanas também promovem sua intensificação no bioma (Oliveira-Júnior et al., 2021). Queimadas antrópicas no Cerrado se devem a práticas de manejo agropecuário e desmatamento, pois o fogo é utilizado na gestão de pastagens e na renovação e expansão de áreas agrícolas (Gomes et al., 2018; Oliveira-Júnior et al., 2021; Abreu et al., 2022). Geralmente, os pecuaristas queimam a vegetação anual ou bianualmente, para promover a rebrota do capim para os animais. Como essa queima acontece no meio ou final da estação seca, as queimadas antrópicas ficam mais intensas que as naturais, porque há mais biomassa morta acumulada (Fidelis et al., 2018). Essas queimadas desencadeiam mudanças na composição florística e na estrutura da comunidade de vegetação arbórea-arbustiva (Rissi et al., 2017; Ramos-Neto; Pivello, 2000; Silva Junior et al., 2020), além da emissão de poluentes e agravamento da qualidade do ar regional (Pope et al., 2020). Entre 1999 e 2018, cerca de 41,56% dos focos de queimadas identificados no Brasil ocorreram no Cerrado (Silva Junior et al., 2020).

As queimadas no Cerrado afetam o acúmulo de biomassa vegetal aérea e causam redução da biomassa de espécies sensíveis à queimada, transformando o bioma de um sumidouro de carbono para uma fonte de emissão de CO₂ (Bustamante et al., 2012; Burton et al., 2022). As queimadas também têm causado o avanço do Cerrado em direção ao bioma do Pantanal, dado que elas favorecem a ocorrência de espécies do Cerrado que são mais adaptadas aos eventos (Oliveira-Júnior et al., 2020). Além disso, as queimadas no Cerrado têm contribuído

para o aumento da frequência de queimadas na Amazônia, devido à proximidade dos dois biomas (Silva Júnior et al., 2020). Estimativas futuras indicam que o Cerrado sofrerá um aumento substancial na ocorrência de queimadas, podendo ser afetado por mais 900 mil focos de queimadas até setembro de 2030 (Silva Júnior et al., 2020). Além disso, queimadas antrópicas alteram o regime das queimadas naturais, visto que o desmatamento também está associado a uma redução da ocorrência de descargas elétricas na AS (Bekenshtein et al., 2023).

4.3 Modos de variabilidade natural do clima

O padrão climatológico mostrado nas Figuras 4.1 a 4.4 nem sempre se repete ano após ano, pois anomalias climáticas de origem natural em locais distantes do bioma Cerrado podem perturbar a atmosfera, causando alterações na localização, intensidade e/ou frequência dos sistemas atmosféricos precipitantes no Cerrado, o que, por consequência, leva ao excesso ou déficit de precipitação nesse bioma. Exemplos de déficit de chuva são mostrados na Figura 4.14 para o trimestre janeiro, fevereiro e março dos anos de 2014, 2015, 2016 e 2021. A seca de 2014 é discutida em Coelho et al. (2016), a de 2015 em Reboita et al. (2015) e a de 2021 em Freitas et al. (2022, 2023).

As perturbações na atmosfera que se originam em um dado local e afetam o clima de regiões distantes são chamadas de teleconexões ou modos de variabilidade natural do clima (Liu; Alexander, 2007). Grande parte dessas perturbações tem origem em fontes de calor no oceano, ou seja, surgimento “natural” de áreas com anomalias positivas na temperatura da superfície do mar (TSM) que perduram por semanas ou períodos mais longos. Essas áreas anormalmente quentes facilitam a convecção e a liberação de calor latente por condensação, que são os principais responsáveis pelos distúrbios atmosféricos nos trópicos e que têm propagação através de ondas (An et al., 2021). As mudanças na TSM também afetam o padrão de circulação de grande escala em latitudes tropicais associado às células de circulação zonal de Walker (leste-oeste) e meridional de Hadley (norte-sul). Portanto, uma vez que

essas células são perturbadas, podem servir como “pontes atmosféricas” para causar variabilidade no clima de regiões distantes (Liu; Alexander, 2007; An et al., 2020).

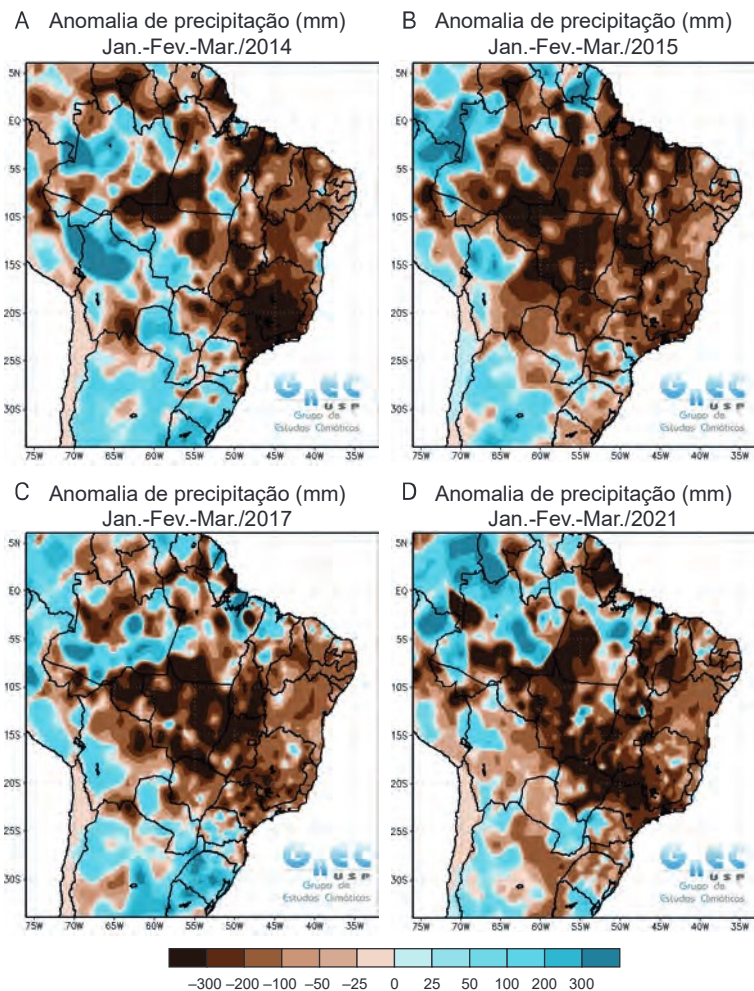


Figura 4.14. Anomalias de precipitação (mm) no trimestre janeiro-fevereiro-março dos anos 2014 (A); 2015 (B); 2017 (C) e (D) 2021 com base na climatologia do período de 1981 a 2010 obtida com os dados do Climate Prediction Center (CPC).

Fonte: GrEC-USP.

O padrão de teleconexão mais amplamente conhecido e discutido é o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS, ou em inglês, El Niño Southern Oscillation – ENSO). Entretanto, também há outros modos de variabilidade, com diferentes escalas temporais de atuação, que impactam o clima do Cerrado, como: Oscilação de Madden-Julian, Dipolo do Oceano Índico, Dipolo do Atlântico Subtropical, Modo Anular Sul e Padrão Pacífico-América do Sul. Além disso, a ocorrência concomitante de diferentes padrões de variabilidade pode acentuar os efeitos anômalos no clima de uma dada região; já quando os efeitos se contrapõem, podem causar pouco ou nenhum impacto. O conhecimento desses padrões e de suas persistências são informações básicas nos prognósticos climáticos nas escalas subsazonal e sazonal (Silva et al., 2021; Reboita et al., 2022). Para auxiliar os previsores de clima, há índices que monitoram o padrão das teleconexões (Souza et al., 2021), e alguns portais, como o da Universidade Federal de Itajubá, disponibilizam uma ferramenta online para monitoramento de vários índices atmosféricos e oceânicos⁴ que afetam a AS e, consequentemente, o bioma Cerrado.

4.4 Oscilação de Madden-Julian

A Oscilação de Madden-Julian (OMJ; ou no inglês Madden-Julian Oscillation – MJO) é uma célula de circulação zonal que se inicia na região equatorial no oceano Índico, associada à intensa convecção, e se propaga para leste com uma frequência de 30 a 60 dias; por isso, é denominada de oscilação intrassazonal (Jones et al., 2021). A localização do núcleo convectivo, que se inicia no oceano Índico tropical e se propaga para leste, irá definir as fases da OMJ que variam de 1 (local inicial) a 8. Durante as fases da OMJ, há regiões na banda tropical que têm favorecimento para a convecção (formação de chuva) enquanto outras têm para subsidência (desfavorecimento à precipitação).

Na AS, a OMJ afeta a precipitação nos trópicos e subtropicais, e um exemplo se dá por meio da modulação da ZCAS (Carvalho et al., 2004).

