

Universidade de São Paulo – USP
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG
Departamento de Ciências Atmosféricas – ACA

Relatório final de atividades de pesquisa de iniciação científica

Estudo das propriedades radiométricas na região Antártica

Caio Jorge Ruman

ACA-IAG-USP

Orientadora: Jacyra Soares

Bolsa CNPq N°: 146301/2011-0 – Ingresso como bolsista em Janeiro de 2010

Período: Julho de 2011 a Julho de 2012

Meteorologia – 8° semestre

Projeto da orientadora: ETA - Estudo da Turbulência na Antártica

Agosto de 2012

ÍNDICE

1. Introdução	3
1.1 <i>Objetivos</i>	3
2. Região e dados de estudo	4
2.1 <i>Tratamento dos dados</i>	5
3. Resultados	6
3.1 <i>Radiação de onda curta</i>	6
3.2 <i>Radiação de onda longa</i>	8
3.3 <i>Balço de radiação na superfície</i>	10
3.4 <i>Albedo da superfície</i>	10
3.5 <i>Transmissividade atmosférica</i>	13
4. Conclusão.....	14
5. Referências	15
6. Outras atividades acadêmicas desenvolvidas no período	16
6.1 <i>Disciplinas cursadas no período</i>	16
6.2 <i>Participação em eventos científicos com apresentação de trabalho</i>	16

1. Introdução

A Antártica é a região do planeta mais preservada e uma das mais vulneráveis às mudanças ambientais globais e por isso, alterações no meio ambiente Antártico, naturais ou causados pelo homem, tem o potencial de provocar impactos biológicos e socioeconômicos que podem afetar o sistema terrestre como um todo. Por ser parte integrante e essencial do sistema ambiental global, a região Antártica não só exporta sinais climáticos, afetando o clima global, mas também importa sinais climáticos globais, sofrendo suas consequências. Por esta razão, a pesquisa científica nas regiões polares é de grande importância ambiental e econômica, pois contribui para compreensão das alterações climáticas e ambientais observadas nestas regiões.

O monitoramento do sistema atmosférico é fundamental para avaliar tais mudanças, o que significa coletar dados ambientais continuamente, com qualidade controlada e por um longo prazo, ou seja, traduzido em séries temporais longas, que permitem a avaliação mais acurada de implicações futuras, subsidiando tomadas de decisão.

Praticamente toda a energia que governa a atmosfera e as correntes oceânicas origina-se do Sol. Processos radiativos são o principal método pelo qual a superfície e a atmosfera trocam calor. Assim, um entendimento dos processos relacionados ao tempo e clima deve começar com uma investigação detalhada dos processos radiativos e do balanço de radiação do sistema terra-atmosfera (Liou, 1992).

Os fluxos radiativos, de onda curta e de onda longa, são uma parte importante do balanço de energia sobre superfícies com neve e gelo. Particularmente, a radiação provê uma parte significativa da energia usada para o derretimento das geleiras e da cobertura de gelo em áreas de ablação, apesar do albedo alto dessas áreas (Bintanja, 1996).

Em fevereiro de 2011 iniciou-se o projeto “Estudo da Turbulência na Antártica (ETA)”, coordenado pela Prof.^a Dra Jacyra Soares, onde se pretende coletar dados meteorológicos, em altas e baixas frequências. Esses dados são utilizados neste projeto de Iniciação Científica. O ETA está vinculado ao “Módulo 1: Atmosfera Antártica e os Impactos ambientais na América do Sul” do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia Antártico de Pesquisas Ambientais (INCT-APA). O principal objetivo do Instituto é estudar as mudanças climáticas que ocorrem na Antártica. Seu campo de estudo é a Ilha Rei George, onde está instalada a Estação Antártica Brasileira Comandante Ferraz (EACF). Essa é uma região bastante sensível às variações climáticas e o estudo de suas particularidades pode trazer respostas às mudanças globais do clima.

1.1 Objetivos

O objetivo principal desse período da Bolsa é descrever e analisar as propriedades radiométricas da atmosfera na região da Estação Antártica Brasileira Comandante

Ferraz utilizando dados coletados *in situ* na Torre Sul da EACF. Os objetivos específicos são:

- Tratar os dados observacionais de radiação de onda curta e onda longa obtidos no Projeto ETA para estimativa do balanço de radiação;
- Obter a radiação total incidente no topo da atmosfera (I_0);
- Obter as propriedades radiométricas da atmosfera (com expressões gerais de transmissividade) e da superfície (albedo e emissividade) disponíveis na literatura e testadas para condições polares e verificar sua evolução diurna.

Durante esse período participei também da Expedição OPERANTAR XXX para auxiliar no projeto Estudo da Turbulência na Antártica (ETA) e para instalação de instrumentos meteorológicos para coletar dados *in situ* (Figura 1).

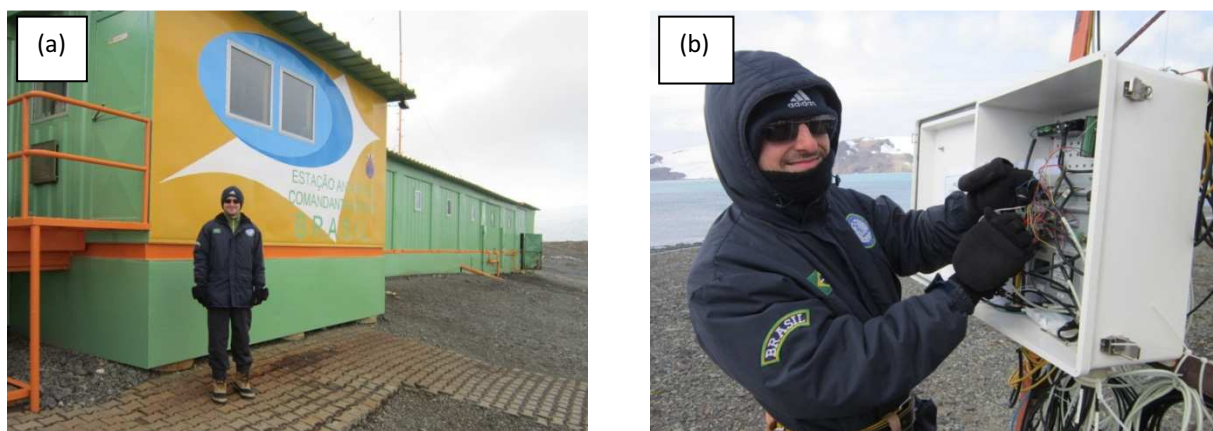


Figura 1: Estação Antártica Brasileira Comandante Ferraz: (a) Entrada principal da EACF e (b) Instalação dos instrumentos no sistema de aquisição de dados (datalogger CR5000 da Campbell Scientific Inc.).

