

Relatório Final de Atividades de Pesquisa de Iniciação Científica
Processo número 2013/06090-1

Forçante Radiativa do Aerossóis, Nuvens e Gases Atmosféricos

Bolsista: Luiz Mauricio Azanha

Orientador: Henrique de Melo Jorge Barbosa

Universidade de São Paulo
Agosto de 2013 a Julho de 2014

Resumo

Este relatório é referente ao projeto que durou um ano. A primeira etapa foi dedicada prioritariamente ao estudo da teoria de meteorologia física. Na segunda etapa foram realizadas simulações com o código de radiação “Offline Edwards-Slingo Radiation Code” (Edwards and Slingo, 1996) nas regiões espectrais de onda curta e onda longa para diferentes casos. Foram utilizados valores de atmosfera padrão para construir o perfil vertical.

Foram realizadas simulações com nuvens rasas (apenas água) sobre a superfície do oceano e foi possível observar que esse tipo de nuvem tem uma grande forçante radiativa negativa em onda curta e positiva em onda longa, mas a segunda é pouco importante. Variações na altitude e no raio efetivo das gotas da nuvem não causam grandes diferenças na forçante radiativa destas, assim como obtido por Kristiansen and Kristjansson, 1999.

Também foram feitas simulações com o mesmo perfil de Kristiansen and Kristjansson, 1999, mas incluindo uma camada de aerossóis típicos de queimadas de biomassa, cujos valores de espalhamento e absorção foram baseados nas medidas de Artaxo et. al., 2013. Foram utilizados dois tipos, os típicos de estação úmida e típicos de estação seca. Ambos apresentam forçantes radiativas positiva e possuem maior efeito em onda longa. Entretanto na presença de nuvens rasas de água abaixo da camada de aerossóis, a forçante de onda curta é mais importante devido à maior refletividade do sistema.

Por fim, realizamos uma etapa que não estava no projeto inicial: a forçante radiativa de uma nuvem alta de gelo medida com o sistema LIDAR do Centro Meteorológico de Carmagüey, Cuba. Neste caso foram feitas simulações para diferentes horas do dia. Em todos os casos a forçante da nuvem é positiva e mais importante em onda longa que em onda curta. A forçante é positiva porque a nuvem absorve a radiação emitida pelas camadas mais baixas (e mais quentes) e reemite a uma temperatura menor, portanto com menor energia.

1 Introdução

As nuvens são um dos principal componente no balanço energético terrestre (Kiehl and Trenberth, 1997). As nuvens atuam no ciclo energético de duas maneiras: as nuvens mais baixas e espessas refletem a radiação solar de volta ao espaço, esfriando a superfície, e as nuvens mais altas e finas transmitem a radiação solar ao mesmo tempo que bloqueiam a passagem de radiação infravermelha emitida pela Terra, esquentando a superfície. De uma maneira geral, elas cobrem em torno de 60% da superfície e refletem $48Wm^{-2}$ de radiação solar de volta para o espaço. Esta perda de energia é compensada parcialmente pelo aprisionamento de $30Wm^{-2}$ de radiação infravermelha que escaparia do sistema climático se não fosse interceptado pela cobertura de nuvens. Ainda assim, o efeito resultante é de esfriamento do sistema climático terrestre a partir do topo.

Outra componente atmosférica muito importante no balanço energético são os aerossóis, que contam com uma contribuição antropogênica muito importante (Solomon et al., 2007). Os aerossóis troposféricos afetam o balanço radiativo diretamente, através da absorção e do espalhamento de radiação. Aerossóis também funcionam como núcleos de condensação de nuvens e de gelo e podem alterar as propriedades microfísicas das nuvens e, assim, a interação destas com o campo de radiação (Andreae, 2007, 2009).

O código de radiação escolhido para este projeto é o “Offline Edwards-Slingo Radiation Code” (Edwards and Slingo, 1996) desenvolvido no Met Office da Inglaterra e mantido em

parceria com a Universidade de Reading. A Universidade de Reading mantém uma página na internet onde são disponibilizados o modelo, a documentação, exemplos de uso e guias para quem está iniciando a utilizar o código.

2 Objetivos

O objetivo deste projeto consiste em estudar as influências das nuvens e dos aerossóis no balanço de radiação da atmosfera e na taxa de aquecimento a partir de simulações unidimensionais idealizadas. O cronograma de realização das atividades encontra-se na tabela 1 abaixo.

Tabela 1: Cronograma previsto.

Atividade	Período (bimestre)					
Estudo da biografia fundamental	X	X	X	X	X	X
Familiarização com o código de radiação		X	X			
Simulações idealizadas em 1D			X	X	X	
Comparação com outros trabalhos					X	X
Relatórios			X			X

3 Atividades Realizadas

Conforme o cronograma as atividades realizadas nos primeiros cinco meses de bolsa foram o estudo da teoria, a familiarização com o código de radiação e o início das simulações idealizadas em 1D. Para auxiliar na teoria o bolsista cursou a disciplina Meteorologia Física I no Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP (IAG), cuja ementa trata basicamente de termodinâmica atmosférica e microfísica de nuvens. Para familiarização com o código o bolsista fez algumas simulações variando concentrações de CO_2 e O_3 na atmosfera. As atividades referentes aos primeiros 5 meses já foram discutidas no relatório parcial e, portanto, não são repetidas aqui.

No segundo semestre o bolsista continuou seus estudos em ciências atmosféricas cursando a disciplina Meteorologia Física II no IAG, cuja ementa aborda radiação atmosférica, assunto diretamente ligado ao projeto. Durante a disciplina o aluno estudou o livro Liou, 2002. O bolsista também cursou a disciplina Eletromagnetismo II que aborda assuntos de radiação e espalhamento. Para as simulações foram utilizados dados de atmosfera padrão, explorando os efeitos radiativos de nuvens rasa com apenas água, variando sua altura, o raio efetivo das gotas e as frações de cobertura. Utilizando o mesmo perfil foi alterada a contração de CO_2 parecido com a primeira fase do projeto, mas nesta fase foi utilizado o mesmo padrão de atmosfera que aqueles utilizados nas demais simulações.

Utilizando a mesma atmosfera padrão o bolsista também investigou os efeitos de aerossóis de queimadas de biomassa típicos da Amazônia. As simulações foram feitas com valores típicos de absorção e espalhamento de aerossóis das estações seca e úmida (Artaxo et. al., 2013), com e sem nuvem.

