

## 1- INTRODUÇÃO

Informações sobre fluxos de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), vapor d'água e energia em ecossistemas amazônicos eram muito escassos até recentemente, devido a grande carência de dados experimentais de longo prazo, necessários à caracterização das variações diárias e sazonais desses fluxos. Nos últimos anos esse quadro vem mudando devido à implantação de projetos como o LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera da Amazônia), o qual é uma iniciativa de pesquisa científica de cooperação internacional que tem por objetivo principal, criar uma nova base de conhecimento, necessária para entender o funcionamento climático, ecológico, biogeoquímico e hidrológico de ecossistemas amazônicos.

Para isso, diversos subprojetos foram criados para suprir essa carência de informações, por meio de programas sistemáticos de medições na Amazônia como o ECOBIOMA que consiste de medições contínuas de fluxos de  $\text{CO}_2$ , vapor d'água e energia em uma área de manguezal, além de medições de variáveis meteorológicas coletadas por uma estação automática, e que tem por objetivo, analisar as variações sazonais dos fluxos de massa e energia nesse ecossistema e avaliar a partição do saldo de radiação em seus componentes de fluxo de calor latente, calor sensível e calor no solo. As medições de fluxos de massa e de energia são feitas utilizando a técnica de correlação de vórtices turbulentos. Essas medições permitirão um melhor entendimento dos controles ambientais sobre fluxos entre a atmosfera e o ecossistema de manguezal. Recentemente ocorreu um grande aumento no número de pesquisas sobre a quantificação dos fluxos de  $\text{CO}_2$  e de energia entre a atmosfera e os ecossistemas terrestres, não só para avaliar a situação atual desses ecossistemas, mas também para analisar as suas variações ao longo do tempo por meio da utilização de modelos climáticos que simulam os ciclos de carbono, água e energia associados às características desse ecossistema. Diversos processos atmosféricos, hidrológicos e biogeoquímicos são influenciados pelas contribuições da energia disponível na forma de calor sensível e calor latente a partir da superfície. Estudos micrometeorológicos recentes, sobre trocas de energia e vapor d'água entre a atmosfera e

as superfícies vegetadas, indicaram que ocorre uma considerável variabilidade intersazonal da energia em superfície e ocasionalmente ao longo dos anos (ANTHONI et al., 1999; WILSON e BALDOCCHI, 2000; MEYERS, 2001). Dessa forma, a realização de estudos sobre os processos de troca de CO<sub>2</sub>, vapor d'água e de energia no sistema atmosfera-biosfera da Amazônia, considerando diferentes condições ambientais, torna-se, portanto, necessário para a compreensão das alterações de uso da terra na magnitude desses fluxos. Todavia a maioria desses estudos experimentais têm-se concentrado em ecossistemas de floresta densa de terra firme, inclusive utilizando modelos para simulação desses fluxos (SANTOS, 2001; MALHI et al, 2002). Estudos do ciclo de carbono, água e energia em um ecossistema de manguezal amazônico, ainda são bem reduzidos, e essas informações são essenciais para a compreensão das interações entre a vegetação e a atmosfera, bem como das conseqüências de possíveis modificações que este ecossistema possa sofrer, tais como: mudanças no uso do solo, variação climática e aumento da concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera. Essas mudanças podem afetar a estrutura e o funcionamento desse ecossistema, acarretando conseqüências sobre os processos climáticos locais e regionais. O efeito da conversão de manguezais naturais em áreas desmatadas pode implicar em uma alteração no equilíbrio de energia, representando um forte impacto ambiental, já que os raios solares penetram mais profundamente nos manguezais, aumentando o percentual de energia refletida. Assim, a degradação dessas áreas naturais causa alterações no albedo local, expõe a superfície à radiação solar direta, fazendo variar o balanço de energia e conseqüentemente aumentando a amplitude térmica, o que pode causar um ambiente adverso à regeneração de algumas espécies deste ecossistema.

A radiação solar é um fator importante na contabilização do balanço de energia no interior dos manguezais, influenciando diretamente os processos de aquecimento do ar e do solo, evapotranspiração e fotossíntese. O vento cria turbulência mecânica, facilitando as trocas de calor e CO<sub>2</sub>, principalmente em dosséis rugosos e com folhas menores (SNEDAKER, 1982; HERZ, 1988). Dessa maneira, investigar as variações micro climáticas em um dossel vegetativo implica no estudo das componentes do balanço de energia na camada limite superficial e os conseqüentes processos interativos, onde o vento e a radiação solar têm papéis fundamentais.

Devido a sua grande extensão, os manguezais também têm um papel importante no ciclo global de carbono, e a quantificação da emissão e seqüestro de carbono nesse ecossistema amazônico ainda é pouco conhecida (RIBEIRO, 2001). Variações no seqüestro do carbono ocorrem quando existem mudanças de uso da terra ou de cobertura

vegetal, mas resultam também de variações entre fotossíntese e respiração, decorrentes de características específicas de cada ecossistema (CARSWELL et al., 2002). As florestas estocam grandes quantidades de carbono em sua biomassa viva e no solo. Uma vez removida a floresta, a maior parte dessa biomassa vai para a atmosfera na forma de dióxido de carbono, através da queima, extração de madeira e decomposição. Com a perda da cobertura florestal, retira-se também a maior fonte de carbono para o solo, que é formado pela serrapilheira (liteira) e as raízes, expondo o solo a radiação solar direta e aumentando a amplitude térmica. O carbono do solo está intimamente associado à cobertura vegetal. Uma vez desmatado, o solo de uma área perde o carbono estocado ao longo dos anos, pela mineralização de matéria orgânica. Portanto um sistema de produção, cuja cobertura do solo possua baixa biomassa, tende a emitir a maioria do carbono do solo, ao contrário de sistemas produtivos de alta biomassa, que tendem a manter o carbono estocado no solo, além da parte aérea.

Grande parte das emissões relacionadas às mudanças de uso do solo deve-se a transformação das áreas de floresta em áreas de pastagem, monocultura e áreas urbanas. Esta conversão de floresta para outro tipo de uso do solo, é um dos maiores problemas que os países em desenvolvimento enfrentam, devido à perda simultânea de atividades de fotossíntese e respiração, biodiversidade, além de emitir quantidades expressivas de carbono para a atmosfera. Estas alterações implicam em mudanças ambientais, que dependendo da extensão da área degradada por modificações de uso do solo, podem ter conseqüências à nível local, regional ou até global.

Estudos indicam uma tendência acelerada de aquecimento global a partir do século vinte. Essa tendência estaria principalmente relacionada às alterações na composição de gases atmosféricos, causadas pelas emissões de atividades antrópicas recentes. Estes gases responsáveis pelo efeito estufa, são compostos por dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), ozônio ( $\text{O}_3$ ), metano ( $\text{CH}_4$ ), óxido nitroso ( $\text{N}_2\text{O}$ ) e vapor d'água ( $\text{H}_2\text{O}$ ). Porém os processos envolvidos com  $\text{CO}_2$  destacam-se em importância, porque este gás representa mais da metade do total das emissões, em termos de seu impacto no balanço de energia térmica da Terra. Segundo OMETTO (1981), a concentração de  $\text{CO}_2$  na atmosfera é 30% maior que no começo da revolução industrial, cerca de 240 anos atrás, sendo que a maior parte deste aumento ocorreu na segunda metade do século vinte. Devido ao tempo de residência deste gás na atmosfera, seriam necessários séculos para retornarem aos níveis pré-industriais, mesmo que todas as emissões cessassem imediatamente. Por outro lado, a regeneração de florestas

é o único mecanismo disponível para o seqüestro de carbono atmosférico, podendo reduzir o agravamento das mudanças ambientais globais.

Em resumo, a substituição de uma floresta natural por outro tipo de cobertura do solo, em geral contribui para o aumento da concentração desse gás na atmosfera, já que com a derrubada da floresta, tem-se maior emissão de CO<sub>2</sub> pela queima ou decomposição dessa vegetação, maior perda de CO<sub>2</sub> do solo para a atmosfera, pela ausência da floresta que retém CO<sub>2</sub>, além de que qualquer outra cobertura que o solo venha a ter, em substituição a uma floresta natural, em geral o seqüestro de carbono, por uma monocultura, pastagem ou floresta secundária, é sempre menor (HIGUCHI, 2001).

De acordo com PHILLIPS et al., (1998) as árvores da Amazônia são responsáveis pela captura anual de até cinco toneladas de carbono por hectare de floresta, o que contribui para reduzir os efeitos nocivos do excesso da concentração desse gás na atmosfera e conseqüentemente contribuir para redução do efeito estufa. Devido a sua grande extensão, as florestas tropicais úmidas, têm um papel importante no ciclo global de carbono. Elas contêm algo em torno de 40% do carbono estocado na biomassa terrestre, cerca de 70 bilhões de toneladas de carbono, e são responsáveis por 30 a 50% de toda produtividade terrestre, o que é um valor significativo.

Pesquisa feita durante o LBA, indicou que todos os países do mundo seriam afetados por alterações climáticas, caso a Amazônia fosse devastada por completo. Estes estudos foram feitos por meio de simulações que utilizaram o Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA), acoplado ao Simulador Integrado da Biosfera (IBIS). As simulações combinaram os efeitos do desmatamento, associado ao aumento da concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico. Os resultados das simulações apontaram, a nível local, para um aumento de aproximadamente 3,5<sup>0</sup>C na temperatura média, principalmente por causa das diminuições na evapotranspiração e do efeito radiativo do CO<sub>2</sub>, que na atmosfera absorve radiação de onda longa; aumento do albedo superficial e redução de até 25% no índice de chuvas.

Estudos feitos pelas Nações Unidas sobre mudanças climática, prevê que as degradações de florestas nativas, associadas ao aumento das emissões de CO<sub>2</sub>, principal responsável pelo efeito estufa, podem aumentar a temperatura média da Terra de 1,4 a 5,8<sup>0</sup>C entre 1990 e 2100, mais do que a estimativa feita em 1995 de um aumento de 1 a 3,5<sup>0</sup>C. Alterações bruscas na composição da atmosfera poderão desencadear mudanças drásticas, o que resultaria em grandes variações na temperatura e regime de chuvas, uma vez que com a ausência da floresta, perde-se esse elemento regulador.

A fotossíntese é o principal removedor de gás carbônico da atmosfera, por isso a vegetação é um fator estabilizador na biosfera e pode ser substancialmente influenciada pelas mudanças climáticas globais, uma vez que os efeitos de elevados níveis de CO<sub>2</sub> sobre as plantas ainda não estão bem entendidos, sendo assim, é difícil fazer previsões nesse sentido. Em geral, estima-se que os efeitos do aumento da concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico, sobre a biosfera poderiam ser diretos ou indiretos. Os efeitos diretos referem-se ao papel do CO<sub>2</sub> como “fertilizante” para a fotossíntese e produtividade primária das plantas. Os efeitos indiretos relacionam-se às alterações climáticas, como o incremento da temperatura, os períodos secos ou as inundações, possíveis conseqüências de alterações globais, que poderiam afetar a fisiologia e a produtividade das plantas.

Como as condições climáticas da região equatorial diferenciam-se de outras latitudes, principalmente pelos elevados índices pluviométricos, com altas taxas de radiação solar, evapotranspiração e temperatura, torna-se importante estudar as variações de fluxos de massa e energia em ecossistema de manguezal em uma ampla faixa de condições ambientais. Foram utilizados nesse estudo modelos físicos empíricos e mecanísticos para simular as variações dos componentes do balanço de radiação e de energia em um ecossistema de manguezal amazônico.

Com o objetivo de avaliar o desempenho e entender o funcionamento desse ecossistema em relação às condições ambientais, foram utilizados oito métodos para estimativa dos componentes do balanço de radiação e energia. Outro objetivo desse estudo foi quantificar as variações diárias e sazonais do fluxo de dióxido de carbono e suas relações de dependência com elementos micrometeorológicos do manguezal, além de avaliar as alterações microclimáticas sobre a possível irreversibilidade do impacto ambiental causado por desmatamento no manguezal.

Esse estudo é uma contribuição ao entendimento da micrometeorologia de manguezal na região amazônica. Vale ressaltar que os dados experimentais que foram utilizados neste estudo correspondem às primeiras séries de dados de longo prazo obtidas em ecossistema de manguezal amazônico e que também serão utilizadas futuramente para fins de modelagem.

## 2 - REVISÃO DE LITERATURA

### 2.1. O Ecossistema Manguezal

O manguezal é um ecossistema costeiro, formado por vegetação arbórea e situa-se entre os ambientes terrestre e aquático. Desenvolve-se em regiões de planícies ou vales alagados, limitados por baixios em estuários e deltas que possuem águas ricas em material em suspensão, com influência de marés e grande variação de salinidade (FIDELMAN, 2001). É característico de regiões tropicais e subtropicais e ocorrem apenas em lugares semi-abrigado da ação das ondas, ventos fortes e ressacas, constituindo um ecossistema de baixa energia, mas aberto para receber a água do mar. Por isso é comum encontrarmos este ecossistema em regiões estuarinas, lagos, enseadas, baías, barras e reentrâncias costeiras, onde haja encontro de águas de rios com a do mar, ou diretamente expostos à linha da costa. Eles também só ocorrem em pontos da costa onde há depósito de sedimento fino, daí os manguezais estarem sempre associados à lama. Portanto, o manguezal desenvolve-se em solo lamacento rico em matéria orgânica que conferem ao solo altas concentrações de sulfeto com pouco oxigênio e dominado por espécies vegetais típicas, adaptadas as condições específicas deste ambiente (alta salinidade e solo encharcado). Devido a essas condições ambientais adversas, são poucas as espécies vegetais que possuem adaptações especiais para sobreviver neste ecossistema.

Segundo TOMLISON (1986), as 54 principais espécies de manguezais estão subdivididas em 20 gêneros e 16 famílias. Porém, de 30 espécies que representam a maior parte da comunidade de manguezais, 25 delas correspondem somente a duas famílias: *Avicenniaceae* e *Rhizophoraceae*, que dominam as comunidades de todo o mundo. As espécies mais comuns encontradas nos manguezais do litoral brasileiro são: *Rhizophora mangle* (mangue vermelho), *Lagunculária racemosa* (mangue branco) e *Avicennia Germinans* (mangue preto). Para fixação em substrato inconsolidado, o mangue vermelho apresenta raízes-escoras, que são raízes aéreas que partem do caule principal arqueadas até o solo. As raízes das espécies de mangue possuem lenticelas localizadas nas raízes-escoras e em raízes aéreas denominadas pneumatóforos, que ocorrem em mangue branco e negro. Estas estruturas têm a função de realizar as trocas gasosas, uma vez que o sedimento do manguezal é anóxico. Para superar os problemas de salinidade as plantas de mangue

desenvolveram mecanismos que impedem com que o sal entre nas plantas através das raízes (*Rhizophora* e *Lagunculária*) ou excretam o sal através de glândulas localizadas na folha (*Avicennia*).

