

Revisão

“Distúrbios Ondulatórios de Leste” Sobre o Atlântico Tropical Sul: Revisão e Discussão Sobre Terminologia

Bruce Francisco Pontes da Silva¹ , Natalia Fedorova² 

¹*Coordenadoria Estadual de Proteção e Defesa Civil, Corpo de Bombeiros Militar do Estado do Espírito Santo, Vitória, ES, Brasil.*

²*Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, AL, Brasil.*

Recebido em: 11 de Maio de 2023 - Aceito em: 10 de Outubro de 2023

Resumo

Apresenta-se aqui uma revisão a respeito dos distúrbios ou perturbações nos ventos alísios que se propagam sobre o oceano Atlântico sul, assim como uma discussão a respeito desse sistema meteorológico, de acordo com a literatura analisada. A maioria dos autores sugere que esses distúrbios têm seus principais processos encontrados em níveis baixos da troposfera. Estes estudos indicam que esses sistemas são típicos do outono e inverno do Hemisfério Sul, sendo responsáveis pela maior parte da precipitação anual observada sobre a faixa leste da Região Nordeste do Brasil. Um guia prático para a identificação desse sistema sinótico é apresentado, e uma terminologia apropriada é proposta com o intuito de dirimir equívocos causados na prática operacional devido ao uso equivocado de uma mesma terminologia para referenciar sistemas diferentes. A nova nomenclatura proposta para a região estudada é “Distúrbios Ondulatórios nos Ventos Alísios” (Dova), uma vez que o sistema analisado apresenta sua atividade principal em baixos níveis, se diferenciando de outros sistemas que fluem de leste ou são estacionários e não estão diretamente ligados aos ventos alísios, apresentando seus processos principais em outros níveis.

Palavras-chave: ventos alísios, distúrbios, Atlântico Sul, guia prático, terminologia.

“Easterly Wave Disturbances” Over the Tropical South Atlantic: A Review and Discussion About Terminology

Abstract

This article provides an overview about the disturbances in the trade winds that propagate over the south Atlantic Ocean, as well as a discussion about this weather system, according to the literature. Most authors suggest that these disturbances have their main processes found at low levels of the troposphere. These studies indicate that this system is austral fall and winter typical and can be associated to most of the annual precipitation observed over the eastern area of the Brazil Northeast region. A practical guide for the identification of the disturbances in the trade winds is presented, and a new terminology is proposed to resolve misunderstandings in operational practice due the use of the same terminology to refer to different systems. The new nomenclature suggested is “Wave Disturbances in the Trade Winds”, since the analyzed system presents its main activity at low levels, differentiating itself from other systems that flow from the east or are stationary and are not directly linked to the trade winds, presenting their main processes at higher levels.

Keywords: trade winds, disturbances, south Atlantic, practical guide, terminology.

1. Introdução

Os Ventos Alísios (VA) podem ser definidos, de forma simplificada, como “ar que flui para a região equatorial do planeta a partir dos anticiclones subtropicais, predomi-

nando sobre as latitudes tropicais” - de modo geral, os centros destes anticiclones estão situados em torno dos 30° N e 30° S sobre os oceanos (Vasquez, 2000). Os VA funcionam como uma corrente para a propagação de distúrbios ou perturbações tropicais, incluindo os ciclones

tropicais, os quais transportam poeira da África em direção ao oeste (Riehl, 1954; Varejão-Silva, 2006).

Os VA apresentam correntes de nordeste (NE) sobre o oceano Atlântico Norte e de sudeste (SE) sobre o oceano Atlântico Tropical Sul - ATS (Fig. 1).

Os VA apresentam velocidade máxima durante o inverno e quando a Oscilação Ártica (Hemisfério Norte) ou a Oscilação Antártica (Hemisfério Sul) em sua fase positiva pois, de acordo com a teoria dinâmica da circulação geral, os ventos alísios são resultado das invasões de ondas de ar frio na retaguarda das famílias de ciclones e anticiclones baroclínicos, ou seja, das ondas de Rossby (Fedorova e Levit, 2023). As correntes oceânicas associadas aos VA contribuíram para que antigas embarcações europeias e africanas navegassem até as américas e das américas para a Ásia. Até os dias atuais, algumas embarcações utilizam os VA, que normalmente são calmos.

Os VA sopram de SE sobre o ATS em direção à Região Nordeste do Brasil - NEB (Fig. 2) durante pratica-

mente todo o ano (Fedorova, 2008). Quando os distúrbios que se formam no campo dos VA alcançam o NEB podem causar eventos extremos de precipitação sobre o leste da região - ENEB (Fig. 2), sobretudo durante sua quadra chuvosa, que vai de abril a julho. As chuvas fortes ligadas a esses distúrbios costumam causar grandes transtornos na agricultura, turismo e em outros setores importantes da economia local. Tais distúrbios são responsáveis por mais da metade do total de precipitação observado durante o período chuvoso do ENEB (Pontes da Silva, 2011 e 2020; Gomes *et al.*, 2019). Porém, nas áreas afastadas da costa (cerca de 100-250 km ao oeste), os eventos extremos de chuva ligados aos distúrbios nos VA são raros, mesmo durante a quadra chuvosa do ENEB (Molion e Bernardo, 2002).

Outros sistemas sinóticos, como as zonas de convergência associadas a frentes frias ou as próprias frentes frias/estacionárias também estão ligadas com eventos de precipitação intensa sobre o ENEB (Kousky, 1979 e 1980;

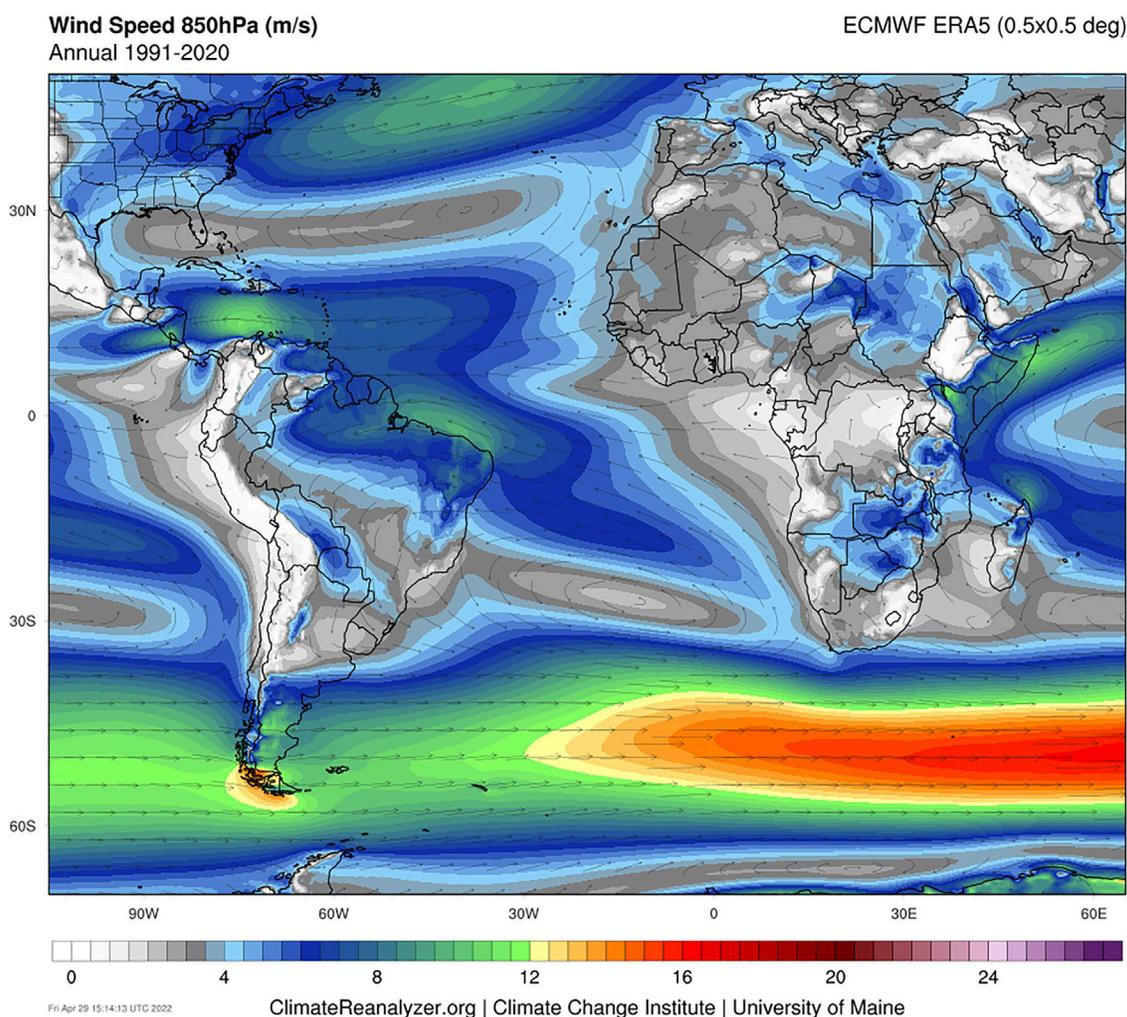


Figura 1 - Média anual da velocidade e direção (vetores) do vento em 850 hPa (1991-2020). Fonte: University de Maine com dados da reanálise ECMWF Reanalysis v5 (ERA5).

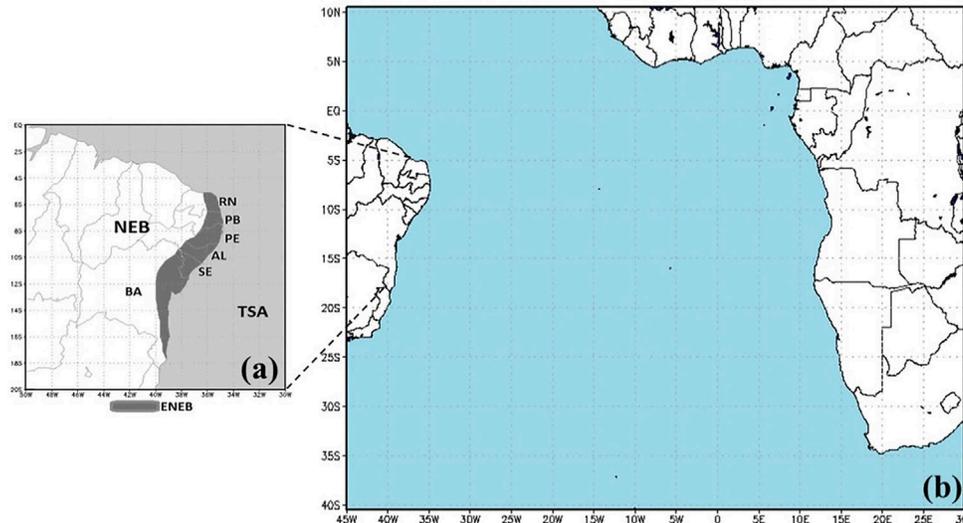


Figura 2 - Localização da Região Nordeste do Brasil (NEB), Leste da NEB - ENEB, área de cor cinza escuro (a) e parte do oceano Atlântico Tropical Sul - ATS (b). Lista das Unidades Federativas do ENEB: Rio Grande do Norte (RN), Paraíba (PB), Pernambuco (PE), Alagoas (AL), Sergipe (SE) e Bahia (BA). Fonte: adaptado de Pontes da Silva (2020).

