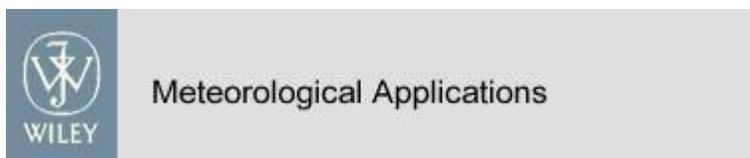


Publicações relacionadas ao FluTuA

1. Bacellar, S., Oliveira, A.P., Soares, J. and Servain, J., 2008: Assessing the diurnal evolution of surface radiation balance over the Tropical Atlantic Ocean using in situ measurements carried out during the FluTuA Project. Meteorological Applications (Submetido). **(ANEXO 1)**.
2. Oliveira, A.P., 2007: Relatório da Viagem de instalação da Torre Micrometeorológica do Projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico). **(ANEXO 2)**.
3. Amendola, R.M., 2007: Investigação da Camada de Mistura Oceânica na região do Arquipélago de São Pedro e São Paulo. Relatório Final de Pesquisa de Iniciação Científica CNPq/PIBIC. Agosto 2007. **(ANEXO 3)**.
4. Skielka, U. T., 2007: Estudo das condições meteorológicas e oceanográficas no Arquipélago de São Pedro e São Paulo. Relatório Final de Pesquisa de Iniciação Científica - PIBIC/CNPq. Março 2007. **(ANEXO 4)**.
5. Dutra, L.M.M., 2007: Estimativa dos fluxos verticais turbulentos de calor na superfície. Relatório Parcial de Pesquisa de Iniciação Científica do Programa Ensinar com Pesquisa da Pró Reitoria de Graduação da USP. Dezembro 2007. **(ANEXO 5)**.
6. Skielka, U. T. e Soares, J.; 2007: Estudo comparativo de dados de fluxos turbulentos na região do Arquipélago de São Pedro e São Paulo. VII Simpósio de Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite. **(ANEXO 6)**.
7. Skielka, U. T. e Soares, J.; 2007: Investigação dos Fluxos Turbulentos na Interface Ar-Mar no Arquipélago de São Pedro e São Paulo. XII Simpósio de Iniciação Científica do IAG/USP. **(ANEXO 7)**.
8. Peres, J.R.R. e Soares, J.; 2007: Estudo do balanço de radiação sobre o oceano Atlântico Tropical na região do Arquipélago de São Pedro e São Paulo. XII Simpósio de Iniciação Científica do IAG/USP. **(ANEXO 8)**.
9. Dutra, L.M.M. e Soares, J.; 2007: Estimativa dos fluxos verticais turbulentos de calor na superfície. XII Simpósio de Iniciação Científica do IAG/USP. **(ANEXO 9)**.
10. Amendola, R.M, Soares, J.R, 2007: Determinação da profundidade da camada de mistura oceânica na região do Arquipélago de São Pedro e São Paulo. XII Simpósio de Iniciação Científica do IAG-USP. **(ANEXO 10)**.
11. Brasília, E.M.S., Soares, J., 2007: Sistema de aquisição e transmissão de dados do projeto FluTuA. XII Simpósio de Iniciação Científica do IAG-USP. **(ANEXO 11)**.
12. Silva, M, e Oliveira, A.P., 2007: Estimativa do balanço de radiação líquida na superfície – utilização do projeto FluTuA no desenvolvimento de rotinas no curso de graduação em meteorologia XII Simpósio de Iniciação Científica do IAG-USP.. **(ANEXO 12)**.
13. Peres, J.R.R. e Soares, J.; 2007: Balanço de radiação sobre a região do Arquipélago de São Pedro e São Paulo. XV Simpósio Internacional de Iniciação Científica da USP. **(ANEXO 13)**.
14. Dutra, L.M.M. e Soares, J.; 2007: Fluxos verticais turbulentos de calor na superfície da região do Arquipélago de São Pedro e São Paulo. XV Simpósio Internacional de Iniciação Científica da USP. **(ANEXO 14)**.
15. Silva, M, e Oliveira, A.P., 2007: Balanço de radiação sobre o oceano Atlântico - utilização do projeto FluTuA no desenvolvimento de algoritmos computacionais para o curso de graduação em meteorologia. XV Simpósio Internacional de Iniciação Científica da USP. **(ANEXO 15)**.

16. Skielka, U. T., 2006: Estudo das condições meteorológicas e oceanográficas no Arquipélago de São Pedro e São Paulo. Segundo Relatório Parcial de Pesquisa de Iniciação Científica - PIBIC/CNPq. Agosto 2006. **(ANEXO 16)**.
17. Skielka, U. T., 2006: Estudo das condições meteorológicas e oceanográficas no Arquipélago de São Pedro e São Paulo. Primeiro Relatório Parcial de Pesquisa de Iniciação Científica. - PIBIC/CNPq. Fevereiro 2006. **(ANEXO 17)**.
18. Skielka, U. T. e Soares, J.; 2006: Estudo das Condições Meteorológicas e Oceanográficas no Arquipélago de São Pedro e São Paulo. XI Simpósio de Iniciação Científica do IAG/USP. **(ANEXO 18)**.
19. Skielka, U. T. e Soares, J., 2006: Estudo das Condições Meteorológicas e Oceanográficas no Arquipélago de São Pedro e São Paulo. XIV Simpósio Internacional de Iniciação Científica da USP. **(ANEXO 19)**.
20. Skielka, U. T. e Soares, J., Oliveira, A. P.; 2006: Investigação dos Fluxos Turbulentos na Interface Ar-Mar no Arquipélago de São Pedro e São Paulo. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. **(ANEXO 20)**.
21. Soares, J., 2005: FluTuA – Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico. Projeto de Auxílio à Pesquisa. Fapesp. **(ANEXO 21)**.
22. Soares, J. e Oliveira, A.P., 2005: FluTuA – Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico. Projeto de Auxílio à Pesquisa. CNPq. **(ANEXO 22)**.
23. Bacellar, S.A., Oliveira, A. P., Soares, J., 2005: Estudo do balanço de radiação sobre o oceano Atlântico tropical In: XI Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 2005, São Paulo. Anais do XI Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada. p.2072 – 2088. **(ANEXO 23)**.
24. Bacellar, S.A., Oliveira, A. P., Soares, J., Servain, J., 2004: Preliminary results of the surface radiation balance over the Tropical Atlantic Ocean In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, Fortaleza, Ceará. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. CD. **(ANEXO 24)**.
25. Soares, J., Oliveira, A. P., Servain, J., Bacellar, S.A., 2004: Resultados preliminares do balanço de energia sobre o oceano Atlântico tropical (PROJETO FluTuA) In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, Ceará. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. CD. **(ANEXO 25)**.
26. Codato, G., 2004: 2ª Campanha de Medidas do Projeto FluTuA no Arquipélago de São Pedro e São Paulo **(ANEXO 26)**.
27. Oliveira, A.P., 2002: Relatório de viagem da 1ª Campanha de Medidas do Projeto FluTuA no Arquipélago de São Pedro e São Paulo **(ANEXO I)**.
28. Soares, J., Oliveira, A. P., Wainer, I., Servain, J., 2001: Turbulent fluxes over the tropical Atlantic Ocean In: WCRP/SCOR Workshop Intercomparison and validation of Ocean-Atmosphere Flux Fields, 2001, Potomac, MD, USA. Proceedings of Intercomparison and validation of Ocean-Atmosphere Flux Fields. Geneva, Switzerland: WMO, 2001. v.WCRP. p.334 – 337



Assessing the diurnal evolution of surface radiation balance over the Tropical Atlantic Ocean using in situ measurements carried out during the FluTuA Project

Journal:	<i>Meteorological Applications</i>
Manuscript ID:	draft
Wiley - Manuscript type:	Research Article
Date Submitted by the Author:	n/a
Complete List of Authors:	Bacellar, Sarasvati; USP, Atmospheric Sciences Oliveira, Amauri; University of São Paulo, Atmospheric Sciences; USP, Atmospheric Sciences Soares, Jacyra; USP, Atmospheric Sciences Servain, Jacques; IRD de Bretagne
Keywords:	Albedo, Atmospheric transmissivity, Surface emissivity, Air-sea interaction, Sao Pedro and Sao Paulo Archipelago



1
2
3
4 **Assessing the diurnal evolution of surface radiation balance over the Tropical**
5
6 **Atlantic Ocean using *in situ* measurements carried out during the FluTuA Project**
7
8

9
10
11 Sarasvati Bacellar ¹, Amauri P. Oliveira * ¹, Jacyra Soares ¹ and Jacques Servain ²
12
13

14
15
16 ¹ Department of Atmospheric Sciences, University of São Paulo, Brazil.
17

18 ² Centre IRD de Bretagne (UR 065), Plouzané, France.
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52

53
54

55 * Correspondence to: Amauri Pereira de Oliveira
56 Departamento de Ciencias Atmosfericas – IAG-USP
57 Rua do Matao, 1226, Sao Paulo, SP, Brazil, 05508-090.
58 Fax: + 55 11 30914714, Tel: + 55 11 3091 4701
59 E-mail: apdolive@usp.br
60

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

ABSTRACT: In this work the diurnal evolution of the radiation balance components over the Tropical Atlantic Ocean is described and analysed. The analysis is based on measurements carried out on board of the Brazilian Navy Ship, during the observational campaign of the FluTuA Project (“Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico”), during 15 and 23 May 2002. The observations indicated that the albedo responds as expected to the atmospheric attenuation effects with a diurnal evolution similar to the Fresnel albedo. In general, the longwave observed values agreed better with the estimated values obtained without longwave reflection. In agreement with the literature, the average surface emissivity was around 0.97. The net radiation, estimated from published expressions for albedo, atmospheric transmissivity and surface emissivity, agreed with the observations, indicating that these parameters are representative of the radiometric properties of the air-sea interface in the region between Natal (6°S, 35.2°W) and São Pedro and São Paulo Archipelago (1°N, 29.3°W).

KEY WORDS Albedo, atmospheric transmissivity, surface emissivity, air-sea interaction and São Pedro and São Paulo Archipelago.

1. Introduction

The climate change issues have brought up attention to the scarcity of information about the short-term variation of ocean-atmosphere interactions. Discrepancies between climate models are known worldwide and are particularly important over the tropical and subtropical regions of the Atlantic Ocean in the Southern Hemisphere. There, climate models diverge about the intensity of the heat, moisture and momentum fluxes between atmosphere and ocean (Wainer *et al.* 2003). To assess the uncertainty of the climate values and to improve the knowledge of the climatology of the ocean-atmosphere interaction is necessary *in situ* measurement data. However, there are very few field measurements over the Southern Atlantic Ocean with the time and space resolution required to investigate the atmospheric short-term variations (Dourado and Oliveira, 2001).

The EQUALANT 99 (component of the ECLAT - Etudes CLimatiques dans l'Atlantique Tropical program, French component of the international CLIVAR - CLImate VARIability and predictability program), for instance, was mainly dedicated to the oceanic circulation in the tropical Atlantic basin (Gouriou *et al.* 2001) but was also devoted to surface fluxes for obtaining bulk flux parameterization adapted to the mooring network in this region [the Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) program; Servain *et al.* 1998]. Analysis of this experiment is still in progress (Weill *et al.* 2003).

Over the North of the Tropical Atlantic Ocean, in the summer of 1974, was conducted the Global Atmospheric Research Program's (GARP) Atlantic Tropical Experiment (GATE) (Kuettner, 1974) and more recently the AERosol and Ocean Science Expedition (AEROSE). The fundamental purpose of the AEROSE mission was to provide a set of critical

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

measurements to characterize the impacts and microphysical evolution of Saharan dust aerosol transport across the Atlantic Ocean (Nalli *et al.* 2006).

Nowadays, the PIRATA Program deploys and currently maintains an array of 12 next generation ATLAS (Autonomous Temperature Line Acquisition System) buoys with the principal objective of describing and understanding the evolution of the sea surface temperature, upper ocean thermal structure and air-sea fluxes of momentum, heat and fresh water in the tropical Atlantic. The oceanic and meteorological observations are transmitted to the shore via satellite by Service Argos and are available in near real-time on the Internet (<http://www.ifremer.fr/orstom/pirata/pirataus.html>).

The present work describes the *in situ* radiation observations obtained during 15-23 May 2002, as part of the FluTuA Program (Soares *et al.* 2001). These observations were carried out on board of the Brazilian Navy Ship (*Comte. Manhães*) between Natal (6°S , 35.2°W) and São Pedro and São Paulo Archipelago (1°N , 29.3°W) as indicated in Figure 1.

The FluTuA Program intends to measure turbulent fluxes at the atmospheric surface layer and vertical profiles of meteorological and oceanographic parameters over the western Tropical Atlantic Ocean. The major goals are to characterize observationally the interaction between the atmosphere and the ocean in micro, meso and macro scales to calibrate numerical models. The superficial boundary layer fluxes will be determined from an instrumented tower located in the Brazilian Tropical island “São Pedro and São Paulo Archipelago” (SPSPA). This island is located in the open sea at 1°N , 29.3°W , approximately 1100 Km from the continent of South America.

Very little is known about the meteorological and oceanographic conditions in the SPSPA region. During 1983-1984, *in situ* wind measurements were collected at SPSPA, as part of FOCAL/SEQUAL (Français Océan Climate Atlantique Equatorial / Seasonal Equatorial

1
2
3
4 Atlantic Experiment) experiment. The data indicated that the wind velocity shows a relaxation
5
6 period observed from at least February through April in 1983 and from January through May
7
8 in 1984. From April through November 1983 and from May to the end of October 1984, the
9
10 winds were practically constant, with a mean velocity of about 6.9 m s^{-1} in 1983 and 6 m s^{-1} in
11
12 1984 (Colin and Garzoli 1987).
13
14

15
16 Due to the lack of information available in the literature about the behaviour of the
17
18 surface radiation components over the Tropical Atlantic Ocean this work compares the
19
20 diurnal evolution of radiometric properties of the atmosphere (broad band transmissivity) and
21
22 surface (albedo, emissivity and net longwave radiation) with general expressions, tested for
23
24 open ocean conditions at tropical latitudes, available in the literature (WGASF, 2000).
25
26

27
28 The *in situ* observations and the correction used for the solar heating effects on the
29
30 longwave radiation are described in section 2. The main results are displayed in section 3 and
31
32 the discussions and conclusions are in section 4.
33
34

35 36 37 38 **2. Observations**

39
40
41
42 The observations were carried out on board of the Brazilian Navy ship *Comte. Manhães*. The
43
44 ship was set up with wind velocity sensors, air temperature and relative humidity sensors,
45
46 radiation sensor and water temperature sensor (Figure 2). The characteristic of each sensor is
47
48 described in Table I. Water temperature sensor was protected from direct solar radiation and
49
50 measured the water temperature in the first 1 m of the surface. According to Kurzeja *et al.*
51
52 (2005) the measurements of water temperature correspond to the bulk sea surface temperature
53
54 (SST). In this experiment, the bulk SST observations were periodically compared with the
55
56 water temperature collected using a bucket.
57
58
59
60

1
2
3
4 The sensors were connected to the data acquisition system Datalogger 21X, manufactured
5
6 by Campbell Inc. The sampling rate was set equal to 0.2 Hz and 5-minute average was
7
8 calculated for all variables.
9

10
11 The net radiation sensor was set up in the up front of the vessel, about 1 meter far from
12
13 the ship, and 6 meters above the sea surface. The net radiation sensor was fixed with respect
14
15 to the ship and no compensation was carried out for the ship movement. The air temperature
16
17 and relative humidity sensors were set up at the upper level of the ship, near to the wind
18
19 sensors, at 11 meters above the sea surface. Two anemometers were set up in the boom
20
21 located at the upper level of the ship, also 11 m above the sea surface. The anemometers were
22
23 oriented in the direction parallel and perpendicular to the ship.
24
25
26
27

28 The performance of the four radiation sensors, forming the model CNR1 net radiometer
29
30 manufactured by from Kipp-Zonen Inc., were, prior and after the campaign, individually
31
32 compared with a PSP pyranometer (shortwave sensor) and PIR pyrgeometer (longwave
33
34 sensor), both manufactured by Eppley Lab Inc. The Kipp-Zonen net radiometer and Eppley
35
36 radiometers were set side-by-side measuring incoming solar and atmospheric radiation at the
37
38 surface during few days. Information about Eppley sensors and calibration procedure can be
39
40 found in Oliveira *et al.* (2006). The results (not shown here) indicated an agreement
41
42 compatible with the accuracy provided by the manufacturer (Table I). Similar performance
43
44 tests were carried out for the other sensors used in the observational campaign (Table I).
45
46
47
48

49 The solar heating effects on the performance of the longwave radiation sensor were
50
51 corrected using the expression proposed by Pérez and Alados-Arboledas (1999):
52

$$53 \quad LW^{Cor} = LW^{Obs} - [0.033 + 0.015 \exp(-V/3.2)] SW_{DW} \quad (1)$$

54 Here it was assumed that $V = \sqrt{u_{air-ship}^2 + v_{air-ship}^2}$ is the absolute value of the wind
55
56 velocity respects to the ship ($m s^{-1}$), LW^{Obs} corresponds to the observed values of longwave
57
58
59
60

1
2
3
4 radiation emitted by the atmosphere or by the surface and SW_{DW} is the incoming solar
5
6 radiation at the surface.
7
8

9
10 Expression (1) was derived originally for direct horizontal solar radiation, however as
11 pointed out by Pérez and Alados-Arboledas (1999) it can also be applied using global solar
12 radiation. This expression was also developed exclusively for correct dome emission effects
13 in pyrgeometer model PIR manufactured by Eppley Inc., which has a bulged dome. The Kipp-
14 Zonen longwave radiation sensors are CG3 model having a flat dome. Even though the internal
15 circuitry compensates heating effects on longwave radiation measurements, it will be shown
16 in next sections that the pronounced diurnal cycle in both upward and downward longwave
17 radiation was eliminated when Expression (1) is applied.
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27

28 The ship position and trajectory were obtained from an onboard GPS system (Figure 3).
29 This information was also used to estimate the ship velocity and direction. The ship direction
30 corresponds to the angle formed between the ship and the North direction, analogous to the
31 horizontal wind direction angle in the meteorological convention. The wind velocity and
32 direction were estimate using the wind velocity components measured on board of the ship
33 and considering the ship aligned with a straight line between two consecutive GPS positions.
34
35
36
37
38
39
40
41
42

43 Most of the time the measurements were performed at open-ocean conditions where the
44 air temperature was higher than the sea surface temperature. Only near the continent (very
45 begin of the experiment, shown as number 1 in Figure 4a) and near Fernando de Noronha
46 Archipelago (shown as number 3 in the figure) the air temperature was lower than the sea
47 surface temperature. It is interesting to note that nearby the SPSPA (indicated as number 2 in
48 Figure 4a) the environment behaves like an open ocean. The SPSPA is an outcrop of the mid-
49 Atlantic Ridge; its largest island has an area of approximately 7500 m^2 with the highest point
50 at 17 meters. Therefore, the geographical location and low topographic features of SPSPA
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3
4 characterize this site as an ideal place to measure unobstructed meteorological parameters
5
6 under open ocean conditions. The air and water temperatures are also shown in Figure 4b for
7
8 year day 136.
9

10
11 During the expedition all measurements on board of the ship were taken in terms of the
12
13 local time (LT) of Natal (6°S, 35.2°W) which corresponds to the Brazilian standard time. In
14
15 order to reduce discrepancies between the sun actual positions at different longitudes
16
17 occupied by the ship during the trip, all measurements were reported in terms of the local time
18
19 of Natal, corresponding to the Brazilian standard time (45° W) by taking into account the
20
21 longitude variation of the ship. In this work, all radiation fluxes are positive when oriented
22
23 upward and vice versa.
24
25
26
27
28
29

30 31 **3. Results**

32
33 Here will be shown the radiometric properties (surface emissivity, net sky transmissivity and
34
35 surface albedo) of the region and the net radiation at the surface.
36
37
38
39
40
41

42 43 **3.1 Surface emissivity**

44
45 Over the ocean, the longwave radiation emitted by the atmosphere (LW_{DW}) can be estimated
46
47 as (Clark *et al.*, 1974):
48
49

$$50
51
52 LW_{DW} = (R_N^{LW} - \varepsilon_0 \sigma T_s^4) / (1 - \alpha_{LW}) \quad (2)$$

53
54 where R_N^{LW} is the net longwave radiation at the surface, ε_0 is the surface emissivity assumed
55
56 equal to 0.98, σ is the Stefan-Boltzman constant, T_s is the surface temperature measured
57
58
59
60

with the thermistor dropped in the water (Figure 4) and α_{LW} is the longwave radiation reflectivity of the surface set equal to 0.045 (Josey *et al.* 1997).

Clark *et al.* (1974) gives an empirical expression to estimate the net longwave radiation over open ocean conditions:

$$R_N^{LW} = \left(a - b \sqrt{e_A} \right) \varepsilon_0 \sigma T_S^4 (1 - \lambda n^2) + 4 \varepsilon_0 \sigma T_S^3 (T_S - T_A) \quad (3)$$

where e_A is the vapour pressure value in mb, T_A is the air temperature measured on board of ship at 11 m above the sea level (Figure 4), a and b are empirical constants set equal to 0.39 and 0.05 (Josey *et al.* 1997) and n is the fractional cloud cover in oktas. The latitude dependent cloud cover coefficient, λ , assumes the value of 0.51 for 0° (Clark *et al.*, 1974).

The vapour pressure, used in Expression (3), was estimated using observed relative humidity of the air at 11 m and considering the atmospheric pressure constant and equal to 1010 mb.

As an example, longwave measurements carried out on year day 136 will be shown here. The other days present behaviour similar to year day 136.

Figure 5 displays the observed and estimated values of R_N^{LW} . The match between the observed values (grey circles in the figure) and the estimated values improves with the specification of a fractional cloud cover. Here n was set equal to 2 oktas (continuous line in Figure 5) because, during short periods of time, some clouds were very often present affecting the net longwave radiation even when the atmospheric transmissivity was high (section 3.2).

The observed values of LW_{DW} , corrected by Expression (1) and without correction, are displayed in Figure 6 together with the estimated values of LW_{DW} with α_{LW} equal to 0.0.

Using the estimated values as reference (continuous line in Figure 6) is possible to verify that the diurnal oscillations present in the observed values of LW_{DW} are not related to the

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

diurnal cycle of the surface and air temperatures (Figure 4b) but they are related to the solar heating effects on the radiation sensor (Pérez and Alados-Arboledas, 1999; Weller *et al.*, 2004).

The diurnal evolution of the atmospheric downward longwave radiation estimated using Expression (2) and corrected using Expression (1) is indicated in Figure 7. The observed LW_{DW} emission, at 6 m, is within the estimated LW_{DW} using α_{LW} equal to zero (thin line in Figure 7) and α_{LW} equal to 0.045 (thick line in Figure 7).

The estimated LW_{DW} emission reproduced the observation regardless the value of α_{LW} . A more conclusive figure about the role of longwave radiation reflection at the surface will be shown next.

The outgoing longwave radiation from the surface (LW_{UP}) corresponds to the emission from the surface plus the downward atmospheric emission reflected upwards by the surface.

$$LW_{UP} = \varepsilon_0 \sigma T_S^4 - \alpha_{LW} LW_{DW} \quad (4)$$

Figure 8 shows the diurnal evolution of the observed and estimated values of LW_{UP} , using Expression (4) and corrected by Expression (1). Similarly to LW_{DW} the diurnal oscillations present in the observed values of LW_{UP} are not related to the diurnal cycle of the surface and air temperatures (Figure 4b) but they can be related to the solar heating effects on the radiation sensor. Similar radiation effect was detected in the TOGA-CORE experiment and removed from the longwave radiation atmospheric emission using a different method but with similar outcome (Weller *et al.*, 2004).

According to Figure 9, the best match between the estimated and observed values of the longwave radiation emitted by the surface is obtained when the LW_{UP} values are estimated without considering the longwave reflection of the surface (thin line in Figure 9).

The corrected values of surface longwave radiation emission were used to estimate the emissivity of the surface (ε_{OBS}), following the expression:

$$\varepsilon_{OBS} = (LW_{UP}^{Cor} - \alpha_{LW} LW_{DW}^{Cor}) / \sigma T_S^4 \quad (5)$$

The frequency of the surface emissivity values (Figure 10) shows that the most probable value of surface emissivity is 0.97. This value, obtained using (5) and $\alpha_{LW} = 0$, is consistent with the surface emissivity 0.98 used in net longwave radiation bulk formula. Recent observations have indicated similar surface emissivity over tropical open ocean conditions (Bhat *et al.*, 2003). The observed value also agrees with the emissivity observed by Smith *et al.* (1996) between 8 and 13 μm and near to nadir view.

3.2 Net sky transmissivity

In the absence of clouds the diurnal evolution of the net sky transmissivity (Γ) can be estimated from the following expression (Stull, 1988):

$$\Gamma = (a_\Gamma + b_\Gamma \cos Z) \quad (6)$$

where a_Γ and b_Γ are constants that take into consideration the clear sky depletion and Z is the solar zenith angle, defined to be the angle between the sun and the vertical.

The broadband transmissivity of the atmosphere was obtained as $\Gamma = SW_{DW} / SW_{DW}^T$, where SW_{DW} is the incoming solar radiation at the surface. The solar radiation at the top of the atmosphere SW_{DW}^T was estimated using $SW_{DW}^T = -I_0 \cos Z$, with I_0 being the solar constant given by $I_0 = (\bar{D}/D)^2 S_0$, where \bar{D} is the average distance between the Sun and the Earth, D is the actual Sun-Earth distance, S_0 is the average solar constant assumed equal to

1
2
3
4 1366 W m⁻² (Frölich and Lean, 1998) and Z is the solar zenith angle calculated according to
5
6
7 Iqbal (1988).

8
9
10 Figure 11 displays the time variation of the sky atmospheric transmissivity observed and
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
estimated by Expression (6) using the coefficient set derived from observed clear sky
transmissivity data ($a_r = 0.5$ and $b_r = 0.3$). Unfortunately, there was no cloud observation
during the expedition.

The observed and estimated incoming shortwave radiations, at the surface using
 $\Gamma = 0.5 + 0.3 \cos Z$, and the solar radiation at the top of the atmosphere are displayed in Figure
12. Despite the unaccounted presence of clouds, the observed net sky transmissivity and, as
consequence, the global solar radiation at the surface are very well characterized using
 $\Gamma = 0.5 + 0.3 \cos Z$.

Li and Lam (2001) classified the sky condition, during a particular time period, according
to the value of Γ (or K_T , as named in their paper). They have found that the sky is clear when
 Γ is greater than 0.7; party cloud when $0.15 < \Gamma < 0.7$ and overcast when Γ is smaller than
0.15. For instance, considering the period investigated here (May, 2002), the minimum value
of solar zenith angle was around 20°, generating a Γ value of the order of 0.78. The minimum
 Z for day 136 is 22.5° and the minimum Z for day 141 is 20.8° resulting in Γ values of,
respectively, 0.777 and 0.781. According to Li and Lam (2001), these values can be classified
as clear sky condition. Oliveira *et al.* (2002) also found close values to clear sky conditions
for polluted continental areas in Brazil.

Therefore, despite the presence of some clouds, mainly during the afternoon, both days
are basically clear sky days.

The intensity of global solar radiation can be attenuated by aerosol and moisture content
of the atmosphere. Dust transport from Africa can reach the tropical portion of the Atlantic

Ocean (Nalli *et al.* 2004). Unfortunately, there were no measurements of air aerosol content during FluTuA expedition. However, the transmissivity values obtained here indicate that the aerosol effects were not too strong to affect significantly the solar radiation at the surface, during the investigated period.

3.3 Surface albedo

The surface albedo over the ocean (α) can be estimated from the following expression:

$$\alpha = 0.50 \left[\frac{\sin^2(Z - r)}{\sin^2(Z + r)} + \frac{\tan^2(Z - r)}{\tan^2(Z + r)} \right] \quad (7)$$

where r is the refraction angle of the light in the water given by $r = \arcsin[(\sin Z)/ni]$, ni is the seawater refraction index equal to 1.33. In this expression, named after Fresnel, the surface of the water is considered plane and the contribution from diffuse solar radiation reflection is not included (Cogley, 1979).

According to Jin *et al.* (2004), the surface albedo is function of the transmissivity (cloud cover, atmospheric load of aerosol and water vapour), zenith angle, ocean surface state (wind velocity) and chlorophyll water content. Payne (1972) found that the albedo does not depend on the solar zenith angle when the transmissivity values are below 0.1. On the other hand, for transmissivity between 0.60 and 0.65 the albedo shows a very well defined variation with solar zenith angle, following closely the behaviour described by Fresnel relationship (7).

Figure 13 shows the average surface albedo as a function of solar zenith angle, calculated from the solar radiation observations as $\alpha = -SW_{UP}/SW_{DW}$, where SW_{UP} is the observed outgoing solar radiation from the surface. The observed average albedo for lower zenith angles, about 0.06, is compatible with the albedo value found by Payne (1972) for conditions

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

of light winds and relatively smooth seas, however it disagrees with the predicted values from Expression (7). The albedo obtained by Jin *et al.* (2004), derived from two years of observations and considering only clear sky conditions, agreed well with the Fresnel albedo.

Considering the albedo diurnal evolutions during year days 136 and 141, it can be seen that the discrepancies between the observed albedo and the albedo estimated using Fresnel expression are more pronounced in year day 136 (Figure 14a) than in year day 141 (Figure 14b). These discrepancies can be caused by the anomalous larger values of albedo observed when the ship was moving from SW to NE directions, facing the Northern Hemisphere, towards the SPSPA (Figure 3).

During the entire field campaign, the sun occupied the Northern Hemisphere and therefore the incoming solar radiation reflected over the sensor positioned in the frontal part of the ship increased artificially the albedo. During the return from SPSPA the ship was facing the Southern Hemisphere and the reflection caused by the ship was not significant.

The observed albedo dependence with the ship orientation can be more clearly seen in Figure 15. For all solar elevation angles, the estimated albedo, given by Expression (7), matches the observed albedo during year days 141 to 143, when the solar radiation sensors were not located between the ship and the sun.

The ship reflection effect can also be identified considering the dependence between albedo and transmissivity. According to Payne (1972) and Simpson and Paulson (1979), for large transmissivity values the sea surface albedo behaves like Fresnel varying with the solar elevation.

Figure 16 shows the observed albedo as a function of the solar elevation angle for different transmissivity intervals. The albedo values obtained, for mid-ocean (35°N, 155°W), by Simpson and Paulson (1979) are also displayed in Figure 16.

1
2
3
4
5 For low transmissivity conditions (cloudy skies or $0 < \Gamma < 0.33$) the albedo values found
6 by Simpson and Paulson (1979) have a smaller dependence with the sun position than the
7 observed albedo (Figure 16a). For partially cloudy ($0.4 < \Gamma < 0.5$) and clear ($0.5 < \Gamma < 0.6$)
8 sky conditions the observed albedo response to the solar elevation follows the behaviour
9 found by Simpson and Paulson (1979). Larger discrepancies in these two last conditions are
10 found between year days 135 and 138 (open circles in Figure 16b,c) when the ship was facing
11 the Northern Hemisphere.
12
13
14
15
16
17
18
19

20
21 Figure 17 shows the albedo as a function of the atmospheric transmissivity for two values
22 of sun elevation (10° and 70°). The results obtained by Payne (1972) in the mouth of
23 Buzzards Bay, USA ($41^\circ 24' N$, $71^\circ 02' W$) and shown in Figure 3 of his work are also
24 displayed in Figure 17. The 10° and 70° sun elevation values were estimated considering,
25 respectively, the average albedo for sun elevations between 5 and 15 degrees and 65 and 75
26 degrees. The observations carried during FluTuA follow the Payne (1972) prediction during
27 the return leg (year days 141-143), when the ship was facing the Southern Hemisphere.
28 During the expedition towards SPSPA (year days 135-138) the discrepancies are larger for
29 sun elevation of 70 degrees as a consequence of the ship reflection effects.
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41

42
43 As expected, the behaviour of the shortwave radiation reflected by the ocean surface
44 agrees with the estimated values when the ship was moving back from SPSPA and, therefore,
45 facing the Southern Hemisphere (Figure 18). The largest discrepancies between the observed
46 and estimated SW_{UP} were found during the year days 139 and 140 (not shown here) when the
47 ship was practically not moving (Figure 3). Therefore, these days were removed from the
48 analysis carried out for albedo and displayed in Figures (13), (15), (16) and (17).
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

3.4 Net radiation at surface

The estimated net radiation at the ocean surface (R_n) was evaluated considering the shortwave and longwave atmospheric components at the air-sea interface:

$$R_N = SW_{DW} + SW_{UP} + LW_{DW} + LW_{UP} \quad (8)$$

where the shortwave radiation components SW_{DW} and SW_{UP} were evaluated using the transmissivity coefficients given by T and the surface albedo given by Expression (7).

The daytime evolution of the difference between estimated and observed values of net solar radiation ($R_N^{SW} = SW_{DW} + SW_{UP}$) and of the net longwave radiation ($R_N^{LW} = LW_{DW} + LW_{UP}$) is displayed in Figure 19. The major differences can be due to the fact that in the used expressions it was not included cloud effects because no cloud cover observation was carried out during the trip. The cloud effects, indicated by large negative values of ΔR_N^{SW} ($\Delta R_N^{SW} = R_N^{SW} \Big|_{Est} - R_N^{SW} \Big|_{Obs}$) in Figure 19a, are closely related to relatively large positive values of ΔR_N^{LW} ($\Delta R_N^{LW} = R_N^{LW} \Big|_{Est} - R_N^{LW} \Big|_{Obs}$) in Figure 19b.

To evaluate the net radiation, the longwave radiation components LW_{DW} and LW_{UP} were estimated using Expression (2) and Expression (4) considering emissivity equal to 0.97, α_{LW} equal to 0.0 and clear sky conditions.

The time evolution of the observed and estimated values of R_N for year day 136 (Figure 20a) and for the entire experiment (Figure 20b) shows that the estimative assuming a cloudless sky ($n=0$) provides an envelope which agrees well with measurements. It is possible that the scatter within the envelope could be reduced by using the correct amount of cloud.

4. Discussion and conclusions

1
2
3
4
5
6
7 The observational campaign carried out on 15-23 May 2002, as part of the FluTuA Program,
8
9 is described here. During 9 days, 5 minutes averaged measurements of (a) solar radiation
10
11 fluxes (incoming and outgoing) and longwave radiation fluxes (atmospheric and surface
12
13 emission), at 6 m above the sea level; (b) air temperature, relative humidity and horizontal
14
15 wind components, at 11 m and (c) sea temperature were gathered continuously.
16
17

18
19 These observations were carried out on board of the Brazilian Navy Ship (*Comte.*
20
21 *Manhães*), between Natal (6°S, 35.2°W) and Archipelago de São Pedro e São Paulo (1°N,
22
23 29.3°W).
24
25

26 According to MacWhorter and Weller (1991) when shortwave solar radiation
27
28 measurements are taken at sea, the main sources of measurement error include mean tilt error,
29
30 rocking error and response time error. However, evaluating the effects caused by the ship
31
32 motion on the measurements is not easy because it requires a description of the ship motion.
33
34 Even though no corrections were done to remove the ship movement effects on the solar
35
36 radiation, the observations carried out during the experiment reported here, indicate that the
37
38 surface albedo responds as expected to the presence of the clouds and other atmospheric
39
40 attenuation effects.
41
42

43
44 The time response of the instrument can also lead to a significant error in instantaneous
45
46 radiation measurements; however if the mean radiation value over a number of cycles is
47
48 taken, the response time error becomes minimal (MacWhorter and Weller, 1991). Even though
49
50 the sampling rate of the observations used here (0.2 Hz) exceeds the actual response time of
51
52 the Kipp-Zonen sensors (18 seconds at 95%) the 5-minute average applied to all variables
53
54 seems to smooth out most of response time error effect.
55
56
57
58
59
60

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

The behaviour of the shortwave radiation fluxes indicated that the major problem is the reflection and shading caused by the ship on the radiation sensor. The best matching with the observed atmospheric transmissivity was obtained from $T = (0.5 + 0.3 \cos Z)$. The observed albedo shows a very pronounced diurnal cycle, varying from 0.05 around noontime to 1.0 at the end of the day. In the first campaign leg spurious reflection from the vessel increased the albedo.

The albedo varies with sun elevation angle and atmospheric transmissivity according to the observation carried by Payne (1972), Simpson and Paulson (1979) and Jin *et al.* (2004). The observed albedo follows the Fresnel expression during the second part of the experiment, when the sensor was tilted away from the sun. This indicates that Fresnel expression can be used to estimate the albedo over the Tropical Atlantic Ocean for large solar elevation angles, but not for angles less than 15 degrees.

A difficulty measuring longwave radiation flux is that the temperature compensated pyrgeometer from Kipp-Zonen neglects the dome emission. According to Fairall *et al.* (1998) the exclusive use of the manufacturer's instruction can lead to errors in the total flux up to 5% ($\sim 20 \text{ W m}^{-2}$). This error can be a serious problem when the longwave radiation flux is used, for instance, to perform energy balances or to recover surface temperatures.

Here, the expression proposed by Pérez and Alados-Arboledas (1999) removed the spurious diurnal oscillations in the longwave emission from the atmosphere and surface measured with the Kipp-Zonen CNR1 net radiometer during the field campaign.

In general, the longwave observed values agreed better when the estimated values were obtained without longwave reflection. The estimated values of atmospheric emission, obtained using air temperature and water vapour pressure observed at 11 meters above the surface, underestimate the observed values of atmospheric emission, in average, in less than

1
2
3
4
5 6%. This can be considered as an acceptable result considering that the presence of clouds
6
7 was not considered on the estimative (there was no cloud type and cover information during
8
9 the trip). The difference between estimated and observed longwave radiation emitted by
10
11 surface was, in general, smaller than 1%. Emissivity of the surface was estimated from
12
13 observed longwave emission from the surface and blackbody emission obtained from the
14
15 observed sea surface temperature. The most probable value, 0.97, matches with literature.
16
17

18
19 The unexpected result concerning long wave atmospheric reflection can not be explained
20
21 at the light of this experiment. However, it provides consistently values of broadband surface
22
23 emissivity. Moreover, considering the order of magnitude of the downward atmospheric long
24
25 wave of 400 Wm^{-2} , the reflection intensity is about 18 Wm^{-2} , which is within the error of the
26
27 radiometer used to measure incoming and outgoing radiation, during the experiment.
28
29

30
31 The time evolution of the net radiation estimated from observed values of albedo,
32
33 atmospheric transmissivity and surface emissivity agreed with the observations indicating that
34
35 the parameters are representative of the radiometric properties of the air-sea interface in the
36
37 region of the Tropical Atlantic Ocean, between Natal and São Pedro and São Paulo
38
39 Archipelago.
40
41

42 43 44 **Acknowledgments**

45
46
47
48
49 The authors acknowledge the financial support provided by CNPq (557.159/2005-9,
50
51 300.040/94-0, 300.561/91-1), FAPESP (04/15355-0) and by the Archipelago Program. We
52
53 thank the Brazilian Navy, in special the chief officer Jean Félix de Oliveira and his helpful
54
55 crew. We also thank Susanna Sichel for her valuable assistance during the trip.
56
57
58
59
60

5. References

- Bhat GS, Thomas MA, Raju JVS, Chandrasekhara CP. 2003. Surface characteristics observed near the central tropical Indian ocean during INDOEX IFP99. *Bound-Lay. Meteorol.* **106**: 263-281.
- Bignami F, Marull S, Santoleri R, Schiano ME. 1995. Longwave radiation budget in the Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.* **100(C2)**: 2501-2514.
- Clark NE, Eber L, Laurs RM, Renner JA, Saur JFT. 1974. *Heat exchange between ocean and atmosphere in the eastern North Pacific for 1961 - 71*. NOAA Tech. Rep. NMFS SSRF-682, 108 pp.
- Cogley JG. 1979. The albedo of water as a function of latitude. *Mon. Weather Rev.* **107**: 775-781.
- Colin C, Garzoli SL. 1987. In situ wind measurements and Ocean Response in the Equatorial Atlantic during the FOCAL/SEQUAL program. *J. Geophys. Res.* **92(C4)**: 3741-3750.
- Dourado M, Oliveira AP. 2001. Observational description of the atmospheric and oceanic boundary layers over the Atlantic Ocean. *Brazilian Journal of Oceanography*, **49**: 49-64.
- Fairall CW, Persson POG, Bradley EF, Payne RE, Anderson SP. 1998. A New Look at Calibration and Use of Eppley Precision Infrared Radiometers. Part I, Theory and Application. *J. Atmos. Ocean. Tech.* **15**: 1229-1242.
- Frölich C, Lean J. 1998. The sun's total irradiance, Cycles and trends in the past two decades and associated climate change uncertainties. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 4377-4380.
- Gouriou Y, Andrié C, Bourlès B, Freudenthal S, Arnault S, Aman A, Eldin G, Dupenhoat Y, Baurand F, Gallois F, Chuchla R. 2001. Deep circulation in the equatorial Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Lett.* **28 (5)**: 819-822.