Além disso o aluno também realizou simulações com valores reais de nuvens de gelo da

cidade de Carmaguey, Cuba, fornecidos pelo colaborador Boris Barja, que foi utilizado para a publicação de Barja and Antuña, 2011, podendo comparar os resultados.

3.1 Teoria Estudada

Nesta seção será descrita a teoria estudada nos cursos de Meteorologia Física I e II e Eletromagnetismo II que foi utilizada pelo bolsista diretamente nas simulações.

3.1.1 Transformar *liquid water path* (LWP) em fração de massa de água líquida (LWM).

Define-se $LWP \equiv \int_{h_{base}}^{h_{topo}} \rho_l dz$, onde h_{base} e h_{topo} são as altitudes da base e do topo da nuvem e ρ_l é a densidade de água líquida no ar. Admitindo uma nuvem com valor constante de ρ_l então $\rho_l = \frac{LWP}{\Delta z}$, onde Δz é a espessura da nuvem. Como a fração de massa de água líquida é a razão entre a densidade de água líquida da nuvem e a densidade do ar (ρ_{ar}):

$$LWM(z) = \frac{LWP}{\Delta Z} \frac{1}{\rho_{ar}(z)} \quad (1)$$

As variáveis LWM e ρ_{ar} dependem da altitude, possuindo diferentes valores em cada ponto da nuvem, enquanto as variáveis LWP e Δz são propriedades da nuvem (considerando uma nuvem em uma dimensão).

3.1.2 Ângulo Zenital do Sol

Pela trigonometria esférica o ângulo zenital do sol ϕ pode ser determinado pela equação

$$\mu = \cos(\phi) = \sin(\varphi) \sin(\delta_0) + \cos(\varphi) \cos(\delta_0) \cos(H_0) \quad (2)$$

onde δ_0 é a declinação do sol, que pode ser determinada por parâmetros empíricos e depende apenas do dia do ano, H_0 é o ângulo horário do sol e varia linearmente com a hora do dia. Ao longo da noite μ possui matematicamente um valor negativo, mas para efeito de radiação deve ser zero. Então a média de μ é dada por

$$\bar{\mu} = \frac{1}{\Delta H_0} \int_{H_n}^{H_p} \cos(\phi) dH_0 = \sin(\varphi) \sin(\delta_0) + \frac{1}{\Delta H_0} \cos(\varphi) \cos(\delta_0) \sin(\Delta H_0)$$

onde H_n e H_p são os ângulos horários ao nascer e pôr do sol e $\Delta H_0 = H_p - H_n$.

Normalizando o ângulo horário ao meio dia solar igual a zero (o que pode ser feito sem interferir no resultado da integral), $H_p = -H_n \equiv h_o$, onde h_o é o módulo do ângulo horário nos ocasos (nascer e pôr do sol). É dado pela equação:

$$\mu = 0 \implies \cos(H_0) = \tan(\varphi) \tan(\delta_0) \implies h_o = \arccos(\tan(\varphi) \tan(\delta_0))$$

Portanto o valor médio de μ ao longo das 24 horas do dia é dado por

$$\bar{\mu} = \sin(\varphi) \sin(\delta_0) + \frac{1}{2h_o} \cos(\varphi) \cos(\delta_0) \sin(2h_o) \quad (3)$$

3.1.3 Espessura óptica de uma nuvem

Utilizando a aproximação do fator de eficiência de extinção de uma nuvem contante $Q = 2$, como mostrado em Yamasoe, 2006, a espessura óptica da nuvem é dada por:

$$\tau = \frac{3}{2\rho_{\text{ar}}} \frac{\text{LWP}}{r_{\text{ef}}}$$

onde τ é a espessura óptica ρ_{ar} é a densidade do ar, r_{ef} é o raio efetivo das gotas da nuvem e LWP é o valor de *liquid water path*. A partir disso e da equação 1 pode-se obter a fração de massa de água líquida em função da espessura óptica da nuvem.

$$\text{LWM} = \frac{2\tau r_{\text{ef}}}{3\Delta Z} \quad (4)$$

3.2 Atmosfera Padrão

Foram utilizados os seguintes valores de atmosfera tropical padrão: altitude, pressão, temperatura, densidade e os constituintes H_2O , O_3 , N_2O , CO , CH_4 , O_2 , CO_2 e N_2 . A partir desses valores foi feito um spline cúbico em função da altitude para as demais variáveis. A figura 1 mostra o perfil vertical dos constituintes mencionados, com os dados de atmosfera padrão comparados com a função obtida pelo spline cúbico.