Outra adaptação é a viviparidade, que protege os embriões. Ao contrário da maioria das espécies vegetais, onde a semente germina no solo, as sementes de mangue germinam ainda presas à planta mãe, formando uma estrutura chamada propágulo, que quando atinge determinado tamanho e peso, caem da planta se fixando no sedimento lodoso ou então são dispersos pelas marés. Em água salgada a longevidade dos propágulos (sementes) de *Rhizophora* é acima de um ano, enquanto que de *Avicennia* é de 110 dias e de *Laguncularia*, 35 dias. Estes propágulos têm poder de flutuação e podem chegar a regiões muito distantes de onde foram produzidos.

No que diz respeito à matéria e energia, os manguezais são sistemas abertos, recebendo em geral um importante fluxo de água doce, sedimento e nutrientes do ambiente terrestre e exportando água e matéria orgânica para o mar ou águas estuarinas. Trata-se, portanto de ambiente com grande abastecimento de nutrientes, no qual sob os solos lodosos, há uma textura de raízes e material vegetal parcialmente decomposto, onde diversas espécies marinhas encontram condições ideais para reprodução, sendo de importância fundamental para a produtividade primária na zona costeira e para o equilíbrio ambiental.

O desenvolvimento dos manguezais depende de cinco requisitos básicos: altas temperaturas (média mensal mínima superior a 20<sup>0</sup>C e uma amplitude anual inferior à 5<sup>0</sup>C); costas livres de ação de ondas e marés violentas (baías rasas e abrigadas, estuários abrigados, lagoas, o lado de ilhas abrigados do vento, canais protegidos); aluvião fina e particulada (substrato mole constituído por silte e argila fina, rica em matéria orgânica); presença de água salgada e uma larga amplitude de marés. Nos manguezais, as chuvas exercem um importante papel na dissolução dos sais marinhos, baixando o conteúdo de sal acumulado no substrato, mantendo desta forma as espécies de mangue que têm certo limite de tolerância à concentração de sal no substrato para sobreviver neste ecossistema. Segundo MOLION (1987) a precipitação na costa litorânea do Pará origina-se principalmente de uma composição da quantidade de água evaporada localmente (evapotranspiração), adicionada a uma contribuição de água resultante da evaporação no oceano Atlântico próximo ao litoral. Este tipo de precipitação é resultante do aquecimento diferencial gerado entre o oceano e o continente, que dá origem a formação de células convectivas que se deslocam durante o dia em direção ao litoral, trazidos pela brisa

marítima e precipitam geralmente pela parte da tarde. No entanto, a variabilidade sazonal da dinâmica de chuvas nesta região, é também fortemente influenciada pela atuação de outros sistemas atmosféricos como: linhas de instabilidade (LI) originadas na costa N-NE do litoral Atlântico, zona de convergência intertropical (ZCIT) e aglomerados convectivos de mesoescala (COHEN et al., 1995). Muitas vezes estes sistemas atuam de forma combinada devido a características intrínsecas como topografia e fatores ambientais

Os manguezais possuem importantes funções ecológicas que os tornam imprescindíveis para a região costeira tropical devido à amenização do impacto do mar na terra; o controle de erosão pelas raízes de mangue; a estabilização física da linha de costa; retenção de sedimentos terrestres de escoamento superficial; atua como “filtro biológico” de sedimentos e nutrientes, o que impede o assoreamento e a contaminação das águas costeiras; age como regulador da temperatura, umidade e de poluentes atmosféricos; abrigo de fauna, sendo considerado um habitat crítico na forma de berçário para reprodução de espécies marinhas. Assim, como ocorre em um ecossistema de floresta de terra firme, a biodiversidade característica de um ecossistema de manguezal depende em grande parte da estabilidade do meio físico, constituído pelo solo e baixa atmosfera. Ao contrário de outras florestas, os manguezais não são ricos em número de espécies vegetais, porém destacam-se pela abundância de espécies animais que neles vivem. Por isso, podem ser considerado um dos ambientes naturais mais produtivos do mundo.

## **2.2. Distribuição dos manguezais**

No mundo existem cerca de 162.000 km<sup>2</sup> de manguezais. Segundo YOKOYA (1995), as regiões de maior desenvolvimento dos manguezais encontram-se entre os trópicos de Câncer e Capricórnio e ocasionalmente se estendem a regiões com latitude de até 32°N e 39°S, quando apresentam menor desenvolvimento devido ao clima mais rigoroso. O desenvolvimento estrutural máximo dos manguezais tende a ocorrer próximo à linha do equador devido às condições favoráveis de temperatura e umidade mais elevadas. Um fator limítrofe de tolerância de temperaturas no inverno situa-se em torno de 16°C entre os meses de janeiro (hemisfério norte) e julho (hemisfério sul) conforme Figura 1.

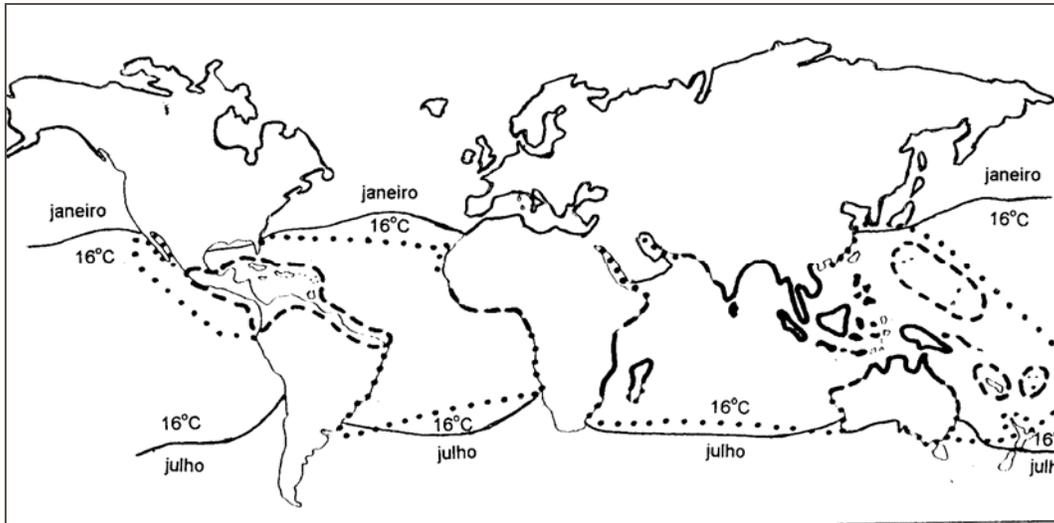


Figura 1 – Distribuição mundial dos manguezais

No Brasil existem cerca de 25.000 km<sup>2</sup> de floresta de mangue, que representam mais de 15% de manguezais do mundo inteiro. Eles estão distribuídos desde o Amapá até laguna em Santa Catarina no litoral brasileiro. No entanto a maior concentração de manguezais encontra-se nos litorais do Amapá, Pará e Maranhão, com algumas ocorrências importantes nos estuários do Nordeste, especialmente na Bahia (DIEGUES, 1996). Calcula-se que 75% das linhas de costas tropicais do mundo são dominadas por esse tipo de vegetação. E apesar da importância que este ecossistema representa para a humanidade, sob vários aspectos da ciência, pouco se conhece a respeito dos processos de interação entre fluxos de energia, água e CO<sub>2</sub> que ocorrem dentro e fora desse ecossistema.

### 2.3. Sistema de medição de fluxo de massa e energia

O processo turbulento de mistura, resultante da interação entre atmosfera e superfície, dá origem a pequenas células denominadas vórtices, os quais se deslocam nas direções horizontal e vertical de forma aleatória e são responsáveis pelo transporte das propriedades atmosféricas entre os diferentes níveis. Neste processo, há um predomínio de transporte na direção vertical e estes escoamentos turbulentos são intrinsecamente transientes, possuindo variações no tempo e no espaço. O escoamento é dito transiente porque as flutuações superimpostas ao escoamento principal possuem natureza aleatória. Essas flutuações provocam um forte grau de mistura das propriedades atmosféricas em razão da movimentação de vórtices em diferentes direções, afetando drasticamente o equilíbrio das forças atuantes no escoamento. Segundo LEAL (2000) este efeito pode ser

observado pela passagem dos vórtices através dos sensores, mesmo para curtos períodos de tempo. Portanto, quanto menor o tempo de resposta do sensor, melhor a caracterização das flutuações.

Diante desta necessidade, desenvolveu-se um equipamento capaz de realizar medições de fluxos próximos à superfície de forma instantânea e confiável, com características e aspectos funcionais como baixo consumo de energia, permitindo o uso de painéis solares; redução dos distúrbios causados pelo escoamento turbulento e eficiência no processamento e armazenamento de dados. Esse sistema descrito por MONCRIEFF et al. (1997) foi desenvolvido para determinar as trocas totais de massa e energia na interface do ecossistema com a atmosfera livre, utilizando sensor tridimensional de vento e analisador de gás de resposta rápida. O sistema em questão utiliza a técnica de covariância de vórtices turbulentos ou “*eddy covariance*”, que viabiliza medições contínuas e representativas de grandes superfícies. Esta técnica inclui, além de um hardware e um programa computacional, um método de análise de dados em tempo real, em que os algoritmos utilizam filtros nos dados brutos e aplicam as calibrações e correções necessárias. De acordo com MONCRIEFF et al. (1997) as técnicas micrometeorológicas de correlação de vórtices turbulentos, associadas a razão de Bowen são utilizadas também para determinar fluxos de calor sensível, calor latente e gás carbônico. O método de covariância de vórtices turbulentos é uma técnica bem estabelecida, que tem como vantagem principal a medição de fluxos difusivos turbulentos de forma contínua e instantânea diretamente sobre uma superfície plana.

Segundo SEDIYAMA e GOMIDE (1998) o princípio do método de correlações de vórtices turbulentos é medir as contribuições de todos os movimentos turbulentos responsáveis pela transferência vertical de vapor d’água, calor sensível e momentum, a partir de covariâncias calculadas em período médio estabelecido.

Com objetivo de avaliar a técnica de vórtices turbulentos, LAUBACH e McNAUGHTON (1999) realizaram experimento em superfície gramada, no qual verificaram as possíveis perdas na estimativa de fluxo de calor sensível e calor latente de acordo com a separação entre ambos os sensores, uma vez que a mesma requer simultaneamente a velocidade vertical do vento e a densidade do vapor d’água. Neste estudo foram feitas correções para cada fluxo sob diferentes condições de estabilidade atmosférica, as correções foram consideradas satisfatórias, porém eles sugerem o uso de um segundo termopar instalado no higrômetro para determinar a perda de covariância para

calor sensível, o qual será utilizado também para correções das perdas de covariância para calor latente.

MOORE (1986), também destaca a importância de verificar a relação entre o espaçamento dos sensores e sugere que estes devem ter uma distância mínima para evitar distorções nos valores da velocidade vertical do vento. Segundo MOORE e FISCH (1986), este problema é maior para ecossistemas florestais, uma vez que o fluxo de calor no solo é pequeno e de difícil medição, onde a energia armazenada no dossel contém grande parte da energia disponível durante certos períodos do dia.

PATTEY e HUNT. (2002), realizaram medições noturnas em dois ecossistemas diferentes, para avaliar os possíveis problemas relacionados com a medição de fluxos neste período. Eles encontraram dificuldades nas medições sob condição de estabilidade atmosférica, onde a intensidade do vento é baixa ou nula, fazendo com que o componente do vento na direção vertical ( $w$ ) não seja medido constantemente e conseqüentemente causando descontinuidade na estimativa dos fluxos.

Estimativas de longo período para fluxos de calor sensível, vapor d'água e  $CO_2$ , foram realizadas por SAIGUSA et al. (2002), para uma floresta temperada, localizada em uma região montanhosa na parte central do Japão, com temperatura média de  $7,3^\circ C$  e precipitação anual em torno de 2.400mm. Eles verificaram, utilizando testes de armazenamento de energia, erros nas estimativas dos fluxos da ordem de 25 a 35%, comparando dois métodos de estimativa para vórtices turbulentos.

Nos últimos anos tem-se discutido as incertezas e os possíveis erros nas medidas de fluxos usando a técnica de correlação de vórtices turbulentos sobre terrenos complexos (SAKAI et al., 2001; VON RANDOW et al., 2002; FINNIGAN et al., 2003). VON RANDOW et al. (2004), comparando medidas de fluxo de radiação e de fluxos turbulentos de energia e de  $CO_2$  coletados entre fevereiro de 1999 a setembro de 2002 em área de pastagem em Rondônia, observaram o não fechamento do balanço de energia com a soma dos fluxos turbulentos, variando de 80 a 110% da energia disponível. As razões para a aparente subestimativa dos fluxos não são ainda claras, mas, segundo os autores, podem estar relacionadas a dois fatores: primeiro, a lenta mudança na direção do vento sobre terrenos ondulados, adicionando uma componente de baixa frequência que não pôde ser capturada usando rotações de curta escala de tempo no instrumento, a outra razão estaria na divergência horizontal do vento, que pode causar advecções horizontais dos fluxos de calor sensível e calor latente.

Contudo, o método de correlação de vórtices turbulentos transformou-se na técnica padrão de medição de fluxo em nível de dossel das plantas e vem sendo aplicado desde 1996 sendo utilizado em quinze diferentes localidades na Europa, através da rede EUROFLUX, assim como em diferentes sítios experimentais distribuídos no mundo através da rede FLUXNET. Sendo reconhecido como a forma mais confiável e direta para monitorar o comportamento desses fluxos a curto, médio ou longo prazo em diferentes ecossistemas (MALHI et al., 1998).

#### **2.4. Modelos de simulação de fluxos**

O desenvolvimento, aplicação e popularização de modelos para simulação de fluxos, têm se desenvolvido a partir das três últimas décadas, em conjunto com o crescimento de dados da área micrometeorológica e medidas fisiológicas. O modelo bioquímico de FARQUHAR e CAEMMERER (1982), e os vinculados a algoritmos de condutância estomatal fotossinteticamente dependente, revolucionaram o tópico de modelagem de fluxos de CO<sub>2</sub> e vapor d'água pela elaboração de uma composição teórica para interpretação de fluxos ao nível das folhas.

Os modelos que acoplaram fluxos de carbono-água surgiram na literatura em meados dos anos 80 e começo dos anos 90. Frequentemente estes modelos eram parametrizados com dados disponíveis da literatura, ao invés de dados da vegetação em investigação. Modelos teste foram raros e quando conduzidos eram frequentemente baseados em menos de 30 horas de dados, conseqüentemente, as precisões dos cálculos de densidade do fluxo de CO<sub>2</sub> e água não eram confiáveis.

Antes dos anos 90 os modelos eram limitados pela quantidade de dados micrometeorológicos e informações fisiológicas, necessárias para parametrizar o modelo. Com o decorrer dos anos 90, vários artigos sobre o comportamento funcional da fotossíntese nas folhas e condutância estomatal, tornaram-se disponíveis na literatura; esse crescimento na quantidade de dados possibilitou WULLSCHLEGER (1993) e SCHULZE et al., (1994) sintetizarem o modo pela qual os parâmetros de modelos fotossintéticos e de condutância estomatal variam com o tipo funcional da vegetação e com medidas tais como o conteúdo nitrogenado das folhas.

