



UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DO PARÁ
PRÓ – REITORIA DE PESQUISA, PÓS – GRADUAÇÃO E INOVAÇÃO TECNOLÓGICA
PROGRAMA DE PÓS – GRADUAÇÃO EM RECURSOS NATURAIS DA AMAZÔNIA

ESTUDO DA CAMADA LIMITE NOTURNA NA INTERFACE RIO-FLORESTA

RAPHAEL PABLO TAPAJÓS SILVA

Santarém, Pará

Março de 2012

RAPHAEL PABLO TAPAJÓS SILVA

**ESTUDO DA CAMADA LIMITE NOTURNA NA
INTERFACE RIO-FLORESTA**

ORIENTADOR: Dr. Rodrigo da Silva

Dissertação apresentada à universidade
Federal do Oeste do Pará – UFOPA, como
requisito parcial para obtenção do título de
mestre em Recursos Naturais da Amazônia,
junto ao Programa de Pós – Graduação
Strictu Sensu em Recursos Naturais da
Amazônia.

Área de concentração: Processos de Interação

Biosfera-Atmosfera

Santarém, Pará

Março de 2012

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema Integrado de Gestão da Informação - SIGI/UFOPA
Bibliotecário-Documentalista: Mayco Chaves CRB2/1357

S586e Silva, Raphael Pablo Tapajós
Estudo da camada limite noturna na interface Rio-Floresta / Raphael
Pablo Tapajós Silva. – Santarém, 2012.
50 f.: il.
Inclui bibliografias.

Orientador Rodrigo da Silva.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Oeste do Pará,
Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia. Santarém,
2012.

1. Camada Limite - Meteorologia. 2. Micrometeorologia - Amazônia. 3.
Climatologia. 4. Tapajós, Rio, Bacia (PA). I. Silva, Rodrigo, orient. II. Título.

CDD: 21. ed. 551.55

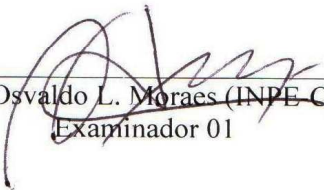
ESTUDO DA CAMADA LIMITE NOTURNA NA INTERFACE RIO-FLORESTA


Esta dissertação foi julgada e adequada para obtenção do Título de Mestre em Recursos Naturais, Área de Concentração: Processos de Interação Biosfera-Atmosfera APROVADA em sua forma final pelo Programa de Pós-Graduação Stricto Sensu em Recursos Naturais da Amazônia - PGRNA, nível mestrado, da Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, em 29 de março de 2012.

Profa. Dra. Rosa Helena Veras Mourão (UFOPA)

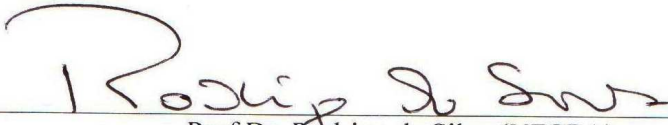
Coordenadora do PGRNA

Apresenta à comissão Examinadora, integrada pelos professores:


Prof. Dr. Osvaldo L. Moraes (INPE-CPTEC)
Examinador 01


Prof. Dra. Maria Cristina Andres Arbage (PRODOC-CAPES-UFOPA)
Examinador 02


Prof. Dra. Cintya Azambuja Martins Khader (UFOPA)
Examinador 03


Prof. Dr. Rodrigo da Silva (UFOPA)
Presidente da Banca - Orientador

Santarém, 29 de Março de 2012

DEDICATÓRIA

As mulheres de minha vida: Minha avó Leonor, minha mãe Dinorá, minha noiva Juliana e minha afilhada Vitória.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar a Deus por abençoar todos os momentos de minha vida.

A minha família que é minha base para tudo.

Ao professor Rodrigo da Silva, pela orientação, ensino e amizade neste e em outros trabalhos desenvolvidos durante os últimos anos.

Ao LBA pelo apoio logístico para a realização da campanha em Jamaraquá.

Ao LaBIA/UFOPA/LBA, por ceder os equipamentos para realizações das sondagens.

Aos meus amigos da Campanha intitulada ABIDUSAN, Wilderclay Machado, Bruno Bota, Diego Ribeiro, Paulo Bentes, Alírio Furtado, pela ajuda e apoio durante a campanha, sem o qual seria impossível realizar as medidas.

Ao Seu Pedro e Dona Conceição, em Jamaraquá, pelo acolhimento e apoio de campo.

Aos meus amigos do eterno Grupo LAPADA, em particular aos Professores Rodrigo da Silva, Troy Beldini, José Mauro, Cintya Martins, Wilderclay Machado, Antônio Figueira, Miércio Jr., Diego Ribeiro e demais integrantes, pela amizade, colaboração, e alegria no ambiente no qual desenvolvi este trabalho.

Aos meus colegas da turma de Mestrado 2010.

A FAPESPA, pela bolsa concedida para incentivo à pesquisa realizada.

Ao CNPq, pelo financiamento da Campanha.

Ao meu Avô Edemil Tapajós, meu irmão Marcelo Tapajós, Fábio Corrêa, meus tios Albino e Eli.

A ciência não é feita com fórmulas,
mas com a imaginação.

RESUMO

TAPAJOS, Raphael. **ESTUDO DA CAMADA LIMITE NOTURNA NA INTERFACE RIO -FLORESTA**. 2012. 50 p. Dissertação de Mestrado em Recursos Naturais da Amazônia. Área de concentração: Processos de Interação Biosfera-Atmosfera. Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA. Santarém, 2012.

O presente estudo ressalta a importância de se estudar a Camada Limite Atmosférica (CLA) na Amazônia, mais especificamente a Camada Limite Noturna (CLN), ressaltando a importância do comportamento da CLA na interface Rio-Floresta. A caracterização, através de sondagens realizadas com balão cativo no lado leste do Rio Tapajós, mostrou que não há grandes variações de noite para noite. Porém, quando dias chuvosos, os valores da Temperatura Potencial diminuem de 0,5 a 1,5°C e aumento na umidade específica de 0,5 a 1,5g/Kg. A altura da CLN, estimada a partir dos perfis de Temperatura Potencial (critério 1) e Temperatura Potencial Virtual (critério 2), apresentam valores bem próximos, variando de 50 metros no início da noite até próximo a 200 metros no início da manhã. As condições de estabilidade estática e dinâmica apresentaram-se de forma similar, com uma camada estável em torno de 150 metros durante a noite. A partir dos dados da estação meteorológica foi possível verificar a variação climática para área de estudo, mostrando que existem diferenças nos valores totais de chuva comparando com os valores para a região vizinha. Observou-se também, que 30% de 281 dias analisados de 2011 apresentam brisa de rio com mais de duas horas de duração e em 50% dos dias a canalização do vento no sentido Norte-Sul devido à topografia da região. Sondagens feitas em horários específicos, que ocorreram brisa do rio, mostraram as diferenças entre as características atmosféricas nos níveis em que os dados são referentes à brisa de rio e brisa de floresta, ressaltando a complexidade em se estudar física da atmosfera na interface rio-floresta.

Palavras-chave: Camada Limite Noturna (CLN), Brisa do Rio Tapajós, Estabilidade, Balão Cativo.

ABSTRACT

TAPAJOS, Raphael. **Study of the Nocturnal Boundary Layer in River-Forest Interface**. 2012. 50 p. Dissertação de Mestrado em Recursos Naturais da Amazônia. Área de concentração: Processos de Interação Biosfera-Atmosfera. Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA. Santarém, 2012.

The present study highlights the importance of studying the atmospheric boundary layer (ABL) in the Amazon, specifically the Nocturnal Boundary Layer (NBL), emphasizing the importance of the behavior of ABL in River-Forest interface. The characterization by means of surveys conducted with tethered balloon on the east side of the Rio Tapajós, showed no significant variations from night to night. However, when rainy, the values of temperature decrease potential from 0.5 to 1.5 ° C increase in the specific humidity from 0.5 to 1.5 g / kg. The height of the NBL, estimated from the Potential Temperature (criterion 1) and Virtual Temperature Potential (criterion 2) profiles, have values very similar, ranging from 50 meters in the evening until around 200 meters early in the morning. The condition of static and dynamic stability was exhibited similarly stable with a layer around 150 meters overnight. From the data of the weather station was possible to verify the change in climate for the study area, showing that there are differences in rainfall totals compared with the values for the around region. It was also observed that 30% of 281 days of 2011 have analyzed the river breeze with more than two hours and days in 50% of the channeling of the wind from north to south due to the topography of the region. Soundings taken at specific times, which occurred river breeze, showed differences between the characteristics of atmospheric levels where data are for the breeze of the river and forest, emphasizing the complexity of studying the physics of the atmosphere in interface forest-river.

Keywords: Nocturnal Boundary Layer (NBL), Tapajós River-Breeze, Stability, Tethered Balloon.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	xi
1 INTRODUÇÃO GERAL.....	1
1.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	2
1.1.1 Aspectos Gerais sobre Camada Limite Atmosférica (CLA).....	2
1.1.1.1 Camada Limite Superficial.....	4
1.1.1.2 Camada Limite Convectiva ou de Mistura (CLC).....	4
1.1.1.3 Camada Limite Noturna ou Estável (CLN).....	5
1.1.2 Camada Limite na Amazônia.....	6
1.1.3 Camada Limite Noturna na Amazônia.....	8
1.1.4 Influência de Rios na Camada Limite.....	10
1.1.5 Variáveis de estado da Camada Limite Atmosférica.....	13
1.1.6 Altura da Camada Limite Noturna.....	15
1.1.7 Estabilidade na Camada Limite Noturna.....	17
2 OBJETIVOS.....	19
2.1 OBJETIVO GERAL.....	19
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	19
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	20
3.1 ÁREA DE ESTUDO.....	20
3.2 ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DE JAMARAQUÁ.....	21
3.3 SISTEMA DE SONDAGEM E AQUISIÇÃO DE DADOS.....	22
3.4 BRISA DO RIO TAPAJÓS E A CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA.....	23
3.5 DETERMINAÇÃO DA ALTURA DA CAMADA LIMITE NOTURNA.....	25
3.6 ESTABILIDADE NA CAMADA LIMITE NOTURNA.....	25
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	27
4.1 CLIMATOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	27
4.2 EXPERIMENTO COM BALÃO CATIVO.....	29
4.2.1 Condições Climáticas durante a campanha.....	29
4.2.2 Caracterização da Camada Limite Noturna.....	30
4.2.3 Altura da Camada Limite Noturna.....	36
4.2.4 Estabilidade na Camada Limite Noturna.....	38
4.3 BRISA DO RIO TAPAJÓS E A CLA.....	39

4.3.1	Dados da Torre Meteorológica.....	39
4.3.2	Dados do Balão Cativo.....	42
4.4	TAXA DE RESFRIAMENTO DA CLN.....	44
5	CONCLUSÕES.....	45
6	AGRADECIMENTOS.....	46
7	REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	47

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Corte vertical mostrando a Terra e a troposfera.....	3
Figura 2. Variação ao longo do dia da Camada Limite Atmosférica.....	3
Figura 3. Esquema da circulação e entranhamento da massa de ar através do topo de inversão na Camada Limite Convectiva.....	4
Figura 4. Esquema da Camada Limite Noturna.....	5
Figura 5. Evolução horária da Camada Limite na Bacia Amazônica.....	7
Figura 6. Imagens do satélite GOES-8 do mês de julho de 2001.....	12
Figura 7. Vários métodos para estimar a altura da Camada Limite Noturna.....	17
Figura 8. Localização da área do estudo.....	20
Figura 9. Aquisição de Dados e Torre Meteorológica de Jamaraquá.....	21
Figura 10. Balão Cativo e sonda AIR.....	23
Figura 11. Área de estudo e Caracterização da direção do vento.....	24
Figura 12. Climatologia da área de estudo.....	28
Figura 13. Condições climáticas durante a campanha.....	30
Figura 14. Características médias da CLN durante a campanha.....	32
Figura 15. Características CLN para um dia sem chuva.....	33
Figura 16. Características da CLN depois de um dia chuvoso.....	34
Figura 17. Estimativa da Altura da CLN.....	37
Figura 18. Condições de Estabilidade da CLN.....	38
Figura 19. Horário e dias em que ocorre a brisa do rio Tapajós.....	40
Figura 20. Velocidade e Direção do vento durante a campanha.....	41
Figura 21. Sondagens com e sem brisa do rio, caso 1.....	42
Figura 22. Sondagens com e sem brisa do rio, caso 2.....	43
Figura 23. Taxa de resfriamento médio durante o período da campanha.....	44

1 INTRODUÇÃO

A vasta extensão territorial Amazônica e sua grande biodiversidade implicam em complexos ciclos ecológicos, biogeoquímicos e hidrológicos, que interagem de maneira contínua e em diferentes escalas, entre si e com a atmosfera. Devido essas interações, e sua posição no Tropicó Uímido, a região Amazônica apresenta um potencial considerável para afetar os balanços globais de energia e massa, podendo, futuramente, causar impactos ambientais e climáticos importantes em diferentes escalas (Santos, 2005; Malhi et al., 2008).

Hoje uma das formas de se estudar a interação superfície - atmosfera é através do entendimento funcional da Camada Limite Atmosférica (CLA), que é a região da baixa atmosfera onde ocorrem os fluxos verticais de momentum, energia e massa resultante da interação com a superfície. Com o avanço das técnicas micrometeorológicas, já se conhece muito sobre o funcionamento da CLA em condições de turbulência, porém em condições de estabilidade, em que há dificuldades de se medir as trocas de massa e energia, são necessários estudos sobre a estrutura e funções da Camada Limite Estável ou Noturna (CLN). Vários trabalhos sobre CLN apresentam a variabilidade do funcionamento, profundidade e estrutura da CLN em diferentes localidades na Amazônia (Fish et al., 2004, Santos, 2005 e Acevedo et al., 2008)

Para Santos (2005) existe uma preocupação crescente em se estudar as características da CLA e, mais especificamente da CLN. Seus fenômenos são comprovadamente essenciais para entender as complexas interações que ocorrem entre a superfície e a atmosfera. Desta maneira, tem levado a comunidade científica a coletar informações, na sua maioria por meio de experimentos de campo, em varias partes da Amazônia e sob as mais diversas condições ambientais.

De fato, a Amazônia apresenta uma grande diversidade de ambientes, tanto na variação dos tipos de florestas, cerrado, campos agrícolas, pastagens, áreas degradadas em geral, além de áreas próximas a grandes rios. Vale ressaltar que esta última, tem aspectos peculiares devido a grande mudança nas condições de capacidade térmica criando um ciclo de brisas de rio em áreas perto de rios e processos convectivos noturnos ainda não compreendidos muito bem como mostrado por Oliveira e Fitzjarrald (1993), Silva Dias et al.(2005) e Fitzjarrald et al (2006).

Mais especificamente na região leste da Amazônia, um aspecto interessante é abordado por Lu et al. (2004) e Silva Dias e al. (2005), a confluência de dois grandes rios, Rio Amazonas e Tapajós. Mais ao sul, na interface Rio-Floresta, aspectos característicos como a circulação atmosférica atípica devido à topografia local, levam formação de nuvens no lado leste do rio Tapajós e influencia na variabilidade espacial de chuva, tornam este cenário interessante, no sentido de entender as condições atmosféricas e caracterização da estrutura da CLN nessa interface.

Dessa forma, o trabalho realizado busca o melhor entendimento das condições atmosféricas da CLN na Interface Rio-Floresta. Assim, esta dissertação é dividida em: **Revisão da Bibliográfica:** Englobando aspectos gerais e conceitos sobre CLA à características da CLN na Amazônia. **Objetivos:** Gerais e específicos. **Materiais e Métodos:** Descrevendo área de estudo e metodologia de coleta e análise dos dados. **Resultados e Discussão:** Apresenta os principais resultados da pesquisa e discussão englobando os conceitos e explicações referentes ao assunto; e por fim as **Conclusões:** Enumerando as conclusões sobre a pesquisa.

1.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

1.1.1 Aspectos Gerais sobre Camada Limite Atmosférica (CLA)

Uma das formas de estudar a interação Superfície-Atmosfera é através da Camada Limite Atmosférica (CLA). Segundo Acevedo (2003), a CLA é definida como a porção inferior da atmosfera, mais precisamente na troposfera (parte mais rasa da atmosfera onde se concentram a maior parte dos gases e os fenômenos meteorológicos), em que os efeitos da presença da superfície são sentidos diretamente e com mais intensidade. Esses efeitos são de caráter dinâmico, aqueles causados pelo atrito do vento exercido pela superfície, e térmicos, decorrentes do aquecimento da superfície devido à radiação solar. Balanceando esses dois parâmetros, e levando em consideração os aspectos locais e temporais é possível determinar a espessura da CLA, que varia de alguns quilômetros em condições de alta convectividade, até centenas de metros, condição de alta estabilidade (Holton, 2004; Wallace e Hobbs, 2006), como mostrado na Figura 7:

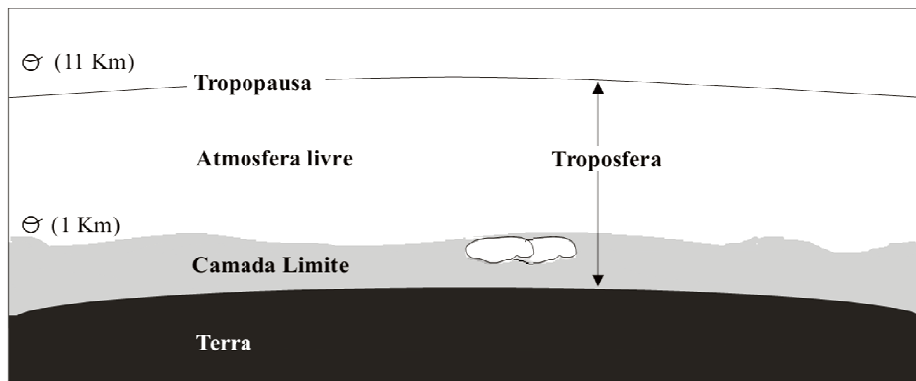


Figura 7. Corte vertical mostrando a Terra e a troposfera (Stull,1988).

A espessura da Camada Limite é influenciada por características como cobertura superficial, cobertura de nuvens, sazonalidade, radiação solar e outros que são peculiares para cada região, que gera os chamados movimentos turbulentos fazendo que haja trocas de energia, momentum e vapor d'água. Assim, de maneira geral, a CLA depende diretamente da energia solar incidente na superfície, pois esta responde diretamente ao aquecimento e resfriamento, apresentando variação diária característica e crescimento contínuo durante o dia, atingindo máximos durante o início da tarde e chegando a apenas alguns metros durante a noite (Stull, 1988).

