

GERALDO MAGELA CARDOSO

**USO DE UM MODELO REGIONAL DE CLIMA-VEGETAÇÃO
PARA ESTIMATIVA DOS COMPONENTES DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO
SOB CONDIÇÕES CLIMÁTICAS ATUAIS E FUTURAS
DE AQUECIMENTO GLOBAL**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2009

**Ficha catalográfica preparada pela Seção de Catalogação e
Classificação da Biblioteca Central da UFV**

T

C268u
2009

Cardoso, Geraldo Magela, 1967-

Uso de um modelo regional de clima-vegetação para
estimativa dos componentes da evapotranspiração sob
condições climáticas atuais e futuras de aquecimento global /
Geraldo Magela Cardoso. – Viçosa, MG, 2009.
xviii, 55f. : il. (algumas col.) ; 29cm.

Orientador: Flávio Barbosa Justino.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.

Referências bibliográficas: f. 51-55.

1. Mudanças climáticas. 2. Evapotranspiração. 3. Análise
harmônica. 4. Temperatura. 5. Ventos - Velocidade.
5. Umidade. 6. Precipitação (Meteorologia). I. Universidade
Federal de Viçosa. II. Título.

CDD 22.ed. 551.6

GERALDO MAGELA CARDOSO

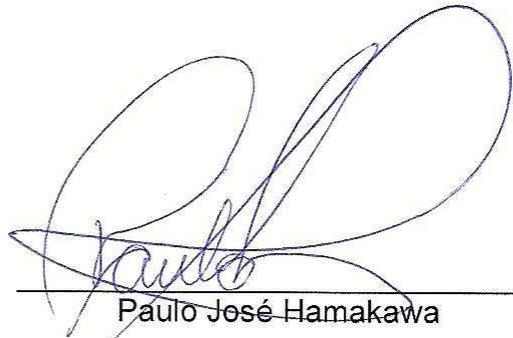
**USO DE UM MODELO REGIONAL DE CLIMA-VEGETAÇÃO
PARA ESTIMATIVA DOS COMPONENTES DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO
SOB CONDIÇÕES CLIMÁTICAS ATUAIS E FUTURAS
DE AQUECIMENTO GLOBAL**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

APROVADA: 24 de julho de 2009.



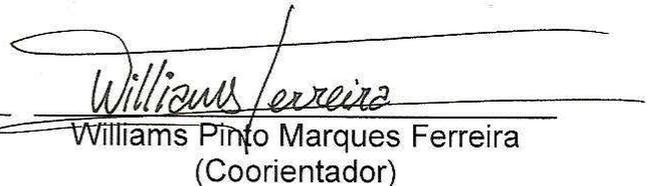
Edson Luís Nunes



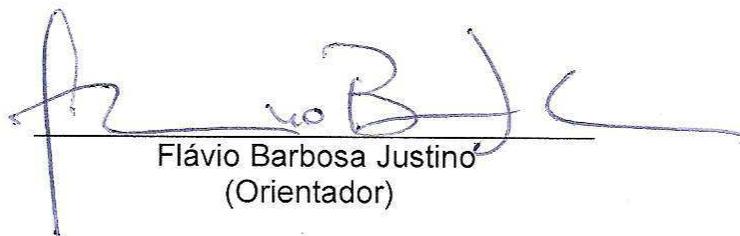
Paulo José Hamakawa



Gilberto Chohaku Sedyama
(Coorientador)



Williams Pinto Marques Ferreira
(Coorientador)



Flávio Barbosa Justino
(Orientador)

(in memoriam)

Aos meus queridos avós e padrinhos de batismo,
Patrício Cardoso e Dindinha Ana,
pelo carinho que me deram na infância.

Ao meu avô João Noronha,
pelos ensinamentos transmitidos, os quais levarei pela vida toda.

Aos meus tios que já partiram:

Zé Noronha, Cila, Neco, Maria, José Alves, Agostinho e Duda.

Não posso me esquecer do meu estimado primo que partiu jovem, Mauricinho,
e de todos os meus amigos que já se foram.

Que a luz do Divino Espírito Santo os ilumine na vida eterna.

Aos meus pais.

Agradeço aos meus pais e também aos meus familiares, pelo incentivo, por
ajudarem na minha formação e por me prepararem para a vida,
para que eu pudesse alcançar este objetivo.

ASA BRANCA

Composição: Luiz Gonzaga / Humberto Teixeira

*Quando oiei a terra ardendo
Qual a fogueira de São João
Eu perguntei a Deus do céu, ai
Por que tamanha judiação*

*Que braseiro, que fornaia
Nem um pé de prantação
Por falta d'água perdi meu gado
Morreu de sede meu alazão*

*Inté mesmo a asa branca
Bateu asas do sertão
"Intonce" eu disse adeus Rosinha
Guarda contigo meu coração*

*Hoje longe muitas légua
Numa triste solidão
Espero a chuva cair de novo
Pra mim vortar pro meu sertão*

*Quando o verde dos teus óio
Se espanhar na prantação
Eu te asseguro não chore não, viu
Que eu vortarei, viu
Meu coração*

**AQUECIMENTO GLOBAL
(Dia da Natureza)**

Autora: Maria Alice Ferreira da Silva

*O planeta Terra
É lindo e é legal
Mas temos um problema
O aquecimento global.*

*Se o planeta esquenta
Prejudica a criação
A natureza tão bela
Em forma de canção.*

*A vida humana
E o ecossistema
São prejudicados
Por causa desse dilema.*

*Não podemos esquecer
Que é preciso diminuir
A queima de combustíveis fósseis
E a emissão de gás carbônico reduzir.*

*Muitos países, então,
Devem proteger suas florestas
Evitando as queimadas
Enquanto esse tempo nos resta.*

*Promovendo o reflorestamento
Contribui-se para amenizar
O efeito-estufa na Terra
Que tanto pode nos prejudicar.*

*O degelo nas calotas polares
Já é uma evidência
Se você ouve os noticiários
Veja bem as conseqüências.*

*Se o nível do mar subir
E muitas ilhas ficarem submersas,
Muitas áreas ficarão sem água doce
E quem sobreviverá nessa?*

*Não nos apressemos
Para a destruição
A Terra também sente
Esse mal no coração.*

*Você que é humano
E gosta de viver
Preserve esse planeta
Para poder crescer.*

A vida em quase tudo depende da vegetação.

AGRADECIMENTOS

A Deus e a Nossa Senhora Aparecida, que sempre estiveram ao meu lado, e a São Geraldo, a quem agradeço o dom da vida.

À minha família.

Aos meus pais, Geraldo e Maria Aparecida, e aos meus irmãos, Patrícia, Ana Flávia e Melane, que sempre me apoiaram. Ao meu querido sobrinho e afilhado, Pedro Henrique; à minha avó Madalena, pelo carinho; aos meus tios, pelo incentivo e pela admiração; à minha amada esposa Cristina; e ao meu filho, que está por vir.

Ao professor Flávio Barbosa Justino, meu orientador.

À Universidade Federal de Viçosa e ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, pela oportunidade.

Aos professores coorientadores Gilberto Chohaku Sedyama e Williams Pinto Marques Ferreira, por suas atenciosas correções no delineamento do trabalho.

À Capes, pelo concessão do auxílio.

Ao INSTITUTO FEDERAL DE EDUCAÇÃO, CIÊNCIA E TECNOLOGIA DO NORTE DE MINAS GERAIS, campus Salinas, pelo apoio.

Aos professores Paulo José Hamakawa, José Maria Nogueira da Costa e Aristides Ribeiro, pelos esclarecimentos de dúvidas nas disciplinas do curso.

Aos amigos Viviane, Stefeson e Anailton, pela força.

Aos amigos e colegas de república Erick, Cláudio, Michel, Alisson, Augusto, Marcos, Hugo, Fábio, Keni e à nossa querida companheira D. Rita.

A Jeferson, Rafael, Brás e Samuel, os quais sempre me ajudaram nos trabalhos.

Aos colegas do grupo de estudo de pesquisa Hudson e Felipe.

A todo o pessoal do 2.º andar do Anexo do DEA. Obrigado pela força que vocês me deram em todos os momentos.

BIOGRAFIA

GERALDO MAGELA CARDOSO, filho de Geraldo Dias Cardoso e Maria Aparecida Cardoso, nasceu em Guaraciama, Minas Gerais, em 5 de junho de 1967.

Em dezembro de 1988, concluiu o Curso Técnico em Contabilidade no Colégio Professor Sevelino Ribeiro. Em fevereiro de 1997, graduou-se em Licenciatura Plena em Física pela Universidade Federal de Viçosa (UFV). Tornou-se especialista em Matemática Superior pela Universidade Estadual de Montes Claros (UNIMONTES), em 1999, e, em Ensino de Física, pela Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), em 2001.

Atuou como professor de Física no Ensino Médio na Rede Pública do Estado de Minas Gerais no período de 1997 a 1999 e nos anos de 2002 e 2003.

Atualmente, é professor de Física do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Norte de Minas Gerais Campus Salinas.

Iniciou o mestrado em Meteorologia Agrícola na área de concentração em Climatologia em abril de 2007.

SUMÁRIO

	Página
LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE SIGLAS	xii
LISTA DE SÍMBOLOS	xiii
RESUMO	xv
ABSTRACT	xvii
1. INTRODUÇÃO	1
2. MATERIAL E MÉTODOS	4
2.1. Dados utilizados	4
2.1.1. ERA-40	4
2.1.2. Climatic Research Unit (CRU)	5
2.2. Modelo numérico regional (MM5)	5
2.3. Modelo de vegetação potencial (MVP)	6
2.4. Mudança na vegetação	10
2.5. Evapotranspiração de referência	11

	Página
2.5.1. Componentes de radiação	15
2.6. Análise harmônica	16
2.7. Características climáticas do Brasil	18
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	21
3.1. Revisão de literatura	21
3.2. Análise das anomalias anuais de temperatura, vento, umidade específica e precipitação para o cenário de aquecimento global	22
3.3. Análise harmônica da temperatura do ar a 2 m	25
3.4. Análise harmônica do vento	28
3.5. Análise harmônica da umidade específica	31
3.6. Análise harmônica de precipitação	34
3.7. Análise harmônica da evapotranspiração para o período 1980- 2000	38
3.8. Análise harmônica da evapotranspiração no futuro (2080- 2100)	41
3.9. Anomalias na evapotranspiração devido ao aquecimento pelos gases de efeito estufa no futuro	44
4. CONCLUSÕES	48
REFERÊNCIAS	51

LISTA DE FIGURAS

	Página
1 Fluxograma do modelo de vegetação potencial e algoritmo de obtenção do bioma potencial a partir de variáveis ambientais .	9
2 Distribuição da vegetação atual na América do Sul e distribuição da vegetação prevista para o futuro	11
3 Ciclo anual da temperatura média do ar para alguns estados brasileiros	20
4 Anomalias na magnitude da média anual de temperatura (°C), velocidade do vento ($m.s^{-1}$), umidade específica ($10^2 kg.kg^{-1}$) e precipitação ($mm.dia^{-1}$), entre o presente (1980-2000) e o futuro (2080-2100)	23
5 Primeiro harmônico da temperatura média (°C) referente ao período 1980 a 2000 para os dados do ERA-40	26
6 Primeiro harmônico do vento ($m.s^{-1}$) referente ao período 1980 a 2000 para os dados do ERA-40	29
7 Primeiro harmônico da umidade específica ($10^2 kg.kg^{-1}$) referente ao período 1980 a 2000 para os dados do ERA-40 .	33
8 Primeiro harmônico da precipitação ($mm.dia^{-1}$) referente ao período 1980 a 2000 para os dados do CRU	35
9 Primeiro harmônico da ETo ($mm.dia^{-1}$) referente ao período 1980 a 2000 para os dados do MM5-MVP	40

		Página
10	Primeiro harmônico da ETo (mm/dia) referente ao período 2080 a 2100 para os dados do MM5-MVP	42
11	Magnitude do termo aerodinâmico	45

LISTA DE SIGLAS

- ASCE – American Society of Civil Engineers.
- CCCMA – Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis.
- CRU – Climate Research Unit.
- ECMWF – European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
- FAO – Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- GEE – Gases de Efeito Estufa.
- IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change.
- LSM – Land Sea Model.
- MEa – Massa Equatorial Atlântica.
- MEc – Massa Equatorial Continental.
- MEan – Massa Equatorial do Atlântico Norte.
- MM5 – Pensilvânia State University/National Center for Atmospheric Research Fifth Generation Mesoscale Model.
- MVP – Modelo de Vegetação Potencial.
- NCAR – The National Center for Atmospheric Research.
- NE – Nordeste.
- NEB – Nordeste Brasileiro.
- SE – Sudeste.
- USCB – United States Census Bureau.
- ZCIT – Zona de Convergência Inter Tropical.
- ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul.

LISTA DE SÍMBOLOS

ϕ_j – j-ésimo ângulo de fase.

\bar{y} – Média aritmética dos valores da série.

Δ – Declividade da curva de temperatura-pressão de vapor de saturação com a temperatura T.

A^j – j-ésimo coeficiente do cosseno.

B^j – j-ésimo coeficiente do seno.

C^j – j-ésima amplitude.

D – Índice de sazonalidade.

DPV – Déficit de pressão de vapor.

E – Evapotranspiração real.

E_{\max} – Evapotranspiração máxima.

ET_o – Evapotranspiração de referência.

ET_{o,aero} – Termo aerodinâmico da equação de Penman-Monteith.

ET_{o,rad} – Termo radiativo da equação de Penman-Monteith.

F – Função de temperatura basal.

g – Estado físico do solo.

H – Índice hídrico (adimensional).

i – i-ésimo mês do ano.

j – j-ésima contribuição de cada harmônico na variância total.

K – Tempo térmico acumulado ($^{\circ}\text{C}$ dia/mês).

K_0 – Tempo térmico acumulado para a temperatura basal de 0°C .

K_5 – Tempo térmico acumulado para a temperatura basal de 5°C .

N – Número de observações.

n_i – Número de dias do i -ésimo mês.

R_n – Saldo de radiação à superfície.

S^2 – Variância da série temporal.

T – Temperatura média do ar a 2 metros de altura.

T_c – Temperatura média do mês mais frio.

T_i – Temperatura do i -ésimo mês.

U_2 – Velocidade do vento a 2 metros de altura.

w_i – Fração de saturação do solo.

X - Variável da função de temperatura basal.

y_t – Valor da série no tempo t .

γ – Coeficiente psicrométrico modificado pela razão entre a resistência do dossel à transferência de vapor e a resistência aerodinâmica.

λ – Calor latente de evaporação.

ω^j – j -ésima frequência angular.

RESUMO

CARDOSO, Geraldo Magela, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, julho de 2009. **Uso de um modelo regional de clima-vegetação para estimativa dos componentes da evapotranspiração sob condições climáticas atuais e futuras de aquecimento global.** Orientador: Flávio Barbosa Justino Coorientadores: Gilberto Chohaku Sedyama e Williams Pinto Marques Ferreira.

O objetivo do presente estudo foi analisar a distribuição espacial dos componentes da evapotranspiração de referência (ET_o) no Brasil e posteriormente a variabilidade temporal por meio da técnica da análise harmônica, sendo para isso foi feito inicialmente uma análise de variância, fase e amplitude para o tempo presente (1980-2000) e, posteriormente, feita uma projeção com o tempo futuro (2080-2100), com base no cenário A2 do Painel Intergovernamental para as Mudanças Climáticas. A equação utilizada foi a de Penman-Monteith padronizada pela Food and Agriculture and Organization of the United Nations (FAO) 1998. As simulações foram conduzidas com o modelo regional de clima (MM5), acoplado a um modelo de vegetação potencial (MVP). Os resultados mostram que sob condições atuais o modelo apresentou bom desempenho do ciclo anual quando comparado aos dados do ERA-40 e CRU. Os termos aerodinâmico e radiativo apresentaram um ciclo anual que é dominante na região Amazônica e sul do Brasil, enquanto na

região sudeste o ciclo semestral tem maior destaque. As maiores variações na amplitude da ETo foram identificadas no semi-árido nordestino e no extremo sul do Brasil. As mudanças na ETo devido ao aquecimento global foram máximas na região central do Brasil e Amazônica. Em condições futuras, o ciclo anual apresentou-se dominante na maior parte do Brasil, indicando estações secas e chuvosas de forma bem definida. Ainda foi observado que sob condições de aquecimento global as variações do termo aerodinâmico tornam-se mais importantes que as variações do termo radiativo para a ETo total.

ABSTRACT

CARDOSO, Geraldo Magela, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, July, 2009. **Use of a regional model of climate-vegetation for estimate of components of the reference evapotranspiration under current and future climatic conditions of global warming.** Adviser: Flávio Barbosa Justino. Co-advisers: Gilberto Chohaku Sedyama and Williams Pinto Marques Ferreira.

This study objective was to analyze the space distribution of components of the reference evapotranspiration (ET_o) in Brazil and afterwards the weather variability by applying the technique of harmonic analysis, given for this was initially an analysis of variance, phase and amplitude for the present time (1980-2000), subsequently made a projection of future time (2080-2100), based on scenario A2 of intergovernmental panel to Climatic changes. The equation used was Penman-Monteith sampled by Food and Agriculture and Organization of the United Nations (FAO) 1998. The simulations were conducted with the climate regional model (MM5), attached to a model of potential vegetation (MVP). The results show that under the actual conditions the model presented good performance of the annual cycle when compared to the ERA-40 and CRU data. The aerodynamic and radiative terms presented an annual cycle that is dominant in the Amazonian and Brazil's south regions, while in the southeast region the semester cycle has a higher notability.

The biggest variations at ETo amplitude were identified in northeastern semiarid and in the Brazil's extreme south. The changes in ETo due to the global warmness were maximum at the Brazil's central region and in the Amazonian region. In future conditions, the annual cycle showed itself dominant in Brazil's greatest part, presenting dry and rainy well defined weathers. Still was observed that under global warmness conditions the variations of aerodynamic term become more important than the variations of the irradiative terms to the total ETo.