Avanços no desenvolvimento da eletrônica possibilitaram o desenvolvimento de sensores eletrônicos para medidas de fluxos com maior grau de confiabilidade. Esta característica possibilitou conduzir experimentos de campo para períodos de longa duração

de coleta de dados, que até então era limitado a curtos períodos e utilização de instrumentação com baixo grau de precisão das medições.

Na segunda metade da década de 90, a iniciação de medidas contínuas e de longo prazo de fluxos de CO<sub>2</sub> e vapor d'água, e a realização de experimentos de nível internacional como ABRACOS, HAPEX-SAHEL, BOREAS e NOPEX, supriu a comunidade científica com o aumento da quantidade de dados, dez vezes maior do que havia antes desses experimentos. Tais dados foram usados por vários pesquisadores para testar modelos de fluxo acoplado carbono-água em escalas estacionais e anuais. Testes de modelos de fluxo acoplado em escalas temporais e multi-anuais estão sendo produzidos, já o número de artigos que trata do assunto e modelos teste nessa escala de tempo, ainda são escassos.

Com a disponibilidade de novas e maiores séries de conjunto de dados, surgem novas questões a respeito da aplicabilidade e precisão dos modelos de fluxo acoplado carbono-água. As novas aplicações dos modelos precisam considerar a dinâmica sazonal da biologia e da micrometeorologia. Esta característica requer ajuste dinâmico de muitos parâmetros do modelo, que foram considerados estáticos em aplicações passadas, como o índice de área foliar, capacidade fotossintética, índice basal da cinética enzimática e relações água-planta.

BALDOCCHI e WILSON (2001) empregaram um método que combinou níveis padrões de medidas de fluxo obtidas pelo método de correlação de vórtices turbulentos e um modelo biofísico (CANOAK), para quantificar como, CO<sub>2</sub>, vapor d'água e trocas de energia em uma floresta decídua temperada, variam em escalas múltiplas de tempo. O modelo biofísico para uma escala de tempo multi-anual foi então utilizado para quantificar como, o impacto de modelos climáticos e trocas na estrutura da vegetação e capacidade fisiológica, influenciam em escalas de tempo anual e decadal.

O modelo foi testado com dados coletados desde outubro de 1994 e reproduziu 80% das variações dos fluxos de CO<sub>2</sub> e vapor d'água que estavam contidas em uma série de tempo de um ano. Foram examinadas questões relacionadas com a variabilidade interanual das trocas de massa e energia, por causa da validação do modelo com o registro meteorológico de uma década.

Um resultado interessante observado neste estudo foi o efeito do agrupamento e comprimento das folhas em diferentes épocas, sobre a fotossíntese no dossel e nas trocas de CO<sub>2</sub>. Ignorar os efeitos do tamanho das folhas, causa um erro da ordem de 50% nas estimativas das trocas líquidas de carbono entre a biosfera-atmosfera para este tipo de

floresta. Cada incremento diário de mudança no tamanho e agrupamento na época de crescimento altera as trocas líquidas de CO<sub>2</sub> no ecossistema em 5,9 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup>.

O modelo utilizado por BALDOCCHI e WILSON (2001), foi capaz de reproduzir os padrões e magnitudes das trocas de CO<sub>2</sub>, vapor d'água e energia sobre escalas de tempo, horárias, diárias e sazonais com boa fidelidade entre valores medidos e simulados. O desempenho do modelo foi quantificado através de regressão linear entre valores medidos e simulados, obtendo um coeficiente de determinação ( $r^2$ ) de 0,815. Com isso, os testes estatísticos sugerem que a correlação entre valores simulados e medidos é da ordem de 80%. Resultados similares sobre o desempenho do modelo ( $r^2 > 0,80$ ) também foram encontrados por WILLIAMS et al., (1996) para uma floresta secundária.

O modelo reproduziu também as variações temporais das magnitudes das trocas de calor latente ao longo do ano, obtendo um coeficiente ( $r^2$ ) da ordem de 0,83. Valores similares também foram encontrados por KELLOMAKI e WANG (2000) para floresta boreal e VERHOEF et al., (2000) para savana.

Uma razão para justificar o bom desempenho do modelo biofísico CANOAK, origina-se de sua natureza de multicamada e também por considerar processos não-lineares, tais como fotossíntese, condutância estomatal e variações do balanço de energia das folhas nas frações iluminadas e sombreadas. Estes resultados são consistentes com dados de vários estudos que têm mostrado que o desempenho de modelos biofísicos de fluxos de gases traços diminui, quando o modelo da folhona (big-leaf) é usado e quando ignoram as distinções microclimáticas entre folhas iluminadas e sombreadas.

Um modelo biofísico integrado para estudar a micrometeorologia do dossel de uma floresta boreal foi utilizado por LIANHONG et al. (1999), para determinar as trocas líquidas de CO<sub>2</sub>, calor sensível e vapor d'água. E para isso o dossel da vegetação foi dividido em múltiplas camadas. Os fluxos no dossel são obtidos, integrando estas trocas sobre a profundidade do dossel. O modelo foi testado utilizando medidas da variação diurna dos ciclos de radiação líquida no dossel, fluxo de calor sensível, concentração de CO<sub>2</sub>, vapor d'água e velocidade de fricção. Uma vez testado, o modelo foi usado para decompor as contribuições internas das trocas de CO<sub>2</sub> para os diferentes elementos do ecossistema.

Os resultados mostraram que as trocas de massa e energia durante o dia, nas duas partes do dossel da floresta (superior e inferior), foram largamente controladas pela parte superior da floresta, embora seu índice de área foliar fosse menor do que na parte inferior. Porém, houve um grau de domínio variado entre CO<sub>2</sub>, calor sensível e latente do dia para a

noite. Contribuições relativas de diferentes elementos do ecossistema para trocas líquidas de calor sensível e vapor d'água, permaneceram inalteradas para cada dia do período de teste. Em contrapartida, contribuições relativas dos diferentes elementos do ecossistema, nas trocas líquidas de CO<sub>2</sub> causaram significativa flutuação em resposta às mudanças nas condições ambientais.

O papel da parte inferior da floresta foi mais significativa para as trocas de CO<sub>2</sub> e menos significativa para as trocas de calor sensível, com as trocas de vapor d'água no intermédio. A respiração de solo e de folhas equilibra muito (aproximadamente 36%) a absorção de CO<sub>2</sub> pela folhagem durante o dia. Enquanto durante a noite, eles dominam as trocas de CO<sub>2</sub>. A contribuição do solo para as trocas líquidas de calor sensível e vapor d'água, é secundária.

CORREIA (2005), utilizando o “Simplifield Simple Biosphere - SSiB” validado com parâmetros calibrados e não calibrados, simularam o saldo de radiação e fluxos de calor sensível e calor latente para sítios em pastagem e floresta na Amazônia. Foram utilizadas medidas micrometeorológicas e hidrológicas, obtidas durante o período seco de 2001, como parte do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia – LBA. Os resultados indicam que o modelo simulou bem o saldo de radiação, tanto para pastagem quanto para floresta. O fluxo de calor latente foi superestimado nos dois sítios com um valor médio de 28,7 W.m<sup>-2</sup> maior que os observados, o que deve estar relacionado aos parâmetros utilizados no cálculo dessa variável. Por outro lado, o modelo subestimou o fluxo de calor sensível na pastagem e na floresta, principalmente no período noturno, porém para a floresta, os valores foram mais próximos daqueles observados, no qual a diferença entre o fluxo médio de calor sensível modelado e observado foi sempre menor que aquele para fluxo de calor latente. Com parâmetros ajustados, melhores estimativas dos fluxos de calor latente e calor sensível foram geradas e consequentemente, representou melhor as partições de energia na floresta e na pastagem.

## **2.5. Balanço de radiação e partição da energia**

A distribuição da radiação solar é quem determina a maioria dos fenômenos no sistema terra-atmosfera e tem grande importância na determinação das taxas de fotossíntese e evapotranspiração. O saldo de radiação, resultante do balanço de radiação de ondas longas e curtas, impulsiona alguns processos físicos e é utilizado para aquecer a superfície e o ar acima dela ou para fornecer energia para evaporar a água do solo e da vegetação (BASTABLE et al. 1993).

A radiação solar incidente à superfície é de fundamental importância nos processos morfológicos e fisiológicos das plantas e seu comportamento está associado às variações da latitude, altitude, declinação solar, cobertura de nuvens e turbidez atmosférica. Segundo estudos realizados por ZHANG et al. (1996), na região amazônica 88% da radiação solar incidente é absorvida pela superfície e a partição do saldo de radiação é de aproximadamente 64% para fluxo de calor latente, através da evapotranspiração e 36% é alocado na forma de calor sensível.

De acordo com os resultados de RIBEIRO (2001) que utilizou uma série de dados de radiação referente ao mês de junho de 1997, coletados no manguezal de Bragança-PA. Os maiores picos de radiação solar incidente ocorreram entre 12:00 h e 14:00 h, com um valor total médio de  $908 \text{ W.m}^{-2}$  e o saldo de radiação com valor médio de  $730 \text{ W.m}^{-2}$  para o mesmo horário. O saldo de radiação representou em média 78% da radiação solar global. No ciclo diurno, o fluxo de calor latente foi equivalente a 69% do saldo de radiação, com valor médio de  $522 \text{ W.m}^{-2}$  no horário de 12:00 h. O fluxo de calor sensível representou 24% do saldo de radiação com valor médio de  $228 \text{ W.m}^{-2}$ . Contudo, admite-se que esses resultados podem variar em função da não consideração de todos os processos biológicos e fatores ambientais que controlam os mecanismos fisiológicos do manguezal, tais como: potencial de água na folha, resistência aerodinâmica e concentração de  $\text{CO}_2$ .

A partição de energia, particularmente sob a forma de calor sensível e calor latente, determina o aquecimento da atmosfera e o conteúdo de vapor d'água e são as interações mais importantes entre a biosfera e a atmosfera sendo as magnitudes de cada fluxo variável para diferentes ecossistemas. A Razão de Bowen, definida como a relação entre fluxo vertical de calor sensível e fluxo vertical de calor latente, é o parâmetro comumente utilizado para caracterizar a partição de energia disponível para o transporte turbulento entre cada fluxo. Essa partição determina as propriedades da camada limite planetária, influenciando o transporte vertical (convecção) e o transporte horizontal (advecção) de calor e umidade. Nesse contexto, especula-se se as trocas mais importantes dessas propriedades ocorrem em florestas tropicais (GASH e NOBRE, 1996).

Estudos realizados em Manaus-AM na reserva biológica de Cueiras por PEREIRA (2001) para caracterização das variações diárias e sazonais dos componentes do balanço de radiação e energia, indicam que as magnitudes das variações são bem distintas entre estação chuvosa e menos chuvosa, com maiores amplitudes na estação menos chuvosa. PEREIRA (2001) obteve resultados semelhantes àqueles obtidos por ZHANG et al (1996) em que a maior parte do saldo de radiação foi utilizada sob a forma de calor latente, com

percentual de aproximadamente 66% no início da estação chuvosa (dezembro). O valor máximo da radiação global incidente ocorreu em setembro e os menores valores foram observados em junho (mês de transição entre estação chuvosa e menos chuvosa).

A distribuição e quantidade de energia que é absorvida pelos manguezais dependem basicamente da sua localização geográfica, que influencia as variações na proporção de incidência da radiação solar ao longo do ano, bem como o adensamento e desenvolvimento da folhagem. Tais características provocam alterações na partição de energia e por consequência no balanço térmico (ODUM et al., 1970).

Segundo RIBEIRO (2001) quanto mais denso o mangue, maior quantidade de radiação solar incidente pode ser absorvida e a atenuação da insolação aumenta progressivamente com o incremento da área foliar. Assim, no período em que as árvores perdem grande quantidade de folhas, a atenuação da radiação solar é reduzida, aumentando a contribuição do substrato na absorção da radiação solar incidente. O efeito de absorção da radiação solar pelo substrato mantém um controle do balanço de radiação nos manguezais, os quais funcionam como uma espécie de regulador térmico, evitando grandes amplitudes diárias em um manguezal preservado, como foi constatado por CHAPMAN(1977), SNEDAKER(1982) e HERZ(1988). Dessa forma, o ciclo de produção foliar nas diversas espécies de mangue é fator condicionante à incidência da radiação solar, uma vez que dosséis mais abertos ou mais densos expõem de modo variado o ângulo de incidência na copa das árvores e a radiação solar penetra mais profundamente ou não, o que consequentemente proporcionará um armazenamento variado na quantidade de energia no substrato e na biomassa, o qual altera o balanço térmico e influencia diretamente o comportamento das condições micrometeorológicas dos manguezais.

O movimento contínuo das folhas provocado pelo vento, associado às variações no ângulo de incidência solar ao longo do dia, faz com que o dossel da vegetação absorva quantidades flutuantes de radiação. Em dias ventilados a penetração da radiação incidente tende a ser maior. Pois, conforme aumenta a velocidade do vento, há maior agitação das folhas, modificando a disposição das copas das árvores e permitindo a formação de caminhos de entrada da radiação no interior do mangue. Não obstante, a penetração da radiação solar no dossel aumenta linearmente com as maiores elevações solares. Segundo SILVA (1991) as folhas verdes absorvem entre 75 a 90% das radiações de comprimento de onda característico do azul (450 nm) e do vermelho (680 nm), utilizando essa energia radiante no processo de fotossíntese.

SANTOS ALVALÁ (1993) desenvolveu um modelo com base na solução interativa da equação do balanço de energia, para determinação de fluxos de calor sensível e calor latente à superfície em dias sem precipitação, utilizando medidas de radiação solar global, saldo de radiação, velocidade do vento, temperatura do ar e do solo, resistência estomática máxima e mínima, incluindo também propriedades físicas e fotométricas do solo e dossel. Os resultados das simulações para todos os componentes do balanço de energia foram comparados com dados medidos e apresentaram correlações satisfatórias, cujas discrepâncias encontradas para fluxo de calor sensível e calor latente, foram associadas tanto a erros incorporados nas estimativas da resistência aerodinâmica quanto a erros de parametrização da resistência estomática.

## **2.6. Determinantes ambientais do ecossistema de manguezal**

Todos os elementos encontrados na estrutura física e biológica dos manguezais integram uma conjuntura de variáveis ambientais, em que se destacam os componentes hidrológicos caracterizados nas marés, deflúvios e correntes que influenciam sua inundação e drenagem. Nesse aspecto, as interações encontradas no substrato na presença da água e da sedimentação associada à produtividade foliar, causam diferentes efeitos sobre sua climatologia. Cada um dos componentes, segundo propriedades físicas em relação a sua interação com a radiação solar, promove circunstâncias de absorção, reflexão e transmissão de energia, capazes de manter fatores muito próprios de transformação que incidem sobre o condicionamento micrometeorológico dos bosques de manguezais, especialmente no seu balanço térmico.