Essa transferência de calor que ocorre da superfície para atmosfera mais fria ocasiona movimentos em escalas espaciais que podem chegar até 2 quilômetros. Porém, durante a noite, como a terra resfria mais rapidamente que a atmosfera, existe uma troca de calor no sentido inverso, da atmosfera para a terra, e isso tende a diminuir a escala espacial dos movimentos atmosféricos que ficam limitados a algumas centenas de metros (Stull, 1988). Dessa maneira, levando em consideração os aspectos gerais e o ciclo diurno da CLA é possível classificá-la em: Camada Limite Superficial, Camada Limite Convectiva ou de Mistura e Camada Limite Noturna ou Estável (Figura 8)

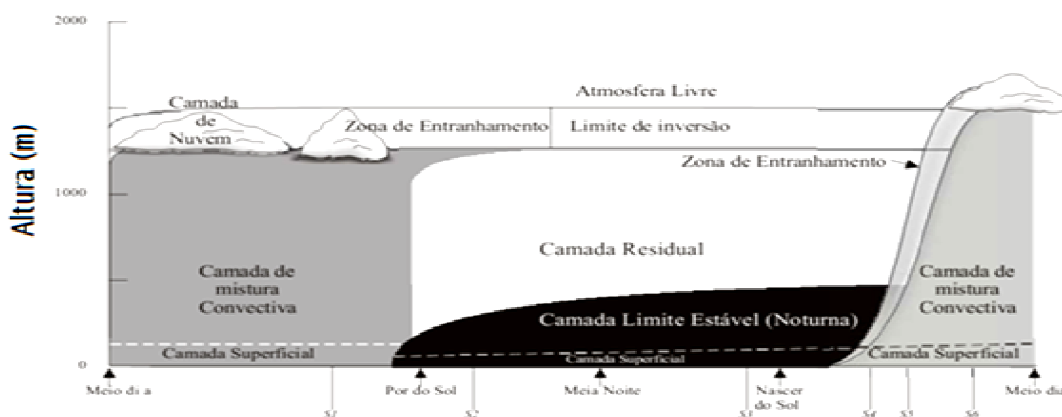


Figura 8.

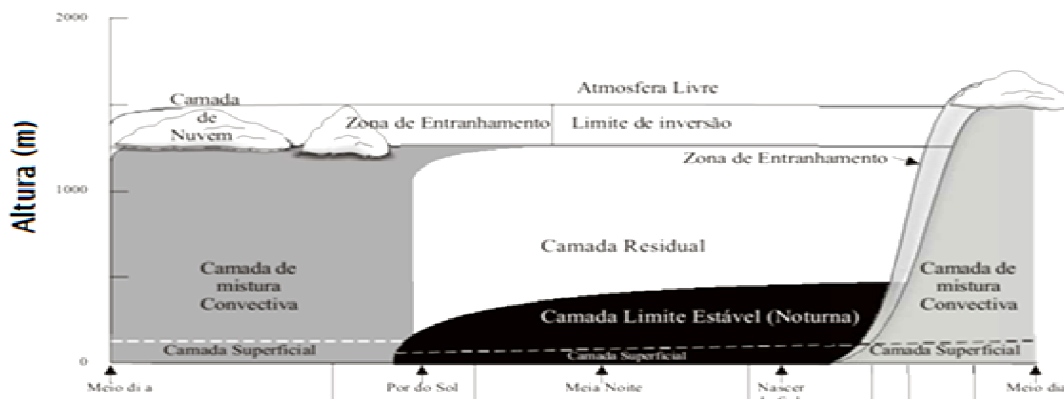


Figura 8. Variação ao longo do dia da Camada Limite Atmosférica (adaptado de Stull,1988).

1.1.1.1 Camada Limite Superficial

É a Camada que ocorre em todas as fases da evolução da CLA e atinge a espessura de aproximadamente 10% de magnitude total da CLA. Nesta camada os fluxos turbulentos são aproximadamente constantes com a altura e não sentem fortemente os efeitos da rotação da terra. Nesta camada, a estrutura do vento é determinada primariamente pelo cisalhamento superficial e o gradiente vertical da temperatura (Silva, 2000).

Devido a essas características, os fenômenos que ocorrem nessa camada são estudados experimentalmente por meio de torres micrometeorológicas. Através desses estudos foi possível desenvolver técnicas e teorias, como a Teoria de Similaridade de Monin- Obukhov, que são ferramentas muito importantes para caracterização do movimento turbulento, suas funções dentro da CLA, aspectos dinâmicos e termodinâmicos (Martins, 2008).

1.1.1.2 Camada Limite Convectiva ou de Mistura (CLC ou CLM)

Com o amanhecer os raios solares aquecem a superfície que por sua vez aquecem o ar, formando uma camada convectiva próximo à superfície. Essa camada evolui no decorrer do dia e atinge alturas entre 1-2 Km de altura, como mostrado na Figura 9. Dentro desta camada a transmissão de calor, originada pelo aquecimento solar, é feita através de pequenas plumas de calor que juntas formam as termas, estas espalham a energia por toda a camada até o topo da inversão, ocasionando o fenômeno da turbulência (Kaimal e Finnigan, 1994), que por sua vez é caracterizada pelo fluxo de calor turbulento positivo (Silva, 2000).

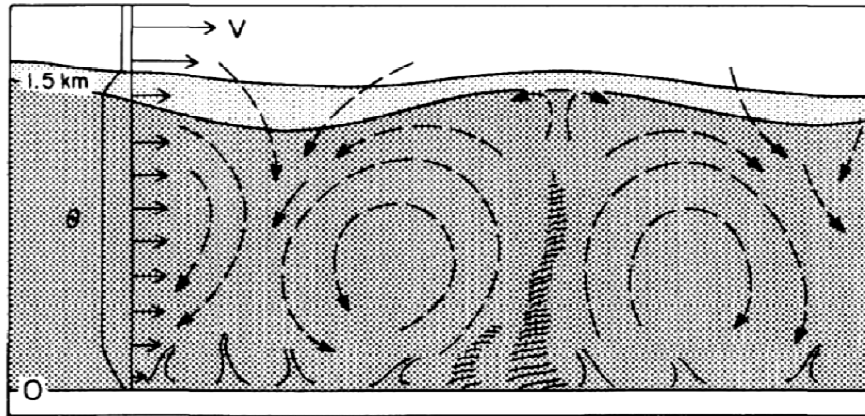


Figura 9. Esquema da circulação e entranhamento da massa de ar através do topo de inversão na Camada Limite Convectiva. Detalhe à esquerda é a temperatura potencial (θ) (Kaimal e Finnigan, 1994).

Segundo Silva (2000), apesar da convecção térmica ser o principal mecanismo para a geração da turbulência, existe o cisalhamento do vento no topo da camada, devido à força de Coriolis, a turbulência que resulta destes dois processos tende a homogeneizar rapidamente os campos de energia, momentum, calor e contaminantes.

1.1.1.3. Camada Limite Noturna ou Estável (CLN)

Quando o sol começa a se pôr, o topo da inversão fica desuniforme, ficando esta incompleta e transformando-se em diversas pequenas camadas de inversão. Nesse momento existe um colapso nos movimentos turbulentos, como as termas perdem sua fonte de calor oriunda do aquecimento da superfície, se resfriam rapidamente dissipando calor para o espaço. A inversão que inicia sua formação na superfície crescendo continuamente para uma profundidade de 100-200 metros, podendo atingir no máximo 500 metros (STULL, 1988) por volta de meia-noite (Figura 10). Uma camada superficial rasa (cerca de 10%) estável pode ser verificada aqui, onde o fluxo permanece sensível na parte inferior desta camada. O fluxo dentro da CLN é caracterizado pelo forte cisalhamento do vento, vórtices pequenos, e atividade ocasional de ondas gravitacionais (Kaimal e Finnigan, 1994).

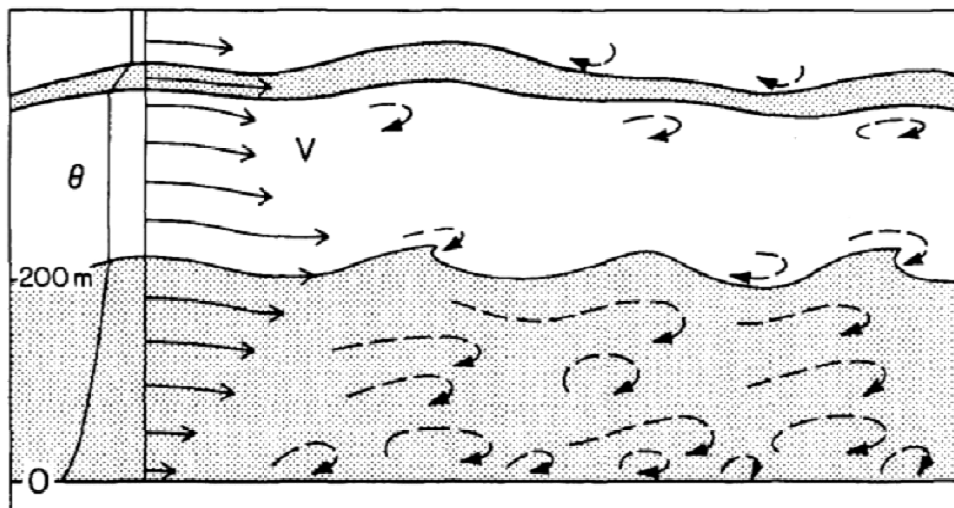


Figura 10. Esquema da Camada Limite Noturna mostrando a estrutura dos turbilhões e a camada de inversão. Detalhe a esquerda é a temperatura potencial (θ) (Kaimal e Finnigan, 1994).

Como existe essa estagnação no fornecimento de energia (radiação), há a formação de outra camada logo acima da CLN, chamada de Camada Residual (Figura 8), resultado da CLC que se formou durante o dia. Esta camada possui as mesmas características das variáveis médias de estado e de concentração, como na camada convectiva, porém com menos turbulência, de forma que é considerada neutra (Stull, 1988).

Para Kaimal e Finnigan (1994), camadas de inversão estratificada podem aparecer e desaparecer acima da CLN. Os ventos máximos (ou jato de baixo nível) podem desenvolver-se dentro da inversão ou acima disto. Mas, jatos que formam em resposta as oscilações inerciais induzidas pela rotação da Terra desenvolvem-se consideravelmente acima da superfície de inversão e tornam-se descendente com a evolução do período noturno. Os perfis de vento e temperatura continuam a evoluir durante noite e até pequenas inclinações em terreno favorecem a drenagem de massa.

Silva (2000) e Santos (2005) ressaltam a dificuldade em se estudar a física da CLN deve-se a sua estabilidade e diz que muito do que se sabe sobre esta camada está relacionado aos dias em que existe turbulência contínua no espaço e tempo. Esta turbulência é produzida pelo cisalhamento do vento e destruída pelo empuxo negativo e pela dissipação viscosa, para esta situação é, de certa forma, mais fácil se mensurar a altura da CLN.

1.1.2. Camada Limite na Amazônia

comparada aos aproximadamente 1100 m na floresta. Durante a estação chuvosa a altura de CLC fica em torno de 1000 m para floresta e pastagem, com temperatura e umidade do ar semelhantes para as duas áreas.

Comparando o crescimento da CLC durante as estações seca e chuvosa nos dois sítios, na pastagem a altura de CLC sempre é mais alta do que na floresta, porém na estação seca as diferenças aumentam e ficam entre 300 e 600 metros (Fisch et al., 2004). Isto é devido à partição de energia de superfície, visto que o fluxo de calor sensível é duas vezes maior na pastagem (seca), fenômeno causado pelo baixo nível de evapotranspiração, significando que mais energia retornará a atmosfera mais baixa na forma de calor sensível em vez de fluxo de calor latente.

Betts et al. (2009) apresentam a discussão do ciclo diurno de temperatura, umidade, nível de condensação, temperatura potencial equivalente, fluxo superficial e regimes de nuvens do leste para o oeste na pastagem em Rondônia em 1999 no período chuvoso. Eles observaram que o decréscimo de radiação e do fluxo de calor latente e sensível são decorrentes do regime de ventos do oeste, com mais formação de nuvens e alta razão de mistura de vapor d'água. Existe uma estável transição para condições de neblina e baixos fluxos superficiais, o mesmo estudo mostra que durante o dia a razão de Bowen para a pastagem foi de 0.4 e que cai levemente com o progresso do período chuvoso. Tipicamente, pela tarde, os ventos fortes carregando vapor d'água originam chuvas convectivas que modificam as características termodinâmicas da CLC.

Essas chuvas fazem com que haja um decréscimo na temperatura potencial equivalente é de aproximadamente de 10 K e é similar para ambos regimes, mas a CLC resfria por eventos convectivos individuais durante os regimes de vento oeste por causa da subcamada de nuvens que está na camada superficial, onde eventos de chuva são fracos, porém frequentes. Essa modificação na camada limite por meio de chuvas convectivas é particularmente similar ao que foi visto com os regimes de convecção de umidade nos trópicos (Betts et al., 1976 apud Betts et al., 2009).

1.1.3 Camada Limite Noturna na Amazônia

A CLN na Amazônia é um grande desafio de estudo. Devido à falta de turbulência, técnicas como Eddy Covariance (EC) tornam-se limitadas para estimar os

fluxos de massa e de energia durante o período noturno. Acevedo e Fitzjarrald (2001) ressaltam que em noites sem nuvens, sem eventos peculiares, com resfriamento radiativo da superfície as taxas de resfriamento observadas nas primeiras 1 ou 2 horas depois de pôr do sol são muitas vezes maiores do que são subsequentemente até amanhecer. Estas variações incluem altos decréscimos na temperatura, aumentos na umidade específica, e diminuição abrupta da velocidade do vento, consequências causadas pela diminuição da atividade turbulenta.

Um dos métodos mais usados para estudar a estrutura da CLN é através de radiossondas ou sondagens realizadas com Balão cativo, a partir das medidas de perfis bastante usados na análise da CLN. Apenas alguns estudos sobre CLN na Amazônia apresentam resultados sobre sua estrutura (temperatura potencial, umidade específica e velocidade do vento), altura de acumulação de CO₂, além de explicar eventos sinóticos, como jatos de baixo nível (Acevedo et al., 2008, Acevedo et al., 2004 e Santos, 2005).

Santos (2005) apresenta estudos realizados nos anos de 1994 e 1999, no estado de Rondônia em sítios de floresta, pastagem e em um sítio de transição entre floresta e pastagem, nas estações seca e chuvosa. Estes estudos mostraram que a estrutura da CLN Amazônica é melhor caracterizada na estação seca, pois os fatores de meso escala não influenciam na estrutura e os efeitos locais são predominantes. Ao contrario, durante a estação chuvosa, torna-se constante a interação dos efeitos de grande e meso escala com efeitos locais, alterando os padrões de comportamento da CLN.

No período chuvoso, Santos (2005) mostrou que não existem grandes diferenças na a profundidade da CLN em medidas feitas em sítios de transição, floresta e pastagem. Na floresta a altura mínima foi de 90 ± 26 metros (17 horas) e máximas de 282 ± 68 metros (22 horas) e 278 ± 73 metros (06 horas), na pastagem a altura mínima (156 ± 56 m) foi registrada às 06 horas e máxima (264 ± 38 m) às 22 horas. Ainda para o período chuvoso, no sítio de transição a altura mínima foi de 160 ± 71 metros (17 horas) e máxima de 296 ± 77 metros (6 horas).

Já no período seco, a altura mínima na floresta foi de 180 ± 21 metros (18 horas) e na pastagem 110 ± 48 (19 horas). As alturas máximas atingidas pela CLN, às 5 horas, foram 30% maior na floresta (420 ± 84 m) que na pastagem (320 ± 46 m) (Santos, 2005), isso se deve ao fato da inversão no fluxo de calor sensível, e ao crescimento da altura da

CLN na floresta ser uma hora mais cedo do que na pastagem em Rondônia (Betts et al., 2009). Vale ressaltar que no período seco, para o sítio de transição, não houve medidas.

Nos estudos apresentados por Acevedo et al. (2004 e 2008) e Silva (2006) realizados no Oeste do Pará nos sítios experimentais do LBA (Programa de Grande Escala Biosfera Atmosfera), em 2003 na floresta, Km 83 da BR 163, e em 2001 e 2003 no campo agrícola, Km 77 da BR 163, mostraram resultados com comportamentos semelhantes e valores diferentes aos de Santos (2005). No sítio agrícola alturas variaram em torno de 30 metros no início da noite chegando até 100 metros às 5 horas para a primeira campanha em 2001 (campo com plantio de soja), e de 50 a 80 metros na segunda campanha em 2003 (solo arado em descanso). Isso pode ocorrer devido à divergência na interface entre o nevoeiro e o ar limpo causado pela forte inversão na temperatura de inversão (Betts et al., 2009). Além disso, Silva (2006) apresenta resultados para as sondagens feitas no sítio de floresta para o período seco (novembro de 2003), onde a altura da CLN variou pouco ao redor de 100 metros.

1.1.4 Influência de Rios na Camada Limite

Como a estrutura da CLA é definida pelas características da superfície que se estuda, e na Amazônia onde há predominância de grandes rios e lagos, deve-se levar em consideração o contraste apresentado pelas diferenças de capacidade térmica entre esses corpos d'água e a superfície que o rodeia. Em estudo pioneiro realizado por Oliveira e Fitzjarrald (1993), que investigaram a influência da brisa dos rios Negro e Amazonas em medidas feitas nas campanhas do “*Amazonian Boundary Layer Experiments*” (ABLE - 1985 e 1987) próximo à Manaus mostraram que existem forçantes térmicos induzindo no comportamento climático e influenciando as condições da atmosfera local.

Oliveira e Fitzjarrald (1993) mostram que existe uma circulação de baixo nível na atmosfera, causada pelo contraste térmico entre o Rio e a floresta. A circulação observada tem um ciclo diurno com fluxo de nordeste (em direção ao rio) durante a noite e ao amanhecer, e fluxo de sudoeste (vindo do rio) durante a tarde e anoitecer. De acordo com as análises e medidas feitas, as diferenças de temperatura entre rio e floresta podem variar de 3 graus (durante o dia) a 6 graus (durante a noite), além do que as médias horárias dos valores de pressão e temperatura indicam um ciclo diurno de gradiente horizontal de pressão com área de alta pressão na parte sudoeste no período da

tarde (1300 as 1700 LT, 0.5 mb/100km). Apesar da magnitude do gradiente de pressão decrescer durante o período noturno, verifica-se a existência de uma alta pressão na parte nordeste durante a noite (2200 as 0300 LT, 0.1-0.2 mb/100km).

Na região de Santarém, na confluência dos Rios Tapajós e Amazonas, estudos de Silva Dias et al. (2004) e Lu et al. (2005) utilizando dados do projeto “*Circulation in Santarém*” (CIRSAN/LBA), o qual foi uma campanha realizada no período seco no ano de 2001. Os estudos apresentam medidas de sondagens feitas com radiossondas e dados adquiridos através de torres meteorológicas instaladas na região. Silva Dias et al. (2004), a partir de uma simulação numérica de alta resolução (“*Regional Atmospheric Modelling System*” - RAMS), mostraram durante os episódios de ventos alísios fracos a brisa do Rio Tapajós que realmente induz um fluxo oeste para a margem leste. Em média, a componente meridional indica circulação do sul (brisa terrestre) apenas no início da noite (19-24 LT). Na maior parte do dia, a leve combinação do vento de nordeste e a brisa de rio mantém o vento de terra.

