Revista Brasileira de Climatologia
ISSN: 2237-8642 (Eletrônica)

IMPACTO DO AUMENTO DA CONCENTRAÇÃO ATMOSFÉRICA DE CO_2 NO BALANÇO HÍDRICO CLIMATOLÓGICO DO CERRADO

JESUS, Tammy Caroline Lima de - tammycaroline.lima@gmail.com
Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Biossistemas - Universidade Federal Fluminense / UFF

SENNA, Mônica Carneiro Alves - monicasenna@id.uff.br
Doutora em Meteorologia Agrícola – Universidade Federal Fluminense / UFF

CATALDI, Marcio - marcio.cataldi@gmail.com
Doutor em Engenharia Civil – Universidade Federal Fluminense /UFF

PAIVA, Célia Maria - celia@lma.ufrj.br
Doutora em Ciências Atmosféricas em Engenharia – Universidade Federal do Rio de Janeiro / UFRJ

FRANZ, Barbara - barbara_franz@id.uff.br
Doutora em Planejamento Energético – Universidade Federal Fluminense / UFF

RESUMO: Este trabalho avaliou os impactos que o aumento da concentração atmosférica de CO_2 pode provocar no balanço hídrico do Cerrado, utilizando simulações feitas pelo modelo CCM3-IBIS. Foram avaliadas as condições climáticas atuais e um cenário climático futuro através da simulação controle da região e uma simulação com concentração atmosférica de CO_2 elevada (cenário pessimista do IPCC). Analisando-se o Balanço Hídrico Climatológico (BHC) do Cerrado destes dois cenários, conclui-se que a deficiência hídrica da simulação com CO_2 elevado (59,5 mm) é superior a da simulação controle (47,9 mm). Isto acontece devido ao aumento de temperatura do ar durante o período seco no cenário de CO_2 elevado. Entretanto, o excedente hídrico da simulação com CO_2 elevado (388,1 mm) também é superior ao da simulação controle (323,4 mm), pois os totais de precipitação foram maiores considerando o CO_2 elevado. A deficiência hídrica no Cerrado concentra-se durante os meses de abril a setembro, que correspondem ao período seco da região. O período de excedente hídrico ocorre nos meses de novembro a março. Portanto, o BHC dos dois cenários mostra que o impacto do aumento do CO_2 atmosférico varia conforme o total de precipitação da estação considerada. Na estação chuvosa o cenário de mudança climática aumenta o excedente hídrico no solo, porém durante a estação seca, ocorre um aumento de deficiência hídrica.

Palavras- chaves: excedente hídrico, deficiência hídrica, CCM3-IBIS, modelagem, mudança climática

IMPACT OF THE INCREASED ATMOSPHERIC CONCENTRATION OF CO_2 IN CLIMATOLOGICAL WATER BALANCE OF THE CERRADO

ABSTRACT: This study evaluated the impacts that the increased atmospheric concentration of CO_2 can cause in water balance of the Cerrado, using simulations by CCM3-IBIS model. We evaluated the current climate conditions and a future climate scenario by control simulation of the region and a simulation with high atmospheric concentration of CO_2 (IPCC pessimistic scenario). Analyzing the Cerrado Climatological Water Balance (CWB) of these two scenarios, we concluded that the water deficit of simulation with high CO_2 (59.5 mm) is greater than the control simulation (47.9 mm). This is due to the increase of air temperature during the dry season at high CO_2 scenario. However, the water surplus of simulation with high CO_2 (388.1 mm) is also higher than the control simulation (323.4 mm), because the total precipitation were higher considering the high CO_2. Water stress in the Cerrado concentrates during the months

from April to August, matching the dry season in the region. The water surplus period occurs from November to March. Therefore, the two scenarios CWB show that the impact of the increase in atmospheric CO_2 varies with the total precipitation of the considered season. In the rainy season the climate change scenario increases the excess of water in the soil, but during the dry season, there is an increase of water stress.

Keywords: water surplus, water deficit, CCM3-IBIS, modeling, climate change.

1. INTRODUÇÃO

O Cerrado Brasileiro é um dos maiores e mais importantes biomas do Brasil. É o segundo maior bioma brasileiro, sendo superado apenas pela Amazônia, e possui uma área de 2,04 milhões de quilômetros quadrados, o equivalente a aproximadamente 22% do território nacional. Este bioma ocupa a área central do Brasil, e abrange os Estados de Goiás, Distrito Federal, e parte dos Estados de Minas Gerais, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Bahia, Tocantins, Maranhão, Piauí, Pará e São Paulo (KLINK e MACHADO, 2005; SANO et al., 2008).

Além disso, este bioma é considerado o berço das águas do Brasil, pois nele nascem águas que abastecem seis das oito maiores bacias hidrográficas brasileiras, são elas: Amazônica, do São Francisco, Atlântico Norte-Nordeste, do Tocantins, Atlântico Leste e Paraná-Paraguai. A bacia do Paraná-Paraguai garante a existência do Pantanal, que é a maior planície alagável do planeta (OLIVEIRA e MARQUIS, 2002; LIMA, 2011).

Atualmente, com a crescente demanda por recursos hídricos, torna-se necessário conhecer como funciona o ciclo da água dentro desta região hidrográfica, entendendo principalmente a atuação das variáveis precipitação e evapotranspiração. Segundo Camargo (1971), é possível saber se determinada região apresenta excesso ou deficiência de água durante o ano comparando-se estes dois elementos opostos do balanço hídrico. De acordo com Pereira et al. (2002), através do balanço hídrico climatológico (BHC) é possível quantificar a disponibilidade hídrica de uma região, e esta disponibilidade pode ser afetada pelo tipo de cobertura vegetal da mesma.