Segundo SILVA e HERZ (1987), em geral devido à umidade saturada os manguezais mantêm em seu interior temperaturas bastante diferenciadas dos ambientes periféricos, principalmente em relação à mata costeira que processa e acumula a radiação solar de modo próprio, muito distinto ao da floresta atlântica. Por comparações realizadas simultaneamente entre as duas áreas referidas, com relação à variação diurna da temperatura, foram constatadas temperaturas mais elevadas nas áreas ocupadas por mangues. Pela elevação da temperatura sobre os manguezais, deduz-se que a umidade em suspensão promove a absorção parcial das radiações infravermelho, cujo produto soma-se à quantidade de energia acumulada pelo substrato negro, resultante da decomposição e oxidação da biomassa, como também da água superficial mantida nos interstícios do substrato e pequenas depressões e mesmo pelo alto conteúdo de água constantemente

renovado pelas marés. Caracterizando que todo metabolismo das espécies de mangue é dependente de um balanço térmico extremamente diverso daquele encontrado para a mata costeira de terra firme. Dessa forma, pode-se afirmar que os manguezais em sua funcionalidade capacitam o ambiente em superfícies de absorção das radiações, especialmente do espectro infravermelho, caracterizando diferentes albedos.

Segundo SILVA (1991) um aspecto decorrente dessa propriedade é que seguramente o limite zonal dos manguezais sobre latitudes maiores e além dos trópicos, possa ser justificado pela microclimatologia desfavorável gerada no interior dos manguezais, o que permitiria a tolerância menor aos extremos climáticos inadequados à sobrevivência daquelas espécies vegetais em latitudes maiores à zona intertropical.

De acordo com SNEDAKER (1982) a temperatura média favorável ao desenvolvimento das espécies de mangue fica em torno de 20°C, com amplitudes térmicas que não excedem 5°C. Altas temperaturas são essenciais à manutenção do desenvolvimento das espécies de mangue, gerando altas taxas de metabolismo e produtividade, permitida pela insolação e balanço térmico local. CHAPMAN (1977) cita a *Avicennia Germinans* como a espécie capaz de tolerar a temperatura mínima de 10°C. Nos intervalos de gradientes térmicos mais dilatados, está associada uma diversidade maior das espécies nas subunidades do ecossistema.

As chuvas regionais exercem uma influência importante na dissolução dos sais marinhos, baixando o seu conteúdo acumulado no substrato. Por outro lado, casos de secas pronunciadas resultam em aumento da concentração de sal no substrato. No entanto, os excessos de precipitação também representam uma condição extrema adversa ao ecossistema, por diluírem demasiadamente os sais marinhos. Tais condicionantes levam o ecossistema de manguezal a alterações fisiológicas extremas, conduzindo as espécies à intolerância e extinção. As chuvas bem distribuídas proporcionam recuperação na fisiologia das plantas halófitas e também nas propriedades físicas do solo. BLASCO (1984) destaca que tais instabilidades pluviométricas ocorrem em litorais subtropicais, tendo como reflexo a redução no porte dos manguezais. O fato das zonas equatoriais apresentarem maior exuberância no porte das árvores, justifica-se pela distribuição regular de chuvas e altas temperaturas durante todo o ano.

Segundo COHEN et al. (1995) os principais fatores causadores de precipitação na região amazônica são: linhas de instabilidade, zona de convergência intertropical e ondas de leste. Além disso, o aquecimento diferencial da superfície favorece a convecção profunda, responsável pela circulação global energética da atmosfera tropical, através do

transporte de calor para a alta atmosfera. A brisa marítima e terrestre também tem forte influência no regime pluviométrico junto à costa litorânea do estado do Pará.

Os períodos chuvosos e menos chuvosos, característicos de regiões tropicais úmidas, são fatores que determinam as trocas de vapor d'água em florestas tropicais, em razão da variação na quantidade de energia disponível e na disponibilidade de água no solo. COSTA e FOLEY (1997) comparando evapotranspiração simulada com observações sob diferentes tipos de cobertura vegetal, concluíram que a evapotranspiração é extremamente dependente do tipo de cobertura do solo, especialmente durante a estação chuvosa.

Toda a microestrutura interna do manguezal resulta da combinação de múltiplos fatores físicos e biológicos, conduzindo de certo modo a manutenção dos constituintes químicos e da salinidade que pode chegar a alguns casos a 70%. Normalmente a tolerância das espécies de mangue a salinidade é mantida a intervalos variáveis, desenvolvendo-se em ambientes onde a concentração de sal oscila entre 13 a 35%. Espécies mais resistentes como a *Avicennia*, toleram concentrações de até 90%. A funcionalidade biológica da planta é condicionada a fatores externos ao meio ambiente, a absorção da radiação aumenta a temperatura da folha e a evapotranspiração reduz a temperatura da mesma, assim como o próprio ambiente, por meio da convecção, pode agir no sentido de resfriar ou aquecer a massa foliar por contato com o ar vizinho. Contudo a condução não constitui fator significativo para as trocas de energia na planta, destacando-se a convecção e evaporação como elementos marcantes no processo de redistribuição de calor que é intermediado, sobretudo pelos fluxos de momentum e vapor d'água.

Segundo LARCHER (1986) a conversão de energia é mais pronunciada na parte superior da copa das árvores, onde a flutuação diária da temperatura do ar é também maior. Próximo do solo, onde apenas uma pequena parte da energia é convertida, a flutuação de temperatura é mínima. Como as plantas trocam energia com o meio ambiente, a temperatura das partes da planta acima do solo pode divergir consideravelmente da temperatura do ar. E as trocas de calor da vegetação com o meio ambiente por convecção serão mais eficazes, quanto menores e mais divididas forem as folhas. As constantes modificações na composição foliar do dossel vegetativo alteram sua rugosidade, influenciando o padrão do vento e os transportes turbulentos. A cobertura vegetal, por causa de sua rugosidade, serve de barreira contra o fluxo de vento criando uma camada de turbulência acentuada onde pequenas massas de ar (denominadas "eddy") movem-se aleatoriamente, transportando calor, vapor d'água e CO<sub>2</sub> de regiões de altas concentrações

para regiões de mais baixa concentração, a uma taxa que será determinada pela intensidade da turbulência que por sua vez é função da velocidade do vento e da rugosidade aerodinâmica da vegetação.

Além disso, o vento tem papel importante nas trocas de calor entre as plantas e o meio ambiente, pela renovação do ar em contato com a superfície foliar, contribuindo para maior eficiência da transpiração, de forma que quanto maior a velocidade do vento, maiores as taxas de troca de calor. Porém, o equilíbrio térmico das plantas não é determinado apenas por fatores físicos. Devido à regulação estomática da transpiração, ele é afetado também por processos fisiológicos extremamente complexos.

## **2.7. Condutância Estomática**

Características e variabilidade da condutância estomática tem sido objeto de estudo de diversos pesquisadores em ecossistemas florestais. Todavia, estudos sobre condutância estomática em ecossistema de manguezal ainda são bastante reduzidos. A condutância estomática é importante fator fisiológico no controle dos processos vitais da planta além de ser um indicador do *status* hídrico. A condutância estomática é controlada pelas “células guarda” que controlam a abertura estomatal através da turgidez, assim, a condutância é proporcional ao diâmetro da abertura estomatal e suas variações de abertura são devido a diferenças do potencial de água na folha, que dependem da interação de diversos fatores ambientais. O comportamento estomático determina a demanda transpirativa a que as folhas estão potencialmente sujeitas e, portanto, determina a taxa de crescimento da planta (JARVIS e McNAUGHTON, 1986; RADERSMA E RIDDER, 1996). Segundo KALLARACKAL e SOMEN (1997), existe um padrão bastante consistente quanto à variação da condutância estomática durante o dia, ou seja, pela manhã, geralmente se vê maiores valores de condutância estomática, enquanto que pela parte da tarde, esses valores são reduzidos. Os mesmos autores em análises preliminares verificaram que a condutância estomática foi controlada pelo saldo de radiação e pelo déficit de pressão de vapor. Logo a redução da abertura estomatal, que geralmente acontece próximo ao meio dia, pode ser entendida como uma estratégia evolutiva de maximizar a eficiência do uso da água, pois os estômatos permanecem com maior abertura apenas quando o déficit de pressão de vapor é menor. TACONET et al. (1995) estudaram a variação sazonal da evaporação e condutância estomática utilizando dados de sensoriamento remoto sobre uma plantação de soja e encontraram que as variações sazonais na condutância estomática estão relacionadas com fatores ambientais que controlam a abertura estomatal principalmente o potencial de água

na folha e o deficit de pressão de vapor. LEUNING (1990) e DYE e OLBRICH (1993) verificaram em plantações de eucalipto que a condutância estomática é muito sensível às variações do deficit de pressão de vapor.

## **2.8. Influência de variáveis meteorológicas na magnitude dos fluxos**

Alguns autores apontam para a importância da obtenção de informações a respeito da influência de elementos meteorológicos na magnitude dos fluxos de calor sensível, calor latente e CO<sub>2</sub> (WILSON e BALDOCCHI, 2000; VON RANDOW et al., 2004). Diversos processos atmosféricos, hidrológicos e biogeoquímicos são influenciados pelas contribuições da energia disponível na forma de calor sensível e calor latente, a partir superfície. Estudos micrometeorológicos recentes publicados por BALDOCCHI et al., (2000) e MEYERS (2001) sobre trocas de energia e vapor d'água entre a atmosfera e a superfície vegetada indicam que ocorre uma considerável variabilidade intersazonal da energia na superfície a curto e médio prazo e ocasionalmente ao longo dos anos.

WILSON e BALDOCCHI (2000) em estudos realizados em uma floresta decídua, localizada na América do Norte, verificaram que as mudanças ocorridas no saldo de radiação ( $R_n$ ) ao longo do ano, correspondem a alterações nos fluxos de calor sensível e ambos os parâmetros tiveram um máximo após a emergência foliar. As variações diárias e sazonais dos fluxos de calor sensível foram analisadas em diferentes épocas de desenvolvimento da vegetação ao longo de um ano, onde fatores como ângulo solar, cobertura de nuvens, pluviosidade e temperatura têm influência direta nas magnitudes destes fluxos. O fluxo de calor latente, por outro lado, sofreu pouca variação sendo que somente a fase de desenvolvimento foi considerada nesta análise, em que foi verificada uma queda no valor da Razão de Bowen entre o período de dormência e crescimento.

MAHRT e VICKERS (2002) analisaram as relações entre fluxo de calor sensível, calor latente e CO<sub>2</sub> com elementos meteorológicos para uma área com diferentes tipos de superfícies. E verificaram através de correlações que o fluxo de calor latente aumentou proporcionalmente com a radiação líquida, porém para valores elevados de  $R_n$  ocorreu uma ligeira dispersão, já para pequenos valores de radiação líquida, há uma limitação na taxa de fotossíntese, uma vez que os estômatos permanecem parcialmente fechados com objetivo de limitar a perda de água na planta. Neste mesmo trabalho, o deficit de pressão de vapor (DPV) foi correlacionado com o fluxo de calor latente, sendo verificado que a correlação não foi satisfatória para valores de DPV superiores a 10hPa. Esta correlação é verificada, pois sob condição de altos valores de DPV os estômatos permanecem parcialmente

fechados para manter o escoamento constante de água dentro dos limites de água disponível.

A temperatura é fator importante na contabilização do balanço de energia, influenciando significativamente nos fluxos de calor latente, sensível e demais fluxos energéticos. A razão limite das temperaturas é essencial na sobrevivência e desenvolvimento das espécies de mangue, garantindo suas funções metabólicas de produtividade e balanço de calor local. De acordo com estudo realizado por COSTA (2001) para avaliar variações térmicas decorrentes da degradação de manguezais na região bragantina utilizando-se de comparações simultâneas da variação diária da temperatura do ar entre as áreas de manguezal natural e degradado, mostraram que as temperaturas mais altas foram verificadas na área degradada durante o período diurno. Obviamente, esta área tende a tornar-se mais aquecida devido à exposição do solo à radiação solar direta, associado à contribuição da cor escura do solo. Entretanto no período noturno, as temperaturas na área natural são sempre maiores que àquelas observadas na área degradada. Essas diferenças estão associadas à eficiência na atenuação da radiação solar incidente quando penetra no dossel da floresta de manguezal, cuja cobertura vegetal tende a armazenar os fluxos radiativos e minimizar as perdas energéticas noturnas, ao passo que na área degradada, as perdas radiativas noturnas não sofrem nenhum bloqueio devido à ausência da vegetação.

Características físicas, morfológicas e fisiológicas da vegetação também são de extrema importância para derivar os coeficientes e as resistências que governam as transferências de momentum, de radiação, de fluxos de calor sensível e calor latente. Todos esses fluxos dependem do estado da cobertura vegetal e das condições atmosféricas. O cálculo da resistência estomática em qualquer método de simulação é de vital importância para a estimativa da transferência de vapor d'água da superfície para a atmosfera. Essas resistências são calculadas como efeito integrado das resistências estomáticas das folhas no dossel das árvores. Os parâmetros fisiológicos importantes usados no cálculo dessas resistências são o índice de área foliar, a fração de cobertura vegetal, os coeficientes de resistência estomática à radiação fotossinteticamente ativa, a porosidade, o potencial de umidade do solo e o parâmetro de resposta estomática à pressão de vapor d'água.

## **2.9. Impactos do desmatamento sobre a climatologia regional**

Vários estudos de simulação numérica do clima sob condições de troca de superfícies vegetadas de floresta por área desmatada ou substituição da floresta por áreas

de pastagem, já foram realizados (HENDERSON-SELLERS et al., 1993; NOBRE et al., 1991; LEAN e ROWTREE, 1993; MANZI, 1993). De um modo geral os resultados convergem para um aumento da temperatura do ar próximo a superfície (variando de 0,6 a 2,0 °C), uma redução nos totais de precipitação e evaporação de 20 a 30% do valor de floresta e uma estação seca mais prolongada.

A grande maioria dos estudos feitos sobre mudança da cobertura do solo é direcionada, em geral, para avaliar as conseqüências da conversão de florestas em pastagens, em função do avanço do processo de degradação das florestas tropicais para convertê-las em áreas de pastagens. Este processo de degradação também já vem ocorrendo em outros ecossistemas como o manguezal. Porém, no caso de manguezais essa devastação ocorre sobre diversas razões, em geral os manguezais vêm sendo devastados pelo avanço da ocupação urbana, utilização da madeira do mangue para diversos fins, construções de estradas, dentre outros fatores. O efeito da conversão de manguezais naturais em áreas desmatadas pode implicar em uma alteração no equilíbrio de energia, representando um forte impacto ambiental, uma vez que os raios solares seriam absorvidos em maior quantidade devido a alterações no albedo local, fazendo variar o balanço de energia e conseqüentemente aumentando a amplitude térmica, o que pode causar um ambiente adverso à regeneração de algumas espécies deste ecossistema (RIBEIRO, 2001).

