



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**ALGUNS ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE UM
VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS (VCAN) SOBRE SUA
REGIÃO DE ATUAÇÃO**

por

ALEXANDRE SILVA DOS SANTOS

Maceió-Alagoas
Agosto, 2005

ALEXANDRE SILVA DOS SANTOS

**ALGUNS ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE UM
VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS (VCAN) SOBRE SUA
REGIÃO DE ATUAÇÃO**

Dissertação apresentada à Coordenação de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas para a obtenção do título de Mestre em Meteorologia. Área de concentração: Processos de Superfície Terrestre.

Orientador: Prof. Dr. Ricardo Sarmiento Tenório
Co-Orientador: Prof.Msc.Marco Antonio Maringolo Lemes

Maceió - Alagoas
Agosto, 2005

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico
Bibliotecária Responsável: Helena Cristina Pimentel do Vale

S237a Santos, Alexandre Silva dos.
Alguns aspectos dinâmicos e termodinâmicos de um vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre sua região de atuação / Alexandre Silva dos Santos, 2005.
xviii, 115 f. : il.

Orientador: Ricardo Sarmento Tenório.

Co-Orientador: Marco Antonio Maringolo Lemes.

Dissertação (mestrado em Meteorologia : Processos de Superfície Terrestre) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2005.

Bibliografia: f. 93-99.

Anexos. f. 100-115.

1. Precipitação (Meteorologia). 2. Circulação atmosférica. 3. Imagens por satélite. I. Título.

CDU: 551.501



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

CERTIDÃO DE APRESENTAÇÃO

**ALGUNS ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE UM
VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS (VCAN) SOBRE SUA
REGIÃO DE ATUAÇÃO**

ALEXANDRE SILVA DOS SANTOS

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas – UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia. N^o de ordem: MET – UFAL-MS-033.

Aprovada pela banca examinadora composta por:

Prof. Dr. Ricardo Sarmento Tenório (UFAL)
(Orientador)

Prof. Msc. Marco Antônio Maringolo Lemes (UFAL)
(Co-Orientador)

Prof(a). Dr(a) Natália Fedorova (UFAL)
(Membro-Interno)

Prof. Dr. Ênio Pereira Souza (UFCG)
(Membro-Externo)

Maceió-Alagoas
Agosto, 2005

DEDICATÓRIA

Aos meus pais, **Expedito Gomes dos Santos** e **Maria Alice Silva dos Santos**, aos meus irmãos Carlos Adriano Silva dos Santos, José André Silva dos Santos, Andréa Maria Silva dos Santos, e a minha inesquecível avó, Josefa Gonzaga da Silva.

DEDICO.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, como uma pessoa nas horas difíceis, pois sem ele não seria possível concluir este trabalho.

Aos meus Professores Marco Antônio Maringolo Lemes e Ricardo Sarmiento Tenório, pelas suas orientações e sugestões para a conclusão deste trabalho.

Aos professores do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas, pelos momentos de aprendizagem, e nas horas de divertimento.

Ao PROÁGUA pela concessão da bolsa de pesquisa, possibilitando assim, um maior conhecimento, na área meteorológica e recursos hídricos.

Aos Amigos Agentes Gestores do Programa de Agentes Gestores da Secretaria Executiva de Meio Ambiente, Recursos Hídricos e Naturais (SEMARHN), passando experiência e idéias na área de recursos hídricos.

Aos funcionários da SEMARHN, pela amizade, respeito e solidariedade do dia a dia de trabalho.

Aos colegas de trabalho da Diretoria de Hidrometeorologia (DHM).

Ao Professor Ricardo Amorim, pelo respeito e confiança depositado.

Aos meus amigos do curso de meteorologia da Universidade Federal de Alagoas, que não são poucos, teria que reservar cem páginas com os respectivos nomes.

Aos colegas de mestrado por terem sido meus companheiros e solidários, dentro e fora da universidade, em especial ao Demilson e Marcelo.

Aos colegas do Dojo-AIKIDO, pelo ensinamento desta arte marcial tão linda e perfeita, fazendo com que os seres humanos levem uma vida pura e suave, tendendo-se para um mundo filosófico.

Ao Professor José de Lima Filho pela confiança depositada e sua fabulosa cabeça para educação.

Ao Professor Sávio pelo grande incentivo, dizendo: “Rapaz, termine logo está dissertação, você tem potencial”. Valeu Sávio!.

PENSAMENTOS

"A estratégia não é outra coisa que a capacidade de usar livremente a yin e o yang, o ataque e a defesa, dependendo da maneira em que se mover o inimigo."

Morihei Ueshiba.

"No meio de toda dificuldade, sempre existe uma oportunidade".

Albert Einstein.

ÍNDICE

	Págs.
LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABELAS	vii
LISTA DE SIGLAS, ABREVIATURAS E SÍMBOLOS	viii
ABSTRACT	x
RESUMO	xi
I – INTRODUÇÃO	1
II – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
II.1 Vórtice Ciclônico de Altos Níveis.....	4
II.2 Alta da Bolívia.....	12
II.3 Zona de Convergência do Atlântico Sul.....	17
II.4 Calor Aparente de Aquecimento (Q_1) e Umidade (Q_2).....	20
III – MATÉRIAS E MÉTODOS	23
III.1 Localização da Área de Estudo.....	23
III.2 Fonte dos Dados Utilizados.....	23
III.2.1 Reanálises – NCEP (National Centers for Environmental Prediction).....	23
III.2.2 TRMM 3B42 (Tropical Rainfall Measuring Mission).....	26
III.2.3 Precipitação (Análise) – Diretoria de Hidrometeorologia do Estado de Alagoas.....	29
III.3 Escolha do VCAN Estudado.....	29
III.4 Metodologia.....	30
III.4.1 Caracterização Sinótica.....	31
III.4.1.1 Dados Convencionais de Análises.....	31
III.4.1.2 Imagens de Satélite Meteorológicos.....	31
III.4.1.3 Dados do Satélite TRMM.....	32

III.4.2	Análise Dinâmica/Cinemática.....	33
III.4.3	Análise Termodinâmica.....	37
III.4.3.1	Temperatura Potencial.....	37
III.4.3.2	Função \dot{Q}	38
III.4.3.3	Fontes Aparentes de Calor (Q_1) e Umidade (Q_2)...	39
III.4.4	Circulação Secundária.....	42
IV.	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	45
IV.1	Caracterização Sinótica no Período de Estudo.....	45
IV.2	Imagens e Campo de Precipitação Derivados de Satélites.....	56
IV.2.1	Caracterização Sinótica Usando Imagens de Satélites.....	56
IV.2.2	Campos de Precipitação Usando Dados TRMM.....	62
IV.2.3	Campo da Precipitação (Análise) – SEMARH/DHM-AL.....	65
IV.3	Vorticidade Relativa – Média Diária.....	67
IV.4	Divergência.....	75
IV.5	Análise Termodinâmica.....	77
IV.5.1	\dot{Q} e Omega (Centro do VCAN).....	77
IV.5.2	\dot{Q} e Omega (Periferia do VCAN).....	80
IV.5.3	Fontes Aparentes de Aquecimento e Umidade.....	83
IV.5.4	Temperatura Potencial.....	87
IV.6	Circulação Secundária.....	88
V.	CONCLUSÕES.....	90
VI.	RECOMENDAÇÕES.....	92
VII.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	93
VIII	ANEXO.....	100

LISTA DE FIGURAS

	Págs.
FIGURA I. 1	2
FIGURA II. 1	5
FIGURA II. 2	6
FIGURA II. 3	7
FIGURA II. 4	7
FIGURA II. 5	8
FIGURA II. 6	9
FIGURA II. 7	10
FIGURA II. 8	11
FIGURA II. 9	11
FIGURA II. 10	13
FIGURA II. 11	14
FIGURA II. 12	15
FIGURA II. 13	

	aglomerados de nuvens convectivas sobre a Bolívia. Fonte: Borges (CEFET-SC).....	15
FIGURA II. 14	Região de atuação de ZCAS determinada pela média de sete episódios com a posição média das mesmas indicada pelo segmento AB. Fonte: Mendonça et al (2004).....	18
FIGURA II. 15	Imagem do satélite GOES-8 no canal infravermelho, para o dia 09 de janeiro de 1999, com a ZCAS e sua nebulosidade característica. Fonte: Brasília (2004).....	19
FIGURA II. 16	Campo de escoamento em 200hPa, para o dia 10 de janeiro de 1999, mostrando uma configuração consistente com a presença de uma ZCAS. Fonte: Brasília (2004).....	20
FIGURA II. 17	Pentágono definido para calcular Q1 e Q2 nas proximidades da Ilha de Marshall. Fonte: Yanai et al (1973).....	21
FIGURA II. 18	Perfis verticais de Q1 e Q2 (°C/dia) simulados, usando dados do GATE Fonte: Xu & Randall (1996).....	22
FIGURA III. 1	Domínio da grade utilizada para o estudo de caso do VCAN.....	23
FIGURA III. 2	Número da Média Zonal de todos os tipos de observações (radiosondagem, navios, satélites e estações meteorológicas) para uma grade de 2,5 ⁰ latitude e longitude, período de 1946 até 1998.	25
FIGURA III. 3	Vento meridional em 200hPa para o mês de janeiro de 1979, utilizando dados de análises do satélite (a) e dados de reanálises (b). Fonte: Kistler et al., (2001).	25
FIGURA III. 3	Continuação. Fonte: Kistler et al., (2001).	26
FIGURA III. 4	Órbita geocêntrica do satélite TRMM numa distância de 350 km do planeta terrestre.....	27
FIGURA III. 5	Esquema que mostra os sensores TMI, VIRS e PF a bordo do satélite TRMM, fazendo suas varreduras numa região com nuvens.....	28
FIGURA III. 6	Trajetórias dos seis VCAN's que ocorreram no mês de janeiro de 2002, com os dias do mês em círculos, indicando suas posições dentro dos seus períodos de atuações. Fonte: CPTEC/INPE.....	30
FIGURA III. 7	Figura III. 7 - Área de Domínio do Campo da Precipitação Estimada pelo Satélite TRMM após sucessivas varreduras. Fonte: NASDA.....	33

FIGURA IV. 1	Desacoplamento da BIAF para formação do VCAN com presença do par de Anticiclones (AAN e AB) contribuindo para o processo de escoamento de formação.....	43
FIGURA IV. 2	Aparecimento do VCAN no nível 200hPa com a caracterização da circulação de grande escala para este dia.....	45
FIGURA IV. 3	Deslocamento do centro do VCAN em direção à costa leste do NEB com uma velocidade de cerca de 3^0 de longitude por dia..	46
FIGURA IV. 3	Continuação.	46
FIGURA IV. 3	Continuação.	47
FIGURA IV. 4	Intensificação e deslocamento do VCAN para o continente, dando origem a um novo anticiclone (AT) sobre o sudeste do Brasil.....	48
FIGURA IV. 5	Seqüência de campos de linhas de corrente que mostra a influência da circulação de grande escala no VCAN.....	50
FIGURA IV. 5	Continuação.	51
FIGURA IV. 5	Continuação	51
FIGURA IV. 5	Continuação	52
FIGURA IV. 6	A fase de dissipação do VCAN e algumas circulações de grande escala que provavelmente influenciaram a dissipação do vórtice.....	53
FIGURA IV. 7	Dia que antecedeu a dissipação do VCAN acoplado ao um novo VCAN. Percebe-se uma grande interação entre a intensificação da AB com o surgimento de dois núcleos de vortacidade (AAN), sobre o novo VCAN e o estudado.....	54
FIGURA IV. 8	Imagens do Satélite GOES – 8 no canal Infravermelho em 18/01/2002, 12Z mostrando a situação de escala sinótica e o VCAN sobre o Oceano Atlântico Tropical Sul em sua fase inicial de formação.....	55
FIGURA IV. 9	Imagens do Satélite GOES – 8 no canal de vapor de água em 18/01/2002, 12Z mostrando a situação de escala sinótica e o VCAN sobre o Oceano Atlântico Tropical Sul em sua fase inicial de formação.....	56

FIGURA IV.10	Imagem setorial do Satélite GOES – 8 no canal Infravermelho em 21/01/2002, 12Z mostrando VCAN sobre o continente e suas bandas de nuvens.....	57
FIGURA IV.11	Imagem do Satélite GOES – 8 no canal de vapor de água em 21/01/2002, 12Z mostrando a região de baixa umidade característica da região central do VCAN.....	58
FIGURA IV.12	Imagem do Satélite GOES – 8 no canal Infravermelho em 24/01/2002, 12Z mostrando o VCAN em seu estágio de dissipação já sobre o sul do estado do Pará.....	59
FIGURA IV.13	Imagem do Satélite GOES – 8 no canal de vapor de água em 24/01/2002, 12Z mostrando indícios do VCAN (tonalidade cinza mais escuro) no sul dos estados do Pará e Amazonas e norte do Mato Grosso do Norte.....	59
FIGURA IV.14	Campo de precipitação acumulada em 24 horas para o dia 18/01/02, 00Z mostrando, em concordância com a Figura IV. 9, o VCAN ainda sobre o oceano.....	61
FIGURA IV.15	Campo de precipitação acumulada em 24 horas para o dia 22/01/02, 00Z mostrando, em concordância com a Figura IV. 11, o VCAN já sobre o continente.....	62
FIGURA IV.16	Campo de precipitação acumulada em 24 horas para o dia 24/01/02, 00Z mostrando, em termos dessa variável, a fase final de dissipação do VCAN.....	63
FIGURA IV.17	Precipitação Registrada pelo Pluviômetro Instalado na Cidade de Maceió durante o período de atuação do VCAN estudado..	64
FIGURA IV.18	Vorticidade média (em área) em cada nível, onde foi possível constatar a circulação ciclônica do VCAN para os dias 16 a 26 de janeiro de 2002. Os gráficos, ao contrário da Tabela 01, foram obtidos com as médias diárias.....	66
FIGURA IV.19	Evolução temporal do vórtice média feita em um quadrado formado de pontos de grade envolvendo a região de núcleo de vorticidade para cada um dos sistemas vorticiais presentes na circulação de grande escala, ao nível de 200hPa.....	68
FIGURA IV.20	Evolução temporal do vórtice médio, feito em um quadrado formado de pontos de grade envolvendo a região de núcleo de vorticidade para cada um dos sistemas vorticiais presentes na circulação de grande escala, ao nível de 300hPa.....	68

FIGURA IV.21	Deslocamento do núcleo do VCAN, através de seções verticais pressão x longitude da vorticidade relativa para quatro dias selecionados.....	69
FIGURA IV.21	Continuação.....	70
FIGURA IV.21	Continuação.....	70
FIGURA IV.21	Continuação.....	71
FIGURA IV.22	Campo médio diário de linhas de corrente, juntamente com o campo da vorticidade relativa superposto em 200hPa, para o dia 19/01/02.....	72
FIGURA IV.23	Campo médio diário de linhas de corrente, juntamente com o campo da vorticidade relativa superposto em 200hPa, para o dia 25/01/02.....	72
FIGURA IV.24	Campo médio diário de linhas de corrente, juntamente com o campo de divergência superposto em 200hPa, para o dia 17/01/02.....	73
FIGURA IV.25	Campo médio diário de linhas de corrente, juntamente com o campo de divergência superposto em 200hPa, para o dia 21/01/02.....	74
FIGURA IV.26	Perfil vertical de \dot{q} (a) e o perfil vertical de ω (Pa/s) feitos ao longo de uma vertical no centro do VCAN, para o dia 18 de janeiro de 2002.....	76
FIGURA IV.27	Perfil vertical de \dot{q} (a) e o perfil vertical de ω (Pa/s) feitos ao longo de uma vertical no centro do VCAN, para o dia 18 de janeiro de 2002.....	77
FIGURA IV.28	Perfil vertical de \dot{q} (a) e o perfil vertical de ω feitos ao longo de uma vertical na borda do VCAN, para o dia 22 de janeiro de 2002.....	78
FIGURA IV.28	Continuação.....	79
FIGURA IV.29	Seção vertical pressão x longitude do movimento vertical com a posição do centro do VCAN indicada por um retângulo para o dia 17/01 (a), 18/01(b) e 26/01(c) de 2002.....	80
FIGURA IV.29	Continuação.....	81
FIGURA IV.30	Taxa aparente de calor Q_1 (a) e umidade Q_2 (b) para área do VCAN sobre o Oceano Atlântico.....	82

FIGURA IV.30	Continuação.....	83
FIGURA IV.31	Taxa aparente de calor Q_1 (a) e umidade Q_2 (b) para área do VCAN sobre o continente.....	84
FIGURA IV.32	Seqüência de imagens da secção vertical da temperatura potencial para uma latitude fixada sobre o centro do VCAN.....	86
FIGURA IV.33	Seção vertical pressão x longitude mostrando a circulação secundária: vetor entre w (velocidade vertical) e u (velocidade zonal).....	87
FIGURA IV.34	Seção vertical pressão x longitude mostrando a circulação secundária: vetor entre w (velocidade vertical) e u (velocidade zonal). Latitude fixada em -5^0	88
FIGURA IV.35	Seção vertical pressão x longitude mostrando a circulação secundária: vetor entre w (velocidade vertical) e u (velocidade zonal). Latitude fixada em -5^0 .	88

LISTA DE TABELAS

TABELA 01	Existência do VCAN nos quadradinhos azuis e ausência com a letra A, nos níveis entre 500hPa a 200hPa para o período de sua duração.	67
-----------	---	----

LISTA DE SIGLAS, ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

VCAN – Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

NEB – Nordeste do Brasil

PNT – Previsão Numérica de Tempo

MCGA - Modelo de Circulação Geral Atmosférico

CPTEC - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul

AB - Alta da Bolívia (AB)

AAS - Alta do Atlântico Sul

AN - Alta do Norte

AAN - Alta da Angola

BIAF - Bifurcação inter-hemisférica na costa oeste da África

ECMWF - Centro Europeu de Prognóstico do Tempo em Médio Prazo

CC - Cavado do NEB

ZCPS - Zona de Convergência do Pacífico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

AT - Alta do Atlântico

Q_1 – Fonte Aparente de Aquecimento

Q_2 – Fonte Aparente de Umidade

GATE - GARP Atlantic Tropical Experiment.

u - Componente Zonal

v – Componente Meridional

ms^{-1} – Metro por Segundo

z – Altura Geopotencial

m – Metros

ω - Velocidade Vertical

$^{\circ}\text{K}$ – Kelvin

q - Umidade Específica

NCEP - National Centers For Environmental Prediction

DSA - Divisão de Satélites Ambientais

TRMM - Tropical Rainfall Measuring Mission

PR - Precipitation Radar

VIRS - Visible and Infra Red System

TMI - Microwave Imager

CERES - Clouds and Earth's Radiant Energy System

LIS - Lightning Imaging System

FTP – File Transfer Protocol

ATS – Atlântico Tropical Sul

GrADS - Grid Analysis and Display System

MATLAB - MATRIX LABORATORY

θ - Temperatura Potencial

TCC – Trabalho de Conclusão de Curso

UFAL – Universidade Federal de Alagoas

ABSTRACT

The objective of this work is to analyze from the of Dynamics and thermodynamics viewpoint one of the various Cyclonic Vortex of Upper Air (CVUA) that were observed over the Northeast Brazil (NEB) and Amazonia during January, 2002. NCEP's reanalyzes data (u and v wind components, geopotential height, specific humidity, omega motion and temperature) plus satellite data were used to infer some characteristic properties of the CVUA. All the fields refer to 00, 06, 12 and 18 UTC and cover the 12 standard isobaric levels (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150 e 100hPa), together with their daily averages. Satellite imagery in the visible as well as infrared and water vapor channels were used to validate the results of the analyzes; in particular TRMM satellite that furnished the precipitation data along the edge of the CVUA. The analyses of the upper air streamlines fields show that the genesis of CVUA was due to the presence of an InterHemispheric Bifurcation over the western coast of Africa (AIB) and a pair of anticyclones, namely the Bolivian High (BH) and the Angolan High. During its life cycle, the studied CVUA show a quite remarkable behavior with a varying translation speed and its persistent zonal trajectory probably because the existing vortical systems in its neighborhood. The technique of using relatively unemployed variables such as the thermodynamic functions $q \cdot$, apparent heating and moisture sources (q_1 and q_2) were very useful tools as well as the vertical sections of the secondary circulation that showed a clear link between upper and lower level systems, mainly regarding the convective activity in the peripheral of the CVUA. As part of the results, it is mentioned the potentiality of the used tools to infer the depth, width and intensity of this large scale vertical system, the processes of energy conversion implied in the secondary circulation and its associated precipitation pattern.

Keyword: Precipitation, Atmospheric Circulation, Images by Satellite.

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo analisar no ponto de vista dinâmico e termodinâmico, um dos vários Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) que foram observados sobre o Nordeste Brasileiro do Brasil (NEB), durante o mês de janeiro, 2002. Dados de reanálises do NCEP (Componentes u e v do vento, Altura Geopotencial, Umidade Específica, Omega (velocidade vertical) e Temperatura) mais dados de satélites usados para inferir algumas propriedades características do VCAN. Todos os campos foram obtidos nos horários de 00, 06, 12 e 18 UTC (Z) dividido em 12 níveis padrão isobárico da atmosfera (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150 e 100hPa), juntamente com suas médias diárias. Imagens de Satélite no canal infravermelho e vapor d'água foram usados para validar os resultados das análises; em particular o satélite TRMM que forneceu dados da precipitação estimada ao longo da borda do VCAN. As análises do campo das linhas de correntes de ar superior mostraram que a gênese do VCAN ocorreu pelo fato da presença de uma Bifurcação Interhemisférica, escoamento sobre a costa oeste da África (BIAF), e a presença do par de anticiclones, conhecido como Alta da Bolívia (AB) e a Alta de Angola (AAN). Durante sua vida, o VCAN estudado mostrou uma variação na sua velocidade e trajetória zonal persistente, provavelmente, por causa dos sistemas vorticais presentes em sua vizinhança. A técnica de usar variáveis relativamente empregadas na termodinâmica, tais como a função q ponto, as fontes aparentes de calor e umidade (q_1 e q_2), foram ferramentas úteis, bem como as seções verticais e a circulação secundária que mostrou uma ligação entre os sistemas de altos e baixos níveis, principalmente a respeito das atividades convectivas na periferia do VCAN. Como conclusão, a trajetória do VCAN foi determinada pelo posicionamento de outros sistemas vorticais nas suas adjacências. As ferramentas dinâmicas e termodinâmicas determinaram a identificação, profundidade e largura do VCAN. Importante também foi a circulação secundária em conjunto com omega para determinação da conversão de energia cinética e potencial. E por fim, concluí-se que o VCAN foi do tipo raso, ou seja, sem muita precipitação significativa na sua periferia.

Palavras-chave: Precipitação, Circulação Atmosférica, Imagens por Satélite.

I - INTRODUÇÃO

Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) têm sido muito explorados, tanto do ponto de vista sinótico quanto da dinâmica (Alves, 1996; Ramirez, 1996; Kousky e Gan, 1981; Ferreira et al, 2004). Alguns aspectos, no entanto, permanecem relativamente pouco explorados como, por exemplo, a interpretação dos processos termodinâmicos e dinâmicos que distinguem um VCAN que entra no continente de outro que não consegue penetrar, permanecendo e dissipando sobre o Oceano Tropical Sul (sua região de origem), adjacente à costa Nordeste do Brasil (NEB). De fato, pelos estudos estatísticos de Ramirez et al. (1999), o tempo médio de vida de um VCAN varia de quatro (4) dias em junho a onze (11) dias no mês de fevereiro.

Por outro lado, considerando o ponto de vista prático, os VCANS que penetram no NEB, atingindo, algumas vezes, a Amazônia, contribuem em certa parte para regime pluviométrico dessa região e, sendo assim, têm uma contribuição sócio-econômica relevante.

Estudar alguns aspectos do VCAN é interessante, porque ele muda o regime pluviométrico da costa leste do NEB, trazendo precipitações extremas ou secas, dependendo do posicionamento geográfico do seu centro. Os vórtices podem intensificar a precipitação em sua periferia, sendo responsáveis por totais mensais superiores a 300% das normais climatológicas ou contribuir para que o verão seja mais seco e mais quente nas localidades sob a região de movimentos descendentes (Silva, 2002). Chuvas provocadas por VCANS, podem trazer conseqüências como inundações com deslizamentos de barreiras, destruições de pontes, vidas humanas e animais em jogo e problemas na economia.

À medida que esses vórtices deslocam-se para o interior do continente, há uma considerável supressão da atividade convectiva, pois há uma interrupção no fornecimento de umidade para alimentar o sistema. Deslocamentos destes vórtices e suas permanências sobre o continente são considerados como eventos anômalos. De fato, a freqüência de ocorrência deles é baixa, quando comparada com os outros vórtices que se formam na vizinhança do NEB (Ramirez et al, 1999).

Prever melhor a trajetória de um VCAN, através de modelos de Previsão Numérica de Tempo (PNT), pode melhorar e/ou esclarecer seu próprio processo de formação. Os modelos atuais são capazes de prever satisfatoriamente os VCANS, como evidenciado pelos índices quantitativos do desempenho (“*skill scores*”). A Figura I.1 cedida pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) mostra as linhas de corrente em 200hPa, como prevista pelo modelo global, sobreposta a uma imagem de satélite no canal infravermelho para a mesma data. Na Figura I.1, pode-se notar que na região de circulação ciclônica o centro do VCAN não possui nuvens convectivas, decorrentes dos movimentos descendentes. Também, observa-se, através desta Figura I.1, que os modelos ajudam na identificação deste sistema (VCAN) de altos níveis.

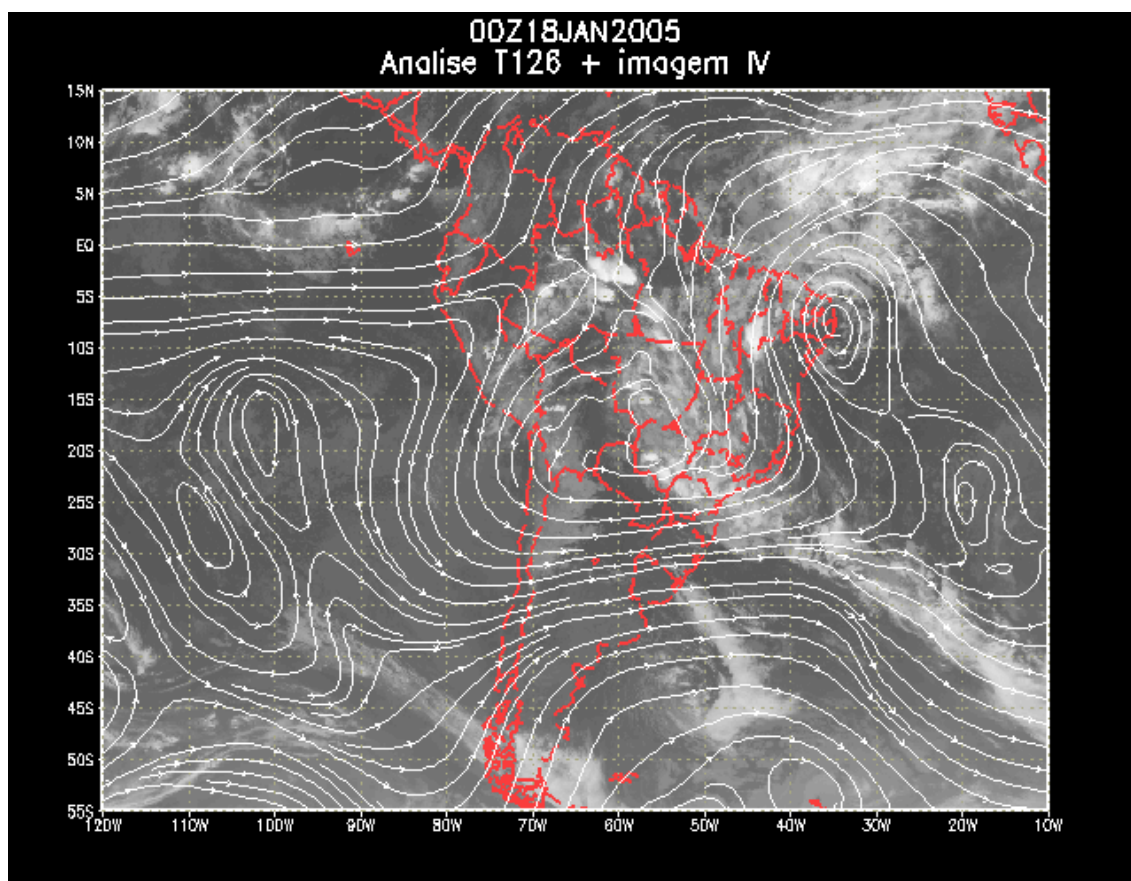


Figura I.1 – Modelo de Circulação Geral Atmosférica (MCGA). Resolução T126 (100X100Km). Onde T é o tipo de truncamento espectral (neste caso triangular) nas ondas zonais de 126, com uma imagem de satélite sobreposta para o dia 18/01/2005 às 00Z. Fonte: CPTEC/INPE.

O estudo de vorticogenesis (termo introduzido por Lemes e Santos, 2005, comunicação particular) usado para distinguir VCANS que entram e não entram no continente é bastante complexo, pois não só envolve aspectos termodinâmicos e dinâmicos, mas requer a caracterização das condições sinóticas em um domínio bem maior que o da atuação do VCAN em questão, juntamente com um levantamento estatístico.

O objetivo principal deste Trabalho de Dissertação é considerar na forma de um “estudo de caso” o evento de um VCAN com duração entre os dias 16 a 26 de janeiro de 2002 que atingiu a região da Amazônia, utilizando ferramentas dinâmicas e termodinâmicas, como por exemplo, Secção Vertical de Omega, Vorticidade Relativa, Divergência, Fonte Aparente de calor (Q_1), Sumidouro de Umidade (Q_2) e Função \dot{Q} .

Neste estudo de caso, no entanto, foi usado um conjunto de ferramentas dinâmicas e termodinâmicas, em outros contextos (aglomerados de nuvens convectivas nos Trópicos), como as fontes aparentes de calor e umidade (Yanai et al, 1973) e construção de seções verticais para visualizar a chamada circulação secundária, responsável, em parte, pela energética do sistema. Também neste estudo foi feita uma descrição da circulação de grande escala, nos Trópicos dos Hemisférios Norte e Sul, mais precisamente, América do Sul e Central e Oceano Atlântico, tentando evidenciar possíveis interações entre o VCAN estudado e os outros sistemas vorticiais. Além da presença de uma frente fria no sudeste do Brasil (caracterizada por uma Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS).

Apesar da abordagem diferente usada neste estudo, focalizado intensivamente no VCAN de janeiro de 2002, deve-se levar em consideração como um subsídio para futuros trabalhos mais abrangentes, direcionados para o diagnóstico de situações de grande escala, propícias à formação de vórtices que adentram o NEB.

II REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

II. 1 VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS

Uma circulação ciclônica de altos níveis que muda o regime pluviométrico do Nordeste Brasileiro (NEB), inclusive na região semi-árida, durante o verão austral, é conhecida por Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) (Alves et al., 1996). Os VCANS foram estudados primeiramente para o Hemisfério Norte por Palmén (1949) e Palmer (1951), onde observaram os processos físicos dos VCANS e, paralelamente, conseguiram constatar diferenças nas suas propriedades termodinâmicas, dependendo do seu local de formação. Santos (2002) observou que o centro de um VCAN selecionado apresentava movimentos descendentes, fazendo com que a temperatura potencial aumenta-se com altura, criando assim, uma região estável nos baixos níveis, e, portanto, sem nebulosidade. Portanto, conclui-se que a temperatura do ar não é uma boa variável para detectar o centro do VCAN, sendo a temperatura potencial mais adequada.

Os VCANS podem ser classificados de duas maneiras: vórtices do tipo Palmén, que originam nas latitudes subtropicais e os vórtices do tipo Palmer, também chamados de vórtices de origem tropical. Palmer (1951) documentou dois casos de vórtices, mostrando que, em algumas situações, a circulação desses VCANS de latitudes médias observados no Oceano Pacífico Norte podem ser comparados com os VCANS de latitudes tropicais, mas com processos físicos diferentes.

Na alta troposfera, destacam-se a bifurcação inter-hemisférica do escoamento no Pacífico Leste, uma circulação anticiclônica conhecida como Alta da Bolívia (AB), descrita na próxima seção deste capítulo (Figura II. 1), e os VCANS originados pela formação de um cavado de altos níveis, oriundo das latitudes médias do Hemisfério Sul (Ramirez et al., 1999; Ferreira et al., 2004). Esse tipo de formação faz com que haja um desprendimento do cavado proveniente das latitudes extratropicais e, como consequência, se forme uma circulação ciclônica (VCAN). De acordo com Gan e Kousky (1986), os VCANS do tipo Palmén (de latitudes extratropicais), formados sobre o Oceano Atlântico, se desenvolvem a partir de sistema frontal bem configurado que aparece em baixos níveis. Em decorrência deste sistema frontal, desenvolve-se um cavado de ar superior bastante profundo. Com a

movimentação do sistema frontal para o nordeste e o deslocamento da AB, o cavado se fecharia e acabaria por se desprender do próprio escoamento de leste, no qual está embutido (Kousky & Gan, 1981).

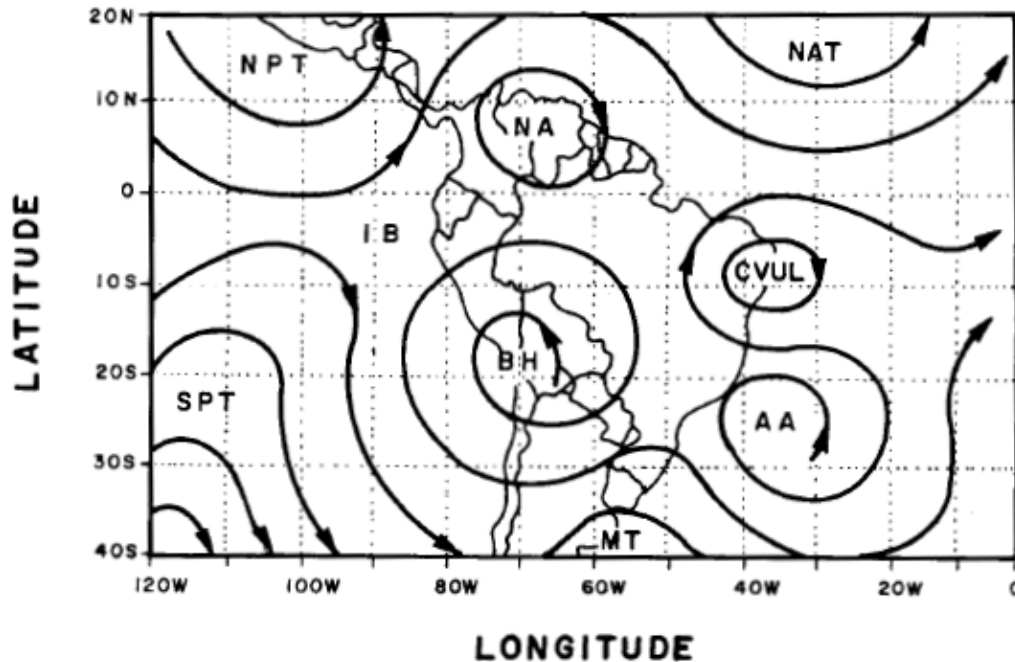


Figura II.1 – Ilustração das linhas de corrente para o nível 200 hPa, relativo a um VCAN sobre o NEB. Os símbolos indicam: IB para a Bifurcação Inter-Hemisférica (Interhemispheric Bifurcation); NPT para o cavado no norte do Pacífico Norte (North Pacific subtropical Trough); NAT para o cavado do Atlântico Norte (North Atlantic Subtropical Trough); SPT para o cavado subtropical do Pacífico Sul (South Pacific SubTropical Trough); BH para Alta da Bolívia (Bolivian High); NA para circulação anticiclônica do Hemisfério Norte (Northern Hemisphere Anticyclonic Circulation); AA para o Anticiclone do Atlântico Sul (Anticyclonic in the Southwestern Atlantic); MT para o cavado na parte Sul da América do Sul e CVUL (VCAN, usando a nossa sigla) para o vórtice ciclônico de altos níveis (Cyclonic Vortex at upper Level). Fonte: Ramirez et al. (1999).

Ferreira et al. (2004) caracterizaram, através do campo de vento em altos níveis, padrões de escoamento, para pelo menos quatro diferentes tipos de VCAN na vizinhança do NEB com a presença da AB. Durante a pesquisa, foram constatados dois VCANS de um total de seis, que se deslocaram de uma forma anômala para a região Amazônica (penetração continental). Paixão (1999) no estudo feito para caracterizar os VCANS sobre o NEB, mostrou quatro mecanismos de formação desses sistemas vorticiais, resumidamente apresentados abaixo:

I. Formação Clássica: Formação proposta por Kousky & Gan (1981), que está associada diretamente à intensificação da AB e ao deslocamento das frentes frias para as

latitudes mais baixas. A Figura II. 2 mostra este processo de formação, através das linhas de corrente em 200hPa.

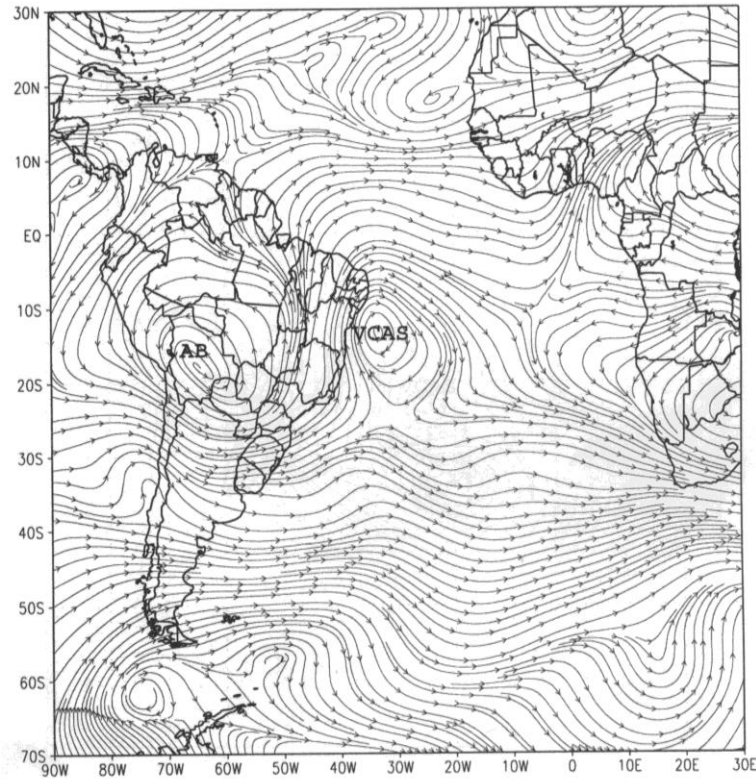


Figura II. 2 – Linhas de corrente em 200hPa para o dia 10/01/1996: Formação Clássica. Fonte: Paixão (1999).

II. Formação Alta: Intensificação da ZCAS, que causa a formação da Alta do Atlântico Sul (AAS) em altos níveis, resultando na formação de um cavado ao norte/nordeste desse anticiclone (Figura II. 3). A presença de sistemas de grande escala tais como a Alta do Norte (AN) ao norte da América do Sul, a Alta da Angola (AAN) ao sul da África, e uma bifurcação inter-hemisférica na costa oeste da África (BIAF) parecida com a observada no Oceano Pacífico Leste (Ramirez et al., 1999), possivelmente contribui para a formação dos VCANS na vizinhança do NEB.

III. Formação Africana I: Este tipo de formação de vórtice ocorre devido à convecção sobre a África, o que faz surgir um par de anticlones em altos níveis. O VCAN é formado ao sudoeste da bifurcação inter-hemisférica (Figura II. 4).

IV Formação Africana II: Consiste no desprendimento em altos níveis de um cavado vindo da região sudoeste do Saara do escoamento de leste (Figura II. 5).

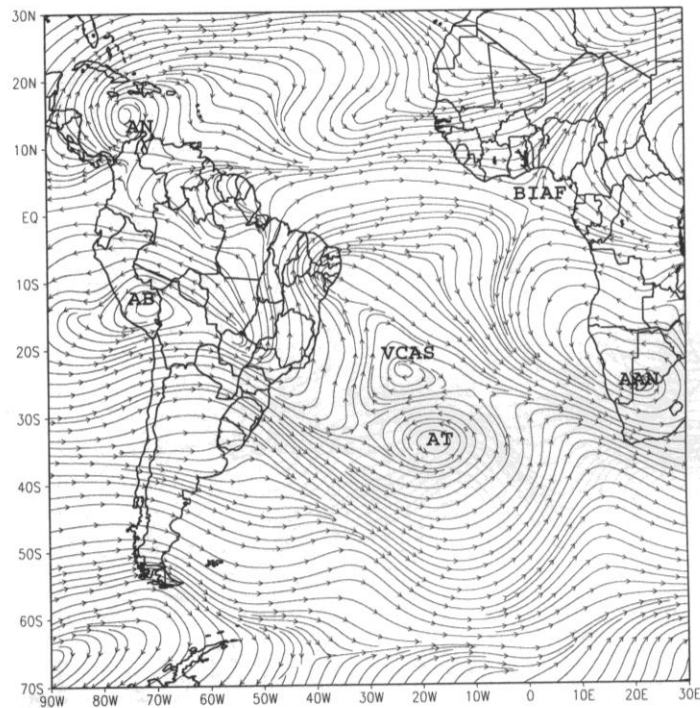


Figura II. 3 – Linhas de corrente em 200hPa para o dia 06/01/1996: Formação Alta. Fonte: Paixão (1999).

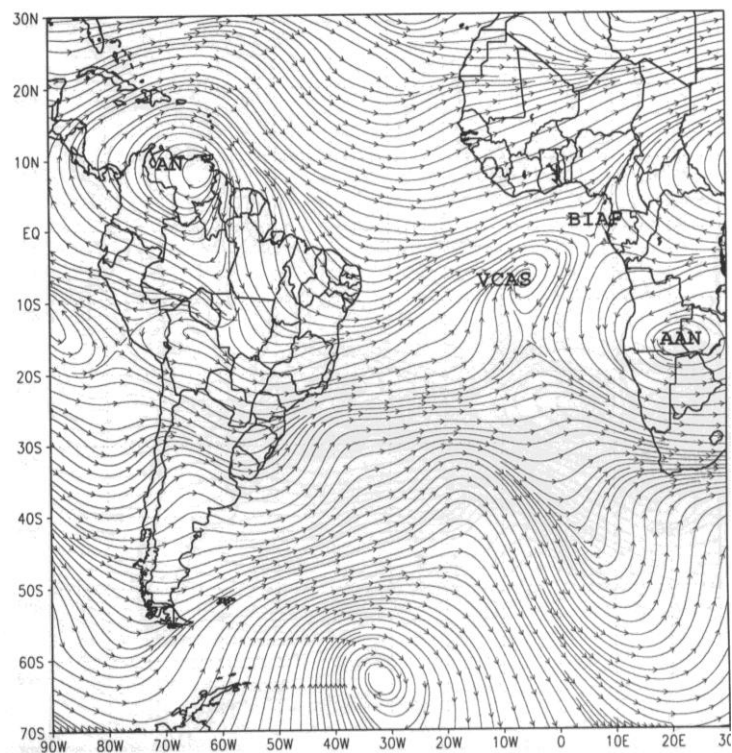


Figura II. 4 – Linhas de corrente em 200hPa para o dia 21/12/1995: Formação Africana I. Fonte: Paixão (1999).