A Terra está sofrendo constantes mudanças no clima, modificações estas que podem favorecer a ocorrência de eventos extremos, e modificações na composição e estrutura dos biomas terrestres (PIELKE et al., 1998; BONAN, 2002; FOLEY et al., 2003; SOLOMON et al., 2007). Desta forma, faz-se necessário avaliar a intensidade destas mudanças, prevendo assim, cenários possíveis e futuros que mostrarão que tipos de problemas serão enfrentados em virtude destas transformações. Pesquisas mostram que o cenário mais provável nas próximas décadas inclui modificações intensas no meio ambiente global, principalmente o aumento da concentração atmosférica de CO_2 proveniente das ações antrópicas (COSTA et al., 2009).

Portanto, faz-se necessário prever o comportamento do clima de forma a determinar que conseqüências suas modificações podem acarretar na biosfera e vice-versa. Assim, surgiu a necessidade de se desenvolver modelos acoplados de clima-vegetação que são utilizados por muitos pesquisadores em todo mundo, como: CCM3-IBIS, CCM3/LSM, GENESIS-IBIS, entre outros.

ISSN: 2237-8642 (Eletrônica)

Dado o exposto, o objetivo deste trabalho é analisar os efeitos das mudanças climáticas no balanço hídrico do Cerrado, utilizando o modelo acoplado CCM3-IBIS, considerando as condições climáticas atuais (simulação controle) e um cenário climático futuro, com concentração atmosférica de CO_2 elevada (cenário pessimista do IPCC).

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. DESCRIÇÃO DO MODELO

Utilizou-se o modelo atmosférico CCM3 (Community Climate Model) acoplado ao modelo de biosfera IBIS (Integrated Biosphere Simulator). O CCM3 é um modelo atmosférico desenvolvido em 1996, pela Divisão de Clima e Dinâmica Global do NCAR (National Center for Atmospheric Research) e trata-se da quarta geração dos modelos CCM's. Uma descrição completa do modelo pode ser vista em Kiehl et al. (1998).

O IBIS está incluso na nova geração de modelos de biosfera global e considera as alterações ocorridas na composição e estrutura da vegetação respondendo desta forma as diversas condições ambientais (SENNA et al., 2009). Ele integra diversos processos que incluem as interações que ocorrem entre a superfície da terra e a atmosfera, incorporando os efeitos fisiológicos do dossel (fotossíntese, condutância estomática e respiração), ciclo de carbono e nutrientes (produtividade primária líquida, respiração do solo e decomposição), dinâmica da vegetação (índice de área foliar e biomassa para 12 tipos funcionais de plantas) e fenologia (aparecimento e crescimento das folhas). Uma descrição completa do modelo e a validação do ciclo de carbono global pode ser vista em Foley et al. (1996), Kucharik et al. (2000) e Delire et al. (2003).

O modelo calcula em cada célula de grade duas camadas de vegetação: "árvores" e "gramíneas e arbustos". Este considera seis camadas de solo para simular a temperatura e o conteúdo de água existente no solo. A cobertura da vegetação é representada pelo IBIS como um conjunto de Tipos Funcionais de Planta (TFP), em que cada tipo é caracterizado em termos de biomassa (carbono nas folhas, troncos e raízes finas) e Índice de Área Foliar (IAF). Os TFP se diferem com relação à forma (árvores ou gramíneas ou arbustos), comportamento das folhas (perenifólias ou caducifólias), forma das folhas (folhas largas ou aciculadas) e fisiologia (C3 ou C4). Neste modelo um ponto de grade pode conter um ou mais TFP que, juntos, abrangem um tipo de vegetação (FOLEY et al., 1996).

O modelo IBIS utiliza uma formulação multi-camadas do solo para simular as variações diurnas e sazonais de calor e umidade do solo. Em cada passo de tempo de uma hora, cada camada é descrita em termos da temperatura do solo, volume de água no solo e conteúdo de gelo. O módulo de física de solo utiliza as equações de Richards (RICHARDS, 1931) para calcular a taxa temporal de trocas de umidade no solo:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial z}\right) + \frac{\partial k(\theta)}{\partial z} - S$$

$$D(\theta) = K(h)\left(\frac{\partial h}{\partial \theta}\right)$$

ISSN: 2237-8642 (Eletrônica)

Em que:

Ɵ - Conteúdo volumétrico de água [L^3L^{-3}];

D (Ɵ) - Difusividade de umidade [L^2T^{-1}];

K - Condutividade hidráulica do solo [$L\ T^{-1}$];

t - Tempo;

z - Profundidade abaixo da superfície do solo;

h - Pressão da coluna [L];

S - Taxa de água absorvida pelas raízes [$L^3L^{-3}T^{-1}$].

O fluxo vertical de água no solo é modelado de acordo com a lei de Darcy (CAMPBELL e NORMAN, 1998):

$$q = -K_0.\frac{\partial H}{\partial z}$$

Em que:

q - Densidade de fluxo;

H - Potencial total da água no solo;

Z - Distância entre os pontos considerados.

A formulação do processo de transpiração (P) no IBIS é baseada em Pollard & Tompson (1995):

$$P = \frac{\rho C}{(1+rC)}(1 - f^{wet})(q_{sat}(L) - q)IAF$$

Em que:

ρ - Densidade do ar próximo à superfície

f wet- Fração de área foliar úmida interceptada pela água ou neve.

L - Temperatura da folha,

C - Coeficiente de transferência de calor/vapor entre o dossel e o ar,

qsat- Umidade específica de saturação à temperatura da folha,

q - Umidade específica ambiente no dossel,

r - Resistência estomática por unidade de área foliar, que é função da radiação fotossinteticamente ativa (PAR), temperatura, déficit de pressão de vapor e conteúdo de água disponível no solo.

A evapotranspiração total da superfície é tratada como a soma dos três fluxos de vapor de água: evaporação da superfície do solo seco e úmido, evaporação da água interceptada pelo dossel da vegetação, e a transpiração do

ISSN: 2237-8642 (Eletrônica)

dossel (POLLARD e THOMPSON, 1995; CAMPBELL e NORMAN, 1998; TWINE et al., 2004; SOYLU et al., 2011).