2. Região e dados de estudo

A Estação Antártica Comandante estação encontra-se na Ilha Rei George, no Arquipélago das Shetlands do Sul, na Península Antártica ($62^{\circ}05'07''$ S, $58^{\circ}23'33''$ W) e está a 20 m acima do nível médio do mar (Figura 2). O arquipélago está situado a 130 km do continente Antártico e a 849 km do ponto mais ao sul do continente americano (Cabo Horns).

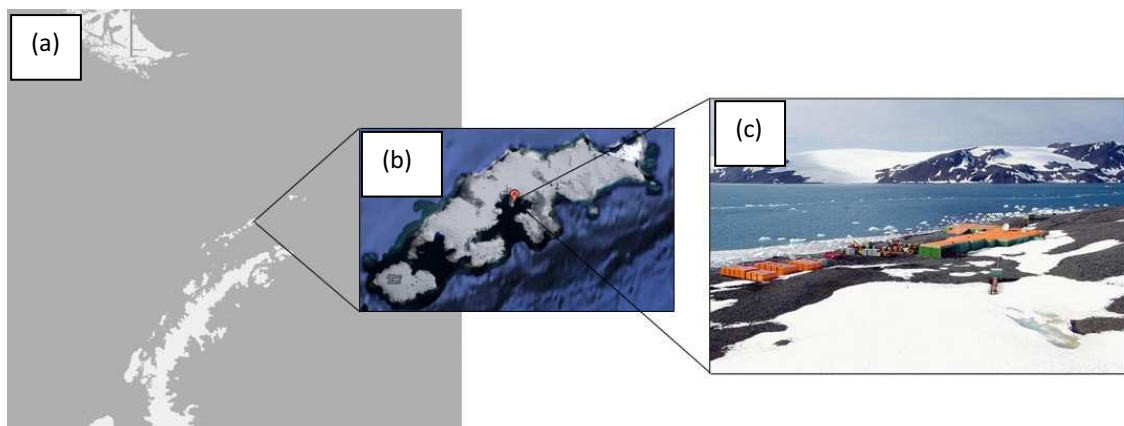


Figura 2: Região de estudo e a EACF. (a) Península Antártica (62°05'07" S, 58°23'33" W), (b) Ilha Rei George e (c) EACF.

Os dados utilizados neste trabalho foram coletados *in situ*, de março de 2011 a fevereiro de 2012, no âmbito do projeto ETA, utilizando um piranômetro (modelo CPM11), um pirgeômetro (modelo CGR3) e um saldo radiômetro (modelo CNR4) da Kipp-Zonnen. Esses radiômetros foram instalados numa torre de 12 metros (Torre Sul, Figura 3) na EACF, a 1,85m (modelos CPM11, CG3) e 3,4m (modelo CNR4) de altura da superfície. Os dados foram coletados com uma taxa de 0,05 Hz e posteriormente realizadas médias de 5 min.

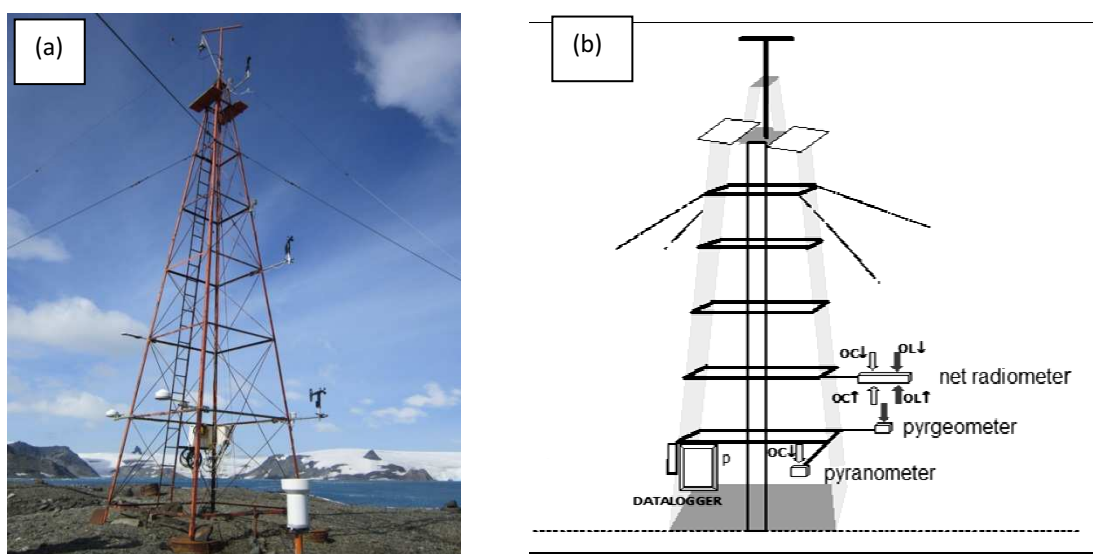


Figura 3: (a) Torre sul vista do leste, com os instrumentos instalados, na EACF e (b) representação dos sensores utilizados para medir a radiação de onda curta incidente (OC↓) e refletida (OC↑) e a radiação de onda longa emitida pela atmosfera (OL↓) e pela superfície (OL↑).

2.1 Tratamento dos dados

Primeiramente foi realizada uma filtragem nos dados, pois no ambiente antártico os sensores estão sujeitos a diversos fatores externos, como formação de gelo (*icing* e *rime*) sobre as cúpulas do sensor, o ângulo zenital baixo na região que causa sombreamento nos sensores em determinadas épocas do ano (van den Broeke et al, 2003), reflexão múltipla devido ao solo com alto albedo e a base das nuvens (Aoki et al, 2002) e variação da voltagem recebida pelo datalogger.

Após análise inicial, verificou-se que os principais fatores externos que afetaram os dados foram a reflexão múltipla, a variação da voltagem no datalogger e o baixo ângulo zenital. Na visita à EACF para a instalação dos instrumentos, constatou-se que devido ao Morro da Cruz, que está localizado à Noroeste da Torre Sul, os instrumentos instalados ficam sob sua sombra quando o ângulo zenital solar é menor que 8°, que ocorre no por do sol e em um período do inverno. Esse fato foi considerado como uma peculiaridade da região e os dados foram mantidos. Os dados afetados pela reflexão

múltipla foram excluídos da análise, utilizando como filtro os valores da transmissividade para dias de céu claro. Consultando o manual do datalogger, verificou-se sua voltagem de operação, e todos os valores fora do intervalo de operação foram retirados da análise. Desse modo, 1.389 dados foram retirados da série de 104.400 dados, totalizando a remoção de menos de 1,4% dos dados.