Kouadio *et al.*, 2012; Fedorova *et al.*, 2016; Lyra *et al.*, 2019; Fedorova e Pontes da Silva, 2020; Muanza Gomes *et al.*, 2021). Todos estes sistemas meteorológicos interagem frequentemente com as circulações costeiras de vento, intensificando as chuvas (Kousky, 1980).

Além disso, não se encontra na literatura uma definição exata sobre os distúrbios ou perturbações nos VA. Isto significa que a mesma terminologia pode ser utilizada para fazer referência a sistemas diferentes. Consequentemente, os resultados dos estudos acabam sendo aplicados para a pesquisa de outros sistemas, levando a equívocos na prática operacional. Com a intenção de dirimir tais equívocos que se definiu como objetivo deste trabalho apresentar uma revisão de literatura sucinta a respeito dos distúrbios ou perturbações nos VA que se propagam sobre o ATS, com a finalidade de propor um método prático de identificação de tais distúrbios, culminando no uso de uma terminologia coerente.

Este artigo foi organizado da seguinte maneira: a seção 2 apresenta os dados e metodologia utilizados, a seção 3 contém uma revisão e discussão a respeito dos distúrbios nos VA de acordo com a literatura analisada, apresentando uma metodologia de identificação dos distúrbios ou perturbações nos VA que se propagam sobre o ATS, propondo uma terminologia apropriada. A seção 4 resume os resultados encontrados.

2. Metodologia

2.1. Análise geral da literatura

Para que a revisão fosse possível realizou-se uma busca inicial na literatura sobre o tema, a qual se mostrou relativamente complexa, já que não existe uma terminolo-

gia universal sobre o sistema meteorológico de interesse. Ou seja, foram procurados termos como “ondas de leste” (Riehl, 1945; Merritt, 1964; Burpee, 1972), “distúrbios de leste” (Hall, 1989), “ondas tropicais” (Frank e Roundy, 2006), “distúrbios ondulatórios de leste” (Chan, 1990; Coutinho e Fisch, 2007; Torres e Ferreira, 2011; Gomes *et al.*, 2015), “perturbações nos ventos alísios” (Molion e Bernardo, 2000) e variações/mesclas entre estes, tanto na língua portuguesa como na língua inglesa.

Encontradas as publicações, foram inicialmente filtradas aquelas que apresentavam resultados baseados numa amostragem que contivesse diversos casos (pelo menos dois casos, independentemente do período analisado). Por isso, os artigos com a análise de um caso, como Silva *et al.* (2021) e Neves *et al.* (2016), com objetivo de testar modelo numérico de mesoescala e dados de reanálise, não foram incluídos. Logo após, estudos que analisavam unicamente microrregiões (sem análise de mesoescala ou escala sinótica) foram descartados, pois o sistema analisado tem dimensões maiores.

Por fim, a literatura que tratava exclusivamente sobre distúrbios tropicais sobre os oceanos Atlântico Norte, Pacífico e Índico foi separada daquela que tratava apenas sobre os distúrbios observados sobre o ATS. Alguns estudos sobre as ondas tropicais africanas são mencionados, mas não foram utilizados para a análise média dos distúrbios por sua natureza continental e por não apresentarem correlação com as perturbações nos VA observadas sobre o ATS.

A literatura que tratava simultaneamente sobre distúrbios atuantes no ATS e em outra região do planeta teve seus resultados para cada região separados, quando possível, e redistribuídos conforme as etapas mencionadas anteriormente.

2.2. Análise do conjunto de características

Com o fim de demonstrar, de maneira prática, o conjunto de características básicas atribuídas pelos autores aos distúrbios nos alísios foi comentado e também resumido numa tabela (Tabela 2). As seguintes propriedades foram analisadas:

- Número de eventos estudados: contabilização do total de distúrbios detectados, visando a noção de frequência dos sistemas e representatividade amostral de cada pesquisa;
- Períodos analisados: verificação das épocas do ano com maior/menor atuação dos sistemas atuantes em cada região analisada, permitindo um comparativo temporal entre eles;
- Variáveis utilizadas no estudo: diferenciação entre as diversas propostas na literatura sobre a identificação/representação dos distúrbios através de variáveis meteorológicas, possibilitando comparações entre as estimativas de intensidade dos sistemas observados em suas respectivas regiões de atuação para cada parâmetro escolhido pelos autores, além da possível identificação das regiões médias de origem e dissipação dos distúrbios;
- Dimensão horizontal encontrada e/ou região de análise: separação das regiões avaliadas e da dimensão espacial (horizontal) para comparativo;
- Níveis verticais pesquisados: noção média de profundidade (intensidade/mudança/inclinação) dos sistemas com a altura em cada região avaliada;
- Nível de maior intensidade das variáveis analisadas: separação do nível identificado pela autoria com maior probabilidade de se encontrar, objetivamente, uma representação do sistema numa dada região e
- Sistemas e/ou processo sinóticos encontrados: verificação e comparação da influência ou interação provável entre os distúrbios estudados e processos ligados ou não a outros sistemas atuantes no mesmo período em cada região de estudo.

A disponibilidade destas características nos estudos foi de grande valia por mostrar a estrutura e localização espacial e temporal média dos sistemas analisados, essencial para a sugestão de um guia prático para identificação e terminologia universal.

2.3. Domínio principal do estudo

A área de maior interesse desta revisão compreende a região do ATS situada entre a Região Nordeste do Brasil e a África, de $\sim 30^\circ$ E a $\sim 45^\circ$ W e entre $\sim 10^\circ$ N e $\sim 40^\circ$ S, conforme Pontes da Silva (2020) - Fig. 2. Tal domínio foi utilizado para a busca dos resultados de pesquisa sobre distúrbios ondulatórios que se propagam de leste por abranger o máximo de estudos, tanto focados no setor norte, como no leste do NEB, sendo esta última a região mais visada neste estudo, pelo fato de ter a maior parte de

seu total anual de precipitação associada à atuação dos distúrbios. Também utilizando o domínio mencionado (Fig. 2), os autores comentaram sobre as possíveis gênese e interações entre os distúrbios e outros sistemas meteorológicos.

3. Resultados e Discussão

3.1. Revisão sobre os distúrbios nos ventos alísios

Esta seção contém uma breve revisão e discussão sobre parte da literatura especializada nos distúrbios encontrados no campo dos VA, sempre focando nas perturbações que foram detectadas se propagando sobre o ATS.

3.1.1. Distúrbios nos alísios dos oceanos Atlântico Norte, Pacífico e Índico

As Ondas de Leste (OL) são um dos sistemas meteorológicos mais importantes no total de precipitação de diversas regiões do hemisfério norte (Asnani, 1993). As OL podem ser definidas como distúrbios sinóticos ligados a cavados e temperatura da superfície do mar elevada (Riehl, 1945; Rosenthal, 1960; Yanai 1963 e 1968; Krishnamurti e Baumhefner, 1966; Williams, 1970; Keshavamurti, 1971; Reed e Recker, 1971; Burpee, 1974; Chang e Miller III, 1977; Tai e Ogura 1987; Asnani, 1993; Céron e Guérémy, 1999).

Segundo Vasquez (2000), OL são um distúrbio migratório tipo-onda sobre a corrente de ar tropical, com um ciclo de ~ 3 a 4 dias e comprimento de onda em torno dos 2000-2500 km, intensidade máxima na baixa e média troposfera e desenvolvimento da convecção paralelamente à corrente de baixos níveis, podendo, em condições favoráveis, se transformar em ciclones tropicais.

A principal causa para a formação de OL sobre o oceano Atlântico Tropical Norte (ATN) foi descrita como o aquecimento intenso da superfície do deserto do Saara, o qual produz uma baixa barotrópica semipermanente de núcleo quente (Vasquez, 2000).

As principais causas responsáveis pela origem das OL, de acordo com alguns pesquisadores, são:

1. OL podem aparecer devido à convergência nos VA (entre os VA de nordeste e sudeste ou convergência no próprio fluxo dos alísios de nordeste ou sudeste); ao mesmo tempo, é necessário lembrar que a convergência entre os VA dos hemisférios é chamada de Zona de Convergência Intertropical - ZCIT. Esta visão é consistente com a revisão bibliográfica feita por Asnani (1993) e também de acordo com um caso no Atlântico Sul que apresentava inicialmente uma extensão da atividade convectiva presente na ZCIT, precisamente descrito em Neves *et al.* (2016).
2. As OL podem se desenvolver devido à intensificação de um Vórtice Ciclônico de Altos e/ou Médios Níveis (Asnani, 1993; Vaz, 2011), se deslocando para oeste.

Contudo, a OL poderia ser vista como parte da circulação do vórtice e não como um sistema a parte.

3. OL podem se originar devido ao deslocamento de um cavado de médias latitudes em direção ao equador (cavados frontais que se desprenderiam de suas frentes, se deslocando para oeste dentro da corrente dos alísios) ou por meio da propagação de um cavado equatorial em direção a latitudes mais altas - podendo estar associado ao cavado equatorial (Yamazaki e Rao, 1977; Asnani, 1993; Espinoza, 1996; Fedorova, 2008b, Fedorova *et al.*, 2016).

Também de acordo com o levantamento feito por Asnani (1993), as maiores dificuldades encontradas pelos pesquisadores no estudo das OL em diferentes regiões do globo são:

- a. intensidade relativamente pequena: OL são curtas, comparadas com cavados/cristas estacionárias sobre as latitudes tropicais, sendo difícil identificá-las nas cartas sinóticas ordinárias;
- b. falta de uma estrutura uniforme: as OL estão numa corrente zonal, sendo que esta corrente exibe características diferentes em cada região da Terra; se o escoamento de leste for raso (apenas baixos níveis), OL rasas também serão esperadas, mas estas podem se desenvolver muito mais caso a corrente de leste seja profunda (até médios/altos níveis) e
- c. poucos dados estão disponíveis sobre os trópicos: a maior parte das regiões tropicais está coberta por oceanos, onde é difícil instalar e manter estações meteorológicas funcionando.

Até mesmo sobre os continentes a cobertura de estações meteorológicas é limitada. Com o objetivo de compensar isso, satélites têm provido dados para áreas remotas, como oceanos e desertos. Porém, mesmo com esse problema, diversos estudos foram realizados a respeito das OL. Muitos autores analisaram as OL através de estudos de caso por cartas sinóticas (Riehl, 1945; Yanai, 1963 e 1968), composições (Williams, 1970; Reed e Recker, 1971; Burpee, 1975; Mota e Gandu, 1996 e 1998), análise espectral (Rosenthal, 1960; Keshavurthy, 1971; Chan, 1990), funções ortogonais empíricas (Espinoza, 1996; Céron e Guérémy, 1999) e também via simulações dinâmicas (Krishnamurti e Baumhefner, 1966).