De acordo com Silva Dias et al. (2004), durante a noite a inversão localiza-se entre 400 e 500m. Isto é consistente com o LCL (Lifting Condensation Level) do ar e outras medidas observadas. No meio do dia, o LCL alcança mais ou menos 1100m, comparável a base de uma nuvem convectiva medida em terra, levemente mais baixa que a base da inversão típica observada no perfil de radiossonda em Belterra. Os autores ainda ressaltam a propagação da frente de brisa do rio no lado leste do Tapajós e a formação da brisa terrestre de noite com convergência no centro do rio. Experiências com a temperatura da água de rio indicam que o Tapajós, com maior temperatura que o rio Amazonas, induz uma circulação de brisa mais fraca durante o dia e mais forte do que o Amazonas durante a noite.

Observações feitas por Lu et al. (2005) indicam a existência de uma linha de convergência estreita formada ao longo do banco leste do Rio Tapajós, sendo que a orientação dessas linhas guiam perpendicularmente contra os ventos alísios. Isso faz com que os autores salientem a influência da topografia regional nas rajadas de vento, pois a elevação (cerca de 200 m) à margem oeste do rio Tapajós atua como uma barreira física aos ventos de superfície, resultando em um vento cisalhado na direção norte-sul. A justaposição formada dos rios Amazonas e Tapajós e o contraste de rugosidade superficial entre a floresta e os rios de grande porte, tendem a facilitar a mudança de

direção dos ventos de níveis mais baixos desde o Amazonas até o Tapajós. O fluxo norte, canalizado ao longo do Rio Tapajós, produz uma convergência com o direcional leste, a linha resultante dessa convergência produz movimento ascendente alcançando entre 1,5 e 2 km de elevação, sendo estes forçantes mecânicos na subida de nuvens *cumulus* e aumento, às vezes, da precipitação.

Dessa forma, Silva Dias et al. (2004) salienta que lado do leste do Rio de Tapajós é realmente um lugar favorável para a ocorrência de nuvens *cumulus* por efeito da brisa de rio e topografia, como mostrado por imagens de satélite como mostrado na Figura 12:

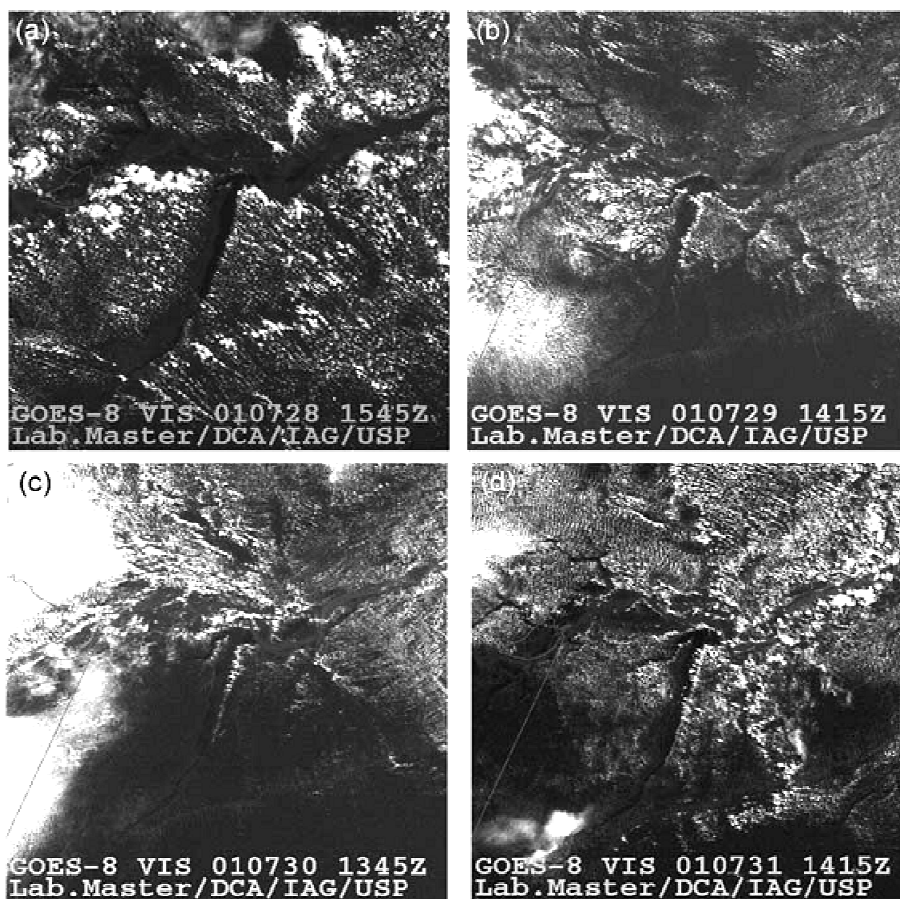


Figura 12. Imagens do satélite GOES-8 do mês de julho de 2001 nos dias (a) 28 às 1545 UTC, (b) 29, 1415 UTC, (c) 30, 1345 UTC e (d) 31, 1415 UTC (Silva Dias et al., 2004).

Estas imagens indicam que o efeito da brisa de rio entrando na margem leste do Rio Tapajós é visto como uma linha de cúmulos. Desta forma a nebulosidade e chuva vistas acima do banco leste e supressão da nebulosidade e chuva acima do banco oeste sugerem que diferenças horizontais de mesoescala na climatologia podem impedir a

habilidade de generalizar o fluxo do Tapajós e de ecossistemas locais para uma região maior e para Bacia Amazônica como um todo (Silva Dias et al., 2004).

Os resultados acima mostram a grande complexidade de se estudar a CLN na Amazônia, sua variabilidade espacial e temporal. Dessa forma, e ainda com posse de poucos dados, ainda não é possível estabelecer um padrão para o comportamento da CLN Amazônica, sendo necessários estudos mais detalhados sobre o fenômeno que é de grande importância para o entender o funcionamento da interação noturna nos aspectos superfície-atmosfera.

1.1.5 Variáveis de estado da Camada Limite Atmosférica

Para fazer uma correlação entre as características da CLA é preciso conhecer algumas variáveis de estado que dão um melhor entendimento sobre a termodinâmica da CLA. Essas variáveis estão diretamente relacionadas entre si por meio das leis termodinâmicas, na maioria das vezes relacionadas através de equações. Partindo da equação fundamental de estado para um gás ideal tem-se:

$$p = R\rho T, \quad (1)$$

onde, p é a pressão atmosférica (mbar), T a temperatura do ar (K), ρ a densidade do ar (kg.m^{-3}) e a $R = 287,04 \text{ J.K}^{-1}.\text{kg}^{-1}$ é a constante específica dos gases. Com a atmosfera em equilíbrio pode-se considerar a seguinte equação:

$$dp/dz = -\rho g, \quad (2)$$

onde $g = 9,8 \text{ m.s}^{-2}$ é a aceleração gravitacional. Se aplicarmos a primeira lei da termodinâmica a uma parcela de ar, temos que o acréscimo de energia interna na parcela (dU) é resultado da soma dos acréscimos externos à parcela (dH) com trabalho realizado (dW) sobre a parcela:

$$dU = dH + dW \quad (3)$$

Considerando que em um processo a pressão constante, $dU = c_p dT$ (onde $c_p = 1005 \text{ J.K}^{-1}.\text{Kg}^{-1}$ é o calor específico constante) e também a equação do equilíbrio hidrostático (2), obtem-se:

$$dH = c_p dT - dp/\rho \quad (4)$$

Em um processo adiabático, ou seja, em que não há trocas de calor entre a parcela de ar e o meio onde esta se encontra ($dH=0$), a equação (4) fica da seguinte forma:

$$\left(\frac{dT}{dz}\right) = -\frac{g}{c_p} \quad (5)$$

A equação acima mostra que a temperatura decresce a uma taxa constante (na camada inferior da atmosfera), chamada de taxa de resfriamento adiabático, ou simplesmente taxa adiabática, representado por Γ que vale aproximadamente $9,8 \text{ K.km}^{-1}$. Ainda se integramos a equação 4 considerando $dH=0$, temos:

$$c_p dT = dp/\rho, \quad (6)$$

utilizando a equação (1) dos gases ideais obtém-se:

$$T = T_0 (p/p_0)^{R/c_p}, \quad (7)$$

onde T_0 é a temperatura de referência, que corresponde a p_0 e onde $R/c_p \approx 0,286$ é constante. A partir disso, podemos definir a Temperatura Potencial (θ), que é a temperatura que uma parcela de ar teria se fosse trazida adiabaticamente até o nível de referência p , que pode ser considerada 1000 mb a nível do mar:

$$\theta = T (1000/p)^{0,286} \quad (8)$$

Em uma camada adiabática da atmosfera, a temperatura potencial não varia com a altura. Dessa forma, podemos relacionar os gradientes de temperatura e de temperatura potencial:

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right) \approx \frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \quad (9)$$

Vale ressaltar que a equação acima apresenta uma aproximação, o que é bastante razoável visto que as diferenças entre θ e T não chegam a 10%.

As equações descritas até aqui caracterizam a atmosfera em termos de temperatura e pressão, porém existe certa quantidade de água presente na atmosfera que deve ser levada em consideração como condição da atmosfera também. A partir disso, inserimos o conceito de umidade específica (q), que é a massa de água contida em determinada massa de ar úmido (gramas de água por quilograma de ar), diferentemente de razão de mistura (r) que é a massa de água contida em determinada massa de ar seco (gramas de água por quilograma de ar seco).

Em termos de temperatura e umidade temos a seguinte equação:

$$T_v = T(1 + 0,61.r), \quad (10)$$

onde T_v é a temperatura virtual é a temperatura que o ar seco deveria ter para ter a mesma densidade que o ar úmido, com a mesma pressão. Como ar úmido é menos denso que o ar seco; portanto, a temperatura virtual é sempre maior que a temperatura real.

Considerando o deslocamento adiabático da parcela de ar úmida, temos:

$$\theta_v = T_v(1000/p)^{0,286} \quad (11)$$

ou

$$\theta_v = \theta(1 + 0,61.r) \quad (12)$$

Por fim, as mesmas relações para θ valem para θ_v , ou seja:

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial z} = \frac{\theta_v}{T_v} \left(\frac{\partial T_v}{\partial z} + \Gamma \right) \approx \frac{\partial T_v}{\partial z} + \Gamma \quad (13)$$

1.1.6 Altura da Camada Limite Noturna

Determinar a altura da CLN é mais difícil do que a CLC, visto que durante o dia o processo de mistura é intenso e a detecção da camada de inversão, que é o topo da CLC, fica mais fácil de verificar a partir de perfis de Temperatura Potencial (θ - TP) e Temperatura Potencial Virtual (θ_v - TPV), além das características do vento.

Ainda não existe um consenso de como determinar a altura da CLN, porém, de modo geral Stull (1988) definiu alguns critérios como padrão:

$\partial\bar{\theta}/\partial z = 0$: Topo da CLN, a altura onde o gradiente é adiabático;

$\partial\bar{T}/\partial z = 0$: Topo da inversão, a altura onde o gradiente é isotérmico;

EC = 0; limite onde a Energia Cinética nula, topo da camada turbulenta, ou onde a camada de mistura existe;

h_u = Altura onde ocorre a velocidade máxima dos jatos de baixo nível;

Direção do Vento = Geostrófico: altura em que inicia a atmosfera livre, onde os ventos são geostróficos (Ventos de Leste, padrão para a região).

Os estudos de André e Mahrt (1982) para encontrar altura da CLN foi através da Camada de Inversão (CI), com de análises do perfil vertical de TPV a fim de investigar a importância conjunta das trocas radiativas e turbulentas na evolução da CLN. Deve-se lembrar que a CI forma-se em noites claras sobre o continente, sendo caracterizada como uma camada estratificada suavemente, próxima à superfície. De acordo com André e Mahrt (1982), a CLN turbulenta ocupa a porção mais baixa da CI e os três principais processos responsáveis pelo desenvolvimento da CI:

- A turbulência gerada pelo cisalhamento do vento que impõe uma inversão no fluxo de calor pelo resfriamento da superfície;
- O resfriamento radiativo em condições de céu claro por meio de emissões de vapor d'água, dióxido de carbono, ozônio e aerossóis e cujo efeito pode estratificar o ar próximo à superfície;
- A advecção horizontal, particularmente em terrenos em declives, que pode modificar a profundidade local da CI;

CI é geralmente definida como a altura até onde o resfriamento é significativo (h_θ) ou como a profundidade da camada estável (h_i) (André e Mahrt, 1982). A altura de inversão h_i é aquela em que o gradiente vertical de temperatura ($\partial T/\partial z$) se anula

(Yu,1978). Porém, André e Mahrt (1982), modificaram essa definição de Yu (1978) para incluir a camada mais espessa adjacente à superfície onde o gradiente de temperatura potencial ($\partial\theta/\partial z$) excedem valores de $3,5 \cdot 10^{-3}$ Kelvin/metro. De fato, como questionado por André e Mahrt (1982), as diversas definições sobre a altura da CI podem aparecer arbitrárias, sendo que a estratificação térmica, às vezes, pode ser vista por toda a troposfera e uma advecção diferencial de calor pode levar a uma altura bem maior do que o padrão. Andre e Mahrt (1982) ainda verificaram a altura de inversão superficial (h_s), que foi em média 50% maior que h_i estimada por Yu (1978), h_u como a altura onde a velocidade do vento é máxima e h_R altura onde a turbulência inicia. Dessa maneira, de acordo com cada metodologia obtém-se valores distintos para a altura da CI como mostrado na figura abaixo:

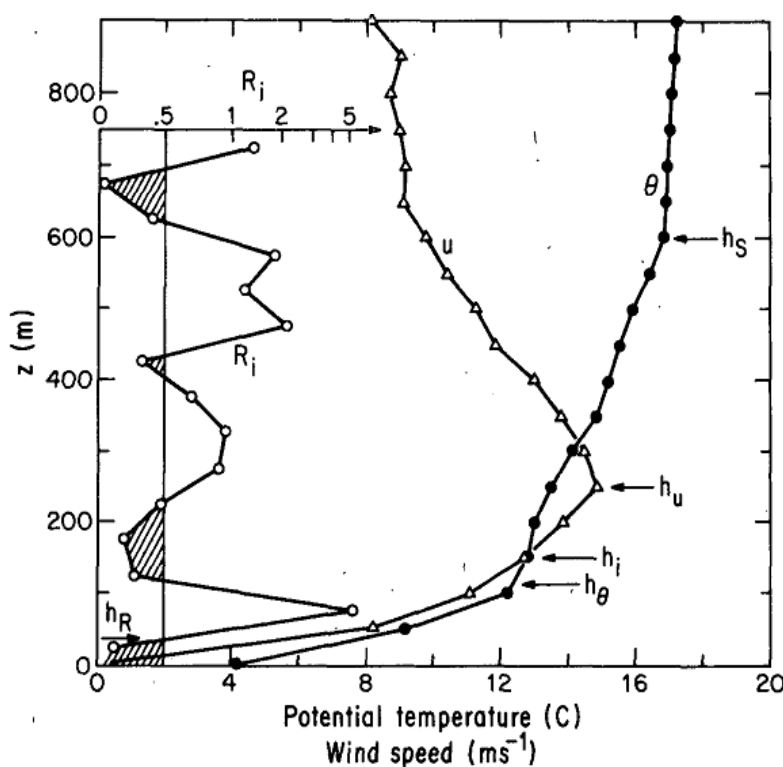


Figura 7. Métodos para estimar a altura da Camada Limite Noturna através da temperatura potencial, velocidade do vento e número de Richardson (R_i) (apud André e Mahrt,1982).

1.1.7 Estabilidade na Camada Limite Noturna

De maneira geral a estabilidade pode ser interpretada como a resistência da atmosfera em movimentar-se, no caso em que a mesma está em repouso, estabilidade estática, ou resistência que a atmosfera oferece aos movimentos nela existentes, estabilidade dinâmica.

De acordo com Arya (1999) uma das formas de se classificar a estabilidade estática é usando o gradiente da temperatura potencial virtual como mostra a tabela 1 abaixo:

Tabela 1. Classificação da Estabilidade Estática.

$\partial\theta_v/\partial z$	Estabilidade	Atmosfera
> 0	Estável	Subadiabática
$= 0$	Neutra	Adiabática
< 0	Instável	Superadiabática

Existem também critérios de classificação da estabilidade atmosférica a partir de parâmetros dinâmicos, obtidos através da relação entre termos de produção de energia cinética turbulenta por flutuabilidade (variação da temperatura) e por via mecânica (vento). Um destes critérios é o Numero de Richardson Gradiente (R_g), é o parâmetro adimensional, pode ser definido como a razão entre as forças de flutuabilidade e as forças de cisalhamento do vento e pode ser escrito através da seguinte equação:

$$R_g = \frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^{-2} \quad (14)$$

Outra maneira de se escrever o Numero de Richardson é através do Richardson Totalizador (bulk). Isso ocorre quando $\partial u/\partial z$ é muito pequeno, assim o R_g pode assumir valores elevados.

$$R_i = \frac{g \Delta \bar{\theta}_v \Delta z}{\bar{\theta}_v \left[(\Delta \bar{u})^2 + (\Delta \bar{v})^2 \right]} \quad (15)$$

Nestas condições, R_i perde parte de sua utilidade como parâmetro indicador das condições de estabilidade atmosférica, pois uma pequena variação no gradiente vertical do vento (u) pode determinar drástica alteração no valor de R_g . Por esta razão, muitas vezes é utilizado o número de Richardson Totalizador (Bulk), R_i , o qual não é tão sensível a variações associadas a valores de $(\partial u/\partial z)$ próximos de zero (Stull, 1988).

2. OBJETIVOS

2.1 GERAL

Determinar as características da estrutura termodinâmica Camada Limite Noturna próxima ao Rio Tapajós.

2.2 ESPECÍFICOS

- Caracterizar a Camada Limite Noturna próximo ao Rio Tapajós a partir da média da temperatura potencial, temperatura potencial virtual e umidade específica, velocidade e direção do vento.
- Determinar a altura média da CLN a partir dos perfis de Temperatura Potencial e Temperatura Potencial Virtual;
- Verificar a estabilidade dentro da Camada Limite Noturna a partir do gradiente de temperatura potencial virtual e do número de Richardson;
- Verificar padrões nos horários da brisa do Rio Tapajós, e como caso de estudo as influências que essa brisa pode causar nas características da CLA;

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 ÁREA DO ESTUDO

A campanha de medidas foi realizada em dez noites entre os dias 15 a 25 (exceto dia 22) de junho de 2011 no oeste do Pará dentro dos limites do município de Belterra, na margem direita do rio Tapajós, mais especificamente dentro da área da Flona do Tapajós, na comunidade de Jamaraquá (-2,80639° S; -55,03639° O). A figura 8 mostra o local onde foi realizada a campanha, esta abrange uma grande área que dará informações sobre a CLA na interface Floresta-Rio.