3. Resultados

Neste trabalho, os valores de radiação são considerados positivos quando seu sentido for da superfície em direção à atmosfera.

3.1 Radiação de onda curta

Radiação de onda curta pode ser definida como a energia radiante cujo comprimento de onda está entre 0,3 μm e 3 μm , sendo o Sol a fonte para a Terra. Essa seção investiga os valores médios mensais e diários de $OC\downarrow$ e $OC\uparrow$ e da radiação incidente no topo da atmosfera (I_0).

A I_0 foi estimada seguindo o Iqbal (1983):

$$I_0 = S_0 \left(\frac{d_m}{d} \right)^2 \cos \gamma \quad (1)$$

Onde S_0 é a constante solar média (considerada aqui como 1366 Wm^{-2}), d_m e d são respectivamente as distâncias média e real entre o Sol e a Terra, e γ é o ângulo solar zenital, calculado por:

$$\cos \gamma = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos h \quad (2)$$

Onde δ é a declinação solar, ϕ é a latitude e h é o ângulo horário calculado pela expressão:

$$h = \left[GMT + \frac{\lambda}{15} - (12 - E_T) \right] \frac{2\pi}{24} \quad (3)$$

Onde GMT é o horário de Greenwich em que se deseja calcular a radiação incidente no topo, λ é a longitude (em graus) e E_T é a equação do tempo.

A declinação solar, à distância Terra-Sol e a equação do tempo foram estimadas pelas expressões empíricas:

$$\delta = (a_1 + a_2 \cos \theta + a_3 \sin \theta + a_4 \cos 2\theta + a_5 \sin 2\theta) \frac{180}{\pi} \quad (4)$$

$$\left(\frac{d_m}{d} \right)^2 = b_1 + b_2 \cos \theta + b_3 \sin \theta + b_4 \cos 2\theta + b_5 \sin 2\theta \quad (5)$$

$$E_T = (c_1 + c_2 \cos \theta + c_3 \sin \theta + c_4 \cos 2\theta + c_5 \sin 2\theta) \frac{1440 \text{ min}}{2\pi} \quad (6)$$

Onde $\theta = 2\pi d / 365$ é calculado em termos do dia do ano, sendo $d=0$ para 1 de Janeiro e $d=364$ para 31 de dezembro.

Os coeficientes utilizados nas expressões de (4) a (6) estão descritos na Tabela 2.

Tabela 2: Constantes utilizadas no cálculo empírico da declinação solar, da distância Terra-Sol e da equação do tempo I_{qbal} (1983):					
a1	0,006918	b1	1,000110	c1	0,000075
a2	-0,399912	b2	0,034221	c2	0,001868
a3	0,070257	b3	0,001280	c3	-0,032077
a4	-0,006758	b4	0,000719	c4	-0,014615
a5	0,000907	b5	0,000077	c5	-0,040849

A região estudada está localizada em uma região de alta latitude, próxima do círculo polar antártico, e os valores de OC_{\downarrow} variam conforme a duração do ano, com valores baixos no inverno (dias curtos) e valores altos no verão (dias longos). A região apresenta médias mensais de -165 Wm^{-2} em janeiro e -4 Wm^{-2} em junho (Figura 4). A variação anual de OC_{\uparrow} é diferente da OC_{\downarrow} , pois depende do albedo (seção 3.4), assim a OC_{\uparrow} é maior nos períodos em que o albedo é alto e a região não está quente o suficiente para que a neve derreta completamente, de setembro a novembro.

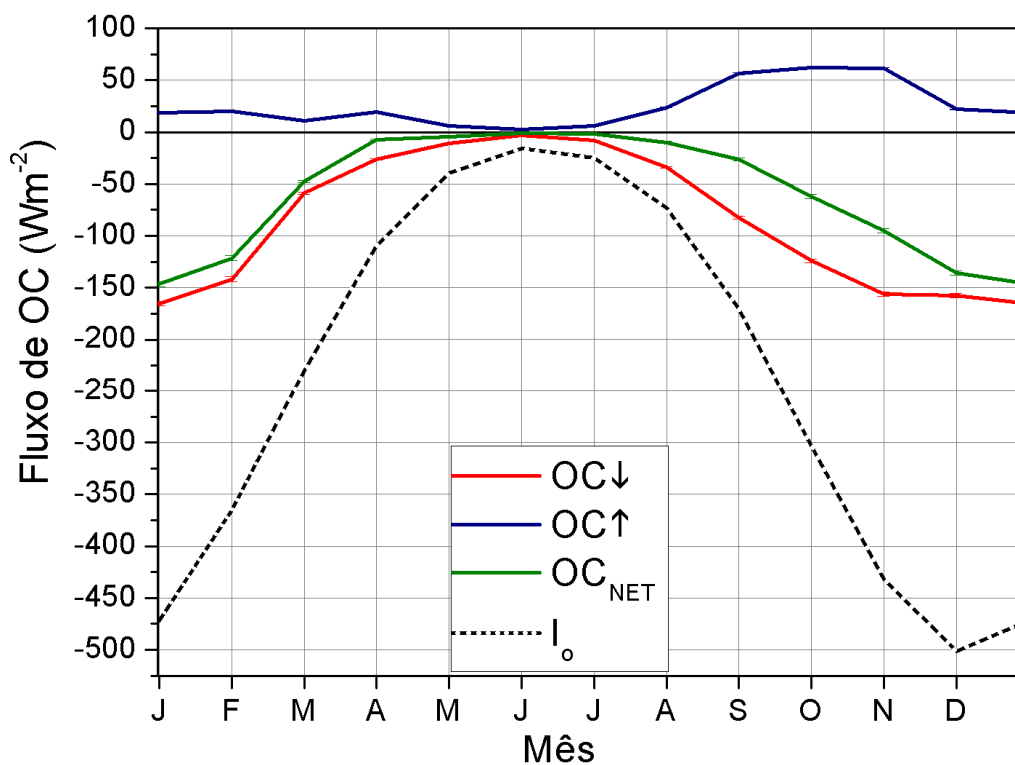


Figura 4: Valores médios mensais de OC_{\downarrow} (vermelho), OC_{\uparrow} (azul), OC_{NET} (verde) e I_0 (linha tracejada preta).

A região investigada é um local com alta frequência de passagem de sistemas frontais associados a nuvens (van den Broeke *et al.*, 2004) e isso se reflete na alta variabilidade diária da OC_{\downarrow} (Figura 5).