1. INTRODUÇÃO

A população mundial cresceu de 3 bilhões em 1959 para 6,7 bilhões em 2008, com projeção para chegar a 9 bilhões em 2040, segundo previsões do United States Census Bureau – USCB (2008). O constante crescimento populacional global representa aumento contínuo no uso dos recursos naturais do planeta, entre eles a água. O uso racional desse recurso é fundamental para o destino das gerações futuras, não só para o consumo humano e animal, mas principalmente para produção de alimentos necessários para assegurar a sobrevivência do homem.

Com base nessa consideração, investigar as trocas de água entre as superfícies vegetadas e a atmosfera adjacente, ou seja, a evapotranspiração torna-se fundamental (PEREIRA et al., 1997). A evapotranspiração é definida como o somatório da evaporação das superfícies e da transpiração das plantas (ALLEN et al., 1998). De acordo com o relatório publicado pela “Food and Agriculture Organization of the United Nations” (ALLEN et al., 1998), a evaporação depende da disponibilidade de energia na superfície evaporante, assim como do gradiente de pressão entre a superfície evaporante e o ar adjacente (SELLERS, 1963). Por outro lado, a transpiração é a perda de água na forma de vapor pelas plantas, predominantemente através das folhas, embora em plantas lenhosas seja possível também a ocorrência de pequenas perdas pelas lenticelas da casca do tronco. Nas folhas, a evaporação ocorre a partir das paredes celulares em direção aos espaços intercelulares de ar,

ocorrendo, então, a difusão através dos estômatos para o meio atmosférico (PEREIRA et al., 2002). O estômato atua como um regulador fundamental da taxa de transpiração, juntamente com a camada de ar adjacente à folha.

O caminho considerado alternativo aos estômatos é a cutícula foliar (somente perda de água líquida), todavia a planta quando se encontra em boas condições de disponibilidade hídrica, a via preferencial é a estomática (PEREIRA et al., 2002). Os estômatos são estruturas celulares compostos de pequenas câmaras, presentes nas folhas das plantas por onde ocorre a troca dos gases e vapor d'água com a atmosfera. Estes também atuam como reguladores fundamentais da taxa de transpiração, juntamente com a camada de ar adjacente à folha. A substituição do ar saturado pelo ar não saturado está intimamente ligada a elementos meteorológicos, entre os quais se destacam a velocidade do vento, a radiação solar, a temperatura do ar e a umidade relativa (ALLEN et al., 1998).

Estudos climáticos para as condições futuras conduzidos com diferentes concentrações de gases de efeito estufa, apresentam substanciais variações nos campos de temperatura do ar, no ciclo hidrológico e na circulação atmosférica. Desta forma, variações nestes parâmetros poderão certamente ocasionar mudanças na evapotranspiração. As concentrações de metano (CH_4) na atmosfera, dióxido de carbono (CO_2) e outros Gases de Efeito Estufa (GEE) têm aumentado devido às emissões antropogênicas, com destaque para o plantio de arroz na Ásia e a emissão de CO_2 intensificada desde o início da revolução industrial (NAKICENOVIC; SWART, 2000). Poucas pesquisas têm sido realizadas com relação ao comportamento da evapotranspiração sob condições climáticas anômalas, como, por exemplo, em um cenário de aquecimento global. O vapor d'água possui uma concentração praticamente nula nos desertos e nos extremos polares, até 4% em volume nas regiões tropicais quentes e úmidas, o vapor d'água é um dos principais constituintes atmosféricos. Exerce papel de destaque no balanço de energia próximo a superfície do solo. Além disso, sua presença é absolutamente indispensável para toda espécie de vida na Terra. É elemento decisivo no ciclo hidrológico, quer transferindo água da superfície para a atmosfera, quer retornando ao solo sob a forma líquida, como chuva. Além disso, atua como absorvedor de radiação infravermelha, reemitindo a sua temperatura

(VIANELLO, 1991). Estudos indicam que o vapor d'água é o principal constituinte de efeito estufa, logo a sua quantidade na atmosfera, que pode ser inicialmente inferida a partir das estimativas da ETo. São de suma importância para um melhor entendimento do clima futuro, bem como podem auxiliar num melhor dimensionamento no uso dos recursos hídricos.

Conforme Sellers (1963), a principal forçante de troca de fluxos de calor acontece entre a superfície e atmosfera ocasionando um gradiente de pressão de vapor entre a superfície evaporante e o ar adjacente. Pode-se verificar, entretanto, que esta complexidade na interação entre o clima do Brasil e a bacia amazônica está também relacionada com a energia térmica e o comportamento térmico induzido pelos oceanos Pacífico e Atlântico (KAYANO; ANDREOLLI, 2007; MARENGO et al., 2008).

Embora as futuras mudanças na precipitação tenham sido extensivamente investigadas (VERA et al., 2006; COSTA; FOLEY, 1999; HAHMANN; DICKINSON, 1997), ainda não está claro como se comportará a ETo resultante das variações climáticas devido ao aumento dos gases de efeito estufa na atmosfera. Segundo Werth e Avissar (2004), que avaliaram a variação espacial e sazonal dos fluxos termodinâmicos, é imprescindível para uma razoável compreensão dos processos que governam a interação entre a biosfera e a baixa troposfera, compreender as mudanças nas taxas de vapor d'água, a partir das contribuições significativas do desmatamento e do aquecimento global. Hutyra et al. (2005) argumentaram que o período de estiagem (alta ETo) é um importante indicador de fronteira floresta-cerrado, destacando o papel do fluxo de vapor d'água nas mudanças da vegetação.

Com base no que foi citado anteriormente, o objetivo deste trabalho foi estudar para o período atual (1980-2000) e simular para o futuro (2080-2100) as componentes da evapotranspiração de referência (ETo) com base no cenário A2, com os níveis de CO₂ alcançando 757 ppm e considerando as diferentes condições meteorológicas, resultantes de uma simulação climática regional a partir de um modelo de interação clima-vegetação. As simulações foram feitas por meio de avaliações das contribuições dos termos radiativo e aerodinâmico na evapotranspiração de referência para os dois períodos. Pretendeu-se, ainda, investigar o ciclo sazonal da ETo, tendo como ferramenta o uso da análise harmônica.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. Dados utilizados

2.1.1. ERA-40

O “European Centre for Medium-Range Weather Forecasts” (ECMWF), localizado no Reino Unido, disponibiliza um produto de reanálise denominado ERA-40, o qual é resultante da reavaliação das condições para a atmosfera e superfície compreendendo o período de 45 anos, de janeiro de 1957 a agosto de 2002. Foram utilizados vários equipamentos durante as observações, tais como radiossondas, aviões, bóias e satélites.

Os objetivos primários do ERA-40 foram:

- Produzir e promover o uso de uma série de dados, incluindo análises globais, que descrevessem o estado da atmosfera, da superfície terrestre e as condições sob os oceanos durante os últimos 45 anos;
- Subsidiar as pesquisas européias e de outras regiões do planeta tornando as observações (dados meteorológicos) facilmente disponíveis (KALBERG et al., 2004).

A reanálise do ERA-40 possui uma resolução vertical de 60 níveis, que inclui a camada limite e estratosfera de forma bem precisa e uma resolução horizontal de aproximadamente 110 km (T159).

2.1.2. Climatic Research Unit (CRU)

O conjunto de dados utilizados neste estudo para a precipitação é proveniente do Climatic Research Unit (CRU). O CRU possui um conjunto de dados observados diretos que acarretam resultados mais consistentes do que o ERA-40 na validação do modelo MM5-MVP acoplado. O CRU disponibiliza a série das médias mensais de algumas variáveis meteorológicas (precipitação, temperatura máxima e mínima do ar, pressão de vapor, nebulosidade e velocidade do vento etc.), para toda a superfície terrestre com exceção da Antártica. Neste trabalho, foi utilizada uma série de dados de precipitação no período de 1961 a 1990, que foi construída numa grade de 60 km de latitude e longitude. De acordo com Chipponelli (2007), a grade de dados foi construída a partir de 19.800 estações de superfície, sendo que a superfície gerada por interpolação é função da latitude, longitude e elevação da estação.

2.2. Modelo numérico regional (MM5)

O presente estudo é desenvolvido com base na simulação realizada por Cook e Vizy (2008), com o modelo regional MM5 (Modelo Numérico Regional) acoplado ao modelo de vegetação de Oyama e Nobre (2004). O significado da sigla MM5 é “Pennsylvania State University/National Center for Atmospheric Research Fifth Generation Mesoscale Model”. O MM5 é um modelo de área limitada e não hidrostático, e foi desenvolvido na Pennsylvania State University em conjunto com o “The National Center for Atmospheric Research” (NCAR).

A resolução do modelo é de 60 quilômetros, com 24 σ níveis. O domínio do modelo inclui todo o território brasileiro, abrangendo a área entre 55°S a 12°N e 28°W a 92°W. Esse domínio permite que a temperatura da superfície do mar influencie o clima dentro do modelo regional, e coloca os limites laterais quase que exclusivamente sobre os oceanos. Tal condição torna-se importante porque desta forma é possível introduzir as condições dos modelos globais que refletem condições em grande escala. A parametrização do modelo de superfície continental Land Sea Model (LSM) de Chen e Dudhia (2001) acopla os fluxos de energia da superfície e da atmosfera. A partir da

informação proveniente da cobertura vegetal e do solo, o LSM calcula a umidade e a temperatura em quatro camadas do solo.

O acoplamento do MVP (Modelo de Vegetação Potencial) com o MCR (Modelo de Circulação Regional)-MM5 permite vários tipos de mudanças na vegetação. O MVP necessita das condições climáticas como diagnóstico de entrada para verificar qual o tipo de vegetação é mais consistente, em equilíbrio com o clima. O clima é o principal fator determinante na distribuição de vegetação (não antropogênico) com exceção para pequenas escalas espaciais (WOODWARD, 1987).

2.3. Modelo de vegetação potencial (MVP)

O Modelo de Vegetação Potencial (MVP) utilizado foi desenvolvido por Oyama e Nobre (2004), no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC). O MVP é bem semelhante em estrutura quando comparado com outros modelos de vegetação usados atualmente, tais como o modelo BIOME e seus descendentes (PRENTICE et al., 1992), que não leva em consideração a competição entre plantas. O MVP possui uma validação bem mais particular para as condições da América do Sul, porque considera a determinação da sazonalidade, o que melhora o desempenho do modelo para as florestas tropicais.

A climatologia mensal da precipitação e temperatura do ar provém de Willmott e Matsuura (1998). Os dados na forma original possuem uma resolução espacial de 0,5° (aproximadamente 60 km) e foram degradados para a resolução dos mapas de biomas (T62 cerca de 2° ou 220 km). Devido a essa degradação, algumas características de escala horizontal menor, tal como o máximo de precipitação na costa brasileira do Atlântico, foram perdidas (OYAMA, 2002).

O tipo de vegetação é determinado por considerar cinco parâmetros, três relacionados à temperatura do ar e dois relacionados a umidade. Esse modelo utiliza como variáveis de entrada a temperatura média do ar do mês mais frio (T_c), em °C; na equação 1 e a soma térmica acumulada (G , dia/mês em °C); sendo G_0 e G_5 o tempo térmico acumulado para a temperatura basal de 0°C de 5°C (equações 2 e 3).

$$T_c = \text{mín}\{T_i\} \quad (1)$$

em que T_c é a temperatura média do mês mais frio; e $i = 1, 2, \dots, 12$ refere-se ao i -ésimo mês.

$$K_0 = \sum_{j=1}^{12} n_i F [T_i - 0] \quad (2)$$

$$K_5 = \sum_{j=1}^{12} n_i F [T_i - 5] \quad (3)$$

em que K_5 é tempo térmico acumulado para a temperatura basal de 5°C; K , tempo térmico acumulado (°C dia/mês); K_0 , tempo térmico acumulado para a temperatura basal de 0°C; T_i , temperatura do i -ésimo mês; n_i , número de dias do i -ésimo mês; F , função da temperatura basal; e X , variável da função de temperatura basal.

As variáveis de umidade são o índice hídrico H (adimensional), e o índice de sazonalidade, D (adimensional). Na equação (4), o índice hídrico permite diferenciar entre climas úmidos e secos. O termo “ E ” é a taxa de evapotranspiração, E_{max} é a máxima taxa de evapotranspiração permitida, e a soma é para os meses nas regiões em que o solo não está congelado. O cálculo de “ E ” é obtido por meio da equação de Penman-Monteith. Na evapotranspiração máxima, o solo encontra-se saturado e nenhum fator de estresse hídrico é considerado e a resistência estomática é mínima que é considerada igual à resistência aerodinâmica cujo valor é constante (100 s/m).

$$H = \frac{\sum_{i=1}^{12} g_i ET_i}{\sum_{i=1}^{12} g_i ET_{\text{máx}_i}} \quad (4)$$

em que H é o índice hídrico (adimensional); ET , evapotranspiração do mês; E_{max} , evapotranspiração máxima; e g , estado físico do solo.

$$D = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{12} F [0,5 - w_i]}{6} \quad (5)$$

em que D é o índice de sazonalidade; e w_i , fração de saturação do solo.

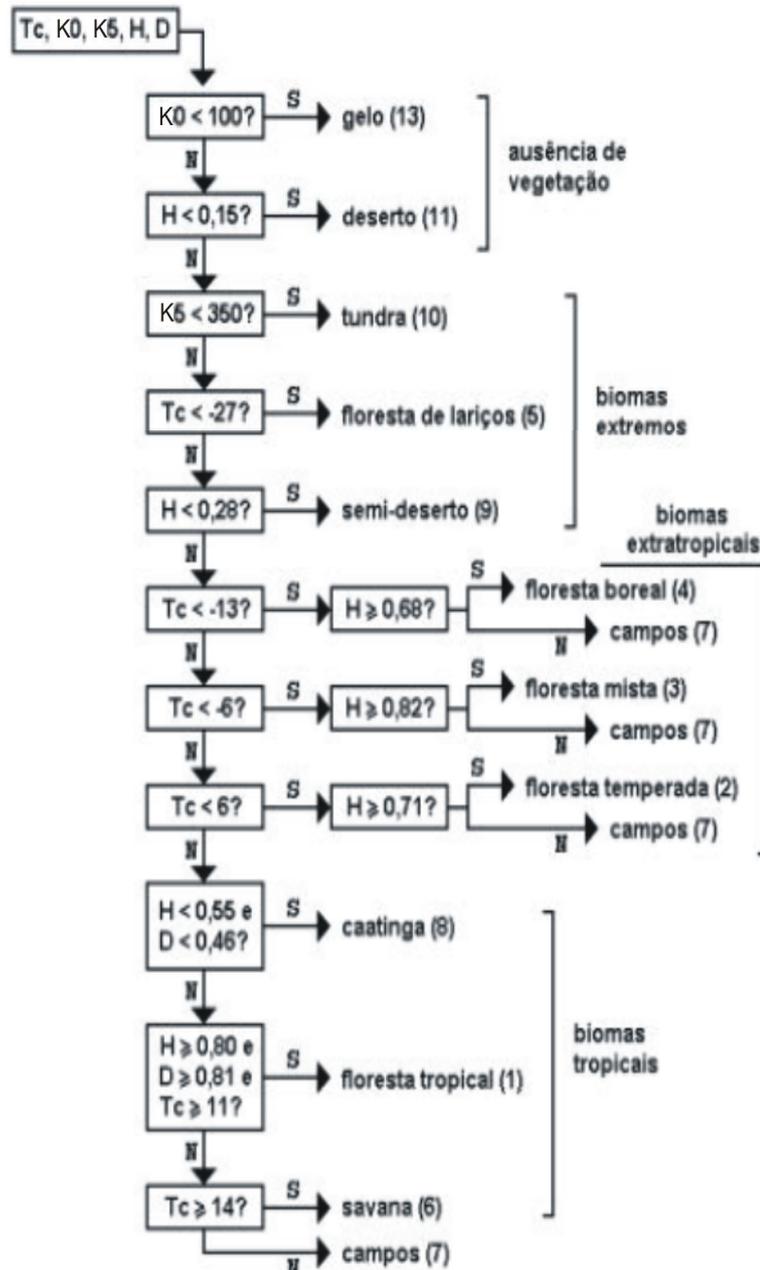
Sendo F e g dado da seguinte maneira:

$$F[x] = \begin{cases} x, & x \geq 0 \\ 0, & x < 0 \end{cases}$$

$$g = \begin{cases} 1, & \text{solo sem congelamento} \\ 0, & \text{solo congelado} \end{cases}$$

O modelo de balanço hídrico descrito em Oyama e Nobre (2004) foi baseado em Willmott et al. (1985), com algumas modificações no que diz respeito à possibilidade de congelamento do solo e à formulação da evapotranspiração, que é calculada pelo método de Penman-Monteith no lugar do método de Thornthwaite. O modelo considera uma única camada homogênea de solo coberto por um único tipo de vegetação, em todas as áreas continentais. Isto significa que diferentes tipos de solos e vegetação não são considerados. As suposições foram feitas para utilizar uma menor quantidade de parâmetros no modelo. Para Oyama e Nobre (2004), as variáveis ambientais de entrada são: Tc, K0, K5, H e D.

Conforme descrito em Oyama e Nobre (2004), a escolha das variáveis “K0, K5, Tc e H” baseou em Prentice et al. (1992), e a variável “D” representa, explicitamente a sazonalidade da água no solo, e é acrescentada para que a duração da estação seca possa ser considerada na escolha dos biomas potenciais (“H” leva implicitamente em conta a sazonalidade). Para cada ponto de grade (localidade), a partir da climatologia mensal da precipitação e temperatura do ar, faz-se a simulação do balanço hídrico e calculam-se, então, as variáveis de entrada do Modelo de Vegetação Potencial (K0, K5, Tc, H e D). As interações entre as variáveis são mostradas no fluxograma a seguir (Figura 1).