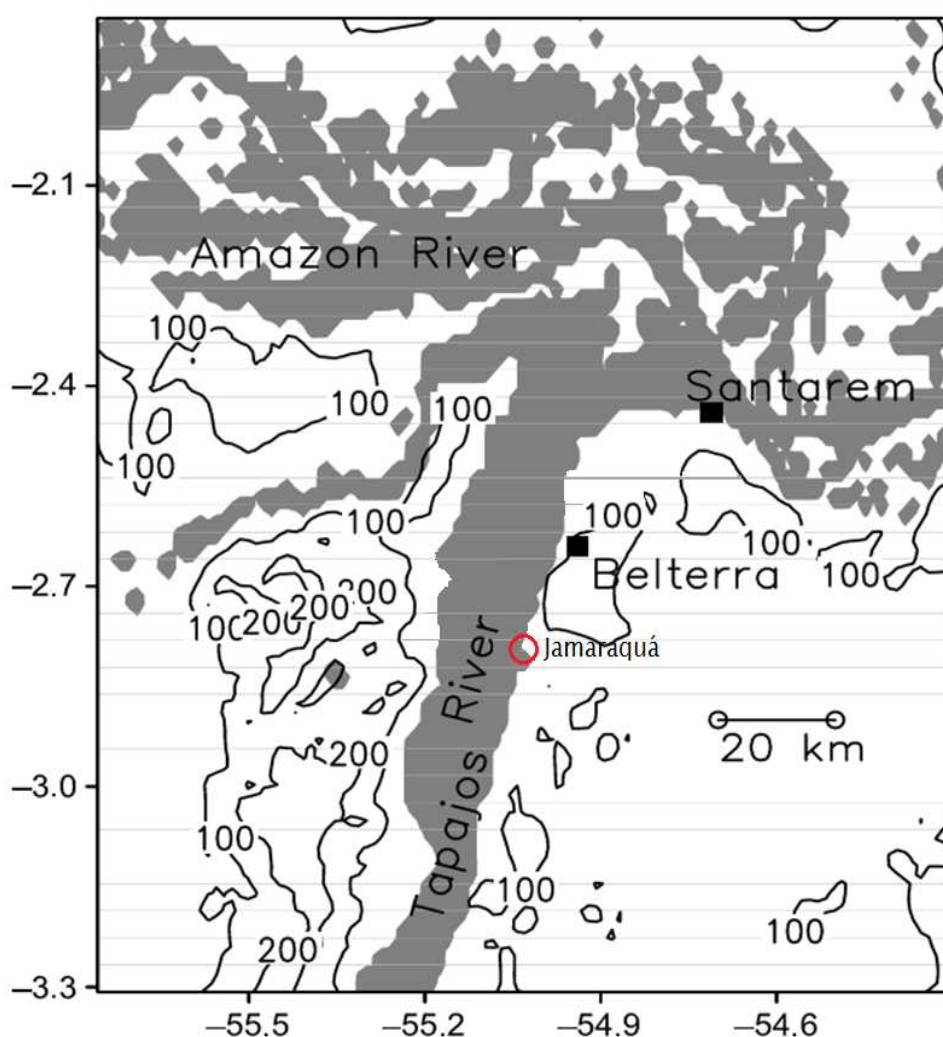


Figura 8. Localização da área do estudo com contorno topográfico (em metros) (Adaptado de Silva Dias et al., 2004).

A Floresta Nacional do Tapajós (FLONA do Tapajós), à leste do local de estudo, tem uma área de cerca de 545 mil hectares (www.icmbio.org.br), e corresponde em sua grande parte em floresta. Já a oeste o grande rio Tapajós que tem sua largura variante da nascente ao fim, podendo alcançar cerca de 21 quilômetros em alguns pontos no período

de cheia. Mais ao norte estão localizadas as cidades de Belterra e Santarém, sendo que esta última fica na confluência do Amazonas e Tapajós.

3.2 ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DE JAMARAQUÁ

Para ter uma visão mais ampla sobre o que ocorre climatologicamente na área do estudo, fez-se a análise dos dados dos anos de 2000 a 2011 provenientes da torre meteorológica de Jamaraquá que fica 150 metros a oeste de onde foram realizadas as sondagens com o balão cativo. Os dados, de 2000 a 2006, foram obtidos pelo portal Beija-Flor no site do Programa de Grande Escala Biosfera-Atmosfera (LBA) (<http://lba.cptec.inpe.br/beija-flor/>) e para os demais anos, de 2007 a 2011, cedidos diretamente pelo projeto LBA/Santarém.

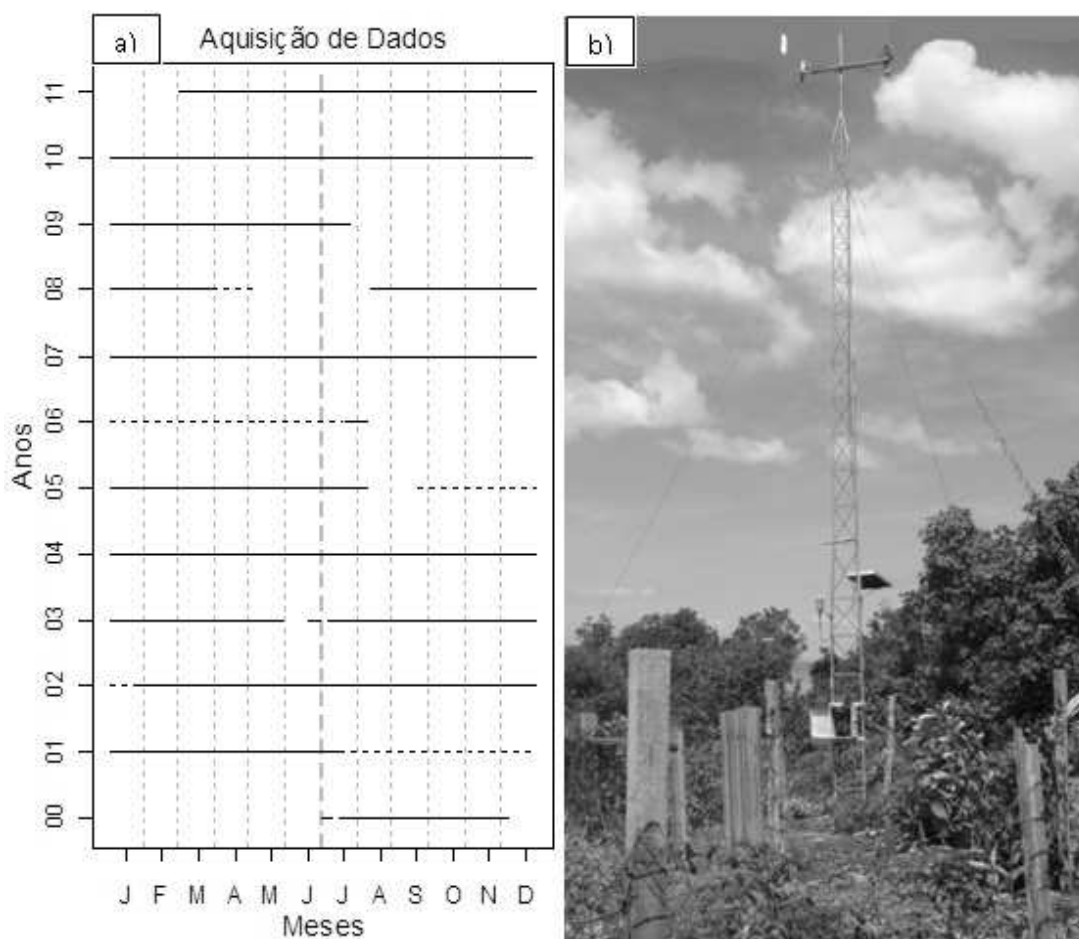


Figura 9. Aquisição de dados e Estação de Jamaraquá. (a) Sequência dos dados analisados, períodos em que existem dados continuamente (linha completa), dados durante algum período do dia (linha tracejada) e ausência de dados (sem linha). (b) Torre meteorológica de Jamaraquá com seus equipamentos.

É valido ressaltar que em alguns períodos não houve coleta de dados por eventuais problemas de energia e equipamentos na torre como mostra o gráfico na **Figura 9.a**. Já na **Figura 9.b** mostra a foto da torre meteorológica de Jamaraquá, com 9 metros de altura, e seus sensores que fazem as medidas de: Temperatura e Umidade (Vaisala - HMP45C) (à 2 metros), Radiação (Licor - LI200X) (à 9 metros), Precipitação (Texas - TE525) (à 0,5 metros), Velocidade e Direção do Vento (MetOne - 034A-L) (9 metros), Temperatura do Solo (CampbellSci - 107) (à -0,05 e -1,0 metros) e Umidade do Solo (CampbellSci - CS615) (à -0,2 metros).

Como existem falhas e períodos em que só se tem dados durante algumas horas do dia, de acordo com a Figura 9a, tirou-se uma média horária com os valores de todos os anos, verificando a máxima e a mínima média pra essa variável e depois tirado uma média diária, com máximos e mínimos médios respectivos. Esse método faz com que, por exemplo, dados de temperatura que existem apenas durante o dia em certos períodos, não superestime o valor médio diário. Já os valores de precipitação foram tratados diferentemente, pois existe diferenças significativas na distribuição horária de chuva para essa região, como mostrado por Fitzjarrald et al. (2008). Assim, foram separados os meses com dias e horários completos e depois feito uma média dos totais mensais para cada mês.

3.3 SISTEMA DE SONDAGEM E AQUISIÇÃO DE DADOS

Para a obtenção dos dados de perfil da CLN foram realizadas sondagens usando sensores em balão cativo de 4m³ modelo Blimp 13' (Blimp Works, USA) (Figura 10a). As medidas foram realizadas através da Sonda AIR (temperatura, umidade, velocidade e direção do vento) (Figura 10b). Esses dados eram transmitidos a cada 10 segundos via rádio através do sistema ADAS (Atmospheric Data Acquisition System, AIR Inc., Boulder, CO, USA), visualizados por um software desenvolvido em Java pelo LabPADA/UFOPA-LBA, e salvos em forma de tabelas para análises. Foi adotada a velocidade de subida de 0,5 m/s (obter maior resolução do perfil atmosférico) e de descida de 2m/s (dados desprezados).

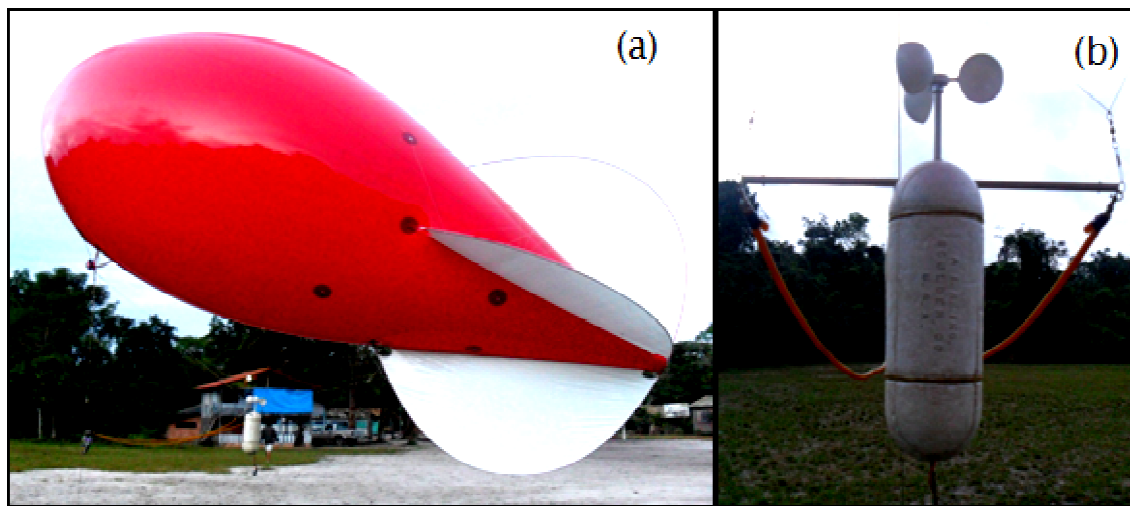


Figura 10. Balão Cativo (a) e sonda AIR (b)

Abaixo a tabela 2 mostra as 96 sondagens feitas entre as noites dos dias 15 e 25 de junho de 2011, indicando os horários aproximados das sondagens, sondagens não realizadas, outras que não atingiram alturas de 200 metros e momentos de chuva, de acordo com a legenda.

Tabela 2. Dias e horários das sondagens

Noite-Hora	16h	17h	18h	19h	21h	23h	01h	03h	05h	06h	07h	7.5h
15	N	N	S*	C	S	S	S	S	S	S	S	N
16	N	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S*	S*
17	N	S	S	S	S	S	S	S*	S*	S	S	N
18	N	S	S	S	S	S	S	C	C	C	C	C
19	S	S	S	S	S	S	S	S*	S*	S*	S*	N
20	S	S	C	C	C	S	S	S	S	S	S	S
21	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	N
22	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
23	N	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	N
24	N	S	S	S	S	S	S	S	N	S	S	S
25	N	S	S	S	S	S	S	N	S	S	S	S

Legenda: N: Não houve sondagem; S: sondagem com sucesso; S*: sondagem baixa (~200m); C: Chuva;

3.4 BRISA DO RIO TAPAJÓS E A CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

Para verificação da Brisa do Rio Tapajós, utilizou-se dos dados da torre meteorológica primeiramente, buscando identificar os padrões horários de circulação do

vento, e posteriormente foram analisados os dados das sondagens nas noites de campanha. De acordo com as Figuras 8 e 11, caracterizou-se a brisa de rio, como sendo ventos de Oeste - entre 247 a 292 graus – e parte dos ventos vindos de Noroeste – entre 292 e 315 graus- e parte dos ventos vindos de Sudoeste – entre 225 e 247 graus.

Como descrito por Lu et al. (2005), existe uma canalização do vento no sentido Norte-Sul devido a justaposição dos rios Amazonas e Tapajós, e pela caracterização peculiar da topografia local, onde o lado oeste tem alturas superiores a 200 metros e é mais elevado que o lado leste, isso faz com que o lado oeste funcione como barreira natural e canalize e os ventos de leste. Caracterizou-se como ventos canalizados Norte-Sul (N-S), os ventos no sentido Norte (entre 337 e 0 e entre 0 e 22 graus) e parte dos ventos no sentido Noroeste (entre 315 e 337 graus) e no sentido Nordeste (entre 22 e 45 graus). Não tão frequente, existe também a canalização Sul-Norte (S-N), caracterizadas pelos ventos vindos da direção Sul (entre 157 e 202 graus) e parte dos ventos vindos de Sudeste (entre 135 e 157 graus) e de Sudoeste (entre 202 e 225 graus).

Dessa forma, para simplificar a visualização da brisa do Rio, brisa de floresta e as canalizações, é apresentada a Figura 11, onde no canto superior é mostrado a rosa dos ventos com cores representando a brisa do rio Tapajós (azul), brisa da floresta (verde), canalização norte-sul (amarelo) e canalização sul-norte (vermelho). A imagem principal mostra a interface rio-floresta com um círculo mostrando o local onde foram realizadas as medidas.

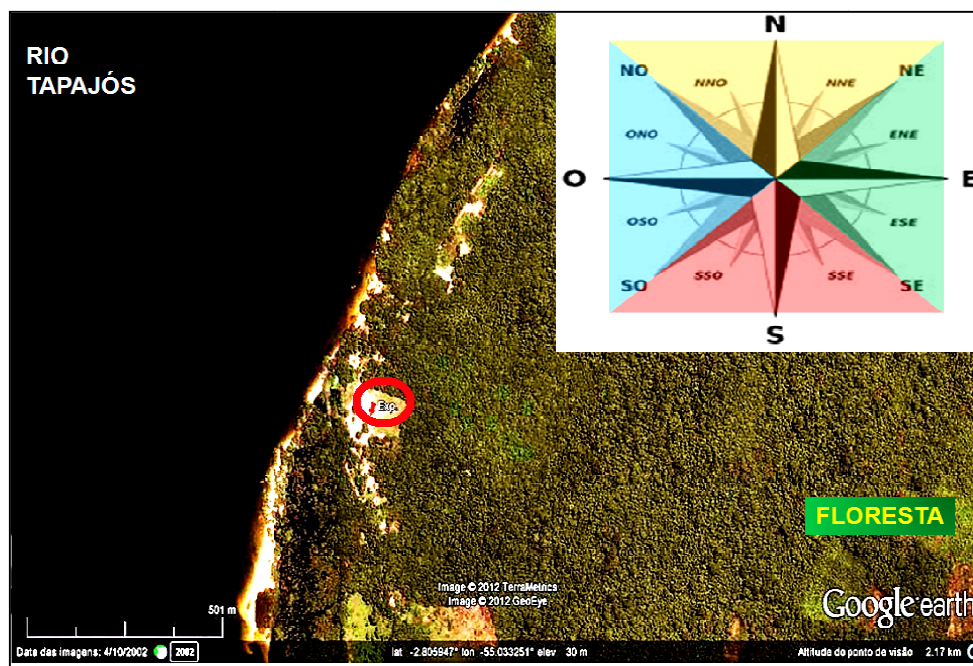


Figura 11. Área de estudo (imagem de 2002, Google Earth, 2012) e caracterização da direção do vento.

3.5 DETERMINAÇÃO DA ALTURA DA CAMADA LIMITE NOTURNA

Segundo Stull (1988) a altura da CLN é difícil de quantificar, isso porque em vários casos a mistura na CLN suaviza na Camada Residual para cima sem grande demarcação do topo. Entretanto, a forma mais usada ainda hoje, e em estudos na Amazônia (Santos 2005, Acevedo et al., 2008) é através dos perfis de Temperatura Potencial (θ) da seguinte forma, altura onde ($\partial \theta / \partial z \leq 0$), ou seja, altura onde taxa decrescente é adiabática, no qual ocorre uma inversão térmica. Objetivamente, é determinada como sendo a região ou o primeiro ponto de inflexão no gradiente de temperatura potencial (critério 1) (SILVA, 2006).

Devido a grande influência da umidade na termodinâmica da CLN na área do estudo, optou-se em verificar e analisar, também, os perfis de Temperatura Potencial Virtual (θ_v), ou seja, considerou-se como altura da CLN a altura do ponto de inversão onde ($\partial \theta_v / \partial z \leq 0$), visto que esta variável engloba de maneira geral as características da temperatura potencial e umidade (critério 2) (Sá e Andrade, 2006).