⁴ Disponível em: <https://meteorologia.unifei.edu.br/teleconexoes/>

A organização da precipitação na AS ocorre nas fases 8, 1 e 2 da OMJ, como é mostrado na Figura 4.15 obtida de Grimm (2019). Já o desfavorecimento ocorre, principalmente, nas fases 4, 5 e 6.

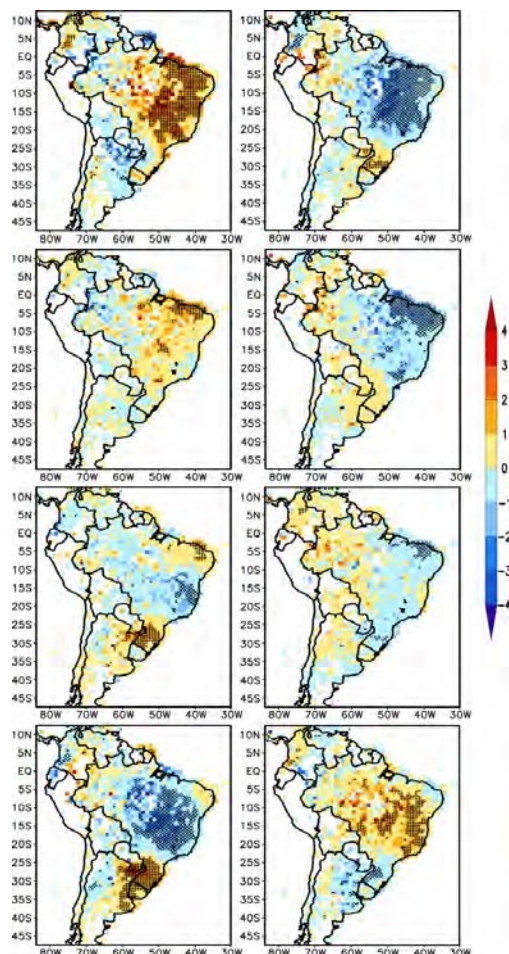


Figura 4.15. Composição das anomalias de precipitação (mm/dia) em cada fase da Oscilação de Madden-Julian (OMJ) durante o verão austral, filtradas na banda de 20 a 90 dias. Cores tendendo ao marrom indicam anomalias positivas e tendendo ao azul, negativas. As regiões hachuradas indicam anomalias com significância estatística maior do que 90%.

Fonte: Grimm (2019).

4.5 El Niño-Oscilação Sul

O ENOS é um fenômeno de acoplamento oceano-atmosfera, cuja componente oceânica é o El Niño (La Niña), caracterizada por anomalias positivas (negativas) de TSM (Figura 4.16) no Pacífico tropical central e leste (Philander, 1985, 1990), e a atmosférica é a Oscilação Sul, caracterizada por mudança no sinal das anomalias de pressão atmosférica entre Tahiti e Darwin, com pressão abaixo (acima) da média no setor central-leste (oeste) do Pacífico tropical, durante a ocorrência de El Niño (La Niña). Um evento ENOS dura, em média, de 6 a 18 meses e ocorre com frequência de 2 a 7 anos, por isso a denominação de evento com variabilidade interanual (Philander, 1985, 1990; Taschetto et al., 2020).

Durante a fase quente do ENOS, isto é, o El Niño, os ventos alísios ficam enfraquecidos, enquanto que na fase fria, La Niña, eles são mais intensos. Existem estudos que mostram que o El Niño possui três configurações (Andreoli et al., 2017; Cai et al., 2020; Reboita et al., 2021b), às quais também se atribui o nome de diversidade (ou flavors) do ENOS: o El Niño Pacífico Leste, também chamado de canônico, em que o aquecimento da TSM inicia na costa oeste da AS e migra em direção ao centro do Pacífico tropical (Cane, 1986); o El Niño Modoki, em que as anomalias positivas de TSM surgem no centro do oceano Pacífico tropical; e o MIX, em que as águas quentes surgem quase de forma concomitante nos setores central e leste do Pacífico equatorial. Em geral, esses tipos de El Niño causam mais variabilidade na intensidade das anomalias de precipitação na AS do que na localização delas (Andreoli et al., 2017; Reboita et al., 2021b).

A ocorrência de eventos ENOS modifica a posição e intensidade das células de circulação de Walker (zonal) e de Hadley (meridional), contribuindo para a dispersão de ondas de Rossby em direção aos extratropicais (teleconexão trópicos-extratropicais). Essas mudanças na circulação global impactam o clima do Brasil. Os eventos de El Niño, ao deslocarem a atividade convectiva do setor oeste para o setor central

e leste do oceano Pacífico equatorial, favorecem movimentos subsidentes sobre o oceano Atlântico equatorial e regiões Norte e Nordeste do Brasil. Enquanto na Amazônia, a subsidência da célula de Walker enfraquece a convecção, no Nordeste a subsidência é dominante, levando a episódios de déficit de precipitação. Durante os eventos de La Niña, a célula de Walker se torna mais intensa, contribuindo para fortalecer os movimentos ascendentes na Amazônia, o que favorece o aumento da precipitação (Ambrizzi et al., 2004; Hastenrath, 2012; Wiedermann et al., 2021).

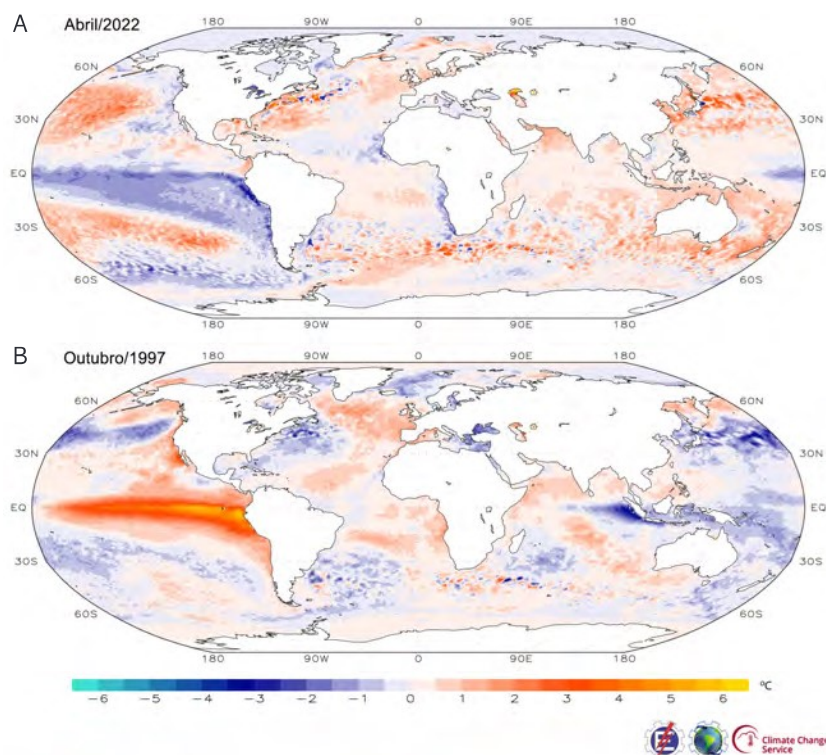


Figura 4.16. Anomalias da temperatura da superfície do mar (°C) indicando um episódio de (a) La Niña e (b) El Niño.

Fonte: Souza e Reboita (2021).

Grimm (2021) apresenta uma figura esquemática das anomalias das células de Hadley e Walker durante eventos de El Niño na primavera austral (outubro a dezembro), indicando um enfraquecimento da célula de Hadley durante esses eventos. Portanto, isso configura outro fator que ajuda a reduzir a precipitação na região Norte do Brasil. Pereira et al. (2017) também apresentam uma figura esquemática, mas mostrando os impactos do evento El Niño no ano de 2015 na circulação atmosférica e precipitação na AS (Figura 4.17). É mostrado que as anomalias negativas de precipitação dominaram na maior parte do continente, enquanto as anomalias positivas se concentraram no Rio Grande do Sul e Uruguai.