- 1
2
3
4 Iqbal M. 1983. *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press, 390 pp.
5
6
7 Iwasaka N, Kuwashima S, Otobe H, Hanawas K., Hagiwara H, Suzuki R. 1994. In situ
8
9 Measurements of Incoming Solar Radiation by Voluntary Ships in the Western Pacific. *J.*
10
11 *Oceanogr.* **50**: 713-723.
12
13
14 Jin Z, Charlock TP, Smith WL, Rutledge K. 2004. A parameterization of ocean surface
15
16 albedo. *Geophys. Res. Lett.* **31**: L22301.
17
18
19 Josey SA, Oakley D, Pascal RW. 1997. On estimating the atmospheric longwave flux at the
20
21 ocean surface from ship meteorological reports, *J. Geophys. Res.* **102(C13)**: 27 961-72.
22
23
24 Katsaros KB, Devault JE. 1986. On Irradiance measurements errors at sea due to tilt of
25
26 pyranometers. *J. Atmos. Ocean. Tech.* **3**: 740-745.
27
28
29 Kuettne JP. 1974. General Description and Central Program of GATE, *B. Am. Meteorol. Soc.*
30
31 **55(7)**: 712-719.
32
33
34 Kurzeja R, Pendergast M, Villa-Aleman E. 2005. Measurements of the Skin Temperature on
35
36 Small Lakes. *J. Atmos. Ocean. Tech.* **22**, 1423-1432.
37
38
39 Li DHW, Lam JC. 2001. An analysis of climatic parameters and sky condition classification.
40
41 *Build. Environ.* **36**: 435-445.
42
43
44 Macwhorter MA, Weller RA. 1991. Error in Measurements of Incoming Shortwave Radiation
45
46 Made from Ships and Buoys. *J. Atmos. Ocean. Tech.* **8**: 108-117.
47
48
49 Nalli IR, Clemente-Colon P, Minnett PJ, Szczodrak M, Morris V, Joseph E, Goldberg MD,
50
51 Barnet CD, Wolf WW, Jessup A, Branch R, Knuteson RO, Feltz WF. 2004. Ship-based
52
53 measurements for infrared sensor validation during Aerosol and Ocean Science
54
55 Expedition 2004. *J. Geophys. Res.* **111**: D09S04.
56
57
58
59
60

- 1
2
3
4 Oliveira AP, Escobedo JF, Machado AJ, Soares J. 2002. Diurnal evolution of solar radiation
5
6 at the surface in the City of São Paulo: seasonal variation and modeling. *Theor. Appl.*
7
8 *Climatol.* 71: 231-249.
9
10
11 Oliveira AP, Soares J, Boznar MZ, Mlakar P, Escobedo JF. 2006. An application of neural
12
13 network technique to correct the dome temperature effects on pyrgeometer measurements.
14
15 *J. Atmos. Ocean. Tech.* 23: 80-89.
16
17
18 Payne RE. 1972. Albedo of the sea surface. *J. Atmos. Sci.* 29: 959-970.
19
20
21 Pérez M, Alados-Arboledas L. 1999. Effects of Natural Ventilation and Solar Radiation on
22
23 the Performance of Pyrgeometers. *J. Atmos. Ocean. Tech.* 16: 174-80.
24
25
26 Servain J, Busalacchi AJ, Mcphaden MJ, Moura AD, Reverdin G, Vianna M, Zebiak SE.
27
28 1998. A Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA). *B. Am.*
29
30 *Meteorol. Soc.* 79: 2019-2031.
31
32
33 Simpson JJ, Paulson CA. 1979. Mid-ocean observations of atmospheric radiation. *Q. J. Roy.*
34
35 *Meteor. Soc.* 105: 487-502.
36
37
38 Smith W, Knuteson RO, Revercomb HE, Feltz W, Howell HB, Menzel WP, Nalli NR, Brown
39
40 O, Brown J, Minnett P, Mckeown W. 1996. Observations of the infrared radiative
41
42 properties of the ocean – Implications for the measurement of sea surface temperature via
43
44 satellite remote sensing. *B. Am. Meteorol. Soc.* 77: 41-51.
45
46
47 Soares J, Oliveira AP, Wainer I, Servain J. 2001. Turbulent fluxes over the tropical Atlantic
48
49 Ocean. Proceedings of the WCRP/SCOR Workshop Intercomparison and Validation of
50
51 Ocean-Atmosphere Flux Field, 21-24 May 2001, Washington, DC, EUA, 334-337.
52
53
54 Stull RB. 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht, Kluwer, 666 pp.
55
56
57
58
59
60

- 1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
- Wainer I, Taschetto A, Soares J, Oliveira AP, Otto-Bliesner B, Brady E. 2003. Intercomparison of heat fluxes in the South Atlantic. Part 1, The Seasonal Cycle. *J. Climate* **16**: 706-714.
- Weill A, co-authors. 2003. Toward a better determination of turbulent air-sea fluxes from several experiments. *J. Climate* **16**: 600-618.
- Weller RA, Bradley F, Roger L. 2004. The interface or Air-Sea Flux Component of the TOGA Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment and Its Impact on Subsequent Air-Sea Interaction Studies. *J. Atmos. Ocean. Tech.* **21**: 223-257.
- WGASF. 2000. Intercomparison and Validation of Ocean-Atmosphere Energy Flux Fields - Final report of the Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea Fluxes (P.K.Taylor, ed.) November 2000, WCRP-112. (WMO/TD-No. 1036), 306 pp. (available via: <http://www.soc.soton.ac.uk/JRD/MET/WGASF/>)

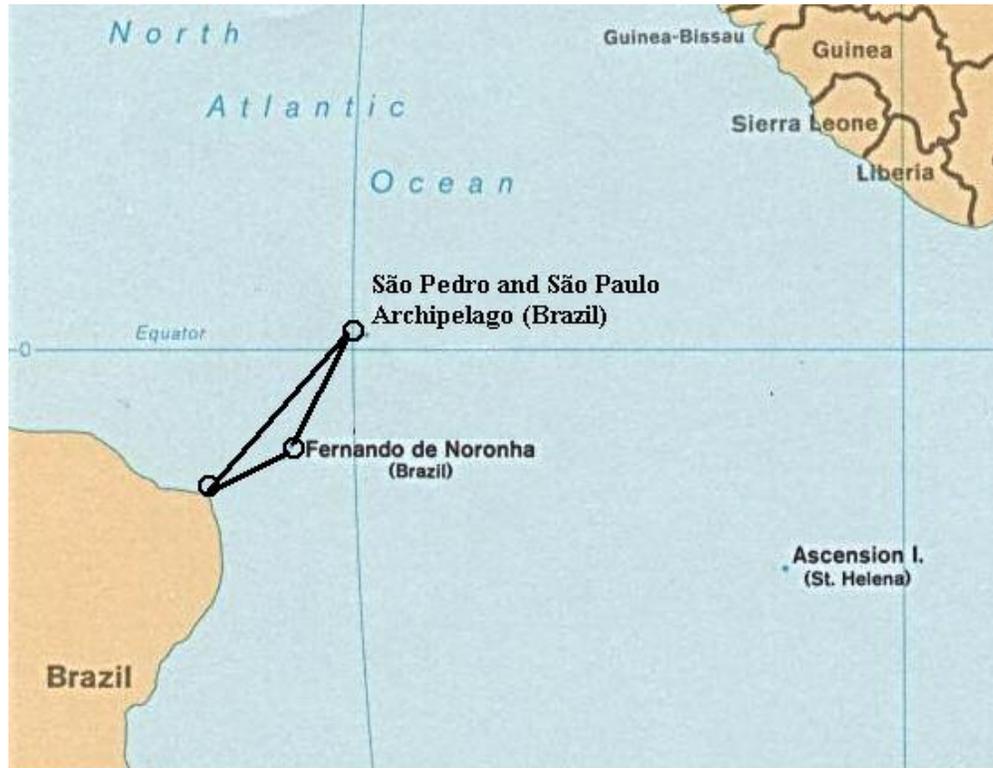


Figure 1: Geographic position of the São Pedro e São Paulo Archipelago. The lines indicated the trajectory described by the ship during the observational campaign, carried out between 15-23 May 2002.

145x112mm (96 x 96 DPI)

view

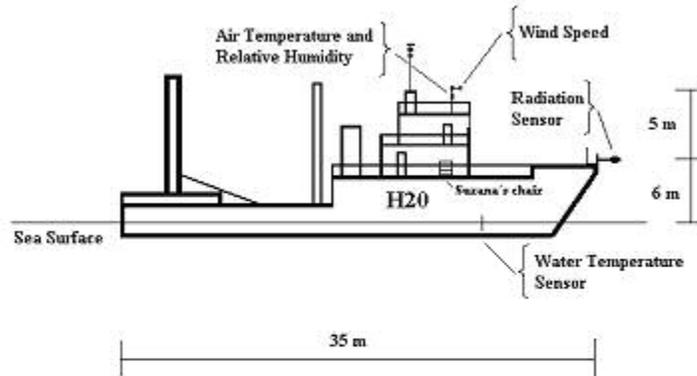


Figure 2: Schematic representation of the ship used to carry out the measurements over the Atlantic Ocean. The ship, called Comte. Manhães, is a military vessel used by the Brazilian Navy to launch buoys in the ocean.

105x79mm (96 x 96 DPI)

Review

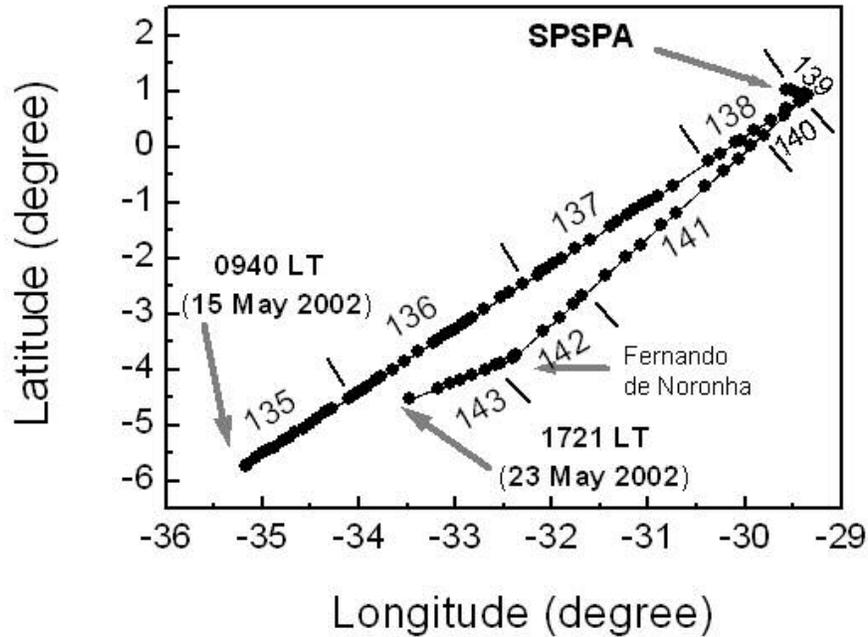


Figure 3: Trajectory described by the ship during the observational campaign carried out between 15 and 23 May 2002, corresponding to year days 135 and 143, respectively. The ship arrived at São Pedro and São Paulo Archipelago (SPSPA) on 19 May at 1025 local time (LT) and left on 20 May at 1940 LT. The ship arrived in Fernando de Noronha on 22 May at 1150 LT and left on 23 May at 0910 LT.

99x79mm (150 x 150 DPI)



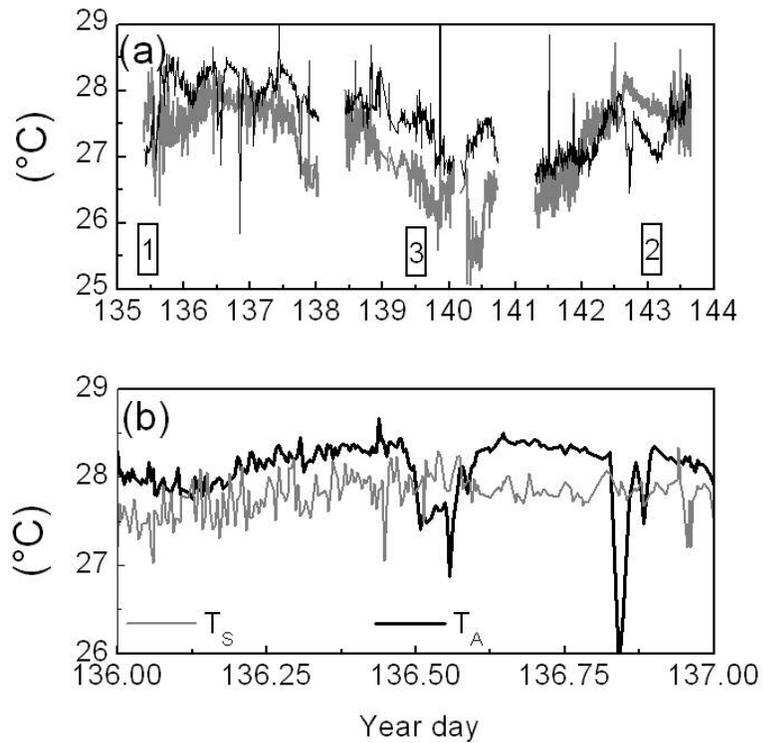


Figure 4: Diurnal evolution of air (black line) and surface water temperatures (grey line) observed during (whole experiment and (b) year day 136 of 2002. In (a) the numbers correspond, respectively, when the ship left the continent, arrived at the SPSPA and arrived at the Fernando de Noronha.

150x129mm (150 x 150 DPI)

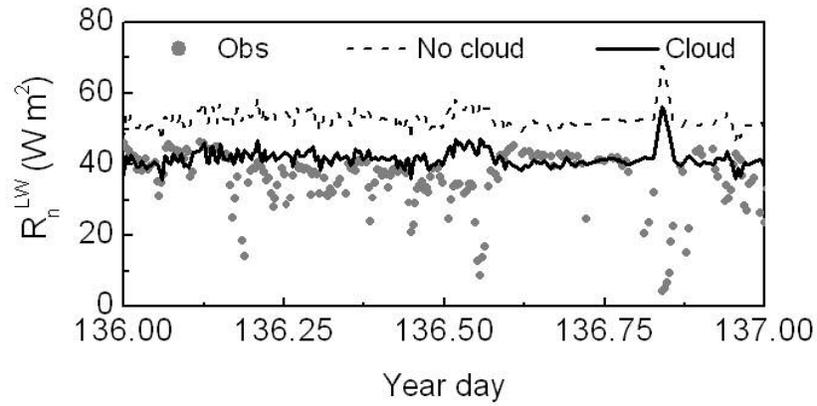


Figure 5: Diurnal evolution of the observed net longwave radiation. The grey circles show the observed values; the dashed line the R_n^{LW} estimated considering no clouds and the continuous line the values estimated considering a fractional cloud cover of 2 oktas.
139x79mm (150 x 150 DPI)

Review

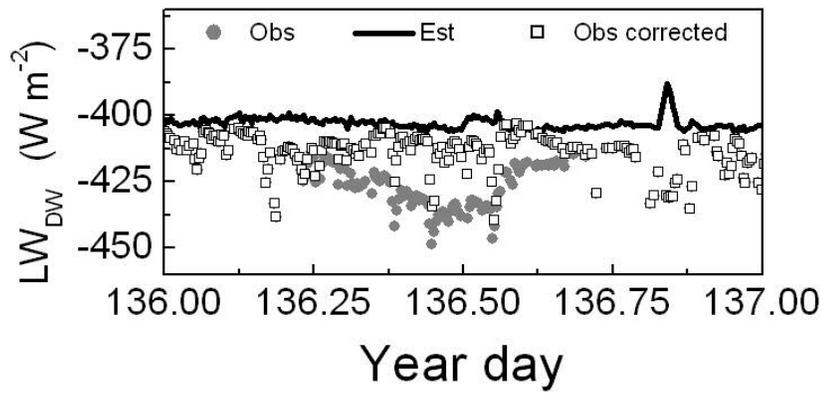


Figure 6: Diurnal evolution of the observed longwave radiation emitted by the atmosphere without correction (grey solid circles) and with correction based on Pérez and Alados-Arboledas (1999) (open black squares). The continuous line corresponds to the estimated values of LW_{DW} using α_{LW} equal to 0.0.

150x79mm (150 x 150 DPI)

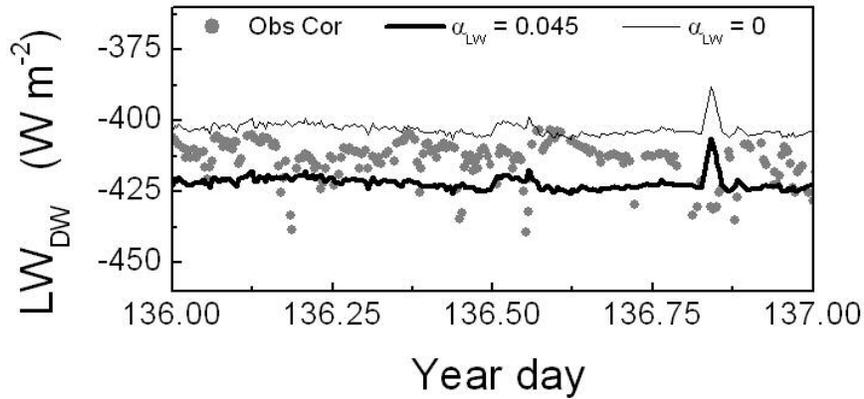


Figure 7: Diurnal evolution of the corrected observed (solid circle) and estimated (continuous line) longwave radiation emitted by the atmosphere. The thick and thin continuous lines correspond, respectively, to the estimated values of LW_{DW} using α_{LW} equal to 0.045 and 0.0.
 139x79mm (150 x 150 DPI)

Review

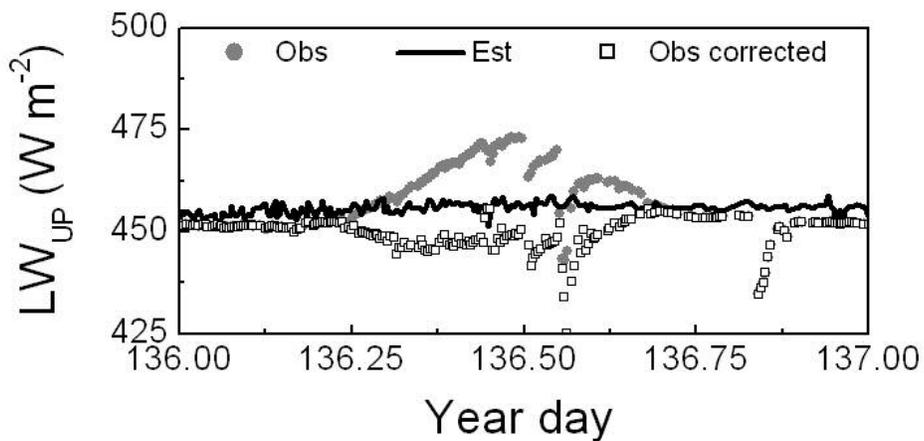


Figure 8: Diurnal evolution of the observed longwave radiation emitted by the ocean surface without correction (grey solid circles) and with correction based on Pérez and Alados-Arboledas (1999) (open black squares). The continuous line corresponds to the estimated values of LW_{UP} using α_{LW} equal to 0.0.

129x79mm (150 x 150 DPI)

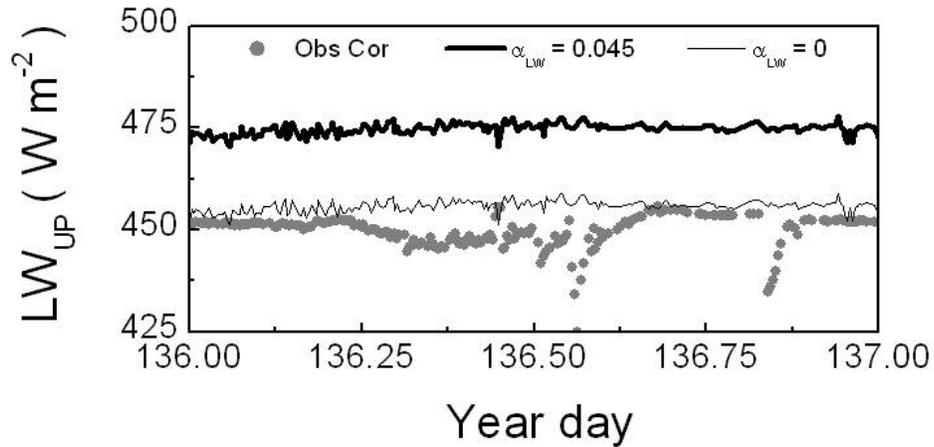


Figure 9: Diurnal evolution of the observed corrected (grey solid circle) and estimated (continuous lines) longwave radiation emitted by the ocean surface. The thick and thin continuous lines correspond, respectively, to the estimated values of LW_{UP} using α_{LW} equal to 0.045 and 0. Corrections on observed values of LW_{UP} were based on Pérez and Alados-Arboledas (1999).
 129x79mm (150 x 150 DPI)

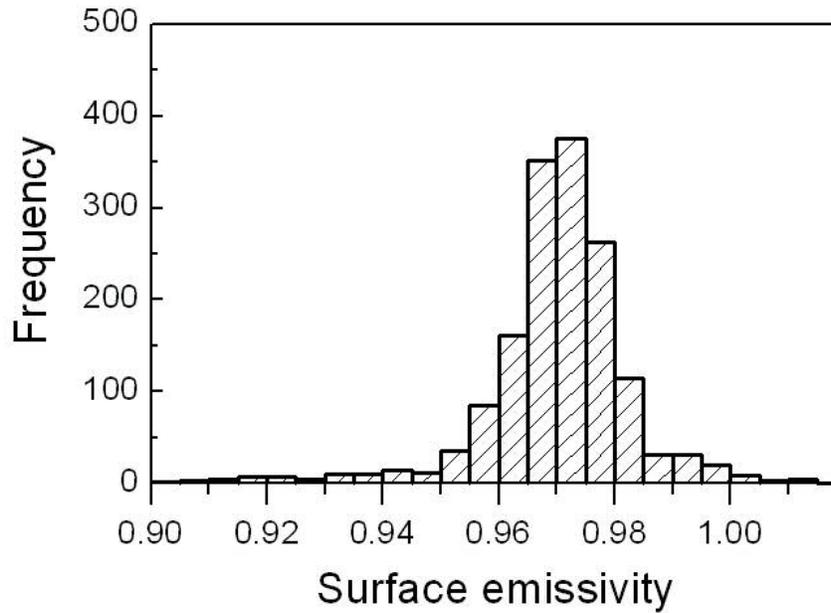


Figure 10: Frequency distribution of the surface emissivity values estimated from the observed values of LW_{UP} without reflection ($\alpha_{LW} = 0$). The highest frequency emissivity is 0.97.

129x99mm (150 x 150 DPI)

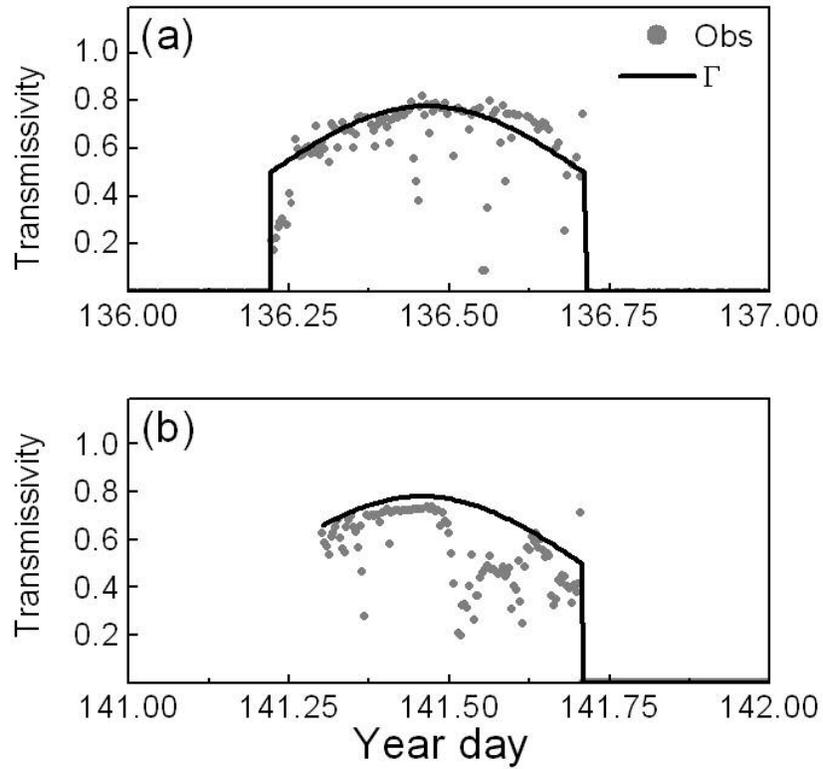


Figure 11: Atmospheric net sky transmissivity for year days (a) 136 and (b) 141 of 2002. The curve $\Gamma = 0.5 + 0.3 \cos Z$ was interpolated through the entire data set considering the clear sky values of transmissivity only.
 139x129mm (150 x 150 DPI)

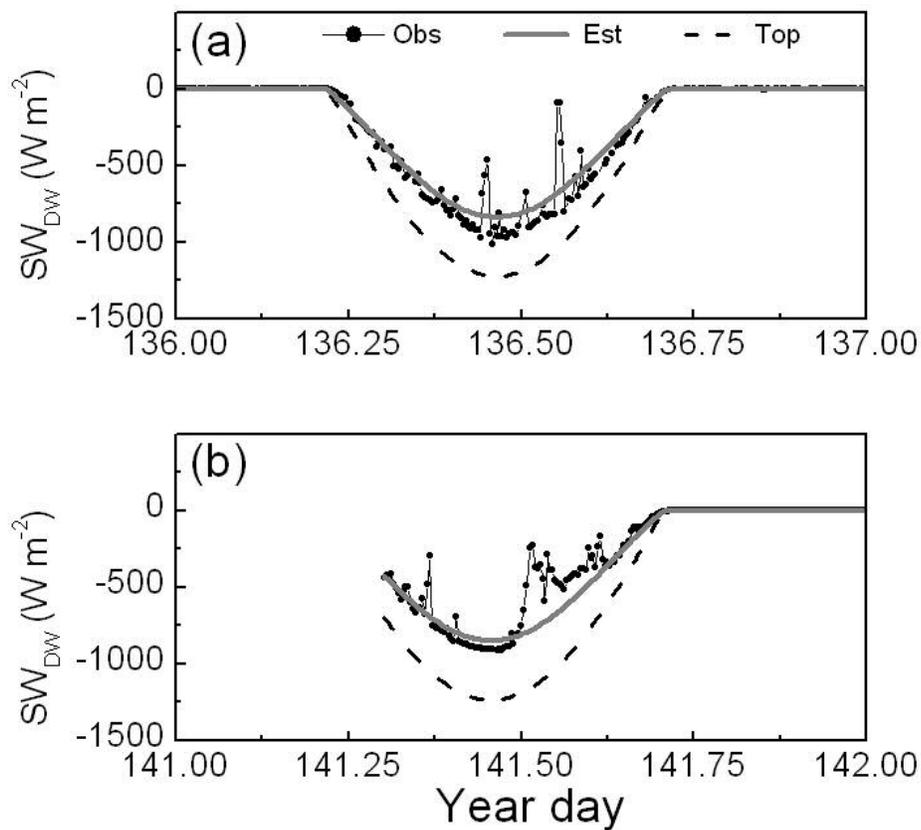


Figure 12: Observed (line-solid circle) and estimated (continuous grey line) incoming shortwave radiations at the surface for year day (a) 136 and (b) 141 of 2002. The solar radiation at the atmospheric top is displayed in dashed line.

129x129mm (150 x 150 DPI)

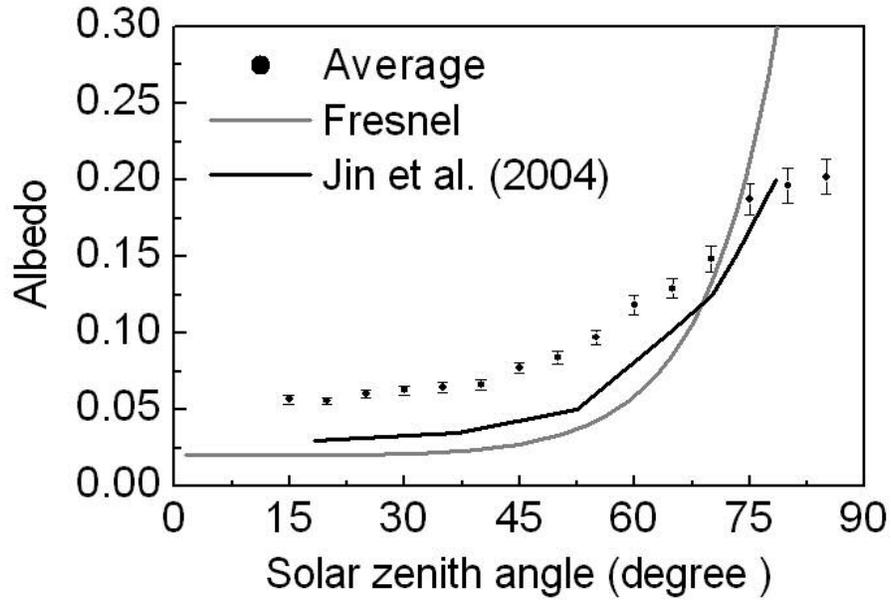


Figure 13: Average surface albedo as a function of the solar zenith angle, based on observations carried out during the entire campaign. The vertical bars correspond to the statistical error. The grey continuous line indicates the albedo estimated using Expression (7). The black continuous line indicates the albedo proposed by Jin et al. (2004).

129x109mm (150 x 150 DPI)

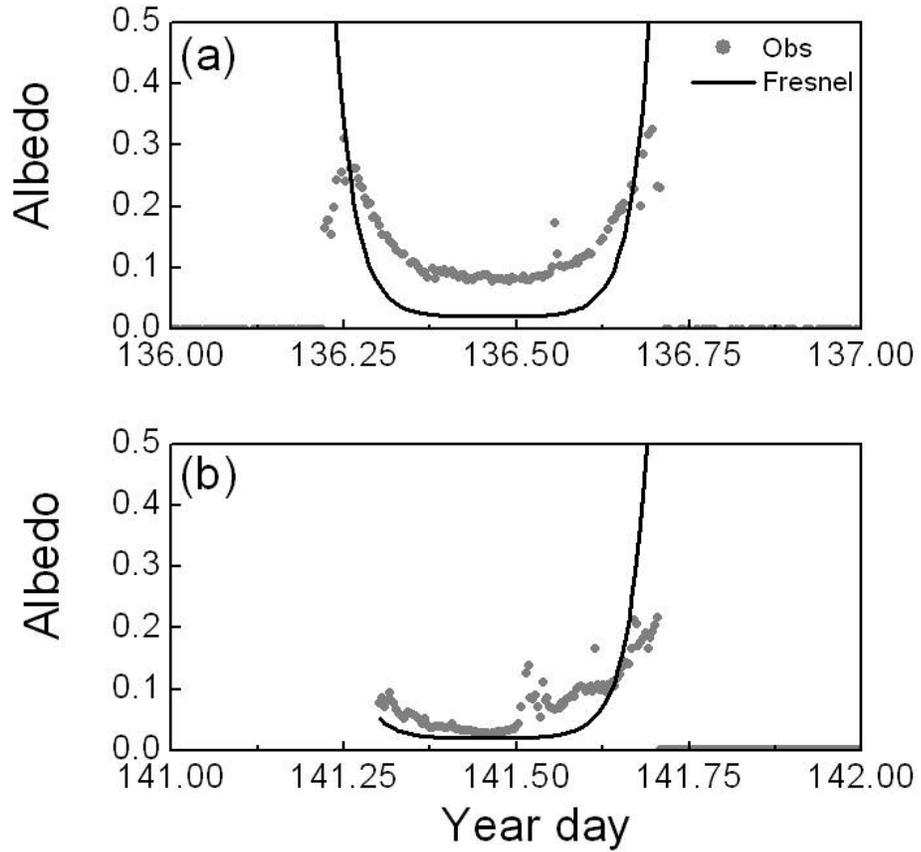


Figure 14: Diurnal evolution of the surface observed (grey solid circle) and estimated albedos (continuous line) for year day (a) 136 and (b) 141 of 2002.
129x129mm (150 x 150 DPI)

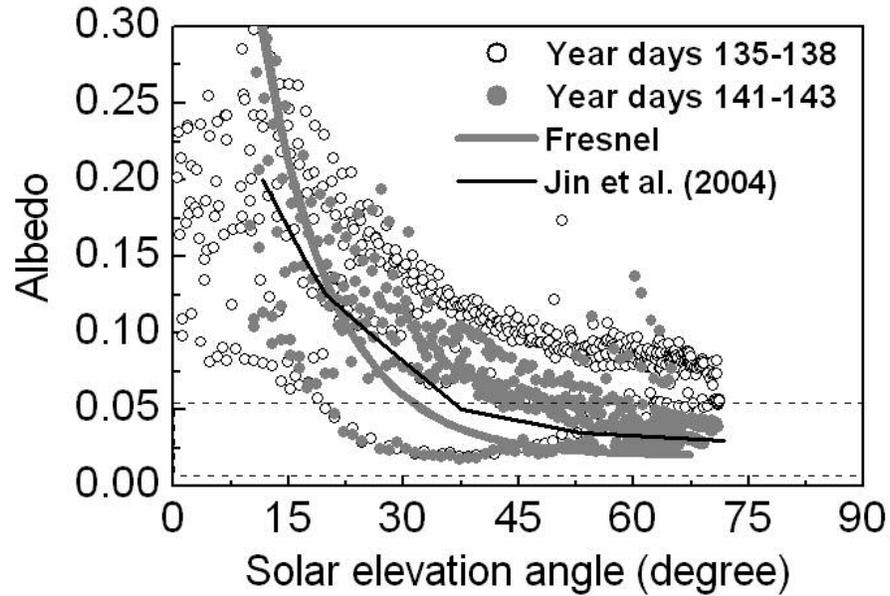


Figure 15: Albedo as a function of the solar elevation observed during year days 135-138 when the ship was facing the Northern Hemisphere (open circle) and during year days 141-143 when the ship was facing the Southern Hemisphere (solid circle). Grey thick line corresponds to the albedo estimated from Fresnel expression. The black continuous line is the albedo proposed by Jin et al. (2004).

129x109mm (150 x 150 DPI)



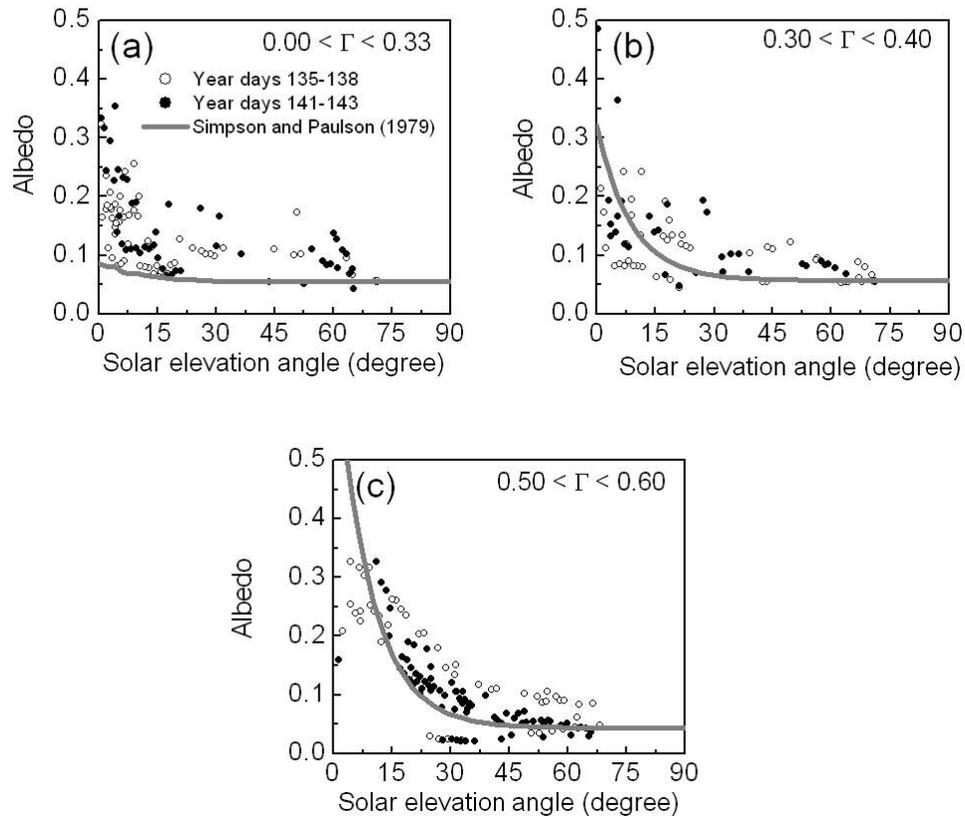


Figure 16: Albedo as a function of the solar elevation for atmospheric transmissivity between (a) 0.0 and 0.33 (b) 0.30 and 0.40 and (c) 0.50 and 0.60. Observed during year days 135-138 (open circle) and during year days 141-143 (solid circle). Grey line corresponds to the albedo proposed by Simpson and Paulson (1979) for equivalent transmissivity intervals.

169x160mm (150 x 150 DPI)

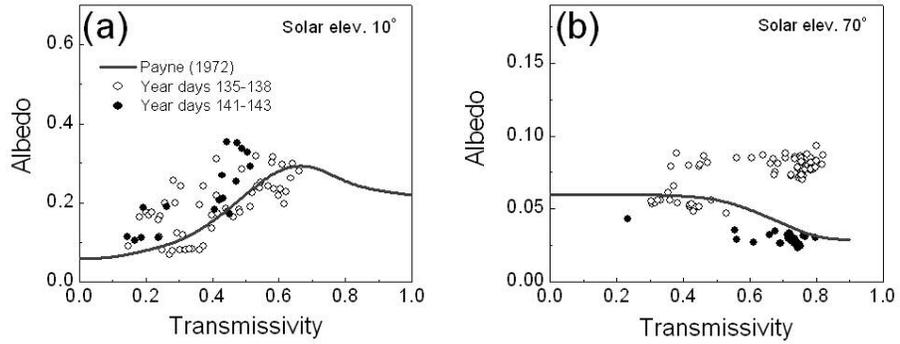


Figure 17: Albedo as a function of the atmospheric transmissivity for average solar elevation of (a) 10° and (b) 70°. Continuous line corresponds to Payne (1972).
179x89mm (150 x 150 DPI)

Peer Review

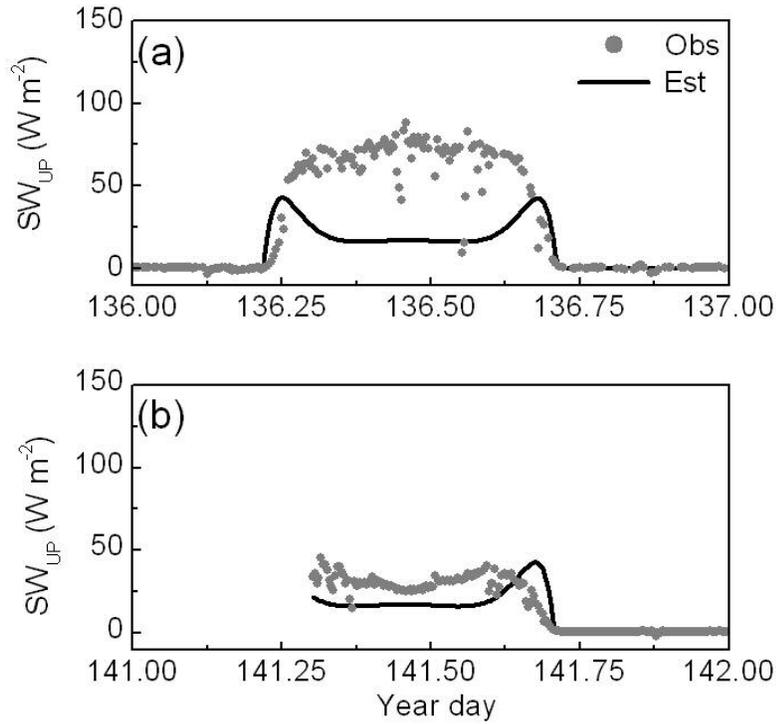


Figure 18: Diurnal evolution of the observed (grey solid circle) and estimated (continuous line) outgoing shortwave radiation at the surface for year day (a) 136 and (b) 141 of 2002.