3.6 ESTABILIDADE NA CAMADA LIMITE NOTURNA

A caracterização da estabilidade na camada limite depende de fatores que estão diretamente ligados à transferência de momentum e energia. Sabendo que existe uma caracterização bem definida a respeito dos fluxos de calor sensível e da turbulência na CLA é possível definir, com base na classificação de Arya (1999), os regimes de estabilidade estática. Como os resultados do gradiente de temperatura potencial virtual se apresentavam valores ou maiores ou menores que zero, fez-se a tabela 3 de classificação:

Tabela 3. Valores de classificação da Estabilidade Estática

$\partial \theta_v / \partial z$	Estabilidade Estática
$> 0,001$	Estável
$\geq -0,001$ e $\leq 0,001$	Neutra
$< -0,001$	Instável

Já para caracterização da estabilidade dinâmica usou-se como parâmetro o Número de Richardson Totalizador, ou *Bulk*, (R_i), determinado pela equação (15)

descrita na secção 1.1.6 (Stull, 1988):

$$R_i = \frac{g \Delta \bar{\theta}_v \Delta z}{\bar{\theta}_v \left[(\Delta \bar{u})^2 + (\Delta \bar{v})^2 \right]} \quad (15)$$

Escrita de maneira simples, o número de Richardson é resultado da relação entre os termos de produção de energia cinética turbulenta por flutuabilidade (variação de temperatura/umidade) e por via mecânica (vento). Considera-se aqui, valores de $Ri > 0,25$ como sendo camada estável e $Ri < 0,25$ sendo uma camada instável.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 CLIMATOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

Os valores mostrados nos gráficos da Figura 12 mostram claramente a variação diária e a sazonalidade das variáveis registradas pela torre meteorológica de Jamaraquá dos anos de 2000 a 2011. A temperatura do ar (Figura 12a) chega a variar até 5°C em média durante o dia atingindo a menor temperatura média diária (25°C) em abril, mês mais chuvoso e maiores valores entre os meses de setembro e novembro (28°C). As variações médias diárias de umidade relativa (Figura 12b) do ar são de 30%, com dias ensolarados secos e noites mais úmidas, atinge valores médios diários máximos em abril (85%) e mínimos entre agosto e novembro (entre 70 e 75%).

As temperaturas e umidade do solo (Figura 12c e Figura 12d) seguem a tendência das variáveis do ar, com variações diárias na temperatura de até 3° C, para o nível de 5 centímetros de profundidade, e de 2°C para o nível mais profundo (1 metro), com maiores valores anuais de 31°C e de 27,8°C como mínimo. Vale ressaltar que as temperaturas no nível mais profundo (Figura 12c, linha vermelha) sempre são mais elevadas que nível superficial, isso deve ao fato da eficiência no armazenamento de energia nos níveis mais profundos do solo, que é caracterizado pelo depósito arenoso que ocorre na faixa de inundação do Rio Tapajós (Oliveira Junior e Corrêa). Dessa maneira, o solo arenoso tem facilidade de escoar a água devido à baixa agregação das partículas. Assim, os valores sempre são baixos para a umidade do solo, como mostrado na Figura 12d, com maiores variações no período chuvoso.

Observou-se, durante a análise dos dados que os valores de radiação apresentam-se abaixo da média mostrada na Figura 12e, durante os seis primeiros meses do ano, que correspondem ao período chuvoso na região, com máximas de até 550 W/m² no horário de 12:30 horas. Isso deve-se ao fato do excesso de nuvens formadas durante o período e localizadas no lado leste do Rio Tapajós, como mostrado por Silva Dias et al. (2005). Já no período seco, a radiação chega a atingir em média 750 W/m², o que chega a ser quase 50% a mais de radiação no período seco.

Climatologia da Área do Estudo

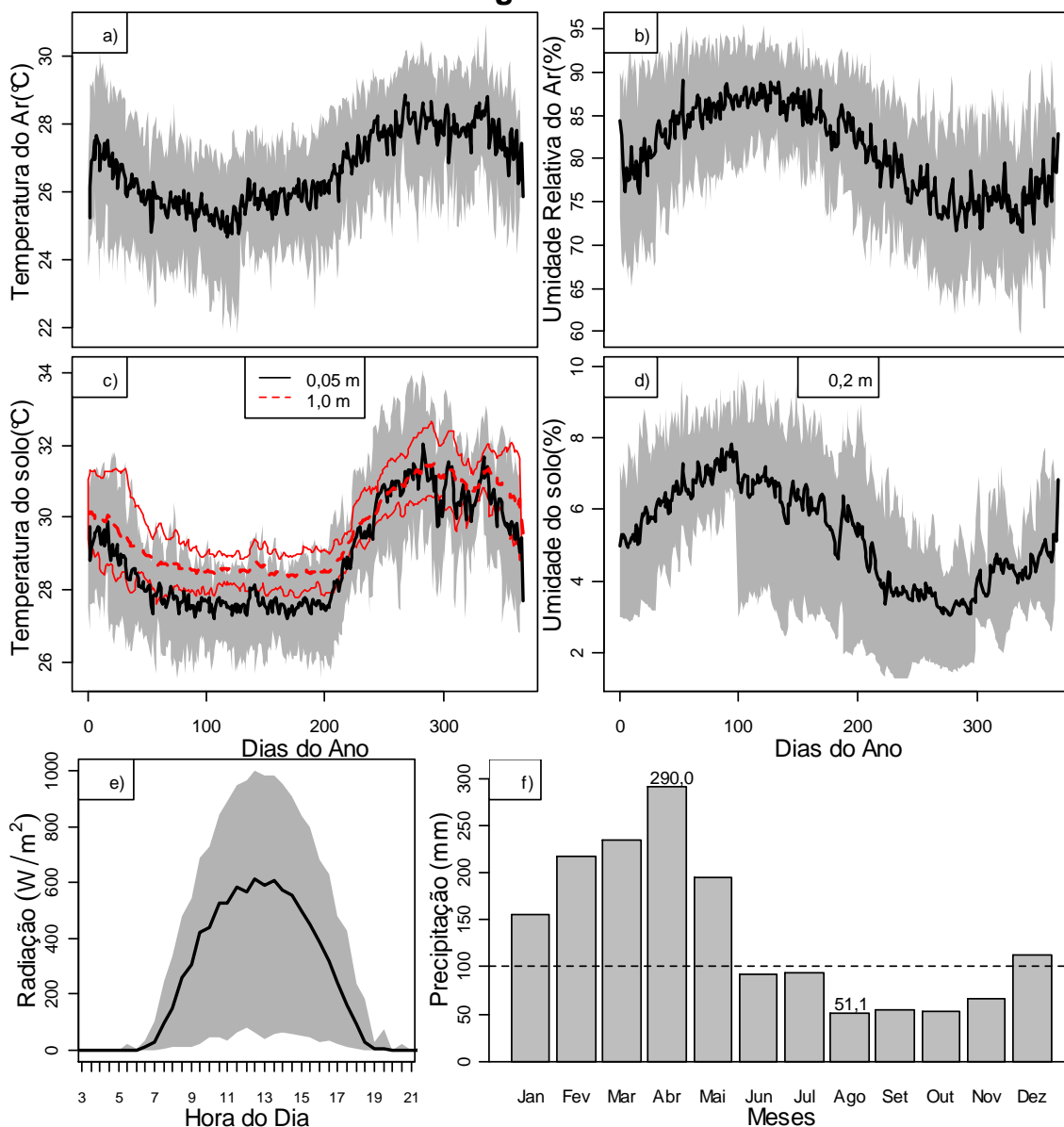


Figura 12. Climatologia da área de estudo. (a) Média diária da Temperatura do Ar. (b) Média diária da Umidade do Ar. (c) Média diária da Temperatura do solo em dois níveis como na legenda. (d) Média diária da umidade do solo. (e) Média diária da radiação. Áreas em cinza são os mínimos e máximos médios. (f) Precipitação média mensal por ano.

A chuva na área do estudo tem aspectos peculiares em relação à região como um todo, considerando a variabilidade espacial e temporal, como descrito por Fitzjarrald et al. (2008). Como a estação fica no lado leste do rio, a brisa do rio (ventos no sentido oeste-leste) causa um efeito de subsidência, anulando parte da chuva nessa área, fazendo com que os valores médios anuais fiquem abaixo da média para a região. Assim, na média, tivemos uma precipitação anual de 1616 milímetros, sendo que em média chove aproximadamente 70% (1184 mm) da chuva anual no primeiro semestre, período

chuvoso na região. Além disso, como visto na Figura 12f, os meses que chovem mais e menos são abril (290 mm) e agosto (51 mm) respectivamente.

4.2 CAMPANHA COM BALÃO CATIVO

4.2.1. Condições Climáticas durante a Campanha

Para se ter melhor entendimento sobre as condições do tempo durante a campanha com balão cativo, fez-se uma análise mais específica dos dados da torre, separando esses dados do período de 14 a 26 de junho de 2011.

Os dados, na Figura 13, mostram a variação média horária dos valores de temperatura e umidade do ar e do solo, radiação e chuvas durante a campanha. Observou-se 4 dias com chuvas consideráveis, dias 14 (17,8 mm), 15 (54 mm), 19 (8,1 mm) e 20 (3,6mm). Também, nota-se que (Figura 13c) no dia 15 houve chuva durante a manhã e a tarde, sendo que a tarde choveu 28,4 mm em uma hora. Esse tipo de chuva é típico de chuvas que ocorrem durante o período chuvoso, e como os dados são do fim do período chuvoso, pode-se caracterizar esse período como sendo de transição para o seco, visto que podemos identificar alguns dias nublados e outros não, além de ocorrência de intensa de chuvas.

Dessa maneira, é possível verificar uma dependência de todas as variáveis medidas a partir das condições de chuva e radiação. Como por exemplo, a resposta rápida nos valores de temperatura e umidade do ar e do solo a forte chuva ocorrida no dia 15. Além disso, mesmo não havendo chuva nos dias subsequentes, mas com dias nublados, houve diminuição da temperatura do ar e aumento da umidade, resposta direta ao aquecimento da superfície e a falta de energia para se usar na forma de calor latente, ou seja, para evapotranspirar.

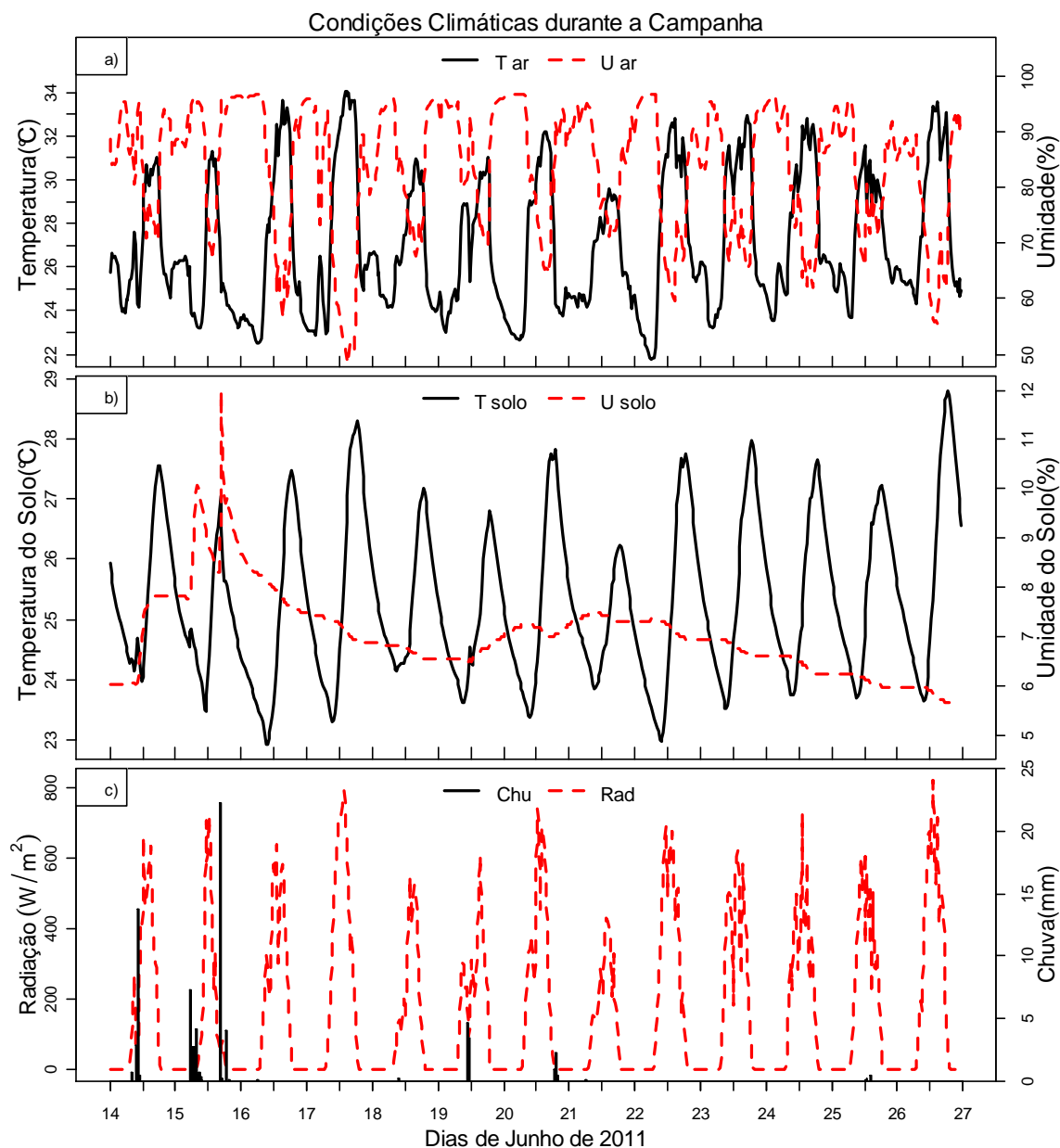


Figura 13. Condições climáticas durante a campanha. (a) Médias horárias de temperatura e umidade do ar, (b) médias horárias da temperatura e umidade do solo e (c) média horária da radiação e chuva total horária.

4.2.2 Caracterização da Camada Limite Noturna

Para caracterização da CLN próximo ao Rio Tapajós, as noites foram analisadas separadamente e tentou-se verificar um padrão de comportamento. Assim, fez-se uma média geral para mostrar as características básicas da CLN. Porém, como o período de coleta de dados é durante a transição entre as estações chuvosa e seca, houve dias em que houve precipitação (dias 15, 16 e 19). Como se sabe, fatores como total de radiação diária, chuva e vento alteram as características da CLN. Dessa forma, é mostrado o

comportamento individual da CLN para um dia de chuva intenso e outro para um dia em que não choveu como casos de estudo.

Para melhor visualização das características da CLN, os dados dos perfis foram compilados e interpolados, resultando assim na evolução das variáveis na altura e no transcorrer da noite. A Figura 14 apresenta a média das condições de Temperatura Potencial (TP), Umidade Específica (QE), Temperatura Potencial Virtual (TPV) e Velocidade do Vento (VV) para todas as 10 noites de sondagens. Percebe-se que o resfriamento da CLN, próximo à superfície, inicia às 18 horas, e que a TP nos primeiros metros de altura pode atingir os menores valores (abaixo de 23°C) em torno das 23 horas. É possível ver também, através da TP que a camada residual dissolve-se até às 02 da manhã, tendo temperatura mais elevada em cerca de 2 °C a mais que nas porções inferiores próximas a superfície. A partir das 03 da manhã nota-se uma camada superficial, que chega até cerca de 50 metros, caracterizada pela influencia direta do resfriamento da superfície, sendo que esta camada mais resfriada pode ser notada em todas as noites estudadas.

As condições médias de QE mostram que a noite inicia mais úmida até 95 metros de altura, cerca de 2 g/Kg a mais do que no fim da noite, o que pode ser resultado do processo evapotranspirativo do fim do dia e pela baixa intensidade do vento no início da noite, favorecendo a acumulação de umidade. No decorrer da noite a umidade fica praticamente constante até cerca de 150 metros, em torno de 18,5 g/Kg, e nas altitudes superiores há uma dissolução dessa umidade para os níveis superiores, atinge valores de 16 g/Kg . A TPV tem influência direta da quantidade de água disponível na atmosfera (QE) e da temperatura (TP), dessa forma, inicia a noite com valores mais elevados e vai resfriando no decorrer da noite e com a altura, pois a TP e QE vão diminuindo. A partir desse horário, a TPV e QE diminuem e seu valor também.

As condições de vento durante as noites de campanha tiveram comportamento médio como é mostrado ainda na figura 14. Com baixas intensidades no início da noite, e aumento a partir das 22 horas, atingindo os maiores valores, acima de 5 m/s a partir de 01 hora até início da manhã em alturas acima de 100 metros.

