

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
DEPARTAMENTO DE FÍSICA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA

ANTÔNIO CARLOS SANTANA DOS SANTOS

**CARACTERIZAÇÃO DA MICROFÍSICA DAS NUVENS SOBRE A AMAZÔNIA
BRASILEIRA EM REGIÕES DE PASTO E FLORESTA POR MEDIDAS *IN SITU*
COM AVIÃO INSTRUMENTADO E SUA APLICAÇÃO DIRETA NO MODELO
REGIONAL *RAMS***

Fortaleza
2005

ANTÔNIO CARLOS SANTANA DOS SANTOS

**CARACTERIZAÇÃO DA MICROFÍSICA DAS NUVENS SOBRE A AMAZÔNIA
BRASILEIRA EM REGIÕES DE PASTO E FLORESTA POR MEDIDAS *IN SITU*
COM AVIÃO INSTRUMENTADO E SUA APLICAÇÃO DIRETA NO MODELO
REGIONAL *RAMS***

Tese submetida à Coordenação do Curso Pós-Graduação em Física, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Doutor em Física.

Orientador: Prof. Dr. José Carlos Parente de Oliveira

Santos, Antônio Carlos Santana dos

Caracterização da microfísica das nuvens sobre a Amazônia brasileira em regiões de pasto e floresta por medidas *in situ* com avião instrumentado e sua aplicação direta no modelo regional *rams*/Antonio Carlos Santana dos Santos – Fortaleza, 2005.

.

153 f.:il.

Tese (Pós – Graduação em Física) – Curso de Doutorado.
Universidade Federal do Ceará, 2005.

1. Microfísica – Caracterização de Nuvens - *RAMS*

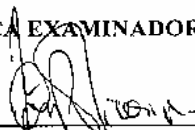
ANTÔNIO CARLOS SANTANA DOS SANTOS

Caracterização da Microfísica das Nuvens sobre a Amazônia Brasileira em Regiões de Pasto e Floresta Medida em Situ por Avião Instrumentado e sua Aplicação Direta no Modelo Regional Rams

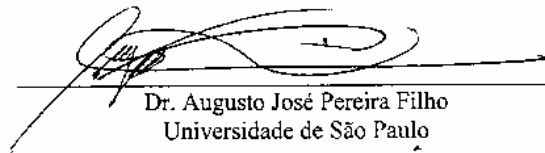
Tese submetida à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Física, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Doutor em Física .

Aprovada em 22 / 07 / 2005

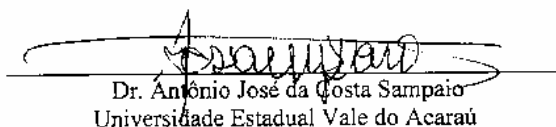
BANCA EXAMINADORA



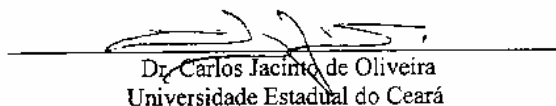
Dr. José Carlos Parente de Oliveira (Orientador)
Universidade Federal do Ceará



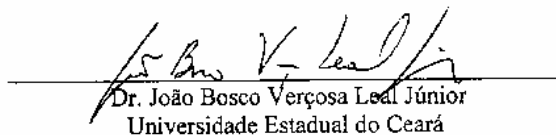
Dr. Augusto José Pereira Filho
Universidade de São Paulo



Dr. Antônio José da Costa Sampaio
Universidade Estadual Vale do Acaraú



Dr. Carlos Jacinto de Oliveira
Universidade Estadual do Ceará



Dr. João Bosco Verçosa Leal Júnior
Universidade Estadual do Ceará

A Deus, fonte de tudo.
A minha esposa Wilkellia Santana pela
compreensão.
A meu filho Wilker Santana.
Aos meus pais.
Aos meus amigos pelo apoio e companheirismo.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Prof. Dr. José Carlos Parente de Oliveira pela orientação e apoio no Laboratório de Física de Nuvens e Mesoescala (LFNM);

Agradeço à Escola de Pós-Graduação em Física da UFC, na pessoa do atual Coordenador do curso, Prof. Dr. José Soares Andrade Junior por toda a infra-estrutura oferecida.

Agradeço ao Departamento de Física da UFC na pessoa do atual chefe Prof. Dr. José Ramos Gonçalves.

Agradeço ao Prof. Dr. Murilo Pereira de Almeida por sua contribuição no processamento dos dados por mim utilizados.

Agradeço aos professores do Curso de Pós-Graduação por toda a formação acadêmica e aos funcionários do Departamento de Física.

Agradeço a todos os colegas do Laboratório de Física de Nuvens e Mesoescala – LFNM pela convivência, sempre prazerosa: José Sidou, Charles Silvério, Herbert Lima, Augusto, Lena, Ellen e em especial a Sérgio Sombra, Márcio Gledson e Múcio Costa pela enorme ajuda neste trabalho.

Agradeço ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Universidade de São Paulo, Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), *University of North Dakota*, *National Center for Atmospheric Research (NCAR)* e *National Aeronautics and Space Administration (NASA)* pelos dados cedidos.

Agradeço a todos os colegas da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos – FUNCEME pela compreensão e a liberdade na realização deste trabalho.

A todos os amigos do NEJAP pelo companheirismo e convivência.

Agradeço a toda e qualquer pessoa que por ventura tenha contribuído de alguma forma com este trabalho.

“[...] Quem abriu canais para o aguaceiro, e um caminho para a tempestade com relâmpagos e trovões. A chuva tem pai? Quem gera as gotas do orvalho? De que ventre procede o gelo? Quem gera a geada do céu quando as águas se endurecem como pedras, quando a superfície das profundezas se congela? Quem tem sabedoria para numerar as nuvens?”

*Bíblia Sagrada
Jó 38, (25,28-30,37)*

RESUMO

Conhecer a microfísica de nuvens é fundamental para o entendimento da dinâmica, bem como a sua aplicação direta em modelos regionais de tempo e clima. O trabalho proposto nesta tese tem o objetivo de verificar o comportamento dinâmico e microfísico de nuvens amazônicas e, em particular, comparar esse comportamento para nuvens sobre as regiões de pasto e floresta no Estado de Rondônia. Diversas medidas termodinâmicas e microfísicas obtidas *in situ* com o avião laboratório *Citation II* foram analisadas, sendo possível extrair algumas conclusões relativas ao comportamento microfísico das nuvens formadas sobre pasto e floresta. Também foram feitas diversas simulações com o modelo RAMS (*Regional Atmospheric Model System*): testes de sensibilidade em relação à cobertura vegetal (pasto ou floresta), que não apresentaram diferenças significativas no perfil vertical da microfísica das nuvens; simulações feitas inicializando o modelo com o diâmetro médio ou com a concentração de gotículas, cujos resultados apresentaram diferenças significativas. Os resultados obtidos nas simulações inicializadas com a concentração de partículas mostraram-se bastante próximos daqueles observados durante o experimento ABRACOS (*Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study*).

ABSTRACT

Improving our knowledge on cloud microphysics is fundamental to understand the clouds dynamics, its role in the atmospheric general circulation and energy balance, as well as in weather and climate prediction applications using large-scale and mesoscale models. This work aims to verify the dynamic and microphysical behavior of clouds over the Amazon basin and, in particular, to compare those behaviors over pasture and forest areas in Rondônia State. Several thermodynamic and microphysics measurements obtained *in situ* with the University of North Dakota instrumented aircraft (Citation II) were analyzed, allowing us to reach some conclusions about the microphysical and dynamical characteristics of clouds over pasture and forest areas. Cloud-resolving simulations using RAMS model (Regional Atmospheric Model System) were performed in order to assess sensitivities regarding vegetation cover (pasture or forest). The simulations did not show significant differences in the average vertical profiles of cloud microphysics variables (such as mixing ratios for the different hydrometeor species). On the other hand, simulations using different model setups (changes in initialization or average diameter or droplets concentration), produced significant differences in precipitation and hydrometeor concentration, per exemple. Finally, simulations in which the droplets concentrations were specified showed better agreement with observations obtained during ABRACOS experiment (*Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study*), than simulations in which average diameter were specified.

LISTA DE SIGLAS

2-DC	- <i>Two Dimensional Cloud Probe</i>
ABLE	- <i>Amazon Boundary Layer Experiment</i>
ABRACOS	- <i>Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study</i>
AMPR	- <i>Advanced Microwave Precipitation Radiometer</i>
BAHC	- <i>Biospheric Aspects of the Hydrological Cycle</i>
CCN	- <i>Cloud Condensation Nuclei</i>
CPI	- <i>Cloud Particles Imager</i>
FSSP	- <i>Forward Scattering Spectrometer Probe</i>
GCTE	- <i>Global Change and Terrestrial Ecosystems</i>
GEWEX	- <i>Global Energy and Water Cycle Experiment</i>
GPS	- <i>Global Position System</i>
JW	- <i>Jonhson Willian</i>
IAI	- <i>Inter American Institute for Global Change</i>
IGAC	- <i>International Global Atmospheric Chemistry Programme</i>
IGBP	- <i>International Geosphere-Biosphere Programme</i>
IHDP	- <i>International Human Dimensions Programme</i>
IHP	- <i>International Hydrological Programme</i>
INS	- <i>Inercial Navigation System</i>
ISLSCP	- <i>International Satellite Land Surface Climatology Project</i>
LBA	- <i>Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia</i>
LIP	- <i>Lightning Instrumented Package</i>
LUCC	- <i>Land Use and Cover Change</i>
MCS	- <i>Sistemas Convectivos de Mesoescala</i>
MIR	- <i>Millimeter-wave Imaging Radiometer</i>
NASA	- <i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NASDA	- <i>National Space Development Agency of Japan</i>
NCL	- <i>Nível de Condensação por Levantamento</i>
RAMS	- <i>Regional Atmospheric Model System</i>
TRMM	- <i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
WCRP	- <i>World Climate Research Programme</i>
ZCIT	- <i>Zona de Convergência Intertropical</i>
1D-C	- <i>One Dimensional Cloud Probe</i>

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	VI
RESUMO	VIII
ABSTRACT	IX
LISTA DE SIGLAS	X
SUMÁRIO	XI
1 INTRODUÇÃO	13
2 AMAZÔNIA E O PROJETO LBA	16
2.1 FLORESTA EQUATORIAL AMAZÔNICA	16
2.2 PROJETO LBA	17
2.3 A REGIÃO DO EXPERIMENTO TRMM – LBA	20
2.3.1 <i>Variáveis Meteorológicas</i>	22
2.4 EQUIPAMENTOS E ÁREA DO EXPERIMENTO TRMM-LBA	24
2.5 O AVIÃO CITATION II.....	25
2.6 TIPOS DE VÔOS.....	28
2.6.1 <i>“Squall Line” e Rastro de Nuvens Estratiformes</i>	28
2.6.2 <i>MCS com Convecção Desorganizada</i>	29
2.6.3 <i>Células Convectivas Isoladas</i>	30
2.6.4 <i>Operação em conjunção radar para determinar quantidade de chuva</i>	30
3 A NUVEM E SUA MICROFÍSICA	32
3.1 FORMAÇÃO DE NUVENS.....	32
3.2 FORMAÇÃO DE PRECIPITAÇÃO.....	35
3.3 CLASSIFICAÇÃO DOS PROCESSOS MICROFÍSICOS	36
3.4 MICROESTRUTURA DE NUVENS CUMULUS	37
3.5 DEFINIÇÕES NA MICROFÍSICA.....	39
3.6 MICROFÍSICA DE NUVENS QUENTES	41
3.7 MICROFÍSICA DE NUVENS FRIAS.....	43
4. MATERIAL E MÉTODOS	50
4.1 CARACTERIZAÇÃO MICROFÍSICA DO VÔO 18 DE FEVEREIRO DE 1999.....	50
4.2 A VARIABILIDADE NAS NUVENS AMAZÔNICAS	85
4.3 COEFICIENTE DE VARIABILIDADE (C_N).....	86
4.4 COEFICIENTE DE VARIABILIDADE NORMALIZADO (R_N).....	87
4.5 VARIABILIDADE DA FORMA DOS ESPECTROS E DA CONCENTRAÇÃO	87
4.6 DESCRIÇÃO DO MODELO NUMÉRICO RAMS (<i>REGIONAL ATMOSPHERIC MODEL SYSTEM</i>).....	91
4.6.1 <i>Visão geral do modelo</i>	93
4.6.2 <i>Opções do Modelo</i>	95
4.6.2.1 <i>Radiação</i>	96
4.6.2.2 <i>Camada de Superfície</i>	97
4.6.2.3 <i>Microfísica de Nuvens</i>	98
4.6.2.4 <i>Estrutura da grade</i>	99
4.6.3 <i>Condições de contorno e parametrizações</i>	100
4.6.3.1 <i>Condições de contorno</i>	100
4.6 PARAMETRIZAÇÃO DA TURBULÊNCIA	103
4.7 PARAMETRIZAÇÃO DE CUMULUS	105
4.8 NUDGING.....	106
4.9 CONFIGURAÇÕES DO ARQUIVO RAMSIN PARA A EXECUÇÃO DO MODELO RAMS	107
5 RESULTADOS	109
5.1 RESULTADOS EXPERIMENTAIS.....	109
5.1.1 VARIÁVEIS MEDIDAS EM PASTO E FLORESTA NO VÔO DO DIA 18 DE FEVEREIRO DE 1999.....	109
5.1.2 <i>Histogramas para diâmetro médio/concentração de gotículas medido pelas sondas 1-DP, 2-DC e FSSP</i>	118

5.2 RESULTADOS TEÓRICOS (MODELO RAMS)	125
5.2.1 Resultados concentração x diâmetro médio.....	125
5.2.2 Resultados floresta x pasto	132
6. CONCLUSÕES	139
REFERÊNCIAS	141
ANEXO A.....	149

1 INTRODUÇÃO

A compreensão do clima e tempo na Amazônia Brasileira é fundamental para diversas atividades do homem, seja ele morador local ou não, pois é amplamente entendido que a Amazônia influencia o clima de todo o globo. Dentre as diversas pesquisas da Física da Atmosfera, a Física de Nuvens tem um papel destacado: entender as nuvens, saber como elas se formam e sua constituição interna, bem como a sua dinâmica é extremamente importante para melhorar os modelos de previsão numérica (WILLIS, P. T. et al, 1994; JOHNSON et al, 1994). Sabe-se que a região amazônica atualmente apresenta muitas áreas desmatadas e que essa interferência do homem poderá ter impactos diretos no tempo e clima da região (ROSENFELD, D, 2001). O presente trabalho procura fazer uma caracterização microfísica das nuvens sobre essas áreas, bem como uma comparação com áreas de floresta virgem. Este trabalho também procura mostrar a importância da caracterização da microfísica das nuvens, uma vez que informações obtidas desta caracterização podem ser usadas diretamente em modelos atmosféricos regionais. Neste contexto, foram usadas informações do diâmetro médio e da concentração média das gotículas de nuvens na configuração do modelo *RAMS (Regional Atmospheric Modeling System)*. Também foram realizadas simulações com modelo *RAMS* para cobertura vegetal com pasto e floresta, no intuito de saber de que forma o modelo responde a mudanças na cobertura vegetal e se as simulações são realistas. Neste trabalho foram utilizados dados de microfísica de nuvens obtidos pelo avião *CITATION II* durante a fase *TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission)* do experimento de campo *LBA (Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia)* realizado em Rondônia no ano de 1999.

No segundo capítulo, o leitor terá detalhes de como foi o experimento de campo (TRMM/LBA) realizado em 1999 na Amazônia, e como foram realizadas as medidas com o

avião instrumentado *CITATION II* da Universidade da Dakota do Norte (EUA). Neste capítulo é feita uma descrição do experimento Missão de Medida da Precipitação Tropical (TRMM, *Tropical Rainfall Measuring Mission*), uma realização conjunta entre a NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e a NASDA (*National Space Development Agency of Japan*), que tinha como meta lançar e operar um satélite com sensores meteorológicos. O satélite TRMM foi lançado em 27 de novembro de 1997. Foram realizados 10 experimentos ao redor do mundo objetivando calibrar os seus sensores. Neste capítulo também é descrito o avião *CITATION II*, a instrumentação nele instalada e os tipos de vôos realizados (Sítio, CPTEC/INPE, 2004).

No terceiro capítulo é feita uma revisão bibliográfica relacionada com estudos já realizados em Física de Nuvens. Neste capítulo é feita uma abordagem da precipitação, tanto a líquida quanto a sólida e também sobre a formação de gelo.

O quarto capítulo descreve os vôos analisados neste trabalho, a região onde eles ocorreram, as trajetórias de vôo, descrição das variáveis coletadas e a metodologia de classificação da variabilidade de nuvens conforme SANTOS et al (2001). Neste capítulo também há uma descrição do modelo regional RAMS, onde são apresentadas as equações prognósticas, a dinâmica, os esquemas de radiação, camadas de superfícies, microfísica de nuvens, estrutura de grade, condições de contorno e parametrizações do modelo.

O quinto capítulo mostra os resultados experimentais obtidos pelo avião *CITATION II* com análise das medidas realizadas. São feitas comparações das variáveis microfísicas de nuvens sobre regiões de pasto e de floresta no estado de Rondônia. As variáveis analisadas são as seguintes: velocidade vertical, conteúdo de água líquida FSSP (*Forward Scattering Spectrometer Probe*), conteúdo de água líquida JW, altitude, concentração 1-DP (*One Dimensional Cloud Probe*), concentração 2-DC (*Two Dimensional Cloud Probe*), diâmetro médio 2-DC, diâmetro médio 1-DP, diâmetro médio FSSP, razão de

mistura total, temperatura do ar, temperatura potencial e temperatura potencial equivalente, bem como as distribuições de frequências e a frequência relativa acumulada para a concentração e o diâmetro médio das sondas 1-DC, FSSP e 1-DC. Os resultados das comparações entre as simulações realizadas com o modelo RAMS, com as variáveis concentração de neve, agregados, gotículas de nuvens, graupel, granizo, cristais de gelo ou gelo fino e gotículas de chuva, tanto para o pasto, quanto para a floresta são apresentados e discutidos. Também são realizadas simulações com fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível, radiação de onda longa, radiação de onda curta, precipitação acumulada e condensado total. Uma análise detalhada das imagens (sombras projetadas) da sonda 2-DC também foi realizada, podendo-se obter informações sobre o formato e tamanho das partículas de gelo e/ou gotículas de água.

O sexto capítulo apresenta as conclusões do trabalho, onde se verificou diferenças significativas do conteúdo de água líquida medido pela sonda FSSP (*Forward Scattering Spectrometer Probe*) e pela sonda JW (*Johnson Willian*), bem como da concentração de partículas da sonda 1-DP quando observado em nuvens sobre o pasto e sobre a floresta. Verificou-se também que as nuvens formadas sobre a floresta apresentam em média gotas de tamanhos maiores que no pasto e que as concentrações de gotículas de nuvens obtidas com a sonda FSSP são similares. Com relação às simulações realizadas com o modelo RAMS viu-se que a sua configuração com cobertura vegetal pasto ou floresta implica em poucas diferenças no perfil vertical médio da microfísica de nuvens das diversas categorias de água do modelo. Contudo, observaram-se diferenças na precipitação acumulada ao longo de um mês e que o modelo é mais sensível e tende a apresentar melhores resultados quando sua microfísica é configurada com a concentração de gotículas ao invés do diâmetro médio.

2 AMAZÔNIA E O PROJETO LBA

2.1 Floresta Equatorial Amazônica

A floresta que cobre grande parte da porção Centro-Oriental do Continente Sul Americano, desde a região oriental da Cordilheira dos Andes até o Oceano Atlântico, se constitui a chamada Floresta Equatorial Amazônica. A extensão total aproximada da floresta amazônica é de 5,5 milhões de km², sobrepondo-se à área da bacia hidrográfica amazônica com 7 milhões de km² (incluindo a bacia dos rios Araguaia e Tocantins). A floresta amazônica distribui-se mais ou menos da seguinte forma, dentro e fora do território nacional: 60% no Brasil e o restante (40%) pela Bolívia, Colômbia, Equador, Guiana, Guiana Francesa, Peru, Suriname e Venezuela. Esses 60% correspondentes ao Brasil constituem a chamada Amazônia Legal, abrangendo os Estados do Amazonas, Amapá, Mato Grosso, oeste do Maranhão, Pará, Rondônia, Roraima e Tocantins. Além dessas "divisões", a floresta amazônica ainda engloba 38% (1,9 milhões de km²) de florestas densas; 36% (1,8 milhões de km²) de florestas não densas; 14% (700 mil km²) de vegetação aberta, como cerrados e campos naturais, sendo 12% da área ocupada por vegetação secundária e atividades agrícolas.

O clima amazônico tem as seguintes características: o predomínio de temperaturas médias anuais entre 22 e 28°C. Há uniformidade térmica e, normalmente, não se percebe a presença de variações estacionais no decorrer do ano. O total de chuvas varia de 1.400 a 3.500 mm por ano. O clima é distribuído de maneira a caracterizar duas épocas distintas: a seca e a chuvosa. O clima é equatorial úmido e sub-úmido, controlado pela ação dos alísios e baixas pressões equatoriais e pela ZCIT (Zona de Convergência Intertropical). Na Amazônia Ocidental, o clima sofre a interferência da massa equatorial continental; na Amazônia Oriental, região do médio e baixo Amazonas e litoral, o clima sofre interferência da massa

equatorial marítima e da ZCIT. A massa polar atlântica atua no interior da Amazônia, percorrendo o território nacional no sentido S-NO através da depressão do Paraguai, canalizando o ar frio e provocando queda da temperatura. O fenômeno é conhecido como "friagem". Na Amazônia Oriental predomina o clima equatorial, com pluviosidade média anual de 2.500 mm e temperatura média anual de 24 °C. (Sítio, Ambiente Brasil, 2004)

A região amazônica sempre foi uma área de grande interesse para comunidade científica, por sua diversidade de fauna e flora, particularmente a curiosidade em saber quais os impactos no clima global e nas condições de tempo local.

2.2 Projeto LBA

Como visto, a Amazônia tem muito a oferecer no que se refere à pesquisa científica, e em 1999 um grande experimento de campo denominado Experimento de Grande Escala da Biosfera e Atmosfera da Amazônia (LBA, *Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia*) foi realizado juntamente com o experimento para calibrar o satélite meteorológico TRMM (Missão de Medidas da Precipitação Tropical/Tropical Rainfall Measuring Mission). Naquele ano foi realizada uma enorme campanha de medição de variáveis atmosféricas, tais como a temperatura, pressão, velocidade do vento, etc. Para tanto, contou-se com um grande aparato de equipamentos, tais como radares, balões meteorológicos, satélites e também aviões instrumentados que amostraram as variáveis microfísicas em nuvens (Sítio, LBA, 2004). Durante o período desse experimento, foram realizados 16 vôos intercalados nos vários dias dos meses de janeiro e fevereiro de 1999. Devido à importância da microfísica nuvens para a modelagem numérica, este trabalho mostra a caracterização desta na região amazônica e as diferenças básicas da microfísica na formação de uma nuvem sobre regiões de pastagens e de floresta, bem como as conseqüências diretas no que se refere à

precipitação, temperatura média, radiação nos diversos comprimentos de ondas, etc. Diversos trabalhos foram realizados com o intuito de entender as modificações climáticas, micro-climáticas ou de tempo que ocorreram em áreas que hoje são pastos e anteriormente florestas. As modificações das características da superfície vegetada implicam alterações significativas no balanço de energia e termos micro-climáticos para a atmosfera, os quais devem ser consideradas (GALVÃO, 2000). Na área desmatada, grande parte da energia disponível à superfície é utilizada para aquecer o ar, devido a redução da evapotranspiração. Assim, os fluxos de calor sensível e de calor no solo aumentam e o fluxo de calor latente diminui. Estas modificações têm repercussões imediatas na Camada Limite Atmosférica (SOUZA, 2001).

Com relação à radiação solar global a mesma teve uma variação média anual de 2% entre os sítios experimentais, possivelmente ocasionados pela nebulosidade e aumento dos aerossóis, com médias anuais de $17,3 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ na floresta e $16,8 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ na pastagem, bem como a variabilidade temporal em relação às épocas seca e chuvosa, onde a média diária na estação chuvosa foi de $4.611,9 \text{ W. m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ na floresta e de $4.729 \text{ W.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ na pastagem, enquanto na estação seca de $5.040,5 \text{ W. m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ e de $4.702,4 \text{ W. m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ na floresta e pastagem, respectivamente (MOURA e outros, 2001). Como se observa, muitas são as diferenças entre o pasto e a floresta, o que justifica o interesse de se avaliar as influências microfísicas na formação das nuvens sobre as regiões consideradas.

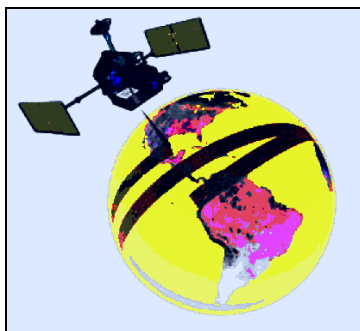


Figura 2.1 - Ilustração do satélite TRMM em sua órbita em torno do equador terrestre.

O satélite TRMM (Figura 2.1) está equipado com instrumentos de observação da precipitação e grandezas afins, tais como o primeiro radar de precipitação lançado no espaço, radiômetro de microondas multi-freqüência, radiômetros na faixa do visível e infravermelho, imageador de relâmpagos e sensor de radiação infravermelha emitida pela superfície da Terra. (Sítio, TRMM, Science Operations Plan, 1996) Esta combinação única de sensores no TRMM, juntamente com uma órbita baixa, não sincronizada com o Sol, é capaz de fornecer mensalmente a quantidade média de precipitação, em regiões com 500 km por 500 km de área. Devido às características da órbita do satélite TRMM, este também fornecer elementos relativos à variabilidade da precipitação sobre os oceanos.

O calor latente liberado no processo de formação de precipitação é uma das principais fontes de energia para a circulação global (RIEHL AND MALKUS, 1958; YANAI, 1975), mas a relação entre precipitação e calor latente não é simples.

Para que os modelos atmosféricos de grande escala produzam resultados realistas, é necessário que os mesmos tenham uma boa parametrização para os processos convectivos.

Vê-se, portanto, a necessidade de experimentos de campo para investigar as características das nuvens, visando dar maior confiabilidade aos resultados previstos pelos modelos.

Desde que o TRMM amostrará a atmosfera, relativamente à precipitação, os dados serão de importância fundamental para os estudos do ciclo hidrológico global e para testar o desempenho dos modelos climáticos globais e sua capacidade de previsão do clima em escala de tempo sazonal. Portanto, a combinação presente no TRMM, de perfis de radar, microondas com diferentes freqüências, radiâncias visível e infravermelha, e dados de relâmpagos, de 35° N até 35° S, é uma poderosa e única base de dados para estudos fundamentais dos processos físicos presentes em nuvens e sistemas precipitantes tropicais marítimos e continentais. Assim, para que se possa inferir corretamente a precipitação a partir das medidas do satélite

TRMM, é necessário um programa de validação do ciclo hidrológico simulado, objetivando ter o conhecimento real da precipitação, principalmente a precipitação tropical. Tal programa de validação, na superfície, dos dados amostrados remotamente pelo satélite TRMM está em andamento. Vários experimentos foram realizados em diferentes locais, incluindo o Estado de Rondônia na Amazônia, entre novembro de 1998 e fevereiro de 1999. Além deste, outros 9 experimentos de calibração foram realizados em várias partes do mundo.

A busca de um melhor entendimento das características da precipitação, a melhoria das técnicas de medidas diretas e estimativas da precipitação por métodos remotos e a validação de produtos derivados de satélite são os objetivos científicos deste programa de validação na superfície.

2.3 A região do Experimento TRMM – LBA

Existem inúmeras características associadas ao clima da América do Sul. Aqui será dada ênfase ao estado de Rondônia, onde se realizou o experimento TRMM-LBA, descrevendo brevemente a geomorfologia regional, tais como a topografia, hidrologia e vegetação e suas variáveis meteorológicas.

O estado de Rondônia está localizado no sudoeste da Bacia Amazônica compreendido entre as latitudes 8° S e 13° S e longitudes 60° W e 65° W. A vegetação dominante é a floresta tropical. Há também grandes áreas desmatadas para pasto de bovinos e savanas entre os limites de 10° S e 12° S de 61° W e 63° W. O relevo varia entre as altitudes de 50 a 1000 m, com amplas áreas em torno de 300 m e em alguns casos 500 m. Quanto à hidrologia, o estado de Rondônia pode ser subdividido em várias bacias de norte para sul, sendo a mais importante a Bacia Amazônica.

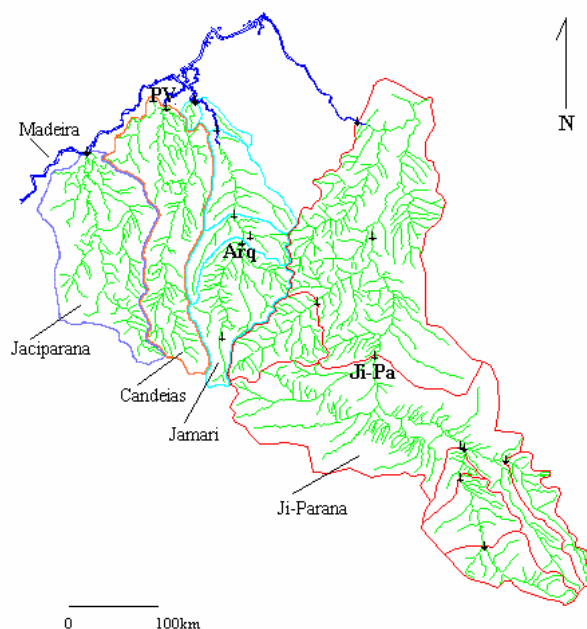


Figura 2.2 Principais bacias hidrográficas do estado de Rondônia (fonte: www.lbaeco.org).

As bacias dos rios variam de algumas centenas de km^2 até cerca de 60.000 km^2 . As quatro bacias subparalelas, em mesoescala, a Jaciparaná, Candeias, Jamari e Ji-Paraná, correm em direção norte e se juntam ao Madeira, um dos maiores afluentes do Amazonas (Figura 2.2). Essas bacias foram medidas pela agência brasileira de hidrometria, ANEEL, em períodos que compreenderam cerca de 20 anos. A geologia regional, solos, clima, pluviosidade e cobertura de vegetação primária (floresta aberta) dessas bacias são similares, mas, em razão de o padrão do uso da terra na região ser guiado por uma importante rodovia, a BR-364, as proporções aproximadas das bacias que foram devastadas em algumas épocas entre 1974 e 1996 são essencialmente zero em Jaciparaná, <5% em Candeias, 51% em Jamari e 47% em Ji-Paraná. As bacias calibradas dos afluentes dentro das bacias do Jamari e Ji-Paraná (Figura 2.2) representam uma gama maior de desmatamento, atingindo 70%. A zona

sombreada na figura 1 indica uma zona de vasto desmatamento que ocorreu em algum período anterior a 1996. (Dunne, T. et all, 1998)

2.3.1 Variáveis Meteorológicas

Localizada na faixa equatorial, a região Amazônica se caracteriza por altas temperaturas e elevados índices pluviométricos. Os principais mecanismos que explicam o regime pluviométrico na região resultam da combinação ou da atuação predominante da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), das brisas marítimas, da penetração de sistemas frontais oriundos do sul do continente, da fonte de vapor representada pela Floresta Amazônica e pela atuação da Cordilheira dos Andes. As precipitações são predominantemente convectivas. As altas temperaturas reinantes estão associadas à intensa radiação solar incidente na região, embora grande parte da energia seja convertida em calor latente de evaporação, uma vez que a região é uma das principais fontes continentais de vapor d'água do mundo. O vapor é em grande parte, advectado para as latitudes mais elevadas, sendo outra parte levada para a atmosfera superior e liberada na forma de calor sensível.

Temperaturas médias de bulbos seco e úmido na estação chuvosa estão entre 24,6 e 25°C, com máxima mensal de 28 a 29°C e mínima que se aproxima dos 22°C (RATISBONA, 1976; CULF et all., 1996).

Os ventos na superfície de Rondônia são muito fracos, com intensidades médias de cerca de 2 a 3 m.s⁻¹. Regionalmente, a direção do vento é controlada pela migração combinada do anticiclone do Atlântico Sul e do Cavado Equatorial. Durante a estação chuvosa a velocidade do vento está entre 1 e 2 m.s⁻¹, na direção Norte-Nordeste, na parte Norte, e Norte-Noroeste, na parte Sul. A direção do vento durante a estação seca é de Norte-Noroeste, mas com ocorrência de ventos de Sudoeste. Em geral, a temperatura do ponto de orvalho diminui e há aumento dos ventos de oeste, tanto na estação chuvosa quanto na estação

seca, quando a região é influenciada por frentes frias. Circulações secundárias associadas com influências locais como topografia e heterogeneidade da superfície também afetam os ventos (RATISBONA, 1976; CULF et al, 1996).

A umidade relativa (UR) média durante a estação chuvosa (novembro-março) é de aproximadamente 80% e os valores médios da UR na estação seca (maio-setembro) é aproximadamente 50%, com valores de 70-80% nos meses de transição (abril e outubro).

No Estado de Rondônia, durante a estação chuvosa, chove em média 250 mm/mês. Durante a estação seca, chove mais no Noroeste e se intensifica em cima da América Central e a leste do Pacífico, numa região de influência da ZCIT que causa uma diminuição na precipitação a menos de 50 mm/mês em Rondônia (Figura 2.3). Os resultados de dados satélites sugerem que durante o dia o máximo da precipitação ocorre nos fins de tarde, entrando pela noite, em Rondônia (GARREAUD E WALLACE, 1997; NEGRI et al, 1998). Entretanto, dados medidos durante o experimento Estudo Anglo-Brasileiro de Observações do Clima Amazônico (ABRACOS, *Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study*) sugerem que o ciclo diurno seja mais variável.

Experimentos de campo na Amazônia no contexto do Experimento da Camada-Limite Amazônica (ABLE, *Amazon Boundary Layer Experiment*) indicam uma grande variabilidade da precipitação. A variabilidade no ciclo diurno de precipitação observada durante o ABLE se mostrou dependente do tipo de sistema (GRECO et al, 1990). Sobre o estado de Rondônia, recentes observações sugerem que os pequenos sistemas convectivos de mesoescala (SCM) são os modos dominantes da convecção. O forçante desses sistemas pode ser originário do calor diurno e/ou de interações entre a propagação de ondas de gravidade e o fluxo sobre as montanhas, provavelmente a Cordilheira dos Andes, a oeste de Rondônia. Durante o experimento ABLE, pequenos sistemas convectivos locais foram observados,

meteorológicos S-Pol e TOGA. A disposição dos radares e demais sensores assegurou uma boa cobertura da estrutura de mesoescala da convecção, assim como uma adequada cobertura em escala convectiva. Desta forma, foi possível obter informações sobre a organização da convecção mesoescala tropical na área do TRMM-LBA e sobre as circulações em células individuais. (Silva Dias et al, 2003)

Instrumentação do Experimento TRMM-LBA

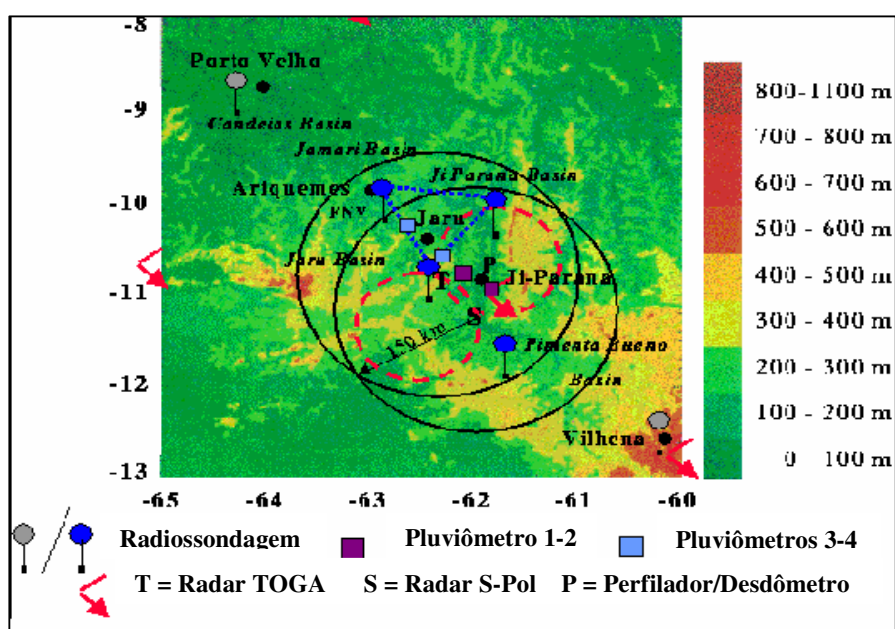


Figura 2.4 - Região do experimento TRMM/LBA. Estão indicadas as posições dos radares meteorológicos S-POL e TOGA, as bases de radiossondagens, entre outros instrumentos. Escala de cores indica altitude (m). Circunferências indicam áreas de abrangência dos radares. Tipos de sensores e suas disposições são mostrados.

2.5 O avião Citation II

O Citation II, mostrado na figura 2.5, é um avião de pesquisa atmosférica, notadamente em Física de Nuvens, pertencente e operado pela Universidade da Dakota do Norte, USA. É uma aeronave de marca Cessna, um jato pressurizado com duas turbinas e com

teto de operação de 12 km, que atinge uma velocidade de cruzeiro de 175 m.s^{-1} e uma razão de subida de 16,8 m/s. Este excelente desempenho é completado por um baixo consumo de combustível, tendo uma autonomia de até 4 horas. O Citation II também pode desenvolver baixas velocidades, cerca de 72 m.s^{-1} , desejável a alguns tipos de medidas.

Uma série de modificações estruturais foi efetuada no modelo básico para maior segurança nas missões experimentais. Entre elas destacam-se os pilones nas extremidades das asas, dos quais receber uma variedade de sensores em um fluxo de ar livre das turbulências da fuselagem da aeronave, os medidores de direção e velocidade de vento no nariz da aeronave, o domo, com aquecimento para evitar o acúmulo de gelo, na área do nariz do avião, a câmara de vídeo na parte da frente do avião para registrar as condições do tempo e um espaço na fuselagem, acima e abaixo, para a montagem de radiômetros, além da entrada de ar para fornecer informações a equipamentos dentro da cabine pressurizada.



Figura 2.5 - Avião Citation II e localização de alguns equipamentos: câmara (1); temperatura do ponto de orvalho (2); 1-DP (3); conteúdo de água líquida (4); temperatura ambiente (5); FSSP (6); CPI (7); HVPS (8); tubo de Pitot (9); temperatura de fluxo reverso (10); 2-DC(11).

A instrumentação básica mede temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho, pressões absoluta e relativa, vento e variáveis microfísicas das nuvens, juntamente com a posição e altitude da aeronave.

O campo tri-dimensional de vento pode ser derivado. Os parâmetros da aeronave são fornecidos por um sistema de navegação inercial (INS, *Inercial Navigation System*) e um sistema de posicionamento global (GPS, *Global Position System*). A intensidade da turbulência pode ser obtida dos transdutores diferenciais de pressão e dos acelerômetros.

As medidas de microfísica de nuvens são realizadas por um conjunto padrão de sondas que são: FSSP-100, *Forward Scattering Spectrometer Probe*; 2-DC, *Two-Dimensional Cloud Probe*; 2-DP, *Two-dimensional Precipitation Probe*, como pode ser visto na figura 2.6. As mesmas estão montadas em pilones sob as asas. Estas sondas medem a concentração e tamanhos de partículas desde micrômetros até milímetros, em diâmetro (veja detalhes do range das medidas de algumas delas na tabela 2.1). Ainda existem as sondas que medem a quantidade de água líquida e a razão de formação de gelo.

Os dados obtidos com estes sensores são importantes para a melhoria dos algoritmos de identificação dos hidrometeoros, para a identificação dos processos microfísicos na convecção tropical continental. Este avião ficou baseado em Porto Velho, próximo da área do experimento.

Tabela 2.1 - Intervalos de valores de medidas das sondas FSSP, 2DC e 1DP.

Sonda	Tamanho de hidrometeoro (μm)
FSSP	4,16 - 52,41
2-DC	81,5 - 956
1-DP	400 - 3000

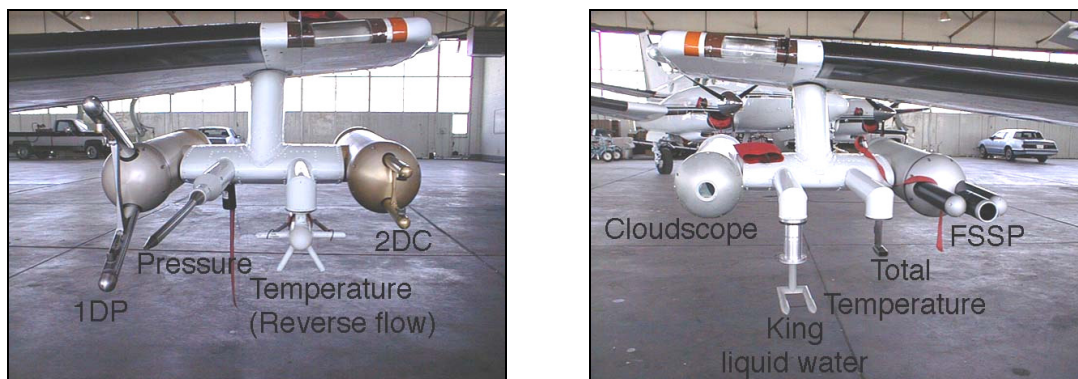


Figura 2.6 - Imagens das sondas instaladas no avião CITATION-II

2.6 Tipos de Vôos

Durante o TRMM-LBA, o Citation II efetuou vários tipos de vôos, seguindo diferentes estratégias de amostragem dos sistemas de nuvens. Dentre os tipos de vôo, destacam-se os seguintes.

2.6.1 “Squall Line” e Rastro de Nuvens Estratiformes

Muitos sistemas convectivos de mesoescala (MCS) surgem com uma linha convectiva e uma região estratiforme, algumas vezes com uma zona de transição entre eles. (PEREIRA FILHO ET AL, 2002) Estes sistemas são de particular interesse ao TRMM/LBA porque os perfis de aquecimento latente de regiões convectivas, estratiformes e intermediárias são bastante diferentes. A combinação dos dados do Citation II, assim como os dados de superfície certamente ajudarão no aperfeiçoamento de modelos físicos e na compreensão das complexas relações entre microfísica de nuvens, radiação e aquecimento latente.

A meta deste tipo de vôo foi estudar a evolução tridimensional de uma de linha de instabilidade. O avião Citation II realizou vôos para obter sondagens verticais das variáveis

microfísicas por meio de penetrações a diferentes altitudes. Quando as nuvens convectivas eram muito fortes e perigosas para a operação do Citation II, realizaram-se amostragens na região estratiforme através de espirais verticais, conforme a Figura 2.7.

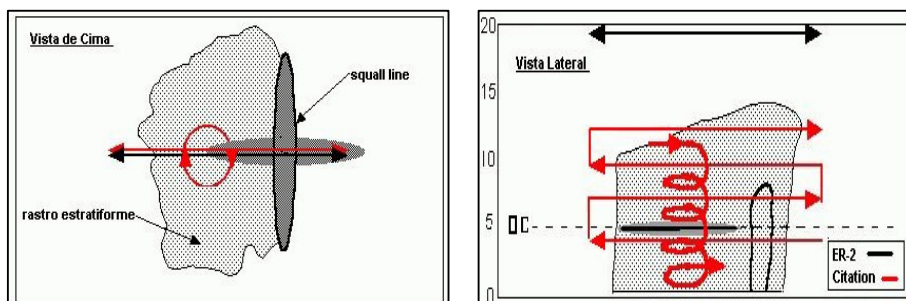


Figura 2.7 - Ilustrações de um vôo em diversos níveis e uma espiral (vistas de cima e lateral), onde as linhas vermelhas representam as trajetórias do Citation II em cortes transversais e em espiral.

2.6.2 MCS com Convecção Desorganizada

Os objetivos deste tipo de vôo foram semelhantes àsquelas do item 2.5.1 descrito anteriormente, exceto para regiões de nuvens convectivas esparsas por uma região estratiforme. As trajetórias do avião *Citation II* foram ao longo do sistema atravessando algumas das células convectivas, preferencialmente aquelas que não colocavam em risco o avião *Citation II*. As trajetórias deste tipo de vôo estão representadas na figura 2.8.

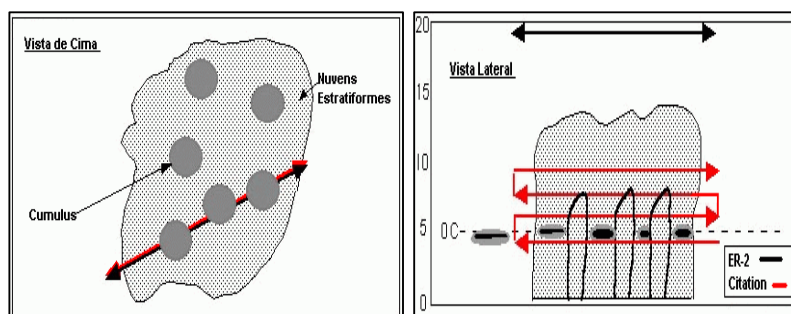


Figura 2.8 - Ilustração de penetrações do avião Citation II em convecções desorganizadas (vistas de cima e lateral, onde a linha vermelha é a trajetória do Citation II (vista de cima) e direita (vista lateral).

2.6.3 Células Convectivas Isoladas

O experimento TRMM/LBA foi particularmente útil medição de tempestades em diferentes estágios de evolução e intensidade. Dependendo da maturidade da convecção, algumas células de convectivas não apresentava bigorna bem desenvolvida ou uma região estratiforme associada à convecção.

Detalhes sobre a evolução da convecção são fundamentais para a compreensão da física desses processos e sua apresentação em modelos usados na validação do TRMM.

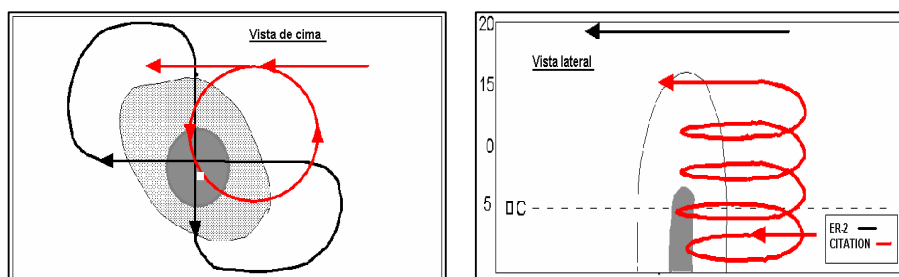


Figura 2.9 - Tipos de vôos "nó de gravata" e espiral ascendente, sendo que a trajetória em vermelho do Citation II, a esquerda tem-se uma vista de cima e a direita uma vista lateral.

A meta principal deste tipo de vôo é o exame das relações entre a evolução da nuvem, a estrutura vertical da refletividade a velocidade vertical, a atividade elétrica e a quantidade relativa de água super-resfriada e grandes cristais de gelo no topo da nuvem. O avião Citation II realiza espiral para cima através da região de convecção. O esquema deste tipo de vôo é representado na Figura 2.9.

2.6.4 Operação em conjunção radar para determinar quantidade de chuva

As relações Z-R utilizadas para converter refletividade em taxa de chuva apresentam incertezas devido a sua dependência com a distribuição de tamanho das gotículas. Além disso, o aumento do volume feixe de radar com a distância, introduz incertezas adicionais. O avião Citation II amostrou vários níveis na região com chuva, principalmente o equipamento CPI (*Cloud Particles Imager* - Imageador de Partículas de Nuvens) que mede a distribuição de tamanho da precipitação na região de cobertura do radar (figura 2.10).

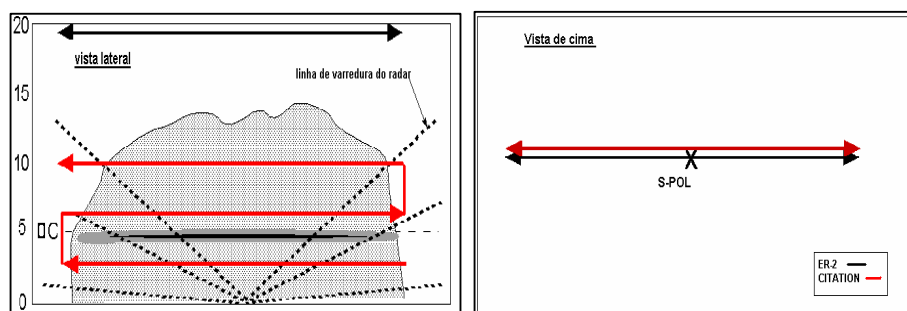


Figura 2.10 – Esquemas de vôos em linha reta sobre a nuvem (ER-2) e através dela em diferentes níveis (Citation II), a linha vermelha representa a trajetória do Citation II, a linha tracejada algumas varreduras do radar.

3 A NUVEM E SUA MICROFISICA

3.1 Formação de Nuvens

Há duas propriedades comuns aos vários processos de condensação. Primeiro, o ar deve estar saturado, o que ocorre quando o ar é resfriado até o ponto de orvalho, mais comum, ou quando o vapor d'água é adicionado ao ar. Segundo, deve haver em geral uma superfície sobre a qual o vapor d'água possa condensar. Quando o orvalho se forma, objetos próximos ou sobre o solo servem a este propósito. Quando a condensação ocorre no ar acima do solo, minúsculas partículas conhecidas como núcleos de condensação de nuvens servem como superfície sobre a qual o vapor d'água condensa.(VIANELLO, 1991).

Estudos de laboratório demonstraram que no ar limpo, livre de poeira e outros aerossóis, a condensação (ou deposição) de vapor d'água é improvável, exceto sob condições supersaturadas superior a 400%). No ar limpo, o grau de supersaturação necessário para desenvolvimento de nuvens aumenta rapidamente à medida que o raio das gotículas decresce. Por exemplo, a formação de gotículas com raio de $0,10 \mu\text{m}$ requer uma supersaturação de aproximadamente 340%. Em contraste, gotículas relativamente grandes, com raio maior que $1 \mu\text{m}$, requer uma supersaturação da ordem de 101% (ROGERS & YAU, 1996).