Temperaturas que são dadas em °C: tempo térmico acumulado (K0, K5), em °C dia/mês. A letra "S" sobre (ou ao lado de) as setas significam sim e N, não.

Fonte: Adaptada de Oyama (2002).

Figura 1 – Fluxograma do modelo de vegetação potencial e algoritmo de obtenção do bioma potencial a partir de variáveis ambientais.

Quando comparado aos dados reais, o desempenho é muito bom para florestas tropicais e desertos, bom para florestas de coníferas, florestas de coníferas caducifólia (lariços), savanas, semi-desertos e tundra; regular para floresta temperada, campos extratropicais e caatinga; e ruim para floresta mista (OYAMA, 2002).

O acoplamento entre o MM5 e o MPV, como descrito por Cook e Vizy (2008), simula sob condições de aquecimento global a redução de até 70% da área coberta por floresta nativa na Amazônia, para o final do século XXI, e a sua transformação para o bioma cerrado. Pode-se inferir, portanto, que substanciais variações na evapotranspiração e no comportamento das demais variáveis atmosféricas devem ser esperadas.

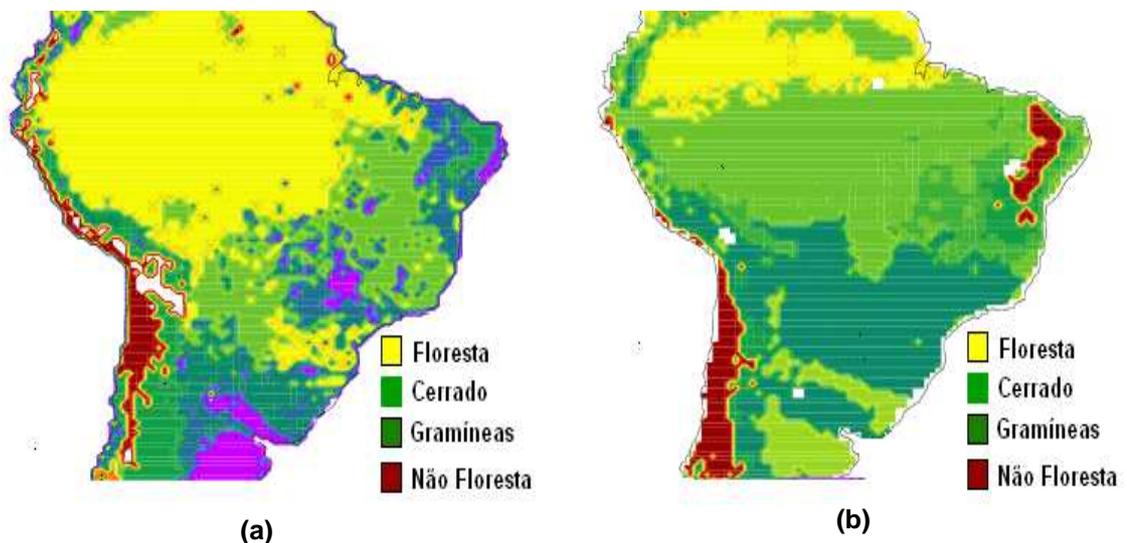
As condições iniciais e as condições de fronteira foram consideradas de acordo com o modelo CGCM3.1, do Centro Canadense e de Análise Climática e Modelagem (CCCMA), para o clima do futuro, e a partir de dados de reanálise para a simulação do período atual. O clima do futuro inclui também o efeito do aumento de CO₂ na atmosfera chegando a 757 ppm, de acordo com o cenário A2 para 2081-2100. As análises discutidas aqui são baseadas em 20 anos para ambas as simulações referentes aos dias atuais e de aquecimento global. Deve-se enfatizar ainda que o campo de evapotranspiração proposto pelo modelo não é parte das variáveis de saída do modelo MM5. Esta é a razão da investigação aqui conduzida.

2.4. Mudança na vegetação

Há décadas intriga a comunidade científica o desafio da investigação sobre as alterações globais, particularmente em relação ao futuro da distribuição de vegetação. A questão de uma possível mudança na vegetação de determinada região e seus impactos em relação ao clima, seja por ação natural ou antropogênica da floresta, pode causar um grande impacto sobre o clima, não só local, mas também regional e global (CHARNEY et al., 1977; SUD; FENESSY, 1982 e 1984; XUE; SHUKLA, 1993 e 1996; DIRMEYER; SHUKLA, 1996; OYAMA, 2002; COOK; VIZY, 2008). Uma avaliação das conseqüências climáticas decorrentes de modificações de vegetação natural

inclui, dentre outros fatores, o entendimento das condições atmosféricas e de superfícies.

Estudos recentes como os de Cook e Vizy (2008), baseados num modelo regional de clima acoplado a um modelo de vegetação potencial, propõem para o final do século XXI uma redução de cerca de 70% da floresta amazônica, passando esta a ser um grande cerrado. A distribuição atual e futura da floresta amazônica e de outros biomas podem ser observados na Figura 2 (a e b). Partindo do princípio de que a evapotranspiração está associada ao tipo de vegetação, já que a vegetação define os parâmetros de rugosidade, albedo e transpiração, é fundamental para o seu cálculo assumir esses dois biomas.



Fonte: Cook e Vizy (2008).

Figura 2 – Distribuição da vegetação atual na América do Sul e distribuição da vegetação prevista para o futuro.

2.5. Evapotranspiração de referência

Doorenbos e Pruitt (1977) propuseram uma metodologia para determinar a evapotranspiração das diferentes culturas por meio das seguintes etapas: primeiro, estima-se a evapotranspiração da cultura de referência (ET_o) e, segundo, escolhe-se um coeficiente da cultura (K_c) tabelado e distinto para cada cultura e para cada estágio de desenvolvimento. O produto resultante de

“ET_o” e “K_c” selecionado, estima a evapotranspiração da cultura de interesse. Essa metodologia foi popularizada mundialmente e, de acordo com essa publicação, a obtenção da evapotranspiração de referência poderia ser feita por meio dos quatro métodos a seguir: método de Blaney-Criddle modificado, método da radiação, método do tanque classe A e método de Penman-FAO (MELLO, 1998).

O coeficiente da cultura representa a integração dos efeitos de três características que distinguem a evapotranspiração de qualquer cultura de referência: a altura da cultura (h), que afeta a rugosidade e a resistência aerodinâmica; a resistência da superfície relativa ao sistema solo-planta, que é afetada pela área foliar (determinando o número de estômatos), pela fração de cobertura do solo pela vegetação, pela idade e condição das folhas e pelo teor de água na superfície do solo; e o albedo da superfície solo-planta, que é influenciado pela fração de cobertura do solo, pelo tipo de vegetação e pelo teor de água na superfície do solo além da influência do saldo de radiação disponível na superfície (R_n), que é a principal fonte de energia para as trocas de calor e de massa no processo de evaporação.

Durante o período vegetativo, o valor de “K_c” varia à medida que a cultura cresce e se desenvolve, do mesmo modo que varia com a fração de cobertura da superfície do solo pela vegetação e à proporção que as plantas envelhecem e atingem a maturação. Essa variação pode ser representada em um gráfico por uma curva de valores de “K_c”, que caracteriza tipicamente o desenvolvimento de uma cultura anual, desde o plantio até a colheita, com diferentes características na forma da curva representando o crescimento e a senescência da cultura.

A taxa de evapotranspiração de uma cultura de referência, sem falta de água é chamada de evapotranspiração de uma cultura de referência ou evapotranspiração de referência e é definida como “ET_o”. A superfície de referência é uma cultura de grama hipotética sem restrição hídrica em crescimento ativo e albedo 0,23. Uma vez que a “ET_o” representa um índice climático associado à evaporação, o valor de “K_c” varia essencialmente de acordo com as características da cultura, traduzindo em menor escala a variação dos fatores climáticos. Esse fato torna possível a transferência de

valores-padrão dos Kc de um local para outro e de um clima para outro (PEREIRA et al., 1997).

O conceito de Doorenbos e Pruitt (1977) tornou-se o mais aceito mundialmente, e praticamente todos os projetos passaram a estimar a evapotranspiração de uma cultura, por meio de um dos quatro modelos citados, e do coeficiente da cultura ou “Kc”.

Sediyama (1995) comenta que a definição de “ETo” por Doorenbos e Pruitt não abrange a espécie, a variedade e as características morfológicas da superfície com cobertura rasteira para diferentes condições climáticas, apesar de não existir uma padronização com referência ao manejo da cultura na estimativa da “ETo”, que varia de local para local e também para o mesmo local em épocas diferentes.

Esse componente tem sido utilizado como base agrometeorológica para a estimativa da evapotranspiração máxima (ETc) da maioria das culturas de interesse comercial.

Recentemente, métodos que associam o balanço de energia e o poder evaporante do ar têm sido desenvolvidos com o objetivo de melhorar a estimativa da evapotranspiração. Destaca-se o método desenvolvido por Penman-Monteith equação 5 e posteriormente parametrizado pela FAO; essa versão completa da equação de Penman-Monteith é descrita no ASCE Manual 70 (JENSEN et al., 1990), e é conhecido, atualmente como método Penman-Monteith (Padrão FAO, 1998), sendo recomendado como método padrão porque tem se mostrado consistente para estimar a “ETo” em diferentes locais e climas, além de considerar todos os parâmetros que governam as trocas de energia e o fluxo de calor latente. Outro aspecto, é que a maioria dos parâmetros podem ser medidos ou estimados a partir de dados meteorológicos (Allen et al., 1998).

A equação de Penman-Monteith padrão FAO 1998, é dada a seguir:

$$ET_{O} = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34)} \quad (6)$$

Sendo,

$$ETo_{rad} = \frac{0,408\Delta(R_n - G)}{\Delta + \gamma(1+0,34)} \text{ Termo radiativo} \quad (7)$$

$$ETo_{aero} = \frac{\gamma \frac{900}{T+273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1+0,34)} \text{ Termo aerodinâmico} \quad (8)$$

em que ETo é evapotranspiração de referência [mm.d⁻¹]; R_n, saldo de irradiância solar à superfície da cultura [MJ.m⁻².d⁻¹]; G, densidade do fluxo de calor do solo [MJ.m⁻².d⁻¹]; T, temperatura do ar média diária a 2 m de altura [°C]; U₂, velocidade do vento a 2 metros de altura [m.s⁻¹]; e_s, pressão de vapor de saturação [kPa]; e_a, pressão parcial de vapor [kPa]; e e_s-e_a, déficit de pressão de vapor de saturação [kPa].

A equação de Penman-Monteith pode ser decomposta em dois termos: o termo radiativo e o termo aerodinâmico. Para realização da estimativa, este método requer dados meteorológicos de radiação solar, temperatura e umidade do ar, velocidade do vento, sendo inicialmente desenvolvido para uma cultura de referência. A evapotranspiração de referência (ETo) deve então ser considerada como a evapotranspiração de uma superfície extensiva, totalmente coberta com uma grama hipotética de tamanho uniforme, com altura de 12 cm, resistência de superfície com valor fixo de 70 s.m⁻¹ e albedo 0,23. A superfície de referência coberta com grama deve encontrar-se sem restrições de água e com altura uniforme, crescendo ativamente e cobrindo completamente o solo. Esta equação não somente concilia os aspectos aerodinâmico e termodinâmico, mas também inclui a resistência ao fluxo de calor sensível e vapor d'água no ar (r_a), e a resistência da superfície da (planta) à transferência de vapor d'água (r_c).

O termo radiativo é composto pelo saldo de radiação de ondas curtas e ondas longas, temperatura do ar, fluxo de calor no solo e insolação. Devido a variação no saldo de radiação no decorrer do ano, o valor da “ETo_{rad}” (termo radiativo da evapotranspiração) diminui nos meses de inverno devido a menor incidência de radiação solar nesse período. Logo de acordo com a equação (06), haverá menor ETo no inverno assumindo que a “ETo_{aero}” (termo

aerodinâmico da evapotranspiração) não aumente, simultaneamente. A análise da componente aerodinâmica (ET_{aero}) depende de processos termodinâmicos como o déficit de pressão de vapor, temperatura e velocidade do vento. O método descrito anteriormente foi amplamente testado pela (FAO) e pela American Society of Civil Engineers (ASCE) sob condições atmosféricas reais. Todavia, as implicações das mudanças na composição atmosférica, ou seja, as alterações que têm sido observadas e seus impactos nas estimativas de “ETo” são questões ainda não respondidas e, ainda, as simulações numéricas projetam substanciais mudanças na temperatura do ar e no teor de vapor d’água para o cenário de aquecimento global (Nakicenovic; swart, 2000).

2.5.1. Componentes de radiação

Variações no campo da temperatura do ar estão diretamente associado a disponibilidade de energia, ou ao saldo de radiação (R_n), o qual foi estimado por meio do modelo *MM5*, com base no balanço de ondas curtas (BOC) e balanço de ondas longas (BOL). Desta forma, o R_n foi obtido pela avaliação dos fluxos de radiação incidente (\downarrow), refletido e emitido (\uparrow), isto é:

$$R_n = BOC + BOL \quad (9)$$

$$BOC = S_{\downarrow} - S_{\uparrow}$$

$$BOC = S_{\downarrow} - \alpha S_{\downarrow}$$

$$BOC = S_{\downarrow} (1 - \alpha) \quad (10)$$

$$R_n = (S_{\downarrow} - S_{\uparrow}) + (L_{\downarrow} - L_{\uparrow})$$

$$BOL = L_{\downarrow} - L_{\uparrow}$$

$$L_{\downarrow} = \sigma T^4 \{ 1 - 0,26 \exp [- 7,77 \times 10^{-4} (273 - T)^2] \} \quad (11)$$

$$L_{\uparrow} = \epsilon \sigma T^4 \quad (12)$$

$$BOL = \sigma T^4 \{ 1 - 0,26 \exp [- 7,77 \times 10^{-4} (273 - T)^2] \} - \epsilon \sigma T^4$$

$$R_n = S_{\downarrow} (1 - \alpha) + \sigma T^4 \{ 1 - 0,26 \exp [- 7,77 \times 10^{-4} (273 - T)^2] \} - \epsilon \sigma T^4$$

em que α é o albedo da superfície; T , temperatura da superfície (K); σ , constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$); ϵ , emissividade da superfície (assumida como 1); S_{\downarrow} , radiação solar global; S_{\uparrow} , radiação refletida

pela superfície; L_{\uparrow} , radiação de ondas longas emitida pela superfície; e L_{\downarrow} , radiação atmosférica.

Com base na equação 11 de Idso e Jackson (1969), foi calculada a radiação de ondas longas da atmosfera, já que Galvão e Fisch (2000) demonstraram que as melhores estimativas para a região tropical foram obtidas por essa equação em detrimento das equações de Swinbank (1963), Brunt (1932), Satterlund (1979) e Bruntsaert (1975). Destaca-se que quando comparada à ETo padrão FAO, a equação da evapotranspiração aqui utilizada aparece modificada pois utiliza o albedo que depende do tipo de superfície, um coeficiente psicrométrico distinto, e para o saldo de radiação foi usada a equação de Idson e Jackson (1969).

2.6. Análise harmônica

A análise harmônica é uma ferramenta útil no estudo dos padrões de parâmetros meteorológicos (ASLAN; TOPÇU, 1994). A fim de avaliar os impactos das mudanças climáticas, a informação é usualmente necessária em escala regional. Como discutido por Aslan et al. (1997), a “Transformada de Fourier” ou Análise Harmônica decompõe um fenômeno periódico como uma série de funções seno e cosseno, cada uma definida por uma única amplitude, fase e variância. As primeiras seqüências de harmônicos meteorológicos apresentam grandes efeitos, enquanto harmônicos de ordem superior apresentam os efeitos das flutuações de pequena escala. O ângulo de fase pode determinar a época do ano em que o valor máximo ou mínimo pode ocorrer em um dado harmônico. A análise harmônica é baseada na série de funções trigonométricas (WILKS, 1995) conforme descrito a seguir:

$$y_t = \bar{y} + \sum_{j=1}^N C_j \cos(\omega_j t - \phi_j) \quad (12)$$

em que y_t é o valor da série no tempo “t”; \bar{y} , média aritmética dos valores da série; C_j , j-ésima amplitude; ω_j , j-ésima freqüência angular; ϕ_j , j-ésimo ângulo de fase; N, número de observações; e t, tempo t (mês do ano).

As equações para os cálculos da amplitude dos harmônicos, segundo Emery e Thomson (1997), são:

Amplitude (C_j)

$$C_j = \sqrt{A_j^2 + B_j^2} \quad (13)$$

em que A_j é o j -ésimo coeficiente do cosseno; B_j , j -ésimo coeficiente do seno.

Os termos A_j e B_j são obtidos pelas seguintes equações:

$$A_j = \frac{2}{N} \sum_{t=1}^N y_t \cos \left(\frac{2\pi t}{N} \right) \quad (14)$$

$$B_j = \frac{2}{N} \sum_{t=1}^N y_t \sin \left(\frac{2\pi t}{N} \right) \quad (15)$$

Fase (ϕ)

O ângulo de fase (ϕ) é calculado a partir de uma das equações seguintes, dependendo do valor obtido para (A_j) e (B_j):

$$\phi = \arctg \frac{B_j}{A_j} \quad A_j > 0 \text{ e } B_j > 0$$

$$\phi = \arctg \frac{B_j}{A_j} \pm \pi \text{ ou } \pm 180^\circ \quad A_j < 0 \text{ e } B_j < 0 \quad (14)$$

$$\phi = 0 \quad A_j = 0 \text{ e } B_j > 0$$

A j -ésima contribuição da cada harmônico (j) na variância total da série de dados é calculado segundo (PANOFSKY e BRIER, 1968).

$$j = \frac{C_j^2}{2s^2}, \quad (15)$$

em que C_j é a amplitude do harmônico; e S^2 , variância dos dados observados (série temporal).