O modelo acoplado CCM3-IBIS realiza a simulação das interações biofísicas que ocorrem entre a superfície e a atmosfera através das trocas de energia, água, carbono e momentum, que acontecem em curto prazo. E em seguida, simula as retroalimentações que acontecem entre o ecossistema e o clima, gerando mudanças na cobertura vegetal e nos reservatórios de carbono, que ocorrem em longo prazo. Segundo Senna et al. (2009), este modelo simula claramente o clima médio dentro de uma faixa de erro de 7%.

2.2. DESCRIÇÃO DO EXPERIMENTO

Para elaboração deste estudo foi utilizado o CCM3-IBIS com uma resolução espectral horizontal com 42 Truncamentos Triangulares T42 (~2,8º x 2,8º) e 18 níveis na vertical. A vegetação foi considerada no modo dinâmico (se ocorrer uma mudança climática a vegetação pode ser alterada) e a temperatura da superfície do mar (TSM) foi mantida fixa de acordo com a média da década de 90. Foram efetuadas duas simulações para um período de 50 anos, avaliando assim as condições climáticas atuais e um cenário climático futuro. A simulação controle da região considerou a concentração atmosférica de CO_2 constante em 396,48 ppm (valor médio aproximado do ano de 2013) e a simulação com CO_2 elevado considerou 671,16 ppm, que é o valor médio do período de 2000 a 2050 do cenário A2 do IPCC (SOLOMON et al., 2007).

Os resultados gerados de ambas as simulações foram analisados separadamente e comparados, estabelecendo assim, relações que explicaram como as mudanças climáticas podem afetar o balanço hídrico do Cerrado. Este estudo analisou somente as 20 células do CCM3-IBIS nas quais está contido o Cerrado Brasileiro no mapa de vegetação potencial utilizado pelo IBIS (Figura 1), cuja dimensão é de cerca de 2,8º x 2,8º, conforme já mencionado.

O Balanço Hídrico Climatológico (BHC) foi calculado em uma planilha elaborada por Rolim et al. (1998), a partir do método de Thorthwaite e Mather (1955), para uma capacidade de água disponível (CAD) de 100 mm, que é um valor médio estimado por Rossato (2002) e utilizado em diversos estudos para regiões de cerrado (BATALHA et al., 1997; CARVALHO et al., 2011; SOUZA et al., 2013). Cabe ressaltar que a CAD está relacionada com as propriedades físico-químicas do solo, e mesmo dentro de uma mesma classe de solos podem ocorrer diferentes CADs (SANS et al., 2001). Para determinar o BHC do Cerrado, foram utilizados os valores médios simulados da precipitação total mensal e da evapotranspiração potencial total mensal, considerando os 50 anos de integração do CCM3-IBIS. Cada valor médio mensal corresponde a média das 20 células referentes ao Cerrado.

ISSN: 2237-8642 (Eletrônica)

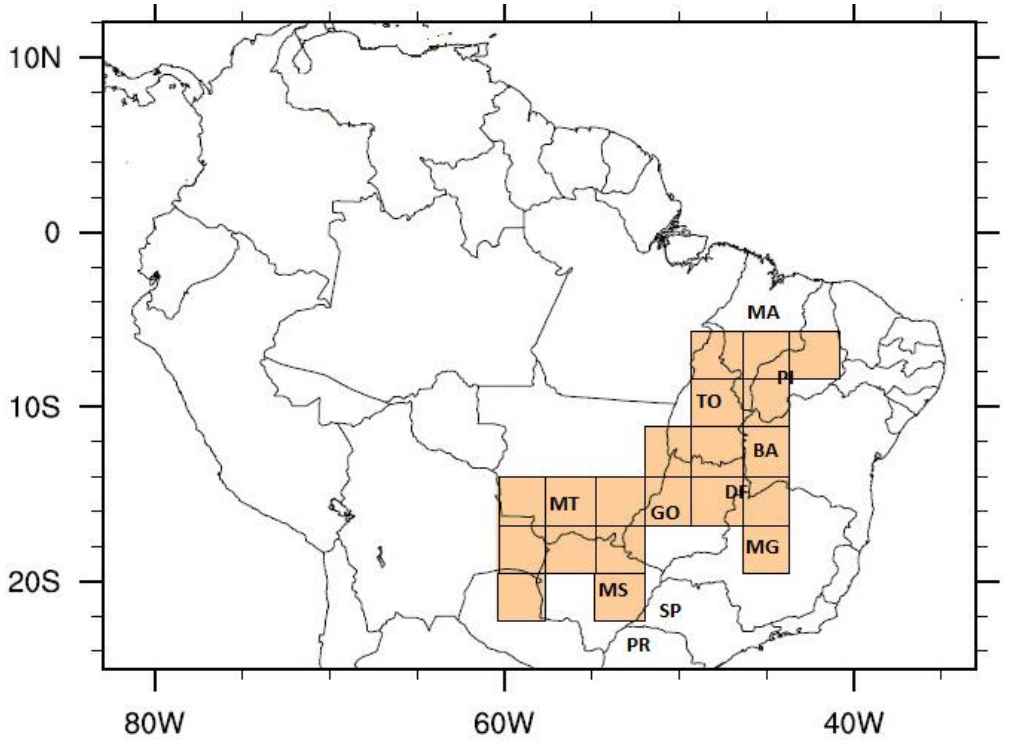


Figura 1- Região do Cerrado com a representação da grade do CCM3-IBIS composta pelas 20 células consideradas neste estudo.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os valores médios mensais para a temperatura do ar no Cerrado, considerando os 50 anos de integração do modelo para ambas as simulações, estão ilustrados na Figura 2. A temperatura média anual na simulação controle é 25,4 ºC, sendo outubro o mês com temperatura média mais elevada, 31,3 ºC. Na simulação com CO_2 elevado a média anual da temperatura é 25,6 ºC, tendo também o mês de outubro com temperatura média mais elevada de 30,3 ºC. Junho e julho são os meses em que são observadas as menores temperaturas, com valores médios de 21,3 ºC e 21,5 ºC na simulação controle, respectivamente, e valores médios de 22,5 ºC e 22,8 ºC na simulação com CO_2 elevado. Portanto, o acréscimo de concentração de CO_2 na atmosfera pode aumentar a temperatura média anual do Cerrado em 0,2 ºC com um efeito mais pronunciado nos meses de inverno. O aumento da temperatura do ar se deve ao fato da intensificação do efeito estufa gerado pelo aumento de concentração atmosférica de CO_2 (SOLOMON et al., 2007).