Nas condições de temperaturas e pressão de vapor de saturação necessária em torno de uma gota esférica de água é maior que no ar sobre uma superfície plana de água. À medida que a curvatura da superfície de água aumenta, torna-se mais fácil para moléculas de água escapar do líquido e tornar-se vapor, porque sobre uma superfície líquida curva a molécula tem menos moléculas vizinhas e as forças de ligação são mais fracas que sobre uma superfície plana.

O número de situações que podem resultar em condições de supersaturações é notável. Dos processos citados anteriormente o mais comum e mais importante na troposfera são os processos de condensação em ascendentes (adiabáticos). O grau de instabilidade atmosférica determina o movimento vertical e o tipo de nuvem (exemplos: cumulus, cirros, nimbostratus ou lenticularis de altocumulus). Outras variedades são produzidas pela condensação.

Com a elevação das parcelas de ar se têm o aumento da razão de saturação. Uma vez que a saturação é alcançada, é possível, em princípio, produzir gotículas. Isto acontece preferencialmente sobre partículas de aerossóis pequenas e de material solúvel com pouca supersaturação com respeito à água. Estes núcleos são chamados núcleos de condensação de nuvens (CCN). O número destas partículas que são “ativadas” aumenta com o aumento da supersaturação nas ascendentes.

O crescimento destas gotículas tende a reduzir a supersaturação do vapor de água e depois de certo tempo nenhuma ativação adicional de CCN irá acontecer. O número de gotículas formadas varia entre 30 a 3000 por cm^3 , dependendo em grande parte das características dos CCN e a velocidade da ascendente.

O quadro acima é aplicado em algumas condições comuns próximo da base nuvens cumulus em desenvolvimento. Os processos de entranhamento na vizinhança da nuvem trazem consigo mais CCN, e, assim reduzem a supersaturação. A formação de gotas maiores na nuvem e falhas na zona de nucleação reduz o vapor de água disponível e a supersaturação. Por outro lado, gotas grandes removem as gotas menores na colisão e há uma tendência de aumentar a supersaturação.

Gotículas de nuvem crescem rapidamente até $5 \mu\text{m}$ de raio por difusão de vapor de água. A condensação de vapor de água libera calor latente. A taxa de crescimento é determinada pelo equilíbrio entre esses dois processos: A diferença de temperatura do

ambiente e dependência do tamanho de gota com a taxa de saturação bem como também a temperatura ambiente e a pressão. (ROGERS, 1996)

Como uma gotícula cresce por difusão, a taxa de mudança de seu raio (dr/dt) diminui com $1/r$. O crescimento de gotículas por difusão a tamanhos bastante grandes para formar gotas de chuva necessita de muitas horas (até mesmo dias) para as supersaturações típicas que existem dentro das nuvens (PRUPPACHER, 1980).

Na atmosfera as gotículas de nuvem não crescem a partir de gotículas menores porque o alto grau de supersaturação necessário para a condensação de gotículas muito pequenas não ocorre na atmosfera. A atmosfera contém abundância de núcleos de condensação, como partículas microscópicas de poeira, fumaça e sal, que fornecem superfícies relativamente grandes sobre as quais a condensação ou deposição pode ocorrer. Muitos núcleos de condensação têm raios maiores que 1 μm , o que significa que os núcleos são suficientemente grandes para facilitar a condensação das gotículas em umidades relativas que raramente excedem 101%. Mais importante que a presença de núcleos relativamente grandes, contudo, é a presença de núcleos higroscópicos, que tem afinidade química por moléculas de água, por exemplo, sais marinhos. A condensação começa sobre estes núcleos de condensação em umidades relativas abaixo de 100%. Como alguns núcleos de condensação são relativamente grandes e muitos são higroscópicos, pode se esperar desenvolvimento de nuvens quando a umidade relativa está próxima dos 100%.

Os núcleos de condensação são classificados em núcleos de condensação de nuvens e núcleos de formação de gelo. Os núcleos de condensação de nuvens são ativos, isto é, promovem condensação, em temperaturas tanto acima como abaixo da temperatura de congelamento, porque gotículas de água condensam e permanecem líquidas mesmo quando a temperatura da nuvem está abaixo de 0° C. Estas gotículas são chamadas de gotas de água

superesfriadas. Os núcleos de formação de gelo são menos abundantes e se tornam ativos apenas em temperaturas abaixo de 0 °C. Há dois tipos de núcleos de formação de gelo: (1) núcleos de congelamento, que causam o congelamento de gotículas e se tornam ativos, na maioria das vezes abaixo de -10° C e (2) os núcleos de deposição (também chamados núcleos de sublimação), sobre os quais o vapor d'água se deposita diretamente como gelo. Estes núcleos se tornam completamente ativos, na maioria das vezes, abaixo de -20° C.

Quando a condensação ocorre, a taxa de crescimento inicial das gotículas é grande, mas diminui rapidamente porque o vapor d'água disponível é consumido pelo grande número de gotículas em competição e também porque a taxa de crescimento é inversamente proporcional ao raio da gotícula. O resultado é a formação de uma nuvem com muitas gotículas de água, que permanecem suspensas no ar. Mesmo em ar muito úmido o crescimento destas gotículas de nuvem por condensação adicional é lento. Além disso, a imensa diferença de tamanho entre gotículas de nuvem e gotas de chuva (são necessárias aproximadamente um milhão de gotículas de nuvem para formar uma só gota de chuva) indica que a condensação sozinha não forma gotas suficientemente grandes para precipitar.

3.2 Formação de Precipitação

Há dois mecanismos pelos quais uma nuvem que consiste de gotículas pequenas pode produzir para produção de chuva, colisão/coalescência, na qual uma gota suficientemente grande cai e recolhe gotas menores em sua queda e os processos de cristalização de gelo de Bergeron.

3.3 Classificação dos processos microfísicos

Vários processos microfísicos foram citados na descrição da formação inicial de partículas de nuvem e como estas partículas podem crescer e resultar em precipitação. Há três categorias básicas desses processos:

- (i) fase de nucleação,
- (ii) crescimento ou evaporação por difusão, e
- (iii) coleta interpartícula.

Estes formam uma sucessão temporal na qual a nucleação precede o crescimento de difusão, que precede o crescimento por meio de coleta. As equações que descrevem processos dentro de uma determinada categoria são normalmente bastante semelhantes, sendo o sistema é água ou gelo. Geralmente, o tratamento para água é mais simples, que aquele para o gelo, e cada processo será apresentado com referência à fase de água líquida.

As três fases distintas de processos de nucleação de interesse são: nucleação de água por vapor, nucleação de gelo por vapor, e nucleação de gelo por água. Estes processos de nucleação são condensação, a deposição e o congelamento, respectivamente. Estes processos de nucleação podem proceder dentro de um sistema de puro (homogêneo) ou dentro de um sistema com impurezas (heterogêneo).

O crescimento e evaporação de partículas por meio de processos de difusão são complexos devido os efeitos cinéticos das partículas pequenas, efeito de ventilação nas grandes partículas, e o efeito de competição entre as partículas. A solução da equação de difusão para cristais de gelo é complicada pela variedade de formas (hábitos) cujos cristais de gelo podem assumir (COTTON, 1989).

Quatro tipos de processos de coleta interpartículas são possíveis. A coleta de uma gota de água pequena por um maior, que é a coalescência; a coleta de uma partícula de gelo

pequena por uma maior que é a agregação; a coleta de uma partícula de gelo pequena por uma gota de água maior é congelamento; a coleta de uma gota de água pequena por uma partícula de gelo grande é a acumulação. (Vonnegut, 1947)

3.4 Microestrutura de nuvens cumulus

A teoria da parcela sugere que a microestrutura de nuvens cumulos seja uma função de altura. Porém, observações da estrutura de nuvens convectivas nos anos quarenta indicaram que havia consideráveis variabilidades no espaço e no tempo nas propriedades de nuvem. Movimentos verticais e a temperatura de ar registrada por aeronave no Projeto “Thunderstorm” (BYERS, 1949) revelaram que uma tempestade convectiva normalmente consiste de várias células e que cada uma delas tinha um ciclo de vida característico. Em qualquer momento, uma tempestade contém ordinariamente células em fases diferentes de desenvolvimento. Mas também dentro de uma célula há flutuações em escalas menores. Medidas de velocidade de vertical, temperatura e conteúdo de água líquida mostram uma estrutura detalhada com variações significativas que acontecem numa distância de apenas alguns metros. Frequentemente, são bem correlacionadas com flutuações do vento vertical, temperatura e conteúdo de água, indicando o grau de importância das interações dos mecanismos dinâmico, termodinâmico e os processos microfísicos em nuvens convectivas.

Apesar da grande variabilidade natural das microestruturas das nuvens convectivas, grande parte desta variabilidade é controlada por algumas características do ar ambiente. Estes fatores normalmente são a temperatura da base da nuvem, o tipo e a concentração de núcleos de condensação e núcleos de gelo, a estratificação de temperatura e

umidade, e o valor do forçante dinâmico “*windshear*” vertical e convergência da grande escala.

A microestrutura de nuvens *cumulus* normalmente descrita em termos da temperatura, quantidade de vapor, velocidade vertical, conteúdo de água líquida, espectros de gotas de nuvens e as distribuições dos tamanhos das gotas de chuva e partículas de gelo. Nos últimos 40 anos, muitos esforços têm sido dedicados para desenvolver instrumentos e técnicas experimentais para medir estas quantidades. Há progressos feitos com radares para medir propriedades de nuvem. Porém, a técnica mais segura ainda é realizar medidas “*in-situ*” por meio de aeronave de pesquisa equipada com sensores e instrumentação. O procedimento da amostragem normalmente consiste em séries de travessias horizontais ou espiraladas passando pelo núcleo da nuvem em diferentes altitudes.

Aqui serão mencionados apenas os instrumentos mais comuns que medem parâmetros microfísicos. A temperatura é normalmente medida através de termômetros de resposta rápida, como o sensor de Rosemount e também pode ser registrada com um higrômetro de Cambridge (*dewpoint*). O conteúdo de água líquida da nuvem é medida pela sonda Johnson-Williams, que mede a quantidade de água por meio da quantidade de calor cedido por um arame quente exposto o qual evapora as gotículas que o intercepta. São calculadas as velocidades verticais por meio de acelerômetro, um sistema de taxa de giro, um sensor para velocidade de ar, ângulo de ataque e ângulo de *sideslip*. Podem ser medidos espectros de gotículas com uma sonda denominada *FSSP (Forward Scattering Spectrometer Probe)*. Este instrumento mede o tamanho e quantidade gotículas, a partir da quantidade de luz espalhada pelas partículas que interceptam um feixe de laser. Já a classificação de gotas maiores é feita por uma segunda sonda semelhante a esta. A mesma fornece informações

sobre a forma e fase termodinâmica das partículas e também tem o imageamento bidimensional.

3.5 Definições na Microfísica

A formação das nuvens e subsequente desenvolvimento da precipitação resultam de três processos básicos, que são a nucleação, difusão e coalescência. Percebe-se que estes processos são altamente interativos e bastante dependentes da estrutura dinâmica da nuvem.

Estudos recentes têm mostrado que o equilíbrio radiativo e ciclo hidrológico estão fortemente ligados com os processos microfísicos em nuvens (JOSEPH, E., 1999). As previsões climáticas dependem desses processos microfísicos. As nuvens cobrem dois terços da superfície do planeta Terra e reduzem grande parte da radiação que chega à atmosfera e também regulam o ciclo hidrológico, água na superfície, é transportada para a atmosfera, que retorna em forma de precipitação. O calor latente e resfriamento associado às nuvens modificam a circulação atmosférica e, ocasionam, por exemplo, tempestades com descargas elétricas. Todos esses fenômenos têm origem nos processos microfísicos que envolvem gelo, água líquida e partículas que variam de micros a alguns milímetros. Mudanças nos processos microfísicos podem modificar a extensão e distribuição espacial e o tempo de vida das nuvens, a distribuição de vapor d'água, o fluxo de água e a radiação incidente na atmosfera.(Baker, 1997).

O primeiro conceito apresentado é o de concentração de hidrometeoros, definida como o número de hidrometeoros de uma dada espécie por unidade de volume.

Seja n o número de partículas contidas em uma amostra de ar de volume V , a concentração N é dada por:

$$N = \frac{n}{V} \quad (3.1)$$

As unidades de concentração, assim como no caso de aerossóis são m^{-3} , l^{-1} , cm^{-3} , etc.

Assim como para o vapor d'água, é possível definir razões de mistura para cada espécie de hidrometeoros. Seja uma amostra de ar seco, de massa m_d , que contém uma massa de água líquida m_l , a razão de mistura de água líquida (q_l) será dada por:

$$q_l = \frac{m_l}{m_d} \quad (3.2)$$

Como a massa de ar seco é sempre muito maior do que a de material condensado que ele contém, pode-se aproximar m_d por m e usar a expressão:

$$q_l = \frac{m_l}{m} \quad (3.3)$$

Se estivermos interessados em avaliar a massa de material condensado em relação ao volume da amostra de ar e não em relação à sua massa, pode-se definir o conteúdo ou teor da espécie de hidrometeoros em estudo. Por exemplo, se uma amostra de ar de volume V contém uma massa m_l de água líquida, o conteúdo de água líquida L é dado por:

$$L = \frac{m_l}{V} \quad (3.4)$$

Também é possível definir, para cada espécie de hidrometeoros, uma função-distribuição, tal que:

$$f = \frac{dN}{dD} \quad (3.5)$$

O gráfico da função distribuição, também chamado de espectro, pode ser obtido, na prática, determinando a concentração ΔN de hidrometeoros cujos diâmetros estão compreendidos entre $D - \Delta D/2$ e $D + \Delta D/2$ para obter $f(D) = \Delta N/\Delta D$. Um espectro obtido por

meio deste procedimento é ilustrado na Figura 3.4. Evidentemente, f tem a dimensão de inverso de comprimento à quarta potência. Na prática, uma possível unidade de função-distribuição, é $\text{cm}^{-3}/\mu\text{m}$, ou seja, concentração por diâmetro.

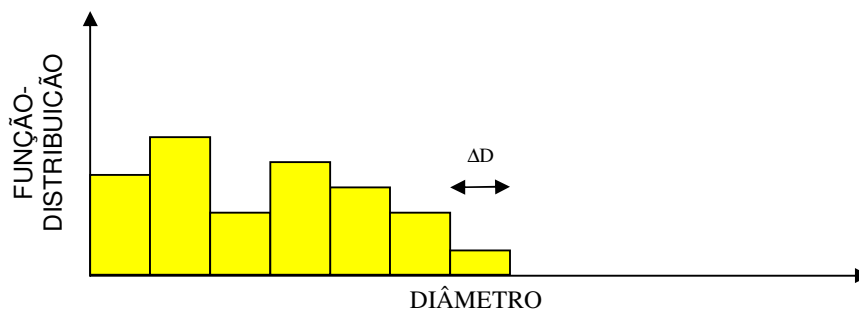


Figura 3.1 – Representação esquemática do espectro de hidrometeoros. O número de hidrometeoros em cada faixa de tamanho (ΔN) é obtido simplesmente multiplicando a função-distribuição (f) pela largura da faixa ΔD (adaptado de Costa, 2003)

3.6 Microfísica de Nuvens Quentes

Nuvens quentes são compostas exclusivamente de gotículas líquidas que foram formadas sobre CCN que atingiram a supersaturação crítica correspondente, no processo de nucleação. Uma vez formadas as gotículas de água podem continuar a crescer em um ambiente supersaturado, por meio da difusão de vapor para sobre a sua superfície, ou seja, por condensação. O processo inverso, que ocorre em um ambiente subsaturado, corresponde a um fluxo de moléculas de água de sua superfície para o ambiente, ou seja, a evaporação.

As características das gotículas, pelo menos no estágio inicial de desenvolvimento de uma nuvem, dependem fortemente dos CCN que lhes deram origem. Massas de ar marítimas, continentais e poluídas têm CCN com características distintas, a começar por suas concentrações. Daí, medidas de concentrações de gotículas em nuvens marítimas e continentais, resultam em valores bastante distintos. Enquanto nuvens marítimas têm

concentrações de gotículas da ordem de 100 cm^{-3} , nuvens continentais têm concentrações que podem se aproximar de 1000 cm^{-3} . Se uma nuvem marítima e uma nuvem continental é constituídas de gotículas de raio R_1 e R_2 com concentrações N_1 e N_2 (com $N_1 < N_2$) e têm o mesmo conteúdo de água líquida L , pode-se deduzir que o raio das gotículas é maior nas nuvens marítimas do que nas nuvens continentais. A massa de uma gotícula, é $m = \frac{4}{3} \pi \rho_w R^3$, e o conteúdo de água líquida é:

$$L = \frac{4}{3} \pi \rho_w N R^3 \Rightarrow R = \left(\frac{3L}{4\pi \rho_w N} \right)^{1/3} \quad (3.6)$$

Decorre daí que a razão entre os raios das gotículas nas duas nuvens supracitadas é:

$$\frac{R_1}{R_2} = \left(\frac{N_2}{N_1} \right)^{1/3} \quad (3.7).$$

Assim, nas nuvens continentais o vapor condensado se distribui em um número maior de partículas de menores dimensões, ao passo que em nuvens marítimas, a água líquida se distribui em uma quantidade menor de gotículas de maior raio. Como conseqüência, nuvens marítimas e continentais têm propriedades diferentes. Uma nuvem com hidrometeoros maiores apresenta uma maior tendência a produzir precipitação.

O crescimento de gotas por condensação é pouco eficiente. Para que as gotas cresçam até um raio de $100 \mu m$, mesmo que tenham sido nucleadas sobre aerossóis gigantes, é um processo físico rápido lento. Alguns cálculos teóricos mostram que seriam necessárias algumas horas. Normalmente é tempo mais do que suficiente para uma nuvem completar seu ciclo de vida e se dissipar.

3.7 Microfísica de Nuvens Frias

Quando se formam nuvens profundas cujo topo se encontra acima do nível de congelamento, a fase de gelo adquire grande importância. Em cumulonimbus, cujo topo pode ser encontrado até nas proximidades da tropopausa entre 16 e 18 km nos trópicos, a maior parte do material condensado está na fase sólida.

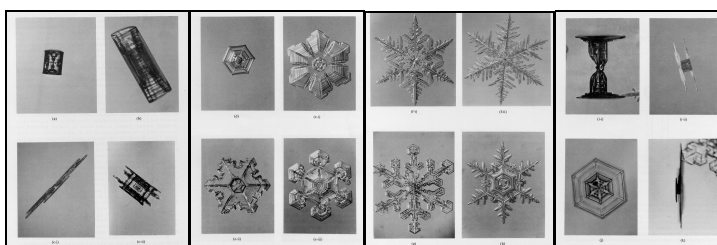


Figura 3.2 – Fotografias de cristais de neve: prisma ou coluna; esqueleto de prisma; agulha; placa; setor; dendrito; dendrito com placas nas extremidades; placa com extremidades dendríticas; prisma com placas; e placa dupla (vistas superior e lateral)

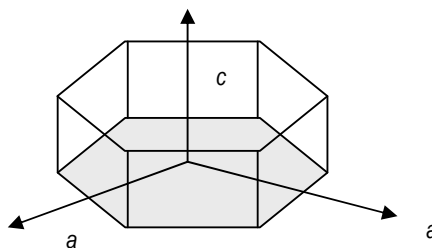


Figura 3.3 – Representação esquemática de um cristal de gelo, indicando os eixos longitudinais (c) e transversais (a).

Apesar da variedade de formas com que a fase sólida se apresenta (ver figura 3.2), sob um ponto de vista cristalográfico, praticamente todos os constituintes apresentam uma estrutura de prisma hexagonal, conforme a Figura 3.3. Os cristais de gelo podem crescer preferencialmente ao longo do eixo c ou eixo a , de acordo com as condições atmosféricas. Caso o eixo c seja favorecido, cristais “colunares”, ou seja, cristais em forma de coluna (ou

agulha, no caso extremo) aparecem. No do crescimento ao longo do eixo a , surgem cristais planares.

Uma forma de se quantificar o hábito de um cristal é definir a razão de aspecto, (r), como sendo a razão entre as dimensões do cristal ao longo dos eixos c e a . Ou seja,

$$r = \frac{c}{a} \quad (3.8)$$

Na maioria dos casos, somente estas duas dimensões são necessárias para caracterizar um cristal, além de seu hábito. Para cristais planares, c corresponde à espessura do cristal, e a ao seu diâmetro. Para cristais colunares, c corresponde ao comprimento do cristal, e a a sua largura. Razões de aspecto maiores que 1 indicam cristais colunares e razões de aspecto inferiores à unidade, indicam cristais planares.

Existem exceções à forma prismática hexagonal acima descrita, como os cristais prismáticos triangulares, dendritos triangulares e cristais pentagonais observados em laboratório. No entanto, acredita-se que a ocorrência de cristais não-hexagonais de gelo na atmosfera terrestre seja desprezível.

Experimentos de laboratório (MASON, 1971; HALLETT E MASON, 1958; KOBAYASHI, 1961, ROTTNER E VALI, 1974) mostraram que a temperatura e a supersaturação são fatores críticos para determinar os padrões de crescimento de um cristal de gelo e, portanto, seu hábito.

Variações pequenas de temperatura e suprimento de vapor d'água podem levar ao favorecimento de regimes completamente distintos no crescimento dos cristais. No caso em que o suprimento de vapor é grande, as variações no hábito dos cristais são particularmente dramáticas. Em supersaturações elevadas, a forma do cristal de neve tende a passar, na medida em que a temperatura decresce, de placa, para agulha, para coluna, para setor, para dendrito, e de volta a setor e coluna. Tal mudança cíclica (planar para colunar, para planar e de volta a colunar) é causada por uma mudança cíclica na direção de crescimento preferencial

ao longo dos eixos a e c . Tais mudanças ocorrem aproximadamente a -4°C , -9°C e -22°C . As duas primeiras transições são bem definidas, mas a última não é. A mudança no hábito dos cristais de gelo pode ocorrer, na realidade, ao longo de um intervalo de vários graus, em torno de -22°C (YOUNG, 1993).

Em condições de pequeno suprimento de umidade, as variações de hábito são bem mais sutis. Mudanças entre coluna curta e placa espessa ocorrem aproximadamente a -9°C e -22°C , mas é bastante claro que, neste caso, o crescimento ao longo dos eixos a e c é sempre similar. No caso extremo, ou seja, em que o excesso de vapor é quase nulo (o ar está apenas saturado em relação ao gelo), o hábito do cristal deixa de variar com a temperatura, e este assume a forma de uma placa hexagonal com razão de aspecto igual a 0,8.

O comprimento típico de colunas, bem como o diâmetro de placas comumente varia entre 20 μm e 2 mm. A espessura de cristais planares geralmente se encontra entre 10 e 60 μm , enquanto a espessura de colunas vai de 10 a 200 μm e 150 μm no caso de agulhas.

Em geral, os cristais de gelo apresentam uma densidade menor do que a do gelo sólido, devido à presença de ar nos interstícios capilares dentro do cristal. Para colunas curtas, a densidade se aproxima do gelo sólido, mas para cristais mais longos, a densidade tende a cair, atingindo 0,5 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ para um comprimento de 1 mm. Para agulhas, a densidade pode cair para 0,4 ou até 0,3 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$, para cristais mais longos que 1 mm.

A probabilidade de ocorrência de água superesfriada decresce com a temperatura, e a temperatura, em geral, decresce com a altitude. Uma análise superficial, baseada somente no total de núcleos de gelo ativados em função da temperatura (ver capítulo anterior), poderia sugerir que a concentração de partículas de gelo, portanto, tenderia a um crescimento monotônico com a altura. As observações em nuvens frias, no entanto, desmentem tal hipótese para a maioria dos casos. A transição entre a região em que há predominância de água líquida para aquela em que o gelo é o principal componente é, via de regra, abrupta.

Nessa região de transição, a concentração das partículas de gelo cresce rapidamente. Uma vez na região em que o gelo predomina, a concentração de hidrometeoros sólidos varia pouco.

A mudança rápida na fase da água para o estado sólido em uma nuvem (glaciação) é responsável por esta característica. Observou-se que, entre -4 e -25°C , a concentração de partículas de gelo é, em média, independente da temperatura do topo da nuvem, podendo, em qualquer caso, chegar até 10^4l^{-1} .

Uma vez formados os cristais de neve mostram uma distribuição por tamanho (para cristais menores que 1 mm) com um pico pronunciado de concentração na região dos cristais pequenos, decrescendo rapidamente na outra direção do espectro (cristais grandes).

Os cristais de gelo observados em nuvens cirrus (que se formam na alta troposfera) têm formas geralmente características de temperaturas baixas (-25 a -60°C). Em tais níveis, as nuvens costumam consistir de projéteis, rosetas, colunas ocas e curtas, placas espessas e agregados dessas variedades de cristais. Geralmente, tais cristais se formam por nucleação homogênea em gotas super-resfriadas.

A partir de vários estudos experimentais, constatou-se que o intervalo típico de concentração de partículas sólidas em cirros é da ordem de 50 a 500 cristais por litro. As dimensões máximas encontradas tipicamente vão de 100 a 300 micra para placas espessas e colunas, 200 a 800 micra para projéteis e rosetas, e 400 micra a 1.5 mm para agregados. O conteúdo de água sólida observada via de regra está entre 0,05 e $0,5\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ (CAMPOS FILHO, 2001).

Em determinadas condições, cristais de neve em nuvens podem colidir, e permanecerem ligados, formando o que se chama de agregados. Um exemplo de um agregado de vários dendritos é mostrado na Figura 3.4.

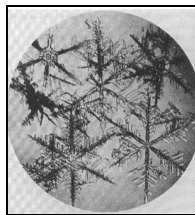


Figura 3.4 – Floco de neve (agregado) consistindo de dendritos (Nakaya, 1954).

A ocorrência de agregados é máxima a temperaturas próximas de zero grau. Isto ocorre porque, em temperaturas próximas ao ponto de fusão, os cristais apresentam uma fina camada quase-líquida de alta aderência. Com a redução da temperatura, a probabilidade de agregação decresce, com um máximo secundário em torno de $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$, que é a temperatura em que a formação de dendritos é mais provável.

O tamanho dos agregados depende fortemente do hábito dos cristais que lhe dão origem. Os agregados de colunas e agulhas tendem a ser pequenos, ao contrário dos agregados de dendritos, que podem chegar a diâmetros maiores que 1 cm, apesar de, em sua maioria, os flocos de neve possuírem dimensões entre 2 e 5 mm.

O processo de *riming* ocorre quando cristais de gelo e gotas superesfriadas colidem em nuvens. Alguns cristais que passaram por tal processo são mostrados na Figura 3.5. Nesta figura observa-se que a maior parte das gotas coletadas por cristais planares, placa e dendrito, tende a se fixar na periferia do cristal (painel à esquerda e ao centro), ao contrário de cristais em forma de coluna, em que as gotas se distribuem quase uniformemente ao longo de toda a extensão do cristal.

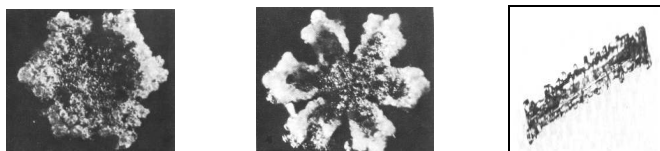


Figura 3.5 – Placa (esquerda), dendrito (centro) e coluna (direita) em processo de riming.

No caso extremo de *riming*, um cristal de gelo se converte em uma partícula de *graupel*. Uma partícula de *graupel*, via de regra, já não guarda identidade com a forma

geométrica inicial do cristal, apesar de que em certas circunstâncias, uma gota que se congela também pode servir como embrião para uma partícula de graupel.

O *graupel* é formado de partículas de gelo opacas, sendo comumente arredondadas ou cônicas. A densidade de tais partículas é maior do que a de agregados, mas inferior à do granizo. O diâmetro característico máximo de partículas de graupel está em torno de 5 mm. Exemplos deste tipo de partícula são mostrados na Figura 3.6.

O granizo é constituído de hidrometeoros que vão desde dimensões semelhantes às de *graupel* até aquelas com diâmetro de vários centímetros. Normalmente, o granizo atinge de 6 a 8 cm de diâmetro, como os produzidos em uma tempestade no Norte da Itália (Figura 3.7), mas um granizo pesando 766 g e com uma circunferência aproximada de 44 cm (raio de 7 cm) foi observado e descrito por Browning (1966) . (adaptado de COSTA, 2003)



Figura 3.6 – Partículas de *graupel* coletadas na Suíça. À distância entre as linhas é de 0,2 mm (Aufdermauer, 1963).



Figura 3.7 – Pedras de granizo coletadas após uma severa chuva de granizo no Norte da Itália em 4 de agosto de 2002. As maiores têm dimensões de vários centímetros e pesavam acima de 700 g. As rajadas de vento atingiram até 36,7 m/s e se registrou precipitação acumulada em 20 minutos de 37,8 mm. A elipse ao fundo indica o sistema de nuvens responsável (canal infravermelho do satélite METEOSAT 00:00h UTC) Adaptada da revista IMAGE, n. 17, novembro de 2002, EUMETSAT.

A forma do granizo é predominantemente próxima à da esfera, mas formas cônicas, esferóides achatados, formas similares à de uma maçã e pedras com saliências ou lóbulos também são freqüentemente encontrados. Geralmente, granizo com lóbulos se formam quando a mesma funde parcialmente, gerando água líquida em sua superfície, que volta a se solidificar. Exemplos deste tipo de granizo são mostrados na Figura 3.8.

O granizo pequeno, de dimensões semelhantes ao *graupel*, difere deste por sua maior densidade e pela aparência menos opaca e menos rugosa de sua superfície. Uma partícula de *graupel* pode se converter em um granizo pequeno ao preencher os seus interstícios com água líquida.

Normalmente, granizo coletado na superfície constitui-se de gelo sólido. No entanto, diversos estudos experimentais (LIST, 1958A,B; MACKLIN, 1961) mostraram que o crescimento de pedras de granizo pode ser, na verdade, altamente complexo. Dependendo do regime de crescimento, o granizo pode conter camadas de gelo e água, denominado por List de “gelo esponjoso”. Tais camadas são produzidas quando o calor latente liberado durante o crescimento do granizo não é repassado de maneira eficiente ao ambiente, para permitir que toda a água coletada pelo granizo se solidifique. Neste caso, ao passo que a porção de água coletada que se congela forma uma estrutura em forma de malha, o restante, que permanece como água líquida, preenche os vazios de tal estrutura. A mistura é mantida a uma temperatura de 0°C. (adaptado de COSTA, 2003)

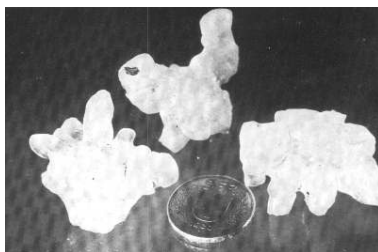


Figura 3.8 – Pedras de granizo com lóbulos.

4. MATERIAL E MÉTODOS

Trabalhos anteriores mostraram que a microfísica das nuvens tem variações significativas em diversas variáveis, tais como concentração de gotículas, conteúdo de água líquida, etc. e também alterações na forma do espectro da distribuição de gotículas quando as medidas são realizadas em diferentes locais, a exemplo de nuvens cumulos sobre regiões urbanas, continentais, marítimas e costeiras (COSTA, 2000a; COSTA, 2000b; DE OLIVEIRA, 1996).

Este capítulo mostra que também existem diferenças na microfísica em nuvens formadas em áreas de pasto ou de floresta, neste caso as formadas sobre o Estado de Rondônia.

4.1 Caracterização microfísica do voo 18 de fevereiro de 1999.

Um dos vôos do avião Citation II foi realizado em 18 de fevereiro de 1999 sobre duas regiões distintas do estado de Rondônia: uma região de pastagem e a uma densa área de florestal, cuja trajetória está mostrada na figura 4.1.

Foram feitas muitas passagens dos tipos “nó de gravata” e “espiral ascendente” durante o voo que durou aproximadamente 1 hora e 34 minutos, entre 19:29 UTC e 22:03 UTC. Contudo, o período de interesse foi das 19:32 UTC às 20:25 UTC para o pasto e de 20:40 UTC às 21:26 UTC para a floresta.

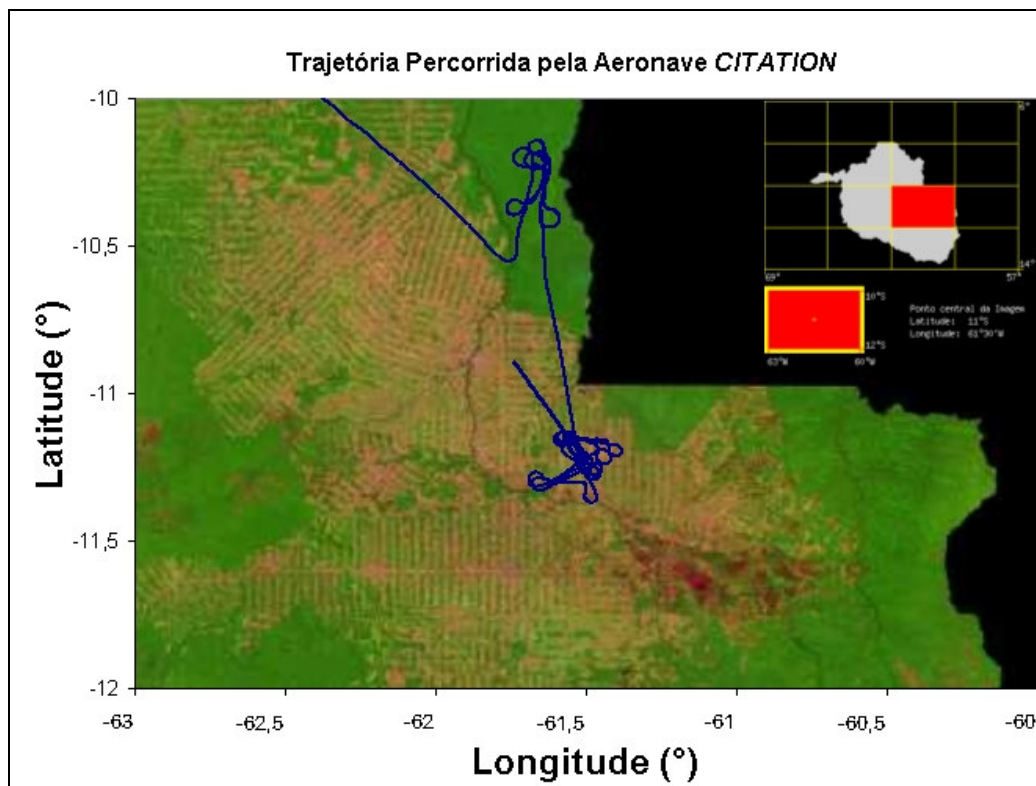


Figura 4.1 - Trajetória do voo do avião CITATION sobre as regiões de pastagem e floresta,. O retângulo corresponde a 63°W a 60°W e de 10°S a 12°S no estado de Rondônia. Onde as cores marron e verde correspondem quase sempre a áreas de pastagens e florestas respectivamente (Imagens LANDSAT/EMBRAPA).

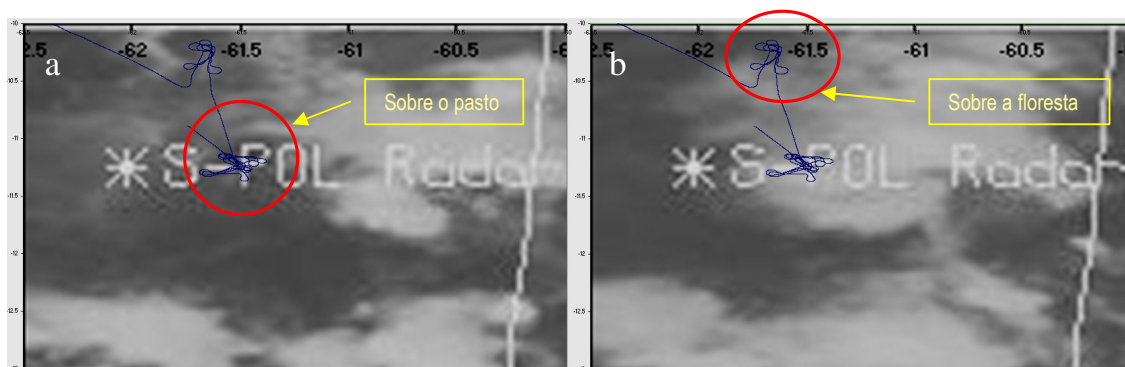


Figura 4.2 - Trajetória do voo do avião CITATION sobre as regiões de pastagem (a) e floresta (b), sobreposta sobre imagens do satélite GOES-8. Horários 20:45 UTC (pasto) 21:15 UTC (floresta).

As imagens do satélite GOES-8 do canal infravermelho das 20:45 UTC (4.2a) e 21:15 UTC (4.2b) mostra sistemas de nuvens convectivas sobre os limites 10° S e 13° S e entre 62,5° W e 60° W, porem sobre as áreas de interesses as nuvens não tinham muito desenvolvimento vertical, principalmente no pasto (ver círculo vermelho na figura 4.2a), por

outro lado no momento que o avião CITATION II estava sobre floresta (ver círculo vermelho na figura 4.2b) a nebulosidade aumenta, mais ainda de nuvens sem convecção intensa.

As figuras 4.3 e 4.4 mostram um aplicação da trajetória realizada respectivamente sobre o pasto e floresta.

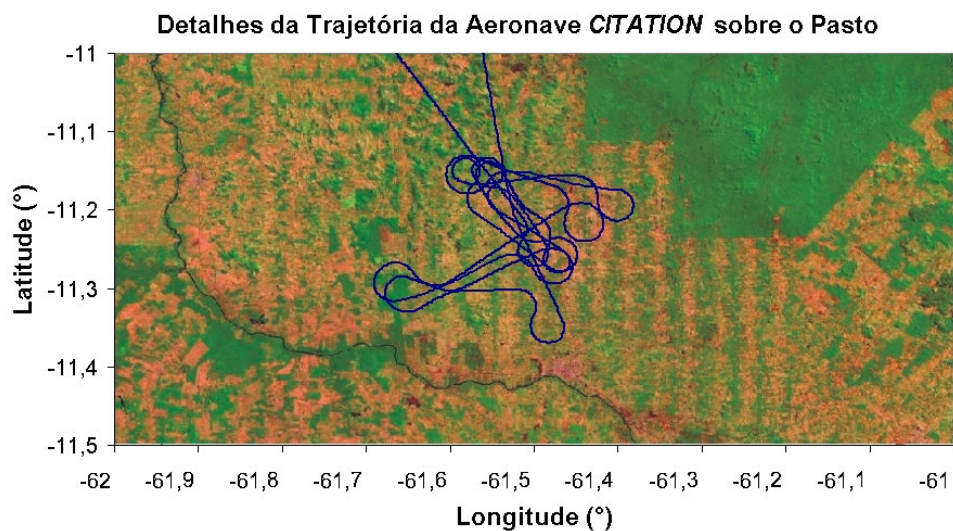


Figura 4.3 - Detalhes da trajetória do voo sobre a região de pastagem. (Imagens LANDSAT/EMBRAPA)

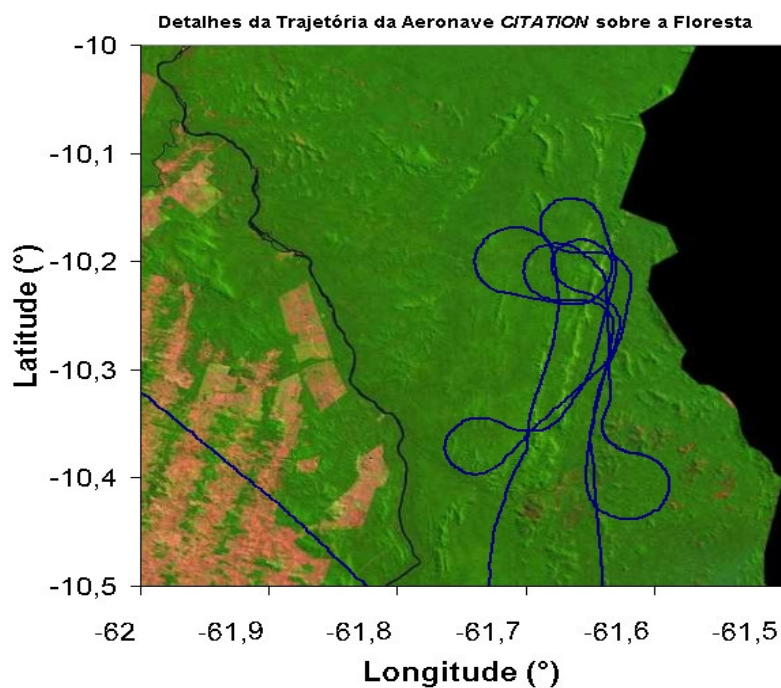


Figura 4.4 - Detalhes da trajetória do voo sobre a região de floresta. (Imagens LANDSAT/EMBRAPA).

Durante este vôo foram realizadas várias medidas. Neste trabalho utilizou-se as seguintes variáveis:: Razão de Mistura Total (g.kg^{-1}), Temperatura Potencial (K), Temperatura Potencial Equivalente (K), Velocidade Vertical (m.s^{-1}), Água Líquida medido com a sonda JW (g.m^{-3}), Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), Temperatura do Ar ($^{\circ}\text{C}$), Diâmetro Médio (μm), Concentração medida com a sonda 2-DC (l^{-1}), Diâmetro Médio medido com a sonda 1-DP (μm), Concentração medida com a sonda 2-DC (l^{-1}), Diâmetro Médio medido com a sonda FSSP (μm), Água Líquida medida com a sonda FSSP (g.m^{-3}), Concentração medida com a sonda FSSP (cm^{-3}), Altitude medida com o GPS (m). Os respectivos gráficos foram elaborados para a região de pasto e na região de floresta. Esses se limitaram ao intervalo de permanência na nuvem. Nem sempre o avião estava nas nuvens e quando as tinha era necessário penetrá-las e conseqüentemente atravessá-las longitudinalmente ou em movimentos inclinados para cima e em seguida retornar para a próxima penetração. Considerou-se nuvem quando a concentração da sonda FSSP tinha valores superiores à zero g/m^3 .

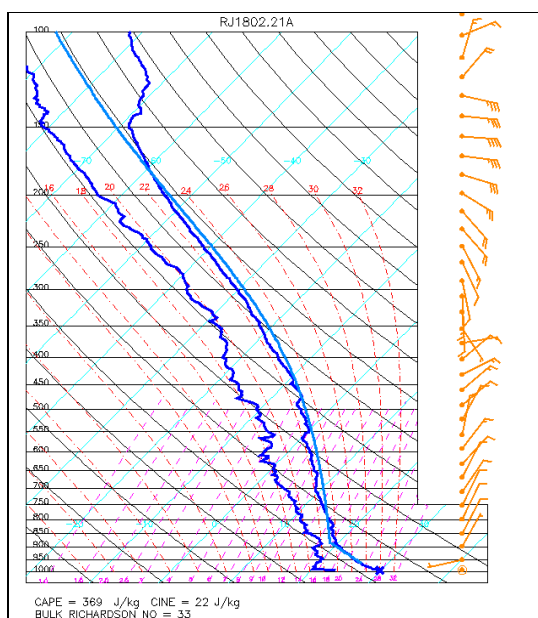


Figura 4.5 – Diagrama *Skew - T* da sondagem das 21:00 h UTC do dia 18 de fevereiro de 1999.

A figura 4.5 mostra o diagrama *Skew - T* da sondagem realizada às 21:00h UTC do dia 18 de fevereiro de 1999. A energia disponível para convecção era de 369 J.kg^{-1} e a inibição convectiva de 22 J.kg^{-1} , com o nível de condensação por levantamento em torno de 775 hPa enquanto o nível de equilíbrio em torno de 160 hPa.

As figuras 4.6 a 4.33 (pasto) e 4.34 a 4.63 (floresta) mostram variáveis que foram medidas durante o voo do avião Citation II. Esses pares de figuras são trechos em que cada uma delas corresponde a uma passagem por um sistema de nuvens e revela a identidade microfísica das nuvens sobre as regiões de florestas e de pastagem da Amazônia brasileira.

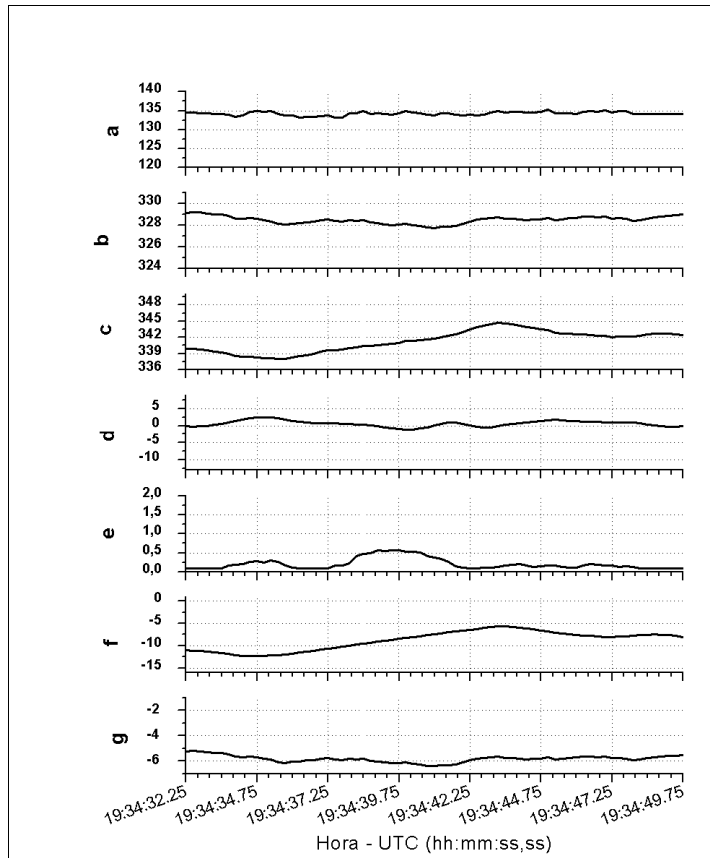


Figura 4.6 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c - Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 19:34:32h e 19:34:49h UTC.

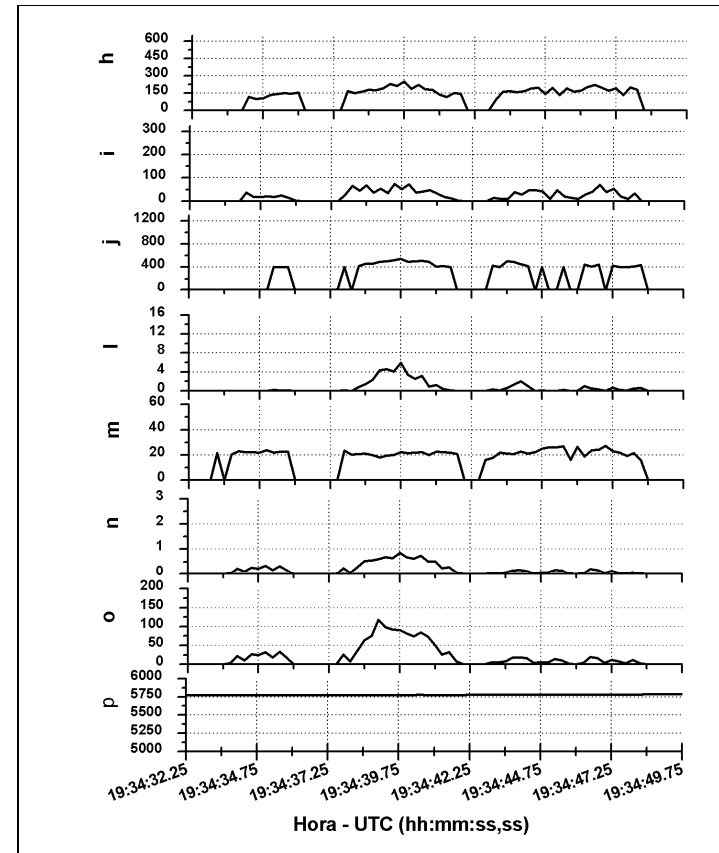


Figura 4.7 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 19:34:32h e 19:34:49h UTC.

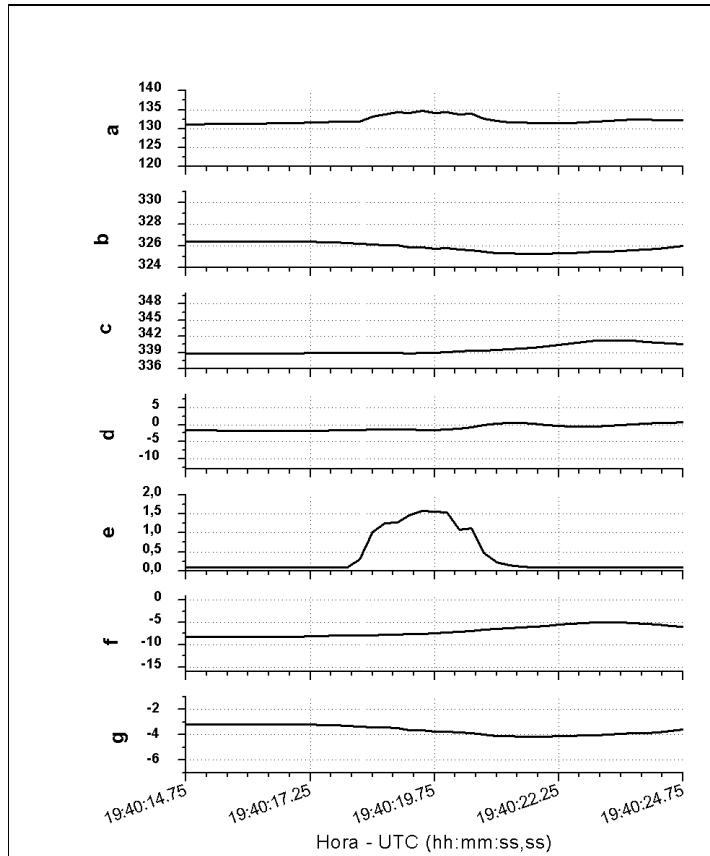


Figura 4.8 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c - Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 19:40:14h e 19:40:24h UTC.