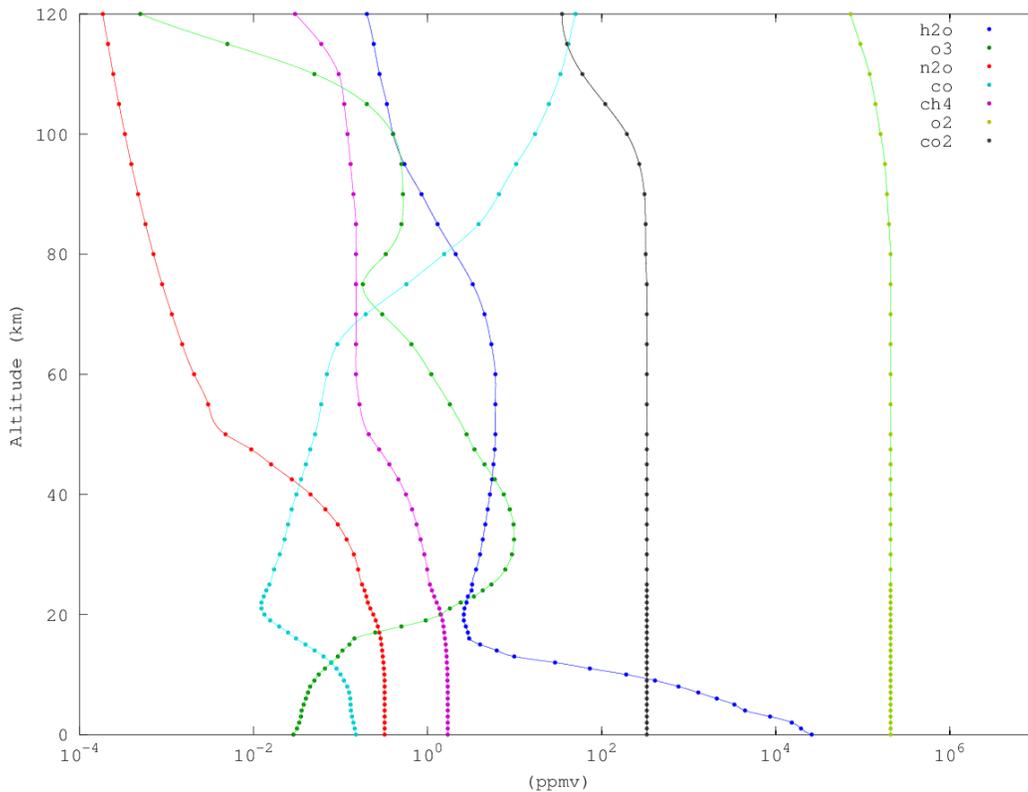


Figura 1: Perfil vertical dos constituintes atmosféricos. Os pontos são os valores da atmosfera padrão e as linhas as suas respectivas funções obtidas a partir do spline cúbico. A altitude foi utilizada como variável independente.

3.3 Simulações com o Código de Radiação

Todas simulações realizadas possuem as seguintes características. Seis bandas para onda curta e nove para onda longa, sobreposição aleatória dos gases, foi incluído o espalhamento *rayleigh*, solução direta para sobreposição aleatória, foi considerada superfície lambertiana, a função BRDF foi truncada para a superfície em ordem 0 e foi utilizada a aproximação de *eddington*.

3.3.1 Nuvem baixa de água

Foram feitas simulações semelhantes às feitas em Kristiansen and Kristjansson, 1999, para efeito de comparação. Foram utilizados os valores da atmosfera padrão, no dia 15 de julho, a uma latitude de 30° , uma nuvem de $800m$ de espessura com sua base no chão apenas de água líquida, $r_{ef} = 10\mu m$, albedo de 0.06 em onda curta (superfície típica de oceano) e o ângulo zenital ϕ do sol como uma média de $\mu = \cos(\phi)$ ao longo do dia, dado pela equação 3. Foram utilizados valores de frações de cobertura entre 0 e 100% e valores de *liquid water path* entre 0 e $300gm^{-2}$. O código de radiação utilizado tem como entrada as características da nuvem em frações de massa de água líquida, para essa conversão foi utilizada a equação 1.

Para diferentes valores de *liquid water path* da nuvem foi feita a simulação em onda curta para o perfil atmosférico descrito acima com e sem nuvem. A diferença do balanço de radiação no topo da atmosfera com e sem nuvem é conhecida como forçante da nuvem (SWCF), isto é, quanto de potência radiativa adicional é preso ao sistema devido à presença da nuvem. Isso foi feito para cinco diferentes coberturas de nuvem. A figura 2 mostra o resultado obtido neste projeto junto com o de Kristiansen and Kristjansson, 1999. Pode-se observar na figura 2 que o resultado em ambos é aproximadamente o mesmo.

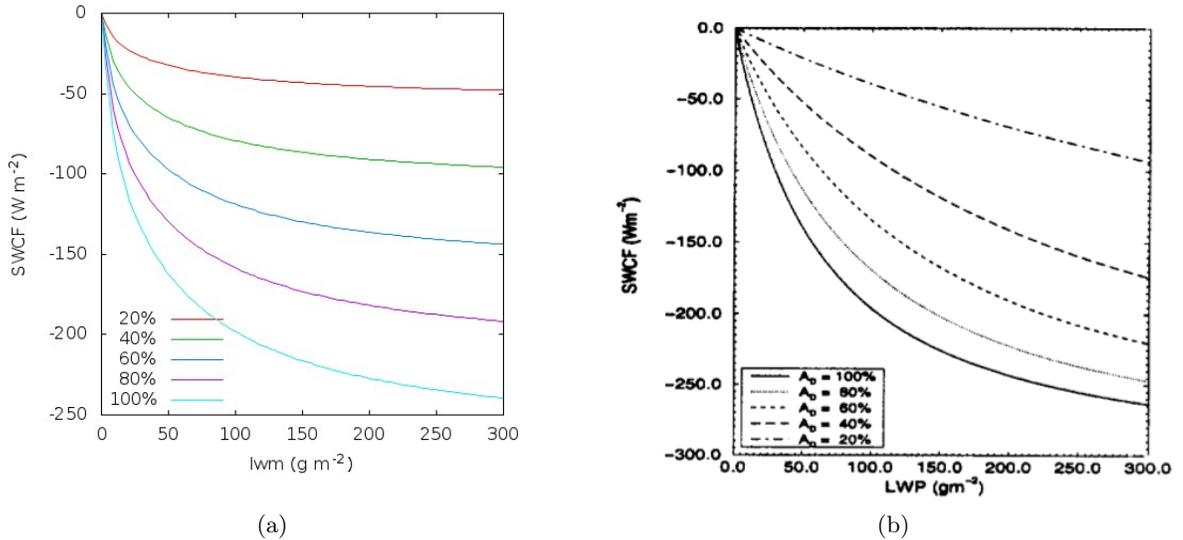


Figura 2: Forçante radiativa em onda curta de nuvem para diferentes valores de *liquid water path* e cobertura de nuvem. Caso *a* simulado e *b* extraído de Kristiansen and Kristjansson, 1999. A nuvem utilizada possui $800m$ de espessura, a base está no solo, o raio efetivo é $10\mu m$ e a latitude é de 30°

Para comparar com o mesmo trabalho foram feitas variações no raio efetivo das gotas da

nuvem, passando de $10\mu\text{m}$ para $12\mu\text{m}$. Então foi calculada a diferença relativa entre os valores de SWCL para os dois diferentes raios efetivos e foi plotada a diferença relativa entre eles. A figura 3 mostra o resultado obtido neste projeto e o resultado obtido por Kristiansen and Kristjansson, 1999. Os gráficos apresentam diferenças significativas no resultado, o resultado do bolsista, por exemplo, não apresenta diferenças para diferentes coberturas de nuvem. Entretanto ambos mostram que a influência do aumento do raio efetivo das gotas no SWCF é pequeno, especialmente para altos valores de LWP.