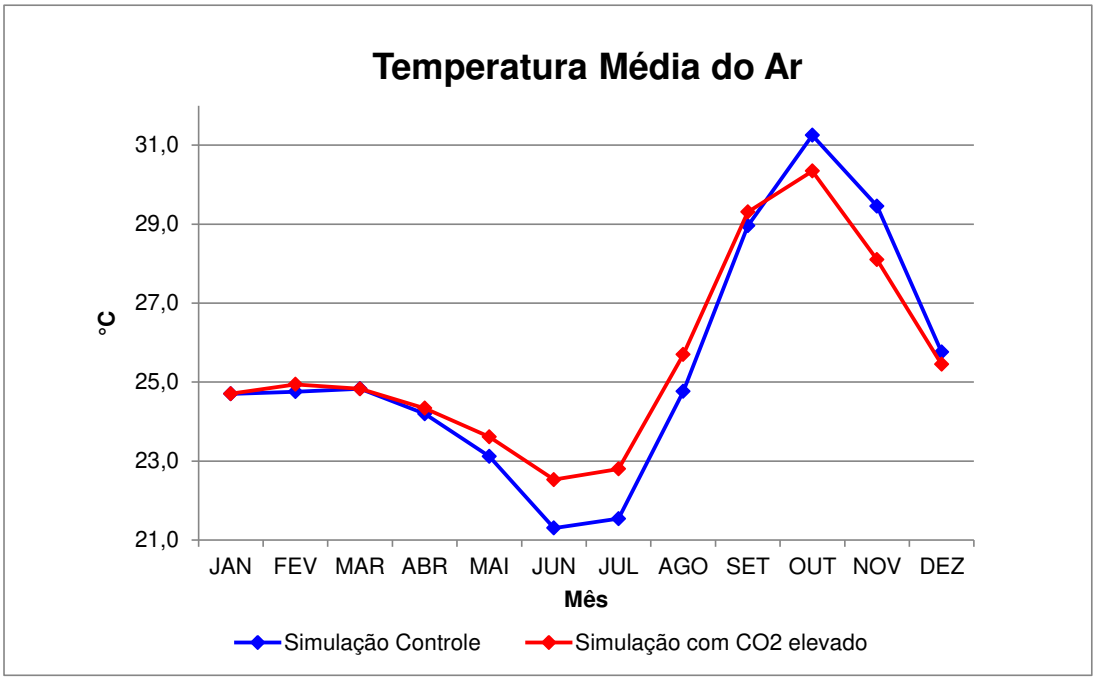


Figura 2- Temperatura do ar média mensal (°C) referente aos 50 anos de integração do modelo.

Os valores médios de precipitação total da região, considerando os 50 anos de integração do modelo, obtidos em ambas as simulações podem ser vistos nas Tabelas 1 e 2 e nas Figuras 3 e 5. Verifica-se que a precipitação total anual na simulação controle é de 1126,1 mm, o mês mais chuvoso é dezembro, com 240,4 mm, e o mais seco é agosto, com 6,2 mm (Tabela 1 e Figura 3). Na simulação com CO_2 elevado o total anual da precipitação é 1244,7 mm, o mês mais chuvoso é dezembro, com 251,5 mm, e o mais seco é agosto, com 5,9 mm (Tabela 2 e Figura 5). No período chuvoso (outubro a março), há uma diferença mais pronunciada entre a precipitação da simulação controle e a da simulação com o CO_2 elevado, onde chove mais nesta última simulação. No período seco (abril a setembro) o total precipitado de ambas as simulações é similar. Portanto, o acréscimo da concentração de CO_2 na atmosfera intensifica o efeito estufa, aumentando a precipitação total anual em 118,6 mm, sendo esse aumento mais marcante durante a estação chuvosa. Esse aumento de precipitação total anual se deve ao acréscimo de temperatura média anual do ar, que faz com que mais água evapotranspire, aumentando assim a quantidade de vapor d'água na atmosfera disponível para os processos de condensação e precipitação (SOLOMON et al., 2007).

A análise da Tabela 1 mostra que a evapotranspiração potencial (ETP) total anual obtida pela simulação controle é de 850,6 mm, o mês com o maior e o menor valor de ETP é dezembro e agosto, com 125,9 e 16,7 mm, respectivamente. A evapotranspiração real (ETR) total anual da simulação controle é 802,7 mm, com o valor máximo de 125,9 mm em dezembro e um mínimo de 9,8 mm em agosto. Conforme ilustra a Figura 3, durante o período chuvoso os valores de ETP e ETR possuem o mesmo valor, ou seja, existe água disponível no solo suficiente para a evapotranspiração atingir o seu potencial máximo. A partir do momento em que os valores de precipitação começam a

ISSN: 2237-8642 (Eletrônica)

cair (período seco), os valores de ETP e ETR diminuem, e a ETR se torna inferior a ETP. Isto acontece porque a diminuição de precipitação gera um déficit de água no solo que inviabiliza a evapotranspiração máxima possível.