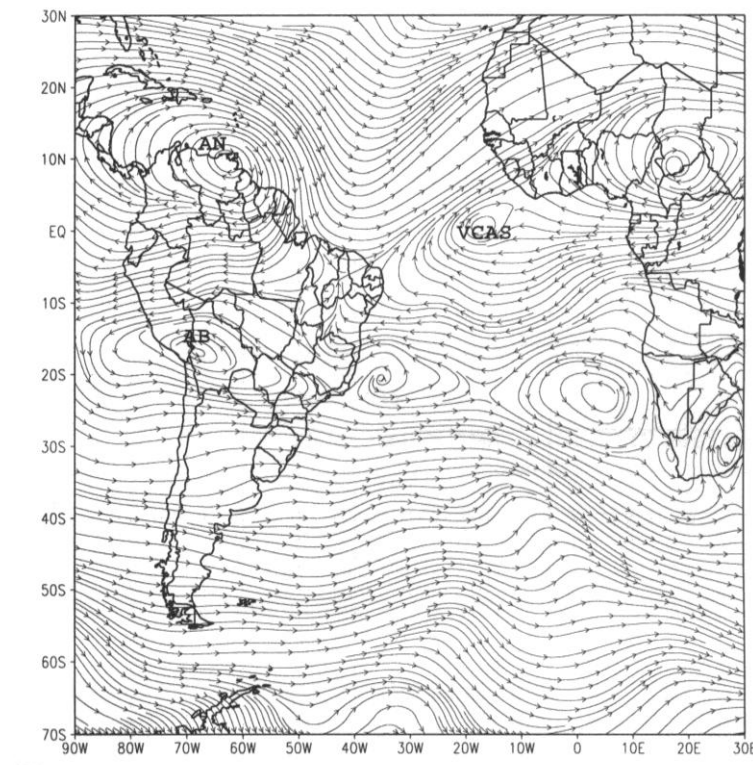


Figura II. 5 – Linhas de corrente em 200hPa para o dia 15/02/1996: Formação Africana II. Fonte: Paixão (1999).

Ferreira et al. (2004) constataram que escoamento médio dos altos níveis (alta troposfera) para os meses de janeiro e fevereiro no período de 1978-99 consiste de duas circulações principais, a AB e o Cavado de Nordeste (circulação principal para formação de um VCAN na vizinhança do NEB), como pode ser observado na Figura II. 6 a e b, notando-se que a circulação praticamente não apresenta diferenças significativas de um mês para o outro. Observa-se na Figura II. 6 a e b, um padrão característico de verão sobre América do Sul em altos níveis, com a presença da Alta da Bolívia e o Cavado de Nordeste (Mendonça, 2004).

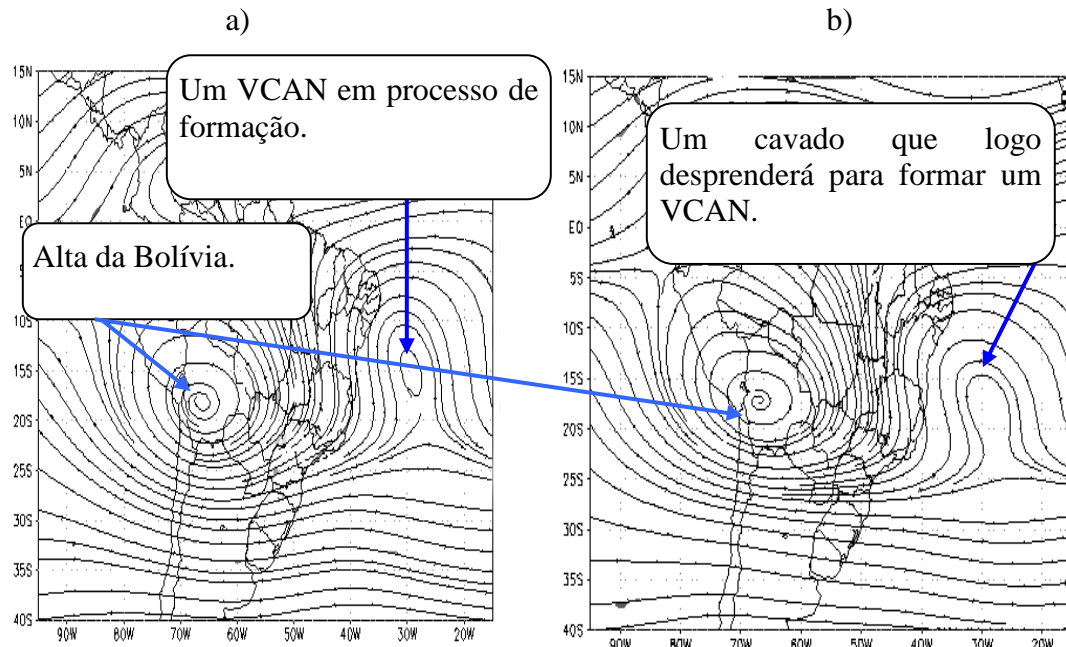


Figura II. 6 – Linhas de Corrente em 250hPa para: a) Janeiro; b) Fevereiro no período de 1978-99. Fonte: Ferreira (1999).

Kousky e Gan (1981) em um estudo climatológico baseado em imagens de satélites para o Hemisfério Sul, durante o período de 1975-79, concluíram que estes VCANS atuam com maiores frequências nos meses de verão, sendo o mês de janeiro o de maior número de ocorrência. Kousky & Gan (1981) propuseram, também, que a manutenção destes VCANS que se formam no Oceano Atlântico, próximo à costa leste NEB, estão associados com a intensificação da vorticidade ciclônica, à frente da crista em 200hPa.

Ramirez et al. (1999) analisaram, através de dados diários do Centro Europeu de Prognóstico do Tempo em Médio Prazo (ECMWF) para o período 1980-1989, as ocorrências de formação de VCANS sobre o Nordeste Brasileiro (NEB). Eles mostraram que o maior número de VCANS no Hemisfério Sul ocorre no mês de janeiro, 30 VCANS, sendo 46% do total observados nos meses de verão. Desse modo, os VCANS mostraram uma variabilidade interanual e estacionária significativa, para os meses verão austral, permanecendo confinados na alta e média troposfera, com um tempo médio de vida variando de quatro (4) dias (em junho) a onze (11) dias (em fevereiro). Vale salientar que 57% dos VCANS que se formaram sobre o NEB no verão do Hemisfério Sul tiveram uma vorticogenesis conforme o mecanismo clássico (Kousky & Gan, 1981) e 27% se formaram em conjunção com uma circulação anticiclônica na alta troposfera sobre o sudoeste do

Atlântico e sudeste do Brasil, às vezes associado a uma frente fria estacionária (Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS).

Durante o verão do NEB observam-se a presença de sistemas frontais (Kousky, 1979), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) de acordo com a pesquisa de Kodama (1992), AB e VCANS (Dean, 1971; Kousky e Gan, 1981; Kayano et al., 1997; Rao et al., 1987), com cada um desses sistemas provocando um padrão característico de precipitação. Ferreira et al. (2001) mostraram, em especial, que bandas de nuvens no formato S (Figura II. 7) surgem devido à interação de um VCAN com ao sistema frontal no NEB. Oliveira (1986) conseguiu identificar em seu estudo, bandas de nuvens no formato Y (Figura II. 8) e ao mesmo tempo definiu que este tipo de formato surgem a partir das nuvens convectivos sobre a região Amazônica, interagindo com as frentes frias e os VCANS. Um estudo mais descritivo sobre bandas de nuvens no formato Y (Figura II. 9) pode ser encontrado em Ferreira et al., (2004).

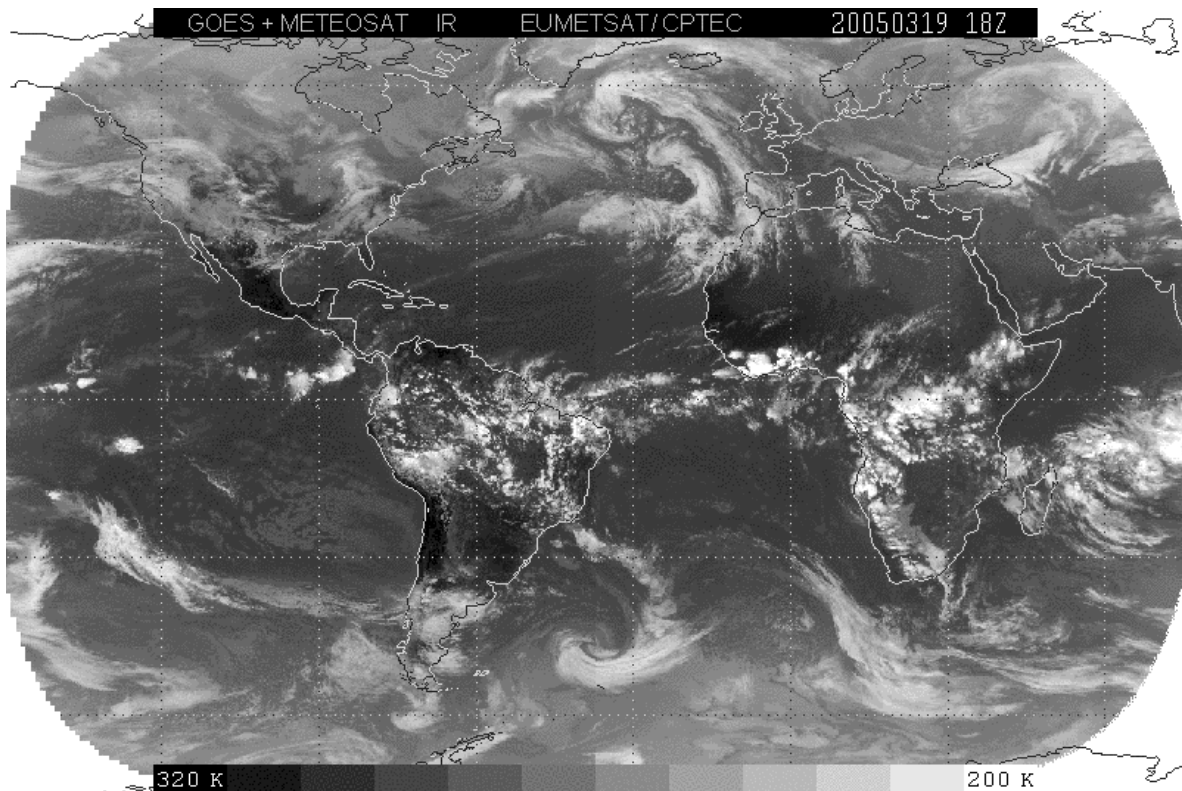


Figura II. 7 – Formato de Bandas de Nuvens do tipo S. Fonte: CPTEC/INPE.

Devido ao deslocamento do sistema frontal, há uma advecção quente ao longo da frente, oriunda das latitudes tropicais, causando convecção e conseqüentemente liberação de calor latente, que contribuem para a formação de uma crista em altos níveis, a oeste da posição frontal na superfície.

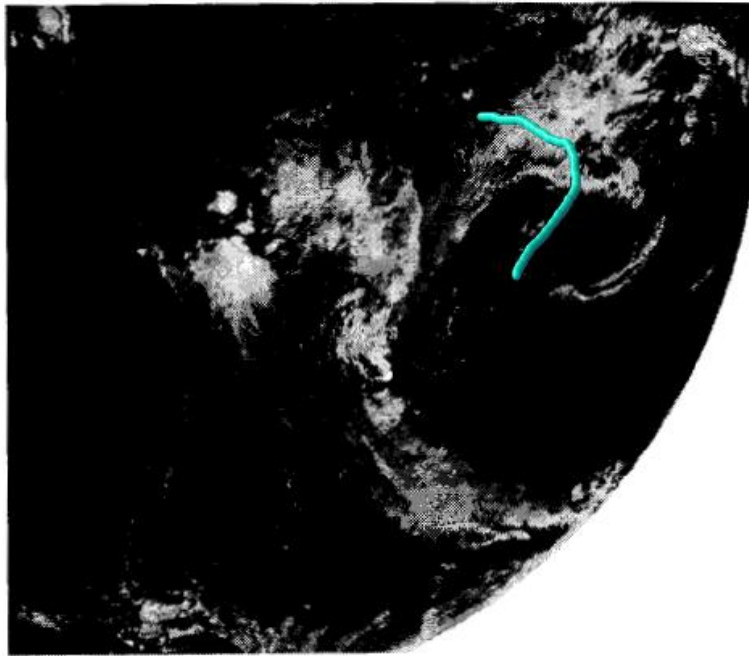


Figura II. 8 – Imagem do Satélite Goes -5 para o dia 20 de dezembro de 1980. Fonte: Ramirez et al (1999).

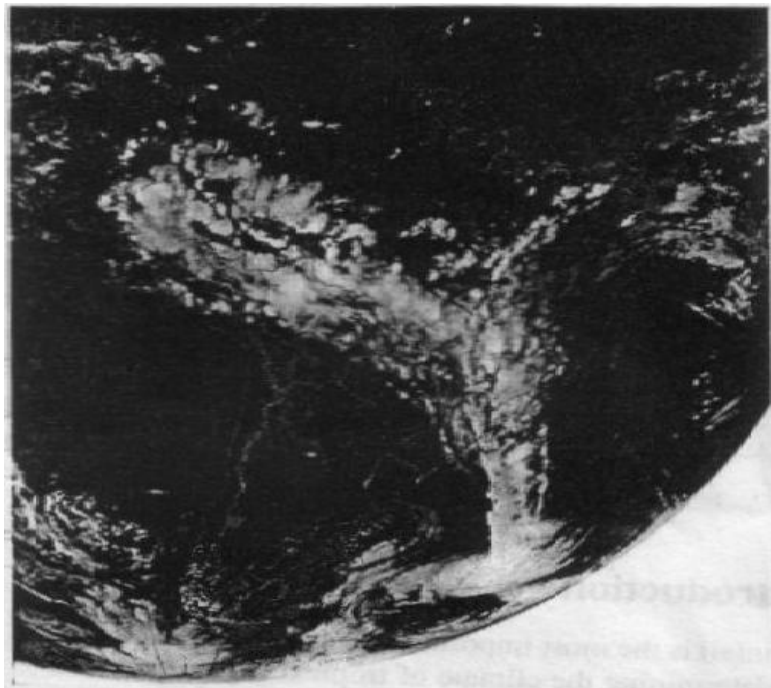


Figura II. 9 - Formato de Bandas de Nuvens do tipo y. Fonte: Ferreira et al., 2004.

Os VCANS predominantes nos meses de janeiro-fevereiro são do tipo S, que se correlacionam com a precipitação registrada no norte do NEB (Ferreira, 2001). A nebulosidade periférica, intensificada pela presença de um VCAN, sobre o norte do NEB, causa tempo nublado com precipitações acima da média climatológica da região (Molion & Bernardo, 2000). Alves (1996) mostrou que no período de atuação de um VCAN isolado ocorreram fortes precipitações na sua periferia sobre o estado do Ceará, excedendo a média climatológica do mês janeiro.

II. 2 ALTA DA BOLÍVIA

A Alta da Bolívia (AB) pode ser considerada como um sistema típico semi-estacionário na região continental da América do Sul e está associado ao forte aquecimento (liberação de calor latente) da atmosfera durante os meses de verão do Hemisfério Sul. A liberação de calor sobre o continente é um dos mecanismos principais de manutenção da AB.

A AB é uma circulação anticiclônica que ocorre nos altos níveis com sua maior intensidade no verão, no qual, desloca-se durante o ano sobre América do Sul. Ferreira (2004) observou que escoamento de altos níveis sobre a América do Sul no ano de 1999 apresentava uma configuração um pouco diferente das condições médias, apresentando um par de vórtices anticiclônicos (resultante do alongamento da AB) e um VCAN, ao invés da AB, em sua configuração típica de vórtice fechado.

Estudos observacionais apontam que o desenvolvimento da AB, no verão, esteja associado ao forte aquecimento da superfície da terra sobre o altiplano boliviano durante essa época do ano, aquecendo a coluna troposférica e, conseqüentemente, produzindo aumento da espessura sobre o continente, gerando, assim, um anticiclone em altos níveis (Gutman & Schwerdtfeger, 1965).

A AB surge na primavera austral quando começa o aquecimento do platô Boliviano e com a convecção sobre Amazônia bastante intensificada. O anticiclone atinge sua intensidade máxima durante o verão, sendo menos intenso nos meses de outono. Ele se

posiciona no mês de outubro sobre o oeste da Amazônia, no verão desloca-se sobre a Bolívia, e finalmente no mês de abril, deslocando-se para Amazônia Central (Gan, 1993).

Gusmão (1996) monitorou por dez anos a intensidade da AB, mostrando claramente que há uma grande variabilidade da posição e da intensidade da AB durante o verão. Kousky & Kayano (1981) estudaram a variação sazonal da AB em termos de sua trajetória. A variabilidade anual da posição da AB também é bastante considerada, conforme pode se ver na Figura II. 10. Há uma vasta quantidade de artigos, envolvendo modelagem, que dão suporte a esta hipótese, como por exemplo, Silva Dias et al. (1983); Gandu (1993); entre outras pesquisas. Este monitoramento da AB é importante, pois, permite melhorar o índice de acerto das previsões de tempo na região de atuação desse sistema.

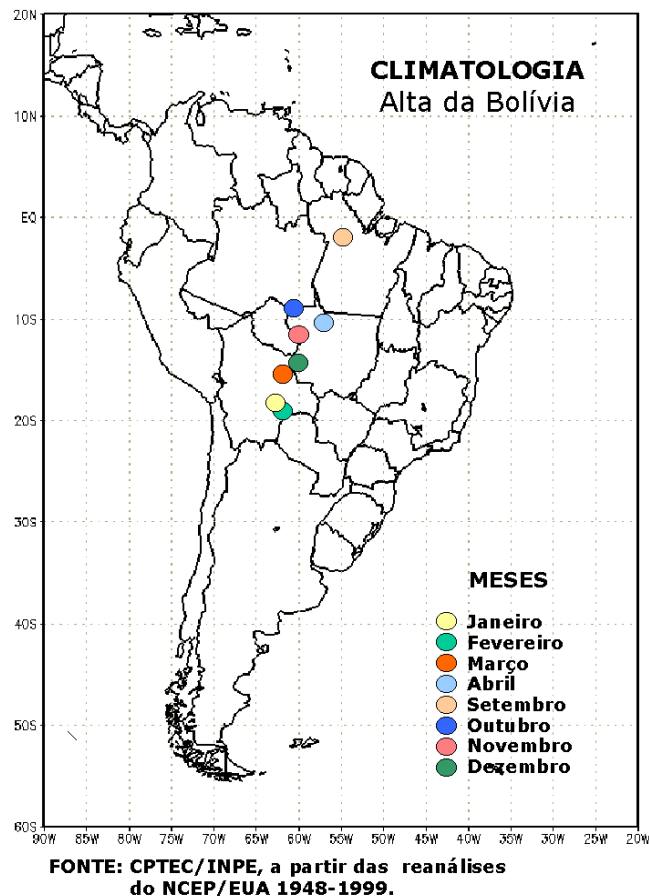


Figura II. 10 – Climatologia da trajetória da AB sobre a América do Sul. Fonte: CPTEC/INPE.

Além da interação com o Cavado do NEB (CC), a AB também interage com os sistemas frontais das latitudes extratropicais. A interação entre a AB e o CC sobre o NEB é

evidente no campo médio do escoamento dos altos níveis, como visualizado através das linhas de corrente, para o período de 1 a 11 de Janeiro de 1996 (Figura II. 11). No verão, a circulação atmosférica nos altos níveis sobre a América do Sul tropical apresenta uma bifurcação inter-hemisférica no escoamento do Pacífico Leste, responsável em parte, pela formação da circulação anticiclônica (AB) (Virji, 1981, Ramirez, 1999). Essa bifurcação divide o escoamento em uma parte, para oeste em direção ao noroeste da América do Sul, e outra, para norte e depois leste, formando o cavado ao leste da AB (CC) (Figura II. 12).

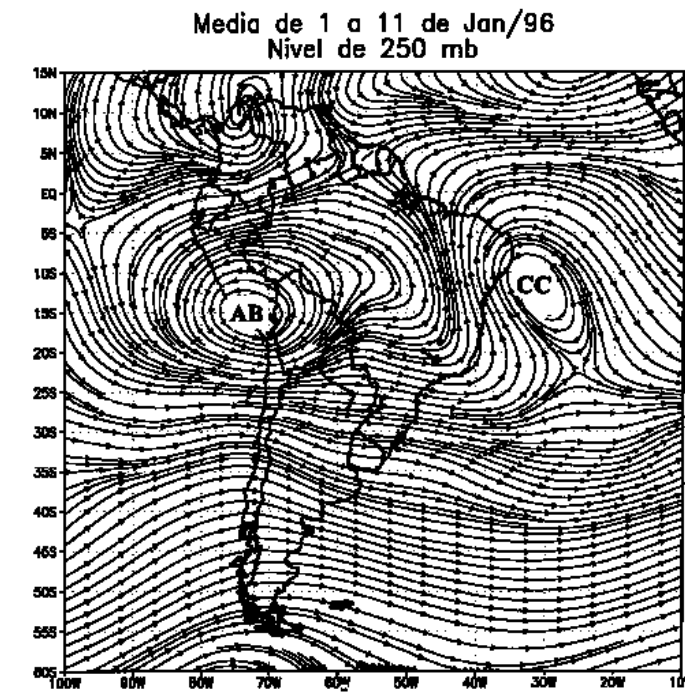


Figura II. 11 – Campo de escoamento médio em 250hPa, média para o período de 1 a 11 de Jan/96, mostrando a Alta da Bolívia (AB) e o Cavado do NEB (CC), num evento em que se formou a ZCAS. Uma região de difluência entre AB e CC que aparece aproximadamente alinhada ao longo do meridiano que passa por Marajó (50W). Comunicação pessoal Gandu, 1996. Fonte: CPTEC/INPE.

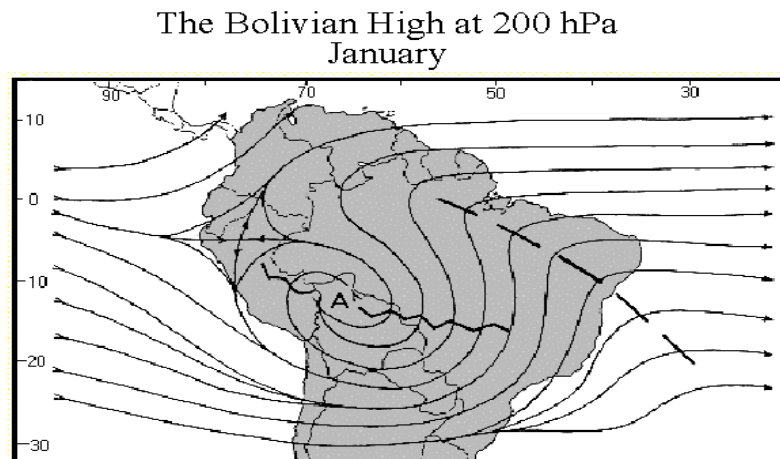


Figura II. 12 – Bifurcação que origina a AB sobre a América do Sul. Fonte: Borges (CEFET-SC).

A AB pode ser identificada não só através das linhas de corrente em 200hPa, como também pelas imagens de satélite (Figura II. 13), onde nota-se perfeitamente nebulosidade convectiva sobre a Bolívia.

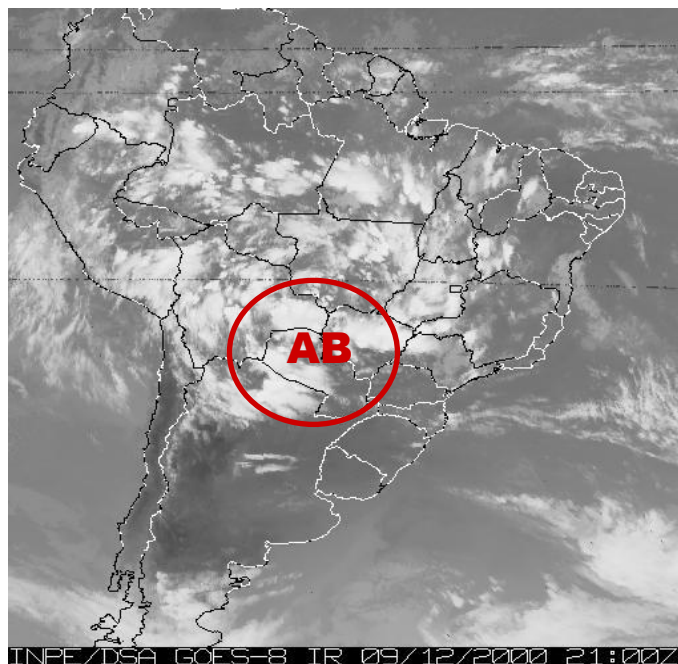


Figura II. 13 – Identificação da AB através de uma imagem de satélite GOES-8, no canal infravermelho, observando-se a presença de aglomerados de nuvens convectivas sobre a Bolívia. Fonte: Borges (CEFET-SC)

A AB é bem caracterizada durante o verão austral da América do Sul. Estudos observacionais e numéricos mostram, primeiramente, que a posição da AB é determinada pela precipitação da Amazônia (Nobre, 1983).

Por outro lado, a variabilidade interanual da precipitação depende da intensidade e da posição da AB. De fato, as variações de precipitações no verão estão claramente moduladas pela variabilidade da circulação de altos níveis (Molion, 1987; Horel et al. 1989 e Rao & Hada 1990). O alongamento da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS), ao oeste da AB, inibe a ZCAS e, simultaneamente, intensifica a AB, que, por sua vez, desloca-se para oeste relativamente à sua posição climatológica. Como consequência, os sistemas frontais originários das latitudes extratropicais tendem a permanecer quase-estacionários sobre o sudeste do Brasil.

Oliveira (1986) registrou nove casos de ocorrência da AB, no qual, a passagem de uma frente pela parte central do continente, levou a AB a deslocar-se para oeste. Esse mecanismo depende da profundidade do cavado frontal e da inclinação do seu eixo em relação à AB. Além disso, a posição do eixo da corrente de jato (associada à frente) também afetará o posicionamento da AB. Carvalho (1989) afirmou que a intensificação da AB está climatologicamente também relacionada com o cisalhamento do escoamento na região da corrente de jato subtropical, continuando a liberação de calor latente sobre o continente, sendo o mecanismo relevante de manutenção da AB.

Estudos climatológicos caracterizam as precipitações provocadas pela AB, com a presença da corrente de Jato Subtropical sobre América Sul em torno de 30°S, como uns dos principais sistemas responsáveis pela precipitação nessa região da América do Sul, em concordância com Kousky (1985) e Figueroa et al. (1995). Esse padrão de configuração está relacionado provavelmente ao acoplamento com os principais sistemas meteorológicos de verão atuantes sobre a América do Sul, ou seja, esse padrão é a manifestação simultânea da AB, VCAN (sobre o NEB) e a ZCAS, como sugerido na literatura por Chaves & Cavalcanti (2001).

Gandu & Geisler (1991) realizaram um experimento de simulação, envolvendo as três principais fontes de calor da faixa tropical (Floresta Amazônica, Floresta do Congo e

Indonésia) para estudar a convecção na região da Amazônia. Eles concluíram que a posição da AB não fica tão bem definida, quando somente a forçante térmica sobre a Amazônia é considerada, sugerindo que a distribuição longitudinal de convecção, ao longo do cinturão tropical, desempenha um papel importante na determinação da posição da AB e do CC.

II. 3 ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é configurada por um sistema frontal, com persistência superior a quatro (4) dias sobre a região tropical e subtropical da América do Sul (Quadro, 1993). A ZCAS, muitas vezes, é denominada como Zona de Convergência da América do Sul (Molion & Bernardo, 2000). Pois sua área de atuação é sobre o continente e não sobre o Oceano Atlântico Tropical Sul. Brambila et al. (2004), em um estudo estatístico, mostrou 16 ocorrências de ZCAS para o período compreendido entre 1997-2002, para os meses de verão da América do Sul. Para esse período, a ZCAS mostrou um tempo de permanência de quatro dias a um máximo de treze dias.

Quadro (1993) analisou os parâmetros meteorológicos que caracterizam a presença da ZCAS sobre o Brasil para 28 episódios de ZCAS sobre a América do Sul durante o verão austral de 1980 a 1989. Uma análise subjetiva das imagens de satélite mostrou uma convecção tropical organizada, ao longo de uma faixa com orientação Noroeste/Sudeste, associada à presença de sistemas frontais oriundos do sul do continente sul-americano.

A formação da ZCAS - um sistema de grande importância no regime pluviométrico do verão no Brasil – decorre da interação entre a convecção tropical e os sistemas de grande escala. A energética dessa interação é descrita pela conversão de energia nas formas de calor latente (nos Trópicos) e de energia potencial disponível (caso da instabilidade baroclínica das latitudes extratropicais, Holton (1992)).

Durante os meses de verão austral, a ZCAS tem um papel na organização da convecção sobre região Amazônica e Sudeste do Brasil. Estudos observacionais e numéricos sobre a precipitação na região mostram que no verão austral, a ZCAS é um dos fenômenos meteorológicos responsáveis pelas precipitações registradas nessas duas regiões. Na América do Sul, mais de 50% da precipitação anual, tanto na região tropical

quanto na subtropical, ocorrem durante o verão na forma convectiva devido aos sistemas como ZCAS, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a AB e outros sistemas transientes como os VCANS e os sistemas frontais.

Mendonça & Bonatti (2004) utilizando o campo de vento associado a sete episódios de ocorrência da ZCAS, determinaram um retângulo (Figura II. 14) de atuação da ZCAS, com a posição média das mesmas indicada pelo segmento AB (não confundir coma a Alta da Bolívia!).

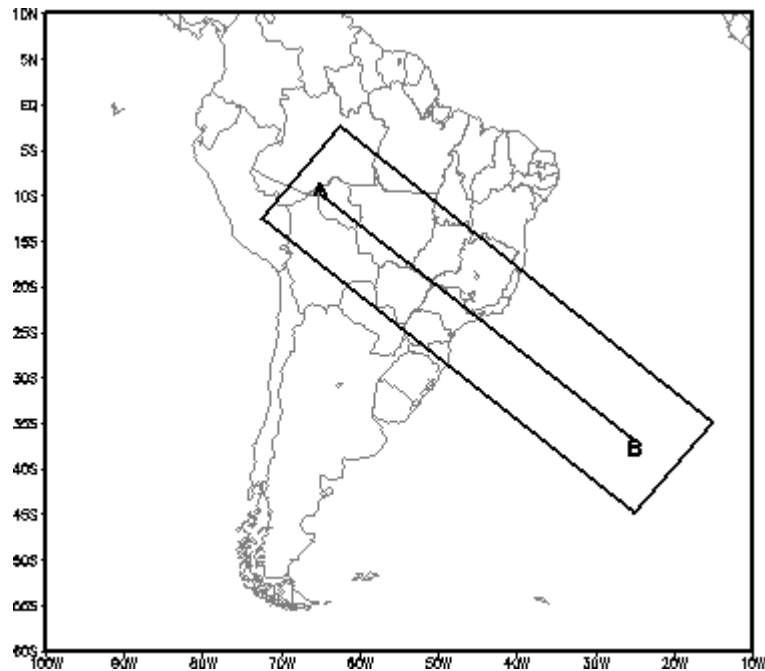


Figura II. 14 – Região de atuação de ZCAS determinada pela média de sete episódios com a posição média das mesmas indicada pelo segmento AB. Fonte: Mendonça et al. (2004).

A presença das ZCAS (Quadro, 1993) pode ser detectada pela convergência de umidade na baixa e média troposfera, que acontece ao longo de uma faixa de movimento ascendente orientada na direção Noroeste/Sudeste. Para esse tipo de estudo diagnóstico, é igualmente importante a presença de um cavado semi-estacionário sobre a costa leste da América do Sul em 500hPa, intensos gradientes de umidade na média troposfera e a vorticidade relativa anticiclônica em altos níveis (200hPa), através dos campos de linhas de corrente.

A ZCAS pode também ser observada sobre sua região de formação através de imagens de satélites. De acordo com Brambila et al. (2004), a imagem do satélite do dia 9 de janeiro de 1999 (Figura II. 15) mostra a ZCAS bem configurada, como uma faixa de nebulosidade estendendo-se da região sudeste até a Amazônia, interagindo com a AB. Na Figura II. 16 observa-se um alongamento da AB, e, como consequência, a formação de uma outra Alta do Atlântico (AT), como um indicativo da existência da ZCAS (Ramirez, 1996; Paixão, 1999; Ferreira, 2004; Brambila, 2004).

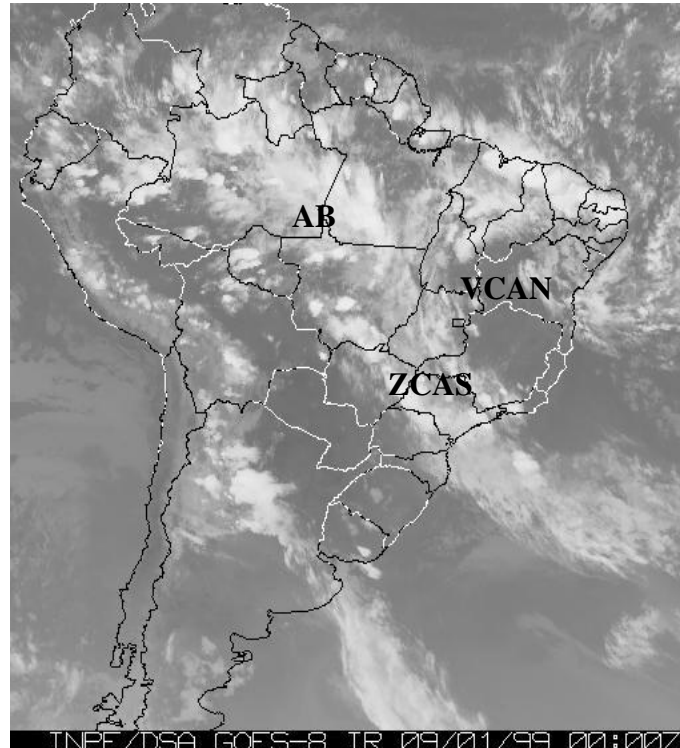


Figura II. 15 – Imagem do satélite GOES-8 no canal infravermelho, para o dia 09 de janeiro de 1999, com a ZCAS e sua nebulosidade característica. Fonte: Brambila (2004).

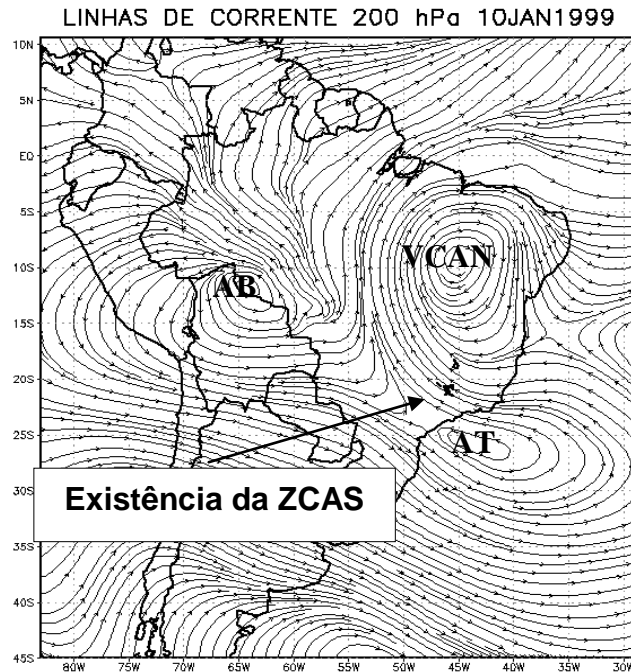


Figura II. 16 - Campo de escoamento em 200hPa, para o dia 10 de janeiro de 1999, mostrando uma configuração consistente com a presença de uma ZCAS. Fonte: Brambila (2004).

II. 4 FONTE APARENTE DE CALOR (Q1) E SUMIDOURO APARENTE DE UMIDADE (Q2)

Há uma grande complexidade em se entender os processos dinâmicos e termodinâmicos na formação das nuvens e seu conseqüente papel na evolução dos sistemas tropicais. Estudos que visam à relação entre os movimentos de grande escala e a convecção organizada nas nuvens cumulus não são recentes, podendo-se mencionar aquele estudo pioneiro de Riehl & Malkus (1958), que mostraram que as nuvens convectivas profundas são capazes de transportar calor latente até os altos níveis da troposfera, onde o gradiente vertical da energia estática úmida ($s=C_pT+gz+Lv$) é positivo. No entanto, poucos esclareceram como esse calor é utilizado para aquecer o meio ambiente de grande escala e provocar precipitação.

Estudos posteriores dessa natureza foram desenvolvidos para melhor entender essa partição de calor e, sobretudo, tendo-se como objetivo a parametrização de cumulus em modelos numéricos de PNT e de circulação geral da atmosfera. Dois estudos se destacam, a saber, o de Yanai et al. (1973) e Johnson (1984) que introduziram os conceitos de fontes totais aparentes de aquecimento e umidade, Q1 e Q2, respectivamente.

O termo Q1 está inteiramente relacionado com a taxa de aquecimento inclui os processos radiativos, liberação de calor latente devido à condensação e convergência vertical do fluxo vertical turbulento de calor sensível. O termo Q2, por sua vez, pode ser considerado como uma medida da condensação total e divergência vertical do fluxo vertical turbulento de umidade. As distribuições de precipitação e aquecimento inferidos a partir de Q1 e Q2 podem ser usadas para entender melhor a energia global e o ciclo da água, como também para a parametrização de sub-escala nos modelos de circulação global / modelos climáticos e modelos de PNT.

Yanai et al. (1973) calcularam Q1 e Q2 com os dados de radiosonda (altos níveis) e navios de observação nas proximidades da Ilhas de Marshall (Figura II. 17). Para considerações práticas da geometria da área escolhida, estabeleceu-se uma figura em forma de pentágono de área aproximadamente $62 \times 10^4 \text{ km}^2$. As observações das radionsondas eram feitas em quatro horários diferentes (03, 09, 15 e 21 GMT), e a do navio observatório em quatro ou oito horários diferentes ao dia. Os resultados mostram que Q1 apresentou um máximo ($6.4 \text{ }^\circ\text{C dia}^{-1}$) em 475hPa e Q2, um máximo em baixos níveis (800hPa), com uma inversão no nível 525hPa. Xu & Randall (1996) mostram perfis verticais de Q1 e Q2 (Figura II. 18) obtidos com dados do GARP Atlantic Tropical Experiment (GATE).

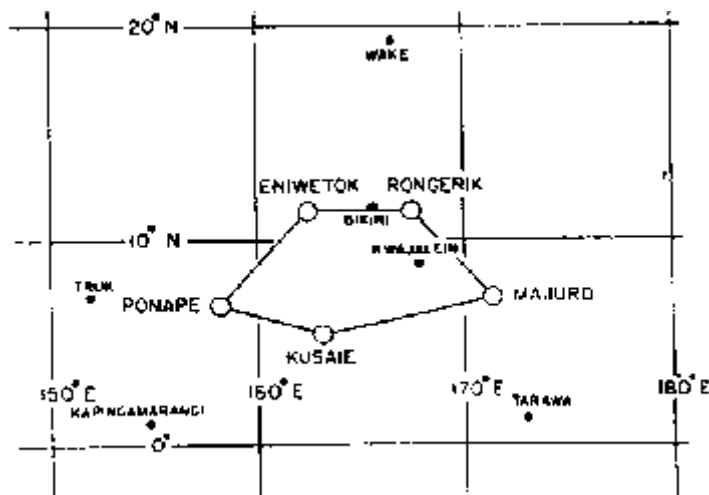


Figura II. 17 – Pentágono definido para calcular Q1 e Q2 nas proximidades da Ilha de Marshall. Fonte: Yanai et al (1973).

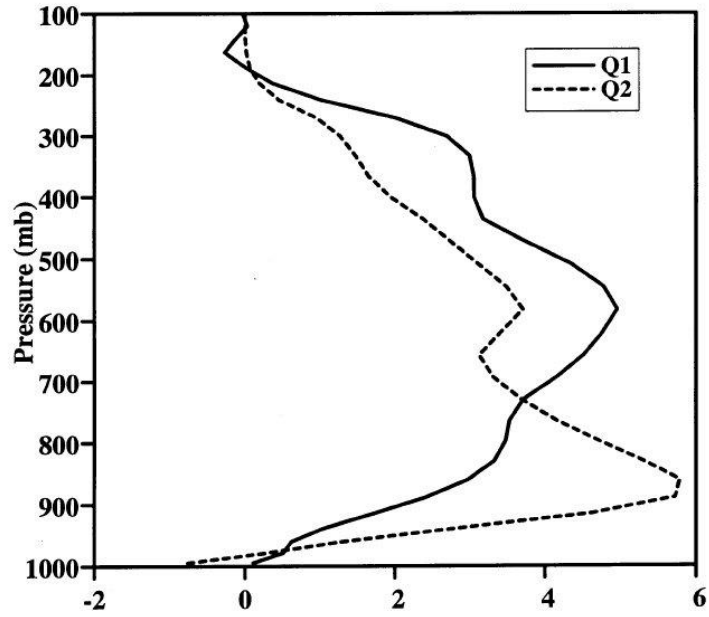


Figura II. 18 – Perfis verticais de Q1 e Q2 (°C/dia) simulados, usando dados do GATE Fonte: Xu & Randall (1996).

III – MATERIAIS E MÉTODOS

III.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Foi selecionada uma grade contendo todos os sistemas de grande escala, de circulação fechada, atuantes na região de estudo, e que pudesse influenciar as diferentes fases do ciclo de vida do VCAN estudado. Assim foi estabelecida uma grade limitada pelas coordenadas 100^oW e 50^oE em longitude e 60^oS a 30^oN em latitude, como mostrado (Figura III. 1). Essa área contém todas as sub-grades escolhidas para a composição, evitando falhas na evolução do VCAN, visto que, em alguns casos o VCAN pode deslocar-se de maneira relativamente rápida.

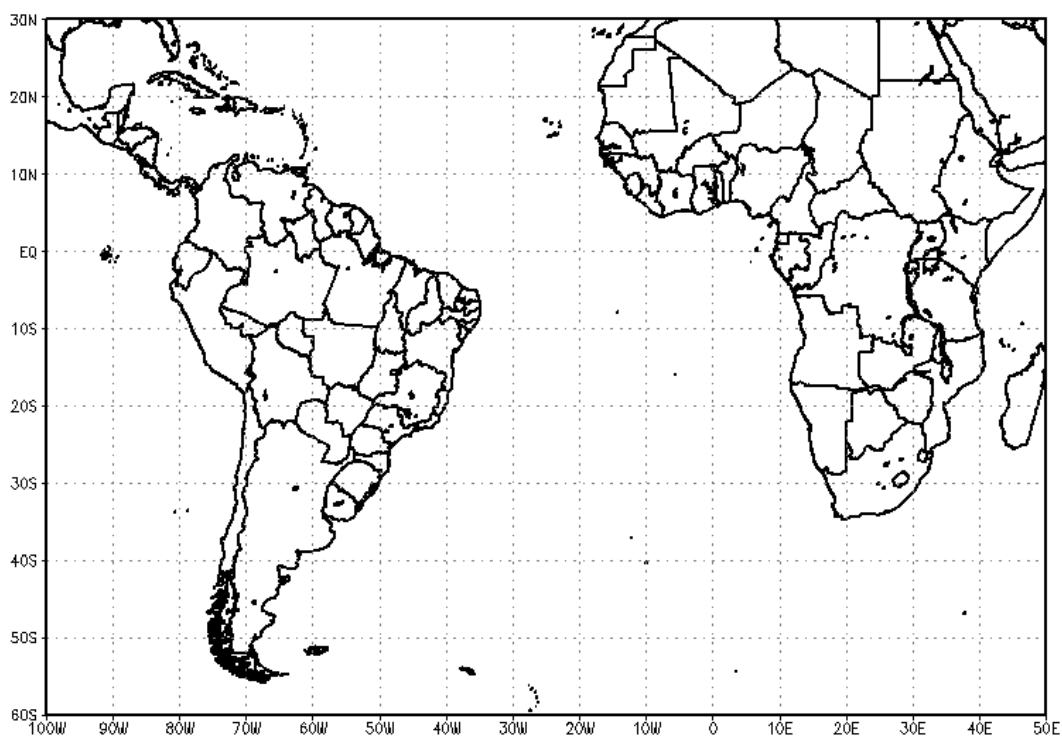


Figura III. 1 – Domínio da grade utilizada para o estudo de caso do VCAN.