A respeito da nebulosidade associada às OL, Merritt (1964) encontrou cinco distribuições diferentes de nebulosidade ligadas a distúrbios tropicais sobre o Caribe, mostrando que nem toda OL possui bandas de nuvens convectivas em escala sinótica. Em muitos casos, estes sistemas apenas contêm nuvens rasas durante certo período, desenvolvendo nebulosidade convectiva em outros momentos. De acordo com Merritt (1964), algumas OL não apresentam nenhum desenvolvimento significativo de nebulosidade em seu ciclo, mas isto não significa que tais distúrbios sejam detectados como fracos nos campos sinó-

uticos, necessariamente. Ainda assim, as OL usualmente apresentam nebulosidade característica que as distingue de outros sistemas. Essa nebulosidade pode ser predominantemente estratiforme ou cumuliforme, dependendo das condições locais da região de propagação da OL. Conforme Asnani (1993), a nebulosidade e precipitação associadas às OL costumam estar embebidas à nebulosidade e precipitação ligadas à ZCIT.

Os possíveis mecanismos de formação e manutenção das OL africanas foram discutidos por Burpee (1972, 1974), Rennick (1976); Karyampudi e Carlson (1988), entre outros. Estes autores perceberam que as OL africanas estão diretamente ligadas ao jato de leste em médios níveis sobre o norte do continente, podendo ser identificado numa zona baroclínica ao sul do deserto do Saara em torno de 700 hPa, por vezes se propagando até o Atlântico tropical norte. Thorncroft e Hodges (2001) apresentaram uma climatologia das OL africanas, notando que tais sistemas se propagam sobre o Atlântico tropical norte, não os correlacionando, porém, com as perturbações que se formam no campo dos alísios de sudeste no Atlântico tropical sul. Todavia, Gomes *et al.* (2019) notaram que tempestades severas que se desenvolvem sobre a África Central (região de Angola e República Popular do Congo) parecem ter um papel importante em algumas formações de distúrbios de leste sobre o Atlântico tropical sul, pois alguns cavados associados a estas tempestades propagam-se sobre o oceano, perturbando os ventos alísios. As OL africanas têm comprimentos de onda da ordem de 2500-4000 km, velocidade de fase média de 8 ms^{-1} e período médio de 3,5 dias (Burpee, 1972; Reed *et al.*, 1977 e Diedhiou *et al.*, 2001).

Reed e Recker (1971), Keshavamurty (1971), Chang e Miller III (1977) e Tai e Ogura (1987) estudaram as OL que se propagam sobre o Pacífico Tropical. De modo geral, as OL do hemisfério norte têm comprimento de onda de $\sim 3000 \text{ km}$, período de 4-5 dias e velocidade de fase de $5 \text{ a } 7^\circ \text{ dia}^{-1}$ ($\sim 7 \text{ ms}^{-1}$) de acordo com o compilado feito por Asnani (1993) sobre os estudos disponíveis até o início dos anos 1990.

Resumindo, as metodologias usadas pelos pesquisadores são diferentes e confusas em alguns casos, sendo que a mesma terminologia é comumente empregada para identificar sistemas que apresentam características diferentes. Isto inclui a falta de análise e comparação de variáveis entre todos os níveis da troposfera na maioria dos trabalhos, não sendo apresentada informação sobre a localização vertical dos distúrbios.

Além disto, nenhum dos estudos sugeriu um critério prático ou universal para identificação e prognóstico dos distúrbios nos VA ou das OL em si em termos de meteorologia operacional.

3.1.2. Distúrbios nos ventos alísios do Atlântico Tropical Sul

3.1.2.1. Terminologia local

A terminologia mais empregada nos estudos realizados no Brasil no que se refere aos distúrbios ou perturbações ondulatórias nos VA sobre o ATS é “Distúrbios Ondulatórios de Leste”. Para evitar confusão ou dúvida e deixar o texto mais organizado, utilizaremos o termo “Distúrbios Ondulatórios nos Ventos Alísios” (Dova) daqui em diante. A argumentação usada para propor este termo está contida da seção 3.2.

3.1.2.2. Épocas de atuação e duração

Praticamente toda a precipitação acumulada sobre o ENEB em sua estação chuvosa (abril a julho) é causada por distúrbios que se propagam no campo dos VA, frentes frias e zonas de convergência ligadas a frentes estacionárias (Kousky, 1979 e 1980; Molion e Bernardo, 2002; Pontes da Silva 2011 e 2020; Kouadio *et al.*, 2012; Gomes *et al.*, 2019). Esses sistemas meteorológicos frequentemente interagem com as circulações de brisa (Kousky, 1979 e 1980), formando uma zona de convergência costeira sobre a região.

De acordo com diversos estudos para o ATS, os eventos de Dova ocorrem a qualquer época do ano, muitas vezes influenciando o ENEB (Chan, 1990; Espinoza, 1996). Sua frequência máxima ocorre no outono/inverno austral - estação chuvosa do ENEB (Yamazaki e Rao, 1977). Na maioria das vezes, esses sistemas podem ser observados através de imagens de satélite como nuvens rasas que se propagam de leste sobre o oceano, se intensificando nas proximidades da costa do ENEB, formando nuvens convectivas. Porém, alguns Dova avançam para o ENEB já com atividade convectiva, enfraquecendo à medida que adentram o continente (Molion e Bernardo, 2002).

Gomes *et al.* (2019) constatou que agosto também apresenta alta frequência de casos de Dova, confirmando que os Dova são um sistema climático importante para a estação chuvosa do ENEB (429 casos entre abril e agosto) em comparação com os outros meses (89 casos; estação seca). Gomes *et al.* (2019) também concluíram que existe uma grande variabilidade interanual na frequência de Dova, especialmente com episódios de Enos (El Niño-Oscilação Sul).

Esta pesquisa ainda sugeriu o motivo pelo qual o período de outono e inverno apresenta um máximo nos casos de Dova: a perturbação dos VA provocada pela passagem de frentes frias (associadas a 72,2% dos casos de Dova identificados), que são mais intensas e se propagam para latitudes baixas nestas estações do ano (~91% das frentes identificadas foram observadas entre abril e agosto).

Yamazaki (1975) também observou que os Dova apresentaram um período de 4 dias, concluindo que os altos valores de precipitação observados no inverno austral no ENEB estão associados a estes distúrbios (Yama-

zaki e Rao, 1977). Kayano (1979) verificou que os Dova se propagaram para a bacia amazônica tendo um período de 3 a 5 dias e umidade máxima próxima ao cavado de Dova. Chan (1990) observou que Dova que alcançaram o ENEB (5° S) em 1979 apresentavam um período médio de 5 a 6 dias, Torres (2008) encontrou um período de 5 dias entre 2005 e 2006, Pontes da Silva (2011) observou um período de 5,3 dias e Gomes *et al.* (2019) encontraram um período de 5,5 dias. Resumindo, os Dova sobre o ATS formam-se em qualquer época do ano, com máximo entre o outono e o inverno austral e apresentam um período médio 5 dias, segundo a maioria dos estudos analisada.

3.1.2.3. Dimensões horizontais

Yamazaki (1975) conduziu um estudo teórico sobre instabilidade barotrópica na corrente zonal de leste do ATS e ENEB, a qual pode estar diretamente ligada à origem e manutenção dos distúrbios encontrados pelo autor. O estudo da instabilidade barotrópica obteve um comprimento de onda de ~6000 km. O autor verificou os resultados dessa teoria observando a nebulosidade que se propagava sobre o ATS, concluindo que os distúrbios se propagavam apenas no inverno austral com comprimento de onda de 4000 km, verificando que este resultado observacional está de acordo com o resultado teórico. No intervalo entre as latitudes de 5° e 10° S, Yamazaki notou a propagação para oeste de nebulosidade bem definida, da longitude de 10° E até, aproximadamente, 40° W.

Chan (1990) mostrou que os distúrbios observados entre o outono e o inverno de 1979 apresentaram comprimento de onda de 6200 km. Espinoza (1996) resumiu em uma tabela as informações sobre diversos estudos sobre OL (em várias regiões do globo), além de estudá-las através de dados da componente sul do vento por um período de 10 anos (1980-1989). Essa autora observou que os distúrbios do ATS similares a Dova se propagaram durante todo o ano com diferentes comprimentos de onda: no verão austral, o comprimento de onda observado variou de 6000 a 7000 km, mas no outono austral, o comprimento foi de 5000 a 6000 km. No inverno austral, as ondas eram mais curtas, com comprimentos variando de 3500 a 4000 km.

Torres (2008) analisou alguns Dova que se deslocaram em direção ao ENEB em suas estações chuvosas de 2005 e 2006. Torres encontrou 26 eventos com comprimento de onda de 4000 km. O autor utilizou dados de satélite e diagramas do tipo Hovmöller e verificou que a amplitude dos distúrbios aumentou gradativamente de abril a julho (estação chuvosa do ENEB), indicando a possível existência de um ciclo sazonal bem definido para este sistema, ou seja, um aumento progressivo sazonal no número de Dova.

Gomes *et al.* (2015) analisou a circulação associada à propagação de Dova durante as estações chuvosas do ENEB nos anos de 2006 e 2007 (abril a julho), baseando-

se nos casos identificados por Pontes da Silva (2011 e 2020). A composição dos campos em 700 hPa mostrou comprimento de onda de 4500 km. Os resultados estão de acordo com os achados de Pontes da Silva (2011), que encontrou um comprimento médio de 4306,8 km, estimado através das composições de Dova detectadas nos períodos chuvosos de 2006 a 2010 no ENEB. Resumindo, as dimensões horizontais dos sistemas citados por vários autores está entre 4000 e 6000 km.

3.1.2.4. Velocidade

A respeito da velocidade de fase dos Dova, Yamazaki (1975) encontrou 10 m.s^{-1} , Espinoza (1996) achou 10 a 14 m.s^{-1} no verão austral e 10 - 13 m.s^{-1} no outono e inverno. Chan (1990) estimou velocidade de fase dos Dova em 12 m.s^{-1} no outono e inverno de 1979. Torres (2008) encontrou velocidade de fase de 10 m.s^{-1} . Tanto Pontes da Silva (2011 e 2020) como Gomes *et al.* (2019) acharam Dova com velocidade de fase de $\sim 9.5 \text{ m.s}^{-1}$. Estes resultados são similares aos valores encontrados por Mota (1997) e já na década de 1970, por Yamazaki (1975). Resumindo, a velocidade de fase dos sistemas é de aproximadamente 10 m.s^{-1} .

3.1.2.5. Fenômenos associados

A Tabela 1 apresenta as principais características dos Dova identificadas por meio de imagem de satélite e reanálise ERA-Interim por Pontes da Silva (2011). De acordo com o autor, a duração média do evento foi determinada, preliminarmente, através da detecção de cada distúrbio a partir de imagens de satélite (da formação à dissipação da nebulosidade, sempre que possível), seguida da identificação dos processos associados através dos dados de reanálise nos níveis-padrão (vento, umidade relativa do ar, radiação de onda longa emergente, velocidade vertical e outras variáveis derivadas). Os Dova são mais frequentes sobre o ENEB em junho. Em média, quase 60% dos Dova ocorridos em cada estação chuvosa foram associados a

nuvens convectivas, pelo menos quando interagindo com a brisa marítima/terrestre - convergência costeira próxima ao litoral do ENEB (Alestalo e Savijärvi, 1985).