Um caso típico é o que vem ocorrendo no manguezal de Bragança-PA, onde foi construída uma estrada que atravessa o manguezal e liga a cidade de Bragança à vila de Ajuruteua. Após a construção da estrada, vem ocorrendo um processo progressivo de degradação de parte desse ecossistema. O solo na área degradada é classificado como “gleissolo álico salino” de tonalidade cor cinza escuro, cuja textura do substrato é menos espessa que no manguezal natural, apresentando modificações estruturais, devido sua exposição à incidência da radiação solar direta, o que causa também uma amplitude de temperatura bem superior àquela observada no interior do manguezal preservado.

Em um estudo preliminar, NOBRE et al., (1989) avaliaram os impactos climáticos devido ao desmatamento na região amazônica e seus resultados apontaram para um aumento de 1,3°C na temperatura do ar próximo a superfície. Este aquecimento relativo da superfície de terra desmatada e do ar imediatamente acima é consistente com reduções na evapotranspiração e no fluxo de calor latente, uma vez que uma maior fração da energia radiativa estaria disponível para aquecer o solo e o ar acima deste. Além disso, a redução no comprimento de rugosidade com a retirada da floresta, diminui a eficiência dos

processos de troca turbulenta, contribuindo para um aumento de calor na superfície e na camada atmosférica acima dela.

Em simulação de substituição de floresta por pastagem, os resultados encontrados por NOBRE et al., (1989) evidenciaram que para o balanço de energia, a radiação solar absorvida pela superfície é menor no caso desmatado ( $186 \text{ W.m}^{-2}$ ) que na área de floresta ( $204 \text{ W.m}^{-2}$ ), devido às variações do albedo que aumentaram de 12,5% no caso de floresta para 21,6% no cenário de pastagem, evidenciando que o tipo de cobertura do solo é fator determinante no balanço de energia.

No caso do ecossistema de manguezal, esse efeito também foi observado por RIBEIRO (2001) que ao confrontar informações adquiridas em área desmatada e área de manguezal preservado no Nordeste do Pará, constatou que na área desmatada uma parte considerável da energia absorvida pelo solo é conduzida para camadas mais profundas, enquanto no manguezal em seu estado natural essa transferência é muito pequena. Essa condução e armazenamento de calor no manguezal desmatado ocorrem em função do elevado grau de aquecimento sobre a superfície de cor escura devido à exposição direta à radiação solar, ao passo que no manguezal preservado, a quantidade de radiação solar que chega a superfície do solo é bastante reduzida devido às múltiplas reflexões e atenuações que ocorrem quando a radiação penetra no dossel. Essa característica resulta em uma maior amplitude térmica que pode ser percebida pelo maior aquecimento durante o período diurno e maior resfriamento durante a noite na área desmatada, em que o solo apresenta maior perda radiativa pela ausência da floresta que retém parte desta radiação.

Outro resultado semelhante encontrado por RIBEIRO (2001) para ecossistema de manguezal, é que no caso da área desmatada, a exposição à radiação solar direta na superfície resulta em uma redução considerável na evaporação e um aumento no fluxo de calor sensível, até mais pronunciado em relação a áreas de floresta de terra firme, devido à tonalidade escura do solo de manguezal que favorece a absorção da radiação incidente. Além disso, o solo descoberto torna-se vulnerável a enxurradas provocadas por precipitações intensas, causando lixiviações de nutrientes e sal marinho. Assim, os solos desmatados tendem a tornar-se compactados e pobres de nutrientes, dificultando a regeneração dessa área.

Estudos realizados por LEAN et al. (1996) representam as condições de fronteira mais realista do cenário da Amazônia, uma vez que os parâmetros de controle (fração de vegetação coberta, tipo de solo, difusividade hidráulica, etc.) e de superfície (albedo, comprimento de rugosidade, índice de área foliar, etc.), foram extraídos do conjunto de

dados do ABRACOS. Os resultados obtidos foram coincidentes com aqueles descritos por NOBRE et al. (1989) com redução na evapotranspiração e aumento da temperatura próximo a superfície. De um modo geral, a substituição de floresta por pastagem provoca a nível sazonal, redução no saldo de radiação de ondas curtas (8%), devido ao aumento do albedo; aumento na temperatura média do ar (0,9°C); redução pequena na umidade específica do ar; aumento da velocidade do vento; redução na evaporação e precipitação (de 20% e 14% respectivamente) e período de seca mais prolongado.



### 3.1.1. Manguezal natural

Nesta área, localizada a 30 km do Município de Bragança, cujas coordenadas geográficas são; 01° 03'S de latitude e 46° 45'W de longitude, foi montada uma torre micrometeorológica, com 25 metros de altura (Figura 3), distante em linha reta de aproximadamente 1 km da rodovia que liga a cidade de Bragança à vila de Ajuruteua, e a aproximadamente 300 metros das margens do rio Furo Grande.



Figura 3 – Torre micrometeorológica instalada no manguezal natural de Bragança.

De acordo com COHEN et al. (1999) a região Bragantina é cortada por canais de marés que ligam o manguezal ao estuário e compreende árvores bem desenvolvidas com aproximadamente 20 metros de altura. A área apresenta características típicas de um manguezal do tipo exuberante, denso e alto. Segundo levantamento realizado por MARQUES da SILVA et al. (1997), nesta região foi observada a presença predominante das espécies *Rhizophora Mangle*, *Avicennia Germinans* e *Lagunculária Racemosa*. Sob o ponto de vista estrutural, a classificação do mangue é do tipo arbóreo, de dossel semi-fechado e frequentemente inundado sob o regime de marés. A característica de produção foliar é de aumento no período chuvoso com a redução da salinidade intersticial,

favorecendo a formação de folhas novas e diminuindo a produção foliar no período menos chuvoso.

O manguezal possui um aspecto quase plano cuja superfície é revestida por altas concentrações de matéria orgânica particulada e decomposta, misturada a partículas sedimentares de origem mineral, formando um solo anóxico com tonalidade cinza escuro e textura fina. Segundo RUIVO et al. (2004) o mangue está estabelecido em depósitos aluviais holocênicos, ocorrendo descontinuamente ao longo das margens dos furos, rios e igarapés do estuário, onde o hidromorfismo é o processo característico mais marcante na formação deste solo sujeito a submersão contínua pelo efeito de maré.

O clima da região é caracterizado como muito úmido, megatérmico, ocorrendo duas estações distintas: chuvosa (janeiro a junho) e menos chuvosa (julho a dezembro). Essa sazonalidade reflete o efeito do deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre a região (INMET, 1992).

### **3.1.2. Manguezal degradado**

O processo de degradação no manguezal de Bragança vem ocorrendo ao longo das últimas três décadas e teve início em 1974 com a construção da estrada (PA 458) que corta o manguezal numa extensão de aproximadamente 30 km. Esta degradação ocorre de duas maneiras: primeiro pela exploração das espécies lenhosas para diversos fins, pela facilidade de acesso que a estrada oferece; e segundo pela obstrução dos canais naturais de drenagem com aterramento para construção da estrada, interrompendo o livre deslocamento dos fluxos de água salgada e nutriente que existiam antes da estrada.

As áreas degradadas no manguezal estão distribuídas em clareiras adjacentes à estrada. A clareira utilizada (Figura 4) neste estudo ocupa uma área de aproximadamente 4,5 km<sup>2</sup>, cujas coordenadas geográficas são: 00° 55'S e 46° 42'W e localiza-se a 16 km de distância da cidade de Bragança. Segundo RIBEIRO (2001), o solo na área degradada é classificado como “gleissolo salino” de tonalidade cinza escuro, cuja textura do substrato é menos espessa que no manguezal natural, apresentando modificações estruturais, devido sua exposição à incidência da radiação solar e chuvas. Devido a pouca idade desta camada, não há evidências de estruturação pedogênica, cujas propriedades físicas são condicionadas pelo material de origem e pelo processo de construção, o que lhe confere um caráter antropogênico.



Figura 4 – Vista parcial da área degradada do manguezal de Bragança-PA.

## **3.2. MEDIÇÕES E SISTEMA DE AQUISIÇÃO DE DADOS**

### **3.2.1. Medições no manguezal natural**

A série de dados utilizada neste estudo corresponde ao período de novembro de 2002 a agosto de 2003. Para medição das variáveis meteorológica, necessárias à caracterização do microclima do manguezal e também para utilização como dados de entrada nos modelos empíricos, foi instalada uma estação meteorológica automática (EMA) no topo da torre micrometeorológica, cujas variáveis geradas a cada 30 minutos estão apresentadas na Tabela 1. As medições de fluxo de energia, concentrações de vapor d'água e CO<sub>2</sub> na atmosfera, foram feitas através do sistema EDISOL (Descrito por MONCRIEFF et al. (1997) foi desenvolvido entre 1992 e 1995 pelo *Winand Staring Centre* em *Wageningen*), que também foi instalado na torre micrometeorológica, fazendo medições acima do dossel vegetativo.

Tabela 1 - Relação das variáveis meteorológicas coletadas na Estação Meteorológica Automática (EMA) com unidade de medida, identificação dos sensores e altura/profundidade de instalação

<b>Medidas</b>	<b>Unidade</b>	<b>Instrumento/Modelo</b>	<b>Altura</b>
Temperatura do ar	(°C)	<i>Temperature Probe HMP45C</i>	27 m
Direção do vento	( ° )	<i>Wind Sentry model 03001</i>	27 m
Velocidade do vento	(m.s <sup>-1</sup> )	<i>Wind Sentry model 03001</i>	27 m
Umidade relativa	( % )	<i>Relative Humidity Probe HMP45C</i>	27 m
Radiação solar global	(W.m <sup>-2</sup> )	<i>Pyranometer SP LITE(Kipp&amp;Zonen)</i>	27 m
Saldo de radiação	(W.m <sup>-2</sup> )	<i>Net Radiometer Q-7.1</i>	27 m
Precipitação	(mm)	<i>CSI model CS700-L</i>	27 m
Radiação PAR	(μmol.m <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup> )	<i>Quantum Sensor LI-190SB</i>	1m, 16m, 27m
Temperatura do solo	(°C)	<i>Temperature Probe model 108</i>	5cm, 20cm, 50cm

### 3.2.2. Medições no manguezal degradado

No manguezal degradado foi realizada uma campanha intensiva com duração de 32 dias de coleta de dados no período de 21 de outubro a 21 de novembro de 2003, denominada experimento CIMeLA (Circulações de Mesoescala no Leste da Amazônia). Onde foram feitas apenas medidas de variáveis meteorológicas, com a utilização de uma estação meteorológica automática, instalada a dois metros da superfície fazendo medições contínuas e armazenando dados a cada 30 minutos em um *datalogger*. Nesta área, foram feitas medições da radiação solar incidente e refletida para determinação do albedo do manguezal degradado, além das variáveis descritas na Tabela 1, exceto radiação fotossinteticamente ativa (PAR).

### 3.2.3. Estação Meteorológica Automática (EMA)

A EMA (Figura 5) corresponde a um conjunto de sensores para determinação de temperatura do ar, direção e velocidade do vento, radiação solar global, saldo de radiação, umidade relativa, radiação PAR, precipitação e temperatura do solo. Exceto a radiação PAR e temperatura do solo que foram medidos em três níveis, os demais sensores fizeram medições acima do dossel.



Figura 5 – Vista da Estação Meteorológica Automática (EMA) instalada no manguezal natural.

Para medição da radiação global incidente foi utilizado um piranômetro modelo SP-LITE, que tem como elemento sensor o fotodiodo de silício e trabalha na faixa de radiação de 0,3 a 4,0  $\mu\text{m}$ . O sensor que mede o saldo de radiação foi instalado e nivelado em uma haste metálica de 3 metros de comprimento com orientação na direção aproximada de 30° Oeste do ponto cardinal Norte. Este sensor é constituído de um termostato que utiliza 60 junções de baixa resistência para reduzir a suscetibilidade de ruídos e faz medidas instantâneas da soma algébrica das radiações incidente e refletida.

A radiação PAR foi medida a 1, 16 e 27 metros de altura no interior do manguezal, para se avaliar o efeito de atenuação dessa radiação com a profundidade do dossel. Essa radiação compreende a faixa do espectro solar, percebida no intervalo de comprimento de onda entre 0,4 e 0,7  $\mu\text{m}$ , considerada efetiva para fotossíntese e sua intensidade e disponibilidade está diretamente relacionada à produtividade fotossintética das plantas. A radiação PAR foi medida por meio de um detector fotovoltaico de silício que apresenta tempo de resposta de 10  $\mu\text{s}$  e opera em uma faixa de temperatura que pode variar entre -40 a 65 °C e sua medida expressa a densidade de fluxo de fótons absorvidos por unidade de área por unidade de tempo.

As medidas de temperatura e umidade relativa foram obtidas na EMA, através do higrômetro modelo HMP45C. O sensor consiste de uma resistência de platina com um detector de temperatura (PRT) e um detector de umidade relativa (UMICAP). O sensor de

temperatura tem capacidade para realizar medições entre -40 e 60 °C e o sensor de umidade têm alcance de medida entre zero e 100%.

A direção e velocidade do vento foram obtidas a vinte e sete metros de altura, por meio de um anemômetro modelo 03001 *WIND SENTRY*. Esse anemômetro mede a velocidade do vento utilizando três conchas em miniatura, fixado na extremidade por um suporte metálico de dois metros de comprimento e faz medições entre 0 e 50 m.s<sup>-1</sup>, apresentando boa linearidade de resposta para ventos acima de 1 m.s<sup>-1</sup>, com precisão de aproximadamente 0,5 m.s<sup>-1</sup>.

Os registros de precipitação foram obtidos por meio de um pluviômetro de balsa da Campbell, modelo CS700-L, desenvolvido para uso com *dataloggers*. As medições foram feitas pelo cômputo dos pulsos emitidos pela balsa e registradas no *datalogger*. Este instrumento faz registros de precipitação que podem variar entre 0,1 a 500 mm.h<sup>-1</sup>.

As medidas de temperatura do solo foram obtidas a 5, 20 e 50 cm de profundidade. Estes sensores utilizam um termostato que pode fazer medições de temperatura no solo entre -35 a 50 °C.

A aquisição e armazenamento dos dados gerados na EMA são feitos pelo datalogger modelo CR10X que é um módulo programável compacto de coleta de dados com entradas analógicas e digitais e a programação é feita por meio de teclado/display (CR10KD), ou via comunicação serial (direta ou modem) através de microcomputador, utilizando o modo de telecomunicações. As interfaces recebem os sinais emitidos pelos sensores que fazem medições a cada 10 segundos e são interpretados pelo sistema de processamento que armazena estes dados em termos de valores médios de cada variável a intervalos de 30 minutos.