III.2 FONTE DOS DADOS UTILIZADOS

III. 2.1 REANÁLISES – NCEP (NATIONAL CENTERS FOR ENVIRONMENTAL PREDICTION)

Os dados utilizados incluem os campos de vento (u-componente zonal, v – componente meridional) em metro por segundo (m/s), altura geopotencial (z) em metros

(m), velocidade vertical (ω - omega) em pascal por segundo, temperatura (T) dada em graus Kelvin (K) e umidade específica (q) dada em quilograma de vapor d'água por quilograma de ar (kg/kg). Todos estes campos foram obtidos nos horários de 00, 06, 12, 18 UTC (Z), juntamente suas respectivas médias diárias, do conjunto de dados de reanálises do “National Centers For Environmental Prediction” (NCEP), através do sítio www.cdc.noaa.gov.

O formato destes dados consiste numa grade com intervalo de espaçamento de $2.5^0 \times 2.5^0$ de latitude e longitude, dividido em 12 níveis da atmosfera (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150 e 100hPa). Kistler et al., (2001), através do NCEP, pesquisaram 50 anos de dados de reanálises (o globo terrestre por completo) e análises dos campos atmosféricos necessário para uma pesquisa de monitoramento climático. Ainda nesta pesquisa verificaram que o ano de 1958 até 1978, as observações eram por uma moderna rede de trabalho de radiosondagem, já em 1979 entra a vez dos satélites modernos. A Figura III. 2, encontrada na literatura de Kistler et al., (2001), mostra que o número de observações em uma grade de $2,5^0$ por $2,5^0$ aumenta com o passar dos anos, sendo que, o maior número de observações está localizado no Hemisfério Norte, em relação ao Hemisfério Sul, facilitando assim, uma melhor compreensão dos sistemas meteorológicos e na qualidade nos dados de reanálises para esta região.

Agora entrando na parte da qualidade dos dados de reanálises, ainda como resultado obtido na pesquisa de Kistler et al., (2001), pode-se visualizar na Figura III. 3, a estimativa do vento meridional por satélite (Figura III. 3 (a)) comparado com os dados de reanálises (Figura III. 3 (b)) para todo o globo terrestre. Observa-se uma boa semelhança nos resultados, tanto para a estimativa do satélite (Figura III. 3 (a)) como para os dados de reanálises (Figura III. 3 (b)).

Uma análise mais detalhada de como é feito a parte computacional dos dados, as fontes que são obtidas para os resultados e a qualidade destes dados, estão disponibilizados, através do sítio do NCEP, e também pode ser encontrada na literatura por Kalnay et al (1996) e Kistler et al (2001). Uma excelente revisão da evolução do sistema global de assimilação de dados do NCEP, que produz e disponibilizam operacionalmente os campos analisados, pode ser encontrada também em Lima (1996).

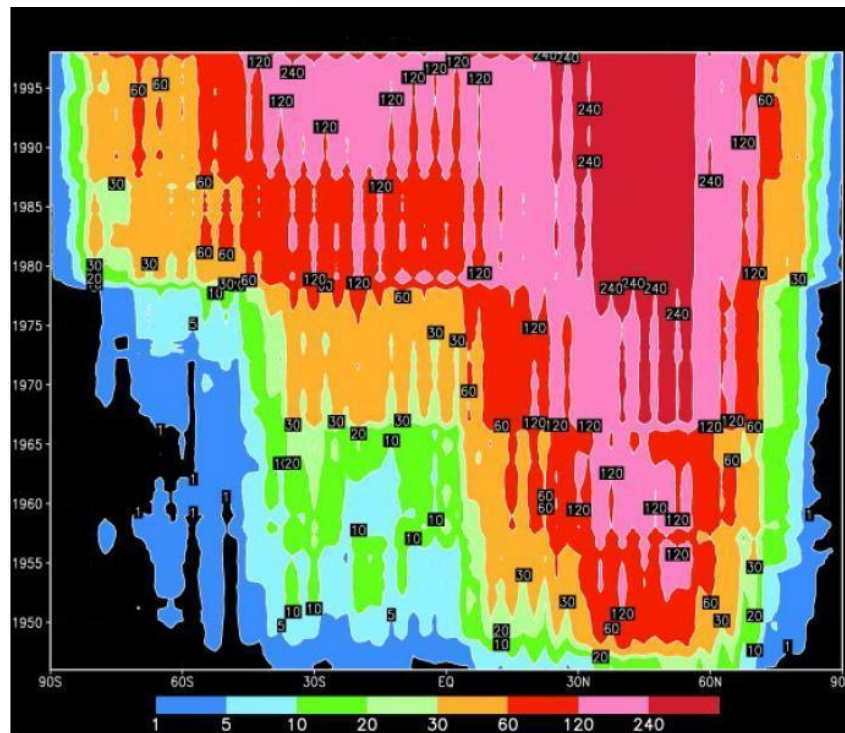


Figura III. 2 – Número da Média Zonal de todos os tipos de observações (radiosondagem, navios, satélites e estações meteorológicas) para uma grade de $2,5^{\circ}$ latitude e longitude, período de 1946 até 1998.

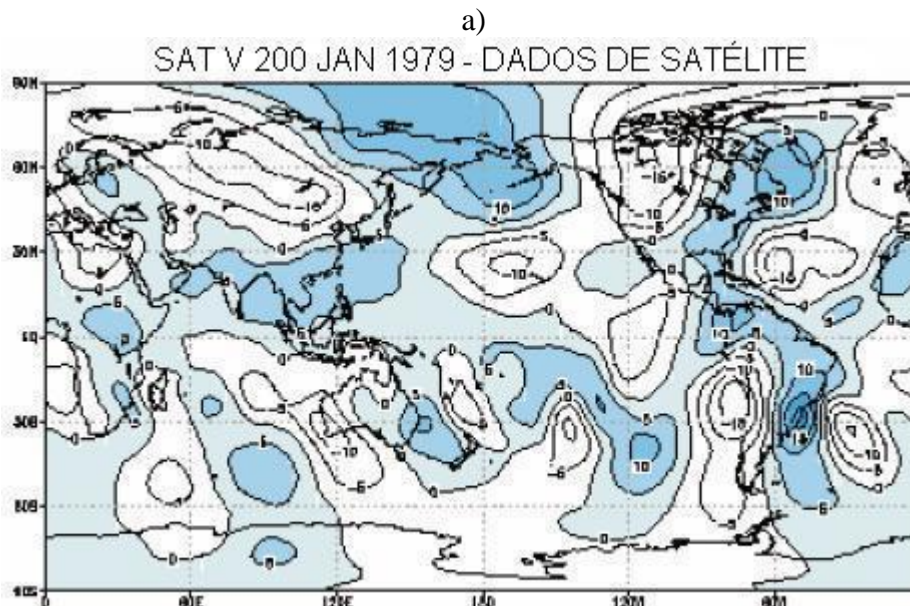


Figura III. 3 – Vento meridional em 200hPa para o mês de janeiro de 1979, utilizando dados de análises do satélite (a) e dados de reanálises (b). Fonte: Kistler et al., (2001).

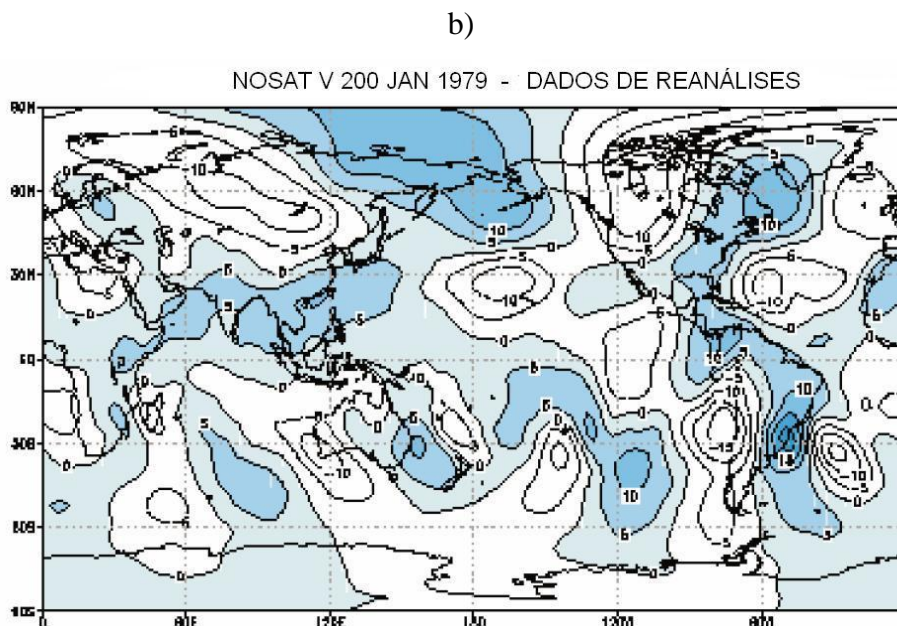


Figura III. 3 – Continuação. Fonte: Kistler et al., (2001).

Para caracterização do desenvolvimento e deslocamento das nuvens, associados aos sistemas meteorológicos de interesse neste estudo, foram utilizadas imagens no canal infravermelho do satélite GOES-8 a cada 3 horas para o período estudado, obtida pela Divisão de Satélites Ambientais (DSA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), que retransmite para o público em geral pelo sítio www.cptec.inpe.br do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC).

III. 2.2 TRMM 3B42 (Tropical Rainfall Measuring Mission)

O satélite científico TRMM, é uma iniciativa conjunta das agências espaciais do Japão (NASDA) e dos Estados Unidos da América (NASA). Projetado para cobrir uma enorme lacuna nas informações meteorológicas que existe na região tropical, qual seja, as observações das precipitações tropicais e da estrutura espacial tri-dimensional e evolução temporal das nuvens e dos sistemas precipitantes.

Esse tipo de satélite possui órbita geocêntrica, aproximadamente, circular a 350 km de altitude e período de revolução de 91,5 minutos, com inclinação de 35° em relação ao plano equatorial (Kummerow et al., 1998), como pode ser visualizado na

Figura III. 4. Essas características lhe permitem varrer toda a faixa tropical, através da composição de sucessivas órbitas.

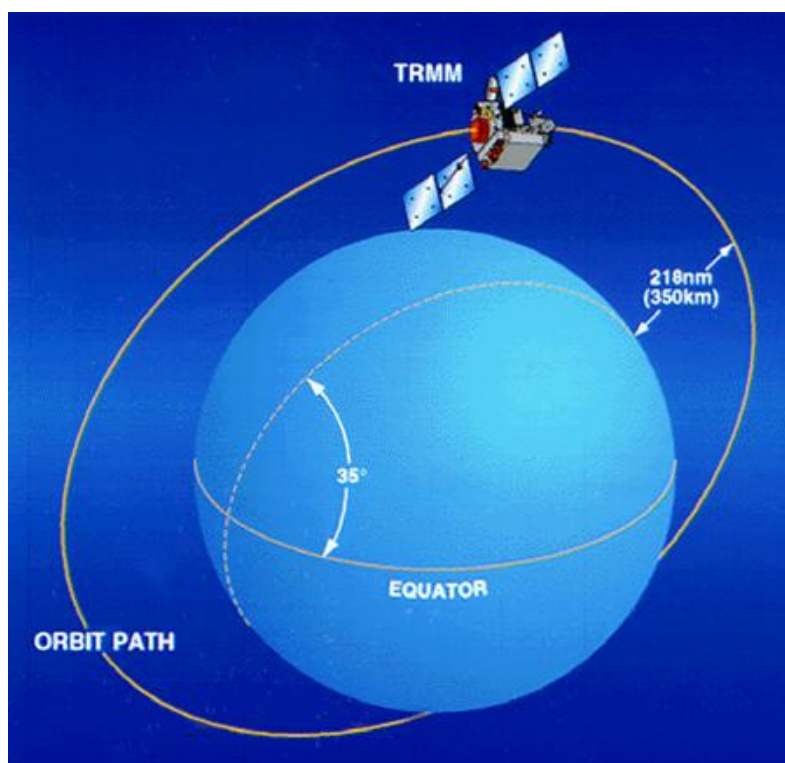


Figura III. 4 – Órbita geocêntrica do satélite TRMM numa distância de 350 km do planeta terrestre. Fonte: NASDA.

O TRMM é constituído por cinco (5) sensores para o monitoramento das nuvens e precipitação: um radar de precipitação para obter o perfil vertical dos hidrometeoros nas nuvens e taxas de precipitação (“Precipitation Radar” (PR)); imageador nas faixas visível e termal para fornecer informações de alta resolução sobre as nuvens (“Visible and Infra Red System” (VIRS)); imageador na faixa de microondas do espectro eletromagnético para obtenção de informações sobre distribuição espacial e intensidade da precipitação (“Microwave Imager” (TMI)); um sistema de radiação terrestre a das nuvens para medir o balanço de energia radiativa da superfície, das nuvens e da atmosfera (“Clouds and Earth’s Radiant Energy Sytem” (CERES)) e um sensor imageador de descargas elétricas para monitoramento da atividade elétrica das nuvens (“Lightning Imaging Sytem” (LIS)). A Figura III. 5 mostra como o satélite faz sua varredura, com os seus respectivos sensores, diante de uma região nebulosa, no intuito de estimar a precipitação.

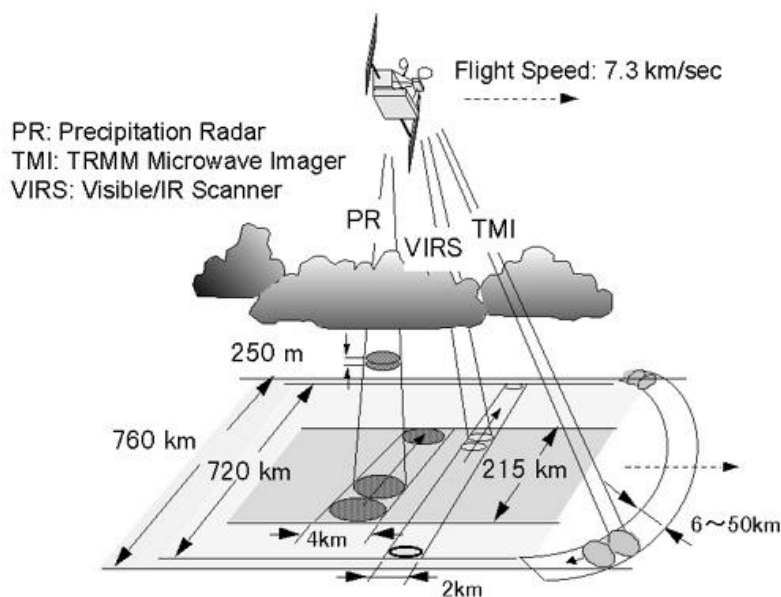


Figura III. 5 – Esquema que mostra os sensores TMI, VIRS e PR a bordo do satélite TRMM, fazendo suas varreduras numa região com nuvens. Fonte: NASDA.

Através do TRMM foi utilizado dado de estimativa de precipitação diário, com uma resolução horizontal de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, e coordenadas de latitude $40^{\circ}\text{S} - 40^{\circ}\text{N}$, longitude $180^{\circ}\text{W} - 180^{\circ}\text{E}$.

O procedimento para estimar precipitação é feito pela emissão de microondas para baixo, através das nuvens, pelo radar iluminando faixas espiraladas de chuva, combinando os dados do radar e de microondas da sonda, consegue chegar ao método de estimar as taxas de precipitação em toda faixa tropical. Rojas (2003) comparou dados de precipitação medida pelo satélite TRMM com os da superfície, através das seis estações meteorológicas instaladas na costa norte do Peru. Como resultado qualitativo, pode-se dizer neste estudo feito por Rojas (2003), que houve uma indicação de baixa correlação associado com um alto grau de dispersão. Ainda como resultado, os dados estimados pelo satélite TRMM mostram uma tendência para subestimar a precipitação. Conclui-se então neste estudo de qualidade dos dados medido pelo satélite, que tais valores apresentados estão diretamente relacionados com a variação espacial e temporal da precipitação e poucas estações meteorológicas utilizadas.

Os dados de estimativa de precipitação em ponto de grade podem ser obtidos através da transferência via “File Transfer Protocol” (FTP), no endereço <ftp://lake.nascom.nasa.gov/data/TRMM/Gridded/>. Estas informações dos dados

medidos pelo satélite representam uma opção viável, apesar das poucas pesquisas relacionadas com dados de precipitação das estações meteorológicas, comparados com os dados obtidos pelo satélite TRMM. Entretanto, ainda é uma boa técnica e econômica para realização dos métodos de validação dos modelos numéricos do tempo e clima.

III. 2.3 PRECIPITAÇÃO (ANÁLISE) – DIRETORIA DE HIDROMETEOROLOGIA DO ESTADO DE ALAGOAS

Foram utilizados, ainda, dados observados pelo pluviômetro, instalado na cidade de Maceió, Estado de Alagoas, para verificação do desempenho dos dados de precipitação, estimado pelo satélite TRMM.

Foram analisados os dados do pluviômetro para o período de atuação do VCAN sobre a cidade de Maceió, nas seguintes coordenadas: Latitude: -9.6227^0 e Longitude: -35.6984^0 .

O dado de precipitação (análise) foi gentilmente cedido pela Diretoria de Hidrometeorologia (DHM), lotada na Secretaria de Meio Ambiente e Recursos Hídricos e Naturais (SEMARHN).

III. 3 ESCOLHA DO VCAN ESTUDADO

A escolha do VCAN estudado foi baseada, em primeiro lugar, na disponibilidade quase imediata dos dados necessários, e às análises a serem discutidas no capítulo seguinte.

No mês de janeiro de 2002, relativamente recente, foram observados seis eventos de VCAN sobre a América do Sul (Figura III. 6), sendo três do tipo Palmem (1949) em latitudes extratropicais. Dos três que tiveram sua vorticogeneses sobre águas tropicais do Oceano Atlântico Sul, dois, em especial, apresentaram trajetória que se iniciaram sobre áreas oceânicas e terminaram bem dentro do continente (regiões do NEB e Amazônia), com orientações praticamente zonais. Esses dois também foram os que apresentaram os mais longos ciclos de vida (7 e 11 dias), sendo VCAN de maior

tempo escolhido para testar algumas técnicas de análise, até então nunca utilizadas no estudo desse sistema de escala sinótica.

O VCAN, que se formou sobre o Oceano Atlântico Tropical Sul (ATS), teve sua evolução dentro do período de 16 a 26 de janeiro de 2002, com uma configuração não visivelmente associada ao seu processo de formação (vorticogêneses), como discutido em Paixão (1999). Assim, como existiu uma ambiguidade com respeito ao mecanismo de formação, esse VCAN é do tipo “Formação Mista”, como também em Paixão (1999).

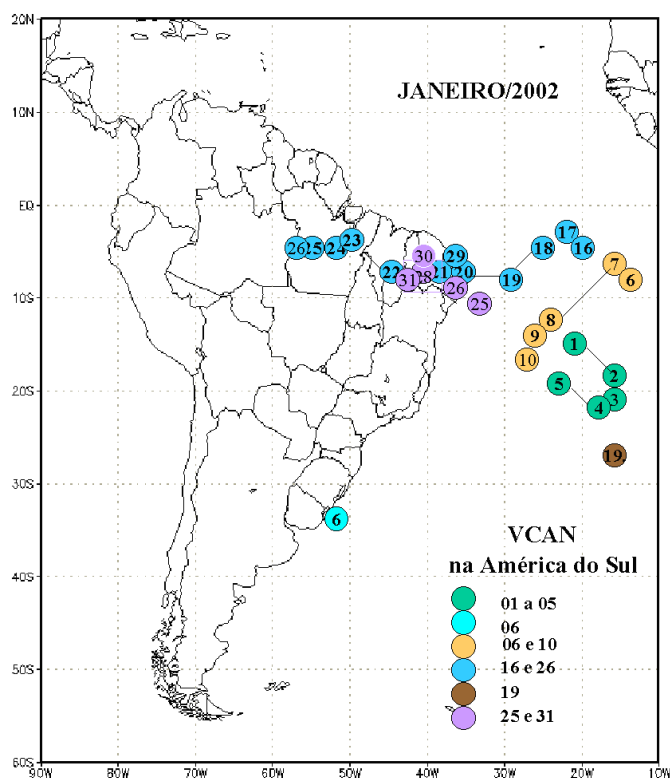


Figura III. 6 – Trajetórias dos seis VCAN's que ocorreram no mês de janeiro de 2002, com os dias do mês em círculos, indicando suas posições dentro dos seus períodos de atuações. Fonte: CPTEC/INPE.

III. 4 METODOLOGIA

A análise de campos das variáveis meteorológicas mencionadas dar subsídios para atender alguns aspectos dinâmicos e termodinâmicos do VCAN selecionado. Toda visualização gráfica contida nesse trabalho foi feita utilizando-se o “software” GrADS

(“Grid Analysis and Display System”) desenvolvido por Doty (1992) na Universidade de Maryland, EUA. Todos os cálculos feitos para a obtenção de variáveis derivadas, como vorticidade, perfis verticais das fontes aparentes de calor e umidade, etc, também foram realizadas usando esse mesmo “software”. Também foi utilizado o MATLAB (“MATrix LABoratory”), para visualização de alguns gráficos de vorticidade média em circulações fechadas que interagiram diretamente ou indiretamente com o VCAN estudado.

III. 4.1 CARACTERIZAÇÃO SINÓTICA

III. 4.1.1 DADOS CONVENCIONAIS DE ANÁLISES

Usando os dados analisados (em campos de grade) do NCEP foram executadas as seguintes etapas, no sentido de caracterizar (posição, intensidade e profundidade) o VCAN de estudo e os demais sistemas vorticais nas adjacências próximas. São elas:

- i. Construção de campos médios diários das linhas de corrente para os altos níveis (400, 300, 250, 200 e 100) a partir das 4 análises diárias disponíveis (00, 06, 12, 18 UTC);
- ii. Descrição sinótica da situação de grande escala, bem como do VCAN considerado em seus estágios de formação, desenvolvimento e decaimento.

III. 4.1.2 IMAGENS DE SATÉLITES METEOROLÓGICOS

A caracterização sinótica é complementada por uma análise qualificativa de imagens dos satélites meteorológicos GOES-8 e METEOSAT-7. A seguinte tarefa será executada:

- i Ilustrar com imagens dos satélites, nas faixas do infravermelho (IR) e vapor d’água (WV), o episódio de vorticogenesis em seus estágios incipiente, desenvolvimento e dissipação. O canal infravermelho do satélite meteorológico tem como papel principal: mostrar especificamente as características termais da superfície da terra, dos oceanos e dos topos das nuvens. Isso significa que as medidas de temperaturas da superfície terrestre e dos topos das nuvens podem ser feitas com relativa facilidade. A imagem

IR é, essencialmente, uma imagem representativa da temperatura da superfície e dos topos das nuvens retratadas em preto (temperaturas altas), brancas (temperaturas baixas) e em tons de cinza, que possuem uma reflectância espectral elevada e constante nas bandas do infravermelho próximo (Ferreira, 2002). As imagens no canal WV são usadas para localizar largas concentrações de vapor d'água e suas concentrações nas camadas médias e altas da troposfera, entre 6 e 10 km de altitude, onde as regiões escuras são áreas que apresentam pequenas concentrações de vapor d'água na atmosfera e as regiões claras são de maior concentração. A imagem WV transformou-se em uma ferramenta válida para análise meteorológica nos últimos dez anos porque mostra acima 600hPa ou em médios e altos níveis a umidade na atmosfera. Isso permite aos meteorologistas observarem fenômenos de pequena escala, dentro de padrões de circulação em larga escala, até mesmo quando as nuvens não estão presentes (Ferreira, 2002).

III. 4.1.3 DADOS DO SATÉLITE TRMM

Com esse dado, foi feito:

- i Descrição do campo de precipitação estimada sobre todo globo (Figura III. 7) , após a obtenção de várias passagens do satélite para formar um mosaico do globo terrestre por completo, sendo que, para este estudo foi visualizado o campo da precipitação estimado pelo satélite só para a América do Sul, com ênfase nas regiões próximas ao VCAN selecionado.

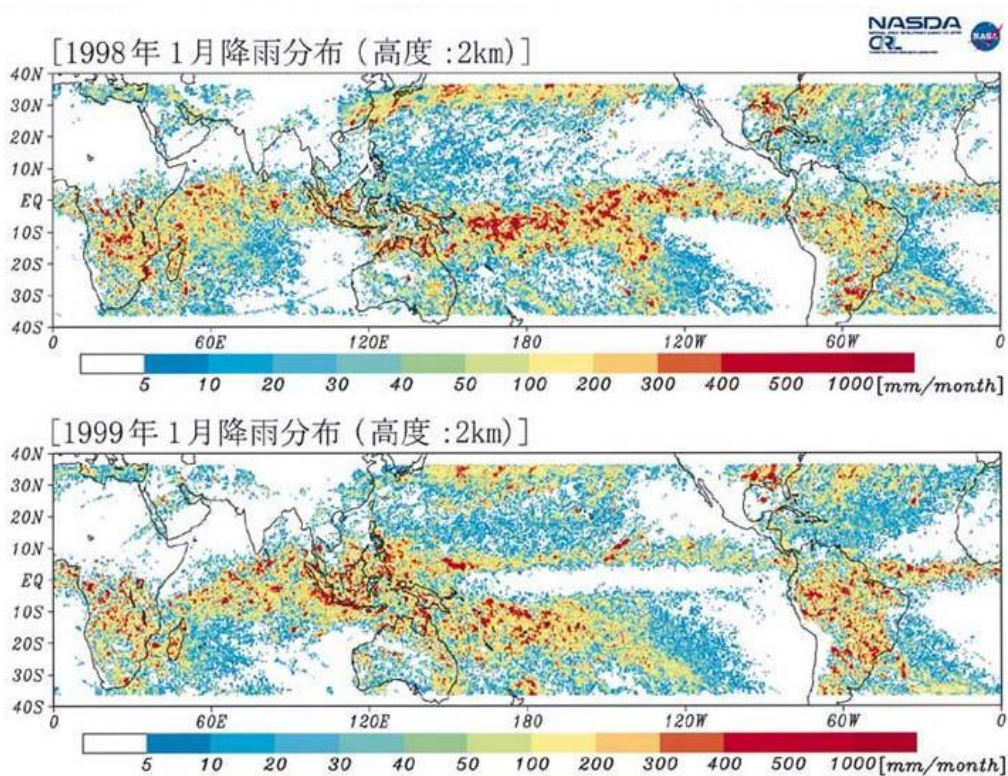


Figura III. 7 - Área de Domínio do Campo da Precipitação Estimada pelo Satélite TRMM após sucessivas varreduras. Fonte: NASDA.

III. 4.2 ANÁLISE DINÂMICA/CINEMÁTICA

A vorticidade relativa é a medida “microscópica” (isto é, é um campo) definido como,

$$\vec{Q} = \nabla \times \vec{V} \quad \text{Eq. III.1}$$

em que \vec{V} é a vetor tridimensional da velocidade do ar. Como em grande escala há a predominância dos movimentos horizontais (ventos) tem-se que somente a componente vertical de \vec{Q} ,

$$\vec{Q} \cdot \hat{K} = \zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad \text{Eq. III.2}$$

é dinamicamente importante (Holton, 1992; Lemes & Moura, 2002) em que u e v são a componente zonal e a meridional do vento, respectivamente, mais adequada para detectar a presença de sistemas de circulação fechada e, ao mesmo tempo para inferir (mesmo qualitativamente) suas posições, intensidade e profundidade. No entanto a

intensidade de sistemas vorticiais pode ser quantitativamente medida usando o conceito de *circulação* definida como a integral de linha,

$$\Gamma = \oint_{\gamma} \vec{V} \cdot d\hat{s} \quad \text{Eq. III.3}$$

em que \vec{V}_h é o vetor vento, γ designa um circuito (ou curva) fechado e $d\hat{s} = ds\hat{t}$ um vetor de magnitude ds (comprimento infinitésima) na direção tangencial à outra dada pelo vetor unitário \hat{t} .

Vorticidade e circulação relacionam-se através do Teorema de Stokes do Cálculo Vetorial (Lemes & Moura, 2002), a saber:

$$\iint_S (\nabla \times V) \cdot d\hat{S} = \oint_{\gamma} \vec{V}_H \cdot d\hat{s} = \Gamma \quad \text{Eq. III.4}$$

em que S é qualquer superfície fechada apoiada no circuito γ e $d\hat{S} = dS\hat{n}$ é um vetor de magnitude dS (área infinitesimal) e \hat{n} um vetor unitário apontado para fora da superfície fechada. Baseando-se nesse teorema, vê-se que a vorticidade média (sobre a área S) é proporcional à circulação. Como a circulação é uma medida de intensidade do vórtice, desde que haja certas restrições (fluido invíscido), sejam satisfeitas (Lemes & Moura, 2002), a vorticidade média também pode ser usada como na medida da intensidade do vórtice.

Neste estudo foi calculada a intensidade média da vorticidade para os sistemas meteorológicos de circulação fechada, que contribuíram de certa forma com a manutenção e deslocamento do VCAN. Essa vorticidade média foi relacionada com o conceito da circulação (como já discutido anteriormente), ou seja, foi obtida uma área para cada sistema, não constante, devido à deformação dos sistemas de circulação fechada, multiplicado pela sua vorticidade média (vorticidade x área). Para cada dia foi selecionada uma área para determinado sistema meteorológico de circulação fechada (ANEXO I).

Outra grandeza de utilidade na caracterização da circulação em altos níveis e, portanto na região do VCAN é a divergência D , definida por:

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad \text{Eq. III. 5}$$

Enquanto que a análise da vorticidade foca a distribuição de ζ nas proximidades de *centro* do VCAN, a análise da divergência concentra-se principalmente na região de divergência na periferia do VCAN (em especial nas seções onde existe atividade convectiva, facilmente evidenciada em imagens de satélites) onde predominam movimentos verticais ascendentes, relativamente intensos, em altos níveis e que na presença da tropopausa (que delimita o início da estratosfera, fortemente estratificada), são obrigados a divergir, devido ao efeito inibidor da estratificação.

Assim, no tocante à vorticidade relativa e divergência horizontal, o trabalho inclui as seguintes etapas:

- i. Visualização de campo de vorticidade relativa nos níveis isobáricos mais altos da troposfera (400hPa para cima), superpostos os respectivos campos das linhas de corrente no sentido de definir posição e intensidade do VCAN durante sua evolução;
- ii. Construção de seções verticais transversais, no plano longitudinal x vertical (devido à trajetória praticamente zonal do VCAN estudado) da distribuição vertical de vorticidade relativa, a serem usadas na determinação da profundidade do sistema, durante sua evolução temporal;
- iii. Visualização dos campos da divergência horizontal em altos níveis para serem usados em análises da equação da vorticidade,

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \vec{V}_H \cdot \nabla \zeta = -(\zeta + f) \nabla \cdot \vec{V}_H \quad \text{Eq. III. 6}$$

$$\text{ou} \quad \frac{\partial \zeta}{\partial t} = A_{\zeta} - (\zeta + f) \nabla \cdot \vec{V}_H \quad \text{Eq. III. 7}$$

em que A_{ζ} é a advecção de vorticidade, e f o parâmetro de Coriolis. Os campos de movimento vertical (ω) devem ser confrontados com a precipitação obtida a partir de dados do satélite TRMM.

- iv. Cálculo da advecção horizontal do vorticidade, dado por:

$$A_{\zeta} = -\vec{V}_H \nabla \cdot \zeta \quad \text{Eq. III. 8}$$

- v. Visualização dos campos de movimento vertical ω (omega) a partir dos arquivos de dados analisados do NCEP (produtos direto de modelos numéricos) e relacionada com a divergência horizontal via equação da continuidade,

$$\nabla \cdot \vec{V}_H = -\frac{\partial \omega}{\partial p} \quad \text{Eq. III. 9}$$

Como os VCANs das regiões tropicais são tipicamente caracterizados por núcleos frios e movimentos subsidentes ($\omega > 0$) (Kousky & Gan, 1981), ω , em princípio, não pode ser usado para identificar os VCANs, apesar (como será visto no tópico dos resultados) dessa variável não ser a mais recomendada, sobretudo em se tratando de VCANs com pouca profundidade (não ultrapassando o nível de 400/300hPa). Isso se deve ao fato de ω ser um campo intimamente relacionado ao da divergência horizontal, e, portanto bastante “ruidoso” no sentido de conter muitas configurações de escalas menores. A própria

resolução vertical (relativamente pobre) dos dados analisados do NCEP, também é outro fator limitante.

III. 4.3 ANÁLISE TERMODINÂMICA

Nesta seção é apresentada a metodologia específica para análise de variáveis termodinâmicas que incluem a temperatura potencial e as grandezas derivadas \dot{Q} (aquecimento diabático total), Q_1 (fonte aparente de calor) e Q_2 (fonte aparente de umidade). Estas duas últimas foram introduzidas por Yanai et al., (1973), no estudo de complexos convectivos sobre o Oceano Pacífico Tropical, mas desde então pouco frequentemente usados na análise de outros sistemas. Xu et al (1996) e Shie et al (2003) utilizaram Q_1 e Q_2 em modelos de nuvens como uma ferramenta de verificação dos complexos convectivos.

III. 4.3.1 TEMPERATURA POTENCIAL

A temperatura potencial, θ , é definida a partir da primeira Lei da Termodinâmica (Lemes & Moura, 2002),

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad \text{Eq. III. 10}$$

em que T é a temperatura em K, p é a pressão em hPa, $R=287\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ a constante do gás para a atmosfera seca e $C_p=1004\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$, o calor específico a pressão constante para o ar seco.

A temperatura potencial aumenta com a altura no caso de uma atmosfera estavelmente estratificada, e é um bom indicador da presença de um VCAN, que apresenta núcleo frio (menores valores de θ). Assim seções verticais, por exemplo, pressão-longitude mostram a região do VCAN pelo abaulamento para cima das isentrópicas (isolinhas de θ). Essa técnica foi primeiramente utilizada por Santos (2001), em seu Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) no Departamento de Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas (UFAL).

- i. No tocante a essa variável, serão construídas seções verticais mostrando sua distribuição no plano pressão-longitude ou latitude fixa. Essa latitude fixa é tal que o plano da seção passe pelo centro do VCAN e sua escolha é feita, subjetivamente, examinando os correspondentes campos de linhas de corrente.

III. 4.3.2 FUNÇÃO \dot{Q}

\dot{Q} é, geralmente, a designação da resultante de todos os processos diabáticos (calor associado às mudanças de fases da substância água, perdas/ganhos radiativos, atrito, etc) considerados na primeira Lei da Termodinâmica. Uma das formas dessa lei, em coordenadas isobáricas, tem a seguinte expressão matemática (Holton, 1992),

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V}_H \cdot \nabla T - S_p \omega = \frac{\dot{Q}}{C_p} \quad \text{Eq. III. 11}$$

em que, por ordem, têm-se os termos de taxa de variação local, de taxa de variação advectiva, adiabático, no qual o coeficiente de estabilidade estática, S_p , é:

$$S_p = -T \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} = -\frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad \text{Eq. III. 12}$$

e o último termo, na representação genérica de todos os efeitos diabáticos.

Perfis verticais de \dot{Q} para latitude e longitude fixas podem ser úteis (didaticamente, inclusive) para o propósito de interpretação, mais complexa, dos perfis de Q_1 e Q_2 .

Supondo que os termos de taxas de variação sejam pequenos quando comparados com os outros dois, tem-se que a equação III. 11 reduz-se a:

$$-S_p \omega \approx \frac{\dot{Q}}{C_p} \quad \text{Eq. III. 13}$$

que expressa um balanço entre os efeitos adiabáticos (aquecimento/resfriamento associados a movimentos verticais) e os diabáticos. Enfatiza-se que essa aproximação é bastante válida em regiões de forte atividade convectiva. Esse certamente não foi o caso do sistema considerado no estudo, mas, não obstante, perfis de \dot{Q} foram incluídos no sentido de facilitar a interpretação de Q_1 e Q_2 , como mencionado acima.

Com referência a \dot{Q} , as seguintes tarefas serão executadas neste modo:

- i. Obtenção do coeficiente de estabilidade estática (S_p) usando “scripts” para o GrADs;
- ii. Obtenção do perfil vertical de \dot{Q}

Os perfis de \dot{Q} serão construídos, para um mesmo horário, para um ponto “sem nebulosidade” (núcleo do VCAN) e para um ponto dentro de uma região de nebulosidade (associada com precipitação, via análise dos dados do satélite TRMM) como a periferia (geralmente noroeste/norte) do VCAN.

III. 4.3.3 FONTES APARENTES DE CALOR (Q_1) E SUMIDOURO DE UMIDADE (Q_2)

As fontes aparentes de calor (Q_1) e umidade (Q_2) foram introduzidas por Yanai et al (1973) com o simples propósito de avaliar a importância das nuvens convectivas profundas na circulação da atmosfera tropical. A medida da intensidade da atividade convectiva dentro das nuvens cumulus é dada pela divergência vertical do fluxo turbulento vertical de calor total. Essa grandeza é calculada a partir das fontes aparentes de calor e umidade como delineadas abaixo.

Primeiramente definem-se a energia estática seca (s) e a energia estática úmida (h), respectivamente por, $s = C_p T + \Phi$ e $h = s + Lq$ em que $C_p T$ é a entalpia, Φ o geopotencial, L o calor latente de vaporização d'água (2500 KJ/kg ou 540 cal/g) e q a umidade específica, em kg de vapor por kg de ar. É interessante observar que a energia estática s é matematicamente idêntica à função de corrente de Montgomery, da qual, se obtém a força de gradiente de pressão em coordenadas isentrópicas ($\theta = \text{constante}$) (Holton, 1992).

A conveniência em definir essas energias reside no fato delas serem grandezas quase conservativas, ou seja:

$$\frac{Ds}{Dt} \approx 0 \quad \text{Eq. III. 14}$$

para processo adiabáticos secos e :

$$\frac{Dh}{Dt} \approx 0 \quad \text{Eq. III. 15}$$

para processos adiabáticos secos e úmidos. A partir dessas propriedades são definidos Q_1 e Q_2 .

A fonte aparente de calor, Q_1 , é obtida a partir da primeira Lei da Termodinâmica e da equação da continuidade para o vapor d'água e é dada por (Yanai et al, 1973) :

$$Q_1 = \frac{\partial s}{\partial t} + \overline{\nabla \cdot s \vec{V}} + \frac{\partial(\overline{s\omega})}{\partial p} = A \quad \text{Eq. III. 16}$$

em que

$$A = Q_R + L(e - c) - \frac{\overline{\partial s' \omega'}}{\partial p} \quad \text{Eq. III. 17}$$

com Q_r igual a taxa de aquecimento radiativo (estimada, separadamente usando dados climatológicos), e igual a taxa de condensação por unidade de massa de ar e c , a taxa de re-evaporação de gotículas de nuvens. A barra indica uma média espacial no horizontal e as linhas (') o desvio em torno dessa média (usada na construção dos fluxos turbulentos).

A fonte aparente de umidade, Q_2 , é essencialmente a equação de conservação de umidade expressa em unidade de taxa de aquecimento. Ela é dada por :

$$Q_2 = -L \left[\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \overline{\nabla \cdot q \vec{V}} + \frac{\partial (\bar{q} \omega)}{\partial p} \right] = -B \quad \text{Eq. III. 18}$$

em que

$$-B = -L(e - c) + L \frac{\partial}{\partial p} (\overline{q' \omega'}) \quad \text{Eq. III. 19}$$

representando a condensação total e a divergência vertical de fluxo turbulento vertical de umidade. Note que os termos A e B acima não são conhecidos, mas contêm a resposta procurada por Yanai et al., (1973). A divergência vertical do fluxo turbulento vertical de calor total é então calculada por:

$$-\frac{\partial}{\partial p} (h' \omega') = -\frac{\partial}{\partial p} (\overline{s' + Lq'}) \omega' = Q_1 - Q_2 - Q_R \quad \text{Eq. III. 20}$$

Em particular, neste trabalho de dissertação foram executadas somente as seguintes tarefas:

- i. Cálculo da fonte aparente de calor Q_1 , usando a equação III. 16 para a região do vórtice (como determinada pela análise do campo

de corrente) para todos os dias do período de vida do VCAN, usando os horários das 06:00 UTC e 12:00 UTC; desse modo perfil obtido referem-se às 09:00 UTC.

- ii. Idem para o sumidouro aparente de umidade Q_2 , usando a equação III.18.

III. 4.4 CIRCULAÇÃO SECUNDÁRIA

A circulação secundária de um sistema de grande escala é uma circulação que se desenvolve em planos verticais e pode ser considerada como essencial ao entendimento do acoplamento vertical do sistema. Ela consiste do movimento vertical (da ordem de 3 magnitudes menores que os ventos horizontais) e do movimento ageostrófico, visto que o movimento geostrófico por ser não-divergente não contribui para gerar movimentos verticais. Escrevendo o vento observado como:

$$\vec{V}_H = \vec{V}_g + \vec{V}_{ag} \quad \text{Eq. III. 21}$$

em

que

$\vec{V}_g = f^{-1} \hat{k} \times \nabla \theta$, com $\theta = gz$, é o vento geostrófico e \vec{V}_{ag} , o vento ageostrófico.

Aplicando o operador ∇ (divergência horizontal) à equação III. 21 obtêm-se,

$$\nabla \bullet \vec{V}_H = \nabla \bullet \vec{V}_g + \nabla \bullet \vec{V}_{ag} \quad \text{Eq. III. 22}$$

e, portanto a equação da continuidade, em coordenadas isóbaricas é :

$$\nabla \bullet \vec{V}_{ag} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad \text{Eq. III. 23}$$

Essa relação diagnóstica é satisfeita pela circulação secundária. É importante atentar para o fato que, nos sistemas de grande escala baroclinicamente instáveis

originários em latitudes médias (mas frequentemente propagando-se para as latitudes mais baixas), a circulação tende a se opor às variações advectivas, tendo desse modo, um papel importante na evolução temporal do sistema (Holtom, 1992). Como o processo de vorticogenesis está intimamente relacionado com penetrações de sistema frontais, a circulação secundária pode ser considerada o elo entre o sistema de baixos níveis e a circulação nos altos níveis da troposfera (Lemes & Santos (2005), comunicação particular).

Ainda, a circulação secundária está associada às conversões de energia potencial e cinética através das circulações diretas e/ou indiretas também presentes em sistemas tais como os VCANs sobre o NEB.

Aqui a metodologia inclui:

- i. Cálculo do vento geostrófico, usando um parâmetro de Coriolis fixo $f = -10^{-5} s^{-1}$;
- ii. Obtenção do vento ageostráfico;
- iii. Transformação da velocidade omega (análise) em w (velocidade vertical em um sistema z);
- iv. Construção de seções verticais pressão-longitude (latitude fixa) mostrando as linhas de corrente [tangente ao vetor (u,w)], como obtidas no GrADs:

$$\omega \approx -\rho g w^* \quad \text{Eq. III. 24}$$

*Nota: A transformação $\omega \rightarrow w$ do item III é feita com a fórmula aproximada.

em que ρ é uma densidade fixa, representativa do nível isobárico. Essa aproximação pode não ser adequada se:

- a) A componente ageostráfica for grande;
- b) A atmosfera não estiver em balanço hidrostático e;
- c) O termo tendência de pressão for grande.

Dessas a mais questionável no caso presente do presente trabalho é a restrição (a), mas [juntamente com validade do vento geostrófico em (i)] ela é suposta não invalidar a equação III. 24, lembrando-se também que a circulação secundária será analisada qualitativamente no tópico IV.