Considerando a simulação controle, o Cerrado apresenta deficiência hídrica de 47,9 mm distribuídos em 6 dos 12 meses do ano, e consequentemente, ocorre a retirada de água do solo, pois de abril a setembro a precipitação não foi suficiente para suprir a necessidade da ETP. Ocorreu a reposição de água no solo em outubro e novembro e excedente hídrico de novembro a março, totalizando 323,4 mm, durante a estação chuvosa (Figura 4 e Tabela 1).

Tabela 1- Balanço hídrico climatológico mensal do Cerrado considerando a simulação controle.

Meses	P	ETP	P-ETP	Nac	ARM	ALT	ETR	DEF	EXC
	mm	mm	mm		mm	mm	mm	mm	mm
Jan	239,2	121,7	117,5	0,0	100,0	0,0	121,7	0,0	117,5
Fev	186,3	116,3	69,9	0,0	100,0	0,0	116,3	0,0	69,9
Mar	136,0	117,7	18,3	0,0	100,0	0,0	117,7	0,0	18,3
Abr	36,9	80,2	-43,3	-43,3	64,9	-35,1	72,0	8,2	0,0
Mai	14,4	44,9	-30,5	-73,8	47,8	-17,0	31,4	13,4	0,0
Jun	9,2	25,6	-16,5	-90,3	40,5	-7,3	16,4	9,2	0,0
Jul	6,4	18,4	-12,0	-102,3	36,0	-4,6	11,0	7,4	0,0
Ago	6,2	16,7	-10,4	-112,7	32,4	-3,6	9,8	6,9	0,0
Set	20,6	24,6	-4,1	-116,7	31,1	-1,3	21,9	2,8	0,0
Out	70,5	57,2	13,3	-81,1	44,4	13,3	57,2	0,0	0,0
Nov	160,2	101,5	58,7	0,0	100,0	55,6	101,5	0,0	3,2
Dez	240,4	125,9	114,5	0,0	100,0	0,0	125,9	0,0	114,5
TOTAIS	1126,1	850,6	275,6		797,1	0,0	802,7	47,9	323,4
MÉDIAS	93,8	70,9	23,0		66,4		66,9	4,0	27,0

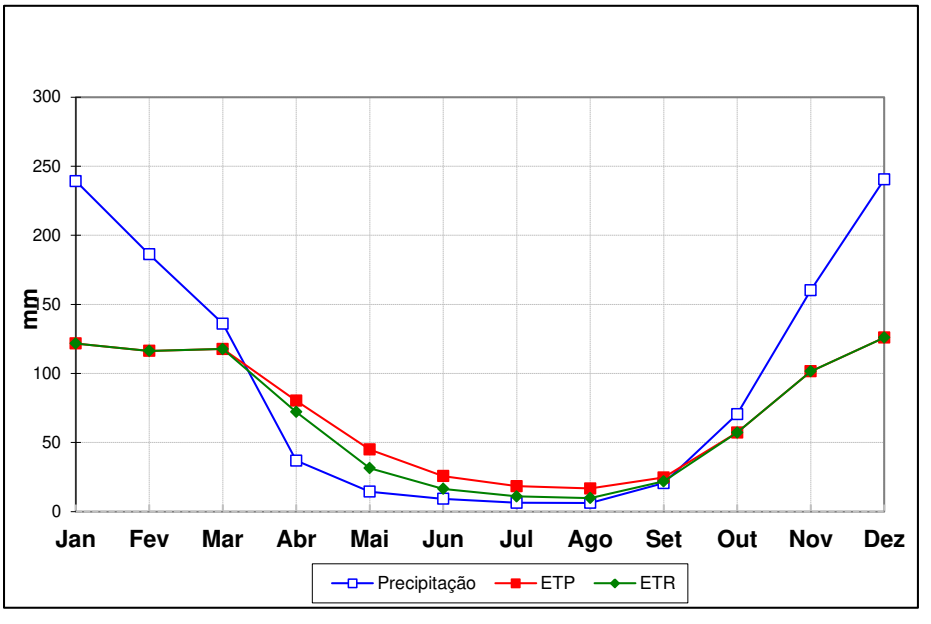


Figura 3 - Variação sazonal dos totais médios de precipitação, evapotranspiração potencial e evapotranspiração real obtidos pela simulação controle.

ISSN: 2237-8642 (Eletrônica)