Pontes da Silva (2011) concluíram que os aglomerados convectivos de leste associados aos Dova contribuíram com cerca de 50% da precipitação observada ao longo do ENEB entre 2006 e 2010 (abril a julho - estação chuvosa do ENEB), mas esse percentual foi superior a 60-70% junto à costa da região, mais especificamente (Fig. 3).

Gomes *et al.* (2017, 2019) encontraram resultados similares usando a mesma metodologia de Pontes da Silva (2011): pelo menos 60% do total de chuva observado sobre o ENEB esteve associado aos Dova detectados nos períodos de abril a agosto de 1989 a 2009.

Gomes *et al.* (2019) também pesquisaram os sistemas sinóticos ligados aos distúrbios e concluíram que as frentes frias têm um papel extremamente importante na formação da maioria dos Dova, pois 374 ($\sim 72,2\%$) dos 518 casos estavam relacionados a frentes frias sobre ou próximo ao ENEB. As frentes frias, nesses casos, não estavam atuando simultaneamente aos Dova.

3.2. Discussão sobre as características médias e terminologia

As principais características médias dos distúrbios nos VA em diferentes partes do planeta, de acordo com a literatura, são apresentadas na Tabela 2.

A Tabela 2 mostra que a característica ou processo meteorológico mais frequentemente usado para descrever ou identificar o termo OL é o cavado, mas em níveis diferentes. Além disso, OL foram identificados, em alguns estudos, através de imagens de satélite, mas sem nenhuma informação sobre o perfil vertical troposférico médio (Yamazaki, 1975; Hall, 1989; Chan, 1990; Torres e Ferreira, 2011).

As dimensões horizontais dos sistemas estudados por todos os autores variaram de 500 até 6000 km, aproximadamente. Como mencionado anteriormente, para o

Tabela 1 - Características médias identificadas no período abril a julho (AMJJ) de 2006 a 2010.

Referência	2006	2007	2008	2009	2010	Total	%	Média
Total de Dova (AMJJ)	26	22	24	22	22	116		23,2
Convecção presente (pelo menos moderada)	11	12	17	16	12	68	58,6	13,6
Total de casos em abril	6	5	5	5	6	27	23,3	5,4
Total de casos em maio	5	6	4	4	5	24	20,7	4,8
Total de casos em junho	7	5	9	7	5	33	28,5	6,6
Total de casos em julho	8	6	6	6	6	32	27,6	6,4
Duração média (dias)	4,8	5,0	5,4	6,4	4,5			5,2
Comprimento de onda (km)	4773	4662	3996	3996	4107			4307
Velocidade de fase (m.s^{-1})	11,8	9,8	8,9	8,4	8,6			9,5
Período (dias)	4,7	5,5	5,2	5,5	5,5			5,3
Número de dias chuvosos no ENEB ligado a Dova	2,4	2,5	2,9	3,2	2,2			2,6

Fonte: adaptado de Pontes da Silva (2020).

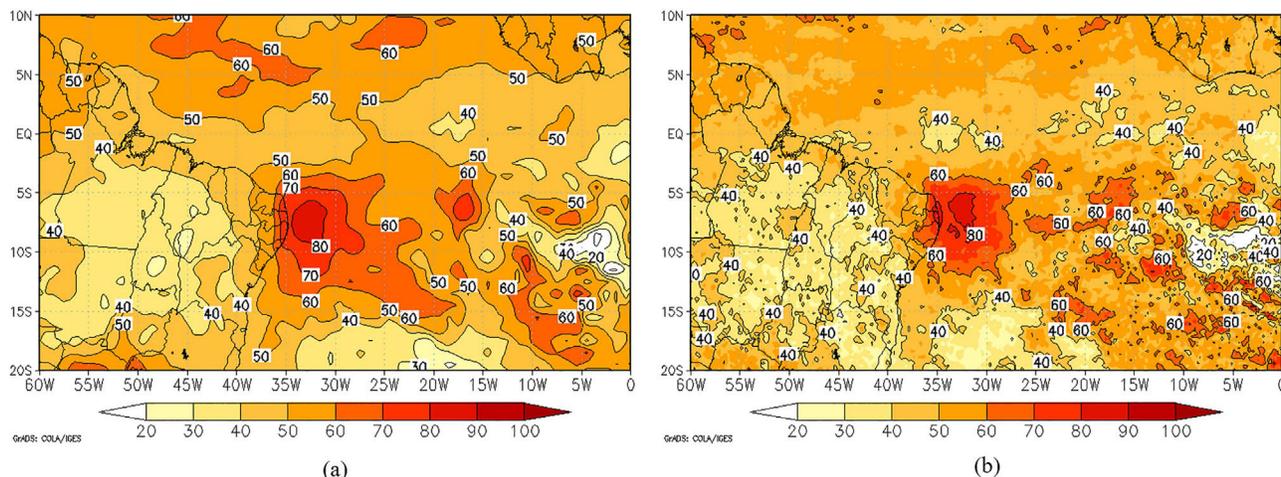


Figura 3 - Precipitação associada aos Dova (%) relativamente ao total de precipitação entre abril e julho de 2006 a 2010 pelos dados do: (a) *Global Precipitation Climatology Project (GPCP)* e (b) *Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)*. Fonte: Pontes da Silva (2011).

Atlântico Norte (Vasquez, 2000), o comprimento de OL ficou em torno dos 2000-2500 km. Porém, para o Atlântico Sul, pelos dados de Varejão-Silva (2006), as dimensões horizontais são maiores: 2000-4000 km. Espinosa (1996) cita valores ainda maiores: 6000-7000 km. Todavia, na revisão de Molion e Bernardo (2002) a mesma terminologia foi utilizada para sistemas com dimensão horizontal de aproximadamente 500 km. Essa diferença é muito alta e certamente corresponderá a sistemas diferentes.

Além disso, os níveis ou camadas verticais analisadas são muito diferentes. Pontes da Silva (2011 e 2020) associou 28% dos Dova a frentes frias e o processo sinótico mais observado foi a propagação de um cavado nos VA em 850 hPa e/ou 700 hPa (quase 90% dos casos - total de 116), sugerindo que os baixos níveis (nível com predomínio dos VA) são fundamentais para identificar e monitorar estas perturbações. Os cavados encontrados em diferentes camadas (64 eventos na camada 850-700 hPa; 96 eventos na camada 700-500 hPa, 100 eventos na camada 850-500 hPa) sem qualquer análise de nebulosidade foram identificados como OL (Coutinho e Fisch, 2007). Os cavados na camada 700-500 hPa (20-35° W e 0-20° S) associados aos VCAN também foram incluídos em um estudo (Vaz, 2011) sobre OL numa dada região, sendo que o mesmo estudo associou cavados em níveis baixos com OL em outra região (30-35° W, 0-20° S). Porém, estes últimos cavados eram, muito provavelmente, processo sinótico de Dova, confirmando a existência destes sistemas.

Uma análise pormenorizada de Dova foi feita por Pontes da Silva (2011), que utilizou imagens de satélite, linhas de corrente (média e anomalia), vorticidade relativa (anomalia) e divergência (anomalia) em todos os níveis troposféricos padrão. Pontes da Silva (2011) tam-

bém utilizou seções transversais entre 1000 e 200 hPa de umidade relativa (anomalia), vorticidade relativa (anomalia), omega (anomalia) e vetor vento (anomalia) e verificou as anomalias de precipitação e radiação de ondas longas emergente associadas a eventos de Dova entre 2006 e 2010 sobre o ATS. O método do autor foi aplicado para fazer uma climatologia de Dova por Gomes *et al.* (2019).

Devido às diferenças entre os sistemas (OL em geral e Dova), alguns pesquisadores propuseram que Dova não deveriam ser classificados como OL e vice-versa (Merritt, 1964; Riehl, 1979; Diedhiou *et al.*, 2010). De acordo com Molion e Bernardo (2000), o número de Dova aumentaria uma vez que os aglomerados de *cumulonimbus* resultariam em rajadas de vento descendentes, gerando distúrbios que se propagariam para fora da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Além disso, as extremidades de frentes frias que atingem latitudes tropicais teoricamente apoiariam a formação de Dova.

Ainda assim, a convecção nos Dova raramente se intensificaria sobre o oceano, onde a inversão dos VA (umidade e temperatura) é mais forte, mas ganharia força após atingir o NEB, devido à convergência de umidade. Contudo, Molion e Bernardo (2002) não apresentaram nenhum estudo de caso que esclarecesse exatamente aquilo que foi apresentado como Dova, apesar de ser muito provável que os autores tenham considerado qualquer distúrbio ondulatorio sobre os VA no ATS.

Evitando discutir a existência ou não de OL clássicas sobre o ATS, Pontes da Silva (2011 e 2020) e Gomes *et al.* (2015; 2019) denominaram os distúrbios ondulatorios que encontraram sobre o ATS atingindo o ENEB em sua estação chuvosa como “Distúrbios Ondulatórios de Leste”. Ainda assim, esse termo também pode ser confuso se os resultados descritos não forem devidamente observados.

Tabela 2 - Características principais médias dos distúrbios nos alísios identificadas de acordo com vários estudos.

Referência	Número de eventos /período de análise	Variáveis	Dimensão horizontal/região (em km ou em ° long. e/ou. ° lat.)	Níveis verticais analisados (hPa)	Nível principal/intensidade máxima	Sistemas ou processos sinóticos
Livro didático / manual / guia						
Varejão-Silva, 2006	-	Stl, SLP	2000-4000 km	-	-	Cavado, SLP baixa
Vasquez, 1994	-	Stl	2000-2500 km	Todos os níveis	Médios níveis	Cavado em baixos e médios níveis
Riehl, 1945	-	SLP, Stl, T	2000 km	1000, 700, 500	700, 500 hPa	Cavado, onda barotrópica nos alísios
Artigo científico						
Torres, 2008	26 eventos entre 2005 e 2006 (estações chuvosas)	IR, v, radiossondagem	4000 km	850 e 700	-	Cavado
Torres e Ferreira, 2011	2 eventos Maio e junho de 2006	Stl, Q, Pw, Mdiv	8° long. 10° lat. (800 x 1000 km)	700	700 hPa	Cavado
Vaz, 2011	1999-2009	SLP, OLR, IR, WV, VIS, SST	20-35° W 0-20° S Região II	500, 700	200-500 hPa	VCAN em 200 hPa e cavado em 500 e 700 hPa
Vaz, 2011	1999-2009	SLP, OLR, IR, WV, VIS, SST	30-35° W 0-20° S Região V	-	-	Zonas frontais; cavado em baixos níveis
Chan, 1990	12/1978-11/1979	OLR, v 850 hPa	4800-6200 km	850	-	Cavado / crista
Coutinho, 1999	1988-1997	v e SH	-	850, 775, 700, 600 e 500	-	Cavado / crista
Espinoza, 1996	1980-1989	v	6000-7000 km	1000, 850, 700 e 500	850 hPa	Cavado / crista
Hall, 1989	1984, 1985, 1986, 3 eventos, (um evento por ano)	u, v	-	-	-	Cavado
Yamazaki, 1975	-	IR	4000 km	-	-	Cavado, onda barotrópica
Molion e Bernardo, 2002	Experiência	-	-	-	-	Onda/ cavado de zona frontal e nos alísios ZCIT, CCM
Barbosa, 1997	1984-1998	-	Costa norte do Brasil	-	-	Convecção
Coutinho e Fisch, 2007	64 eventos; 96 eventos e 100 eventos	-	-	850-700 700-500 850-500	-	Cavado
Espinoza, 1996	-	Anomalia de u e v	-	Baixos e médios níveis	-	-
Gomes <i>et al.</i> , 2019	1989-2009	Stl, Q, OLR, IR, WV, VIS, divergência, vorticidade relativa, umidade relativa, precipitação, v, u	4500 km	Níveis-padrão	1000 hPa (convergência) e 700 hPa (divergência e vorticidade relativa ciclônica)	Ondas com nebulosidade e núcleos de vorticidade relativa e divergência nos alísios
Pontes da Silva, 2011, 2020	2006-2010 (abril a julho)	Stl, Q, OLR, IR, WV, VIS, divergência, vorticidade relativa, umidade relativa, precipitação, v, u	4307 km	Níveis-padrão	Anomalias de convergência e vorticidade relativa em 1000 e 700 hPa	Ondas com nebulosidade e núcleos de vorticidade relativa e divergência nos alísios