IV. RESULTADOS E DISCUSSÕES

IV. 1 CARACTERIZAÇÃO SINÓTICA NO PERÍODO DE ESTUDO

a) DIA 16/JANEIRO/2002

A formação do VCAN foi notada a partir do dia 16 de janeiro de 2002, como evidenciado pelo campo médio de linhas de corrente em 300hPa (Figura IV. 1) sobre o equador e a sua gênese ocorreu devido à bifurcação inter-hemisférica do escoamento sobre a costa oeste da África (BIAF) e à presença de um par de Anticiclones, a saber, a AB e a AAN, como mostrada na Figura IV. 1. Neste dia (16 de janeiro de 2005), pode-se constatar a presença de outras circulações de grande escala como a AB, AN, BIAF e AAN.

Neste nível (300hPa) a AAN não aparece alongada (somente um núcleo de vorticidade), tendo se deslocado para o sudeste (sobre a África continental), e, assim forçando o VCAN a se deslocar para a costa leste do NEB (Figura IV. 1).

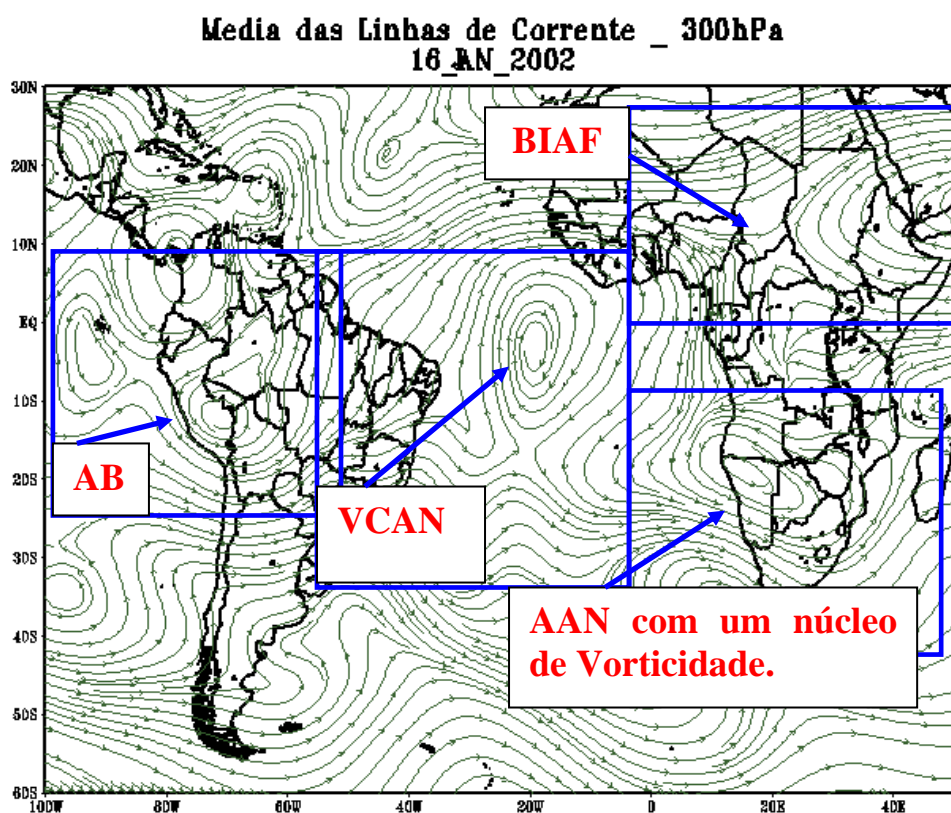


Figura IV. 1 – Desacoplamento da BIAF para formação do VCAN com presença do par de Anticiclones (AAN e AB) contribuindo para o processo de escoamento de formação.

O VCAN intensificou-se devido a um sistema frontal que permaneceu estacionário por cinco (5) dias (16/01 – 20/01/2002) sobre o sudeste do Brasil, formando assim a chamada ZCAS (Kodama, 1992; Brambila, 2004 e Mendonça, 2004).

De acordo com o estudo de Paixão (1999), sobre a caracterização do VCAN, pode-se dizer que o VCAN formado no dia 16 de janeiro de 2002 não havia todas as características discutidas em sua classificação (por exemplo, a Alta do Atlântico - AT - estava ausente; formação de um novo tipo de formação embutida no nível de 200hPa, sem a presença da AT).

O nível de 200hPa, para o dia 16 de janeiro de 2002, não tinha a presença do VCAN na região de formação, sendo substituída por um cavado sobre a costa do NEB, cruzando o equador e alcançando as latitudes em torno de 10°N (figura não mostrada).

b) DIA 17/JANEIRO/2002

O campo médio do escoamento em 300hPa para o dia 17 de janeiro 2002 mostrou um cavado de latitudes médias alinhado com o VCAN (Figura IV. 2) que contribuiu para a sua intensificação e a AB posicionada mais ao leste em relação à sua posição climatológica.

A AN permaneceu semi-estacionária em relação ao dia anterior, tendo em parte contribuído para o deslocamento da AB para o noroeste. As circulações induzidas por esses dois sistemas vorticiais contribuíram para o surgimento do VCAN no nível 200hPa (figura não mostrada). Ainda nesse dia, observam-se mais duas circulações, a da BIAF sobre a costa leste da África e a da AAN ao sul da África (Figura IV. 2). Ainda nessa figura, observa-se que o VCAN permanece acoplado ao escoamento sobre a costa oeste da África (BIAF), próximo à linha do equador e alinhado a um cavado sobre o Oceano Atlântico. O aparecimento do VCAN em 300hPa, alinhado com o cavado de latitudes médias deslocou a AAN para o leste da parte Sul da África, em relação à sua posição do dia anterior, completando assim a caracterização da circulação de grande escala em 300hPa para esse dia.

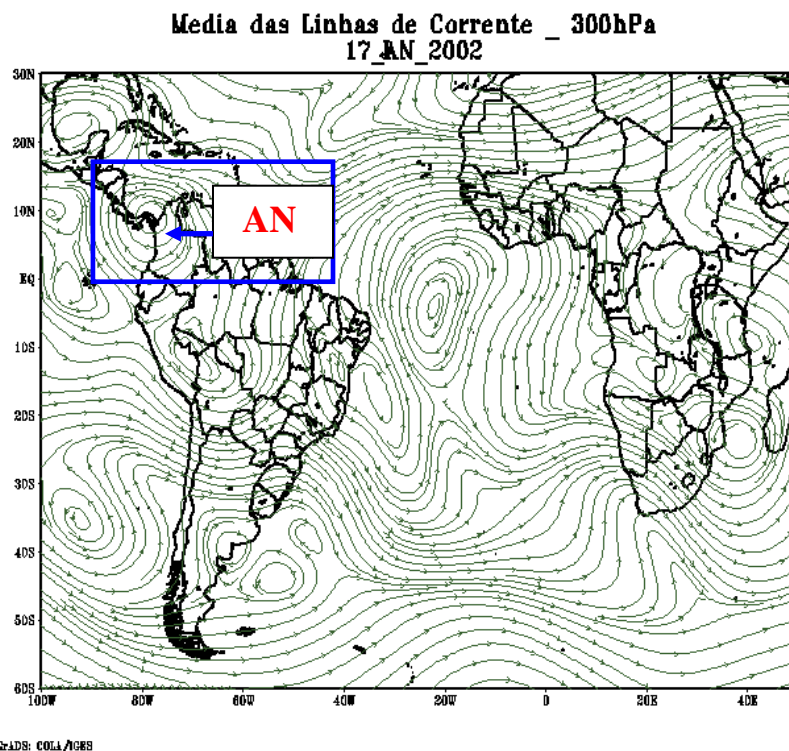


Figura IV. 2 – Aparecimento do VCAN no nível 300hPa com a caracterização da circulação de grande escala para este dia.

c) DIAS 18-20/JANEIRO/2002

Nos dias 18 a 20 de janeiro de 2002, o campo médio das linhas de corrente em 200hPa, como mostrado na Figura IV. 3 confirma o deslocamento do VCAN, em direção à costa leste do NEB. O centro do vórtice deslocou-se, mantendo a sua posição latitudinal de 8°S, estava em 27°W no dia 18 (Figura IV. 3(a)) para 37°W no dia 20 (Figura IV. 3(c)). A velocidade de deslocamento longitudinal de resultando em uma velocidade de deslocamento para oeste de aproximadamente 3° de longitude por dia, um valor típico para outros VCANS em situações similares, como mostrado em Silva (2004) que descreveu um VCAN com deslocamento para o oeste com velocidade de cerca de 2° de longitude por dia.

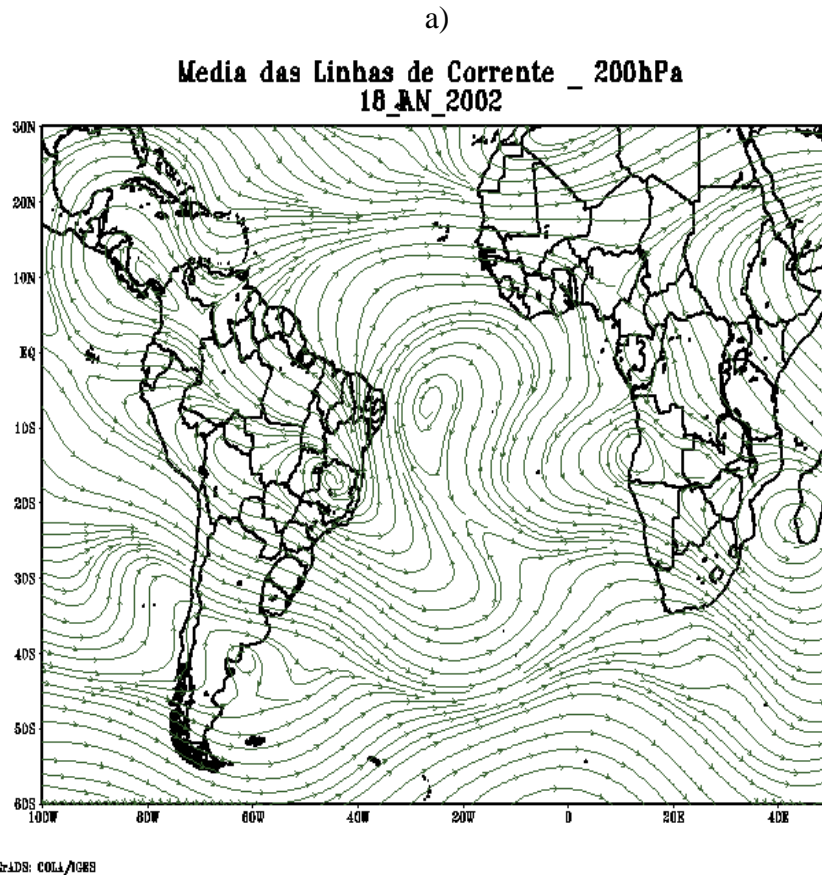


Figura IV. 3 – Deslocamento do centro do VCAN em direção à costa leste do NEB com uma velocidade de cerca de 3° de longitude por dia.

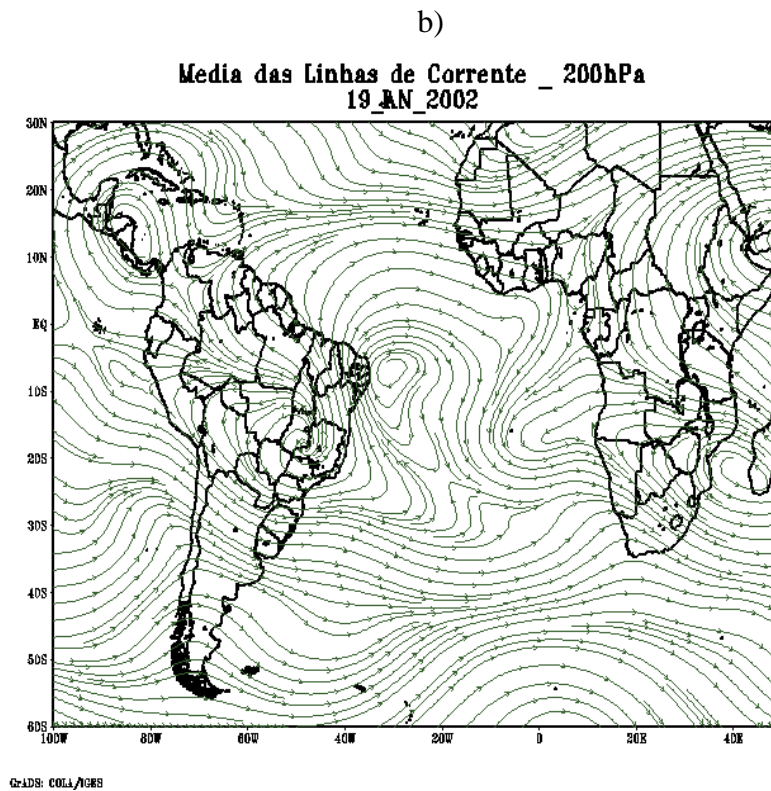


Figura IV. 3 – Continuação.

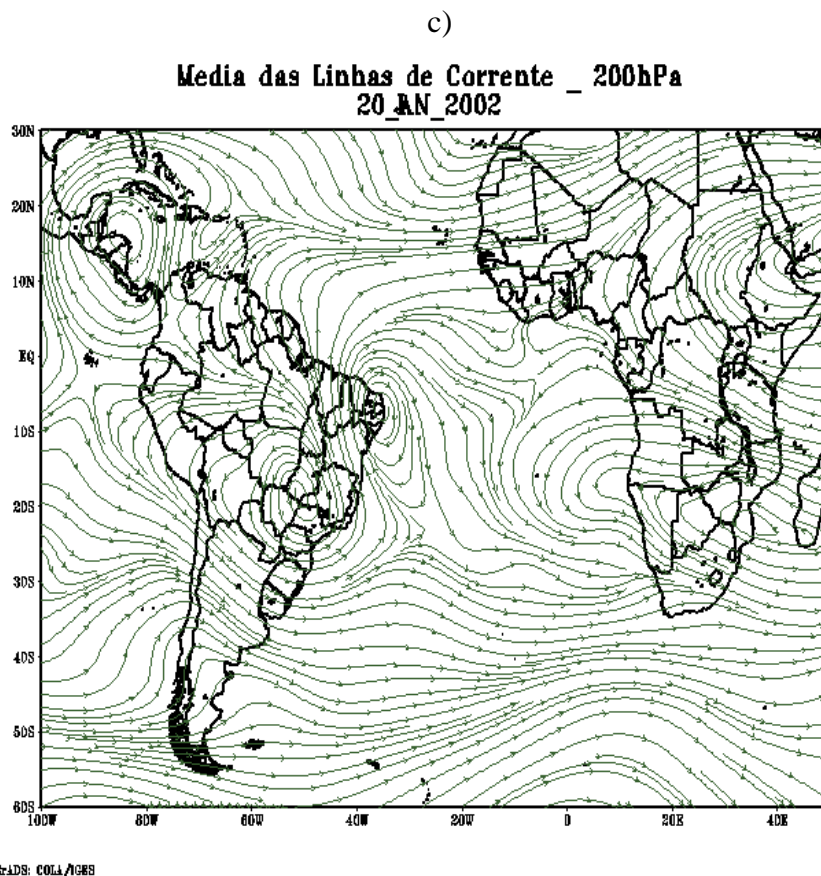


Figura IV. 3 – Continuação.

Neste mesmo dia 18, ao nível de 250 hPa durante o deslocamento do VCAN para o continente, a AB começa a alongar-se sobre o sudeste do Brasil (Figura IV. 4). Esse processo dinâmico ocorreu devido à intensidade do alongamento da crista, que por sua vez, separou-se da AB, criando um novo centro de circulação anticiclônica (AT) sobre o sudeste do Brasil, nos mesmos moldes descritos em (Ferreira, 2004). Este tipo de padrão de circulação foi identificado por Ramirez et al., (1999) e é mais evidente, quando o VCAN encontra-se na fase de intensificação, em seu deslocamento continente adentro.

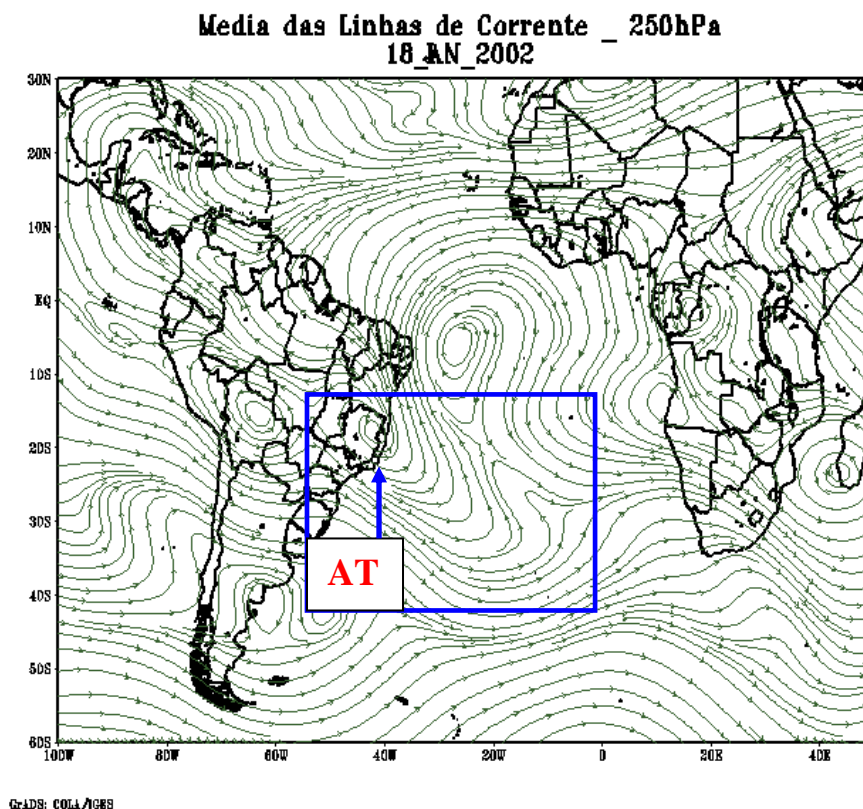


Figura IV. 4 – Intensificação e deslocamento do VCAN para o continente, dando origem a um novo anticiclone (AT) sobre o sudeste do Brasil.

O campo médio de linhas de corrente mostrado na Figura IV. 4 evidencia o VCAN próximo à costa leste do NEB, e no seu setor sul, uma crista bem pronunciada (AT), acoplada à AB que está presente, porém, não está tão bem definida. Essa circulação anticiclônica fechada (AT) é uma situação já observada anteriormente (Ramirez, 1996 e 1999; Ferreira, 2004 e Paixão, 1999). Este padrão AT é um padrão típico de ZCAS, como descrito em Kodama (1992) e Quadro (1993).

O VCAN estudado, ao entrar no continente no dia 20 (Figura IV. 3(c)) não perde sua intensidade e deslocando-se até a fronteira dos Estados do Pará com Amazonas, mostrando assim, um comportamento distinto daquele descrito por Silva (2004), que mostrou um VCAN em dissipação na medida em que adentrava o continente.

A AAN para o dia 18 perde um pouco de sua intensidade e, com isso, há um desacoplamento das duas circulações anticiclônicas no local, desfavorecendo a desconfigurando a AAN em relação aos dias anteriores (Figura IV. 3(a)). Com o desacoplamento da AAN, dando origem a dois núcleos de vorticidade positiva, o VCAN

apresentou uma intensificação e um deslocamento em direção à costa leste do NEB. Nos dias 19 e 20, a AAN intensificou-se novamente e retornou à sua configuração normal, enfraquecendo a BIAF enquanto que o VCAN em questão continuava seu deslocamento (Figura IV. 3(b) e (c)).

Nos dias 18 a 19, há simultaneamente uma desconfiguração da AB e uma intensificação da AN, com o VCAN ainda em deslocamento longitudinal (Figura IV. 3(a) e (b)). Para o dia 20, reverte-se a situação, com a AB apresentando-se bem definida e a AN em intensificação, com o centro do VCAN sobre os estados de Pernambuco e Paraíba (Figura IV. 3(c)). Como resultado, nesse período, a intensificação da AAN, contribuiu para o deslocamento e intensificação do VCAN para costa leste do NEB, como na descrição anteriormente.

d) DIAS 21-24/JANEIRO/2002

Para os dias 21 a 24 de janeiro de 2002, o campo médio das linhas de corrente em 200hPa continua a mostrar o VCAN deslocando-se para dentro do continente (Figura IV. 5), com o seu centro na longitude 41°W para o dia 21 (Figura IV. 5(a)), longitude 54°W no dia 24 (Figura IV. 5(d)), e, portanto, com uma velocidade média de deslocamento para oeste de cerca de 3.3° de longitude por dia. De acordo com a Figura IV. 5, podem-se constatar que a velocidade média de deslocamento no período de 21 a 24 foi relativamente superior à do período de 18 a 20, ou seja, notou-se uma sensível aceleração, devido às diferentes posições relativas dos outros sistemas vizinhos, não se podendo concluir ainda nada sobre conversão de energia potencia disponível em energia cinética rotacional do VCAN. A energética desse VCAN estudado é vista no final deste capítulo.

Nos dias 22, 23 e 24, o VCAN não apresentou uma configuração bem definida, enfraquecendo-se nesses dias até chegar ao Estado do Pará, no dia 24 (Figura IV. 5(d)). Para este dia 24, já se nota a formação de outro VCAN sobre o Oceano Atlântico Tropical Sul (perto da costa leste do NEB), acoplado ao VCAN estudado em seu estágio de dissipação (Figura IV. 5(d)). Este segundo VCAN formado pelo cavado de altos

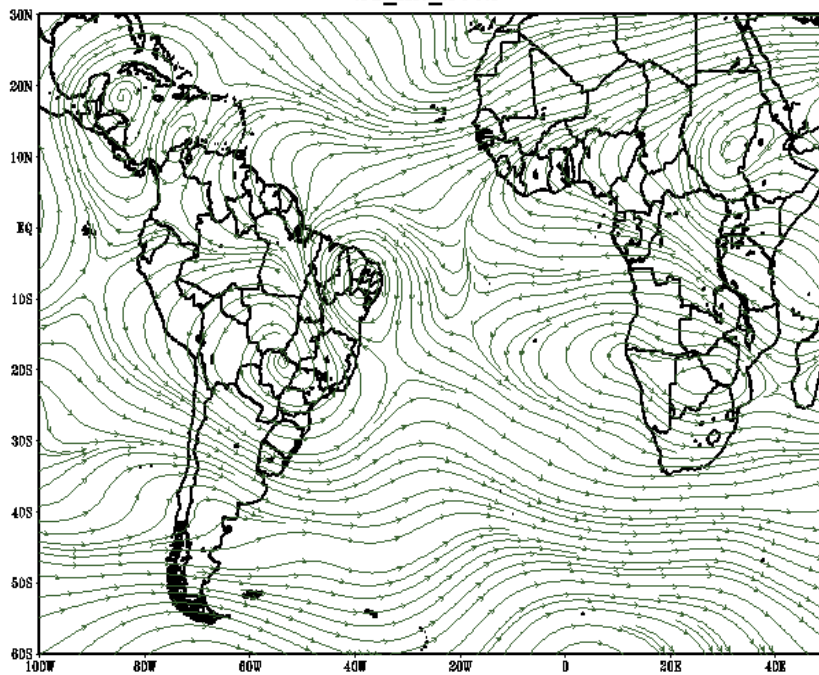
níveis apresentado na Figura IV. 5c apresentou um período de vida de sete (7) dias, conseguindo chegar até ao Estado do Piauí e não foi levado em conta nesta dissertação.

Nos dias 21 e 24, a AAN intensifica-se e desloca-se na direção oeste do ATS (Figuras IV. 5). No dia 23, com a intensificação da AAN e da AB, formou-se um novo cavado de altos níveis na região do ATS (princípio da formação do VCAN) (Figura IV. 5(b)). Com a intensificação da AAN, a BIAF perde sua configuração no período de 21 a 24 de janeiro de 2002. A AB, para esse período, mostrou um deslocamento para sudoeste com uma intensificação (Figuras IV. 6), favorecendo a entrada do VCAN estudado no Estado do Pará.

A presença de um ciclone próximo à AN, no dia 21, contribuiu para o seu enfraquecimento e seu deslocamento meridional (Figura IV. 5(a)). No dia 22, o ciclone deslocou-se em direção ao equador, enquanto que a AN deslocou-se mais para o norte e, finalmente, nos dias 23 e 24, o Anticiclone do Hemisfério Norte (AN) perde sua configuração, estando totalmente dissipado no dia 24 (Figura IV. 5(d)).

a)

**Media das Linhas de Corrente _ 200hPa
21_JAN_2002**

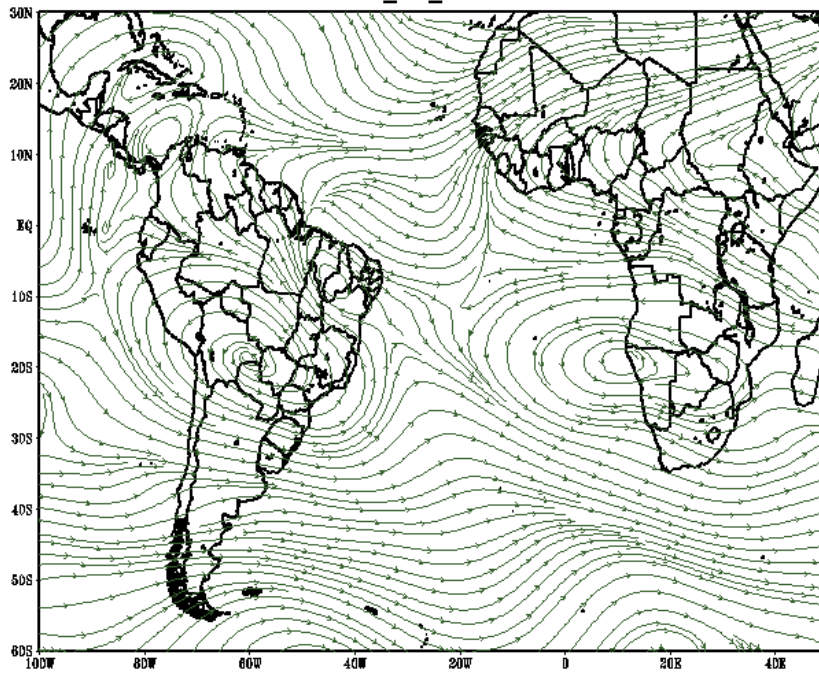


GRIDS: COLLAIGRS

Figura IV. 5 - Sequência de campos de linhas de corrente que mostra a influência da circulação de grande escala no VCAN.

b)

**Media das Linhas de Corrente _ 200hPa
22_AN_2002**

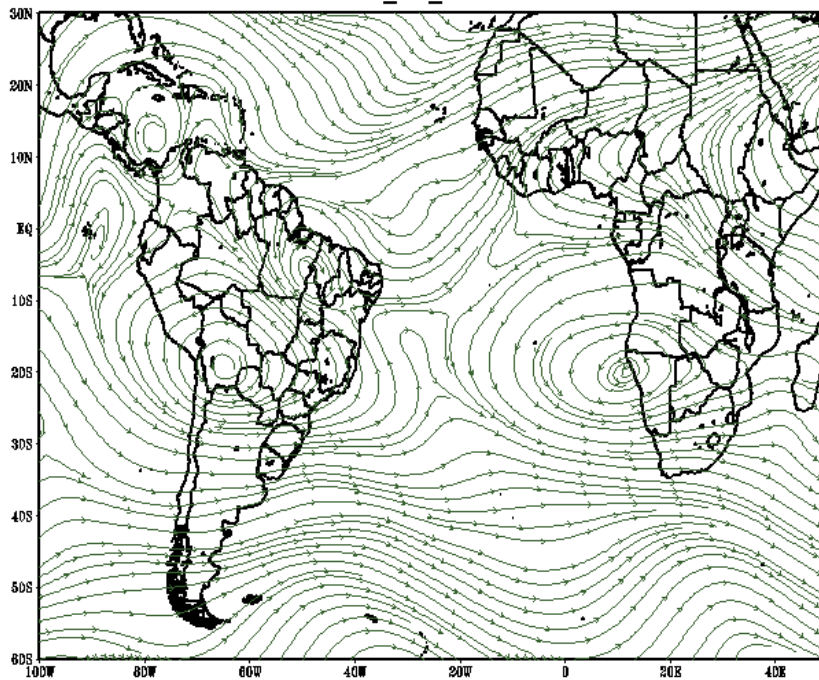


GRIDS: COLLA/IGES

Figura IV. 5 – Continuação.

c)

**Media das Linhas de Corrente _ 200hPa
23_AN_2002**



GRIDS: COLLA/IGES

Figura IV. 5 – Continuação.

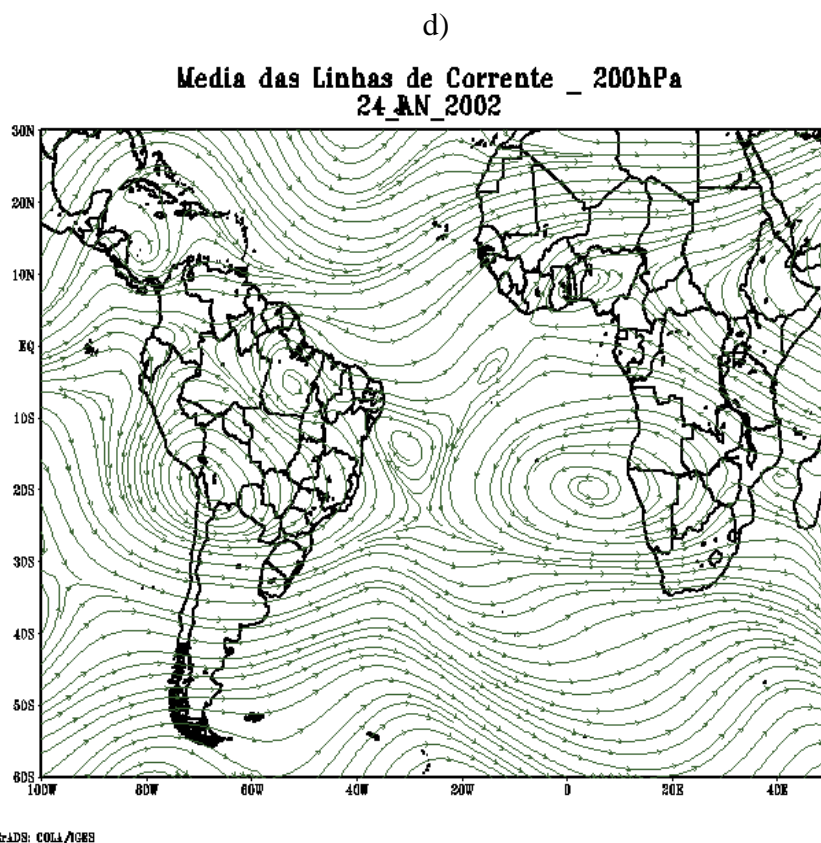


Figura IV. 5 – Continuação.

e) DIAS 25-26/JANEIRO/2002

Os dias 25 e 26 de janeiro de 2002 caracterizaram-se por apresentar a dissipação do VCAN do presente estudo. A Figura IV. 6 mostra, no dia 25, o centro do VCAN sobre os Estado do Pará e Amazonas, acoplado ao outro VCAN que se formou sobre ATS no dia 24 de janeiro. No dia 26, o VCAN perde um pouco de sua característica e intensidade, evidenciando o processo de dissipação (Figura IV. 7), sendo que no dia 28, não se encontram mais indícios de sua presença. Paradoxalmente, sua dissipação ocorre sobre uma área (floresta) considerada uma fonte de umidade.

As outras circulações de grande escala presentes nos dias 25 e 26 mostraram a ausência da AN (Figuras IV. 6 e 7) juntamente com a intensificação e deslocamento da AB para o sudeste do Brasil, ficando fora da região climatológica. Há um alongamento no sentido leste-oeste da AAN no dia 25, durante seu deslocamento sobre o ATS (Figura IV. 6), resultando em um novo anticiclone acoplado, já no dia 26 (Figura IV. 7).

As circulações da AB e AAN favoreceram o desenvolvimento de um novo VCAN e, possivelmente contribuíram para a dissipação do VCAN estudado, nesta dissertação.

Um pequeno resumo é oportuno neste ponto. O VCAN estudado que se iniciou no dia 16 de janeiro de 2002 no nível 300hPa, com seu centro aproximadamente nas coordenadas 21^oW e 3^oS, atingiu a Amazônia no dia 26 de janeiro de 2002. Esses VCANs podem ser considerados como uma situação anômala, pois somente uma percentagem muito pequena dos vórtices que se formam na vizinhança do NE deslocam-se para o interior do continente (Ramirez et al, 1996 e Ferreira, 2004). Apesar de essa seção ser meramente descritiva, ela forneceu indícios que a vida e trajetória do VCAN considerado neste trabalho foram em grande parte, determinadas pelas circulações de grande escala do tipo vortical, como a Alta da Bolívia, Alta do Hemisfério Norte, Bifurcação Inter-hemisférica da costa oeste da África e a Alta da Angola. É também importante salientar que esses sistemas vorticais agem de uma maneira interativa que depende tanto da posição quanto da intensidade de cada um sobre os demais.

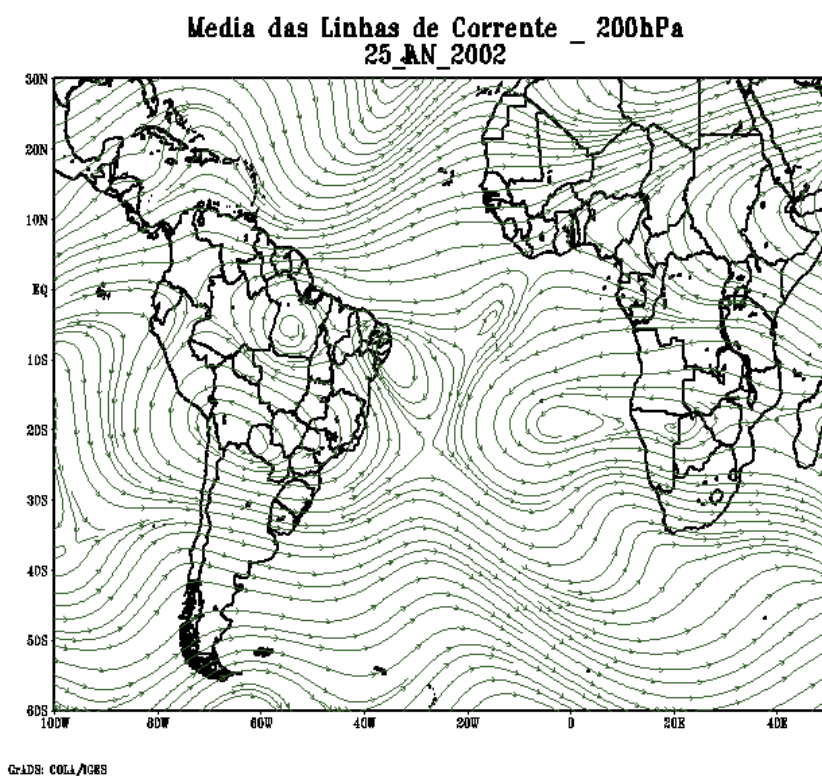


Figura IV. 6 – A fase de dissipação do VCAN e algumas circulações de grande escala que provavelmente influenciaram a dissipação do vórtice.

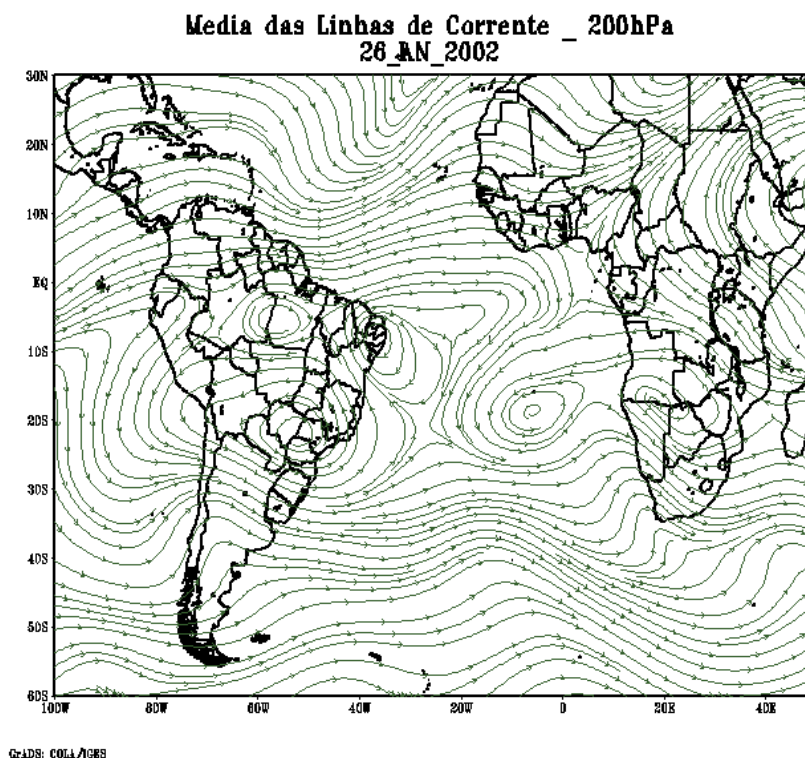


Figura IV. 7 – Dia que antecedeu a dissipação do VCAN acoplado ao um novo VCAN. Percebe-se uma grande interação entre a intensificação da AB com o surgimento de dois núcleos de vorticidade (AAN), sobre o novo VCAN e o estudado.

IV. 2 IMAGENS E CAMPOS DE PRECIPITAÇÃO DERIVADOS DE SATÉLITES

IV. 2.1 CARACTERIZAÇÃO SINÓTICA USANDO IMAGENS DE SATÉLITES.

Essa seção mostra, a título de ilustração, algumas imagens de satélites (GOES-8) sobre este episódio de vorticogenesis, em seus estágios incipiente, de desenvolvimento e dissipação.

a) Estágio incipiente: 18/01/2002

As Figuras IV. 8 e 9 mostram, respectivamente para 18/01/2002, 12Z as imagens hemisféricas nos canais, infravermelho (IR) e vapor de água (WV) que caracterizam a situação de grande escala em torno do NEB e oceano adjacente. Pode-se observar que o VCAN já se apresentava formado, com nuvens de topos frios (e, portanto convectivas), no seu quadrante leste e oeste, como evidenciado na imagem IR. A

imagem WV mostra a presença do VCAN através de seu centro desprovido de nuvens, devido ser uma região de movimentos descendentes e de baixa concentração de umidade (tonalidade mais escura).

Nota-se, nesse dia, a presença de um sistema frontal em estágio de oclusão sobre o Oceano Atlântico, próximo à costa da região Sul do Brasil, com seu ramo continental aparecendo como uma ZCAS, devido à permanência longa do sistema frontal nessa região (Figura IV. 8).

A convecção sobre Peru está associada com a presença bem definida da AB no dia anterior (17 de janeiro de 2002), interagindo, no entanto, com a nebulosidade da ZCAS (figura não mostrada). As linhas de corrente para esse mesmo dia (Figura IV. 2) mostraram que o centro da AB está sobre o Peru e Bolívia.

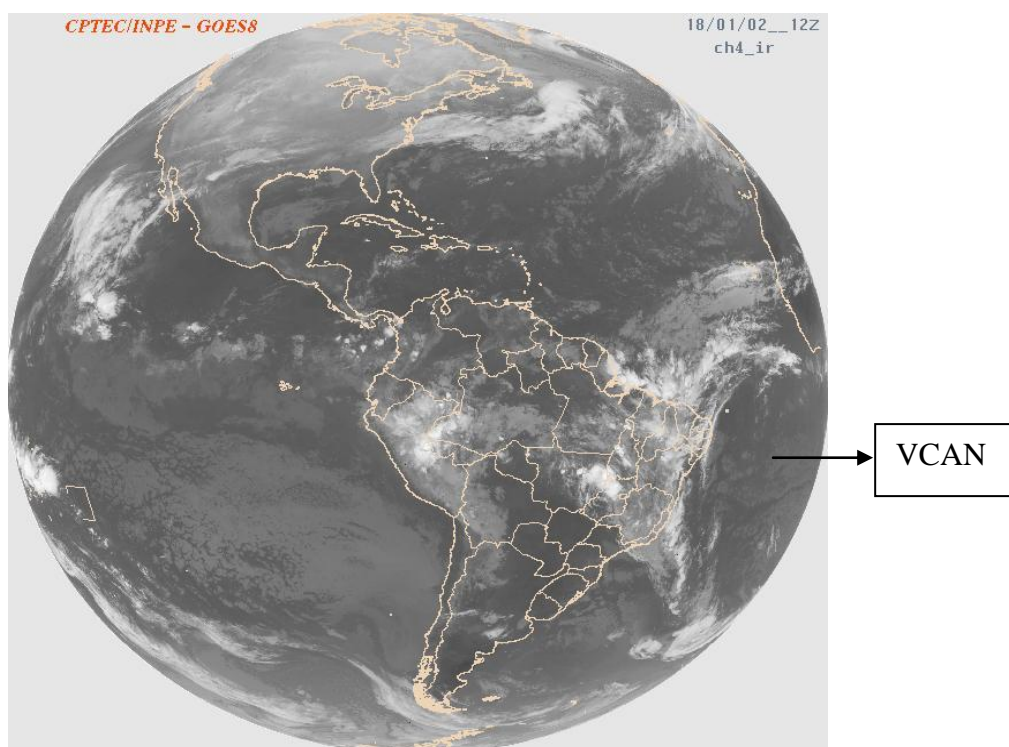


Figura IV. 8 – Imagens do Satélite GOES – 8 no canal Infravermelho em 18/01/2002, 12Z mostrando a situação de escala sinótica e o VCAN sobre o Oceano Atlântico Tropical Sul em sua fase inicial de formação.

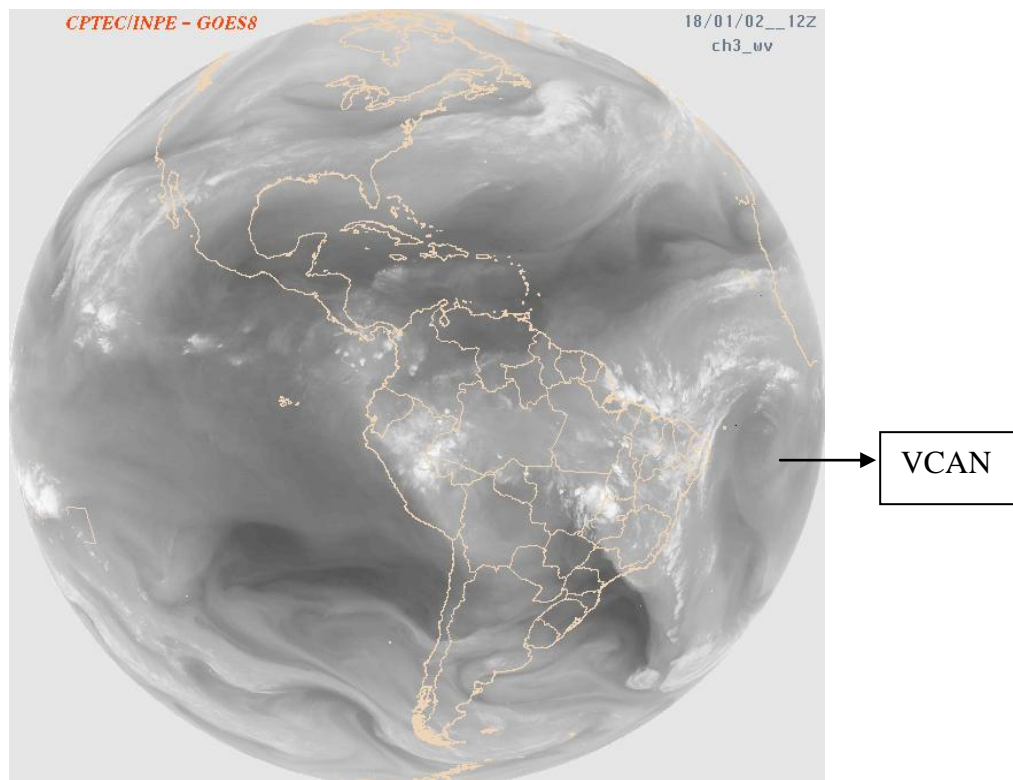


Figura IV. 9 – Imagens do Satélite GOES – 8 no canal de vapor de água em 18/01/2002, 12Z mostrando a situação de escala sinótica e o VCAN sobre o Oceano Atlântico Tropical Sul em sua fase inicial de formação.

b) Estágio de desenvolvimento: 21/01/2002

O estágio de desenvolvimento é ilustrado usando as imagens do satélite GOES – 8 (Figuras IV. 10 e 11) como anteriormente, exceto que a imagem IR mostrada é setorial. O centro do VCAN já se deslocou, encontrando-se sobre o continente. Nota-se na Figura IV. 10 a existência de nuvens convectivas associadas a eventos de grandes precipitações no quadrante nordeste (costa norte do Ceará e Rio Grande do Norte) e no quadrante sudeste (costa leste, incluindo nordeste da Bahia e os estados de Sergipe, Alagoas e sul de Pernambuco).