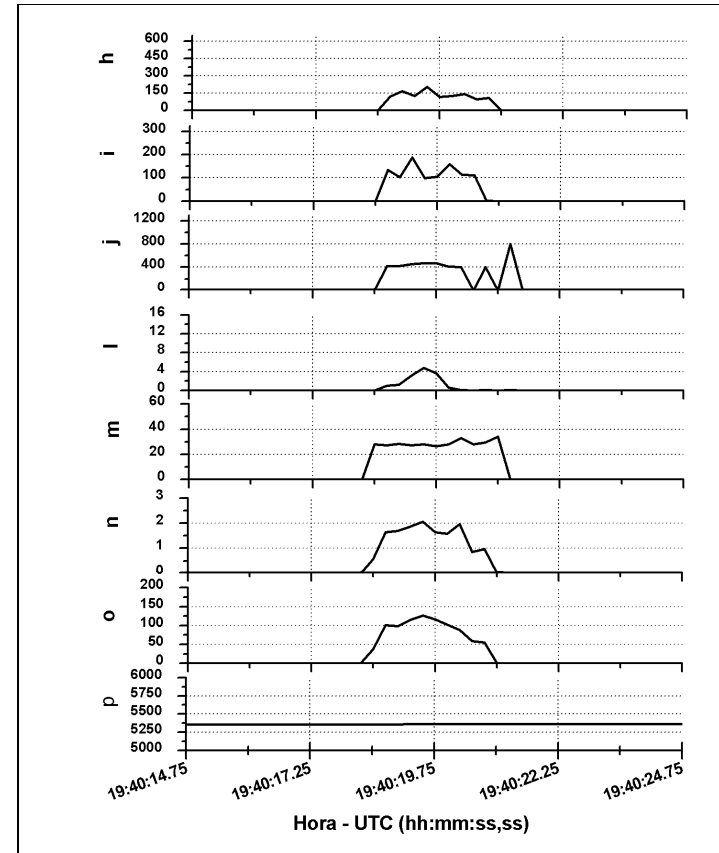


Figura 4.9 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1-DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 19:40:14h e 19:40:24h UTC.

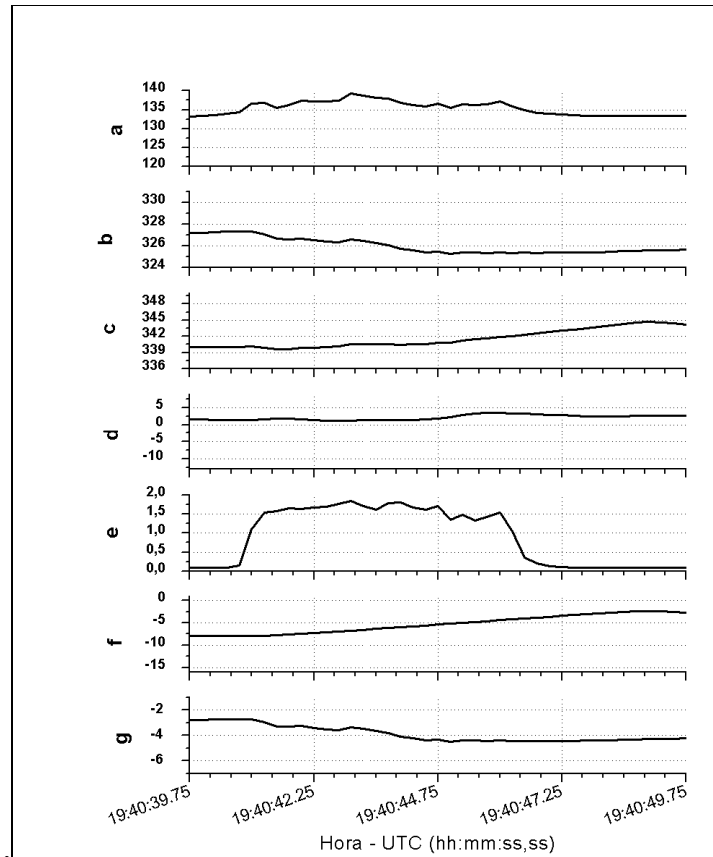


Figura 4.10 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 19:40:39h e 19:40:49h UTC.

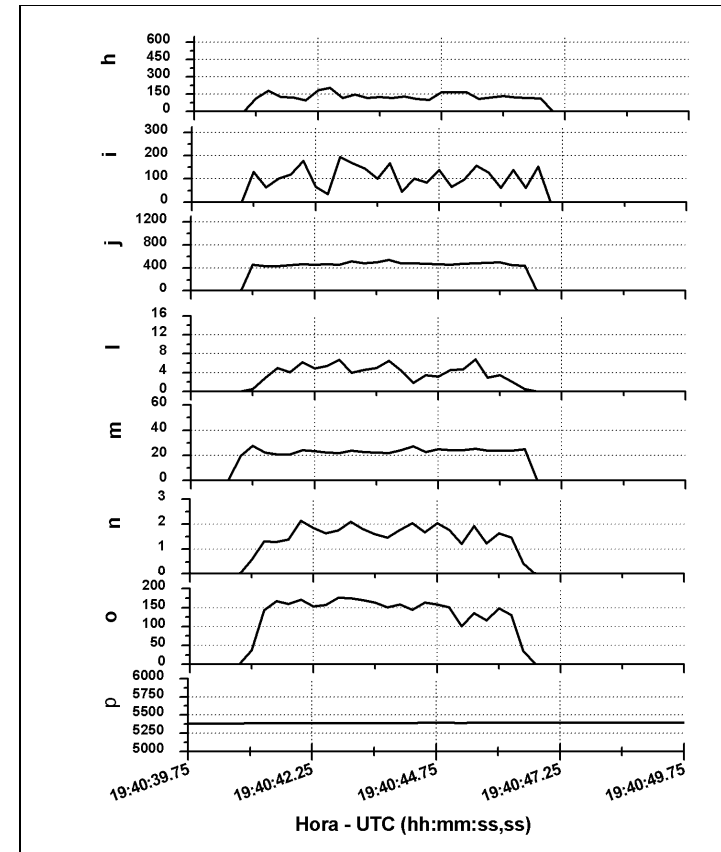


Figura 4.11 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 19:40:39h e 19:40:49h UTC.

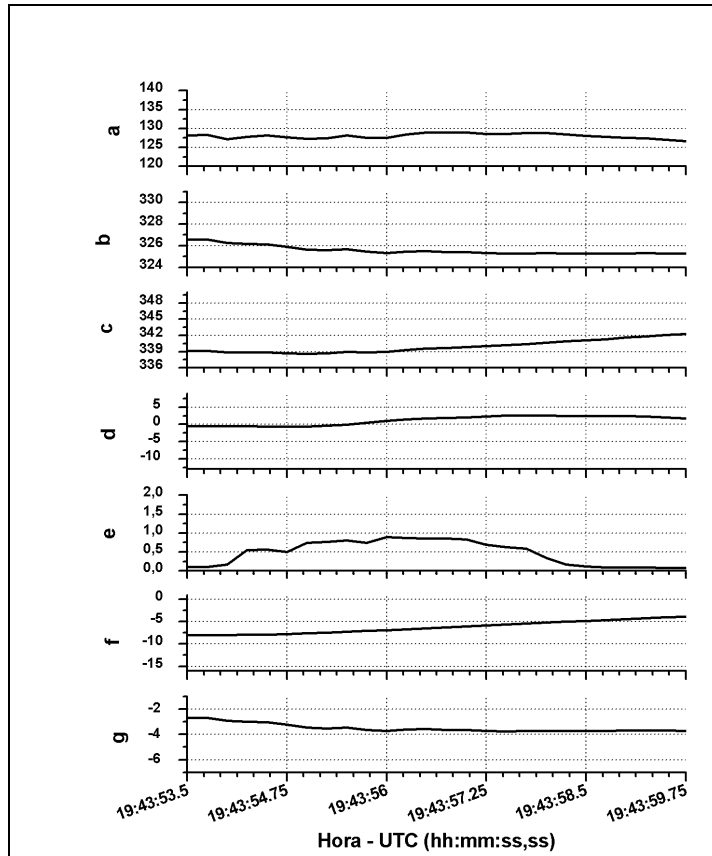


Figura 4.12 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c - Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 19:43:53h e 19:43:59h UTC.

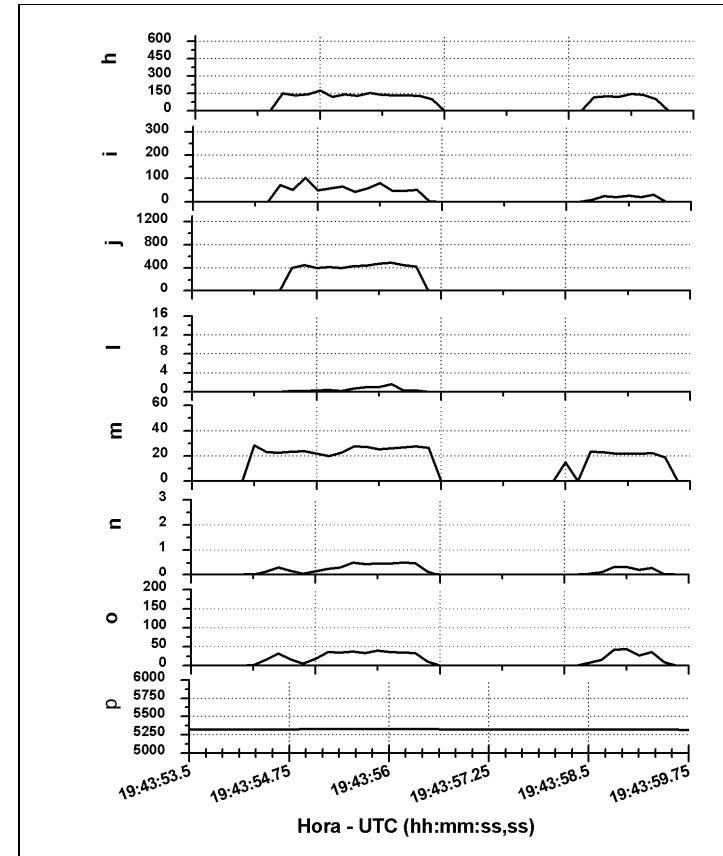


Figura 4.13 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 19:43:53h e 19:43:59h UTC.

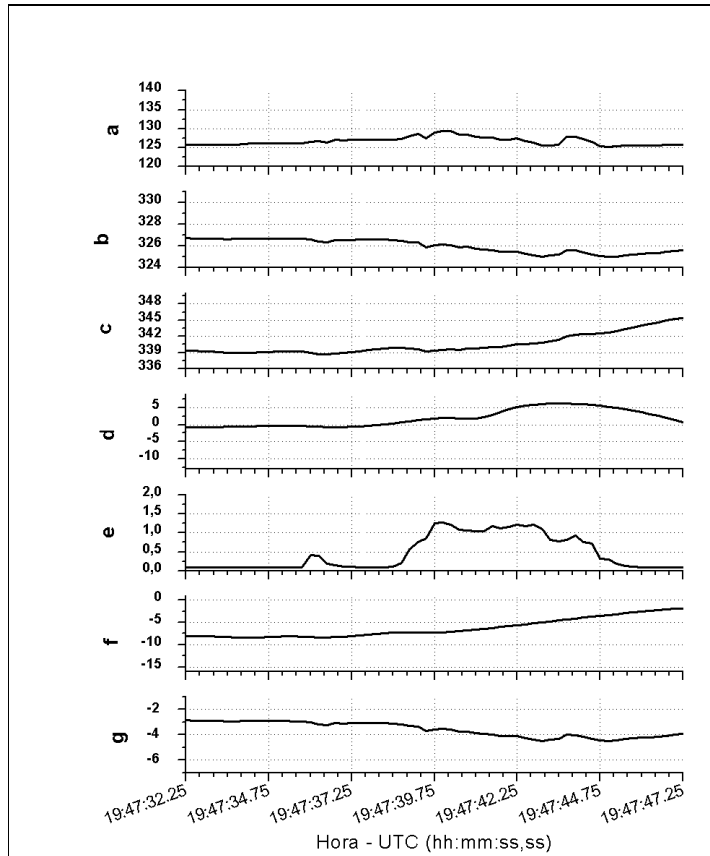


Figura 4.14 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 19:47:32h e 19:47:47h UTC.

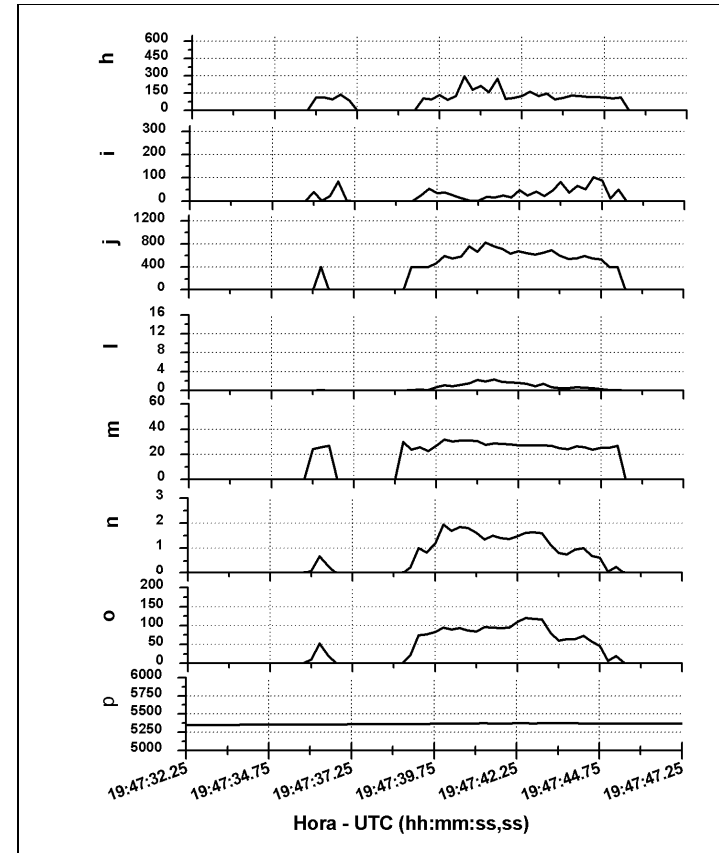


Figura 4.15- h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude-GPS (m) entre 19:47:32h e 19:47:47h UTC.

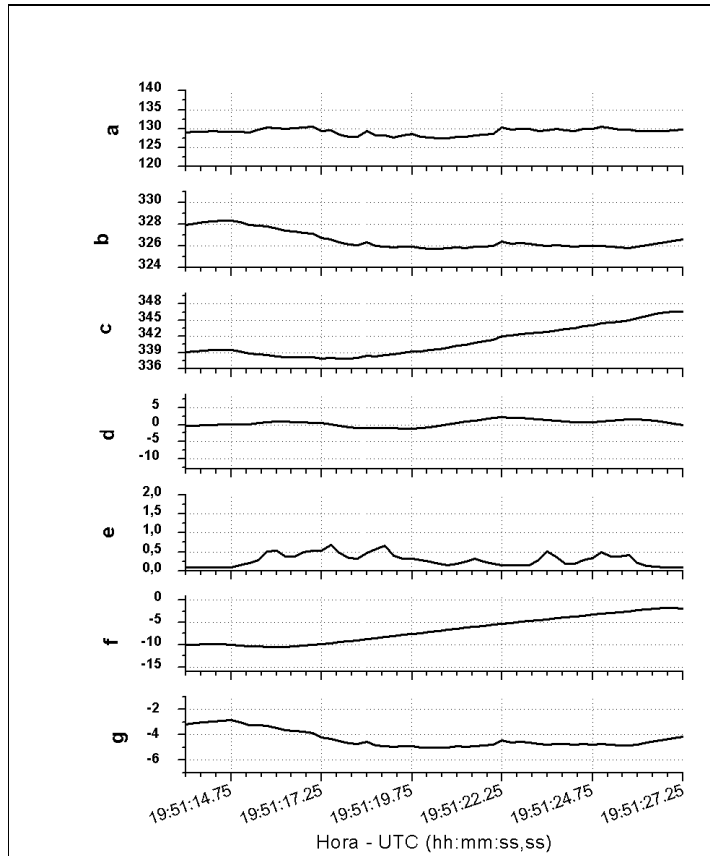


Figura 4.16 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 19:51:14h e 19:51:27h UTC.

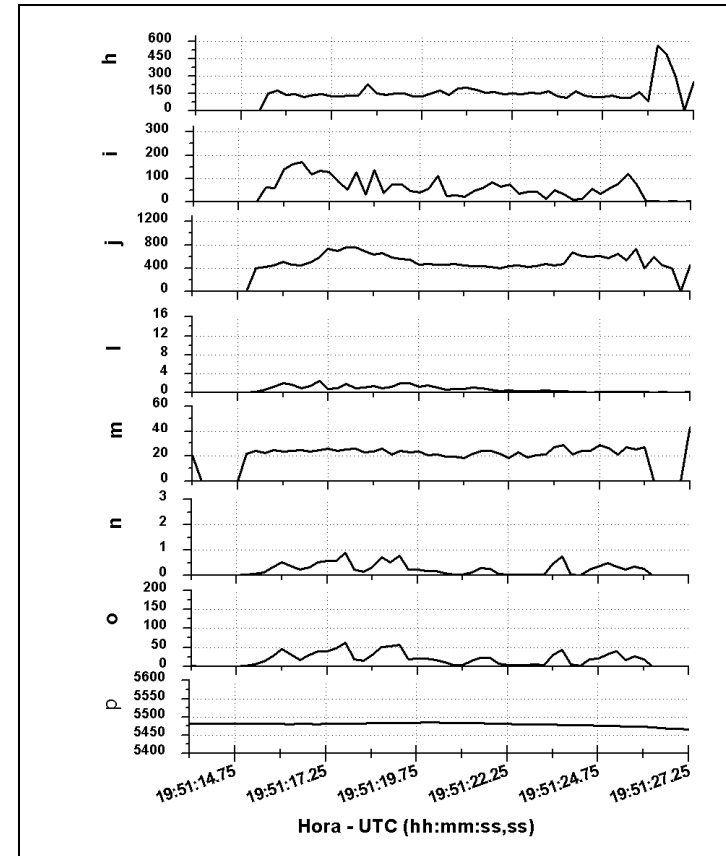


Figura 4.17 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 19:51:14h e 19:51:27h UTC.

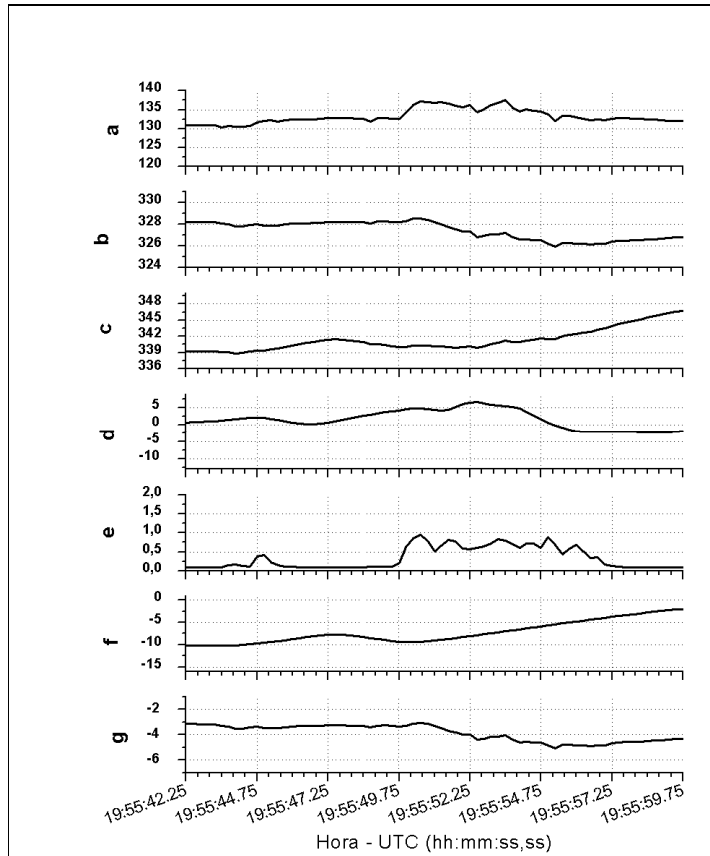


Figura 4.18 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 19:55:42h e 19:55:59h UTC.

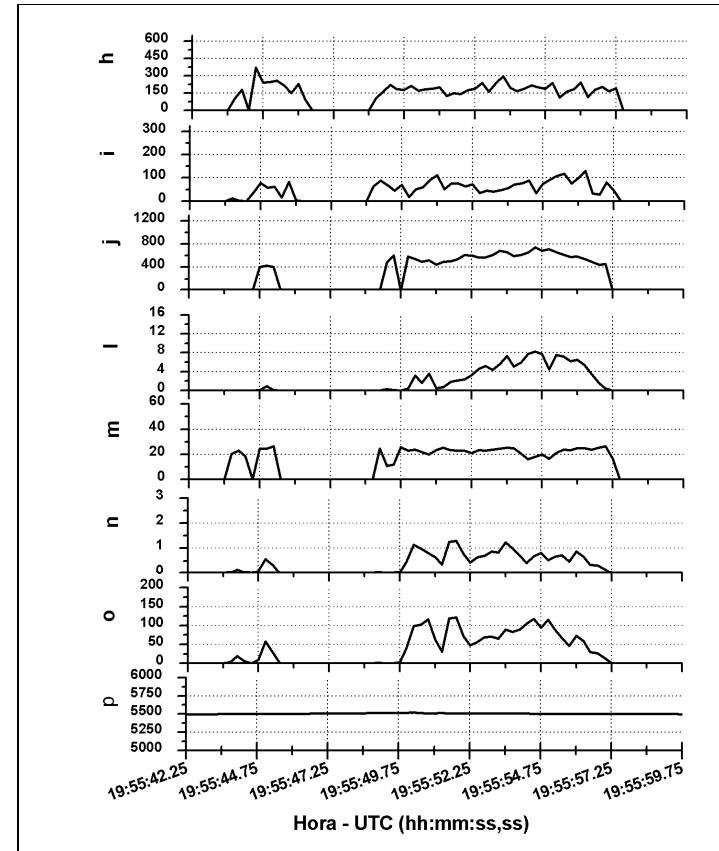


Figura 4.19 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 19:55:42h e 19:55:59h UTC.

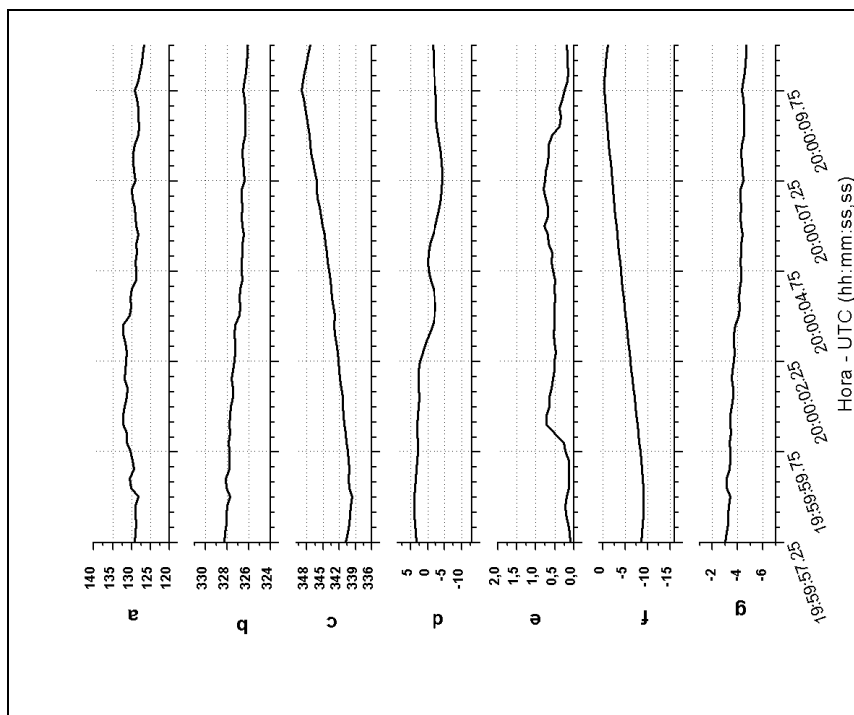


Figura 4.20 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c - Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 19:59:57h e 20:00:09h UTC.

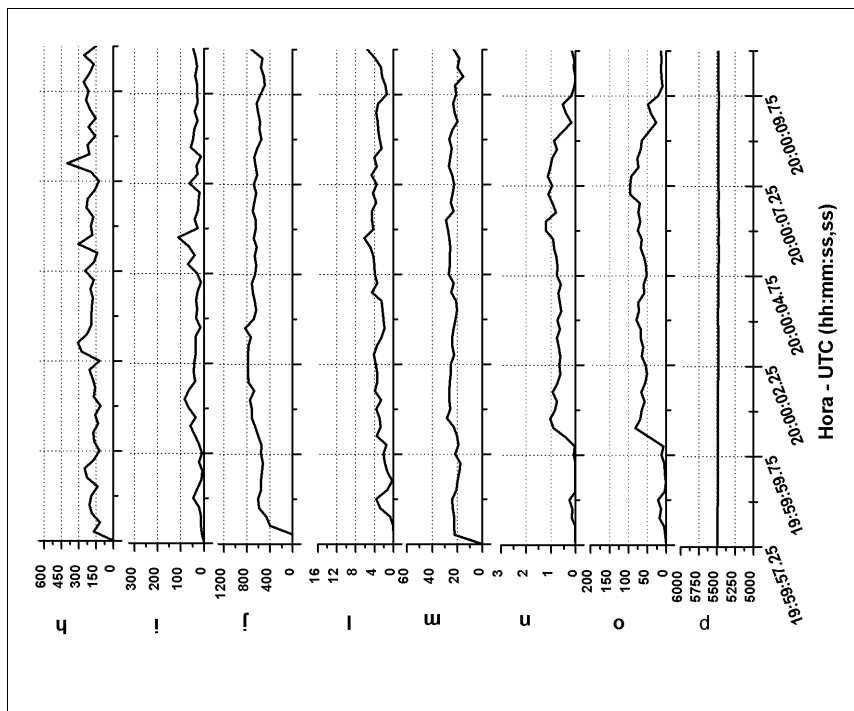


Figura 4.21 - i - Diâmetro Médio 2-DC (μm), j - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1-DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 19:59:57h e 20:00:09h UTC.

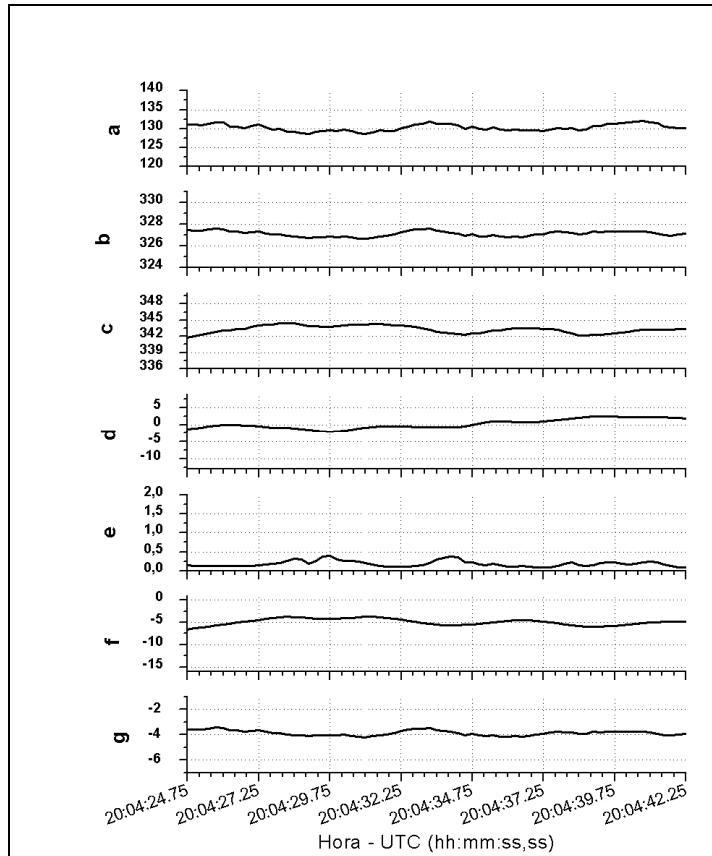


Figura 4.22 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 20:04:24h e 20:04:42h UTC.

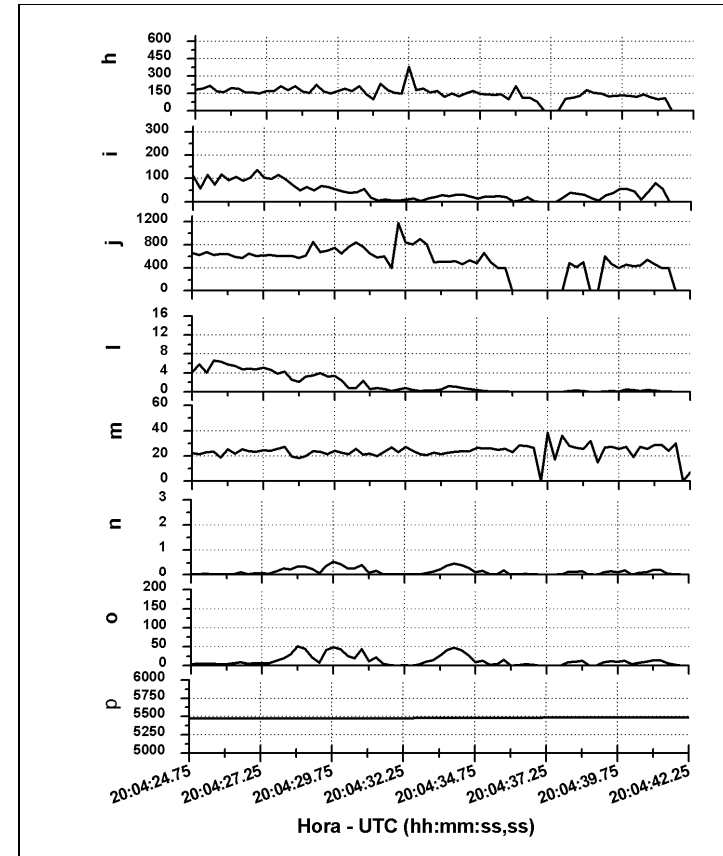


Figura 4.23 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 20:04:24h e 20:04:42h UTC.

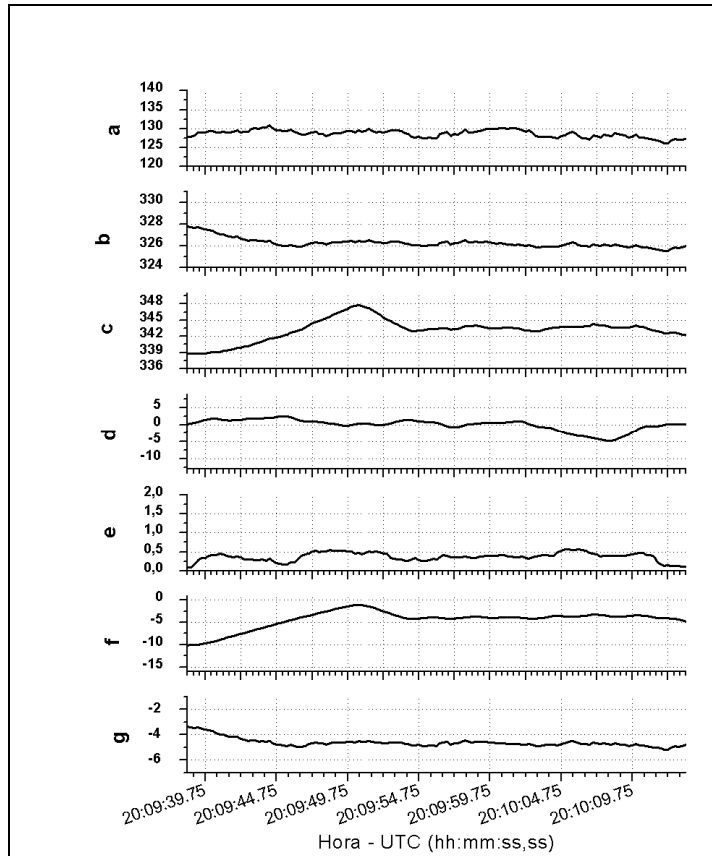


Figura 4.24 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 20:09:39h e 20:10:09h UTC.

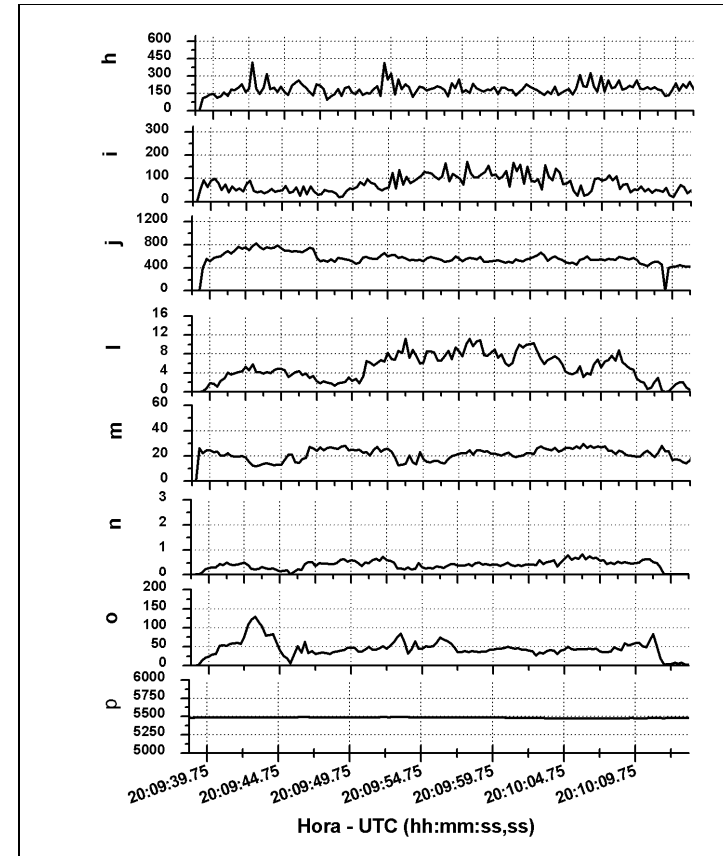


Figura 4.25 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 20:09:39h e 20:10:09h UTC.

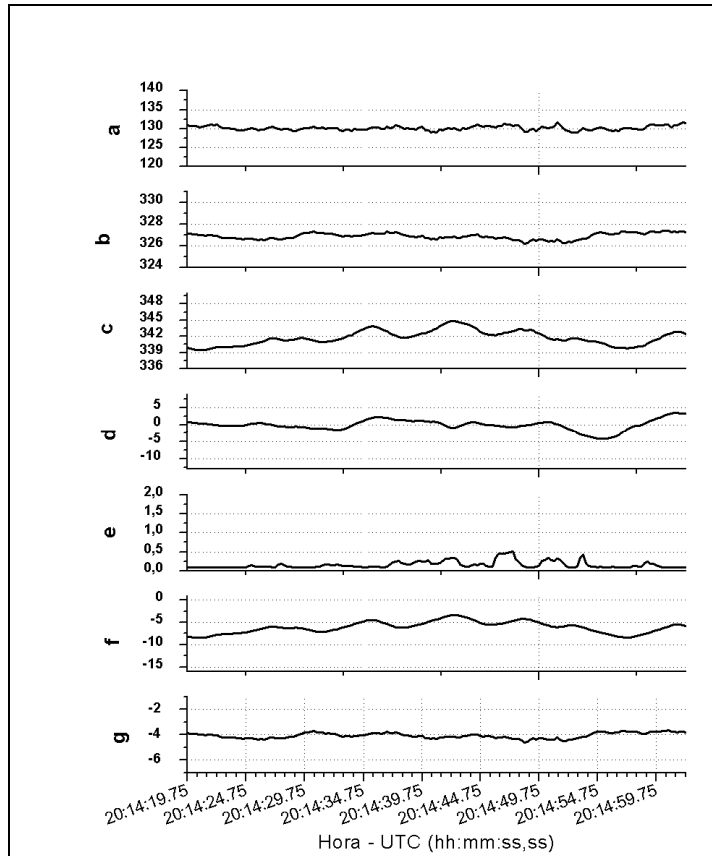


Figura 4.26 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 20:14:19h e 20:14:59h UTC.

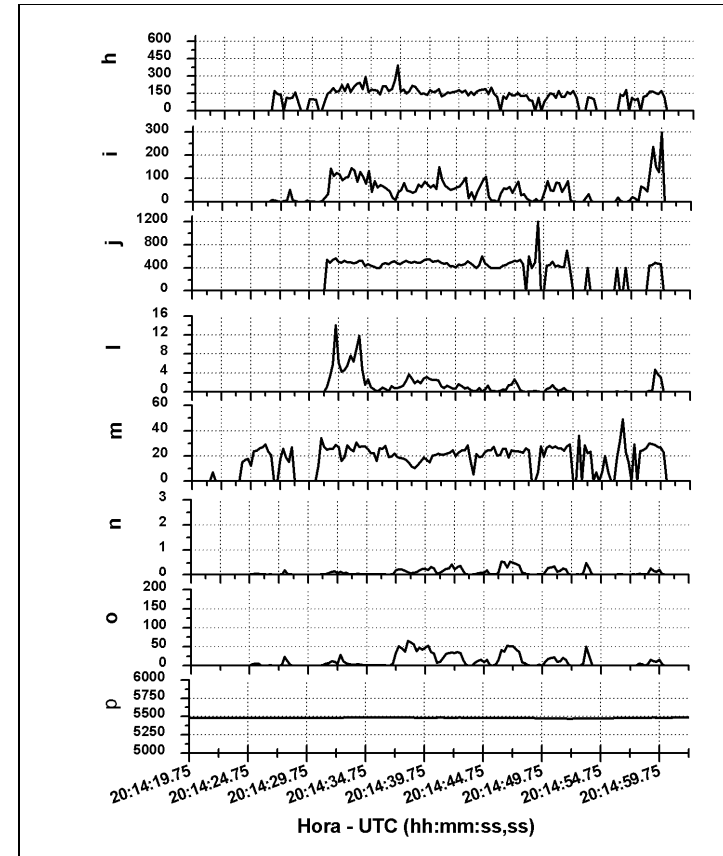


Figura 4.27 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m)) entre 20:14:19h e 20:14:59h UTC.

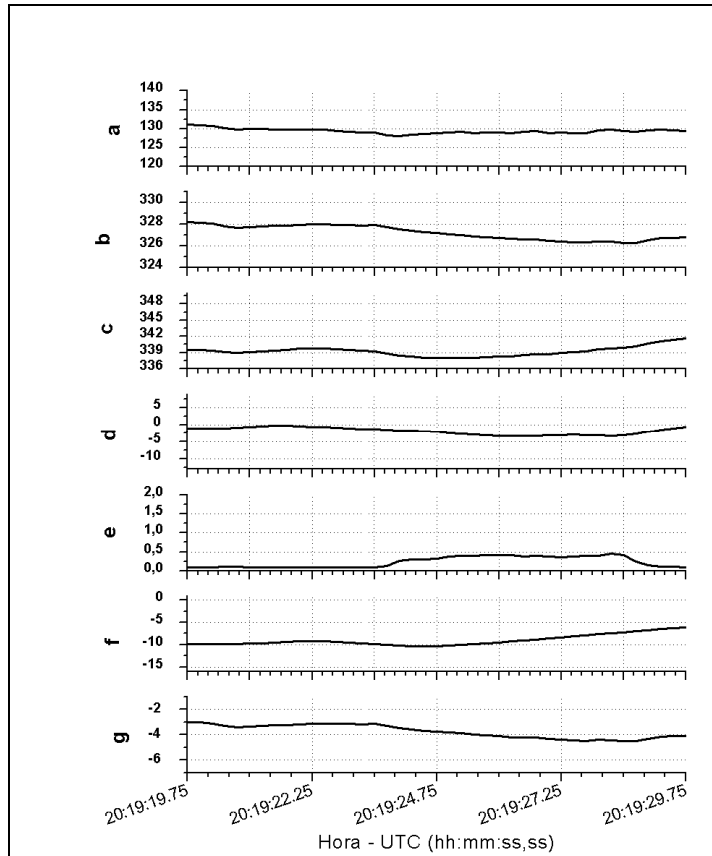


Figura 4.28 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 20:19:19h e 20:19:29h UTC.

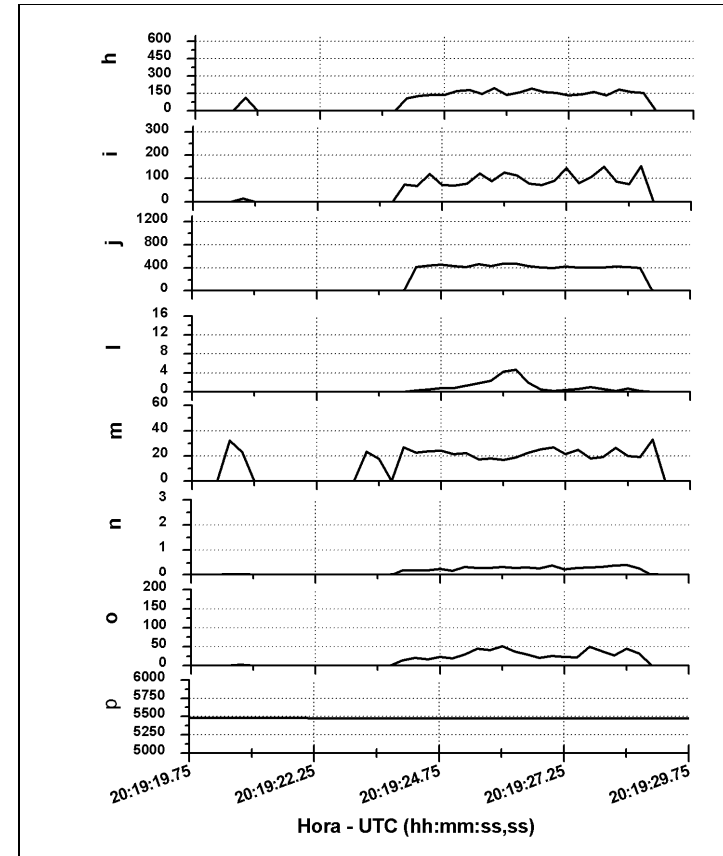


Figura 4.29 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 20:19:19h e 20:19:29h UTC.

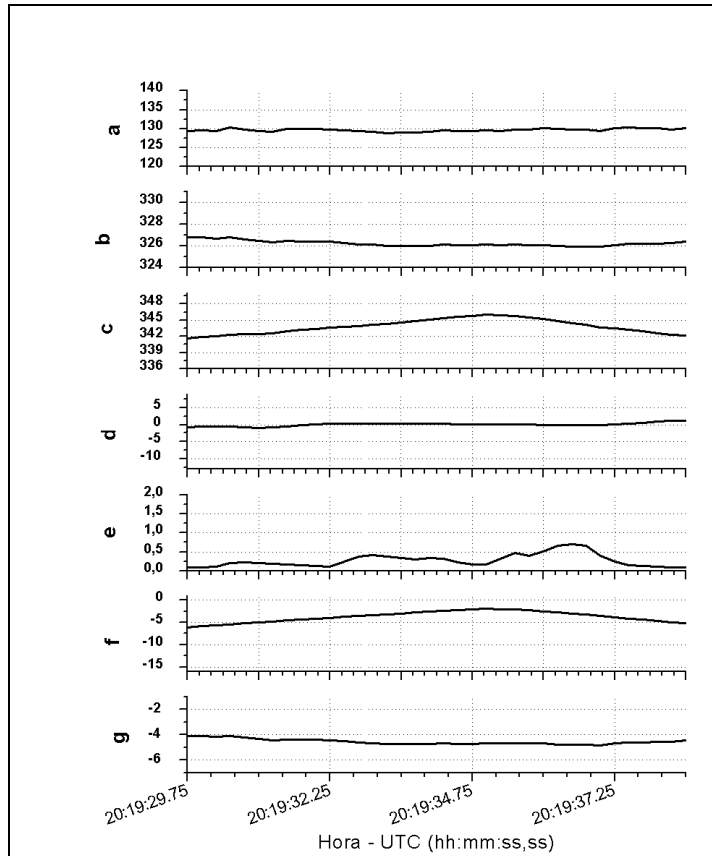


Figura 4.30 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 20:19:29h e 20:19:37h UTC.

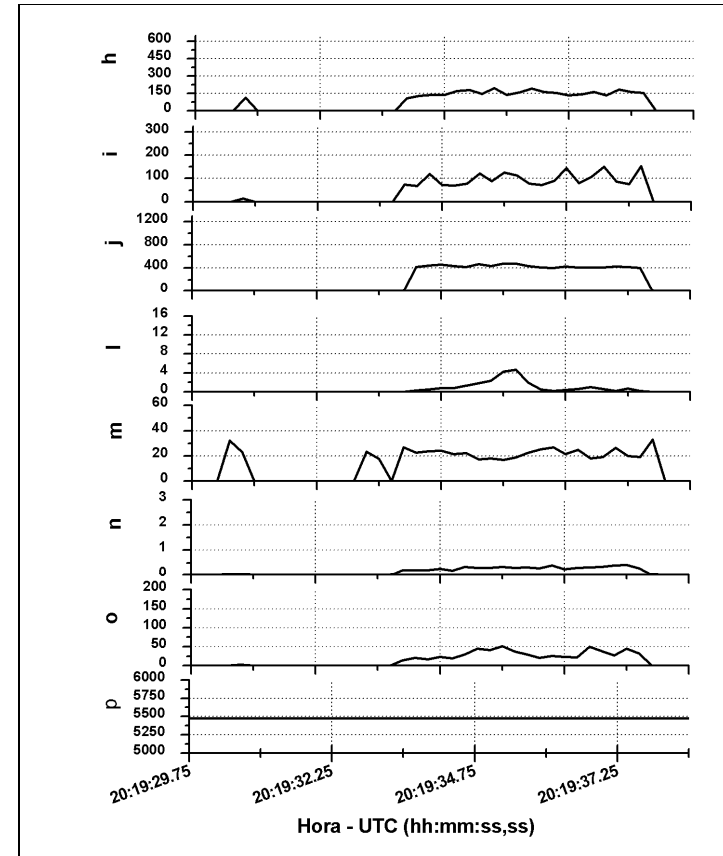


Figura 4.31 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 20:19:29h e 20:19:37h UTC.

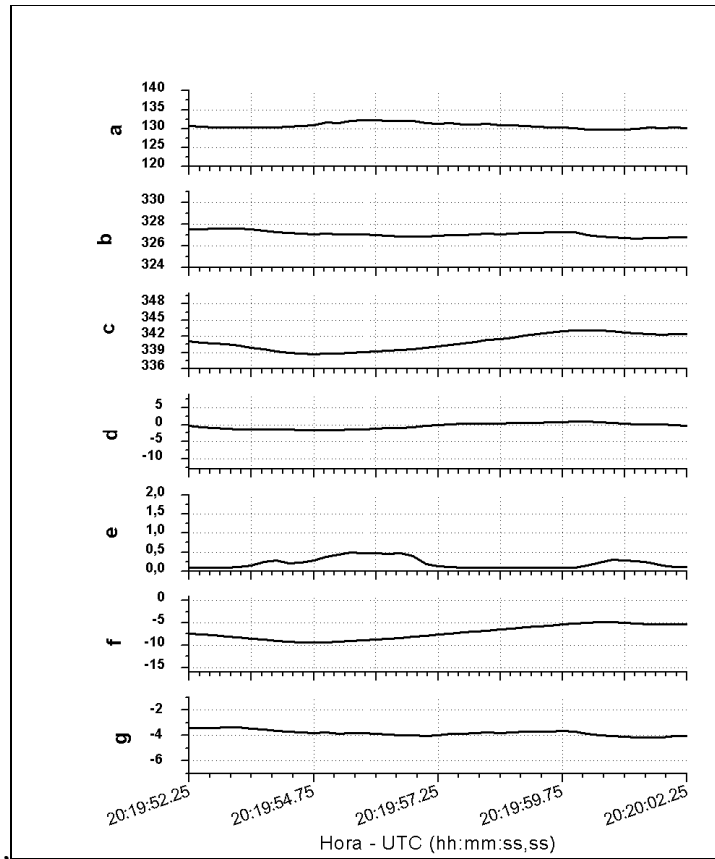


Figura 4.32 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m³), f - Temperatura do Ponto de Orvalho (OC), g - Temperatura do Ar Ambiente (OC) entre 20:19:52h e 20:20:02h UTC.

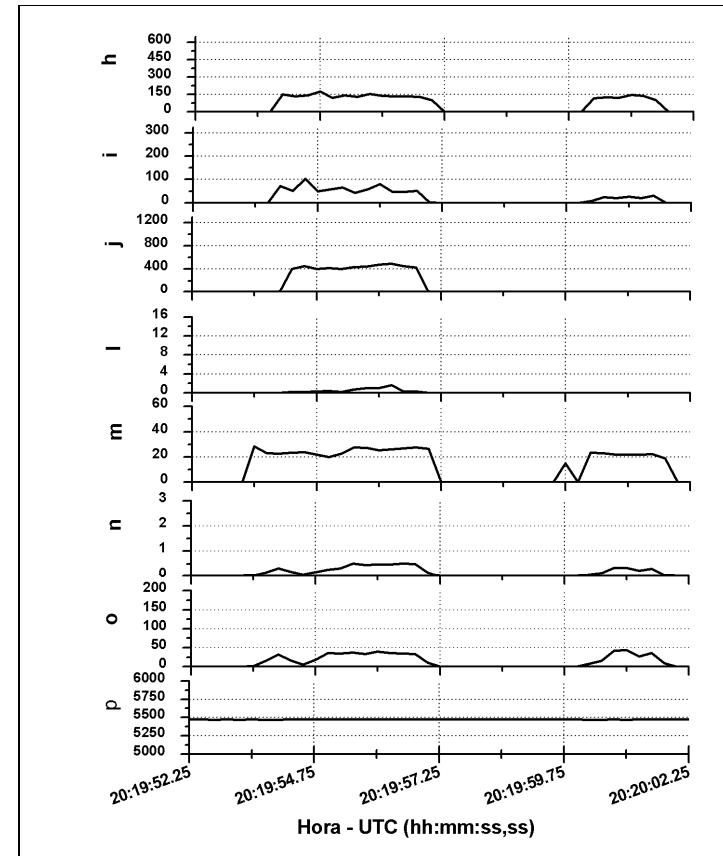


Figura 4.33 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μ m), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μ m), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μ m), n - Água Líquida da FSSP (g/m³), o - Concentração FSSP (cm⁻³), p - Altitude - GPS (m) entre 20:19:52h e 20:20:02h UTC.