150x129mm (150 x 150 DPI)



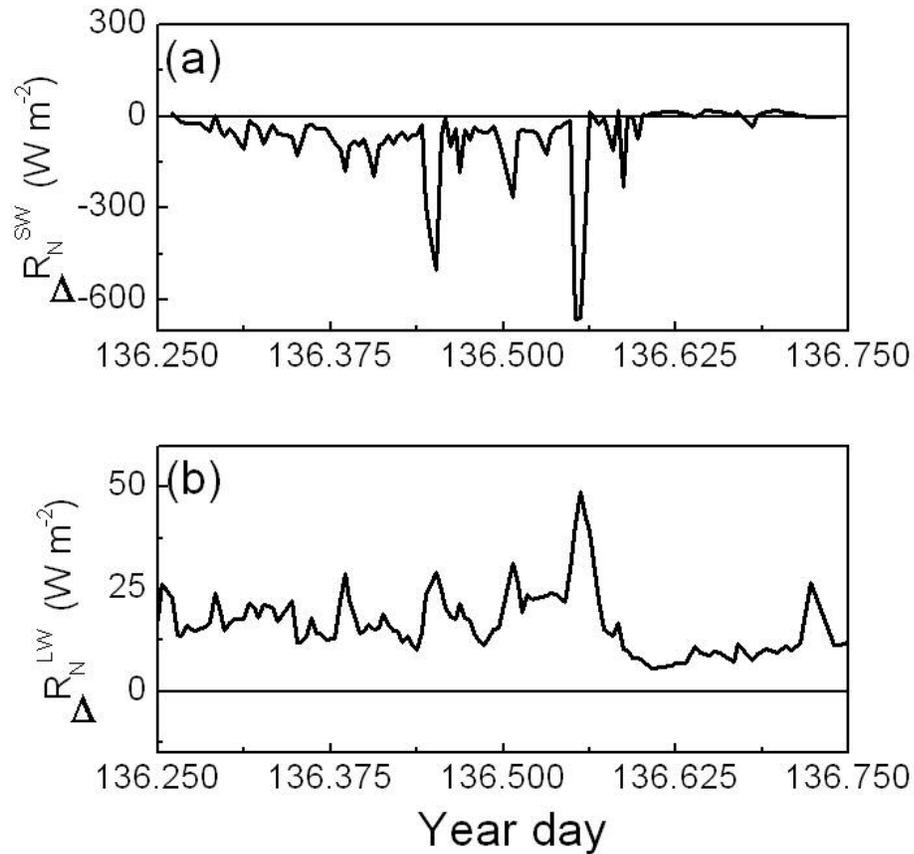


Figure 19: Daytime evolution of the difference between estimated and observed (a) net solar radiation and (b) net longwave radiation. Estimated values were obtained using $\Gamma = 0.5 + 0.3 \cos Z$, Fresnel albedo, and LW_{UP} and LW_{DW} without surface reflection.
 129x129mm (150 x 150 DPI)

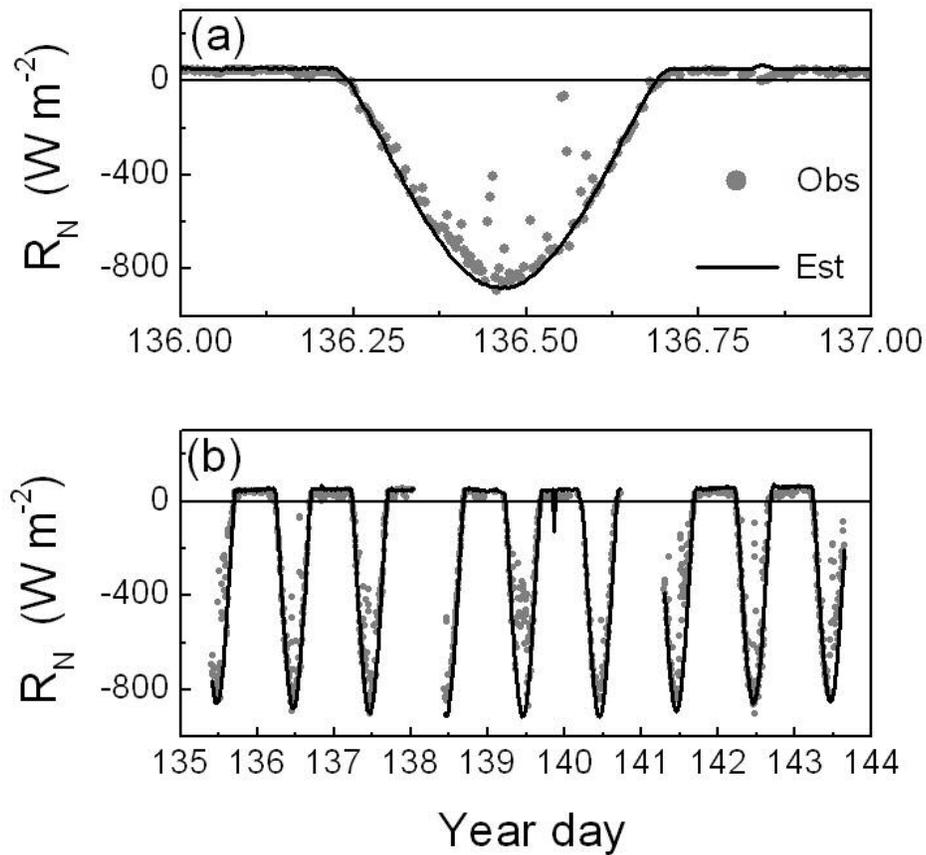


Figure 20: Diurnal evolution of observed (grey circle) and estimated (continuous line) net radiation during (a) year day 136 and (b) the whole experiment. The estimated values were obtained using $\Gamma = 0.5 + 0.3 \cos Z$, Fresnel albedo, and LW_{UP} and LW_{DW} without surface reflection.

129x139mm (150 x 150 DPI)

Sensor	Manufacturer	Accuracy	Response time at 95% (s)
Net Radiometer, model CNR 1	Kipp and Zonen	2.5%	18
Anemometer Gill Propeller	R.M. Young	1 m s ⁻¹	-
Air temperature	Vaisala	0.2°C	-
Air relative humidity	Vaisala	4 %	15
Water temperature	Vaisala	0.2 °C	-

Table I: Sensor characteristics.

Relatório de Viagem

Período: 20 a 31 de julho de 2007

**MISSÃO DE INSTALAÇÃO DA TORRE MICROMETEOROLÓGICA
DO PROJETO FLUTUA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico)**

Amauri Pereira de Oliveira

**Grupo de Micrometeorologia
Departamento de Ciências Atmosféricas
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Universidade de São Paulo**

7 de novembro de 2007

RESUMO DO PROJETO FLUTUA

Medidas diretas de fluxos turbulentos de calor, massa e momento, na interface ar-mar, são importantes para estudos diagnósticos e prognósticos de mudanças climáticas e monitoramento ambiental. Entretanto, apesar da sua importância, estudos observacionais desses fluxos são praticamente inexistentes em regiões marítimas brasileiras. O objetivo primeiro deste projeto é investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional direta dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, latente e de momento, no Arquipélago de São Pedro e São Paulo ($00^{\circ} 56' N$ e $29^{\circ} 22' W$) usando sensores de resposta rápida instalados em uma torre micrometeorológica de 10 metros. A utilização de uma torre apresenta várias vantagens sobre os demais métodos de medidas turbulentas, pois sendo fixa, não apresenta interferência devido aos movimentos da plataforma e permite a obtenção de séries temporais bastante longas. Além dos fluxos turbulentos o projeto prevê a obtenção de uma longa série temporal de precipitação, inédita em oceanos tropicais. Serão medidas também variáveis meteorológicas (em 3 níveis de altura) e oceanográficas convencionais, possibilitando a validação e calibração das parametrizações usualmente utilizadas em modelos numéricos oceânicos e atmosféricos. Durante alguns períodos do ano também serão realizados perfis verticais oceânicos de condutividade e temperatura utilizando um CTD. Devido o caráter multidisciplinar das atividades de pesquisa relacionadas ao oceano e a atmosfera, acredita-se que o estabelecimento de uma base experimental fixa no Arquipélago trará benefícios não só ao projeto FluTuA, mas também aos demais projetos de pesquisa em execução no “Programa Arquipélago e Ilhas Oceânicas”.

PARTICIPANTES DA VIAGEM

1. AMAURI PEREIRA DE OLIVEIRA
2. JOÃO CARMO GUEDES DE MOURA

ATIVIDADES DESENVOLVIDAS

Durante o período em questão foram realizadas as seguintes atividades:

1. Embarque do equipamento no navio Comte Manhães;
2. Desembarque no ASPSP;
3. Instalação da Torre Micrometeorológica;
4. Instalação da conexão entre Torre e Cabine de aquisição de dados;
5. Instalação da cabine de aquisição de dados;

Todas estas etapas estão documentadas nas figuras 1 a 16 deste relatório.

ATIVIDADES A SEREM DESENVOLVIDAS NA PRÓXIMA MISSÃO.

1. Fixação da Cabine usando cabo de aço;
2. Instalação da conexão;
3. Fixação dos hasteamento superiores da torre;
4. Instalação Pluviômetro;
5. Instalação dos sensores na torre micrometeorológica;
6. Instalação do sistema de aquisição de dados;
7. Instalação da antena transmissão de dados;
8. Instalação do painel solar.



Figura 1. Embarque do equipamento do flutua no navio *Comte Manhães* na base naval de natal. (19 de julho de 2007).



Figura 2. Desembarque dos equipamentos (cimento e areia) do Flutua no ASPSP (23 de julho de 2007).



Figura 3. Desembarque dos equipamentos (cabine do sistema de aquisição de dados) do Flutua no ASPSP.



Figura 4. Perfuração dos furos de fixação da base de concreto da Torre do Flutua no ASPSP. A base da torre com 750 kg de concreto foi fixada na rocha com cinco barras roscadas com 60 cm profundidade. Caixa de madeira usada como forma para fundir a base de concreto.



Figura 5. Base de fixação da torre.



Figura 6. Nível de hasteio da torre.



Figura 7. Fixação do hasteio no solo. Lado Norte da torre. Foi utilizado barra roscada e olhal de aço inoxidável. Perfuração na rocha atingiu cerca de 30 centímetros de profundidade. Barra roscada foi fixada com cola plástica.



Figura 8. Fixação do hasteio situado no Leste da ilha.



Figura 9. Preparação das canaletas de fixação do condute de ligação entre os equipamentos da torre e a cabine de aquisição de dados.



Figura 10. Gerador de energia utilizado para fornecer energia para a furadeira.



Figura 11. Caixa de concreto utilizada para fazer o concreto que foi usado na base da torre.



Figura 121. Torre micrometeorológica.



Figura 13. Fixação do conduíte direto no solo.



Figura 14. Fixação do conduíte sob a atual passarela.



Figura 15. Detalhe próximo a cabine de aquisição de dados.



Figura 16. Cabine para o sistema de aquisição de dados..

Relatório Final de Iniciação Científica

PIBIC/CNPq - Janeiro a Julho de 2007

Investigação da Camada de Mistura Oceânica na região do Arquipélago de São Pedro e São Paulo

Aluno: Ricardo Marques Amendola

Orientador: Jacyra Soares

Departamento de Ciências Atmosféricas
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo

Resumo

O objetivo geral desta pesquisa foi fazer uma caracterização oceanográfica preliminar da região do Arquipélago de São Pedro e São Paulo ($0^{\circ} 56' N$, $29^{\circ} 22' W$) utilizando os dados obtidos pelas bóias oceanográficas em 0° , $35^{\circ} W$ e 0° , $23^{\circ} W$, pertencentes ao Projeto PIRATA, para determinar a profundidade da Camada de Mistura Oceânica (CMO). Os valores médios diários de temperatura do mar, salinidade e densidade potencial entre os anos de 2000 e 2006 foram obtidos no portal do "Pacific Marine Environmental Laboratory". A metodologia utilizada consistiu de cinco etapas, desde a leitura dos dados e o uso do filtro de médias móveis para suavização até a comparação das profundidades médias mensais da CMO estimadas e climatológicas. Foram analisados os picos máximos e mínimos de temperatura para toda série de 1999 a 2006, como também foi observada a influência que a Zona de Convergência Inter-Tropical tem sobre a salinidade no Atlântico Equatorial. Foi possível caracterizar as profundidades médias mensais da CMO através das médias mensais de temperatura do ano de 2004 e compará-las com as profundidades médias mensais climatológicas do Atlas Oceanográfico Mundial (Levitus 94). Concluiu-se que as evoluções mensais dessas profundidades estimadas estão bem próximas das climatológicas. Os resultados obtidos neste estudo em conjunto com os resultados futuros do Projeto FluTuA fornecerão subsídios para um conhecimento mais detalhado da interação oceano-atmosfera no Oceano Atlântico Equatorial.

1. Introdução

Uma questão atual de suma importância tem preocupado os cientistas e a sociedade como um todo: a mudança climática que o planeta vem sofrendo, seja por fatores antrópicos, seja pela variabilidade natural do clima. A quantificação dos possíveis efeitos dessas mudanças no clima terrestre vem sendo feita através da simulação de diferentes cenários em modelos numéricos de sistemas climáticos. Um aspecto importante dessas simulações é a transferência de energia, massa e momento entre o oceano e a atmosfera, a qual ocorre através dos fluxos verticais turbulentos de calor, massa e momento. Esses fluxos estabelecem o acoplamento entre o oceano e a atmosfera, representando, dessa forma, processos chave no sistema climático.

As variações sazonais locais do armazenamento de calor no Oceano Atlântico Equatorial são dez vezes maiores do que as variações sazonais do ganho líquido através da interface ar-mar (Merle, 1980). Segundo Merle, tais variações não estão confinadas somente na camada de mistura oceânica superior. O ciclo anual da quantidade de calor no oceano deve-se, principalmente, aos movimentos verticais da termoclina, em resposta às variações sazonais dos ventos na superfície.

Devido à importância do armazenamento de calor na camada superior do oceano, o presente trabalho foca principalmente a profundidade da CMO, pois a quantidade de calor armazenado tem ligação direta com a espessura da CMO (De Boyer Montégut et al., 2004).

Numerosos estudos mencionam (Merle et al., 1979; Servain et al., 1985; Servain and Legler, 1986; Arnault and Cheney, 1994) a presença de eventos climáticos anormais no Oceano Atlântico Equatorial com duração variável de algumas semanas a anos. As anomalias no Oceano Atlântico de duração de meses a alguns anos estão em geral associadas principalmente às combinações de fases do Atlântico Sul ou Norte. Quando o Atlântico Sul e Norte estão fora de fase, tem-se uma situação conhecida como «dipolo», a qual apresenta uma forte componente decadal. Nesse caso a variabilidade do oceano esta associada também a variabilidade da posição da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT).

O deslocamento norte-sul anômalo da ZCIT corresponde a estações secas e chuvosas, respectivamente. Em particular, anos de secas no Nordeste estão associados ao deslocamento anômalo da ZCIT para norte da sua posição climatológica (Wainer and Soares, 1997; Hastenrath and Heller, 1977; Moura and Schukla, 1981; Servain, 1991) que por sua vez podem afetar os recursos pelágicos ao longo da costa Brasileira (Vianna et al., 1996). Dessa forma, os estudos e a eventual previsão de eventos na região do Atlântico devem constituir uma das prioridades de pesquisa pelo seu impacto sócio-econômico, análogo aos eventos associados ao fenômeno El Niño/Oscilação Sul no Oceano Pacífico.

Simulações numéricas com modelos acoplados oceano-atmosfera sugerem também que os processos físicos responsáveis pela variabilidade dos gradientes de temperatura da superfície do mar (TSM) inter-hemisféricos podem estar associados com o fluxo de calor latente. Essa interação termodinâmica entre oceano e atmosfera ocorre porque gradientes de TSM inter-hemisféricos próximos ao equador podem alterar a estrutura dos ventos alísios, de tal maneira que esses vão agir no sentido de aumentar (ou diminuir) o fluxo de calor latente no hemisfério onde a TSM estiver mais fria (ou quente), amplificando dessa forma o já existente gradiente de TSM.

Portanto, a capacidade de prever variações climáticas em diferentes escalas de tempo depende da nossa habilidade de compreender as complexas relações entre os vários processos que determinam o clima atual e sua variabilidade. Nos últimos anos cientistas têm correlacionado as oscilações atmosféricas de baixa frequência com mudanças que ocorrem nos oceanos tropicais. Os principais elementos desse forte acoplamento entre oceano e atmosfera são a relativamente rápida resposta dinâmica dos oceanos tropicais as mudanças nos ventos de superfície, as variações associadas às mudanças de vento na profundidade da camada de mistura oceânica, no conteúdo de calor e nos fluxos turbulentos que em última instância vão afetar a TSM.

Devido à ausência de dados observacionais é limitado o número de estudos de processos físicos atmosféricos e oceânicos no Atlântico Sul que contribuem para as variações encontradas nos parâmetros de superfície marinha (Wainer et al. 2003a).

O presente projeto de pesquisa de Iniciação Científica se encaixa dentro do projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico). O FluTuA tem como objetivo primeiro investigar a interação oceano-atmosfera ação oceano-atmosfera através da determinação observacional direta e contínua dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento sobre o oceano Atlântico. Essa investigação é feita utilizando uma torre micrometeorológica de 10 metros de altura, instrumentada com sensores de resposta rápida e lenta, em uma plataforma fixa no Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP), localizado na região de mar aberto do oceano Atlântico tropical.

O ASPSP localiza-se, em mar aberto, sobre a fratura tectônica de São Paulo; é formado por um grupo de pequenas ilhas rochosas, desabitadas e desprovidas de qualquer tipo de vegetação, localizadas a cerca de 1.100 quilômetros do litoral do Estado do Rio Grande do Norte (00° 56' N e 29° 22' W), em uma região privilegiada para o desenvolvimento de pesquisas meteorológicas e oceanográficas - o oceano Atlântico Tropical (Figura 1.1).

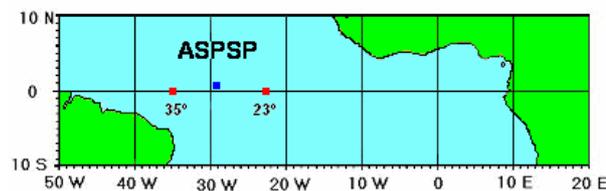


Figura 1.1 – Localização do ASPSP e das bóias do Projeto PIRATA.

Há poucas referências, na literatura, de observações meteorológicas e oceanográficas efetuadas diretamente no ASPSP (Soares e Oliveira, 2001; Soares et al., 2001; Oliveira et al., 2003; Soares et al., 2004). Existem, entretanto vários resultados de modelos numéricos sobre a região em estudo, o Atlântico tropical (Wainer et al., 2003b).

2. Definições

2.1. Camada de Mistura Oceânica

Pode-se definir a camada de mistura oceânica como sendo a camada do oceano em que as propriedades físicas da água (tais como temperatura, salinidade e densidade) não variam na direção vertical. Segundo Pickard (Pickard and Emery, 1990), esta definição não é a mais apropriada, pois a camada de mistura quase nunca se apresenta totalmente misturada.

Os processos turbulentos que ocorrem na camada superficial dos oceanos têm papel fundamental na homogeneização das águas oceânicas próximas à superfície. A mistura pode ocorrer de várias maneiras: (1) pela quebra de ondas na superfície, ocorrendo mistura logo nos primeiros metros. (2) pela ação dos ventos (figuras 2.1a,b), que pelo atrito com a superfície oceânica gera movimento (máximo na superfície e que decresce com a profundidade), ou seja, com cisalhamento vertical na velocidade. Quando o cisalhamento é suficientemente grande, gera-se turbulência que promove a mistura na camada. (3) Pelo ganho ou perda de calor através da superfície. As figuras 2.1(c-e) mostram que a espessura da CMO aumenta conforme o oceano perde calor para a atmosfera. Com evaporação ou perda de calor há um aumento na densidade no topo da camada superior, e a água mais densa afunda, aumentando a CMO. Já as figuras 2.1(f-h) mostram o processo de redução da espessura da CMO. Com o ganho de calor, há uma diminuição na densidade no topo da camada e, conseqüentemente, uma camada mais estratificada e, portanto, mais estável.

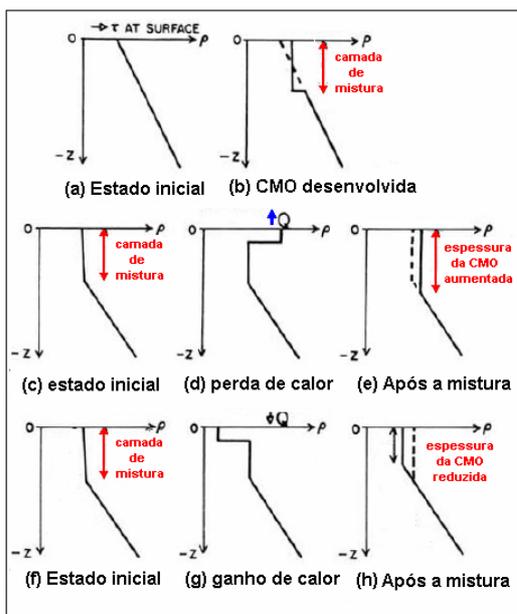


Figura 2.1 - Diferentes diagramas esquemáticos que retratam a camada de mistura em situações distintas (modificado de Pickard and Emery, 1990).

De maneira geral, a camada de mistura oceânica é mais profunda no inverno e mais rasa no verão. Isto ocorre porque no verão a radiação solar incidente na superfície do oceano aumenta levando a uma densidade de estratificação mais estável, diminuindo a mistura.

2.2. Média Móvel

Muitas vezes, quando se trabalha com gráficos de séries temporais, as curvas que representam a série temporal podem apresentar ruídos. Com o intuito de eliminar tais ruídos, ou

muitas vezes somente atenuá-los, faz-se uso da suavização através de um filtro de médias móveis (Spiegel, 1985). Assim, um filtro de média móvel nada mais é do que um filtro linear que transforma uma série Z_t na série Z_t^* .

Dadas as observações Z_1, \dots, Z_N , o filtro comumente utilizado é da forma:

$$Z_t^* = \sum_{j=-n}^n c_j Z_{t+j}, \quad t = n+1, \dots, N-n \quad (2.1)$$

onde

$$c_j = \frac{1}{2n+1} \quad (2.2)$$

Substituindo 2.1 em 2.2 obtém-se o filtro na forma:

$$Z_t^* = \frac{1}{2n+1} \sum_{j=-n}^n Z_{t+j} \quad (2.3)$$

Sendo assim, adaptando a fórmula (2.3) na linguagem de programação Fortran 90 foi possível gerar séries temporais filtradas para a geração de gráficos com suavização.

3. Metodologia e fonte de dados

O objetivo principal deste projeto de iniciação científica foi fazer uma caracterização oceanográfica preliminar da região do ASPSP, que consistiu na localização e determinação da profundidade da CMO em duas regiões do Atlântico Tropical, onde estão localizadas as bóias oceanográficas em $0^\circ 35^\circ W$ e $0^\circ 23^\circ W$ (figura 1.1), pertencentes ao Projeto PIRATA.

3.1. Fonte de dados

Foram utilizados dados do Projeto PIRATA, obtidos no portal do "Pacific Marine Environmental Laboratory" ⁽¹⁾, e do Atlas Oceanográfico Mundial Levitus 94 ⁽²⁾. Do Projeto PIRATA foram utilizados os valores médios diários de temperatura do mar, salinidade e densidade, de 1999 a 2007, distribuídos conforme mostram as tabelas 3.1 e 3.2.

Os dados do Atlas Oceanográfico Mundial (WOA) foram encontrados nos arquivos do NODC (*National Oceanographic Data Center*), um centro de dados mantido por um programa da NOAA, chamado "*Climate and Global Change Program*". O WOA consiste de campos climatológicos, dos mais variados parâmetros físicos oceanográficos, gerados com dados "*in situ*" globais do oceano, provenientes de diversas fontes do mundo todo.

[1] http://www.pmel.noaa.gov/tao/data_deliv/deliv-nojava.html

[2] <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/LEVITUS94/>

	Bóia em 0° 23°W		
	Temperatura (°C)	Salinidade (psu)	Densidade (kg m ⁻³)
Quantidade de arquivos	1	1	1
Formato	ascii	ascii	ascii
Período	01/01/1999 a 01/01/2007	01/01/1999 a 01/01/2007	01/01/1999 a 01/01/2007
Quantidade de Profundidades	14	7	7
Blocos	3	4	4

Tabela 3.1 – Especificações das características encontradas nos arquivos contendo os dados de temperatura, salinidade e densidade referentes à bóia na localidade 0° 23°W (Projeto PIRATA).

	Bóia em 0° 35°W		
	Temperatura (°C)	Salinidade (psu)	Densidade (kg m ⁻³)
Quantidade de arquivos	1	1	1
Formato	ascii	ascii	ascii
Período	01/01/1999 a 01/01/2007	01/01/1999 a 01/01/2007	01/01/1999 a 01/01/2007
Quantidade de Profundidades	11	5	5
Blocos	1	8	8

Tabela 3.2 – Especificações das características encontradas nos arquivos contendo os dados de temperatura, salinidade e densidade referentes à bóia SAMBA (Projeto PIRATA).

3.2. Metodologia

Etapa 1 - Leitura dos dados

Todos os dados utilizados neste projeto são médias diárias de temperatura, salinidade e densidade, pertencentes ao Projeto PIRATA. Os dados foram disponibilizados numa matriz irregular (excetuando os dados de temperatura da localidade 0° 35°W, que contém somente 1 bloco). Entretanto, esta forma de dispor os dados não é a mais adequada para se trabalhar com os dados. O ideal seria disponibilizá-los num formato regular, como mostra a figura 3.1. Assim, as profundidades do primeiro bloco devem encaixar com as profundidades do segundo bloco, que deverão encaixar com as do terceiro, e assim sucessivamente.

Como pode ser visto nas tabelas 3.1 e 3.2, os dados estão disponibilizados nos arquivos em blocos. Cada bloco diferencia-se um do outro pela quantidade de profundidades existentes neles. Só para exemplificar, os dados do arquivo com os dados de temperatura da bóia JAZZ contém 3 blocos. O primeiro bloco contém temperaturas para 11 profundidades diferentes (1, 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140, 180, 300 e 500 m). Já o segundo bloco contém dados de temperatura para todas as profundidades do bloco 1, além das profundidades de 10 e 13 m. Para sanar esta dificuldade, foram desenvolvidos 6 programas na linguagem de programação Fortran 90 para a leitura dos dados.

Etapa 2 - Obtenção dos primeiros gráficos

Após a leitura dos dados, 12 gráficos foram gerados no aplicativo "Origin 7.5" e são analisados na seção 4. Destes 12, os seis primeiros foram feitos usando-se a série completa de 1999 a 2007,

para as variáveis temperatura, salinidade e densidade, um para cada localidade, para mostrar o perfil das séries temporais e poder avaliar o conjunto das séries como um todo. Após uma cuidadosa análise dos gráficos das séries completas, um ano entre os sete foi escolhido. O critério para a escolha do ano de 2004 foi baseado em fatores como a disponibilidade contínua dos dados para as duas localidades (0° 35°W e 0° 23°W) e o ano de 2004 foi o que mais apresentou uma quantidade maior de dados contínuos para as duas localidades. Feito isto, outros seis gráficos foram gerados, considerando-se, então, somente o ano de 2004.

Etapa 3 - Suavização das curvas nos gráficos

O filtro de média móvel foi aplicado em todas as séries temporais de temperatura, salinidade e densidade. Desta maneira, as curvas dos gráficos do ano de 2004 ficaram mais suaves.

Etapa 4 – Obtenção de médias mensais de Temperatura

Para facilitar o processo de estimar as profundidades das CMOs, foram calculadas as médias mensais da série de 2004 e dois gráficos foram gerados, um para cada localidade.

Etapa 5 – Comparando médias mensais de 2004 com o Levitus 94

Para efeito de comparação com as médias mensais de 2004, foram gerados 12 gráficos representativos da profundidade média mensal da CMO com os dados disponíveis em <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.LEVITUS94/>. Estes gráficos mostram a evolução mensal da profundidade da CMO na região do ASPSP.

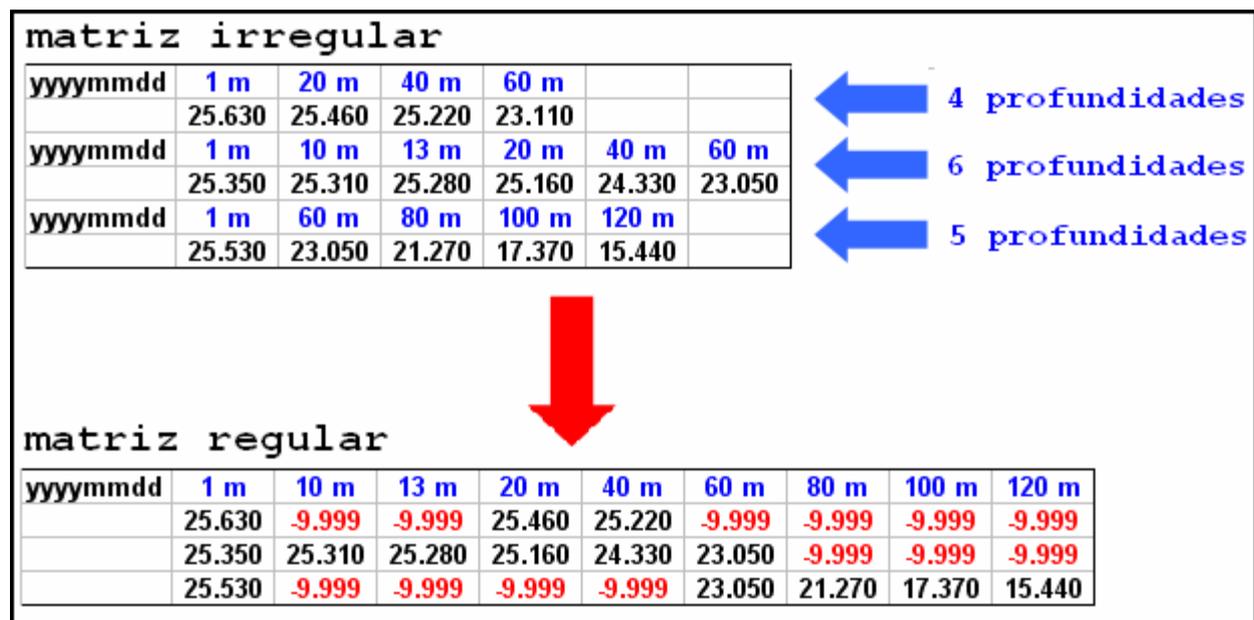


Figura 3.1 – A tabela exemplifica como os dados são disponibilizados na Internet, na forma de uma matriz irregular. A tabela de baixo mostra como ficam os dados após a execução do programa. Cada profundidade passa a ter sua própria coluna.

4. Resultados e Discussões

4.1. Comparação das séries completas

4.1.1. Temperatura

Analisando as séries completas de temperatura para as duas localidades no Atlântico Equatorial (figura 4.1), pode-se observar alguns padrões. Para as águas mais rasas, entre 1 e 40 m de profundidade, os picos máximos de temperatura, para todos os anos, ocorrem entre os meses de Abril e Maio, enquanto que os picos mínimos ocorrem entre Agosto e setembro. As

águas mais profundas, entre 60 e 120 m, apresentam seus picos de máxima temperatura coincidindo com os picos de mínima das águas mais rasas; seus picos de mínima também coincidem com os picos de máxima temperatura das águas rasas.

Para a localidade $0^{\circ} 35^{\circ}W$ (figura 4.1a), a amplitude das oscilações de temperatura das águas rasas é bem menor se comparada com as águas rasas da localidade $0^{\circ} 23^{\circ}W$ (figura 4.1b). Por outro lado, o contrário acontece para as águas mais profundas; a amplitude das oscilações de temperatura é maior para a localidade $0^{\circ} 35^{\circ}W$ do que para localidade $0^{\circ} 23^{\circ}W$.

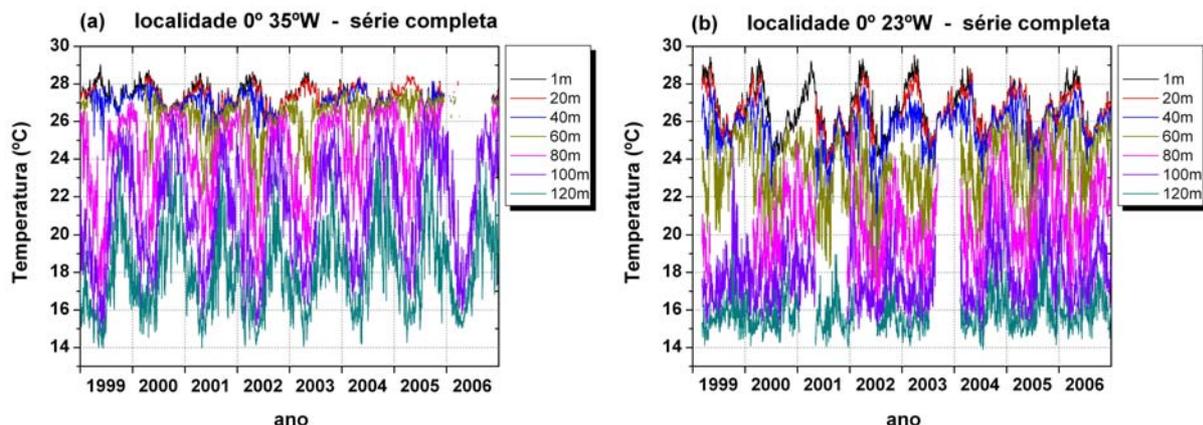


Figura 4.1 – Gráficos das séries temporais da temperatura do oceano, entre os anos de 1999 a 2006, para as profundidades de 1, 20, 40, 60, 80, 100 e 120 m, em (a) $0^{\circ} 35^{\circ}W$ e (b) $0^{\circ} 23^{\circ}W$.

4.1.2. Salinidade e densidade

Para melhor analisar a série temporal completa da salinidade é preciso mostrar como se mostrou o regime de chuvas no Atlântico Equatorial para o mesmo período (1999 a 2006). Analisando as profundidades de 1 m na figura 4.2,

pode-se observar um forte decréscimo (de janeiro a Abril) nos valores da salinidade. Observando os gráficos da figura 4.4, percebe-se que esses decréscimos coincidem com os períodos de chuvas no Atlântico Equatorial. Sabe-se que a ZCIT tem grande influência na precipitação no Atlântico Equatorial, e ela atinge a região do

ASPSP entre março e abril, período em que ela se encontra mais ao sul. As séries temporais da densidade podem ser analisadas na figura 4.3. A análise para a densidade é a mesma feita para a

salinidade. O decréscimo nos valores da densidade, entre Janeiro e Abril, coincide com a presença da ZCIT na região do ASPSP.

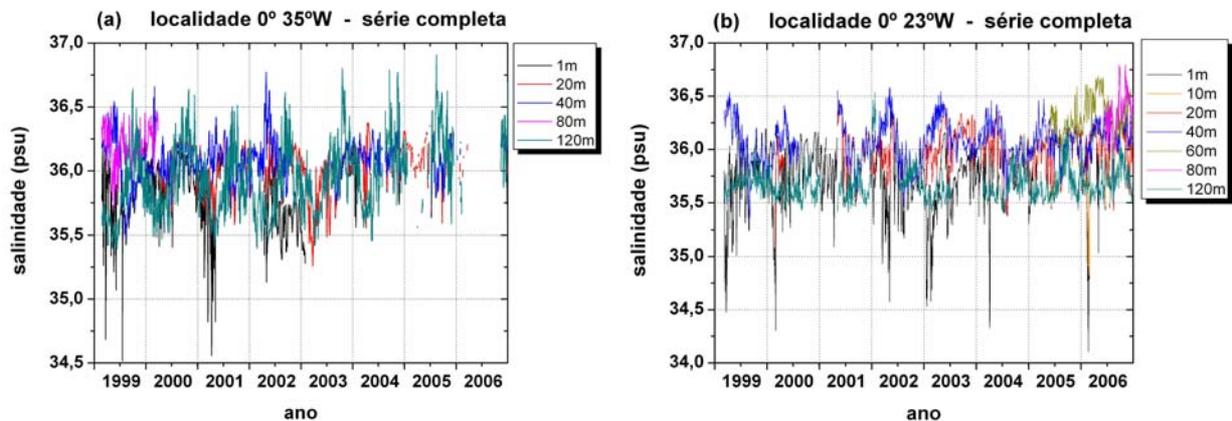


Figura 4.2 – Gráficos das séries temporais da salinidade no Atlântico Equatorial, entre os anos de 1999 a 2006, para várias profundidade, em (a) 0° 35°W e (b) 0° 23°W.

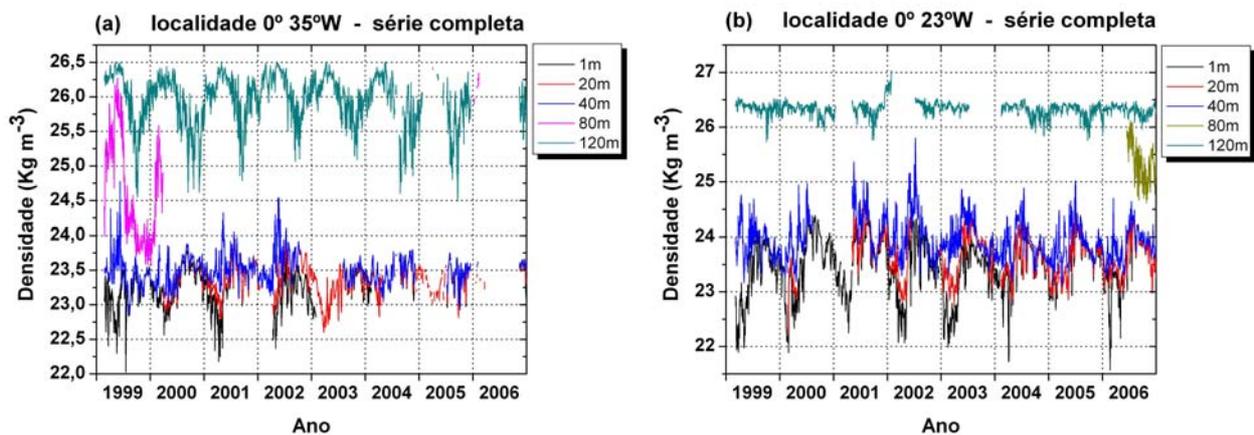


Figura 4.3 – Gráficos das séries temporais da densidade no Atlântico Equatorial, entre os anos de 1999 a 2006, para as profundidades de 1, 20, 40, 80 e 120 m, em (a) 0° 35°W e (b) 0° 23°W.

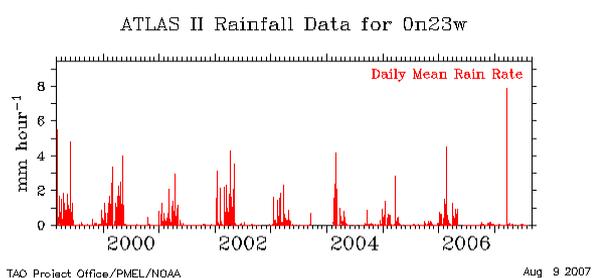
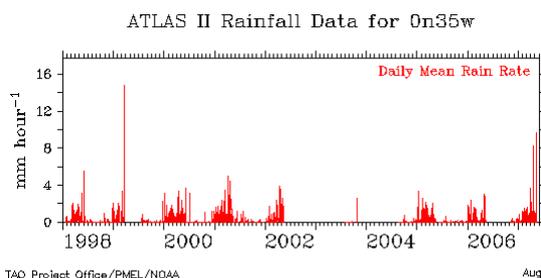


Figura 4.4 – Gráficos das séries temporais de precipitação no Atlântico Equatorial, entre os anos de 1998 a meados de 2007. (a) refere-se à precipitação em 0° 35°W (<http://www.pmel.noaa.gov/pirata/0n35w.html>); e (b) refere-se à precipitação em 0° 23°W (<http://www.pmel.noaa.gov/pirata/0n23w.html>).

4.2. Comparação das séries de 2004, com e sem média móvel

Para todos os gráficos nesta seção foi aplicado o filtro de média móvel de cinco pontos

para suavização das curvas dos gráficos. Este número de pontos foi a escolha mais adequada, pois um número maior de pontos foi testado e, apesar de as curvas ficarem mais suaves, a série começava a perder suas características.