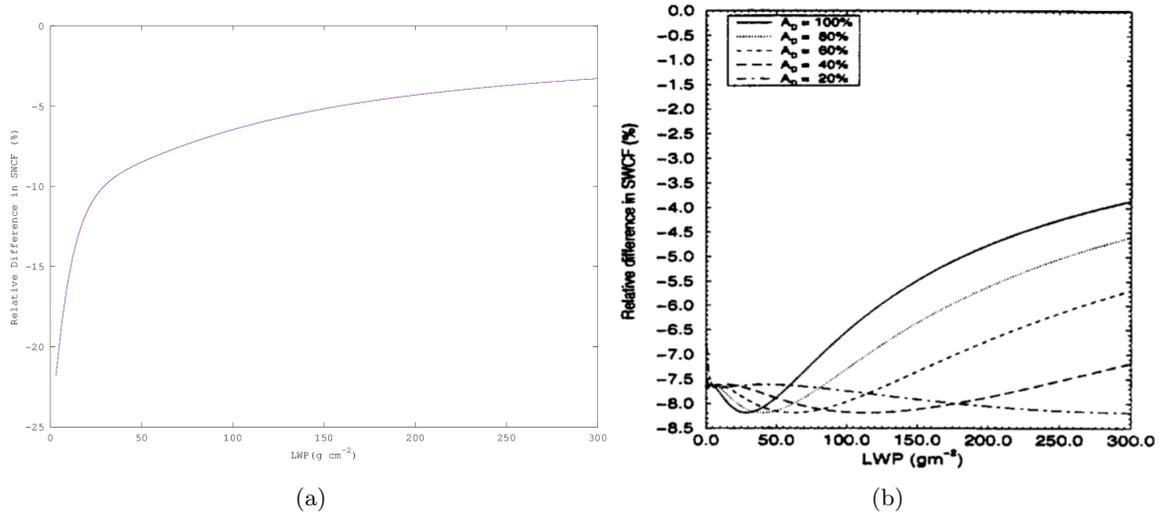


Figura 3: Diferença relativa no SWCL devido ao aumento do raio efetivo de $10\mu\text{m}$ para $12\mu\text{m}$. Caso *a* simulado e *b* extraído de Kristiansen and Kristjansson, 1999. As demais característica da atmosfera são as mesmas do caso da figura 2.

O mesmo caso foi simulado em onda longa para efeito de comparação. O resultado encontra-se na figura 4. Pode-se observar que a forçante radiativa da nuvem em onda longa é muito pequena comparado com onda curta.

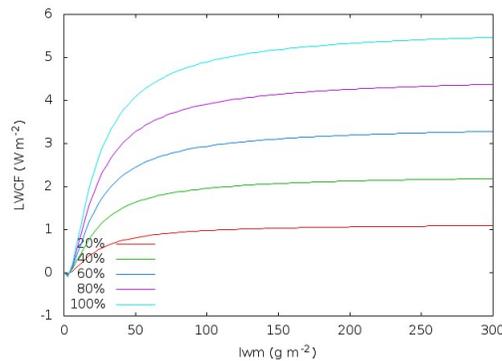


Figura 4: Forçante radiativa em onda longa de nuvem para diferentes valores de *liquid water path* e cobertura de nuvem. As demais característica da atmosfera são as mesmas do caso da figura 2.

A partir da atmosfera padrão utilizada até aqui também foi estudado o perfil vertical de aquecimento em alguns casos. Foram comparados o caso de céu limpo (sem nuvem), o caso

com a mesma nuvem utilizada para plotar a figura 2 (no caso específico de $LWP=300\text{gm}^{-2}$ e 100% de cobertura) e a mesma nuvem com alturas da base elevadas para 400m e 800m. Para elevar a altura da base foi utilizada a equação 1, mas desta vez com valores diferentes de ρ_{ar} . A figura 5 mostra a taxa de aquecimento para diferentes pressões nos 4 casos diferentes.

Essas simulações também foram feitas em onda curta e nas duas regiões espectrais foi calculado o balanço radiativo no topo da atmosfera, ou seja, a quantidade de radiação presa no sistema. Também foi feito o caso com um aumento da concentração de CO_2 de 3.3ppmv para 4.0ppmv. A tabela 2 mostra os resultados obtidos de tais simulações.

Pela figura 5 e pela tabela 2 observa-se que a nuvem esquenta em seu interior pela absorção de onda curta, podendo-se identificar o topo e a base no gráfico da taxa de aquecimento, entretanto a superfície esquenta menos que no caso de céu limpo. Observa-se então que as forçantes radiativas da nuvem são muito grandes em onda curta, pois a nuvem reflete a radiação do sol, entretanto essa forçante varia muito pouco com a altura da base da nuvem. Em onda longa o efeito da nuvem é muito pequeno porque ela está muito próxima à superfície, então mesmo absorvendo a radiação emitida pela superfície (aproximadamente como um corpo negro) ela reemite a uma temperatura parecida (portanto, quanto mais alta e mais fria a nuvem, maior será a forçante em onda longa). No caso de aumento de CO_2 observa-se que existe um pequeno esfriamento em onda longa, como já havia sido concluído no primeiro relatório deste projeto, e em onda curta esse efeito é aproximadamente nulo.