SLP - pressão à superfície (hPa), Stl - linhas de corrente; Q - omega (Pa.s^{-1}), Pw - água precipitável (mm), T - temperatura ($^{\circ}\text{C}$), v e u - componentes meridional e zonal do vento, respectivamente (m.s^{-1}), Mdiv - divergência do fluxo de umidade ($10^{-5} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$), OLR - radiação de onda longa emitida (W.m^{-2}), SH - umidade específica (g.kg^{-1}), SST - temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$), IR - imagens de satélite no canal infravermelho, WV - imagens de satélite no canal de vapor d'água, VIS - imagens de satélite no canal visível

No entanto, os autores deixaram claro a que tipo de sistema se referiam.

Neste ínterim, também lembrando que nem todos os distúrbios que fluem de leste para oeste (ou que são estacionários) na região do ATS e NEB estão ligados aos VA, surge a necessidade de se propor um termo coerente e que evite confusão ou dúvida, como o já mencionado “Distúrbios Ondulatórios nos Ventos Alísios” (Dova). Sugerimos tal nomenclatura para se referir ao sistema porque um termo que especificasse melhor a região de atuação (ATS e NEB) deixaria o mesmo excessivamente longo.

3.3. Exemplo prático de identificação

3.3.1. Ventos alísios sobre o ATS

As Alta Subtropical (pressão central de 1023 hPa pelo Global Forecast System - modelo GFS) apresenta crista intensa partindo do centro (H) para NW e criam VA com direção do vento de E, ESE, SE sobre o ATS (Fig. 4). A Fig. 4 ainda mostra alguns distúrbios fracos (cavados em baixos níveis). Esses distúrbios nos VA formaram grandes áreas com nuvens rasas (*cumulus* e *stratocumulus*) sobre o ATS, como visto nas imagens de satélite da Fig. 5.

No Hemisfério Sul, os alísios têm um fluxo mais meridional do que no Hemisfério Norte, de sudeste para noroeste (Fig. 1). A altura da base das nuvens baixas depende da altura da inversão de temperatura e a nebulosidade se forma sob este nível de inversão (Fig. 6). A nebulosidade tem desenvolvimento vertical máximo tão

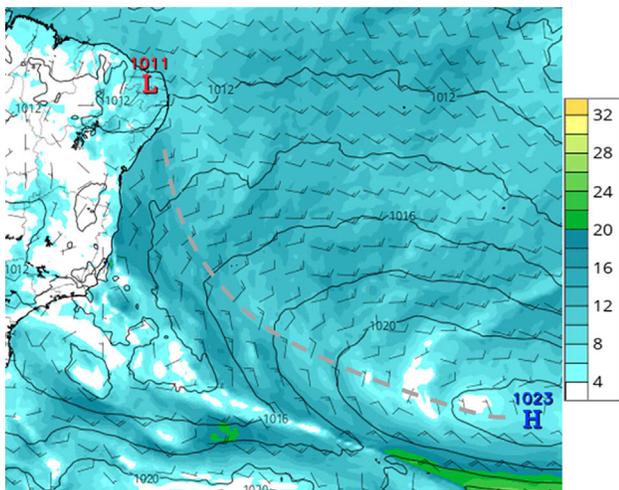


Figura 4 - Alta Subtropical e ventos alísios sobre o Atlântico Sul entre o equador e $\sim 39^\circ$ S e entre 0 e $\sim 39^\circ$ W em 08 de fevereiro de 2021 às 12 UTC. Análise elaborada pelo modelo Global Forecast System (GFS): barbelas com a direção do vento a 10 m, magnitude do vento a 10 m ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) e pressão média ao nível médio do mar (hPa). A curva tracejada mostra o eixo da crista. Fonte: adaptado de *Tropical Tidbits* com dados da Administração Oceânica e Atmosférica Nacional dos Estados Unidos da América (Noaa).

alto quanto a base da inversão - tipicamente ao longo das bordas ocidentais das cordilheiras subtropicais (Fig. 6).

A altura da base da inversão dos alísios é geralmente mais alta próximo à costa do NEB (entre 1500 e 2000 m - inversão mais fraca; Fig. 7), permitindo um melhor desenvolvimento vertical da nebulosidade e, em média, não é observada sobre a região da ZCIT (Ficker, 1936; Palmén e Newton, 1969).

Os perfis verticais mostram um exemplo de inversão dos alísios ou camada estável típica na costa do NEB (Fig. 8a) e sobre o Atlântico Sul (Fig. 8b), de acordo com a análise do GFS de 8 de fevereiro de 2021 às 12UTC. Mesmo calculando a média dos dados usando uma grande área, como mostrado na Fig. 8b, o nível estável/inversão de temperatura dos alísios pode ser visto claramente entre ~ 900 e 800 hPa. A distribuição vertical de temperatura e umidade mostra o processo de subsidência com inversão ou formação de camada estável nesta camada. Abaixo de 900 hPa há instabilidade absoluta e, acima de 800 hPa, instabilidade condicional, com movimento vertical do ar.

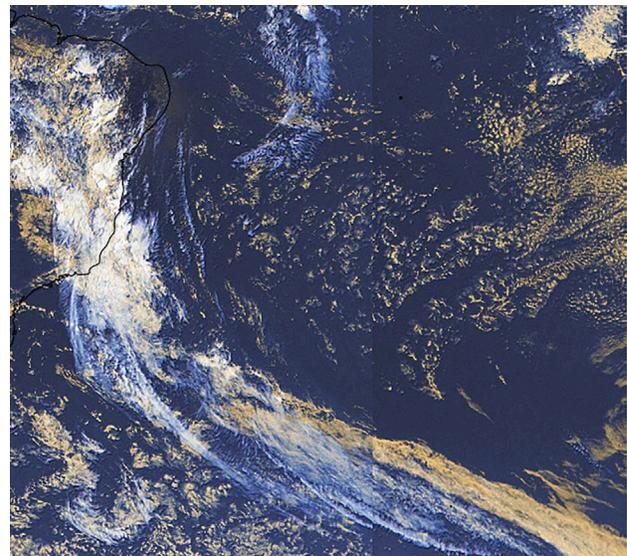


Figura 5 - Recorte da composição dos satélites Goes-16 e Meteosat-10 no canal visível em 08 de fevereiro de 2021 às 12 UTC. Fonte: adaptado de Windy, com dados da Noaa e Organização Europeia para Exploração de Satélites Meteorológicos (Eumetsat).

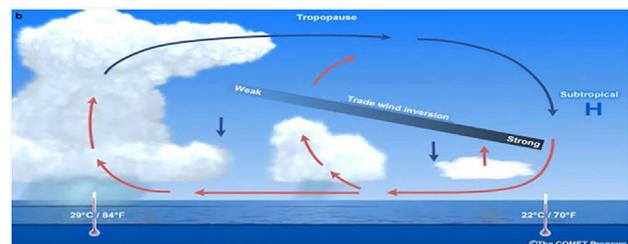


Figura 6 - Modelo conceitual do perfil vertical da inversão dos alísios. Fonte: The COMET Program (2007).

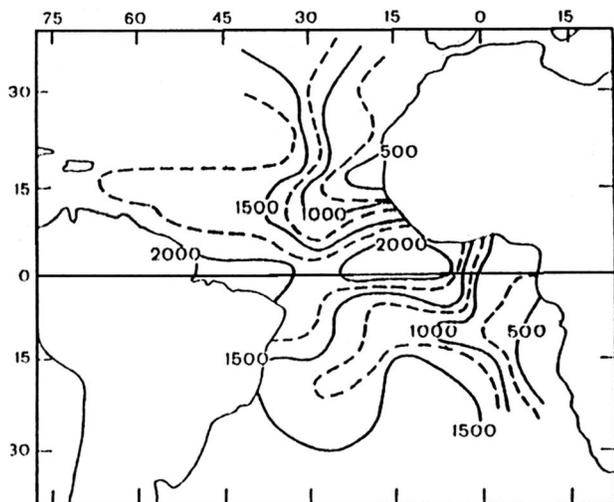


Figura 7 - Altura da base (m) da camada de inversão dos ventos alísios sobre o oceano Atlântico Tropical. Fonte: Palmen e Newton (1969); adaptado de Ficker (1936).

No entanto, há pouquíssima umidade sobre o NEB (Fig. 8a).

3.3.2. Distúrbios ondulatórios nos ventos alísios - guia prático e exemplo

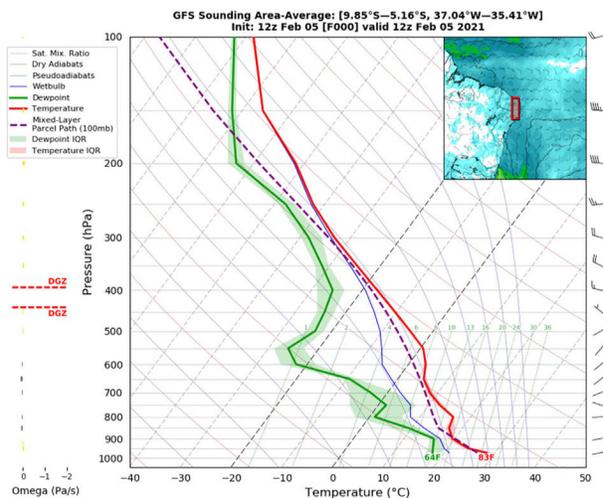
Com base na literatura apresentada e para fins operacionais, sugere-se a seguir uma lista com alguns critérios (guia) para identificar, monitorar e prever Distúrbios Ondulatórios nos Ventos Alísios que se propagam sobre o oceano Atlântico Tropical Sul (Dova).