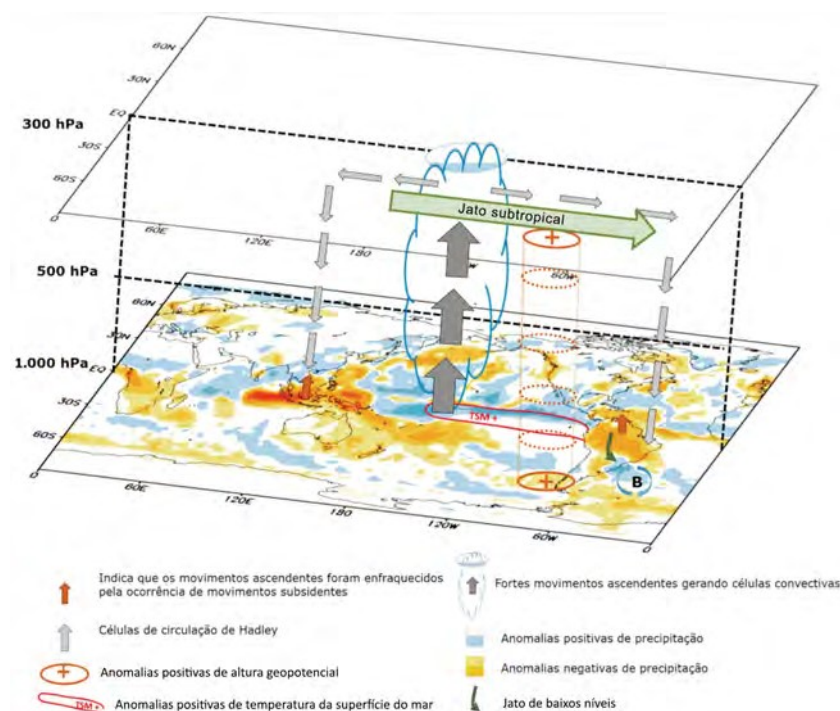


Figura 4.17. Exemplo dos impactos do evento El Niño no ano de 2015 na circulação geral da atmosfera durante os meses de setembro, outubro e novembro de 2015.

Fonte: Pereira et al. (2017).

Durante os eventos El Niño, ocorre a configuração de ondas de Rossby quase estacionárias para os extratropicais, sendo esse padrão de onda no hemisfério sul chamado de Padrão Pacífico-América do Sul (PSA) (Mo; Nogués-Paegle, 2001; Irving; Simmonds, 2016). A configuração do PSA durante os eventos El Niño (Figura 4.18) mostra um padrão de onda barotrópico (com características similares em toda a troposfera), com anomalias ciclônicas no sudoeste da AS, que se estendem para sudeste cruzando a AS e tendo maior intensidade no oceano Atlântico, e anomalias anticiclônicas na costa do sudeste do Brasil (região dos subtropicais) (Grimm et al., 1998a). Esse padrão de onda ajuda a modular a trajetória do JBN a leste dos Andes para o sudeste da AS (Silva et al., 2009; Martinez; Dominguez, 2014; Pereira et al., 2017; Grimm, 2021) e também para gerar anomalias de baixa pressão no oceano próximo ao Uruguai e sul do Brasil (Figura 4.17), que, por sua vez, ajudam na modulação do JBN para as maiores latitudes. A combinação do suporte de calor e umidade transportado pelo JBN com mecanismos de divergência de massa em altos níveis propiciados pelo jato subtropical sobre o continente cria condições favoráveis à formação de sistemas convectivos de mesoescala e, conseqüentemente, ao aumento da precipitação no sudeste da AS (Grimm et al., 1998a; Salio et al., 2007). Portanto, a umidade transportada pelo JBN até passa pelo Cerrado, mas a contribuição para a precipitação ocorre no sudeste da AS. Assim, em geral, esperam-se anomalias negativas de precipitação no Cerrado. Essas anomalias secas são mais configuradas sobre Goiás, Tocantins e parte de Mato Grosso. Já o setor mais ao sul do Cerrado pode ter sinal mais variável e/ou se assemelhar ao padrão das anomalias do sul do Brasil (Grimm et al., 1998b).

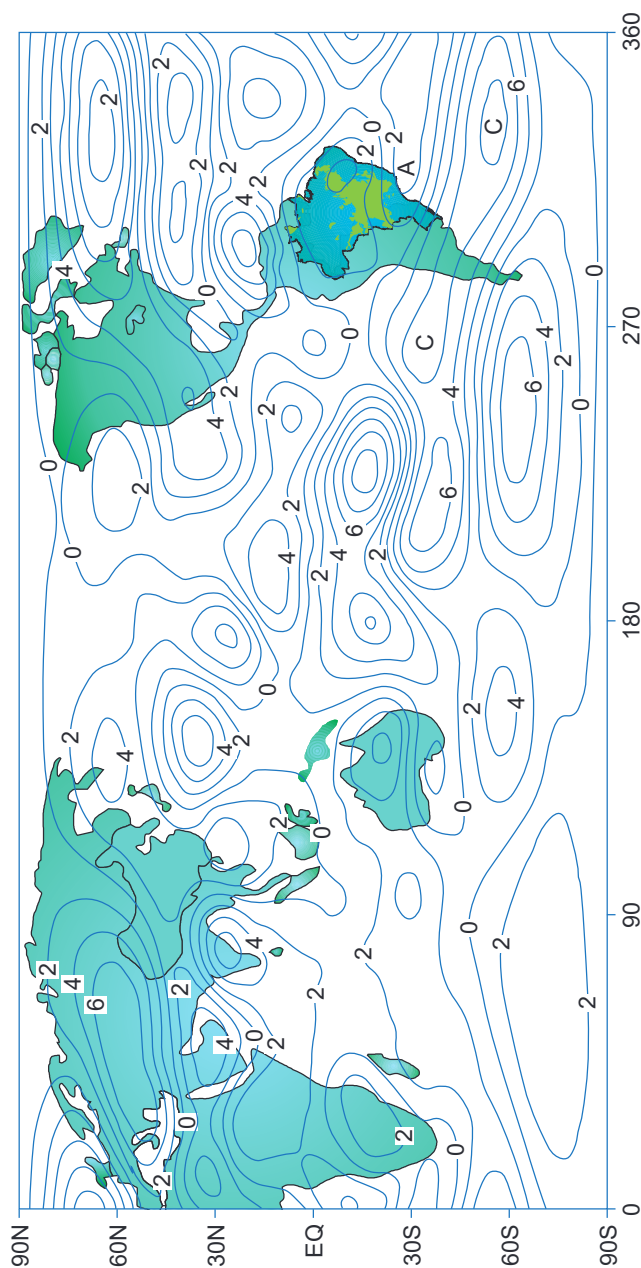


Figura 4.18. Composição das anomalias de função de corrente em 200 hPa em eventos de El Niño registrados nos meses de novembro de 1979, 1982 e 1986 (intervalos de contorno são de $2 \times 10^6 \text{ s}^{-2}$). Valores positivos (negativos) das anomalias de função de corrente indicam anomalias de circulação ciclônica – C – (anticiclônica – A) no hemisfério sul.

Fonte: Adaptado de Grimm et al. (1998a).

Durante os episódios de La Niña, o PSA possui padrão praticamente oposto ao mostrado na Figura 4.18 (Grimm et al., 1998a; Grimm, 2021), de forma que as anomalias de circulação anticiclônica dominam do sudoeste da AS ao oceano Atlântico e as ciclônicas, acerca da costa do sudeste do Brasil. Enquanto esse padrão inibe o deslocamento do JBN para o sudeste da AS, facilita seu deslocamento para a costa sudeste do Brasil, contribuindo com a chuva no Centro-Oeste e Sudeste do país. Esse padrão é mostrado no Atlas virtual⁵ que complementa o estudo de Reboita et al. (2021a). Portanto, em anos de La Niña, também é comum ver episódios da ZCAS deslocados para norte, isto é, sobre o norte de Minas Gerais.

Até aqui, mencionou-se que os episódios de ENOS afetam o volume da precipitação. Por exemplo, a precipitação é geralmente suprimida sobre a região tropical da AS devido ao reforço da subsidência em grande escala pela circulação de Walker sobre a Amazônia em eventos de El Niño. Entretanto, o ciclo de vida da estação chuvosa (início e fim do período chuvoso) também pode ser afetado. Os eventos de El Niño (La Niña) intensos podem atrasar (adiantar) o início da estação chuvosa na AS (Nieto-Ferreira; Rickenbach, 2011), o que pode estar associado à disponibilidade dos fluxos de calor latente e sensível de superfície durante o período pré-estação chuvosa, como discutido por Fu e Li (2004) e sumarizado em Reboita et al. (2023).

Fernandes e Grimm (2023) analisaram o impacto das fases do ENOS nas fases da OMJ e como isso afeta o período chuvoso (o período de monção) na AS. Os autores destacam que o ENOS pode modificar a relação entre a OMJ e as chuvas na AS, não apenas porque altera as características das anomalias convectivas e da propagação da OMJ, mas também porque cria diferentes estados básicos pelos quais as perturbações se propagam em direção à AS. Um dos resultados obtidos é que em ambas as fases do ENOS (El Niño e La Niña), há anomalias positivas de precipitação na região da ZCAS nas fases 8 e 1 e anoma-

⁵ Disponível em: <https://meteorologia.unifei.edu.br/teleconexoes/atlas/?ind=SAD&var=precwnd850>

lias negativas nas fases 4 e 5 da OMJ quando a comparação é realizada com períodos de neutralidade do ENOS. A modulação das fases do ENOS com outros modos de teleconexão e a chuva na AS também pode ser visualizada no Atlas virtual que complementa o estudo de Reboita et al. (2021a).