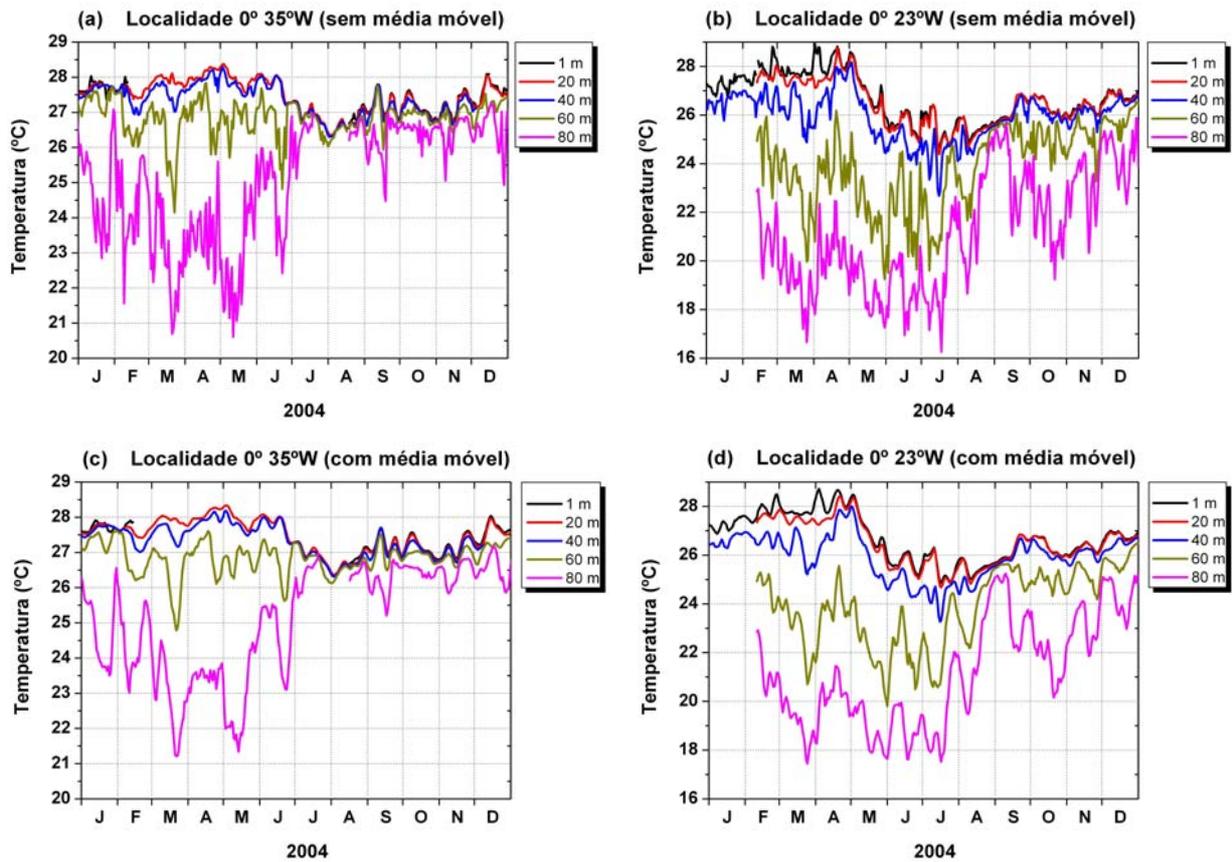


Figura 4.5 – Gráficos da temperatura do oceano da série temporal do ano de 2004 para cinco profundidades (1, 20, 40, 60 e 80 m). (a) 0° 35°W sem média móvel; (b) 0° 23°W sem média móvel; (c) 0° 35°W com média móvel; e (d) 0° 23°W com média móvel.

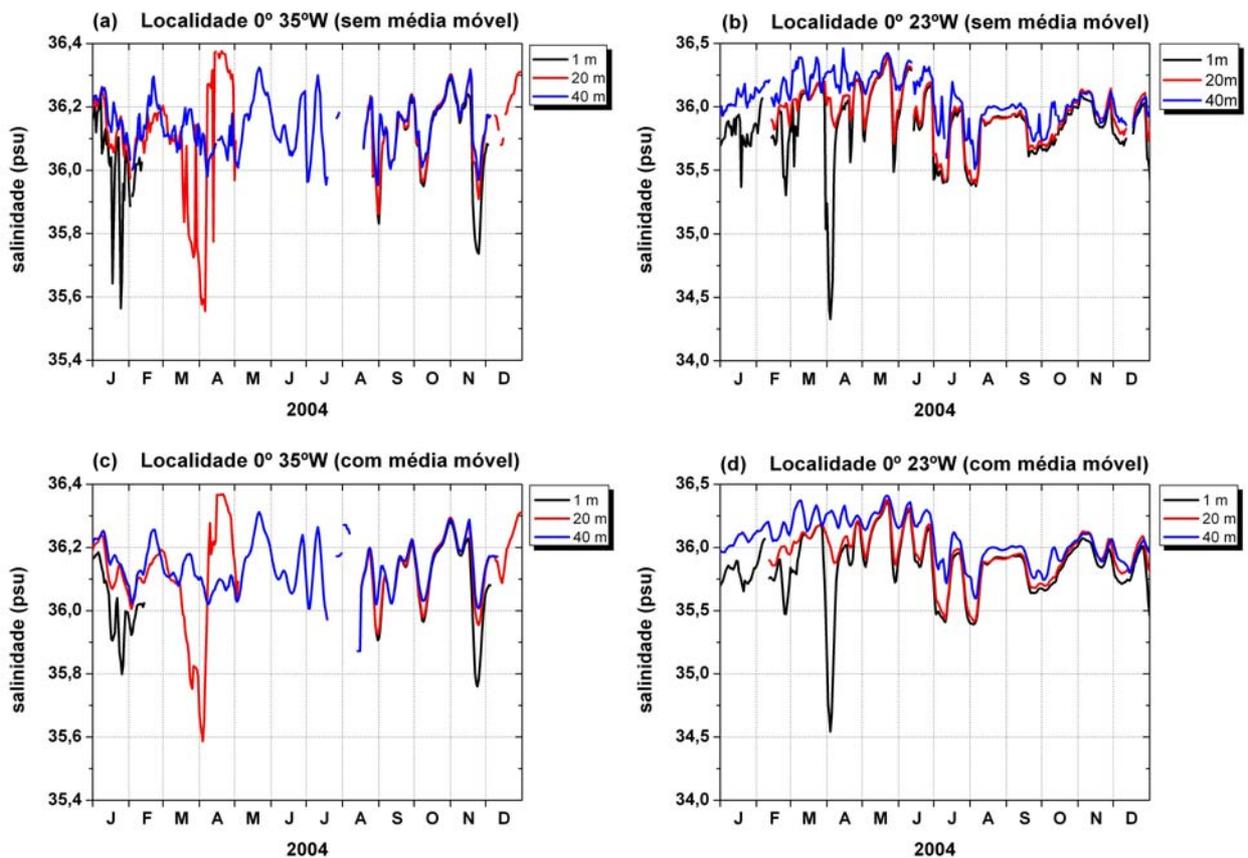


Figura 4.6 – Gráficos da salinidade do oceano da série temporal do ano de 2004 para três profundidades (1, 20 e 40 m). (a) 0° 35°W sem média móvel; (b) 0° 23°W sem média móvel; (c) 0° 35°W com média móvel; e (d) 0° 23°W com média móvel.

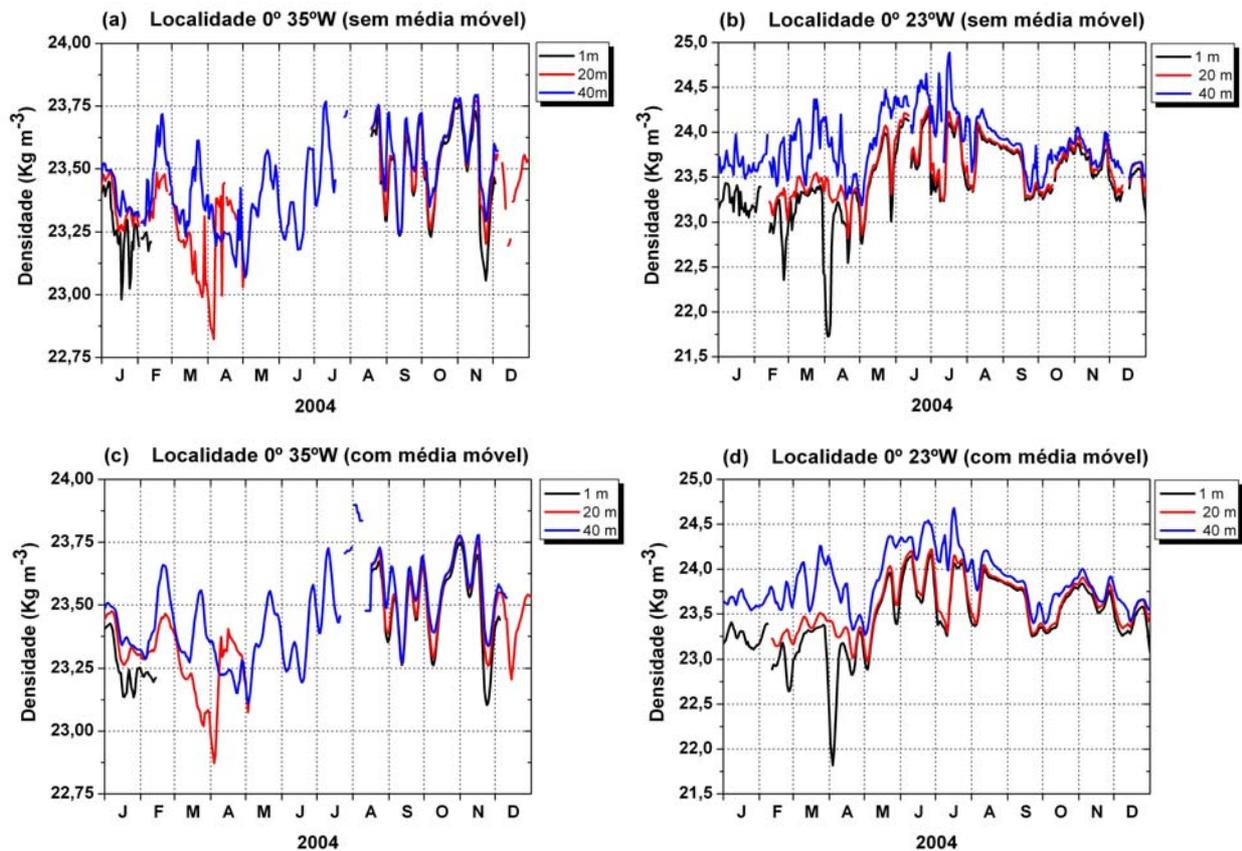


Figura 4.7 – Gráficos da densidade do oceano da série temporal do ano de 2004 para três profundidades (1, 20 e 40 m). (a) $0^{\circ} 35^{\circ}W$ sem média móvel; (b) $0^{\circ} 23^{\circ}W$ sem média móvel; (c) $0^{\circ} 35^{\circ}W$ com média móvel; e (d) $0^{\circ} 23^{\circ}W$ com média móvel.

A figura 4.5 apresenta as séries temporais de 2004, com e sem média móvel, da temperatura do oceano para diversas profundidades, para as localidades $0^{\circ} 35^{\circ} W$ e $0^{\circ} 23^{\circ} W$. Pôde-se analisar, inicialmente, que os gráficos com média móvel (4.5c,d) apresentam curvas mais suaves se comparadas com as curvas dos gráficos sem média móvel (4.5a,b). O ano de 2004 foi escolhido para a análise porque era o ano em que se tinham séries mais completas de temperatura das 3 primeiras profundidades. As primeiras profundidades são importantes, pois sem elas não daria para analisar a profundidade da CMO de Janeiro a Junho, período em que a CMO encontra-se menos profunda, com cerca de 15 a 40 m.

Fazendo um comparativo entre os gráficos 4.5 (c,d), dá pra se concluir que a CMO é mais profunda em $0^{\circ} 35^{\circ} W$ do que em $0^{\circ} 23^{\circ} W$. A temperatura da água nos primeiros 40 m é mais fria em $0^{\circ} 23^{\circ} W$ (variando, em média, de 23 a $28,5^{\circ}C$ ao longo do ano) do que em $0^{\circ} 35^{\circ} W$ (onde a variação vai de $26,5$ a $28,5^{\circ}C$).

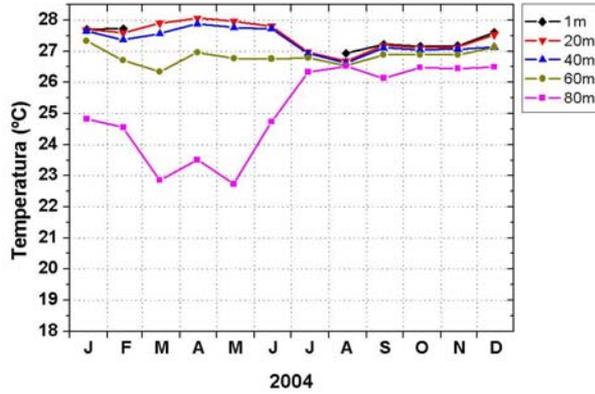
As figuras 4.6 e 4.7 mostram os gráficos de salinidade e densidade, respectivamente, nas profundidades de 1, 20 e 40 m, para as

localidades $0^{\circ} 35^{\circ}W$ e $0^{\circ} 23^{\circ}W$, durante o ano de 2004. Observando estes gráficos percebe-se que estão faltando dados de salinidade e densidade, para a profundidade de 1 m, entre fevereiro e agosto de 2004; para a profundidade de 20 m faltam dados entre maio e agosto. Por esta razão decidiu-se, como próximo passo neste projeto de pesquisa, optar por uma investigação climatológica da salinidade e densidade ao invés de usar somente as séries de 2004 para estes dados.

Os gráficos de salinidade e densidade mostrados na figura 4.6 e 4.7 não serão analisados na determinação da profundidade da CMO por causa da falta de dados.

Com o intuito de facilitar a determinação da evolução da profundidade da CMO, foram obtidas as médias mensais de temperatura para 2004, representadas nos dois gráficos da figura 4.8, que serão comparados com os gráficos do Levitus 94 das médias mensais da profundidade da CMO, mostradas na figura 4.9. A figura 4.10 mostra os valores estimados (da figura 4.8) da profundidade da CMO pelas médias mensais de temperatura e também os valores da profundidade da CMO observados nos gráficos do Levitus 94 (figura 4.9)

(a) Médias Mensais de Temperatura - 0° 35°W



(b) Médias Mensais de Temperatura - 0° 23°W

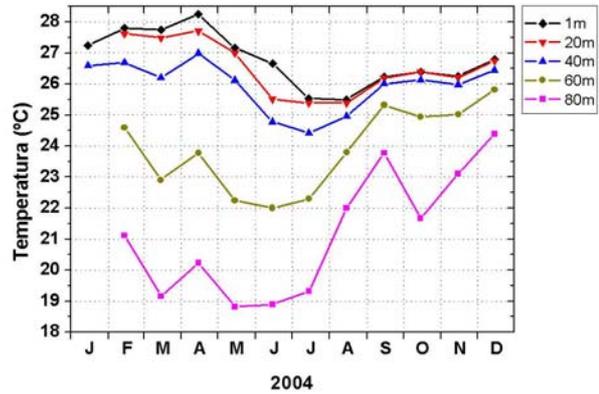


Figura 4.8 – Médias mensais de temperatura do ano de 2004, para a localidade 0° 35°W (gráfico a) e para a localidade 0° 23°W (gráfico b).

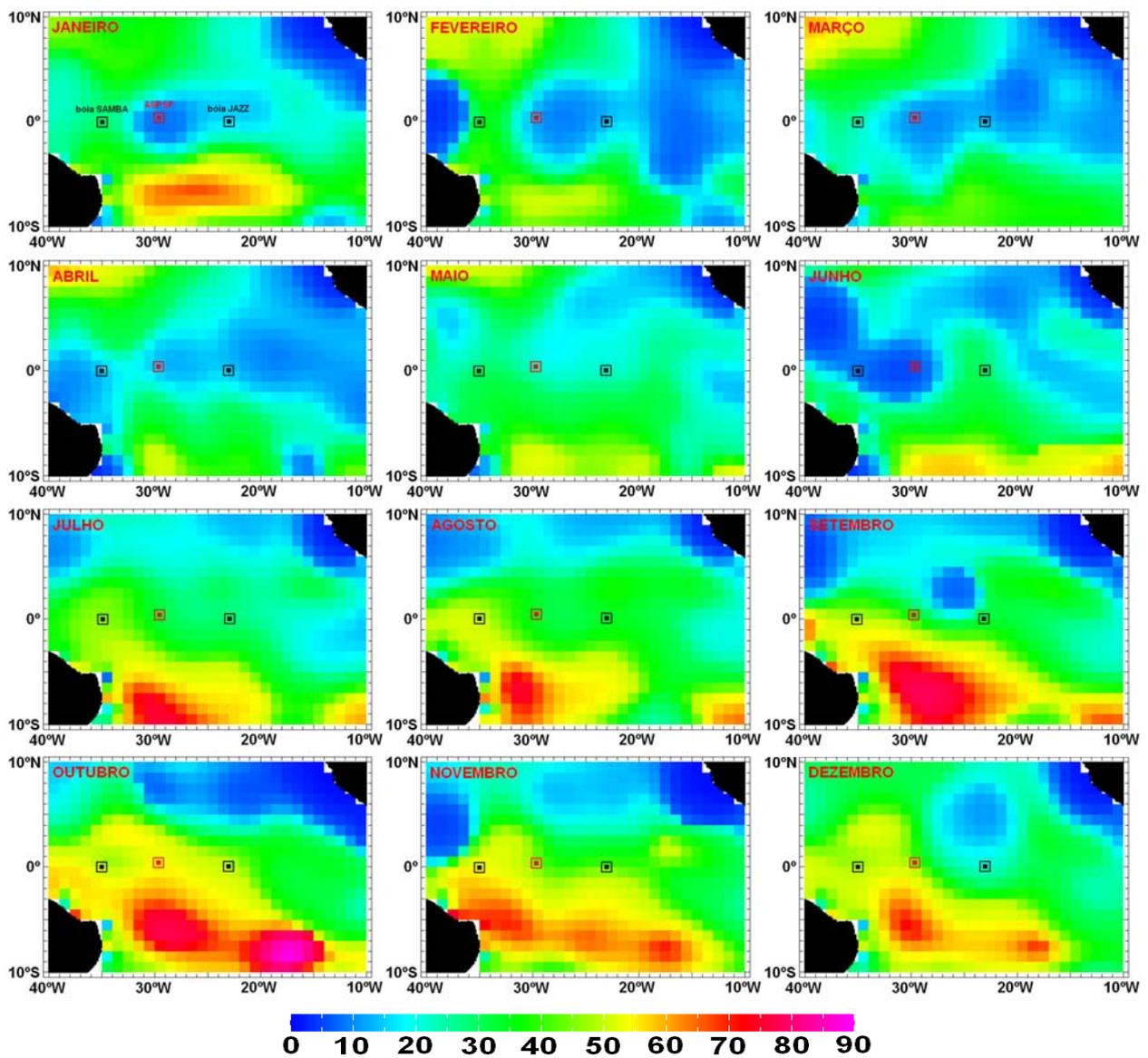


Figura 4.9 – Profundidade média mensal da CMO do Atlas Oceanográfico Mundial (Levitus 94).

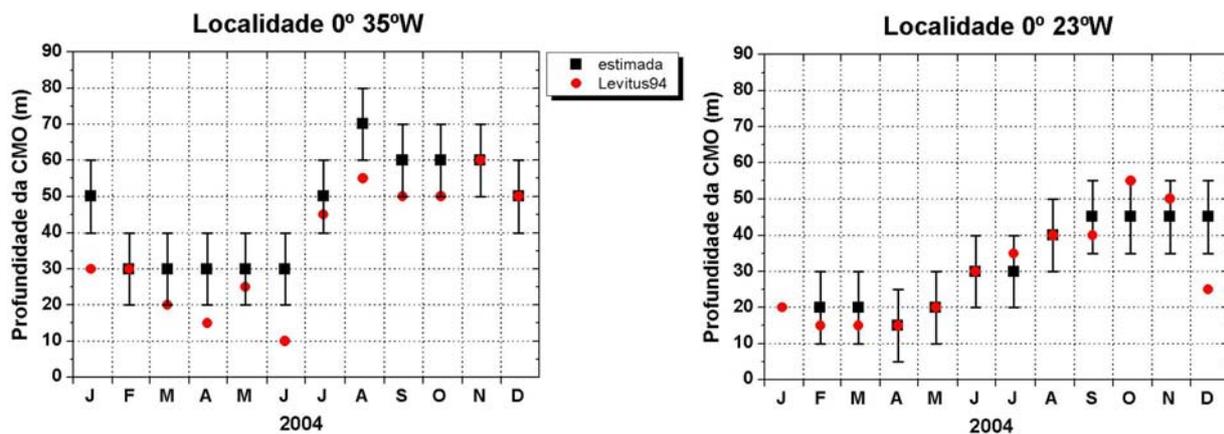


Figura 4.10 – Gráficos das profundidades da CMO, tanto as estimadas pelas médias mensais de temperatura (da figura 4.8) como também as obtidas do Levitus 94 (da figura 4.9), para as localidades $0^{\circ} 35^{\circ}W$ e $0^{\circ} 23^{\circ}W$.

Com o auxílio da figura 4.10 pode-se comparar as profundidades estimadas pelos gráficos das médias mensais da figura 4.8 e as obtidas pelos gráficos da climatologia da figura 4.9. As profundidades analisadas na figura 4.8 foram 1, 20, 40, 60 e 80 m. Como não há dados em profundidades intermediárias, tais como 10, 30, 50 e 70 m, foi necessário estimar as profundidades da CMO dentro de intervalos, pois para alguns meses não se sabe ao certo em que profundidade a CMO realmente se encontra. Analisando a figura 4.10(a), pode-se verificar que as profundidades estimadas estão, em grande parte, de acordo com o Levitus 94, excetuando os meses de Janeiro, Abril, Junho e Agosto. Na figura 4.10(b) pode-se observar que as profundidades estimadas também estão de acordo com o Levitus 94, excetuando Janeiro e Dezembro. Algumas características podem ser observadas comparando-se as figuras 4.10(a,b). As CMOs são menos espessas de Janeiro a Junho se comparadas com Julho a Dezembro. Além disso, a CMO é menos profunda em $0^{\circ} 23^{\circ}W$ do que em $0^{\circ} 35^{\circ}W$. Estas características também estão de acordo com o Levitus 94 (figura 4.9).

5. Discussão

A realização deste trabalho de pesquisa foi bastante satisfatória, pois permitiu o estudo de alguns conceitos não muito aprofundados na graduação, tais como o conceito de camada de mistura oceânica e filtros de suavização por médias móveis, bastante úteis e interessantes. Esta iniciação científica foi importante para o aprendizado e uso de ferramentas de pesquisa fundamentais tais como a linguagem de programação *Fortran* e o aplicativo *Origin 7.5*. As maiores dificuldades encontradas neste projeto foram a leitura dos arquivos usando o *Fortran* e a determinação da CMO sem ter a climatologia da série completa de temperatura, salinidade e densidade. A primeira dificuldade foi completamente superada. Como melhoria para

este projeto de pesquisa, deve ser feita uma climatologia com as séries completas de temperatura, salinidade e densidade para então se fazer uma nova comparação com o Levitus 94.

6. Conclusão

Este projeto de pesquisa envolveu várias etapas de trabalho. Desde a o uso da linguagem de programação para leitura de arquivos e cálculos de médias móveis ao uso de médias mensais para comparação com dados climatológicos. Neste trabalho foram obtidos vários resultados interessantes. Foi possível perceber alguns padrões entre as localidades $0^{\circ} 35^{\circ}W$ e $0^{\circ} 23^{\circ}W$. Para as águas mais rasas (1 a 40 m) os picos máximos de temperatura ocorrem entre os meses de Abril e Maio, enquanto que os picos mínimos ocorrem entre Agosto e setembro. Nas águas mais profundas (60 a 120 m), os picos de máxima temperatura coincidiram com os picos de mínima das águas mais rasas; seus picos de mínima também coincidiram com os picos de máxima temperatura das águas rasas.

Comparando-se as amplitudes das oscilações de temperatura das águas rasas entre as localidades $0^{\circ} 35^{\circ}W$ (figura 4.1a) e $0^{\circ} 23^{\circ}W$ (figura 4.1b), verificou-se que em $0^{\circ} 35^{\circ}W$ ela é bem menor que em $0^{\circ} 23^{\circ}W$. O contrário ocorreu para as águas mais profundas; as amplitudes das oscilações de temperatura é maior para a localidade $0^{\circ} 35^{\circ}W$ do que para localidade $0^{\circ} 23^{\circ}W$.

Outra característica importante observada foi a influência da ZCIT na salinidade do Oceano Atlântico Equatorial. Quando a ZCIT está mais ao sul, por volta de março e abril, há mais chuvas na região do ASPSP e, conseqüentemente, uma diminuição na salinidade nestas regiões, já que está havendo mais precipitação do que evaporação na região.

Foram determinadas as profundidades médias mensais da CMO, estimadas através das médias mensais de temperatura e comparadas com as profundidades médias mensais do Levitus 94.

Mesmo não sendo dados climatológicos, grande parte das profundidades médias mensais estimadas ficaram, para ambas as localidades, próximas da climatologia.

7. Outras Atividades

- 14^o Siicusp - Estudo das Condições Oceanográficas no Arquipélago de São Pedro e São Paulo. 2006.
- XII Simpósio de Iniciação Científica do IAG - Determinação da Profundidade da Camada de Mistura Oceânica na Região do Arquipélago de São Pedro e São Paulo. 2007.

8. Referências Bibliográficas

- Arnault S. and R.E. Cheney, 1994, Tropical Atlantic sea level variability from GEOSAT (1985-1989). *J. Geophys. Res.*, 99, C9, 18207-18224.
- De Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone (2004), Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology, *J. Geophys. Res.*, 109, C12003, 1-20
- Hastenrath S. and L. Heller, 1977: Dynamics of climate hazards in northeast Brazil. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 103, 77-92.
- Merle J., 1980: Seasonal heat budget in the equatorial Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 464-469.
- Merle J., M. Fieux, P. Hisard, 1979: Annual signal and interannual anomalies of Sea Surface Temperature in the eastern equatorial Atlantic. *Gate Sup II, Deep Sea Res.*, 26, 77-101.
- Moura A.D. and J. Shukla, 1981: On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 38, 2653-2675.
- Oliveira A.P., J. Soares, S. A. Bacellar, A.J. Machado, A.M. Espinosa, 2003: Energy balance over the Tropical Atlantic Ocean. *Proceedings of 12th Conference on Interactions of the Sea and Atmosphere* (12ISA), Long Beach, CA, USA.
- Pickard, G.L. and W.J. Emery, 1992: Descriptive Physical Oceanography, 6th edition, Pergamon Press, Oxford, England, 241 pp.
- Servain J., 1991: Simple climatic indices for the tropical Atlantic ocean and some applications. *J. Geophys. Res.*, 96, 15137-15146.
- Servain J. and D.M. Legler, 1986: Empirical orthogonal function analysis of tropical Atlantic sea surface temperature and wind stress: 1964-1979. *J. Geophys. Res.*, 91, 14181-14191.
- Servain J., J. Picaut, A.J. Busalacchi, 1985: Interannual and seasonal variability of the tropical Atlantic ocean depicted by 16 years of sea surface temperature and wind stress. *Coupled ocean-atmosphere models*, J.C.J. Nihoul ed., Elsevier, 211-235.
- Soares, J.; Oliveira, A.P.; Servain, J.; Bacellar, S.A., 2004: Resultados preliminares do balanço de energia sobre o oceano Atlântico tropical (PROJETO FluTuA). In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Fortaleza, Ceará. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia (CD).
- Soares, J. e A.P.Oliveira, 2001: *FluTuA – Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico*. I Workshop Científico/Ambiental do programa Arquipélago. Natal-RN. Março. Pág 23.
- Soares, J.; Oliveira, A. P.; Wainer, I.; Servain, J., 2001: Turbulent fluxes over the tropical Atlantic Ocean. In: WCRP/SCOR WORKSHOP INTERCOMPARISON AND VALIDATION OF OCEAN-ATMOSPHERE FLUX FIELDS, Potomac, MD, USA.. Proceedings of Intercomparison and validation of Ocean-Atmosphere Flux Fields. Geneva, Switzerland: WMO, 2001. v. WCRP, p. 334-337.
- Spiegel, Murray Ralph, 1985: Estatística – 2^a ed., São Paulo: McGraw-Hill do Brasil
- Vianna M., G.H.J. Pedras and J. Servain, 1996: Climatic driving and prediction of spiny lobster catches in Northeast Brazil. Submetido a *Oceanologica Acta*.
- Wainer, I. and J. Soares, 1997: North Northeast Brazil rainfall and its decadal - scale relationship to wind stress and sea surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 277-280.
- Wainer, I., G.Clauzet, J.Servain, J.Soares, 2003a: Time Scales of Upper Ocean temperature Variability Inferred from the PIRATA data (1997-2000). *Geophysical Research Letters*. 30 (5), 8004.
- Wainer, I., A.Taschetto, J.Soares, A.P.Oliveira, B.Otto-Bliesner, E.Brady, 2003b: Intercomparison of heat fluxes in the South Atlantic. Part I: The seasonal cycle. *Journal of Climate*. 16 (4), 706-714.

Relatório Final de Pesquisa de Iniciação Científica

PIBIC/CNPq

Período - Agosto de 2006 a Janeiro de 2007

*Estudo das condições meteorológicas e oceanográficas no
Arquipélago de São Pedro e São Paulo*

Aluno: Udo Tersiano Skielka

Orientador: Jacyra Soares

**Departamento de Ciências Atmosféricas
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Universidade de São Paulo**

Março de 2007

Resumo

Devido à ausência de dados observacionais é limitado o número de estudos de processos físicos atmosféricos e oceânicos no Atlântico Sul que contribuem para as variações encontradas nos parâmetros de superfície marinha ou para os fluxos entre o oceano e a atmosfera. O presente projeto de pesquisa de Iniciação Científica se encaixa dentro do projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico). O FluTuA tem como objetivo primeiro investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional direta e contínua dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento sobre o oceano Atlântico no Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP), localizado na região de mar aberto do oceano Atlântico tropical. Há poucas referências na literatura de observações meteorológicas e oceanográficas efetuadas diretamente no ASPSP. Existem, entretanto, vários resultados de modelos numéricos sobre a região em estudo. O ASPSP localiza-se em mar aberto, sobre a fratura tectônica de São Paulo e é formado por um grupo de pequenas ilhas rochosas, desabitadas e desprovidas de qualquer tipo de vegetação, localizadas a cerca de 1.100 quilômetros do litoral do Estado do Rio Grande do Norte ($00^{\circ} 56' N$ e $29^{\circ} 22' W$), em uma região privilegiada para o desenvolvimento de pesquisas meteorológicas e oceanográficas. Este trabalho de iniciação científica teve como objetivo fazer uma caracterização climática das variáveis meteorológicas e oceanográficas padrões – direção e velocidade do vento, temperatura do ar, temperatura da superfície do mar, umidade do ar, e precipitação – utilizando dados *in situ* do Projeto PIRATA (Relatório Parcial PIBIC 2005/2006). Posteriormente, foi feito com esses dados um estudo dos fluxos verticais turbulentos na interface ar-mar, calculando-os através do método *bulk*, o qual parametriza os fluxos utilizando as variáveis padrão, e comparando-os com as estimativas de outros projetos científicos (Relatório Final PIBIC 2005/2006). Neste relatório final são mostrados os valores estimados dos coeficientes de troca turbulenta – coeficientes de parametrização utilizados no método *bulk* – para os fluxos estimados pelo NCEP e o OAFlux, com o intuito de, futuramente, após a realização do Projeto FluTuA, comparar objetivamente a qualidade dos fluxos estimados por estes programas.

1. Introdução

Entre os oceanos tropicais, o oceano Atlântico se distingue por apresentar um ciclo sazonal pronunciado (Philander, 1979; Merle, 1980). Numerosos estudos (Merle et al., 1979; Servain et al., 1985; Servain and Legler, 1986; Arnault and Cheney, 1994) mencionam a presença de eventos climáticos anormais no Atlântico com duração variável de algumas semanas a vários anos. Eventos de curta duração, em particular no Golfo da Guiné, podem ser explicados pela dinâmica equatorial de origem puramente atlântica, como observado em 1968 (Servain and Legler, 1986; Reverdin and du Penhoat, 1987). Outras anomalias no Atlântico, de duração maior, como em 1984 (Delecluse et al., 1994) podem ser consideradas como uma combinação da dinâmica local e indiretamente da dinâmica equatorial associada ao fenômeno El Niño no oceano Pacífico equatorial. Em termos mais gerais, pode-se caracterizar a variabilidade do Atlântico como uma combinação de efeitos locais e indiretos.

As anomalias no Atlântico de duração de meses a alguns anos estão, em geral, associadas principalmente à combinação de fases do Atlântico Sul ou Norte. Quando o Atlântico Sul e Norte estão fora de fase, tem-se uma situação conhecida como “dipolo”, a qual apresenta uma forte componente decadal. Nesse caso a variabilidade do oceano está associada também à variabilidade da posição da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT).

A ZCIT apresenta um ciclo aproximadamente de um ano, estando entre 2°S e 1°N nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, e entre 8°N e 14°N nos meses de junho, julho e agosto (Hastenrath and Lamb, 1997; Hastenrath and Heller, 1997; Citeau et al., 1988; Nobre e Molion, 1998). A figura 1 ilustra a posição média da ZCIT para os meses de julho e janeiro.



Figura 1.1: Movimento sazonal da ZCIT.

O deslocamento norte-sul anômalo da ZCIT corresponde a estações secas e chuvosas, respectivamente. Em particular, anos de secas no Nordeste estão associados ao deslocamento anômalo da ZCIT para norte da sua posição climatológica (Wainer and Soares, 1997; Hastenrath and Heller, 1977; Moura and Schukla, 1981; Servain, 1991) que por sua vez podem afetar os recursos pelágicos do Golfo da Guiné (Binet and Servain, 1993) ou ao longo da costa brasileira (Vianna et al., 1996). Dessa forma, o estudo e a eventual previsão de eventos climáticos na região do Atlântico devem constituir uma das prioridades de pesquisa pelo seu impacto sócio-econômico análogo aos eventos associados ao fenômeno El Niño/Oscilação Sul no Oceano Pacífico.

Sabe-se que a temperatura da superfície do mar (TSM) é a variável oceânica que mais afeta a atmosfera e, portanto, qualquer tentativa de previsão da variabilidade do sistema oceano-atmosfera será sempre limitada pela capacidade de entender (e prever) os processos que modificam a TSM. Hoje em dia já existe uma quantidade significativa de modelos acoplados operacionais que prevêem a TSM com moderado sucesso usando uma formulação de fluxos de calor extremamente simplificada (Cane et. al. 1986; Chen et. al, 1995). Melhorar a previsão da TSM e, conseqüentemente, do sistema acoplado oceano-atmosfera, requer um tratamento mais realístico dos fluxos de calor e movimento entre o oceano-atmosfera.

Devido à ausência de dados observacionais é limitado o número de estudos de processos físicos relacionados com a variabilidade da região do Atlântico, em particular, à investigação dos vários processos atmosféricos e oceânicos que contribuem para as variações encontradas nos parâmetros de superfície marinha ou para os fluxos na interface oceano-atmosfera. Além dos estudos diagnósticos e prognósticos de mudança climática, muitos outros estudos requerem o conhecimento dos parâmetros de interação ar-mar de superfície: modelos operacionais de previsão de tempo, estudos sinóticos de meteorologia e oceanografia, estudos na região da plataforma continental, estudos dos ciclos biogênicos, modelos de previsão de onda, engenharia marinha, etc.

O *Projeto FluTuA – Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico* (Soares et al., 2000), o qual tem como objetivo o estudo dos processos físicos de interação entre o oceano e a atmosfera tem como principal base de estudo sobre o Oceano Atlântico Tropical o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP).

O ASPSP é constituído de um grupo de pequenas ilhas rochosas, desabitadas, localizadas no hemisfério norte, a cerca de 1100 quilômetros da costa do Rio Grande do Norte (0°56'N 29°22'W), onde são realizadas pesquisas em diversas áreas da ciência.

Apesar do conhecimento de fenômenos meteorológicos atuantes, pouco se sabe sobre as características climatológicas da região equatorial do Oceano Atlântico devido à falta de monitoramento e de dados observacionais, o que limita o desenvolvimento de pesquisas.

1.1.Objetivo

O objetivo geral deste trabalho é fazer uma caracterização oceanográfica e meteorológica e um estudo da interação da atmosfera com o oceano (ar-mar) – fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e momento - da região do ASPSP, cujo conhecimento é pouco, mas de extrema importância, não apenas para o projeto FluTuA, mas também para outros projetos existentes com interesses científicos na região.

Na primeira etapa do trabalho apresentada no Relatório Parcial/CNPQ – fevereiro de 2006 - (RP), os esforços se concentraram na caracterização meteorológica e oceanográfica da região do ASPSP utilizando dados de projetos científicos que medem (Projeto PIRATA) ou estimam (Projeto OAFlex) as variáveis na região próxima ao ASPSP.

No Relatório Final PIBIC – 2005/2006 (RF) foram calculados os fluxos verticais turbulentos de momento, calor latente e calor sensível utilizando fórmulas *bulk* de parametrização com os dados do Projeto PIRATA. Com os fluxos de calor latente e sensível calculados, foi

possível compará-los com os fluxos estimados pelo Projeto OAFlux, o qual tem como principal objetivo estimar os fluxos em escala global a uma resolução de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$.

Nesta última etapa deste trabalho de iniciação científica, a qual é relatada aqui, são mostrados os resultados das estimativas dos coeficientes de troca turbulenta de modo que os fluxos parametrizados através do método *bulk* ficassem os mais próximos possíveis dos fluxos estimados pelas outras fontes (OAFlux e NCEP). O objetivo dessa estimativa é poder comparar de modo prático, futuramente, quando já estiverem concretizadas as medições do Projeto FluTuA, os fluxos estimados por essas diferentes fontes com os fluxos medidos *in situ*, e assim verificar a acurácia dessas fontes através dos valores desses coeficientes.

2. Região de estudo

Neste estudo de investigação da região do ASPSP foram utilizados os dados de duas das quinze bóias oceanográficas do Projeto PIRATA: *Jazz* - situada a $0^\circ\text{N } 23^\circ\text{W}$ (B23W) - a aproximadamente 720 quilômetros de distância do arquipélago; e *Samba* - situada a $0^\circ\text{N } 35^\circ\text{W}$ (B35W) - a aproximadamente 635 quilômetros do arquipélago. O motivo da escolha das bóias foi devido à maior proximidade que as duas têm com o arquipélago, sendo que este se encontra, geograficamente, entre as duas bóias, conforme ilustrado na Figura 2.1.

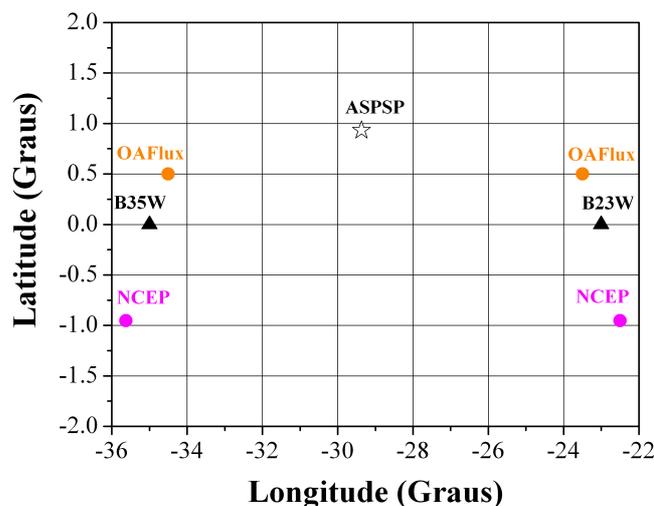


Figura 2.1: Localização geográfica dos dados utilizados no estudo: bóia PIRATA em $0^\circ 35^\circ\text{W}$ (triângulo preto) e bóia PIRATA em $0^\circ 23^\circ\text{W}$ (triângulo preto); dados do Projeto OAFlux – (círculos laranja) e; dados do NCEP (círculos roxo).

Na primeira parte do trabalho, a qual foi apresentada no RP, em fevereiro, os dados do OAFlux utilizados foram de um único ponto de grade, o mais próximo do ASPSP, já que o objetivo era de fazer um reconhecimento do clima da região. Já para as estimativas dos fluxos turbulentos, mostradas no RF, foram utilizados dados de dois pontos de grade do OAFlux, sendo esses os pontos com maior proximidade das bóias oceanográficas utilizadas, com o intuito de comparar os fluxos estimados com os fluxos calculados com as fórmulas *bulk* de parametrização utilizando os dados das bóias.