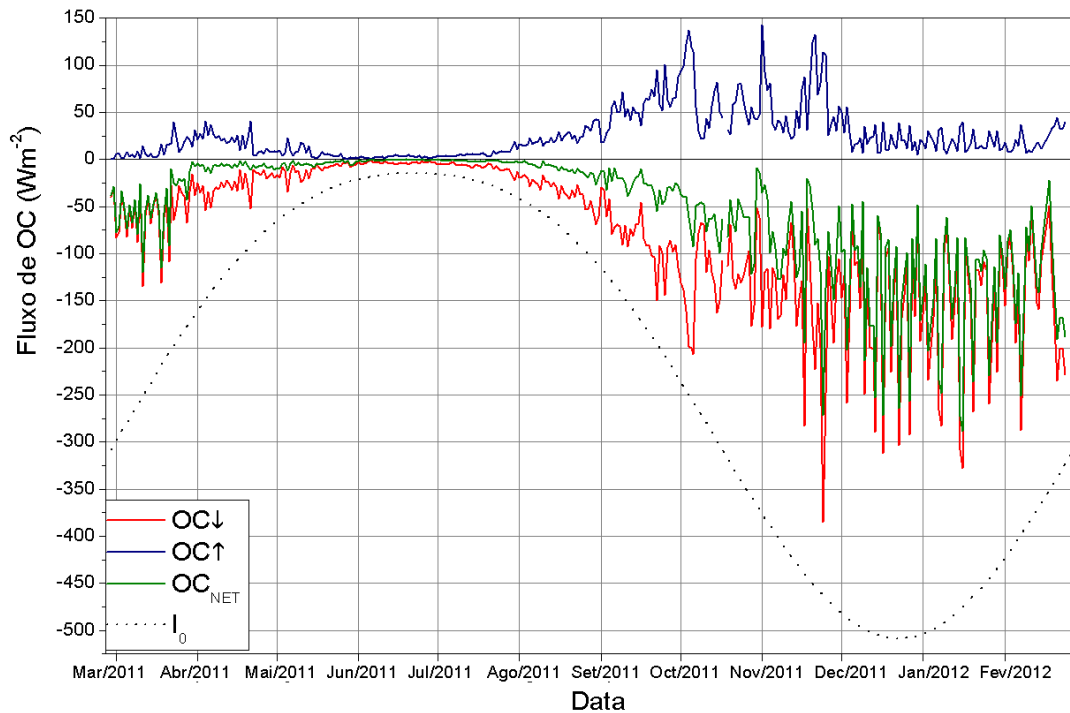


Figura 5: Valores médios diários de OC_{\downarrow} (linha vermelha), OC_{\uparrow} (linha azul), OC_{NET} (linha verde) e I_0 (linha tracejada preta).

3.2 Radiação de onda longa

A radiação de onda longa pode ser definida como toda energia radiante cujo comprimento de onda se encontra entre $4\mu m$ e $42\mu m$ e, para efeito didático, pode ser dividida em duas componentes, a emitida pela superfície (OL_{\uparrow}) e a emitida pela atmosfera (OL_{\downarrow}). A quantidade de energia irradiada depende da emissividade e da temperatura da superfície para a OL_{\uparrow} e do estado térmico da atmosfera, da distribuição vertical dos gases da atmosfera e da presença de nuvens para a OL_{\downarrow} .

Tanto os valores médios mensais de OL_{\uparrow} quanto de OL_{\downarrow} possuem mínimos em julho, respectivamente, com médias mensais de $268 Wm^{-2}$ de $-248 Wm^{-2}$ e máximos em janeiro para OL_{\uparrow} com $336 Wm^{-2}$ e dezembro para OL_{\downarrow} com $-310 Wm^{-2}$. O OL_{NET} apresenta valores positivos durante todo o ano, indicando um resfriamento radiativo da região, com média mensal máxima em fevereiro de $37 Wm^{-2}$ (Figura 6).

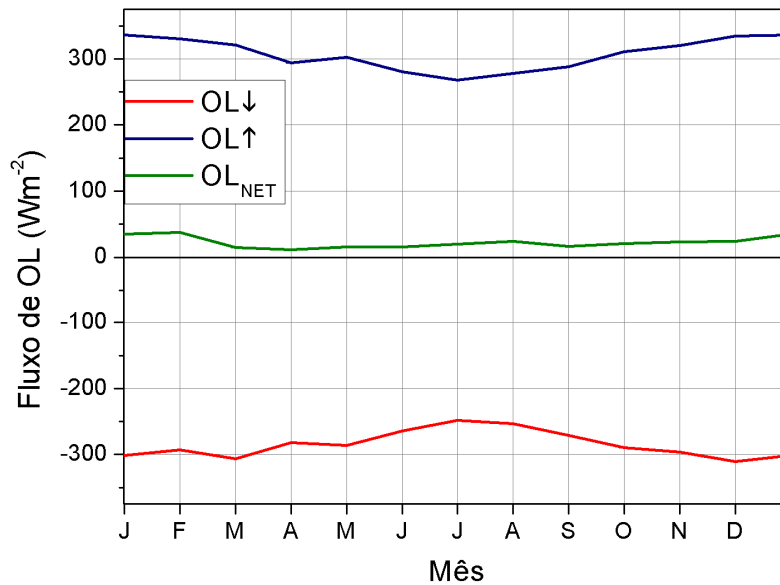


Figura 6: Valores médios mensais de OL↓(vermelho), OL↑(azul) e OL_{NET} (verde).

A OL↓ permite uma estimativa da temperatura e emissividade atmosférica, com valores altos representando condições com muita nebulosidade enquanto que valores baixos representam condições de céu claro. Dessa forma, valores altos de OL↓ representam a temperatura da base das nuvens enquanto que valores baixos podem ser considerados medidas da emissividade e temperatura de céu claro (Konzelmann *et al.*, 1994).

A variação da média diária de OL↑ entre maio e novembro (Figura 7) é explicada pelo acúmulo de neve e sua remoção devido ao vento ou derretimento. O OL_{NET} é menor no inverno principalmente devido a efeitos de inversão térmica (van den Broeke *et al.*, 2004) e a perda radiativa é maior no verão, com máximos devido à combinação do aquecimento do solo descoberto de neve e períodos de céu claro.