4.6 Oscilação Decadal do Pacífico

Os impactos dos episódios de El Niño e La Niña no clima da AS podem ser fortalecidos ou enfraquecidos quando da ocorrência concomitante com as fases da Oscilação Decadal do Pacífico (ou no inglês Pacific Decadal Oscillation – PDO), que têm duração de 20 a 30 anos (NASA, 2023). Assim, a PDO é uma resposta às variações lentas na TSM. Na fase positiva da PDO, o oeste do oceano Pacífico Norte apresenta TSM mais fria que a média climatológica, e a costa dos Estados Unidos em direção às latitudes tropicais apresenta águas mais quentes. Além disso, a fase positiva está associada a um sistema de baixa pressão atmosférica, conhecido como baixa das Aleutas. Na fase negativa da PDO, o padrão de anomalias é inverso.

Tanto em Kayano e Andreoli (2021) quanto em Reboita et al. (2021a) são apresentadas as anomalias de precipitação na AS combinadas em eventos El Niño/La Niña e as diferentes fases da PDO. Em geral, quando há ocorrência do fenômeno El Niño (La Niña) e fase positiva (negativa) da PDO, os impactos no clima da AS, descritos no item anterior, são intensificados. Além disso, Kayano e Andreoli (2021) mencionam que a célula anômala de Walker se torna mais intensa quando da ocorrência de El Niño e PDO positiva.

4.7 Dipolo do Oceano Índico

Outro mecanismo de teleconexão que pode impactar o Cerrado é o Dipolo do Oceano Índico (ou no inglês Indian Ocean Dipole – IOD), caracterizado por anomalias de TSM com sinais opostos entre os setores leste e oeste do Oceano Índico Tropical. Na fase positiva (negativa),

predominam águas mais quentes (frias) no setor oeste e frias (quentes) no setor leste do oceano Índico (Saji et al., 1999). O IOD contribui para a propagação de ondas de Rossby nas latitudes médias do hemisfério sul, o que afeta a circulação atmosférica sobre o oceano Atlântico e AS (Cai et al., 2012; Sena; Magnúsdóttir, 2020). Como exemplos desses efeitos, têm-se as mudanças na intensidade do ASAS que, por sua vez, afetam o JBN, e a alteração na posição climatológica da ZCIT e da ZCAS, tendo como consequência a mudança no regime de precipitação na região onde esses sistemas sinóticos atuam (Sena; Magnúsdóttir, 2020; Reboita et al., 2021a). Conforme mostra Reboita et al. (2021a), numa dada fase do IOD, em anos sem eventos ENOS, há uma resposta variável na precipitação da AS. Por exemplo, em dezembro-janeiro-fevereiro (DJF), na fase negativa, há excesso de chuva entre o sudeste do Brasil e a Bahia (Figura 4.19), enquanto em MAM ocorre déficit (figura não mostrada).

Alguns estudos têm indicado que a fase positiva do IOD tem sinal mais claro na AS durante a primavera (Chan et al., 2008), com anomalias positivas de precipitação no sudeste da AS e negativas no centro do Brasil. Esse padrão é influenciado por um trem de ondas emanado do oceano Índico, que favorece uma anomalia anticiclônica em baixos níveis na costa do Brasil que atua intensificando os ventos alísios e, esses, o JBN a leste dos Andes. Com o predomínio dessas anomalias anticiclônicas na costa do Brasil, o deslocamento do JBN para tal região é dificultado, e ele migra para o sudeste da AS. Esse fato, associado com a divergência anômala no Leste e Centro do Brasil causada pela extensão para norte (40°W 20°S) do anticiclone anômalo em baixos níveis da atmosfera, inibe a convecção, resultando em diminuição da precipitação nessas áreas (Chan et al., 2008). Ressalta-se que o padrão descrito pode ser reforçado quando da ocorrência concomitante de El Niño, pois este causa anomalias de circulação similares às da fase positiva do IOD na AS (Figura 4.19 A e 4.19 B).

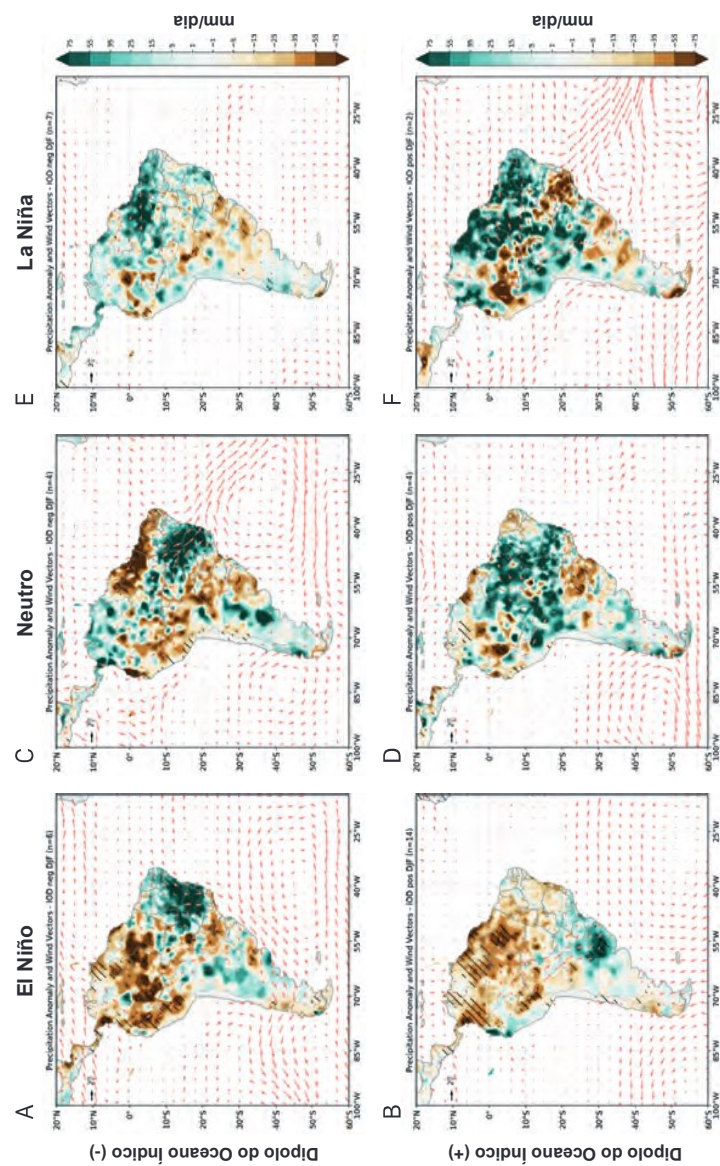


Figura 4.19. Impacto do Dipolo do Oceano Índico (IOD) na precipitação (mm/dia) do verão na América do Sul nas suas diferentes fases e ocorrendo concomitantemente com episódios de El Niño (A e B); anos neutros (C e D); episódios de La Niña (E e F).

No ano de 2019, o índice do IOD⁶ mostrou valores extremos entre setembro e novembro (0,893, 0,964 e 0,835, respectivamente). Concomitantemente com esses valores extremos, apareceram anomalias de altura geopotencial mais configuradas na média troposfera do que em baixos níveis no Brasil Central, região Sudeste e Oceano Atlântico. A Figura 4.20 indica que nos 3 meses ocorreram anomalias negativas de precipitação no Brasil Central e região Sudeste, e em outubro também ocorreu um núcleo com anomalias positivas no sudeste da AS; esse padrão se assemelha ao do estudo de Chan et al. (2008).

Em 500 hPa, fica evidente que o ASAS esteve mais intenso em setembro e outubro de 2019 (Figura 4.20). Como o ASAS é uma característica da circulação geral na atmosfera, apresenta subsidência que pode ter sido reforçada pelo trem de ondas associado ao IOD (note que aqui é apenas um estudo exploratório e que não leva em conta a influência de outros padrões de teleconexão importantes na AS). Logo, a subsidência do ASAS pode ter contribuído para inibir a convecção no Cerrado e sudeste do Brasil, resultando nas anomalias negativas de precipitação mostradas na Figura 4.20 e também nas anomalias positivas de temperatura do ar em alguns setores do continente. Por fim, ressalta-se que a fase positiva da IOD pode impactar o início da estação chuvosa, causando atraso no centro e sudeste do Brasil.