Variáveis das nuvens sobre a floresta

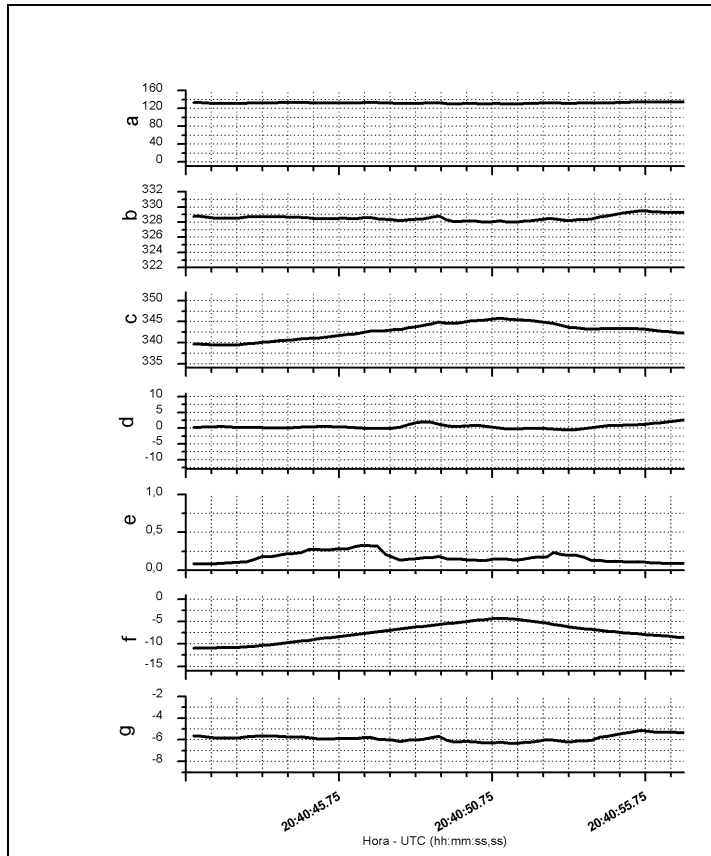


Figura 4.34 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 20:40:40h e 20:40:55h UTC.

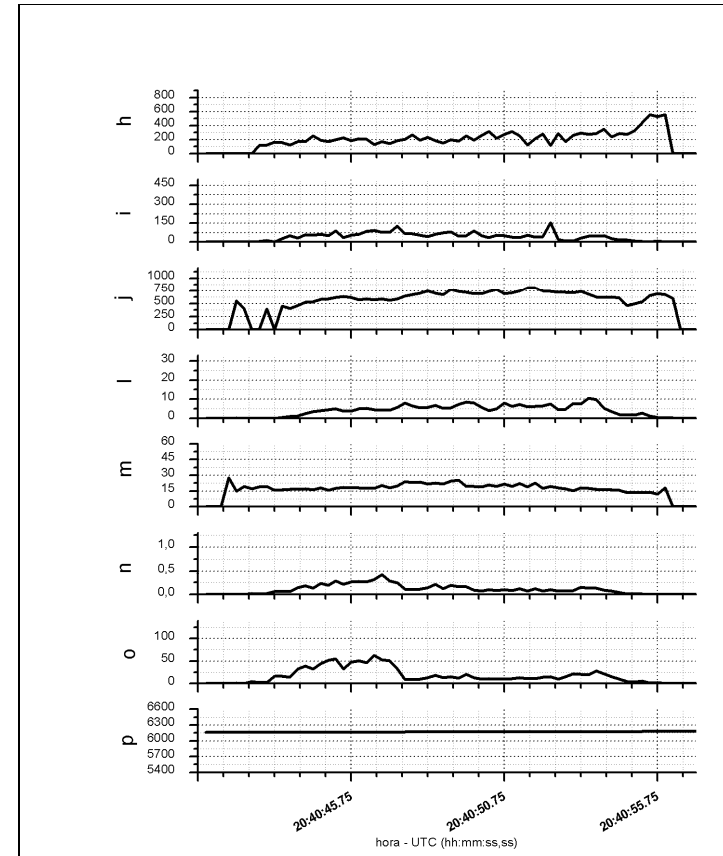


Figura 4.35 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 20:40:40h e 20:40:55h UTC.

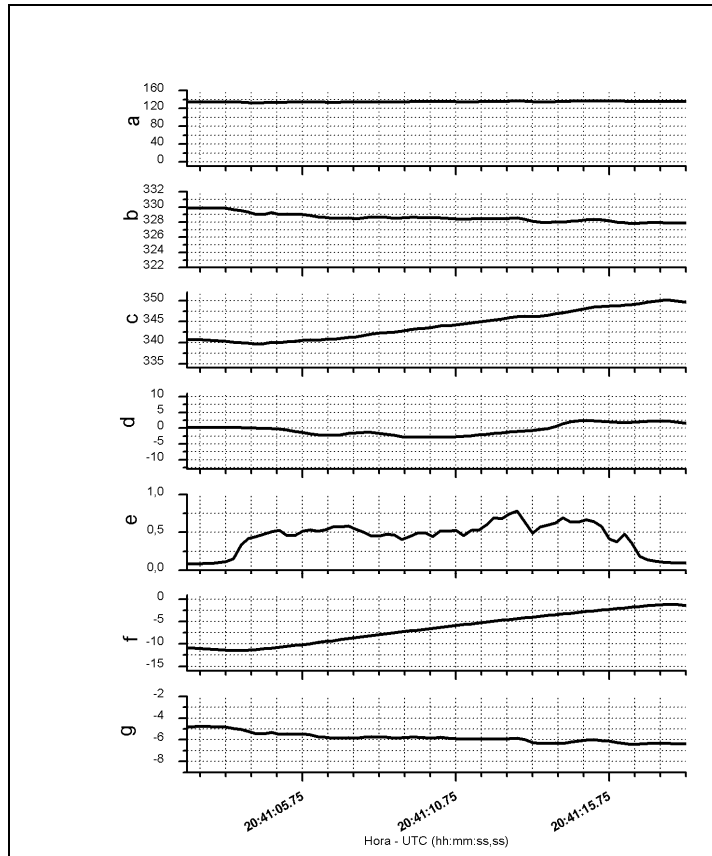


Figura 4.36 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 20:40:40h e 20:40:55h UTC.

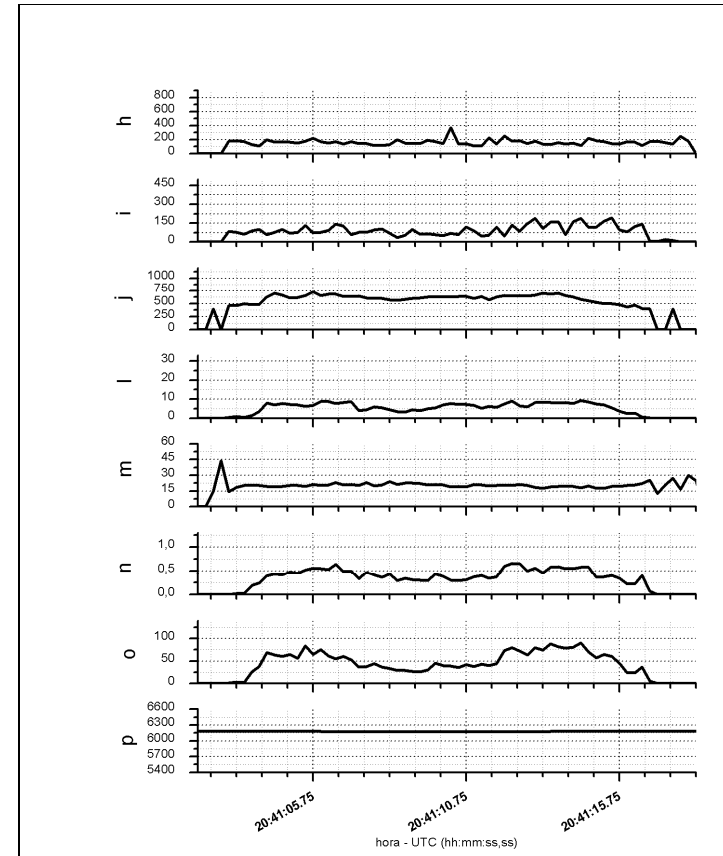


Figura 4.37 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 20:40:40h e 20:40:55h UTC.

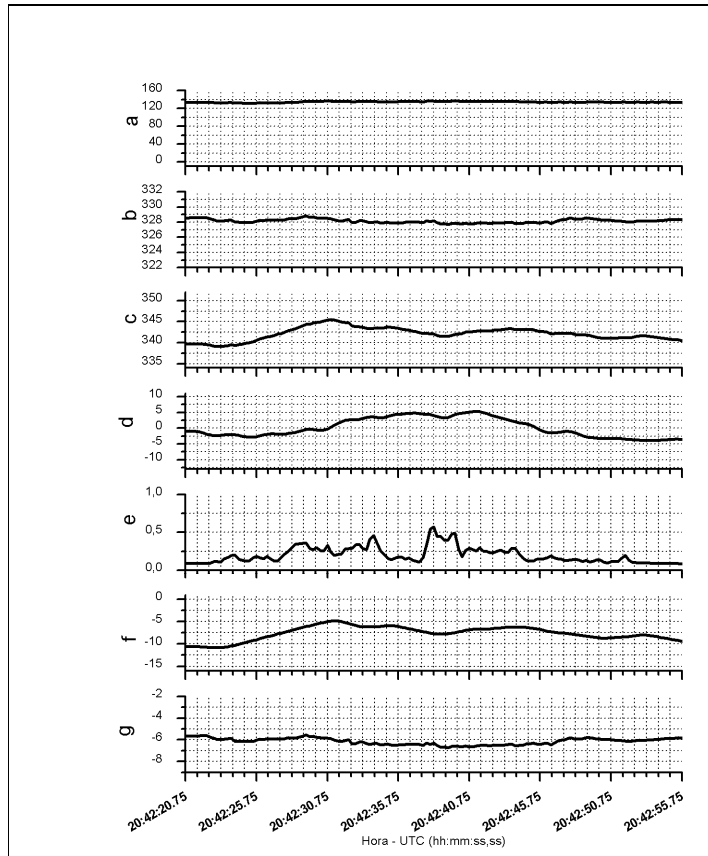


Figura 4.38 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 20:42:20h e 20:42:55h UTC.

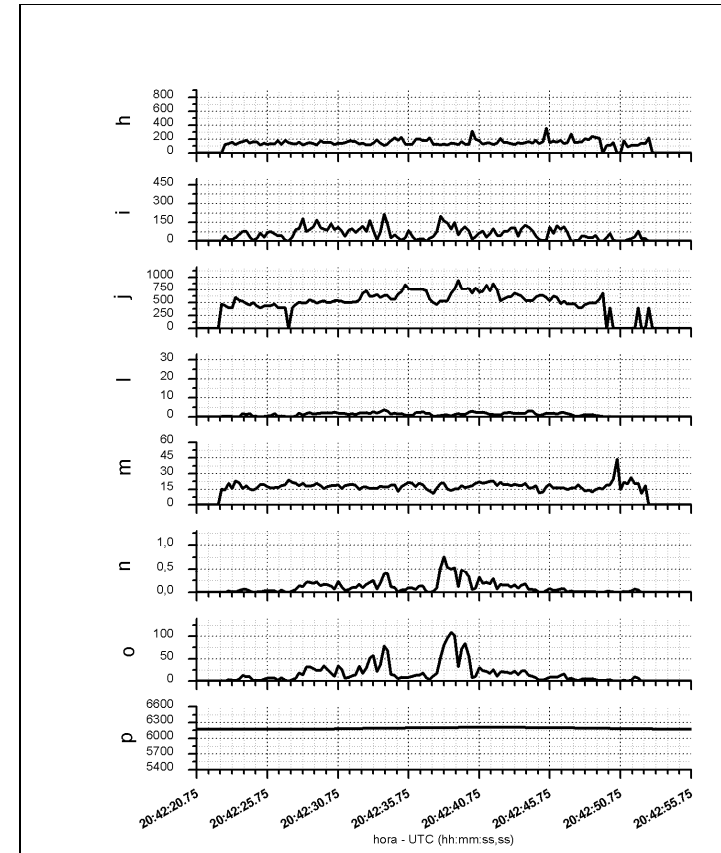


Figura 4.39 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 20:42:20h e 20:42:55h UTC.

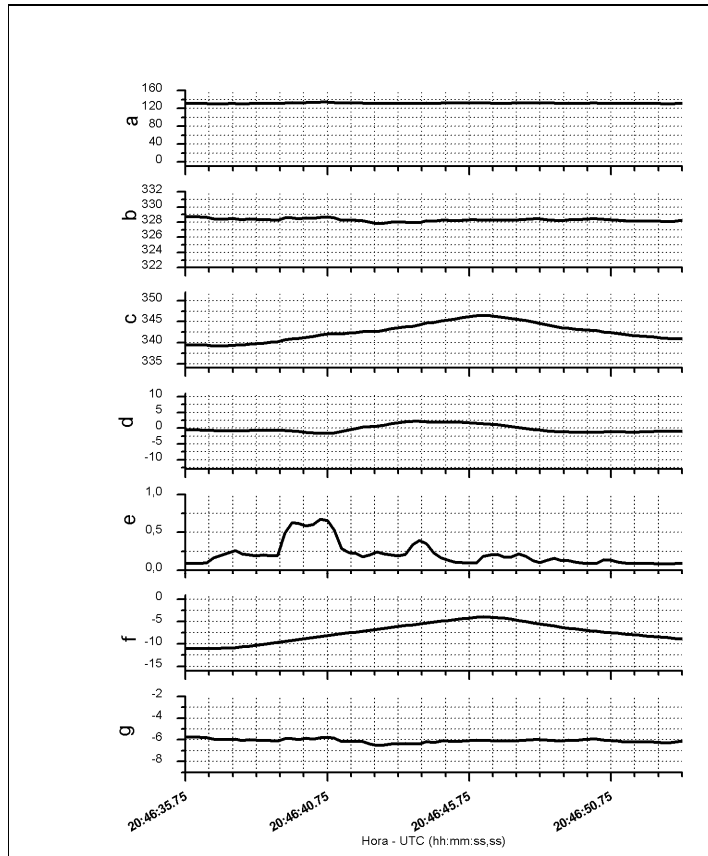


Figura 4.40 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 20:46:35h e 20:46:55h UTC.

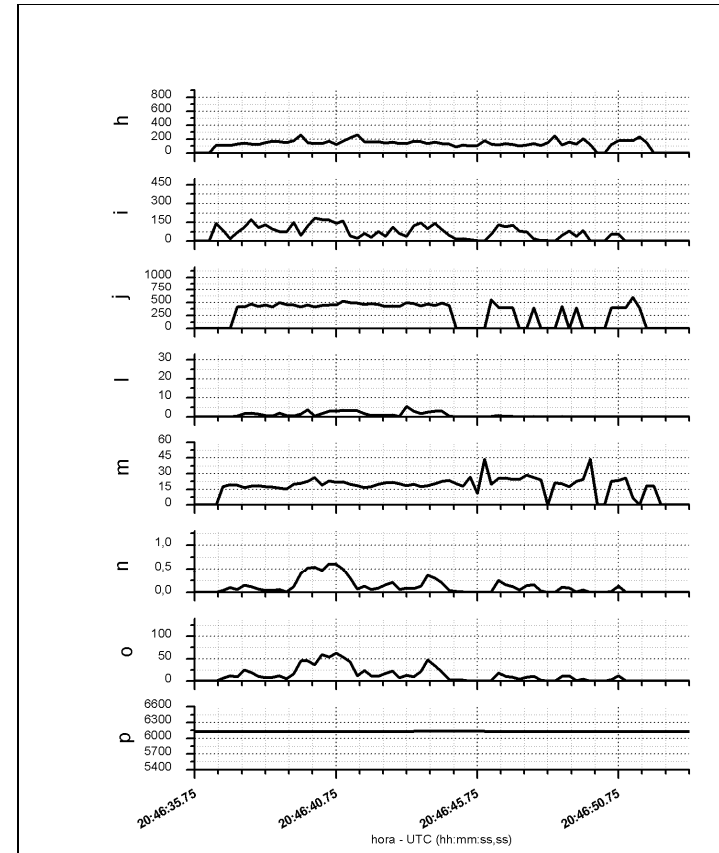


Figura 4.41 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 20:46:35h e 20:46:55h UTC.

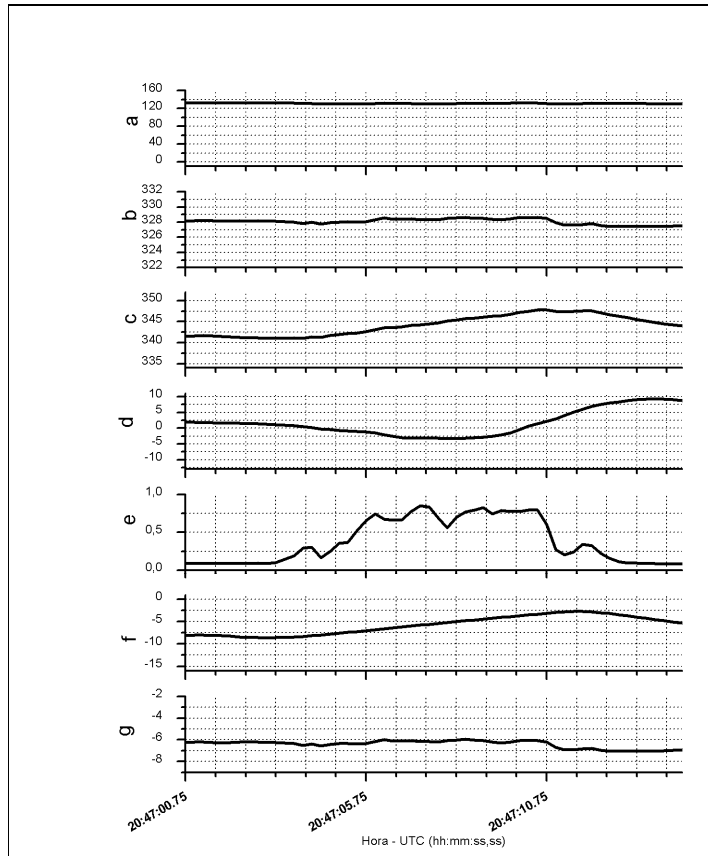


Figura 4.42 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 20:47:00h e 20:47:10h UTC.

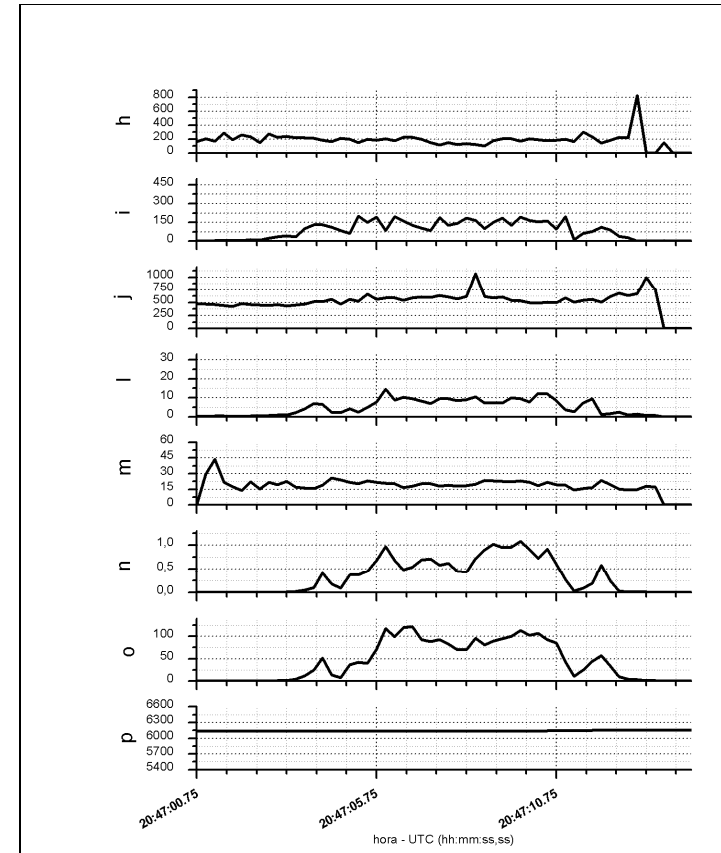


Figura 4.43 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 20:47:00h e 20:47:10h UTC.

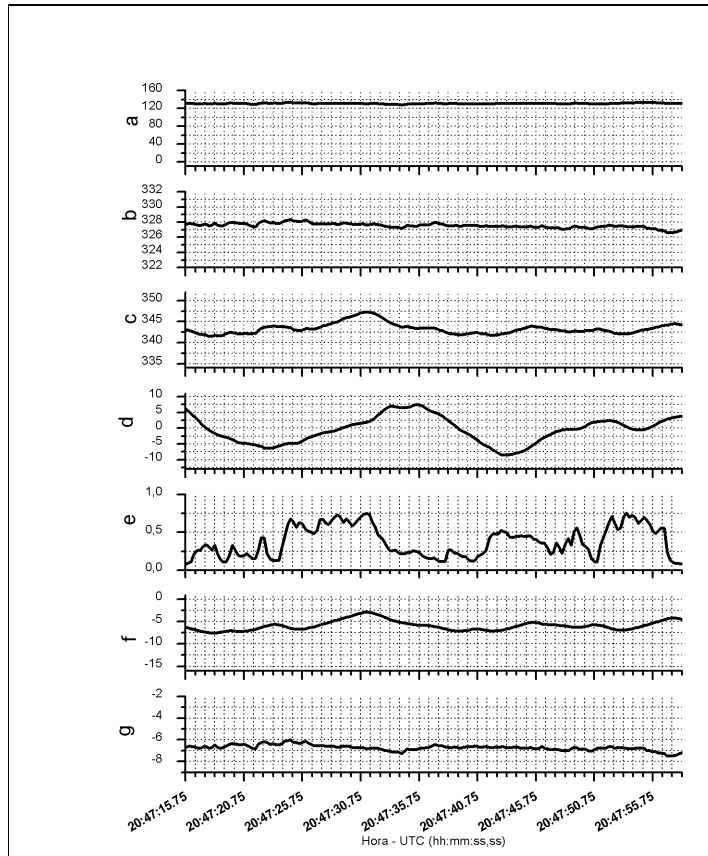


Figura 4.44 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 20:47:15h e 20:47:55h UTC.

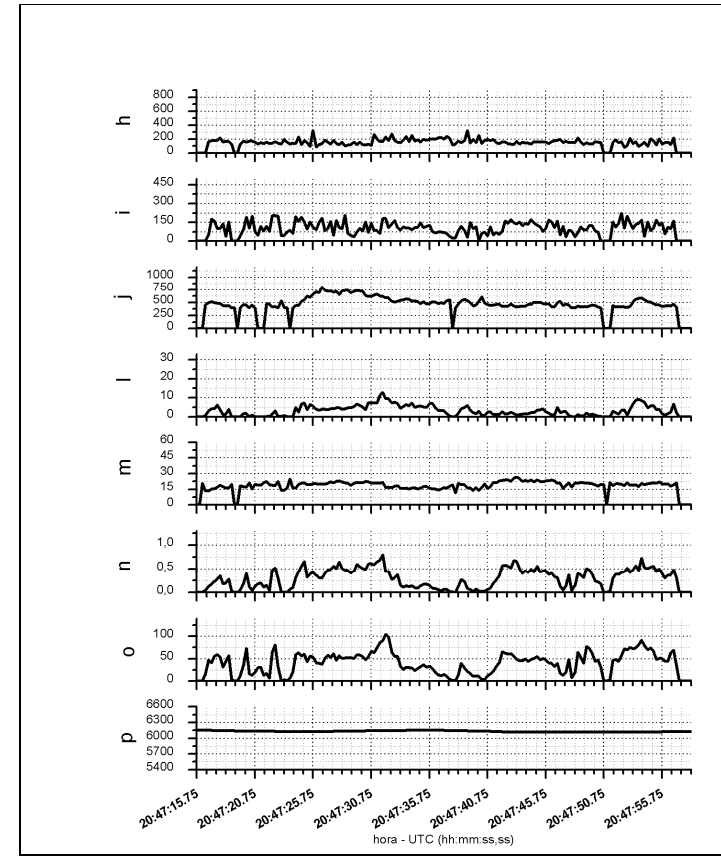


Figura 4.45 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 20:47:15h e 20:47:55h UTC.

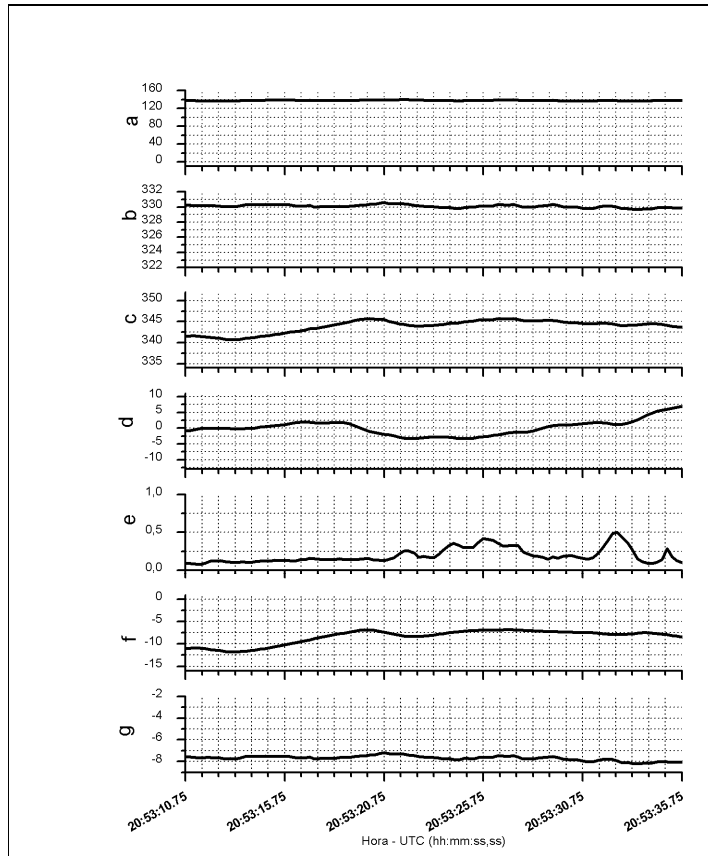


Figura 4.46 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 20:53:10h e 20:53:35h UTC.

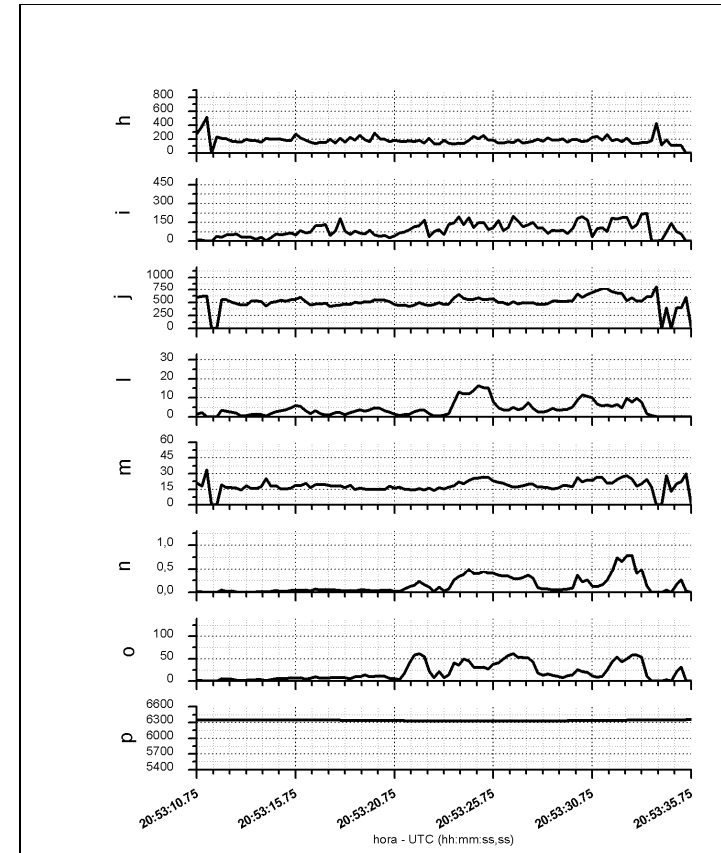


Figura 4.47 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 20:53:10h e 20:53:35h UTC.

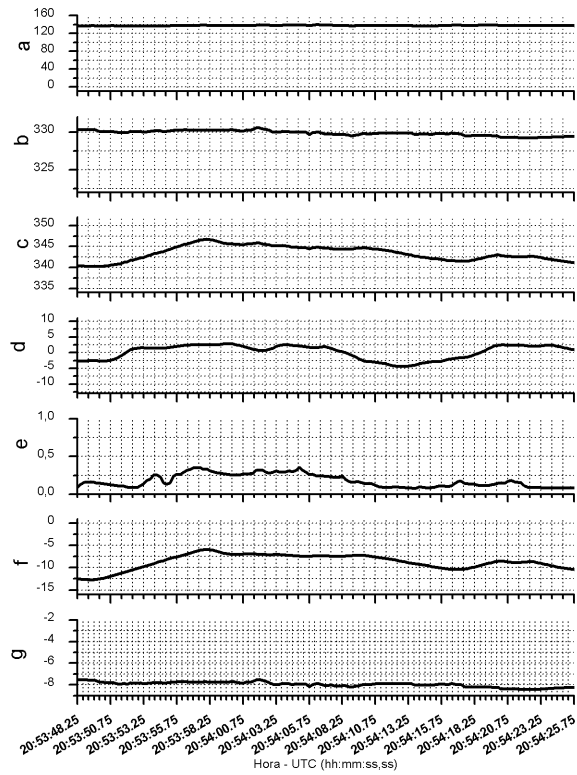


Figura 4.48 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 20:53:48h e 20:54:25h UTC.

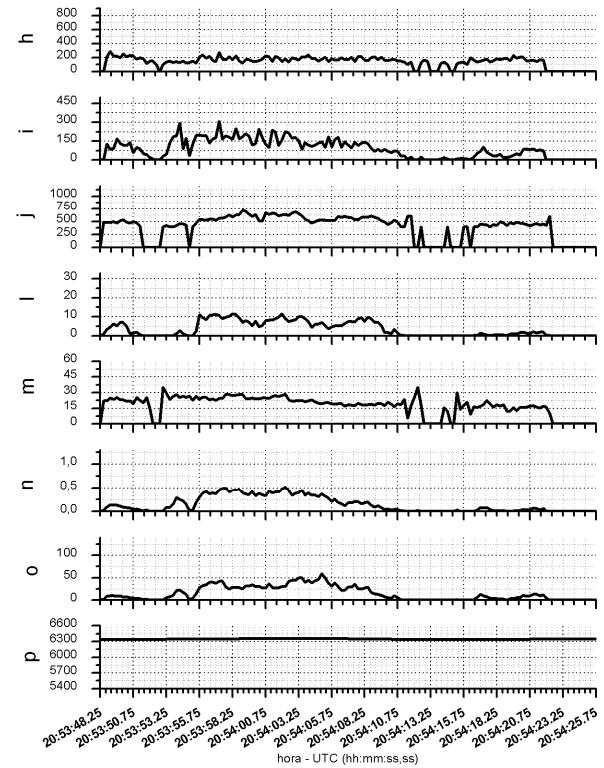


Figura 4.49 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 20:53:48h e 20:54:25h UTC.

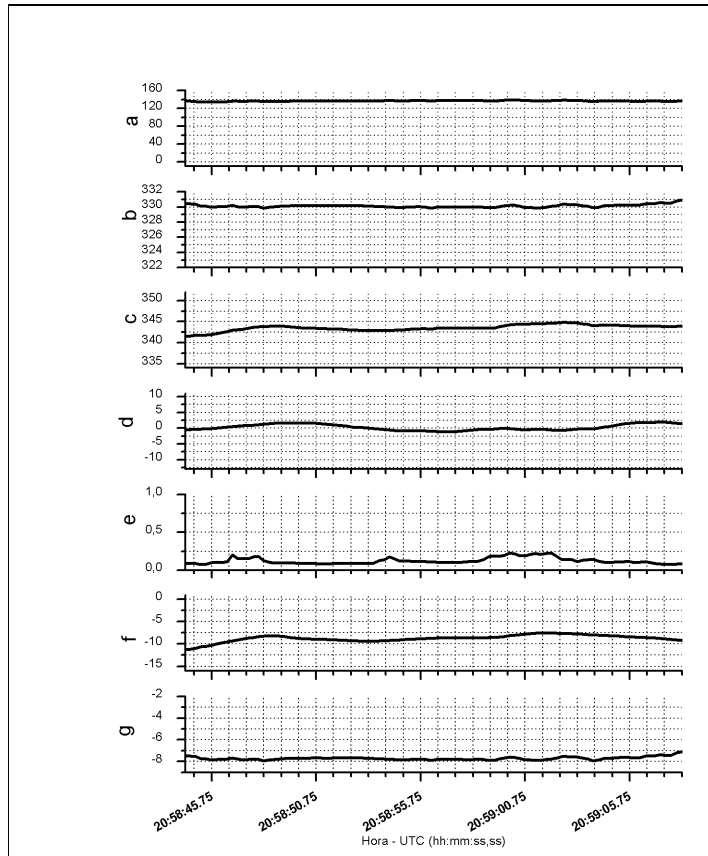


Figura 4.50 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 20:58:45h e 20:59:10h UTC.

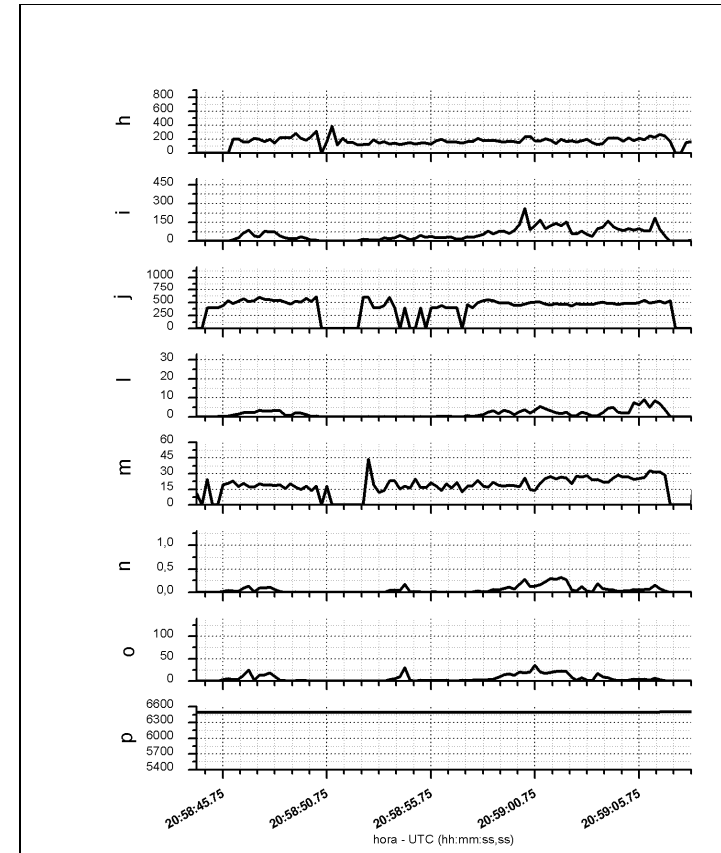


Figura 4.51 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 20:58:45h e 20:59:10h UTC.

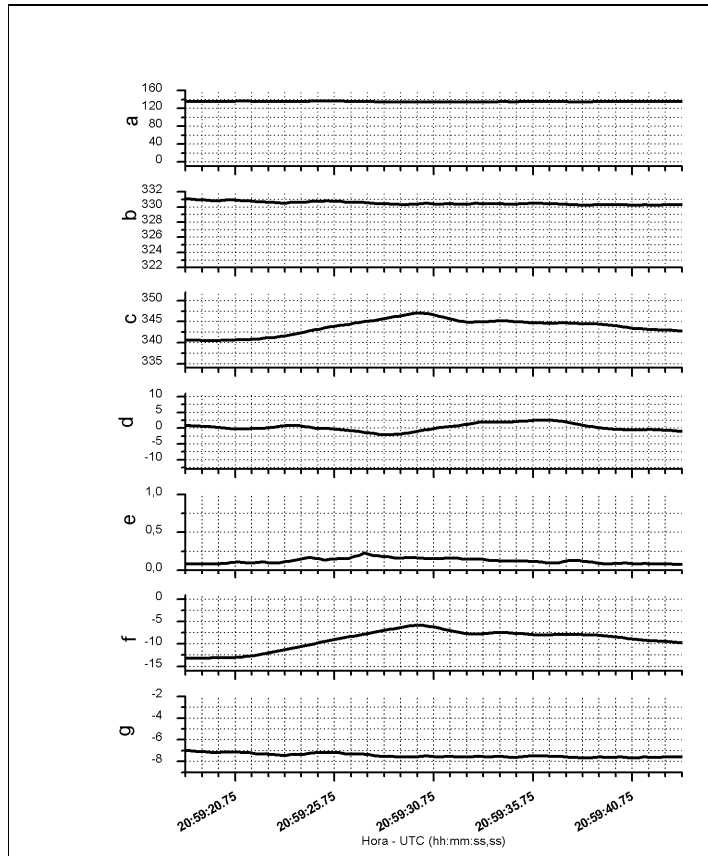


Figura 4.52 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 20:59:20h e 20:59:45h UTC.

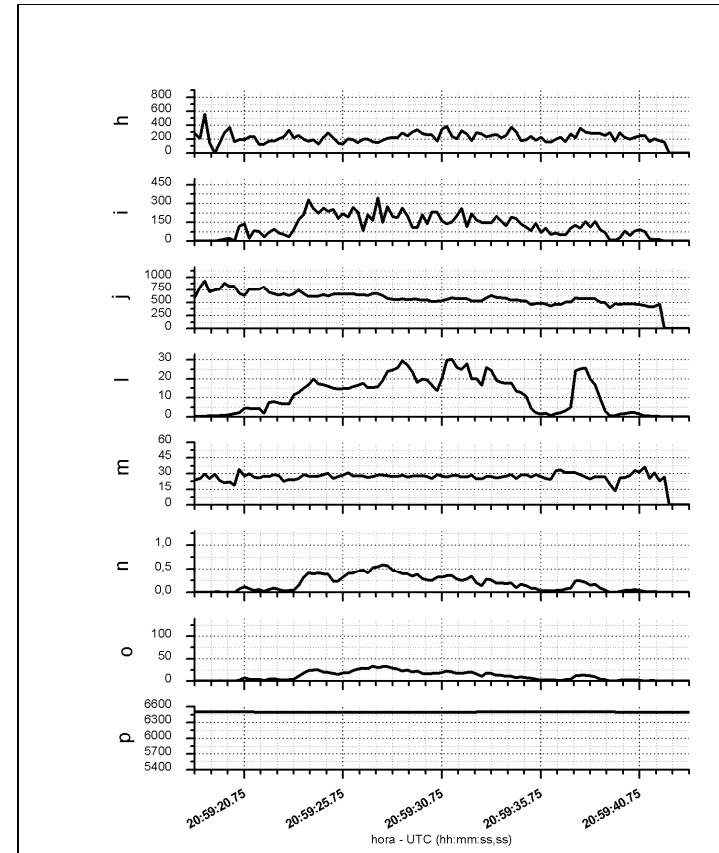


Figura 4.53 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m)) entre 20:59:20h e 20:59:45h UTC.

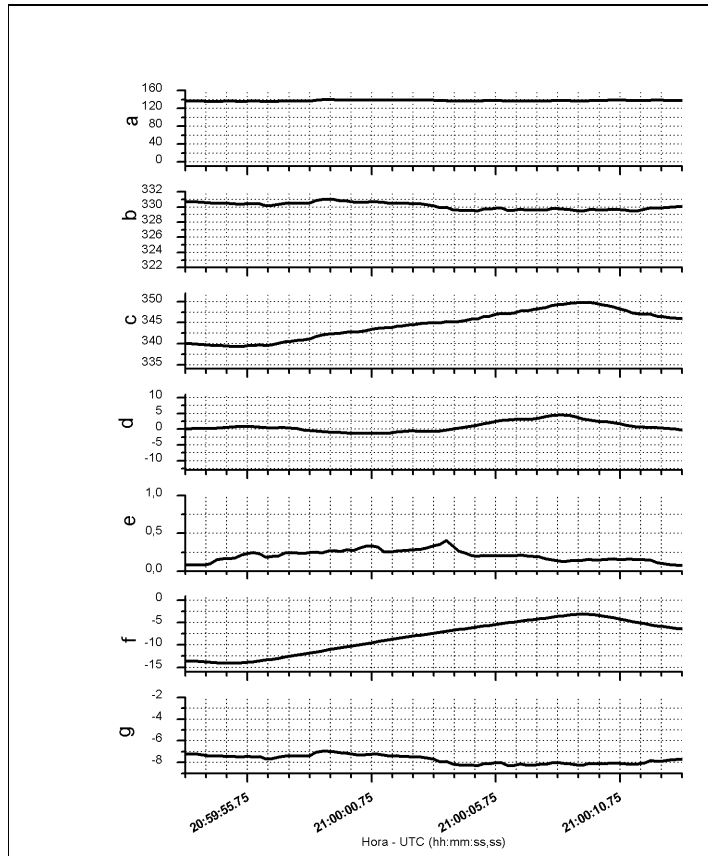


Figura 4.54 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 20:59:50h e 21:00:15h UTC.

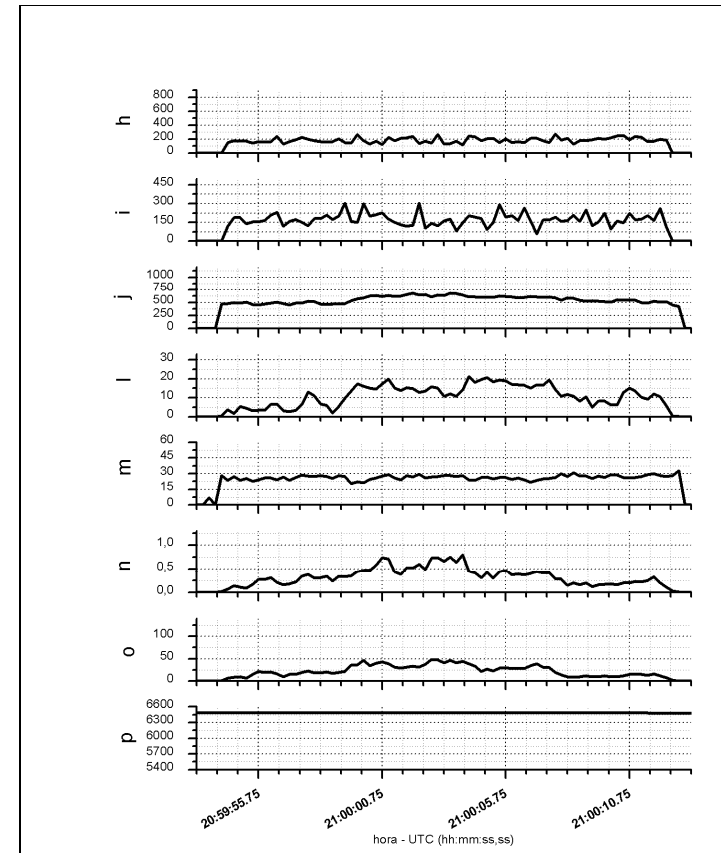


Figura 4.55 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 20:59:50h e 21:00:15h UTC.

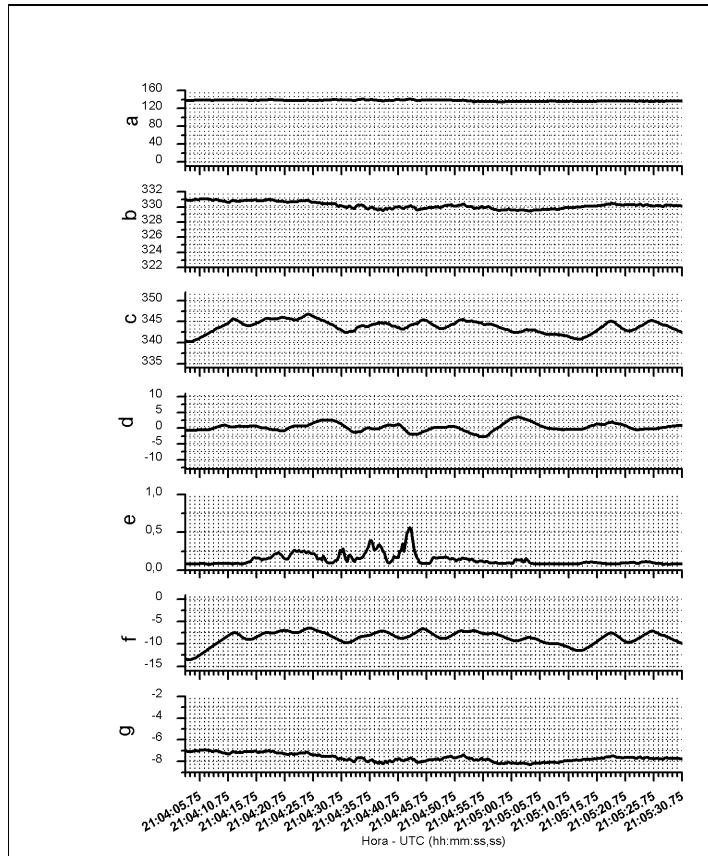


Figura 4.56 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c - Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 21:04:05h e 21:05:30h UTC.

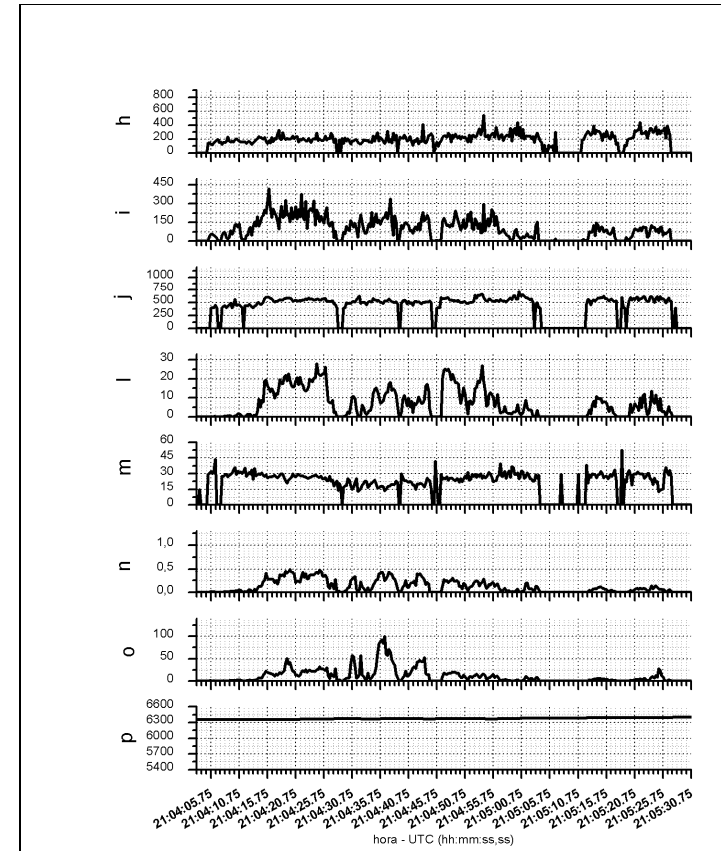


Figura 4.57 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1-DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 21:04:05h e 21:05:30h UTC.

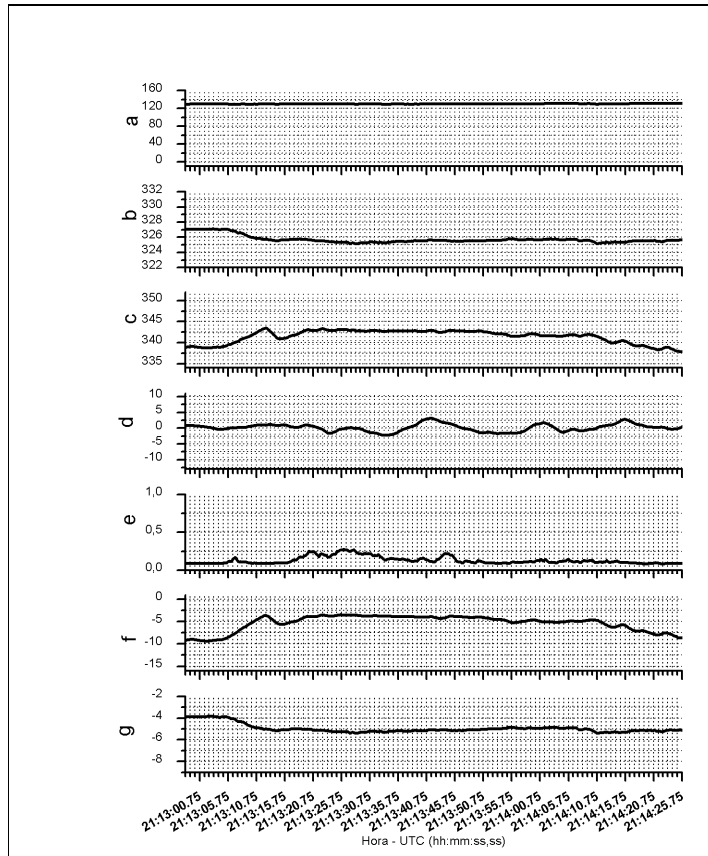


Figura 4.58 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m³), f - Temperatura do Ponto de Orvalho (°C), g - Temperatura do Ar Ambiente (°C) entre 21:13:00h e 21:14:25h UTC.