O sistema frontal encontra-se em seu estágio de dissipação sobre o continente, porém deixando uma convecção (resultante do ciclo diurno de aquecimento) sobre o sudeste e centro oeste do Brasil. Uma análise de imagens de satélites mostra que a atividade convectiva que existia antes sobre o Estado da Bahia, também foi inibida pela dissipação da ZCAS, decorrente do enfraquecimento do sistema frontal.

Observa-se bem na Figura IV. 11, que há um acoplamento de sistemas meteorológicos (Sandro, 2003) na imagem do Satélite GOES-8 (canal vapor d'água), como por exemplo, sistema frontal do Hemisfério Norte com o sistema frontal do Hemisfério Sul, sendo que, para o Hemisfério Sul, na vanguarda do sistema frontal, há uma extensa área seca (baixa umidade), fato este que será discutido mais tarde no contexto da análise dos campos meteorológicos.

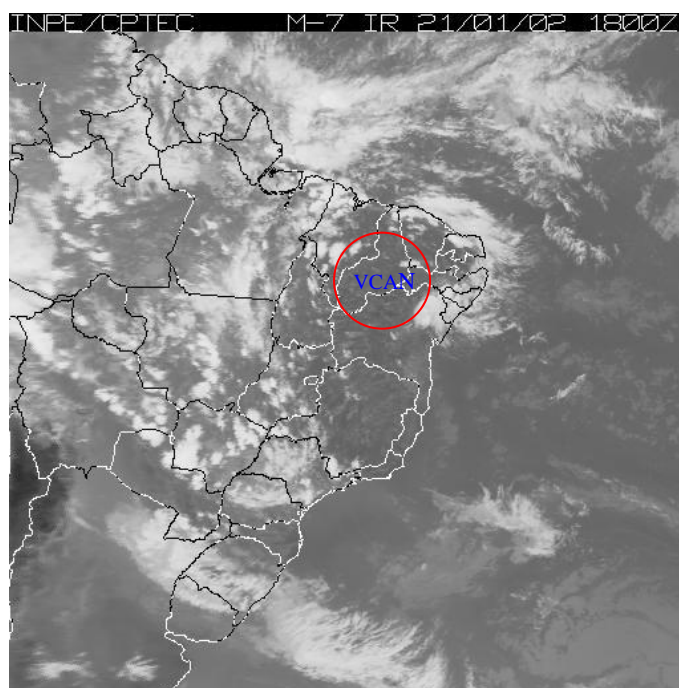


Figura IV. 10 - Imagem setorial do Satélite GOES – 8 no canal Infravermelho em 21/01/2002, 12Z mostrando VCAN sobre o continente e suas bandas de nuvens.

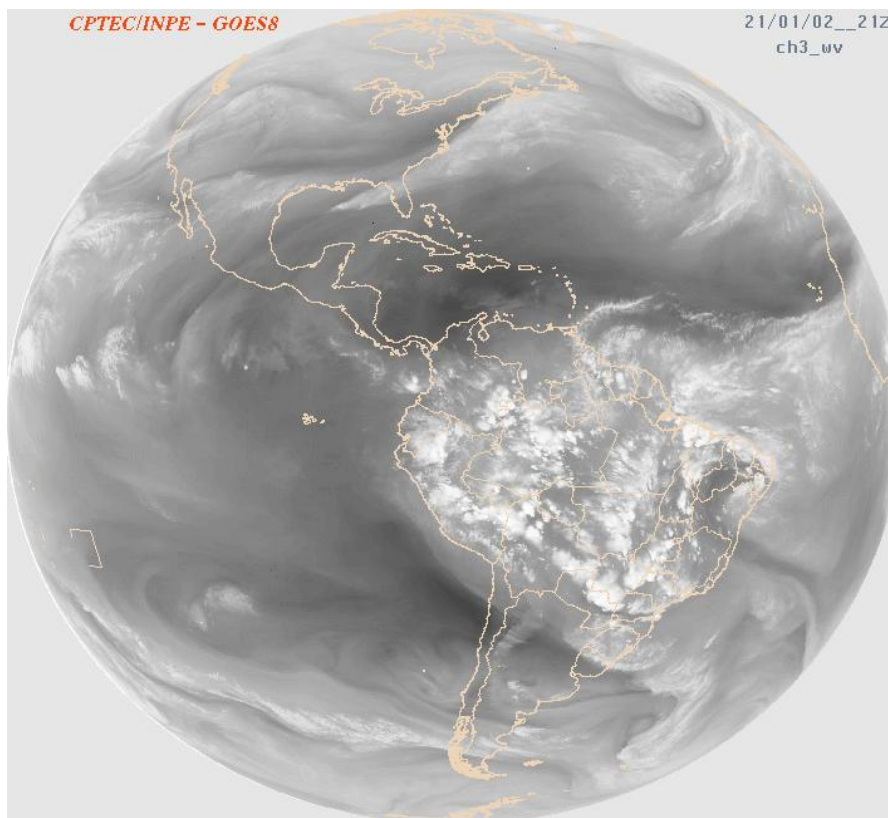


Figura IV. 11 - Imagem do Satélite GOES – 8 no canal de vapor de água em 21/01/2002, 12Z mostrando a região de baixa umidade característica da região central do VCAN.

c) Estágio de dissipação: 24/01/2002

Já na fase final de seu ciclo, a convecção associada ao VCAN sobre os Estados do Pará e Amazonas encontra-se bastante enfraquecida. O campo de linhas de corrente para esse dia (Figura IV. 5(d)) mostra o centro do VCAN sobre o Estado do Pará, com algumas nuvens dispersas em sua periferia (parte sudoeste) e uma banda de nebulosidade mais organizada em seu quadrante nordeste, em concordância com imagem do canal IR (Figura IV. 12). A imagem do WV (Figura IV. 13) mostra uma maior concentração de umidade na área onde foi possível constatar a presença de nebulosidade mais significativa, evidenciando também a área de baixa umidade no centro do VCAN sobre o Estado do Pará.

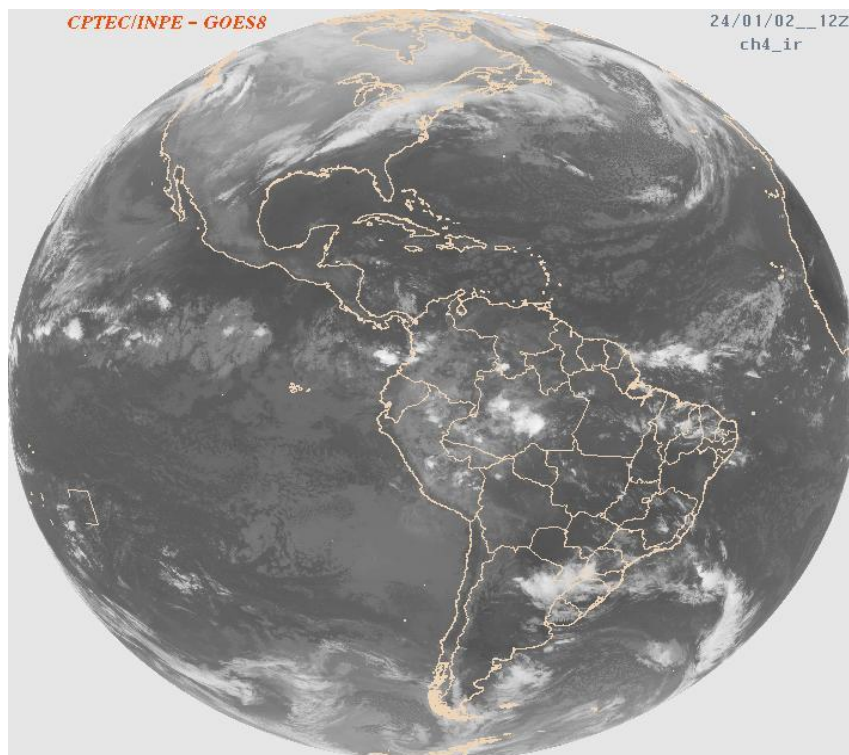


Figura IV. 12 – Imagem do Satélite GOES – 8 no canal Infravermelho em 24/01/2002, 12Z mostrando o VCAN em seu estágio de dissipação já sobre o sul do estado do Pará.

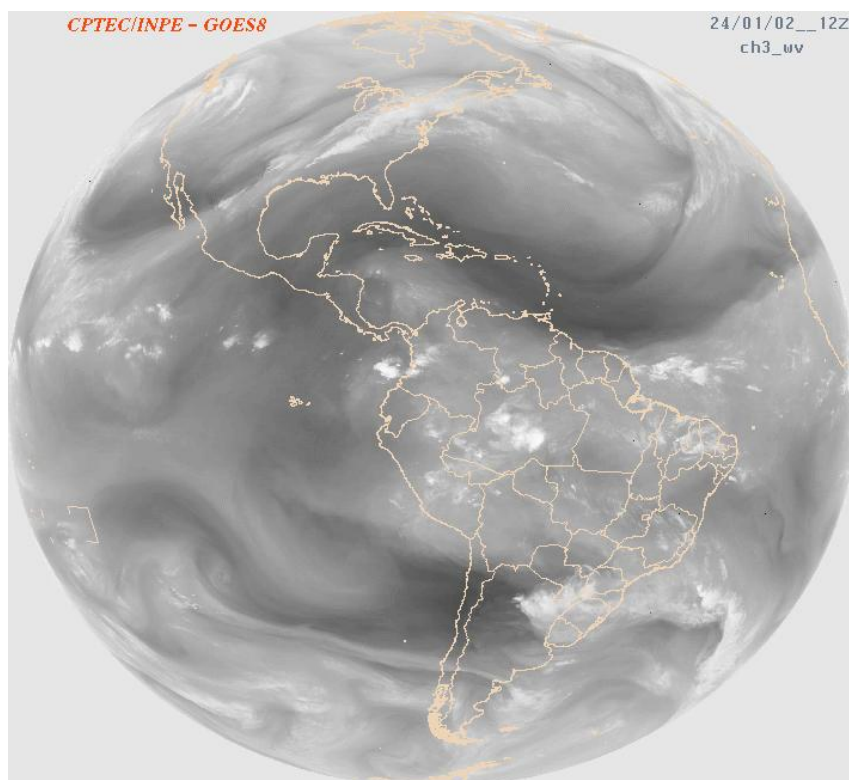


Figura IV. 13 – Imagem do Satélite GOES – 8 no canal de vapor de água em 24/01/2002, 12Z mostrando indícios do VCAN (tonalidade cinza mais escuro) no sul dos estados do Pará e Amazonas e norte do Mato Grosso do Norte.

IV. 2. 2 CAMPOS DE PRECIPITAÇÃO USANDO DADOS DO TRMM

Ainda como parte da caracterização sinótica usando informações sateliticas, mostrou-se neste estudo o campo de precipitação estimado sobre a América do Sul, usando dados diários, derivados do Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) (Adler et al., 2000). A visualização desse campo foi feito pelo software GrADS (Doty, 1992).

Com a intensificação do VCAN em 200hPa no dia 18/01/2002, o campo de precipitação derivado do TRMM (Figura IV. 14) mostrou claramente o centro e a periferia do VCAN. A Figura IV. 14 mostrou que os valores de precipitação estimados pelo satélite TRMM eram maiores na parte oeste da periferia do VCAN, e também na faixa de atuação da ZCAS que interage com o VCAN na produção de precipitação sobre o NEB. Nesse dia, a configuração estava tipicamente associada a três sistemas sinóticos:

- a) Zona de Convergência Intertropical (ZCIT);
- b) Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN);
- c) Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Essa caracterização é discutida por Ferreira (2004), onde ele mostra que o padrão de precipitação para o mês de janeiro do ano de 1999 é bastante semelhante a esse trabalho. Sobre o NEB, os valores ficaram em torno de 10 a 40 mm com valores de precipitação igualmente altos no quadrante sudoeste (sudeste e parte sul da Bahia, indo até os estados do Pará e Amazonas) devido à presença da ZCAS neste dia.

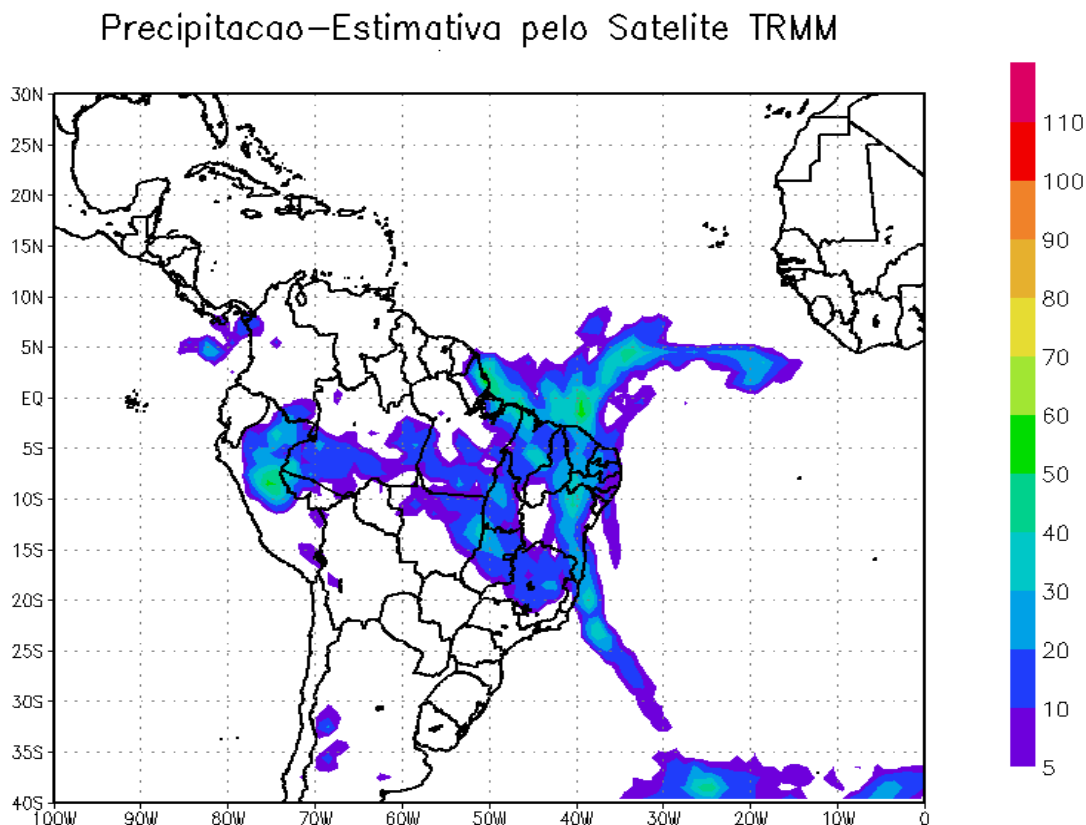


Figura IV. 14 – Campo de precipitação acumulada (mm) em 24 horas para o dia 18/01/02, 00Z mostrando, em concordância com a Figura IV. 9, o VCAN ainda sobre o oceano.

Conforme o VCAN desloca-se para o continente, a AB começa a deslocar-se mais para parte sul da América do Sul, com o seu centro localizado em 20°S e 60°W (Figura IV. 5(b)). A AB, através de sua atividade convectiva sobre a região de atuação para 22/01/2002, provocou precipitação diária em torno de 5 a 30 mm (Figura IV. 14). Na parte de atuação do VCAN, uma forte atividade convectiva ocorreu ao norte da parte periférica do VCAN (Rio Grande do Norte, Fortaleza, Piauí e Maranhão), com valores em torno de 10 a 50 mm acumulados nesse dia (22/01/2002), quando se pode observar uma forte presença da ZCIT interagindo com a periferia do VCAN. No setor oeste da periferia do VCAN, uma fraca precipitação é notada em especial no setor nordeste do VCAN, mais precisamente sobre os estados de Pernambuco e Paraíba.

A forte atividade convectiva que existia antes devido à presença da ZCAS não foi constatada neste dia (22/01/2002), como observado no campo da precipitação dado na Figura IV. 14. Com a dissipação do sistema frontal, a ZCAS perde sua intensidade, fazendo com que não haja precipitação na área previamente ocupada pela ZCAS (Figura

IV. 15). Apesar de não ser relevante para o presente trabalho, nota-se um segundo sistema frontal no sul do Brasil, responsável por precipitação nessa área.

Precipitacao–Estimativa pelo Satelite TRMM

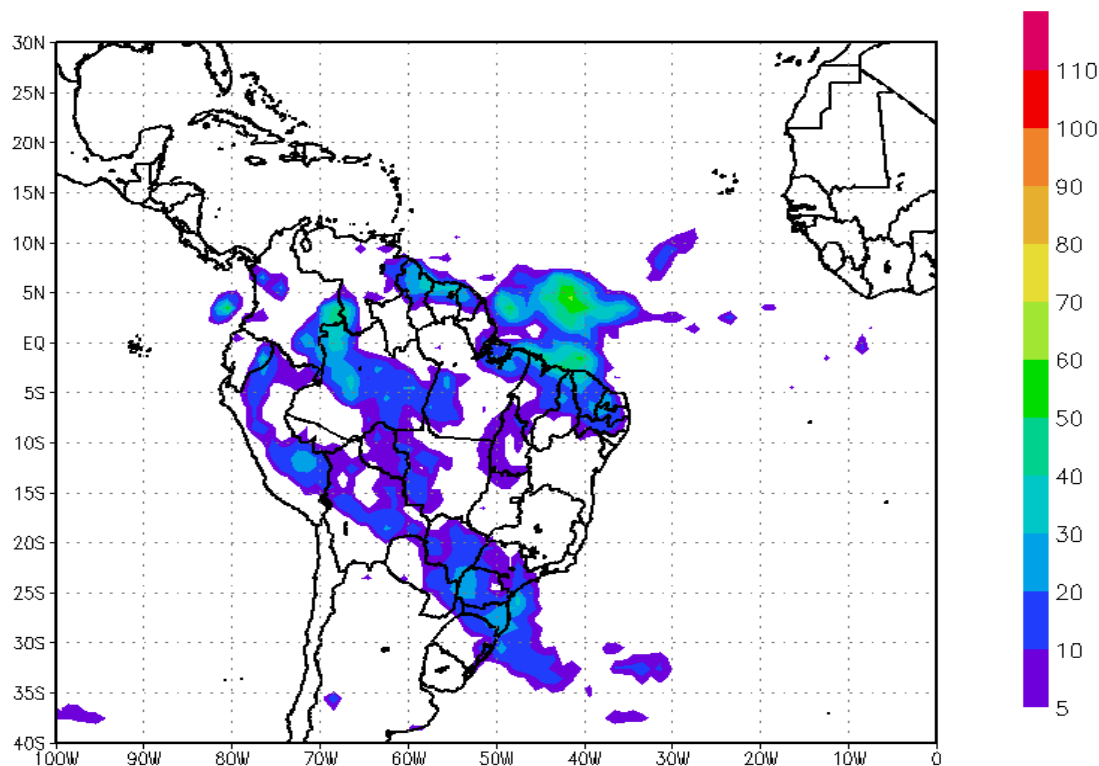


Figura IV. 15 – Campo de precipitação acumulada em 24 horas para o dia 22/01/02, 00Z mostrando, em concordância com a Figura IV. 11, o VCAN já sobre o continente.

Entrando na fase de dissipação do VCAN sobre o continente (entre os estados Amazonas e Pará), houve uma diminuição na atividade convectiva do sistema, cujo centro encontrava-se aproximadamente em 6°S e 55°W , porém não se apresentando bem definido. A Figura IV. 16 mostra uma precipitação de menor intensidade na parte periférica do setor nordeste do VCAN, com valores em torno de 10 a 30 mm para os Estados Pará (norte), Maranhão e Piauí (norte). Não há presença significativa de precipitação na parte oeste do VCAN.

Através do campo de linhas de corrente em 200hPa para 24/01/2002 (Figura IV. 5(d)), pode-se observar uma zona de transição entre a AB e o VCAN sobre o Estado do Amazonas. Essa área de transição apresentou-se como uma região de difluência em altos níveis e, conseqüentemente, confluência em baixos níveis, provavelmente pela enorme fonte de umidade produzida na região Amazônica. É importante mencionar que

essa interação entre esses dois sistemas vorticiais é discutida no fim deste capítulo, como sendo um provável mecanismo de relevância (juntamente com a interação com outros sistemas fechados eventualmente nas adjacências do VCAN) para determinar a trajetória do VCAN.

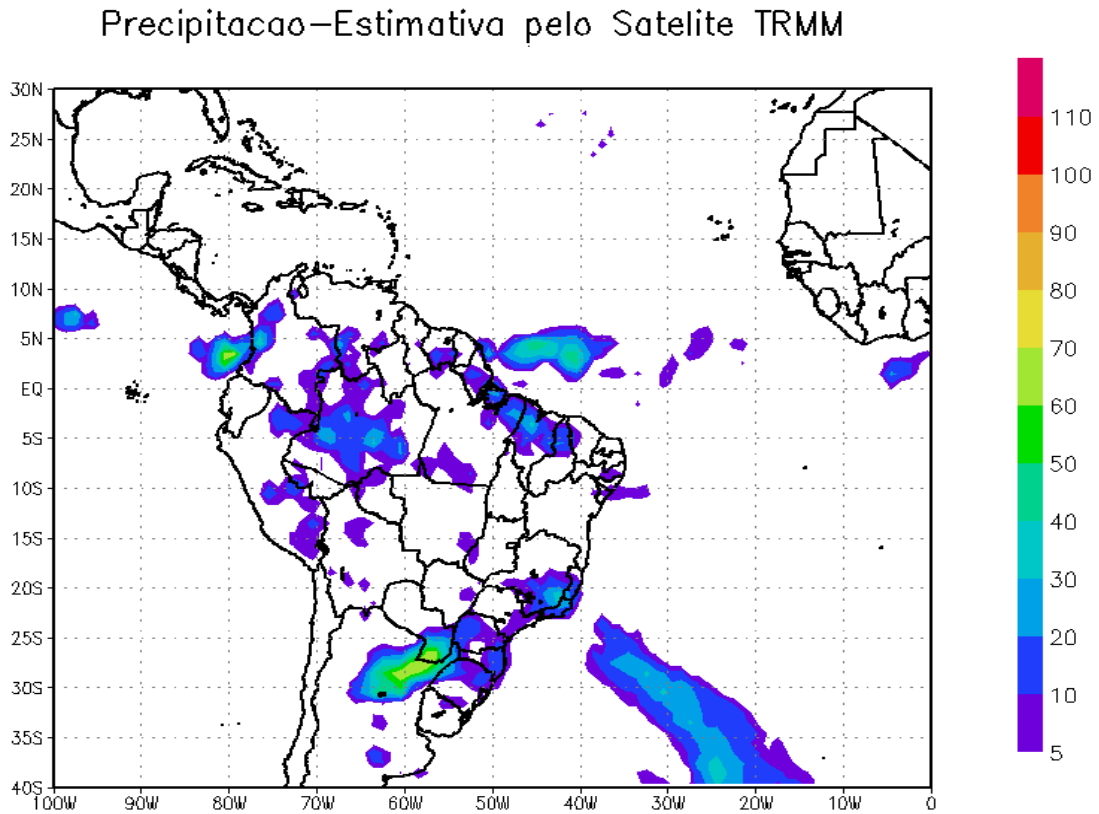


Figura IV. 16 – Campo de precipitação acumulada em 24 horas (mm) para o dia 24/01/02, 00Z mostrando, em termos dessa variável, a fase final de dissipação do VCAN.

Nos tópicos IV. 3 e IV.4 serão vistos mapas e gráficos dos campos de divergência e vorticidade relativa média que foram construídos no sentido de caracterizá-lo do ponto de vista da dinâmica.

IV. 2. 3 CAMPO DA PRECIPITAÇÃO (ANÁLISE) – SEMARHN/DHM-AL

Este tópico estudado para compor a referida dissertação e de extrema importância, pois, servirá como comprovação do desempenho da Precipitação Estimada pelo Satélite TRMM ao comparar com os dados de Precipitação do Posto Pluviométrico de Maceió.

Como resultado, o dia 18 de janeiro de 2002 apresentou uma precipitação de aproximadamente de 20 mm em um dia (Figura IV. 17). Analisando a precipitação

estimada pelo satélite, vimos que, o valor ficou na escala entre 5 a 20 mm (Figura IV. 14). O resultado deste dia apresentou uma boa resposta ao comparar os dados de precipitação.

No dia 22 de janeiro de 2002, a precipitação registrada foi de 93 mm em um dia, sendo esta, a maior precipitação registrada em todo o período de atuação do VCAN sobre a cidade de Maceió (Figura IV. 17). A precipitação estimada pelo satélite (IV. 15) para este dia foi de 0 mm em um dia, provando assim, um erro ao comparar com o dado registrado pelo pluviômetro apresentado neste determinado dia. O dia 24 de janeiro de 2002 (último dia analisado), mostrou uma precipitação registrada insignificante ao comparar com os outros dias, em torno de 2 mm em um dia, sobre a cidade de Maceió. Na Figura IV. 16 (precipitação estimada pelo satélite) a precipitação ficou em torno de 5 a 10 mm neste dia, logo, ao comparar com o dado de precipitação registrada, pode-se dizer que, para este dia apresentou um bom resultado, levando em consideração as limitações dos dados estimados pelo satélite.

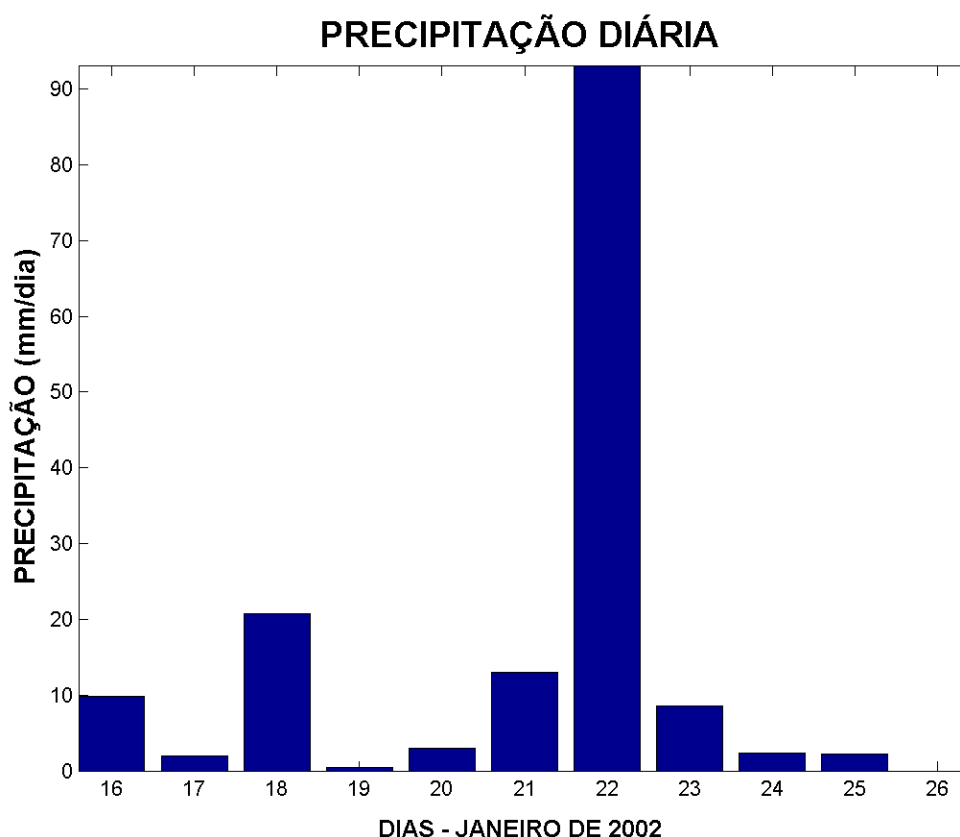


Figura IV. 17 – Precipitação Registrada pelo Pluviômetro Instalado na Cidade de Maceió durante o período de atuação do VCAN estudado.

IV. 3 VORTICIDADE RELATIVA – MÉDIA DIÁRIA

A vorticidade média dentro de uma região pré - selecionada de acordo com a posição e configuração de sistemas vorticais de relevância é usada para estudar a possível interação desses sistemas com o VCAN.

Essa vorticidade média relaciona-se com o conceito de circulação (circulação igual à vorticidade média vezes área) e, se a área for mantida constante, ela pode ser considerada como uma medida formal da intensidade do vórtice (Lemes & Moura, 2002) em um dado nível isobárico. No presente estudo, isso não foi possível devido à deformação do VCAN (efeito da estratificação) dentro do escoamento médio e eventualmente sua proximidade com outros sistemas vorticais. Não obstante, como a área usada para calcular a vorticidade média não apresentou grandes variações, a vorticidade média é aqui usada como uma medida aproximada da intensidade do vórtice para um dado nível de pressão.

Como mencionado na metodologia descrita, essa média só foi realizada para os níveis onde foi possível identificar claramente a estrutura fechada do VCAN e os resultados dessa etapa são apresentados na Tabela 01. Essa tabela é útil não só para evidenciar a existência do VCAN (com seu centro definido) nos vários níveis isobáricos da alta troposfera, mas também, sobretudo para inferir informações sobre sua profundidade. Por exemplo, o VCAN teve sua maior penetração para a baixa troposfera nos dias 17, 18, 20, 22 e 23 (com exceção de um horário) estendendo-se até 400hPa; já nos dias 19 e 21 ele mostrou-se relativamente mais raso, mesmo dentro de seu período de desenvolvimento. Como de se esperar, o VCAN mostrou-se também gradativamente mais raso nos seus dias finais de dissipação.

A seqüência das Figuras IV.17 – 19 complementa as informações da Tabela 01, no sentido de incluir a evolução da intensidade do VCAN e dos sistemas vorticais em sua vizinhança. Os valores nessas figuras referem-se às médias diárias. A Figura IV. 17, por exemplo, mostra que os maiores valores (em módulo) ficam restritos aos altos níveis (200 hPa) em concordância com a Tabela 01, devido à permanência mais longa do VCAN, de acordo com o critério usado no cálculo da vorticidade média. O mesmo não

ocorre nos níveis mais inferiores do VCAN, (dias 19 e 21), pois a estrutura fechada não aparece, ou se aparece, o faz de maneira intermitente. A Figura IV. 17 mostrou claramente que o VCAN estudado é tipicamente do tipo raso, pois sua intensidade diminui com a pressão com os maiores valores nos níveis mais altos. Climatologicamente, esse VCAN aparece com as mesmas características mencionadas por Ramirez (1999) com respeito à sua espessura e tempo médio de vida.

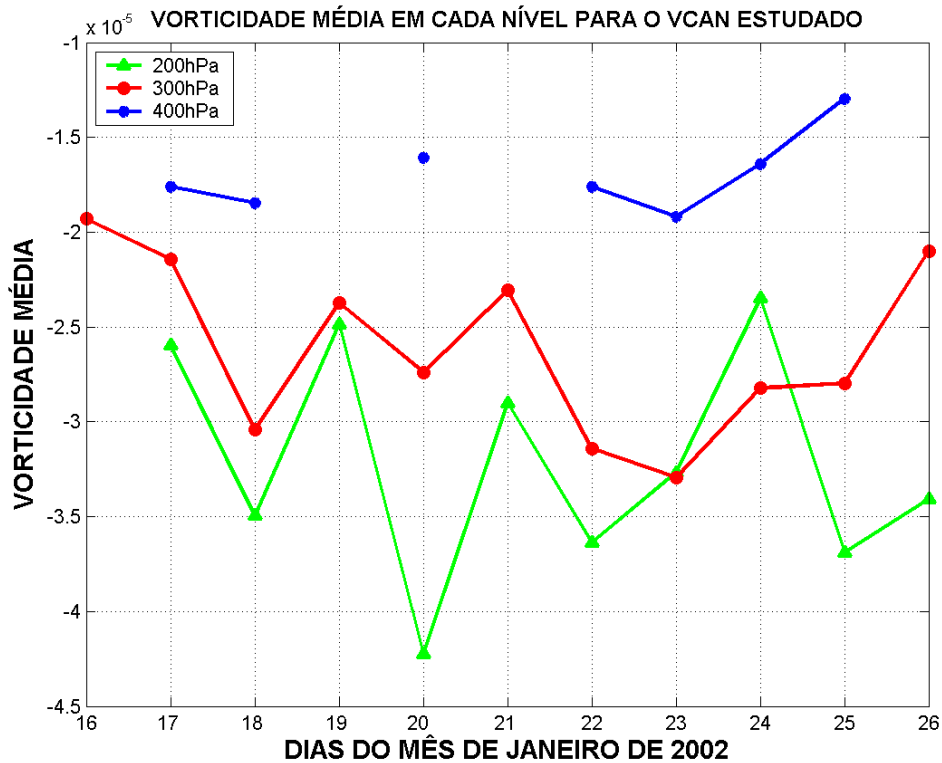


Figura IV. 18 – Vorticidade média (ver área em ANEXO) em cada nível, onde foi possível constatar a circulação ciclônica do VCAN para os dias 16 a 26 de janeiro de 2002. Os gráficos, ao contrário da Tabela 01, foram obtidos com as médias diárias.

As próximas duas figuras mostram, separadamente para os níveis de 200 e 300 hPa, respectivamente, a evolução temporal durante o período de 16 a 26 de janeiro de 2002 não só do VCAN estudado, mas de todos os outros sistemas com circulação fechada em suas adjacências, em especial, a Alta da Bolívia, a Alta da Angola e a Alta do Hemisfério Norte. Nota-se na Figuras IV. 19 e 20 (e com o auxílio das figuras que contêm os respectivos campos de linha de corrente), que a circulação da Alta da Bolívia, provavelmente devido à sua maior proximidade, exerce uma maior influência na determinação da trajetória do VCAN do que a Alta da Angola ou a Alta do Hemisfério Norte (circulação negativa!).

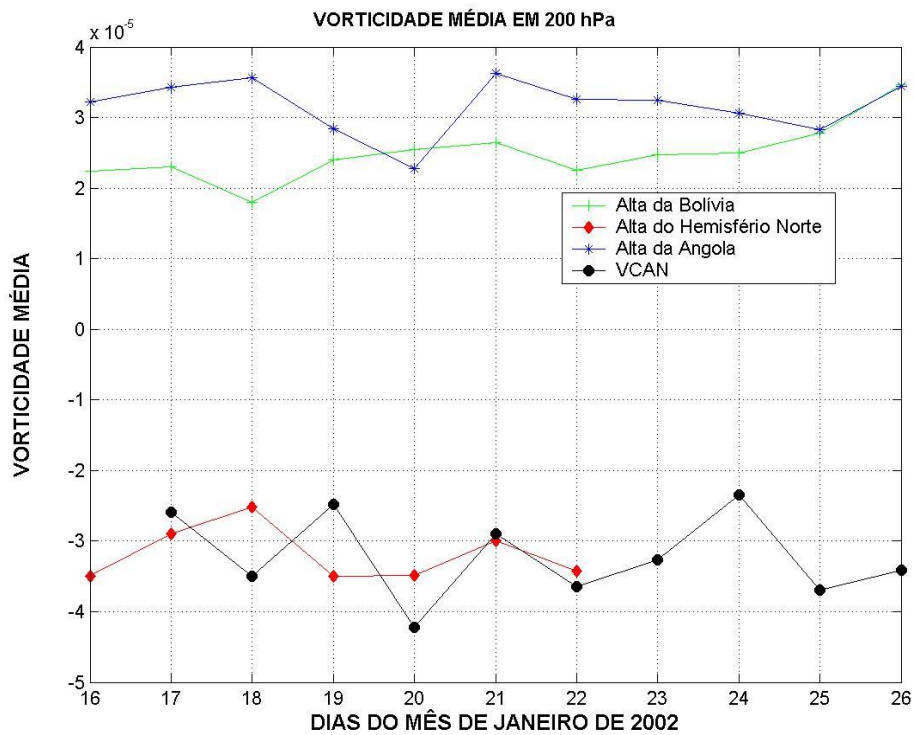


Figura IV. 19 – Evolução temporal do vórtice na média diária, feita em um quadrado formado de pontos de grade envolvendo a região de núcleo de vorticidade para cada um dos sistemas vorticais presentes na circulação de grande escala, ao nível de 200hPa (ver área em ANEXO).

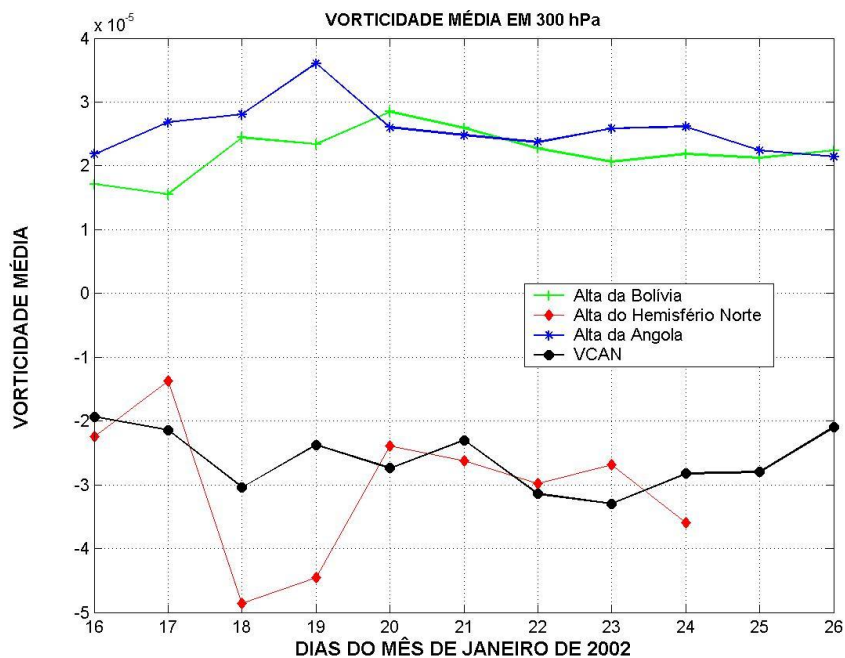


Figura IV. 20 – Evolução temporal do vórtice médio diário, feita em um quadrado formado de pontos de grade envolvendo a região de núcleo de vorticidade para cada um dos sistemas vorticais presentes na circulação de grande escala, ao nível de 300hPa (ver área em ANEXO).

Na discussão do VCAN sob o ponto de vista de vorticidade, é interessante incluir seções verticais da distribuição de vorticidade relativa, pois elas são elucidativas sobre a posição, deslocamento, espessura e largura longitudinal do vórtice. Seções verticais altura versus latitude também poderiam ser incluídas, mas não o são, pois o VCAN estudado teve uma trajetória essencialmente longitudinal.

A Figura IV. 21(a) mostra claramente a região de vorticidade ciclônica que caracteriza o VCAN estendendo-se de 400 a 100hPa enquanto que a Figura IV. 20(b) mostra que ao se deslocar para o oeste ele se intensificou, mantendo sua largura anterior, mas com uma diminuição da espessura vertical(em termos de valores extremos de vorticidade). A evolução subsequente do VCAN é encontrada nas Figuras IV. 20 (c) e (d). Observa-se na seqüência de imagens (Figura IV 20), que o VCAN deslocou-se com velocidades diferentes. No período 18-22 de janeiro de 2002, há um deslocamento da longitude de 33⁰W para a longitude 45⁰W. Já para o período 24-26 de janeiro de 2002, fase final do VCAN, o deslocamento foi menor, deslocando-se da longitude 52⁰W a 58⁰W.

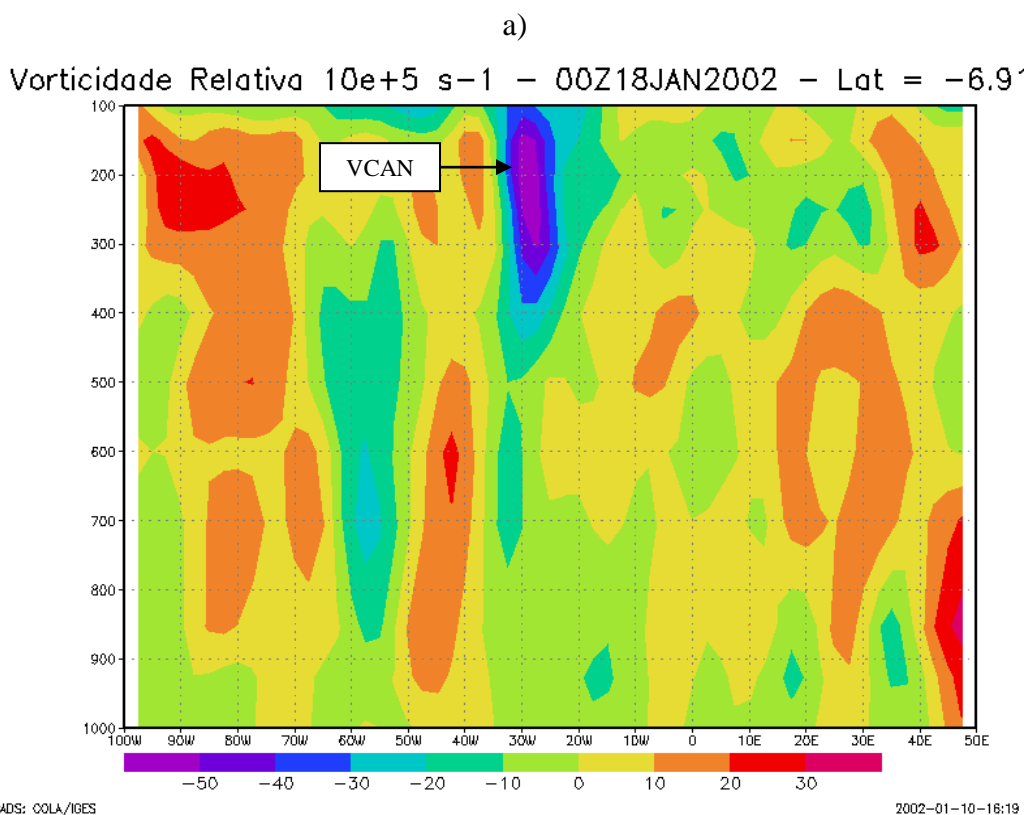


Figura IV. 21 – Deslocamento do núcleo do VCAN para os dias 18(a), 22(b), 24(c) e 26(d) de janeiro de 2002 (média diária), através de seções verticais pressão x longitude da vorticidade relativa para quatro dias selecionados.