⁶ Disponível em: https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries/Data/dmi.had.long.data

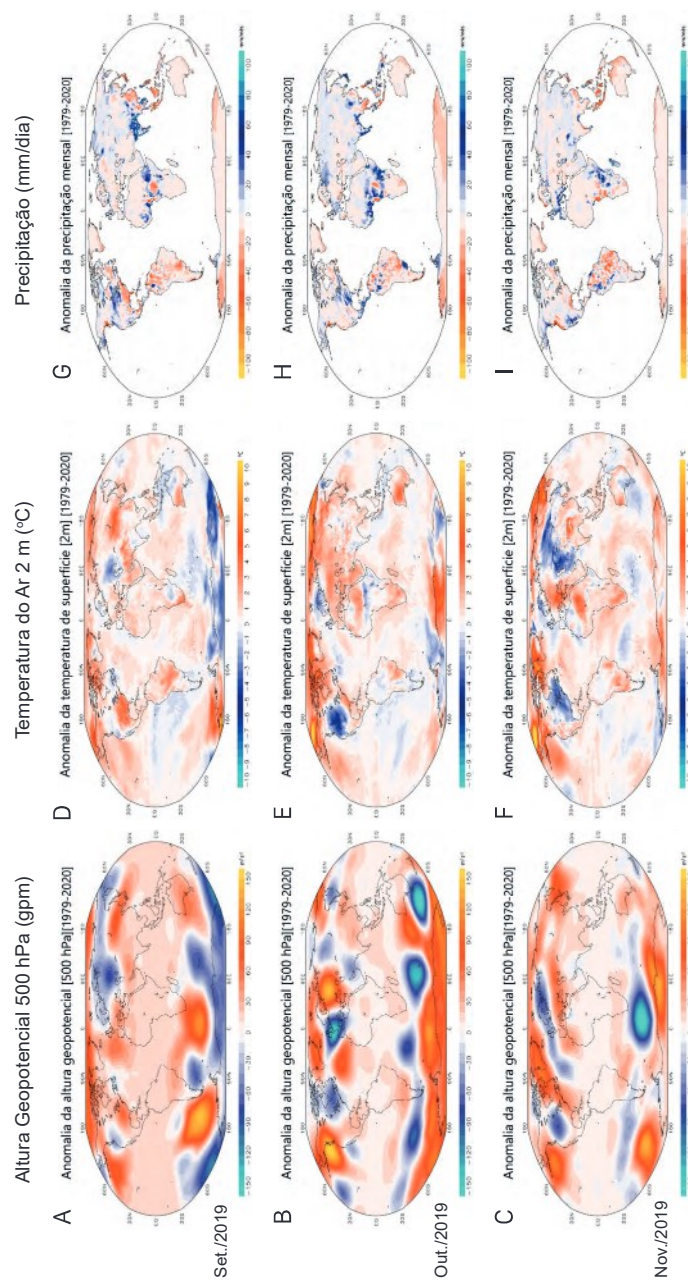


Figura 4.20. Anomalias, nos meses de setembro, outubro e novembro de 2019, de altura geopotencial (gpm) em 500 hPa, temperatura do ar a 2 m e altura (°C) e precipitação (mm/dia).
Fonte: Souza e Reboita (2021).

4.8 Modo Anular Sul

O Modo Anular Sul (ou no inglês Southern Annular Mode – SAM ou Antarctic Oscillation – AAO) – é o principal modo de variabilidade climática extratropical no hemisfério sul, caracterizado por anomalias de altura geopotencial em 700 hPa com sinais opostos entre as cercanias da Antártica e as latitudes próximas a 45°S. A fase positiva (negativa) da AAO é definida quando há anomalias negativas de altura geopotencial (positivas) nas cercanias da Antártica e positivas (negativas) nas latitudes médias (Thompson; Wallace, 1998, 2000).

Na fase positiva da AAO, observa-se um tripolo na frequência dos ciclones no Atlântico, com maior frequência desses sistemas na costa sudeste do Brasil, menor na costa sul da Argentina e mais próximo à Antártica (Reboita et al., 2015, 2021a). Os ciclones na costa sudeste podem ser favorecidos pela anomalia negativa de pressão atmosférica associada a um trem de onda de Rossby extratropical que se propaga do Pacífico ao Atlântico (Figura 4.21). Esse padrão parece contribuir para a organização da umidade, que é transportada do continente para o oceano, podendo causar chuva em Minas Gerais e déficit no sul do país. Alguns estudos também sugerem que a configuração do trem de onda de Rossby durante a fase positiva da AAO seja importante para modular a ocorrência da ZCAS, contribuindo para aumentar a precipitação na região de atuação desse sistema. Na fase negativa da AAO, a precipitação aumenta no sul do país (Silvestri; Vera, 2003; Carvalho et al., 2005; Reboita et al., 2009, 2015; Vasconcellos; Cavalcanti, 2010; Rosso et al., 2018).

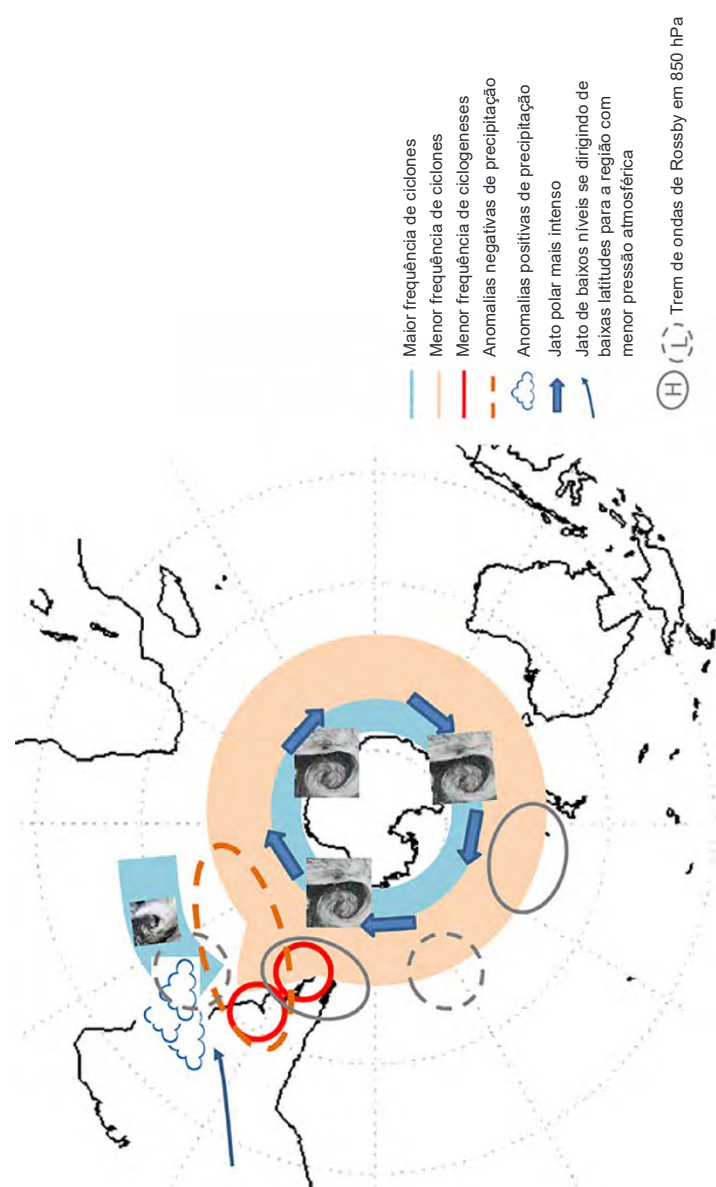


Figura 4.21. Modelo conceitual dos sistemas atmosféricos em períodos com fase positiva do Modo Anular Sul.
Fonte: Reboita et al. (2021a).

4.9 Dipolo Subtropical do Atlântico Sul

O Dipolo Subtropical do Atlântico Sul (em inglês South Atlantic Subtropical Dipole – SASD) (Morioka et al., 2011), também conhecido como Dipolo do Oceano Atlântico Sul (South Atlantic Ocean Dipole – SAOD) (Nnamchi et al., 2011), é caracterizado por anomalias de TSM de sinais opostos entre o Atlântico Sul tropical e extratropical. O índice do SASD é calculado nas áreas entre 10°–30°W e 30°–40°S (0°–20°W e 15°–25°S), enquanto o do SAOD é calculado considerando as áreas entre 0°–40°W e 25°–40°S (10°E–20°W, 0°–15°S). A razão dessa distinção nas áreas decorre da sazonalidade na posição do ASAS (Nnamchi et al., 2016). Existem estudos mostrando que o SASD ocorre independentemente das condições do ENOS (Bombardi et al., 2014). O SASD, quando caracterizado por anomalias positivas de TSM sobre o Atlântico Sul extratropical e negativas em direção ao norte, incluindo a costa sudeste do Brasil (fase negativa do SASD), está relacionado ao aumento da ciclogênese próximo ao sudeste do Brasil, o que ajuda a organizar a convecção da ZCAS, aumentando a precipitação durante o período chuvoso (Bombardi et al., 2014).