A análise harmônica é um instrumento útil para caracterizar diferentes regiões climáticas e regimes de transição. O potencial da análise harmônica para classificar zonas eco-climáticas foi discutido por Azalli e Menetti (2001). Também tem sido demonstrado que as características fundamentais relacionadas às escalas sazonal e intra-sazonal e o comportamento da dinâmica dos ecossistemas podem ser identificados pelos cálculos da análise harmônica (Jakubauskas et al., 2001). A vantagem de utilizar o presente método matemático, em especial para a bacia amazônica, está associada à possibilidade de identificação do aspecto do clima dominante no domínio do tempo. Nota-se que as investigações baseadas em médias anuais da série temporal incluem fenômenos de pequena e grande escala em processos distintos de periodicidade, que por sua vez podem omitir sinais climáticos regionais no domínio do tempo.

2.7. Características climáticas do Brasil

Neste item será feita uma avaliação dos principais termos associados com a evapotranspiração (ET_o), a saber: temperatura do ar, velocidade do vento, a umidade específica e indiretamente a precipitação.

O Brasil é um país tropical e está localizado entre as latitudes de 4°N e 34°S e entre 35°W a 75°W de longitude. Climaticamente possui desde climas equatoriais úmidos até climas semi-áridos; dos temperados, com quatro estações bem definidas, aos tropicais, com estações seca e chuvosa bem diferenciadas; dos climas continentais aos marítimos; dos montanhosos suaves às depressões contrastantes (Vianello; Alves, 1991).

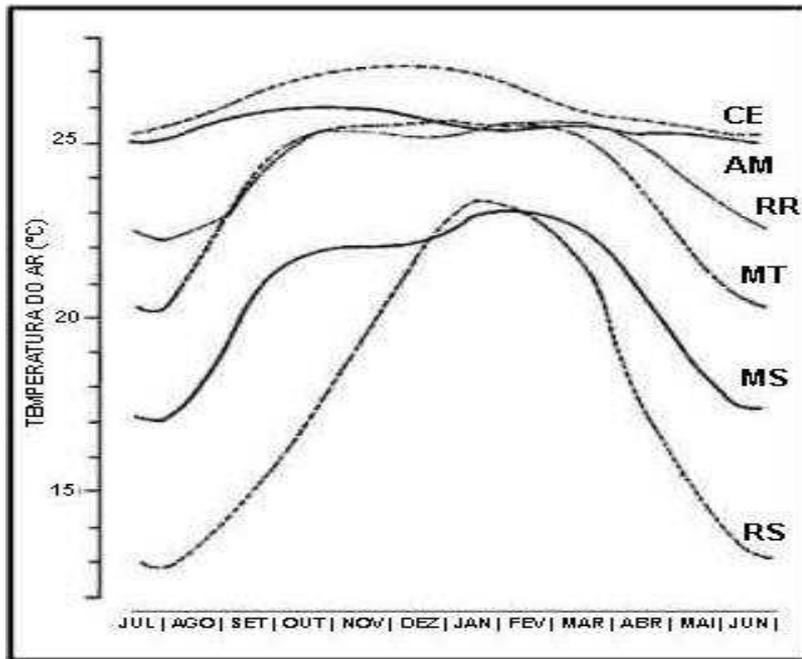
O clima do Brasil depende diretamente da circulação geral da América do Sul, tanto no sentido zonal quanto meridional. Ou seja, está associado aos Anticiclones do Atlântico e Pacífico, à alta da Bolívia, à Baixa do Chaco, às baixas pressões equatoriais e a outros mecanismos, como invasões de massas de ar frias e secas, provenientes do sul contrastando com as massas de ar quente e úmidas. Ao longo do litoral, o aquecimento diferenciado oceano-

continente dá origem às brisas que junto com outros fenômenos contribuem para a formação de chuvas.

No Brasil apresenta cerca de 40% do seu território se encontra abaixo de 200 m de altitude, 45% entre 200 e 600 m e 12%, entre 600 e 900 m. O Brasil não apresenta montanhas, pois não existe nenhum dobramento moderno no território brasileiro. Tradicionalmente, o relevo do Brasil é dividido de acordo com a classificação de Ab'Saber, respeitado geógrafo paulista, pioneiro na identificação dos grandes domínios morfoclimáticos nacionais. Sua classificação identifica dois grandes tipos de unidades de relevo no território brasileiro: planaltos e planícies. Mais recentemente, com os levantamentos detalhados sobre as características geológicas, geomorfológicas, de solo, de hidrografia, e vegetação do país, foi possível conhecer mais profundamente o relevo brasileiro e chegar a uma classificação mais detalhada, proposta, em 1989, pelo conceituado professor Jurandyr Ross, do Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo. Na classificação de Ross, são consideradas três principais formas de relevo: planaltos, planícies e depressões (wikipedia).

A cordilheira dos Andes exerce uma influência orográfica sobre as frentes frias e anticiclones que se deslocam de forma marcante no sentido meridional sobre a parte leste da América do Sul. A cordilheira age como um corredor que ajuda a canalizar o fluxo o fluxo meridional e que favorece ou inibe o avanço das frentes a leste (oeste) das montanhas. Dessa forma, os Andes contribuem fortemente para a ocorrência de friagens e geadas no Brasil (CAVALCANTI et al., 2009).

A variação anual da temperatura do ar apresentada na Figura 3 é determinada pelo curso anual da radiação solar global. A temperatura média anual do Brasil varia de 14°C até um pouco acima de 26°C. Nas latitudes menores que 15°S, a temperatura média anual geralmente é superior a 24°C, sendo que essa isoterma ainda acompanha a região do litoral até aproximadamente 18°S. O clima mais ameno predomina nas latitudes ao Sul de 18°S (TUBELIS; NASCIMENTO, 1991).



Fonte: Tubelis e Nascimento (1991).

Figura 3 – Ciclo anual da temperatura média do ar para alguns estados brasileiros

A variabilidade anual da temperatura (amplitude do ciclo anual) é menor nas proximidades do Equador devido a pouca variação na duração do período diurno, o que não ocorre em latitudes médias, cuja amplitude do ciclo anual de temperatura é bem maior. Também, a distribuição entre continente e oceano afeta essa amplitude, especialmente fora dos trópicos. Determinada localidade quanto mais interior ao continente mais acentuados são os extremos de temperatura (GRIMM, 1999).

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Revisão da literatura

As projeções para as mudanças climáticas no Brasil e América do Sul levam em consideração dois elementos fundamentais: a temperatura e a precipitação.

Nas regiões com melhor previsibilidade climática, como a Amazônia, o Nordeste e o Sul do Brasil, os modelos prevêm um aumento sistemático dos extremos da temperatura do ar, embora esta também seja uma tendência para o restante do país. Em relação às chuvas, a previsão é que a Amazônia e o Nordeste do Brasil apresentem redução nas precipitações, ou seja, redução no vapor d'água na atmosfera. Nas regiões subtropicais da América do Sul projeta-se que ocorram ondas de calor, e na porção tropical aumento na frequência e intensidade de extremos de chuvas. Tem sido demonstrado por Cook e Vízny (2008), que as futuras condições de aquecimento global podem afetar drasticamente a floresta Amazônica. Os modelos regionais acoplados projetam uma redução em torno de 70%. Enquanto as futuras alterações na precipitação têm sido extensivamente investigadas (VERA et al., 2006; COSTA; FOLEY, 1999; HAHMANN; DICKINSON, 1997), não está claro o potencial impacto do aquecimento global sobre as modificações do ciclo sazonal da Amazônia, com relação à temperatura, vapor d'água (umidade específica) e circulação atmosférica por meio da velocidade do vento. Conforme discutido

por Werth e Avissar (2004), a compreensão e avaliação da variação sazonal e espacial de fluxos termodinâmicos é obrigatória para um entendimento razoável dos processos que regem a troca entre a biosfera e na baixa troposfera.

3.2. Análise das anomalias anuais de temperatura, vento, umidade específica e precipitação para o cenário de aquecimento global

A distribuição espacial das anomalias de temperatura entre a simulação do presente (1980-2000) e as projeções para o tempo futuro (2080-2100) podem ser observadas na Figura 4.

Observa-se o aumento da temperatura em todo o Brasil com destaque para a região centro-norte da Amazônia, onde as anomalias positivas de temperatura poderão atingir 4°C na média anual. Destacam-se as variações sazonais que devem ser ainda maiores, como apresentado adiante por meio de análise harmônica. Pode-se inferir, devido uma relação entre o aumento da temperatura e a evapotranspiração, que quando há um aumento na temperatura, provavelmente há um aumento no déficit de pressão de vapor, e conseqüentemente, aumento no termo aerodinâmico. Na Figura 4b pode ser observado o comportamento anômalo do vento quando forçado pelas condições de aquecimento global. Para a região litorânea e o centro-oeste existe a intensificação dos ventos com valores da ordem $2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, quando comparado as condições de tempo presente. Tal fato certamente resulta numa maior influência do termo aerodinâmico na “ETo” futura.

Na Figura 4c pode ser visualizado que, na faixa litorânea da região norte, há aumento da umidade específica que poderão atingir valores de $0,2 \times 10^{-2} \text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}$ de vapor d'água. Por outro lado nos estados de Mato Grosso e Goiás, há redução na umidade específica da ordem de $0,3 \times 10^{-2} \text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}$. Na comparação entre o campo do vento e de umidade específica, nota-se que existe uma intensificação da advecção de umidade proveniente do oceano para o continente associada com o aumento em magnitude dos ventos alísios no litoral da região Nordeste conforme mostra a Figura 4b.

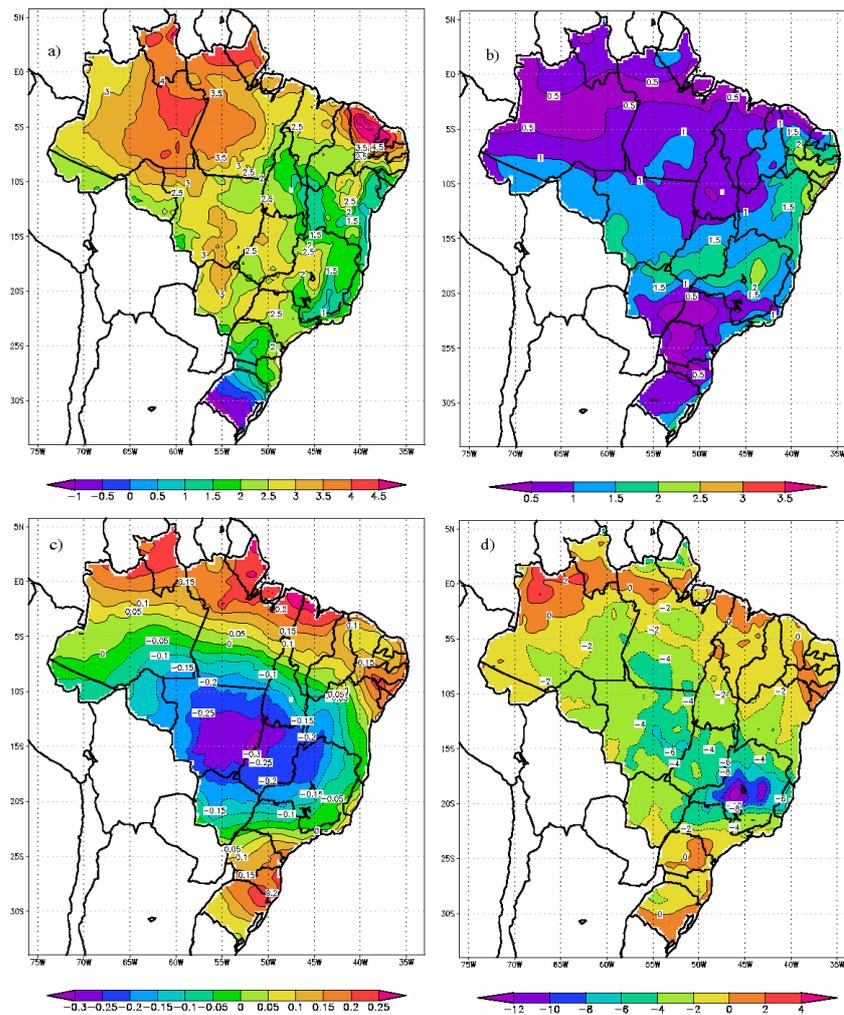


Figura 4 – Anomalias na magnitude da média anual de temperatura (°C), velocidade do vento (m.s⁻¹), umidade específica (10⁻² kg.kg⁻¹) e precipitação (mm.d⁻¹), entre o presente (1980-2000) e o futuro (2080-2100).

No campo de precipitação (Figura 4d), o aumento dos gases de efeito estufa na atmosfera, intensificam a ZCIT que causam anomalias positivas de precipitação que se estende na parte norte da Amazônia, na faixa da linha do equador, devido ao contraste térmico entre o oceano e o continente, havendo aumento no transporte de calor e umidade. Na parte central da região Amazônica, deverá ocorrer a substituição de floresta tropical por cerrado (Figura 2) assim, anomalias negativas de precipitação de até 4 mm.d⁻¹ são observadas, isso acontece porque com o desaparecimento da floresta há uma

diminuição dos fluxos de calor e umidade, ocasionando um enfraquecimento das chuvas convectivas.

Observa-se o aumento da temperatura em todo o Brasil com destaque para a região centro-norte da Amazônia, onde as anomalias positivas de temperatura poderão atingir 4°C na média anual. Destacam-se as variações sazonais que devem ser ainda maiores, como apresentado adiante por meio de análise harmônica. Pode-se inferir, devido uma relação entre o aumento da temperatura e a evapotranspiração, que quando há um aumento na temperatura, provavelmente há um aumento no déficit de pressão de vapor, e conseqüentemente, aumento no termo aerodinâmico. Na Figura 4b, pode ser observado o comportamento anômalo do vento quando forçado pelas condições de aquecimento global. Para a região litorânea e o centro-oeste existe a intensificação dos ventos com valores da ordem $2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, quando comparado as condições de tempo presente. Tal fato certamente resulta numa maior influência do termo aerodinâmico na “ETo” futura.

Na Figura 4c pode ser visualizado que, na faixa litorânea da região norte, há aumento da umidade específica que poderão atingir valores de $0,2 \times 10^{-2} \text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}$ de vapor d'água. Por outro lado nos estados de Mato Grosso e Goiás, há redução na umidade específica da ordem de $0,3 \times 10^{-2} \text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}$. Na comparação entre o campo do vento e de umidade específica, nota-se que existe uma intensificação da advecção de umidade proveniente do oceano para o continente associada com o aumento em magnitude dos ventos alísios no litoral da região Nordeste conforme mostra a Figura 4b.

No campo de precipitação (Figura 4d), o aumento dos gases de efeito estufa na atmosfera, intensificam a ZCIT que causam anomalias positivas de precipitação que se estende na parte norte da Amazônia, na faixa da linha do equador, devido ao contraste térmico entre o oceano e o continente, havendo aumento no transporte de calor e umidade. Na parte central da região Amazônica, deverá ocorrer a substituição de floresta tropical por cerrado (Figura 2) assim, anomalias negativas de precipitação de até $4 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ são observadas, isso acontece porque com o desaparecimento da floresta há uma diminuição dos fluxos de calor e umidade, ocasionando um enfraquecimento das chuvas convectivas. Tal fato pode estar associado ao enfraquecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que é considerado um corredor

de umidade que se estende desde a região Amazônica até a região Sudeste. Observa-se que as anomalias negativas de precipitação em Minas Gerais e região centro-oeste podem chegar a 8mm.d^{-1} .

3.3. Análise harmônica da temperatura do ar a 2 m

A Figura 5 representa a distribuição espacial do primeiro harmônico de temperatura, para os dados do ERA-40, e do MM5-MVP. De acordo com a Figura 5a, período 1980-2000 e dados do ERA-40 nota-se que nas regiões sul, sudeste e sob a região costeira até a latitude de 10°S , o ciclo anual é dominante, como mostrado pela variância explicada em torno de 80%. É importante notar que nas regiões centro-oeste e norte, o regime climático é regido pelos primeiros harmônicos: o anual e o semestral. Na parte leste da Amazônia, o ciclo semestral é dominante Figura 5a. Na Figura 5b, na qual se apresenta o campo de fase de temperatura do ar, é possível observar que, na maior parte dos estados brasileiros, os máximos de temperatura ocorrem nos meses de setembro, outubro e novembro, devido à atuação da Massa Tropical Marítima (MT), que tem como característica dias extremamente secos, com altas temperaturas e com baixa umidade relativa. Na região Amazônica, isso ocorre nos meses de janeiro, fevereiro e março, embora nesta região devido à passagem da ZCIT dois máximos sejam encontrados dessa forma a representatividade do ciclo dominante passa a ser semestral.

Nota-se, na Figura 5c, os dados do ERA-40 mostram que a amplitude térmica anual na região amazônica e parte do nordeste do Brasil é de 1°C . No centro-oeste a amplitude de temperatura varia de 2°C a 5°C , e na região sudeste são observadas amplitudes entre 4°C e 8°C . Na região sul, a amplitude é maior que nas outras regiões, e varia de 4°C a 8°C devido ao efeito da alta sazonalidade relacionada a latitude e declinação solar. Soma-se a isso a presença da Massa Polar Marítima que influencia o clima da região nos meses de inverno, ocasionando baixas temperaturas em algumas áreas do sul do Brasil.