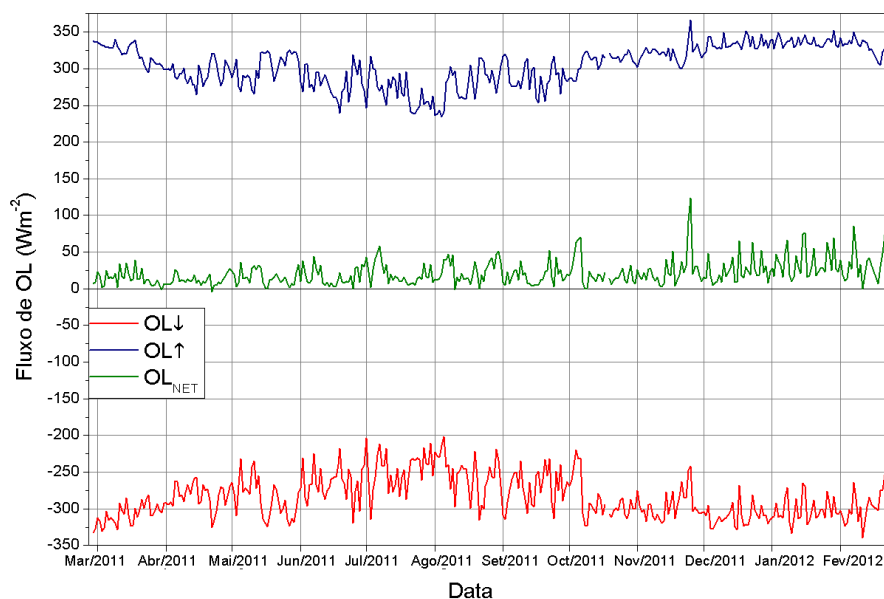


Figura 7: Valores médios diários de OL↓(linha vermelha), OL↑(linha azul) e OL_{NET} (linha verde).

3.3 Balanço de radiação na superfície

O fluxo de radiação líquida na superfície (R_n) está diretamente relacionado com o ganho ou perda de energia de uma região e pode ser obtido através do balanço entre as componentes de onda curta e onda longa:

$$R_n = OC \downarrow + OC \uparrow + OL \downarrow + OL \uparrow \quad (7)$$

Em geral, no período diurno R_n é determinado pela radiação de onda curta e representa o ganho de energia da superfície. No período noturno R_n reflete um resfriamento induzido pela perda de radiação de onda longa da superfície.

A radiação líquida mostra que a região da EACF possui um período de perda de energia entre abril e agosto, com uma média máxima mensal em julho de 18 Wm^{-2} e ganho de energia entre setembro e março, com máximo em janeiro e dezembro, de -112 Wm^{-2} (Figura 8).

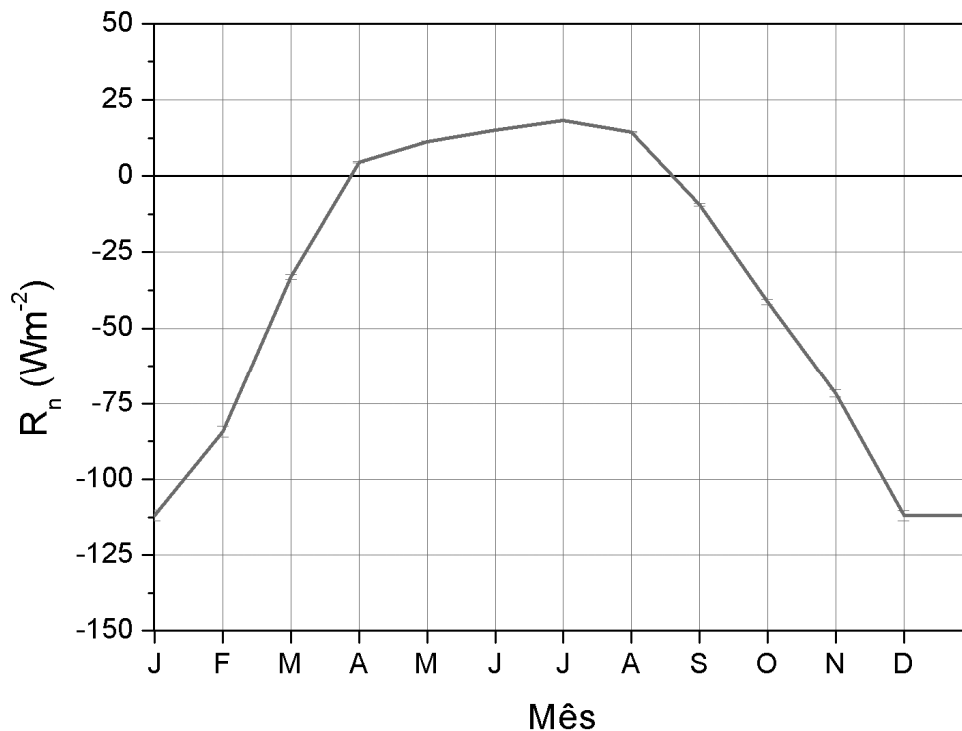


Figura 8: Valores médios mensais de R_n .

3.4 Albedo da superfície

Nesta seção será discutido o estudo do albedo (α) através do histograma dos valores do albedo para o inverno (considerado aqui como os meses de junho, julho e agosto) e verão (dezembro, janeiro e fevereiro) e do estudo dos valores médios diários para o período disponível dos dados.

O albedo é definido como:

$$\alpha = -\frac{OC \downarrow}{OC \uparrow} \quad (8)$$

O albedo só foi estimado quando o valor absoluto de I_0 era maior que 100 Wm^{-2} , para eliminar tendências relacionadas ao ângulo zenital baixo.

Verifica-se que 54% dos dados de albedo analisados no verão situam-se entre 0,1 e 0,15, indicando que nesse período a superfície não está coberta de neve (Figura 9a). No inverno, o albedo não se concentra em um só intervalo como no verão, devido a períodos sem deposição de neve. Isso é devido à absorção de radiação pelo gelo ser extremamente fraca no espectro da radiação de onda curta, assim qualquer impureza com alta absorptância na neve fará com que o albedo diminua (Doherty et al. 2010) e conforme a neve envelhece seu albedo também diminui, em função do metamorfismo dos grãos de neve (Nakamura et al. 2001). Assim, o albedo da neve fresca é diferente da neve mais velha. O albedo mais frequente, durante os meses de inverno, encontra-se entre 0,7 e 0,75, sendo representado por 23% dos dados (Figura 9b). Os valores do albedo estão de acordo com a literatura, em que Grenfell, 2004 encontrou um valor de 0,15 do albedo para uma região polar após o degelo, e 0,8 quando ela ainda estava coberta de neve.