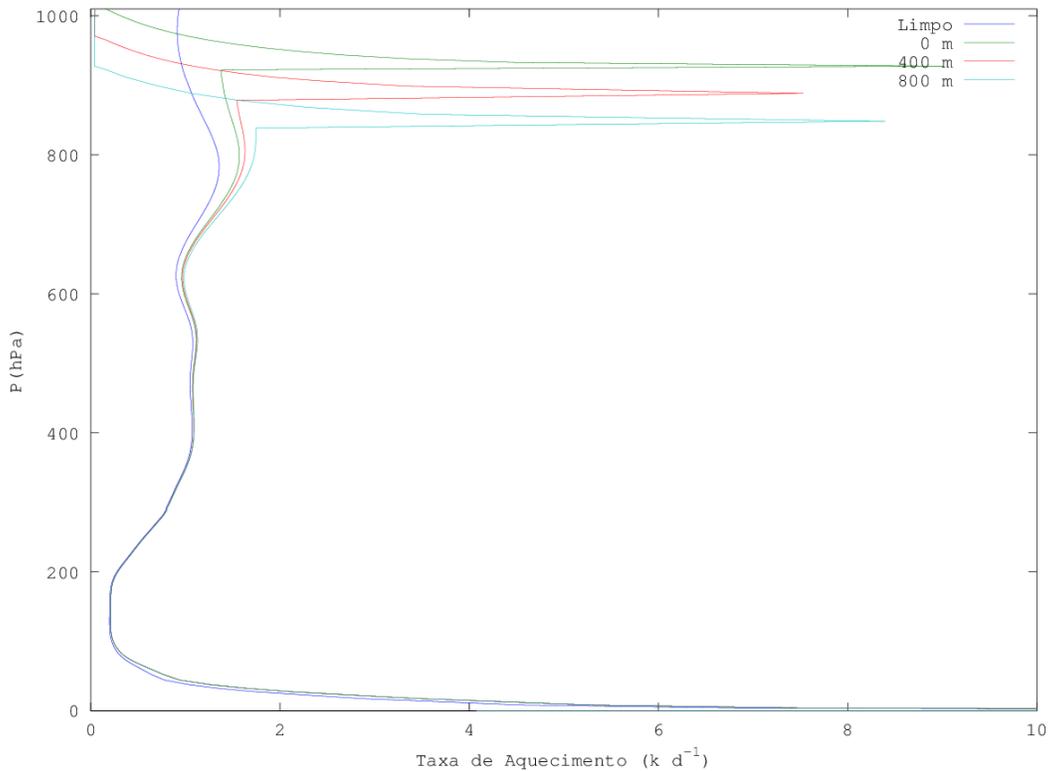


Figura 5: Taxa de aquecimento em onda curta para céu claro e três altitudes diferentes da base. As nuvens possuem 800m de espessura, $LWP=300\text{gm}^{-2}$ e 100% de cobertura.

Tabela 2: Balanço e forçante radiativa para a atmosfera padrão nas situações diferentes: céu limpo, nuvem com base em três altitudes diferentes e aumento de CO_2 . A nuvem possui $r_{\text{ef}} = 10\mu\text{m}$, espessura de 800m, cobertura de 100% e $\text{LWP} = 300\text{gm}^{-2}$ em todos os casos e o aumento de CO_2 foi de 330ppmv para 400ppmv. A forçante é, por definição, a subtração do balanço no topo da atmosfera com a nuvem (ou com o aumento de CO_2) menos o balanço de céu limpo (com CO_2 da atmosfera padrão). Todas as grandezas foram obtidas em onda curta (OC) e onda longa (OL) e o total é a soma das duas.

	Balanço (Wm^{-2})			Forçante (Wm^{-2})		
	OC	OL	Total	OC	OL	Total
Limp	414.01	-311.23	102.78	0	0	0
0m	174.39	-305.76	-131.37	-239.62	5.47	-234.15
400m	170.41	-300.76	-130.35	-243.6	10.47	-233.13
800m	166.33	-295.87	-129.54	-247.68	15.36	-232.32
CO_2	414.02	-310.31	103.71	0.01	0.92	0.93

3.3.2 Aerossóis

Também foram realizadas simulações com aerossóis. Para isso foi utilizada a mesma atmosfera padrão utilizada nos outros casos, mas desta vez foi adicionada uma camada de aerossol entre as altitudes de 3km e 3.5km. Na simulação feita foram utilizados como entrada as propriedades físicas dos aerossóis, coeficientes lineares de absorção e espalhamento para cada comprimento de onda. Foram utilizados dois tipos de aerossol de queima de biomassa na Amazônia, típicos de estação seca e estação úmida, baseados nos valores medidos por Artaxo et. al., 2013. A tabela 3 mostra os valores utilizados, que são os mesmos para todos os comprimentos de onda.

Tabela 3: Coeficientes lineares de absorção e espalhamento típicos de estação seca e úmida, utilizados na simulação. Esses valores foram baseados nos medidos por Artaxo et. al. 2013 e foi utilizado os mesmos valores para todos os comprimentos de onda.

	Absorção(m^{-1})	Espalhamento(m^{-1})
Estação Seca	3×10^{-6}	20×10^{-6}
Estação Úmida	0.5×10^{-6}	5×10^{-6}

A figura 6 mostra o perfil vertical da taxa de aquecimento nas regiões espectrais de onda curta e onda longa com os dois tipos de aerossol descritos e sem aerossol. Em onda curta é possível identificar a região em que os aerossóis se encontram, pois essa região aquece mais que as demais, principalmente no caso da estação seca, cujo aerossol possui maior coeficiente linear de absorção, entretanto as demais regiões são pouco afetadas. Já em onda longa os aerossóis não aquecem tanto, entretanto influenciam mais fortemente a superfície.

A mesma coisa foi feita adicionando uma nuvem, que é a mesma utilizada nas demais simulações, no caso em que a base está no solo, como mostra a figura 7. A nuvem possui 800m de espessura, $\text{LWP} = 300\text{gm}^{-2}$ e $r_{\text{ef}} = 10\mu\text{m}$. Observa-se que a nuvem intensifica o efeito do aerossol, pois ela reflete a radiação vinda do sol, que atravessa novamente a camada de aerossol.

A tabela 4 apresenta as forçantes e os balanços radiativos no topo da atmosfera para os dois tipos de aerossol comparados com uma atmosfera sem aerossol, todos os casos com e sem

nuvem. No caso sem nuvem o aerossol possui uma forçante pequena em onda curta, porém ela é mais significativa em onda longa, para as duas estações. No caso com nuvem a forçante do aerossol em onda curta é maior, porém menor em onda longa. Entretanto a forçante total do aerossol com nuvem é maior na estação seca enquanto na estação úmida é menor e menos significativo.