#### **3.2.4. Sistema de medição de fluxos – EDISOL**

É composto por um anemômetro sônico tridimensional que mede instantaneamente as três componentes do vento, um analisador de gás a infravermelho, um gabinete com microcomputador e *software* para aquisição de dados de alta frequência que foi especificamente desenvolvido para o sistema EDISOL (Figura 6) com a finalidade de calcular os fluxos de momentum, calor sensível, calor latente e CO<sub>2</sub> em tempo real. Os sensores utilizados para estimativa destes fluxos foram instalados a três metros acima da torre, com orientação para Leste, com objetivo de minimizar distorções no escoamento na direção do vento dominante (CARSWELL et al., 2002).



Figura 6 – Sistema EDISOL instalado no manguezal natural de Bragança.

O sistema utiliza a técnica de correlação de vórtices turbulentos (*eddy covariance*) e calcula a covariância entre as flutuações na componente vertical da velocidade do vento, simultaneamente com a quantidade conservativa de interesse na amostra de ar coletado. A técnica baseia-se no seguinte procedimento: o vento carrega as massas de concentrações mais altas ou mais baixas, para cima e para baixo com os vórtices turbulentos, e medindo essas flutuações rápidas através de sensores de resposta rápida (alta frequência), podemos somar os componentes e obter os fluxos. Esta técnica é reconhecida atualmente como a forma mais direta e confiável para obtenção destes fluxos em longo prazo para diferentes ecossistemas (MALHI et al., 1998; VERMA, 1999).

### 3.2.5. Anemômetro sônico de três eixos

O anemômetro sônico (*Solent A1012R, Gill Instruments Lymington, UK*) utilizado no sítio experimental tem orientação tridimensional, com sensores separados de 15 centímetros a 120°, estrutura impermeável, consome  $700 \text{ mW.s}^{-1}$  de energia e opera com velocidade do vento de até  $60 \text{ m.s}^{-1}$ . Seu sensor é constituído de um a três pares de transdutores acústicos que medem o tempo de trânsito das pulsações acústicas em um intervalo de percurso. O pequeno tamanho e a disposição de junções simétricas dos termopares minimizam a carga de radiação sobre os sensores, dispensando dessa forma o uso de protetores contra radiação. As três principais funções eletrônicas de operação do ultra-sônico são: processamento e análise dos dados brutos, armazenamento e transmissão.

O anemômetro sônico obtém as componentes da velocidade do vento, emitindo pulsos ultra-sônicos de um sensor para o outro a cada segundo. Medindo então a diferença

de tempo entre ida e volta do sinal emitido, que é proporcional a velocidade do som e do vento. Conhecendo-se a velocidade do som em um ambiente estacionário, o componente da velocidade do vento ao longo desse percurso é então calculado. Este procedimento de uma forma mais detalhada seria: primeiramente o sônico emite um pulso em cada direção no primeiro eixo e o cômputo desta passagem para cada direção é armazenado individualmente na forma bruta. Adicionalmente, um rápido método de cálculo baseado na velocidade de propagação do som em ambiente estacionário é utilizado para calcular a velocidade do vento ao longo dos eixos.

O fluxo de calor sensível que é parte integrante do balanço de energia sofre variações significativas ao longo do dia, para minimizar os erros de estimativa com o anemômetro, é conveniente o uso da temperatura virtual sônica para o cálculo deste fluxo sob diferentes condições. Segundo STULL, (1988) a temperatura virtual sônica é aproximadamente igual à temperatura virtual ou potencial que é calculada pelo tempo de propagação dos pulsos, tal que:

$$T_{vs} \cong \theta = T_{ar} \left(1 + 0,38 \frac{e}{P}\right) \quad (1)$$

Onde,

$T_{vs}$  - temperatura virtual sônica (°C);

$\theta$  - temperatura potencial (°C);

$T_{ar}$  - temperatura do ar (°C);

$e$  - pressão de vapor atual (hPa);

$P$  - pressão atmosférica (hPa).

Dentre as diferentes condições atmosféricas possíveis, valores elevados de velocidade do vento e pressão parcial de vapor d'água devem ser considerados em particular. No caso da velocidade do vento são adicionados erros devido à tensão de cisalhamento (*momentum stress*) que devem ser considerados neste cálculo, conforme LLOYD et al., (1984).

### 3.2.6. Analisador de gás a infravermelho – IRGA

O analisador de gás utilizado é o IRGA modelo LICOR 6262, o qual mede as concentrações de CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O com base na diferença entre absorção da radiação infravermelha que atravessa duas câmaras de gás, uma chamada câmara de amostra e outra

de câmara de referência. Este analisador pode ser operado em modo diferencial ou absoluto.

No modo diferencial a câmara de referência contém um gás de concentração conhecida e valor diferente de zero. A diferença entre a absorção na câmara de amostra e a câmara de referência, resulta no valor da concentração do gás.

No modo absoluto a câmara de referência é mantida a uma concentração de gás igual a zero. E o gás cuja concentração se deseja medir, é atravessado pela radiação infravermelha na câmara de amostra. O valor medido na câmara de amostra é comparado com a concentração zero na câmara de referência para obter-se uma medida absoluta da concentração de gás. Para melhor precisão do analisador é indicado um gás com concentração zero de CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O para fluir na câmara de referência.

### **3.2.6.1 Princípio de funcionamento**

A câmara de referência é usada por um gás de concentração conhecida, em geral o nitrogênio, e a câmara de amostra é usada para medir o gás da amostra de concentração desconhecida. A radiação é transmitida alternadamente para cada caminho da câmara e a análise é proporcional à diferença de absorção entre os dois gases. Dois detectores são necessários para separar as concentrações de água e CO<sub>2</sub>. Os detectores medem simultaneamente as concentrações de CO<sub>2</sub> e vapor d'água da amostra (FIGURA 7). Um *Splitter* de viga distribui o caminho da radiação infravermelha para os dois detectores, para medir as concentrações de H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub>, através da absorção da radiação infravermelha. Ambos os detectores são solenóides de chumbo, dispositivos sólidos e resistentes a vibração. Os detectores são resfriados até -5°C para manter a sensibilidade constante e reduzir o nível de ruído. O detector de CO<sub>2</sub> usa um filtro de interferência ótica a 4,26μm com um *bandpass* de 0,15μm. O detector de vapor d'água usa um filtro semelhante à 2,59μm com um *bandpass* de 0,05μm. O *software* do LI-6262 corrige as medidas de CO<sub>2</sub> pela diluição desse gás na presença de vapor d'água.

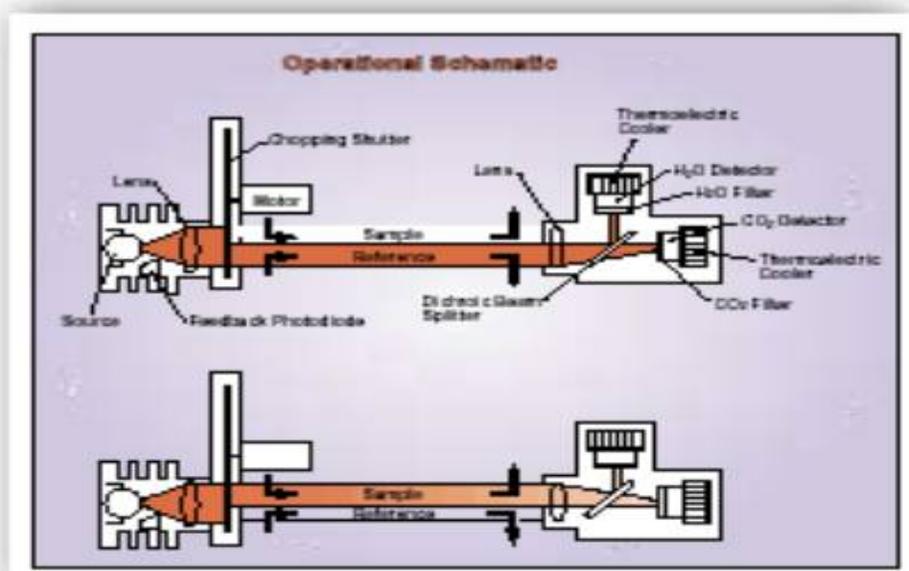


Figura 7 - Esquema operacional do analisador de gás a infravermelho IRGA em detalhes.

O ar é arrastado através do analisador por sucção e bombeamento; o vidro-tampão (*Buffer-Bottle*) funciona para reduzir flutuações na linha de amostra. O material da área de amostragem não interage com o  $\text{CO}_2$  e vapor d'água. O comprimento do tubo não é crítico e o sistema tem sido operado com 3 a 16 cm. O diâmetro do tubo afeta a velocidade do fluxo, diminui a pressão e a energia requerida para arrastar o ar pelo sistema. O controlador do fluxo de massa mantém a velocidade de fluxo dentro de uma pequena variação, assim, garante que o tempo de passagem para qualquer amostra de ar permanece aproximadamente constante. Um feixe de luz incide no tubo ótico, dividindo-se em feixe de luz infravermelha para dois detectores solenóides. O sistema então utiliza um *software* especialmente escrito, que calcula a concentração de vapor d'água e  $\text{CO}_2$ , com base na absorvidade desses gases pela radiação infravermelha. O volume do tubo ótico é de  $11,9\text{cm}^3$ , a velocidade do fluxo máximo no tubo do analisador não deve exceder  $10\text{ lmin}^{-1}$ ; normalmente o gás é arrastado pelo analisador em um fluxo de velocidade  $6\text{ lmin}^{-1}$ , embora alguns grupos operam com velocidade de fluxo mais elevada para garantir um fluxo totalmente turbulento em linha de amostragem. Velocidades de fluxo mais elevadas têm algumas vantagens, as quais reduzem a perda do sinal em elevar a um ponto mais distante o espectro de frequência.

### 3.2.6.2. Método de calibração

A calibração para o CO<sub>2</sub> é realizada de acordo com a preferência de cada laboratório; escalas podem ser traçadas para padrões nacionais relevantes. O ponto zero é estabelecido usando o N<sub>2</sub> seco ou por métodos químicos. A calibração do vapor d'água é feita utilizando métodos químicos ou com uso de geradores de vapor d'água (LI-COR *portable dew point generation model* LI-610). A calibração pode ser realizada para uma mesma velocidade de fluxo, de forma semelhante quando o sistema está medindo fluxos superficiais, garantindo assim que todas as diferenças de pressão sejam mantidas iguais quando estiver operando em modo-atividade ou modo calibração. O *software* no LI-COR - IRGA também pode ser empregado para correção por alterações entre a velocidade de fluxo atual e de calibração.

### 3.2.7 Cálculo dos fluxos

O fluxo de uma grandeza escalar  $c$  pode ser escrito:

$$F_c = \overline{w\rho_c} \quad (2)$$

Em que,

$F_c$  = fluxo escalar  $c$ ,

$w$  = é a componente vertical da velocidade do vento,

$\rho_c$  = densidade ou a concentração do escalar  $c$ .

A barra representa a média do produto sobre um intervalo de amostragem.

Registros de velocidade do vento, temperatura e concentração, apresentam forma irregular ou turbulenta, é conveniente, portanto considerar a soma das partes médias e das flutuações destas variáveis. Este processo é conhecido como decomposição de Reynolds; que aplicada para a velocidade do vento e a concentração pode ser escrita como:

$$w = \overline{w} + w' \quad (3)$$

$$\rho_c = \overline{\rho_c} + \rho_c' \quad (4)$$

Então, reescrevendo a equação (2) temos:

$$F_c = \overline{w\rho_c} + \overline{w'\rho_c'} \quad (5)$$

Na equação (5) pode ser observado que o fluxo vertical total de uma grandeza escalar é dado pela soma do fluxo vertical médio  $\overline{w\rho_c}$  e o fluxo turbulento  $\overline{w'\rho_c'}$ . Por

definição, a média de flutuações  $\overline{w'}$  e  $\overline{\rho_c'} = 0$ , porém termos envolvendo o produto da média de dois componentes de flutuação, raramente são iguais à zero.

Uma hipótese normalmente feita, é que sobre certo intervalo de tempo não existe nenhum movimento regular de massa de ar na vertical, isto é,  $\overline{w} = 0$ . Com esta hipótese, nós obtemos da equação (5) a equação para covariância de vórtices turbulentos:

$$F_c = \overline{w'\rho_c'} + (\text{termos de correção}) \quad (6)$$

Na equação (6) verifica-se que é necessário ter instrumentação capaz para medir as flutuações da componente vertical da velocidade do vento e a densidade da concentração escalar da amostra de ar para a determinação do fluxo.

O algoritmo de cálculo dos fluxos turbulentos calcula previamente a rotação de coordenadas nos dados brutos do anemômetro, para avaliar o componente u, v e w. Segundo McMILLEN (1986), inicialmente estima-se o atraso associado ao tempo de escoamento da amostra de ar com H<sub>2</sub>O ou CO<sub>2</sub> ao longo do tubo, assim como pelo conhecimento prévio de que o IRGA separa distintamente o CO<sub>2</sub> e a H<sub>2</sub>O. O cálculo dos fluxos passa a seguir por correções associadas à estacionaridade e a rotação dos eixos.

### 3.2.8. O método de covariância de vórtices turbulentos

O princípio do método de correlações turbulentas, é medir as contribuições de todos os movimentos turbulentos, responsáveis pelas transferências verticais de vapor d'água, calor sensível e momentum. Para tanto é necessário um grande volume de sinais turbulentos a uma alta frequência de amostragem, possibilitando o cálculo das covariâncias médias para o período de tempo desejado. A técnica de correlação de vórtices turbulentos, utilizada para cálculo de fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE), baseia-se na covariância das flutuações da componente vertical da velocidade do vento e da temperatura, para o fluxo de calor sensível; e velocidade vertical do vento e da umidade específica, para o fluxo de calor latente, conforme as equações abaixo:

$$H = \rho C_p \overline{w'T'} \quad (7)$$

$$LE = L_v \overline{w'q'} \quad (8)$$

Em que,

$\rho$  = densidade absoluta do ar,

$C_p$  = calor específico do ar à pressão constante,

$w'$  = componente vertical das flutuações da velocidade do vento,

$T'$  = desvio instantâneo a partir da média da temperatura do ar,

$q'$  = desvio instantâneo a partir da média da umidade específica,

$L_v$  = calor latente de vaporização da água.

Os fluxos de calor sensível e calor latente são computados como covariâncias das flutuações da velocidade vertical do vento e das flutuações de temperatura e densidade de vapor d'água num instante e no mesmo ponto.

### 3.3. MODELOS EMPÍRICOS APLICADOS PARA BALANÇO DE RADIAÇÃO

A radiação solar global incidente ( $R_g$ ), que caracteriza o principal componente do balanço de radiação de ondas curtas será simulada com a utilização de dois modelos simples em base diária.

#### 3.3.1. Modelo de Hargreaves-Samani

HARGREAVES e SAMANI (1982) desenvolveram um modelo mecanístico simples para estimar a radiação solar global incidente ( $R_g$ ), a qual eles utilizavam em seus cálculos de evapotranspiração. Eles propuseram que  $R_g$  pode ser determinada de acordo com a seguinte equação:

$$R_g = R_o \times T_t \quad (9)$$

Em que,

$R_g$  = radiação solar global incidente ( $W.m^{-2}$ ),

$R_o$  = radiação extraterrestre ( $MJ m^{-2} d^{-1}$ ),

$T_t$  = transmitância atmosférica total.