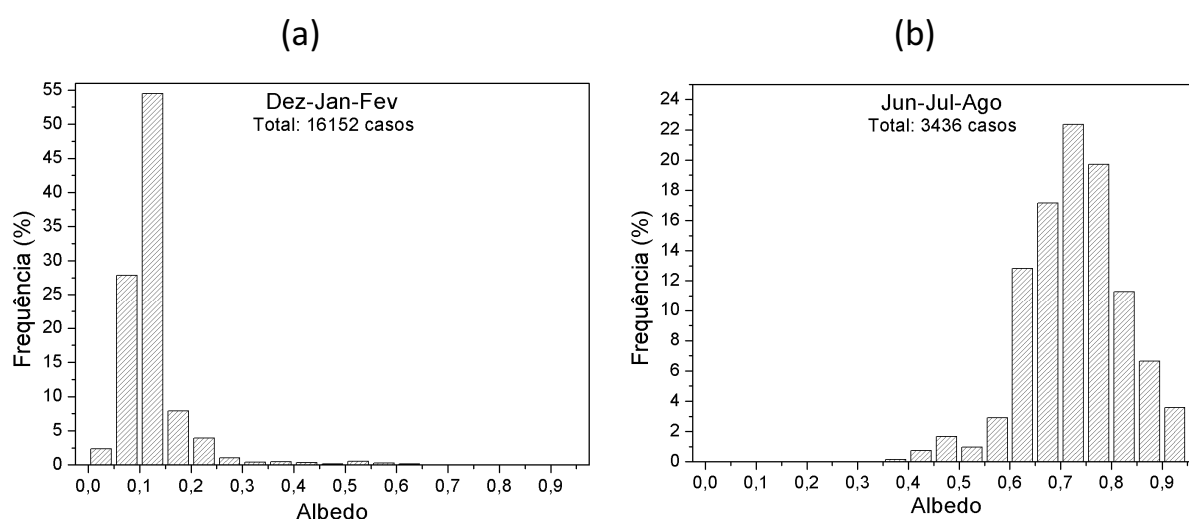


Figura 9: Histograma do albedo, estimado na região da EACF no período de (a) verão e (b) inverno. O albedo foi estimado a partir dos dados com resolução temporal de 5min. A diferença no número total de dados entre verão e inverno é devido a duração do dia no verão (dias longos) e no inverno (dias curtos).

Com os valores médios diários do albedo, pode-se identificar a presença de neve sobre a superfície. Valores de albedo menores que 0,3 indicam que a superfície está sem cobertura de neve (Figuras 9 e 10). Assim, verifica-se que a região está coberta de neve do final de março até novembro. A variação do albedo é maior no período de degelo, entre outubro e novembro. Nos meses de verão o albedo é praticamente constante ($\approx 0,1$), sofrendo variações maiores quando há presença de neve.

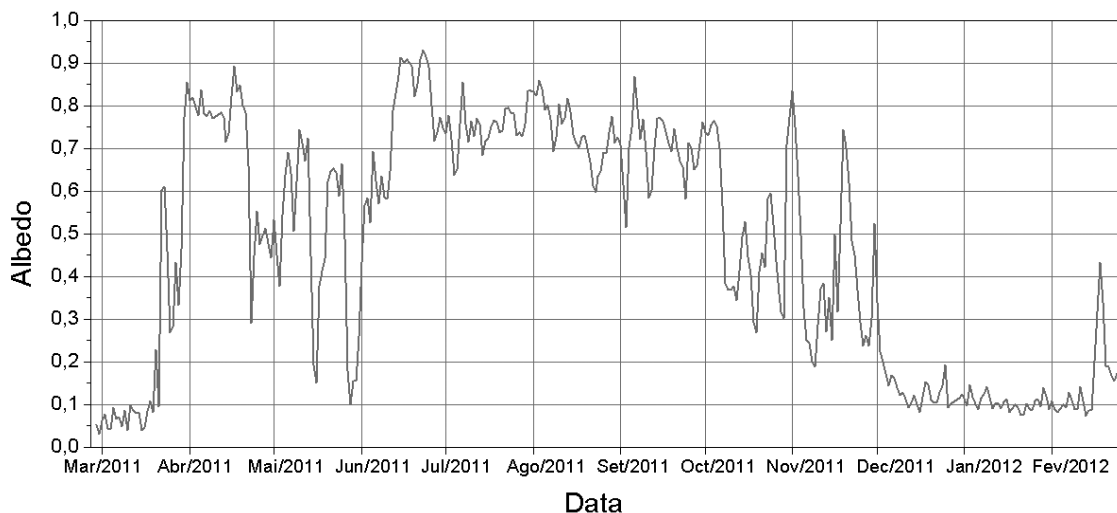
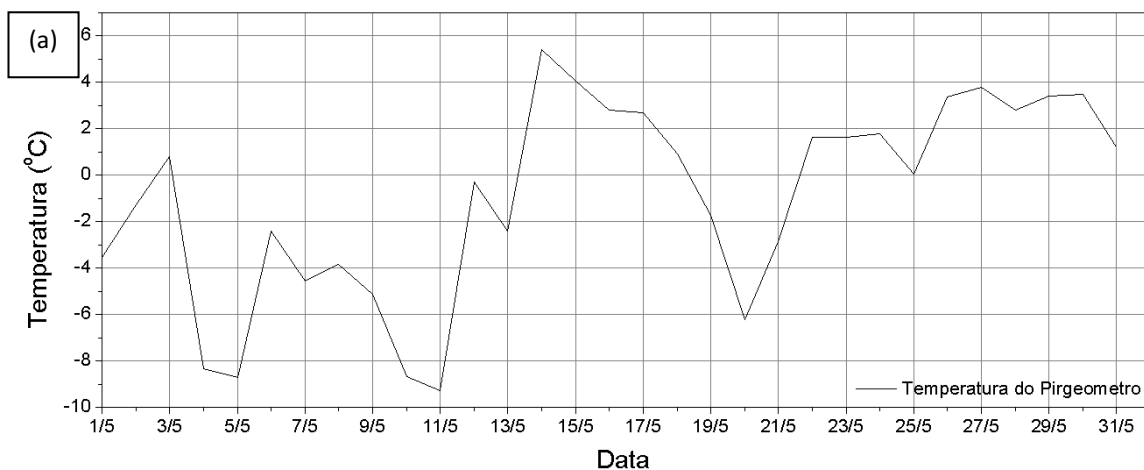


Figura 10: Valores médios diários do albedo.

Dois eventos com valores baixos de albedo (Figura 10) são observados no mês de maio (entre os dias 14 e 19 de maio e 22 e 31 de maio), um mês em que a cobertura de neve na região deveria manter o albedo alto.

Como no período estudado os sensores de temperatura ainda não estavam instalados na torre, foi usada a temperatura interna do pirgeômetro como uma indicação da temperatura do ar. Verifica-se que temperatura média diária do pirgeômetro entre os dias 14 e 19 de maio se manteve positiva, chegando a 6°C (Figura 11a). Entre os dias 22 e 31 de maio a temperatura também foi positiva, com um máximo de 5°C.

No período de temperaturas positivas, a média diária de $OL\uparrow$ e $OL\downarrow$ foi maior do que no início do mês (Figura 11b), indicando que a cobertura de neve não estava mais presente nesses períodos, fazendo com que o albedo da superfície fosse baixo (Figura 10). Entre os dias 19 e 21 de maio o albedo volta a ser alto, mostrando nova cobertura de neve na região, seguido de novo degelo entre 22 e 31 de maio. Nos dados de radiação de onda curta não foi detectado nenhuma alteração significativa no mês de maio.