Nesta última parte deste trabalho de iniciação científica apresentada neste relatório, foram adicionados às comparações fluxos turbulentos estimados pelo NCEP em dois pontos de grade, sendo estes também de maior proximidade às duas bóias do PIRATA utilizadas. A Tabela 2.2 mostra os pontos de grades utilizados referentes a cada fonte de dados e as proximidades desses pontos com cada bóia. Na Figura 2.1 é possível visualizar geograficamente os pontos de grade e o ASPSP.

PIRATA	OAFflux	NCEP
B35W	0,5°N 34,5°W	0,95°S 35,6°W
B23W	0,5°N 23,5°W	0,95°S 22,5°W
Distância das bóias	70 km	100 km

Tabela 2.2: Localização e distância aproximada entre as bóias e cada ponto de grade utilizado referente a cada fonte de dado.

3. Dados Utilizados

No intento de fazer uma caracterização climática e um estudo de interação ar-mar da região do ASPSP foi feito um levantamento na *internet* em *web sites* de projetos que dispõem de dados de variáveis meteorológicas e TSM, medidos ou estimados, o mais próximo possível do arquipélago.

A seguir são comentados os projetos dos quais foram utilizados os dados neste trabalho e suas características

3.1. Projeto PIRATA – *Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic*

Projeto em atividade desde 1997, realizado no âmbito internacional entre Brasil, França e EUA, o qual tem como objetivo a aquisição de dados oceanográficos e meteorológicos utilizando uma rede de quinze bóias oceanográficas espalhada pelo oceano Atlântico tropical. Nessas bóias estão instalados diversos instrumentos, a maioria realizando medidas de alta resolução (10 minutos). Os dados estão disponíveis no endereço <http://www.pmel.noaa.gov/PIRATA/>.

3.2. Projeto OAFflux – *Objectively Analyzed Air-Sea Flux*

Projeto do *Woods Hole Oceanographic Institute*, tem como principal objetivo estimar, através de métodos numéricos acoplados - utilizando dados de observações em superfície, satélites e gerados por modelos numéricos - os fluxos de troca de energia entre o oceano e a atmosfera (exceto o fluxo de momento) em todo o globo, a cada 0°30' de latitude por 0°30' de longitude. O projeto disponibiliza também estimativas de algumas variáveis meteorológicas como temperatura do ar e TSM, disponibilizando-as em seu *web site* - <http://www.whoi.edu/science/PO/people/lyu/res-flux.html>. Atualmente o projeto apresenta dados diários e mensais no intervalo de 1981 até 2002.

3.3. Dados da reanálise do NCEP

Foram utilizados na comparação dados de fluxo de momento, fluxo de calor sensível e latente. Vale ressaltar que a utilização dos dados do NCEP neste estudo comparativo é de extrema relevância, já que esses dados são intensamente utilizados pela comunidade científica.

3.4. Variáveis utilizadas e especificações

São mostradas na Figura 3.1 as variáveis do Projeto PIRATA utilizadas no trabalho e a disposição dos instrumentos instalados nas bóias oceanográficas. No trabalho foram utilizadas médias diárias.

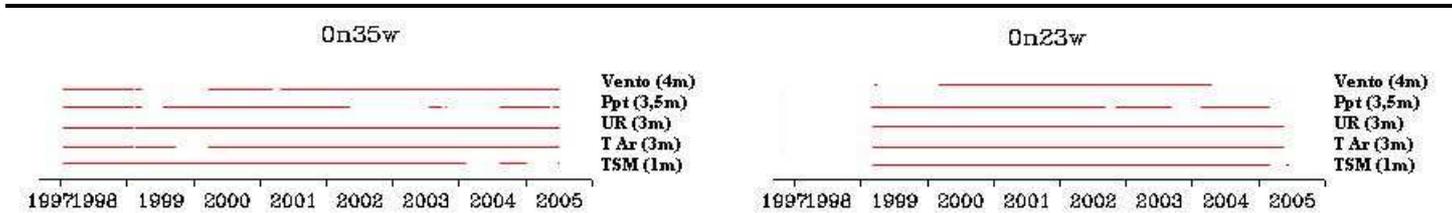


Figura 3.1: Série temporal de medidas realizadas nas respectivas bóias oceanográficas do projeto PIRATA utilizadas no trabalho. Essas informações estão disponibilizadas no site do Projeto PIRATA.

Como mostradas na Figura 3.1, as séries de medidas do Projeto PIRATA eventualmente possuem intervalos com falta de dados devido a ocorrências técnicas.

Os dados do projeto OAFflux utilizados foram de 1999 a 2002, utilizando os dados de fluxos turbulentos de calor sensível e calor latente, sem interrupções na série temporal. Do NCEP foram utilizados dados de fluxo de momento, calor sensível e calor latente, de 1999 a 2003, também sem interrupção na série temporal.

4. Considerações teóricas

Fórmulas de parametrização são utilizadas na determinação de fluxos turbulentos a partir de variáveis básicas (temperatura ar, TSM, umidade, intensidade do vento) medidas *in situ* ou estimadas por sensoriamento remoto. Essas parametrizações são utilizadas em modelos numéricos na estimativa dos fluxos em grande escala, já que são poucos os locais existentes que medem esses fluxos diretamente sobre o oceano.

A utilização das fórmulas bulk é o método mais comum no meio científico para parametrização de fluxos turbulentos verticais sobre o oceano e tem sido constantemente aprimoradas por pesquisadores. De modo mais simplificado, as fórmulas bulk podem ser representadas pela relação

$$F \propto C_{XZ} u_z (\Delta s_z) \quad (4.1)$$

onde F é o fluxo, u_z é velocidade do vento medida a uma altura de referência z e Δs_z é a diferença do valor da variável básica apropriada ao fluxo (velocidade do vento, temperatura ou umidade) entre a superfície e a altura z . A maioria dos processos físicos têm sido parametrizados pelos chamados “coeficiente de troca turbulenta”, C_{XZ} , para cada fluxo (C_D , C_E , C_H – coeficiente de arrasto, de transferência de umidade e de calor, respectivamente), os quais variam com a altura z e a estabilidade atmosférica em relação à superfície (intensidade do vento e rugosidade da superfície), tendo, geralmente, a altura de dez metros e estabilidade neutra como referência (C_{X10n}). Dependendo do fluxo a ser calculado e do estado da atmosfera em relação às variáveis influentes,

ou seja, em relação às características da região de estudo, estes coeficientes podem ser considerados constantes (WGASF, 2000).

Alguns experimentos estimaram valores para esses coeficientes para diferentes condições do oceano Pacífico. Na Tabela 4.1 são mostrados alguns dos coeficientes estimados empiricamente.

Autores	Valores dos Coeficientes
Enriquez e Friehe (1997)	$10^3 C_{DN}=0,509+0,65 \bar{u}_z$ $10^3 C_{HN}=10^3 C_{EN}=1,05$
Dupuis et al. (1997)	$10^3 C_{DN}=0,66+117000 \bar{u}_z^{-2}$ para $\bar{u}_z < 5,2 \text{ms}^{-1}$ $10^3 C_{HN}=10^3 C_{EN}=1,2$ para $\bar{u}_z < 5,2 \text{ms}^{-1}$
Garrat (1977)	$10^3 C_{DN}=0,75+0,067 \bar{u}_z$ para $4 < \bar{u}_z < 21 \text{ms}^{-1}$
Smith (1989)	$10^3 C_{HN}=1,0$ para $4 < \bar{u}_z < 14 \text{ms}^{-1}$ $10^3 C_{EN}=1,2 \pm 0,1$ para $4 < \bar{u}_z < 14 \text{ms}^{-1}$
Tabela 4.1: Coeficientes de transferência estimados empiricamente e as condições de intensidade média do vento a altura z e de estabilidade neutra.	

Apesar de existirem poucos locais de medições diretas de fluxos sobre o oceano, esses experimentos são muito importantes e necessários para o desenvolvimento e calibração das equações de parametrização. Os fluxos medidos diretamente são tidos como um limite para a acurácia de estimativas indiretas. Apesar disso, esses estudos diretos, em geral sobre camada limite superficial (CLS), no Atlântico tropical e sul ainda são inexistentes.

4.1. Cálculo de fluxos turbulentos

Os fluxos turbulento de momento ($\vec{\tau}$), calor sensível (H) e calor latente (LE) são representados pelas Equações (4.2).

$$\begin{aligned}
 |\vec{\tau}| &= \rho \overline{w'u'} = -\rho u_*^2 \\
 H &= \rho c_p \overline{w'T'} = -\rho c_p u_* T_* \\
 LE &= \rho L_e \overline{w'q'} = -\rho L_e u_* q_*
 \end{aligned}
 \tag{4.2}$$

Nessas equações, w' , T' , q' e u' representam as flutuações da velocidade vertical, temperatura, umidade e vento, respectivamente, em torno de um valor médio definido experimentalmente de acordo com a região de estudo. Como pode ser observado nas Equações (4.2), a turbulência é calculada através da covariância entre essas flutuações. As constantes ρ é a densidade do ar ($1,15 \text{ kg m}^{-3}$), c_p é o calor específico do ar a pressão constante ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) e

L_e é o calor latente de vaporização ($2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$). As escalas características T_* , q_* e u_* são baseadas na teoria da similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) (Panofsky e Dutton, 1984; Greenaert, 1990).

Na CLS, os fluxos verticais turbulento são aproximadamente constantes, o que permite escrever as Equações (4.2) em termo de escalas características de velocidade, também conhecida como velocidade de fricção, (u_*), temperatura (T_*) e umidade específica (q_*). De acordo com a TSMO (Panofsky e Dutton, 1984; Greenaert, 1990):

$$\begin{aligned} u_* &= \sqrt{C_D} (\bar{u}_z - \bar{u}_0) \\ T_* &= (C_H / \sqrt{C_D}) (\bar{T}_z - \bar{T}_0) \\ q_* &= (C_E / \sqrt{C_D}) (\bar{q}_z - \bar{q}_0) \end{aligned} \quad (4.3)$$

Pela Equação (4.2), a velocidade de fricção também pode ser representada como $u_* = \sqrt{-\overline{w'u'}}$.

Embora consideradas de determinação puramente empírica, as fórmulas bulk podem ser derivadas utilizando as equações adimensionais do perfil vertical e a TSMO (Greenaert, 1990). Aqui será mostrada de forma sucinta a determinação das fórmulas bulk através das equações mostradas.

A determinação dos fluxos turbulentos pode ser dada utilizando as relações empíricas:

$$\begin{aligned} \overline{u'w'} &= -C_D (\bar{u}_z - \bar{u}_0) (\bar{u}_z - \bar{u}_0) \\ \overline{T'w'} &= -C_H (\bar{T}_z - \bar{T}_0) (\bar{u}_z - \bar{u}_0) \\ \overline{q'w'} &= -C_E (\bar{q}_z - \bar{q}_0) (\bar{u}_z - \bar{u}_0) \end{aligned} \quad (4.4)$$

onde os fluxos turbulentos são representados pelas covariâncias. As variáveis u_0 , T_0 e q_0 correspondem à velocidade do vento, temperatura e umidade, representativas na camada superficial, descritas mais adiante.

Substituindo (4.4) em (4.2), chega-se às fórmulas bulk:

$$\begin{aligned} \overline{\tau} &= \rho_0 C_D (\bar{u}_z - \bar{u}_0)^2 \\ H &= -\rho_0 c_p C_H (\bar{u}_z - \bar{u}_0) (\bar{T}_z - \bar{T}_0) \\ LE &= -\rho_0 L_e C_E (\bar{u}_z - \bar{u}_0) (\bar{q}_z - \bar{q}_0) \end{aligned} \quad (4.5)$$

As quais permitem o cálculo dos fluxos turbulento através das variáveis meteorológicas padrões. Substituindo as Equações (4.3) nas (4.4) é possível representar os fluxos como a Equação (4.2) em função das escalas características.

A Figura 4.1 mostra um exemplo, para o mês de outubro (dia do ano 274 ao 304), do fluxo de momento e a escala característica de velocidade do vento juntamente com a média diária da intensidade do vento entre todos os anos de dados disponíveis das variáveis medidas pelo Projeto PIRATA.

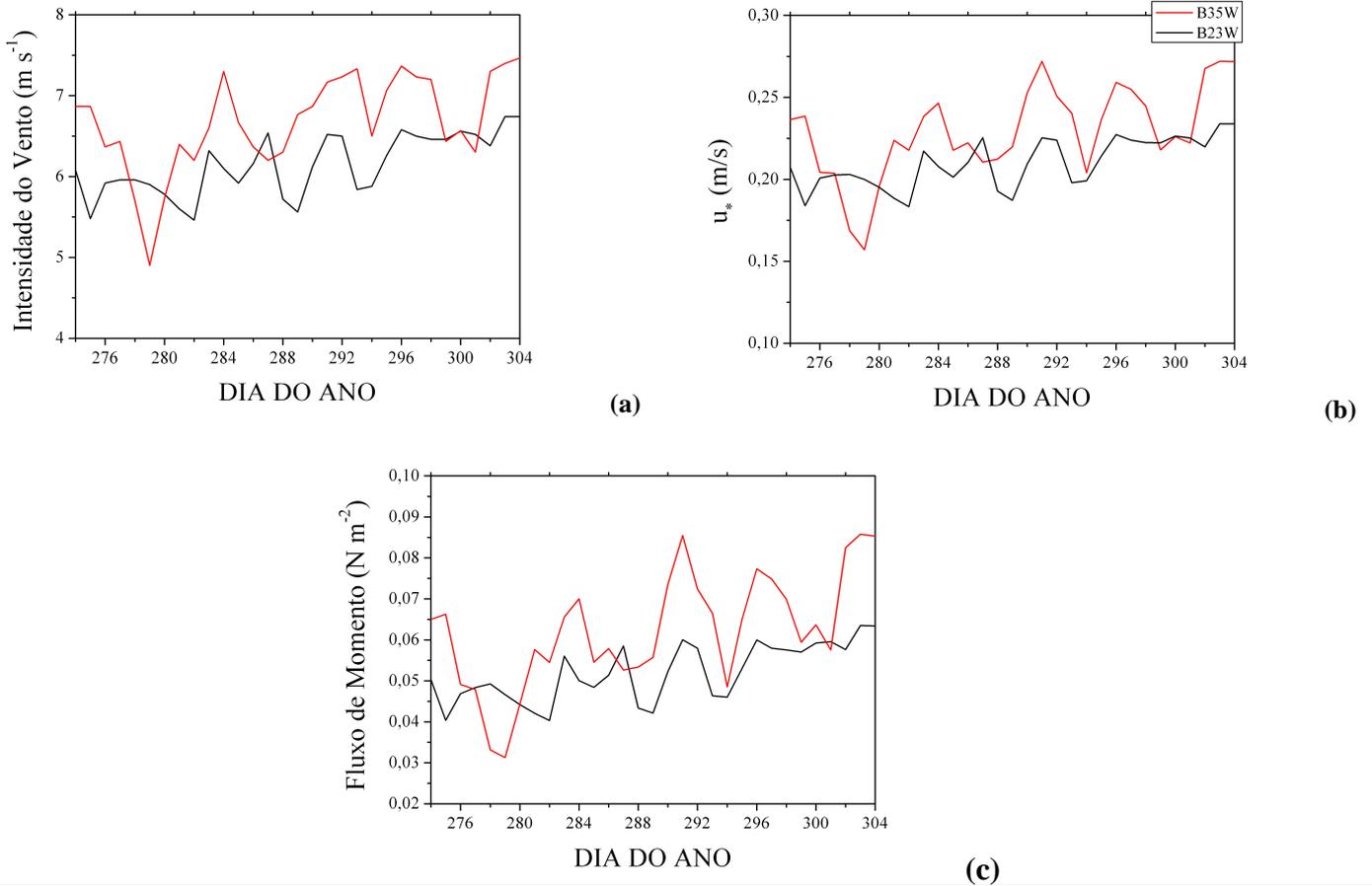


Figura 4.1: Intensidade do vento (a) , escala de velocidade (b) e fluxo de momento (c). Médias para as bóias PIRATA B35W (linha vermelha) e B23W (linha preta) para o mês de outubro.

4.2. Considerações sobre a camada limite sobre o oceano

Sobre a superfície oceânica a velocidade média do ar pode ser diferente de zero e corresponde ao valor da velocidade média na altura z_0 , ou seja, $\bar{u}_0 = \bar{u}(z_0)$, na qual z_0 é o comprimento de rugosidade da superfície, que pode ser calculado pela relação:

$$z_0 = \alpha_c \frac{u_*}{g} + 0,11 \frac{\nu}{u_*} \quad (4.6)$$

onde g é a aceleração da gravidade ($9,8 \text{ m s}^{-2}$), ν é a viscosidade cinemática do ar ($1,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) e α_c é constante de Charnock, para a qual, o melhor valor sugerido na literatura é 0,011 (Fairall, 1996a). Dentre outras equações existentes para o cálculo de z_0 , a Equação (4.6) é a mais utilizada por ser válida para superfícies lisas - segundo termo do lado direito da equação, definido

empiricamente em diversos experimentos - ou rugosas, definido por Charnock (1955), enquanto outras relações são dadas para superfícies com características aerodinâmicas específicas. Porém é muito difícil saber o valor exato de \bar{u}_0 , o qual é comumente considerado nulo.

Na Figura 4.2 são mostradas médias de z_0 para as bóias B35W e B23W para o mês de outubro (dia do ano de 274 até 304). Os valores são condizentes com os resultados preliminares obtidos na campanha de medições do projeto FluTuA (Soares et al., 2004). Uma tabela do Royal Aeronautical Society (1972) ilustrada no livro de Arya (Introduction to Micrometeorology) mostra valores de z_0 para diversos tipos de superfícies, sendo para a superfície oceânica de, aproximadamente, $8,0 \times 10^{-4}$ metro para regiões de mar aberto calmo até $8,0 \times 10^{-3}$ metro para áreas costeiras com vento moderado (Arya, Introduction to micrometeorology).

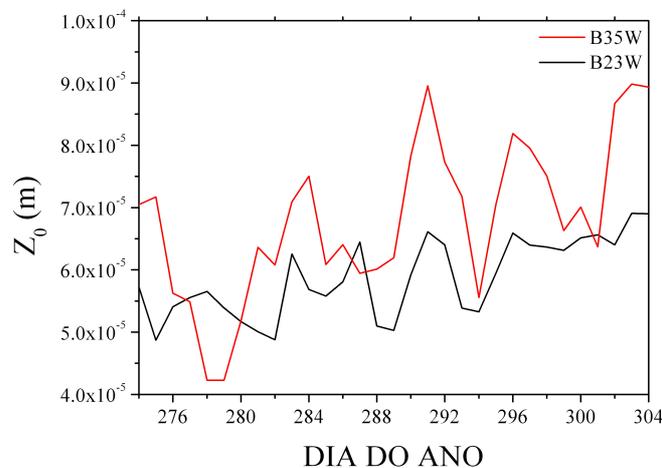


Figura 4.2: Rugosidade da superfície calculados com os dados da B23W (linha preta) e B35W (linha vermelha) para o mês de outubro. Médias dos dias do ano entre os anos de dados disponíveis.

A temperatura do ar e a umidade específica média na superfície correspondem aos valores médios desses parâmetros nas alturas z_{0T} e z_{0q} , ou seja, $\bar{T}_0 = \bar{T}(z_{0T})$ e $\bar{q}_0 = \bar{q}(z_{0q})$. Esses parâmetros são equivalentes ao z_0 , para a temperatura e umidade específica média na CLS. Na presença de intensa mistura turbulenta, a temperatura do ar representativa da superfície corresponde ao valor da TSM e a umidade específica representativa da superfície corresponde à umidade específica de saturação na temperatura da superfície.

5. Resultados

Os cálculos dos fluxos turbulentos foram feitos utilizando as médias diárias das variáveis do Projeto PIRATA, mostradas na Figura 3.1. Assim, foram calculados os fluxos médios diários de momento, calor sensível e calor latente utilizando as fórmulas bulk (Equações (4.5)). Os cálculos foram realizados utilizando a linguagem de programação Fortran 90.

5.1. Cálculos e procedimentos numéricos

Para o cálculo da umidade específica do ar, q , e umidade específica de saturação à TSM, q_s , (necessárias para calcular o fluxo de calor latente, Equação 4.2) a partir da umidade relativa, utilizou-se a relação:

$$UR = \frac{q}{q_s} \Rightarrow q = q_s \cdot UR \quad (5.1)$$

onde a umidade específica de saturação é calculada através da pressão de saturação do vapor d'água (e_s), da constante dos gases do ar seco e do ar saturado ($Rd/Rv = 0,622$) e da pressão à superfície ($P = 1010 \text{ hPa}$) pela relação

$$q_s = 0,622 \left(\frac{e_s}{P} \right) * 1000 \quad (5.2)$$

para a qual é necessário calcular a pressão de vapor de saturação, que foi calculada utilizando a fórmula de Tetens:

$$e_s = e_0 \exp(T_2(T - T_0)/(T - T_3)) \quad (5.3)$$

onde T é a temperatura correspondente à superfície ou à altura de referência z , dependendo do nível de interesse em que deseja calcular a umidade específica (se for na superfície utiliza-se a TSM), T_0 é a temperatura de congelamento, igual a 273,16 K, e_0 é a pressão de vapor de saturação a 0 °C, igual a 0,611 hPa, T_2 e T_3 são as constantes da fórmula de Tetens, sendo seus valores iguais a 17,67 e 29,66 K, respectivamente.

Os cálculos dos fluxos foram feitos somente para os dias que haviam todas as variáveis necessárias. Por exemplo, para dias que faltassem qualquer uma das quatro variáveis necessárias para o cálculo de qualquer um dos fluxos (intensidade do vento, temperatura do ar, TSM ou umidade), não eram calculados nenhum dos fluxos para esse dia, ou na falta de uma dessas variáveis o ano inteiro, que ocorreu no caso da B35W, para a qual não há dados de TSM para 2003, esse ano era desconsiderado. Assim, para cada bóia há um intervalo de tempo de fluxos calculados. Os intervalos de tempo com os dados de fluxos disponíveis para cada região e fonte são mostrados na Tabela 5.1.

Programas >	PIRATA		OAFlux		NCEP	
Fluxos e Locais	B35W	B23W	0,5N 34,5W	0,5N 23,5W	0,95°S 35,6°W	0,95°S 22,5°W
Momento	Fluxos calculados de 1999 a 2002	Fluxos calculados de 1999 a 2003	Não disponível		Disponíveis de 1999 a 2003	
Calor sensível			Disponíveis de 1999 a 2002			
Calor latente			Disponíveis de 1999 a 2002			

Tabela 5.1: Dados de fluxos utilizados no estudo.

Com os dados de fluxos disponíveis foram calculadas médias para cada dia do ano entre os anos de dados disponíveis para cada bóia a fim de estabelecer uma climatologia diária para as duas regiões. Para melhor interpretação dos resultados, são mostradas na Figura 5.1 as amostras dos dados para o cálculo da climatologia diária dos fluxos para cada bóia. Observa-se na Figura 5.1 a baixa amostragem das médias diárias para a B35W.

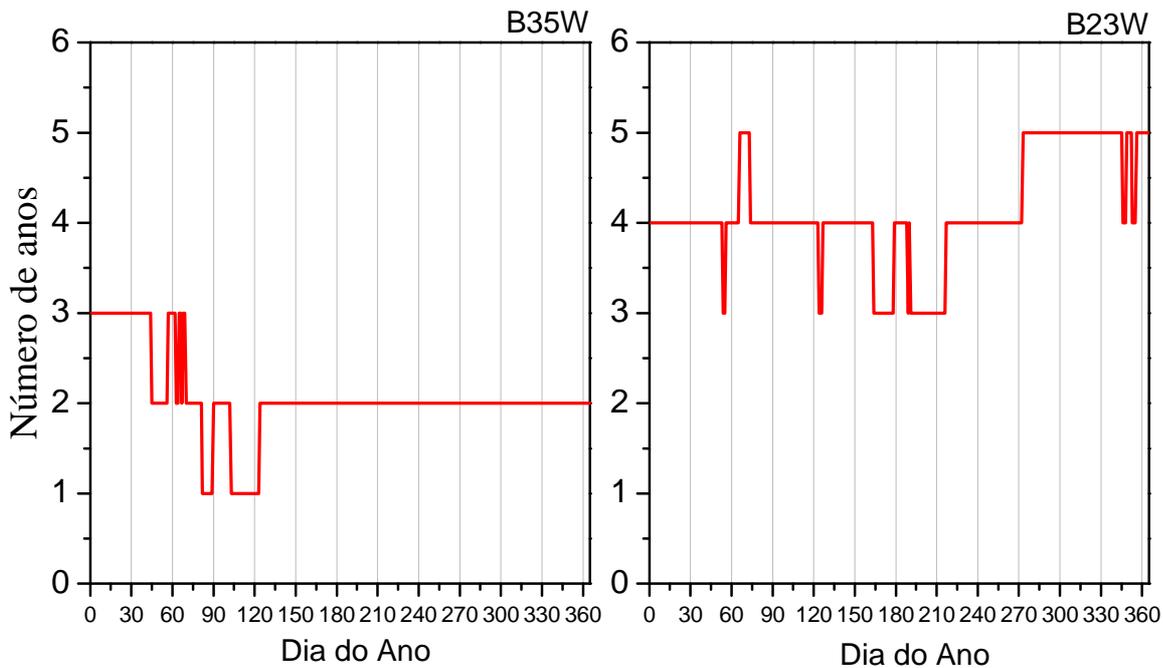


Figura 5.1: número de amostras utilizadas nos cálculos das climatologias diárias dos fluxos com os dados das bóias B35W e B23W.

Foram calculados os erros estatísticos de cada média, descritos pela Equação (5.4), a partir dos desvios padrão, Equação (5.5).

$$Erro = \frac{DP}{\sqrt{n}} \quad (5.4)$$

$$DP = \sqrt{Variância} \quad (5.5)$$

$$Variância = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \quad (5.6)$$

Alguns erros aparecem com valores absurdos (~100%). Nestes casos, trata-se de poucos anos de dados disponíveis para aquele dia, no qual a média pode apresentar um valor “distante” dos dados, aumentando o valor da variância (Equação 5.6) e, conseqüentemente, aumentando o erro. Isso pode ocorrer também em períodos do ano quando a variabilidade das variáveis é maior, sendo

difícil fazer uma caracterização do clima com poucos anos de dados. Para erros iguais a zero, trata-se de dias com apenas um ano de dados disponíveis. Através das Figuras 3.1 e 5.1 é possível verificar os períodos em que houve falta de dados e que provavelmente aumentam as incertezas das médias.

5.2. Estimativa dos coeficientes de troca turbulenta

Como mostrado no RF, neste trabalho de iniciação científica foram utilizados inicialmente os coeficientes de troca revisados em trabalhos anteriores e considerados ideais para regiões oceânicas, e que são mais adequados à intensidade média dos ventos na região em estudo, sendo o coeficiente de arrasto determinado por Garrat, 1977, - no qual fez um levantamento de dez anos de experimentos de campos e definiu uma relação linear para o coeficiente de arrasto com o aumento da intensidade do vento - e os coeficientes de calor e umidade determinados por Smith (1988). Os valores destes coeficientes estão ilustrados na Tabela 4.1.

No RF, no qual foram comparados os fluxos turbulentos de calor sensível e latente, estimados pelo método bulk, com os fluxos estimados pelo Projeto OAFlux, foi mostrado que os valores dos fluxos estimados pelo OAFlux são maiores para as regiões das duas bóias, apesar de as variações sazonais das duas fontes terem a mesma fase. Devido a este fato, neste trabalho foram estimados novos valores para os coeficientes de troca com o objetivo de deixar os fluxos calculados próximos, na média, aos fluxos estimados pelas duas fontes, OAFlux e NCEP. Para isso, primeiramente, foi feita uma comparação entre essas duas fontes, a qual mostrou que ambas (OAFlux e NCEP) tem valores muito próximos para ambos os fluxos (lembrando que o OAFlux não estima fluxo de momento), o que era esperado, já que o OAFlux utiliza dados da reanálise do NCEP em suas estimativas. Ao ser observada a série temporal de ambas as fontes para os fluxos de calor sensível e latente, verificou-se que as séries temporais do OAFlux aparentaram ser uma suavização da série de dados do NCEP. Logo, foram determinados um único coeficiente de troca de calor e de vapor, representativo para ambas as fontes de dados (OAFlux e NCEP). Como os fluxos de momento do NCEP ficaram próximos aos valores estimados no trabalho, (Figuras 5.3.a e 5.3.b), não foram estimados novos valores para o coeficiente de arrasto.

Os valores dos coeficientes utilizados no trabalho são mostrados na Tabela 5.2. As comparações entre séries de dados são mostradas nos gráficos na seção 5.3.

Coeficientes		Arrasto ($\times 10^{-3}$)	Calor ($\times 10^{-3}$)	Vapor ($\times 10^{-3}$)
Literatura (antigos)		$0,75+0,067 \bar{u}_z$	1,0	1,2
Estimados (novos)	B35W	Não estimado	1,8	1,6
	B23W	Não estimado	1,6	1,7

Tabela 5.2: Coeficientes de troca utilizados nos cálculos dos fluxos turbulentos. “Antigos”, corresponde aos coeficientes de troca já utilizados no RF e “novos” aos coeficientes de troca estimados neste trabalho.

5.3 Climatologia dos fluxos e comparações

A seguir é apresentada a climatologia diária de fluxos calculados com os dados das bóias PIRATA comparando-os com os dados estimados do OAFlux e do NCEP. A Tabela 5.3 mostra valores relevantes que auxiliam nas comparações entre as fontes.

Região 00° 35°W	B35W – Antigos			B35W - Novos			OAFflux			NCEP		
	Min	Méd	Max	Min	Méd	Max	Min	Méd	Max	Min	Méd	Max
□ (x10 ⁻³ N m ⁻²)	85 Março 1,6	44,8	247 Set 109,66	-	-	-	-	-	-	117 Abril 8,5	49,7	244 Set 95,7
H (W m ⁻²)	348 Dez 0,2	3,5 ±0,1	105 Abril 10,1	348 Dez 0,4	6,4 ±0,2	105 Abril 18,1	353 Dez 2,33	7,5 ±0,1	32 Fev 13,8	349 Dez 1,0	7,1 ±0,1	299 Out 12,2
LE (W m ⁻²)	85 Março 24,4	77,5 ±1	237 Agosto 130,6	85 Março 32,6	103 ±1	237 Agosto 174,1	118 Abril 75,4	105,6 ±0,8	240 Agosto 140,7	117 Abril 62,8	115 ±1	244 Set 179,6

Tabela 5.3.a: Valores mínimos, médios e máximos dos fluxos turbulentos (valores inferiores de cada quadrante), os dias do ano de suas ocorrências (valores inteiros superiores de cada quadrante) e o mês para cada coeficiente (antigos e novos) e cada fonte de dados (OAFflux e NCEP), na região da B35W.

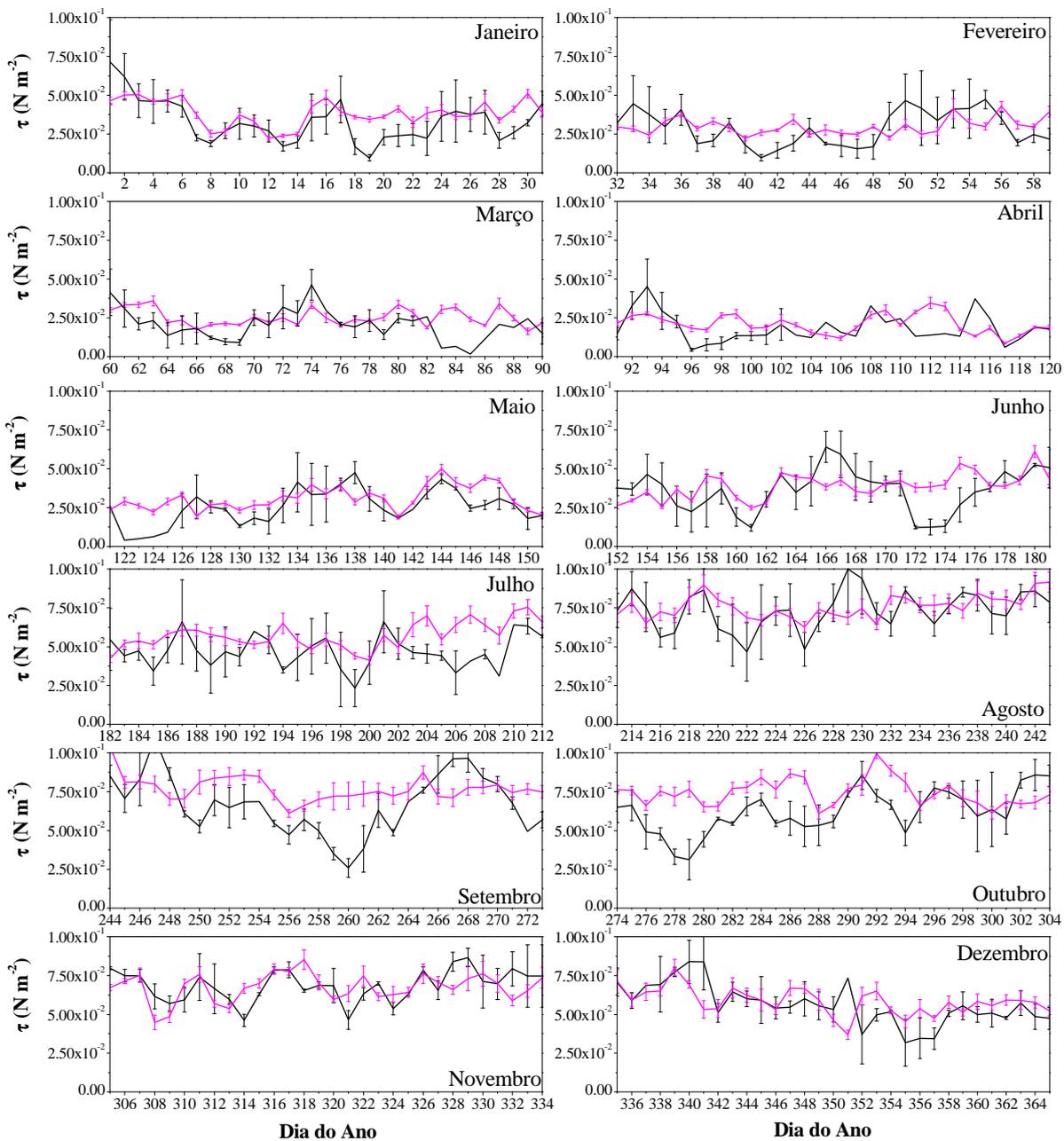
Região 00° 23°W	B23W – Antigos			B23W - Novos			OAFflux			NCEP		
	Min	Méd	Max	Min	Méd	Max	Min	Méd	Max	Min	Méd	Max
□ (x10 ⁻³ N m ⁻²)	85 Março 5,3	36,6 ±0,9	189 Julho 91,1	-	-	-	-	-	-	115 Abril 1,4	29,6 ±0,8	234 Agosto 73,9
H (W m ⁻²)	138 Maio -0,1	3,12 ±0,06	103 Abril 10,3	138 Maio -0,1	5,9 ±0,1	103 Abril 16,4	354 Dez 1,5	5,8 ±0,1	104 Abril 14,1	350 Dez -1,0	3,9 ±0,1	111 Abril 12,2
LE (W m ⁻²)	67 Março 29,7	59,2 ±0,8	189 Julho 96,47	67 Março 42,1	84 ±1	189 Julho 136,7	365 Dez 59,8	87,1 ±0,6	127 Março 122,8	6 Jan 31,7	77,6 ±0,9	111 Abril 122,7

Tabela 5.3.b: Valores mínimos, médios e máximos dos fluxos turbulentos (valores inferiores de cada quadrante), os dias do ano de suas ocorrências (valores inteiros superiores de cada quadrante) e o mês para cada coeficiente (antigos e novos) e cada fonte de dados (OAFflux e NCEP), na região da B23W.

5.3.1. Fluxo de momento

Os valores dos fluxos de momento estimados com os dados da B23W e do NCEP são bastante próximos. Analisando os gráficos da Figura 5.3.a, os meses considerados de maior proximidade entre as duas fontes são: março, abril, maio, julho, agosto, e dezembro. Considerando o erro estatístico dos dados, esses meses possuem os mesmos valores de fluxo de momento para a maioria dos dias. Nos outros meses os resultados não são satisfatórios, ou por terem valores diários discrepantes mesmo apresentando série temporal parecida - como é o caso dos meses de janeiro e fevereiro - ou por terem os valores e séries temporal muito diferentes.

Região da B35W



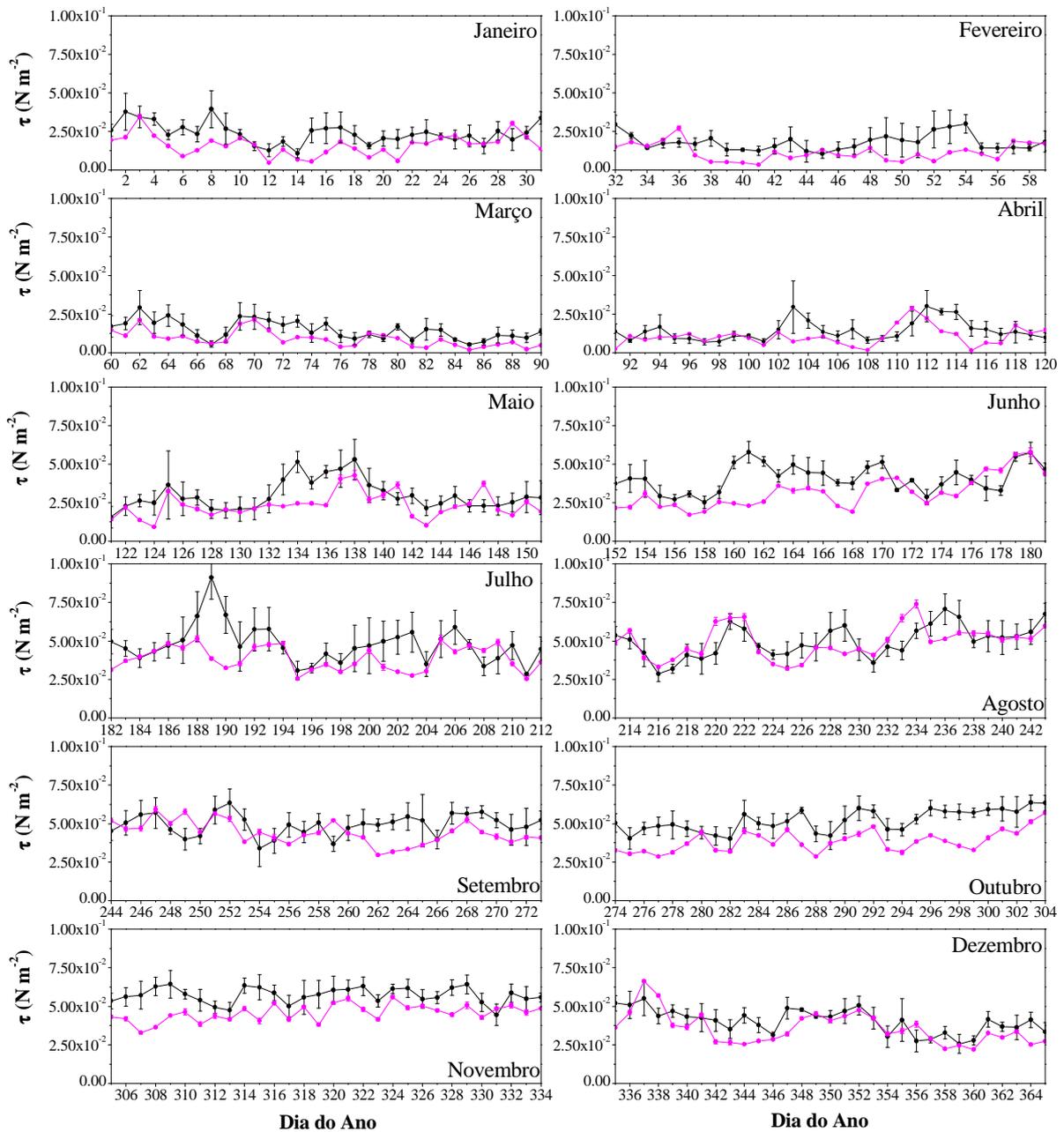
Estimado HCEP

Figura 5.3.a: Climatologia diária dos fluxos de momento com os dados do NCEP (linha rosa) e B35W (linha preta), e os erros estatísticos para cada dia do ano.

Analisando o fluxo de momento para a região da B35W na Figura 5.3.b observa-se que, apesar da escassez de amostras para uma caracterização climatológica consistente, a semelhança das médias estimadas com os dados da B35W com a média de cinco anos feita com os dados do

NCEP podem indicar um comportamento padrão em um determinado período do ano para este fluxo nessa região do oceano.