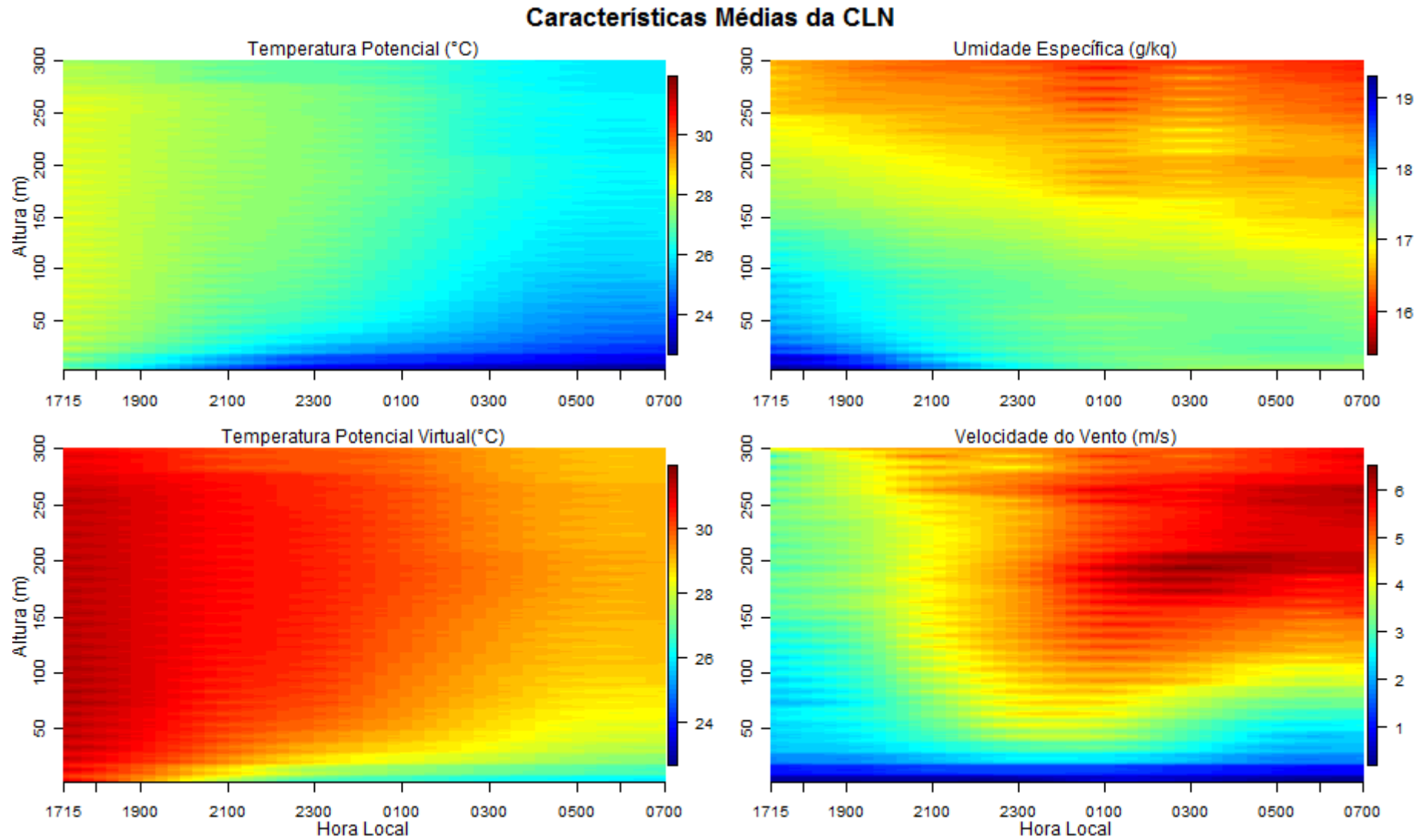
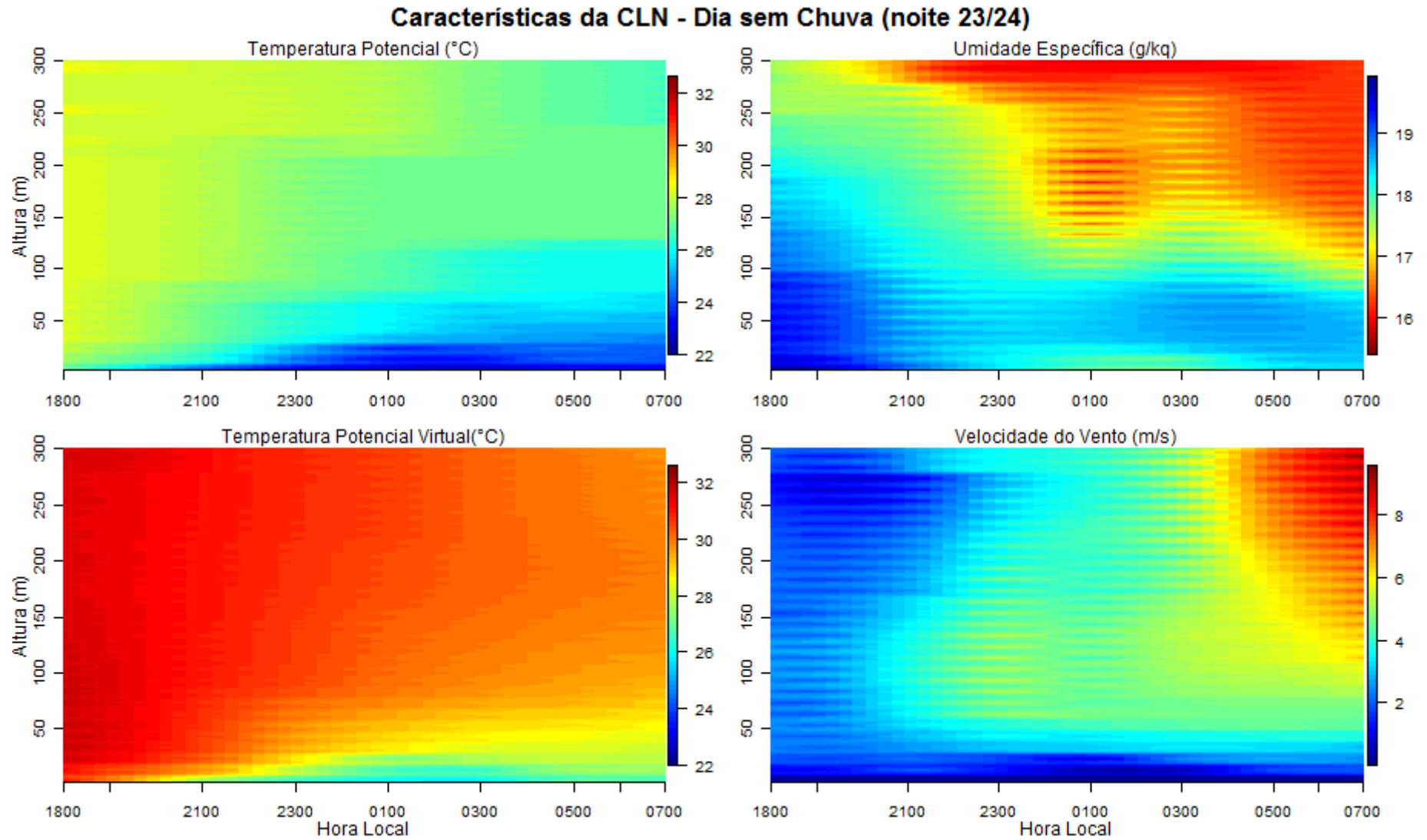
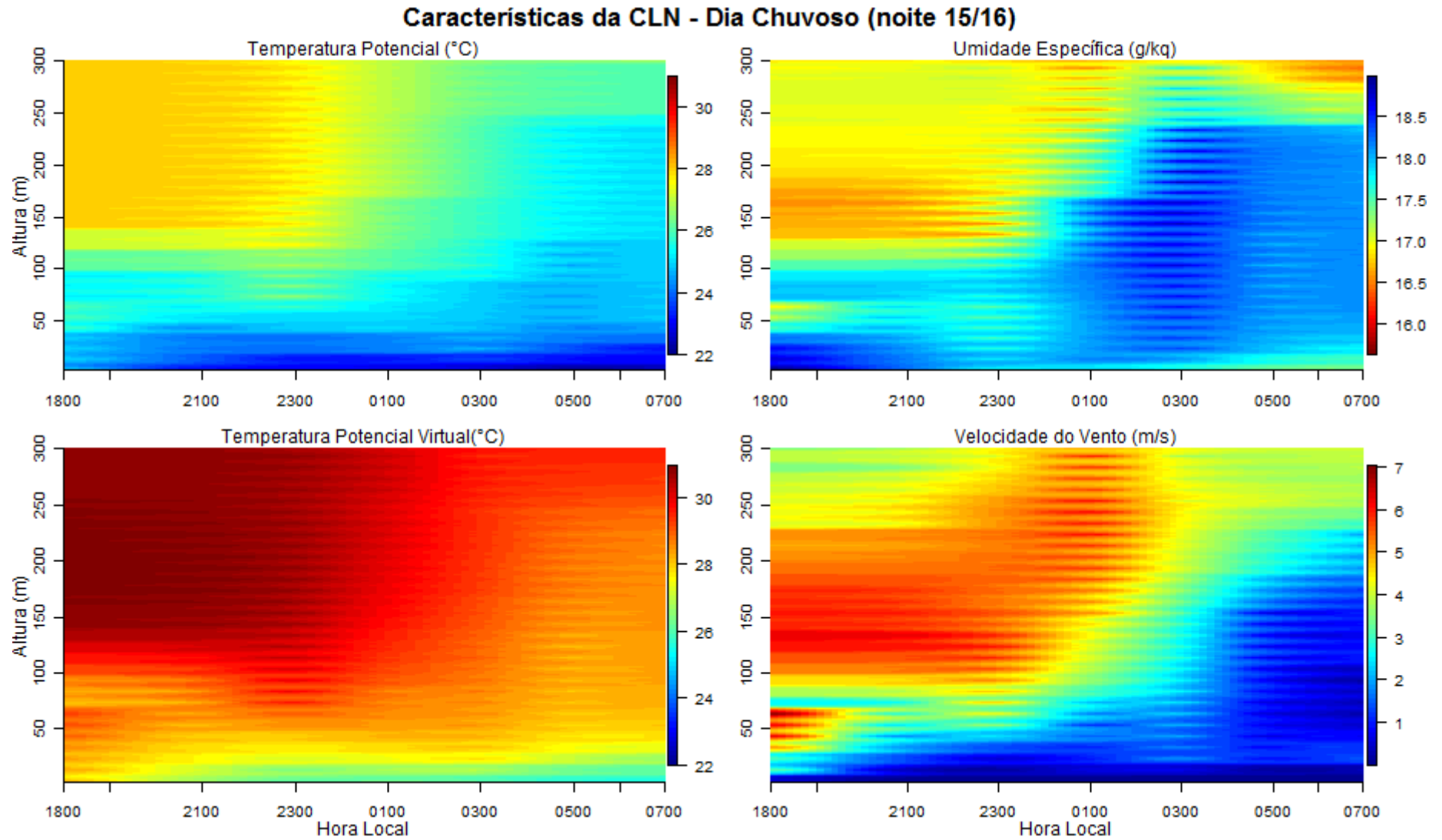


Figura 14. Características médias da CLN durante a campanha.





Na figura 15 são mostradas as condições da CLN depois de um dia sem chuva, representado pelo dia 23. As características são similares da discutida na figura 14, porém, devido às condições de radiação durante o dia, a qual foi um pouco mais intensa que a média, os perfis de TP e TPV tiveram valores mais elevados do que a média em cerca de 1°C.

As condições de QE foram alteradas com um pequeno aumento de cerca de 0.5 g/Kg acima da média, o que pode ser uma consequência do aumento da temperatura do solo e consequentemente da maior evapotranspiração durante a noite. Além disso, a camada em que se encontra maior volume de água por volume total de ar estava enclausurada dentro dos 100 metros de altura, devido a menor intensidade da VV dentro dessa camada no decorrer da noite. Já acima dos 75 metros de altura, a partir das 21 horas a velocidade do vento sempre esteve acima de 4 m/s.

Por fim, na figura 16 são mostradas as condições da CLN para o caso de dia chuvoso, caso esse que ocorreu em três dos dez dias de sondagens. Como pode ser visto, a chuva no dia 15 altera as condições temperatura que variam de 1,5 a 0,5 ° a menos do que as condições médias da CLN, pois o calor armazenado no solo durante o dia é usado principalmente para evapotranspirar a grande quantidade de água disponível no solo. Assim, os valores na camada de umidade atingem valores acima de 18 g/Kg em grande parte da atmosfera, até cerca de 250 metros no fim da noite. Essa camada de umidade também é consequência da baixa velocidade do vento (entre 0 e 1,5 m/s) que faz com que a mistura da umidade com a camada mais acima (menos úmida) torne-se menos eficiente, entretanto quando a velocidade do vento aumenta, as condições da umidade diminuem em até 1,5 g/Kg como pode ser visto no início da noite.

A TPV, por sua vez, apresenta características parecidas com a CLN média no que diz respeito à estrutura, com resfriamento contínuo e formação de uma camada superficial a partir das 21 horas. Vale notar que a TPV apresenta valores sempre menores na CLN em condições de dia de chuva do que em dias sem chuva em até 2°C de acordo como apresentado nas imagens das Figuras 15 e 16.

4.2.3 Altura da Camada Limite Noturna

Usando o critério 1 descrito na metodologia é possível verificar a evolução da camada limite durante o decorrer da noite para cada noite de sondagem, como mostrado na Figura 17a. O crescimento da CLN dá-se início um pouco antes das 18 horas, sendo que neste horário já alcança a altura de cerca de 50 metros. A CLN tem crescimento praticamente linear até à 01 hora atingindo em média 160 metros, a partir deste horário, até às 05 horas a altura tem taxa de crescimento menor e atinge aproximadamente 210 metros. Por fim entre 05 e 07 horas há um decréscimo na altura da CLN em aproximadamente 25 metros, atingindo a altura de 190 metros aproximadamente. Ainda na figura 17a, é possível verificar que os valores da altura do dia 15/16 a altura da CLN atinge valores acima da média, esse fato, pode ser por causa da a baixa velocidade do vento (~ 1 m/s) acima de 30 metros até 180 metros, o que gerou uma camada de leve estratificação, com alta acumulação de umidade, resultando em pontos de inversão situados em torno de 350 metros.

Em algumas noites, é possível perceber que a altura não é definida para algumas horas, isso se deve ao fato de que as sondagens não atingiram alturas superiores a 200 metros (tabela 1) ou não houve a identificação de um ponto de inversão confiável. Isso vale tanto para a análise do critério 1 como para o critério 2, mostrados nas Figuras 17a e 17b.

Na Figura 8b, é apresentada a estimativa da altura da CLN a partir do ponto de inversão da TPV a partir dos perfis medidos. É notório verificar que o comportamento é similar ao método TP, porém, em algumas horas, as alturas são sempre menores, em alguns metros, das obtidas pelo critério 1. As diferenças, em média, são de poucos metros em algumas horas como às 18 horas e à 01 hora da manhã, e podem chegar a 35 metros de diferença as 22 horas e 03 horas da manhã.

Apesar de na média parecer uma evolução típica da CLN usando os dois métodos, verifica-se a altura apresenta uma grande variabilidade de noite pra noite, chegando a apresentar diferenças nas alturas de até 140 metros no mesmo horário. Isso devesse aos diversos fatores como condições meteorológicas durante o dia, umidade e intensidade do vento durante a noite, circulação de meso escala e até mesmo linhas de instabilidade.

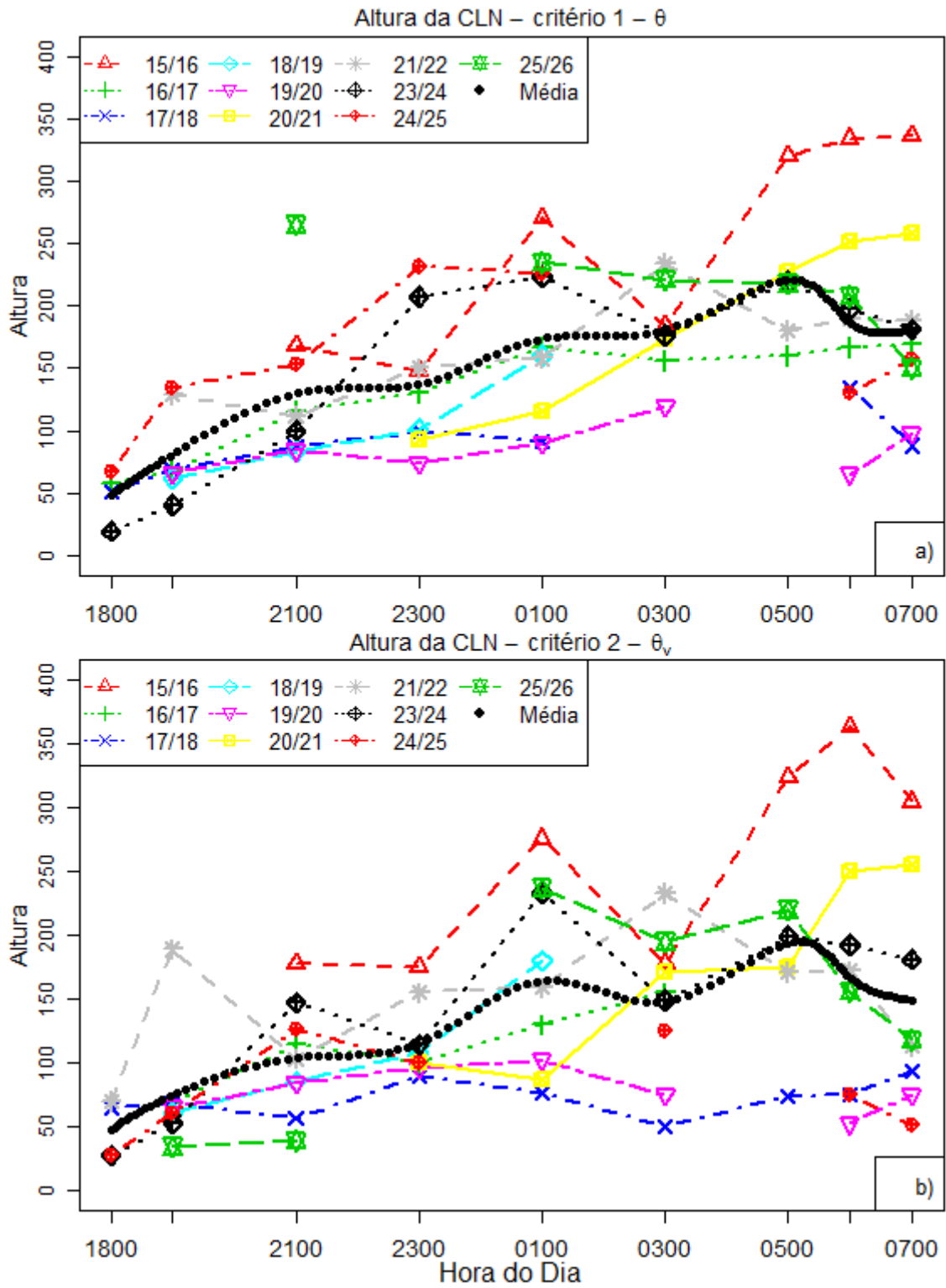


Figura 17. Estimativa da Altura da CLN. (a) Altura da CLN estimada pelo critério 1. (b) altura da CLN estimada pelo critério 2.

3.2.4 Estabilidade na Camada Limite Noturna

Para verificação da estabilidade atmosférica utilizou-se de dois métodos, um para estabilidade estática e outro para estabilidade dinâmica como descrito na metodologia. As análises da estabilidade estática e dinâmica foram feitas para todas as noites, e como estas levam em consideração o gradiente de TPV com a altura, apresentaram camadas estáveis com alturas similares. Na Figura 18a mostra que em média a estabilidade estática é classificada como estável (cor azul escuro) da superfície a 130 metros de altura das 1800 as 2300 LST e a partir desse momento (23 horas) atinge até 180 metros de estabilidade. A instabilidade (cor laranja) começa a ser presenciada apenas acima dos 200 metros sempre com uma camada neutra (azul claro) de transição.