(b)

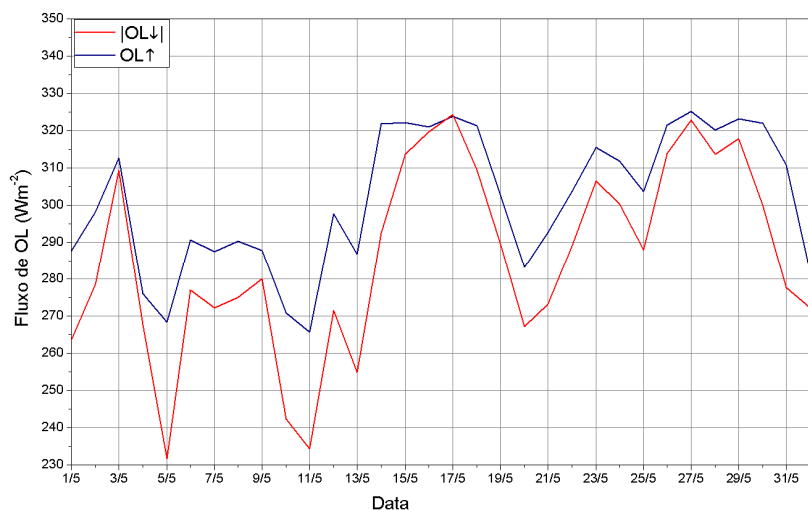


Figura 11: Valores médios diários do mês de maio de 2011 para: (a) temperatura medida pelo Pirgeômetro e (b) $|OL\downarrow|$ (linha vermelha) e $OL\uparrow$ (linha azul).

3.5 Transmissividade atmosférica

A transmissividade da atmosfera foi estimada a partir da expressão:

$$\Gamma = \frac{OC\downarrow}{I_0} \quad (9)$$

Estimou-se a transmissividade para cada valor disponível de $OC\downarrow$, e com esses valores foram feitos histogramas para o verão e o inverno (Figura 12). A transmissividade só foi estimada para valores absolutos de I_0 maiores do que 100 Wm^{-2} , para eliminar tendências relacionadas ao ângulo zenital baixo.

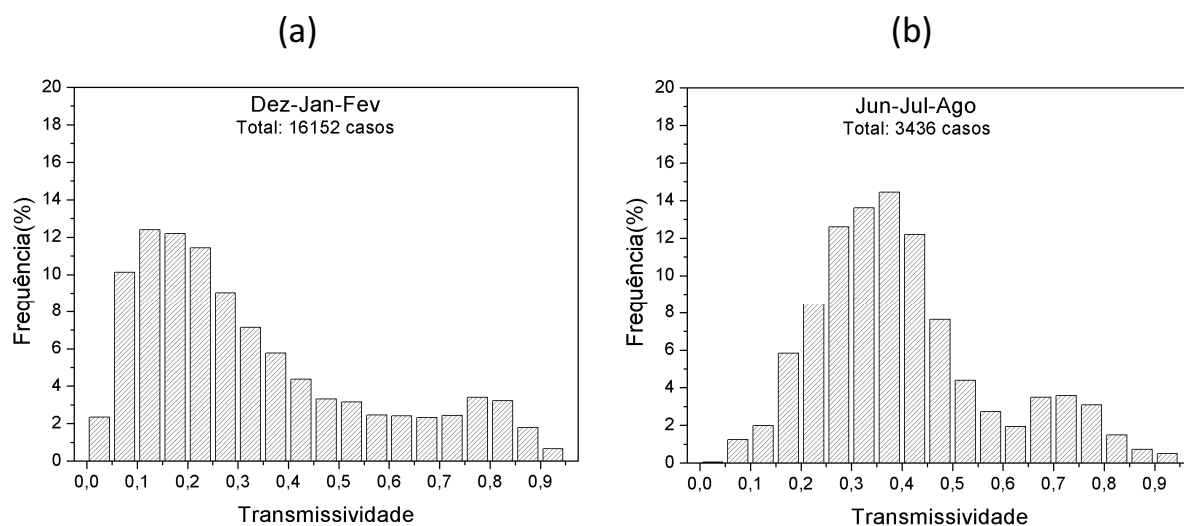


Figura 12: Histograma da transmissividade atmosférica, estimada na região da EACF no período de (a) verão e (b) inverno. O albedo foi estimado a partir dos dados com resolução temporal de 5min. A diferença no número total de dados entre verão e inverno é devido a duração do dia no verão (dias longos) e no inverno (dias curtos).

A transmissividade atmosférica depende da massa atmosférica, do conteúdo de vapor d'água e do ângulo zenital solar (van den Broeke et al., 2008). Assim, devido a grande quantidade de nuvens na região durante o verão, há alta absorção e espalhamento de $OC\downarrow$, o que faz com que os valores da transmissividade mais frequentes sejam baixos, entre 0,1 e 0,25 para 36% dos dados analisados. O período de inverno possui temperaturas mais frias, e assim a quantidade de vapor d'água no ar diminui e a transmissividade atmosférica aumenta. Os valores mais frequentes encontram-se entre 0,3 e 0,45 para 40% dos dados analisados.

4. Conclusão

Neste relatório foi apresentado o estudo do balanço de radiação e suas componentes com os dados do projeto ETA, obtidos *in situ* na EACF, no período de março de 2011 até fevereiro de 2012. Também foi discutido a transmissividade atmosférica e o albedo da superfície.

Foram elaborados programas em Fortran e Python para leitura e tratamento dos dados, assim como para obter os valores de I_o , da transmissividade atmosférica e do albedo.

A radiação de onda curta incidente possui uma variação grande, pois a região da EACF se situa numa região de alta latitude e por consequência baixa incidência de luz solar no inverno. A média anual é de -80 Wm^{-2} , sendo de -155 Wm^{-2} no verão e de -15 Wm^{-2} no inverno (Tabela 3).

A radiação de onda curta refletida tem grande relação com a cobertura de neve na região (albedo da superfície), sendo maior nos períodos em que há um aumento de incidência de luz solar e ainda há cobertura de neve, nos meses de setembro, outubro e novembro, com média de 60 Wm^{-2} . A média anual é de 26 Wm^{-2} e no inverno a média é de 11 Wm^{-2} . O albedo da superfície apresenta duas condições distintas, uma baixa no período de verão devido ao solo sem neve (0,1) e outra com albedo característico de neve no restante do ano (0,75).

A componente de radiação de onda longa emitida pela superfície apresenta média anual de 305 Wm^{-2} , no verão a média é de 334 Wm^{-2} e no inverno a média é de 275 Wm^{-2} .