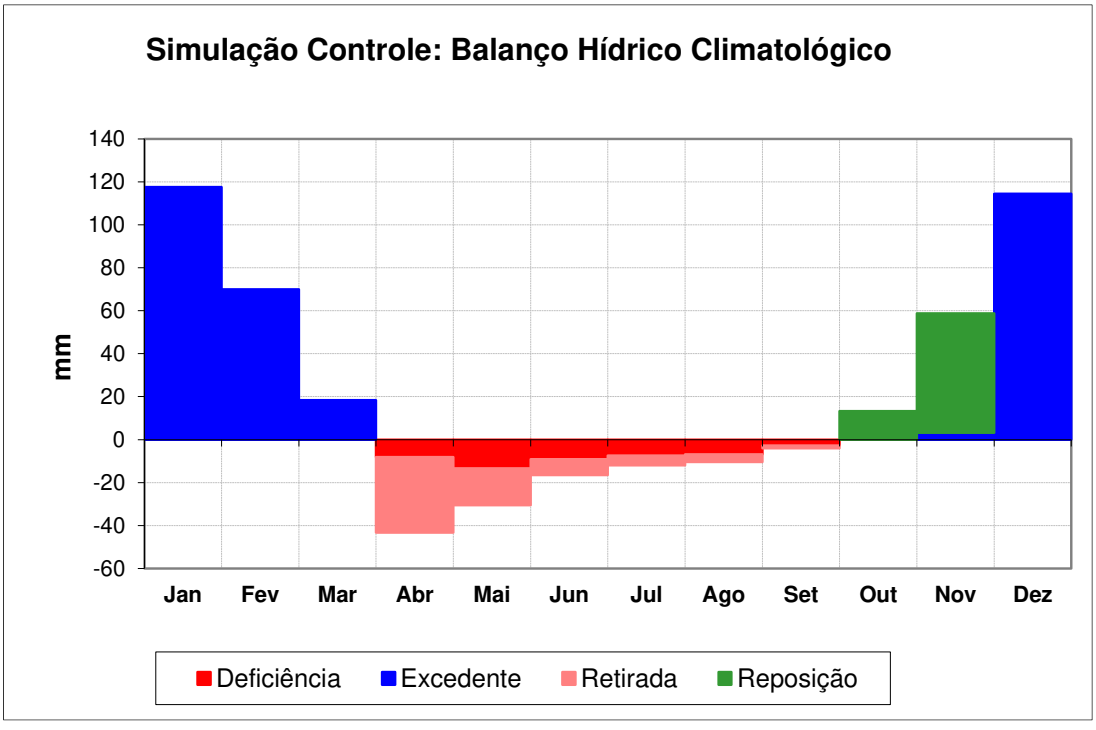


Figura 4 - Balanço Hídrico Climatológico (simulação controle) do Cerrado, segundo Thornthwaite & Mather. Período: 2000 a 2050

A análise da Tabela 2 mostra que a ETP total anual obtida pela simulação com CO_2 elevado é de 916,1 mm, o mês com o maior e o menor valor de ETP é dezembro e agosto, com 131,2 e 17,4 mm, respectivamente. A ETR total anual desta simulação é 856,6 mm, com o valor máximo de 131,2 mm em dezembro e um mínimo de 9,3 mm em agosto. Portanto, o acréscimo de concentração atmosférica de CO_2 aumenta a ETP e a ETR, pois com a intensificação do efeito estufa, maior será a temperatura média anual do ar e a água evapotranspirada. Esse processo origina um mecanismo positivo de retroalimentação, onde quanto maior for a temperatura do ar, maior será a concentração de vapor d'água na atmosfera, e como o vapor d'água é um importante gás de efeito estufa, maior será novamente a temperatura do ar (BONAN, 2002). A Figura 5 ilustra o mesmo comportamento já descrito na Figura 3, onde os valores de ETP e ETR são idênticos na estação chuvosa, mas na estação seca os valores de ETR são inferiores aos de ETP por não ter água suficiente no solo para que ocorra a máxima evapotranspiração possível.

Considerando o cenário com a concentração atmosférica de CO_2 elevada, o Cerrado apresenta deficiência hídrica de 59,5 mm distribuídos em 6 dos 12 meses do ano, e consequentemente, ocorre a retirada de água do solo, pois de abril a setembro a precipitação não foi suficiente para suprir a necessidade da ETP. Ocorreu a reposição de água no solo em outubro e novembro e excedente hídrico de novembro a março, totalizando 388,1mm, durante a estação chuvosa (Figura 6 e Tabela 2).

ISSN: 2237-8642 (Eletrônica)

Tabela 2 - Balanço hídrico climatológico mensal do Cerrado considerando a simulação com CO_2 elevado.

Meses	P	ETP	P-ETP	Nac	ARM	ALT	ETR	DEF	EXC
	mm	mm	mm		mm	mm	mm	mm	mm
Jan	237,7	121,4	116,3	0,0	100,0	0,0	121,4	0,0	116,3
Fev	210,0	117,6	92,4	0,0	100,0	0,0	117,6	0,0	92,4
Mar	149,1	120,4	28,8	0,0	100,0	0,0	120,4	0,0	28,8
Abr	45,3	89,6	-44,3	-44,3	64,2	-35,8	81,1	8,5	0,0
Mai	12,1	51,6	-39,6	-83,9	43,2	-21,0	33,0	18,6	0,0
Jun	9,5	28,2	-18,8	-102,7	35,8	-7,4	16,9	11,4	0,0
Jul	6,2	20,0	-13,7	-116,4	31,2	-4,6	10,8	9,1	0,0
Ago	5,9	17,4	-11,5	-127,9	27,8	-3,4	9,3	8,1	0,0
Set	22,7	27,8	-5,2	-133,1	26,4	-1,4	24,1	3,8	0,0
Out	96,7	72,5	24,2	-68,0	50,6	24,2	72,5	0,0	0,0
Nov	198,1	118,3	79,7	0,0	100,0	49,4	118,3	0,0	30,4
Dez	251,5	131,2	120,3	0,0	100,0	0,0	131,2	0,0	120,3
TOTAIS	1244,7	916,1	328,6		779,3	0,0	856,6	59,5	388,1
MÉDIAS	103,7	76,3	27,4		64,9		71,4	5,0	32,3

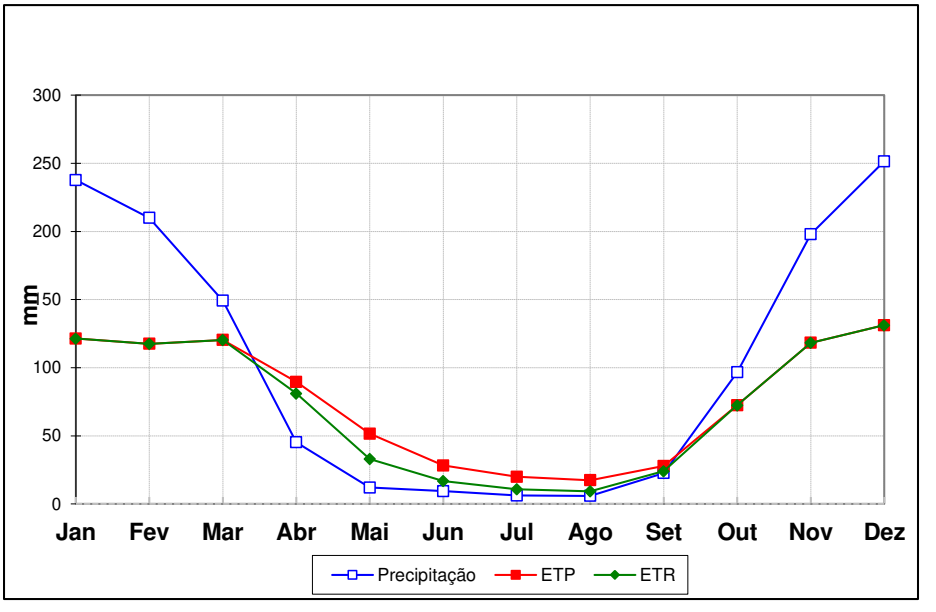


Figura 5 - Variação sazonal dos totais médios de precipitação, evapotranspiração potencial e evapotranspiração real obtidos pela simulação com CO_2 elevado.