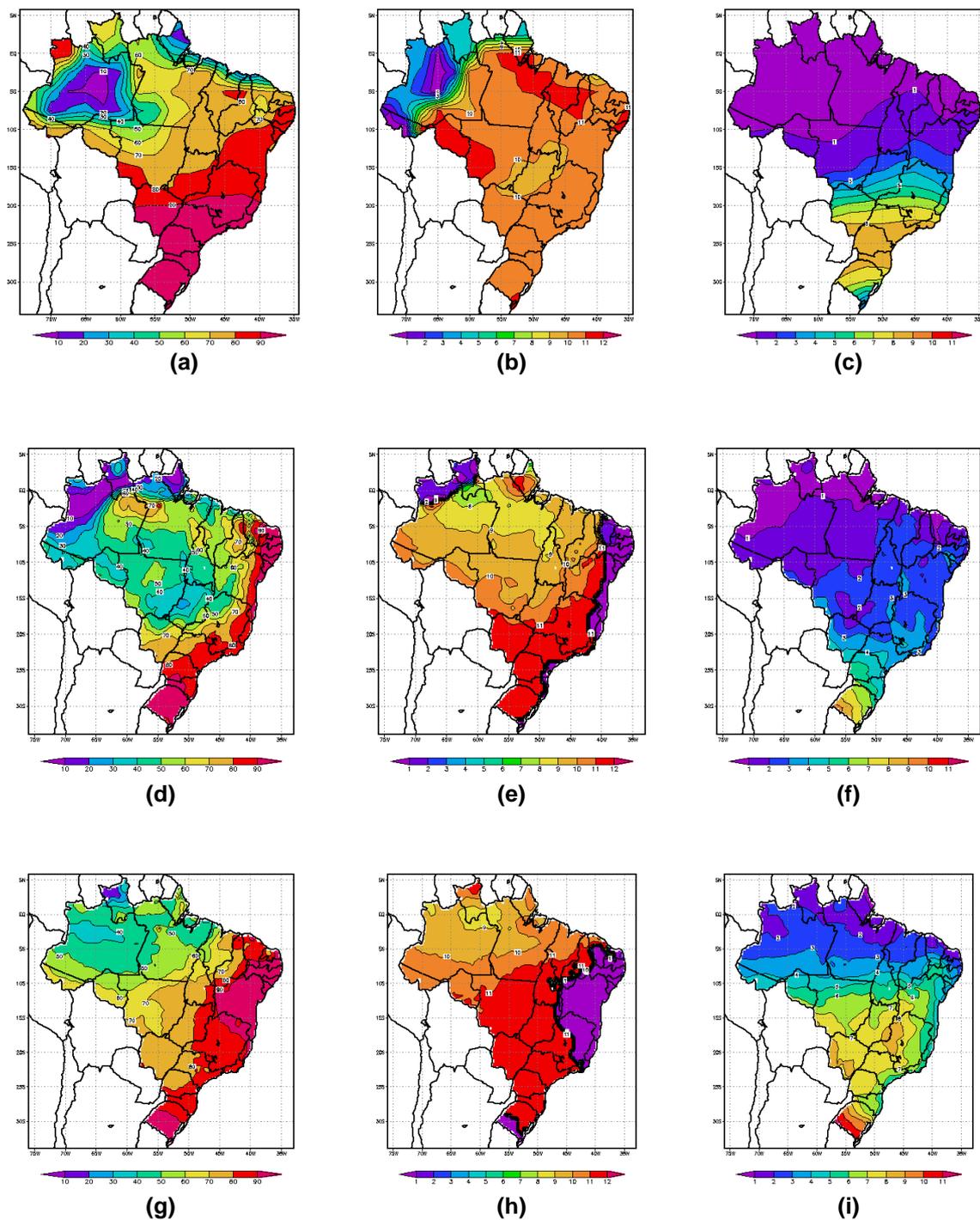


Figura 5 – Primeiro harmônico da temperatura média (°C) referente ao período 1980 a 2000 para os dados do ERA-40.

Nas Figuras 5d, 5e e 5f, similar análise pode ser feita para os dados do modelo MM5-MVP no período 1980-2000. O ciclo anual de temperatura explica apenas 10% da variabilidade dos dados sobre o extremo oeste e norte da Amazônia, enquanto na parte central do Brasil pode chegar a 70%. Na região centro-oeste, o ciclo anual de temperatura explica entre 40% e 50% da variância, chegando a 60% no norte de Tocantins. No nordeste brasileiro (NEB), o primeiro harmônico explica 90% da variância na faixa litorânea e 60% no sul do Piauí e noroeste da Bahia. No sudeste, há uma variabilidade muito grande; no norte de Minas Gerais a variância explicada pelo 1.º harmônico é de 50%.

Destacam-se as diferenças entre os resultados propostos pelas reanálises no ERA-40 e simulados pelo MM5-MVP no que diz respeito à representatividade do ciclo anual. Enquanto nas reanálises o primeiro harmônico é extremamente importante com predominância em quase todo o Brasil nas análises provenientes do modelo o primeiro harmônico tem uma baixa representatividade, com exceção da região costeira do Brasil.

No campo de fase Figura 5e, o modelo MM5-MVP indica que as maiores temperaturas ocorrem nos meses de agosto, setembro e outubro, na parte centro norte da Amazônia, porém, no centro-norte de Roraima, estas ocorrem no mês de dezembro. De um modo geral, os dados do modelo representam a ocorrência dos valores máximos com um ou dois meses de antecedência, quando comparados as reanálises.

A amplitude de temperatura do modelo MM5-MVP (Figura 5f) é mínima na parte central da Amazônia, com valores entre 1°C e 2°C em particular no sul do estado do Amazonas e centro sul do estado do Pará. No centro-oeste, a amplitude varia de 2°C a 3°C, e no sudeste de 2 a 4°C. Na região sul, os valores máximos na amplitude podem chegar a 9°C.

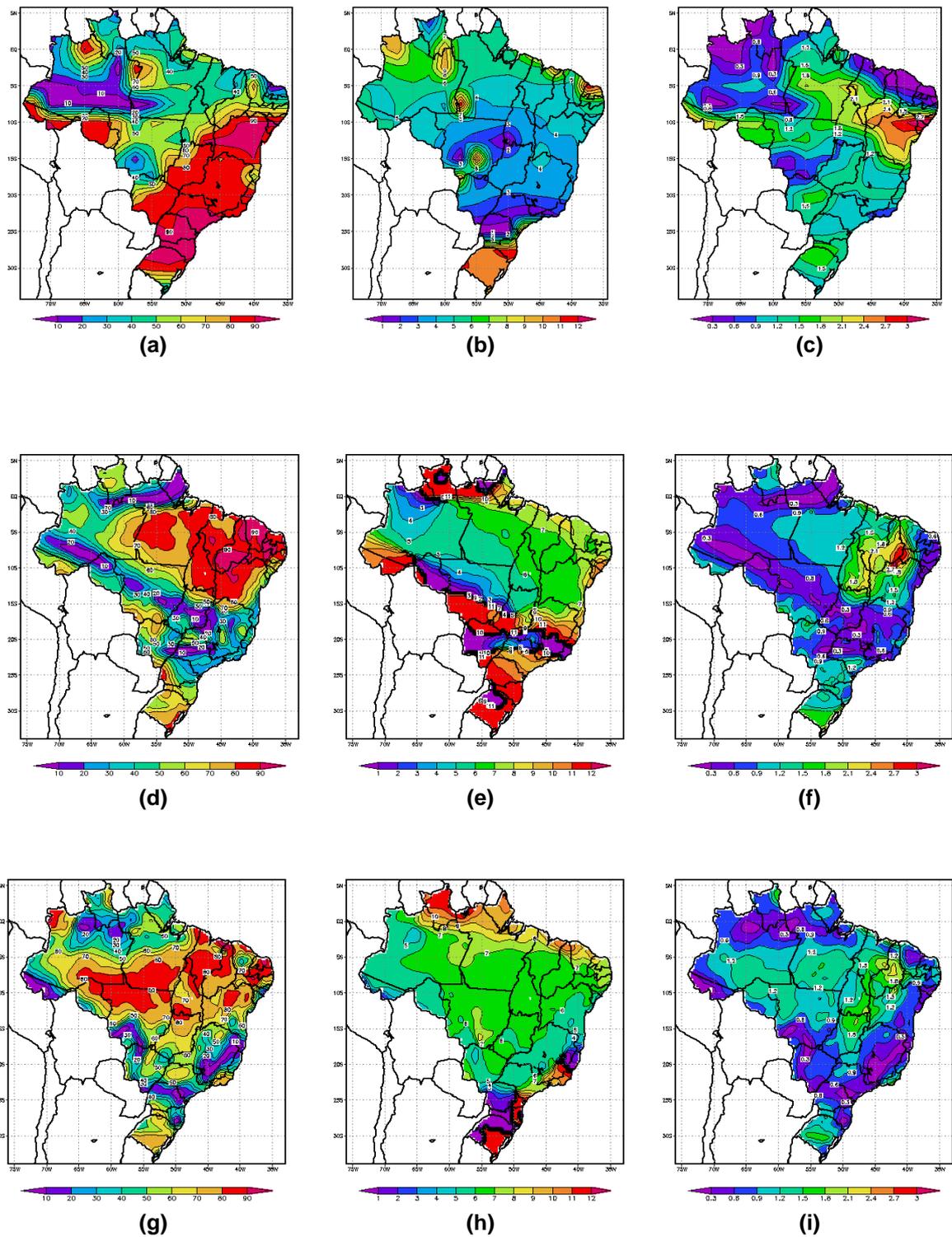
A variância da temperatura, segundo as projeções climáticas para o futuro (2080-2100), sob um cenário de aquecimento global (Figura 5g), indica que as regiões Nordeste e Centro-Sul apresentam como característica principal o ciclo anual de temperatura explicado pelo primeiro harmônico com uma variância acima de 70%. Verifica-se que na região Amazônica o ciclo semestral é mais importante durante o ano.

De acordo com a análise do campo de fase (Figura 5h), os máximos de temperatura possivelmente ocorrem nos meses de novembro, dezembro e janeiro no Nordeste e Centro-Sul do Brasil. A região Nordeste do Brasil juntamente com as regiões Norte e os vales do Jequitinhonha e Mucuri do estado de Minas Gerais sofrem um atraso nos picos de temperatura quando são comparados os resultados das condições do presente no período entre (1980-2000) e as condições forçadas para o futuro no período entre (2080-2100). Os máximos do campo de fase da temperatura na região Amazônica (Figura 5h) ocorre entre os meses de agosto a outubro. O nordeste do Amazonas e parte de Roraima apresentam uma modificação significativa na fase entre as simulações do período atual e futuro (Figuras 5e e 5h). Os máximos ocorrem nos meses de janeiro e fevereiro, para o presente (Figura 5e) enquanto, para as simulações do campo futuro (2080-2100), a fase ocorre nos meses de outubro e novembro.

Na Figura 5i pode ser observado que sob condições futuras, o modelo MM5-MVP simula o aumento na amplitude de temperatura, para a maior parte do Brasil, devido a um aumento de temperatura média dos meses mais quentes (Figura 5h).

3.4. Análise harmônica do vento

A Figura 6 mostra a distribuição do primeiro harmônico do vento a 10 metros para os dados de reanálises e do MM5-MVP. De acordo com a Figura 6a, observa-se que, nas regiões centro sul até a latitude 30°S, o ciclo anual de vento é dominante, de forma que a variância do primeiro harmônico explica cerca de 80%. Nas regiões Centro-Oeste e Norte, o regime climático é determinado pelo primeiro harmônico e por harmônicos menores: o anual e outros respectivamente com destaque para a região ocidental da Amazônia.



(a) Variância (%); (b) Fase (meses); (c) Amplitude ($m.s^{-1}$) – simulação do presente (1980-2000) (MM5-MVP); (d) Variância; (e) Fase; (f) Amplitude – simulação do futuro (2080-2100) (MM5-MVP); (g) Variância; (h) Fase; (i) Amplitude.

Figura 6 – Primeiro harmônico do vento ($m.s^{-1}$) referente ao período 1980 a 2000 para os dados do ERA-40.

Na Figura 6b, onde pode ser observado o campo de fase do vento, nota-se que na parte central do Brasil, as maiores magnitudes do vento ocorrem entre os meses de fevereiro e maio, esse fenômeno acontece nessas regiões em diferentes épocas do ano, porque o anticiclone do atlântico sul exerce uma forte influência na velocidade do vento sobre a superfície em diferentes épocas do ano. Na região Amazônica, a fase ocorre de março a junho devido à forte atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), quando ocorre a intensificação máxima nos ventos alísios.

A análise para o campo da amplitude (Figura 6c) apresenta baixa amplitude anual do vento na parte ocidental da região Amazônica, a qual se deve a forte atuação da ZCIT ao longo do ano na região. No Centro-Sul a amplitude da velocidade do vento varia de $0,9 \text{ m.s}^{-1}$ a $1,5 \text{ m.s}^{-1}$ devido, possivelmente a sazonalidade dos sistemas frontais.

Nas Figuras 6d, 6e e 6f, foi feita uma análise semelhante ao ERA-40, com os dados do modelo MM5-MVP para o ciclo anual de vento. A variância do primeiro harmônico explica de 60 a 90% na parte leste da Amazônia e Nordeste do país. No Centro-Oeste e Sudeste, a variância do primeiro harmônico explica de 10 a 40%, o que indica predominância do ciclo semestral nessa região.

Notam-se as diferenças entre os resultados propostos pelo ERA-40 reanálises e pelo MM5-MVP (simulação), no que diz respeito à representatividade do ciclo anual. Nas reanálises, o primeiro harmônico é extremamente importante em parte do nordeste, sudeste, centro-oeste e sul. Segundo o MM5-MVP, unicamente o nordeste e a parte leste da Amazônia é dominante o ciclo anual com alta representatividade e variância acima de 80% (Figura 6d).

No campo de fase, o modelo MM5-MVP mostra que, na Amazônia e no Nordeste, os máximos ocorrem nos meses de março a julho e na região Centro-Sul de novembro a março. No Norte do estado do Amazonas e no estado do Amapá, há antecipação dos meses de maiores intensidade do vento, quando comparado com os dados de reanálises ERA-40.

A amplitude do vento (Figura 6f) do modelo MM5-MVP é mínima em regiões como a parte central da Amazônia, litoral do Nordeste e Sudeste, com valores de $0,3 \text{ m/s}$ a $0,9 \text{ m.s}^{-1}$. Na parte leste da Amazônia e sertão do

nordeste, a velocidade do vento varia de $1,2 \text{ m.s}^{-1}$ a $3,0 \text{ m.s}^{-1}$ e na região Sul do Brasil a velocidade do vento varia de $1,2 \text{ m.s}^{-1}$ a $2,1 \text{ m.s}^{-1}$. Vale lembrar que uma pequena amplitude não implica diretamente uma pequena magnitude, mas sim em uma reduzida variação sazonal.

De acordo com as projeções do MVP-MM5 para o futuro (Figura 6g), na região Centro-Oeste, em parte da Amazônia e na região Nordeste, o ciclo anual será dominante, explicado por uma variância acima de 80%. A região Sudeste será dominada pelos ciclos semi-anuais e pela variância de harmônicos menores, uma vez que a variância do primeiro harmônico explica em torno de 10 a 40%. Na região Sul, os estados do Paraná e Santa Catarina terão um ciclo semestral é dominante, e no Sul do estado do Rio Grande do Sul, de acordo com as projeções, o ciclo anual será dominante.

No campo de fase (Figura 6h), grande parte do território brasileiro terá o máximo de abril a julho, com exceção da parte norte da região Amazônica, na qual a fase ocorrerá nos meses de agosto a novembro. Nessa região, o harmônico semestral é dominante. Na região sul, a fase acontece nos meses de novembro a fevereiro.

No campo da amplitude, observa-se um mínimo no norte da Amazônia, litoral do nordeste, sudeste e parte da região centro oeste, com valores próximos de $0,6 \text{ m.s}^{-1}$. No restante do Brasil, a amplitude será maior com valores que variam de $0,9$ a $2,0 \text{ m.s}^{-1}$. Comparando a simulação do clima presente e futuro, observado que o MM5-MVP projeta uma intensificação do ciclo anual do vento para a maior parte do Brasil.

A causa de mudanças na amplitude de vento não é tão evidente na Amazônia porque o regime de vento nessa região é fortemente ligado aos ventos alísios que são comandados pelas células de altas pressões de médias latitudes. Em escala local, no entanto, a substituição de floresta tropical por cerrado reduzirá o coeficiente de arraste, permitindo assim, alterações sazonais do vento mais intensas.