Região da B23W



Estimado **NCEP**

Figura 5.3.b – Climatologia diária dos fluxos de momento com os dados do NCEP (linha rosa) e B23W (linha preta), e os erros estatísticos para cada dia do ano.

Analisando os gráficos da Figura 5.3.b, as duas fontes apresentam valores próximos para a maioria dos meses. Os meses considerados de maior proximidade entre as duas fontes são: janeiro, maio, agosto, novembro e dezembro.

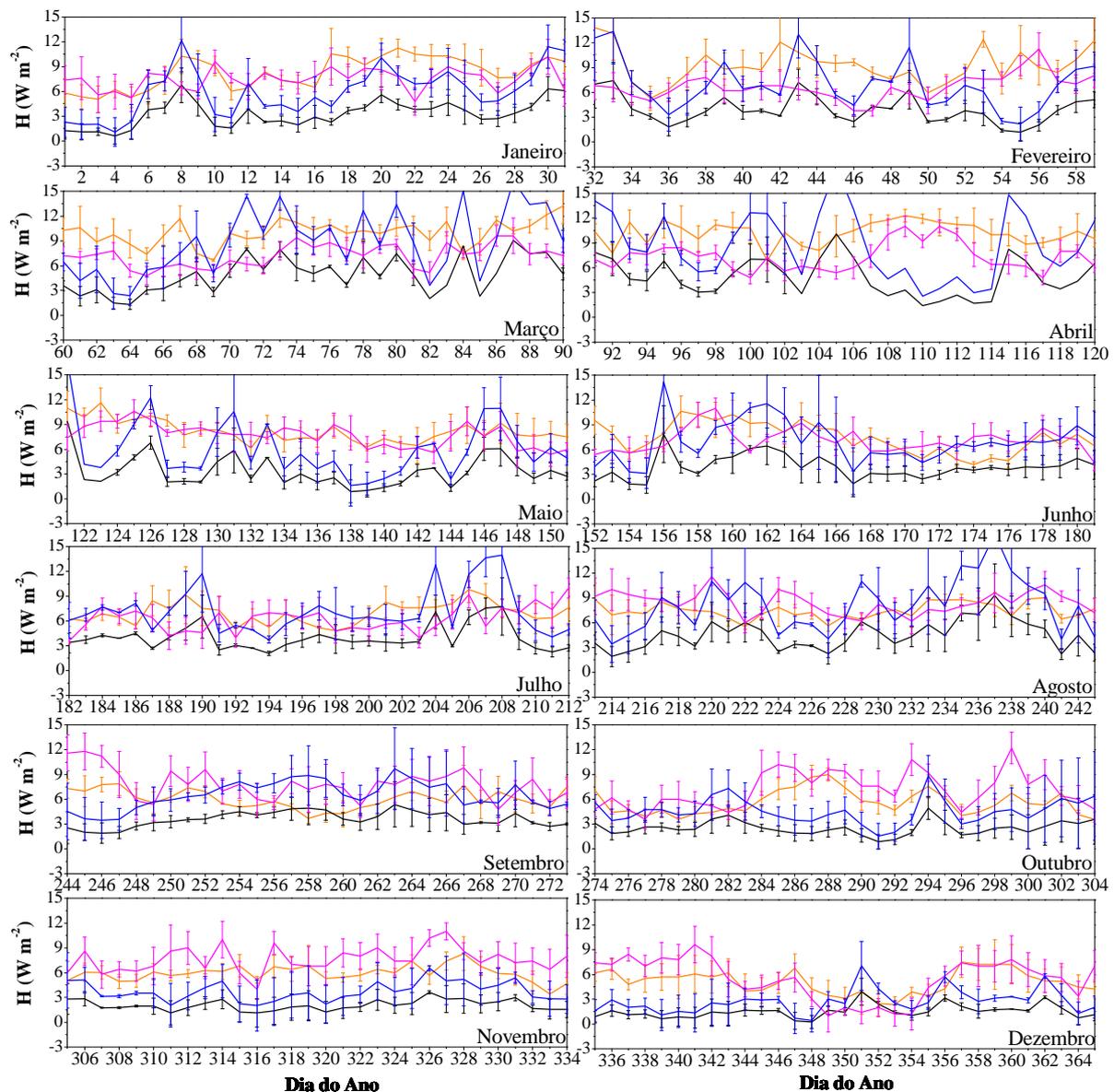
Considerando os resultados do estudo climatológico apresentado no RP, no qual verificou-se pelas médias mensais de intensidade do vento que o mês com o menor valor dessa variável é abril, sendo $3,7 \pm 0,2 \text{ m s}^{-1}$ na B35W e $2,9 \pm 0,2 \text{ m s}^{-1}$ na B23W, e os meses de maior intensidade do vento é entre agosto e novembro para ambas as bóias, entre $7,2 \pm 0,1 \text{ m s}^{-1}$ na B35W e $6,4 \pm 0,1 \text{ m s}^{-1}$ na B23W. Como era de se esperar, os fluxos de momento aparecem com valores na mesma proporção. Este fato está relacionado ao deslocamento anual da ZCIT que, quando está sobre a região, apresenta menor intensidade das componentes horizontais do vento, enquanto que, quando a ZCIT se encontra deslocada, os ventos alísios se encontram na região, aumentando o cisalhamento.

5.3.2. Fluxo de calor sensível

Analisando as Figuras 5.3.c e 5.3.d, em geral, para ambas as regiões, os fluxos de calor sensível são bastante dispersos, principalmente para a B35W. A região da B35W apresenta valores mais elevados e maiores variações do que a B23W durante praticamente todo o ano. O fluxo de calor sensível na B35W varia entre $0,2 \text{ W m}^{-2}$ em dezembro, com os fluxos estimados com o coeficiente obtido por Smith, 1988, e $18,1 \text{ W m}^{-2}$, em abril, pelos fluxos calculados utilizando os novos coeficientes. Na B23W o mínimo e o máximo variam, respectivamente, entre $-0,1 \text{ W m}^{-2}$, em maio, para os fluxos calculados com ambos os coeficientes, e $16,4 \text{ W m}^{-2}$ em abril, para os fluxos calculados com o novo coeficiente (ver Tabela 5.3.a e 5.3.b).

Para as duas regiões verifica-se a mesma sazonalidade: valores maiores e maior dispersão na primeira metade do ano e menores valores e dispersão no segundo semestre. Este fato está ligado com a variação anual da intensidade do vento, a qual é mais influente do que o gradiente de temperatura ar-mar principalmente na segunda metade do ano, quando o gradiente de temperatura é menor e os ventos apresentam maiores intensidades, baseando-se nas Equações (4.5) e nos resultados do estudo climatológico apresentado no RP.

Região da B35W



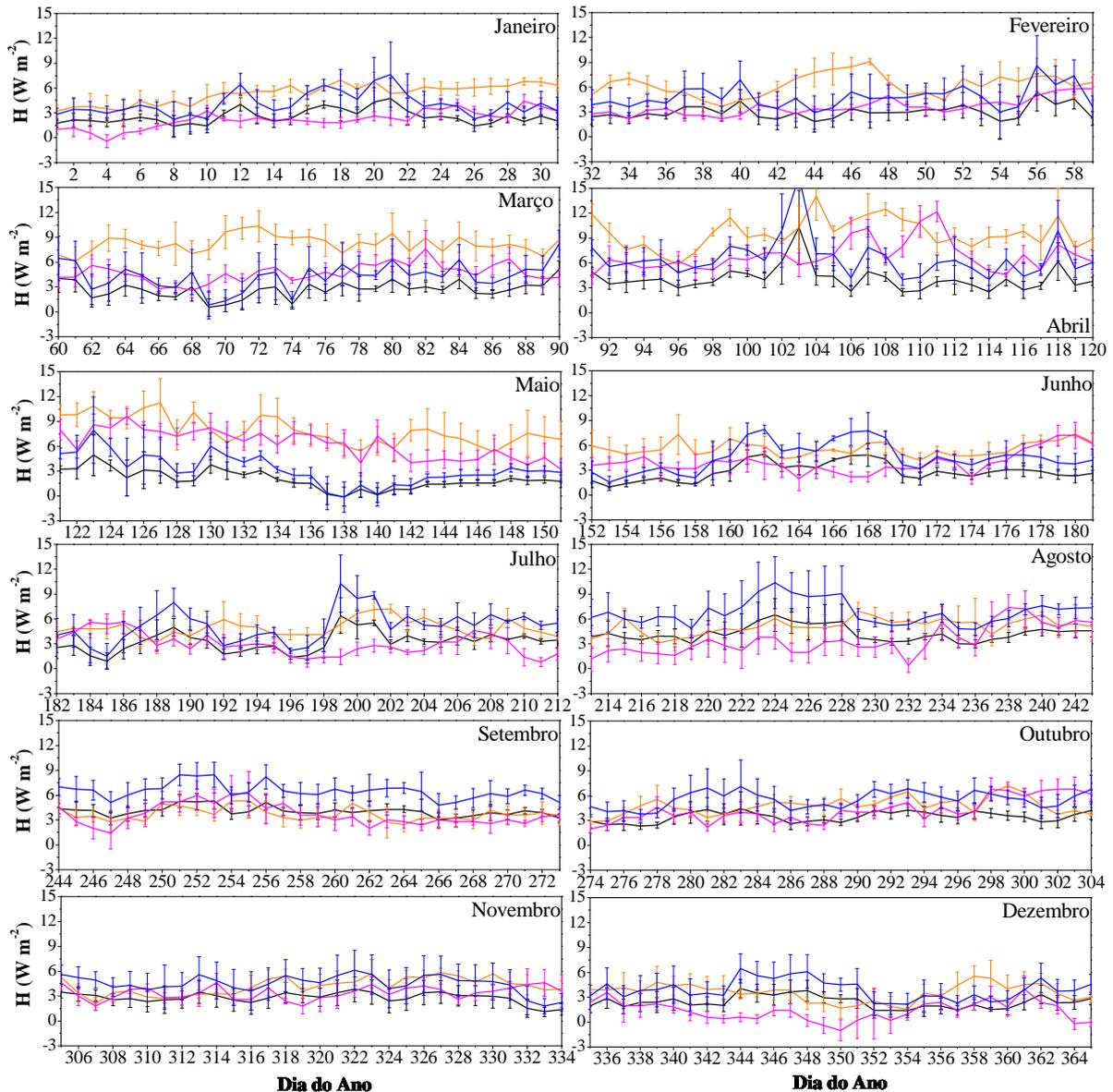
Estimado (antigo)
Estimado (novo)
IICEP
OAF flux

Figura 5.3.c: Comparação das climatologias diárias dos fluxos de calor sensível calculados com o coeficiente de calor de Smith, 1988 (linha preta) e o coeficiente de calor estimado (linha azul) com a climatologia dos dados do OAF flux (linha laranja) e do NCEP (linha rosa) para a região da B35W. As barras representam os erros estatísticos das médias.

As séries temporal dos fluxos calculados utilizando o valor estimado do coeficiente de calor aproximaram-se das séries do OAF flux e NCEP, na média. Utilizando nos cálculos o coeficiente de calor de Smith, esses fluxos eram, na média, 52% menores que os fluxos do OAF flux para a região da B35W, e 38% menores para a região da B23W. Utilizando nos cálculos os novos coeficientes de troca, essas diferenças diminuem para 14% e 1% menores, para a B35W e B23W, respectivamente. A grande variância e a menor proximidade entre os valores dos fluxos estimados das diferentes

fontes de dados da B35W estão associadas às pequenas amostras utilizadas nos cálculos das médias diárias e também à maior variabilidade dos padrões oceânicos e atmosféricos nessa região.

Região da B3W



Estimado (antigo)
Estimado (novo)
HCEP
OAF flux

Figura 5.3.d: Comparação das climatologias diárias dos fluxos de calor sensível calculados com o coeficiente de calor de Smith, 1988 (linha preta) e o coeficiente de calor estimado (linha azul) com a climatologia dos dados do OAF flux (linha laranja) e do NCEP (linha rosa) para a região da B3W. As barras representam os erros estatísticos dos dados.

5.3.3. Fluxo de calor latente

O fluxo de calor latente apresenta pouca variabilidade durante o ano, como é esperado para a região do oceano tropical, onde não há grandes variações de umidade no ar.

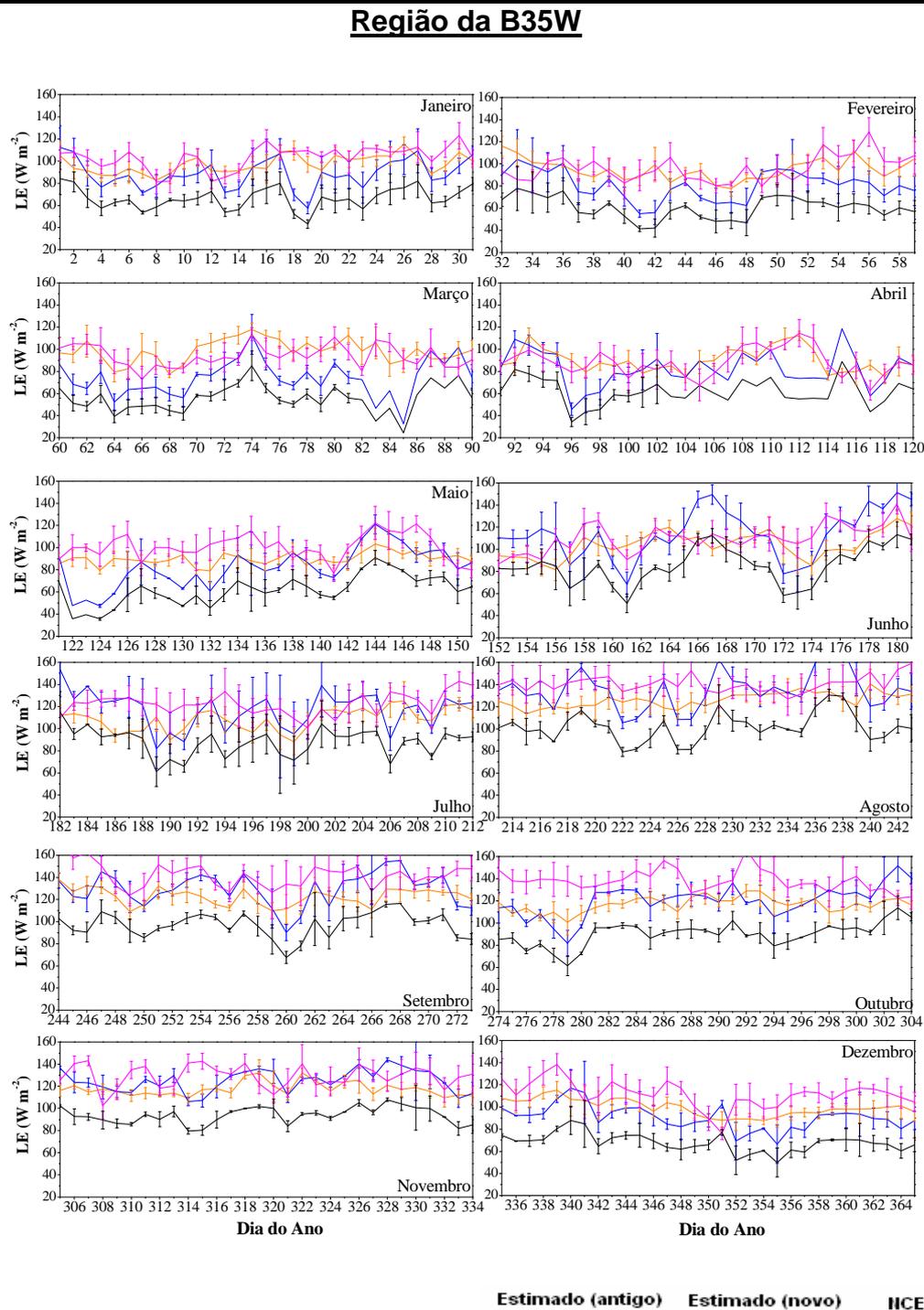


Figura 5.3.e - Comparação das climatologias diárias dos fluxos de calor latente calculados com o coeficiente de calor de Smith, 1988 (linha preta) e o coeficiente de calor estimado (linha azul) com a climatologia dos dados do OAF flux (linha laranja) e do NCEP (linha rosa) para a região da B35W. As barras representam os erros estatísticos dos dados.

Analisando as Figuras 5.3.f e 5.3.e, a região da B35W novamente apresenta os maiores valores e as maiores variações nos valores deste fluxo, tendo o valor máximo estimado pelo NCEP, de $179,6 \text{ W m}^{-2}$ em setembro, e o menor valor de $24,4 \text{ W m}^{-2}$ em março, valor estimado pelo método bulk utilizando o coeficiente de Smith. Na região da B23W a amplitude anual é menor, assim como a dispersão dos dados. O valor máximo é de $136,7 \text{ W m}^{-2}$ em julho com os dados calculados pelo método bulk com os coeficientes estimados, e o mínimo de $29,7 \text{ W m}^{-2}$, em março, pelo método bulk com o coeficiente de vapor de Smith (Tabelas 5.3.a e 5.3.b).

Região da B23W

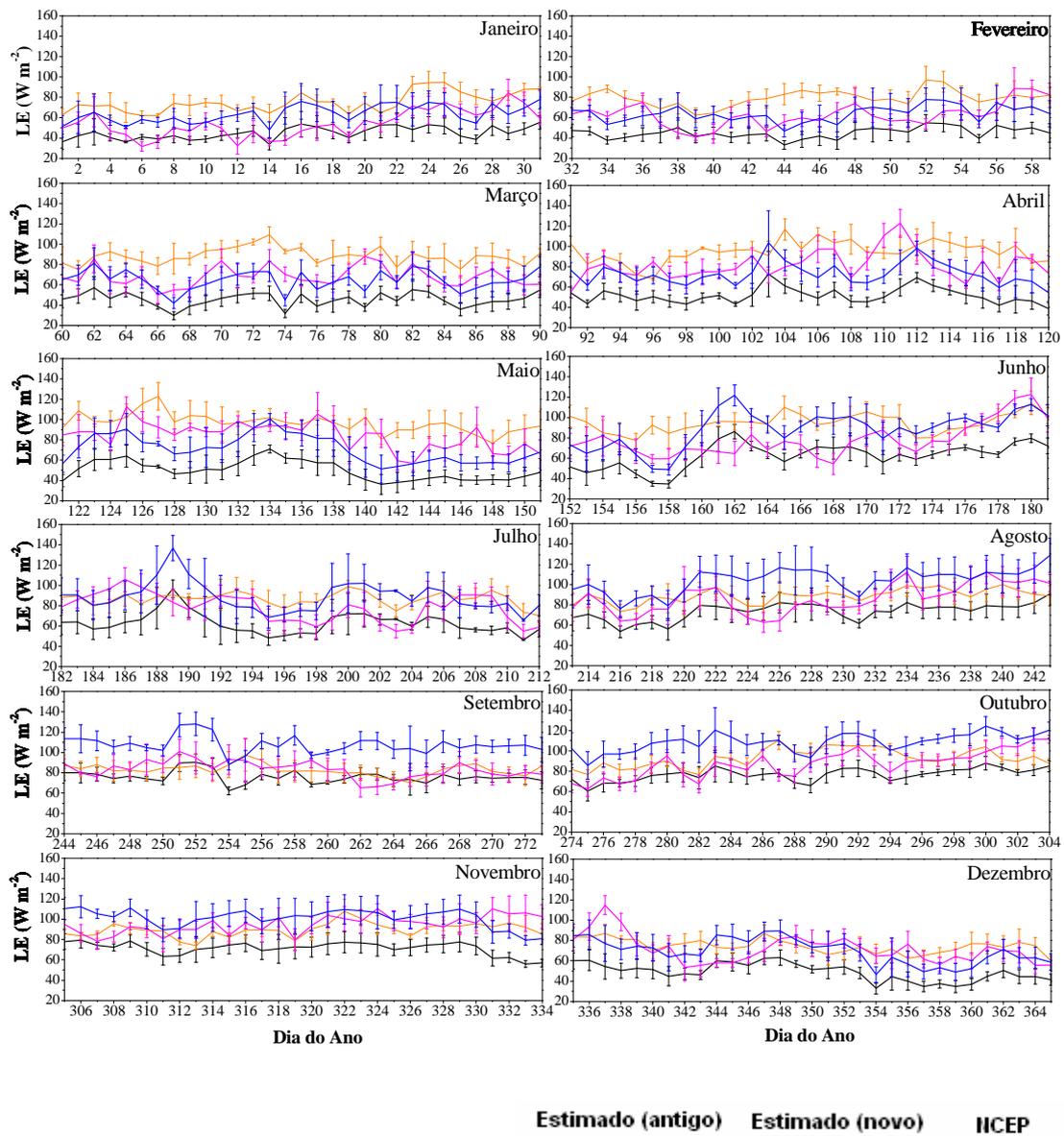


Figura 5.1.3.f - Comparação das climatologias diárias dos fluxos de calor latente calculados com o coeficiente de calor de Smith, 1988 (linha preta) e o coeficiente de calor estimado (linha azul) com a climatologia dos dados do OAFflux (linha laranja) e do NCEP (linha rosa) para a região da B23W. As barras representam os erros estatísticos das médias.

Comparando os resultados obtidos utilizando os coeficientes de troca estimados para as duas regiões, verifica-se que houve uma melhora nos resultados dos fluxos calculados em relação às outras fontes de dados. Como já haviam sido mostradas no RF, as variações sazonais das diferentes fontes mostravam fases semelhantes, porém, os dados estimados com os dados das bóias apareciam deslocados, com valores 27% menores, em média, para a região B35W, e 31% menores para a região B23W. Os fluxos estimados com os novos coeficientes diminuíram essa diferença para 3% na B23W. Já para a B35W, essa diferença muda para 24% a mais do que o OAFlux. Essas diferenças entre as duas regiões estão relacionadas com a maior variação dos padrões atmosféricos e oceanográficos relacionados à maior proximidade da B35W com o continente e também à falta de dados completos para o cálculo dos fluxos, sendo pequena a amostra de dados utilizada nos cálculos das médias dos fluxos nessa bóia.

6. Considerações finais

Este trabalho de iniciação científica teve como objetivo investigar as características climáticas e os parâmetros de interação entre a atmosfera e o oceano – fluxos turbulentos de momentos, calor sensível e calor latente – na região do Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP), situado no Oceano Atlântico Equatorial, em $00^{\circ} 56' N$ e $29^{\circ} 22' W$, utilizando os dados disponíveis na internet, sejam dados medidos *in situ*, sejam de programas de pesquisa que estimam esses fluxos utilizando diferentes algoritmos.

No Relatório Parcial – PIBIC, apresentado em fevereiro de 2006, foram mostrados os resultados do estudo climatológico da região do ASPSP utilizando dados de variáveis meteorológicas e temperatura da superfície do mar de duas bóias oceanográficas do Projeto PIRATA, as quais se encontram mais próximas ao ASPSP ($00^{\circ} 23' W$ e $00^{\circ} 35' W$) e de temperaturas do ar e da superfície do mar do Projeto OAFlux. Com isso, foram verificados padrões importantes do clima nesta região do Oceano Atlântico Equatorial: a temperatura da superfície do mar é predominantemente mais elevada do que a temperatura do ar – o que mostra que na região há transferência de calor do oceano para a atmosfera - e suas variações anuais possuem fases semelhantes; a estação chuvosa ocorre na primeira metade do ano, mais precisamente entre os meses de março e maio, quando os ventos alísios apresentam menor intensidade, sendo que estes são mais intensos na segunda metade do ano, o que demonstrou a presença a ZCIT nesta região na em meados de abril.

No Relatório Final – PIBIC, apresentado em agosto de 2006, foi realizado um estudo climatológico dos parâmetros de troca de energia entre a atmosfera e o oceano. Para isso, foram calculados através do método bulk de parametrização, utilizando os dados do Projeto PIRATA, os fluxos de momento, utilizando o coeficiente de arrasto estimado por Garret, 1977, calor sensível e calor latente, utilizando os coeficientes de calor e vapor estimado por Smith, 1988. Foi verificado que os parâmetros de troca eram mais elevados na região da bóia em $00^{\circ} 35' W$, assim como eram mais elevados também a amplitude anual e a dispersão dos dados. Foi verificado também que o fluxo de calor sensível é predominantemente positivo (referencial cartesiano) na região das duas bóias. Neste trabalho foram feitas também comparações entre os fluxos estimados neste trabalho com os fluxos estimados pelo Projeto OAFlux (com exceção do fluxo de momento, o qual o OAFlux não dispõe). Nessas comparações verificou-se que a variação sazonal dos fluxos de ambas as fontes tinham fases semelhantes, porém, os fluxos do OAFlux eram mais elevados do que os fluxos calculados no trabalho. Com isso, intentou-se, nesta fase final deste trabalho de iniciação

científica, estimar novos valores para os coeficientes de troca turbulenta de calor e vapor, de modo que esses novos coeficientes pudessem representar os valores das outras fontes de dados (OAFlux e NCEP) caso essas fontes utilizassem o método bulk de parametrização, a fim de, futuramente, quando já tiverem sido realizados os experimentos de campo do Projeto FluTuA, esses coeficientes serem uma forma prática de validar esse dados.

Neste relatório final foram apresentados os resultados dos cálculos dos fluxos turbulentos utilizando os coeficientes de troca turbulenta estimados. Os resultados foram comparados, novamente, com os fluxos de calor sensível e latente estimados pelo OAFlux e com os fluxos turbulentos estimados pelo NCEP em pontos de grades próximos às duas bóias oceanográficas das quais foram utilizados os dados. Os fluxos de momento estimados neste trabalho utilizando o coeficiente de arrasto estimado por Garrat, 1977, apresentaram valores muito próximos aos do NCEP. Os fluxos de calor latente e sensível estimados neste trabalho utilizando os novos coeficientes de troca apresentaram maior aproximação aos fluxos das outras duas fontes de dados (OAFlux e NCEP), principalmente para a região da bóia oceanográfica situada em 00° 23°W, onde as amostragens de dados para as climatologias diárias dos fluxos são maiores e a dispersão e a amplitude anual dos fluxos é menor do que na bóia em 00° 35°W. Porém, verificou-se que os coeficientes de troca aproximavam os dados em alguns períodos do ano, mais precisamente no segundo semestre, quando a dispersão dos fluxos é menor, enquanto que no restante as fontes ainda eram bastante discrepantes. Isso era esperado, já que os coeficientes de troca são variáveis espaço-temporais, e estes foram estimados baseados na média dos fluxos para todo o período.

Uma sugestão para futuros trabalhos de iniciação científica seria estimar os coeficientes de troca através de algum tipo de análise objetiva para períodos do ano em que há influências de padrões meteorológico e oceanográfico que alteram as características físicas da região de estudo, por exemplo, na presença e na ausência da ZCIT, o que demonstrou ser um fator determinante para as discrepâncias encontradas entre os fluxos das diferentes fontes.

7. Referências

- Arnault S. and R.E. Cheney, 1994, Tropical Atlantic sea level variability from GEOSAT (1985-1989). *J. Geophys. Res.*, **99**, C9, 18207-18224.
- Arya, S. P.: *Introduction to micrometeorology*.
- Binet D. and J. Servain, 1993: Have the recent hydrological changes in the Northern Gulf of Guinea induced the *Sardinella aurita* outburst?, *Oceanologica Acta*, 16, 247-260. Bjerknes J., 1964, Atlantic air-sea interaction. *Advances in Geophysics*, **10 (1)**, 1-82.
- Cane, M. A., S. E. Zebiak, and S. C. Dolan, 1986: Experimental forecasts of El Niño, *Nature*, **321**, 827-832.
- Chen, D., S. E. Zebiak, A. J. Busalacchi and M. A. Cane, 1995: An improved procedure for El Niño forecasting: implications for predictability, *Science*, **269**, 1699-1702.
- Citeau, J.; Berges, J.; Demarcq, H.; Mahé G., 1988. The watch of ZCIT migrations over tropical Atlantic as an indicator in drought forecast over Sahelian area. *Ocean-Atmosphere Newsletter*. **45**:1-3.
- Delecluse P., J. Servain, C. Levy, K. Arpe, L. Bengtsson, 1994: On the connection between the 1984 Atlantic warm event and the 1982-83 ENSO. *Tellus*, **46A**, 448-464.

- Fairall, C. W., E.F. Bradley, D.P. Rogers, J.B. Edson and G.S. Young, 1996, Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. *J. Geophys. Res.*, **101**, 3747-3764.
- Garratt, J.R., 1977: Review of Drag Coefficients over Oceans and Continents, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 915-929.
- Geernaert, G.L., 1990: Bulk parameterization for the wind stress and heat fluxes. *Surface Waves and Fluxes*, **1**, 91-172.
- Hastenrath S. and L. Heller, 1977: Dynamics of climate hazards in northeast Brazil. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **103**, 77-92.
- Merle J., 1980: Seasonal heat budget in the equatorial Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 464-469.
- Merle J., M. Fieux, P. Hisard, 1979: Annual signal and interannual anomalies of Sea Surface Temperature in the eastern equatorial Atlantic. *Gate Sup II, Deep Sea Res.*, **26**, 77-101.
- Moura A.D. and J. Shukla, 1981: On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2653-2675.
- Nobre, C. A. e Molion, 1986: *Climanálise Especial. Edição Comemorativa de 10 anos.*
- Panofsky, H.A. and J.A. Dutton, 1984: *Atmospheric Turbulence*. 397pp, Wiley-Interscience, Nova York.
- Philander S.G.H., 1979: Variability of the tropical oceans. *Dyn. Atm. Ocean*, **3**, 191-208.
- Reverdin G. and Y. du Penhoat, 1987: Modeled surface dynamic height in 1964-1984: an effort to assess how well the low frequencies in the equatorial Atlantic were sampled in 1982-1984. *J. Geophys. Res.*, **92**, 1899-1913.
- Servain J., 1991: Simple climatic indices for the tropical Atlantic ocean and some applications. *J. Geophys. Res.*, **96**, 15137-15146.
- Servain J., J. Picaut, A.J. Busalacchi, 1985: Interannual and seasonal variability of the tropical Atlantic ocean depicted by 16 years of sea surface temperature and wind stress. *Coupled ocean-atmosphere models*, J.C.J. Nihoul ed., Elsevier, 211-235.
- Servain J. and D.M. Legler, 1986: Empirical orthogonal function analysis of tropical Atlantic sea surface temperature and wind stress: 1964-1979. *J. Geophys. Res.*, **91**, 14181-14191.
- Smith D.S., 1988: Water vapor flux at the sea surface. *Boudary – Layer Meteorology*, **47**, 277-293
- Smith D.S., 1988: Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *J. Geophys. Res.*, **93**, 15467-15472.
- Soares, J.; A.P. Oliveira, J. Servain and S. A. Bacellar, 2004: Resultados preliminares do balanço de energia sobre o oceano Atlântico tropical (PROJETO FluTuA). In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, Fortaleza, Ceará.. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. CD.
- Vianna M., G.H.J. Pedras and J. Servain, 1996: Climatic driving and prediction of spiny lobster catches in Northeast Brazil. Submetido a *Oceanologica Acta*.
- Wainer, I. and J. Soares, 1997: North Northeast Brazil rainfall and its decadal - scale relationship to wind stress and sea surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 277-280.
- WGASF, 2000: Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. Final report of Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea fluxes (SCOR working group 110).

8. Outras atividades

A seguir são mostradas outras atividades acadêmicas realizadas durante a segunda metade da vigência da bolsa PIBIC, primeiro semestre de 2006.

8.1. Disciplinas cursadas

- Métodos Numéricos de Previsão do Tempo
- Laboratório de Meteorologia Sinótica
- Hidrometeorologia
- Interação Ar-Mar
- Introdução ao Radar Meteorológico

8.2 Participações em eventos

- Participação no Simpósio de Internacional de Iniciação Científica da USP – SIICUSP-2007, com apresentação do trabalho em painel (Anexo I).
- Participação no XIV Congresso de Brasileiro de Meteorologia, com apresentação do trabalho em painel (Anexo II).

Relatório Parcial de Pesquisa de Iniciação Científica
Atividades do Programa Ensinar com Pesquisa
Pró Reitoria de Graduação

Período: Fevereiro de 2006 a Fevereiro de 2007

*ESTIMATIVA DOS FLUXOS VERTICAIS TURBULENTOS
DE CALOR NA SUPERFÍCIE*

Aluna: Lívia Márcia Mosso Dutra

Orientadora: Jacyra Soares

**Departamento de Ciências Atmosféricas
IAG - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
USP - Universidade de São Paulo**

Dezembro de 2007

ÍNDICE

Resumo	3
1. Introdução	4
1.1 Objetivos	5
1.2 Região e dados de estudo	6
1.2.1 Região de estudo	6
1.2.2 Projeto PIRATA	7
1.2.3 Dados de reanálise do NCEP	8
2. Cálculo dos fluxos turbulentos	9
3. Aplicação do trabalho no campo do ensino de graduação	10
4. Resultados	11
4.1 Médias diárias	12
4.2 Médias horárias	18
5. Considerações finais	20
5.1 Etapas futuras	20
6. Referências	21
7. Outras atividades	22
7.1 Disciplinas cursadas	22
7.2 Participações em eventos	22

Anexo 1- Lista de exercícios ACA0321

Anexo 2 – Certificado de participação no XII Simpósio do IAG

Anexo 3 - Certificado de participação no 15º SIICUSP

Anexo 4 - Certificado de participação no 26º Treinamento Pré-Arquipélago

Resumo

A presente bolsa está dentre as fornecidas pela Pró-Reitoria de Graduação, no Programa Ensinar com Pesquisa. A principal finalidade deste programa é contribuir para o desenvolvimento do conhecimento no campo do ensino de graduação, incentivando o início à pesquisa e facilitando o processo de ensino.

Estabelecendo um vínculo deste processo de ensino com o Grupo de Micrometeorologia, pode-se encaixar o projeto *FluTuA* (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico) como principal ferramenta de pesquisa nos estudos da aluna bolsista.

O FluTuA tem como objetivo investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional de parâmetros meteorológicos e oceanográficos no oceano Atlântico Tropical.

O projeto proposto denomina-se “*Estimativa dos Fluxos Verticais Turbulentos de calor na atmosfera*”, e visa a implementação de atividades de ensino relacionadas à pesquisa em desenvolvimento no projeto FluTuA, com o objetivo de melhorar o ensino de técnicas de estimativa de fluxos verticais turbulentos de calor sensível e latente na superfície do oceano, aos alunos do curso de ACA0321- Micrometeorologia.

1. Introdução

Uma questão atual de suma importância tem preocupado os cientistas e a sociedade como um todo: a mudança climática que o planeta vem sofrendo, seja por fatores antrópicos, seja pela variabilidade natural do clima. A quantificação dos possíveis efeitos dessas mudanças no clima terrestre vem sendo feita através da simulação de diferentes cenários em modelos numéricos de sistemas climáticos. Um aspecto importante dessas simulações é a transferência de energia, massa e momento entre o oceano e a atmosfera, que ocorre através dos fluxos verticais turbulentos de calor, massa e momento. Esses fluxos estabelecem o acoplamento entre o oceano e a atmosfera, representando, dessa forma, processos chave no sistema climático (WGASF, 2000).

Uma dificuldade potencial para a previsão climática no Atlântico tropical é a inicialização de modelos acoplados oceano-atmosfera que requer o conhecimento dos fluxos turbulentos na interface. Dessa forma, a obtenção de estimativas dos fluxos de calor sensível, latente e de momento através de observações diretas com a maior precisão possível, é de fundamental importância não só para melhorar a atual rede de observações no Atlântico mas também para determinar as escalas de variabilidade que são importantes na interação oceano-atmosfera (Wainer et al., 2001).

Apesar da importância, estudos observacionais da camada limite superficial (CLS) realizados em regiões marítimas brasileiras por grupos de pesquisadores brasileiros são praticamente inexistentes (Bacellar, 2004). Essa ausência se deve em grande parte as dificuldades técnicas associadas aos métodos de medidas e a falta de pessoal técnico/científico habilitado para realizar essas medidas no Brasil.

Observações meteorológicas sobre o oceano requerem equipamentos robustos, pois a severidade do ambiente marinho provoca a rápida deterioração dos sensores, alterando o desempenho dos mesmos (Bradley et al., 1991). Além disso, quando as observações são realizadas em *plataformas móveis* (bóias, navios ou aviões) a interferência do movimento da plataforma dificulta a obtenção de medidas das flutuações de velocidade do escoamento turbulento, especialmente na direção vertical, inviabilizando a estimativa dos fluxos turbulentos nesta direção.

Todas essas limitações impedem uma amostragem representativa das trocas turbulentas na interface oceano-atmosfera através de plataformas móveis.

Comparativamente às plataformas móveis, as estimativas de fluxos verticais turbulentos na CLS através de plataformas fixas são consideravelmente mais simples tecnicamente e mais baratas. A grande limitação das plataformas fixas está relacionada à representatividade espacial dessas estimativas, que, em geral, fica circunscrita às regiões oceânicas que permitam a instalação de bases fixas (regiões litorâneas ou ilhas oceânicas com topografia suave).

O presente projeto de pesquisa se encaixa dentro do projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico). O principal objetivo deste projeto é investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional de parâmetros meteorológicos e oceanográficos no oceano Atlântico Tropical. O método direto de estimar os fluxos turbulentos (método da covariância) utilizado no FluTuA é o método que apresenta os melhores resultados (Blanc, 1983). Essa investigação será feita utilizando uma torre Micrometeorológica de 10 metros de altura, instrumentada com sensores de resposta rápida e lenta, em uma plataforma fixa Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP), localizado na região de mar aberto do oceano Atlântico Tropical.

1.1 Objetivos

O programa Ensinar com Pesquisa tem como intuito incentivar o início à pesquisa, no campo do ensino da graduação. O principal objetivo deste trabalho é investigar a metodologia de estimativa dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível e latente na interface oceano-atmosfera para aplicação na disciplina Micrometeorologia – ACA 0321.

Na primeira etapa do trabalho, os fluxos foram estimados em valores diários para uma região próxima ao ASPSP. Posteriormente, quando a torre Micrometeorológica do projeto FluTuA estiver gerando resultados, os fluxos serão estimados com os dados desta plataforma.

1.2 Região e dados de estudo

1.2.1 Região de estudo

O arquipélago é formado por um grupo de pequenas ilhas rochosas, desabitadas e desprovidas de qualquer tipo de vegetação, localizadas a cerca de 1.100 quilômetros do litoral do Estado do Rio Grande do Norte ($00^{\circ} 56' N$ e $29^{\circ} 22' W$). Trata-se de uma região privilegiada para o desenvolvimento de pesquisas meteorológicas e oceanográficas. Devido a sua topografia, suave, o ASPSP apresenta condições ideais para a obtenção da caracterização climatológica da camada limite superficial sobre o Oceano Atlântico Tropical.

No intuito de realizar um levantamento das variáveis meteorológicas médias da região foram utilizados dados obtidos no projeto PIRATA (Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic) e dados de reanálise do NCEP (National Centers for Environmental Prediction), conforme *Figura 1*. Como pode ser visto, o ASPSP situa-se no meio das duas Bóias escolhidas, um pouco acima da linha do Equador e o ponto de grade utilizado do NCEP é o ponto geográfico mais próximo do arquipélago.

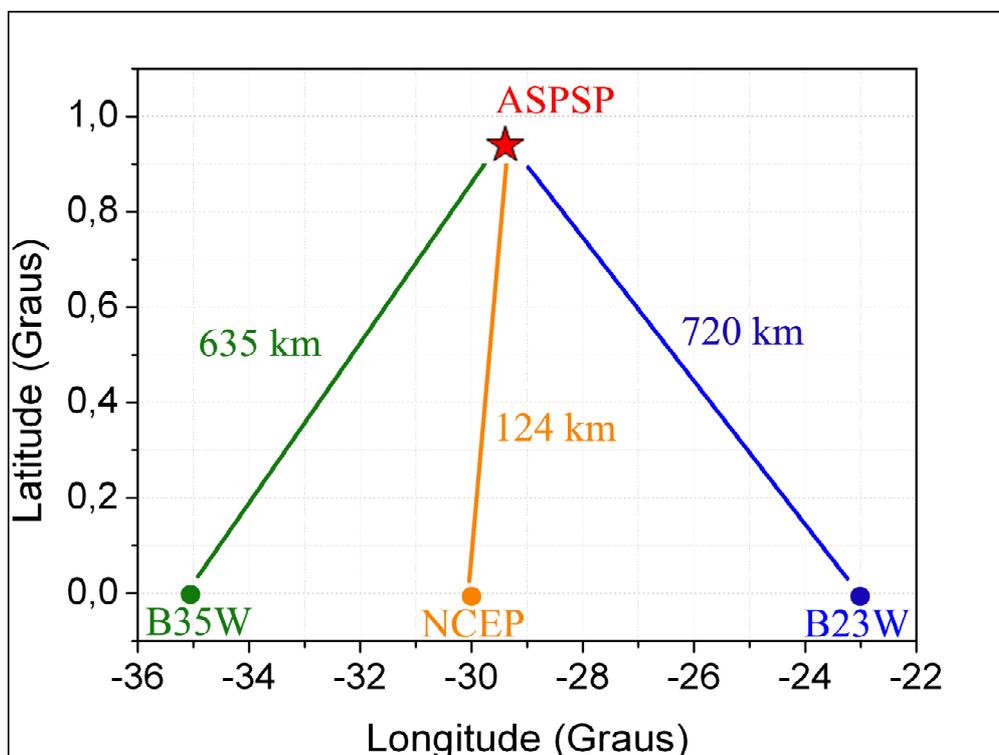


Figura 1: Localização geográfica do ASPSP, das Bóias PIRATA em ($0^{\circ}N$, $35^{\circ}W$) e em ($0^{\circ}N$, $23^{\circ}W$), do ponto de grade utilizado no NCEP em ($0^{\circ}N$, $30^{\circ}W$).