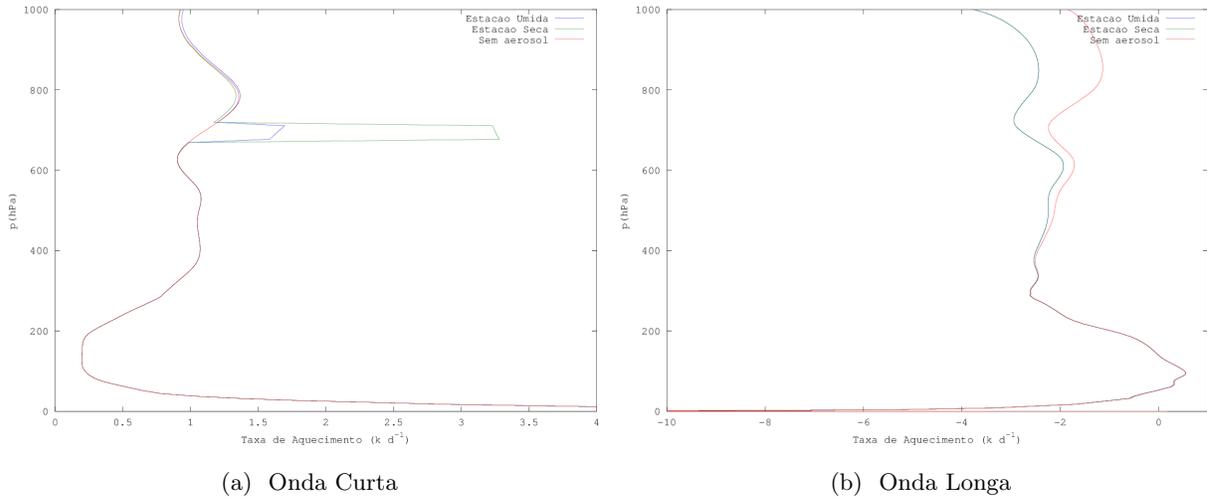


Figura 6: Taxa de aquecimento nas duas regiões espectrais, sem aerossol, com aerossol de estação seca e com aerossol de estação úmida.

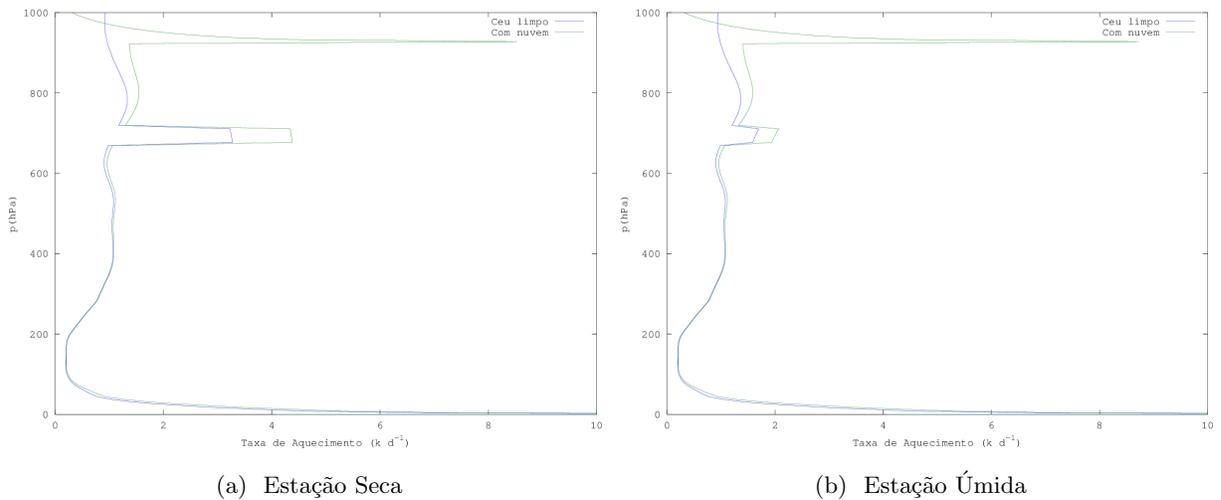


Figura 7: Taxa de aquecimento em onda curta com aerossóis das estações seca e úmida e com e sem nuvem.

3.3.3 Nuvem alta de gelo

Também foram realizadas simulações com nuvem de gelo alta. Para isso foram utilizados os valores de raio efetivo e profundidade óptica de cada camada medidos por Barja and Antuña, 2011, assim como a temperatura, a razão de mistura de vapor de água e concentração de O_3 .

Tabela 4: Balanços e forçantes radiativas de aerossóis de estações seca e úmida na presença e na ausência de nuvem.

		Balanço (Wm^{-2})			Forçante (Wm^{-2})		
		OC	OL	Total	OC	OL	Total
Céu Limpo	Sem Aerossol	414.01	-311.23	102.78	0	0	0
	Estação Seca	415.11	-305.59	109.52	1.1	5.64	6.74
	Estação Úmida	414.36	-305.59	108.77	0.35	5.64	5.99
Com Nuvem	Sem Aerossol	174.39	-305.76	-131.37	0	0	0
	Estação Seca	187.63	-303.97	-116.34	13.24	1.79	15.03
	Estação Umida	178.13	-303.97	-125.84	3.74	1.79	5.53

As demais grandezas necessárias foram obtidas a partir da atmosfera padrão utilizada nos casos anteriores. O albedo utilizado foi de 0.22, os dados utilizados são do dia 11 de agosto de 1998, dia considerado nesta simulação e a latitude utilizada foi de 21.4° .

Os valores medidos foram em espessura óptica da camada específica da nuvem. Como o código utilizado precisa da entrada em massa relativa de gelo, foi utilizada a equação 4, mas ao invés de fração de massa de água líquida foi utilizada a fração de massa de gelo. Os valores obtidos de massa relativa de gelo encontram-se na figura 8.

Foi realizada a simulação da nuvem descrita acima em onda longa e para diferentes horas do dia em onda curta. Para determinar o ângulo zenital de cada hora do dia foi utilizada a equação 2 e foi utilizado o horário solar, isto é, o meio dia solar igual a 12 horas.

A figura 9 mostra a forçante da nuvem (a diferença entre o balanço radiativo no topo da atmosfera com e sem nuvem) em onda curta. A forçante radiativa da nuvem em onda longa é de $115.66Wm^{-2}$. Como a forçante da nuvem em onda longa é positiva e maior em módulo que em onda curta, o sistema esquenta em qualquer hora do dia. Na figura a forçante apresenta um máximo local ao meio dia. Isso se deve ao fato de a espessura óptica relativa da nuvem ser maior para maiores ângulos. O mínimo que ocorre no início da manhã e no fim da tarde se deve à radiação solar incidente se tornar baixa.

A figura 10 mostra a curva de nível das taxas de aquecimento em onda curta, com a pressão no eixo vertical e a hora do dia no eixo horizontal. A figura obtida é parecida com a obtida por Barja and Antuña, 2011.

A figura 11 apresenta as taxas de aquecimento nas duas regiões espectrais para o ângulo zenital do sol médio ao longo do dia determinado pela equação 3. Pode-se observar um maior aquecimento nas regiões de maior valor de fração de massa de gelo, tanto na figura 11 como na 10.