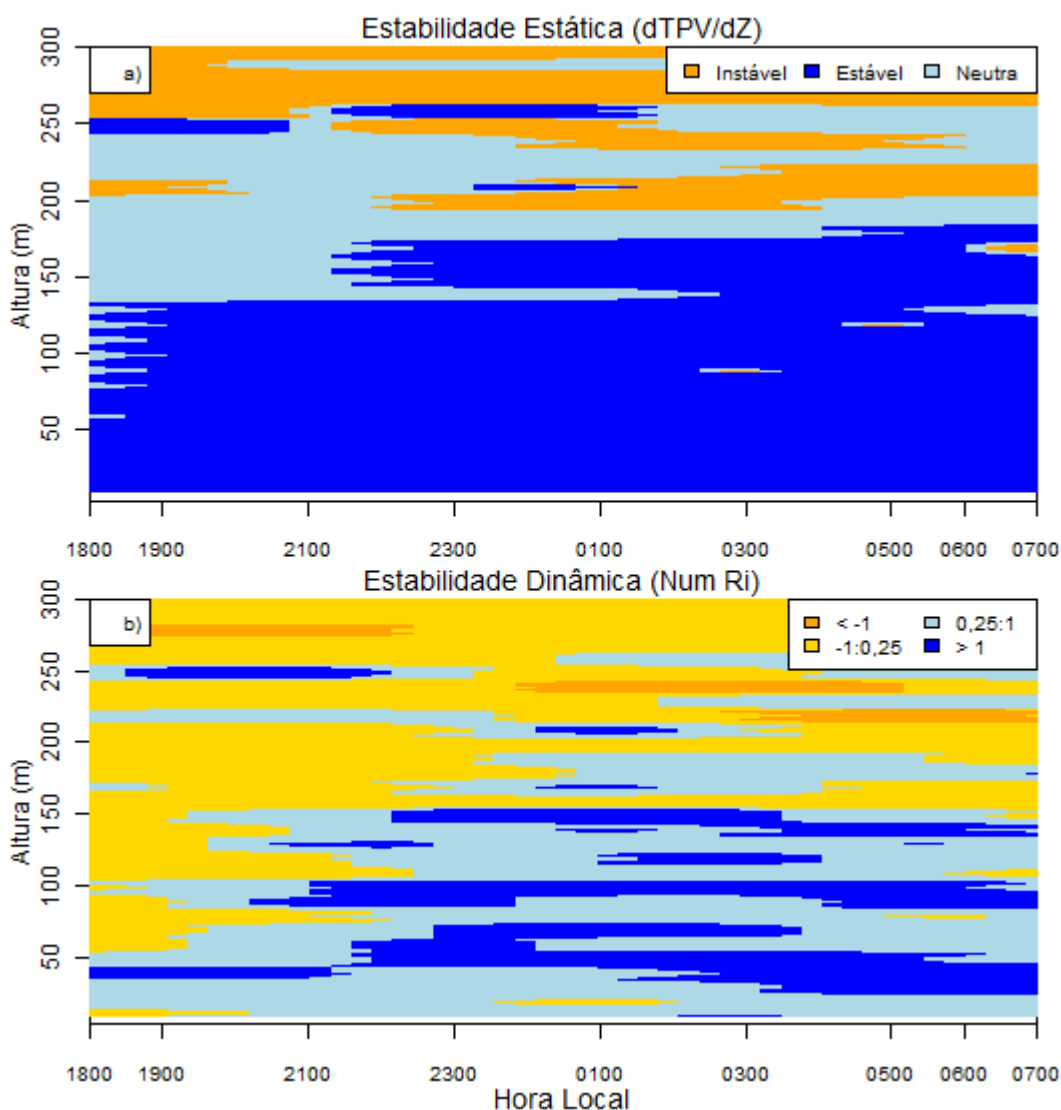


Figura 18. Condições de Estabilidade da CLN. (a) Estabilidade Estática; (b) Estabilidade dinâmica.

Na noite do dia 17/06 a condição de atmosfera estável atingiu pouco mais de 50 metros de altura. Isso pode ter ocorrido devido à velocidade do vento (~ 3 m/s) das 20 às 02:30 da manhã, provocando uma melhor mistura e homogeneização da camada. Nas outras noites, a camada de estabilidade sempre esteve acima de 130 metros, acima disso a atmosfera encontrou-se em condição neutra e próximo aos 250 pode ser considerada instável, pois o gradiente de temperatura potencial virtual apresentaram valores negativos.

Já a figura 18b, apresenta a média do número de Richardson Totalizador (Ri) para as 10 noites de sondagens. É possível notar, na média, o predomínio da condição de estabilidade sempre abaixo de 150 metros de altura, quando o Ri mostra valores sempre acima de 1, na cor azul escuro. Os valores em azul claro (de 0,25 a 1) indica a transição do estado turbulento para o estado laminar. A cor amarela, em que o Ri vale de -1 a 0,25 é o estado indica instabilidade com turbulência gerada praticamente por processos mecânicos (velocidade do vento), e por fim os valores em laranja indicam o escoamento dinamicamente instável.

É válido ressaltar que o comportamento dinâmico, a partir do Ri, caracterizou o escoamento laminar até altura de 150 metros para a maioria das noites, porém foi possível verificar que em algumas noites (16, 17, 20 e 24) o escoamento estaticamente estável estava em torno de 50 metros e logo acima disso, a camada foi considerada instável devido à variação da velocidade do vento.

4.3 BRISA DO RIO TAPAJÓS E A CLA

4.3.1 Dados da Torre Meteorológica

Na análise da velocidade e direção do vento, foram utilizados 281 dias do ano de 2011, nos quais os dados da torre estavam registrados regularmente, praticamente sem falha alguma. Verificou-se que em 110 dias (40%) apresentaram brisa do rio, sendo 74 dias com mais de 2 horas de duração e 36 dias com brisa do rio de até 2 horas de duração. A brisa do rio característica na área de estudo é diurna, porém em 4 noites, houve registro de brisas de rio durante a noite e madrugada.

Em média, a brisa do rio inicia geralmente depois às 08 horas e cessa às 17 horas, porém pode iniciar até por volta de 1300 horas e cessar entre 15 e 20 horas. A velocidade da brisa do rio é em média de 1,6 m/s, com máximas de até 3 m/s e mínima

de 0,2 m/s. Já a canalização do vento mais comum, sentido N-S, tem velocidades médias em torno de 1,2 m/s e ocorreram em mais da metade dos dias analisados (54%). Já a canalização no sentido S-N, que ocorreu em 25% dos dias analisados, apresenta velocidades baixas, girando em torno de 0,2 a 1,2 m/s, e médias de 0,6 m/s.

Já durante a campanha, entre os dias 14 e 26, observou-se a brisa do rio em 6 dias, sendo que em 4 dias a brisa teve duração entre 3 e 7 horas, como mostrado na área em cinza das figuras 19 e 20. Em 2 dias a brisa teve duração de menos de 2 horas, e nos outros 7 dias não houve brisa. Não houve padrão de início brisa do rio, porém, dois dias a brisa do rio, com mais de 2 horas, iniciou antes do meio dia (dias 20 e 23), nos outros dias, a brisa iniciou sempre após o meio dia, chegando a iniciar até às 15 horas (dia 14). Já os horários de fim da brisa do rio, com mais de duas horas, obedecem a um padrão, cessa sempre ao redor de 18 horas, sendo que para os dias 19 e 20 e cessou às 17 horas. É válido notar também que não houve registro de dados entre no dia 15 e parte do dia 16.

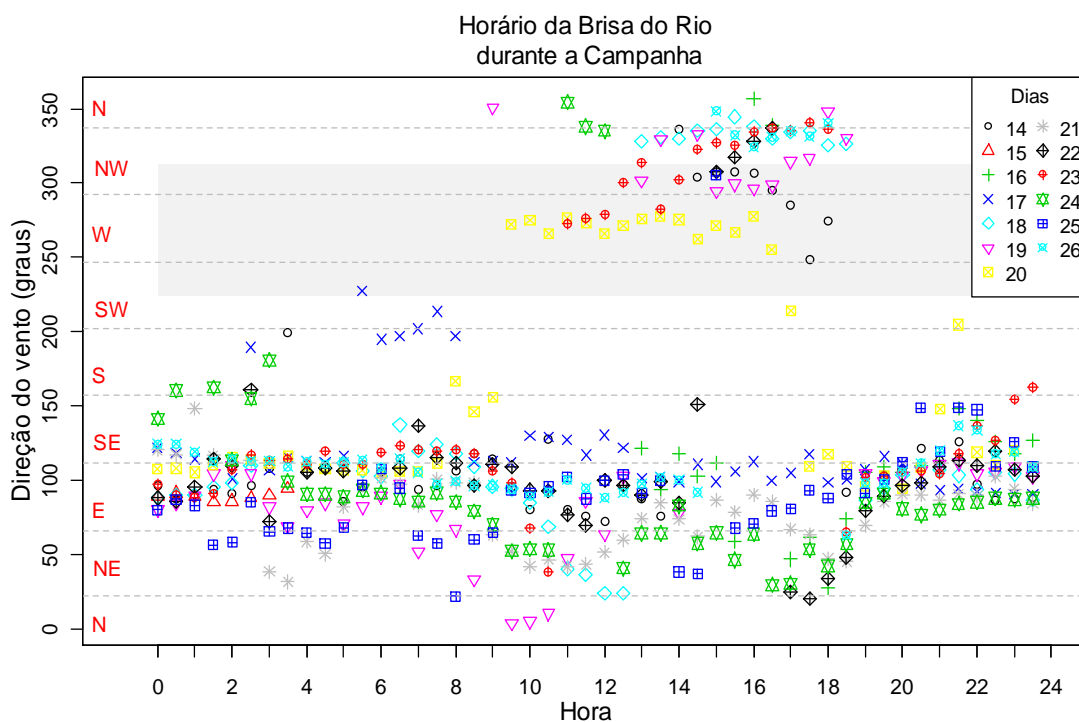


Figura 19. Horário e dias em que ocorre a brisa do rio Tapajós. Área em cinza indica a ocorrência de brisa do rio

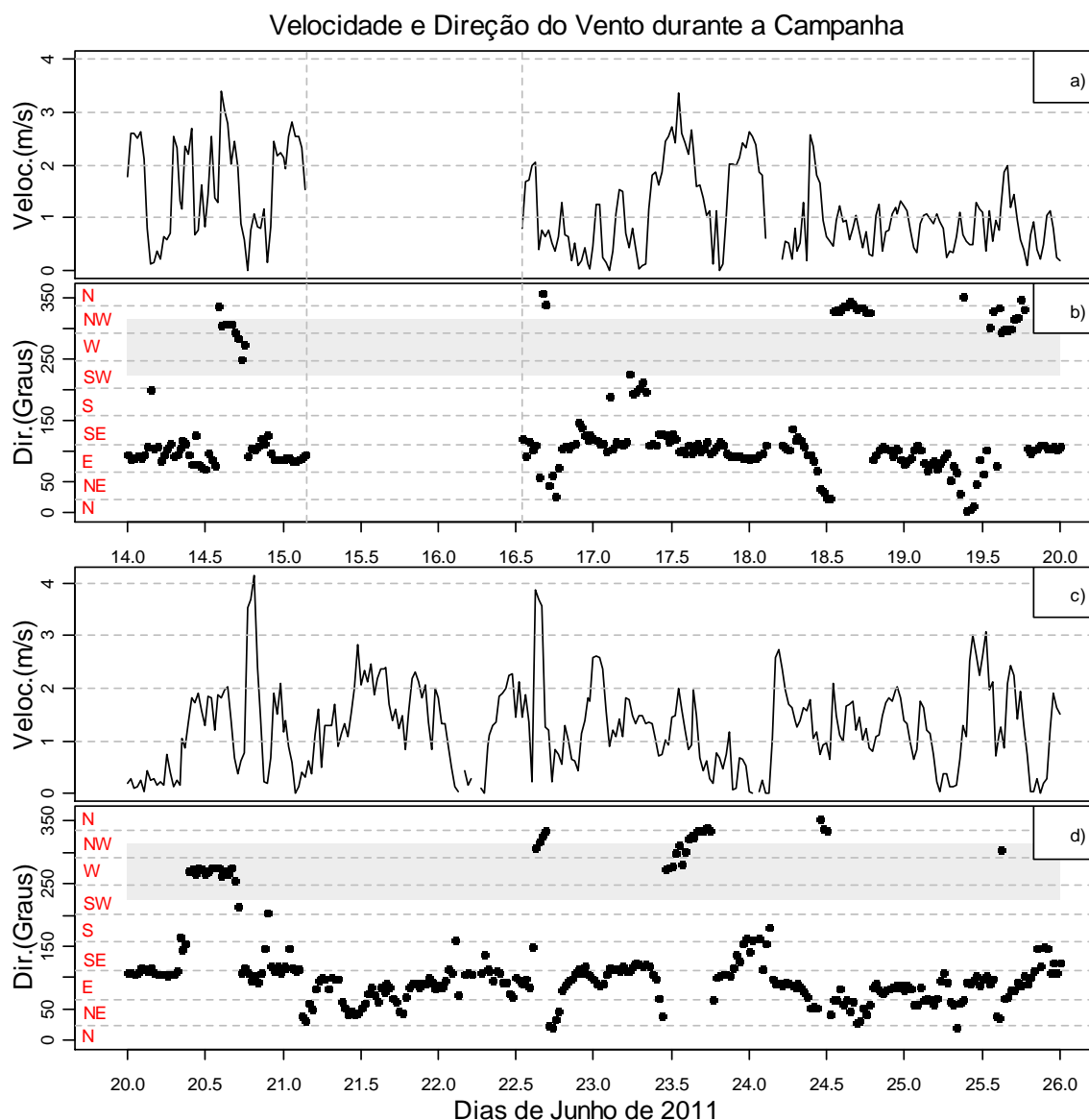


Figura 20. Velocidade e Direção do vento durante a campanha. Área em cinza indica a ocorrência de brisa do rio

Na figura 20, mostra a intensidade da brisa do rio, que varia de dia para dia, porém em média temos valores de velocidade do vento em média de 2 m/s. A velocidade pode atingir máximos de 3,5 m/s como nos dias 14 e 22 e mínimos de 0,3 m/s, sendo que os valores mínimos são atingidos quando o a direção do vento começa a mudar para Leste.

Sobre a canalização do vento no sentido N-S, pode ser vista nas figuras 19 e 20, onde em 5 dias, iniciando sempre após o meio dia (exceto dia 24) e girando para leste até às 19 horas, com intensidade em média de 1,7 m/s, sendo que pode atingir valores de próximos a 4 m/s, como visto no dia 22, e mínimos de 0,6 m/s, como observado no dia 18. Na canalização S-N, observada em 4 dias (2 durando mais de horas e 2 menos de 2 horas), apresentou velocidades próximas de 1m/s.

4.3.2 Dados do Balão Cativo

Existiram raras sondagens, durante a noite, onde foi possível identificar brisa do rio. Isso visto o fato de que a brisa segue um padrão horário descrito anteriormente. Porém, em algumas sondagens feitas entre 16 e 20 horas, observamos a brisa do rio e sua influência, principalmente na TP. De modo geral, as sondagens têm características individuais, carregando informações sobre o que aconteceu antes e durante. Porém, tenta-se comparar sondagens em que houve uma brisa que carrega informações do Rio Tapajós, não necessariamente ventos de Oeste, mas também ventos de Norte, Noroeste, e Sudoeste e considerando como brisa vinda da floresta, ventos de Nordeste, Leste e Sudeste e Sul, sendo padrão para as características da CLA para aquele horário.

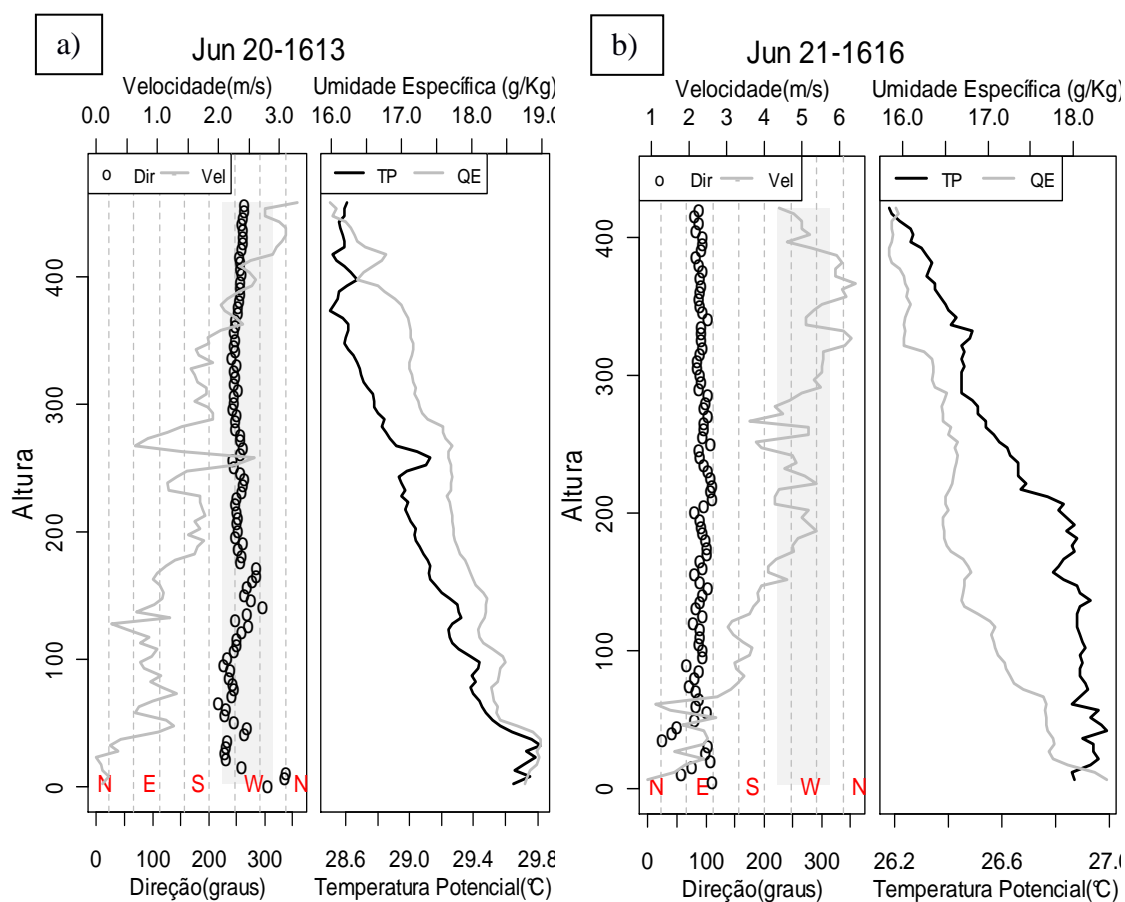


Figura 21. Sondagens com e sem brisa do rio, caso 1. Área em cinza indica a ocorrência de brisa do rio.

(a) 20 de junho, 1613 (LT). (b) 21 de junho, 1616 (LT).

A figura 21a mostra uma sondagem realizada dia 20 às 16h e 13min da tarde, caracterizada pela constante brisa do rio, já a Figura 21b uma sondagem feita no dia seguinte, praticamente no mesmo período sem a presença da brisa do rio. Comparando as duas percebe-se que as duas sondagens tem características similares, como o

decréscimo na temperatura potencial e umidade específica com a altura, porém os motivos para tal são diferentes, visto que as sondagens mostram informações de áreas diferentes, rio (figura 21a) e floresta (figura 21b). A sondagem (a) apresenta temperatura potencial mais elevada que a sondagem (b), cerca de $2,4^{\circ}\text{C}$, devido à fonte de calor ser o próprio rio, resultado do armazenamento de energia radiativa que recebeu durante dia, sendo que grande parte desta energia também é usada para evaporar a água do rio, trazendo ar mais úmido, cerca de $0,5\text{ g/kg}$ de ar úmido que a sondagem (b). Como a sondagem (b) trás informações sobre a floresta, e a radiação já apresenta valores baixos nesse horário, a floresta começa a perder calor para atmosfera, e consequentemente resfriar, apresentando valores menores para temperatura potencial do que a sondagem que mostra informações sobre o rio.