3.5. Análise harmônica da umidade específica

De acordo com a Figura 7a referente aos dados de reanálise no período de 1980-2000, observa-se que nas regiões centro sul e nordeste o

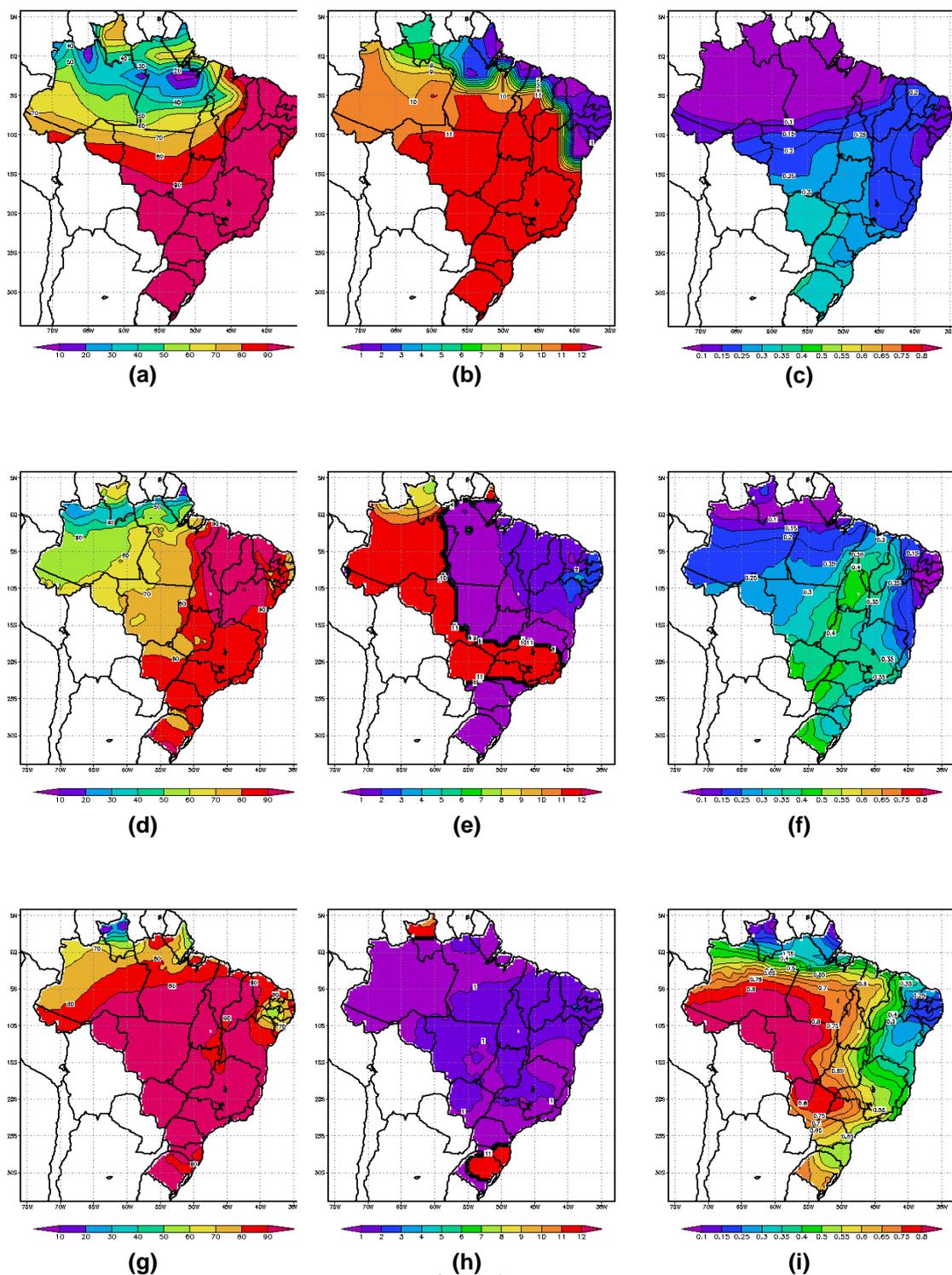
ciclo anual é dominante, segundo a variância do primeiro harmônico acima de 80%. Na região amazônica, destaca-se que o regime climático é governado pelos primeiros harmônicos, o anual e semi-anual. Na parte central, na faixa que se estende de 70°W a 40°W, o ciclo dominante é o semi anual.

Na Figura 7b, que ilustra o campo de fase de umidade específica, nota-se que os máximos ocorrem nos meses de outubro a dezembro na maior parte do território brasileiro, devido, possivelmente, à forte presença de sistemas frontais e a alta evaporação. Na faixa litorânea da região norte e nordeste a fase ocorre nos meses de janeiro a abril, por causa da influência dos ventos alísios de NE e SE, juntamente com a intensificação da ZCIT.

Na região amazônica, com forte atuação da ZCIT e MEA (Massa Equatorial Atlântica), existe baixa amplitude de umidade específica, variando de 0,1 a 0,2 x 10⁻² kg.kg⁻¹, na região sul e no Mato Grosso a amplitude é de 0,30 x 10⁻² kg.kg⁻¹.

O ciclo anual de umidade específica de acordo com os dados do MM5 é mostrado nas (Figuras 7d, 7e e 7f). O primeiro harmônico explica a variância acima de 80% em praticamente todo o Brasil, com exceção em parte da região Amazônica, onde o ciclo semi anual é mais importante. O modelo reproduz bem os resultados das reanálises. Nas regiões centro sul e parte do centro oeste, há uma diminuição na variância do primeiro harmônico, porém, na região central da floresta Amazônica, existe um aumento na variância indicando um ciclo anual mais intenso de acordo com os dados do MVP-MM5.

O campo de fase indica que, na parte leste da Amazônia, no nordeste e na região sul do Brasil, os máximos acontecem nos meses de janeiro a março. Numa faixa da região ocidental da Amazônia e nos estados de Mato Grosso, São Paulo e Minas Gerais, o máximo de umidade específica ocorre no mês de novembro. O modelo consegue reproduzir bem, nessas regiões a amplitude da umidade específica quando comparado com o ERA-40. A maior variabilidade sazonal na parte centro sul do Brasil, é devida à maior flutuabilidade dos sistemas climáticos ao se distanciar da zona equatorial, envolvendo principalmente a presença da ZCAS.



(a) Variância (%); (b) Fase (meses); (c) Amplitude ($10^{-2} \text{ kg.kg}^{-1}$) – simulação do presente (1980-2000) (MM5-MVP); (d) Variância (%); (e) Fase (meses); (f) Amplitude ($10^{-2} \text{ kg.kg}^{-1}$) – simulação do futuro (2080-2100) (MM5-MVP); (g) Variância (%); (h) Fase (meses); (i) Amplitude ($10^{-2} \text{ kg.kg}^{-1}$).

Figura 7 – Primeiro harmônico da umidade específica (10^2 kg.kg^{-1}) referente ao período 1980 a 2000 para os dados do ERA-40.

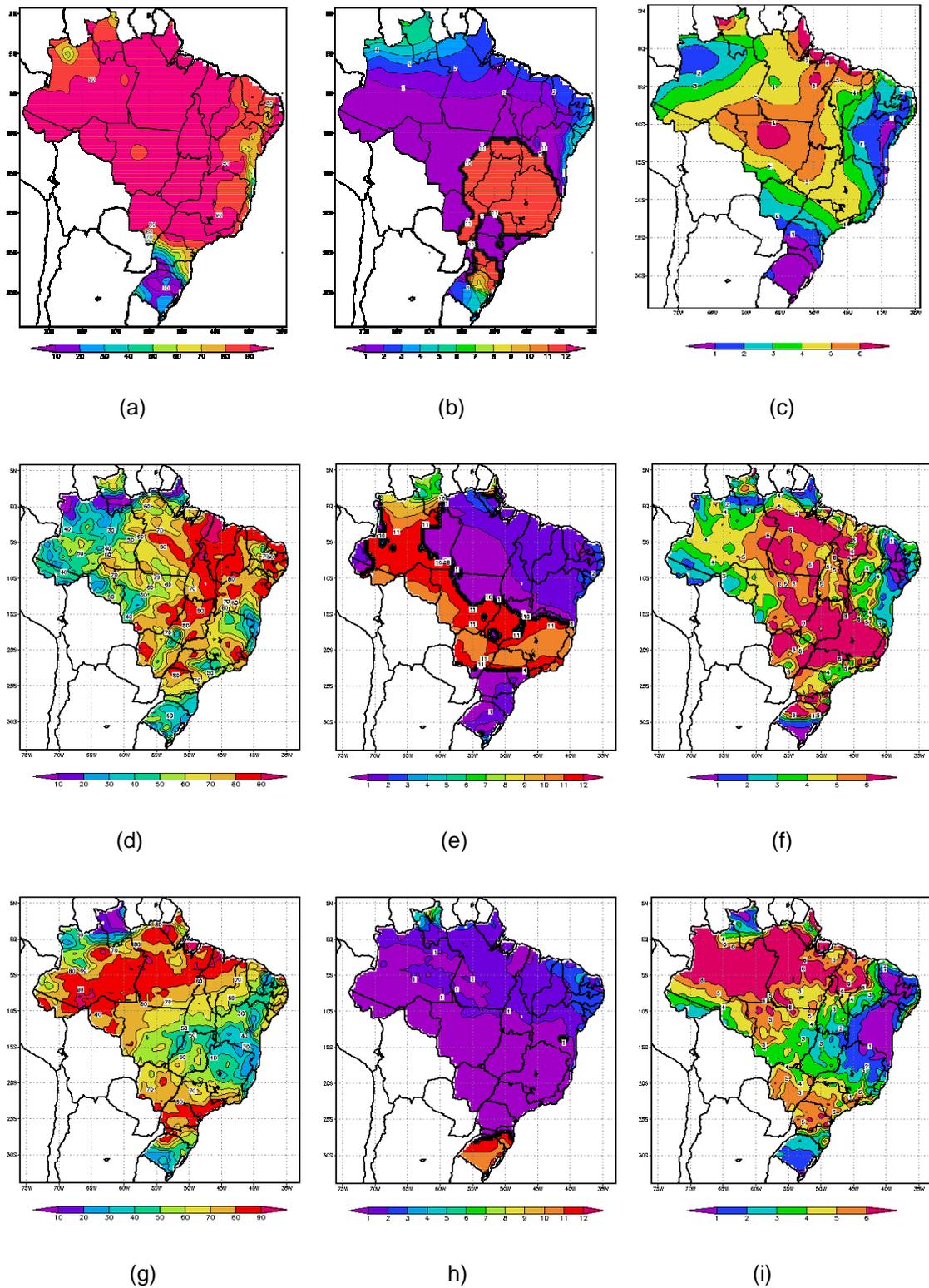
Conforme as projeções do MVP-MM5 para o futuro Figura 7g, o ciclo anual será dominante na maior parte do território brasileiro, com uma variância acima de 60%. Nos estados do Amapá, Roraima, localizados na região norte, e Pernambuco, Paraíba, Sergipe e Rio Grande do Norte, o ciclo semi anual de umidade específica será mais representativo. Nessas regiões, em função da mudança sazonal do comportamento dos alísios, é significativa a advecção de vapor d'água.

No campo de fase como previsto para o cenário do tempo futuro Figura 7h, os máximos ocorrerão nos meses de novembro, dezembro, janeiro e fevereiro. Com o aumento de CO₂ na atmosfera, a ZCAS (corredor de alta nebulosidade que resulta da intensificação do calor e da umidade decorrentes do encontro das massas de ar quentes e úmidas provenientes da Amazônia e do Atlântico Sul) sofrerá um confinamento para o início do ano. Tal resultado foi distinto ao simulado para o período atual, devido a um atraso no início da monção sul-americana.

Na Figura 7i tem-se sob condições futuras aumento na amplitude da umidade específica na Amazônia, no centro oeste e no centro sul do Brasil. Isto se deverá, possivelmente à diminuição da umidade nos meses mais secos do ano. A amplitude será máxima na região Amazônica, porque ocorrerá uma mudança na vegetação, com o avanço a partir do cerrado. É perceptível que a evapotranspiração da floresta Amazônica é maior que a evapotranspiração de outros biomas, tais como caatinga e cerrado.

3.6. Análise harmônica de precipitação

A principal característica do regime de precipitação pluvial na maior parte do Brasil apresenta o ciclo anual bem definido. Isto pode ser visualizado pelos dados do Climatic Research Unit (CRU) nas Figuras 8a, 8b e 8c. O ciclo anual explica cerca de 90% do regime de parte da Amazônia, todo o centro oeste e parte do sudeste, com exceção da porção nordeste de Minas Gerais, Rio de Janeiro e do Espírito Santo.



(a) Variância (%); (b) Fase (meses); (c) Amplitude (mm.dia^{-1}) – simulação do presente (MM5-MVP); (d) Variância (%); (e) Fase (meses); (f) Amplitude (mm.dia^{-1}) – simulação do futuro (MM5-MVP); (g) Variância (%); (h) Fase (meses); (i) Amplitude (mm.d^{-1}).

Figura 8 – Primeiro harmônico da precipitação (mm.dia^{-1}) referente ao período 1980 a 2000 para os dados do CRU.

A fase ou amplitude, que expressa o valor máximo acontece nos meses de verão (D, J, F) e o valor mínimo nos meses de inverno (J, J, A) (Figura 8b). A Amazônia, com altos índices de precipitação com médias superiores a 2800 mm, recebe a atuação da ZCIT, da MEc (Massa de ar Equatorial Continental) e da MEan (Massa Equatorial do Atlântico Norte) que atuando em diferentes épocas do ano permitem uma distribuição regular da chuvas ao longo do ano. Na região Sudeste e Centro-Oeste, as chuvas de verão são provocadas pela atuação em conjunto da MEc com a ZCAS, que transportam bastante calor e umidade, favorecendo grande volume de precipitação.

A variância do modelo (Figura 8d) reproduz bem os resultados de precipitação propostos pelo CRU em todo o Brasil, com exceção do nordeste de Minas e sul da Bahia, onde a variância explica apenas de 30% do ciclo anual. Na Figura 8e observa-se a fase que ocorre nos meses de verão na maior porção do Brasil, com exceção da porção mais ao norte da Amazônia que tem forte influência da ZCIT e da MEa, cujo ciclo é semestral. Na fase proposta pelo modelo à região ocidental da Amazônia, é dominada por valores máximos no mês de novembro, apresentando discrepância com os dados do CRU.

Nas Figuras 8c e 8f pode ser observado a amplitude de precipitação pluvial, nota-se que a região Amazônica devido a alta umidade da floresta e à forte atuação da ZCIT durante quase todo o ano, apresenta baixa amplitude de chuvas. A parte central do Brasil, por outro lado, é caracterizada por maior amplitude de precipitação, resultando em uma estação seca mais definida. A pouca precipitação no inverno está associado a invasão de frentes frias oriundas de áreas extratropicais, contudo as linhas de instabilidade exerce um papel importante na antecipação das penetrações frontais.

Na região sul, os valores de precipitação pluvial são menores quando comparados aos que ocorrem na Amazônia (Figura 8f), todavia apresentam similar característica: o volume de chuva no decorrer do ano é bem distribuído, apresentando baixa amplitude no ciclo anual.

O regime de precipitação pluvial do nordeste depende, principalmente, da oscilação da ZCIT reforçada por ventos de sudeste decorrentes do anticiclone do Atlântico Sul. A estação chuvosa ocorre no período de março a

julho, apresentando altos valores na região litorânea por causa da atuação dos ventos provenientes do oceano os quais trazem grande quantidade de umidade. Na região central do Brasil e parte oriental da região Amazônica (Figura 8d e 8f) o ciclo anual é bem definido com uma variância do primeiro harmônico acima de 60%, a amplitude nessas regiões podem atingir 8mm.d^{-1} . Isto indica que nessas regiões ocorrem uma estação seca e uma chuvosa bem definida.

De acordo com as projeções do MVP-MM5 para o futuro (Figura 8g), o ciclo anual será dominante na região Amazônica, Norte do Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, São Paulo, Paraná e Norte do Rio Grande do Sul com uma variância acima de 60%. Nos estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro, Espírito Santo, Bahia, Sul do Rio Grande do Sul, Noroeste do Amazonas e sertão do nordeste brasileiro, o regime pluviométrico será semi anual. Ou seja, com dois máximos e dois mínimos ao longo do ano.

O clima na região Amazônica será caracterizado por períodos de estiagens e chuvosos bem definidos. Tal fato está relacionado com a substituição da floresta nativa por cerrado no cenário futuro. O cerrado está associado a uma menor taxa de evaporação se comparado a áreas dominadas por floresta.

De acordo com o campo de fase (Figura 8h), a precipitação máxima ocorrerá entre os meses de janeiro e março na maior parte do Brasil. Nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina a precipitação máxima ocorrerá nos meses de outubro e novembro. Verifica-se que com a inclusão das condições atmosféricas e oceânicas para o futuro (2080-2100), a ZCAS sofrerá um retardo para os meses de janeiro a março, quando comparado as condições atuais.

Na Figura 8i pode ser observado que, sob condições futuras, o modelo MM5-MVP simula aumento na amplitude na região Amazônica no dipolo “leste-oeste”. O modelo prevê, desta forma, o clima com uma estação extremamente seca e um ciclo anual bem definido. Na região nordeste, Minas Gerais e Rio Grande do Sul, ocorrerá boa distribuição de chuvas ao longo do ano, isso indica que a estação chuvosa apresentará menores valores de precipitação já que no período de estiagem ocorre unicamente chuvas ocasionais.

3.7. Análise harmônica da evapotranspiração para o período 1980-2000

O clima do Brasil sob as condições climáticas atuais é fortemente influenciado pela Zona de Convergência Intertropical, Zona de convergência do Atlântico Sul, pelos ventos alísios, pelas montanhas dos Andes e pelos anticiclones do Atlântico e do Pacífico. Destaca-se ainda que a cobertura vegetal da superfície é fundamental para o estabelecimento do clima. A seguir será apresentado uma análise do comportamento anual da “ETo” em termos de seus componentes aerodinâmico e radiativo.

Como pode ser observado na Figura 9a, o ciclo anual do termo aerodinâmico da evapotranspiração é dominante em grande parte da Amazônia, região nordeste e região sul com uma variância explicada acima de 60%. Na parte oeste da Amazônia, em Minas Gerais, São Paulo e Mato Grosso do Sul, o ciclo semestral é dominante. Comparando-se as Figuras 6d e 9a nota-se que estas são similares devido ao termo aerodinâmico da evapotranspiração ser fortemente influenciado pelo vento.