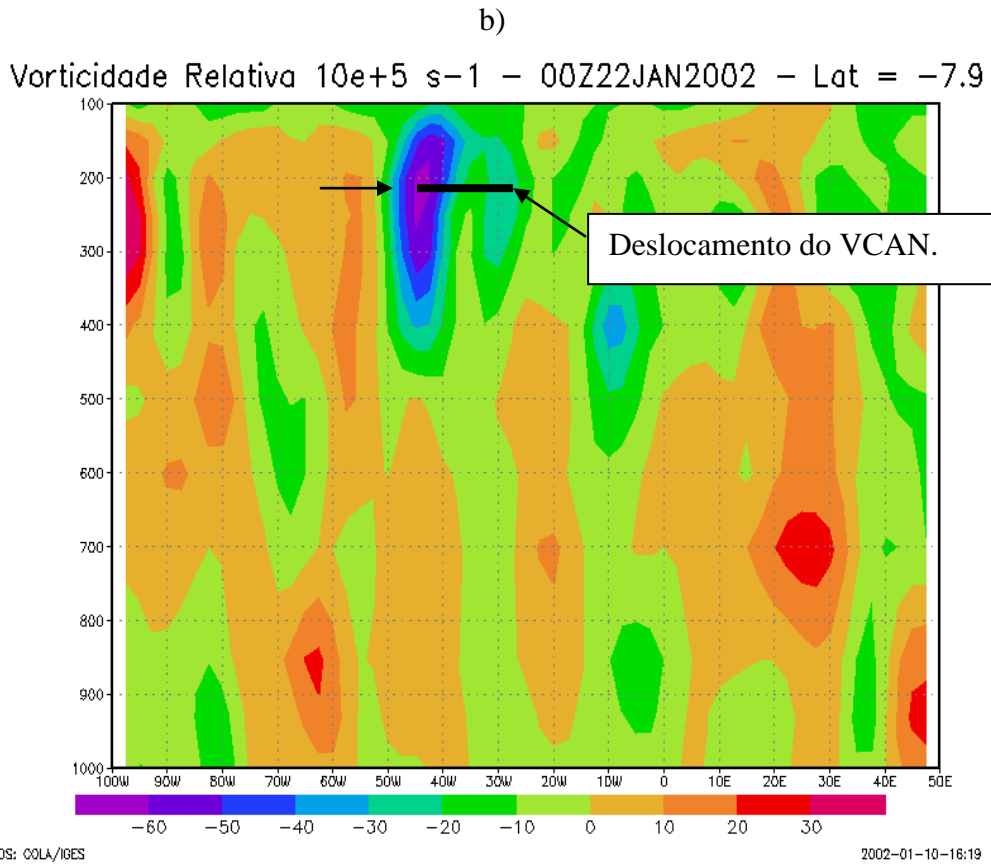


Figura IV. 21 – Continuação.

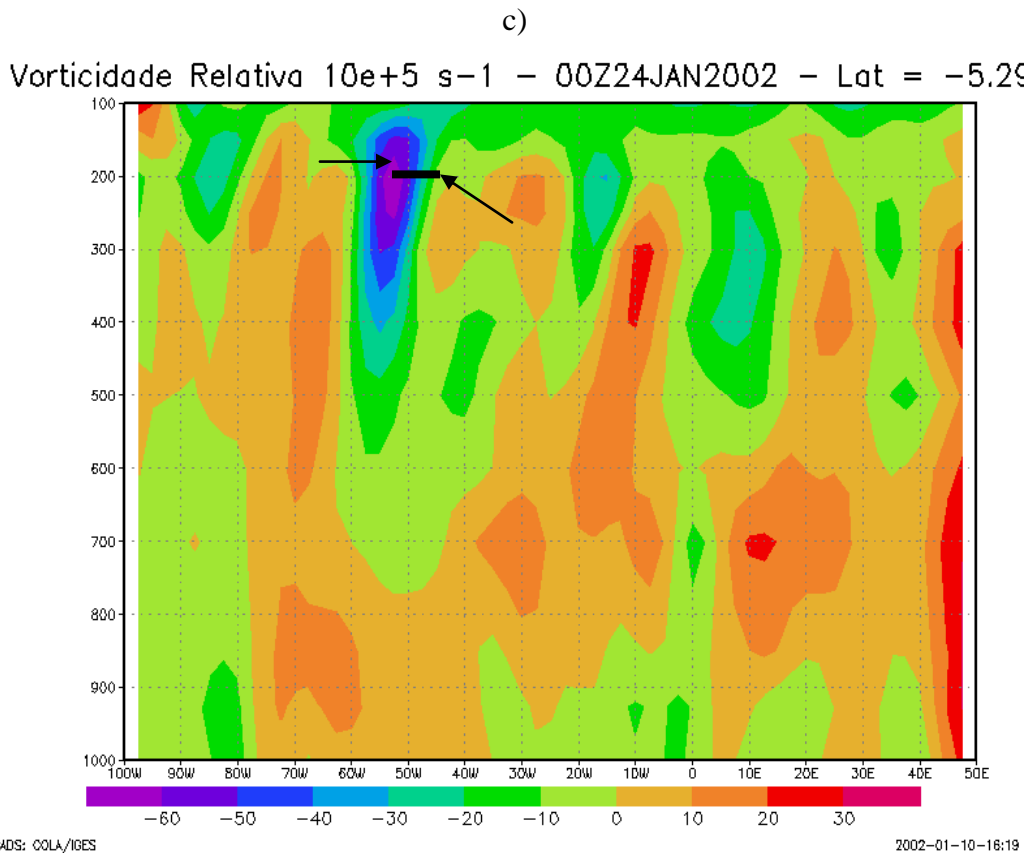


Figura IV. 21 – Continuação.

d)

Vorticidade Relativa $10e+5 \text{ s}^{-1}$ - 00Z26JAN2002 - Lat = -5.4

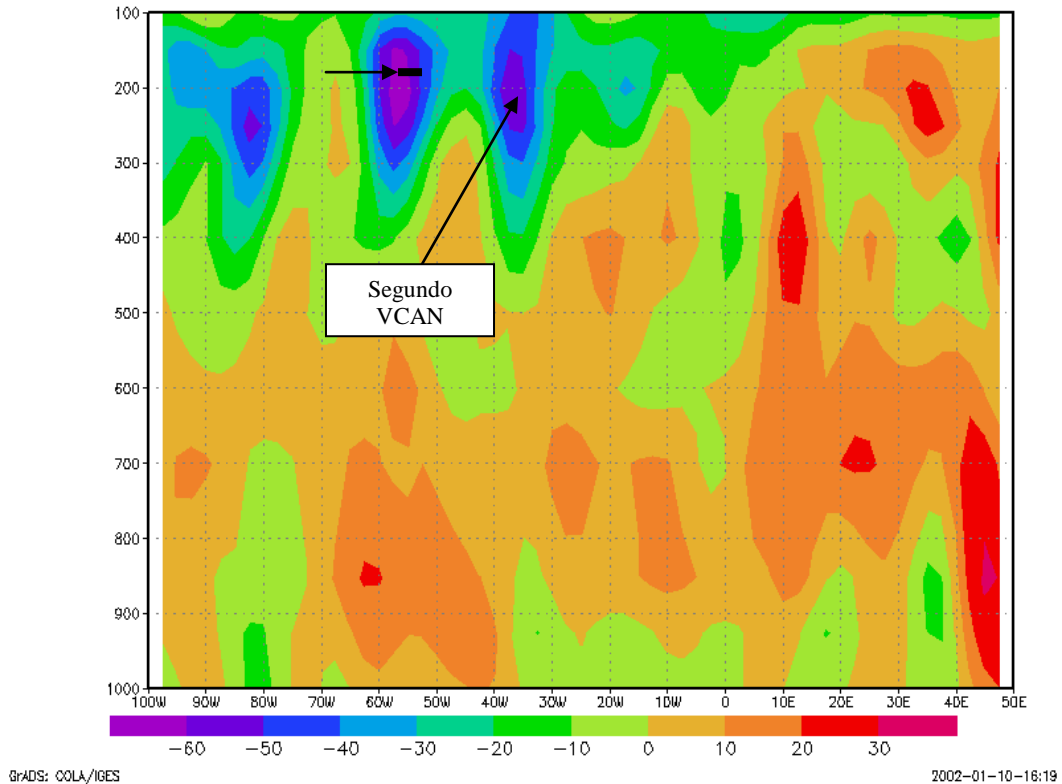


Figura IV. 21 – Continuação.

O campo médio diário de vorticidade relativa apresentou sempre, como era de se esperar, valores negativos no centro do VCAN durante todo seu período de atuação, conforme visto nas Figuras IV. 21 (para o dia 19/01/02) e Figura IV. 22 (dia 25/01/02). Por essas figuras (outras referentes aos outros dias não são mostradas) conclui-se, sem dúvida alguma que essa variável é uma das mais adequadas para evidenciar a existência do VCAN e pode ser usada, com boa precisão, para determinar a sua trajetória. Resultados como esses comprovam o que já foi pesquisado sobre VCAN no NEB, os quais afirmam que o seu centro há uma convergência (altos níveis), logo, movimentos descendentes para os baixos níveis (Kouky & Gan 1981; Ferreira et al., 2001; Ramirez 1999 e Varejão, 2001).

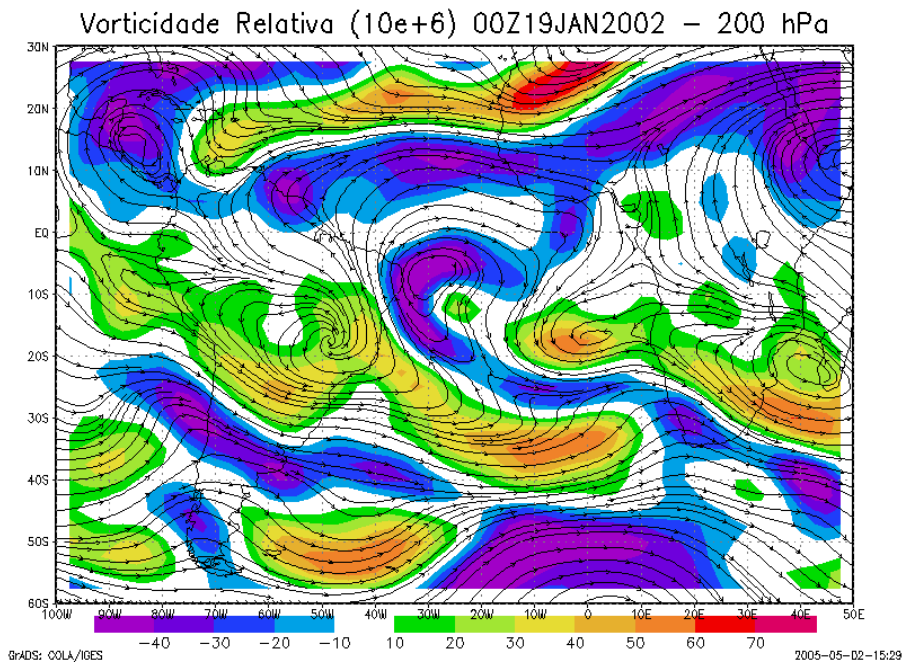


Figura IV. 22 - Campo médio diário de linhas de corrente, juntamente com o campo da vorticidade relativa superposto em 200hPa, para o dia 19/01/02.

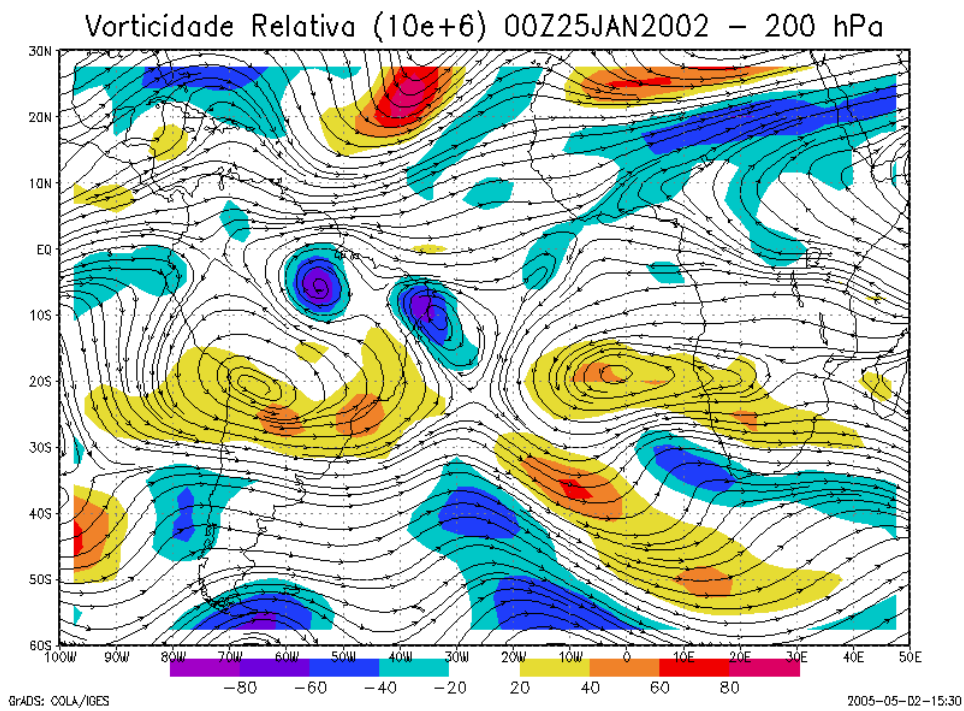


Figura IV. 23 - Campo médio diário de linhas de corrente, juntamente com o campo da vorticidade relativa superposto em 200hPa, para o dia 25/01/02.

IV. 4 DIVERGÊNCIA

No dia 17/01/02, o centro do VCAN apresenta-se com pouca divergência (na escala -0.5 a 0.5 na barra de cores), somente com uma pequena área em seu centro com valores de $+0.5$ a $1.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (Figura IV. 23) igualmente observados na região da AB, sugerindo que esse sistema apresenta relativamente pouca atividade convectiva. Vê-se também pela Figura IV. 25 que os valores de divergência ao longo da ZCAS são pouco maiores, atingindo valores de $+1,5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, consistente com o aumento da convecção, como visto na imagem de satélite para esse dia (Figura IV. 8).

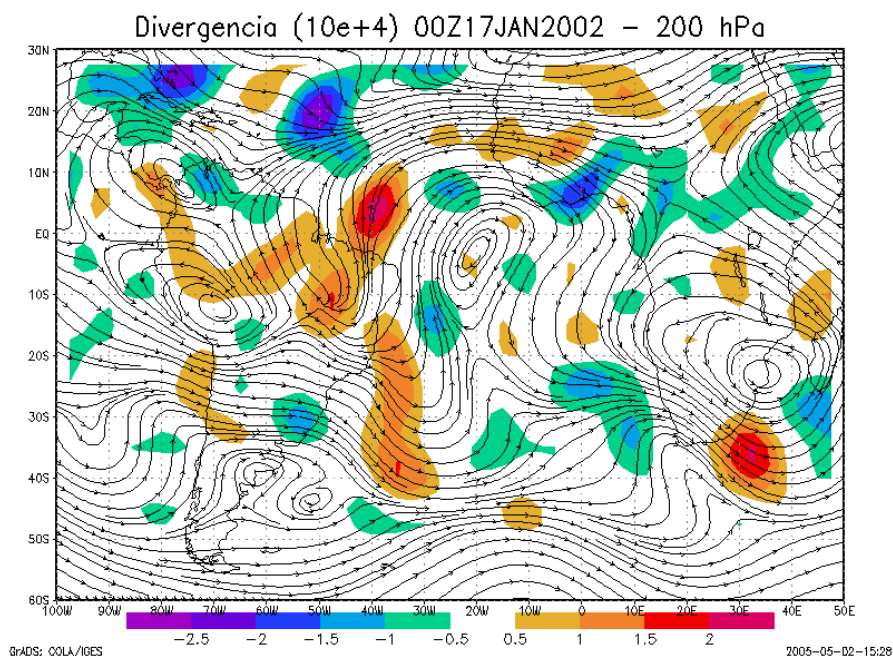


Figura IV. 24 - Campo médio diário de linhas de corrente, juntamente com o campo de divergência superposto em 200hPa, para o dia 17/01/02.

Os campos de divergência nos altos níveis para os dias 18/01 e 19/01/02 permaneceram basicamente semelhantes ao do dia 17, sobretudo na região do centro VCAN, embora com um pequeno enfraquecimento na região da ZCAS. Valores relativamente maiores são observados somente na região da AT (dia 19), a qual surgiu do desacoplamento da AB para formar um novo anticiclone (figura não mostrada).

Com o deslocamento do VCAN sobre o Oceano Atlântico para o continente no dia 22/01/02, fez com que o sistema adquirisse divergência, com os maiores valores (superiores a $2 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$) nas suas bordas norte e noroeste (Figura IV. 24), fato consistente com a presença de nebulosidade (Figura IV. 10) e da precipitação derivada pelo satélite TRMM (Figura IV. 15).

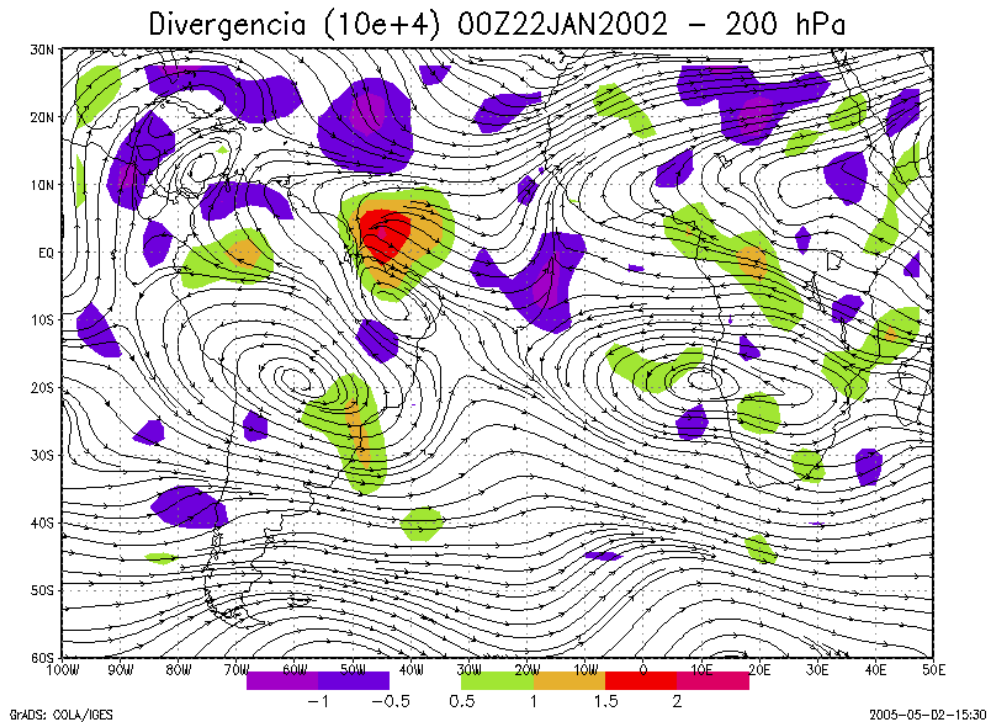


Figura IV. 25 - Campo médio diário de linhas de corrente, juntamente com o campo de divergência superposto em 200hPa, para o dia 21/01/02.

No período de 22 a 26/01/02, a distribuição de divergência nas proximidades do VCAN permaneceu a mesma, com maiores valores na periferia norte e noroeste, mas com valores gradativamente menores de divergência, nebulosidade e precipitação, diminuição esta, característica da fase final de dissipação do VCAN (figuras não mostradas).

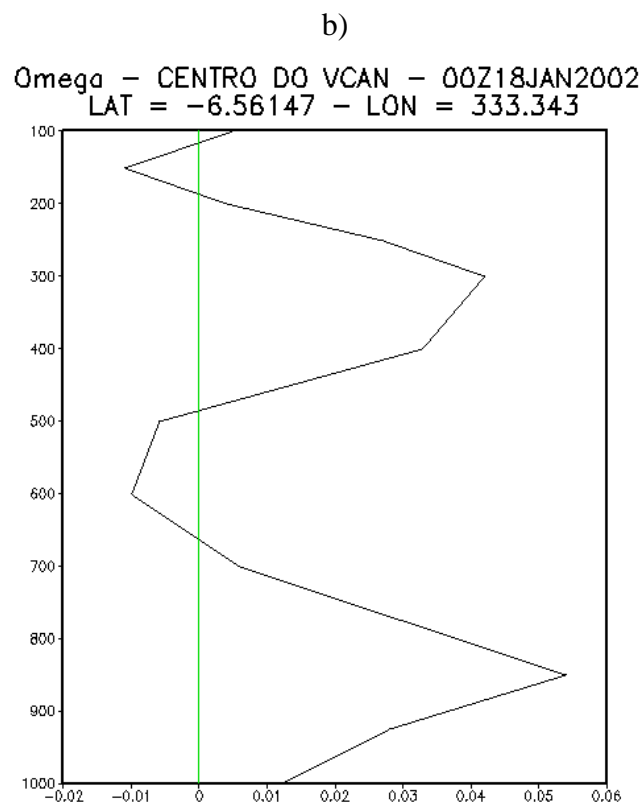
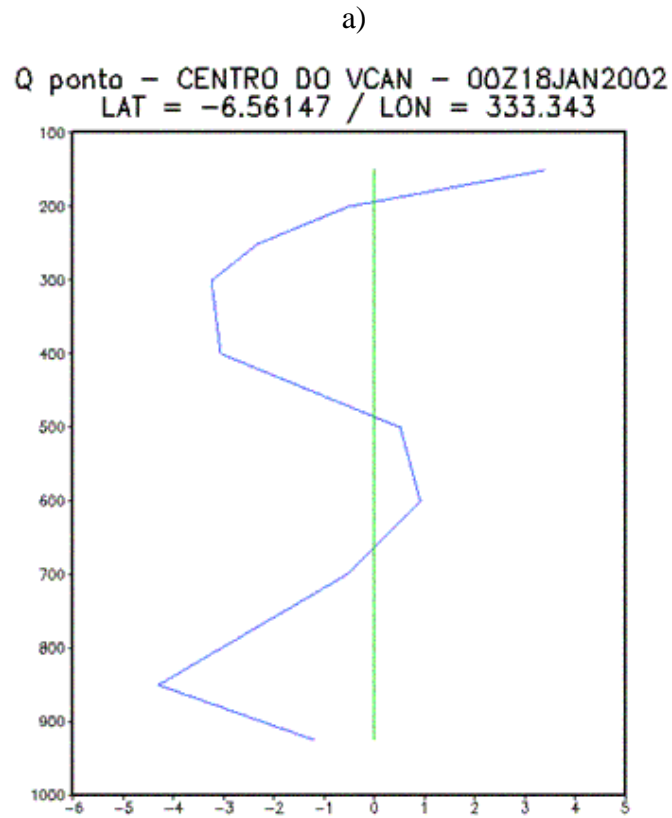
IV. 5 ANÁLISE TERMODINÂMICA

IV. 5.1 \dot{Q} E OMEGA (CENTRO DO VCAN)

Para o VCAN estudado, cuja vida média foi superior a 10 dias, a aproximação na equação da energia (Primeira Lei da Termodinâmica) na forma em que se supõe um balanço entre os termos de aquecimento adiabático e o de efeitos diabáticos pode ser usada para inferir *qualitativamente* os processos termodinâmicos atuantes.

Por exemplo, a Figura IV. 26(b) mostra o perfil vertical do movimento vertical (dado pela velocidade isobárica Omega) para o dia 18/01/2002 feito ao longo de uma vertical no centro do VCAN. A região de movimento descendente (omega positivo) evidencia claramente a presença e a profundidade do sistema em concordância com os resultados anteriores. Por outro lado, a Figura IV. 26 (a) mostra que esse aquecimento adiabático deve ser equilibrado por um resfriamento do tipo radiativo, \dot{q} , nos altos níveis, que tende a criar movimentos verticais que participam da energética e manutenção do sistema.

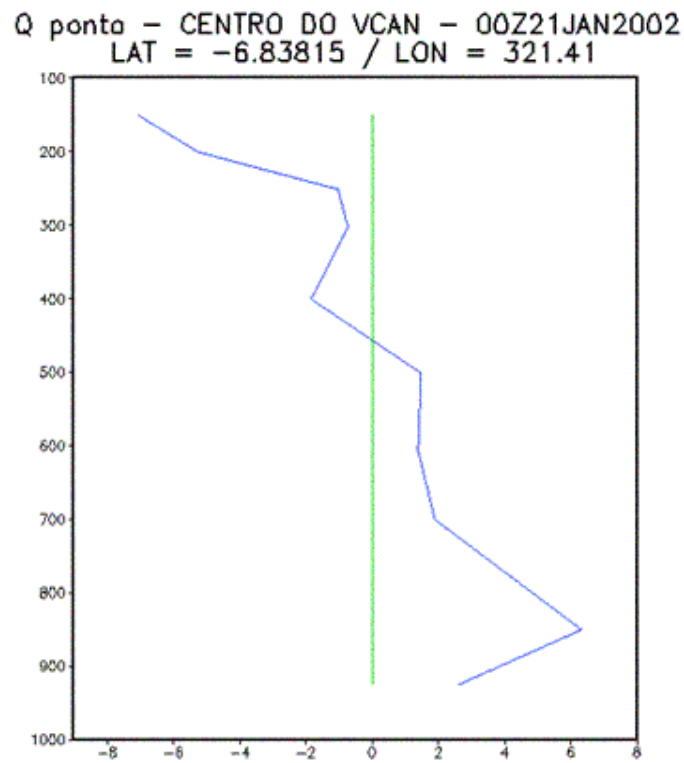
No dia 21/01/2002 o perfil do \dot{q} mostrou uma intensificação no seu resfriamento radiativo no nível 200hPa, e para os níveis 400 e 300hPa uma diminuição, quando o VCAN encontrava-se sobre o continente, como pode ser observado na Figura IV. 27(a). A intensidade dos movimentos verticais (omega) para o mesmo dia apresentou valores relativamente menores que o mostrado anteriormente (18/01/2002) para os níveis 400 e 300hPa, sendo que, o pico máximo dos movimentos descendentes (acima de 0.04 Pa/s) ocorreu no nível 200hPa, justamente onde o VCAN está perfeitamente configurado, e o mínimo (abaixo de 0.02 Pa/s) em 300hPa (na região de atuação do VCAN). A Figura IV. 27(b) traça o perfil de omega para o dia 21/01/2002.



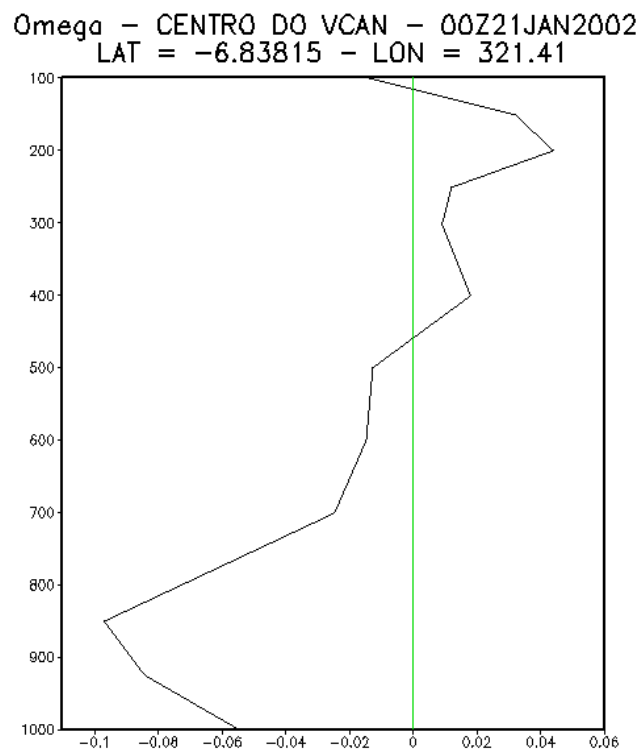
GRADS: 00LA/IGES

Figura IV. 26 – Perfil vertical de \dot{q} ($^{\circ}\text{C}/\text{dia}$) (a) e o perfil vertical de omega (Pa/s) (b) feito ao longo de uma vertical no centro do VCAN, para o dia 18 de janeiro de 2002.

a)



b)



GRADS: COLA/IGES

Figura IV. 27 – Perfil vertical de \vec{q} ($^{\circ}\text{C}/\text{dia}$) (a) e o perfil vertical de omega (Pa/s) (b) feito ao longo de uma vertical no centro do VCAN, para o dia 21 de janeiro de 2002.

IV. 5.2 \dot{Q} E OMEGA (PERIFERIA DO VCAN)

A Figura IV. 28 feita para o dia 22/02/2002 mostra os perfis verticais de omega e do termo contendo todos os efeitos diabáticos, feitos ao longo de uma vertical no setor nordeste da periferia, região de bastante nebulosidade de acordo com a análise da imagem do satélite e campo de precipitação dado pelo satélite TRMM para essa data. Notar que na Figura IV. 28 (b), a troposfera é totalmente ocupada por movimentos verticais ascendentes fortes, com máximos valores entre 400 e 300 h Pa, região essa de maior aquecimento. É oportuno mencionar que o máximo na taxa de aquecimento (que ocorre em toda extensão vertical da troposfera) é encontrado em níveis climatologicamente verificados (Holton, 1992).

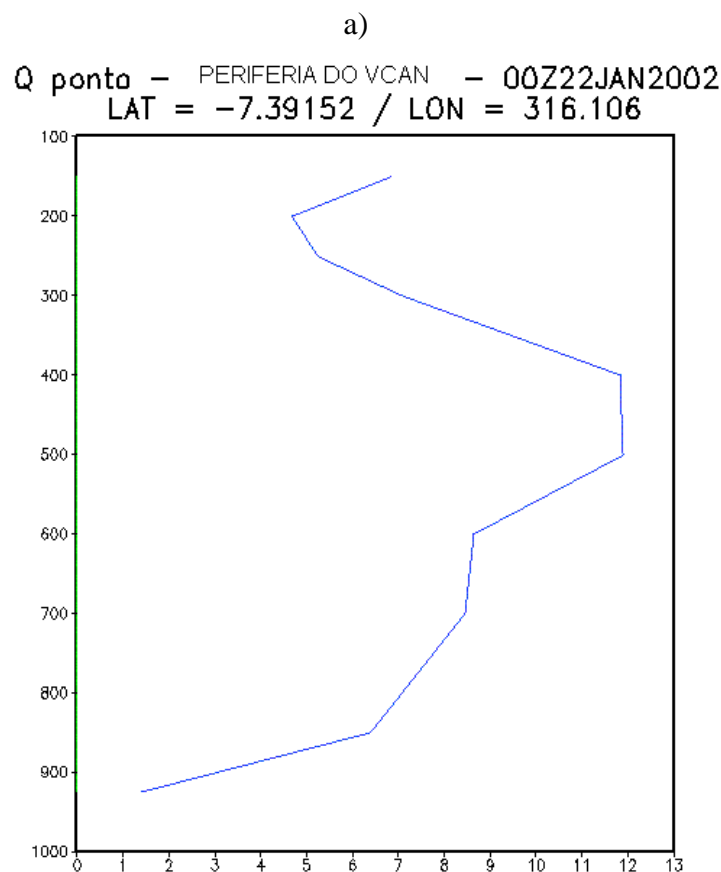


Figura IV. 28 – Perfil vertical de \dot{q} ($^{\circ}\text{C}/\text{dia}$) (a) e o perfil vertical de omega (Pa/s) (b) feitos ao longo de uma vertical na borda do VCAN, para o dia 22 de janeiro de 2002.

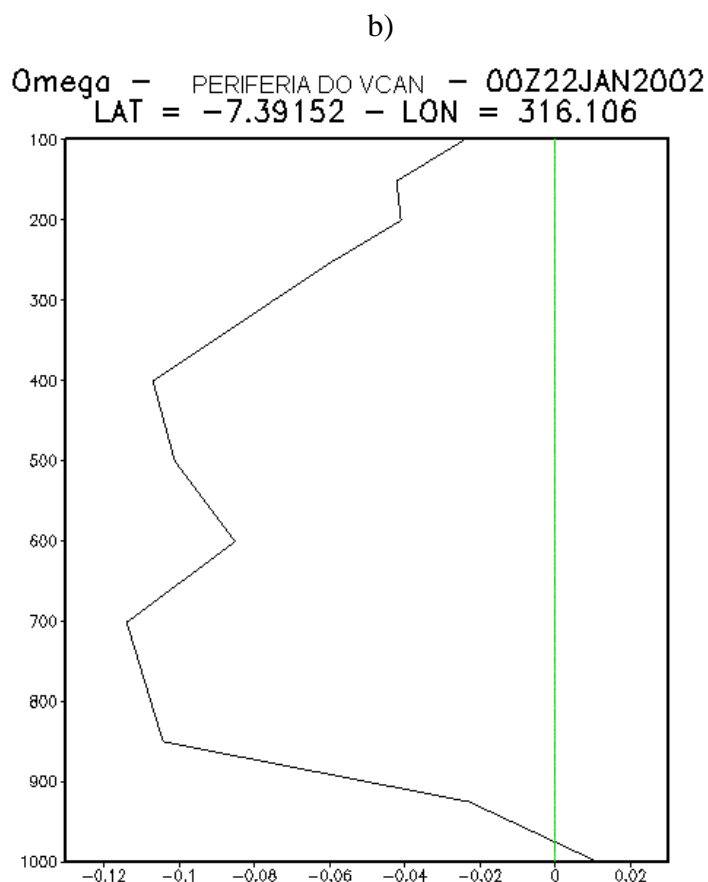


Figura IV. 28 – Continuação.

Deve-se notar nas Figuras IV. 29 (a), (b) e (c) que foi possível facilmente identificar o núcleo do VCAN, caracterizado pelo movimento vertical descendente. Quanto à circulação na periferia do VCAN nota-se que o campo de movimento vertical ascendente estende-se para níveis bem mais baixos que os do VCAN. Isso mostra a interação do VCAN com outro sistema de tempo que existe na média troposfera e com o qual ele interage para produzir as precipitações observadas nas imagens do satélite TRMM. Desse modo, VCAN do tipo aqui estudado, ou seja, do tipo raso (praticamente confinado nos últimos níveis da troposfera) não são capazes de produzir *isoladamente* precipitações, e sim, acoplados aos outros sistemas de grande escala adjacentes.

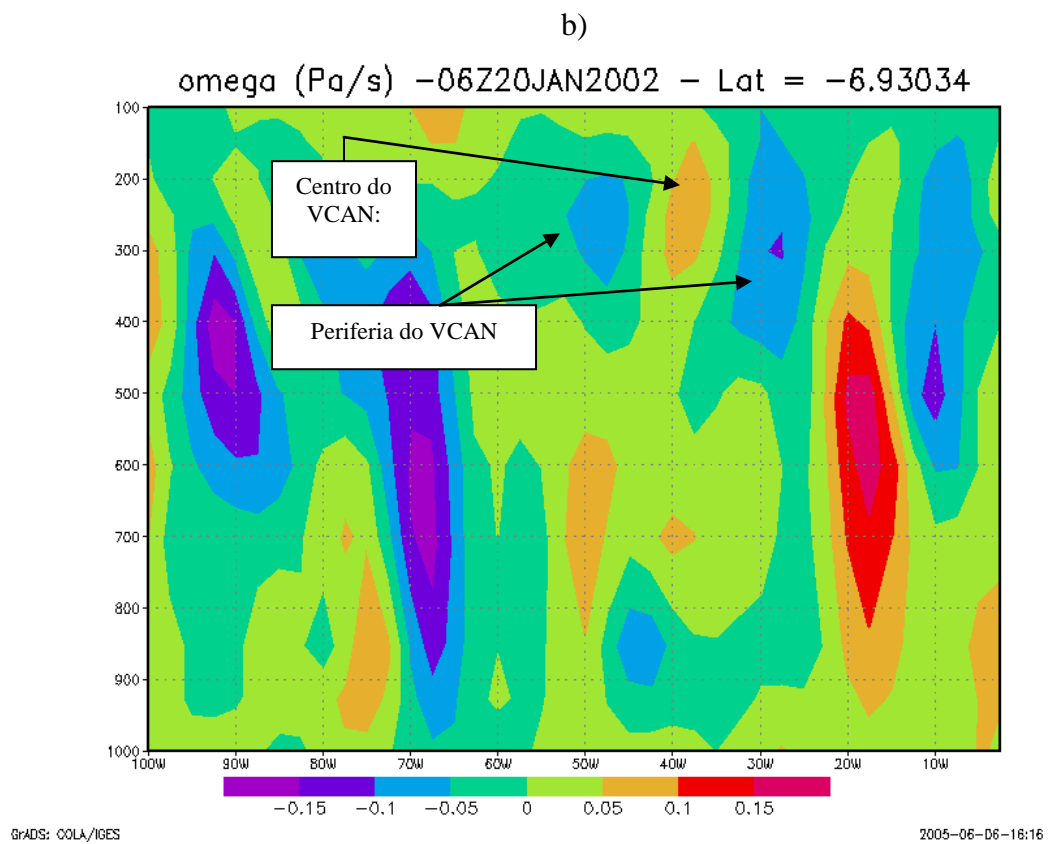
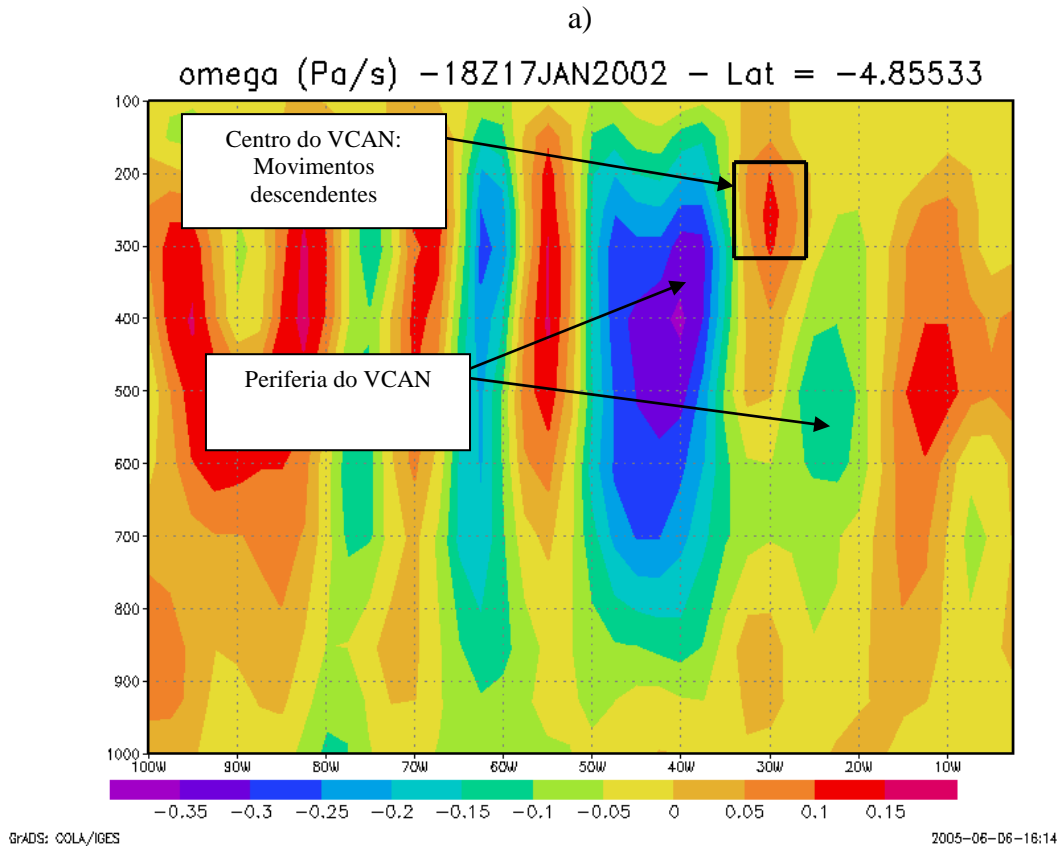


Figura IV. 29 – Seção vertical pressão x longitude do movimento vertical com a posição do centro do VCAN indicada por um retângulo para o dia 17/01 (a), 18/01(b) e 26/01(c) de 2002.

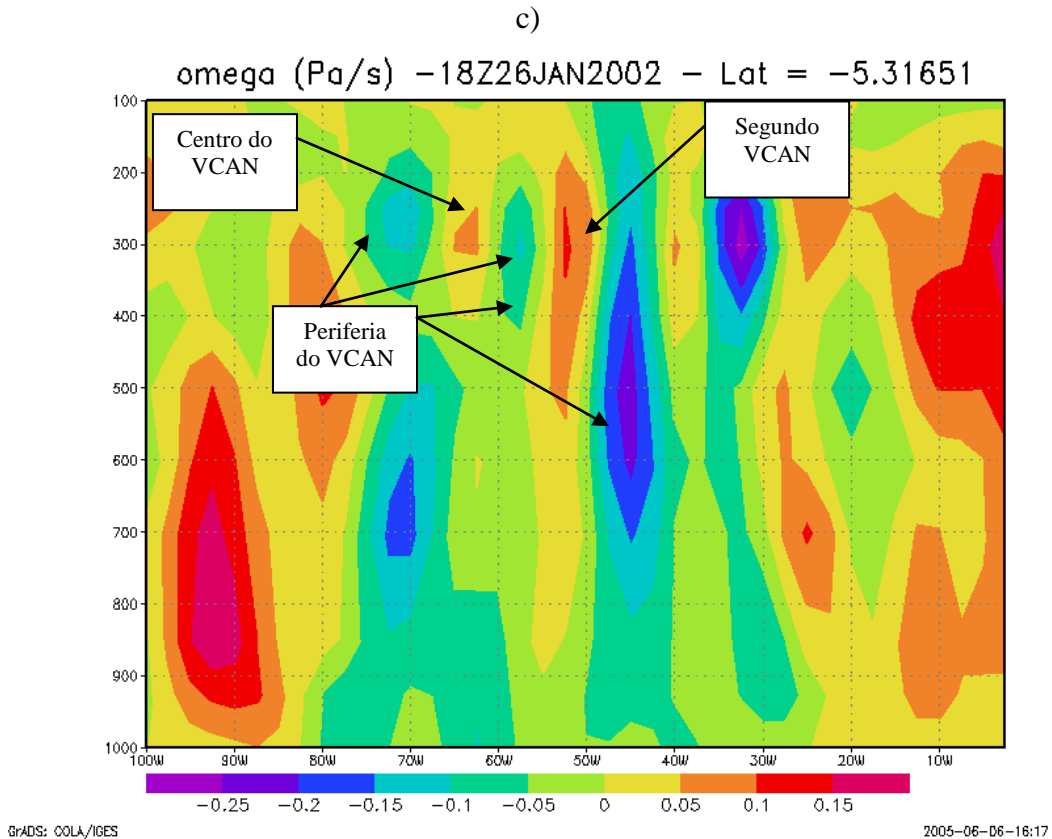


Figura IV. 29 – Continuação.

Observar que na Figura IV. 29 (c), a penetração de um segundo VCAN, bem mais intenso que o do estudo, que se encontra na sua fase de dissipação sobre a Amazônia.

IV. 5.2 FONTES APARENTES DE AQUECIMENTO E UMIDADE

Foram obtidos os perfis verticais das funções fontes aparentes de calor e umidade usando dados horários das 06 e 12Z, para um período de 10 dias consecutivos. Por motivo de espaço, figuras referentes somente há dois dias selecionados, a saber, os dias 18 e 25/01/02 aparecem no texto. O exemplo de outros pesquisadores, como Yanai (1961) em seu estudo de formação de furacões, as duas famílias de curvas são bastante distintas.