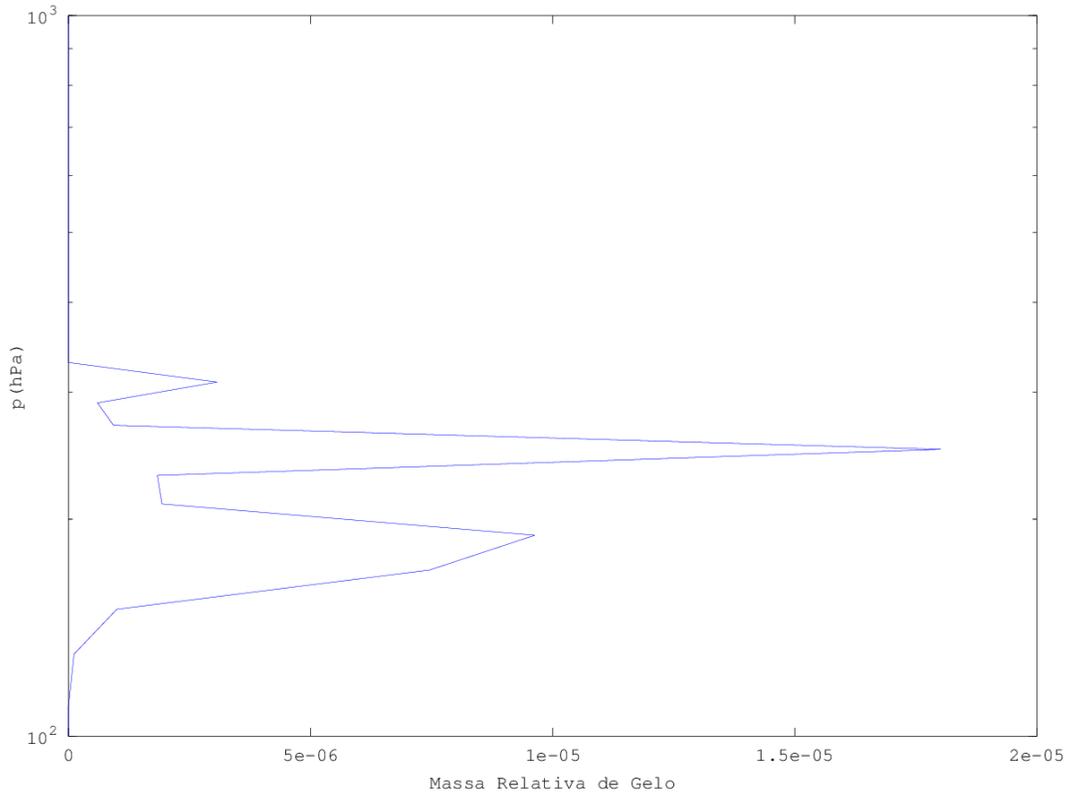


Figura 8: Fração de massa de gelo da nuvem medida por Boris and Antuña, 2011. As regiões que a fração de massa de gelo valem zero é onde não existe nuvem.

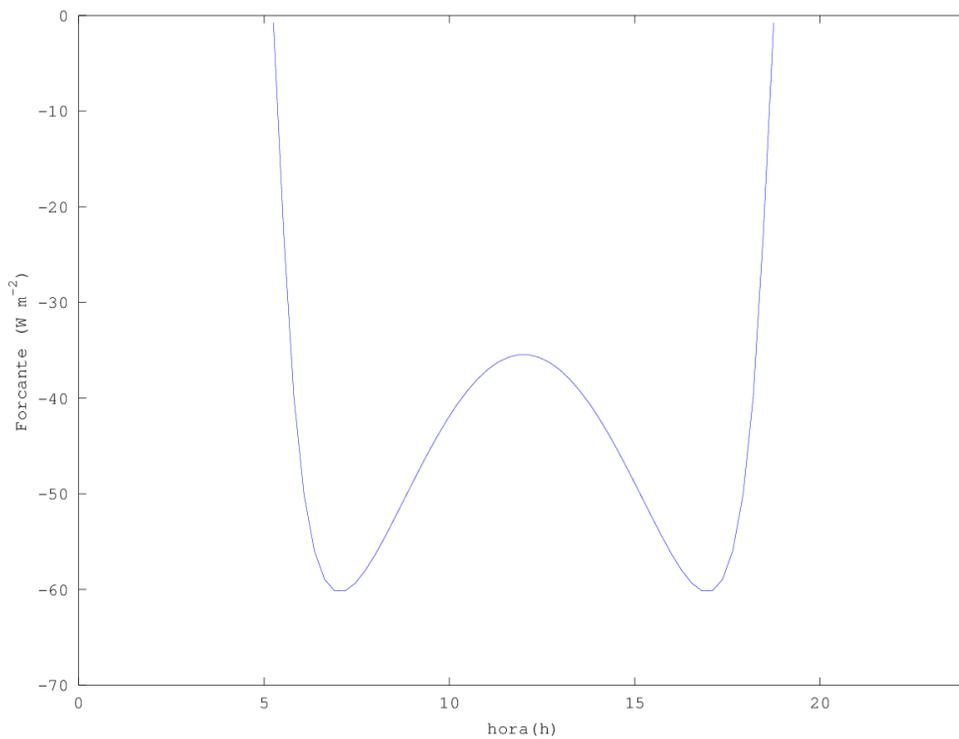


Figura 9: Forçante radiativa em onda longa da nuvem de gelo em função da hora do dia.