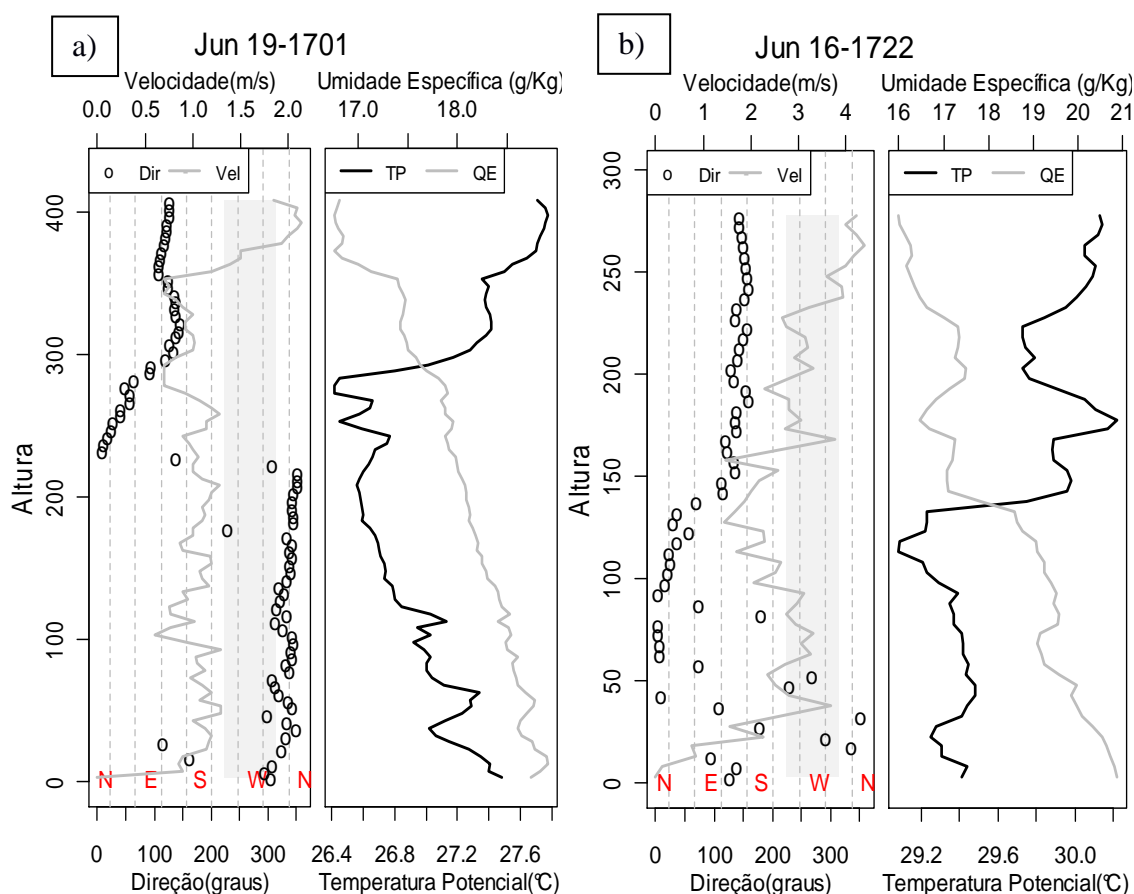


Figura 22. Sondagem brisa de rio, caso 2. Área em cinza indica a ocorrência de brisa do rio. (a) 16 de junho, 1722 (LT). (b) 19 de junho, 1701 (LT)

A Figura 22a apresenta uma sondagem típica nos horários em que a brisa do rio (ou ventos canalizados N-S) cessa, como discutido na seção anterior, que foi observada durante algumas sondagens, com acoplamento de 2 camadas, uma camada com características do rio e outra acima, com características da floresta resultante dos ventos

alísios (E-SE). Como se observa nas figuras 22a e 22b, e comentado na figura 21a, as sondagens apresentam como fonte de calor e umidade o próprio rio, porém quando o vento muda de direção, a temperatura potencial aumenta bruscamente devido a camada com características da floresta devido a ventos oriundos de leste, que trazem consigo característica de uma camada bem aquecida e misturada durante o dia. Desta maneira, as figuras 21 e 22 mostram que os efeitos da brisa são perceptíveis principalmente na temperatura potencial devido ao contraste térmico da interface Rio-Floresta estudada.

4.4 TAXA DE RESFRIAMENTO DA CLN

O resfriamento a atmosfera se dá a partir do momento que o sol se põe, porém como o ar é um mal condutor de calor, esse resfriamento se dá de maneira gradativa, no sentido solo-atmosfera, devido à superfície perder calor mais facilmente que o ar logo acima dele.

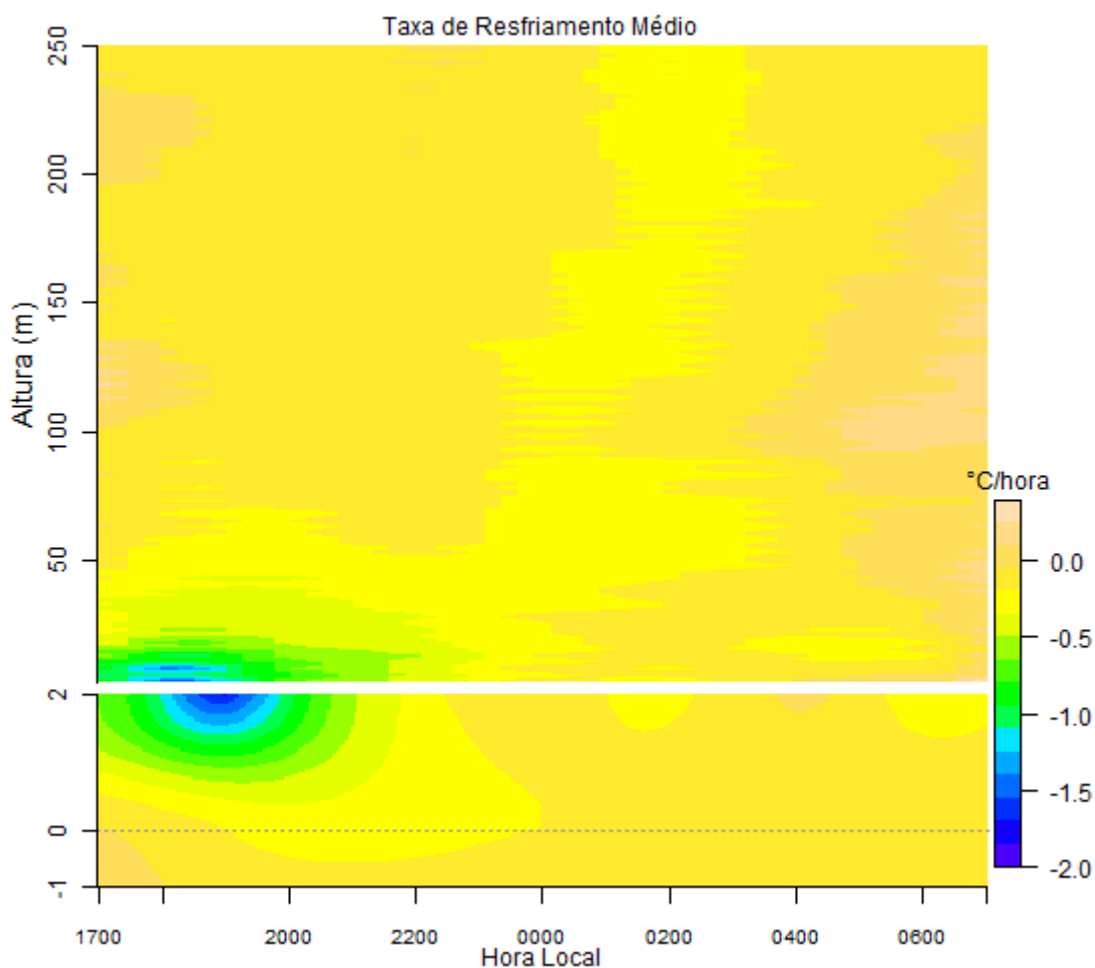


Figura 23. Taxa de resfriamento médio durante o período da campanha

A taxa de resfriamento foi analisada utilizando os dados das sondagens e da estação meteorológica, assim tivemos um melhor entendimento do que ocorre desde 1 metro de profundidade até 250 metros de altura como mostrado na figura 23. Assim, percebe-se que a taxa de resfriamento próximo à superfície é intensa, iniciando pouco antes das 17 até às 20 horas em média. Nesse período a taxa de resfriamento é em média de $-1,6$ °C/hora.

Em algumas noites como nos dias 16, 17, 23, 24 a taxa atingiu valores um pouco acima de -2 °C/hora. Porém, a partir das 20 horas o comportamento foi comum para todas as noites, com a taxa de resfriamento decaindo suavemente até às 22 horas e fica praticamente constante a partir desse período, apresentando uma taxa variando entre $-0,1$ a $-0,4$ °C/hora que é a mesma para atmosfera logo acima de 25 metros durante toda a noite.

5 CONCLUSÕES

A climatologia da região mostra-se interessante, visto que apresente variabilidades diárias e sazonais bem definidas, além dos valores de precipitação são menores do que a média da região. Esse pode ser um efeito direto causado pela brisa de rio, ressaltado por Fitzjarrald et al.(2008).

A caracterização média das variáveis da CLN apresentam características comuns na maioria das noites estudadas, apresentando diferenças apenas em noites com dias chuvosos e dias não chuvosos.

De acordo com os resultados apresentados, observou-se que não existem grandes diferenças na altura média da CLN utilizando os dois critérios para análise. Assim, o melhor método para estimar a altura da CLN nesta região ribeirinha não pode ser estabelecido com o conjunto de sondagens realizadas. Sugere-se a realização de sondagens mais frequentes e nas diferentes estações do ano.

Em geral a estabilidade, analisada na forma estática e dinâmica, apresentaram características semelhantes, apresentando camada estável sempre abaixo de 150 metros e instável, com uma transição neutra no caso da estabilidade estática, acima disso.

A partir dos dados da estação meteorológica, a ocorrência de brisa do rio tem horário bem definido, e ocorrem em aproximadamente 40% dos dias do ano, sendo que em 32%

apresentaram brisa de rio com mais de 2 horas de duração. Além disso, a canalização Norte-Sul é frequente (mais da metade dos dias), como visto em Lu et al. (2004).

Já as sondagens, que tiveram brisa de rio identificada, mostraram claramente a diferença na temperatura potencial e umidade específica em níveis que se tem ar com a influência da brisa do rio e ar com a brisa de floresta. A diferença é significativa, visto que podemos classificar como sendo duas camadas acopladas.

A taxa de resfriamento da CLN apresentou valores elevados nas primeiras duas horas da noite, logo após o por do sol e próximo a superfície, e permaneceu praticamente constante até o início da manhã. Esses resultados são confirmados com os dados da estação meteorológica (temperatura do ar e do solo), que apresentam o mesmo comportamento pelos resultados apresentados por Acevedo e Fitzjarrald (2001) e Santos (2005).

6 AGRADECIMENTOS

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado do Pará (FAPESPA), a qual proporcionou a bolsa de mestrado através do Edital 01/2010 Ao CNPq, pelo financiamento da campanha e ao Projeto LBA, pelo apoio logístico.

7 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEVEDO, O.; MORAES, O.; SILVA, R.; FITZJARRALD D. R.; SAKAI, R.; STAEBLER R.; CZIKOWSKY, M. Inferring nocturnal surface fluxes from vertical profiles of scalars in an Amazon pasture. **Global Change Biology**, vol, 10, 886-894, 2004.

ACEVEDO, O. C.; SILVA R.; FITZJARRALD D. R.; MORAES, O.; SAKAI, R.; CZIKOWSKY, M. Nocturnal vertical CO₂ accumulation in two Amazonian ecosystems. **Journal Geophysical Research**, vol. 113, 2008.

ACEVEDO, O. C.; FITZJARRALD, D.R. The Early Evening Surface-Layer Transition: Temporal and Spatial Variability. **Journal of the Atmospheric Sciences**, vol. 58, 2001.

ACEVEDO, O. C., Interação Superfície-Atmosfera. **Revista Ciência e Natura**, I Escola de Inverno de Física, p. 89-106, 2003.

ANDRE, J. C.; MAHRT, L. The Nocturnal Surface Inversion and Influence of Clear-Air Radiative Cooling. **Journal of the Atmospheric Sciences**, vol. 39, 1981.

ARYA, P.S. **Air Pollution, Meteorology and Dispersion**. Oxford University Press, New York, 1999.

BETTS, A. K.; FUENTES, J. D.; GARSTANG, M.; BALL, J. H. Surface diurnal cycle and Boundary Layer structure over Rondônia during the rainy season. **Journal Geophysical Research**, vol. 107, 2002.

BETTS, A. K.; FISCH, G.; von RANDOW, C.; SILVA DIAS, M. A. F.; COHEN, J. C. P.; SILVA, R.; FITZJARRALD, D. R. The Amazonian Boundary Layer and Mesoscale Circulations. **Geophysical Monograph Series**, AGU, 2009.

FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L. A. T.; SILVA DIAS, M. A. F.; LYRA, R. F. F. C.; NOBRE, A.; DOLMAN, A. J.; GASH, J. H. C. The Convective Boundary Layer Over Pasture and Forest in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, Vol. 78, p.47-59, 2004.

FITZJARRALD, D. R.; SAKAI, R. K.; MORAES, O. L.; ACEVEDO, O. C.; CZIKOWSKY, M. J. Mesoclimate at the Tapajós-Amazon river confluence. 17th **Symposium on Boundary Layers and Turbulence**, 2006.

FITZJARRALD, D. R.; SAKAI, R. K.; MORAES, O. L.; COSME de OLIVEIRA, R.; ACEVEDO, O. C.; CZIKOWSKY, M. J; BELDINI, T. Spatial and Temporal rainfall variability near the Amazon-Tapajós Rivers Confluence. **Journal of Geophysical Research**, vol. 113, 2008.

FITZJARRALD, D., MOORE K. Mechanisms of nocturnal exchange between the rain forest and the atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, vol. 95, 1990.

Fitzjarrald, D.R., R.K. Sakai and O.L.L. de Moraes. 2009. LBA-ECO CD-03 Mesoscale Meteorological Data, Santarem Region, Para, Brazil: 1998-2006. Data set. Available on-line [<http://daac.ornl.gov>] from Oak Ridge **National Laboratory Distributed Active** Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. doi:10.3334/ORNLDAAAC/944.

GRACE, J.; MALHI, Y. Carbon dioxide goes with the flow. **Nature**, vol.416, p. 594-595, 2002.

HOLTON, J. R. An Introduction to Dynamic Meteorology. 4. Ed. San Diego, California, USA: Elsevier, 2004.

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. Atmospheric Boundary Layer: Flows Atmospheric Boundary Layer Flows. New York, USA: Oxford University Press, 1994.

LU, L.; DENNING, A. S.; SILVA-DIAS, M. A.; SILVA-DIAS, P.; LONGO, M.; FREITAS, S. R.; SAATCHI, S. Mesoscale circulations and atmospheric CO₂ variations in the Tapajós Region, Pará, Brazil. **Journal of Geophysical Research**, vol. 110, 2005.

MALHI, Y; ROBERTS, J. T.; BETTS, R. A.; KILLEEN, T. J.; LI, W.; NOBRE C. A. Climate Change, Deforestation, and the Fate of the Amazon. **Science**, Vol. 319, 169-172, 2008.

MALHI, Y.; PEGORARO, E.; NOBRE A. D.; PEREIRA M. G. P.; GRACE J.; CULF A. D.; CLEMENT R. The Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, vol. 107, 2002.

MARTIN, S. T.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; BAUMGARDNER, D.; CHEN, Q. et al. Sources and properties of Amazonian aerosol particles. **Reviews Geophysics**, Vol. 48, 2010.

MARTINS, C. A. **Características da Turbulência: Correlações e Espectros em diferentes Topografias**. Tese de Doutorado. Santa Maria. UFSM. 2008.

MATHIEU, N.; STRACHAN I. B.; LECLERC, M. Y.; KARIPOT, A.; PATTEY, E. Role of low-level jets and boundary-layer properties on the NBL budget technique, **Agricultural Forest Meteorology**, vol. 135, 2005.

OLIVEIRA, A. P.; FITZJARRALD D. R. The Amazon Breeze and Local Boundary Layer: I Observations. **Boundary Layer Meteorology**, vol. 63: p. 141-162, 1993.

OLIVEIRA JUNIOR, R. C. de; CORREA, J. R. V. **Caracterização do Município de Belterra, Estado do Pará**. Belém: Embrapa Amazônia Oriental, 2001.

R Development Core Team. **R: A language and environment for statistical computing**. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, 2010. Disponível em <http://www.R-project.org>.

RASERA, M. F. F. L. **O papel das emissões de CO₂ para a atmosfera, em rios da bacia do Ji-Paraná (RO), no ciclo regional do carbono**, Dissertação de Mestrado.

Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2005. 69p.

RISSLER, J.; VESTIN, A.; SWIETLICKI E.; FISCH G.; ZHOU, J.; ARTAXO, P., ANDREAE, M. O. Size Distribution and Hygroscopic Properties of Aerosol Particles From Dry-Season Biomass Burning in Amazonia. **Atmospheric Chemistry Physics**. Vol. 6, 471-491, 2006.

ROCHA, H. R.; MANZI, A. O; SHUTTLEWORTH, J. Evapotranspiration. **Geophysical Monograph Series**, AGU, 2009.

SANTOS, R. M. N. **Estudos da camada limite noturna na Amazônia**. Dissertação de Doutorado. São José dos Campos: INPE, 2005. 168p.

SILVA, R. **Características Espectrais e Similaridade da Camada Limite Superficial Sobre Terreno Complexo**. Dissertação de Mestrado. Santa Maria: UFSM, 2000. 76p.

SILVA, R. **Avaliação dos fluxos superficiais noturnos de escalares através do método de balanço da camada limite atmosférica**. Dissertação de Doutorado. Santa Maria: UFSM, 2006.

SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS P. L.; LONGO M.; FITZJARRALD D. R.; DENNING A. S. River breeze circulation in eastern Amazonia: observations and modelling results, **Theoretical and Applied Climatology**, vol. 78(1), p. 111–121, 2004.

STRONG, C.; FUENTES, J. D.; GARSTANG, M.; BETTS, A. K. Daytime cycle of low-level clouds and the tropical convective boundary Layer in southwestern Amazonia. **Journal Applied Meteorological**, 2005.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988.

VICKERS, D.; MAHRT, L. Evaluating Formulations of Stable Boundary Layer Height. **Journal Applied Meteorological**, vol. 43, 2004.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. 2. Ed. San Diego, California, USA: Elsevier, 2006.

Yu, T-W. Determining Height of the Nocturnal Boundary Layer. **Journal of Applied Meteorology**, vol. 17, 1978.