DIA 18 DE JANEIRO 2002

A curva para a fonte aparente de calor, Q_1 , para o dia 18/01/02 válido às 09:00Z mostra consistentemente com outros trabalhos, em especial Yanai et al (1973), um pico de 15 K dia^{-1} torno de 400 hPa (Figura IV. 30 (a)). É importante mencionar que os dados de análise utilizados têm uma resolução vertical de 12 níveis, donde o aspecto “segmentado” das figuras. A fonte aparente de umidade, Q_2 , também apresenta um perfil similar aos desses autores; por exemplo, o seu máximo ocorre em um nível mais baixo (neste trabalho, em torno de 5 K dia^{-1}) em 850hPa, cruzando o eixo 0 em torno de 725hPa (Figura IV. 30 (b)).

O perfil de Q_2 , acima desse nível difere bastante dos autores mencionados, pelo fato deles tratarem de situações caracterizadas predominantemente pela convecção profunda de cumulus nimbus. O perfil vertical de Q_2 mostra um inconveniente para os propósitos desse estudo, visto o VCAN estudado ser um sistema do tipo raso e localizar-se nos níveis mais altos (secos) da troposfera, contaminados pelo método numérico de diferença finitas utilizado em sua obtenção.

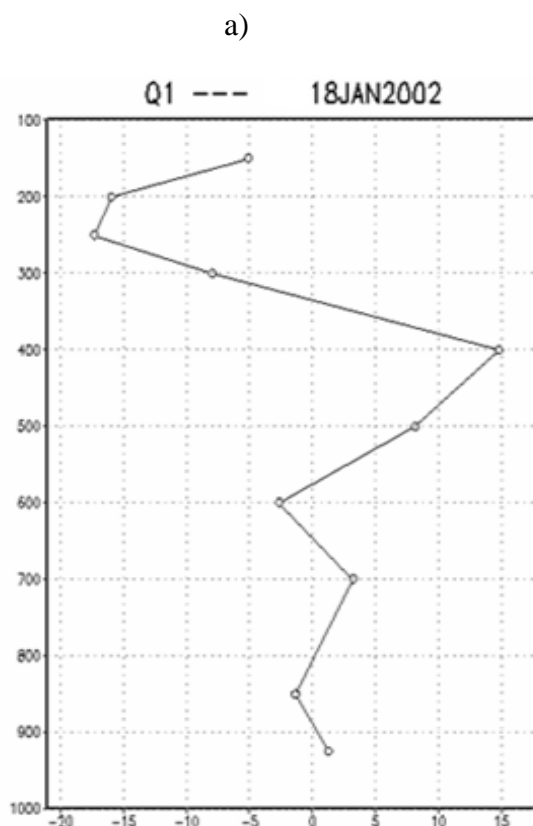


Figura IV. 30 – Taxa aparente de calor Q_1 (a) e umidade Q_2 (b) (K dia^{-1}) para área do VCAN sobre o Oceano Atlântico (ver área em ANEXO).

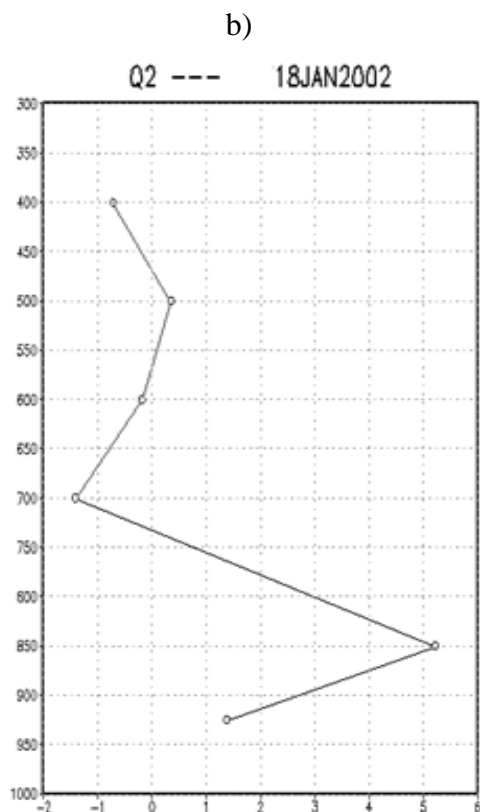


Figura IV. 30 – Continuação.

DIA 25 DE JANEIRO DE 2002

Para este dia (VCAN já se encontrava no continente) a curva de Q_1 mostrou um pico de aproximadamente de 15 K dia^{-1} em torno de 300hPa (Figura IV. 31 (a)).

Q_2 apresentou valores negativos nos baixos níveis, tendendo a zero nos níveis médios com valor positivo no nível de 300hPa (1 K dia^{-1}) (Figura IV. 31 (b)). O Q_2 , ainda continua apresentando valores inconvenientes para os propósitos deste estudo, confirmando a nossa tese de que o VCAN é do tipo raso e localizando nos níveis mais altos (secos) da troposfera.

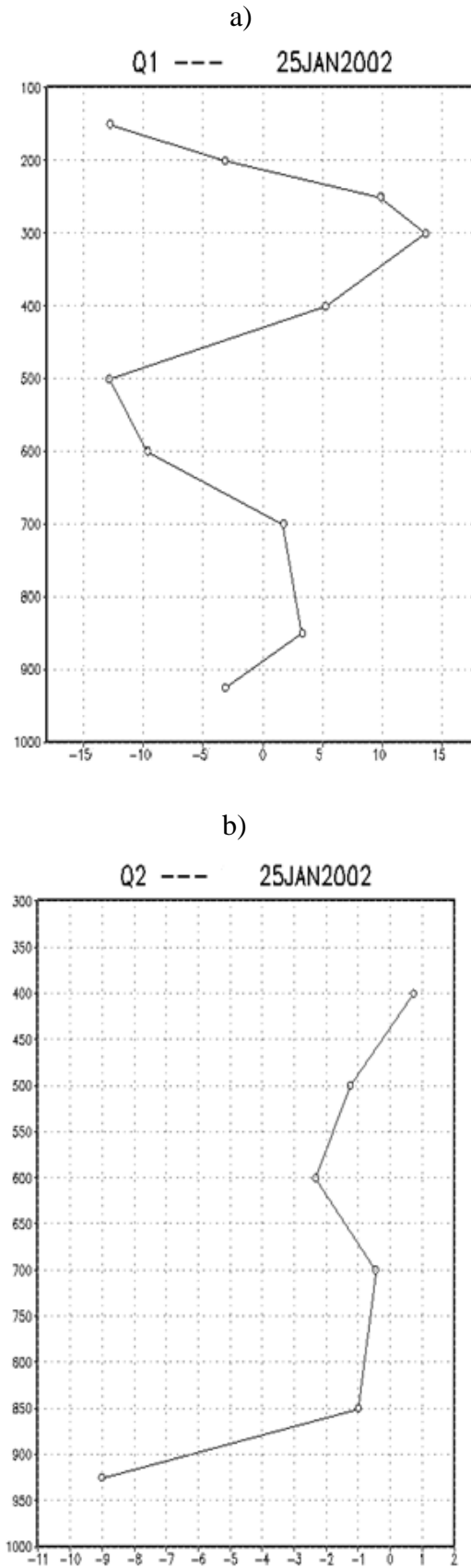


Figura IV. 31 - Taxa aparente de calor Q_1 (a) e umidade Q_2 (b) (K dia^{-1}) para área do VCAN sobre o continente.

IV. 5.3 TEMPERATURA POTENCIAL

Através da temperatura potencial podemos caracterizar o centro do VCAN, pela elevação que aparece nos altos níveis como uma consequência do aumento da temperatura potencial com altura. A temperatura potencial cresce com altura por causa do aquecimento adiabático que ocorre, logo é um processo bastante utilizado na termodinâmica atmosférica, pois os processos atmosféricos são frequentemente próximos aos adiabáticos. Uma boa ferramenta para podemos visualizar perfeitamente a região onde o centro do VCAN está localizado.

Na seqüência de imagens da Figura IV. 32 podemos ver claramente a região do centro do VCAN pela elevação que ocorreu em altos níveis, mais precisamente, em 450 a 200hPa (Figura IV. 32 (a)). Nota-se também que o centro do VCAN ficou mais bem caracterizado no nível 300hPa, pela sua elevação expressiva, sendo que no dia 22 (VCAN sobre o continente) ficou mais representativo (Figura IV. 32 (b)).

No dia 26 de janeiro de 2002 o VCAN encontrava-se em seu último dia de vida, logo, observamos que no nível de 200hPa não tivemos uma elevação significativa para localizar o seu centro, ficando apenas definido no nível de 300hPa pela elevação apresentada (Figura IV. 32 (c)), menor em relação ao dia 24 de janeiro de 2002, confirmando assim a nossa tese da dissipação do VCAN para este dia.

Resultados como este foi observado por Santos (2001), no qual usou pela primeira vez a temperatura potencial para evidenciar o VCAN, através de seu núcleo frio. Essa técnica mostra claramente, também a inclinação do eixo térmico do VCAN com a altura, como visto nas Figura IV. 32 (a) e (b).

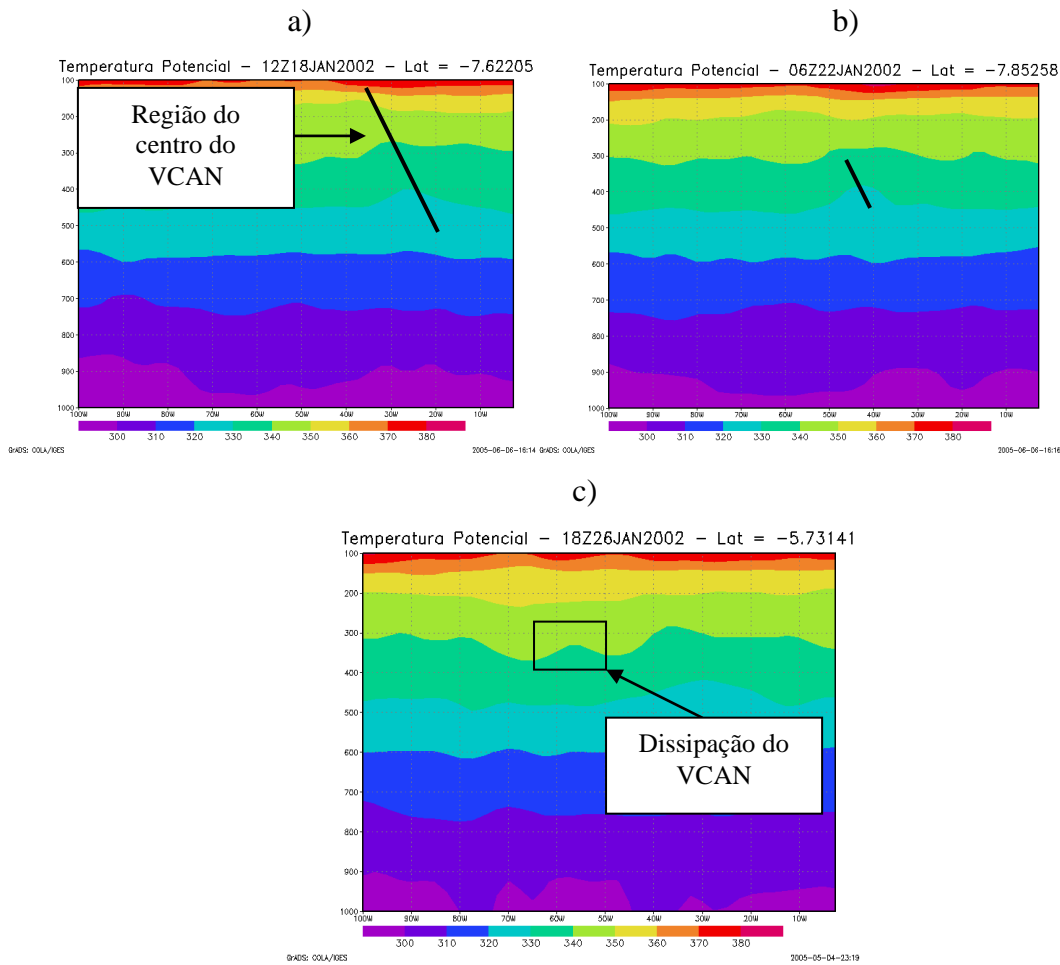


Figura IV. 32 – Sequência de imagens da secção vertical da temperatura potencial para os dias 18 às 12Z, 22 às 06Z e 26 às 18Z, nas suas respectivas latitudes, $-7,6^{\circ}$, $-7,8^{\circ}$ e $-5,7^{\circ}$, sobre o centro do VCAN.

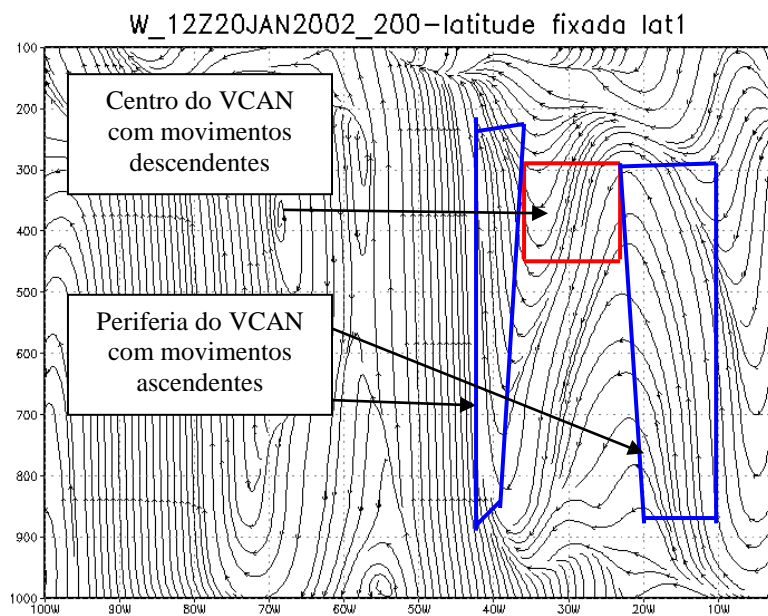
IV. 6 CIRCULAÇÃO SECUNDÁRIA

Para mostrar a área de movimentos ascendentes e descendentes envolvidos pelo VCAN usamos a circulação secundária para visualizar a circulação direta, ou seja, o ar frio descendente (centro do VCAN) e o ar quente ascendente (periferia do VCAN), juntamente com as imagens de satélites para identificar as áreas com nebulosidades neste dias analisados.

O dia 20 de janeiro de 2002 para horário da 12:00Z mostrou movimentos ascendentes no intervalo da longitude 20° e 30° W e 40° e 50° W, e movimentos descendentes no intervalo da longitude 30° e 40° W (Figura IV. 33).

Pela imagem de satélite para esse mesmo horário (figura não mostrada), havia nebulosidades presentes, associadas com os movimentos ascendentes observados na circulação secundária e na região dos movimentos descendentes, totalmente desprendida de nebulosidade.

Para a seqüência de Figuras IV. 33, 34 e 35 mostraram nebulosidades na região de movimentos ascendentes (periferia do VCAN), constatadas nas imagens de satélites (figuras não mostradas).



GrADS: COLA/IGES

2005-05-04-19:24

Figura IV. 33 – Seção vertical pressão x longitude mostrando a circulação secundária: vetor entre w (velocidade vertical) e u (velocidade zonal). Latitude fixada em -5°

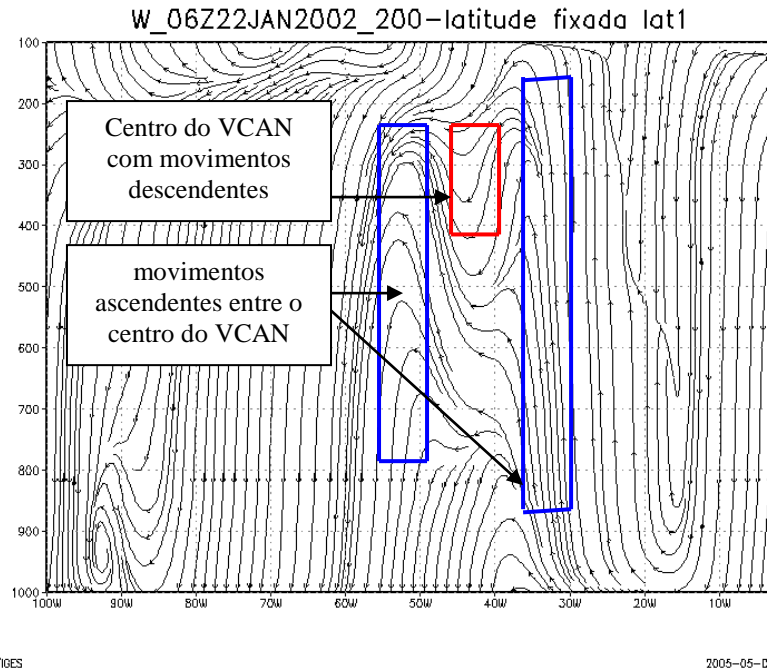


Figura IV. 34 – Seção vertical pressão x longitude mostrando a circulação secundária: vetor entre w (velocidade vertical) e u (velocidade zonal). Latitude fixada em -5° .

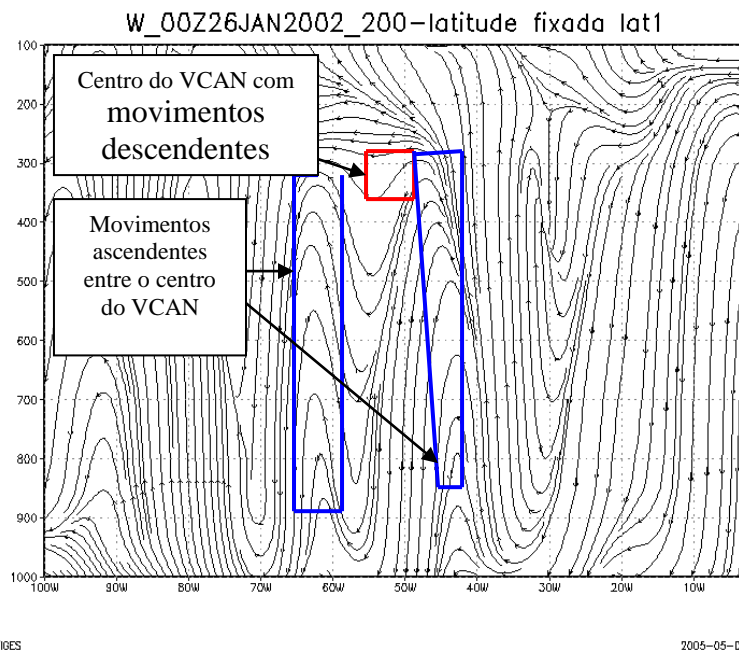


Figura IV. 35 - Seção vertical pressão x longitude mostrando a circulação secundária: vetor entre w (velocidade vertical) e u (velocidade zonal). Latitude fixada em -5° .

Nota-se que o mesmo padrão na seção vertical do campo de omega, também ocorre na seção vertical da circulação secundária, ou seja, um núcleo relativamente raso de movimentos descendentes em conjunção com movimentos ascendentes na periferia ocupando toda a troposfera. Isso mostra a interação do VCAN com algum outro sistema de tempo.

V CONCLUSÕES

Novas técnicas usadas para verificar o comportamento do VCAN foram importantes neste estudo de caso, como por exemplo, Q_1 e Q_2 , Função \dot{Q} , na parte termodinâmica, e a circulação secundária como uma forma de evidenciar os movimentos ascendentes (na periferia do VCAN) e descendentes (centro do VCAN).

Este Trabalho procurou aprimorar o estudo das características associadas ao VCAN, que se forma sobre Oceano Atlântico Tropical, deslocando-se em direção à região nordeste do Brasil, adentrando no continente até Amazônia.

Foi notada a possível formação do VCAN no nível de 400hPa sobre o equador no dia 16 de janeiro de 2002, sendo que no mesmo dia e em níveis diferentes (300hPa) ele estava completamente formado. O processo de gênese ocorreu pelo fato da presença de uma Bifurcação interhemisférica do escoamento sobre a costa oeste da África (BIAF) e a presença do par de anticiclones (AB e a AAN).

O VCAN apresentou uma velocidade de 3^0 de longitude por dia no período 18-20 de janeiro de 2002. Já no período 21-24 sua velocidade de translação aumentou pra 3.3^0 de longitude por dia.

A Alta do Atlântico (AT) originada pelo desacoplamento da Alta da Bolívia indicou a presença da ZCAS da região de atuação, favorecendo assim, uma área de nebulosidade e, conseqüentemente, contribuiu no transporte de calor latente (produzido pelas nuvens convectivas) e no deslocamento do VCAN para oeste (aprofundamento devido a AT).

Os sistemas de circulação de escala sinótica (AB, AAN, AN) contribuíram para intensificação, deslocamento e processo final do VCAN.

Análises dinâmicas e termodinâmicas devem ser feitas em conjunção, explorando os campos das variáveis mostradas em um plano isobárico (essencialmente horizontal) ou através de seções verticais, em apenas aquelas que apresentam a chamada circulação secundária.

Também foi possível ressaltar os vários padrões existentes na circulação de grande escala de altos níveis envolvidas, com o deslocamento do VCAN, dando indícios de que estão ligados a esses sistemas, como por exemplo, a AB, AT, AN e outros não evidentes.

A vorticidade relativa através das seções verticais mostraram a intensidade, posição, deslocamento, espessura e largura longitudinal do VCAN.

A divergência nos altos níveis, sobretudo na borda do VCAN, mostrou fortes valores positivos, representando assim, áreas com nebulosidade, conseqüentemente, precipitações e valores relativamente mais baixos em seu centro.

Mais especificamente, destacam-se:

- Trajetória do VCAN como sendo determinada pela posição de outros sistemas vorticiais nas adjacências;
- Importância nas ferramentas termodinâmicas, em especial as funções de aquecimento e umidades aparentes e a temperatura potencial para identificar o VCAN e inferir sua profundidade e largura;
- Importância da circulação secundária, mostrando o campo de movimento vertical (ω), associado à conversão de energia cinética e potencial;
- Interação do VCAN com outros sistemas troposféricos próximos, mostrado pela extensão da banda de movimento vertical ascendente na sua periferia;
- VCANs do tipo raso não podem *per se* ser responsáveis por precipitação, mas a área de divergência na alta troposfera favorece ou intensifica movimentos verticais dentro de toda a troposfera abaixo do VCAN .

VI RECOMENDAÇÕES

Estudar critérios dinâmicos e termodinâmicos (critérios objetivos) para caracterizar o VCAN, que penetra ou não no continente. Verificar se os VCANs que entram no continente mostram uma trajetória “bem comportada” com predominância zonal. Sugere-se que somente os VCANs rasos e, portanto, menos desacoplados dos sistemas de baixos níveis, com sua trajetória determinada essencialmente pela posição e intensidade de sistemas vorticiais em suas adjacências.

Utilizar técnica da composição para comparar os resultados obtidos neste trabalho.

Estudar a interação dos VCANs com os anticiclones localizados sobre a África e América do Sul.

Simular através dos modelos de área limitada os vários mecanismos de formação do VCAN.

Mais especificamente, destacam-se:

- Explorar mais as técnicas que usam as funções de aquecimento e umidade aparentes em outros tipos de VCAN, em especial aqueles com grande profundidade (atingindo até 600 / 500 hPa);
- Idem para a técnica de visualização da circulação secundária
- Desenvolver um modelo conceitual para explicar as trajetórias regulares de alguns VCAN, em especial aqueles que adentram o continente, como o aqui estudado;
- Testar o modelo conceitual com VCANs “rasos” e “profundos”.

VII REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, J. M. B., FERREIRA, N. S., REPELLI, C. A. Um estudo diagnóstico das características atmosféricas associadas à atuação de um vórtice ciclônico de altos níveis sobre o Atlântico Tropical Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 11, n. 1-2, p.44-58.1996.

BRAMBILA, M. C. V., FERREIRA, N. J., VELHO, H. F. C. Padrão de verão: ZCAS-VCAN ATUANDO SOBRE A REGIÃO SUDESTE DO BRASIL. In: **CD-ROM (Anais) do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Fortaleza, CE. 2004.

CARVALHO, A. M. G. **Conexões entre a Circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul**. São José dos Campos, SP, INPE-4923-TDL/383, 1989. p. 109. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

CHAVES, R. R. & CAVALCANTI, I. F. A. Atmospheric circulation features associated with rainfall variability over southern northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 129(10), p. 2614-2626. 2001.

DOTY, B. E. **Using the Grid Analysis and Display System**. Center for Ocean-Land-Atmosphere Interactions (COLA), Maryland, University of Maryland. 1992.

DEAN, G. A. **Three dimensional wind structure over South America and associated rainfall over Brazil**. São José dos Campos, INPE, LAFE-164. 1971.

FERREIRA, N. J., CORREIA, A. A., RAMÍREZ, M. C. V. Synoptic scale features of the tropospheric circulation over tropical South America during the WETAMC TRMM/LBA experiment. **Atmosfera**, p. 13-30. 2004.

FERREIRA, N. J., LACAVA, C. I. V., SOBRAL, Z. R. A Climatological study of convective cloudbands in northeastern Brazil Parte I : Preliminar Analysis. **Aust. Met. Mag**, v. 50, p. 105-113. 2001.

FIGUEROA, S. N., SATYAMURTI, P., SILVA DIAS, P. L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 52(10), p. 1573-1584. 1995.

GAN, M. A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera, nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e leste do Brasil**. São José dos Campos. (INPE -2685-TDL/126). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1993.

GAN, M. A., KOUSKY, V. E. Vórtices Ciclônicos da alta troposfera no Oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 19-28. 1986.

GUTMAN, G. & SCHWERDTFEGER, W. The role of latent and sensible heat for the development of high pressure system over the subtropical Andes, in the summer. **Meteorologische Rundschau**. v. 18(3), p. 69-75. 1965.

GANDU, A. W. & GEISLER, J. E. A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48(16), p. 1822-1836. 1991.

GANDU, A. W. **Modelagem numérica da resposta troposférica regional às fontes tropicais de calor**. Universidade de São Paulo, SP, IAG-USP-DCA, 51. Dissertação (Doutorado em Meteorologia). 1993.

GANDU, A. W. Edição Comemorativa de 10 Anos. **Climanálise**. CPTEC/INPE. 1996. <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/edit2.html>.

GUSMÃO, A. M. Edição comemorativa de 10 Anos. **Climanálise**. CPTEC/INPE. 1996. Disponível na INTERNET via <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/edit2.html>. Arquivo consultado em 2004.

HOLTON, J. R. **An Introduction to Dynamic Meteorology.** 3 ed., San Diego, Academic Press. v. 48 p. 511. 1992.

HOREL, J. D., HAHMANN, A. N., GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **Journal of Climate.** v. 2(11), p. 1388-1403. 1989.

HOLANDA, S.C. **Análise Estatística dos Ventos mais Intensos em Maceió-AL para o Ano de 1996 e Situações Sinóticas Correlatas.** Maceió, AL, MET-UFAL-MS/015, 2003. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

KOUSKY, V. E. Atmospheric circulation changes associated with rainfall anomalies over tropical Brazil. **Monthly Weather Review,** v. 113, p. 1951-1957. 1985.

KOUSKY, V. E. & GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus,** v. 33(6), p. 538-551. 1981.

KOUSKY, E. V. Frontal influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review,** v. 107, p. 1140-1153. 1979.

KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (The Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: characteristic of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan.** V. 70, p. 813-836. 1992.

KAYANO, M. T., FERREIRA, N. J., RAMÍREZ, M. C. V. Summer circulation patterns related to the upper tropospheric vortices over the tropical South Atlantic. **Meteorol. Atmos. Phys.** v. 64, p. 203-213. 1997.

KOUSKY, V. E. & KAYANO, M. T. Principal modes of longwave radiation and 250mb circulation for the South America sector. **Journal Climate.** v. 7(7), p. 1131-1143. 1994.

KOUSKY, V.E & ELIAS, M. **Meteorologia Sinótica: Parte I**. São José dos Campos (INPE – 2605-MD/021). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 1982.

KALNAY, E., Coauthors. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 437-471. 1996.

KISTLER, R., Coauthors. The NCEP/NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, p. 247-268. 2001.

LEMES, M. A. M. & SANTOS, A. S. **Comunicação Particular**. Notas de aulas. 2005.

LIMA, M.C. **Manutenção da Circulação Atmosférica sobre a América do Sul**. São José dos Campos. (INPE – 6646-TDI/623. Dissertação (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1996.

LEMES, M.A.M & MOURA, A.D. **Fundamentos de Dinâmica Aplicados À Meteorologia e Oceanografia**. 2 ed.

MENDONÇA, R. W & BONATTI, J. P. Estudo da Energética Utilizando Modos Normais durante Episódios de ZCAS: Resultados Preliminares. In: **CD-ROM (Anais) do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Fortaleza, CE. 2004.

MOLION, L. C. B. & BERNARDO, S. O. Dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. In: **Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Rio de Janeiro, p. 1334-1342. 2000.

MOLION, L. C. B. On the dynamic climatology of the Amazon basin and associated rain-producing mechanisms. In: Dickinson, R. E. **The geophisology of Amazonia: Vegetation and climate interactions**. New York, John Wiley & Sons. v. 18, p. 391-407. 1987.

NOBRE, C. A. **Tropical heat sources and their associated large scale atmospheric circulation.** (Ph. D. Thesis in Meteorology) – Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA. 1983.

OLIVEIRA, A. S. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção na Amazônia.** São José dos Campos, SP, INPE-4008-TDL/239, 1986. 115p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

PALMER, C. E. On high-level cyclone originating in the tropics. **Transactions of American Geophysics Union**, v. 32(5), p. 683-695. 1951.

PALMÉN, E. On the origin and structure of high-level cyclones south of the maximum west-erlies. **Tellus**, v. 1, p. 22-21. 1949.

PAIXÃO, E. B. **Caracterização do Vórtice Ciclônico de Ar Superior no Nordeste Brasileiro.** São Paulo, SP, MET-IAG-USP, 1999. Dissertação de (Mestrado em Meteorologia).

QUADRO, M.F.L. **Estudo de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul.** São José dos Campos. (INPE -6341-TDL/993). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1993.

RAMÍREZ, M. C. V. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no Nordeste do Brasil.** São José dos Campos, SP, INPE-6408-TDI/618, 1996. Dissertação. (Mestrado em Meteorologia).

RAMÍREZ, M. C. V., KAYANO, M. T., FERREIRA, N. J. Statistical analysis of upper tropospheric vórtices in the vicinity of Northeast Brazil during the 1980-1989 period. **Atmosfera**, v. 12, p. 75-88. 1999.

RAO, V. B. and BONATTI, J. P. On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the South Atlantic Ocean and adjoining Brazil during the summer. **Meteorol. Atmos. Phys.** v. 37, p. 11-16. 1987.

RAO, V. B & HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology.** v. 42(2), p. 81-92. 1990.

RIEHL, H & MALKUS, J. S. On the heat balance in the equatorial trough zone. **Geophysica,** v. 6, p. 503-538. 1958.

ROJAS, J.E.F. Comparación Entre La Precipitación Medida Por Satélite Y Estaciones de Superficie En La Costa Norte Del Peru. **Instituto Geofísico del Peru.** V. 4, p. 19-24. 2003.

SANTOS, A.S. **Estudo Descritivo de Dois Sistemas Meteorológicos de Relevância para o Nordeste Brasileiro usando o GrADS e Fundamentação Teórica.** Maceió, AL, Depto. Meteorologia – UFAL, 2002. 53p. Trabalho de Conclusão de Curso em Meteorologia.

SILVA, A. B. P. **Estudos de dois casos extremos de precipitação sobre a costa leste do Nordeste do Brasil.** Maceió, AL, MET-UFAL-MS/004, 2002. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

SILVA DIAS, P. L., SCHUBERT, W. H., DEMARIA, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **Journal of the Atmospheric Sciences.** v. 40(11), p. 2689-2707. 1983.

SHIE, C.L., TAO, W.K., SIMPSON, J. & SUI, C.H. Quase-Equilibrium States in the Tropics Simulated by a Cloud-Resolving Model. Part I: Specific Features and Budget Analysis. **American Meteorological Society,** v. 16, p. 817-833. 2003.

SILVA, L.A & SATYAMURTY P. Relação Características do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) e a Precipitação Observada na Região Oeste do Nordeste do Brasil. In: **CD-ROM (Anais) do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Fortaleza, CE. 2004.

VIRJI, H. A. Preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**. v. 109(3), p. 599-610. 1981.

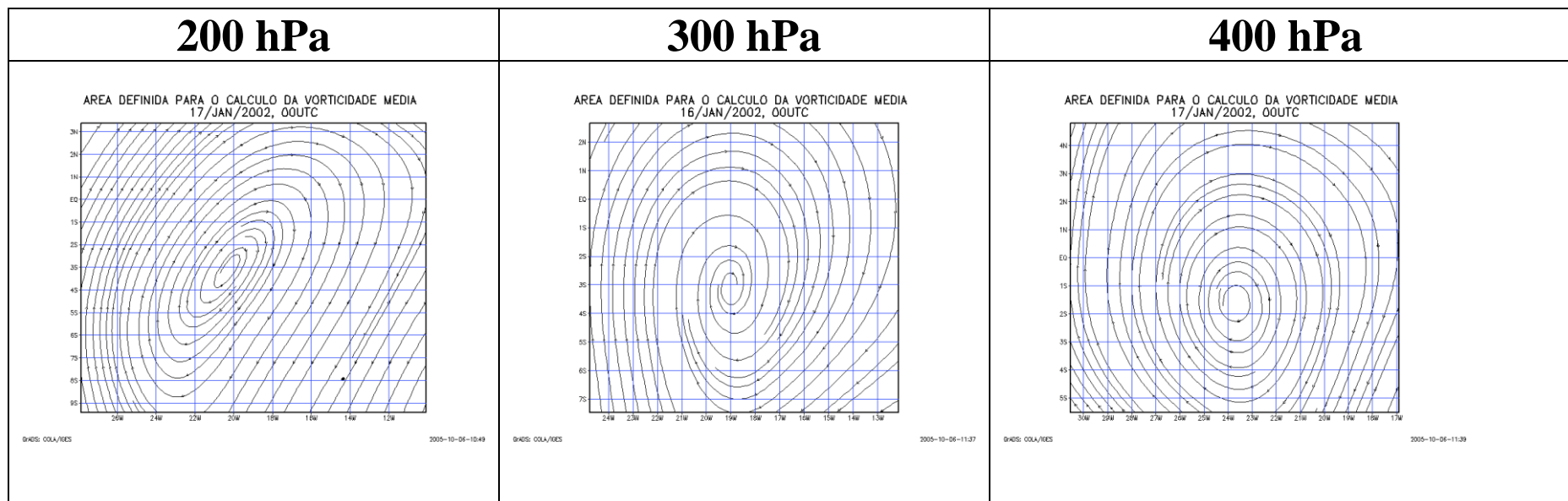
XU, K. M & RANDALL, D. A. Explicit simulation of cumulus ensembles with the GATE Phase III data: Comparison with observations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, p. 3709-3736. 1996.

YANAI, M., ESBENSEN, S., CHU, J. H. Determination of Bulk Properties of Tropical Cloud Clusters from Large-Scale Heat and Moisture Budgets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 30, p. 611-627. 1973.

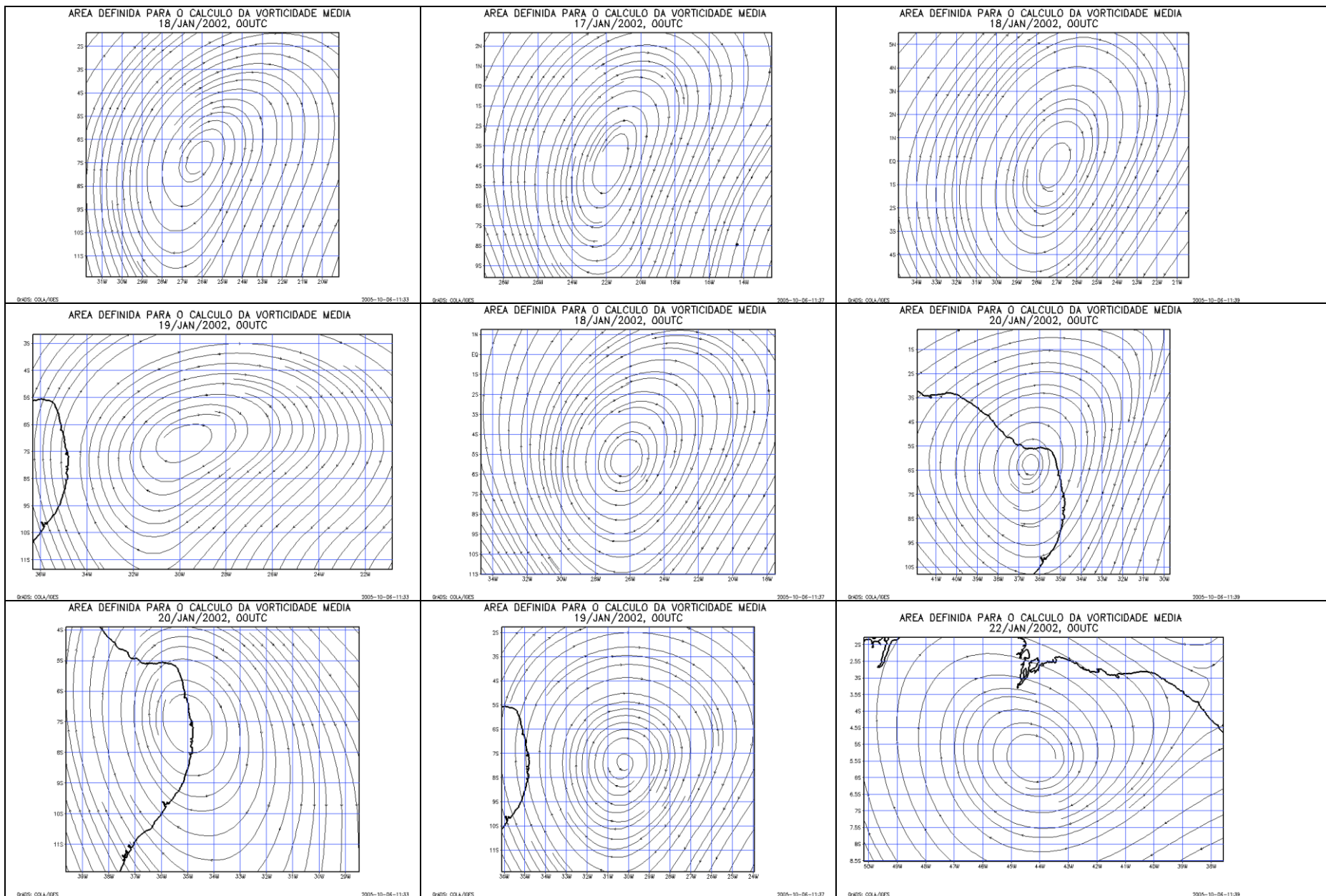
YANAI, M. A detailed analysis of typhoon formation. **Journal Meteorology Society Japan**, v. 39, p. 187-214. 1961.

ANEXO

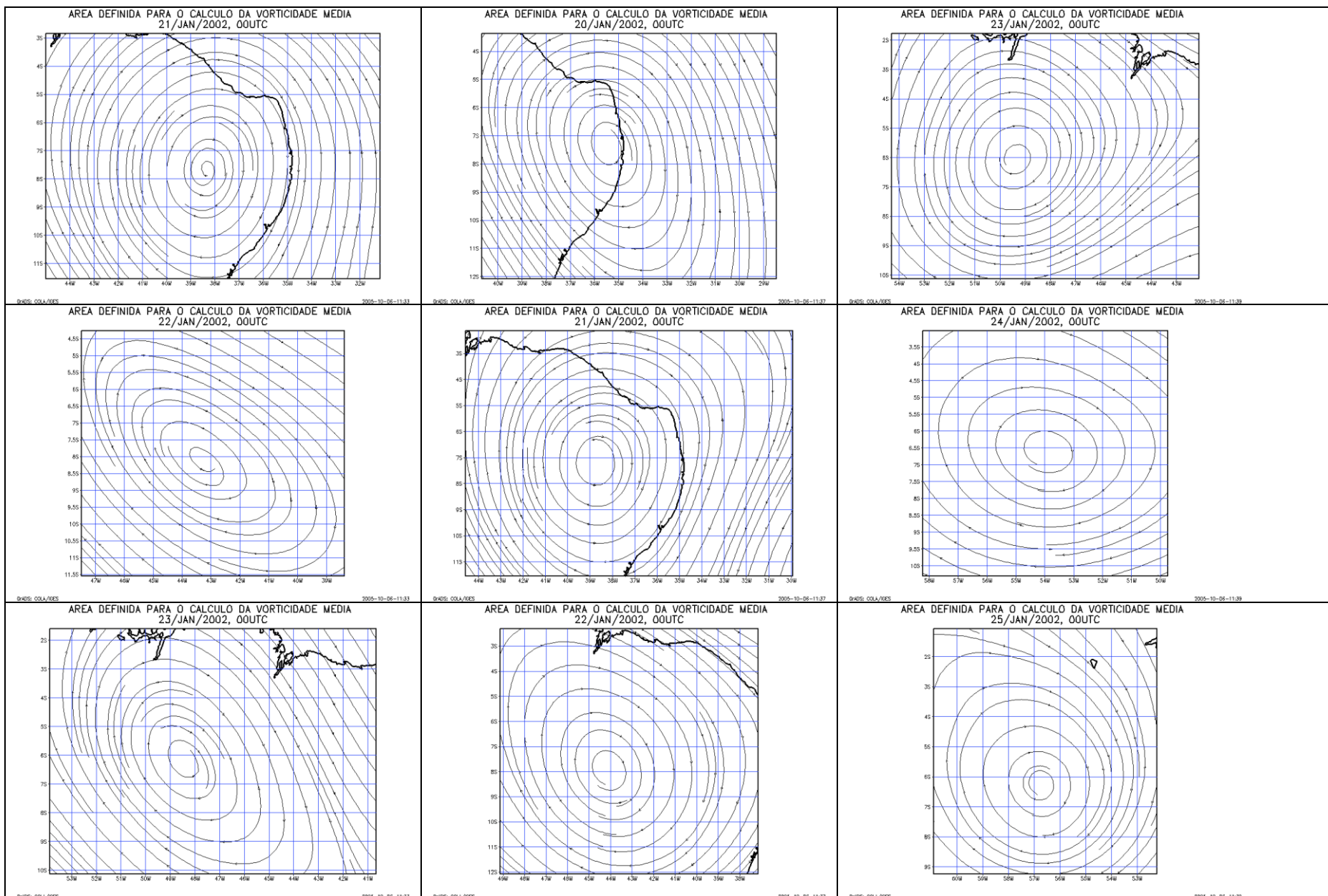
ÁREA UTILIZADA PARA O CÁLCULO DA INTENSIDADE DA CIRCULAÇÃO VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS



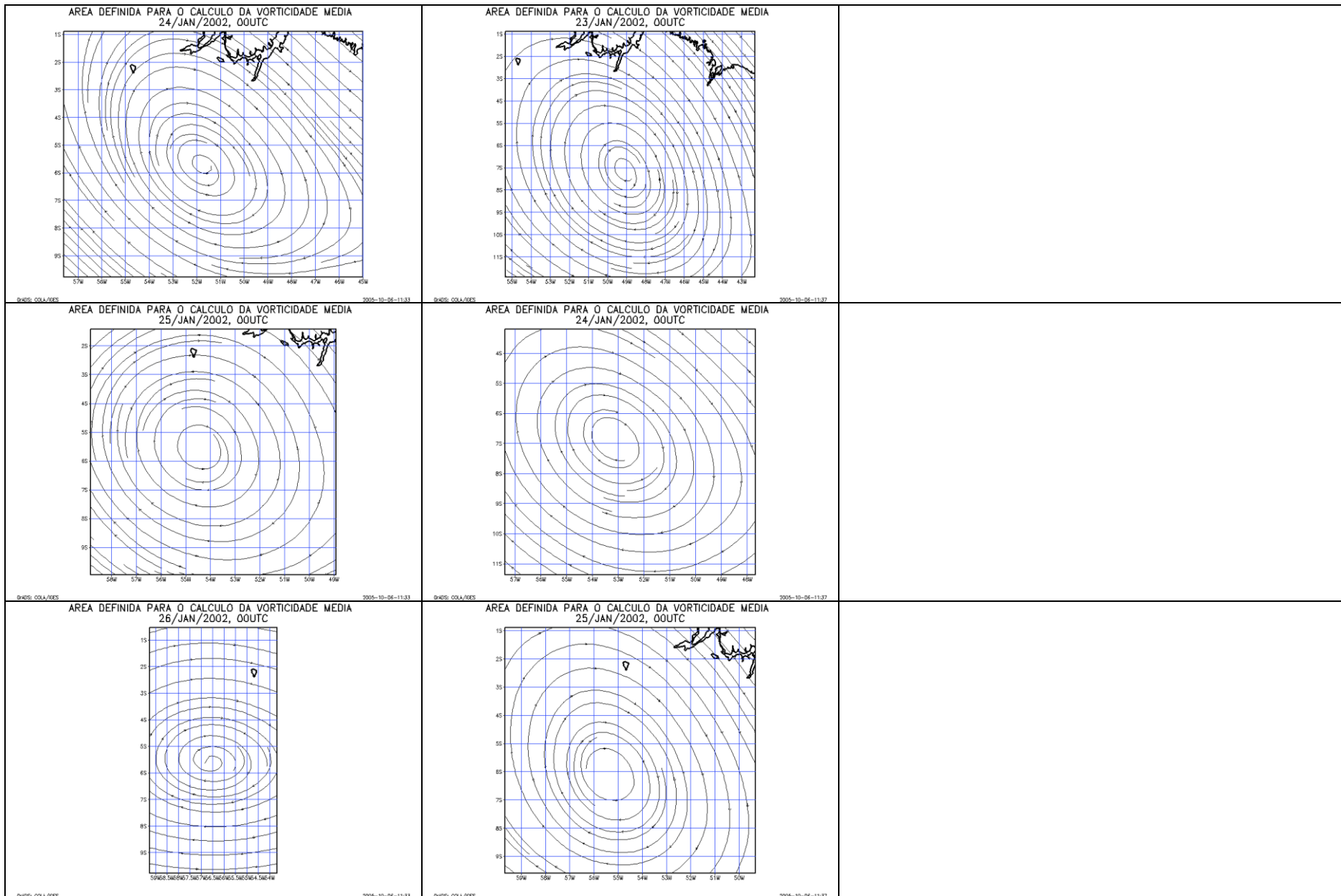
SANTOS, A.S. ALGUNS ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE UM VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS 101 (VCAN) SOBRE SUA REGIÃO DE ATUAÇÃO.