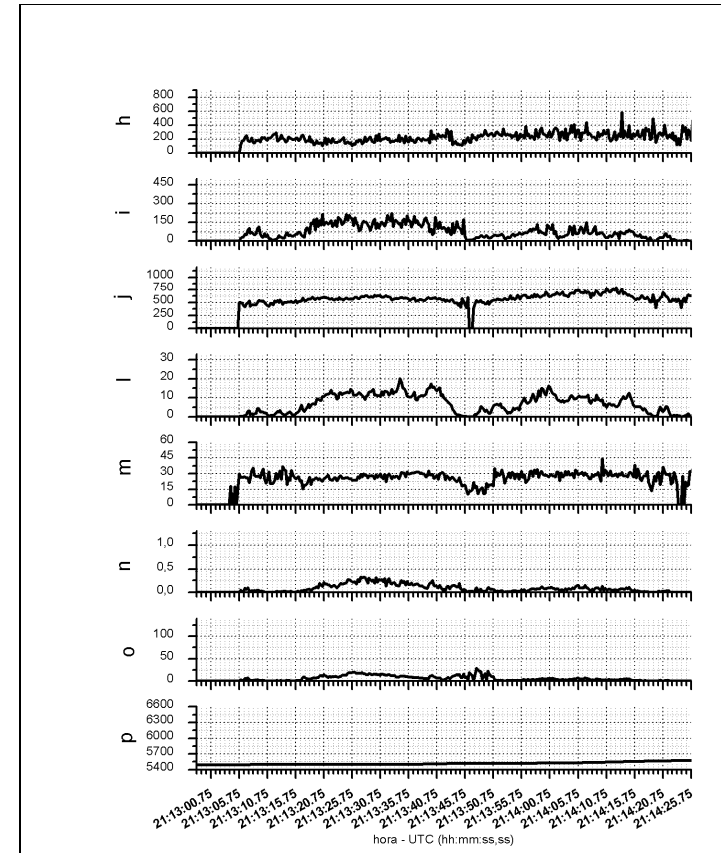


Figura 4.59 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μ m), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μ m), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μ m), n - Água Líquida da FSSP (g/m³), o - Concentração FSSP (cm⁻³), p - Altitude - GPS (m) entre 21:13:00h e 21:14:25h UTC.

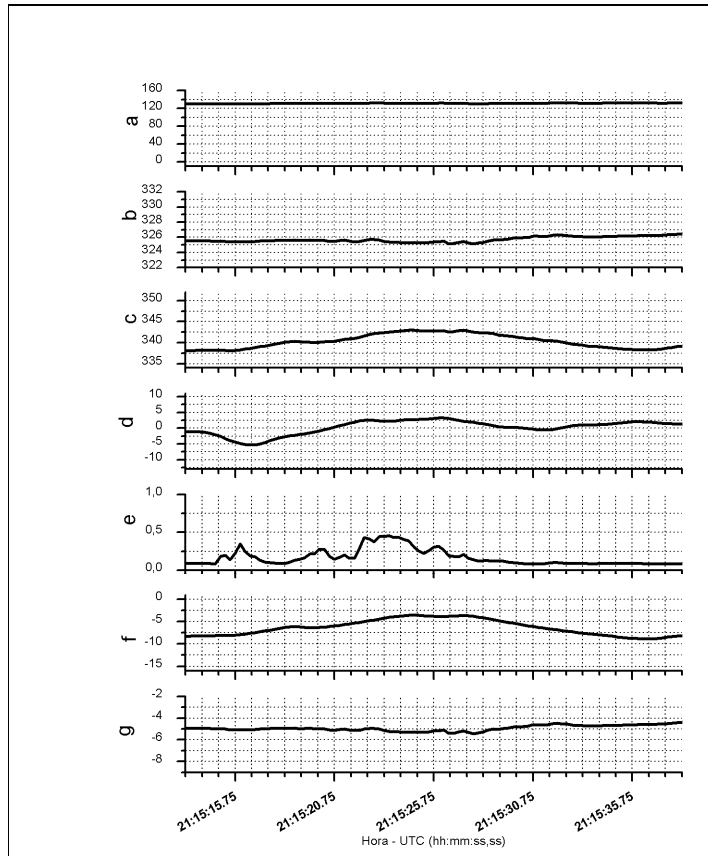


Figura 4.60 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 21:15:15h e 21:15:40h UTC.

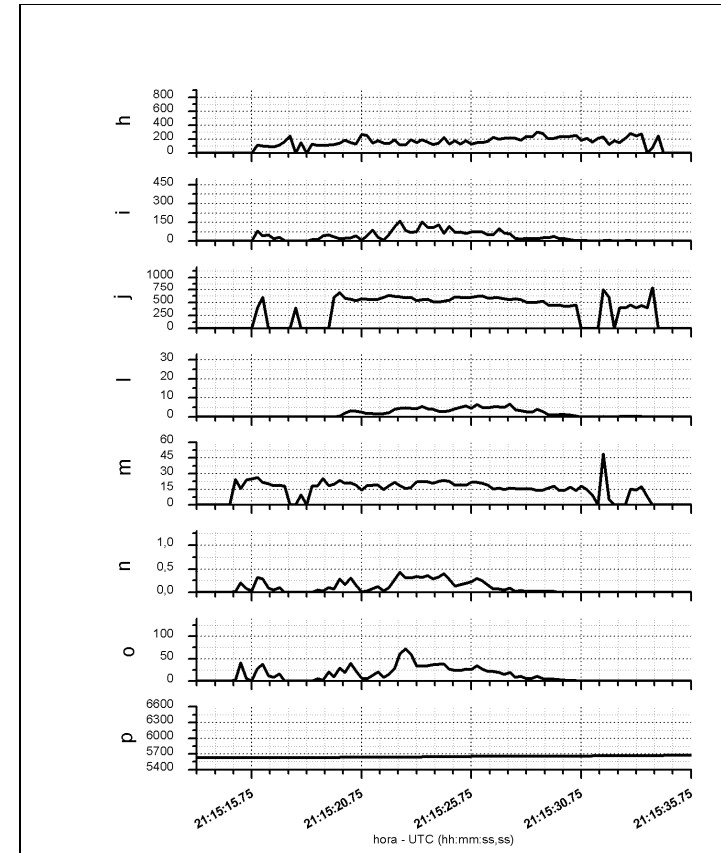


Figura 4.61 - h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 21:15:15h e 21:15:40h UTC.

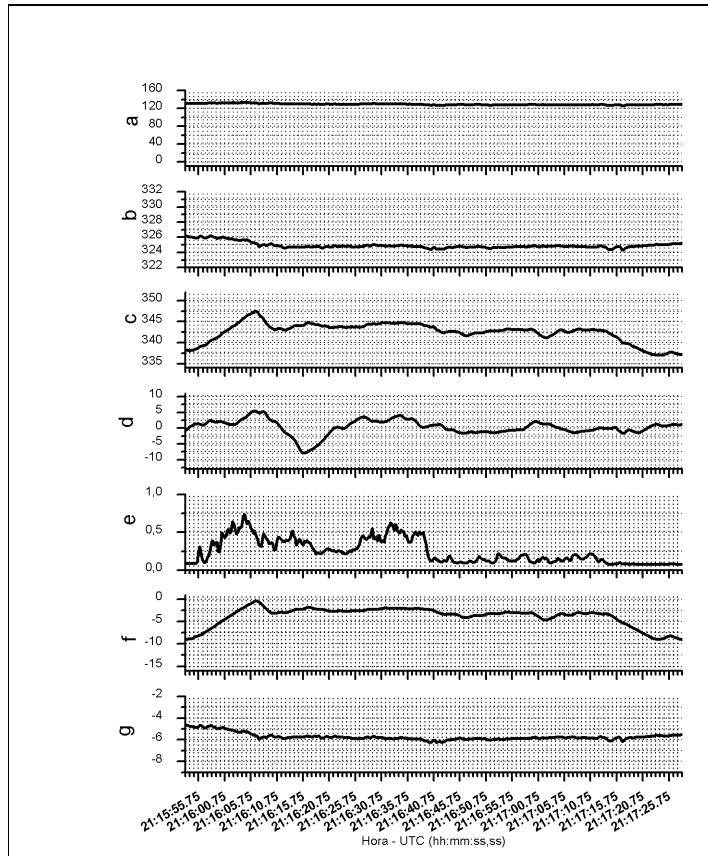


Figura 4.62 - a - Razão de Mistura Total (g/kg), b - Temperatura Potencial (K), c- Temperatura Potencial Equivalente (K), d - Velocidade Vertical (m/s), e - Água Líquida - JW (g/m^3), f - Temperatura do Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$), g - Temperatura do Ar Ambiente ($^{\circ}\text{C}$) entre 21:15:55h e 21:17:25h UTC.

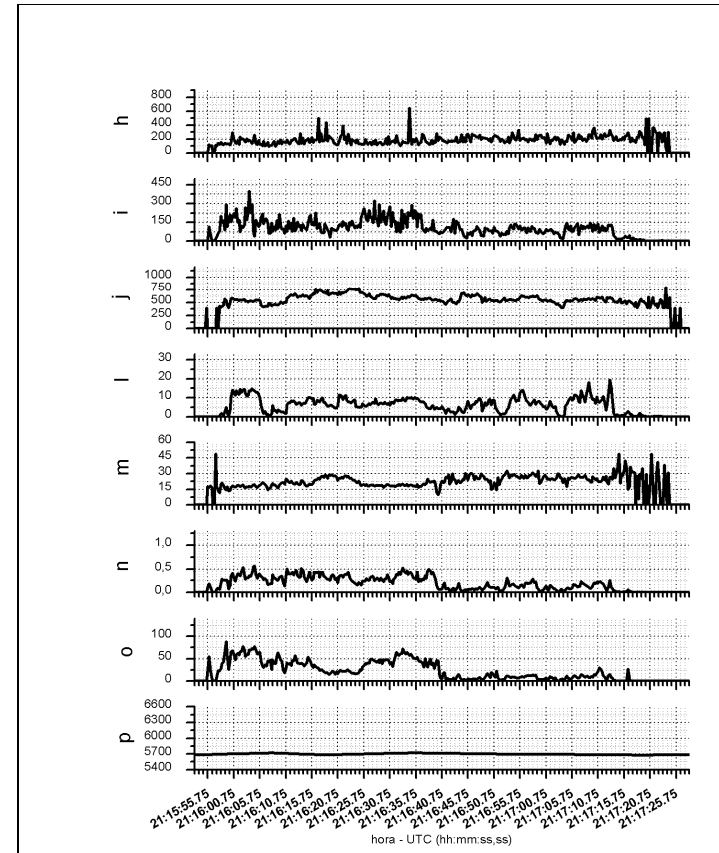


Figura 4.63 -h - Diâmetro Médio 2-DC (μm), i - Concentração 2-DC (l^{-1}), j - Diâmetro Médio 1-DP (μm), l - Concentração 1- DP (l^{-1}), m - Diâmetro Médio FSSP (μm), n - Água Líquida da FSSP (g/m^3), o - Concentração FSSP (cm^{-3}), p - Altitude - GPS (m) entre 21:15:55h e 21:17:25h UTC.

4.2 A variabilidade nas nuvens Amazônicas

Um importante instrumento para os estudos de microfísica é a sonda FSSP, que conta e classifica as gotículas em 15 categorias de diferentes tamanhos de gotículas, com limites superiores em $4,2 \mu\text{m}$, $7 \mu\text{m}$, $10 \mu\text{m}$, $12,6 \mu\text{m}$, $15 \mu\text{m}$, $17,9 \mu\text{m}$, $21,4 \mu\text{m}$, $25,5 \mu\text{m}$, $29,8 \mu\text{m}$, $34,1 \mu\text{m}$, $38,3 \mu\text{m}$, $42 \mu\text{m}$, $45,4 \mu\text{m}$, $48,9 \mu\text{m}$, $52,4 \mu\text{m}$. Com esses dados é possível construir gráficos dos espectros de tamanhos a cada segundo, e portanto, avaliar a variabilidade microfísica de um sistema de nuvens ou de uma nuvem isolada, tanto em relação à forma do espectro quanto à concentração de gotículas. (SANTOS, 2001, SANTOS et al, 2002, OLIVEIRA, 1998, COSTA, 1996)

A turbulência em nuvem tende a eliminar a homogeneidade, que resulta de entranhamentos laterais de ar seco em torno da nuvem ou de ventos verticais que transportam ar seco para cima através da base da nuvem ou para baixo, pelo topo. Diferentes abordagens já foram feitas em relação à importância da mistura turbulenta e dos mecanismos de entranhamento no ciclo de vida de uma nuvem *Cumulus* (PALUCH, 1979; PALUCH AND KNIGHT, 1984; AUSTIN et al, 1985; BAKER, 1992; BREGUIER, 1990, 1993, OLIVEIRA, 1998, SANTOS, 2001). O ar seco que penetra na nuvem é o principal agente na distribuição dos tamanhos de gotículas.

Do conceito de Coeficiente Normalizado de Variabilidade aplicado para concentração (RODI, 1978; AUSTIN et al, 1985, COSTA et al em 1996) indicou que o Conceito de Coeficiente de Variabilidade pode ser estendido para análise da forma dos espectros, ou para quantidades microfísicas, até mesmo variáveis termodinâmicas ou dinâmicas. Utiliza-se o conceito do Coeficiente de Variabilidade para a forma de espectros e para a concentração de gotículas medidas pela sonda FSSP.

4.3 Coeficiente de Variabilidade (C_N)

O coeficiente de variabilidade foi originalmente proposto por Rodi (1978).. A partir de uma extensão da definição de Coeficiente de Variabilidade (Austin et al, 1985), pode-se aplicar para uma quantidade arbitrária N , obtendo-se,

$$C_N = \frac{\sigma_N}{\bar{N}} = \frac{(N^2 - \bar{N}^2)^{1/2}}{\bar{N}} \quad (4.1)$$

onde o numerador é o desvio padrão da variável N e o denominador a sua média, isto é, $\bar{N} = \mu$.

As médias são calculadas a cada 5 segundos de amostragem da FSSP. Caso as variações nas quantidades microfísicas em determinadas regiões da nuvem ocorram somente devido a flutuações aleatórias, é esperado que estas quantidades obedeçam a uma distribuição de Poisson, de maneira que esta região será considerada homogênea ou estável nestas condições. Em regiões em que a nuvem é homogênea, a variabilidade nas quantidades deverá refletir somente os erros de amostragem. Assim, repetidas medidas da variável considerada mostrarão valores que obedecem à função de distribuição de probabilidade de Poisson. Portanto, pelas propriedades da distribuição de Poisson para uma amostragem em uma região estável, o desvio padrão da quantidade microfísica deve ser aproximadamente igual ao seu valor médio. Caso contrário, a região é denominada de variável, ou seja, os processos de mistura e entranhamento a afetam, aumentando significamente a variabilidade da quantidade microfísica estudada, de forma que altos valores do coeficiente de variabilidade caracteriza regiões variáveis, enquanto que as regiões estáveis são representadas por baixos valores daquele coeficiente. Pode-se, portanto, inferir uma relação direta entre o grau de

mistura e os valores de C_N . A sua variação é menor quando o grau de mistura é menor, isto é, quanto mais homogênea ou estável for a região da nuvem.

4.4 Coeficiente de Variabilidade Normalizado (RN)

Com o intuito de caracterizar regiões distintas dentro de uma nuvem, Austin et al (1985) sugeriu um coeficiente de Variabilidade Normalizado, R_N , definido como a razão entre o Coeficiente de Variabilidade da equação (4.1) e o coeficiente obtido da distribuição de Poisson,

$$R_N = \frac{C_N}{C_N(\text{estável})} = \frac{\sigma_N}{\sqrt{\bar{N}}} \quad (4.2)$$

A incerteza estatística da distribuição de Poisson [C_N (estável)] é proporcional a $\frac{1}{\sqrt{k}}$,

onde k é o número de medidas em uma amostragem. Para este trabalho, $k=5$.

4.5 Variabilidade da Forma dos Espectros e da Concentração

As definições acima foram aplicadas para avaliar as variabilidades da forma dos espectros e da concentração, em todas as passagens, tanto no sistema estudado, quanto na célula isolada. Inicialmente somam-se os valores de cada canal, que fornece o valor da concentração (N),

$$N = \sum_{j=1}^{15} f_j \quad (4.3).$$

Onde f_i corresponde cada canal. Calcula-se então a média, de cinco em cinco segundos da concentração dada pela equação (4.3),

$$\bar{N} = \frac{1}{5} \sum_{t=1}^5 N_t \quad (4.4)$$

A média de cinco em cinco segundos de cada canal da FSSP é também calculada,

$$\bar{f}_i = \frac{1}{5} \sum_{t=1}^5 f_{i,t} \quad (4.5)$$

O Coeficiente de Variabilidade em cada canal da FSSP não normalizado é dado por,

$$C_{g_i} = \frac{\sigma_{g_i}}{\bar{g}_i} \quad (4.6)$$

onde σ_{g_i} e \bar{g}_i são o desvio padrão e a média, respectivamente, de cada bloco de cinco segundos.

Desta forma, o coeficiente de variabilidade de cada canal da FSSP normalizado é dado por,

$$R_{g_i} = \frac{\sigma_{g_i}}{\sqrt{\bar{g}_i}} \quad (4.7)$$

O Coeficiente de Variabilidade da Forma do Espectro não normalizado é definido como,

$$C_S = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{15} \bar{f}_i C_{g_i} \quad (4.8)$$

e o Coeficiente de Variabilidade da Forma do Espectro normalizado como,

$$R_S = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{15} \bar{f}_i R_{g_i} \quad (4.9)$$

Também são definidos os Coeficientes de Variabilidade da Concentração não normalizado e filtrado (concentrações maiores que 10 cm^{-3}) como,

$$C_N = \frac{\sigma_{g_i}}{\sqrt{N}} \quad (4.10)$$

e o Coeficiente de Variabilidade da Concentração normalizado e filtrado (concentrações maiores que 10 cm^{-3}),

$$R_N = \frac{\sigma_{g_i}}{\sqrt{N}} \times \bar{N}. \quad (4.11)$$

O artigo de SANTOS et al (2002) contém mais detalhes para encontrar os valores de C_s e R_s (anexo A). Com os valores de R_N e R_S , foi definido um critério de variabilidade tanto para a concentração de gotículas, como para a forma dos espectros. Estudos anteriores feitos por Austin et al (1985) utilizou o critério $R_N > 1$ para identificar que uma região era variável em relação à concentração medida pela FSSP. Já Oliveira, em 1998 utilizou o critério de $R > 1,3$ para identificar regiões variáveis em relação a concentração medida pela FSSP.

No presente trabalho, foram avaliados alguns valores para R , sendo escolhido $R > 2$, para definir uma região sob estudo é variável em relação a concentração e/ou forma do espectro. Uma vez definido R , estabeleceram-se quatro tipos de regiões em uma nuvem, sendo definida a região do tipo 1 como a região em que $R_N < 2$ e $R_S < 2$, a região do tipo 2 como a região em que $R_N > 2$ e $R_S < 2$, a região do tipo 3 a região em que $R_N < 2$ e $R_S > 2$ e a região do tipo 4 quando $R_N > 2$ e $R_S > 2$.

Essa metodologia foi aplicada aos diversos vãos realizados durante o experimento de campo TRMM/LBA e a partir dos resultados o gráfico da figura 4.5 foi obtido. Pode-se então, entender que na região da nuvem tipo 1 a concentração de gotículas e a forma do espectro são estáveis, ou seja, apresentam pequena variabilidade. A região da nuvem tipo 2 é aquela em que em a concentração é variável e a forma do espectro estável. Por outro lado, nas regiões do tipo 3, tem-se estabilidade na concentração de gotículas e variabilidade na forma do espectro. Finalmente, as regiões de nuvens do tipo 4 ambos, a forma do espectro e a concentração de gotículas, são variáveis.

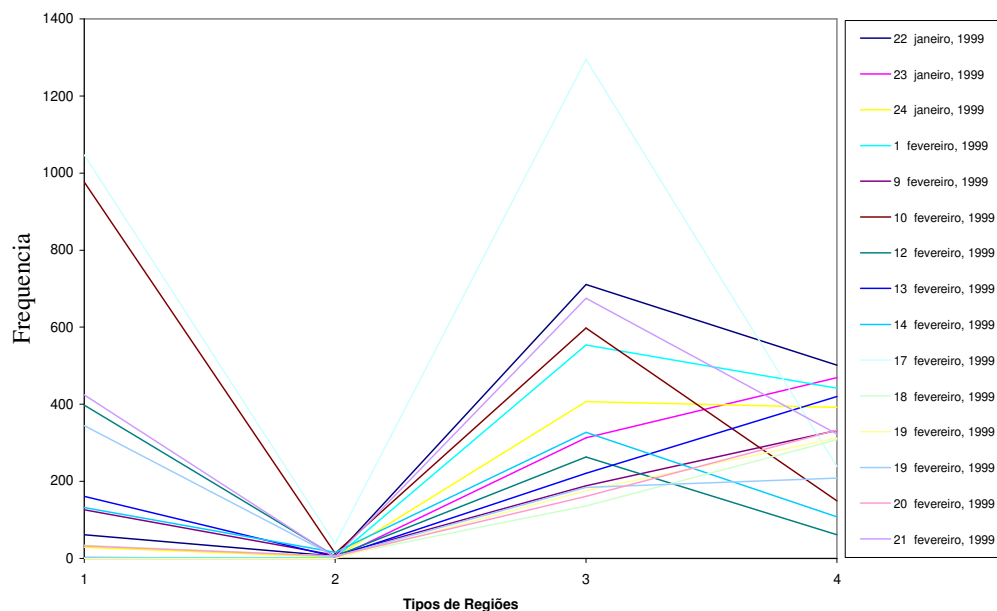


Figura 4.64 – Gráfico do tipo de regiões *versus* a quantidade destas encontrada durante os diversos vôos realizados.

Tabela 4.1 – Número de regiões encontradas e seus correspondentes valores em percentuais.

Vôos	Regiões em números				Regiões em porcentagem				
	tipo 1	tipo 2	tipo 3	tipo 4		tipo 1	tipo 2	tipo 3	tipo 4
22 /01/1999	61	6	711	502		4,77	0,47	55,55	39,22
23/01/1999	2	0	313	469		0,26	0,00	39,92	59,82
24/01/1999	29	3	407	392		3,49	0,36	48,98	47,17
1 /02/1999	1	1	554	442		0,10	0,10	55,51	44,29
9 /02/1999	126	8	188	332		19,27	1,22	28,75	50,76
10 /02/1999	977	13	598	149		56,25	0,75	34,43	8,58
12 /02/1999	398	6	263	61		54,67	0,82	36,13	8,38
13 /02/1999	161	4	221	420		19,98	0,50	27,42	52,11
14 /02/1999	132	15	327	108		22,68	2,58	56,19	18,56
17 /02/1999	1047	38	1296	238		39,98	1,45	49,48	9,09
18 /02/1999	34	6	136	308		7,02	1,24	28,10	63,64
19 /02/1999	0	0	176	312	voo1	0,00	0,00	36,07	63,93
19 /02/1999	344	5	184	208	voo2	46,42	0,67	24,83	28,07
20 /02/1999	32	6	161	333		6,02	1,13	30,26	62,59
21 /02/1999	424	3	675	323		29,75	0,21	47,37	22,67

A partir da figura 4.64 vê-se que a variabilidade da concentração gotículas. Do conjunto de nuvens amazônicas analisado é, em termos práticos, inexistente. Em consequência a esses resultados despetou-se a hipótese de verificar que resultados seria obtido quando o

modelo RAMS era inicializado com a concentração média das gotículas/cristais de gelo e não com o diâmetro médio das gotículas/cristais.

4.6 Descrição do modelo numérico RAMS (*Regional Atmospheric Model System*).

O Sistema de Modelagem Atmosférica Regional, RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) foi desenvolvido pelo Departamento de Ciências Atmosférica da Universidade Estadual do Colorado, USA. O modelo RAMS é muito flexível e com muitas opções, podendo ser configurado para fazer simulações da circulação atmosférica em várias escalas de tempo e espaço, bem como diferentes resoluções horizontal e vertical. O modelo RAMS possui uma boa documentação (manuais). O trabalho aqui proposto também se preocupa com as alterações microfísicas nas nuvens devido à cobertura vegetal. Diversos outros trabalhos relacionados à cobertura vegetal foram feitos, não especificamente para microfísica de nuvens, mas para outros propósitos, Pielke (1974); Mahrer e Pielke(1977a); Clark e Farley (1984); Nichols et al. (1991); Xian e Pielke (1991); Stohlgren et al.(1998); Pielke et al.(1999); Eastman (1999); Foster (2000). A modelagem aqui realizada utilizou a versão 4.4 do modelo RAMS. O modelo simulou as características esperadas na formação das nuvens sobre regiões de floresta e de pastagem no estado de Rondônia utilizando-se de sondagens atmosféricas de ambas as áreas como entradas para o início da simulação.

O modelo RAMS surgiu de esforços realizados separadamente, desde os anos 70, comandados pelo Dr. William R. Cotton, na parte de modelagem de sistemas dinâmicos de microescala e processos microfísicos e pelo Dr. Roger A. Pielke, na parte de modelagem de sistemas de mesoescala e na influência da superfície da Terra nas características da atmosfera.

Este modelo atmosférico foi construído com base nas equações da dinâmica da atmosfera, complementado com parametrizações de difusão turbulenta, radiação solar e terrestre, processos úmidos incluindo a formação e a interação de nuvens e água líquida precipitante e gelo, calor sensível e latente, camadas de solo, vegetação e superfície d'água, os efeitos cinemáticos do terreno e convecção de nuvens cumulus. Salienta-se que todas essas parametrizações e características do modelo podem ser alteradas de maneira a melhor se adequarem às condições específicas de um determinado local onde o estudo se pretende fazer, ou a condições idealizadas para simulações de situações, por isso ele se constitui numa excelente ferramenta para pesquisas meteorológicas.

O modelo RAMS recebe como dados de entrada a temperatura do ar, a temperatura potencial, umidade do ar (temperatura do ponto de orvalho ou razão de mistura ou umidade relativa do ar ou, ainda, diferença psicrométrica) e vento (componentes zonal - u e meridional - v ou direção e intensidade) em diferentes níveis da atmosfera. Esses dados podem ter como origem observações de superfície e altitude, resultados de modelos numéricos e/ou de subprodutos gerados por meio de informações de satélites etc. Neste trabalho foram usadas sondagens realizadas na região no Estado de Rondônia do mesmo período.

Essas informações necessitam estar em arquivo com formato compatível para que o modelo RAMS possa lê-los e prepará-los para a inicialização, que pode ser homogênea, quando se atribui horizontalmente à grade do modelo o mesmo valor da informação observada naquele nível, ou variada, quando as informações são interpoladas para a grade do modelo. Nesse processo de interpolação é utilizada uma técnica de análise objetiva proposta por Barnes (1964), a qual consiste em obter um valor interpolado para o ponto de grade por meio de uma média ponderada da informação original. A ponderação é feita atribuindo-se maior

peso à informação mais próxima do ponto de grade e menor peso à informação mais distante, conforme uma função Gaussiana, em que o peso é função da distância do valor observado ao ponto de grade.

4.6.1 Visão geral do modelo.

O modelo é constituído pelas equações de movimento (conservação do momento), a equação termodinâmica, a equação da continuidade da razão de mistura das diversas espécies de águas e equação da continuidade da massa.

As equações prognósticas do modelo RAMS são escritas a seguir em notação tensorial (TRIPOLI & COTTON, 1982; PIELKE, 1984). As variáveis com barra indicam a média para o volume de cada elemento da grade e as transformações das escalas horizontal e vertical da grade foram omitidas para simplicidade das equações. A força do gradiente de pressão foi escrita com a função de Exner

Conservação do movimento:

$$\underbrace{\frac{\partial u}{\partial t}}_{\text{mudança local}} = \underbrace{-u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z}}_{\text{advecção}} - \underbrace{\theta \frac{\partial \pi'}{\partial x}}_{\text{gradiente de pressão}} + \underbrace{fv}_{\text{força de Coriolis}} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right)}_{\text{transporte turbulento}} \quad (4.12)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} + fu + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (4.13)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} + \frac{g\theta'_v}{\theta_0} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (4.14)$$

Conservação da energia:

$$\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} + \left(\theta \frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \right) \quad (4.15)$$

Conservação da razão de mistura das espécies de água:

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial z} \right) \quad (4.16)$$

Equação da pressão:

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = - \frac{R\pi_0}{C_v \rho_0 \theta_0} \left(\frac{\partial \rho_0 \theta_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 w}{\partial z} \right) \quad (4.17)$$

onde a equação (4.18) define a função de Exner,

$$\pi \equiv C_p \left(\frac{p}{p_{00}} \right)^{R/C_p} \quad (4.18)$$

e

$$k_m = \frac{.25}{\sqrt{2}} l^2 \sqrt{1 - \frac{k_h}{k_m} Ri} \sqrt{(D^2 + MAX(-N, 0))^2} \quad (4.19)$$

Os operadores de difusão são de primeira ordem, baseados em coeficientes de troca (SMAGORINSKY, 1963), onde k_h é o coeficiente de troca para o calor e umidade, k_m é o coeficiente de troca para o momentum, D é a deformação, N é a frequência de Brunt-Väisälä e Ri é o número de Richardson.

A simbologia usada nas equações é definida na Tabela 4.2 Os primeiros três termos do lado direito de cada equação são devido a advecção e os três últimos termos são a difusão horizontal e vertical. O quarto termo do lado direito das equações de movimento descreve as mudanças devido ao gradiente de pressão e a força de Coriolis é aplicada pelo quinto termo nas equações 4.12 e 4.13. O quinto termo do lado direito da equação 4.14

descreve a flutuabilidade da velocidade vertical. Na equação (4.15)(conservação de calor) um termo é incluído para representar o aquecimento devido à divergência de radiação.

O modelo é não hidrostático e emprega os esquemas *Leapfrog*, avançado-recuado ou a combinação híbrida.

Tabela 4.2 - Definições das variáveis do modelo RAMS.

Símbolo	Definição
u	Componente zonal do vento
v	Componente meridional do vento
w	Componente vertical do vento
θ_{il}	Temperatura potencial da água líquida e do gelo
r_n	Razão de mistura das n espécies de água
π_0	Escala sinótica da função Exner
π'	Perturbação da função Exner
t	tempo
x	Distância Leste-Oeste
y	Distância Norte-Sul
z	Altura
f	Aceleração de Coriolis
K_m	Coefficiente de difusão do momento
K_h	Coefficiente de difusão para o calor e umidade
θ_v	Temperatura potencial virtual
θ_0	Temperatura potencial média
g	Aceleração da gravidade
C_v	Calor específico do ar a volume constante
R	Constante dos gases

4.6.2 Opções do Modelo

São quatro os níveis de complexidade em que os processos termodinâmicos podem ser tratados pelo modelo RAMS. A primeira opção é “rodá-lo” seco, ou seja, com a densidade de vapor considerada zero. No segundo nível inclui-se vapor d’água, mas os processos de condensação não ocorrem, contudo a maioria dos outros processos para o vapor d’água, como

advecção, difusão, absorção e a flutuabilidade da radiação são levados em conta. O terceiro nível é bem mais complexo e faz o ajuste da saturação. Sempre que o ar se torna supersaturado, a condensação ocorre e, conseqüentemente, ocorrerá a liberação de calor latente até que a umidade relativa retorne aos 100 por cento. Por último, pode-se usar a parametrização de microfísica por tamanho (WALKO ET AL., 1995b) que é o mais complexo dos níveis. Neste nível, considera as espécies microfísica em água de nuvem, água precipitante, gelo primitivo, neve, agregados, *graupel* e granizo, as interações entre elas e os efeitos termodinâmicos.

4.6.2.1 Radiação

O modelo RAMS também possui quatro esquemas de radiação. A opção menos realista seria não ativar nenhuma das radiações. O esquema de radiação Mahrer e Pielke (1979b) é uma parametrização muito simples em que não se leva em conta os efeitos da radiação sobre a água líquida ou das partículas de gelo. Este esquema não foi usado neste estudo. O esquema de radiação Chen e Cotton (1983, 1987) é mais avançado, ele considera os efeitos das nuvens, embora não distigue entre água líquida e gelo.

A parametrização da radiação de onda curta e longa é feita no modelo RAMS, por dois esquemas diferentes, em que no primeiro não são levados em consideração os efeitos das interações com as nuvens (MAHRER & PIELKE, 1977). Neste esquema a radiação de onda curta é avaliada empiricamente e ela é espalhada pelo oxigênio, ozônio e dióxido de carbono e também absorção pelo vapor d'água, enquanto que no caso de onda longa o esquema avalia as quantidades de emissão no infravermelho e a absorção pelo vapor d'água e dióxido de carbono.

O terceiro esquema leva em consideração a interação da radiação com as nuvens (CHEN & COTTON, 1983; 1987). Na verdade, trata-se de uma solução completa da equação de transferência radiativa. Esta parametrização propicia o tratamento de diversos processos radiativos de ondas curtas, como espalhamento, absorção, transmissão e reflexão por nuvens. Para a radiação de onda longa, permite-se avaliar a emissão da atmosfera clara, emissão de camadas de nuvens e emissão de camadas mistas (nuvens e céu claro). A parametrização de Chen e Cotton possibilita que o conteúdo de água líquida e o vapor presentes na atmosfera influenciem os fluxos de radiação solar e terrestre.

Finalmente, o mais sofisticado dos esquemas de radiação é aquele devido a Harrinton (1997) em que a interação da radiação de ondas curtas e longas com cada tipo de espécie microfísica é levada em conta.

4.6.2.2 Camada de Superfície

Na versão 4.4 do modelo RAMS, sabe-se que o modelo de solo LEAF-2 (WALKO, 2000) representa o armazenamento e a troca de calor, bem como a associação da umidade na interface Terra-Atmosfera. Os fluxos de calor latente são avaliados separadamente para evaporação da terra e de água interceptada na vegetação, e a transpiração realizada pelos estômatos¹ das plantas. Tipicamente, pode-se usar até 12 níveis de solos, porém nas simulações deste trabalho foram utilizados onze níveis de solo.

¹ Aberturas encontradas geralmente na epiderme inferior das folhas que permitem a troca gasosa entre as plantas e o meio ambiente.

Mudanças na superfície podem criar mudanças consideráveis na atmosfera, conforme trabalhos anteriores que mostraram que a cobertura de neve sobre uma floresta boreal pode gerar fluxos de mesoescala. Taylor et al (1998), Pielke e Uliasz (1993) mostraram que a dispersão atmosférica é influenciada pela a mudança da paisagem de um determinado local, a exemplo dos desmatamentos ocorrido na Amazônia.

4.6.2.3 Microfísica de Nuvens

A parametrização de microfísica foi ativada, para fazer comparações do efeito desta sobre regiões de pastagem e de floresta. A razão de mistura de vapor d'água de gota de nuvem, água de chuva, cristais de gelo, neve, agregados, *graupel* e granizo são prognosticados pelas equações de conservação. Isto inclui processos de advecção, difusão, mudanças de fase, a interação entre as espécies e os efeitos termodinâmicos das mudanças de fase. O modelo RAMS tem cinco opções para o controle do diâmetro das gotas e dos cristais de gelo, bem como para a concentração dos mesmos. O símbolo r_n na equação 4.16 é a razão de mistura da água para os estados sólido (gelo), líquido e gasoso (vapor), representado por oito categorias ($n=1, 2, \dots, 8$) em que: 1-vapor, 2-gota de nuvem, 3-chuva, 4-cristais de gelo (gelo primitivo), 5-neve, 6-agregados, 7-*graupel* e 8-granizo. A razão de mistura para o vapor e gota de nuvem é diagnosticada no modelo e para as demais categorias, prognosticadas. A água total na fase líquida e gelo são dados por $r_n = r_2 + r_3 + \dots + r_n$.

A parametrização de microfísica no modelo RAMS, descrita por Walko *et al.* (1995), calcula as fontes e sumidouros das diferentes categorias de hidrometeoros: vapor, gota de nuvem, chuva, cristais de gelo, neve, agregados, *graupel* e granizo. A razão de mistura de vapor d'água e gota de nuvem é diagnosticada, enquanto que, a razão de mistura para as demais categorias é prognosticada.

Nesta parametrização são levados em consideração os diferentes processos microfísicos, como a colisão e coalescência, nucleação, sedimentação e conversão de uma categoria para outra. A obtenção de cristal de gelo e neve possibilitou contemplar outros processos na parametrização de microfísica, como, aqueles relacionados com o efeito radiativo nas nuvens *cirrus*.

A razão de mistura r_n e a tendência desta razão $\left(\frac{\partial r_n}{\partial t}\right)_{res}$ são avaliadas nessa parametrização, assim como a tendência da temperatura potencial da água líquida e do gelo devido aos efeitos microfísicos $\left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t}\right)_{res}$.

4.6.2.4 Estrutura da grade

O modelo RAMS usa grade do tipo "C" de Arakawa (F. MESINGER AND A. ARAKAWA, 1976), conforme a figura 4.65, em que as variáveis termodinâmicas, inclusive umidade, são definidas em pontos de grade e as componentes u , v e w são definidas em $\frac{\Delta x}{2}$, $\frac{\Delta y}{2}$ e $\frac{\Delta z}{2}$, respectivamente. O modelo RAMS também permite grades aninhadas do tipo mencionado.

A projeção horizontal utilizada para a definição das coordenadas da grade é a projeção estereográfica, cujo pólo de projeção fica próximo do centro da área de domínio. Este tipo de projeção diminui distorções da projeção da área de interesse. Coordenadas cartesianas também podem ser utilizadas pelo modelo RAMS.

As coordenadas cartesianas são utilizadas na horizontal, com $x^*=x$ e $y^*=y$. Na vertical, a coordenada é do tipo σ_z da forma $z^* = \sigma_z = H[(z - z_s)/(H - z_s)]$ em que: (x, y, z) são as coordenadas cartesianas (x^*, y^*, z^*) são as coordenadas transformadas z_s é a altura da superfície em relação ao nível médio do mar (topografia) e H é a altura do topo do modelo (Tripoli & Cotton, 1982).

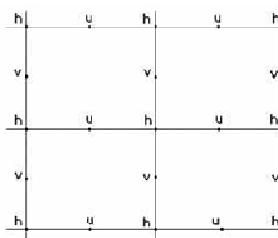


Figura 4.65 - Grade do tipo "C" de Arakawa: h representa variáveis termodinâmicas e u e v as componentes zonal e meridional do vento

4.6.3 Condições de contorno e parametrizações

4.6.3.1 Condições de contorno

A condição de contorno lateral, ou de fronteira lateral, tem por princípio permitir que ondas de gravidade e outros fenômenos advectados tenham passagem livre pela fronteira e, assim, não permitindo reflexão para o interior da área de domínio. Supõe-se que estas ondas se movem como a propagação de uma onda linear, formulada matematicamente por

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -c^* \frac{\partial u}{\partial x}, \text{ em que } \frac{\partial u}{\partial t} \text{ é a taxa de variação temporal da velocidade normal à fronteira,}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} \text{ é a variação espacial da velocidade normal à fronteira e } c^* = u + c \text{ é a velocidade de fase}$$

modificada pelo Efeito Doppler.

Alguns métodos utilizados pelo modelo RAMS se diferenciam, basicamente, pela

forma da obtenção de c^* . Orlanski (1976) propõe o cálculo pela expressão: $c^* = -\frac{\frac{\partial u}{\partial t}}{\frac{\partial u}{\partial x}}$

calculada no passo de tempo anterior e no primeiro ponto interior à fronteira. Klemp & Lilly (1978) sugerem que se aplique o valor da média vertical segundo Orlanski, para toda a coluna do domínio, enquanto Klemp & Wilhelmson (1978) sugerem o uso de um valor típico para a velocidade de fase da onda de gravidade (10 - 30 m/s). Na prática, qualquer método aplicado como condição lateral não evita totalmente a reflexão, mas é altamente relevante que a reflexão seja mínima.

A condição de contorno na vertical, para o topo do modelo, é tratada diferentemente em relação à horizontal, por causa da diferença existente na forma de propagação da onda de gravidade. A propagação da onda na vertical apresenta velocidade de fase oposta à velocidade de grupo, situação em que os distúrbios poderão ser advectados do domínio do modelo, permitindo a passagem de ondas de energia por meio do contorno vertical e o efeito da propagação na direção contrária (direção da superfície) deve ser eliminada. No modelo RAMS, para a condição não hidrostática, há duas escolhas, a denominada "parede rígida" para $w = 0$, ou a condição de Klemp & Durran (1983) que leva em consideração a propagação da onda de gravidade na vertical e formula uma condição de contorno por intermédio da equação do movimento linear, anelástica, incluído o efeito da força de Coriolis. No intuito de eliminar uma possível reflexão de onda de gravidade interna, é considerada, também, uma "esponja", com espessura convenientemente definida e situada no topo do modelo.

A condição de contorno na superfície relaciona às diferentes trocas de calor, momentum e massa entre a superfície e a atmosfera. Os fluxos de calor, quantidade de

movimento e vapor d'água na camada superficial são computados através de esquema de Louis (1979). Na determinação desses fluxos, são considerados os casos em que a superfície é água, solo sem cobertura vegetal e superfície vegetada. Para a caracterização da superfície, foi formulada uma parametrização denominada modelo de solo e vegetação.

Neste modelo, cada área da grade é logicamente dividida em três diferentes classes: água, solo nu e superfície vegetada. A parametrização da camada superficial requer informações da temperatura e umidade da superfície para as três classes. Para a superfície de água (reservatório d'água, lago ou mar) assume-se que a temperatura da superfície e a umidade de saturação à temperatura da água e pressão à superfície são constantes no tempo, mas podem variar no espaço.

Para o solo nu, o modelo RAMS usa um solo de múltiplas camadas (McCumber & Pielke, 1981), o qual envolve equações prognósticas para a temperatura e a umidade do solo. A temperatura do solo é obtida pela equação do balanço de energia à superfície. Para simulações típicas, o modelo é executado com cerca de sete a doze camadas, para uma profundidade de cerca de cinco metros. Constantes específicas para cada tipo de solo fazem parte do banco de dados do modelo RAMS. Os tipos de solo disponíveis no modelo RAMS são apresentados na tabela 4.3

Tabela 4.3 - Tipos de solo constantes do modelo RAMS

01	Areia	02	Argiloso arenoso
03	Areia enlamiada	04	Lama de sedimento
05	Argila	06	Arenoso argiloso enlamiado
07	Argiloso arenoso siltoso	08	Argiloso enlamiado
09	Argiloso arenoso	10	Argiloso siltoso
11	Argila	12	Turfa

Em uma superfície vegetada, ou seja, uma superfície sombreada pela vegetação, o cálculo da temperatura e da umidade do solo depende também da transmissividade da camada de vegetação e da temperatura do dossel. De forma similar, é usada a equação do balanço de energia à superfície para o cálculo da temperatura e da umidade à superfície, levando-se em consideração os processos radiativos inerentes à camada de vegetação (Avissar & Pielke, 1989). Parâmetros predefinidos e específicos para cada tipo de vegetação fazem parte do banco de dados do modelo RAMS. Os tipos de cobertura vegetação utilizada na versão 4.4. pelo modelo RAMS são trinta.

4.6 Parametrização da turbulência

O espaçamento horizontal e vertical da grade de um modelo determina as escalas espaciais das variáveis prognosticadas, que podem ser resolvidas explicitamente e as que não podem, o chamado efeito da sub-grade. A componente do fluxo não resolvível pode ser expressa como $\overline{u_i u_j}$ para momentum e $\overline{u_i \phi_j}$ para um escalar. Os subscritos i e j denotam as direções espaciais (1, 2, 3), em que u_i é a componente da velocidade que transporta, u_j é a componente da velocidade transportada e ϕ é a componente escalar transportada. Nesta notação a barra representa a média de Reynolds e o sinal “'” representa o desvio em relação à média.

No modelo RAMS, para a atmosfera livre, a parametrização é feita usando-se a teoria K, em que o termo turbulento é avaliado como o produto de um coeficiente turbulento e o gradiente da quantidade transportada. Para escalares, a parametrização é dada por

$$\overline{u_i \phi_j} = -K_k \left(\frac{\partial \phi}{\partial x_i} \right),$$

em que K_k é o coeficiente turbulento para o escalar ϕ na direção i . K_k é

sempre positivo, implicando em que o fluxo turbulento se dá em sentido contrário ao gradiente do escalar transportado.

Para o componente da velocidade, duas formas diferentes são usadas, dependendo da escala do movimento resolvido pela grade do modelo. Quando o espaçamento horizontal é compatível com o espaçamento vertical e, portanto, os movimentos convectivos são resolvidos, o estresse de Reynolds é avaliado por $-K_m \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right)$, em que K_m é o coeficiente de mistura turbulenta para momentum. Neste caso, considera-se que $K_{m_i} = K_{m_j}$ e desta forma $\overline{u_i u_j} = \overline{u_j u_i}$. Essa condição é chamada de simetria da componente do estresse de Reynolds.

Se o espaçamento horizontal é maior que o espaçamento vertical em que se requer uma representação explícita do movimento convectivo na vertical, não se deve considerar a simetria de Reynolds, pois esta gera instabilidade numérica.

Atualmente, quatro opções básicas são utilizadas pelo modelo RAMS para calcular K_m e K_k , duas das quais baseadas no esquema de Smagorinsky (1963) que relaciona o coeficiente de mistura e a tensão no fluido, ou a taxa de deformação, e inclui correções para a influência da frequência de Brunt-Väisälä e o número de Richardson, enquanto as outras duas opções fazem o diagnóstico do coeficiente de mistura turbulenta pela energia cinética turbulenta, prognosticada pelo modelo. Se o espaçamento horizontal da grade é grande em comparação ao espaçamento vertical, o esquema de Mellor e Yamada (1974) é usado para a determinação do coeficiente de mistura turbulento. Se o espaçamento horizontal da grade for pequeno e, portanto, os movimentos convectivos são resolvidos, é usado o esquema de Deardorff (1980).

Para a camada superficial, é utilizada a teoria da similaridade para resolver os processos turbulentos em que os fluxos de momentum, calor e vapor são calculados segundo o esquema de Louis (1979) e estão inseridos no modelo de solo e vegetação.

4.7 Parametrização de cumulus

A parametrização de cumulus usada no modelo RAMS é do tipo Kuo (1974) com adaptações descritas por Molinari (1985). O esquema tipo Kuo baseia-se no equilíbrio da atmosfera, em que a convecção atua para eliminar a instabilidade condicional gerada por efeitos da grande escala e evaporação local. As equações da tendência termodinâmica e da tendência de umidade para a convecção úmida são dependentes da instabilidade atmosférica, da velocidade vertical no nível de condensação por levantamento (NCL) e da convergência de umidade na camada abaixo das nuvens. Neste processo, a convecção é ativada se todas as condições seguintes são atendidas:

- i) Se há um abastecimento de umidade fornecida pela escala resolvível;
- ii) A coluna é condicionalmente instável e o topo da nuvem está acima de 650 hPa (não contempla a convecção rasa);
- iii) Há movimento vertical ascendente na base da nuvem;
- iv) A umidade relativa do ar excede um valor crítico de 80% para um nível abaixo da base da nuvem.

A taxa "I" com que a escala resolvível abastece de umidade uma "nuvem", é parametrizada segundo Molinari e Corsetti (1985) por meio do fluxo vertical de vapor d'água no nível de condensação por levantamento (NCL). Desta quantidade, uma fração (b) é usada

para aumentar a umidade na coluna e o restante $(1 - b)$ precipita. A fração $(1 - b)$ é chamada eficiência da precipitação.

A formulação matemática para a tendência da equação termodinâmica devido à parametrização convectiva é dada por:

$$\left(\frac{\partial \theta_{id}}{\partial t}\right)_{con} = L(1 - b) I \pi^{-1} \left(\frac{Q_1}{\int_g^{ct} Q_1 dz} \right) \quad (4.20)$$

Para a tendência da equação da umidade tem-se,

$$\left(\frac{\partial r_T}{\partial t}\right)_{con} = bI \left(\frac{Q_2}{\int_g^{ct} Q_2 dz} \right) \quad (4.21)$$

em que L é o calor latente de vaporização, Q_1 e Q_2 são os perfis verticais de aquecimento e umedecimento convectivo, respectivamente. Os demais parâmetros já foram descritos anteriormente.

4.8 Nudging

A assimilação de dados em quatro dimensões (4DDA) implica em uma integração eficaz dos dados observacionais dependentes do tempo num modelo prognóstico. Isto pode ser feito nos estágios iniciais de uma rodada do modelo como uma relaxação newtoniana comumente conhecida como *nudging* ou em um esquema variacional como método adjacente.

No esquema de *nudging* um termo de tendência extra é adicionado para cada equação prognostica, que força a variável prevista em direção às observações.

O modelo RAMS usa o seguinte termo de relaxamento $\left(\frac{\partial v}{\partial t}\right)_{forc} = \frac{v_0 - v}{\tau}$, que é o termo de relaxamento tradicional, onde v_0 é a variável da grande escala, v é o valor que a variável assume em cada ponto da grade (*nudging* local). No relaxamento usado no presente trabalho, o forçante atua sobre o valor médio da variável (GRABOWSKI, 1996) sendo dado por,

$$\left(\frac{\partial v}{\partial t}\right)_{forc} = \frac{v_0 - \bar{v}}{\tau}. \quad (4.22)$$

onde, \bar{v} é a média horizontal da variável, portanto, o relaxamento é horizontalmente uniforme (*nudging* não local), conforme a equação 4.22. O relaxamento tradicional filtra, em parte, a variabilidade da pequena escala o que não é desejável no presente trabalho. O relaxamento usado aqui, por atuar sobre os campos médios: velocidade, razão de mistura e temperatura ($\bar{v}, \bar{r}, \bar{T}$) permite atuação dos fenômenos de escalas menores.

4.9 Configurações do arquivo RAMSIN para a execução do modelo RAMS

Um dos arquivos que fazem parte do modelo RAMS é o RAMSIN, que é responsável pelas informações de inicialização do modelo, como tamanho da grade, número de níveis verticais, tipo de vegetação, tipo de solo, etc. de maneira que, de acordo com o tipo de simulação que se pretende realizar, este arquivo é considerado. A seguir tem-se uma tabela das principais modificações realizadas nos arquivos RAMSIN's que foram usados nas diferentes simulações.

Para este trabalho foram realizados diversos experimentos, porém os resultados de apenas quatro são apresentados: (1) avaliação da microfísica de nuvens do modelo sobre uma pastagem, (2) avaliação da microfísica de nuvens do modelo sobre uma floresta, (3)

avaliação do modelo quando a microfísica é configurada com diâmetro médio e (4) avaliação do modelo quando a microfísica é configurada com a concentração de gotículas.

Nos experimentos (1) e (2) as mudanças foram apenas na cobertura vegetal, pois se teve o interesse avaliar o comportamento da microfísica de nuvens no modelo ao longo de 28 dias de simulação. Já nos experimentos (3) e (4) as mudanças foram apenas na microfísica. Detalhes dessas modificações podem ser verificados no apêndice B, pois lá estão à impressão do arquivo de entrada para cada experimento.

5 Resultados

Esse capítulo apresenta os resultados do experimento de campo LBA, encontrados no voo do dia 18 de fevereiro de 1999, realizado pelo avião *Citation II* sobre regiões de pastagem ou de florestas e também os resultados das simulações realizadas pelo modelo regional RAMS.