ISSN: 2237-8642 (Eletrônica)

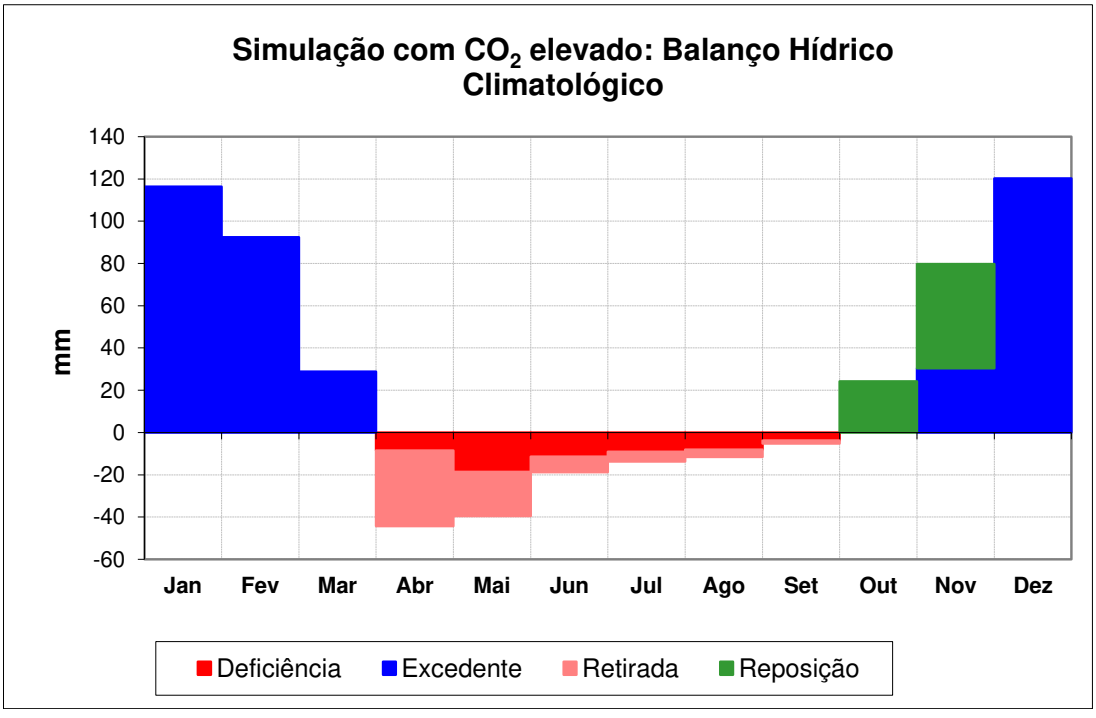


Figura 6 - Gráfico do Balanço Hídrico Climatológico (simulação com CO_2 elevado), segundo Thornthwaite & Mather. Período: 2000 a 2050

4. CONCLUSÃO

Analisando-se o BHC do Cerrado e considerando ambos os cenários, conclui-se que a deficiência hídrica da simulação com CO_2 elevado é superior a da simulação controle em 24%. Isto acontece devido ao aumento de temperatura do ar durante o período seco no cenário de CO_2 elevado. A maior temperatura aumenta a evapotranspiração deste período, e como a precipitação não aumenta durante a estação seca, a deficiência hídrica é maior neste cenário.

Entretanto, o excedente hídrico da simulação com CO_2 elevado também é superior ao da simulação controle em 20%, pois os totais de precipitação são maiores considerando o CO_2 elevado, já que devido aos maiores valores de temperatura do ar ocorre um aumento das taxas de evapotranspiração, possibilitando uma maior disponibilidade de vapor d'água em suspensão na atmosfera para a formação de nuvens e posteriormente, a precipitação.

Desta forma, a comparação do BHC dos dois cenários mostra que o impacto do aumento do CO_2 atmosférico varia conforme o total de precipitação da estação considerada. Na estação chuvosa o cenário de mudança climática aumenta a intensidade do excedente hídrico no solo, porém durante a estação seca, ocorre um aumento da intensidade da deficiência hídrica. Os meses de duração tanto do excedente como da deficiência hídrica são os mesmos em ambos os cenários simulados. Considerando que o Cerrado tem um papel fundamental para a economia do país, principalmente pela produção de grãos e outras commodities, estudos futuros podem enfocar nos efeitos destas modificações do BHC em culturas agrícolas da região.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BATALHA, M. A.; ARAGAKI, S.; MANTOVANI, W. 97. Variações fenológicas das espécies do cerrado em Emas (Pirassununga, SP). Acta Botanica Brasilica, 11, 61-78, 1997.

BONAN, G. B. Ecological Climatology: Concepts and Applications. Cambridge: Cambridge University Press, 2002.

CAMARGO, A. P. Balanço hídrico no Estado de São Paulo (Boletim Técnico, 116). Campinas: IAC, 1971.

CAMPBELL, G. S.; NORMAN, J. M. An Introduction to environmental biophysics. New York: Springer-Verlag. http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4612-1626-1, 1998.