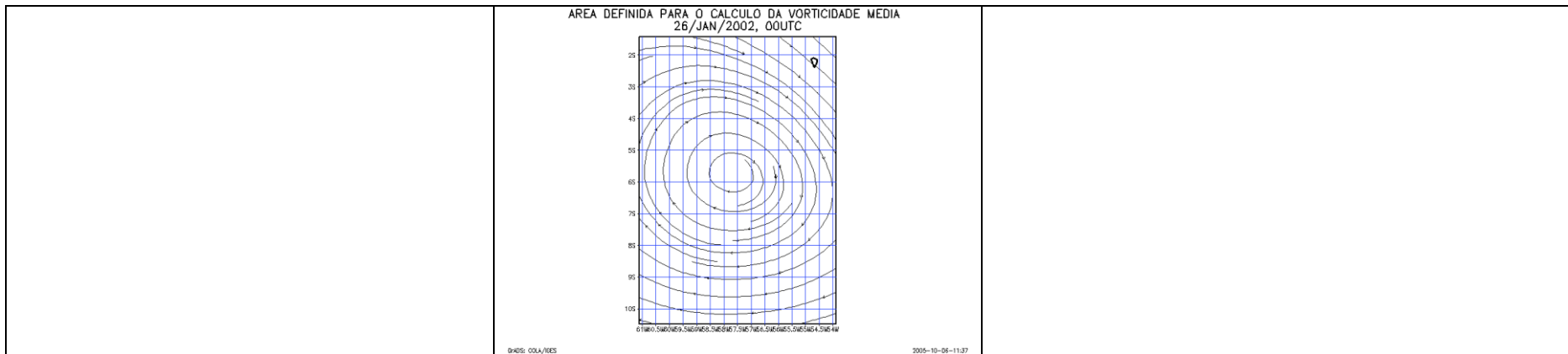
SANTOS, A.S. ALGUNS ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE UM VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS 102 (VCAN) SOBRE SUA REGIÃO DE ATUAÇÃO.



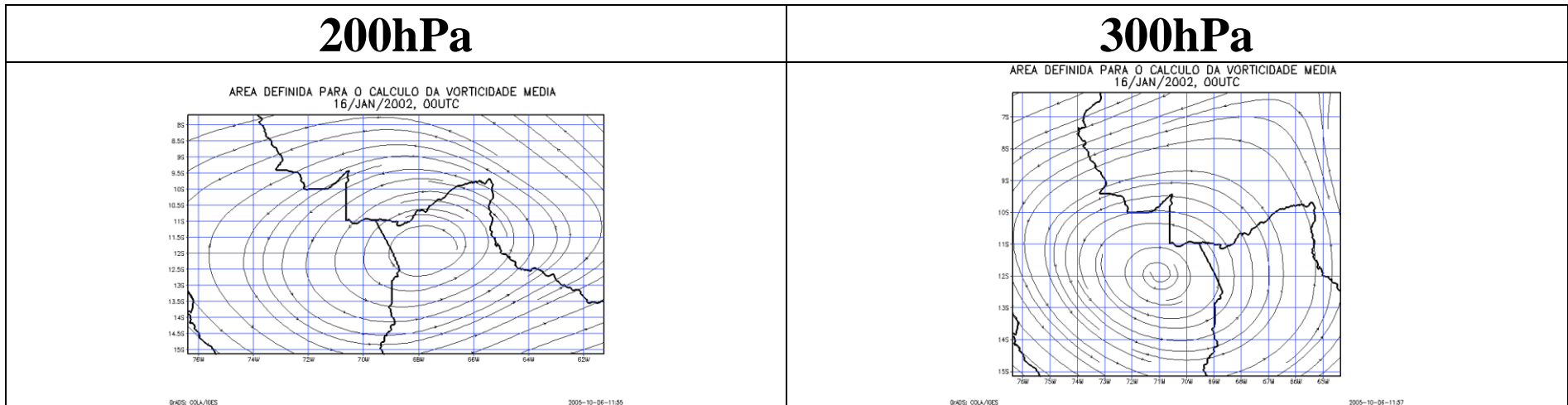
SANTOS, A.S. ALGUNS ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE UM VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS 103 (VCAN) SOBRE SUA REGIÃO DE ATUAÇÃO.



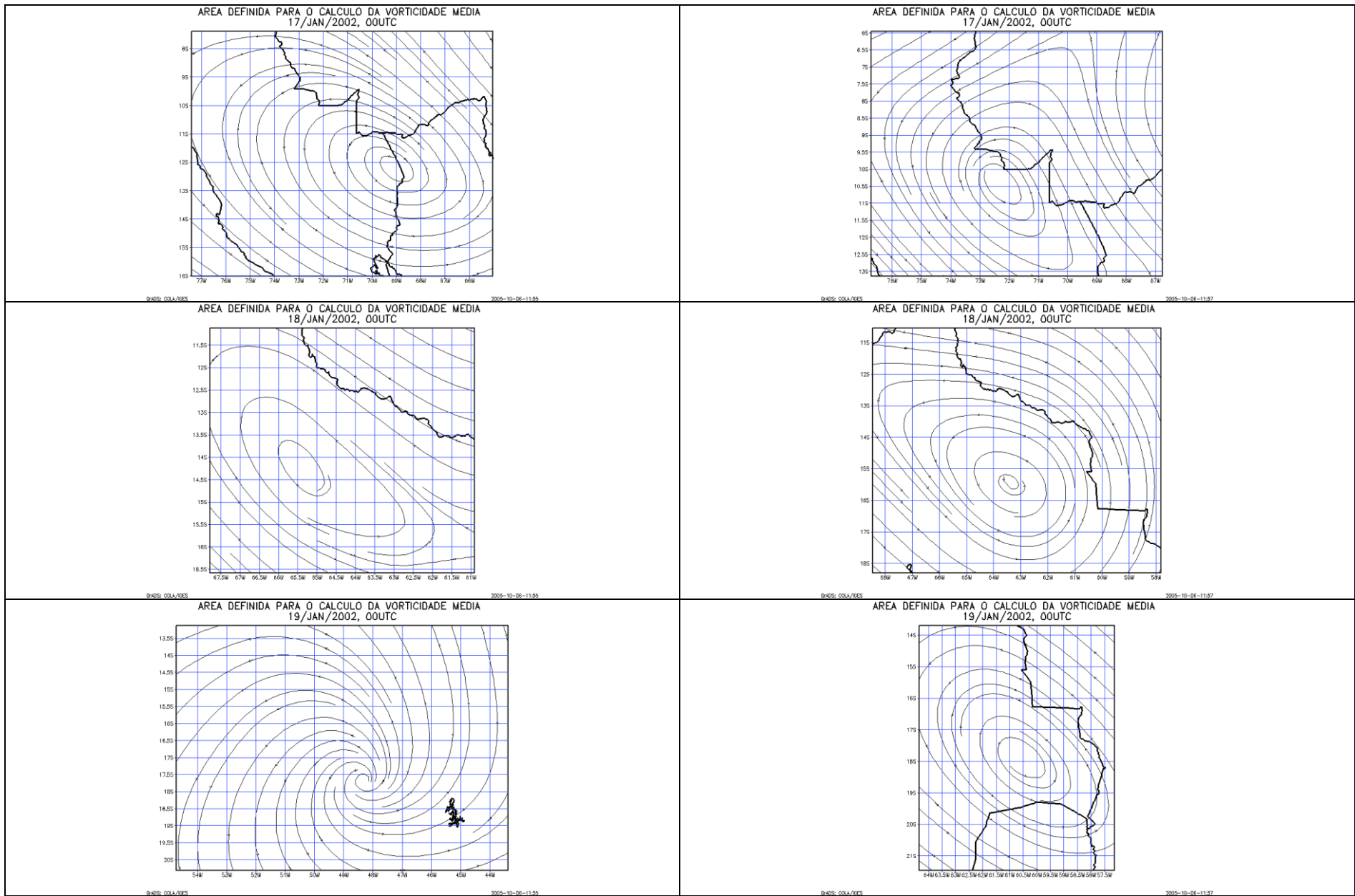
SANTOS, A.S. ALGUNS ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE UM VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS 104 (VCAN) SOBRE SUA REGIÃO DE ATUAÇÃO.



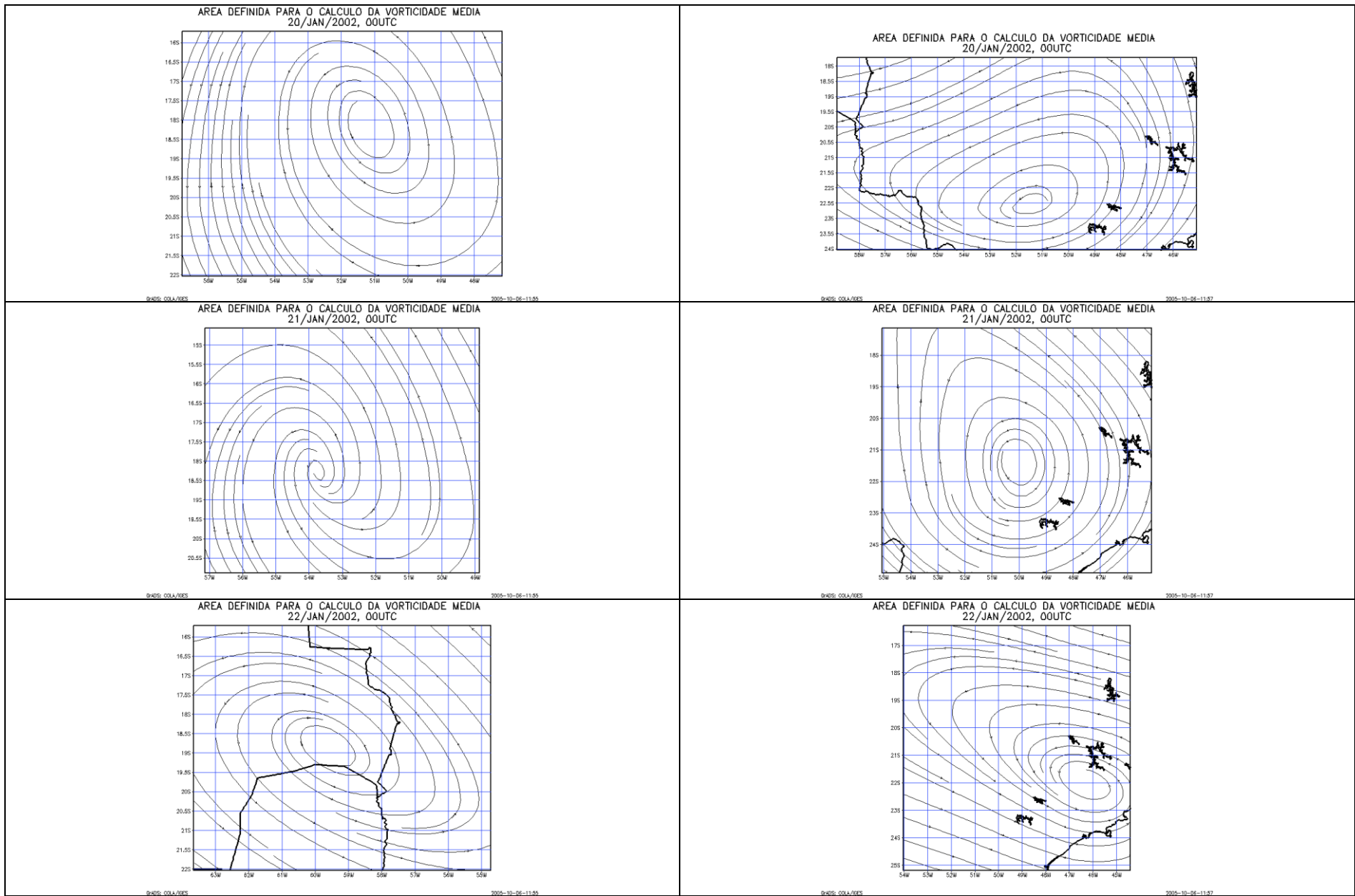
ALTA DA BOLÍVIA



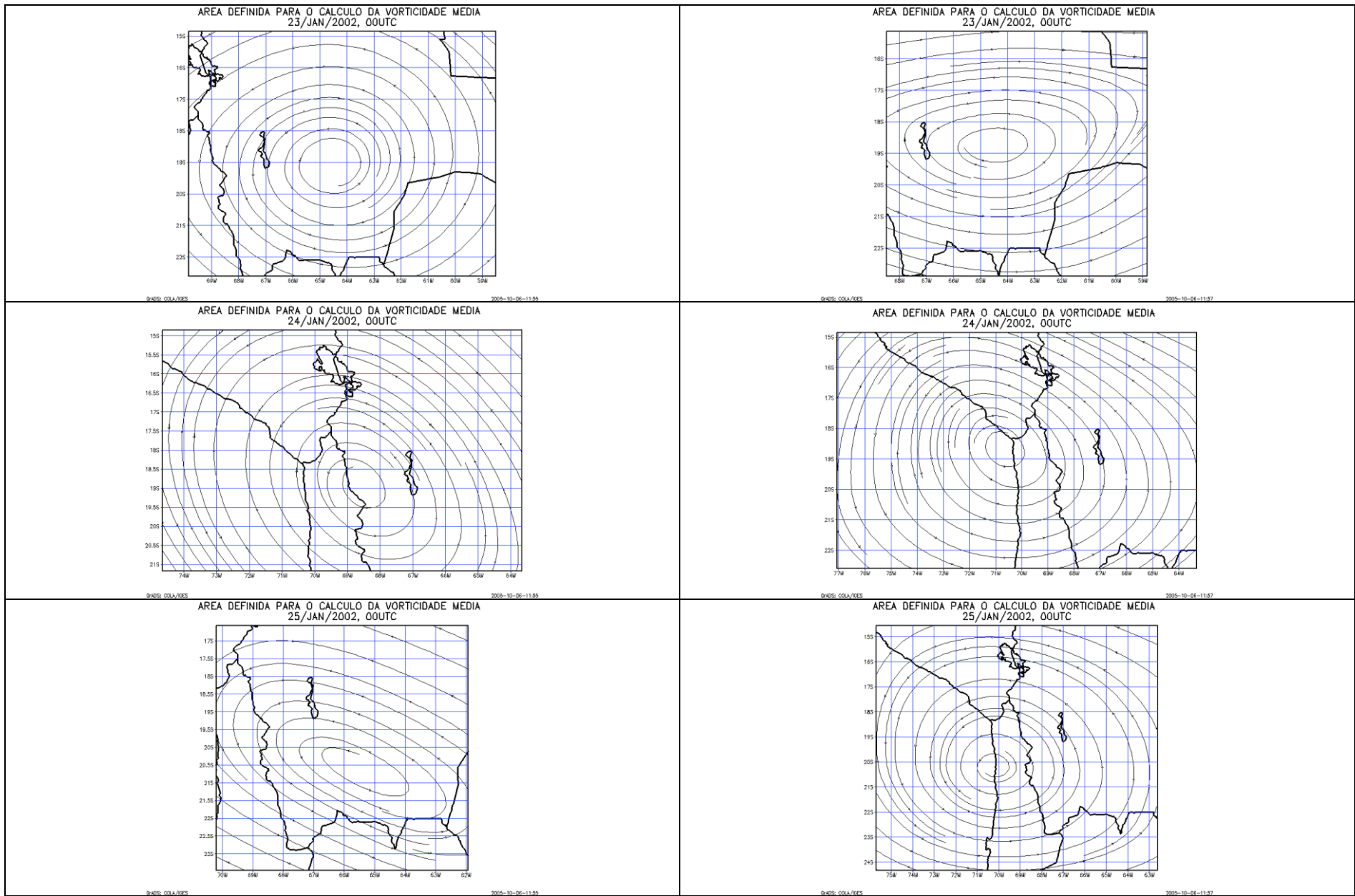
SANTOS, A.S. ALGUNS ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE UM VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS 105 (VCAN) SOBRE SUA REGIÃO DE ATUAÇÃO.



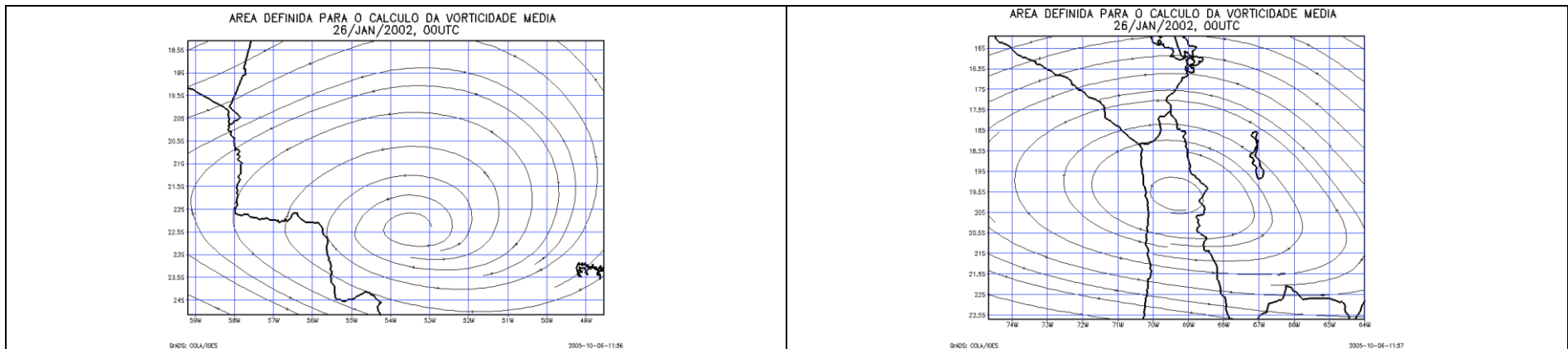
SANTOS, A.S. ALGUNS ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE UM VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS 106 (VCAN) SOBRE SUA REGIÃO DE ATUAÇÃO.



SANTOS, A.S. ALGUNS ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE UM VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS 107 (VCAN) SOBRE SUA REGIÃO DE ATUAÇÃO.



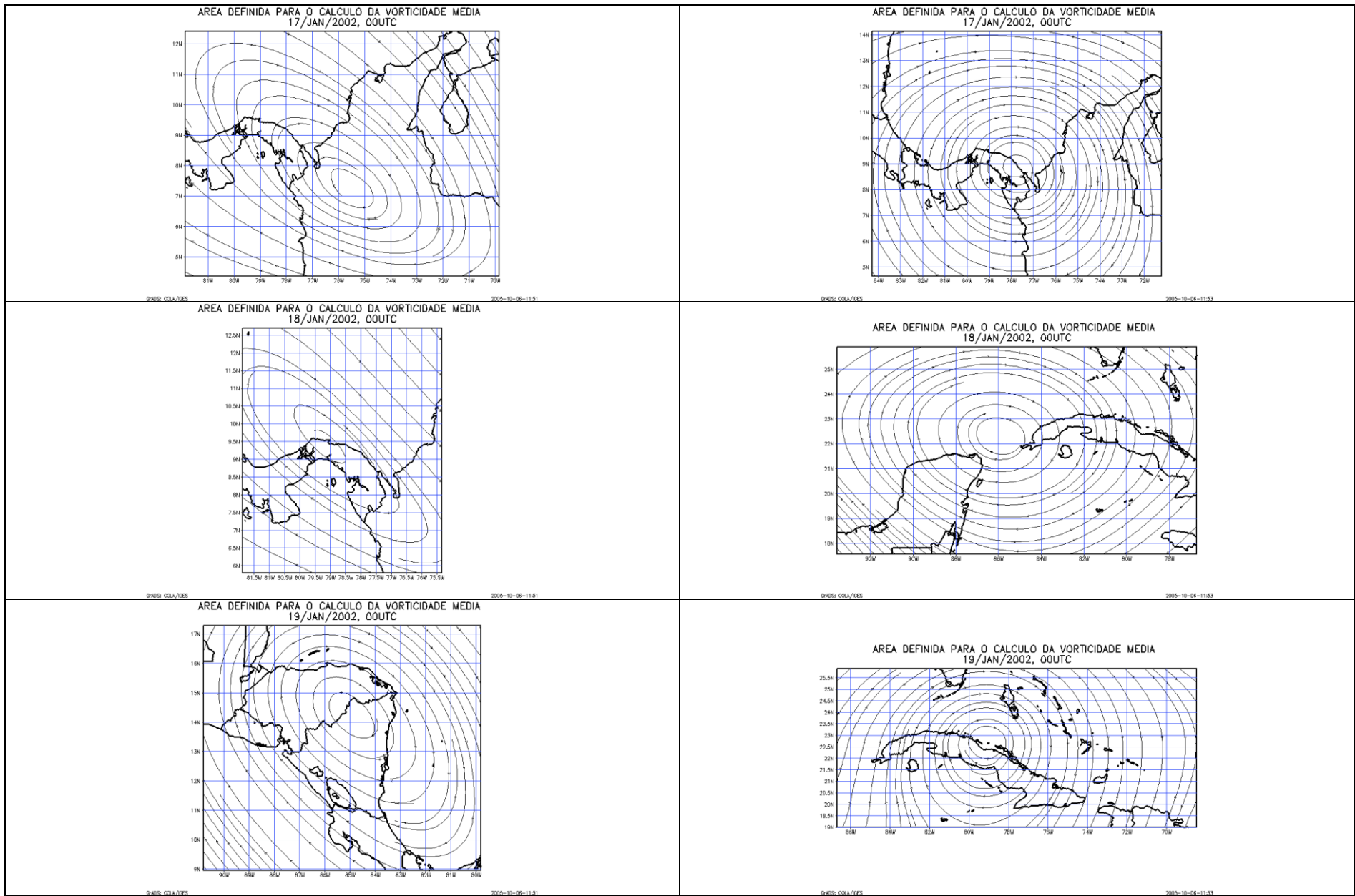
SANTOS, A.S. ALGUNS ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE UM VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS 108 (VCAN) SOBRE SUA REGIÃO DE ATUAÇÃO.



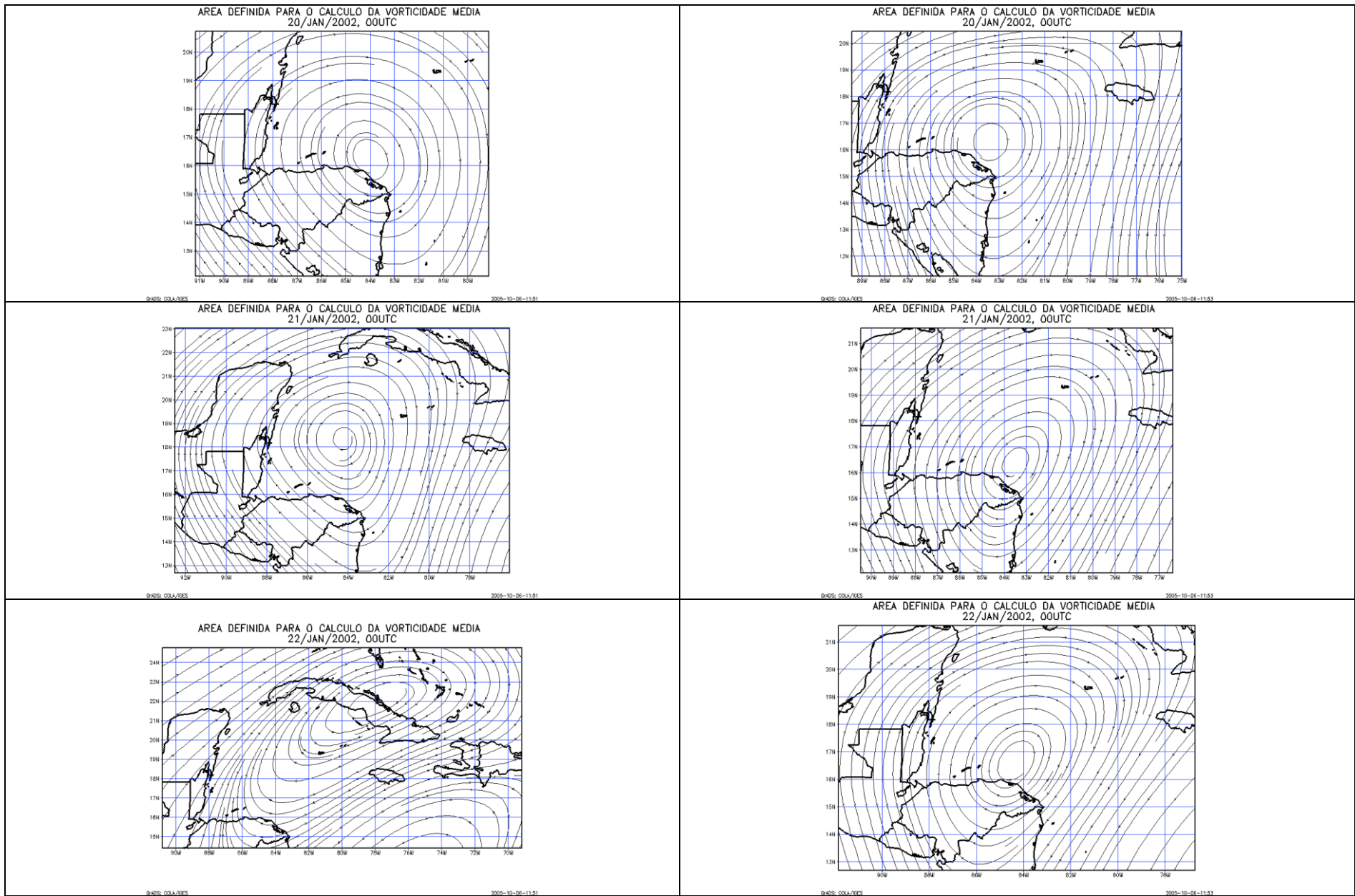
ALTA DO HEMISFÉRIO NORTE



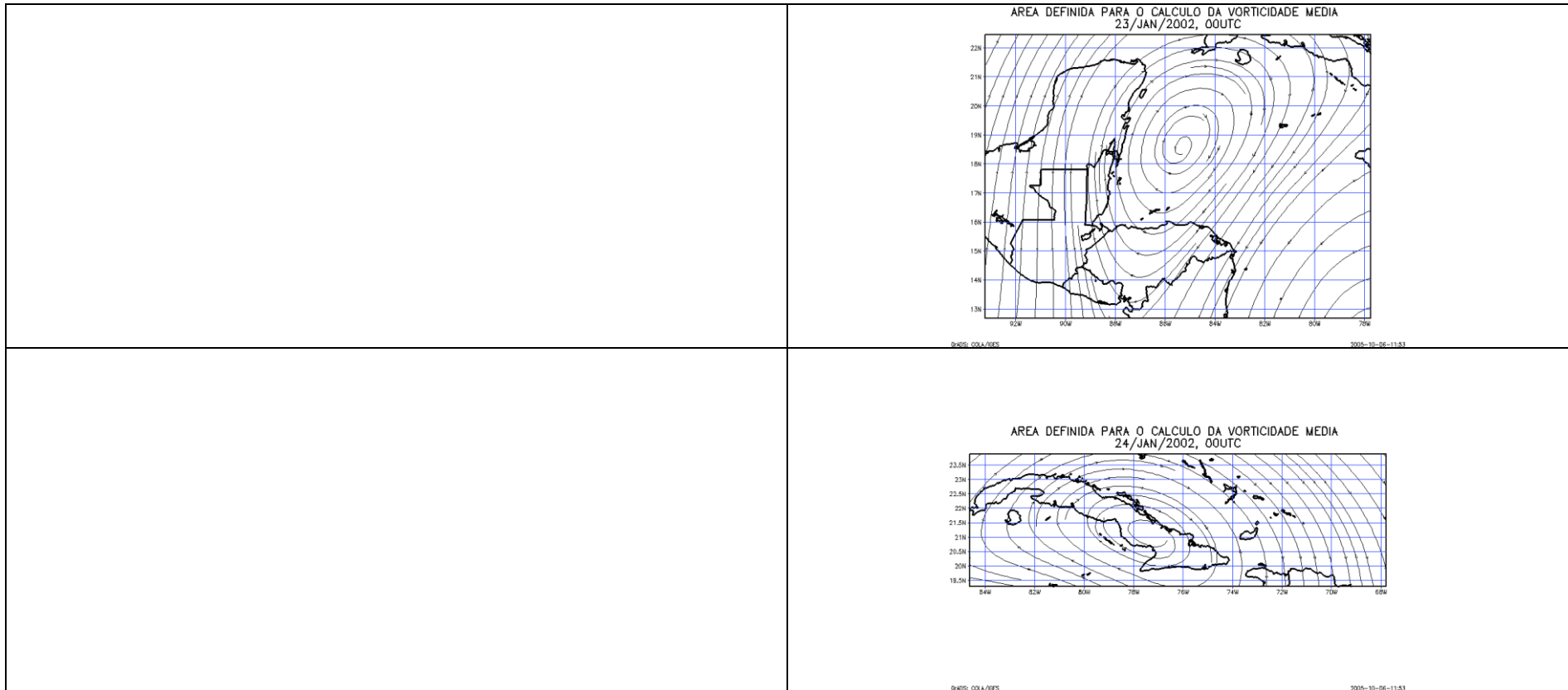
SANTOS, A.S. ALGUNS ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE UM VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS 109 (VCAN) SOBRE SUA REGIÃO DE ATUAÇÃO.



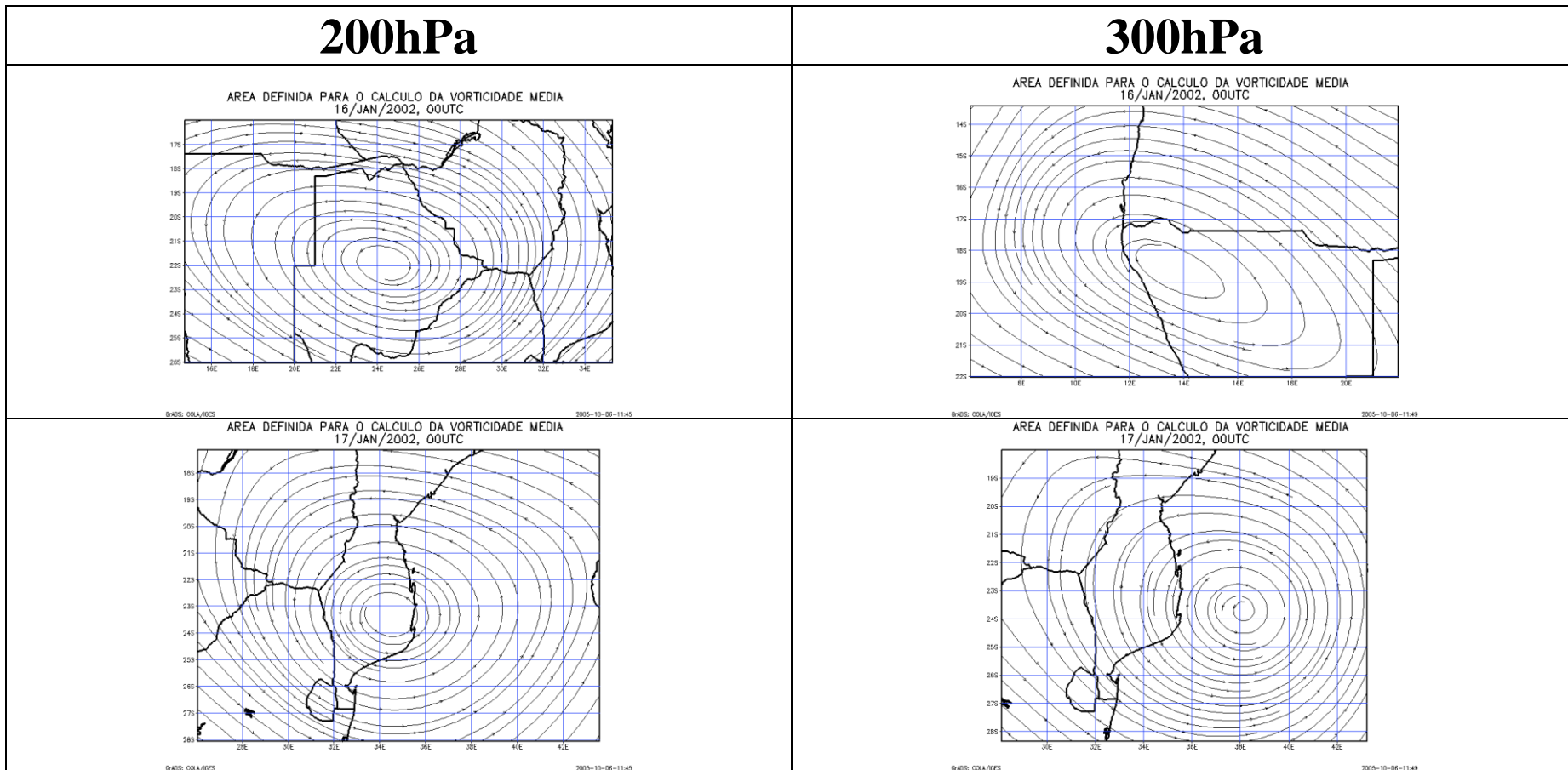
SANTOS, A.S. ALGUNS ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE UM VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS 110 (VCAN) SOBRE SUA REGIÃO DE ATUAÇÃO.



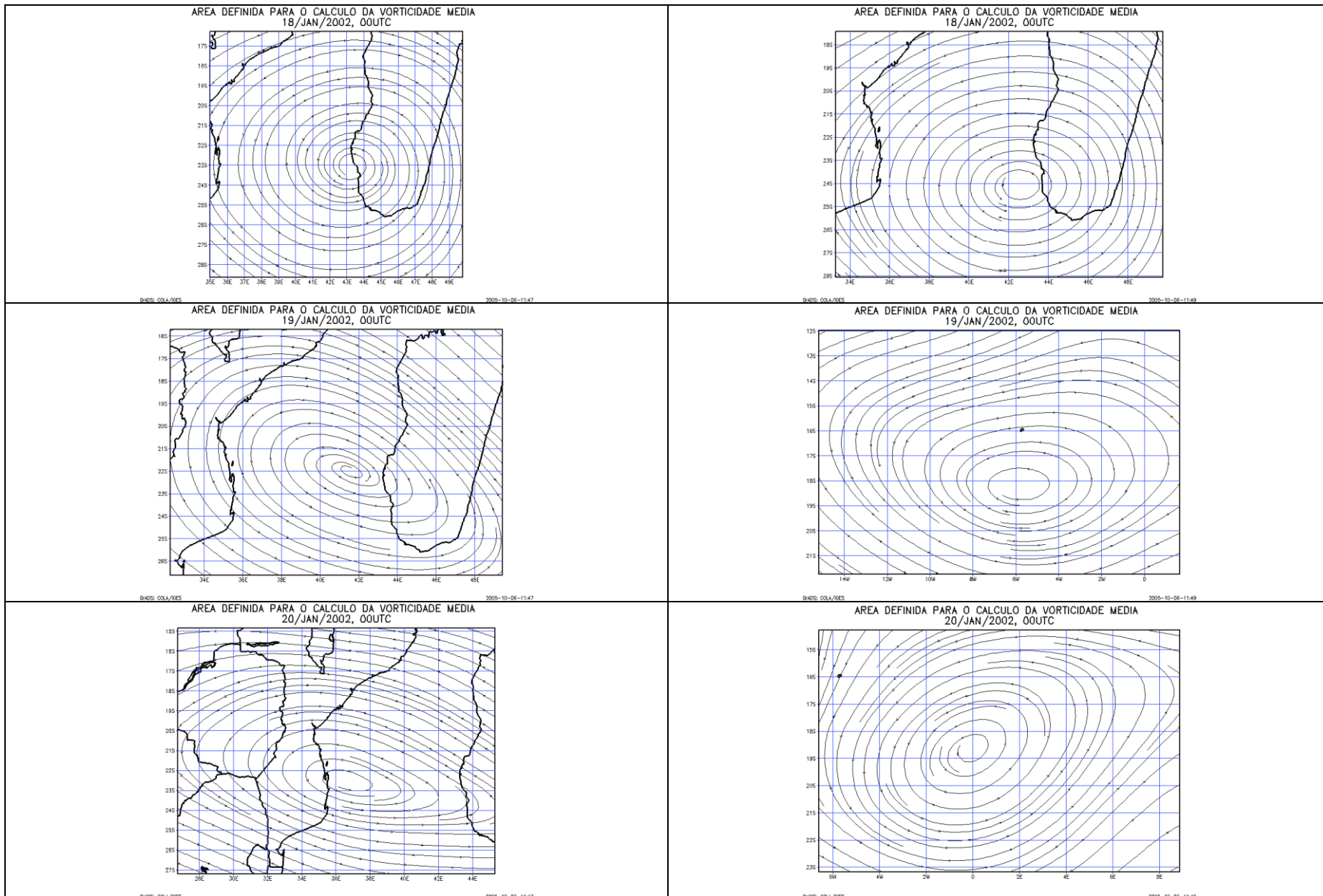
SANTOS, A.S. ALGUNS ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE UM VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS 111 (VCAN) SOBRE SUA REGIÃO DE ATUAÇÃO.



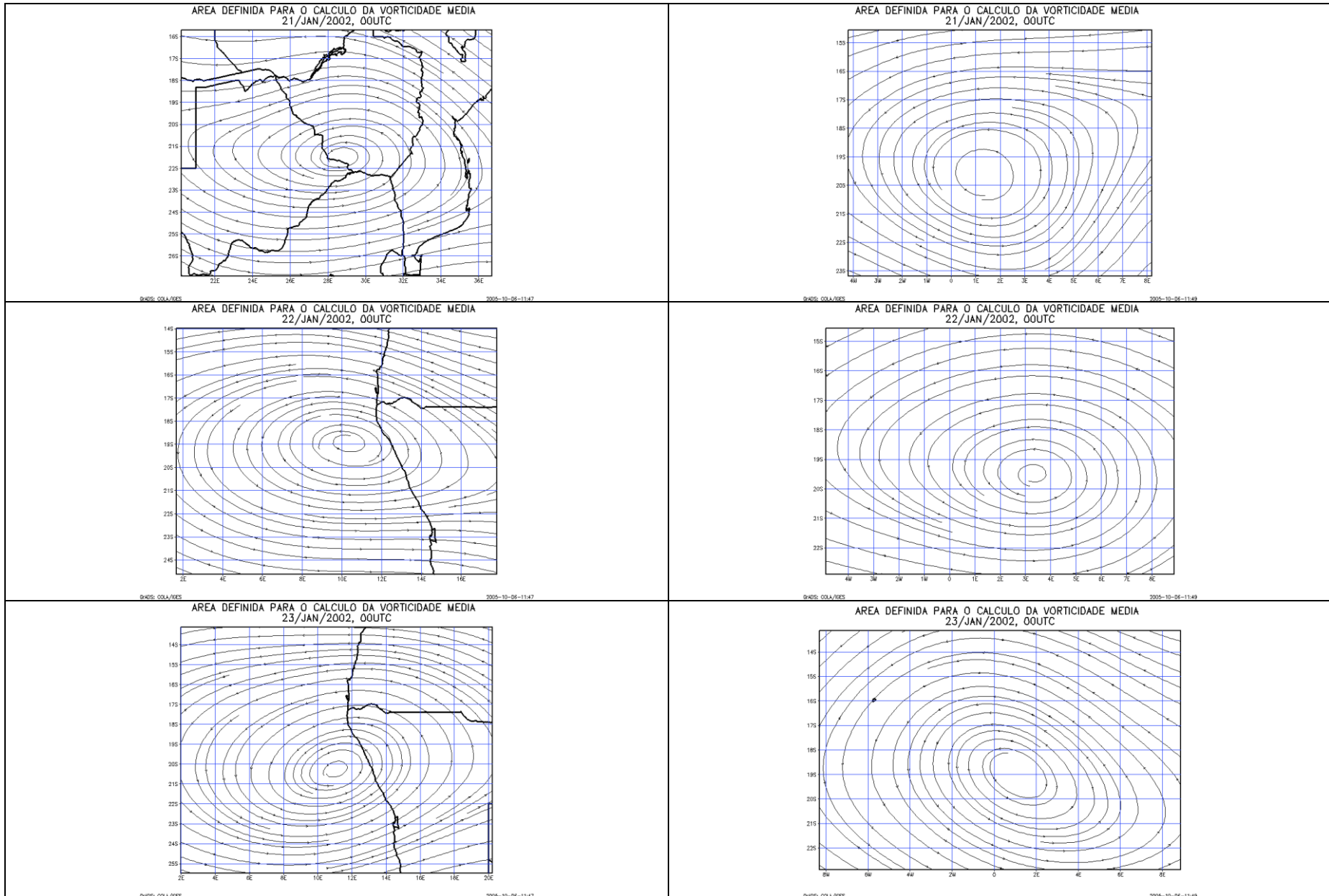
ALTA DA ANGOLA



SANTOS, A.S. ALGUNS ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE UM VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS 113 (VCAN) SOBRE SUA REGIÃO DE ATUAÇÃO.



SANTOS, A.S. ALGUNS ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE UM VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS 114 (VCAN) SOBRE SUA REGIÃO DE ATUAÇÃO.



SANTOS, A.S. ALGUNS ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DE UM VÓRTICE CICLÔNICO DE ALTOS NÍVEIS 115 (VCAN) SOBRE SUA REGIÃO DE ATUAÇÃO.