5.1 Resultados Experimentais

A partir dos dados obtidos no voo realizado no dia 18 de fevereiro de 1999, com o avião *Citation II* diversas variáveis termodinâmicas e microfísicas foram analisadas, tanto para as regiões de pastagem quanto para as regiões de floresta. Com essas variáveis foi possível fazer comparações entre as variáveis microfísicas daquelas regiões, sendo encontradas diferenças significativas. As seguintes variáveis foram comparadas: velocidade vertical, conteúdo de água líquida FSSP, conteúdo de água líquida JW, altitude, concentração 1-DP, concentração 2-DC, diâmetro médio 2-DC, diâmetro médio 1-DP, diâmetro médio FSSP, razão de mistura total, temperatura do ar, temperatura potencial e temperatura potencial equivalente.

5.1.1 Variáveis medidas em pasto e floresta no voo do dia 18 de fevereiro de 1999.

Aqui vê-se-a os gráficos das variáveis citadas na subsecção anterior e conseqüentemente será feito uma pequena descrição dos mesmos. O objetivo aqui é fazer é dar ao leitor uma visão geral do voo realizado no dia 22 de fevereiro de 1999. Ambos serão dispostos da seguinte forma: nos eixos da esquerda e cima relativos as variáveis do pasto e

estão representado por um quadrinho preto, já para a floresta são os eixos direito e embaixo e estão representado em azul e bolinha azul.

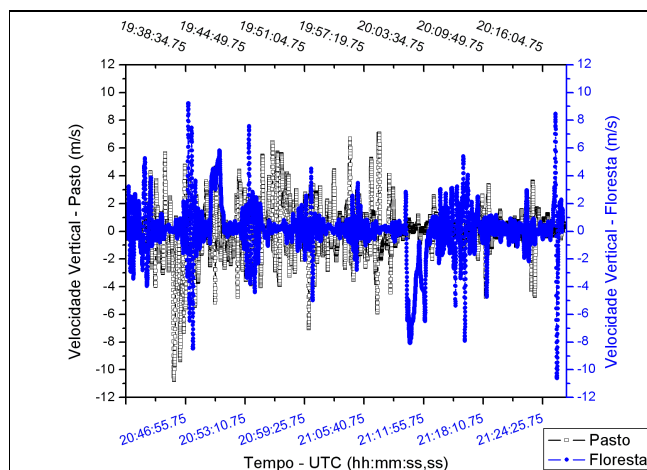


Figura 5.1 - Velocidade vertical em quadrados abertos para o pasto e em círculos sólidos para floresta.

A Figura 5.1 mostra a velocidade vertical que apresenta valores máximos de cerca de 10 m.s^{-1} e mínimos de -10 m.s^{-1} tanto para o pasto, quanto para a floresta. Contudo, em grande parte do vôo os valores da velocidade, quando se tinha nuvens, ficaram entre $+5 \text{ m.s}^{-1}$ e -5 m.s^{-1} para ambas as regiões. Vê-se também uma maior frequência de correntes ascendentes nas nuvens formadas sobre o pasto e na maioria das vezes esses eram mais fortes. Esses máximos e mínimos mostram exatamente onde tem nuvens.

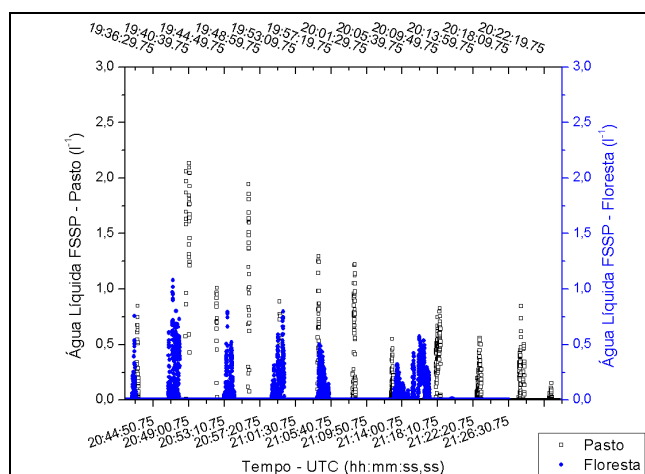


Figura 5.2 - Conteúdo de água líquida medido pela FSSP em quadrados abertos para o pasto e em círculos sólidos para floresta.

O conteúdo de água líquida medido pela sonda FSSP, mostrado na Figura 5.2, é claramente maior em quantidade sobre a região de pasto. Observa-se que os valores máximos são próximos de 2 g.m^{-3} no pasto e $1,2 \text{ g.m}^{-3}$ na floresta. O mesmo apresenta quase sempre valores acima de 1 g.m^{-3} quando se estava em nuvens sobre áreas de pasto, enquanto que sobre a floresta a maiorias desses valores estavam abaixo de $0,5 \text{ g.m}^{-3}$.

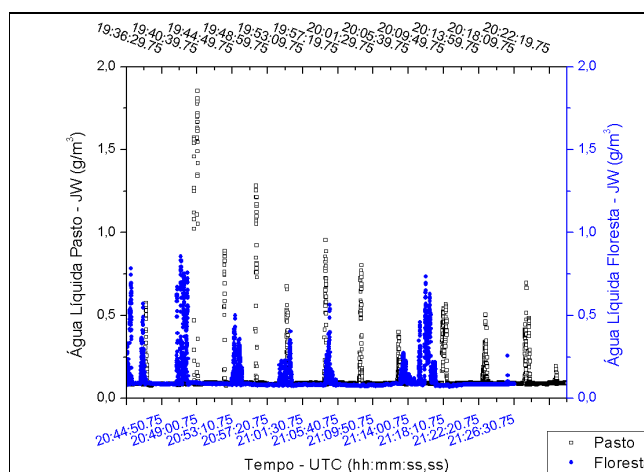


Figura 5.3 - Conteúdo de água líquida medido pela JW em quadrados abertos para o pasto e em círculos sólidos para floresta.

A figura 5.3 mostra que a água líquida, medida pela sonda JW, no pasto exibe uma maior frequência e maiores quantidades de água líquida que na floresta. O pasto registra máximos próximos de $1,8 \text{ g.m}^{-3}$, enquanto a que a floresta tem máximos de aproximadamente $0,8 \text{ g.m}^{-3}$ ou seja, para o estudo em questão, a água líquida em nuvens sobre a região de pasto apresentaram uma maior frequência de valores maiores de conteúdo de água líquida que aquelas para a região de floresta.

Observa-se claramente uma correlação entre os valores do conteúdo de água líquida quando obtidos pelas sondas FSSP e JW, como se vê nas Figuras 5.2 e 5.3. visto que os valores aumentam ou diminuem em concordância.

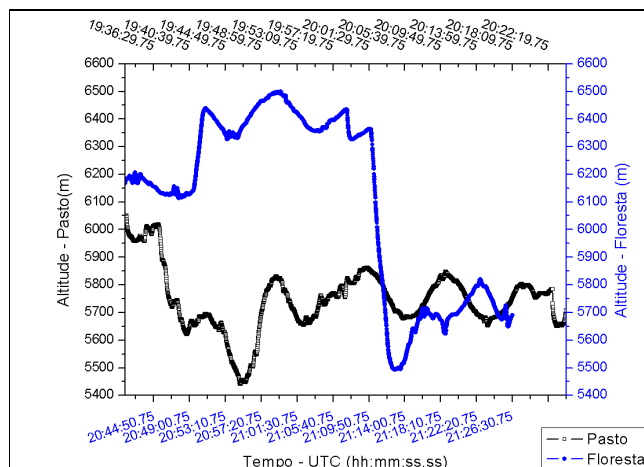


Figura 5.4 - Altitude em quadrados abertos para o pasto e em círculos sólidos para floresta.

Conforme se observa na figura 5.4, o avião *Citation II* em vôo sobre a floresta, nos intervalos de tempo de 20:39h até 21:11h UTC e de 21:11h até 21:28h UTC, permaneceu entre as altitudes de 6200 m e 6500 m e entre 5500 m e 5800 m, respectivamente. Por outro lado, no vôo sobre o pasto o *Citation II* ficou entre as altitudes de 6000 m e 5450 m no intervalo de 19:31h até 19:51h UTC e entre as altitudes de 5450 m e 5800 m UTC, após o que o avião *Citation II* sobe para uma altitude em torno de 5.700 m permanecendo nesta altitude até o final do intervalo de amostragem considerado neste trabalho. Observa-se na figura 5.4 que os trechos entre 21:11h UTC e 21:24h UTC (sobre a região de floresta) e entre 20:03h UTC e 20:16h UTC (pasto) possuem altitudes relativamente próximas e em torno de 5.700 m, que para algumas variáveis as vezes se faz necessário para realizar comparações, como por exemplos as sobras registradas pela sonda 2-DC em que podem indicar em que faze termodinâmica está as partículas e correlacionar essas informações com a altura.

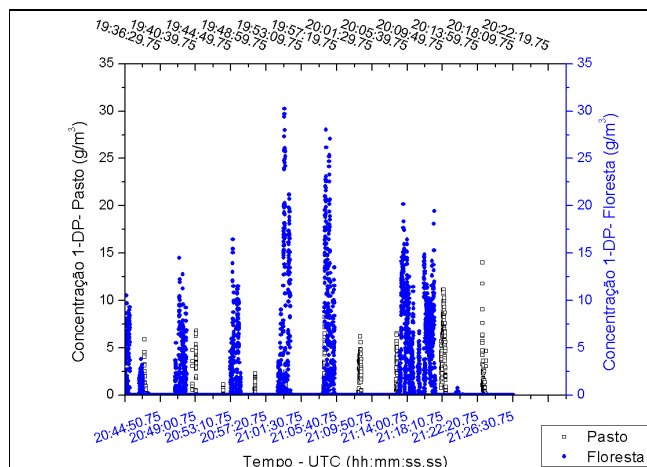


Figura 5.5 - Concentração da 1-DP em quadrados abertos para o pasto e em círculos sólidos para floresta

Na figura 5.5 verifica-se que a concentração de partículas da sonda 1-DP na floresta atingiu valores máximos em torno de 30 l^{-1} e que na maioria das vezes essas concentrações foram maiores que as correspondentes no pasto, onde se mediu máximos da ordem de 15 l^{-1} . Vê-se também uma maior frequência de medidas na floresta.

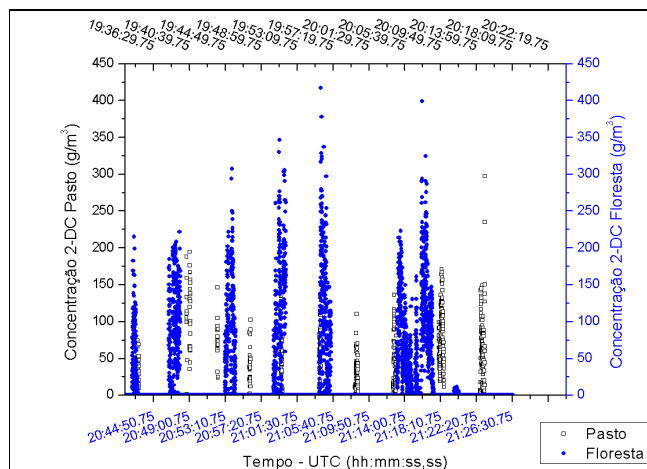


Figura 5.6 - Concentração da 2-DC em quadrados abertos para o pasto e em círculos sólidos para floresta.

A figura 5.6 mostra claramente que existe um número bem maior de partículas no espectro da sonda 2-DC para a floresta, assim como se observa que o máximo sobre a floresta é em torno de 425 l^{-1} , enquanto que no pasto o máximo registrado é em torno de 300 l^{-1} . Este resultado mostra que na floresta há o predomínio de concentrações maiores para este espectro

partículas. Na floresta há uma maior quantidade de partículas maiores do que na região de pasto.

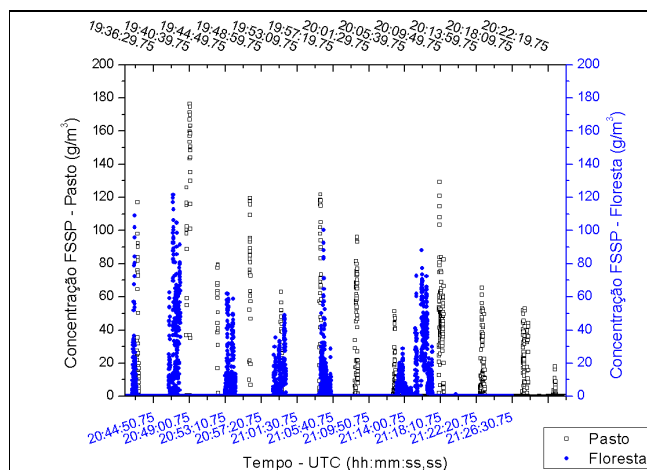


Figura 5.7 - Concentração da FSSP em quadrados abertos para o pasto e em círculos sólidos para floresta

Diferentemente do que ocorreu com a sonda 2-DC, as concentrações de partículas medidas pela sonda FSSP apresentam valores máximos maiores no pasto que na floresta conforme pode ser observado na figura 5.7. Enquanto no pasto as concentrações chegam até valores de 180 cm^{-3} , na floresta o máximo está nas vizinhanças de 130 cm^{-3} . Isso leva a cre que o pasto possui uma maior quantidade de gotículas de nuvens, bem diferente do encontrado nas sondas citadas anteriormente.

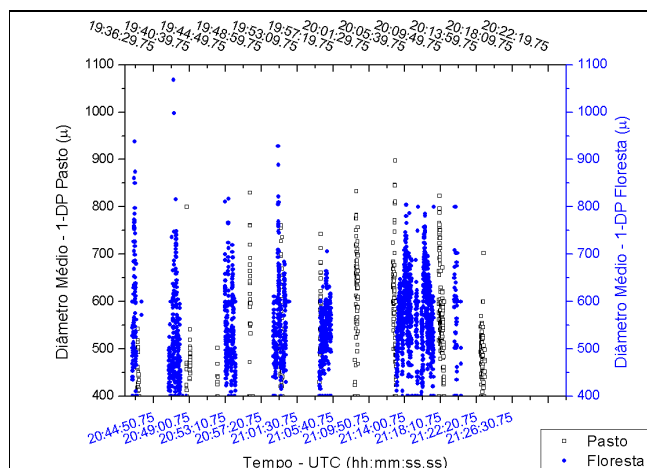


Figura 5.8 - Diâmetro médio 1-DP em quadrados abertos para o pasto e em círculos sólidos para floresta

Na figura 5.8, a sonda 1-DP mediu os valores do diâmetro médio sempre acima $400 \mu m$, limiar da mesma. Os maiores diâmetros médios encontrados para a floresta é da ordem de $1100 \mu m$, enquanto no pasto os máximos encontrados são em torno de $900 \mu m$.

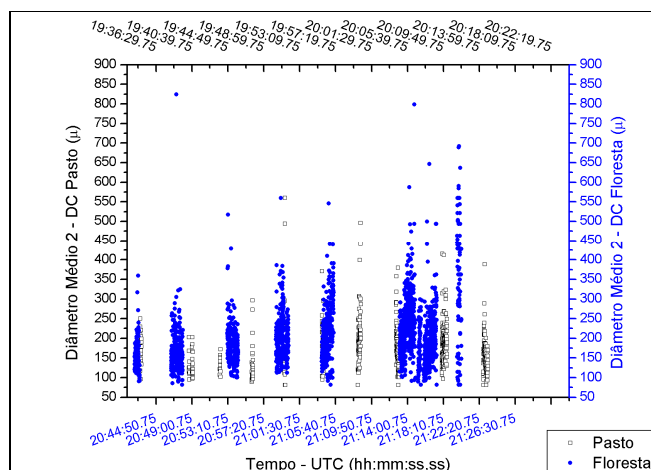


Figura 5.9- Diâmetro médio 2-DC em quadrados abertos para o pasto e em círculos sólidos para floresta

Conforme é mostrado na figura 5.9 a sonda 2-DC mediu uma maior frequência de partículas e também máximos sempre maiores na floresta que no pasto, mesmo quando são medidos em altitudes próximas, que corresponde aos horários dos trechos do vôo entre 21:11h UTC e 21:24h UTC (floresta) e entre 20:03h UTC e 20:16h UTC (pasto). Esses máximos são de $830 \mu m$ (floresta) e $550 \mu m$ (pasto).

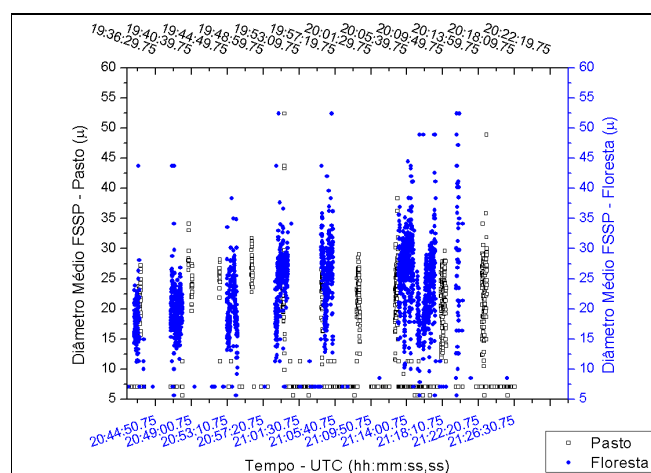


Figura 5.10 – Diâmetro médio da FSSP em quadrados abertos para o pasto em círculos sólidos para floresta

Em relação à sonda FSSP, os valores máximos do diâmetro médio tanto para pasto quanto para a floresta chegam ao limite que a sonda mede que é de $54 \mu m$, porém pode ser visto que existe uma predominância dos diâmetros entre 20 e $35 \mu m$ na floresta, no intervalo de tempo em que se tem altitudes relativamente iguais, às do vôo sobre a pastagem conforme pode ser visto na figura 5.10. Para o pasto os valores correspondentes nesses intervalos ficam entre $10 \mu m$ e $27 \mu m$.

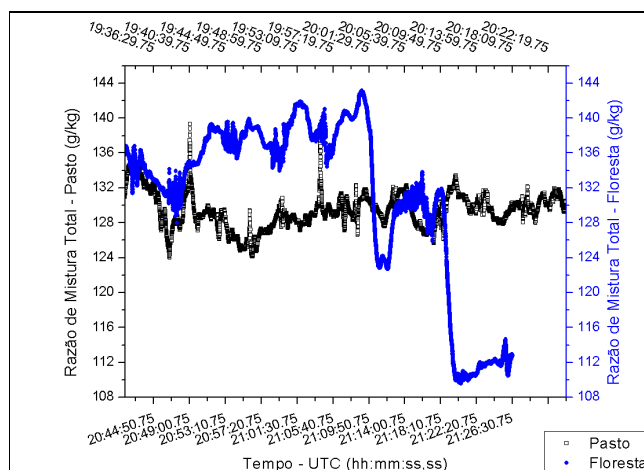


Figura 5.11 - Razão de Mistura Total em quadrados abertos para o pasto e em círculos sólidos para floresta.

A figura 5.11 mostra que a razão de mistura sobre a região de floresta é bem mais variável que na região de pasto. Na floresta se registra mínimos em torno de 110 g.kg^{-1} e máximos próximos de 144 g.kg^{-1} , uma considerável diferença de 34 g.kg^{-1} . Na região de pastagem essa variação é de apenas 16 g.kg^{-1} , ou seja, praticamente a metade da diferença na região de floresta, visto que aqui se tem um mínimo de 124 g.kg^{-1} e um máximo em aproximadamente 140 g.kg^{-1} .

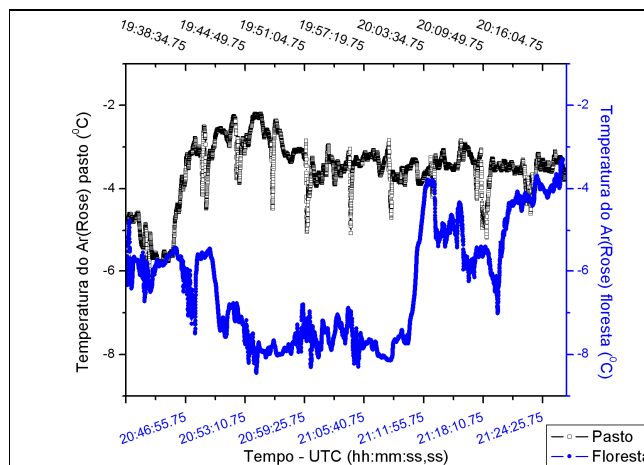


Figura 5.12 - Temperatura do ar em quadrados abertos para o pasto e em círculos sólidos para floresta.

Na figura 5.12 têm-se que a temperatura ambiente medida na região de floresta se mantém sempre abaixo da correspondente medida no pasto, mesmo quando o avião *Citation II* se encontrava na mesma altitude. Na floresta essa temperatura oscilou entre -3°C e -8°C e sobre o pasto entre -2°C e -5°C , contudo no pasto a temperatura ficou grande parte do período em entre -3°C e -4°C .

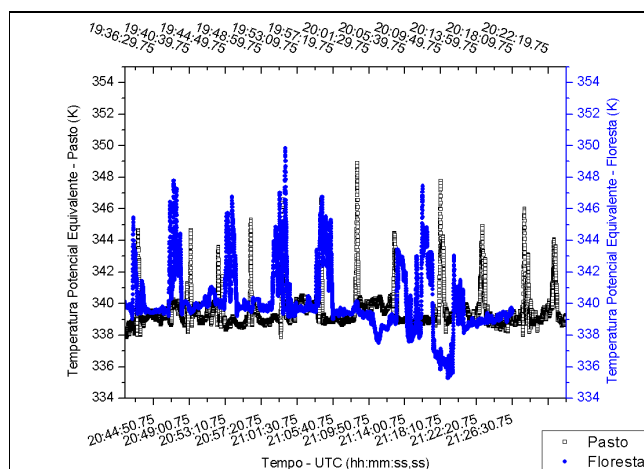


Figura 5.13 - Temperatura Potencial Equivalente em quadrados abertos para o pasto e em círculos sólidos para floresta

A figura 5.13 mostra a temperatura potencial equivalente que variou para ambos os cenários entre 336 K e 350 K. Vale ressaltar que, quando o avião *Citation II* penetrava na nuvem verificavam-se variações da temperatura potencial equivalente de até 10 K, tornando

essa variável uma importante ferramenta de estudos para a física de nuvem, visto que a sua variação pode facilitar as observações da variação de uma propriedade atmosférica associada à temperatura quando na nuvem.

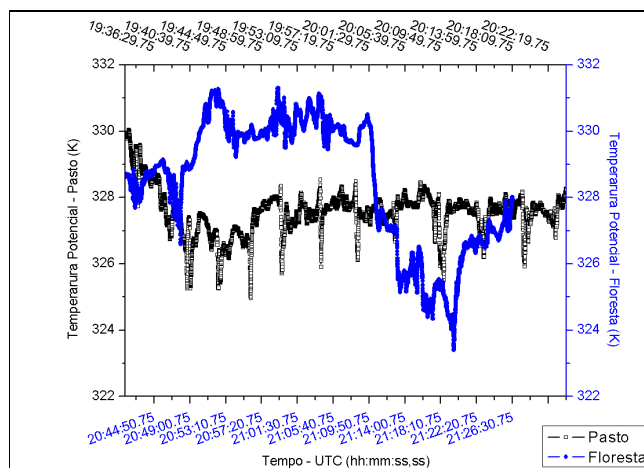


Figura 5.14 - Temperatura Potencial em quadrados abertos para o pasto e em círculos sólidos para floresta.

Como pode ser visto na figura 5.14 são observadas diferenças significativas na temperatura potencial entre os valores medidos nas regiões de pasto e de floresta, mesmo quando são obtidas em altitudes iguais ou próximas.

5.1.2 Histogramas para diâmetro médio/concentração de gotículas medido pelas sondas 1-DP, 2-DC e FSSP.

Os histogramas vistos sintetizam as diferenças, semelhanças e características das partículas microfísicas das nuvens observadas pelas sondas espectrométricas 1-DP, 2-DC e FSSP sobre áreas de pastagens e de floresta no estado de Rondônia. Com os dados coletados no voo de 18 de fevereiro de 1999, foi feito um tratamento que inclui retirada de ruídos e filtragens. A filtragem constitui na retirada de todos os registros menores que o limite mínimo que a sonda é capaz de medir, conforme a tabela 2.1.

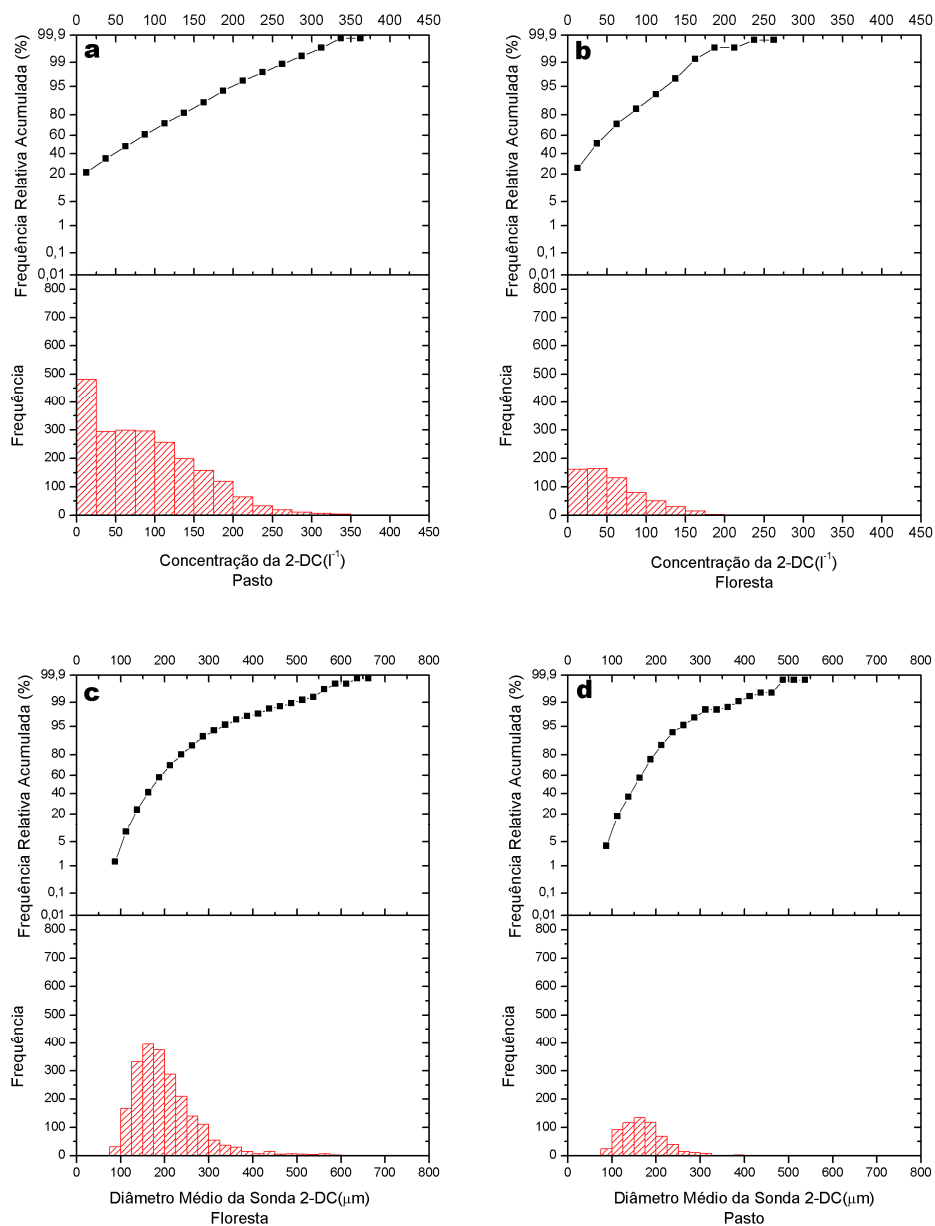


Figura 5.16 – Distribuição de freqüências e freqüência relativa acumulada para a concentração (a e b) e o diâmetro médio (c e d) da sonda 2-DC no pasto e na floresta.

As figuras 5.16a e 5.16b mostram a freqüência e a freqüência relativa acumulada em porcentagem para a concentração de partículas seja gelo ou cristais de gelo na sonda 2-DC, respectivamente, para as regiões de pastagem e de floresta. Estas figuras mostram que as concentrações são maiores no pasto que na floresta no intervalo de medida dessa sonda e observam-se no pasto valores máximos de até 375 l^{-1} , enquanto na floresta os máximos

chegam a 175 l^{-1} . A frequência relativa acumulada no pasto mostra uma menor inclinação que na floresta, que significa uma melhor distribuição das concentrações. Cerca de 20% dessas concentrações tem valores de aproximadamente 25 l^{-1} no pasto e aproximadamente 30% em torno de até 25 l^{-1} na floresta. Quanto ao diâmetro médio, conforme mostram as figuras 5.15c e 5.15d a sonda 2-DC registrou na floresta valores entre $75 \mu\text{m}$ e $325 \mu\text{m}$ e diâmetro modal próximo de $175 \mu\text{m}$, já no pasto o diâmetro médio estava entre $75 \mu\text{m}$ e $575 \mu\text{m}$ e diâmetro modal também de cerca de $175 \mu\text{m}$. Para o diâmetro médio observa-se uma maior variação no espectro de tamanhos das partículas de nuvens sobre o pasto. Das observações se pode concluir que as partículas de nuvens sobre a região de floresta têm diâmetros mais uniformes.

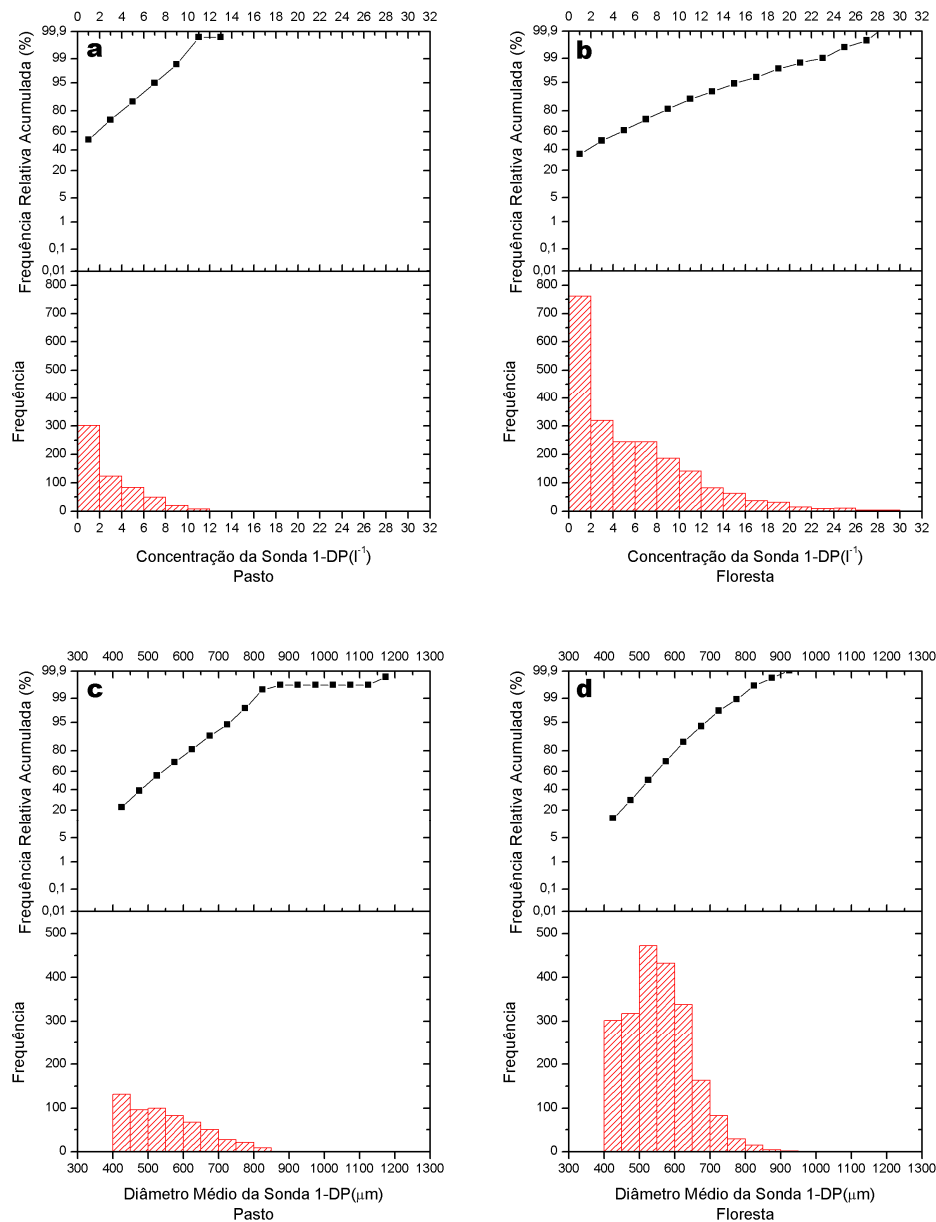


Figura 5.17 – Distribuição de frequências e frequência relativa acumulada para a concentração (a e b) e o diâmetro médio (c e d) da sonda 1-DP no pasto e na floresta.

Nas figuras 5.17a e 5.17b tem-se as concentrações da sonda 1-DP sobre as regiões de pasto e floresta, respectivamente. Das figuras observa-se que a concentração modal fica na primeira categoria em ambos os histogramas. Por outro lado, a floresta apresenta uma maior distribuição de categorias de concentração, enquanto o pasto apresenta valores de concentrações de até 12 l⁻¹, a floresta mostra valores máximos de até 30 l⁻¹. A maior

inclinação na curva de frequência relativa acumulada para o pasto confirma o seu menor número de categorias. A primeira categoria em ambas as distribuições é a concentração modal como citado anteriormente. Essa categoria no pasto é responsável por aproximadamente 51% das distribuições, enquanto na floresta ela é de aproximadamente 35,2%. Quanto ao diâmetro médio, o diâmetro modal apresenta comportamento distinto visto que para o pasto ele está na primeira categoria enquanto na floresta ele se situa na terceira categoria, com diâmetro entre 400 e 450 μm e entre 500 e 550 μm , respectivamente. Diferentemente, dos histogramas de concentrações, as distribuições de diâmetro médio para o pasto e floresta ocorrem praticamente no mesmo intervalo: na pastagem os diâmetros médios variam de 400 a 1150 μm , enquanto que na floresta o intervalo de diâmetro médio situa-se entre 400 e 950 μm . Contudo, a distribuição de diâmetros médios na floresta é simétrica em torno do diâmetro modal. Isto indica que as partículas de precipitação formadas em região de floresta possuem diâmetros mais uniformes.

Os histogramas da figura 5.18 foram obtidos com dados da sonda FSSP, e mostram os comportamentos da concentração de gotículas expressos pelos histogramas das figuras 5.18a e 5.18b. A concentração modal para as regiões de pasto e floresta aparece na primeira categoria de ambas as distribuições. Observa-se que mais de 50% da concentração de gotículas no pasto e na floresta está entre 0 e 10 cm^{-3} , e que no pasto as concentrações variam até 160 cm^{-3} , enquanto que na floresta elas vão até 120 cm^{-3} . O gráfico da frequência relativa acumulada das concentrações mostra claramente que o pasto apresenta maior variação que a floresta.

Os histogramas do diâmetro médio da FSSP mostrados nas figuras 5.18c e 5.18d apresentam comportamento bi-modal. Os diâmetros modais para o pasto aparecem entre 5 e 10 μm e entre 20 e 25 μm , enquanto na floresta a bi-modalidade não é tão evidente, porém ocorre com diâmetros modais entre 15 e 20 μm e 25 e 30 μm .

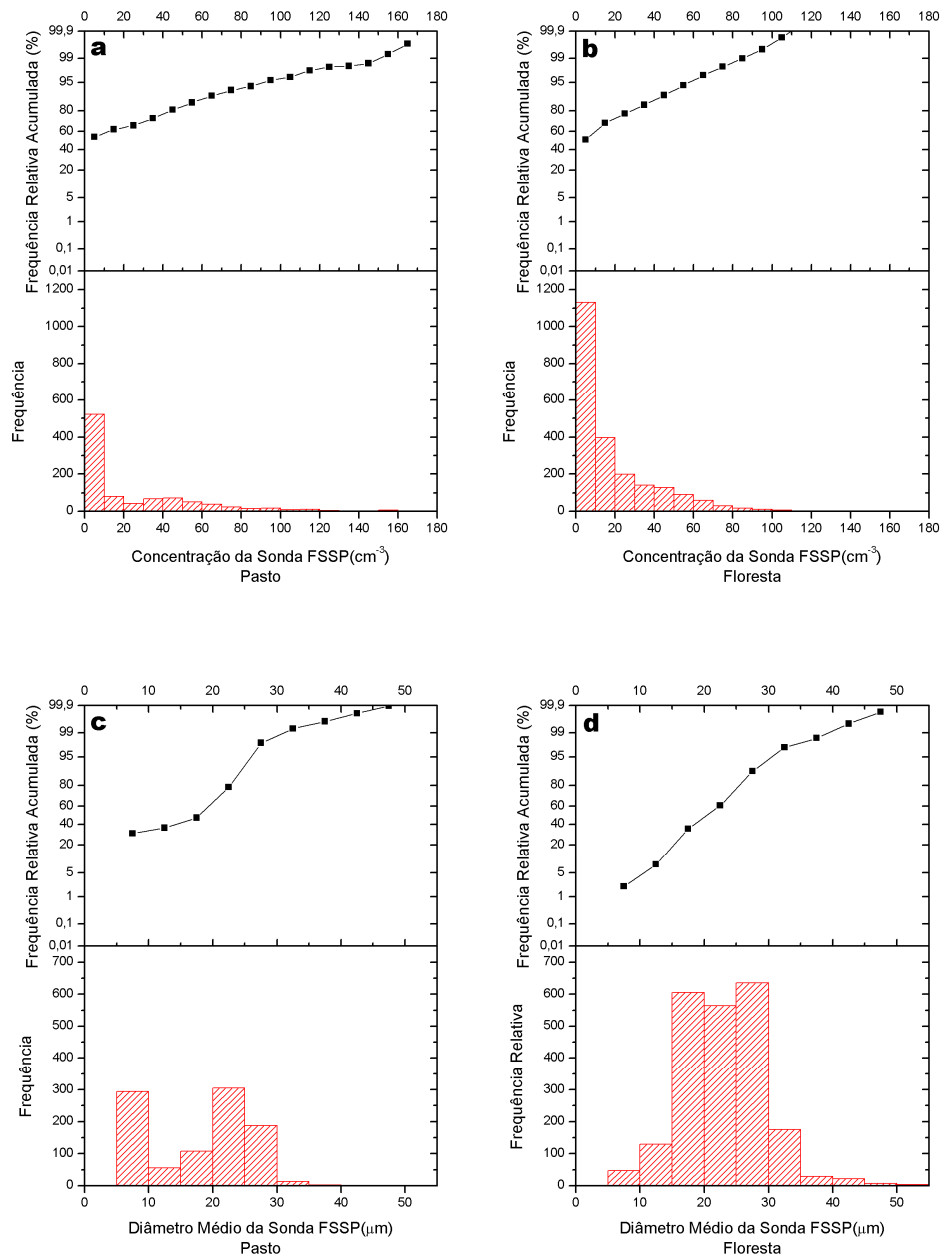


Figura 5.18 – Distribuição de frequências e frequência relativa acumulada para a concentração (a e b) e o diâmetro médio (c e d) da sonda FSSP no pasto e na floresta.

Para o pasto (ver figura 5.18c) essa bi-modalidade representa 30,3% e 31,5% dos diâmetros médios registrados, que somadas representam mais de 60% dos diâmetros encontrados no pasto. Na floresta (ver figura 5.18d) a contribuição das categorias 3, 4 e 5 do histograma constitui aproximadamente 81% dos diâmetros e significa que a maior parte dos

diâmetros para essa região está entre 15 e 30 μm . As partículas observadas pela sonda FSSP apresentam uma distribuição de diâmetros médios mais uniformes em nuvens formadas em regiões de floresta.

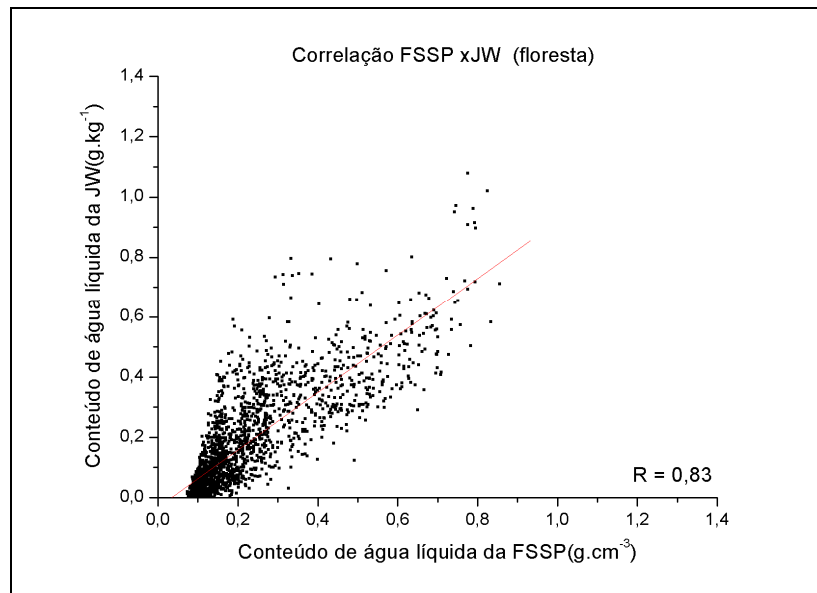


Figura 5.19 – Conteúdo de água líquida da sonda JW *versus* o conteúdo de água líquida da sonda FSSP (floresta)

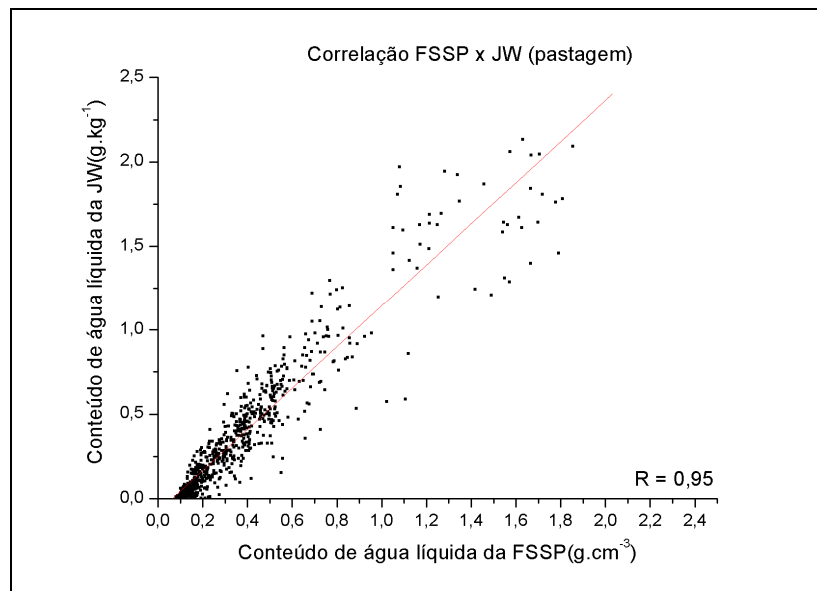


Figura 5.20 – Conteúdo de água líquida da sonda JW *versus* o conteúdo de água líquida da sonda FSSP.(pasto)

As figuras 5.19 (floresta) e 5.20 (pasto) mostram as correlações obtidas entre o conteúdo de água líquida medido com a sonda FSSP (abscissa) e o conteúdo de água líquida medido pela sonda JW (ordenada). Para a floresta se obteve uma correlação de 0,84 entre as sondas e para o pasto uma correlação de 0,95. O fato da correlação na floresta ser um pouco menor do que a mostrada para o pasto, tem haver com a maior concentração de gotículas/cristais de gelo registrado pela sonda JW, visto que a mesma é capaz de medir tamanhos maiores do que os registrados pela FSSP.

5.2 Resultados teóricos (Modelo RAMS)

Aqui é apresentado o resultado de quatro simulações como o modelo RAMS, duas são para fazer um comparativo do modelo quando é configurado com diâmetro médio ou com a concentração de gotículas/partículas (cristais) de gelo. As outras duas simulações realizadas fazem uma comparação entre o modelo quando configurado com cobertura vegetal de pastagem ou de floresta.

5.2.1 Resultados concentração x diâmetro médio

Na figura 5.21 é mostrada a trajetória no plano do avião *Citation II* sobre uma área de pastagem no estado de Rondônia. Como se pode observar a trajetória do avião inclui várias passagens nas nuvens, em penetrações dos tipos “nó de gravata” e “espiral ascendente”, em diferentes altitudes. Com os dados coletados pelas sondas 1-DP, 2-DC e FSSP das concentrações de partículas e dos diferentes diâmetros médios, em todas as passagens acima

referidas, foram calculadas médias totais que são apresentados na tabela 5.1, acompanhadas dos valores máximos observados.

Os valores médios da concentração de partículas ou do diâmetro médio calculados dos dados obtidos em vôo e constantes da Tabela 5.1, foram utilizados para inicializar a microfísica do modelo RAMS. Ou seja, as distribuições das diversas partículas de água na nuvem (neve, agregados, gotículas nuvem, *graupel*, granizo, pequenos cristais de gelo e gotículas de chuva) foram obtidas por simulação do modelo RAMS, e comparadas entre si, quando o modelo foi inicializado ou por concentração de partículas ou por diâmetro médio, mantendo-se iguais todas as outras condições.

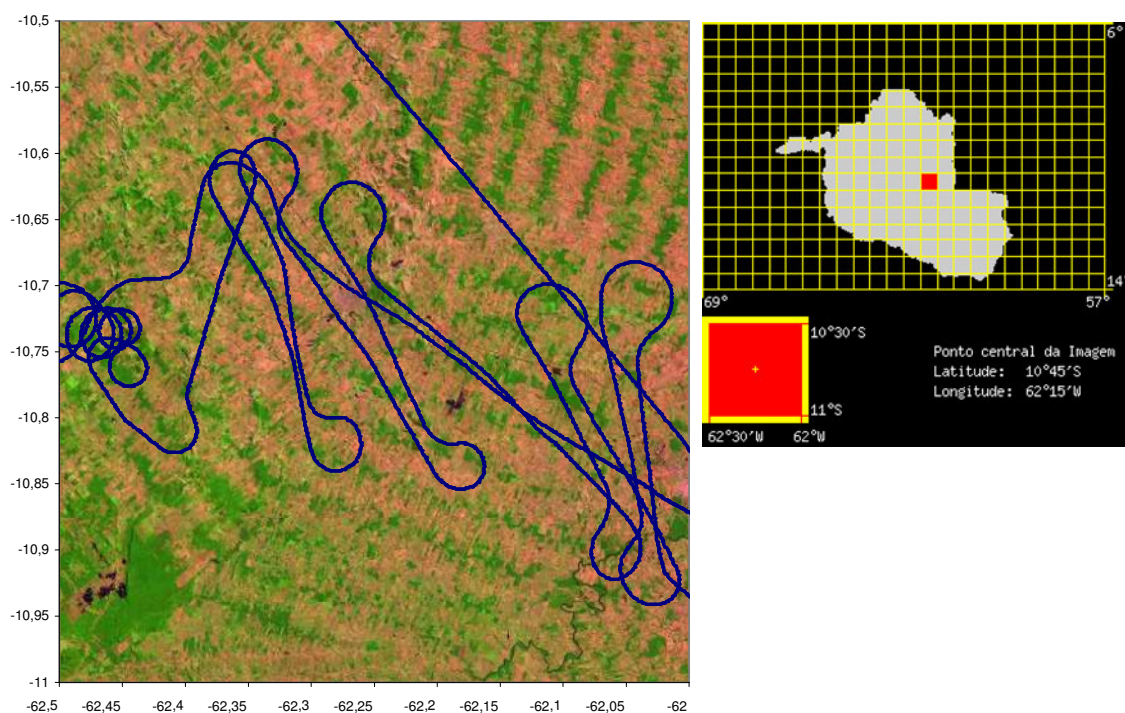


Figura 5.21 – Trajetória do vôo do avião *CITATION II* do dia 22/01/1999 do experimento LBA sobre uma área de pastagem do estado de Rondônia.

Tabela 5.1 - Valores máximo e médio para concentração e o diâmetro médio das s 1 DP, 2 DC e FSSP para baseado no vôo de 22/01/1999 do experimento LBA.