1.2.2 Projeto PIRATA – Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic

Projeto em atividade desde 1997, realizado no âmbito internacional entre Brasil, França e EUA, que tem como objetivo a aquisição de dados oceanográficos e meteorológicos utilizando uma rede de quinze Bóias oceanográficas espalhada pelo oceano Atlântico tropical. Nessas Bóias estão instalados diversos instrumentos, a maioria realizando medidas de alta resolução (10 minutos). Os dados estão disponíveis no endereço <http://www.pmel.noaa.gov/pirata/>.

Este trabalho utiliza dados obtidos por duas Bóias oceanográficas do projeto PIRATA, uma situada em (0°N, 23°W) (B23W) e outra em (0°N, 35°W) (B35W). Elas foram escolhidas por serem as mais próximas ao ASPSP, estando a respectivamente 720 e 635 quilômetros aproximados de distância.

Nas Bóias do projeto PIRATA, a temperatura do ar e a umidade relativa (UR) são medidas a uma altura de três metros, a TSM a um metro e a velocidade do vento é estimada a uma altura de quatro metros. A *Figura 2* é um exemplo da Bóia utilizada para a aquisição dos dados:



Figura 2: Bóia PIRATA utilizada na aquisição das variáveis meteorológicas e oceanográficas.

Para o cálculo dos fluxos de calor sensível e latente, são necessárias três variáveis meteorológicas (temperatura do ar, vento e umidade relativa) e uma oceanográfica (temperatura superfície do mar – TSM). As séries temporais disponíveis no site do projeto PIRATA possuem dados com falhas temporais devido, provavelmente, a fatores técnicos. Devido às falhas foi necessário verificar os horários

em que existia a disponibilidade das quatro variáveis utilizadas na estimativa dos fluxos turbulentos.

A *Figura 3* ilustra a série temporal dos dados contendo simultaneamente as 4 variáveis necessárias para a estimativa dos fluxos turbulentos, das Bóias B23W e B35W.

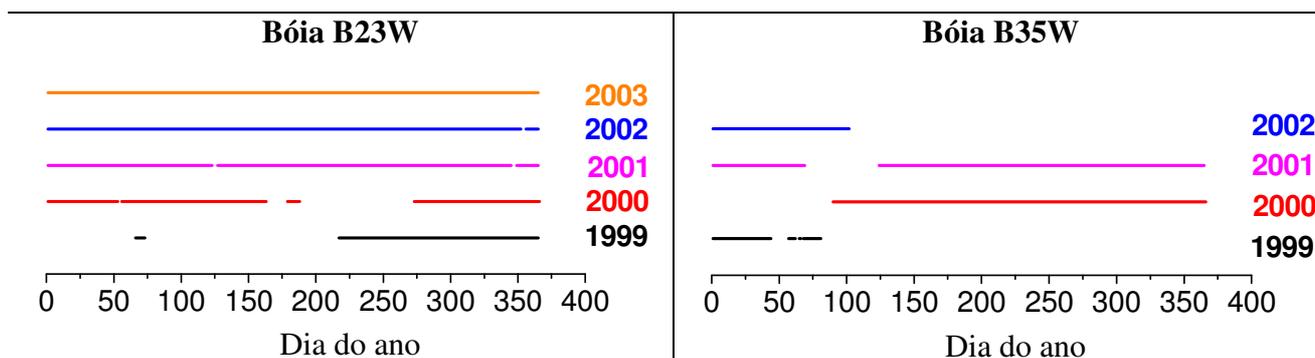


Figura 3: Série temporal dos dias que continham as 4 variáveis necessárias para o cálculo dos fluxos de calor sensível e latente (temperatura do ar e da superfície do mar, vento e umidade relativa) das Bóias B23W e B35W do projeto PIRATA.

Como pode ser visto na *Figura 3*, o período disponível das médias diárias dos fluxos para a Bóia B23W é de 1999 até 2003, e para a Bóia B35W de 1999 a 2002.

1.2.3 Dados da reanálise do NCEP - National Centers for Environmental Prediction

O NCEP serve como ponto de partida para muitas das previsões meteorológicas realizadas, tendo disponível no endereço (<http://www.ncep.noaa.gov/>) uma grande variedade de dados de variáveis meteorológicas e oceanográficas para longo espaço de tempo. Estes dados são inclusive frequentemente utilizados pela comunidade científica.

Neste trabalho, foram utilizados dados de fluxo de calor sensível e latente em (0°N, 30°W), distando aproximadamente 125 quilômetros do arquipélago, com uma resolução de 6 em 6 horas (0h, 6h, 12h e 18h, horário de Greenwich). Os anos disponíveis (salvo poucas interrupções) vão de 1948 a 2007.

2. Cálculo dos fluxos turbulentos

A seguir são descritos os cálculos e procedimentos numéricos realizados na estimativa dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente.

Neste trabalho de iniciação científica, os fluxos turbulentos foram calculados a partir das fórmulas *bulk*, que embora consideradas de determinação puramente empírica, podem ser derivadas utilizando as equações adimensionais do perfil vertical e a Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (Greenaert, 1990). As equações tipo *bulk* são dadas por:

$$H = -\rho_0 c_p C_H \bar{u} (\bar{T}_{ar} - \bar{T}_{\acute{a}gua}) \quad (1)$$

$$LE = -\rho_0 L C_E \bar{u} (\bar{q}_{ar} - \bar{q}_{sat \acute{a}gua}) \quad (2)$$

onde H e LE são respectivamente os fluxos de calor sensível e latente, ρ_0 é a densidade do ar ($1,15 \text{ kg m}^{-3}$), c_p é o calor específico do ar a pressão constante ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), C_H e C_E são os coeficientes aerodinâmicos de transferências (adotado aqui como 0,001; Smith, 1989), L é o calor latente de vaporização ($2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), u é a velocidade do vento, T_{ar} e $T_{\acute{a}gua}$ representam a temperatura do ar e a TSM, e q_{ar} e $q_{sat \acute{a}gua}$ são respectivamente a umidade específica do ar e a umidade específica de saturação, calculada a partir da TSM (em kg kg^{-1}).

Sendo conhecidas as temperaturas, a velocidade do vento e a UR (projeto PIRATA), resta determinar a umidade específica (q_{ar}) e a de saturação (q_{sat}). Esta última pode ser calculada pela equação (3):

$$q_{sat} = 0,622 \left(\frac{e_s}{P} \right) 1000 \quad (3)$$

onde P é a pressão à superfície (aqui considerada como 1010 hPa), e e_s é a pressão de vapor de saturação, dada por:

$$e_s = e_0 \exp \left(\frac{T_2(T - T_0)}{T - T_3} \right) \quad (4)$$

na qual e_0 é a pressão de vapor de saturação a 0 °C (6,11 hPa), T_0 , T_2 e T_3 são constantes e equivalem a 273,16 , 17,67 e 29,66 respectivamente, e T é a temperatura da água ou a TSM.

Para o cálculo da umidade específica do ar, utilizou-se a relação:

$$q = UR q_s \quad (5)$$

na qual UR é a umidade relativa do ar e q_s é a umidade específica de saturação, calculada a partir da temperatura do ar.

Todos os cálculos foram realizados utilizando a linguagem de programação Fortran 90.

3. Aplicação do trabalho no campo do ensino de graduação

A Prof^a doutora Jacyra Soares, orientadora deste projeto de iniciação científica, ministrou a matéria Micrometeorologia (ACA0321) do curso de bacharelado em Meteorologia do IAG/USP, no período do primeiro semestre de 2007, sendo esta matéria o vínculo com o projeto da aluna bolsista. A matéria é oferecida aos alunos do sétimo semestre do curso.

Como a sala de ACA0321 possuía 18 alunos, os dados disponíveis das variáveis vento, UR, temperatura do ar e da superfície do mar foram analisados e divididos em 18 grupos com 90 dados cada, para que cada aluno recebesse uma série temporal de dados diferente, com as quais deveriam estimar os fluxos turbulentos de calor sensível e latente. A série temporal dos dados distribuídos aos alunos segue na *Figura 4*:

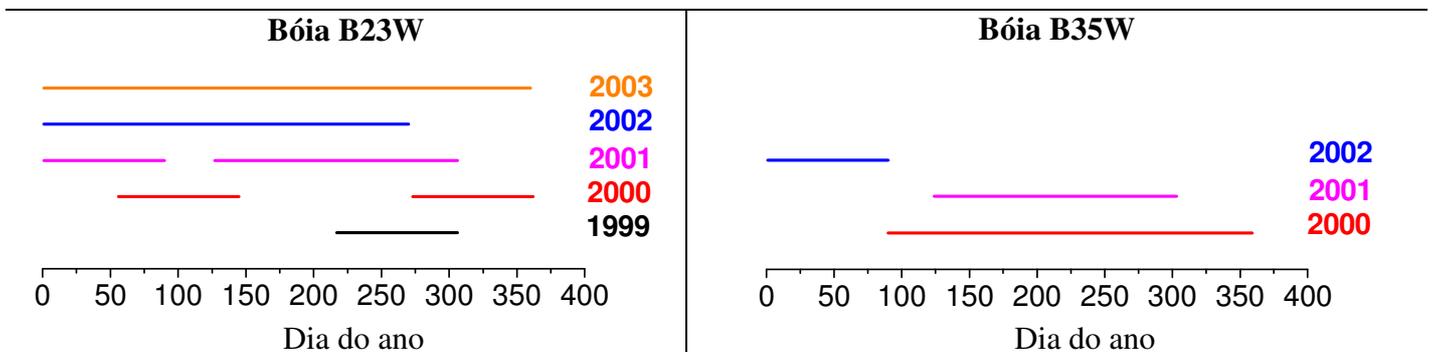


Figura 4: Série temporal dos dados de temperatura do ar e da superfície do mar, vento e umidade relativa distribuídos aos alunos do curso de Micrometeorologia.

Tomou-se o cuidado de separar os 18 conjuntos de dados em séries sem interrupções, para uma melhor análise futura do comportamento dos fluxos turbulentos ao longo do tempo.

Nota-se que os dados do ano de 1999 foram desconsiderados para a Bóia B35W, pois este ano não possuía 90 dados diários contínuos (ver *Figura 3*).

Os dados foram anexados on-line na intranet do departamento de ciências atmosféricas (<http://www.dca.iag.usp.br/www/material/index.htm>), e o arquivo de cada aluno estava indicado com seu respectivo nome. Junto com estes dados, foi anexada também uma lista de instruções elaborada pela bolsista, com a supervisão da orientadora Jacyra Soares (vide *Anexo 1*).

Além de estimar e plotar os fluxos, os alunos deveriam plotar os valores de cada variável para seu grupo de dados e a umidade específica de saturação calculada, descrever as fórmulas utilizadas e os procedimentos para a realização dos cálculos, e analisar os resultados obtidos.

Após período estipulado, os resultados numéricos e gráficos da atividade entregue pelos alunos foram conferidos pela bolsista de IC. As partes redigidas que continham a metodologia, análise e discussão, foram corrigidas em conjunto, orientadora e bolsista.

4. Resultados

A Bolsista elaborou 126 gráficos (sete gráficos para cada um dos 18 grupos de dados), para posterior comparação com os resultados obtidos pelos alunos de ACA0321.

A seguir, alguns exemplos dos resultados obtidos, para cada Bóia em dois períodos diferentes de tempo. Os gráficos (a) e (b) das Figuras 5 a 10 são referentes às médias diárias dos meses de janeiro a março do ano de 2002 (dia do ano 1 a 90), e os gráficos (c) e (d) referentes às médias diárias dos meses de outubro a dezembro de 2000 (dia do ano 370 a 359).

Todos os gráficos foram desenvolvidos no Software Origin 7.0.

4.1 Médias diárias

A seguir é apresentada a evolução média diária das variáveis na região das duas Bóias, para os três primeiros e três últimos meses do ano de 2000 e 2002. Estes gráficos e análises são exemplos do que deveria ser entregue pelos alunos da disciplina Micrometeorologia, no 1º semestre de 2007, e por esta razão estão divididos em blocos de 90 dias cada.

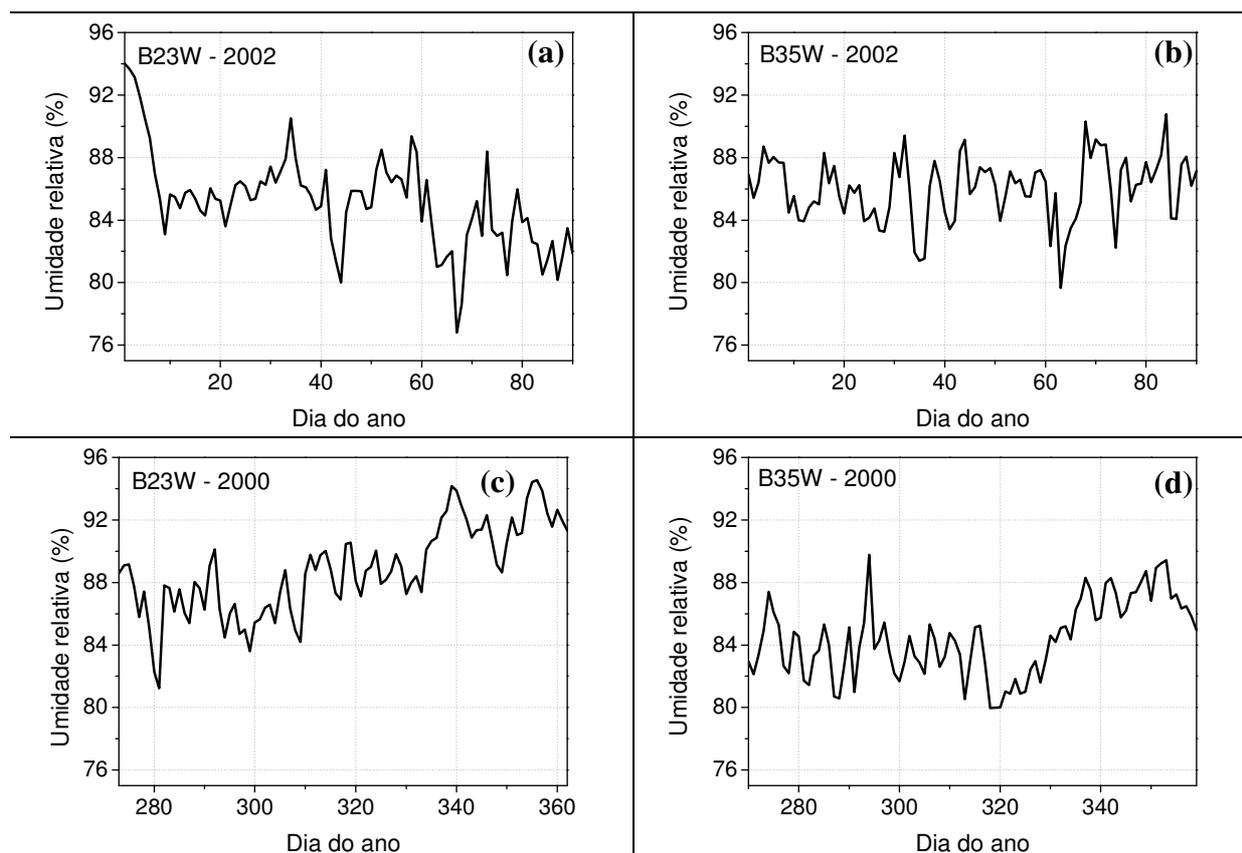


Figura 5: Evolução da umidade relativa do ar obtida pelas Bóias PIRATA B23W e B35W, em quatro períodos de tempo diferentes.

Como observado na *Figura 5*, a umidade relativa sobre o oceano é alta e não apresenta um ciclo sazonal bem definido. Na B23W há uma tendência da UR a diminuir nos primeiros três meses do ano (2002), e aumentar no fim do ano (2000). Para a B35W, os valores médios da UR no fim do ano de 2000 são ligeiramente inferiores aos valores do começo do ano de 2002.

A *Figura 6* ilustra a intensidade do vento, para as duas Bóias, no mesmo período de tempo já mencionado.

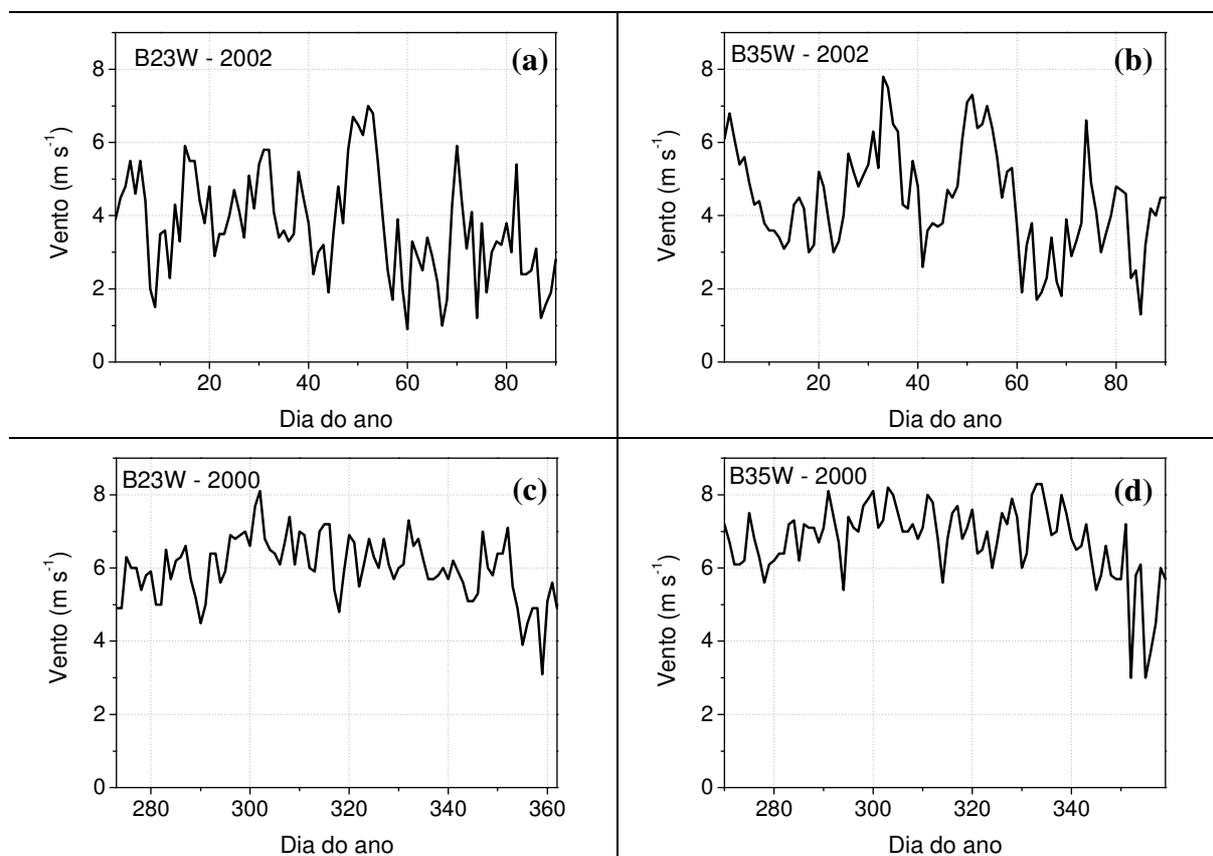


Figura 6: Evolução do módulo da velocidade do vento obtido pelas duas Bóias PIRATA B23W e B35W, em dois períodos de tempo diferentes.

Observa-se na *Figura 6*, para ambas as Bóias, ventos menos intensos nos primeiros meses do ano e mais intensos nos meses de outubro a dezembro (2000 e 2002). A B35W apresenta ventos ligeiramente mais intensos que a B23W em ambos os períodos observados.

O vento observado em ambas as regiões é fraco, raramente ultrapassando 8m s^{-1} .

Vale ressaltar que o vento é um fator importante para a estimativa dos fluxos, sendo influente tanto para o fluxo de calor sensível quanto para o de calor latente.

A *Figura 7* ilustra a dependência da umidade específica de saturação com a temperatura do mar, conforme calculada pela expressão 3.

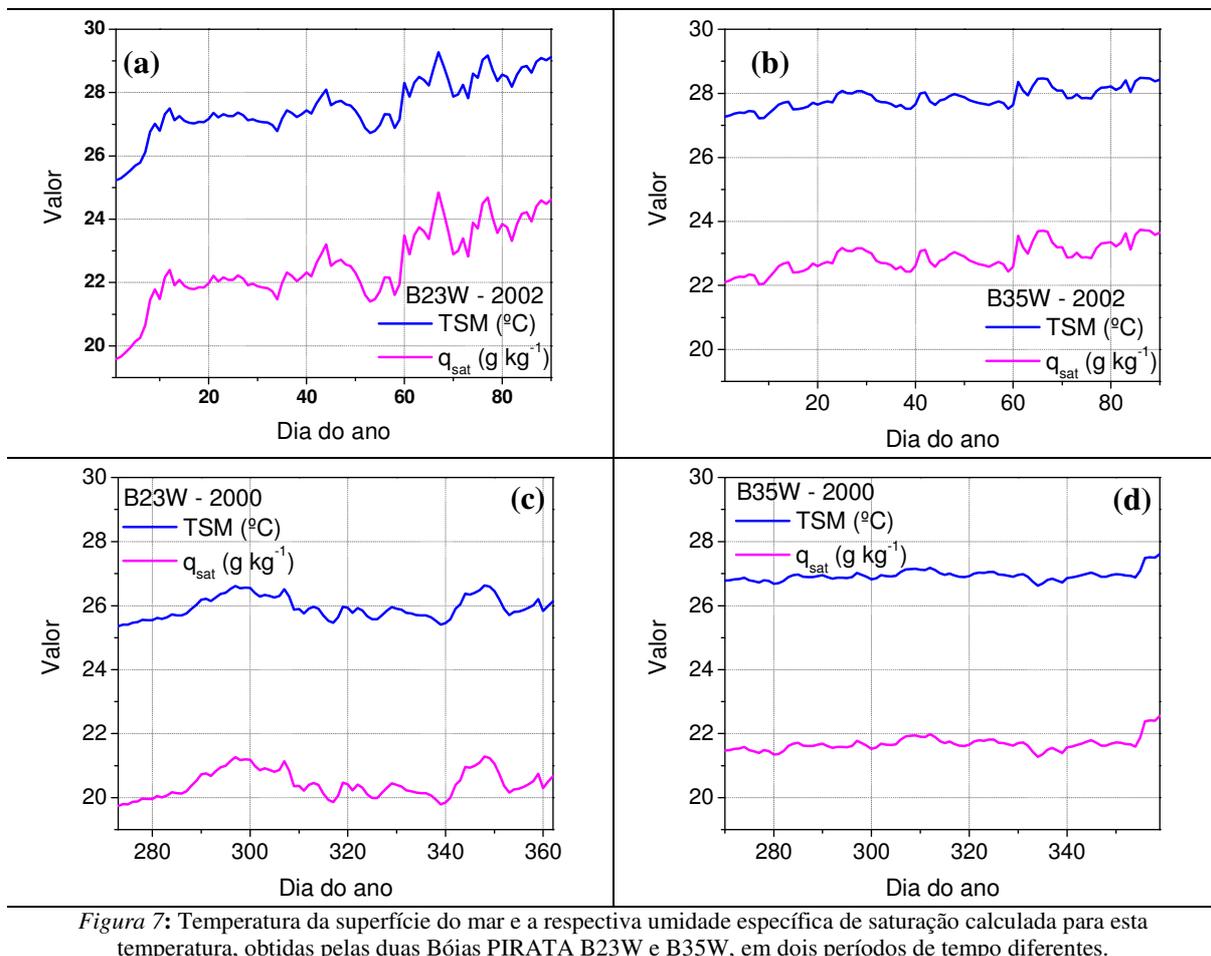


Figura 7: Temperatura da superfície do mar e a respectiva umidade específica de saturação calculada para esta temperatura, obtidas pelas duas Bóias PIRATA B23W e B35W, em dois períodos de tempo diferentes.

Analisando a *Figura 7* observa-se que a umidade específica de saturação (q_{sat}) apresenta o mesmo comportamento da TSM, com valor deslocado. Isto indica que o cálculo realizado está correto, para todos os períodos de tempo.

A B23W apresentou a maior amplitude dos valores durante o início do ano de 2002, chegando a 29°C para a TSM e quase 25g kg⁻¹ para o q_{sat} . No período de outubro a novembro de 2000, a TSM da B35W permaneceu praticamente constante em 27°C.

A Figura 8 mostra a evolução da temperatura do ar e da superfície do mar, para as duas Bóias nos diferentes períodos de tempo.

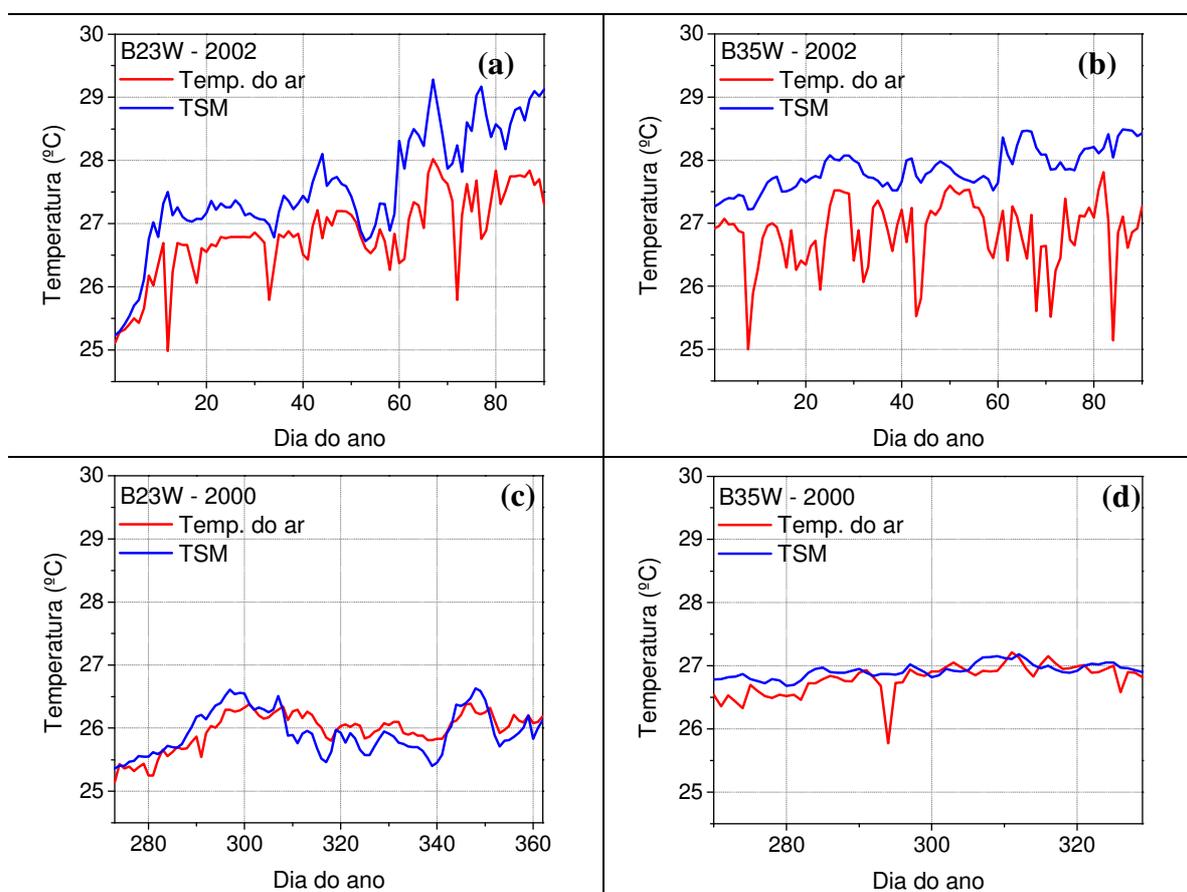


Figura 8: Temperatura do ar e TSM, obtidas pelas Bóias PIRATA B23W e B35W, em dois períodos de tempo diferentes.

Analisando os resultados obtidos, verifica-se que para os meses de janeiro a março dos anos de 2000 e 2002, a temperatura média diária do ar manteve-se sempre inferior ao valor médio da TSM, sem nenhuma exceção. Já para os meses de outubro a dezembro dos mesmos anos, houve dias em que ocorreu o contrário, o ar estava mais quente que a água.

Em geral, a temperatura da água apresenta um ciclo diurno menor do que a temperatura do ar, pois sua capacidade de adquirir e perder calor é mais lenta.

Observa-se também que para as duas Bóias, as temperaturas nos primeiros meses do ano são mais elevadas do que no período de outubro a dezembro, e sabe-se que a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) desloca-se em direção ao local em que a temperatura do mar é mais elevada, ocasionando maiores chuvas, o que confere com os resultados obtidos, pois a precipitação acumulada para estas regiões é

predominantemente maior nos primeiros meses do ano e muito baixa para os meses finais (Skielka e Soares, 2006).

A *Figura 9* ilustra os fluxos estimados de calor sensível. A linha roxa é um guia visual, cortando o eixo da abscissa, para facilitar a visualização de valores negativos para os fluxos turbulentos.

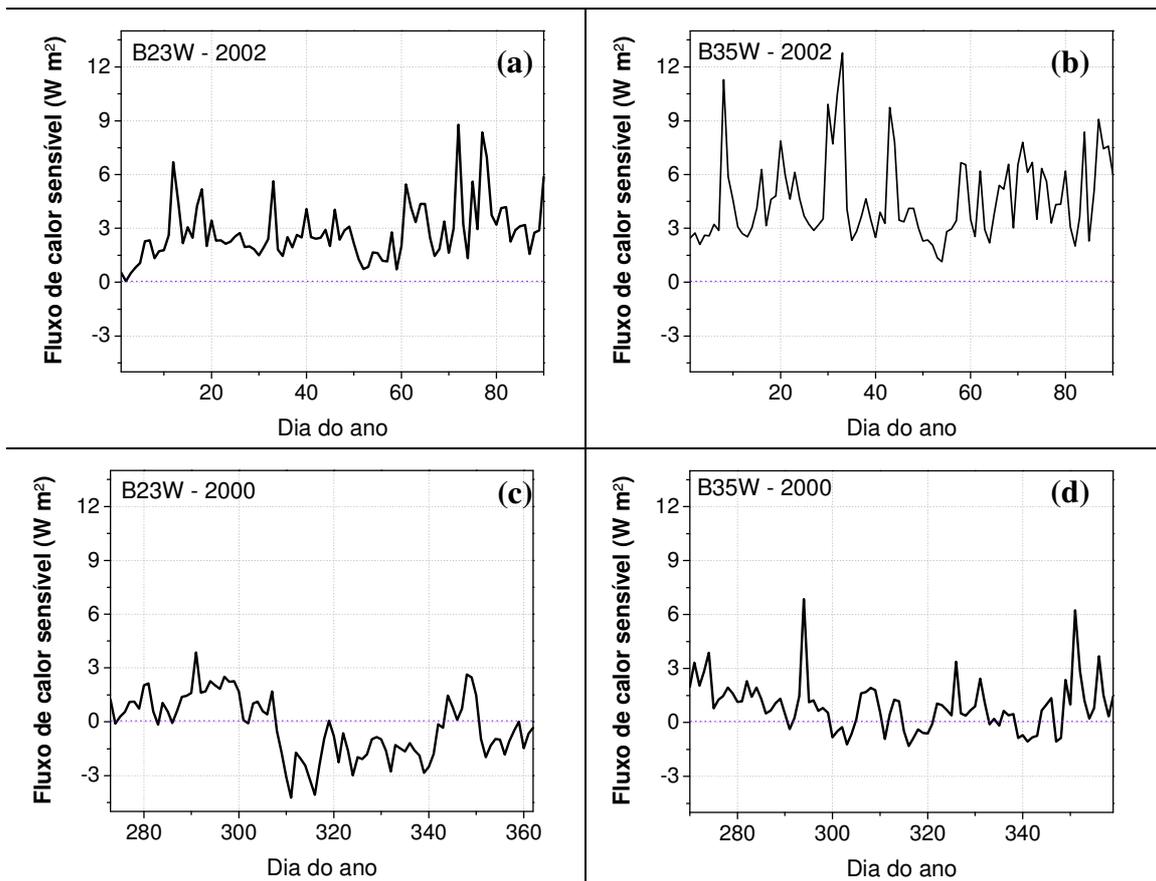


Figura 9: Fluxo turbulento vertical de calor sensível estimado para a região das duas Bóias PIRATA B23W e B35W, em dois períodos de tempo diferentes.

Na *Figura 9* observa-se que os três primeiros meses do ano para ambas as Bóias não apresentam nenhum valor negativo para os fluxos de calor sensível, o que confere com o esperado pelos gráficos (a) e (b) da *Figura 8*, já que nestes gráficos a TSM manteve-se sempre superior à temperatura do ar. Nesta situação, os fluxos são dirigidos da superfície para a atmosfera.

Observa-se também que para a B35W no ano de 2002 os valores dos fluxos de calor sensível (*Figura 9*) nos primeiros meses do ano foram superiores aos valores estimados para a região da B23W, no mesmo período de tempo. Isto aconteceu pois o vento médio diário e a variação entre a temperatura da água e a TSM foram maiores nesta região. Raramente, os fluxos ultrapassaram $12 W m^{-2}$.

Observa-se contudo que nas duas Bóias, no período de outubro a dezembro de 2000, ambas as regiões apresentaram fluxo turbulento de calor sensível negativo, para os dias em que a temperatura média do ar era superior à TSM (ver gráficos (c) e (d) da Figura 8). Nestes dias, o sentido do fluxo médio de calor sensível era da atmosfera em direção à superfície.

Analisando os gráficos, é possível perceber que para a B35W, em módulo, os fluxos estimados de calor sensível na direção da superfície para a atmosfera são significativamente maiores que no sentido inverso. Isto mostra que a TSM é, na maior parte do tempo, superior à temperatura do ar, e quando ocorre inversão desse gradiente, o módulo da diferença entre as temperaturas é bem menor.

Na Figura 10, os fluxos turbulentos de calor latente estimados para cada Bóia, nos mesmos períodos de tempo mencionados.

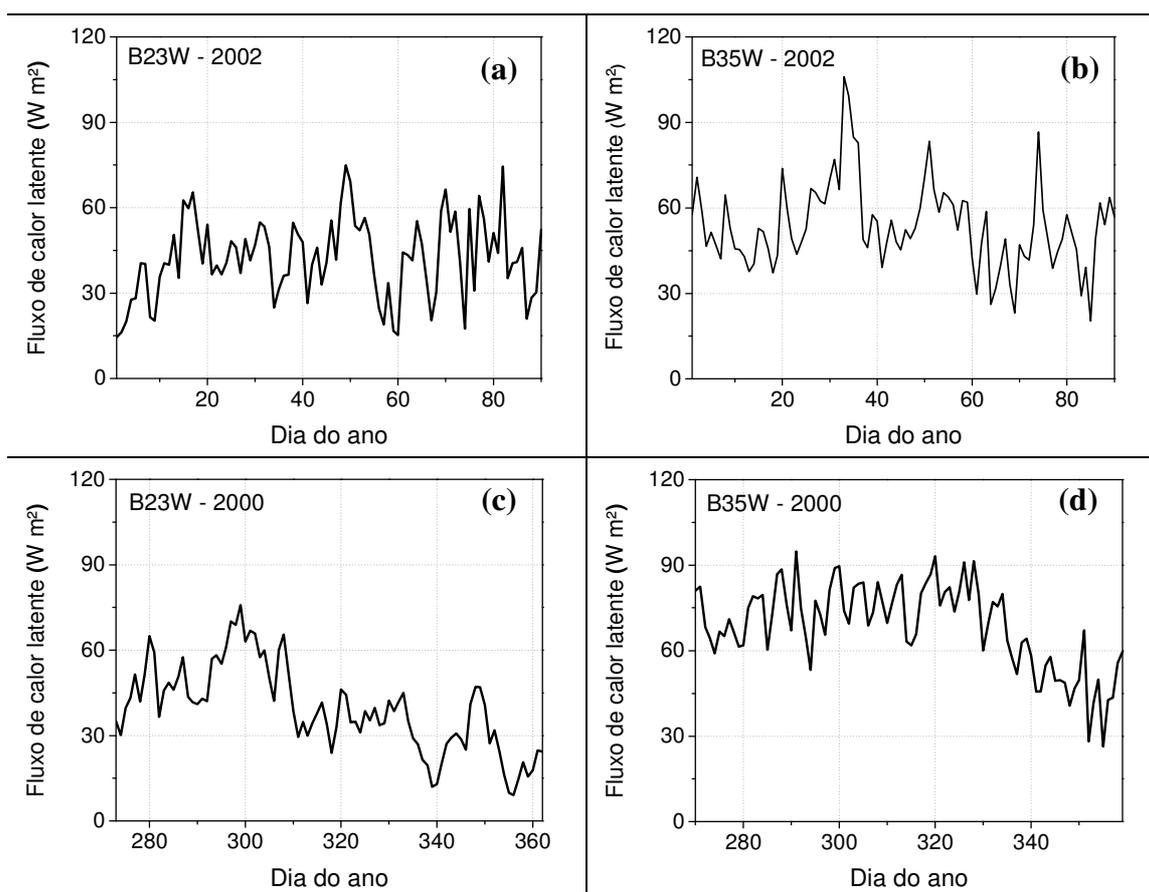


Figura 10: Fluxo turbulento vertical de calor latente estimado para a região das duas Bóias PIRATA B23W e B35W, em dois períodos de tempo diferentes.

Os fluxos turbulentos de calor latente estimados não apresentaram uma variação sazonal bem definida, já que não há grande variação na umidade do ar para a região do oceano tropical.

Analisando a *Figura 10*, a B35W apresenta os maiores valores e as maiores variações, ultrapassando 100 W m^{-2} no início do mês de fevereiro. Os valores estimados no período de outubro a dezembro de 2000 também foram maiores que o estimado para a B23W no mesmo período.

Estes valores estimados pelo método bulk não são muito elevados, se tratando de uma região oceânica, e isso deve aos ventos nesta região que não são intensos.

4.2 Médias horárias

Na segunda etapa deste trabalho de IC, foram utilizadas as variáveis disponíveis do projeto PIRATA em uma maior resolução, com médias horárias. Após estimar os fluxos para cada hora do dia (do ano 1999 ao 2006, salvo algumas interrupções de dados devido a ocorrências técnicas), foi elaborado outro programa em Fortran que calcula as médias dos fluxos turbulentos em cada hora do dia, para cada mês do ano. Neste relatório, são apresentados os resultados obtidos apenas para os meses de janeiro e junho. As Figuras estão apresentadas em uma mesma escala, para facilitar a visualização do comportamento médio horário dos fluxos para os dois diferentes meses.