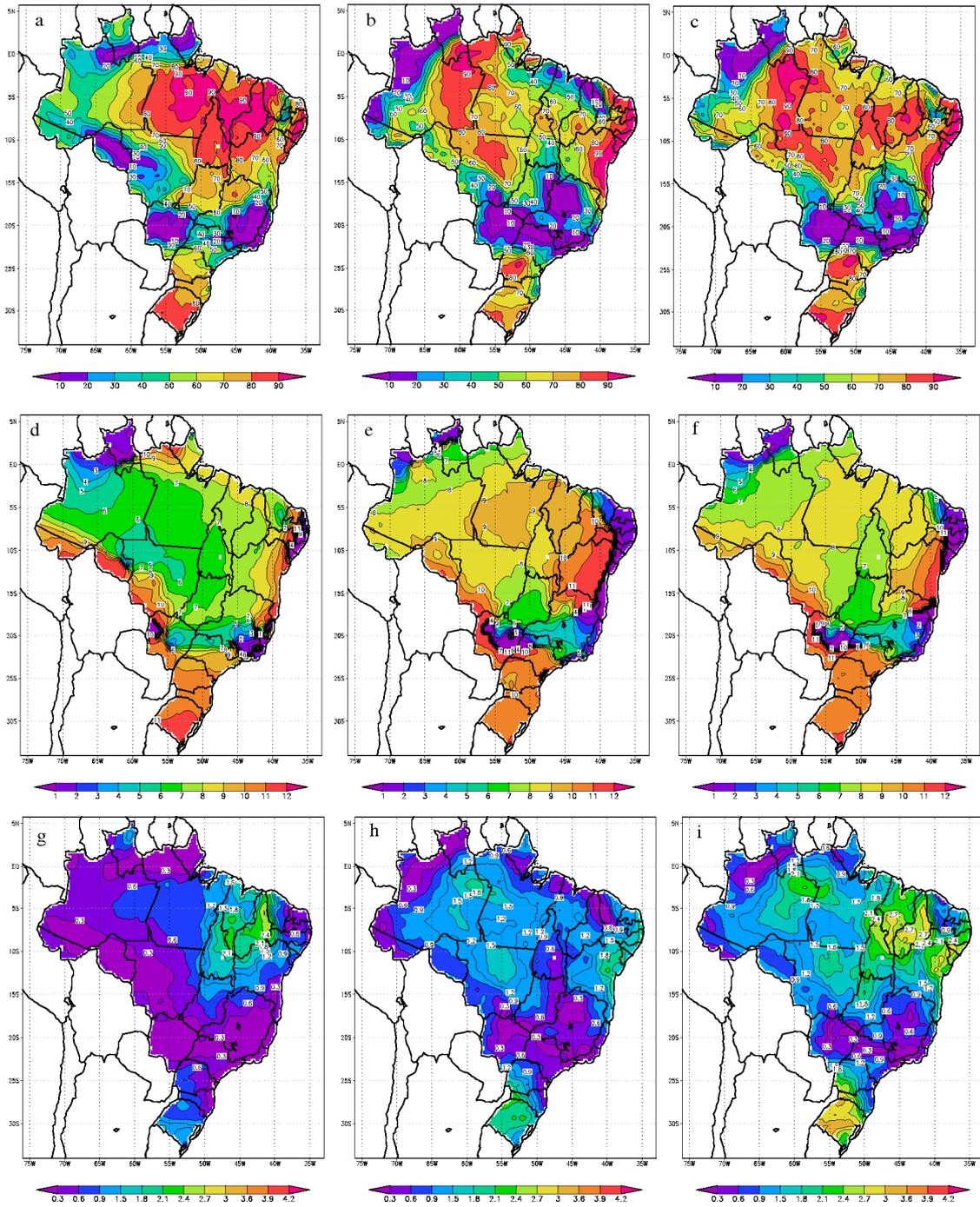
O termo radiativo depende diretamente do saldo de radiação na superfície. Verifica-se que na parte meridional do Brasil central, litoral e agreste nordestino, bem como na região sul, o ciclo anual explica uma variância acima de 60%; ou seja, o ciclo anual é dominante nessas regiões. Em parte do centro-oeste, sudeste e a parte oeste da região Amazônica, o ciclo semestral é dominante com uma variância em torno de 40%.

Na Figura 9c onde encontra-se o primeiro harmônico da ETo observa-se que o ciclo anual é dominante na região nordeste, região sul e em toda a parte central do Brasil, avançando para a parte oeste da Amazônia com variância acima de 60%. No corredor de umidade composto pela região Sudeste, parte oeste da Amazônia e pelo Mato Grosso do Sul e sul do Mato grosso, o ciclo semestral é dominante com variância explicada em torno de 30%. Fazendo uma análise da variância referente ao primeiro harmônico, observa-se que o termo radiativo exerce uma maior contribuição que o termo aerodinâmico, na determinação do ciclo dominante da evapotranspiração. Isto acontece porque a magnitude do saldo de radiação tem maior influência do que o (déficit de pressão de vapor e a velocidade do vento), na troca de fluxos de calor latente entre a superfície evaporante e a atmosfera.

No campo de fase (Figuras. 9d, 9e, 9f) a máxima ETo, de acordo com o termo aerodinâmico, acontece entre os meses de setembro e novembro na parte sul do Brasil. Na Amazônia a fase acontece nos meses de inverno devido a fraca atuação da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT), que neste período está em sua posição mais a norte, no litoral do Norte e Nordeste os valores máximos do termo aerodinâmico ocorrem nos meses de agosto, setembro e outubro devido os ventos alísios de sudeste, juntamente com as brisas marítimas oriundas do contraste térmico entre o oceano e o continente.

Na Figura 9e, observa-se que a fase do primeiro harmônico na região Amazônica, sertão do nordeste e região sul acontece entre agosto e novembro, devido haver nessas regiões grande quantidade de radiação global associada à pouca nebulosidade (período de estiagem). No litoral do norte e nordeste, região centro oeste e sudeste, a fase acontece nos meses de janeiro a maio, devido a grande quantidade de radiação solar global que incide sobre essas regiões nesse período. A fase dos componentes da evapotranspiração nessas regiões depende de alguns elementos meteorológicos, os quais determinam a magnitude da evapotranspiração. Os valores máximos estão relacionados ao déficit de pressão de vapor, velocidade do vento e da quantidade de radiação global que é muito intensa nos períodos de seca (Figura 9f).

As Figuras 9g, 9h e 9i ilustram a amplitude do primeiro harmônico. Observa-se que na região amazônica, no Sudeste e na parte da região Sul do Brasil, a amplitude do termo aerodinâmico varia de 0,3 a 0,6 mm.d⁻¹. Na região nordeste, a amplitude varia de 1,2 mm.d⁻¹ a 2,4 mm.d⁻¹, devido as variações no DPV (déficit de pressão de vapor) e na magnitude dos ventos alísios. Com relação ao termo radiativo tem-se que as maiores amplitudes são observadas na região Amazônica, sul e parte do nordeste. A análise da evapotranspiração, que inclui a soma dos dois termos discutidos anteriormente (Figuras 9g e 9h), evidencia a ligação entre o ciclo anual dominante da ETo, e o termo aerodinâmico no Nordeste, e entre a “ETo” e o termo radiativo na Amazônia, nordeste e região sul do Brasil. Os valores na amplitude anual da “ETo” variam de 0,3 a 2,7 mm.d⁻¹.



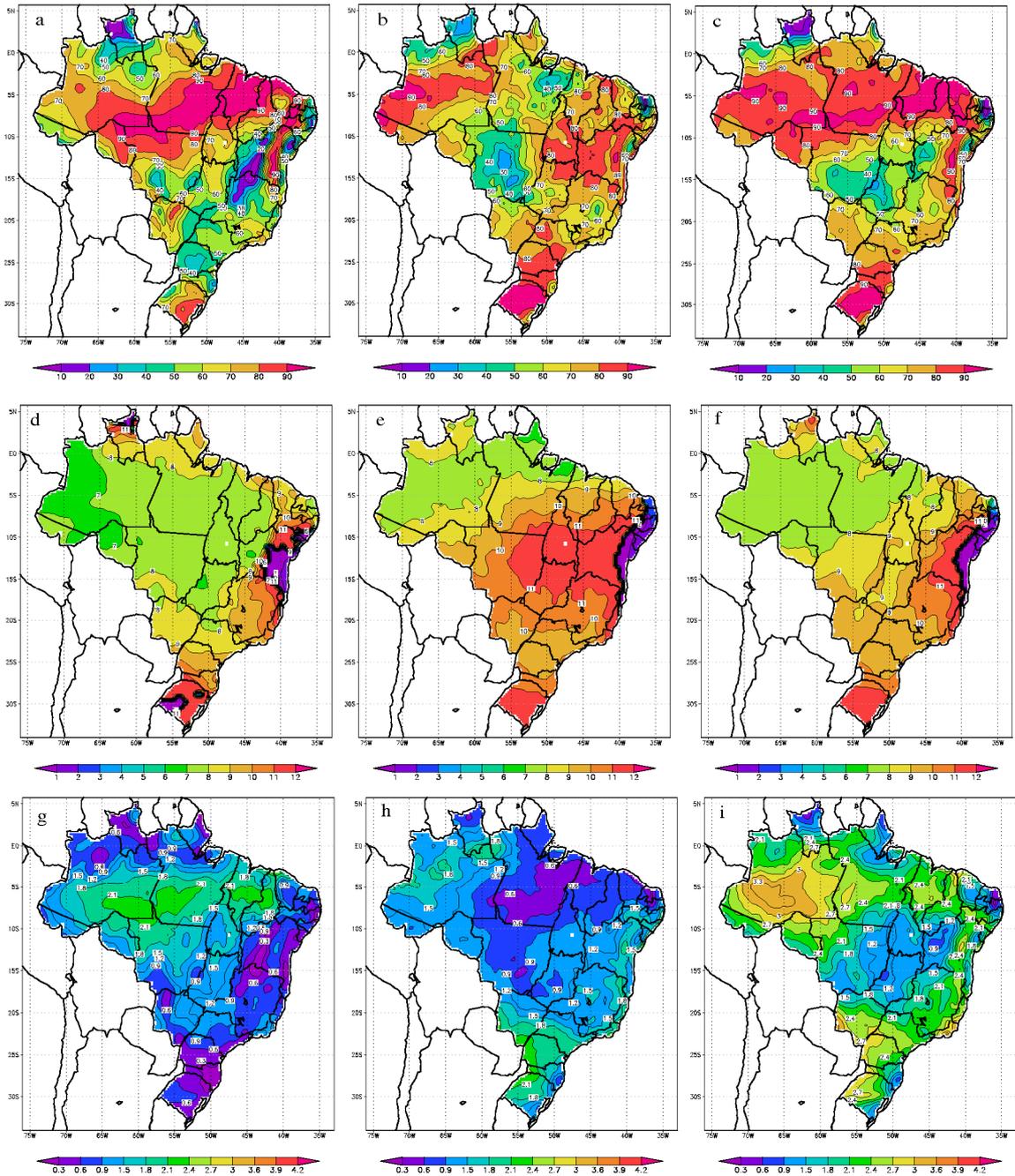
(a) Variância do termo aerodinâmico (%); (b) Variância do termo radiativo (%); (c) Variância da ETo (%); (d) Fase do termo aerodinâmico (meses); (e) Fase do termo radiativo (meses); (f) Fase da ETo (meses); (g) Amplitude do termo aerodinâmico (mm.dia⁻¹); (h) Amplitude do termo radiativo (mm.dia⁻¹); (i) Amplitude de ETo (mm.dia⁻¹).

Figura 9 – Primeiro harmônico da ETo (mm.dia⁻¹) referente ao período 1980 a 2000 para os dados do MM5-MVP.

3.8. Análise harmônica da evapotranspiração no futuro (2080-2100)

Neste tópico é feita uma avaliação da evapotranspiração e dos seus termos constituintes, a saber: os termos radiativo e aerodinâmico, sob um cenário de aquecimento. Na Figura 10a, o ciclo anual do termo aerodinâmico é dominante na bacia Amazônica, com uma variância acima de 60%, tal fato difere da condição atual, na qual o ciclo anual é dominante unicamente na parte leste da bacia (Figura 9a), provavelmente devido as mudanças no vento associadas a menor rugosidade da superfície ocasionada pela presença do cerrado substituindo a floresta nativa. O efeito do DPV também é relevante já que o cerrado libera menor quantidade de vapor d'água para a atmosfera quando comparado com a floresta amazônica. No norte da Amazônia e centro sul do Brasil, o ciclo semi anual é dominante com variância próximo de 60%. Tal fato também é verificado em parte na região sul, e em boa parte da Bahia e Minas Gerais.

Na Figura 10b, observa-se o ciclo anual do termo radiativo. Percebe-se que este é dominante no nordeste, parte da Amazônia e centro sul do Brasil, tendo uma variância acima de 60%. Esse resultado mostra a importância da mudança na vegetação induzindo uma menor nebulosidade e, conseqüentemente, maior definição do ciclo sazonal das nuvens. No extremo norte e noroeste da região Amazônica e Mato Grosso predominará o ciclo semestral. Assim, o prognóstico dos modelos indica que, com o aquecimento global a região Amazônica, a maior parte do nordeste, e a região sudeste, serão regidas pelo ciclo anual devido a melhor definição dos períodos seco e úmido bem como quente e frio. A combinação dos termos aerodinâmico e radiativo é apresentada na Figura 10c, no qual é apresentada a variância do primeiro harmônico para a "ETo", onde observa-se claramente as características de ambos os componentes das ETo.



(a) Variância do termo aerodinâmico (%); (b) Variância do termo radiativo; (c) Variância da ETo; (d) Fase do termo aerodinâmico (meses); (e) Fase do termo radiativo; (f) Fase da ETo; (g) Amplitude do termo aerodinâmico (mm/dia); (h) Amplitude do termo radiativo; (i) Amplitude de ETo.

Figura 10 – Primeiro harmônico da ETo (mm/dia) referente ao período 2080 a 2100 para os dados do MM5-MVP.

No campo de fase (Figuras 10d, 10e e 10f), verifica-se que o termo aerodinâmico é máximo entre os meses de agosto e setembro no Brasil central e julho na Amazônia. Esse prognóstico difere do detectado no período atual onde os máximos ocorrem dois meses antes. A causa para esta mudança na fase parece estar mais relacionada ao DPV, já que o vento máximo ocorre entre maio e junho. Na Figura 10e, a fase do termo radiativo na parte leste da Amazônia ocorre em outubro e novembro e no litoral do nordeste brasileiro ocorre no mês de janeiro. No estado do Amazonas e região centro sul, a fase acontece de agosto a novembro. É importante notar que existem mudanças substanciais no campo de fase entre as duas simulações climáticas. Todo o cinturão compreendido entre as latitudes de 6° a 20°S passa a ter o máximo do termo radiativo em outubro e novembro, para a simulação do período 2080-2100. Enquanto na simulação para o período atual tal fato ocorre ao longo de vários meses. Deve-se observar ainda que nesta região o clima atual (futuro) é dominado pelo harmônico semi-anual (anual).

De acordo com a Figura 10f, o máximo da evapotranspiração na Amazônia, ocorrerá nos meses de julho e agosto, e na maior parte do Brasil ocorrerá de setembro a novembro. A evapotranspiração, no futuro, sofrerá uma retração ou recuo em quase toda parte central e sudeste do Brasil. Todavia, pouca ou nenhuma alteração no campo de fase aparece no nordeste em relação ao período atual (Figura 9f).

Verifica-se nas Figuras 10g, 10h e 10i que quando há um aumento na variância do primeiro harmônico, ocorrem maiores valores na amplitude. Na Figura 10g, verifica-se que no centro sul e litoral do nordeste a amplitude do termo aerodinâmico varia de 0,3 a 1,5 mm.d⁻¹, enquanto na região Amazônica os valores da amplitude atingem 2,1 mm.d⁻¹, devido a diminuição da umidade específica no período de seca (Figura 4c) bem como das mudanças na vegetação da floresta tropical para o cerrado aumentando o vento naquela região.

Em comparação com o observado para o termo radiativo na condição do clima atual (Figura 9h), haverá um aumento significativo na amplitude deste termo da "ETo" no Centro-Sul. Analisando o campo de evapotranspiração (Figura 10i), percebe-se o aumento na amplitude do ciclo anual da evapotranspiração na Amazônia, centro oeste e sudeste que podem chegar a

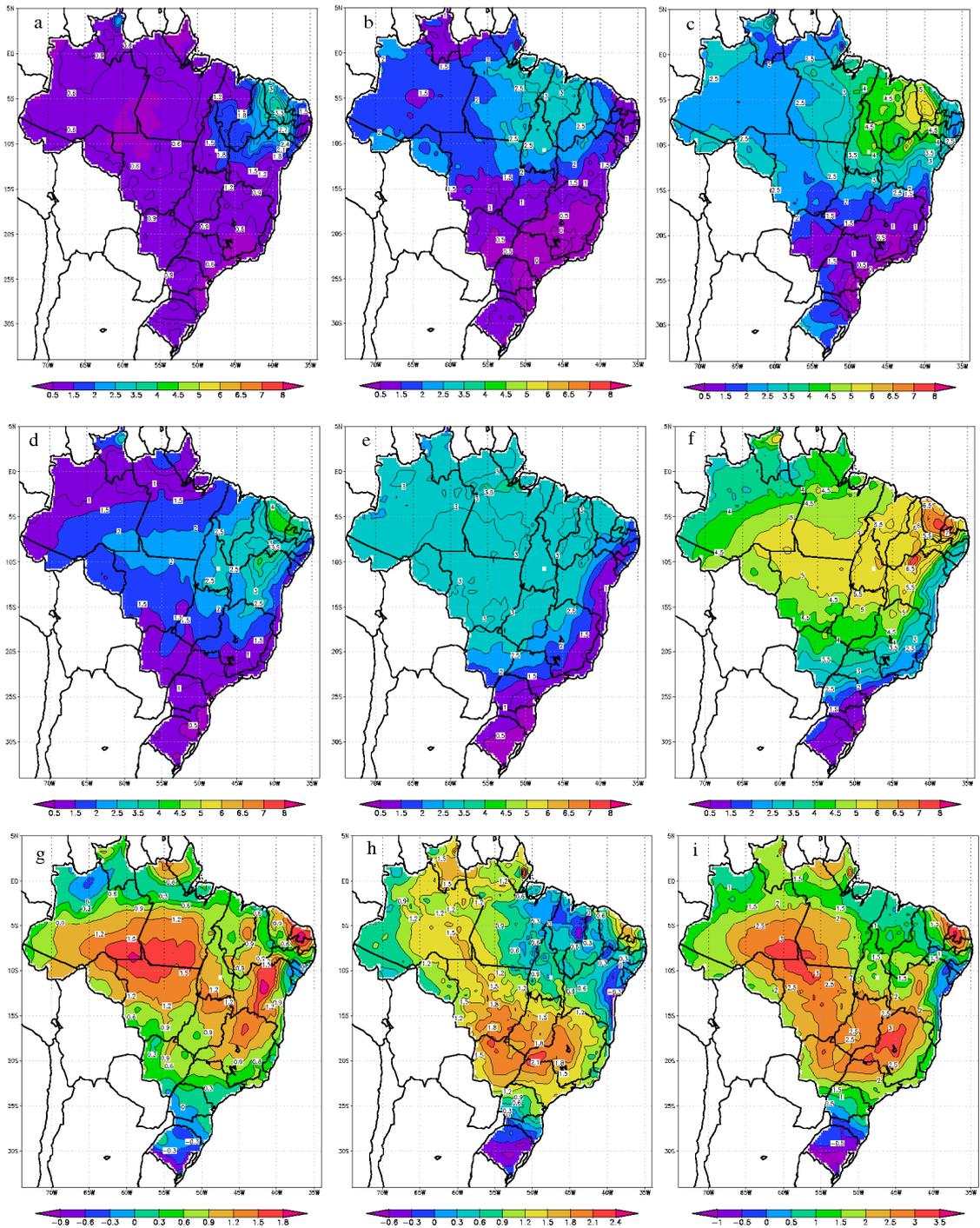
3,3 mm.d⁻¹, quando comparado as condições atuais (Figura 9i). No sertão do nordeste, ocorrerá uma pequena diminuição dos valores da amplitude devido à mudança na vegetação de caatinga para semi-desertos, a qual está associada ao termo radiativo devido as mudanças no albedo da superfície. Com a mudança do ciclo semi anual para o anual, parte da Amazônia apresentará aumento na amplitude de até 3,3 mm.d⁻¹.