- Localizar através de imagens de satélite a nebulosidade se propagando ao longo dos VA (fluxo de leste) sobre o ATS - podendo ter ou não convecção profunda em algum momento do seu ciclo (aglomerados de *cumulonimbus* foram encontrados em 63,7%, de acordo com [Gomes et al., 2019](#));

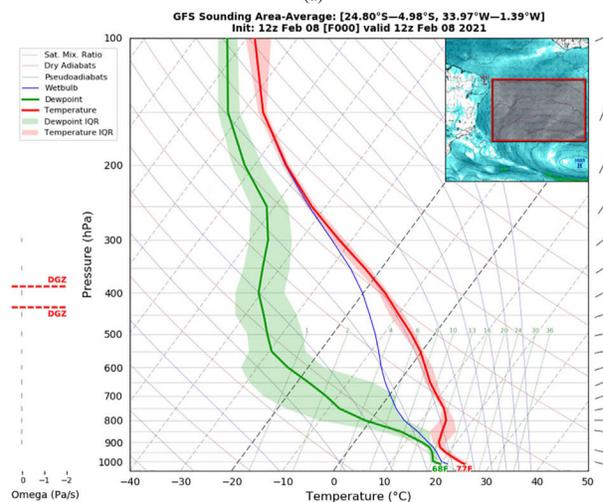
Frequentemente, Dova apresenta convecção rasa/fraca (aglomerados de *cumulus congestus* e *stratocumulus* com poucas torres de *cumulonimbus*). A convecção é mais significativa quando o sistema se aproxima da costa do NEB.

- Procure um cavado sinótico ou meso- α em baixos níveis nas linhas de corrente (não necessariamente este será encontrado em todos os níveis ao mesmo tempo) propagando-se para oeste ou apresentando movimento praticamente estacionário;

Normalmente, um cavado é encontrado em 850 e/ou 700 hPa, mas não é raro ver um cavado à superfície (1000 hPa) ou em 925 hPa. O cavado pode estar estacionário por algum motivo, então uma investigação mais aprofundada pode ser necessária. Geralmente, com a passagem do eixo do cavado, a componente meridional do vento, que é positiva na vanguarda do eixo, torna-se negativa.



(a)



(b)

Figura 8 - Perfil vertical médio da área sobre parte do NEB (a) e sobre uma área ampla sobre o oceano Atlântico Tropical Sul com dados do modelo GFS (b) para 08 de fevereiro de 2021 às 12 UTC. Fonte: adaptado de *Tropical Tidbits* com dados da NOAA.

- Também pode ser de ajuda procurar um mínimo de vorticidade relativa ciclônica e/ou mínimos de convergência ao longo do cavado no fluxo de leste ou, pelo menos, uma circulação ciclônica fraca em níveis baixos.

Para esclarecer melhor este guia, um exemplo de caso de Dova analisado por [Pontes da Silva \(2011\)](#) é apresentado a seguir. As [Figs. 9 e 10](#) mostram os dois Dova sucessivos estudados pelo autor. A imagem do satélite Meteosat-7 (canal infravermelho) em 22 de maio de 2006 à 00 UTC ([Fig. 9a](#)) mostra nebulosidade convectiva (seta) sobre o ATS próxima ao NEB. A convecção se intensifica, atingindo o NEB nas horas seguintes ([Fig. 9b](#)). Esse foi o primeiro (W1) dos dois eventos de Dova. W1 cruzou o norte do NEB, atingindo o norte do Brasil com sua nebulosidade incorporada à nebulosidade da ZCIT em 24 de maio de 2006 ([Fig. 10b](#)). Nas imagens de satélite de 22 de

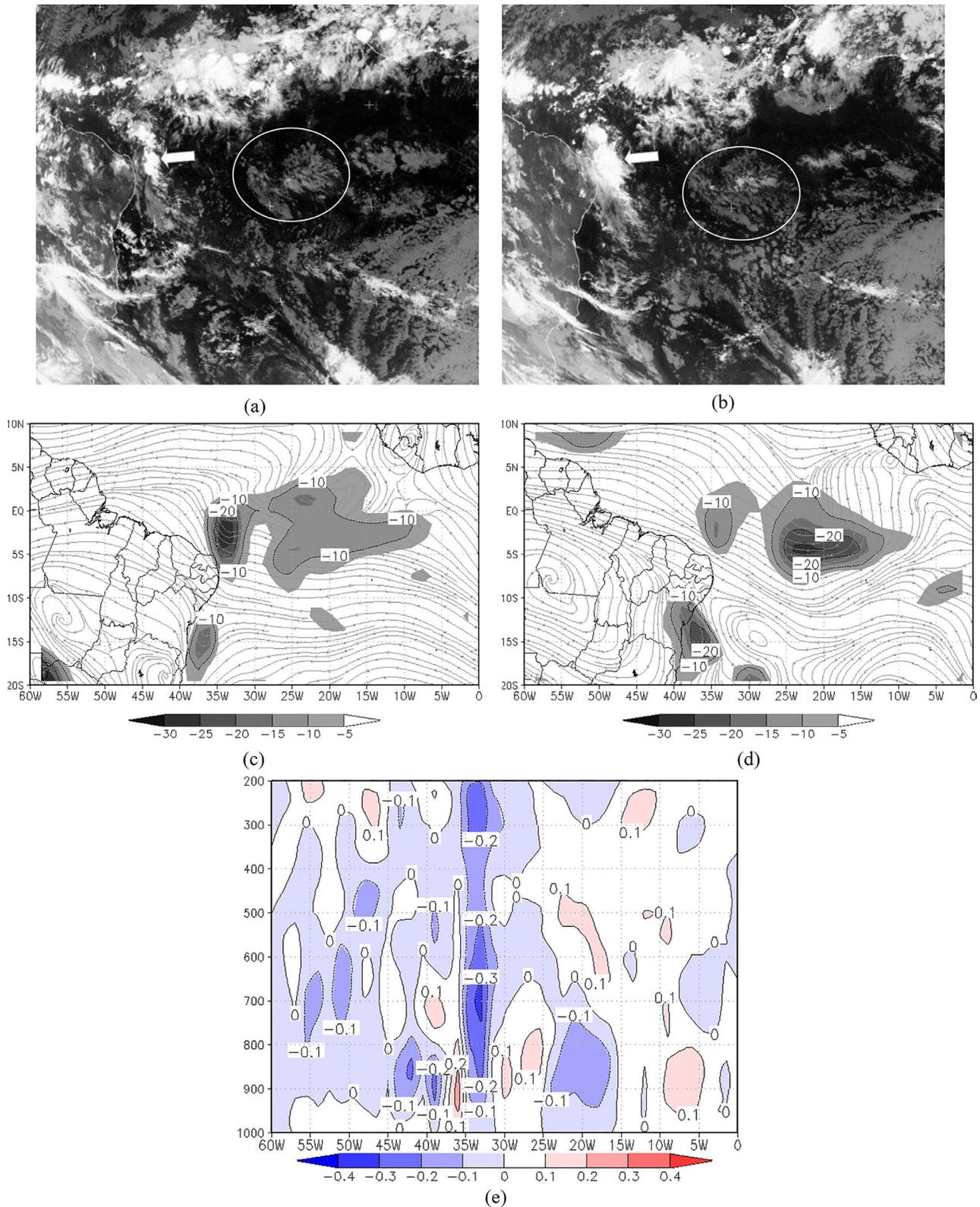


Figura 9 - Exemplo de Dova em 22 de maio de 2006 à 00 e/ou 06 UTC: (a) e (b) apresentam recortes das imagens do satélite METEOSAT-7 no canal infravermelho à 00 e 06 UTC, respectivamente; (c) e (d) mostram as linhas de corrente e vorticidade relativa ciclônica da reanálise ERA-Interim em 850 e 700 hPa às 06 UTC, respectivamente, e (e) mostra o perfil vertical de omega aos 6° S da reanálise ERA-Interim às 06 UTC. Setas e elipses mostram a nebulosidade ligada a dois Dova. Fonte: adaptado de [Pontes da Silva \(2011\)](#).

maio de 2006, já podiam ser observadas nuvens baixas e médias (além de pequenos núcleos convectivos) de um segundo Dova (W2), centrado em $\sim 7^\circ$ S/ 18° W sobre o ATS (Fig. 10 - elipses).

No nível de 1000 hPa, as linhas de corrente da reanálise do ECMWF (ERA-Interim) mostram fluxo ciclônico a leste do ENEB (cavado com orientação N-S), com uma área de confluência dos ventos entre a costa de PE e o RN, o que sugere convergência naquela localidade. Em 850 hPa, o campo de vorticidade relativa (RV) mostra uma área com vorticidade relativa negativa na região do cavado que se estende meridionalmente, entre 1° N e 6° S, a leste do ENEB, que foi o sinal mais forte de W1 (Fig. 9c).

Em 700 hPa, este mesmo campo meteorológico ainda mostra o núcleo de vorticidade e o cavado, porém menos intenso e deslocado para norte (Fig. 9d). Em 500 hPa (figura não mostrada), as linhas de corrente apresentavam circulação ciclônica em uma região entre duas cristas, por onde passava o Dova, conforme imagem de satélite da época. As linhas de corrente em 200 hPa (figura não mostrada) também apresentaram cavado, mas movendo-se para leste com uma área de confluência dos ventos em sua vanguarda, o que pode ter contribuído para a desintensificação e redução da propagação mais continental de W1, uma vez que geraria movimentos descendentes, enfraquecendo esse sistema.

Em níveis baixos e médios, também são identificados distúrbios associados a W2, como o cavado e a confluência do vento na sua retaguarda em 700 hPa (Fig. 9d). W2 ainda não estava intenso na Fig. 9 provavelmente devido à convergência em níveis altos, o que pode ter inibido maior atividade convectiva.

A passagem de um sistema frontal no ATS alguns dias antes, cuja extremidade atingiu o ENEB (entre os dias 15 e 20), perturbou os ventos alísios de tal forma que estes acabaram por convergir com os ventos de sul do anticiclone migratório, sendo que ambos estavam intensos nas horas que antecederam a intensificação do W1 (figs. não apresentadas), contribuindo para o transporte de umidade do oceano para o ENEB. Esses fatores podem ter contribuído para a formação e intensificação do W1, que avançou pelo continente, causando chuvas no norte do NEB e na Região Norte do Brasil (neste caso, com sua nebulosidade já acoplada à da ZCIT).

A seção ômega na latitude 6° S (Fig. 9e), para 06 UTC do dia 22 de maio de 2006, apresentou movimentos predominantemente ascendentes, entre 35° e 31° W, na região de maior atividade convectiva em W1. Os núcleos de omega mais intensos são observados nas camadas 800-600 hPa e 350-200 hPa, o que significa que níveis baixos e altos indicaram maior atividade de W1. Há também um núcleo de omega negativo nas proximidades de 20° W, entre 900 e 800 hPa associado ao W2. Movimentos descendentes intensos podem ser inferidos entre 5° e 10° W, área mais próxima da Alta Subtropical do Atlântico Sul (SASR).

A imagem do satélite MET-7 em 23 de maio de 2006 às 06 UTC (Fig. 10a), mostra a intensificação do W2 sobre o ATS, a leste do ENEB, que já era visível nas imagens do dia 20 (não mostradas), mas constituído por nuvens com fraco desenvolvimento vertical. O W1 continua se aproximando da ZCIT, influenciando o clima no norte do Nordeste (Fig. 10 - setas). W2 chega ao ENEB no dia 24 de maio de 2006 à 00 UTC (Fig. 10b). Ao contrário de W1, W2 não entrou muito no continente, dissipando-se entre a noite do dia 24 e o início do dia 25 (figuras não apresentadas).