			Medido	Resultado em kg ou m ⁻³
1 DP	Concentração	Max	31,02 l ⁻¹	2,4e+4 kg ⁻¹
		Med	2,00 l ⁻¹	1,5e+3 kg ⁻¹
	Diâmetro	Max	2493,33 μm	2,5e-3 m ⁻³
		Med	741 μm	7,4e-4 m ⁻³
2 DC	Concentração	Med	305,738 l ⁻¹	2,4e+5 kg ⁻¹
		Med	21,733 l ⁻¹	1,6e+4 kg ⁻¹
	Diâmetro	Max	956 μm	9,6e-4 m ⁻³
		Med	292,72 μm	2,9e-4 m ⁻³
FSSP	Concentração	Max	606,631 cm ⁻³	6,0e+8 kg ⁻¹
		Med	16,390 cm ⁻³	1,6e+7 kg ⁻¹
	Diâmetro	Max	52,41 μm	5,2e-7 m ⁻³
		Med	20,560 μm	2,0e-7 m ⁻³

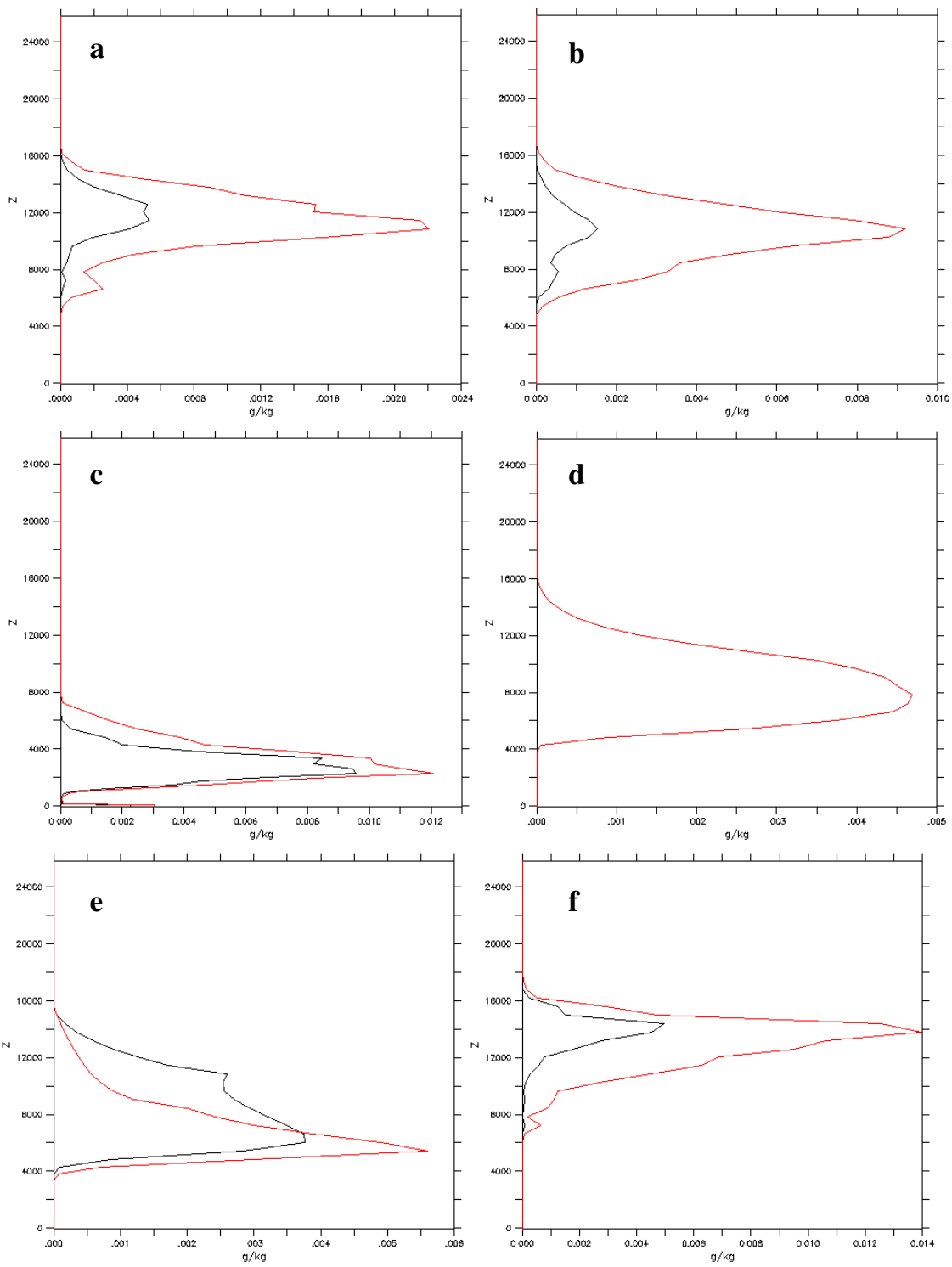
A figura 5.22 (painéis de (a) até (g)) mostra a comparação das concentrações de **(a)** neve (kg⁻¹), **(b)** agregados (kg⁻¹), **(c)** gotículas nuvem (cm⁻¹), **(d)** graupel (kg⁻¹), **(e)** granizo (kg⁻¹), **(f)** pequenos cristais de gelo (m⁻³), **(g)** gotículas de chuva (kg⁻¹) para as simulações realizadas com o modelo RAMS quando a microfísica do modelo é inicializada com o diâmetro médio (linha preta) e com a concentração de partículas (linha vermelha). Dos painéis da figura observa-se que existem diferenças significativas nas categorias de partículas quando o modelo é inicializado com a concentração de partículas ou quando o mesmo é inicializado com o diâmetro médio.

Na figura 5.22a tem-se a razão de mistura para neve com valores médios de até 0,022 g.kg⁻¹ quando o modelo foi iniciado com a concentração (linha vermelha) e até 0,004 g.kg⁻¹ quando o mesmo é alimentado com o diâmetro médio (linha preta). A figura 5.22b mostra que a razão de mistura de agregados atinge máximos de 0,009 g.kg⁻¹ quando se inicializa o RAMS com a concentração e chega a aproximadamente 0,002 g.kg⁻¹ se é utilizado o diâmetro médio. Já as partículas de nuvens a variação entre as duas simulações é menor, desde que com a concentração a razão de mistura é aproximadamente 0,012 g.kg⁻¹ e 0,010 g.kg⁻¹ quando é usado o diâmetro médio. Por outro lado, para o *graupel* o comportamento é

completamente diferente: somente há razão de mistura média quando é utilizado a simulação com a concentração, havendo inibição total para esse tipo de partículas quando o modelo é inicializado com o diâmetro médio. O granizo tem razão de mistura média de até $0,005 \text{ g.kg}^{-1}$ quando se usa concentração e $0,004 \text{ g.kg}^{-1}$ quando se usa diâmetro, conforme o painel (e) da figura 5.22, para altitudes entre aproximadamente 4000m e 8000m, pois entre 8000m e 15000m quando o modelo é configurado com diâmetro médio a razão de mistura para granizo maior que quando inicializado com a concentração.

Conforme a figura 5.22f que corresponde à comparação entre as pequenos cristais de gelo em que a microfísica do modelo é inicializada com a concentração vê-se que a razão de mistura média é de $0,014 \text{ g.kg}^{-1}$, enquanto que para a inicialização com o diâmetro médio o valor é de aproximadamente de $0,006 \text{ g.kg}^{-1}$.

Na figura 5.22g a precipitação média de gotas de chuva em ambas as simulações aparece desde o solo até a altitude de cerca de 6000m, contudo a simulação com a concentração apresenta um valor máximo próximo de $0,014 \text{ g.kg}^{-1}$, enquanto que para a simulação com o diâmetro médio o máximo fica em torno de $0,010 \text{ g.kg}^{-1}$.



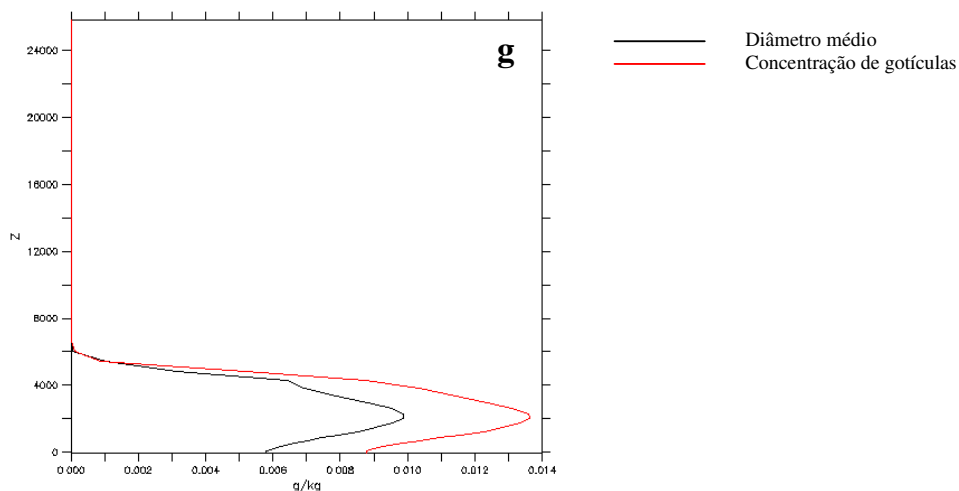


Figura 5.22 - Para cada uma das figuras o eixo x corresponde à razão de mistura (kg^{-1}) e o eixo y a altitude (m). Tem-se em (a) neve (kg^{-1}), (b) agregados (kg^{-1}), (c) gotículas nuvem (kg^{-1}), (d) *graupel* (kg^{-1}), (e) granizo (kg^{-1}), (f) pequenos cristais de gelo (kg^{-1}) (g) gotas de chuva (kg^{-1}). Linha preta (diâmetro médio), Linha vermelha (concentração de partículas). (experimento diâmetro/concentração).

A figura 5.23 mostra a chuva acumulada no período de 40 dias, obtida da simulação com o modelo RAMS inicializado com o diâmetro médio (linha preta) e inicializado com a concentração de partículas (linha vermelha). Se esse resultado é comparado com os dados reais acumulados, no mesmo período, vê-se que há uma boa concordância com a simulação cuja inicialização é feita com a concentração de partículas. Esta comparação foi feita com os dados observacionais obtidos no experimento ABRACOS (ver figura 2.3, página 24)

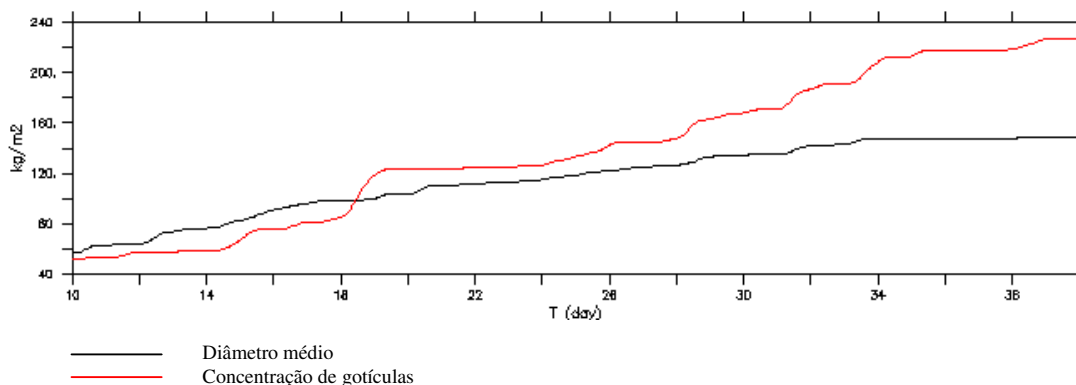


Figura 5.23 – Chuva média acumulada em $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ (ou $\text{mm}\cdot\text{m}^{-2}$) durante o período de 40 dias (vermelho, simulação com a concentração de partículas e preto, simulação com o diâmetro médio)

A figura 5.24 mostra a distribuição do condensado total médio de água nas nuvens simuladas com o modelo RAMS, acumulada no período de 40 dias, como uma função da altitude. Observa-se claramente que, quando o modelo RAMS é inicializado com a concentração de partículas (figura 5.24a), o condensado total médio de água acumulado é maior que aquele acumulado quando o modelo RAMS é inicializado com o diâmetro médio (figura 5.24b).

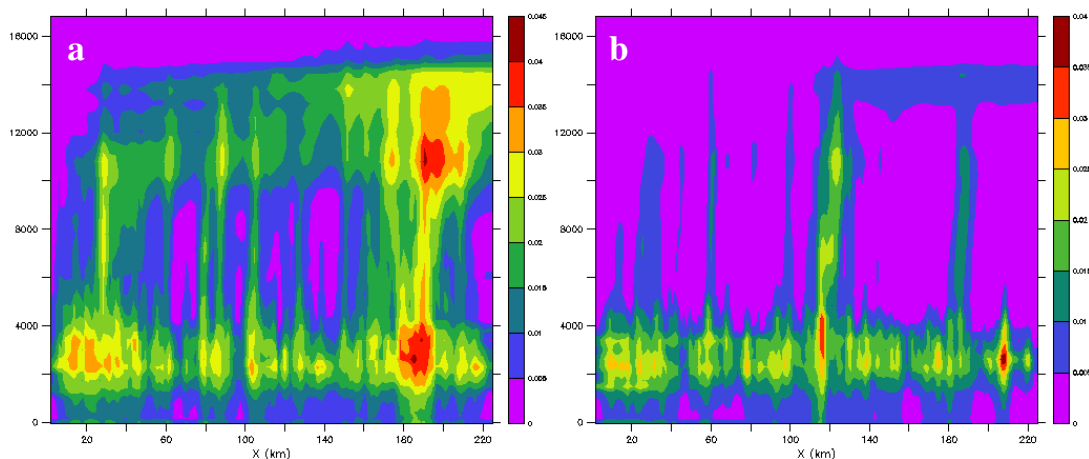


Figura 5.24 – Razão de mistura total para simulação usando a concentração de partículas (a) e para o diâmetro médio (b) para um período de 30 dias.

Com o objetivo de mostrar a diferença na dinâmica das nuvens simuladas com o modelo RAMS ao ser inicializado com a concentração de partículas ou diâmetro médio, a figura 5.25 mostra duas nuvens típicas de chuva convectiva em que as duas simulações foram utilizadas. Na figura 5.25a vê-se que o condensado total da simulação inicializada com a concentração de partículas é bem maior que aquele obtido com a simulação com inicialização com diâmetro médio (figura 5.25b), apesar das duas nuvens ter atingido praticamente a mesma altitude.

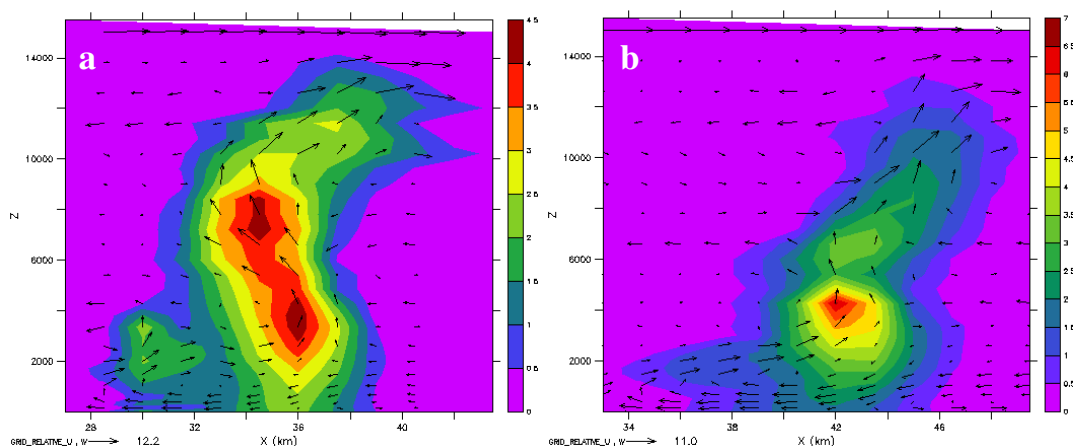


Figura 5.25 – Duas das muitas formações convectivas que apareceram durante as simulações em que o RAMSIN foi configurado com a concentração (a) e quando com o diâmetro médio (b).

Com o objetivo de comparar as características das nuvens formadas em regiões de pasto e de floresta foram realizadas duas simulações com o modelo RAMS considerando-se somente a inicialização com a concentração de partículas. Isso se deve ao fato de que os valores de condensado total acumulado observado ser mais bem representado quando o modelo RAMS é inicializado com a concentração de partículas (ver figura 5.23).

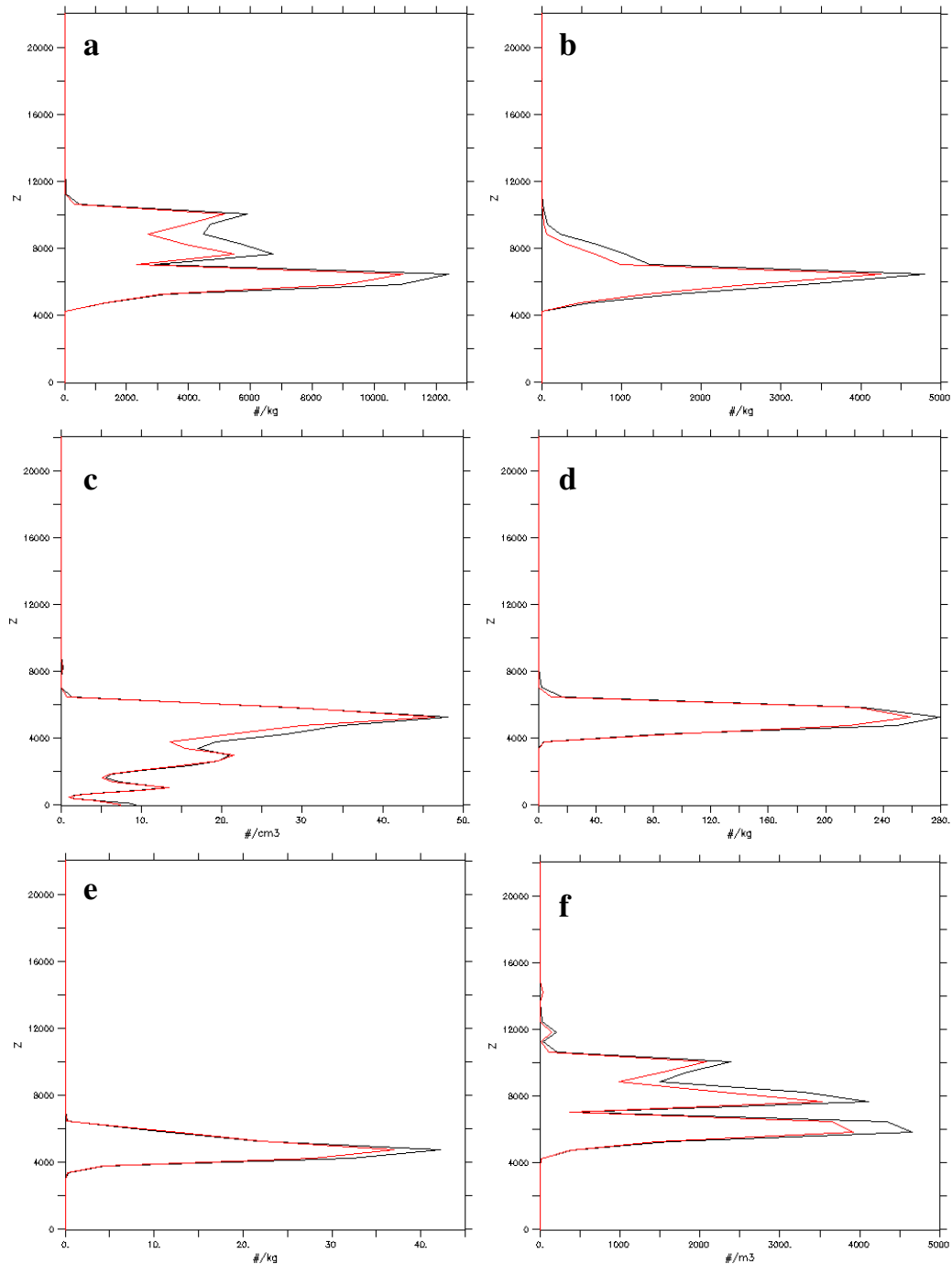
5.2.2 Resultados floresta x pasto

Os gráficos a seguir mostram os resultados comparativos entre as características físicas nas regiões de pasto e floresta, para as concentrações dos diversos particulados: neve, agregado, gotículas de nuvens, *graupel*, granizo, cristais de gelo ou gelo fino e gotículas de chuva.

A figura 5.26 mostra a comparação daquelas concentrações médias, em que os painéis são designados como a seguir: **(a)** neve (kg^{-1}), **(b)** agregados (kg^{-1}), **(c)** gotículas nuvem (cm^{-1}), **(d)** *graupel* (kg^{-1}), **(e)** granizo (kg^{-1}), **(f)** pequenos cristais de gelo (m^{-3}) e **(g)**

gotículas de chuva (kg^{-1}) das simulações realizadas pelo modelo RAMS para o pasto (linha preta) e floresta (linha vermelha).

Verifica-se que todos os resultados das concentrações são muito próximos apesar das coberturas vegetais serem diferentes sendo, contudo, sempre maior na região de pasto.



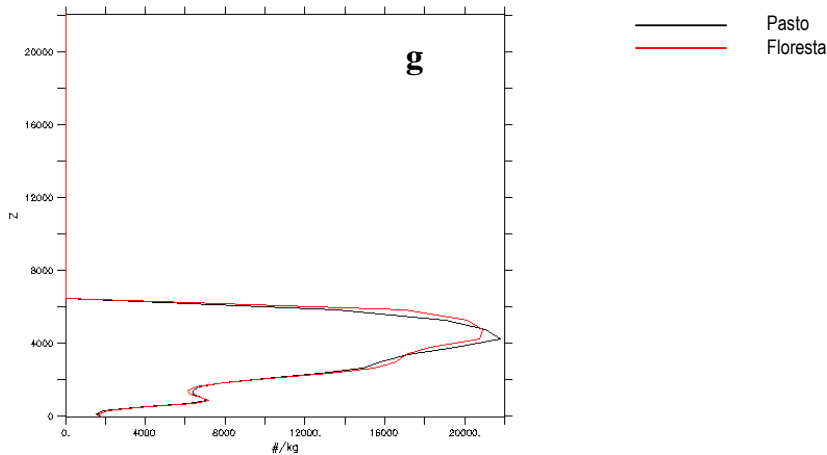


Figura 5.26 - Para cada uma das figuras o eixo x corresponde à concentração e o eixo y a altitude (m). Para (a) neve (kg^{-1}), (b) agregados (kg^{-1}), (c) gotículas nuvem (cm^{-1}), (d) graupel (kg^{-1}), (e) granizo (kg^{-1}), (f) pequenos cristais de gelo (m^{-3}), (g) gotículas de chuva (kg^{-1}). Linha preta (pasto), Linha vermelha (floresta)(Experimento pasto/floresta)

Na figura 5.27 são mostradas as precipitações médias acumuladas em 28 dias, em uma grade de 150 km, nas regiões de pastagem (linha preta) e de floresta (linha vermelha). Vê-se que o total acumulado no pasto é maior em aproximadamente $100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ou 100 mm, que muito provavelmente se deve a uma maior quantidade dos particulados de neve, agregados e pequenos cristais de gelo (*pristine*) como pode ser visto da figura 5.26. Esta simulação concorda com os valores observados conforme a Figura 2.3 no capítulo 2.

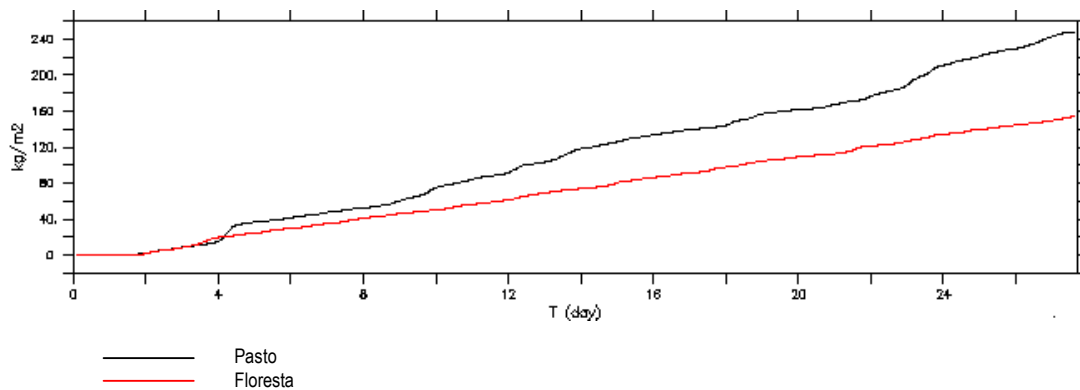
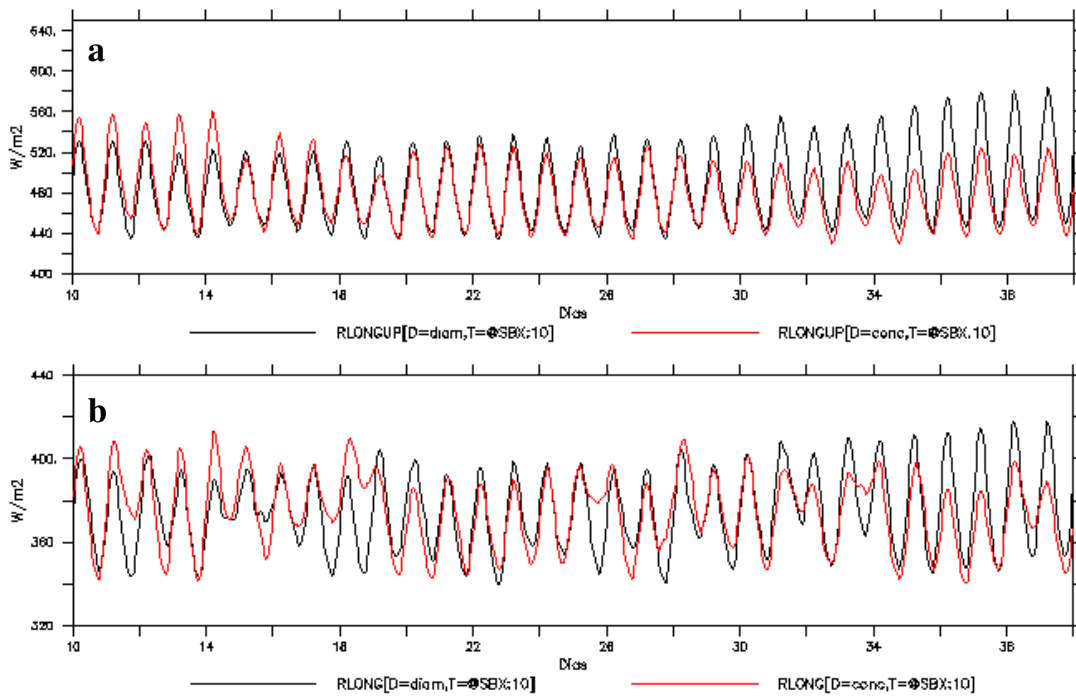


Figura 5.27 - Chuva média acumulada em 28 dias de simulação pasto (linha em preto) e floresta (linha em vermelho). Linha preta (pasto), Linha vermelha (floresta)

Os resultados para a radiação gerados nessa simulação são apresentados na figura 5.28, em que a linha vermelha se refere à floresta e a preta ao pasto. Na figura tem-se a comparação entre radiação de onda longa para cima (a), radiação de onda longa para baixo (b), fluxo de calor sensível (c) e fluxo de calor latente (d). Como pode ser visto a maior divergência entre eles aparece nos dez primeiros dias e nos dez últimos dias do período de simulação. Uma exceção é a radiação de onda longa para baixo que diverge em quase todo o período e que tem relação direta com a cobertura de nuvens.



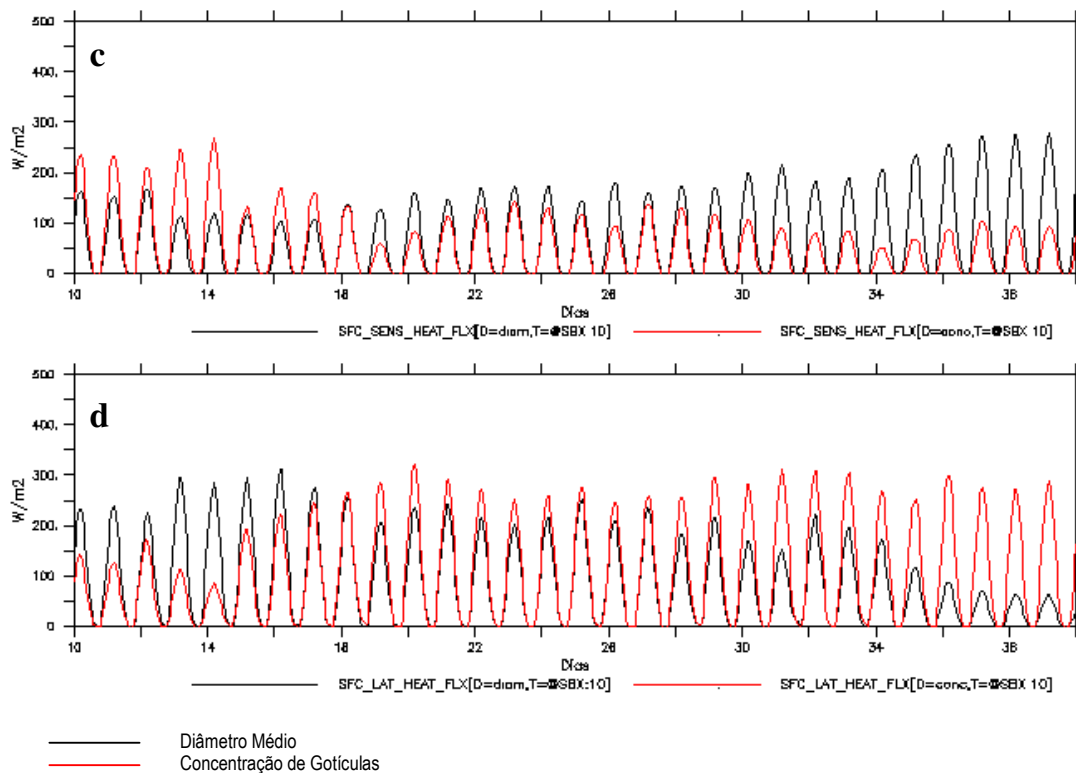


Figura 5.28 - Comparação entre radiação de onda longa para cima (a), radiação de onda longa para baixo (b), fluxo de calor sensível (c) e fluxo de calor latente (d).

Para se saber que tipos de cristais aparecem sobre os cenários de pasto e floresta foi utilizada a sonda 2-DC, que fornece a sombra dos cristais encontrados nas nuvens penetradas e conseqüentemente pode-se caracterizar os cristais encontrados.

As seguintes figuras (5.29 e 5.30) do vôo do dia 18/02/1999 mostram as partículas registradas pela sonda 2-DC sobre o pasto e se verifica a presença de vários tipos de cristais em uma grande concentração.

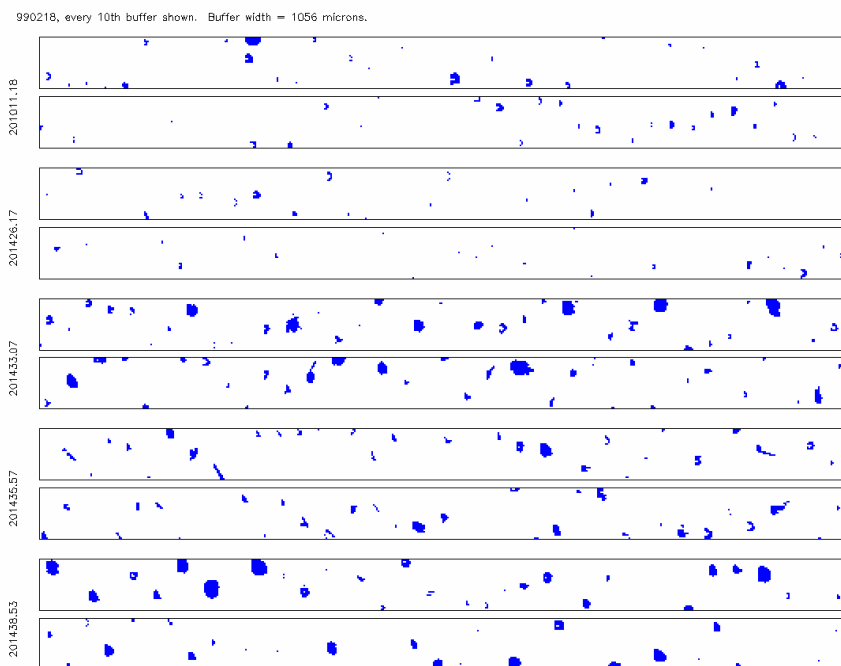


Figura 5.29 – Sombras dos cristais registrados pela sonda 2-DC no trecho sobre a pastagem em que a altitude oscilou entre 5850 m e 6650 m entre os horários de 20:10:11h UTC e 20:14:38 h UTC .

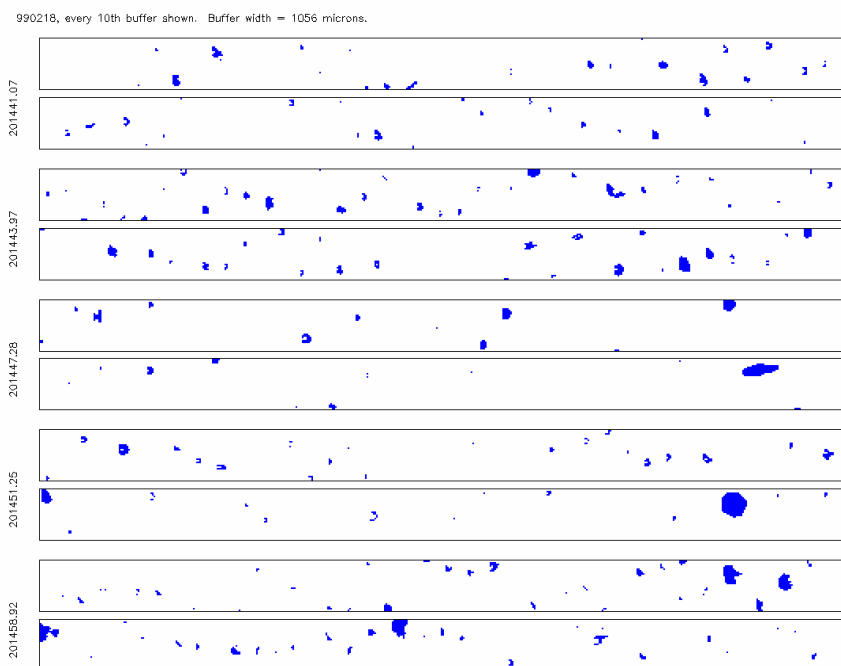


Figura 5.30 – Sombras dos cristais registrados pela sonda 2-DC no trecho sobre a floresta em que a altitude oscilou entre 5650 m e 5700 m entre os horários de 20:14:41h UTC e 20:14:58h UTC.

Na floresta se observa também vários tipos de cristais de gelo, mas com o diferencial de serem partículas maiores e a presença de muitos do tipo agulha, como pode ser visto na figura 5.29.

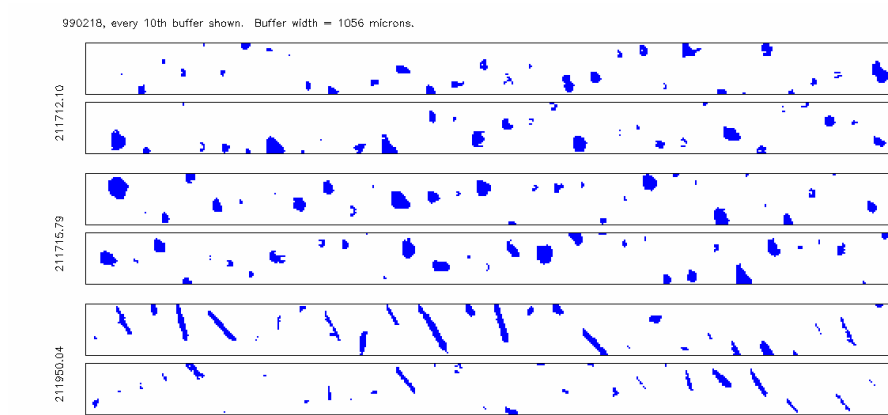


Figura 5.31 - Imagem das sombras das partículas registradas pela 2-DC em parte do trecho entre os horários de 21:17:15.79 UTC e 21:19:50.04 UTC do voo do dia 18/02/1999

6. Conclusões

O entendimento da microfísica de nuvens da região Amazônica é necessária e importante, por se tratar de um sistema de grande influência no tempo e clima, não só do Brasil, mas em todo o globo terrestre.

Notadamente, no que diz respeito aos modelos, que necessitam de valores reais da microfísica de nuvens para a sua inicialização, este trabalho fornece algumas características da microfísica de nuvens dos sistemas de precipitação da Amazônia a partir das medidas realizadas pelo avião *Citation II* da Universidade de Dakota do Norte – EUA. Essas informações são, por exemplo, a variabilidade média das nuvens e o espectro de distribuição média de gotículas obtidas com as sondas 1-DP, 2-DC e FSSP.

Neste trabalho foi explorada a caracterização microfísica sobre regiões de pasto e de floresta. Verificou-se ainda a variabilidade sobre os diversos vôos realizados durante o LBA, com base em um método de classificação que usa o espectro de gotas e a concentração de gotículas (Santos et al, 2001). Com os dados analisados e as simulações que foram realizadas com o modelo RAMS, podem ser estabelecidas as seguintes conclusões:

1. O conteúdo de água líquida medido pela sonda FSSP e pela sonda JW são bem correlacionadas e mostraram valores maiores no pasto que na floresta;
2. A concentração de partículas da sonda 1-DP aparece com valores maiores para a floresta, o que indica uma maior concentração de gotas de chuva ou de partículas de gelo.
3. Partículas na faixa da sonda 1-DP têm espectro de concentração de gotas mais largo para a floresta e pode conter concentrações maiores que 12 l^{-1} .

4. O diâmetro médio para a sonda 1-DP mostra diferença na moda, ou seja, no pasto está entre 400-450 μ m e na floresta entre 500-550 μ m. A floresta apresenta, em média, gotas de tamanhos maiores.
5. Para a sonda FSSP a concentração de gotículas se apresenta de forma similar tanto para o pasto, como para a floresta, porém a forma do espectro ou do diâmetro médio para a pastagem apresenta-se bi modal com modas entre 5-10 μ m e entre 20-25 μ m e para o pasto ou floresta tem moda entre 25 e 30 μ m.
6. A alternância entre configurar o modelo RAMS no pasto, ou floresta, implica em poucas diferenças no perfil vertical médio da microfísica das diversas categorias de água do modelo, porém, para uma simulação de 28 dias em termos de chuva acumulada apenas os primeiros quatro dias são similares, a partir daí o pasto passar a ter um acúmulo de chuva maior e ao final da simulação o total é maior aproximadamente 40% do que na floresta. O Total de precipitação acumulada neste período para o pasto concorda com os valores observados durante o experimento ABRACOS.
7. Verifica-se que ao inicializar o modelo com a concentração média, ou com o diâmetro médio para as diversas categorias de água de nuvem do modelo RAMS, tem-se uma significativa redução da precipitação acumulada total para quando é usado o diâmetro médio no período de 28 dias. A análise da variabilidade das nuvens amazônicas mostrou que é mais confiável inicializar o modelo RAMS com a concentração de partículas que com o diâmetro médio. De fato, a simulação com a concentração de partículas leva os valores acumulados da precipitação próximos dos valores observados.

REFERÊNCIAS

ALEXANDER, G. D., AND COTTON, W. R.; The use of cloud resolving simulations of mesoscale convective systems to build a mesoscale parameterization scheme. *J. Atmos. Sci.*, 55, 2137-2161, 1998.

Ambiente brasil, Disponível em: <http://www.ambientebrasil.com.br/composer.php3?base=./natural/index.html&conteudo=./natural/biomas/amazonia.html> Acesso em 16 jan 2004.

AUSTIN, P. H., BAKER, BLYTH, A. M., JENSEN, J. B.; Small-Scale Variability in Warm Continental Cumulus Clouds. *J. Atmos. Sci.* 42, 1123-1138, 1985.

AVISSAR, R., PIELKE, R.A.; A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2113-2136, 1989.

BAKER, B. A., 1992: The evolution of droplet spectra and the rate of production of embryonic raindrops in small cumulus clouds. *J. Atmos. Sci.* 36, 1612-1615.

BAKER, M. B; *Cloud Microphysics and Climate*, Science, Vol. 276 16 may, 1997.

BARNES, S. L.; A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J. Appl. Meteor.*, 3, 396-409, 1964.

BERGERON, T.; On the physics of cloud and precipitation. *Proc. 5th Assembly of IUGG*, Lisbon, 156-178, 1935.

BOHREN, C. F.; Cloud formation on descent revisited, *J. Atmos. Sci.* 43, 3035, 1986.

BRENGUIER, J. L. AND GRABOWSKI, W. W.; Cumulus entrainment and cloud droplet spectra: A numerical model within a two-dimensional dynamical framework, *J. Atmos. Sci.*, 50, 120-136, 1993.

BRENGUIER, J. L.; Parametrization of the condensation process in small nonprecipitant cumuli. , *J. Atmos. Sci.*, 47, 1127-1147, 1990.

BYERS, H. R. AND BRAHAM, R. R.; - *The thunderstorm*. U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 287 pp.1949.

CAMPOS FILHO, M. C. **Características de cristais de gelo em nuvens da Amazônia**. 2001. 19 f. Dissertação de Mestrado. Curso de Pós-Graduação em Física, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 2001.

CHEN, C. AND COTTON, W.R.; A one-dimensional simulation of the stratocumulus capped mixed layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, 25, 289-321, 1983.

CHEN, C. AND COTTON, W.R.; The physics of the marine stratocumulus capped

mixed layer, *J. Atmos. Sci.*, 44, 2951–2977, 1987.

CLARK, T.L. AND FARLEY, R.D.; Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting, *J. Atmos. Sci.*, 41, 329–350, 1984.

COSTA, A. A., OLIVEIRA, C. J.; OLIVEIRA, J. C. P.; A.; SAMPAIO, J. C.; Sobre a variabilidade de parâmetros microfísicos em nuvens quentes, IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, Os benefícios das modernas técnicas de previsão de tempo e clima para as atividades sócio-econômicas, Volume 1- Campus do Jordão, Novembro, 34-46 pp, 1996.

COSTA, A. A.; CD Curso de modelagem atmosférica usando o RAMS, Governo do Estado do Ceará, Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos – FUNCEME, 2003.

COTTON, W. R., ANTHES, R. A., Storm and Cloud Dynamics, ACADEMIC PRESS, INC., 1989.

CPTEC/INPE, A Missão de Medição de Chuvas Tropicais (TRMM) e seus componentes de validação no Brasil: TRMM-Brasil; <http://lba.cptec.inpe.br/lba/port/trmm/doctrmm.html>; Acesso em 01 de jan 2004.

CULF, A. D., J. L. ESTEVES, A. O. MARQUES FILHO, AND H. R. DA ROCHA,; Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia. Pages 175–192 in J. H. Gash, C. A. Nobre, J. M. Roberts, and R. L. Victoria, editors. Amazonian deforestation and climate. JohnWiley and Sons, Chichester, UK. 1996.

DEADORFF, J. W.; Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three dimensional model. *Bound. Layer Meteor.* 18, 495-527, 1980.

DUNNE, T., MARTINELLI, L. A.; LBAECO, Efeitos em Mesoescala das Mudanças no Clima e na Cobertura da Terra na Hidrologia da Amazônia, http://www.lbaeco.org/lbahydromet/about/sumarios/sh02_port.htm, acesso em 03 de jan de 2004.

EASTMAN, J.L., Analysis of the effects of CO₂ and landscape change using a coupled plant and meteorological model, Ph.D. thesis, Colorado State University, Ft. Collins, CO, atmospheric Science Paper No. 686. 148 pp, 1999.

F, Silva Dias, M. A.; FISCH, G; FATTORI, Artêmio Plana; L, Silva Dias, P.; MACHADO, L. A. T.; MORALES, C. R; MANZI, A; YAMASOE, M; MARENGO, J.; AMBRIZZI, T; ANDREAE, M. O; ARTAXO, P; FREITAS, S; LONGO, K. M; COSTA, A. A; BETTS, A. K; WILLIAMS, E. Radiation, Cloud, and Climate Interactions in SW Amazon during the DRY-TO-WET Transition Season/LBA. *Geophysical Research Abstract*, v. 5, p. 13683-13683, 2003.

F. MESINGER AND A. ARAKAWA. *Numerical methods used in atmospheric models*, volume I, Garp Publication Series No. 17. 7, 1976.

FOSTER, P.N.; Simulation recent climate change at the Monteverde cloud forest, *Global*

Mountain Biodiversity Conference, Rigi, Switzerland, 2000.

GALVÃO, J. A. C. e FISCH, G. Balanço de Energia em áreas de floresta e de pastagem na Amazônia (JI-Paraná, RO), *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol 16, dezembro, 2000.

GARREAUD, R.D., AND WALLACE, J.M.: The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 3157-3171, 1997.

GOMES, J. L., MODELO RAMS; Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE) <http://tucupi.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/gomes.html> acesso: 29/4/2005.

GRABOWSKI, W. W., X. WU, AND M. W. MONCRIEFF; Cloud-resolving modeling of tropical cloud systems during Phase III of GATE. Part I: Two-dimensional experiments. *J. Atmos. Sci.*, 53, 3684–3709, 1996.

GRIMM, A. M; *Meteorologia Básica - Notas de Aula*, Universidade Federal do Paraná, em <http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/> acesso: 3/5/2005.

HALLETT, J. AND MASON, B. J. The influence of temperature and supersaturation on the habit of ice crystals grown from the vapor, *Proc. Roy. Soc.*, A247, 440 -453, 1958.

HARRINGTON, J.Y.; The effects of radiative and microphysical processes on simulated warm and transition season Arctic stratus, Ph.D. thesis, Colorado State University, Fort Collins, CO, 289 pp, 1997.

IMAGE, n. 17, EUMETSAT, novembro de 2002.

JOHNSON, D. E., WANG, P. K., STRAKA, J. M.; A study of microphysical processes in the 2 August 1981 CCOPE supercell storm ; *Atmospheric Research*, Volume 33, Issues 1-4, , Pages 93-123; 8 June 1994.

JOSEPH, E. **Cirrus cloud infrared scattering and absorption in a GCM radiative model**, Preprints, 11th Symposium on Global Change Studies, Long Beach, CA, American Meteorological Society (1999, in press), Disponível em: <<http://www.physics1.howard.edu/Research/PhAst9907EJ.html>>. Acesso em: 19 mai. 2004.

KLEMP, J.B. AND DURRAN, D.R.; An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models, *Mon. Wea. Rev.*, 111, 430–444, 1983.

KLEMP, J.B. AND LILLY, D.K.; Numerical simulation of hydrostatic mountain waves, *J. Atmos. Sci.*, 35, 78–107. 1978.

KLEMP, J.B. AND WILHELMSON, R.B.; The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1070–1096, 1978.

KOBAYASHI, T.; The Growth of Snow Crystals at Low Supersaturations

Philosophical Magazine, Vol. 6, 1363, 1961.

KUO, H.L.; Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow, *J. Atmos. Sci.*, 31, 1232–1240, 1974.

LANGMUIR, I.; The production of rain by a chain reaction in cumulus clouds at temperatures above freezing, *J. Meteorol.* 5, 175, 1948.

LOUIS, J. F.; A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound-Layer Meteorol.* 17, 187-202, 1979.

LOUIS, J.F., TIEDKE, M. AND GELEYN, J.F.; A short history of the operational PBL parameterization at the ECMWF, in *Workshop on planetary boundary layer parameterization*, pp. 59–80, Shinfield Park, Reading, U.K., 1981.

LOW, T. B, and LIST, R.; Collision, coalescence and breakup of droplets. Part I: Experimentally established coalescence efficiencies and fragment distributions in breakup, *J. Atmos. Sci.* 39, 1591, 1982a.

LOW, T. B, and LIST, R.; Collision, coalescence and breakup of droplets. Part II: Parameterization of fragment size distributions, *J. Atmos. Sci.* 39, 1607, 1982b.

MAHRER, Y. AND PIELKE, R.A.; A numerical study of the airflow over irregular terrain, *Beitr. Phys. Atmos.*, 50, 98–113, 1977b.

MAHRER, Y. AND PIELKE, R.A.; The effects of topography on sea and land breezes in a two dimensional numerical model, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1151–1162, 1977a

MASON, B. J.; *The Physics of Clouds*, 1st ed. Oxford University Press, London. 1957.

MASON, B. J.; *The Physics of Clouds*, 2nd ed. Oxford University Press, London. 1971.

MC DONALD, J. E.; On criterion governing the mode of cloud formation in planetary atmospheres, *J. Atmos. Sci.* 21, 109, 1964.

MCCUMBER, M. C., PIELKE, R. A.; Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. Part I: Soil layer. *J. Geophys. Res.* 86, 9929-9938, 1981.

MCTAGGART-COWAN, J. D. and LIST, R.; Collision and breakup of water drops at terminal velocity, *J. Atmos. Sci.*, 32, 1401. 1975.

MELLOR, G. L. and YAMADA, T.; A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1791-1806, 1974.

MIRANDA, E. E. de; COUTINHO, A. C. (Coord.). *Brasil Visto do Espaço*. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2004. Disponível em: <<http://www.cdbrasil.cnpem.embrapa.br>>. Acesso em: 2 outubro 2004.

MOLINARI, J., CORSETTI, T.; Incorporation of cloud-scale and mesoscale down-

drafts into a cumulus parameterisation: Results of one- and three-dimensional integrations, *Mon. Wea. Rev.*, 113, pp 485-501, 1985.

MOURA, M. A.; LYRA, R. F.; BENNICASA, M.; TENÓRIO, R. S. e NASCIMENTO FILHO, M. F. Comparação da Radiação Solar Global em Áreas de Floresta e Pastagem na Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*. Vol. 16, n. 1 junho/2001.

NAKAYA, U.; In *Snow Crystals: Natural and artificial*. Harvard University Press, Cambridge, 7-77, 1954.

NEGRI, A.J., ANAGNOSTOU, E. N., and ADLER, R. F.: A 10 year climatology of Amazonian rainfall derived from passive microwave satellite observations. Preprints, 9th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, American Meteorological Society, 25-29 May, 1998, Boston., 1998

NICHOLS, M.E.; PIELKE, R.A. AND COTTON, W.R.; A two dimensional numerical investigation of the interaction between sea breezes and deep convection over the Florida peninsula, *Mon. Wea. Rev.*, 119, 298–323, 1991.

OLIVEIRA, C. J. Um Estudo das Propriedades Microfísicas de Pequena Escala em Nuvens Tipo Cumulus do Estado do Ceará. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Ceará - UFC, 128-135 pp, 1998.

ORLANSKI, I., A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows, *J. Comput. Phys.*, 21, 251–269, 1976.

PALUCH, I. R., C. A. KNIGHT; Mixing and the evolution of cloud droplet size spectra in a vigorous continental cumulus. *J. Atmos. Sci.*, 41, 1801-1815, 1984.

PALUCH, I. R; The entrainment mechanism in Colorado cumuli. *J. Atmos. Sci.* 36, 2467-2478, 1979.

PEREIRA FILHO, A. J. ; DIAS, M. A. F. S. ; ALBRECHT, R. I. ; PEREIRA, L. G. P. ; GANDÚ, A. W. ; TOKAY, A. ; RUTLEDGE, S. . Multi-sensor analysis of a squall line in the Amazon Region. *Journal of Geophysical Research, USA*, v. 107, n. D20, p. 52-1-52-12, 2002.

PIELKE, R.A. AND ULIASZ, M.; Influence of landscape variability on atmospheric dispersion. *J. Air & Waste Management*, 43, 989-994, 1993.