3.9. Anomalias na evapotranspiração devido ao aquecimento pelos gases de efeito estufa no futuro

No presente tópico, será feita uma análise do comportamento da magnitude dos termos radiativo e aerodinâmico, e da evapotranspiração para o Brasil, sob as condições climáticas atuais e diante do cenário de emissão de gases de efeito estufa para o período de 2080-2100.

Verifica-se nas Figuras 11a, 11b e 11c, que o termo radiativo apresenta maior magnitude do que aerodinâmico no cálculo da evapotranspiração, em particular na porção oriental norte e parte do nordeste do Brasil. A contribuição do termo aerodinâmico (Figura 11a), na maior parte do território brasileiro varia em torno de 0,6 a 1,5 mm.d⁻¹, com exceção do sertão do Nordeste, no que pode chegar 3,3 mm.dia⁻¹. Nesta parte do nordeste, a velocidade do vento e o déficit de pressão de vapor são intensos, consequência do período de seca e dos ventos alísios. O termo radiativo para o presente (1980-2000), também chega a 1,5 mm.d⁻¹ como consequência da variação na alta cobertura de nuvens e da declinação solar no decorrer do ano. No sertão do nordeste, os valores do termo radiativo podem chegar 3 mm.d⁻¹ devido à alta incidência de radiação solar na maior parte do ano nessa região.

A análise da evapotranspiração mostra que o interior dos estados do Piauí e Ceará são os que apresentam os maiores valores da evapotranspiração, podendo chegar a 5 mm.d⁻¹. No centro sul os valores de “ET_o” chegam até 2 mm.d⁻¹ e na Amazônia e litoral do nordeste podem chegar a 3 mm.dia⁻¹ em relação as condições atuais.



(a) do termo radiativo; (b) da "ET₀"; (c) para as simulações do clima atual. As figuras "d", "e" e "f" fazem a mesma referência aos termos "a", "b" e "c" porém, para o período futuro. As figuras "g", "h" e "i" apresentam a diferença entre os termos aerodinâmico, radiativo e "ET₀" entre as duas simulações, presente e futuro.

Figura 11 – Magnitude do termo aerodinâmico.

Cook e Vizy (2007) demonstraram que as condições de umidade e seca da Amazônia estão estreitamente relacionadas às condições da superfície. Werth e Avissar (2004) identificaram ligações entre condições climáticas e processos de superfície e sub-superfície, demonstraram que durante a estação seca, quando a precipitação total é inferior a 100 mm as raízes podem captar água à uma profundidade de até 3 metros, que é suficiente para manter altas taxas de evapotranspiração da floresta semelhante ou superiores às da estação chuvosa.

Na Figura 11g, onde é apresentado o termo aerodinâmico da “ETo” sob condições de aquecimento global, observa-se que existe aumento em sua magnitude quando comparado ao seu correspondente para o período atual (Figura 11a), no nordeste e na região central da Amazônia. Tal fato é claramente notado no campo que ilustra as diferenças entre as duas simulações climáticas (Figura 11g). As anomalias positivas poderão chegar a $1,5\text{mm.d}^{-1}$ na região central da Amazônia, Bahia, Minas Gerais, Rio Grande do Norte e Paraíba. Essas anomalias positivas estão diretamente relacionadas às mudanças no campo do vento e no DPV, sendo esta última principalmente na Amazônia. Em parte da região Sul há uma anomalia negativa que chega a $0,9\text{mm.d}^{-1}$ devido uma diminuição do DPV, que pode ser representado pelo aumento na umidade específica (Figura 4c).

Nas Figuras 11e e 11h é visível o aumento significativo na magnitude do termo radiativo em toda a Amazônia, no centro-oeste, sudeste e sertão do nordeste, onde os valores do termo radiativo podem atingir $3,5\text{mm.d}^{-1}$. Esses valores quando comparados aos simulados para o período atual, resultam em anomalias positivas da ordem de $2,5\text{mm.d}^{-1}$. Tais valores são intensificados devido ao enfraquecimento da ZCAS nessa região Figura 4d. Em alguns estados, como Rio Grande do Sul e Paraná, ocorrem anomalias negativas por causa do aumento na cobertura de nuvens nessas regiões.

No campo da evapotranspiração (Figuras 11f e 11i), há um aumento significativo na Amazônia e sertão do nordeste com valores que podem atingir $6-7\text{mm.dia}^{-1}$ (Figura 11f). Sob condições atuais estas regiões apresentam valores da ordem de $3-4\text{mm.d}^{-1}$ (Figura 11c). Com aumento dos gases de efeito estufa no futuro (2080-2100) e conseqüente mudança na vegetação, principalmente na região Amazônica, as anomalias de “ETo” podem chegar a

3mm.dia⁻¹ (Figura 11i). No norte da Amazônia, com a manutenção da floresta, há uma anomalia positiva de menor intensidade na magnitude da evapotranspiração, quando comparada ao sul da bacia Amazônica. Isto se deve a manutenção do vapor d'água pelas florestas, o que contribui para a diminuição do déficit de pressão de vapor.

4. CONCLUSÕES

Cook e Vizy (2008) usaram um modelo regional atmosférico acoplado a um modelo de vegetação potencial com o objetivo de verificar possíveis mudanças na floresta Amazônica no fim do século XXI. Com base nessas simulações numéricas o presente trabalho, avaliou-se o comportamento do ciclo sazonal da evapotranspiração baseado em análises harmônicas. Foram avaliadas as anomalias de temperatura do ar, velocidade do vento, umidade específica, precipitação pluvial, e dos termos radiativo e aerodinâmico para duas épocas: a atual (1980-2000) e a futura com o aquecimento global (2080-2100). Comparando a amplitude de temperatura baseado nas simulações do presente (1980-2000) e do futuro (2080-2100), verificou-se que as amplitudes entre os meses mais quentes e os mais frios poderão sofrer aumento em até 4°C, principalmente devido ao aumento na temperatura dos meses mais quentes. Para a precipitação pluvial e umidade específica foi identificado que o ciclo semestral simulado sob as condições do presente, é completamente modificado pela simulação forçada com os gases de efeito estufa na região da Amazônia ocidental. Logo, o ciclo anual passa a ser dominante, aumentando a diferença entre a estação seca e chuvosa.

De acordo com os resultados obtidos temos ainda que: (1) Sob condições atuais o modelo apresenta bom desempenho do ciclo anual quando comparado aos dados do ERA-40, (2) os termos aerodinâmico e radiativo tem o ciclo anual que é dominante na região Amazônica e sul do Brasil, enquanto

na região sudeste o ciclo semestral é dominante, (3) as maiores variações na amplitude da “ETo” ocorrem no semi-árido nordestino e no extremo sul do Brasil, (4) as mudanças na “ETo” devido ao aquecimento global, serão máximas na região central do Brasil e Amazônica, (5) em condições futuras o ciclo anual será dominante na maior parte do Brasil, o que indica uma estação seca e uma estação chuvosa bem definida (6) sob as condições climáticas do presente (1980-2000) a evapotranspiração no Brasil é caracterizada pela separação meridional e zonal em termos de ciclo dominante, com as simulações para o futuro (2080-2100), sob um cenário de aquecimento global a separação meridional e zonal da evapotranspiração no Brasil deixam de existir e há uma mudança substancial no ciclo da evapotranspiração, na região ocidental da Amazônia e regiões Sudeste e Centro Oeste. Sob condições de aquecimento global, as variações do termo aerodinâmico tornar-se-ão mais expressivas do que as variações do termo radiativo, para a determinação da “ETo” total.

O modelo MVP-MM5 acoplado tem algumas limitações, o mapa de vegetação potencial não leva em conta as alterações antropogênicas ligadas ao desmatamento e queimadas para formação de cultivos e pastagens e áreas agrícolas, e ele não consegue distinguir o bioma da mata atlântica com o da floresta Amazônica. O modelo de balanço hídrico considera uma única camada homogênea do solo coberta com um único tipo de vegetação em todas as áreas do Brasil e, além disso, não leva em conta a competição entre as plantas e ainda não incluem a perturbação no ciclo global de carbono associadas com as mudanças na vegetação. O modelo apresenta espessura do solo de 1 m (H solo) e o armazenamento de água do solo é de 500 mm para reproduzir de forma satisfatória o bioma de floresta tropical. De um modo geral o modelo acoplado MVP-MM5 consegue reproduzir bem os biomas do Brasil com um índice de acerto em torno de 62%.

A grande contribuição deste trabalho para a ciência é que através de um modelo regional de clima MM5 que envolve várias variáveis meteorológicas, se acopla a um Modelo de Vegetação Potencial que consegue diagnosticar qual o tipo de vegetação potencial entra em equilíbrio com um determinado clima. É possível dentro de um cenário de aquecimento global fazer simulações de variabilidade e sensibilidade da vegetação potencial para o

período futuro (2080-2100) com base em um cenário A₂ do IPCC com níveis de CO₂ atingindo 757 ppm. Foi utilizada a técnica da Análise harmônica (variância, fase e amplitude) para verificar variações sazonais e intrasazonais e sua variabilidade espacial e temporal do Brasil da temperatura do ar a 2,0 m, velocidade do vento a 10 m, umidade específica e precipitação e as componentes dos termos radiativo e aerodinâmico da evapotranspiração e a evapotranspiração em relação ao presente (1980-2000) e o futuro (2080-2100).

REFERÊNCIAS

ALLEN, R. G. et al. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO, 1998. 300 p. (Irrigation and Drainage, 56).

ASLAN, Z.; TOPÇU, S. **Seasonal variation of surface fluxes and atmospheric interaction in Istanbul**. Lisbon, Portugal, 1994.

ASLAN, Z.; OKCU, D.; KARTAL, S. Harmonic analysis of precipitation, pressure and temperature over turkey. **Il Nuovo Cimento**, v. 20, p. 595-605, 1997.

AZALLI, S.; MENETTI, M. Mapping vegetation-soil-climate complexes in Southern Africa using temporal fourier analysis of Noaa-Avhrr Ndvi Data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 21, n. 5, p. 973-996, 2001.

BRUNT, D. Notes on radiation in the atmosphere. **Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.**, v. 58, p. 389-420, 1932.

BRUNTSART, W. **Evaporation into the atmosphere**. Reidel Publishing Company, 1975. 299 p.

CAVALCANTI, I. F. A. et al. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 463 p.

CHARNEY, J.; QUIRK, W. J.; CHOW, S. H.; KORNFIELD, J. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 34, n. 9, p. 1366-1385, 1977.

CHEN, F. E.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. **Mon. Wea. Rev.**, 2001.

CHIPPONELLI, L. I. P. **Comparação de produtos de precipitação e radiação solar incidente para a América do Sul: dados observados e reanálises.** 2007. 75 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG.

COOK, K.; VIZY, E. K. Effects of twenty-first-century climate change on the amazon rain forest. **Journal of Climate**, v. 21, n. 3, p. 542, 2008.

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin. **J. Geophys. Res. – Atmospheres**, v. 104, p. 14189-14198, 1999.

DOORENBOS, J.; PRUITT, J. O. **Guidelines for predicting crop water requirements.** Rome: FAO, 1977. 179 p. (Irrigation and Dranaige, 24).

DIRMEYER, P. A.; SHUKLA, J. The effect on regional and global climate of expansion of the world's deserts. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 122, p. 451-482, 1996.

EMERY, W.; THOMSON, R. **Data analysis methods in physical oceanography.** Oxford: Pergamon/Elsevier Science, 1997. 643 p.

GALVÃO, J. A.; FISCH, G. Balanço de radiação em área de pastagem na Amazônia. **RBA**, v. 8, n. 1, p. 1-10, 2000.

GRIMM, A. M. **Meteorologia básica: notas de aula da professora Alice Marlene Grimm.** Disponível em: <fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo>. Acesso em: 1999.

HAHMANN, A. N.; DICKINSON, R. E. RCCM2-BATS – model over tropical south America: applications to Tropical Deforestation. **J. Clim.**, v. 10, p. 1944-1964, 1997.

HUTYRA, L. R.; MUNGER, J. W.; NOBRE, C. A.; SALESKA, S. R.; VIEIRA, S. A.; WOFSKY, S. C. Climatic variability and vegetation vulnerability in Amazônia. **Geophys. Res. Lett.**, v. 32, 2005.

IDSO, S. B.; JACKSON, R. D. Thermal radiation from the atmosphere. **J. Geophys. Res.**, v. 74, p. 5397-5403, 1969.

JAKUBAUSKAS, M. E.; LEGATES, D.; KASTENS, J. H. Harmonic analysis of time-series AVHRR NDVI data. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 67, p. 461-470, 2001.

JENSEN, M. E.; BURMAN, R. D.; ALLEN, R. G. **Evapotranspiration and irrigation water requirements.** New York: ASCE, 1990. 360 p. (Manuals and Reports on Engineering Practices, 70).

KALLBERG, P.; SIMONNS, A.; UPPALA, S.; FUENTES, M. **ERA-40 project**. 2004. (Report Series, 17).

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 27, p. 531-540, 2007.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; CARDOSO, M. F.; OYAMA, M. D. Hydro-climatic and ecological behavior of the drought of Amazonia in 2005. **Phil. Trans. R. Soc.**, 2008.

MELLO, J. L. P. **Análise de sensibilidade dos componentes da equação de Penman-Montheith-FAO**. 1998. 79 p. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG.

NAKICENOVIC, N.; SWART, R. (Eds.). **IPCC**. Cambridge: University Press, 2000. 570 p.

OYAMA, M. **Conseqüências climáticas da mudança de vegetação do nordeste brasileiro**: um estudo de modelagem. 2002. 222 p. Tese (Doutorado) – São José dos Campos, SP.

OYAMA, M. D. E.; NOBRE, C. A. A simple potential vegetation model for coupling with the Simple Biosphere Model. **Brazilian Journal of Meteorology**, v. 19, p. 204-216, 2004.

PANOFKY, H. A.; BRIER, G. W. **Some applications of statistics to meteorology**. Pennsylvania: University Park, 1968. 224 p.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapotranspiração**. Piracicaba: FEALQ, 1997.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia**: fundamentos e aplicações práticas. Agropecuária, 2002.

PRENTICE, I. C.; CRAMER, W.; HARISON, S. P.; LEEMANS, R.; MONSERUD, R. A.; SOLOMON, A. A global biome model based on physiology and dominance, soil properties and climate. **Journal of Biogeography**, v. 19, n. 2, p. 117-134, 1992.

SATTERLUND, D. R. An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere. **Water Resources Res.**, v. 15, p. 1649-1650, 1979.

SEDIYAMA, G. C. A versão/proposta para o conceito de evapotranspiração de referência. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 1995, Campina Grande, PB. **Palestra...** Campina Grande, 1995. 14 p.

SELLERS, W. Potential evapotranspiration in arid regions. **J. Clim.**, v. 3, p. 98-105, 1963.

SUD, Y. C.; FENNESSY, M. J. A study of the influence of surface albedo on July circulation in semi-arid regions using the GLAS GCM. **Journal of Climatology**, v. 2, p. 105-125, 1982.

SUD, Y. C.; FENNESSY, M. J. Influence of evaporation in semi-arid regions on the July circulation: a numerical study. **Journal of Climatology**, v. 4, p. 383-398, 1984.

SWINBANK, W. C. Long-wave radiation from clear skies. **Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.**, v. 89, p. 339-348, 1963.

TUBELIS, A.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: UFV, 1991. 449 p.

UNITED STATES CENSUS BUREAU – USCB. International Programs Center. **World popclock projection**. Disponível em: <<http://www.census.gov/ipc/www/popclockworld.html>>. Acesso em: 2008.

VERA, C.; SILVESTRI, G.; LIEBMANN, B.; GONZALEZ, P. Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. **Geophys. Res. Lett.**, v. 33, p. 13, 2006.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: UFV, 1991. 449 p.

WERTH, D.; AVISSAR, R. The regional evapotranspiration of the amazon. **Journal of Hydrometeorology**, v. 5, p. 100-109, 2004.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences: an introduction**. San Diego, California: Academic Press, 1995. 467 p.

WILLMOTT, C. J.; MATSUURA, K. **Terrestrial air temperature and precipitation: monthly and annual climatologies**. Newark: University Delaware, 1998.

WILLMOTT, C. J.; ROWE, C. M.; MINTS, Y. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. **Journal of Climatology**, v. 5, n. 6, p. 589-606, 1985.

WOODWARD, F. I. **Climate and plant distribution**. Cambridge: Cambridge University Press, 1987. 174 p.

XUE, Y.; SHUKLA, J. The influence of land surface properties on sahel climate. Part I: Desertification. **Journal of Climate**, v. 6, p. 2232-2245, 1993.

XUE, Y.; SHUKLA, J. The influence of land surface properties on sahel climate. Part II: A forestation. **Journal of Climate**, v. 9, p. 3260-3275, 1996.