Observando a circulação referente à 00 UTC de 24 de maio de 2006, nas linhas de corrente do nível de 1000 hPa, notou-se um cavado sobre o ENEB (figura não mostrada), sendo os VA de sudeste mais intensos sobre o ATS, o que pode ter contribuído para o transporte de umidade para o ENEB. No nível de 850 hPa, o RV apresenta um sinal de W2 mais intenso do que em 1000 hPa (Fig. 10c), permitindo a propagação do cavado associado a W2 pelo menos desde o dia 23, quando se intensificou. O núcleo de RV associado ao W2 já era evidente antes mesmo da onda ser identificada por imagens de satélite. Em 700 hPa também é possível identificar este núcleo ciclônico de RV e o cavado, porém menos intenso e deslocado para norte (Fig. 10d) em relação a 850 hPa, como ocorreu em W1. Em níveis médios (500 hPa - figura não mostrada), as linhas de corrente mostram a confluência do vento sobre W2 e uma ampla crista ao sul do mesmo, indicando, portanto, condições de movimento vertical ascendente em níveis médios. Em 200 hPa (figura não mostrada) a circulação era anticiclônica e divergente sobre W2, o que pode ter favorecido o movimento vertical ascendente. A dissipação de W2 ocorreu principalmente devido ao enfraquecimento dos cavados em níveis baixos.

A seção vertical ômega na latitude 8° S à 00 UTC de 24 de maio de 2006 (Fig. 10e) mostra movimentos ascendentes ao longo da área de W2 (entre 35° e 30° W). O núcleo de omega negativo mais intenso está localizado na camada 900-700 hPa, o que indica que os processos mais importantes para a intensificação de W2 ocorreram em níveis baixos.

A análise sinótica mostrou que os dois Dova estudados tiveram seu processo principal encontrado em níveis baixos, principalmente entre 850 e 700 hPa. O evento W1 foi associado à passagem de um sistema frontal nos 7 dias anteriores ao evento analisado, o qual perturbou os ventos alísios de sudeste. O W1 cruzou o norte do Nordeste, unindo a convecção da ZCIT e a convecção sobre o continente. O segundo evento (W2) já era observado sobre o centro do ATS em 20 de maio de 2006. Este Dova (W2) se propagou para oeste, chegando ao ENEB quatro dias depois. O cavado associado a esta onda foi mais intenso em 700 hPa, movendo-se para níveis mais baixos à medida que se aproximava do ENEB.

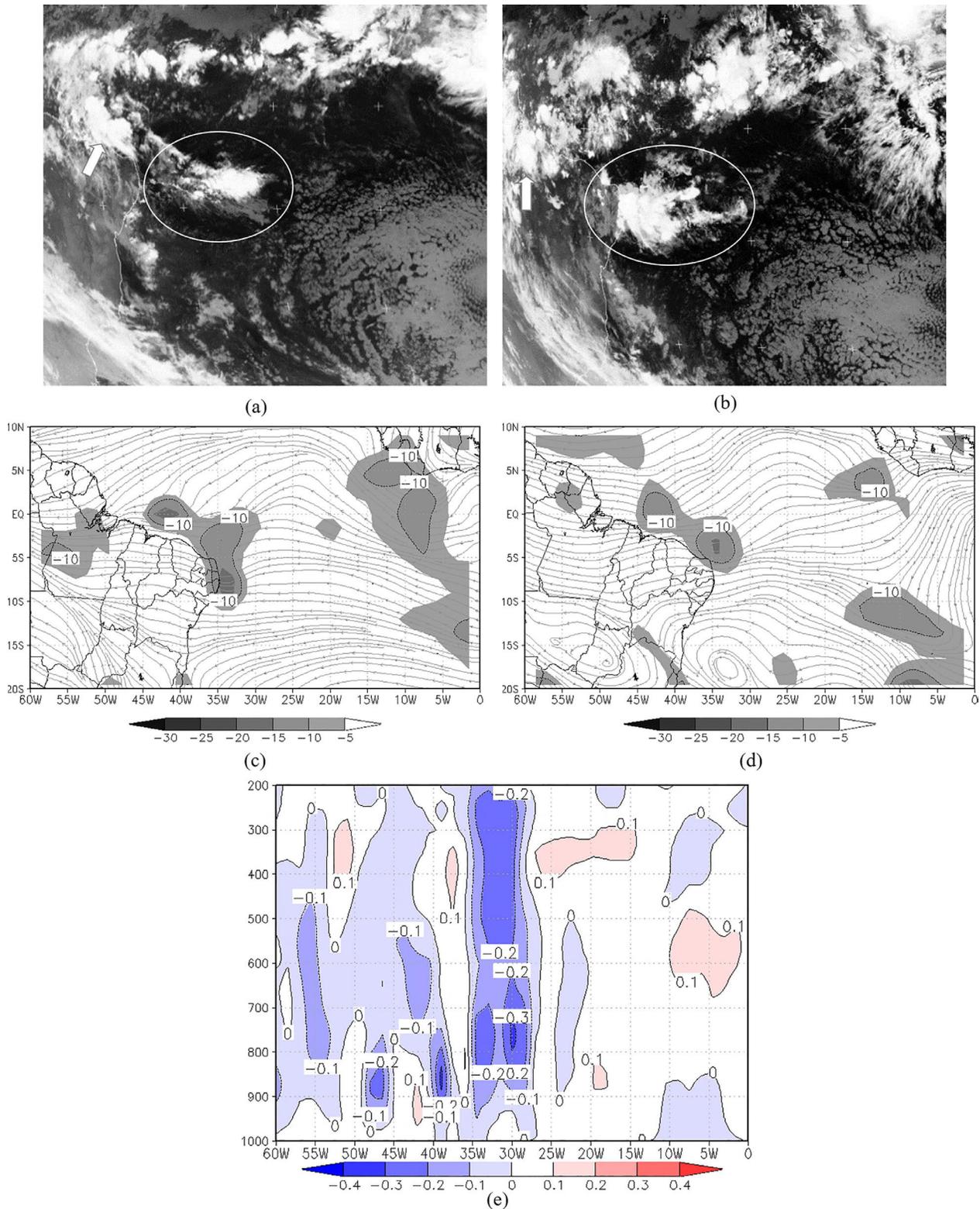


Figura 10 - Exemplo de Dova entre os dias 23 e 24 de maio de 2006 às 06 e 00 UTC: (a) e (b) são os recortes das imagens do satélite Meteosat-7 no canal infravermelho em 23 de maio de 2006 às 06 UTC e 24 de maio de 2006 às 00 UTC, respectivamente; (c) e (d) mostram as linhas de corrente do vento e a vorticidade relativa ciclônica da reanálise ERA-Interim em 850 e 700 hPa no dia 24 de maio de 2006 às 00 UTC, respectivamente, e (e) mostra a seção vertical de omega em 8° S da reanálise ERA-Interim para 24 de maio de 2006 às 00 UTC. Setas e elipses mostram um Dova, cada. Fonte: adaptado de Pontes da Silva (2011).

Dois casos mais recentes, que servem como exemplo para o guia proposto aqui, foram estudados analisados por [Neves et al. \(2016\)](#) e [Silva et al. \(2021\)](#). Estes dois trabalhos utilizaram, entre outros dados, imagens de satélite e dados (previstos/modelados) de diagramas do tipo Hovmöller da componente meridional do vento, vento em baixos níveis, vorticidade relativa e velocidade vertical.

É muito importante ressaltar que pequenos cavados múltiplos nos VA (geralmente menores que a escala meso- α - [Figs. 4 -5](#)) podem ser identificados ao longo do ATS durante todo o ano, mas principalmente no outono e inverno austral. Essas pequenas ondas costumam formar nuvens baixas, que podem produzir precipitações fracas (pancadas fracas a moderadas de chuva, em alguns casos), principalmente quando interagem com a convergência costeira próxima ao ENEB. Esses múltiplos distúrbios meso- β podem ser confundidos com Dova. No entanto, estes não são o mesmo sistema, mas sim um sistema bem menos intenso.

Outro sistema que pode gerar dúvidas, podendo aparecer concomitantemente aos Dova ou se transformar em Dova, são as “extremidades frontais ([Fedorova e Cruz, 2016](#)) ou “remanescentes” das frentes frias/estacionárias ([Kousky, 1979](#)). Este sistema, que basicamente é uma zona de convergência que se forma nos VA de sudeste, podendo estar ligada a uma frente estacionária, possui estrutura diferente daquela percebida nos Dova. Contudo, essa zona pode passar por um processo de transformação, dando origem a Dova ([Gomes et al., 2019](#)).

4. Conclusão

Foi realizada uma revisão a respeito das perturbações ou distúrbios ondulatórios encontrados nos ventos alísios, com foco nos sistemas que atuam sobre o ATS e que afetam as condições climáticas sobre o NEB.

A maioria dos autores sugere que os Dova têm seus principais processos encontrados em níveis baixos da troposfera, como cavados, centros de vorticidade ciclônica e de convergência movendo-se para oeste (ou apresentando movimento basicamente estacionário) e movimentos verticais ascendentes. As climatologias apresentadas sugerem que os sistemas são frequentes entre o outono e o inverno do Hemisfério Sul, sendo responsáveis pela maior parte da precipitação anual sobre o ENEB.

Através das principais características dos Dova encontradas na literatura, foi possível criar um guia prático para a identificação deste sistema sinótico. Os critérios consistem basicamente na identificação e monitoramento da nebulosidade se propagando para oeste (convectiva ou não) sobre o ATS, cavados em baixos níveis e centros de vorticidade e divergência em baixos níveis.

Recomenda-se uma investigação mais aprofundada em relação aos pequenos cavados múltiplos que se formam nos VA (geralmente menores que a escala meso- α),

uma vez que esses distúrbios podem ser confundidos com Dova.

Para um melhor entendimento sobre a origem e manutenção dos Dova, sugere-se também uma análise detalhada a respeito dos mecanismos envolvidos nestes, já que alguns autores apenas mencionam interações entre diferentes sistemas sinóticos ou sua transformação em Dova, sem apresentar resultados de investigação.