4.10 Dipolo de precipitação entre as regiões Sul e Sudeste do Brasil

O ASAS é um sistema de alta pressão semipermanente no oceano Atlântico Sul, com variabilidade longitudinal (deslocamento leste-oeste), latitudinal (norte-sul) e sazonal (Reboita et al., 2019). No inverno, o ASAS está intensificado e expandido para o oeste, atuando sobre o sudeste do Brasil, enquanto no verão está retraído para leste e auxilia no transporte de umidade do oceano para o leste do Brasil. A variabilidade longitudinal do ASAS em escala sinótica pode afetar a precipitação nas regiões sul e sudeste do país. Assim, Souza e Reboita (2021) apre-

sentam o Índice do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (IASAS), o qual é calculado mediante a diferença de anomalias mensais de PNMM entre as regiões sudeste (SE: 25°S–15°S, 50°W–40°W) e sul (SUL: 37,5°S–27,5°S, 60°W–50°W). Quando o índice é positivo (negativo), as anomalias de pressão ao nível médio do mar são positivas (negativas) no sudeste e negativas (positivas) no sul, sugerindo menores (maiores) volumes de precipitação no sudeste (sul) do país.

4.11 Considerações finais

Esse capítulo abordou os principais sistemas atmosféricos atuantes no Cerrado e os mecanismos de teleconexões associados à variabilidade climática. Entre os sistemas atmosféricos que contribuem para a estação chuvosa destaca-se a Zona de Convergência do Atlântico Sul. Já no período seco, quando há precipitação, os principais causadores são os sistemas frontais e as perturbações em médios e altos níveis da atmosfera. A estação chuvosa (seca) em anos sucessivos pode apresentar grandes variações, o que decorre da influência dos mecanismos de variabilidade climática como o fenômeno El Niño-Oscilação Sul. Entretanto, vale ressaltar que há diferentes modos de variabilidade atuando concomitantemente e que podem atuar reforçando ou enfraquecendo os impactos por eles causados no clima. Assim, o monitoramento e previsão de tempo e clima no Cerrado brasileiro é de grande importância para várias atividades socioeconômicas como as agrícolas.

4.12 Referências

- ABREU, M. C.; LYRA, G. B.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F.; SOUZA, A.; POBOČÍKOVÁ, I.; FRAGA, M. S.; ABREU, R. C. R. Temporal and spatial patterns of fire activity in three biomes of Brazil. **Science of the Total Environment**, v. 844, 157138, 2017.
- ABREU, R. C. R.; HOFFMANN, W. A.; VASCONCELOS, H. L.; PILON, N. A.; ROSSATTO, D. R.; DURIGAN, G. The biodiversity cost of carbon sequestration in tropical savanna. **Science Advances**, v. 3, e1701284, 2022.

AMBRIZZI, T.; SOUZA, E. B.; PULWARTY, R. S. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on the South American seasonal rainfall. In: DIAZ, H. F.; BRADLEY, R. S. (ed.). **The hadley circulation: present, past and future**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2004. Cap.3, p. 203-235. (Advances in global change research, 21).

AN, S.-I.; WANG, C.; MECHOSO, C. R. Teleconnections in the atmosphere. In: MECHOSO, C. R. (ed.). **Interacting climates of ocean basins: observations, mechanisms, predictability, and impacts**. Cambridge: Cambridge University Press, 2021. Cap. 2, p. 54-88.

ANDREOLI, R. V.; OLIVEIRA, S. S. de; KAYANO, M. T.; VIEGAS, J.; SOUZA, R. A. F. de; CANDIDO, L. A. The influence of different El Niño types on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. 3, p. 1374-1390, mar. 2017. DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.4783>

ASSAD, E. D.; SANO, E. E.; MASUTOMO, R.; CASTRO, L. H. R. de; SILVA, F. A. M. da. Veranicos na região dos Cerrados brasileiros: frequência e probabilidade de ocorrência. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 28, n. 9, p. 993-1003, 1993. Disponível em: <http://www.alice.cnptia.embrapa.br/alice/handle/doc/105462>. Acesso em: 15 mar. 2024.

BEKENSSTEIN, R.; PRICE, C.; MAREEV, E. Is Amazon deforestation decreasing the number of thunderstorms over South America? **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 149, n. 755, p. 2514-2526, July 2023. Part B. DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.4518>.

BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; REBOITA, M. S. Precipitation over eastern South America and the South Atlantic Sea surface temperature during neutral ENSO periods. **Climate Dynamics**, v. 42, p. 1553-1568, 2014.

BURTON, C.; KELLEY, D. I.; JONES, C. D.; BETTS, R. A.; CARDOSO, M.; ANDERSON, L. South American fires and their impacts on ecosystems increase with continued emissions. **Climate Resilience and Sustainability**, v. 1, n. 1, e8, Feb. 2022. DOI: <https://doi.org/10.1002/cli2.8>

BUSTAMANTE, M. M. C.; NARDOTO, G. B.; PINTO, A. S.; RESENDE, J. C. F.; TAKAHASHI, F. S. C.; VIEIRA, L. C. G. Potential impacts of climate change on biogeochemical functioning of Cerrado ecosystems. **Brazilian Journal of Biology**, v. 72, n. 3, p. 655-671, Aug. 2012. DOI: <https://doi.org/10.1590/S1519-69842012000400005>

CAI, W.; MCPHADEN, M. J.; GRIMM, A. M.; RODRIGUES, R. R.; TASCHETTO, A. S.; GARREAU, R. D.; DEWITTE, B.; POVEDA, G.; HAM, Y. -G.; SANTOSO, A.; Ng, B.; ANDERSON, W.; WANG, G.; Geng, T.; Jo, H. -S.; Marengo, J. A.; Alves, L. M.; 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 Earth and Environment**, v. 1, p. 215–31, 2020.

CAI, W.; VAN RENSCH, P.; COWAN, T.; HENDON, H. H. An asymmetry in the IOD and ENSO teleconnection pathway and its impact on Australian climate. **Journal of Climate**, v. 25, p. 6318–6329, 2012.

CANE, M. A. El Niño. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 14, n. 1, p. 43–70, 1986.

CARMO, E. L. I. do; REBOITA, M. S.; MARQUES, R. Evolução temporal das variáveis atmosféricas associadas a casos de frentes frias fortes em Cuiabá, MT, entre 1996 e 2015. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 16, p. 145–154, 2023.

CARVALHO, L. M. V. de; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88–108, 2004.

CARVALHO, L. M. V. de; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. **Journal of Climate**, v. 18, p. 702–718, 2005.

CHAN, S. C.; BEHERA, S. K.; YAMAGATA, T. Indian Ocean dipole influence on South American rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 14, 2008.

CLIMATE VISUALIZATIONS & ANIMATIONS. Disponível em: climvis.org. Acesso em: 26 jun. 2024.

COELHO, C. A. S.; OLIVEIRA, C. P.; AMBRIZZI, T.; REBOITA, M. S.; CARPENEDO, C. B.; CAMPOS, J. L. P. S.; TOMAZIELLO, A. C. N.; PAMPUCH, L. A.; CUSTÓDIO, M. S.; DUTRA, L. M. M.; ROCHA, R. P. da.; REHBEIN, A. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 11, p. 3737–3752, 2016. DOI: 10.1007/s00382-015-2800-1.

COUTINHO, L. M. Ecological effects of fire in Brazilian Cerrado. In: HUNTLEY, B. J.; WALKER, B. H. (ed.). **Ecology of tropical savannas**. Berlin: Springer, 1982. p. 273–291. (Ecological Studies, 42).