A transmissividade atmosférica é baixa na região, devido principalmente a grande quantidade de nuvens presente na região durante todo o ano.

No estudo do balanço de radiação, verificou-se que a superfície da região de estudo perde energia radiativa de abril até agosto. A região possui maior ganho de energia nos meses de dezembro e janeiro, com média no verão de -103 Wm^{-2} . A maior perda de energia da superfície ocorre no mês de junho, com média de 16 Wm^{-2} no inverno. A média anual é negativa (-33 Wm^{-2}), ou seja, a região ganha energia.

Tabela 3: Médias anuais, do verão e do inverno das componentes do balanço de radiação.			
	Média anual	Verão (DJF)	Inverno (JJA)
OC↓(Wm ⁻²)	-80	-155	-15
OC↑(Wm ⁻²)	26	34	11
OL↓(Wm ⁻²)	-284	-302	-255
OL↑(Wm ⁻²)	305	334	275
R _n (Wm ⁻²)	-33	-103	16

Agradecimentos: A Bolsa PIBIC/CNPq n° 146301/2011-0 e ao INCT-APA.

5. Referências

- Aoki, T., T. Aoki, M. Fukabori, T. Takao, 2002: Characteristics of UV-B irradiance at Syowa Station, Antarctica: Analyses of the measurements and comparison with numerical simulations, *J Meteorol Soc Jpn*, 80(2), 161-170, doi:10.2151/jmsj.80.161.
- Bintanja, R. and van den Broeke, M., 1996: The influence of clouds on the radiation budget of ice and snow surfaces in Antarctica and Greenland in summer, *Int. J. of Climatology*, 16, 1281-1296.
- van den Broeke, M., D. As, C. Reijmer, R. Wal, 2003: Assessing and improving the quality of unattended radiation observations in Antarctica, *J. Atmos. Oceanic*, 21(9), 1417-1431, doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426\(2004\)021<1417:AAITQO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426(2004)021<1417:AAITQO>2.0.CO;2).
- van den Broeke, M., C. Reijmer, R. Wal, 2004: Surface radiation balance in Antarctic as measured with automatic weather stations, *J. Geophys. Res.*, 109, D09103, doi:10.1029/2003JD004394.
- van den Broeke, M., P. Smeets, J. Ettema, P.K. Munneke, 2008: Surface radiation balance in the ablation zone of the west Greenland ice sheet, *J. Geophys. Res.*, 113, D13105, doi:10.1029/2007JD009283.
- Doherty, S. J., S.G. Warren, T.C. Grenfell, A.D. Clarke, R.E. Brandt, 2010: Light-absorbing impurities in Arctic snow, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(23), 11647-11680, doi:10.5194/acp-10-11647-2010.
- Konzelmann, T., R.S.W. Wal, W. Greuell, R. Bintanja, A.A.C. Henneken, A. Abe-Ouchi, 1994: Parameterisation of global and longwave incoming radiation for the Greenland ice sheet, *Global Planet. Change*, 9, 143-164, doi: 10.1016/0921-8181(94)90013-2.

Grenfell, T.C., and D.K. Perovich, 2004: Seasonal and spatial evolution of albedo in a snow-ice-land-ocean environment, *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2003JC001866.

Iqbal, M., 1983: An Introduction to Solar Radiation, Academic Press Canada.

Liou, K. N., 1992: Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere – Theory, Observation, and Modeling. New York: Oxford University Press (Oxford Monographs on Geology and Geophysics, No. 20), 487 p.

Nakamura, T., O. Abe, T. Hasegawa, R. Tamura, T. Ohta, 2001: Spectral reflectance of snow with a known grain-size distribution in successive metamorphism, *Cold Regions Science and Technology*, 32 (1),13-26, doi: 10.1016/S0165-232X(01)00019-2.

6. Outras atividades acadêmicas desenvolvidas no período

A seguir são descritas outras atividades acadêmicas realizadas durante a vigência da bolsa.

6.1 Disciplinas cursadas no período

Agosto a dezembro de 2011:

- Meteorologia por Satélite – 7,7
- Agrometeorologia – 7,9
- Meteorologia Dinâmica – 6,9
- Fundamentos de Astronomia – 7,3

Fevereiro a junho de 2012:

- Física Experimental IV – 9,1
- Climatologia II – 7,9
- Biometeorologia – 8,3
- Meteorologia Sinótica – 8,5
- Micrometeorologia – 7,1
- Meteorologia Dinâmica II – 6,8

6.2 Participação em eventos científicos com apresentação de trabalho

Ruman C.J., Soares J., Oliveira A.P., Targino A.C.L., Codato G., 2011: Observational investigation of the radiation balance at the Brazilian Antarctic Station – preliminary results. XVIII Simpósio Brasileiro sobre pesquisas Antárticas. 21 a 23 setembro 2011. IG-USP. São Paulo. Recebeu menção honrosa de melhor painel (ANEXO I).

Ruman C.J. e Soares J., 2011: Resultados preliminares do balanço observacional de radiação na estação Antártica brasileira. XVI Simpósio de Iniciação Científica do IAG/USP, Outubro de 2011 (ANEXO II).

Ruman C.J. e Soares J., 2011: Estudo do balanço de radiação e evolução sazonal de suas componentes na superfície da região Antártica. 19º SIICUSP, Novembro de 2011. (ANEXO III)

Ruman C.J., Soares J., Oliveira A.P., Targino A.C.L., Codato G., 2012: Surface radiation balance and radiometric properties at the Brazilian Antarctic station – preliminary results of the ETA Project. XXXII SCAR Open Science Conference. 13 a 19 julho 2012. Portland, OR, EUA. (ANEXO IV)

ANEXO I



ANEXO II

CERTIFICADO



Z Abraham

PROFA. DRA. ZULEMA ABRAHAM
PRESIDENTE COMISSÃO DE PESQUISA

Tercio Ambrizzi

PROF. DR. TÉRCIO AMBRIZZI
DIRETOR DO IAG



IAG - USP

ANEXO III

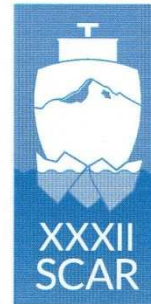


ANEXO IV

Caio Jorge Ruman
University of Sao Paulo
Brazil

2012
Portland, Oregon

- Open Science Conference
- Standing Scientific Groups
- Delegate
- Guest
- Banquet



Official Receipt

0 GBP



Biennial meetings of
the Scientific Committee on
Antarctic Research and
satellite workshops convened
from 13 to 25 July 2012 in
Portland, Oregon, USA.
Registration managed by the
International Glaciological
Society, Cambridge, England.