A radiação extraterrestre pode ser calculada por métodos geométricos padrões para qualquer dia do ano baseada em latitude e constante solar. Segundo Hargreaves e Samani, a transmitância atmosférica total é proporcional à raiz quadrada da diferença entre a temperatura máxima ( $T_{max}$ ) e a temperatura mínima ( $T_{min}$ ) diária. ANNANDALE et al. (2002) modificaram o modelo incluindo uma correção para altitude, de forma que a transmissividade atmosférica total resulta em:

$$T_t = k_{rs} \times (1 + 2,7 \times 10^{-5} \times alt) \times (T_{max} - T_{min})^{0,5} \quad (10)$$

Em que,

$k_{rs}$  = coeficiente empírico,

alt = altitude (m),

$T_{\max}$  = temperatura máxima (°C),

$T_{\min}$  = temperatura mínima (°C).

Segundo ANNANDALE et al. (2002) para sítios localizados próximo à costa,  $k_{rs}$  corresponde a 0,19. Assim, a determinação da radiação solar global será obtida segundo a expressão:

$$R_g = R_o \times (k_{rs} \times (1 + 2,7 \times 10^{-5} \times \text{alt}) \times (T_{\max} - T_{\min})^{0,5}) \quad (11)$$

### 3.3.2. Modelo de Bristow-Campbell

Um método alternativo para determinação da radiação solar global incidente foi desenvolvido por BRISTOW e CAMPBELL (1984), o qual divide a transmitância atmosférica total ( $T_t$ ) em dois componentes:

$$T_t = T_{\max} \times T_{tf} \quad (12)$$

Em que,

$T_{\max}$  = máxima transmitância que ocorre para condições de céu claro,

$T_{tf}$  = uma fração de  $T_{\max}$ .

GATES (1980) sugere valor de transmitância de 0,75 em baixas latitudes para dias típicos de céu claro sem precipitação e 0,45 para dias nublados.  $T_{tf}$  varia em função das condições diárias de cobertura de nuvens e precipitação que influenciam os extremos de temperatura.  $T_{tf}$  é uma relação exponencial que será determinada segundo a expressão:

$$T_{tf} = 1 - \exp(-b \times (T_{\max} - T_{\min})^c) \quad (13)$$

b e c são coeficientes empíricos que requerem calibração de acordo com a localização. BRISTOW e CAMPBELL (1984) sugerem o valor de c variando entre 2,0 a 2,4 e b pode ser obtido segundo a seguinte expressão:

$$b = 0,036 \exp(-0,154 \overline{\Delta T}) \quad (14)$$

Em que,

$\overline{\Delta T}$  = valor médio mensal da variação entre os extremos diários de temperatura.

A radiação solar global incidente será obtida então pela seguinte expressão:

$$R_g = R_o \times (T_{\max} \times (1 - \exp(-b \times (T_{\max} - T_{\min})^c))) \quad (15)$$

O balanço de radiação de onda longa (BOL) será determinado por três métodos diferentes, para avaliar o desempenho de modelos empíricos na estimativa dos componentes do BOL em relação aos valores medidos no manguezal.

### 3.3.3. Método baseado em BRUTSAERT

O balanço de radiação de onda longa compreende a diferença entre a radiação dirigida da atmosfera para a superfície ou contra radiação ( $R_a$ ) e a radiação emitida pela superfície após ser aquecida. BRUTSAERT (1975) sugere um método simples para estimar a radiação emitida pela atmosfera sob condição de céu claro:

$$R'_{a,clr} = \varepsilon_a \sigma T^4 \quad (16)$$

Em que,

$\varepsilon_a$  = emissividade atmosférica sob céu claro,

$\sigma$  = constante de Stefan Boltzmann ( $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ ),

T = temperatura absoluta do ar próximo à superfície do dossel (K).

Para determinar a emissividade atmosférica ( $\varepsilon_a$ ), BRUTSAERT (1975) derivou uma expressão empírica com base física, ou seja, a partir da equação de transferência radiativa em uma atmosfera plana e estratificada, para condições de céu claro, obtendo a seguinte equação:

$$\varepsilon_a = 1,24 \left( \frac{e}{T} \right)^{1/7} \quad (17)$$

Em que,

T = temperatura do ar dada em Kelvin,

e = pressão que o vapor d'água exerce na atmosfera que será determinada pela equação:

$$e = \frac{UR \times e_s}{100} \quad (18)$$

Em que,

UR = umidade relativa do ar (%),

$e_s$  = pressão de saturação do vapor d'água (hPa).

A umidade relativa é obtida a partir de dados de temperatura do termômetro de bulbo seco e bulbo úmido e a pressão de saturação do vapor d'água calculada a partir da temperatura do ar (t) em °C, usando a equação de Tetens (NORMAN, 1979), ou seja:

$$e_s = 6,1078 \times 10^{\left[ \frac{7,5 \times t}{237,3 + t} \right]} \quad (19)$$

Para estimar a radiação de onda longa emitida pela atmosfera levando em conta a presença de nuvens, JACOBS (1978) sugere um modelo empírico que apresenta um fator de correção para nebulosidade, então:

$$R_{a,all} = (1 + 0,26C).R'_{a,clr} \quad (20)$$

Em que,

$R_{a,all}$  = total de radiação de onda longa emitida pela atmosfera,

$R'_{a,clr}$  = radiação de onda longa atmosférica sob condição de céu claro, equação (16),

C = proporção de nuvens em décimos.

A componente de radiação emitida pela superfície do dossel, será governada pela temperatura da superfície foliar ( $T_f$ ) e é expressa de acordo com FEDERER (1968) que sugere a seguinte equação:

$$R_s = \varepsilon_f \sigma T_f^4 \quad (21)$$

Em que,

$\varepsilon_f$  -Emissividade da superfície foliar  $\cong 1$ ,

$\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ,

$T_f$  = Temperatura foliar (K).

A emissividade da superfície foliar apresenta variação de 0 a 1, variando para florestas naturais entre 0,97 a 0,99. Segundo VISWANADHAM (1990), para fins práticos a emissividade em uma floresta natural pode ser considerada 1, então:

$$R_s = \sigma T_f^4 \quad (22)$$

Para determinar a temperatura foliar ( $T_f$ ) em °C desenvolveu-se um modelo matemático com base em uma série de medições horárias da temperatura do ar e temperatura foliar do período chuvoso e menos chuvoso do manguezal de Bragança do ano de 1997, utilizando análise de regressão linear. O modelo obteve coeficiente de determinação ( $r^2$ ) de 0,99 e consiste em estimar a temperatura foliar a partir de dados horários da temperatura do ar medidos no sítio experimental.

$$T_f = -43,345 + 2,6019. T_{ar} \quad (\text{Período chuvoso}) \quad (23)$$

$$T_f = -38,465 + 2,4241. T_{ar} \quad (\text{Período menos chuvoso}) \quad (24)$$

### 3.3.4. Método baseado em BRUNT

O balanço de radiação de ondas longas compreende duas componentes: a contra radiação atmosférica ( $R_a$ ) e a radiação emitida pela superfície ( $R_s$ ). Dentre as diversas equações propostas na literatura, a equação proposta por BRUNT (1932) é a mais utilizada para estimar o balanço de radiação de onda longa diário, e leva em consideração a temperatura média diária do ar, a pressão de vapor e um fator de correção para o efeito de nebulosidade.

$$L^* = 4,8989 \times 10^{-9} \times T^4 (0,09\sqrt{e} - 0,56) \times (0,1 + 0,9n/N) \quad (25)$$

Em que,

$L^*$  = balanço de radiação de onda longa ( $\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ ),

$T$  = temperatura média do ar (K),

$e$  = pressão que o vapor d'água exerce na atmosfera (mm Hg),

$n/N$  = razão de insolação.

O número de horas de brilho solar ( $n$ ) foi obtido da estação de Tracuateua e a duração do fotoperíodo ( $N$ ), obtida a partir das expressões:

$$N = \frac{2H}{15} \quad (26)$$

$$\mathcal{H} = \arcsin(-\text{tg}\varphi \times \text{tg}\delta)$$

(27)

$$\delta = 23,45 \times \text{sen} \left[ \frac{360(284 + n_j)}{365} \right] \quad (28)$$

Em que,

$N$  = duração do fotoperíodo, desprezando-se o efeito da refração atmosférica,

$\mathcal{H}$  = ângulo horário do pôr-do-sol (graus),

$\varphi$  = latitude (graus),

$\delta$  = declinação solar (graus),

$n_j$  = dia Juliano.

### 3.3.5. Método baseado em BRUIN

A atmosfera contém gases que absorvem radiação de onda longa, e em condições de céu claro estes gases emitem radiação de onda longa em todas as direções. A quantidade de radiação de onda longa recebida pela superfície da Terra, depende da distribuição vertical de temperatura e das concentrações de dióxido de carbono, vapor d'água e ozônio. Segundo BRUIN (2004), a radiação de onda longa que chega até a superfície, resulta da contribuição da radiação emitida sob condição de céu claro e pela contribuição das nuvens:

$$L^{\downarrow} = L_0 + L_c \quad (29)$$

A contribuição da radiação de onda longa emitida pelas nuvens ( $L_c$ ), é obtida pela expressão:

$$L_c = 60C \text{ (W.m}^{-2}\text{)} \quad (30)$$

Em que,

C = fração de cobertura de nuvens que varia entre 0 e 1.

E a expressão que descreve a contribuição da radiação de onda longa emitida pela atmosfera para céu claro, é função da emissividade atmosférica e da temperatura do ar (K) em um nível de referência:

$$L_0 = \varepsilon_a \sigma T^4 \text{ (W.m}^{-2}\text{)} \quad (31)$$

Em que,

$\sigma$  = Constante de Stefan Boltzmann,

T = temperatura do ar (K),

$\varepsilon_a$  = emissividade aparente da atmosfera, que será determinada pela equação mencionada por Bruin:

$$\varepsilon_a = c_1 + c_2 \sqrt{e_a} \quad (32)$$

Em que,

$C_1$  e  $C_2$  = constantes empíricas, que a FAO recomenda para regiões tropicais  $C_1 = 0,66$  e  $C_2 = 0,044$ ,

$e_a$  = pressão de vapor d'água em um nível de referência.

Segundo BRUIN (2004), se a emissividade da superfície é menor que um ( $\varepsilon_{sf} < 1$ ), então uma parte da radiação de onda longa que chega até a superfície terrestre é refletida, conseqüentemente, o total de radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre será a

soma da radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre, mais a fração da radiação de onda longa  $(1-\epsilon_s)$  que chega até a superfície, obtida pela seguinte expressão:

$$L^\uparrow = \epsilon_{sf} \sigma T_{sf}^4 + (1 - \epsilon_{sf}) L^\downarrow \quad (33)$$

Em que,

$\epsilon_{sf}$  = emissividade da superfície foliar,

$T_{sf}$  = temperatura da superfície foliar (K),

$L^\downarrow$  = radiação de onda longa emitida pela atmosfera ( $W.m^{-2}$ ).

### 3.4. MODELOS EMPÍRICOS APLICADOS PARA BALANÇO DE ENERGIA

Assim como no balanço de radiação, o balanço de energia também será avaliado segundo o desempenho de três métodos que utilizam modelos empíricos para determinação do balanço de energia.

#### 3.4.1. Método baseado em SHUTTLEWORTH

O balanço de energia representa a contabilidade das interações dos diversos tipos de fluxos de energia latente e sensível que variam conforme a distribuição e arquitetura do dossel, o qual absorve quantidades variadas de energia solar. A determinação do balanço de energia será baseada em equações utilizadas por SHUTTLEWORTH (1988). O balanço de energia é uma aplicação do princípio da conservação de energia, o qual significa um balanço dos fluxos de entrada e saída num volume de controle, representado pela camada de ar acima da superfície.

$$R_n = G + H + LE + F + S \quad (34)$$

Em que,

G = fluxo de calor no solo,

H = fluxo de calor sensível,

LE = fluxo de calor latente,

F = energia utilizada na fotossíntese,

S = energia armazenada no dossel.

Considerando que a energia utilizada para fotossíntese (F) é da ordem de 1 a 2% do saldo de radiação e também que S somente é significativo para períodos de transição no fornecimento de energia solar à superfície vegetada, durante o nascer e pôr-do-sol, podendo ser desprezado, além da complexidade de sua determinação. A equação pode ser simplificada para a seguinte forma:

$$R_n = H + LE + G \quad (35)$$

### - Fluxo de Calor Sensível (H) pelo método de Shuttleworth

Para calcular o fluxo de calor sensível entre o dossel do mangue e a atmosfera, utilizou-se a equação sugerida por SHUTTLEWORTH (1988), que determina o transporte de calor sensível entre o dossel global e um nível de referência, com o método das resistências:

$$H = \rho C_p \left( \frac{T_f - T_a}{r_a} \right) \quad (36)$$

Em que,

$\rho$  = é a massa específica do ar seco a uma atmosfera (1 atm.) ( $1,2 \text{ kg.m}^{-3}$ ),

$C_p$  = calor específico do ar a pressão constante a  $20 \text{ }^\circ\text{C}$  ( $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ),

$r_a$  = resistência aerodinâmica global ( $\text{s.m}^{-1}$ ),

$T_f$  = temperatura da superfície foliar ( $^\circ\text{C}$ ),

$T_a$  = temperatura do ar próximo à superfície ( $^\circ\text{C}$ ).

Na equação 36 verifica-se que o fluxo de calor sensível é diretamente proporcional ao gradiente de temperatura entre a superfície do dossel e o nível de referência, e inversamente proporcional à resistência imposta pelo ar ao transporte de calor.

Para determinar a resistência aerodinâmica global ( $r_a$ ), utilizaremos a equação parametrizada por NICHOLS (1992) e SANTOS ALVALÁ (1993), conforme a seguir:

$$r_a = \frac{r_b}{2LAI} \quad (37)$$

Em que,

LAI = índice de área foliar do manguezal,

$r_b$  = resistência média da camada limite por unidade de área de vegetação em  $\text{s.m}^{-1}$  expressa por:

$$r_b = \left( \frac{A}{n'} \right) \frac{\left( \frac{D}{u} \right)^{\frac{1}{2}}}{1 - \exp\left( \frac{-n'}{2} \right)} \quad (38)$$

Em que,

$$A = 100 \text{ s}^{1/2} \cdot \text{m}^{-1},$$

$n'$  o coeficiente de atenuação para velocidade do vento (adimensional),

$D$  a largura característica das folhas (m),

$u$  = velocidade do vento na altura do topo do dossel em  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ .

### - Fluxo de Calor Latente (LE) pelo método de Shuttleworth

Para o cálculo do fluxo de calor latente, também será utilizada a equação proposta por SHUTTLEWORTH (1988) que apresenta uma relação similar àquela proposta para o calor sensível, sendo que os únicos obstáculos ao transporte de vapor d'água entre a vegetação e a atmosfera, são a resistência aerodinâmica  $r_a$  e a resistência estomática  $r_s$ . Assim, o fluxo de calor latente pode ser expresso por:

$$LE = \rho \left( \frac{C_p}{\gamma} \right) \left( \frac{e_{s(T_f)} - e}{r_a + r_s} \right) \quad (39)$$

Em que,

$e_{s(T_f)}$  = pressão de saturação do vapor à temperatura da folha (hPa),

$e$  = pressão de vapor à temperatura do ar na altura considerada (hPa),

$\gamma$  = constante psicrométrica ( $\text{hPa} \cdot \text{K}^{-1}$ ),

$r_a$  = resistência aerodinâmica ( $\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$ ),

$r_s$  = resistência estomática ( $\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$ ).

A resistência estomática é o mecanismo de controle fisiológico da transpiração vegetal, cujas variações resultam também a partir das mudanças no comportamento da radiação solar, umidade do solo, disponibilidade de água nas folhas, temperatura do ar, concentração de  $\text{CO}_2$  e déficit de umidade específica. DICKINSON (1984) definiu a resistência estomática ( $r_s$ ) considerando apenas a influência da radiação fotossinteticamente ativa e assumindo-a como 55% da radiação solar, obtendo a seguinte expressão:

$$r_s = r_{s\min} \times F_{rg} \quad (40)$$

Em que,

$r_{smin}$  = resistência estomática mínima ( $s.m^{-1}$ ),

$F_{rg}$  = função que representa a influência da radiação solar global ( $R_g$ ) na resistência estomática, dada por:

$$F_{rg} = \frac{1 + 0,55R_g}{\left(\frac{r_{smin}}{r_{smax}}\right) + 0,55R_g} \quad (41)$$

Em que,

$r_{smax}$  = resistência estomática máxima ( $s.m^{-1}$ ),

$R_g$  = radiação solar global incidente ( $W.m^{-2}$ ).

### 3.4.2. Método baseado em BRUIN e HOLTSLAG

A interação superfície-atmosfera é movimentada pela absorção líquida da radiação na superfície e a partição dos fluxos turbulentos na atmosfera, armazenamento de calor na superfície e fotossíntese no dossel da vegetação. A determinação do balanço de energia é baseada em equações propostas por BRUIN e HOLTSLAG (1982). Desprezando as trocas de calor no interior do dossel e a energia utilizada para fotossíntese, o balanço de energia pode ser escrito então:

$$R_n = H + LE + G \quad (42)$$

#### -Fluxo de Calor Sensível (H) pelo método de Bruin-Holtslag

Dado por:

$$H = \frac{2\rho C_p}{r_a} (T_f - T_{ar}) \quad (43)$$

Em que,

$T_f$  = temperatura da superfície foliar ( $^{\circ}C$ ),

$T_{ar}$  = temperatura do ar ( $^{\circ}C$ ),

$r_a$  = resistência aerodinâmica ( $s.m^{-1}$ ).

A resistência aerodinâmica ( $r_a$ ) ser obtida pelas equações:

$$r_a = 180 \sqrt{\frac{L}{V}} \quad \text{Convecção forçada (com vento)} \quad (44)$$

$$r_a = 369 \sqrt[4]{\frac{L}{T_f - T_{ar}}} \quad \text{Convecção livre (sem vento)} \quad (45)$$

Em que,

L = comprimento característico da folha (m),

V = velocidade do vento ( $\text{m.s}^{-1}$ ),

$T_f$  = temperatura da folha ( $^{\circ}\text{C}$ ),

$T_{ar}$  = temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ).

### -Fluxo de Calor Latente (LE) pelo método de Bruin-Holtslag

Dado por:

$$LE = \frac{2\lambda\rho\varepsilon (e_{T_f} - e_{T_{ar}})}{P (r_h + r_s)} \quad (46)$$

Em que,

$\lambda$  = calor latente de evaporação ( $2,45 \times 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$ ),

$\rho$  = massa específica do ar ( $1,2 \text{ kg.m}^{-3}$ ),

$\varepsilon$  = constante (0,622),

P = pressão atmosférica (hPa),

$r_s$  = resistência estomática ( $\text{s.m}^{-1}$ ).

E a resistência estomática ( $r_s$ ) pode ser obtida pela expressão:

$$r_s = 412,93(DPV \times T_{ar} \times Rg^{-1})^{0,57} \quad (47)$$

Em que,

DPV = déficit de pressão de vapor (hPa),

$T_{ar}$  = temperatura média do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ),

$R_g$  = irradiância solar global ( $\text{W.m}^{-2}$ ).

### 3.4.3. Método baseado em PENMAN-MONTEITH

A partição da radiação líquida no manguezal dá-se principalmente sob a forma de fluxos de calor sensível e calor latente e em menor proporção sob a forma de fluxo de calor

no solo. Este método é baseado em equações propostas por PENMAN-MONTEITH (1965).

### **-Fluxo de Calor Sensível (H) pelo método de Penman-Monteith**

As trocas de calor sensível entre o dossel do mangue e a atmosfera, serão determinadas pelas condições de estabilidade da camada limite atmosférica e pelas propriedades da superfície. Assim, utilizando o método das resistências, a determinação do fluxo de calor sensível será obtida pela seguinte equação:

$$H = \rho C_p \left( \frac{T_f - T_a}{r_a} \right) \quad (48)$$

E a resistência aerodinâmica ( $r_a$ ) será calculada pela equação a seguir, proposta por BRUTSAERT (1982):

$$r_a = \frac{\ln[(Z_m - d)/Z_{om}] \ln[(Z_e - d)/Z_{oe}]}{K^2 U_z} \quad (49)$$

Em que,

$Z_m$  = altura da medida da velocidade do vento (m),

$Z_e$  = altura da medida da umidade do ar (m),

$Z_{om}$  = comprimento da rugosidade para o transporte de momentum, (m),

$Z_{oe}$  = comprimento de rugosidade para o transporte de vapor e calor sensível (m),

$d$  = deslocamento do plano zero (m),

$U_z$  = velocidade do vento na altura  $z$  ( $m.s^{-1}$ ),

$K$  = constante de Von Karmann (0,41).

### **-Fluxo de Calor Latente (LE) pelo método de Penman-Monteith**

O fluxo de calor latente para uma superfície vegetada como o dossel dos manguezais, ocorre quando há uma diferença na concentração de vapor d'água entre a atmosfera e a vegetação. O transporte de vapor d'água do dossel para a atmosfera, dar-se-á pelos processos de evaporação e transpiração, no caso da transpiração o vapor d'água deve difundir-se através da abertura estomatal para em seguida ser difundido no ar. Portanto na estimativa da evapotranspiração, deve-se levar em conta a resistência estomática das

folhas, extrapolada para a vegetação como um todo. Para estimativa da evapotranspiração, utilizaremos o modelo de PENMAN-MONTEITH (1965), o qual inclui os componentes aerodinâmicos e os do balanço de energia, dado a seguir:

$$LE = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a C_p (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)} \quad (50)$$

Em que,

$\Delta$  = declividade da curva de pressão de saturação do ar a temperatura (t),

$R_n$  = saldo de radiação ( $W.m^{-2}$ ),

$G$  = fluxo de calor no solo ( $W.m^{-2}$ ),

$\rho_a$  = densidade média do ar ( $1,2 kg.m^{-3}$ ),

$C_p$  = calor específico do ar à pressão constante ( $J.kg^{-1}.K^{-1}$ ),

$\gamma$  = constante psicrométrica ( $hPa.K^{-1}$ ),

$r_s$  = resistência estomática ( $s.m^{-1}$ ),

$r_a$  = resistência aerodinâmica ( $s.m^{-1}$ ).

Para estimativa da resistência estomática ( $r_s$ ) será utilizado o modelo proposto por MIELKE et al., (1999) para a região tropical que leva em consideração períodos secos e úmidos do ano:

$$r_s = \frac{120,26 \times r_e' \times P}{273,15 + T_{ar}} \quad (51)$$

$$r_e' = \frac{1}{-0,024 + 0,00008.R_{par} - 0,156.DPV + 0,129.\Psi_{pd} + 0,016.T} \quad (52)$$

Em que,

$r_e'$  = termo para determinação da resistência estomática ( $mol.m^{-1}.s^{-1}$ ),

$P$  = pressão atmosférica (kPa),

$T_{ar}$  = temperatura média do ar ( $^{\circ}C$ ),

$R_{par}$  = radiação fotossinteticamente ativa ( $\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$ ),

$DPV$  = deficit de pressão de vapor (kPa),

$\Psi_{pd}$  = Potencial hídrico foliar (MPa).

O potencial hídrico foliar ( $\Psi_{pd}$ ), que é a demanda de água dentro da folha, é a medida da energia livre disponível para realizar trabalho. O  $\Psi_{pd}$  será igual a zero quando a água é livremente disponível e a planta está saturada, decrescendo em valores negativos à medida que a água se torna menos disponível. Foram feitas medições para determinação do potencial hídrico foliar nas espécies de mangue de Bragança e foi utilizado o valor de -0,6 para o período chuvoso a -1,3 para o período menos chuvoso e -0,9 para períodos intermediários.

### 3.5. PARTIÇÃO DA ENERGIA

A variação temporal e sazonal da partição dos componentes do balanço de energia foi determinada pela fração do saldo de radiação que será utilizado pelo calor sensível ( $H/R_n$ ) e calor latente ( $LE/R_n$ ) e pela Razão de Bowen, que relaciona fluxo de calor sensível ( $H$ ) e calor latente ( $LE$ ):

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (53)$$

O valor da Razão de Bowen (adimensional) depende essencialmente das condições hídricas da superfície evaporante. Para uma superfície úmida, o valor resultante da Razão de Bowen deverá ser pequeno, uma vez que a maior parte do saldo de radiação ( $R_n$ ) será utilizada para evaporar a água superficial, portanto sendo utilizado na forma de calor latente. Se a superfície estiver seca, o valor resultante da razão de Bowen deverá ser grande, uma vez que neste caso, a maior parte de saldo de radiação será utilizado para o aquecimento do ar. PEREIRA et al. (1997).

### 3.6. CONDUTÂNCIA ESTOMÁTICA

Será obtida pela equação proposta por MIELKE et al., (1999) que realizaram experimentos com árvores adultas em ecossistema de floresta tropical:

$$g_s = \frac{273,15 + T_{ar}}{120,26 \cdot r_e' \cdot P} \quad (54)$$

Em que,

$T_{ar}$  = temperatura do ar em ( $^{\circ}C$ ),

$r_e'$  = termo para determinação da resistência estomática em ( $mol \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ),

$P$  = pressão atmosférica local em (hPa).

### 3.7. DEFICIT DE UMIDADE ESPECÍFICA

Definida como a relação entre a massa de vapor d'água ( $m_v$ ) e a massa do ar ( $m_a$ ) em um volume de controle. A umidade específica ( $q$ ) pode ser então expressa por:

$$q = \frac{m_v}{m_a} \quad (55)$$

Considerando-se que as massas dos constituintes atmosféricos são proporcionais às suas pressões, então a umidade específica pode também ser determinada, utilizando-se a equação da termodinâmica para gases ideais, e realizando simplificações matemáticas, pode-se expressar a umidade específica em gramas de vapor d'água por quilograma de ar:

$$q = \frac{622.e}{P - 0,378.e} \quad (56)$$

Em que,

$P$  = pressão atmosférica local em (hPa),

$e$  = pressão parcial do vapor d'água dada em (hPa).

A umidade específica de saturação ( $q_s$ ) é obtida substituindo a pressão de vapor parcial ( $e$ ) pela pressão de vapor de saturação ( $e_s$ ) na equação (56). O deficit de umidade específica ( $\Delta q$ ) será obtido pela diferença algébrica ( $q_s - q$ ), que representa a disponibilidade ou carência de vapor d'água dentro do sistema em estudo, assim:

$$\Delta q = q_s - q \quad (57)$$

### 3.8. FLUXO DE CALOR NO SOLO

É a forma pela qual o calor é transportado no solo por meio de condução de calor, cujo fluxo de calor no solo pode ser obtido tomando-se por base a lei de FOURIER na equação:

$$G = -\lambda \frac{\partial T}{\partial Z} \cong -\lambda \frac{T_s - T_l}{l} \quad (58)$$

Em que,

$\lambda$  = condutibilidade térmica do solo ( $0,25 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ),

$T_s$  e  $T_l$  = temperaturas do solo à superfície(s) e na profundidade ( $l$ ), respectivamente.

A equação acima é aplicada para o escoamento do calor na vertical, considerando os valores de temperatura do solo a 5cm(s) e 20cm(l) de profundidade.

### 3.9. ANÁLISE ESTATÍSTICA

O desempenho dos modelos empíricos aplicados para simular os balanços de radiação e energia, foi avaliado estatisticamente por meio da utilização de três testes estatísticos: A raiz do erro quadrado médio (RMSE), o desvio médio do erro (MBE) e o teste estatístico (t). Dois deles (RMSE e MBE) serão utilizados para descrever as correlações entre os valores estimados pelo modelo e os valores medidos. Estes testes dão informações sobre o desempenho do modelo por permitir uma comparação termo a termo da variação atual entre os valores calculados e medidos.

Em adição a esses dois testes, será aplicado o teste-t para avaliar se os resultados obtidos por RMSE e MBE são significantes, uma vez que o teste-t usado em adição ao RMSE e MBE, assegura maior confiança na interpretação dos resultados (TOGRUL e HASAN, 2002).

A raiz do erro quadrado médio (RMSE) é definida por:

$$RMSE = \left( \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n di^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (59)$$

Em que,

$n$  = número de dados da amostra,

$d_i$  = diferença entre o valor estimado e o valor medido.

O menor valor de RMSE deve ser desejado, uma vez que ele indica o melhor desempenho do modelo utilizado na estimativa.

O desvio médio do erro (MBE) é definido por:

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n di \quad (60)$$

Esse teste também disponibiliza, informações sobre o desempenho do modelo. Baixos valores de MBE devem ser esperados, valores positivos indicam superestimativa no cálculo da variável e vice-versa.

E o teste estatístico-t para RMSE e MBE será obtido por:

$$t = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n di}{S_i / n^{1/2}} \quad (61)$$

Em que,

$S_i$  = desvio padrão das diferenças entre os valores estimados e medidos e é dado por:

$$S_i^2 = \frac{n \sum_{i=1}^n di - \left( \sum_{i=1}^n di \right)^2}{n(n-1)} \quad (62)$$

Substituindo as equações (59) e (60) em (62), obtêm-se o valor de  $S$ , que substituído na equação (61) resulta em:

$$t = \left[ \frac{(n-1) \cdot MBE^2}{RMSE^2 - MBE^2} \right]^{1/2} \quad (63)$$

Para determinar, através do teste-t, se o valor obtido pelo modelo é estatisticamente significativo, é necessário determinar um valor crítico de t que é obtido com uso de tabelas padrões. Os dados estimados pelo modelo serão julgados estatisticamente significantes para um determinado coeficiente de confiança, quando o “t” calculado for maior que o valor crítico de “t”.