DURÁN-QUESADA, A. M.; REBOITA, M. S.; GIMENO, L. Precipitation in tropical America and the associated sources of moisture: a short review. **Hydrological Sciences Journal**, v. 57, n. 4, p. 612–624, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1080/02626667.2012.673723>

- ESCOBAR, G. C. J.; REBOITA, M. S. Relationship between daily atmospheric circulation patterns and South Atlantic Convergence Zone (SACZ) events. **Atmosfera**, v. 35, p. 1-25, 2022. DOI: <https://doi.org/10.20937/ATM.52936>.
- ESCOBAR, G. C. J.; VAZ, J. C. M.; REBOITA, M. S. Circulação atmosférica em superfície associada às friagens no centro-oeste do Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 42, p. 241-54, 2019. DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2019_1_241_254.
- EUMETRAIN. Bolivian high and its relationship with deep convection over Northern Argentina. 2012. Disponível em: <https://resources.eumetrain.org/satmanu/CM4SH/BoHi/index.htm>. Acesso em: 15 mar. 2024.
- FERNANDES, L. G.; GRIMM, A. M. ENSO modulation of global MJO and its impacts on South America. **Journal of Climate**, v. 36, n. 22, p. 7715-7738, 2023. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-22-0781.1>
- FERREIRA, G. W. S.; REBOITA, M. S. A new look into the South America precipitation regimes: Observation and Forecast. **Atmosphere**, v. 13, n. 6, 873, 2022.
- FIDELIS, A.; ALVARADO, S. T.; BARRADAS, A. C. S.; PIVELLO, V. R. The year 2017: megafires and management in the Cerrado. **Fire**, v. 1, n. 3, 49, 2018. DOI:10.3390/fire1030049.
- FREITAS, A. A.; DRUMOND, A.; CARVALHO, V. S. B.; REBOITA, M. S.; SILVA, B. C.; UVO, C. B. Drought assessment in São Francisco river basin, Brazil: characterization through SPI and associated anomalous climate patterns. **Atmosphere**, v. 13, n. 1, 41, 2022. DOI: <https://doi.org/10.3390/atmos13010041>.
- FREITAS, A. A.; REBOITA, M. S.; CARVALHO, V. S. B.; DRUMOND, A.; FERRAZ, S. E. T. Atmospheric and oceanic patterns associated with extreme drought events over the Paraná Hydrographic Region, Brazil. **Climate**, v. 11, n. 1, 12, 2023. DOI: <https://doi.org/10.3390/cli11010012>.
- FU, R.; LI, W. The influence of the land surface on the transition from dry to wet season in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 97-110, 2004. DOI 10.1007/s00704-004-0046-7.
- GOMES, L.; MIRANDA, H. S.; BUSTAMANTE, M. M. C. How can we advance the knowledge on the behavior and effects of fire in the Cerrado biome? **Forest Ecology and Management**, v. 417, p. 281-290, May 2018. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2018.02.032>.
- GrEC-USP. **Monitoramento Climático**. Disponível em http://www.grec.iag.usp.br/data/index_BRA.php. Acesso em: 20 nov. 2023.

GRIMM, A. M. Clima da Região Sul. In: CAVALCANTI, I. F. de A.; FERREIRA, N. J. (org.). **Clima das regiões brasileiras e variabilidade climática**. São Paulo: Oficina de Textos, 2021. 176 p.

GRIMM, A. M. Madden–Julian Oscillation impacts on South American summer monsoon season: precipitation anomalies, extreme events, teleconnections, and role in the MJO cycle. **Climate Dynamics**, v. 53, p. 907–932, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04622-6>.

GRIMM, A. M.; CARDOSO, A. D. O.; FERRAZ, S. E.; SORIANO, B. Há impacto significativo de eventos El Niño e La Niña no Centro-Oeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10.; CONGRESSO DA FLISMET, 8., 1998, Brasília, DF. [Anais]. [S.l.: s.n., 1998b.

GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E.; GOMES, J. Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 11, n. 11, p. 2863–2880, 1998a. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<2863:PAISBA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<2863:PAISBA>2.0.CO;2).

HASTENRATH, S. Exploring the climate problems of Brazil's Nordeste: a review. **Climatic Change**, v. 112, p. 243–251, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0227-1>.

INMET. **Levantamento da onda de frio que atuou sobre o Brasil no final de julho de 2021**. 2021. Disponível em: https://portal.inmet.gov.br/uploads/notastecnicas/LEVANTAMENTO_MASSA-DE-AR-FRIO-FINAL-DE-JULHO_vCGMADP.pdf#page=1&zoom=auto,-100,842. Acesso em: 29 maio 2023

INPE. (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). **Centro de Previsão de tempo e estudos climáticos**. Disponível em: <https://www.cptec.inpe.br/>. Acesso em: 20 nov. 2023

IRVING, D.; SIMMONDS, I. A new method for identifying the Pacific–South American pattern and its influence on regional climate variability. **Journal of Climate**, v. 29, n. 17, p. 6109–6125, 2016. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0843.1>.

JONES, C.; KAYANO, M. T.; SILVA DIAS, P. L.; CARVALHO, L. M. V. Variabilidade intrassazonal. In: CAVALCANTI, I. F. de A.; FERREIRA, N. J. (org.). **Clima das regiões brasileiras e variabilidade climática**. São Paulo: Oficina de Textos, 2021. p. 85–95.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Clima da Região Nordeste. In: CAVALCANTI, I. F. de A.; FERREIRA, N. J. (org.). **Clima das regiões brasileiras e variabilidade climática**. São Paulo: Oficina de Textos, 2021. p. 25–42.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. On the origin of the Bolivian High and related circulation features of the South American climate. **Journal of the**

Atmospheric Sciences, v. 54, n. 5, p. 656-678, 1997. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1997\)054<3C0656:OTOOTB>3E2.O.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1997)054<3C0656:OTOOTB>3E2.O.CO;2).

LIU, Z.; ALEXANDER, M. Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. **Reviews of Geophysics**, v. 45, n. 2, 2007. Paper number 2005RG000172. DOI: <https://doi.org/10.1029/2005RG000172>.

MARINHA DO BRASIL. **Cartas sinóticas**. Disponível em <https://www.marinha.mil.br/chm/dados-do-smm-cartas-sinoticas/cartas-sinoticas>. Acesso em: 18 nov. 2023

MARKOWSKI, P. An overview of atmospheric convection. In: GIAIOTTI, D. B.; STEINACKER, R.; STEL, F. (ed.). **Atmospheric convection: research and operational forecasting aspects**. Vienna: Springer, 2007. p. 1-6. (International Centre for Mechanical Sciences. Courses and Lectures, 475).

MARTINEZ, J. A.; DOMINGUEZ, F. Sources of atmospheric moisture for the La Plata river basin. **Journal of Climate**, v. 27, p. 6737-6753, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00022.1>.

METEORBLUE. Disponível em <https://www.meteoblue.com>. Acesso em: 24 jun. 2023.

MO, K. C.; NOGUÉS-PAEGLE. The Pacific–South American modes and their downstream effects. **International Journal of Climatology**, v. 21, p. 1211-1229, 2001. DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.685>.

MORIOKA, Y.; TOZUKA, T.; YAMAGATA, T. On the growth and decay of the subtropical dipole mode in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 24, n. 21, p. 5538-5554, Nov. 2011. DOI: <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4010.1>.

NASA. **El Niño/La Niña Watch & PDO**. 2023. Disponível em: <https://shre.ink/DhFI>. Acesso: 31.05.2023.

NIETO-FERREIRA, R.; RICKENBACH, T. M. Regionality of monsoon onset in South America: a three-stage conceptual model. **International Journal of Climatology**, v. 31, n. 9, p. 1309-1321, July 2011. DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.2161>.

NNAMCHI, H. C.; LI, J.; ANYADIKE, R. N. C. Does a dipole mode really exist in the South Atlantic Ocean? **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 116, n. D15, Aug. 2011. DOI: <https://doi.org/10.1029/2010JD015579>.

NNAMCHI, H. C.; LI, J.; KUCHARSKI, F.; KANG, I-S.; KEENLYSIDE, N. S.; CHANG, P.; FARNETI, R. An equatorial–extratropical dipole structure of the Atlantic Niño. **Journal of Climate**, v. 29, n. 20, p. 7295-7311, 2016. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0894.1>.

- NOBRE, C. A.; OBREGÓN, G. O.; MARENGO, J. A.; FU, R.; POVEDA, G. Characteristics of Amazonian climate: main features. **Amazonia and Global Change**, v. 186, p. 149-162, 2009. DOI:10.1029/GM186.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 2, p. 279-291, 1997. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<0279:AWADCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<0279:AWADCO>2.0.CO;2).
- OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F. de; MENDES, D.; CORREIA FILHO, W. L. F.; SILVA JÚNIOR, C. A.; GOIS, G. de; JARDIM, A. M. R. F.; SILVA, M. V.; LYRA, G. B.; TEODORO, P. E.; PIMENTEL, L. C. G.; LIMA, M.; SANTIAGO, D. B.; ROGÉRIO, J. P.; MARINHO, A. A. R. Fire foci in South America: impact and causes, fire hazard and future scenarios. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 112, Part 2, 103623, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103623>.
- OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F.; TEODORO, P. E.; SILVA JUNIOR, C. A.; BAIO, F. H. R.; GAVA, R.; CAPRISTO-SILVA, G. F.; GOIS, G. de; CORREIA FILHO, W. L. F.; LIMA, M.; SANTIAGO, D. B.; FREITAS, W. K.; SANTOS, P. J.; COSTA, M. S. Fire foci related to rainfall and biomes of the state of Mato Grosso do Sul, Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 282-283, 107861, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.107861>.
- PEREIRA, H. R.; REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T. Características da atmosfera na primavera austral durante o El Niño de 2015/2016. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 2, p. 293-310, 2017. DOI: 10.1590/0102-77863220011.
- PHILANDER, S. G. El Niño and La Niña. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 23, p. 2652-2662, 1985. DOI:10.1175/1520-0469(1985)042<2652:ENALN>2.0.CO;2.
- PHILANDER, S.G. **El Niño and La Niña and the Southern Oscillation**. San Diego, CA: Academic Press, 1990. (International Geophysics Series, 46).
- POPE, R. J.; ARNOLD, S. R.; CHIPPERFIELD, M. P.; REDDINGTON, C. L. S.; BUTT, E. W.; KESLAKE, T. D.; FENG, W.; LATTER, B. G.; KERRIDGE, B. J.; SIDDANS, R.; RIZZO, L.; ARTAXO, P.; SADIQ, M.; TAI, A. P. K. Substantial increases in Eastern Amazon and Cerrado biomass burning-sourced tropospheric ozone. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 3, e2019GL084143, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1029/2019GL084143>.
- RAMOS-NETO, M. B.; PIVELLO, V. R. Lightning fires in a Brazilian savanna national park: rethinking management strategies. **Environmental Management**, v. 26, p. 676-684, 2000.
- REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; CRESPO, N. M.; DUTRA, L. M. M.; FERREIRA, G. W. S.; REHBEIN, A.; DRUMOND, A.; ROCHA, R. P. da; SOUZA, C. A. Impacts of teleconnection patterns on South America climate. **Annals of the New**