PIELKE, R.A., *Mesoscale meteorological modeling*, Academic Press, Inc, Orlando, Florida, etc, 612pp, 1984.

PIELKE, R.A.; A three-dimensional numerical model of the sea breeze over south Florida, *Mon. Wea. Rev.*, 102, 115–139, 1974.

PIELKE, R.A.; WALKO, R.L.; STEYAERT, L.T.; VIDALE, P.L.; LISTON, G.E.; LYONS, W.A. AND CHASE, T.N.; The influence of anthropogenic landscape changes on weather in south Florida, *Mon. Wea. Rev.*, 127, 1663–1673, 1999.

PRUPPACHER AND J. KLETT, *Microphysics of Clouds and Precipitation*, redel, 1980.

RATISBONA, L. R.: *The climate of Brazil. World Survey of Climatology*, Climates of Central and South America, Ed. W. Schwerdtfeger, and H. E. Landsberg Elsevier, Vol. 12, 532 pp, 1976

RIEHL, H, and MALKUS., J. S. On the heat balance in the equatorial trough zone. *Geophysica*, 6, 503-508, 1958.

RODI, A. R. The small scale variability of the cloud droplet spectrum in cumulus clouds. *Proceedings of the International Conference on Clouds and Precipitation and Atmospheric Electricity*, 88-91, 1978.

ROGERS, R. AND YAU, M.. *A Short Course in Cloud Physics*. Butterworth-Heinemann, 3 edition, 1996.

ROSENFELD, D.; Smoke and desert dust stifle rainfall, contribute to drought and desertification; *Arid Lands Newsletter*; No. 49, May/June 2001.

ROTTNER, D., AND G. VALI, Snow crystal habit at small excesses of vapor density over ice saturation. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 560-569, 1974.

SANTOS, A. C. S., **Estudo de Caso da Variabilidade de Parâmetros Microfísicos em Nuvens da Amazônia**, Tese de Mestrado, Departamento de Física, Universidade Federal do Ceará - UFC, Fortaleza, 2001.

SANTOS, A. C. S.; OLIVEIRA, José Carlos Parente de; COSTA, Alexandre Araújo CAMPOS FILHO, M. C. Estudo de Caso da Variabilidade de Parâmetros Microfísicos em Nuvens da Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2001.

Site do LBA, <<http://lba.cptec.inpe.br/lba/indexi.html>, acesso: 02 mar. de 2004>.

SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations. Part I: The basic experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 91, 99-164, 1963.

SOUZA, S. S. de e LYRA, R. F. da F. Características Observadas da termodinâmica da Camada Limite Atmosférica sobre Rondônia e Suas Relações com a Substituição de Áreas de Florestas Naturais por Pastagens: Projeto RBLE (Observed features of the atmospheric boundary layer thermodynamics in Rondônia and its relationships with the substitution of natural forest areas for pastures: RBLE Project). *Revista Brasileira de Meteorologia*, Vol. 16 n. 2 Dezembro, 2001

STOHLGREN, T.J.; CHASE, T.N.; PIELKE, R.A.; KITTEL, T.G.F. AND BARON, J.S. Evidence that local land use practices influence regional climate, vegetation, and stream flow patterns in adjacent natural areas, *Glob. Change Biol.*, 4, 495-504, 1998.

TAYLOR, C.M., R.J. HARDING, R.A. PIELKE, SR., P.L. VIDALE, R.L. WALKO, AND J.W. POMEROY, Snow breezes in the boreal forest. *J. Geophys. Res.*, 103, 23087-23101, 1998.

The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA), Disponível em <http://lba.cptec.inpe.br/lba/index.htm> Acesso em: 02 de mar. de 2003.

TRIPOLI, G.J. AND COTTON, W.R. The Colorado State University threedimensional cloud/mesoscale model - 1982. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments, *J. de Rech. Atmos.*, 16, 185–220, 1982.

TRMM Science Operation Plan. Version Last Modified: Wednesday, -NASA, June 26, 1996

TWOMEY, S. The effects of fluctuations in liquid water content n the evolution of large drops by coalescence, , *J. Atmos. Sci.*, 33, 720, 1976.

VALDEZ, M. P. and YOUNG, K. C. Number fluxes in equilibrium raindrop populations: A Markov chain analysis, *J. Atmos. Sci.* 33, 1985.

VIANELLO, R. L. & ALVES, A. R. - *Meteorologia Básica e Aplicações*. Viçosa, UFV, 377-446, 1991.

VIEIRA E SILVA, ALEXANDRE VIANA, Catálogo de nuvens, Poços de Caldas/MG<disponível em: <http://www.geocities.com/alexclouds2002/>. Acesso em 07 de out de 2003.

VONNEGUT, B. The nucleation of ice formation by silver iodide. *J. Appl. Phys.* 18, 593, 1947.

WALISER, D. E., AND GRAHAM, N. E.; Convective cloud systems and warm pool SSTs: Coupled interactions and self-regulation, *J. Geophys. Res.*, p. 12887-12893. 11-13, 1993.

WALKO, R.L., BAND, L.E.; BARON, J.; KITTEL, T.G.F.; LAMMERS, R.; LEE, T.J.; PIELKE, R.A.; TAYLOR, SR., C.; TAGUE, C.; TREMBACK, C.J. AND VIDALE, P.L. Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling. *Journal of Applied Meteorology* 39:931-944, 2000.

WALKO, R.L.; COTTON, W.R.; MEYERS, M.P. AND HARRINGTON, J.Y. New RAMS microphysics parameterization. part 1: The single moment scheme, *Atmos. Res.*, 38, 29–62, 1995b

WILLIS, P. T., HALLETT, J., BLACK, R. A., HENDRICKS, W.; An aircraft study of rapid precipitation development and electrification in a growing convective cloud • ARTICLE; *Atmospheric Research*, Volume 33, Issues 1-4, , P. 1-24 P. T. Willis, J. Hallett, R. A. Black and W. Hendricks; 8 June 1994.

XIAN, Z. AND PIELKE , R.A. The effects of width of landmasses on the development of sea breezes, *J. Appl. Meteorol.*, 30, 1280–1304, 1991.

YANAI, M., MARUYAMA.; T., NITTA, T.; AND HAYASHI ,Y.: POWER. spectra of large-scale disturbances of the tropical Pacific. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, Vol. 46, 308-323, 1968

YANG, SONG; SMITH, ERIC A. Four-Dimensional Structure of Monthly Latent Heating Derived from SSM/ISatellite Measurements. *Journal of Climate*: Vol. 12, No. 4, pp. 1016–1037, 1999.

YOUNG, K. C., *Microphysical Processes in Clouds*. Oxford University Press, 427 pp, 1993.

ANEXO A
(Artigo RBMET)

ESTUDO DE CASO DA VARIABILIDADE DE PARÂMETROS MICROFÍSICOS EM NUVENS DA AMAZÔNIA¹

ANTÔNIO CARLOS SANTANA DOS SANTOS, ALEXANDRE ARAÚJO COSTA², JOSÉ CARLOS
PARENTE DE OLIVEIRA, MUCIO COSTA CAMPOS FILHO

Universidade Federal do Ceará - UFC - Departamento de Física
Laboratório de Física de Nuvens e Mesoescala
Fortaleza, CE - 60.455-760, Caixa Postal: 6030
Fone: (085) 288-9904 Fax: 287-2184
acs@fisica.ufc.br

RESUMO

Neste trabalho, foram analisados dados de microfísica de nuvens coletados durante o *Tropical Rainfall Measuring Mission / Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia* (TRMM/LBA). Na campanha, o avião instrumentado realizou vários vôos na região, dentre os quais o do dia 23 de janeiro de 1999, no qual penetrou um sistema de nuvens e uma nuvem isolada. Com os dados de funções-distribuição de gotículas obtidos, as regiões das nuvens foram classificadas em 4 tipos diferentes, conforme a variabilidade na concentração de gotículas e na forma dos espectros. A ocorrência de regiões com maior ou menor variabilidade na concentração e/ou forma do espectro foi investigada, e diferenças significativas foram encontradas entre o sistema e a célula isolada, bem como entre partes convectivas e estratiformes.

Palavras-chave: TRMM-LBA, variabilidade, microfísica, nuvens.

ABSTRACT: A CASE STUDY OF VARIABILITY OF MICROPHYSICAL PARAMETERS IN AMAZON CLOUDS

In this work, cloud microphysics data collected during the Tropical Rainfall Measuring Mission / Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (TRMM/LBA) were analyzed. The instrumented aircraft performed several flights over the region, including the 23 January 1999 flight, in which it penetrated a cloud system and an isolated cell. Using the hydrometeor distribution-function data, cloud regions were classified according to the concentration and spectrum shape variability in 4 different types. The occurrence of regions with more or less variability was investigated and significant differences were found between the system and the isolated cell, as well as between convective and stratiform parts.

Key-words: microphysics, TRMM-LBA, clouds, variability

1. INTRODUÇÃO

Grandezas microfísicas, tais como a concentração de gotas e a sua distribuição por tamanho, têm importância em estudos atmosféricos porque influenciam o processo de formação da precipitação (ALBRECHT, 1989) e as propriedades radiativas das nuvens (TWOMEY, 1977a, b). Neste sentido, a compreensão da microfísica de nuvens é fundamental para uma interpretação correta de possíveis "feedbacks" em resposta ao aquecimento global (ARKING, 1991).

Diversos trabalhos já foram realizados neste tema, em que a variabilidade na concentração e/ou tamanho de gotículas foi analisada a partir de observações (HILL e

CHOUARTON, 1985; AUSTIN et al., 1985; BRENGUIER, 1993; TWOHY e HUDSON, 1995; OLIVEIRA, 1998; COSTA et al., 2000a, etc.) e modelagem (BRENGUIER and GRABOWSKI, 1993; COSTA et al., 2000b, etc.). Um comportamento comum às nuvens investigadas em todos esses estudos é a dependência da variabilidade com o local de formação da nuvem, as características dos núcleos de condensação de nuvens (CCN, *Cloud Condensation Nuclei*) e a altitude.

A este respeito, a maioria das teorias sugere que a microestrutura de nuvens *cumulus* é, em geral, função da altitude. Uma variação típica da microestrutura de uma nuvem com sua altura é descrita por Schemenauer et al. (1990).

⁽¹⁾ Submetido em julho/2001; aceito em junho/2002

⁽²⁾ Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos- FUNCEME e Universidade Estadual do Ceará

Observações de estruturas de *cumuli*, no entanto, indicam grande variabilidade das propriedades espaciais e temporais. Medidas da velocidade vertical, temperatura e conteúdo de água líquida são bem correlacionadas, indicando a importância dos mecanismos dinâmicos e termodinâmicos e dos processos microfísicos em nuvens convectivas (PALUCH, 1979). Em uma nuvem, medidas no conteúdo de água líquida e velocidade vertical estão comumente correlacionadas, mas com forte variabilidade.

Este trabalho tem o propósito de estudar a variabilidade de parâmetros microfísicos em nuvens convectivas amazônicas. Neste estudo, foram analisados dados coletados em um dos vôos de pesquisa atmosférica realizados no Estado de Rondônia (Brasil) próximo à cidade de Ji-Paraná, no quadrante formado pelos pontos geográficos (10,30-11,30° S; 62,00-60,70° Oeste, no dia 23 de janeiro de 1999, como parte do experimento TRMM-LBA (*Tropical Rainfall Measuring Mission / Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia*). Os estudos aqui realizados vêm no sentido de melhorar o entendimento sobre a microestrutura de nuvens da Amazônia, registrando as suas características microfísicas, pesquisando e documentando a heterogeneidade, particularmente nas nuvens *cumululus*. Na Seção 2, apresentamos as teorias que versam sobre a influência de mecanismos dinâmicos (como o entranhamento), a serem discutidas à luz dos dados coletados. Na Seção 3, descrevem-se a instrumentação e a metodologia utilizada na análise dos dados. Na seção 4, são apresentados resultados coletados durante o vôo do dia 23 de janeiro de 1999. A seção 5 é dedicada a uma discussão geral e conclusões.

2. TEORIAS DE ENTRANHAMENTO

Chama-se entranhamento a uma propriedade importante, comum a todas as formas de nuvens *cumulus* e *cumulonimbus*, que é a penetração do ar externo circunvizinho às bordas e topo da nuvem e a diluição do mesmo no seu interior, devido às quais várias grandezas microfísicas (distribuição de tamanhos, conteúdo de água líquida, etc.) são modificadas. Mistura (por mistura, entende-se a diluição de diferentes partes de uma nuvem) e entranhamento foram estudados, utilizando variáveis termodinâmicas e diagramas de mistura ou indiretamente, através da interpretação de medidas do espectro de tamanho de gotículas (PALUCH, 1979; PALUCH e KNIGHT, 1984; BOWER and CHOUARTON, 1988; BRENGUIER, 1993).

Existem duas teorias acerca do entranhamento, uma, mais tradicional, que é a teoria do entranhamento

homogêneo e contínuo, trata o processo como contínuo no tempo e uniforme no espaço, e outra, mais moderna, denominada teoria do entranhamento heterogêneo e descontínuo, é discreta e não uniforme no tempo e no espaço. Na teoria do entranhamento homogêneo e contínuo, considera-se que o mesmo ocorra lateralmente, instantaneamente através da parcela e continuamente à medida que ela sobe.

Observações em diversos locais, como Austrália (WARNER, 1969), Nordeste dos Estados Unidos (RODI, 1978; BLYTH e LATHAM, 1985) e Havaí (RAGA, 1989), no entanto, mostraram a necessidade de uma nova teoria do entranhamento, levando ao abandono da hipótese de entranhamento rápido, completo e contínuo no espaço e no tempo e à criação do conceito de entranhamento heterogêneo e descontínuo. Neste último, o processo não se dá continuamente e, sim, em regiões discretas da nuvem; é intermitente no tempo e no espaço. Dados obtidos em vôos através de *cumuli* são consistentes com esta heterogeneidade (AUSTIN et al., 1985). Dados obtidos em laboratório, assim como os dados de campo, sugerem que a parcela ascendente na nuvem é heterogênea, com "manchas" de ar entranhado (isto é, a mistura ocorre descontinuamente no tempo).

Em relação ao espectro de gotículas, as regiões da nuvem mais afetadas pelo entranhamento apresentam espectros largos e, não raro, bimodais, além de valores menores de concentração de gotículas e conteúdos de água líquida. Observações mostram que a assimetria dinâmica em uma nuvem, associada com o cisalhamento, exerce um papel significativo no entranhamento em nuvens *cumululus* (OLIVEIRA, 1998).

O entranhamento do ar seco dentro da nuvem pode também causar evaporação de gotas, resultando na diminuição de sua concentração. Um pequeno número de gotas pode crescer até tamanhos grandes ou a ponto de iniciar a coalescência (BEARD e OCHS, 1993), e isto pode mudar a relação entre o espectro de CCN e o espectro de gotas, dependendo de como se deu o processo anterior de evaporação. A teoria de mistura homogênea (MASON e JONAS, 1974; LEE et al., 1980) sugere que todas as gotas que se misturam na parcela são expostas a algum grau de subsaturação, tal que as gotas pequenas evaporem completamente e que as grandes apenas mudem de tamanho. Em suma, o resultado da mistura de parcelas evaporadas e não evaporadas, com subsequente condensação, é mais bem explicado pelo processo heterogêneo, devido ao rápido crescimento de grandes gotas em misturas heterogêneas, do que por um processo homogêneo (BAKER et al., 1980).

A eventual presença de regiões em nuvens com forte heterogeneidade e variabilidade sugere que o processo de mistura e êntranhamento em nuvens é, de fato, discreto e intermitente. Nas seções seguintes, estes aspectos serão analisados, utilizando-se de dados de microfísica das nuvens da Amazônia, do Projeto LBA, em Rondônia.

3. MATERIAL E MÉTODO

3.1 Equipamentos e área do experimento TRMM/LBA

O TRMM/LBA foi realizado em Rondônia, com

o objetivo de estudar as características físicas da convecção na Amazônia e contou com uma grande variedade de instrumentos de medidas. Entre os sensores, destacam-se os radares meteorológicos Doppler (um banda S polarimétrico, o S-Pol, e outro banda C, o TOGA), perfilador de vento, balões cativos, estações de radiossondagem, entre outros. Também contou com aviões instrumentados que operaram nos meses de janeiro e fevereiro: o Citation II, que amostrou nuvens estratiformes e convectivas e o ER-2, que operou em grandes altitudes (~20 km), portando equipamentos semelhantes aos encontrados no satélite TRMM.

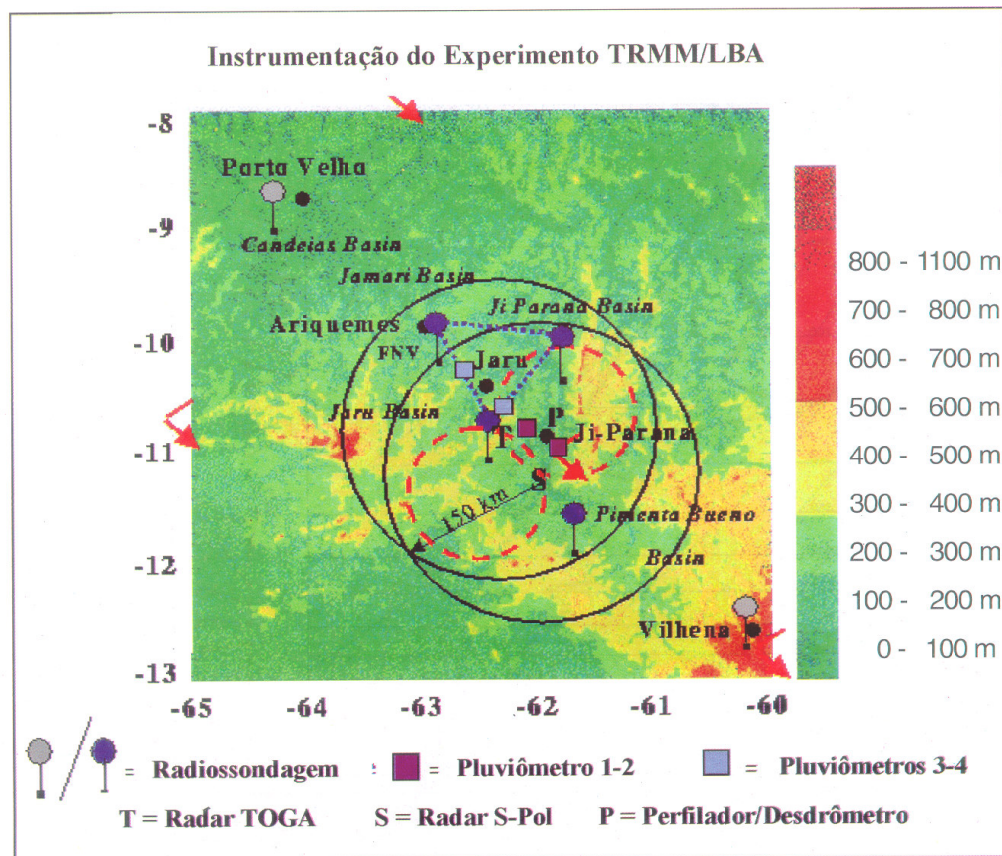


Figura 1 – Diagrama ilustrando a instrumentação utilizada durante o experimento TRMM/LBA

A área onde a instrumentação do experimento foi instalada, é mostrada na Figura 1. Ela limita-se aproximadamente entre (8-13°S; 60-65° W). Na Figura, são assinaladas as localizações dos radares meteorológicos S-Pol e TOGA. A disposição dos radares e demais sensores foi tal que assegurou uma boa cobertura da estrutura de mesoescala da convecção, bem como da própria escala convectiva.

As medidas de microfísica foram realizadas por um conjunto-padrão de sondas espectrométricas (FSSP-100, *Forward Scattering Spectrometer Probe*); 2D-C, *Two-Dimensional Cloud Probe*; 1D-P, *One-dimensional Precipitation Probe*). Estas sondas medem a concentração e tamanhos de partículas desde micrômetros até milímetros, de 4,2 a 52,4 μ , 8,5 a 956 μ e 400 a 3000 μ , respectivamente; as mesmas estavam instaladas no Citation II. Ainda existem as sondas que

medem a quantidade de água líquida e a razão de formação de gelo. Neste trabalho, enfatizaremos os dados obtidos pela FSSP, que mede partículas em 15 categorias de diferentes tamanhos de gotículas.

3.2 Estudo de caso do dia 23 de janeiro de 1999

Neste dia, verificou-se que, às 1800 UTC (Universal Time Coordinated), a região tinha uma energia potencial disponível para a convecção de 1296 J/kg, enquanto a inibição convectiva era de apenas 29 J/kg. Os ventos eram fracos e com pouca mudança de direção até o nível de 450 mb. O nível de condensação por levantamento era de aproximadamente 900 mb e o nível de equilíbrio em torno de 140 mb (Figura 2, Diagrama Adiabático).

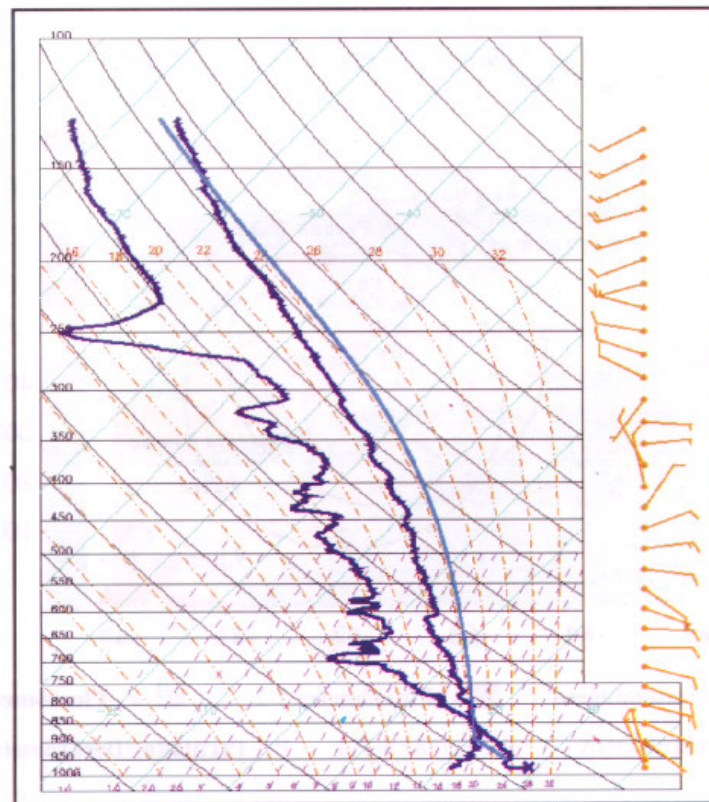


Figura 2 – Diagrama Adiabático (Skew-T) para o dia 23 de fevereiro de 1999 às 1800 UTC em Ji-Paraná no Estado de Rondônia (Brasil)

Antônio Carlos Santana dos Santos, Alexandre Araújo Costa, José Carlos Parente de Oliveira, Mécio Costa Campos Filho

O voo do Citation II iniciou-se às 1752 UTC, estendendo-se até às 2125 UTC. Inicialmente, a aeronave deslocou-se para a região estratiforme de um sistema de nuvens a Lés-Nordeste do radar S-Pol, aproximadamente nas coordenadas geográficas $10^{\circ} 59' S$ e $60^{\circ} 49' W$. Nessa região, a aeronave realizou três passagens em diferentes níveis de altitude. Em seguida, o Citation II voou para amostrar células convectivas, realizando outras

seis passagens, à medida que o sistema se deslocava e finalmente se deslocou para uma célula convectiva isolada, onde realizou um voo em espiral ascendente. Estas passagens podem ser visualizadas na Figura 3, que mostra a trajetória completa do Citation II, na região do experimento (3a) e a trajetória ampliada da espiral ascendente no interior de uma célula convectiva isolada (3b), projetadas no plano.

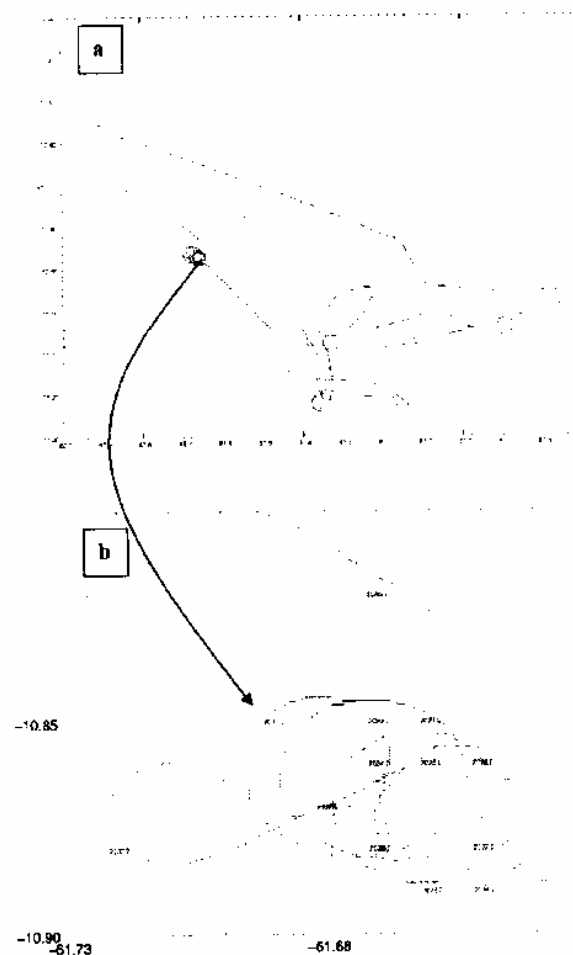


Figura 3 - Trajetória completa do voo no intervalo de 1902 às 2037 UTC: (a) na região do experimento; (b) ampliação espiral ascendente, conforme descrito no texto. Para ambos os quadros (a) e (b), o eixo e as laterais horizontais são Longitude e Verticais a Latitude.

O sistema em linha exibiu ecos de radar contínuo acima de 10 dBZ numa extensão de aproximadamente 80 km na direção de noroeste para sudeste (Figura 4a, imagens do radar S-Pol). O sistema evoluía e deslocava-se na direção oeste com uma velocidade média aproximada de 24 km/h. Ao deixar o sistema, após a nona passagem, o Citation II dirigiu-se a uma célula convectiva isolada em desenvolvimento, a noroeste de

onde eram realizadas as passagens no sistema maior (Figura 4b). A espiral foi realizada desde 1900m (2021 UTC) até o topo, em 5500m (2035 UTC), com a temperatura variando de +17° até -2° C. Esta espiral, para efeito de análise, foi dividida em cinco intervalos de tempo de subida, sendo quatro intervalos de dois minutos e um de três minutos.

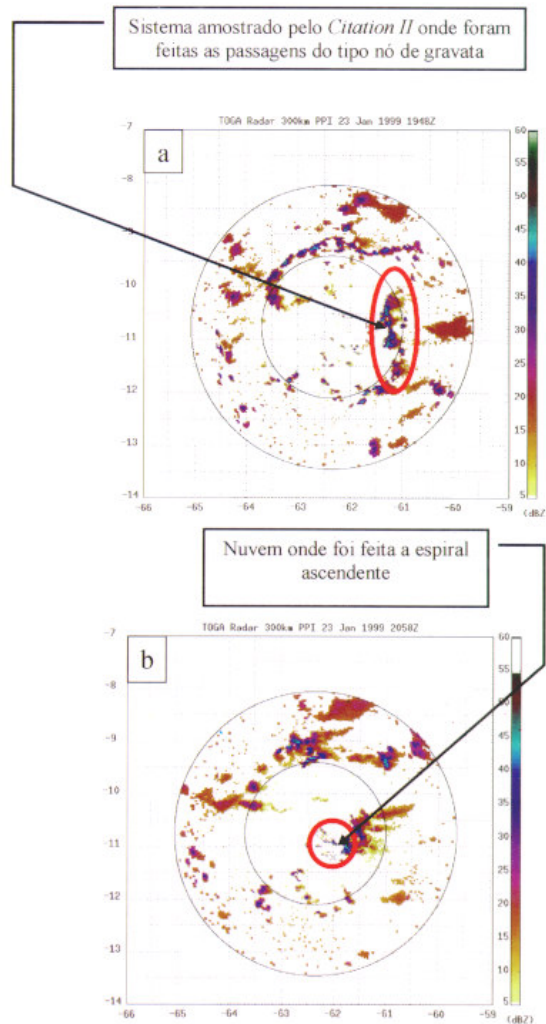


Figura 4 (Cortesia da NASA) (a) Refletividade do radar S-Pol no sistema estudado às 1948 UTC; (b) O mesmo que em (a) às 2026 UTC, indicando no detalhe a nuvem isolada amostrada em espiral ascendente.

3.3. Coeficiente de Variabilidade (C) e Coeficiente de Variabilidade Normalizado (R)

O coeficiente de variabilidade foi originalmente proposto por Rodi (1978):

$$C_v = \frac{\sigma_N}{\bar{N}} = \frac{(N^2 - \bar{N}^2)^{1/2}}{\bar{N}} \quad (1)$$

Onde N é a concentração, o numerador é o seu desvio-padrão e o denominador a sua média. A partir de uma generalização desta definição (AUSTIN et al., 1985), pode-se aplicá-lo não só para a concentração, mas para uma quantidade arbitrária.

Neste experimento, tomaram-se médias que são calculadas a cada 5 segundos de amostragem da FSSP e a este trecho se define como uma região da nuvem em estudo. Caso as variações nas quantidades microfísicas em determinadas regiões da nuvem ocorram somente devido a flutuações aleatórias, é esperado que estas quantidades obedeçam a uma distribuição de Poisson, de maneira que esta região será considerada homogênea ou "estável", refletindo somente os erros de amostragem. Pelas propriedades da distribuição de Poisson, o desvio-padrão de uma quantidade microfísica deve ser aproximadamente igual ao seu valor médio em uma região "invariável"; caso contrário, a região é dita "variável" e os processos de mistura e entranhamento a afetam, aumentando significativamente a variabilidade da quantidade microfísica estudada. Assim, valores elevados do coeficiente de variabilidade caracterizam as regiões variáveis, enquanto as regiões estáveis são representadas por pequenos valores daquele coeficiente.

Com o intuito de caracterizar regiões distintas dentro de uma nuvem, Austin et al. (1985) propuseram uma nova variável, o coeficiente de Variabilidade Normalizado, R_v , definido como a razão entre o Coeficiente de Variabilidade da equação (1) e o coeficiente obtido da distribuição de Poisson,

$$R_v = \frac{C_v}{C_v(\text{estável})} = \frac{\sigma_N}{\sqrt{\bar{N}}} \quad (2)$$

As definições acima podem ser aplicadas para avaliar a variabilidade na concentração de gotículas e forma dos espectros. Seja o somatório dos valores de cada categoria da FSSP, que fornece o valor da

concentração $N = \sum_{i=1}^5 f_i$, a média, a cada cinco segundos da concentração é dada por $\bar{N} = \frac{1}{5} \sum_{i=1}^5 N_i$.

A média a cada cinco segundos de cada canal da FSSP é calculada ($\bar{f}_i = \frac{1}{5} \sum_{j=1}^5 f_{i,j}$) e o Coeficiente de Variabilidade não normalizado em cada canal da FSSP é dado por $C_{v_i} = \sigma_{f_i} / \bar{f}_i$, onde σ_{f_i} é o desvio-padrão da concentração de gotículas da i -ésima categoria em cada bloco de cinco segundos. De forma similar, o coeficiente normalizado para cada canal da FSSP passa a ser dado por $R_{v_i} = \sigma_{f_i} / \sqrt{\bar{f}_i}$.

Assim, os Coeficientes de Variabilidade da Forma do Espectro, nas formas não normalizada e normalizada, passam a ser definidos, respectivamente, como:

$$C_s = \frac{1}{\bar{N}} \sum_{i=1}^{15} \bar{f}_i C_{v_i} \quad (3)$$

$$R_s = \frac{1}{\bar{N}} \sum_{i=1}^{15} \bar{f}_i R_{v_i} \quad (4)$$

Os coeficientes dados pelas equações (1) a (4) são filtrados, considerando-se somente a ocorrência de concentrações de FSSP maiores que 10 cm^{-3} .

Com os valores de R_v e R_s , foi definido um critério de variabilidade tanto para a concentração de gotículas, como para a forma dos espectros. Estudos anteriores feitos por Austin et al. (1985) utilizaram o critério $R_v > 1$ para identificar que uma região era variável em relação à concentração medida pela FSSP. Já Oliveira (1998) utilizou o critério de $R_v > 1,3$ para identificar regiões variáveis em relação à concentração medida pela FSSP. Neste trabalho, foram avaliados alguns limiares para R , sendo definidas como variáveis (em relação à concentração e/ou forma do espectro) as regiões em que $R > 2$.

Uma vez definido o valor crítico de R , estabeleceram-se quatro tipos de regiões na nuvem, sendo definida como do tipo 1 a região em que $R_v < 2$ e $R_s < 2$; do tipo 2 a região em $R_v > 2$ e $R_s < 2$; do tipo 3 a região em que $R_v < 2$ e $R_s > 2$; e do tipo 4 a região em que $R_v > 2$ e $R_s > 2$. Assim, regiões de tipo 1 representam uma

porção da nuvem uniforme tanto em relação à forma dos espectros, como em relação à concentração; as regiões de tipo 2 são uniformes em relação à forma, variáveis em relação à concentração; regiões de tipo 3 são variáveis em relação à forma e uniformes em relação à concentração; e regiões de tipo 4 são variáveis tanto com respeito à forma dos espectros como em relação à concentração de gotículas.

4. RESULTADOS

Exemplos de ocorrências de regiões de tipos 1 a 4 (conforme definidas em 3.3), nas nuvens estudadas, no dia 23 de janeiro de 1999, são ilustrados na Figura 5. O painel 5a mostra espectros com aproximadamente o mesmo diâmetro modal, a mesma largura e o mesmo valor máximo para a função-distribuição. Isto caracteriza a

região correspondente como uniforme quanto à forma e à concentração (tipo 1). No painel 5b, os espectros apresentam aproximadamente o mesmo valor de diâmetro modal, mas a concentração total (integral sob a curva) é claramente variável, sendo a região classificada como de tipo 2. No painel 5c, os espectros exibem concentração total aproximadamente constante, mas sua largura é variável (o primeiro e o nono espectros são muito estreitos, mas o sétimo espectro é visivelmente mais largo). A região é, assim, classificada como de tipo 3. Finalmente, no painel 5d, aparecem simultaneamente, em uma extensão de poucas centenas de metros, espectros largos e estreitos, grandes e pequenas concentrações, caracterizando a região como variável com respeito à concentração e à forma do espectro, ou de tipo 4.

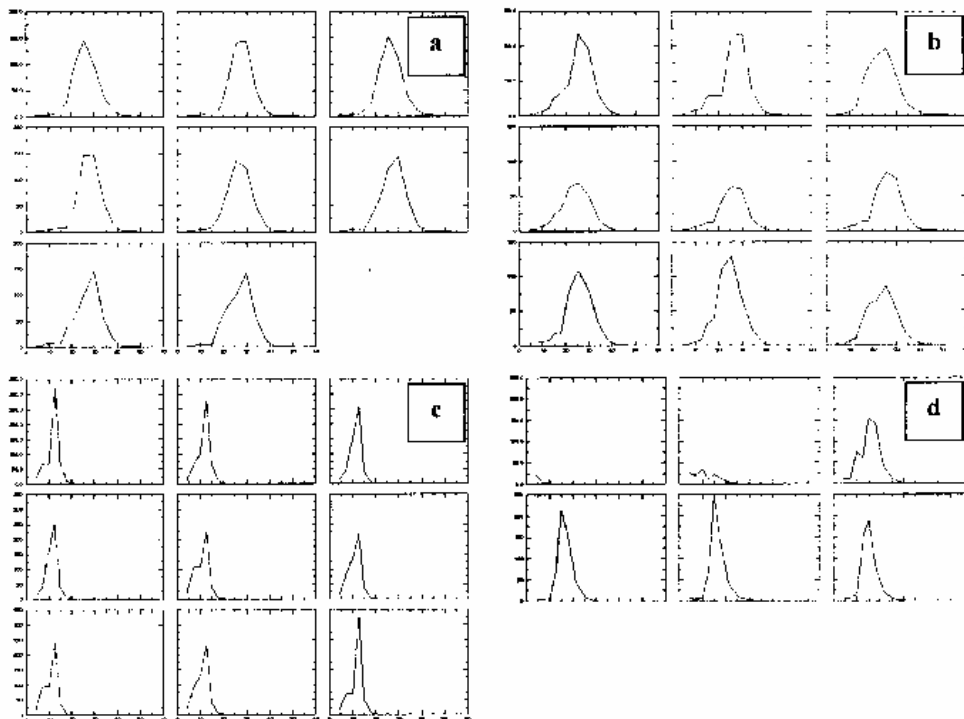


Figura 5: (a) Sequência de espectros de uma região do tipo 1, segundo a segundo entre 19:36:55 e 19:37:02; (b) Sequência de espectros de uma região do tipo 2, segundo a segundo, de 19:36:39 até 19:37:47 UTC; (c) Sequência de espectros de uma região do tipo 3, segundo a segundo, entre 19:57:05 e 19:57:14; (d) Sequência de espectros de uma região do tipo 4, segundo a segundo, de 20:24:16 até 20:24:21 UTC. A sequência de espectros dá-se da direita para a esquerda e de cima para baixo. As abscissas contêm os tamanhos de gotículas, e as ordenadas, a concentração.

Antônio Carlos Santana dos Santos, Alexandre Araújo Costa, José Carlos Parente de Oliveira, Mucun Costa Campos Filho

A Tabela 1 mostra os valores de altitude, temperatura, velocidade vertical máxima, conteúdo de água líquida, concentração de gotículas medida pela FSSP e concentração de gotas medida pelas sondas 2DC e 1DP observados no sistema em linha. Nas três primeiras passagens, a aeronave amostrou a região estratiforme do sistema, encontrando alguns núcleos convectivos embebidos, particularmente ao final da terceira passagem.

Nas passagens seguintes, a aeronave deslocou-se para a porção anterior do sistema em que a atividade convectiva dominava. Os valores máximos de velocidade vertical indicam que os ascendentes mais intensos se concentravam na fronteira entre as regiões estratiforme e convectiva (final da terceira passagem) e nos níveis mais altos amostrados na região convectiva (quarta e quinta passagens).

Tabela 1 - Observações de temperatura, máxima velocidade vertical nos núcleos ascendentes, conteúdo de água líquida, concentrações de hidrometeoros medidas pelas sondas FSSP, 2DC e 1DP e porcentagem de ocorrência dos quatro tipos de regiões para as nove passagens no sistema de nuvens

PASSAGEM	MEDIDAS DAS VARIÁVEIS POR PASSAGENS PARA O SISTEMA DE NUVENS							PERCENTUAIS APROXIMADOS DAS REGIÕES ENCONTRADAS POR PASSAGEM				
	INTERVALO DE TEMPO (UTC)	ALT. (m)	TEMP. (°C)	VV. MAX (m/s)	LWC. (g/m ³)	CONC. FSSP (cm ⁻³)	CONC. 2DC (l ⁻¹)	CONC. 1DP (l ⁻¹)	TIPO 1(%)	TIPO 2(%)	TIPO 3(%)	TIPO 4(%)
1*	1905 a 1918	5200	-2	-8,9	1,5	170	225	8	52	47	0	1
2*	1918 a 1924	4600	+2,7	-4,5	1,5	170	200	6	72	22	0	0
3*	1926 a 1928	4000	+4	+10,5	3	500	50	8	34	56	0	10
4*	1942 a 1947	3400	+9	+16,7	3	500	0	1	25	47	10	18
5*	1938 a 1947	3400	+8	+10	0,5	200	80	10	6	54	0	30
6*	1947 a 1949	2800	+11	-1,7	2,3	500	10	4	20	38	4	38
7*	1950 a 1951	2200	+15	-7,7	0,3	500	0	3	0	02	0	58
8*	1953 a 1958	1600	+20	-1,9	0,5	600	0	0	13	7	41	39
9*	2000 a 2009	1000	-22	-4,4	0	0	0	0,8	Ausência de nuvem			

A porção estratiforme do sistema apresenta valores de concentração de gotículas aproximadamente iguais a um terço do valor correspondente na região convectiva. A presença de um menor número de pequenas partículas na região estratiforme é acompanhada por concentrações mais elevadas de gotas no intervalo de 81,5 a 956 μm , presentes em pequenas concentrações ou ausentes nas passagens realizadas na porção convectiva do sistema. Gotas de dimensões superiores a 400 μm estavam presentes em concentrações inferiores a 10 l^{-1} em todo o sistema.

Como esperado, uma maior variabilidade de parâmetros microfísicos foi encontrada nas 6 últimas passagens, feitas na parte anterior do sistema, dominada pela atividade convectiva e, portanto, por processos turbulentos de mistura e entranhamento. Enquanto a proporção de regiões de tipo 1 variou de 34% (terceira passagem) a 77% (segunda passagem) na parte posterior, estratiforme, do sistema, tais regiões representaram

apenas de 0 (sétima passagem) a 25% (quarta passagem) na parte anterior, convectiva. Por outro lado, as regiões de tipo 3, praticamente inexistentes na parte estratiforme do sistema, chegaram a representar 41% das regiões amostradas na oitava passagem, no nível de 1600m, na porção convectiva. Regiões de tipo 4, em que a variabilidade é significativa com respeito à concentração de gotículas e à forma do espectro, também se tornaram mais freqüentes nas três últimas passagens (de 38% a 39% do total).

Na célula isolada (Tabela 2), os maiores ascendentes ($> 9 \text{ m.s}^{-1}$) foram encontrados no terceiro e quarto intervalos. Maiores concentrações de gotículas foram encontradas junto à base, mas as concentrações de gotas (medidas pelas sondas 2DC e 1DP) cresciam com a altura. Regiões de tipo 2 foram as mais freqüentes, ao passo que regiões uniformes representavam apenas 8% da célula, sugerindo um domínio de regiões de alta variabilidade.

Tabela 2 – Como na Tabela 1, para a subida em espiral na célula isolada.

MEDIDAS DAS VARIÁVEIS POR PASSAGENS PARA A SUBIDA EM ESPIRAL NA NUVEM ISOLADA										PERCENTUAIS DAS REGIÕES ENCONTRADAS POR PASSAGEM			
INTERVALO	INTERVALO DE TEMPO (UTC)	ALT. (m)	VARIÇÃO DE TEMPERATURA ($^{\circ}$ C)	VV. MAX (m/s)	LWC JW (μ g/m 3)	CONC. FSSP (cm^{-3})	CONC. ZDC (L^{-1})	CONC. IDP (L^{-1})	LWC FSSP (μ g/m 3)	TIPO 1(%)	TIPO 2(%)	TIPO 3(%)	TIPO 4(%)
1 $^{\circ}$	2023-2025	1900-2600	+ 18 e + 12	- 4,2	1	600	1	1,2	2	8	46	4	42
2 $^{\circ}$	2025-2027	2600-3500	+ 12 e - 9	- 4,9	1,9	500	10	1,75	1,2				
3 $^{\circ}$	2027-2029	3500-4300	+ 8 e - 3	- 9,0	2,5	500	17	1,7	5				
4 $^{\circ}$	2029-2031	4300-5100	+ 3 e - 0,3	- 9,3	3	420	130	2,5	7				
5 $^{\circ}$	2031-2034	5100-5000	- 2 e - 5	- 2,6	3	300	250	1,7	5				

5. CONCLUSÕES

No início deste trabalho, foi dada uma breve fundamentação teórica relativamente à mistura e entranhamento em nuvens, e viu-se que, em trabalhos anteriores, a variabilidade das regiões em nuvens, geralmente, era analisada utilizando a variação em apenas um parâmetro microfísico, seja a concentração, o espectro de gotas, a temperatura, etc. Neste trabalho, é proposta uma classificação mais abrangente destas regiões, visto que se utilizaram não apenas um parâmetro microfísico, como foi realizada por Austin et al. (1985) ou Oliveira (1998), mas dois parâmetros: a concentração de gotículas e a forma do espectro. Com isto, foi possível obter uma classificação da variabilidade das regiões de nuvens em quatro tipos: tipo 1 (concentração e forma do espectro uniformes); tipo 2 (concentração variável e forma do espectro uniforme); tipo 3 (concentração uniforme e forma do espectro variável); tipo 4 (concentração e forma do espectro variáveis). Baseando-se na análise realizada, chega-se às seguintes conclusões:

- Aperfeçou-se a classificação das diferentes regiões em uma nuvem, desde que se utilizaram dois parâmetros microfísicos, de forma que algumas diferenças que antes não eram detectadas, agora são. O método proposto neste trabalho pode detectar com um melhor desempenho as variações nas nuvens, pois se pode ter quatro tipos de região ao invés de apenas duas, como anteriormente.

- Reforçou-se a teoria do entranhamento heterogêneo, visto que as diferentes regiões apareciam discretas, tanto no espaço como no tempo. Observou-se que ora havia regiões de tipo 1, seguidas ou não de regiões diferentes; ora havia várias regiões de tipo 2, às vezes havia "pacotes" de regiões do tipo 4, outras vezes apenas uma região de dado tipo seguida de regiões de diferentes tipos.

- Observou-se que a maioria das regiões para o sistema são de tipo 2, ou seja, o sistema comporta-se,

em sua maior parte, como tendo alta variabilidade da concentrações de gotículas e forma do espectro de gotas relativamente uniforme.

- Verificou-se um aumento nas regiões de tipo 3, à medida que o Citation II descia em direção à base, atribuindo-se este fato à entrada de CCN na base da nuvem.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Universidade de Dakota do Norte pelos dados coletados com a aeronave Citation II, ao Prof. Dr. Murilo Pereira de Almeida, do Departamento de Física da UFC, pelo suporte computacional e à NASA (*National Space Development Aeronautics and Space Administration*) por algumas informações, dados e figuras disponíveis em seu *site*. José Carlos Parente de Oliveira recebeu apoio do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) quando de sua participação na campanha TRMM-LBA. Antônio Carlos dos Santos e Múcio Costa Campos Filho receberam apoio, em seus trabalhos de mestrado, do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES), respectivamente.

REFERÊNCIAS

- ALBRECHT, B. A., Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, v. 245, p. 1227 – 1230, 1989.
- ARKING, A. The radiative effects of clouds and their impact on climate., *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, v. 72, p. 795 – 813, 1991.
- AUSTIN, P. H. et al., Small-Scale variability in warm continental Cumulus Clouds, *J. Atmos. Sci.*, v. 42, p. 1123-1138, 1985.

Antônio Carlos Santana dos Santos, Alexandre Araújo Costa, José Carlos Parente de Oliveira, Mucio Costa Campos Filho

- BAKER, M. B.; CÖRBIN, R. G.; LATHAM, J. The influence of entrainment on the evolution of clouds droplet spectra: I. A model of inhomogeneous mixing., **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 106, p. 581-598, 1980.
- BEARD, K. V.; OCHS, H. T. Warm-rain initiation: An overview of microphysical mechanisms. **J. Appl. Meteorol.**, v. 32, p. 608-625, 1993.
- BLYTH, A. M.; LATHAM, J. An airborne study of vertical structure and microphysical variability within a small cumulus. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 45, p.3944-3964, 1985.
- BOWER, K. N.; CHOULARTON, T. W. The Effects of entrainment on the growth of droplets in continental cumulus clouds. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 114, p. 1411-1434, 1988.
- BRENGUIER, J. L.. Observations of cloud microstructure at the centimeter scale. **J. Appl. Meteorol.**, v. 32, p. 783-793, 1993.
- BRENGUIER, J. L.; GRABOWSKI, W. W. Cumulus entrainment and cloud droplet spectra: A numerical model within a two-dimensional dynamical framework. **J. Atmos. Sci.**, v. 50, p. 120-136, 1993.
- COSTA, A. A et al. Microphysical observations of warm cumulus clouds in Ceará, Brazil, **Atmos. Res.**, v. 54, p.167-199, 2000a.
- COSTA, A. A.; ALMEIDA, G. P.; SAMPAIO, A. J. C., A bin-microphysics cloud with high-order, positive-definitive advection. **Atmos. Res.**, v. 55, p. 225-255, 2000b.
- HILL, T. A.; CHOULARTON, T. W., An airborne study of the microphysical structure of cumulus clouds., **Quart. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 111, p. 517-544, 1985.
- LEE, I. Y.; HANE, G. L. H.; PRUPPACHER R., A numerical determination of the evolution of cloud drop spectra due to condensation on natural aerosol particles. **J. Atmos. Sci.**, v. 37, p. 1839-1853, 1980.
- MASON, B. J.; JONAS, P. The evolution of droplet spectra and large droplets spectra by condensation in cumulus clouds. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 100, p.23-28, 1974.
- OLIVEIRA, C. J., **Um estudo das propriedades microfísicas de pequena escala em nuvens tipo cumulus do Estado do Ceará.** 1998. f.128-135, Tese (Doutorado em Física) Departamento de Física, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza.
- PALUCH, I. R. The entrainment mechanism in Colorado cumuli. **J. Atmos. Sci.**, v. 36, p. 2467-2478, 1979.
- PALUCH, I. R.; KNIGHT, C. A.. Mixing and the evolution of cloud droplet size spectra in a vigorous continental cumulus. **J. Atmos. Sci.**, v. 41, p. 1801-1815, 1984.
- RAGA, G. **Characteristics of cumulus band clouds off the east coast of Hawaii.** 1989. 151f. Dissertation (PhD). Department of Atmospheric Science, University of Washington, Seattle, 1989.
- RODL A. R. The small-scale variability of the cloud droplet spectrum in cumulus clouds. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON CLOUDS AND PRECIPITATION AND ATMOSPHERIC ELECTRICITY. **Proceedings...** 1978. p.88-91.
- SCHEMENAUER, R. S. et al. **Canadian participation in HIPEX 1979:** Report APRB 110 p.34, Atmospheric Environment Service, 1980. 206 p.
- TWOMEY, S. The influence of pollution on the short wave albedo of clouds. **J. Atmos. Sci.**, v. 34, 149-152, 1977a.
- TWOMEY, S. **Atmospheric aerosols.** Elsevier, 1977b. 302 p
- TWOHY, C. H.; HUDSON, J. G. Measurements of clouds condensation Nuclei Spectra within maritime cumulus cloud droplets: implications for mixing processes. **J. Appl. Meteorol.**, v. 34, p.815-833, 1995.
- WARNER, J. The microstructure of cumulus clouds. Part I: General features of the droplet spectrum. **J. Atmos. Sci.**, v. 26, p. 1049-1059, 1969.