CARVALHO, H. P.; DOURADO NETO, D.; TEODORO, R. E. F.; MELO, B. Balanço hídrico climatológico, armazenamento efetivo da água no solo e transpiração na cultura de café. Biociência Jornal, 27, 221-229, 2011.

COSTA, M. H.; NUNES, E. L.; SENNA, M. C. A.; IMBUZEIRO, H. M. A. Estado-da-arte da simulação da taxa de fixação de carbono de ecossistemas tropicais. Revista Brasileira de Meteorologia, 24, 179-187. http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862009000200007, 2009.

DELIRE, C.; FOLEY, J. A.; THOMPSON, S. Evaluating the carbon cycle of a coupled atmosphere-biosphere model. Global Biogeochemical Cycles, 17, 1012. http://dx.doi.org/10.1029/2002GB001870, 2003.

FOLEY, J. A.; PRENTICE, I. C.; RAMANKUTTY, N.; LEVIS, S.; POLLARD, D.; SITCH, S.; HAXELTINE, A. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. Global Biogeochemical Cycles, 10, 603-628. http://dx.doi.org/10.1029/96GB02692, 1996.

FOLEY, J. A.; COSTA, M. H.; DELIRE, C.; RAMANKUTTY, N.; SNYDER, P. Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect earth's climate. Frontiers in Ecology and The Environment, 1, 38–44. http://dx.doi.org/10.1890/1540-9295(2003)001[0038:GSHTEC]2.0.CO;2, 2003.

KIEHL, J. T.; HACK, J. J.; BONAN, G. B.; BOVILLE, B. A.; WILLIAMSON, D. L.; RASCH, P. J. The National Center for Atmospheric Research Community Model: CCM3. Journal of Climate, 11, 1131-1150. http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<1131:TNCFAR>2.0.CO;2, 1998.

KLINK, C. A.; MACHADO, R. B. Conservation of the Brazilian Cerrado. Conservation Biology, 19, 707-713. http://dx.doi.org/10.1111/j.1523-1739.2005.00702.x, 2005.

KUCHARIK, C. J.; FOLEY, J. A.; DELIRE, C.; FISHER, V. A.; COE, M. T.; LENTERS, J. D.; YOUNG-MOLLING, C.; RAMANKUTTY, N.; NORMAN, J. M.; GOWER S. T. Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: water balance, carbon balance, and vegetation structure. Global Biogeochemical Cycles, 14, 795-825. http://dx.doi.org/10.1029/1999GB001138, 2000.

LIMA, J. E. F. W. Situação e perspectivas sobre as águas do Cerrado. Ciência e Cultura, 63, 27-29, 2011.

OLIVEIRA, P. S.; MARQUIS, R. J. The Cerrado of Brazil: Ecology and natural history of a neotropical savanna. New York: Columbia University Press, 2002.

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

PIELKE, R.; AVISSAR, R.; RAUPACH, M.; DOLMAN, A. J.; ZHEN, X.; DENNING, A. S. Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: Influence on weather and climate. Global Change Biology, 4, 461–475. http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-2486.1998.t01-1-00176.x, 1998.

POLLARD, D.; THOMPSON, S. L. The effect of doubling stomatal resistance in a global climate model. Global and Planetary Change, 10, 129-161, 1995.

RICHARDS, L. A. Capillary conduction of liquids through porous mediums. Journal of Applied Physics, 1, 318–333. http://dx.doi.org/10.1063/1.1745010, 1931.

ROLIM, G. S.; SENTELHAS, P. C.; BARBIERI, V. Planilhas no ambiente Excel para os cálculos de balanços hídricos: normal, sequencial, de cultura e de produtividade real e potencial. Revista Brasileira de Agrometeorologia, 6, 133–137, 1998.

ROSSATO, L. Estimativa da capacidade de armazenamento de água no solo do Brasil. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 145 p., 2002.

SANO, E. E.; ROSA, R.; BRITO, J. L. S.; FERREIRA, L. G. Mapeamento semidetalhado do uso da terra do Bioma Cerrado. Pesquisa Agropecuária Brasileira, 43, 153-156. http://dx.doi.org/10.1590/S0100-204X2008000100020, 2008.

SANS, L. M. A.; ASSAD, E. D.; GUIMARÃES, D. P.; AVELLAR, G. Zoneamento de riscos climáticos para a cultura de milho na Região Centro-Oeste do Brasil e para o estado de Minas Gerais. Revista Brasileira de Agrometeorologia, 9, 527-535, 2001.

SENNA, M. C. A.; COSTA, M. H.; PIRES, G. F. Vegetation-atmosphere-soil nutrient feedbacks in the Amazon for different deforestation scenarios. Journal of Geophysical Research, 114, D4. http://dx.doi.org/10.1029/2008JD010401, 2009.

SOLOMON, S.; QIN, D.; MANNING, M.; CHEN, Z.; MARQUIS, M.; AVERYT, K. B.; TIGNOR, M.; MILLER, H. L. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.

SOUZA, A. P.; MOTA, L. L.; ZAMADEI, T.; MARTIM, C. C.; ALMEIDA, F. T.; PAULINO, J. Classificação climática e balanço hídrico climatológico no estado de Mato Grosso. Nativa, 1, 34-43, 2013.

SOYLU, M. E.; ISTANBULLUOGLU, E.; LENTERS, J. D.; WANG, T. Quantifying the impact of groundwater depth on evapotranspiration in a semi-arid grassland region. Hydrology and Earth System Sciences, 15, 787-806. http://dx.doi.org/10.5194/hess-15-787-2011, 2011.

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. The water balance. Publications in Climatology, 8, 1955.

ISSN: 2237-8642 (Eletrônica)

TWINE, T. E.; KUCHARIK, C. J.; FOLEY, J. A. Effects of land cover change on the energy and water balance of the Mississipi River Basin. Journal of Hydrometeorology, 5, 640-655. http://dx.doi.org/10.1175/1525-7541(2004)005<0640:EOLCCO>2.0.CO;2, 2004