York Academy of Sciences, v. 1504, n. 1, p. 116–153, 2021a. DOI: <https://doi.org/10.1111/nyas.14592>.

REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; SILVA, B. A.; PINHEIRO, R. F.; ROCHA, R. P. da The South Atlantic Subtropical Anticyclone: Present and future climate. **Frontiers in Earth Science**, v. 7, 8, 2019.

REBOITA, M. S.; FERREIRA, G. W. D. S.; RIBEIRO, J. G. M., ROCHA, R. P. da; RAO, V. B. South American Monsoon Lifecycle Projected by Statistical Downscaling with CMIP6-GCMs. **Atmosphere**, v. 14, n. 9, 1380, 2023. DOI: <https://doi.org/10.3390/atmos14091380>.

REBOITA, M. S.; KUKI, C. A. C.; FERREIRA, G. W. S.; TORRES, F. L. R.; LIMA, L. M. M.; LIMA, J. W. M. “Drivers” da previsão climática sazonal: uma revisão da literatura. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 31, p. 1-25, 2022.

REBOITA, M. S.; OLIVEIRA, D. M.; FREITAS, C. H.; OLIVEIRA, G. M.; PEREIRA, R. A. A. Anomalias dos padrões sinóticos da atmosfera na América do Sul nos meses de janeiro de 2014 e 2015. **Revista Brasileira de Energias Renováveis**, v. 4, p. 1-12, 2015.

REBOITA, M. S.; OLIVEIRA, K. R.; CORRÊA, P. Y. C.; RODRIGUES, R. Influência dos diferentes tipos do fenômeno El Niño na precipitação da América do Sul. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 14, p. 729-742, 2021b.

REBOITA, M.S.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. da. Relationship between the Southern Annular Mode and Southern Hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 48-55, Mar. 2009. DOI: <https://doi.org/10.1590/S0102-77862009000100005>.

RISSI, M. N.; BAEZA, M. J.; GORGONE-BARBOSA, E.; ZUPO, T.; FIDELIS, A. Does season affect fire behaviour in the Cerrado? **International Journal of Wildland Fire**, v. 26, p. 427-433, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1071/WF14210>.

ROSSO, F. V.; BOIASKI, N. T.; FERRAZ, S. E. T.; ROBLES, T. C. Influence of the Antarctic Oscillation on the South Atlantic Convergence Zone. **Atmosphere**, v. 9, 431, 2018. DOI: [10.3390/atmos9110431](https://doi.org/10.3390/atmos9110431).

SAJI, N. H.; GOSWAMI, B. N.; VINAYACHANDRAN, P. N.; YAMAGATA, T. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. **Nature**, v. 401, p. 360-363, 1999. DOI: <https://doi.org/10.1038/43854>.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 1290-1309, 2007. DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR3305.1>.

SANTOS, B. A.; OLIVEIRA, M. D. S.; SIVA, P. N.; SANTOS, J. G. M.; MATTOS, E. V.; REBOITA, M. S. Distribuição espaço-temporal dos focos de calor no estado de

Minas Gerais. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 42, n. 3, p.64-84, 2019.
DOI: https://doi.org/10.11137/2019_3_64_84.

SENA, A. C. T.; MAGNUSDOTTIR, G. Indian Ocean Dipole induces rainfall anomalies in the South American Monsoon. January 15, 2020. 2020. Accessed September 12, 2020. <https://ams.confex.com/ams/2020Annual/webprogram/Paper367320.html>.

SILVA JUNIOR, C. A.; TEODORO, P. E.; DELGADO, R. C.; TEODORO, L. P. R.; LIMA, M.; PANTALEÃO, A. A.; BAIO, F. H. R.; AZEVEDO, G. B.; AZEVEDO, G. T. O. S.; CAPRISTO-SILVA, G. F.; ARVOR, D.; FACCO, C. U. Persistent fire foci in all biomes undermine the Paris Agreement in Brazil. **Scientific Reports**, v. 10, 16246, 2020.

SILVA, G. M. de C.; GOZZO, L. F.; REBOITA, M. S. Etapas de uma previsão climática sazonal. **Terrae Didactica**, v. 17, e021026-e, 2021.

SILVA, G. A. M.; AMBRIZZI, T.; MARENGO, J. A. Observational evidences on the modulation of the South American low-level jet east of the Andes according to the ENSO variability. **Annales Geophysicae**, v. 27, p. 645-657, 2009.

SILVA, J. P. R.; REBOITA, M. S.; ESCOBAR, G. C. J. Caracterização da Zona de Convergência do Atlântico Sul em campos atmosféricos recentes. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 25, p. 355-377, 2019.

SILVESTRI, G. E.; VERA, C. S. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. **Geophysical Research Letters**, v. 30, 2115, 2003. DOI: <https://doi.org/10.1029/2003GL018277>.

SNYDER, R. L.; MELO-ABREU, J. D. **Frost protection: fundamentals, practice and economics**. Rome: Fao, 2005. v. 2. Disponível em: https://www.repository.utl.pt/bitstream/10400.5/4727/1/REP-FROST_Volume1.pdf . Acesso: 29 maio 2023.

SOUZA, C. A.; REBOITA, M. S. Ferramenta para o monitoramento dos padrões de teleconexão na América do Sul. **Terrae Didactica**, v. 17, p. e021009-e021009, 2021. DOI:10.20396/td.v17i00.8663474.

TASCHETTO, A. S.; UMMENHOFER, C. C.; STUECKER, M. F.; DOMMENGET, D.; ASHOK, K.; RODRIGUES, R. R.; YEH, S. ENSO atmospheric teleconnections. In: MCPHADEN, M. J.; SANTOSO, A.; CAI, W. (ed.). **El Niño Southern Oscillation in a Changing Climate**. Hoboken: Wiley ; Florida: American Geophysical Union, 2020, Cap. 14, p. 309-335.

TEODORO, P. E.; SILVA JUNIOR, C. A.; DELGADO, R. C.; LIMA, M.; TEODORO, L. P. R.; BAIO, F. H. R.; AZEVEDO, G. B.; AZEVEDO, G. T. O. S.; PANTALEÃO, A. A.; CAPRISTO-SILVA, G. F.; FACCO, C. U. Twenty year impact of fire foci and its relationship with climate variables in Brazilian regions. **Environmental**

Monitoring and Assessment, v. 194, 90, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10661-021-09702-x>.

THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. **Geophysical Research Letters**, v. 25, p. 1297-1300, 1998. DOI: <https://doi.org/10.1029/98GL00950>.

THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability. **Journal of Climate**, v. 13, p. 1000-1016, 2000. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2).

VASCONCELLOS, F. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Extreme precipitation over southeastern Brazil in the austral summer and relations with the southern hemisphere annular mode. **Atmospheric Science Letters**, v. 11, n. 1, p. 21-26, Jan./Mar. 2010. DOI: <https://doi.org/10.1002/asl.247>.

WANG, B.; LIU, J.; KIM, H. -J.; WEBSTER, P. J.; YIM, S. -Y. Recent change of the global monsoon precipitation (1979–2008). **Climate Dynamics**, v. 39, p. 1123-1135, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1266-z>.

WIEDERMANN, M.; SIEGMUND, J. F.; DONGES, J. F.; DONNER, R. V. Differential imprints of distinct ENSO flavors in global patterns of very low and high seasonal precipitation. **Frontiers in Climate**, v. 3, 618548, 2021.

YNOUE, R. Y.; REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; SILVA, G. A. M. **Meteorologia: noções básicas**. São Paulo: Oficina de Textos, 2017. 184 p.