Referências

- ALESTALO, M.; SAVIJÄRVI, H. Mesoscale circulations in a hydrostatic model: coastal convergence and orographic lifting. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, v. 37, n. 2, p. 156-162, 1985. doi
- 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, anais em CD, 2006.
- ASNANI, G.C. Tropical meteorology. In: **Equatorial waves**. Pashan: Nobel Printers, p. 447-457, 1993.
- BARBOSA, R.L. **Interação das Perturbações Convectivas Iniciadas na Costa Norte do Brasil com Distúrbios Ondulatórios de Leste**. Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1997.
- BARRY, R.G.; CHORLEY, R.J. **Atmosphere, Weather and Climate**. 4th edition. New York: Methuen, 407 p., 1982.
- BURPEE, R.W. Characteristics of north african easterly waves during the summers of 1968 and 1969. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 31, n. 6, p. 1556-1570, 1974.
- CÉRON, J.P.; GUÉRÉMY, J.F. Validation of the space-time variability of african easterly waves simulated by the CNRM GCM. *Journal of Climate*, v. 12, n. 9, p. 2831-2855, 1999. doi
- CHANG, C.P.; MILLER, C.R. Comparison of easterly waves in the tropical pacific during two contrasting periods of sea-surface temperature anomalies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 34, n. 4, p. 615-628, 1977. doi
- CHAN, C.S. **Análise de Distúrbios Ondulatórios de Leste Sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul**. Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1990.
- COUTINHO, E.C.; FISCH, G. Distúrbios ondulatórios de leste (dols) na região do centro de lançamento de Alcântara - MA. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 22, n. 2, p. 193-203, 2007. doi
- DA ROCHA, R.P.; RODRIGUES, C.A.M.; CUADRA, S.V.; AMBRIZZI, T. Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over south america: an evaluation of regional climate model version 3 simulations. *Journal of Geophysical Research*, v. 114, n. D10, p. 1-19, 2009. doi
- DEE, D.P.; UPPALA, S.M.; SIMMONS, A.J.; BERRISFORD, P.; POLI, P., et al. The era-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 137, n. 656, p. 553-597, 2011. doi

- DIEDHIU, A.; JANICOT, S.; VILTARD, A.; DE FELICE, P. Composite patterns of easterly disturbances over West Africa and the tropical atlantic: A climatology from the 1979-95 NCEP/NCAR reanalyses. **Climate Dynamics**, v. 18, p. 241-253, 2001. [doi](#)
- ESPINOZA, E.S. **Distúrbios nos Ventos de Leste no Atlântico Tropical**. Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 123p, 1996.
- FEDOROVA, N. **Sinótica III: Frentes, Correntes de Jato, Ciclones e Anticiclones**. Maceió: Edufal, 184 p., 2008.
- FEDOROVA, N.; LEVIT, V. **Adverse Meteorological Phenomena in Northeast Brazil**. Cambridge: Cambridge Scholars Publishing, 465 p., 2023.
- FEDOROVA N.; LEVIT, V.; CRUZ C.D. On frontal zone analysis in the tropical region of the Northeast Brazil. **Pure and Applied Geophysics**, v. 173, p. 1403-1421, 2016. [doi](#)
- FEDOROVA, N., PONTES DA SILVA B.F. Zonas frontais no Nordeste brasileiro. In: **Meteorologia em Tópicos**, Maceió: Clube de Autores, v. 6, n. 1, p. 9-65, 2020.
- FRANK, W.M.; ROUNDY, P.E. The role of tropical waves in tropical cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 134, p. 2397-2417, 2006. [doi](#)
- 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**, v. 2015, 176238, 2015. [doi](#)
- GOMES, H.B.; AMBRIZZI, T.; PONTES DA SILVA, B.F., HODGES, K., SILVA DIAS, P.L. *et al.* Climatology of easterly wave disturbances over the tropical South Atlantic. **Climate Dynamics**, v. 53, p. 1393-1411, 2019. [doi](#)
- HALL, B.A. Westward moving disturbances in the South Atlantic coinciding with heavy rainfall events at Ascension Island. **The Meteorological Magazine**, v. 118, n. 1405, p. 175-181, 1989.
- HUFFMAN, G.J.; ADLER, R.F.; BOLVIN, D.T.; GU, G.; NELKIN, E.J.; *et al.* The TRMM multi-satellite precipitation analysis: quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 1, p. 33-55, 2007. [doi](#)
- KARYAMPUDI, V.M.; CARLSON, T.N. Analysis and numerical simulations of the Saharan air layer and its effect on easterly wave disturbances. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 21, p. 3102-3136, 1988. [doi](#)
- KESHAVAMURTY, R.N. Vertical coupling in the indian summer monsoon. **Nature Physical Science**, v. 232, p. 169-170, 1971. [doi](#)
- KNAPP, K.R. Scientific data stewardship of international satellite cloud climatology project b1 global geostationary observations. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 2, n. 1, 023548, 2008. [doi](#)
- KOUADIO, Y.K.; SERVAIN, J.; MACHADO, L.A.T.; LENTINI, C.A.D. Heavy rainfall episodes in the eastern northeast brazil linked to large-scale ocean-atmosphere conditions in the tropical atlantic. **Advances In Meteorology**, v. 2012, 369567, 2012. [doi](#)
- KOUSKY, V.E. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 4, p. 488-498, 1980. [doi](#)
- KOUSKY, V.E. Frontal influences on northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1142-1153, 1979. [doi](#)
- KRISHNAMURTI, T.N.; BAUMHEFNER D. Structure of a tropical disturbance based on solutions of a multilevel baroclinic model. **Journal Of Applied Meteorology**, v. 5, n. 4, p. 396-406, 1966. [doi](#)
- LYRA, M.J.A.; CAVALCANTE, L.C.V.; LEVIT, V.; FEDOROVA, N. Connection between frontal extremity and intertropical convergence zone on the northeast Brazil. **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ**, v. 42, n. 1, p. 413-424, 2019. [doi](#)
- MACHADO, L.A.T.; GUEDES, R.L.; ALVES, M.A.S. Características estruturais de sistemas convectivos e forçantes da convecção na América do Sul observados por satélites. **Climanálise**, Edição Comemorativa de 10 anos, p. 110-122, 1996.
- MERRIT, E.S. Easterly waves and perturbations: a reappraisal. **Journal of Applied Meteorology**, v. 3, n. 4, p. 367-382, 1964. [doi](#)
- MOLION, L.C.B.; BERNARDO, S.O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002.
- MOTA, G.V. **Estudo Observacional de Distúrbios Ondulatórios de Leste no Nordeste Brasileiro**. Dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo, 1997.
- MOTA, G.V.; GANDU, A.W. Análise de distúrbios ondulatórios de leste que afetam o nordeste brasileiro: Um estudo de caso. In: **IX Congresso Brasileiro De Meteorologia**, Rio de Janeiro, v. 1, p. 450-454, 1996.
- MOTA, G.V.; GANDU, A.W. Análise dos padrões ondulatórios de leste no Nordeste Brasileiro durante o inverno de 1994. In: **X Congresso Brasileiro De Meteorologia**, Brasília, CD-ROM do X Congresso Brasileiro de Meteorologia, 1998.
- MUANZA GOMES, A.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V. Ligação da extremidade frontal com zona de convergência intertropical (ZCIT) e análise de fenômenos associados. **Northeast Geosciences Journal**, v. 8, n. 1, p. 231-243, 2022. [doi](#)
- NEIVA, E.J.F. **An Investigation of Wave-Type Disturbances Over the Tropical South-Atlantic**. Dissertation, Naval Post Graduate School, Monterrey, California, 1975.
- NEVES, D.J.D.; ALCÂNTARA, C.R.; DE SOUZA, E.P. Estudo de caso de um distúrbio ondulatório de leste sobre o estado do Rio Grande do Norte - Brasil. **Revista Brasileira De Meteorologia**, v. 31, n. 4, p. 490-505, 2016. [doi](#)
- PHILANDER, S.G. **El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation**. Cambridge: Academic Press, International geophysics series, v. 46, 1990.
- PONTES DA SILVA, B.F. **Sistemas Sinóticos Associados às Precipitações Intensas no Estado de Alagoas**. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal De Alagoas, Maceió, 2008.
- PONTES DA SILVA, B.F.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; PERESETSKY, A.; BRITO, B.M. Sistemas sinóticos associados às precipitações intensas no estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 3, p. 323-338, 2011. [doi](#)
- PONTES DA SILVA, B.F.; DA ROCHA, R.P.; GOMES, H.B. Easterly wave disturbances activity over the eastern north-

- east Brazil during 2006-2010 rainy seasons. **Revista Científica Foz**, v. 3, n. 2, p. 203-232, 2020. Disponível em <https://revista.ivic.br/index.php/revistafoz/article/view/199>
- REED, R.J.; RECKER, E.E. Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial western pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, n. 7, p. 1117-1133, 1971. doi
- REED, R.J.; 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, n. 3, p. 317-333, 1977. doi
- RENNICK, M.A. The generation of African waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 10, p. 1955-1969, 1976. doi
- 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**. New York: McGraw-Hill, 392 p., 1954.
- RIEHL, H. **Climate and Weather in the Tropics**. London: Academic Press, 611 p., 1979.
- ROSENTHAL, S.L. A simplified linear theory of equatorial easterly waves. **Journal of Meteorology**, v. 17, n. 5, p. 484-488, 1960. doi
- DA SILVA, A.S.; DA SILVA, E.M.; LEAL JUNIOR, J.B. V.; SALES, D.C.; MOURA, I.J.M.; ALVES, J.M.B. Distúrbios ondulatórios de leste no nordeste brasileiro: um estudo de caso utilizando modelagem numérica de mesoescala. **Revista Brasileira De Meteorologia**, v. 36, n. 3, p. 637-649, 2021. doi
- SHAPIRO, L.J. Tropical storm formation from easterly waves: A criterion for development. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 34, n. 7, p. 1007-1021, 1977. doi
- TAI, K.S.; OGURA, Y. An observational study of easterly waves over the eastern pacific in the northern summer using FGEE data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 2, p. 339-361, 1987. doi
- THORNCROFT, C.; HODGES, K. African easterly wave variability and its relationship to atlantic tropical cyclone activity. **Journal of Climate**, v. 14, n. 6, p. 1166-1179, 2001. doi
- TORRES, R.R.; FERREIRA, N.J. Case studies of easterly wave disturbances over northeast Brazil using the eta model. **Weather And Forecasting**, v. 26, n. 2, p. 225-235, 2011. doi
- TORRES, R. **Análise e Modelagem dos Distúrbios Ondulatórios de Leste que Atuam na Costa Leste do Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.
- UVU, C.R.B.; NOBRE, C.A. A zona de convergência inter-tropical (ZCIT) e a precipitação no norte do nordeste do Brasil. Parte i: A posição da zcitr no Atlântico Equatorial. **Climanálise**, v. 4, n. 7, p. 34-40, 1989.
- VAREJÃO-SILVA, M.A. **Meteorologia e Climatologia. Versão Digital 2**. Recife: Edição do Autor, 2006. Disponível em https://icat.ufal.br/laboratorio/clima/data/uploads/pdf/METEOROLOGIA_E_CLIMATOLOGIA_VD2_Mar_2006.pdf.
- VAZ, J.C.M. **nálise das Ondas de Leste Sobre a Costa Leste do Nordeste do Brasil para o Período Entre 1999-2009**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro 2011.
- VASQUEZ, T. **Weather Forecasting Handbook. Weather Graphics Technologies**. Garland: Weather Graphics Technologies, 75 p., 1994.
- WILKS, D.S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. Ed. 2nd**. San Diego: Academic Press, 467 p., 2006.
- WILLIAMS, K.T. Characteristics of the wind, thermal, and moisture fields surrounding the satellite-observed mesoscale trade wind cloud clusters in the western north pacific. In: **Symposium on Tropical Meteorology**, Honolulu, D IV-1-D IV-6, 1970.
- YAMAZAKI, Y. **Estudos Teóricos e Sinóticos dos Distúrbios Tropicais**. Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1975.
- YAMAZAKI, Y.; RAO, V.B. Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 55, n. 2, 204-207, 1977.
- YANAI, M.A. Preliminary survey of large-scale disturbances over the tropical pacific region. **Geofísica Internacional**, v. 3, p. 73-84, 1963.
- YANAI, M. Evolution of a tropical disturbance in the caribbean sea region. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 46, n. 2, p. 86-109, 1968. doi



License information: This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (type CC-BY), which permits unrestricted use, distribution and reproduction in any medium, provided the original article is properly cited.