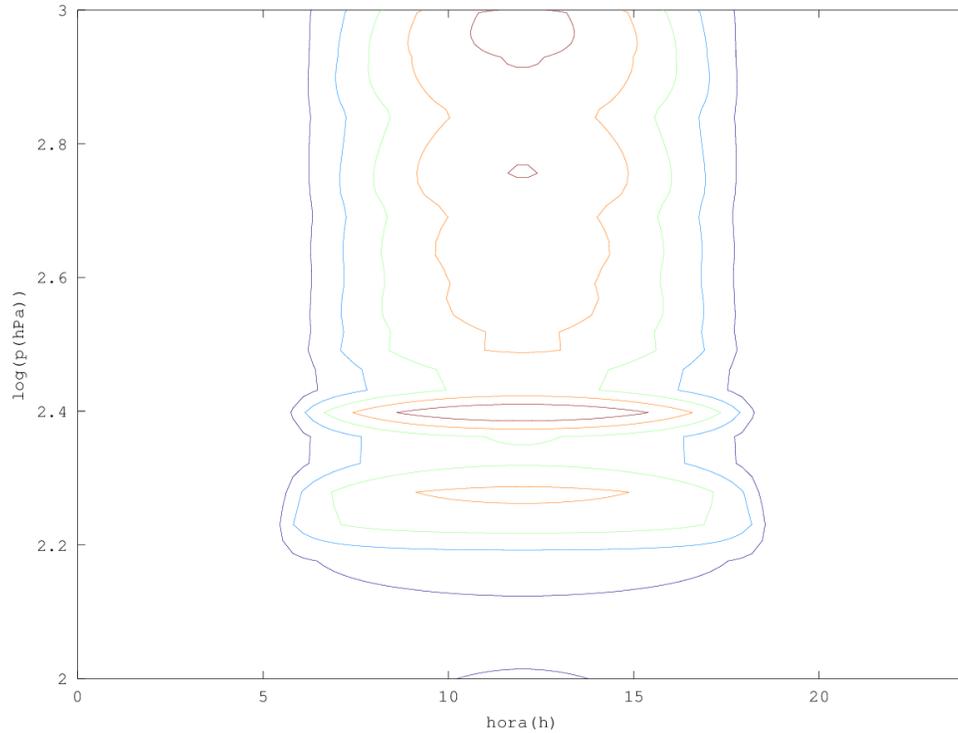


Figura 10: Curva de nível da taxa de aquecimento em onda longa com nuvem. O eixo vertical é o logaritmo de base 10 da pressão (o solo está no topo da figura com 10^3 hPa).

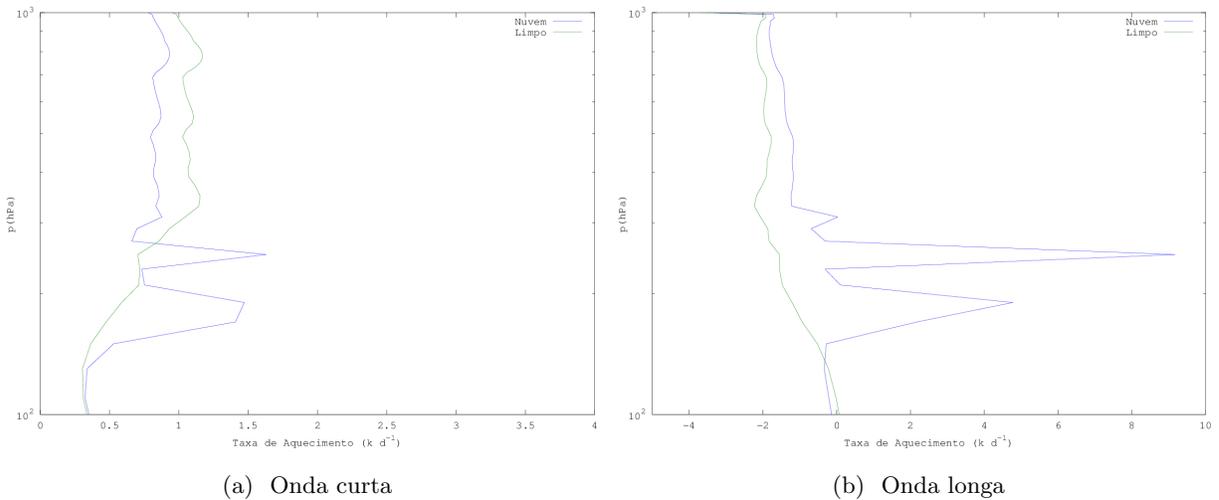


Figura 11: Taxa de aquecimento da atmosfera com e sem nuvem de gelo nas duas regiões espectrais.

4 Conclusões

Em uma nuvem baixa de água a principal forçante radiativa é em onda curta. Pequenas variações no raio efetivo das gotas e na altitude não produzem grandes diferenças no valor da forçante, resultado parecido com o obtido por Kristiansen and Kristjansson, 1999.

Os aerossóis de queima de biomassa típicos da amazônia possuem forçante radiativa mais significativa em onda longa, entretanto essa forçante aumenta em onda curta na presença de uma nuvem baixa.

As simulações com nuvem alta de gelo mostram que a forçante radiativa desse tipo de nuvem é positiva em onda longa e negativa em onda curta, sendo a primeira mais relevante. A forçante é positiva porque a nuvem absorve a radiação emitida pelas camadas mais baixas e mais quentes e reemite a uma temperatura menor.

5 Referências

- Andreae, M., 2007: Aerosols before pollution. *Science*, 315, 50–51.
- Andreae, M. O., 2009: Correlation between cloud condensation nuclei concentration and aerosol optical thickness in remote and polluted regions. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 543–556.
- Artaxo P., Rizzo L. V., Brito J. F., Barbosa H. M. J., Arana A., Sena E., Cirino G. G., Bastos W., Martine S. T. and Andreae M. O.: Atmospheric aerosols in Amazonia and land use change: from natural biogenic to biomass burning conditions. *Faraday Discussions* 165 (2013).
- Barja B. and Antuña J. C.: The effect of optically thin cirrus clouds on solar radiation in Camagüey, Cuba. *Atmos. Chem. Phys.*, 8625–8634, 2011.
- Edwards, J. and A. Slingo, 1996: Studies with a flexible new radiation code: Choosing a configuration for a large-scale model. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 122 (531), 698–719.
- Kiehl, J. T. and K. E. Trenberth, 1997: Earth’s annual global mean energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78 (2), 197–208.
- Kristiansen, J. and J. E. Kristjansson, 1999: Shortwave cloud forcing of marine stratocumulus clouds. *Phys. Chem. Earth(B)*, 24 (3), 225–230.
- Liou, K. N., 2002: *An Introduction to Atmospheric Radiation*, International Geophysics Series, Vol. 84. Second edition ed., Academic Press.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor, and H. Miller, (Eds.) , 2007: *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Wallace, J. M. and P. V. Hobbs, 2006: *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. Second edition ed., International Geophysics, Academic Press, ISBN 012732951X.
- Yamasoe, M. A., 2006: Apostila da Disciplina de Meteorologia Física II.