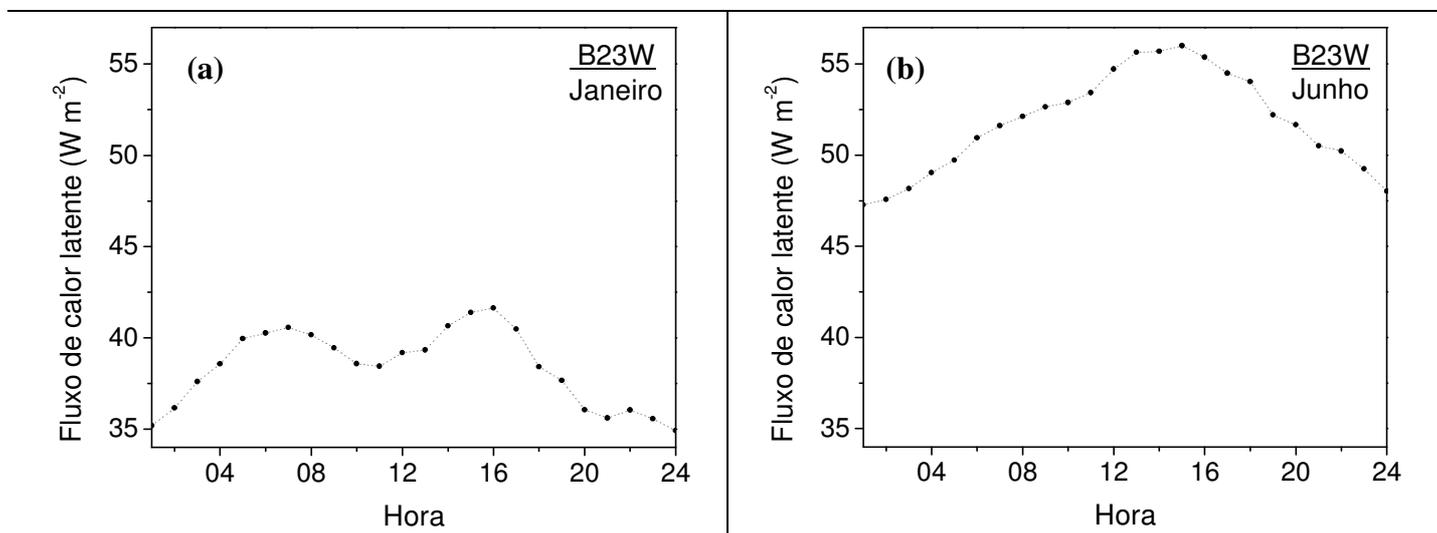


Figura 11: Médias horárias para os meses de janeiro e junho do fluxo turbulento vertical de calor latente estimado para a região da Bóia PIRATA B23W.

Percebe-se que os valores médios horários para o mês de junho dos fluxos de calor latente são maiores que no mês de janeiro, cerca de 15 W m^{-2} . Os valores seguem também uma tendência, sendo mais baixos nas primeiras e nas últimas horas do dia, e maiores nas demais horas.

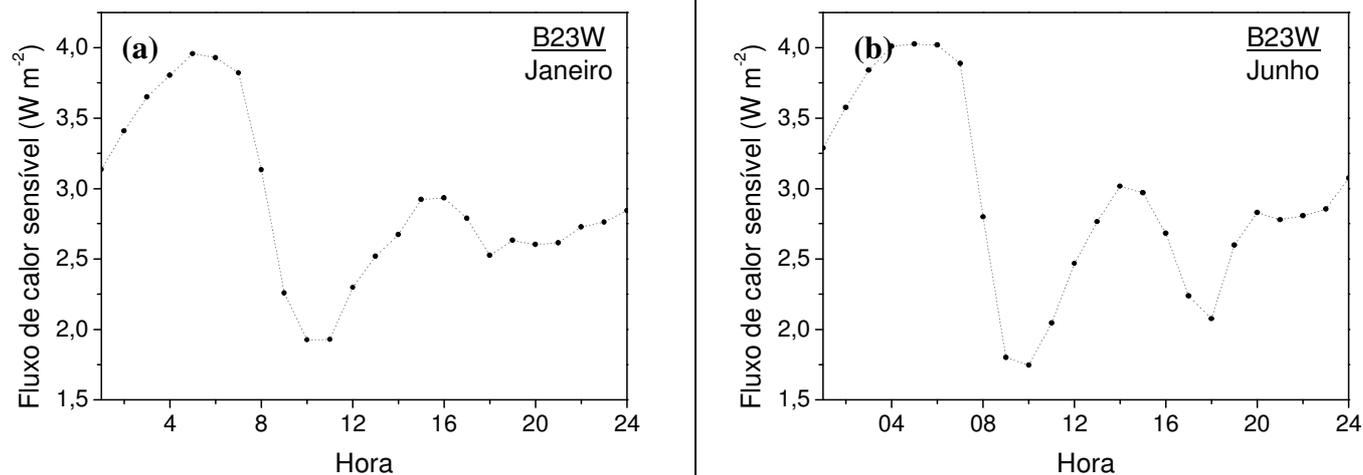


Figura 12: Médias horárias para os meses de janeiro e junho do fluxo turbulento vertical de calor sensível estimado para a região da Bóia PIRATA B23W.

Os valores médios horários estimados para o fluxo de calor sensível (Figura 12) não apresentaram grandes variações para os meses de janeiro e junho, e não ultrapassaram o valor de 4 W m^{-2} .

A seguir, os fluxos de calor latente para os meses de janeiro e junho são plotados simultaneamente a média horária para os horários 00Z, 06Z, 12Z e 18Z (únicos horários disponíveis) dos dados de reanálise do NCEP:

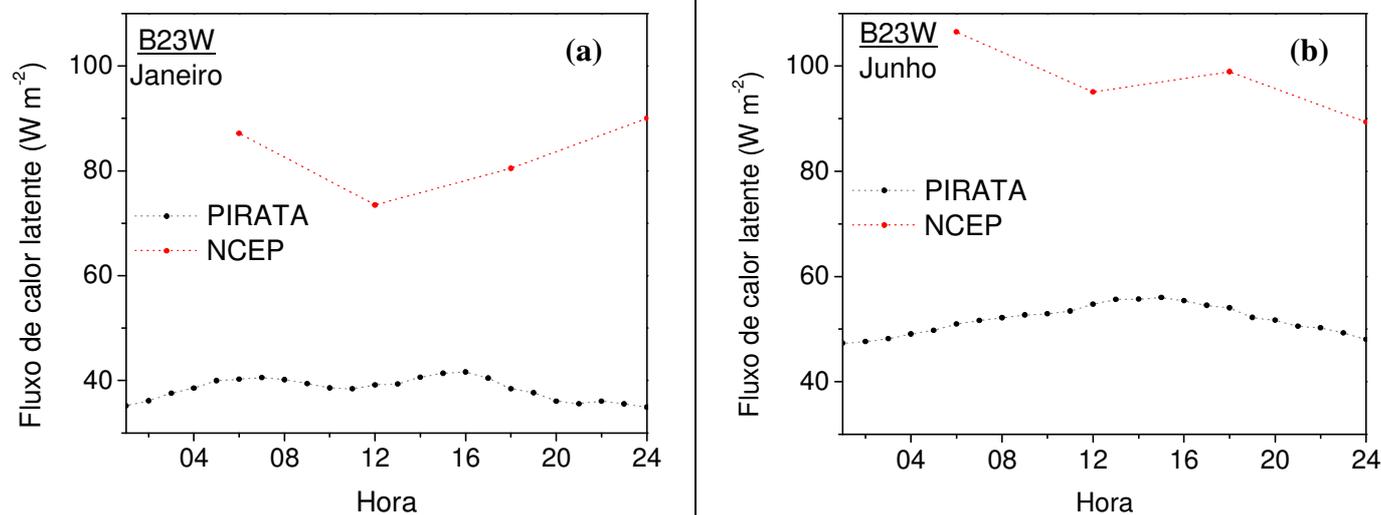


Figura 13: Médias horárias para os meses de janeiro e junho do fluxo turbulento vertical de calor latente estimado para a região da Bóia PIRATA B23W (pontos pretos) e para a região (0°N , 30°W) dos dados de reanálise do NCEP.

Observa-se que os fluxos médios horários de calor latente obtidos com os dados de reanálise do NCEP para janeiro e junho foram 100% maiores dos estimados pelo método bulk, para a região da B23W. Isto pode ter ocorrido pois além de os pontos geográficos não serem os mesmos (a B23W dista aproximadamente 780 km do ponto de grade utilizado para os dados do NCEP), o valor do coeficiente de troca turbulenta

utilizado foi de 10^{-3} , entretanto este coeficiente não deve ser o mesmo para toda e qualquer região oceânica.

O projeto FluTuA visa a determinação correta deste coeficiente aerodinâmico de transferência, a partir dos fluxos diretamente observados pelos instrumentos de alta frequência.

5. Considerações finais

O objetivo geral deste trabalho foi investigar a metodologia de estimativa dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente na interface oceano-atmosfera, para aplicação à matéria ACA0321 do curso de Meteorologia. Esta investigação foi feita utilizando os dados disponíveis na internet, sejam dados medidos *in situ*, sejam de programas de pesquisa que estimam variáveis utilizando diferentes algoritmos. O exercício proposto foi importante para os alunos colocarem em prática os conceitos vistos durante a disciplina.

Neste relatório foram apresentados os resultados dos cálculos dos fluxos turbulentos calculados a partir das variáveis meteorológicas disponíveis no site do projeto PIRATA, e estes resultados foram comparados com os fluxos turbulentos estimados pelo NCEP. Estes valores estão sendo estimados para uma região próxima ao ASPSP, e posteriormente, quando a torre micrometeorológica estiver instalada no arquipélago, os fluxos serão estimados utilizando os dados obtidos pela Torre.

Com este projeto de iniciação científica vinculado ao campo do ensino da graduação, foi possível introduzir os primeiros passos no ramo da pesquisa, e aprender mais sobre uma área específica da profissão.

5.1 Etapas futuras

Como continuidade ao projeto, para o primeiro semestre de 2008 serão propostos novos objetivos relacionados à matéria Micrometeorologia, envolvendo os fluxos turbulentos para a região do ASPSP. Seria interessante e de extrema relevância o cálculo das incertezas dos valores estimados, bem como a caracterização climatológica dos fluxos para a região do oceano atlântico tropical, já que são escassos os estudos e pesquisas das condições meteorológicas neste local. Essa caracterização será importante

para que os alunos da disciplina investiguem e analisem o comportamento climatológico dos fluxos turbulentos na região tropical.

Com a instalação da Torre Micrometeorológica no arquipélago, será possível a determinação mais precisa do coeficiente turbulento de transferência de calor utilizando os dados de fluxos obtidos diretamente pelos instrumentos de alta frequência e indiretamente pelos instrumentos convencionais (fórmula bulk). A definição do coeficiente turbulento de transferência de calor adequado a região estudada permitirá a estimativa posterior mais precisa através do uso de fórmulas bulk. Essas fórmulas bulk são utilizadas na maioria dos modelos numéricos de previsão de tempo.

6. Referências

- Bacellar, S., A. P. Oliveira, J. Soares, J. Servain, 2004: Preliminary results of the surface radiation balance over the Tropical Atlantic Ocean. *XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 29/8 a 03/9 em Fortaleza, Ceará. CD.
- Blanc, T.V., 1983: A Practical Approach to Flux Measurements of Long Duration in the Marine Atmospheric Surface Layer. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **22**, 1093-1110.
- Bradley, E.F. P.A. Coppin and J.S. Godfrey, 1991: Measurements of sensible and latent heats fluxes in the western equatorial Pacific ocean. *J. Geophys. Res.*, **96** Suppl. 3375-3389.
- Wainer, I., A. Taschetto, J. Soares, A. P. Oliveira, B. Otto-Bliesner, E.Brady, 2003: Intercomparison of heat fluxes in the South Atlantic. Part I: The seasonal cycle. *Journal of Climate*. (16)4, 706-714.
- Skielka, U. T. e Soares, J., 2006: Estudo das Condições Meteorológicas e Oceanográficas no Arquipélago de São Pedro e São Paulo. In: XIV Simpósio Internacional de Iniciação Científica da USP, 2006, São Paulo.
- Smith, S.D., 1989: Water vapor flux at the sea surface. *Boundary-Layer Meteorol.*, **47**, 277-293.
- Soares, J., A.P. Oliveira, J. Servain, S. A. Bacellar, 2004: Resultados preliminares do balanço de energia sobre o oceano Atlântico tropical observado, em 2002, durante a campanha de medidas do projeto FluTuA. *XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 29/8 a 03/9 em Fortaleza, Ceará. CD.

WGASF (2000): Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. Final report of Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea fluxes (SCOR working group 110).

7. Outras atividades

A seguir são descritas outras atividades acadêmicas realizadas durante a vigência da bolsa do programa Ensinar com Pesquisa.

7.1. Disciplinas cursadas

- Climatologia I
- Meteorologia Física II
- Física II
- Cálculo Diferencial e Integral III
- Meteorologia Física I
- Física III
- Física Experimental III
- Introdução às Equações Diferenciais Ordinárias e Aplicações
- Cálculo Diferencial e Integral IV

7.2 Participações em eventos

- Participação no XII Simpósio de Iniciação Científica do IAG, com apresentação do trabalho em painel (*Anexo 2*).
- Participação no 15º Simpósio Internacional de Iniciação Científica da USP – SIICUSP-2007, com apresentação do trabalho em painel (*Anexo 3*).
- Participação no 26º Treinamento Pré-Arquipélago (*Anexo 4*).

- **Anexo 1 - Lista de exercícios ACA0321 – Micrometeorologia**

Data máxima de entrega: 13/06/2007

Instruções:

- Os dados estão disponíveis na intranet (<http://www.dca.iag.usp.br/www/material/amauri/jacyra/aca0321/>)
- Cada aluno deverá pegar seu próprio arquivo de dados, identificado com seu nome no site;
- Plotar os seguintes valores para seu grupo de dados:
 - Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$);
 - Temperatura da água ($^{\circ}\text{C}$);
 - Velocidade do vento (m s^{-1});
 - Umidade relativa (%);
 - Umidade específica de saturação à temperatura da água (g kg^{-1});
- Calcular os fluxos turbulentos de calor sensível e latente (em W m^{-2}) para cada dia e imprimir seus valores.
- Plotar em gráficos separados os fluxos turbulentos de calor sensível e os fluxos turbulentos de calor latente, para seu grupo de dados;
- Escrever as fórmulas utilizadas e os procedimentos para a realização dos cálculos, identificando cada termo;
- **Analisar os resultados.** Trabalho que contenha somente os gráficos não será considerado.

Disposição dos dados:

Notas:

- Identificação das colunas no arquivo:
 - A) Dia do ano
 - B) Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$)
 - C) Temperatura da água ($^{\circ}\text{C}$)
 - D) Velocidade do Vento (m s^{-1})
 - E) Umidade Relativa (%)
- A segunda linha indica o número de dias que contém o arquivo.
- Os valores disponíveis para cada variável são valores médios diários obtidos por uma Bóia na região do Oceano Atlântico Tropical, na linha do Equador.
- Utilizar os seguintes valores para as constantes nos cálculos:

pressão à superfície (P): $1010,0 \text{ hPa}$
pressão de vapor de saturação a 0°C (e_0): $6,11 \text{ hPa}$
constantes da fórmula de Tetens: $T_1 = 273,16$; $T_2 = 17,67$ e $T_3 = 29,66$
densidade do ar (ρ_0): $1,15 \text{ kg m}^{-3}$
calor específico do ar a pressão constante (c_p): $1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
coeficiente aerodinâmico de transferência (C): $0,001$
calor Latente de vaporização (L): $2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$

Observações:

Cada aluno deve utilizar o grupo de dados identificado com seu próprio nome! Trabalhos repetidos serão desconsiderados!!!
Utilizar *preferencialmente* o programa Origin para fazer os gráficos.

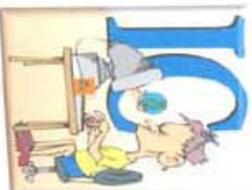
CERTIFICADO

Certificamos que **LÍVIA MÁRCIA MOSSO DUTRA**, sob a orientação da Profa. Dra. Jacyra Ramos Soares, participou do XII Simpósio de Iniciação Científica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, com o trabalho intitulado "*Estimativa dos Fluxos Verticais Turbulentos de Calor na Superfície*", realizado nos dias 17 e 18 de maio de 2007.

São Paulo, 18 de maio de 2007.


 Prof. Dr. Laerte Sodré Jr.
 Presidente Comissão de Pesquisa


 Prof. Dra. Marcia Ernesto
 Diretora IAG



Anexo 3



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA USP

Certificado



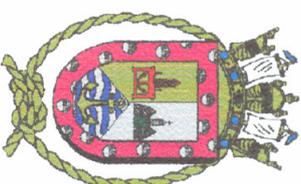
Certificamos que **Livia Márcia Mosso Dutra** participou do 15º Simpósio Internacional de Iniciação Científica da USP - SIICUSP com o trabalho "Fluxos verticais turbulentos de calor na superfície da região do Arquipélago de São Pedro e São Paulo", no evento Engenharias e Exatas, realizado nos dias 26, 27 e 28 de novembro de 2007, no *campus* da USP em São Carlos, SP.

São Paulo, 26 de novembro de 2007.


Profa. Dra. Mayana Zatz
PROFESSORA DE PESQUISA DA
UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO


Profa. Dra. Maria Angélica Migliano
PRESIDENTE DA COMISSÃO COORDENADORA DO
PROGRAMA DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA USP

CERTIFICADO



SECRETARIA DA COMISSÃO INTERMINISTERIAL PARA OS RECURSOS DO MAR

PROGRAMA ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO

A Secretaria da Comissão Intermunicipal para os Recursos do Mar confere o presente Certificado à pesquisadora LÍVIA MÁRCIA MOSSO DUTRA, pela participação no 26º Treinamento

Pré-Arquipélago, realizado no período de 23 a 30 de setembro de 2007, na Base Naval de Natal.

Brasília - DF, em 30 de setembro de 2007.


MARCO ANTONIO CARVALHÃO DE SOUZA
Capitão-Tenente
Encarregado da Divisão de Apoio ao PROARQUIPÉLAGO



ESTUDO COMPARATIVO DE DADOS DE FLUXOS TURBULENTOS NA REGIÃO DO ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO



Udo Tersiano Skielka e Jacyra Soares
Projeto FluTuA - Grupo de Micrometeorologia - IAG/USP

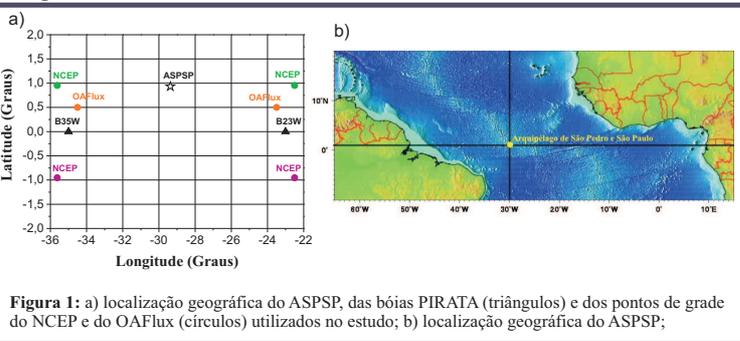
Introdução

Devido à ausência de dados observacionais é limitado o número de estudos dos processos atmosféricos e oceânicos que contribuem para as variações encontradas nos parâmetros de superfície marinha e dos fluxos na interface ar-mar da região do Oceano Atlântico tropical. Muitos estudos requerem o conhecimento desses parâmetros: modelos operacionais de previsão de tempo, modelos de previsão de onda, engenharia oceânica, etc. Os fluxos de calor sensível e latente são responsáveis por boa parte do balanço de troca de energia na interface ar-mar. Porém, devido à inviabilidade de monitoramento desses fluxos com boa resolução temporal e espacial, existe a necessidade de parametrização destes através da utilização de parâmetros empíricos. Este trabalho está ligado ao Projeto FluTuA, o qual tem como objetivo a medição direta e contínua dos fluxos turbulentos sobre a região do Oceano Atlântico equatorial, tendo como base de pesquisa o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP). Desta forma, este trabalho se empenha na caracterização meteorológica e oceanográfica na região de interesse do Projeto FluTuA.

Objetivos

- Investigar a variação sazonal da temperatura do ar e da superfície do mar, intensidade e direção do vento, e umidade na região do ASPSP;
- Estimar os fluxos turbulentos de calor sensível e latente utilizando fórmulas de parametrização *bulk*;
- Comparar os fluxos estimados com valores de fluxos do NCEP e OAFflux;

Região de estudo



Dados utilizados

-Projeto PIRATA - Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (<http://www.pmel.noaa.gov/pirata/>): foram utilizadas médias diárias de temperatura da superfície do mar (TSM), temperatura do mar, umidade relativa e intensidade do vento das duas bóias mais próximas ao ASPSP, ambas sobre o equador, uma em 35°W (B35W) e a outra bóia em 23°W (B23W) - Figura 1. A série de dados utilizada está compreendida entre o período de 1999 a 2005. Com essas variáveis foram calculados os fluxos turbulentos de calor através do método de parametrização *bulk* e feita a climatologia mensal dos fluxos.

-Projeto OAFflux - Objectively Analyzed Air-Sea Flux - Woods Hole Oceanographic Institute (WHOI) (<http://oafflux.whoi.edu/index.html>): tem como principal objetivo estimar os fluxos de energia entre o oceano e a atmosfera em todo o globo com resolução espacial de 0,5°X 0,5°. No estudo foram utilizadas médias diárias dos fluxos turbulentos de calor para dois pontos de grade mais próximos das bóias (0,5°N 34,5°W e 0,5°N 22,5°W), utilizando uma série de quatro anos (1999 a 2002), e com esses dados foi feita uma climatologia mensal.

-Dados da reanálise do NCEP (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/reanalysis.html>): foram utilizadas médias diárias de quatro pontos de grade mais próximos às bóias (0,95°S 35,6°W; 0,95°S 22,5°W; 0,95°N 35,6°W; e 0,95°N 22,5°W) utilizando uma série de quatro anos para a climatologia dos fluxos (1999 a 2003).

Método de parametrização *bulk*

O método consiste na utilização de variáveis meteorológicas e oceanográficas básicas na parametrização dos fluxos turbulentos, sendo calculados pelas equações abaixo. Nas equações ρ_a é a densidade do ar, c_p é o calor específico a pressão contante, L_v o calor latente de evaporação, C_{H1} e C_{L1} são, respectivamente, os coeficientes de troca turbulenta de calor e vapor d'água.

Fluxo de calor sensível (H): utiliza medidas de temperatura do ar a 3 metros (T) e da superfície do mar (T_s).

$$H = -\rho_a c_p C_{H1} V \frac{(T_s - T)}{\Delta z}$$

Fluxo de calor latente (LE): utiliza medidas de umidade específica do ar a 3 metros (q_s) e de umidade específica de saturação representativa da superfície do mar $q_0 = q_s(T_s)$.

$$LE = -\rho_a L_v C_{L1} V \frac{(q_s - q_0)}{\Delta z}$$

Coefficiente de troca turbulenta é o principal problema da parametrização por este método. Este coeficiente depende da velocidade do vento e da estabilidade atmosférica, variando no espaço e no tempo. Experimentos de campo que possibilitam a obtenção desses coeficientes sobre o oceano são raros no hemisfério sul e na região equatorial do Oceano Atlântico, sendo comumente utilizados em modelos numéricos coeficientes obtidos em outras regiões oceânicas. Para os cálculos realizados neste trabalho foram utilizados inicialmente o coeficiente de troca de troca de calor e vapor obtidos por Smith (1988), utilizando posteriormente coeficientes adaptados às condições do Oceano Atlântico tropical. Um dos objetivos do Projeto FluTuA é a obtenção dos coeficientes de troca apropriados para a região, os quais são possíveis de determinar com medições diretas dos fluxos.

Resultados

A seguir são mostrados gráficos comparativos entre as diferentes fontes para o fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor latente (LE) para cada região representativa dos dados, região das bóias PIRATA B35W e B23W. São mostrados também gráficos das médias mensais climatológicas das variáveis utilizadas no cálculo dos fluxos pelo método de parametrização *bulk*.

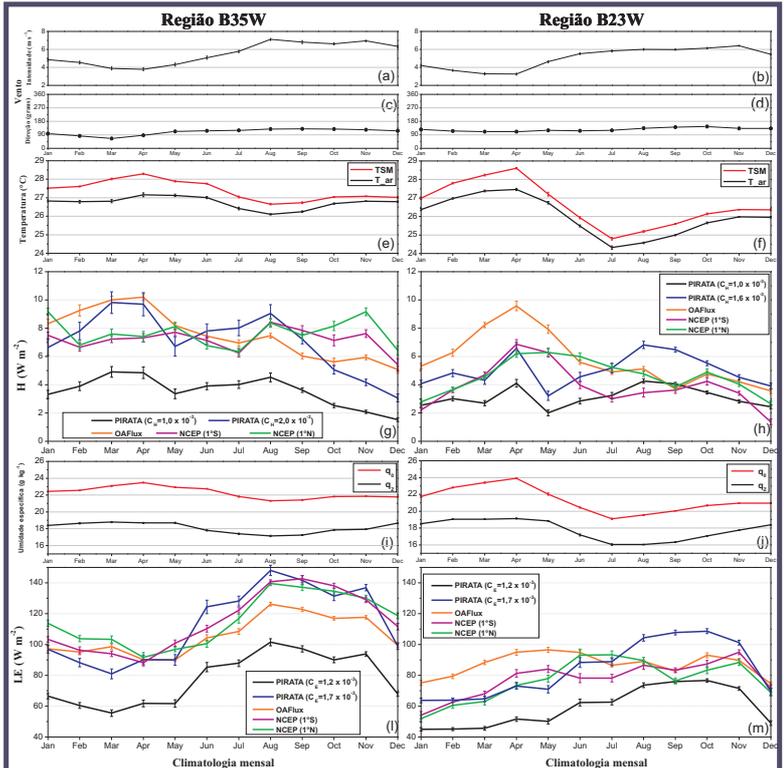


Figura 2: climatologia mensal das variáveis utilizadas na parametrização e dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente das fontes de dados utilizadas para cada região representativa das duas bóias oceanográficas, B35W e B23W.

Considerações sobre os resultados

- Verifica-se pela Fig. 2.a-d, que a região tem influência dos ventos alísios, tendo componente ESE na maior parte do ano e ventos mais intensos na segunda metade do ano, quando a Zona de Convergência Inter-tropical (ZCIT) se encontra deslocada para norte;
- Pelas Fig. 2.e-f, observa-se que a TSM é maior que a temperatura do ar durante o ano todo, o que caracteriza o regime dos fluxos de calor sensível positivo na região (Fig. 2.g-h). Observa-se um aumento do gradiente de temperatura ar-mar entre março e maio, período em que a ZCIT se encontra nas proximidades da região de estudo (Skielka, 2006);
- A umidade específica apresenta decréscimo a partir de junho, sendo menor no período entre agosto e outubro (Fig. 2i-j). Este decréscimo é mais intenso na região da B23W. Porém, o gradiente ar-mar de umidade específica tem pouca variação anual;
- O fluxo de calor sensível apresenta menor variação anual (Fig. 2.g-h) se comparado ao fluxo de calor latente (Fig. 2.l-m). Em geral, observando o conjunto de dados, verifica-se valores maiores deste fluxo entre março e maio, quando ocorre um aumento do gradiente de temperatura ar-mar (Fig. 2e-f).
- O fluxo de calor latente é maior na segunda metade do ano (Fig. 2.l-m), quando a ZCIT desloca-se para norte e os ventos são mais intensos (Fig. 2.a-b). O fluxo de calor latente tem maior variação anual e valores mais elevados na região da B35W;
- Os valores dos fluxos parametrizados com os coeficientes de Smith (1988) estão, em geral, bem abaixo dos valores fluxos estimados pelo NCEP e OAFflux;
- Apesar do ajuste feito no cálculo dos fluxos utilizando coeficientes de troca turbulenta ajustados, para determinados períodos do ano os valores de fluxos turbulentos ainda são discrepantes.

Referências

- Skielka, U. T., 2006: Estudo das Condições Meteorológicas e Oceanográficas no Arquipélago de São Pedro e São Paulo. Relatório parcial de atividades PIBIC/CNPQ. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.
Smith D.S., 1988a: Water vapor flux at the sea surface. *Boundary - Layer Meteorology*, **47**, 277-293
Smith D.S., 1988b: Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *J. Geophys. Res.*, **93**, 15467-15472.

Os autores deste trabalho agradecem o apoio das instituições
O primeiro autor é bolsista do CNPQ n° 110693/2005-1



ESTUDO COMPARATIVO DE DADOS DE FLUXOS TURBULENTOS NA REGIÃO DO ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO

Udo Tersiano Skielka e Jacyra Soares

*Laboratório de Interação Ar-Mar, Departamento de Ciências Atmosféricas
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo
Rua do Matão nº1226 – Cidade Universitária - São Paulo/SP CEP: 055080-090
Telefone: (11)3091-2851, e-mail: udo@model.iag.usp.br, jacyra@usp.br*

Introdução

Devido à ausência de dados observacionais é limitado o número de estudos dos processos atmosféricos e oceânicos que contribuem para as variações encontradas nos parâmetros de superfície marinha e dos fluxos na interface ar-mar da região do Oceano Atlântico tropical. Além dos estudos diagnósticos e prognósticos de mudanças climáticas, muitos outros estudos requerem o conhecimento dos parâmetros de interação ar-mar: modelos operacionais de previsão de tempo, modelos de previsão de onda, engenharia oceânica, etc.

O Projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico) tem como principal objetivo investigar a interação entre a atmosfera e o oceano através da determinação observacional direta e contínua dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento sobre o oceano Atlântico, tendo como base de dados o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP), localizado na região de mar aberto em 00° 56' N e 29° 22' W. Há poucas referências na literatura de observações meteorológicas e oceanográficas realizadas diretamente no ASPSP. Existem, entretanto, vários resultados de modelos numéricos sobre a região em estudo.

Objetivo

Este trabalho tem como principal objetivo obter e comparar dados de fluxos turbulentos que se encontram disponíveis na internet para que, posteriormente, esses dados possam ser comparados e validados com os dados obtidos através do método da correlação no âmbito do FluTuA.

Desenvolvimento

A forma mais comum de parametrização de fluxos turbulentos verticais sobre o oceano é através do método *bulk*, sendo utilizada nos códigos da maioria dos modelos meteorológicos e oceanográficos. As fórmulas *bulk* têm sido constantemente aprimoradas por pesquisadores ao longo dos anos (WGASF, 2000). Essa parametrização depende dos coeficientes de troca turbulenta que, por sua vez, variam no espaço e no tempo.

Utilizando medidas de duas bóias oceanográficas do Projeto PIRATA – *Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic* - foi possível calcular os fluxos turbulentos através das fórmulas *bulk* utilizando as variáveis meteorológicas básicas. Primeiramente, para o cálculo dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente foram usados os coeficientes de troca turbulenta mais utilizados na literatura, obtidos para outras regiões oceânicas (Smith, 1988).

Das quinze bóias do Projeto PIRATA, foram utilizados dados das duas bóias mais próximas ao ASPSP (B35W e B23W), como é mostrado na Figura 1. Foram calculadas

médias diárias dos fluxos e feita a climatologia diária com aproximadamente quatro anos de dados. Tendo como referências os fluxos turbulentos calculados pelo método *bulk*, comparou-se a climatologia diária desses fluxos com dois importantes bancos de dados que estimam globalmente os fluxos turbulentos: dados do NCEP, com cinco anos de dados; e dados do OAFIux - programa do *Woods Hole Oceanographic Institute* (WHOI) - com quatro anos de dados.

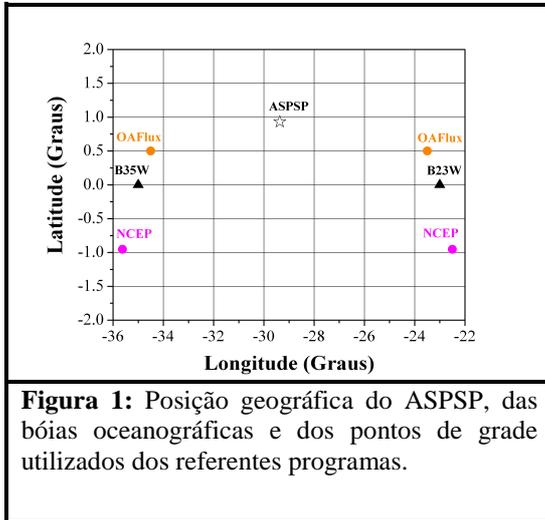


Figura 1: Posição geográfica do ASPSP, das bóias oceanográficas e dos pontos de grade utilizados dos referentes programas.

Devido à diferença de intensidade entre os fluxos turbulentos de calor sensível e latente obtidos utilizando os dados do PIRATA com os coeficientes de transferência turbulenta de calor e umidade fornecidos por Smith (1988) e os demais bancos de dados, novos coeficientes foram estimados baseando-se na média dos dados do OAFIux (ver Tabela 1).

A região de estudo apresenta um ciclo sazonal bem definido. Em geral, a primeira metade do ano é caracterizada pela elevada taxa de precipitação e ventos horizontais menos intensos devido à presença da ZCIT

na região; a segunda metade do ano caracteriza-se por um período praticamente sem precipitação e de ventos horizontais mais intensos e constantes, o que se deve ao deslocamento da ZCIT para o norte e à predominância dos ventos alísios na região neste período (Skielka, 2005).

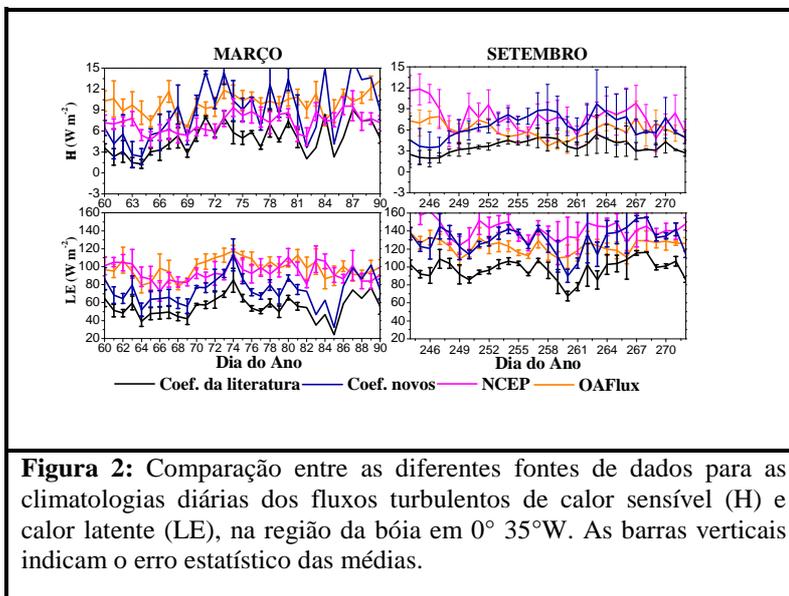


Figura 2: Comparação entre as diferentes fontes de dados para as climatologias diárias dos fluxos turbulentos de calor sensível (H) e calor latente (LE), na região da bóia em 0° 35°W. As barras verticais indicam o erro estatístico das médias.

Com base nessas informações, os dados de fluxos turbulentos foram comparados nos períodos em que a ZCIT se encontra na região (mais precisamente, entre março e abril) e quando esta se encontra mais ao norte (entre agosto e setembro). As Figuras 2 e 3 mostram a comparação entre os dados das diferentes fontes para a região da bóia em 0° 35°W e para a bóia em 0° 23°W, respectivamente.

De modo geral, a região de 0° 35°W apresenta maior dispersão dos dados durante todo o ano. Na primeira metade do ano, quando a ZCIT está próxima à região, as fontes divergem quanto aos valores dos fluxos de calor sensível e latente. Calculando os fluxos turbulentos de calor sensível e latente com os novos coeficientes de troca turbulenta, em geral, obteve-se maior concordância entre as fontes para a estação da ZCIT.

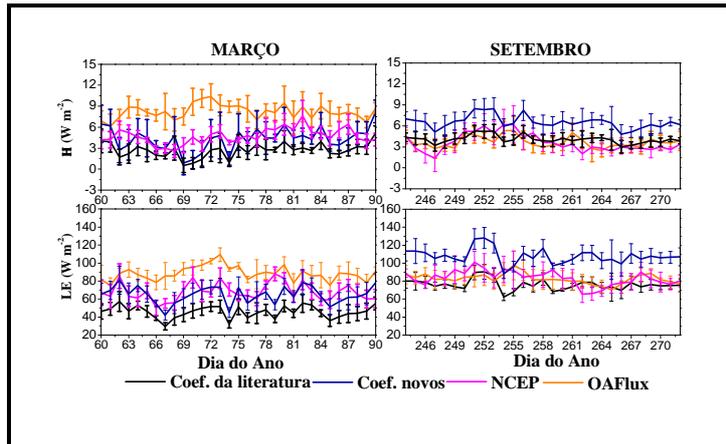


Figura 3: Comparação entre as diferentes fontes de dados para as climatologias diárias dos fluxos turbulentos de calor sensível (H) e calor latente (LE), na região da bóia em 0° 23°W. As barras verticais indicam o erro estatístico das médias.

Coeficientes		Calor ($\times 10^{-3}$)	Vapor ($\times 10^{-3}$)
Literatura		1,0	1,2
Novos	B35W	1,8	1,6
	B23W	1,6	1,7

Tabela 1: Coeficientes de troca utilizados nos cálculos dos fluxos turbulentos.

Conclusão

Pode-se dizer que os coeficientes de troca turbulenta disponíveis na literatura, os quais, em geral, são determinados em experimentos em regiões oceânicas de latitudes médias do hemisfério norte, não são satisfatórios para a região de estudo. Dessa forma, existe a necessidade de experimentos que determinem os parâmetros característicos de interação entre a superfície marinha e a atmosfera adjacente para o Atlântico equatorial, como é o caso destes coeficientes.

Referências bibliográficas

- Smith D.S., 1988a: *Water vapor flux at the sea surface. Boudary – Layer Meteorology*, **47**, 277-293
- Smith D.S., 1988b: *Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. J. Geophys. Res.*, **93**, 15467-15472.
- Skielka, U. T., 2006: *Estudo das Condições Meteorológicas e Oceanográficas no Arquipélago de São Pedro e São Paulo*. Relatório parcial de atividades PIBIC/CNPQ. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.
- WGASF, 2000: *Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields*. Final report of Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea fluxes (SCOR working group 110).



INVESTIGAÇÃO DOS FLUXOS TURBULENTOS NA INTERFACE AR-MAR NO ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO



Udo Tersiano Skielka, Jacyra Soares e Amauri Pereira de Oliveira
Projeto FluTuA - Grupo de Micrometeorologia - IAG/USP

Introdução

Este trabalho de iniciação científica está ligado ao Projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico), o qual fará medições diretas de fluxos na região equatorial do Oceano Atlântico através da instalação de uma torre micrometeorológica sobre o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP) (ver localização na Figura 1). O presente trabalho teve como objetivo, inicialmente, fazer uma caracterização meteorológica e oceanográfica da região utilizando dados *in situ* do Projeto PIRATA. Concretizada esta primeira parte, foi feito um estudo de como os fluxos turbulentos vem sendo estimados nessa região através da investigação de diferentes fontes de dados, além de estimar esses fluxos utilizando variáveis meteorológicas padrões das bóias do PIRATA usando o método bulk aerodinâmico de parametrização.

Região de estudo

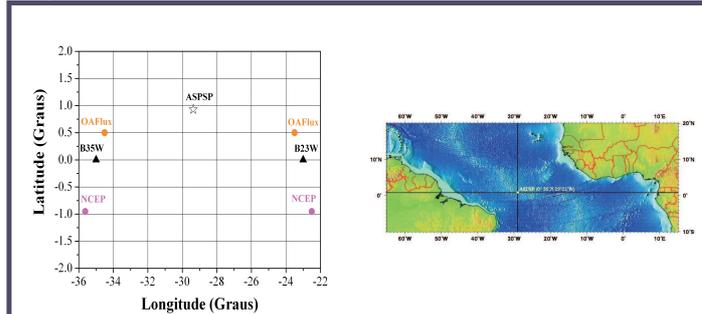


Figura 1: região do Oceano Atlântico Equatorial investigada, mostrando a posição do ASPSP, das fontes de dados bóias Pirata (triângulos) situadas sobre o equador (B35W e B23W), e os pontos de grade utilizados e suas respectivas fontes (círculos).

Dados utilizados

-Projeto PIRATA - Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (<http://www.pmel.noaa.gov/pirata/>): foram utilizadas médias diárias das duas bóias mais próximas ao arquipélago, ambas sobre o equador a 35°W - para qual foi calculada a climatologia dos fluxos utilizando até cinco anos de dados (1999 a 2003) - e 23°W - utilizando no máximo quatro anos na climatologia de fluxos.

Projeto OAFlux - Objectively Analyzed Air-Sea Flux - do Woods Hole Oceanographic Institute (WHOI) (<http://www.whoi.edu/science/PO/people/lyu/res-flux.html>): tem como principal objetivo estimar os fluxos de troca de energia entre o oceano e a atmosfera em todo o globo, a cada 0,5° de latitude por 0,5° de longitude. No estudo foram utilizadas médias diárias das fluxos turbulentos, com exceção do fluxo de momento, para dois pontos de grade mais próximos das bóias a fim de comparação - (0,5°N 34,5°W) e (0,5°N 22,5°W), utilizando uma série de quatro anos (1999 a 2002) (ver Figura 1).

-Dados da reanálise do NCEP (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/reanalysis.html>): foram utilizadas médias diárias de dois pontos de grade mais próximos às bóias (0,95°S 35,6°W) e (0,95°S 22,5°W), utilizando uma série de dados de quatro anos para a climatologia dos fluxos (1999 a 2003).

Método bulk aerodinâmico

O método consiste na utilização de variáveis meteorológicas e oceanográficas padrões na parametrização dos fluxos turbulentos. São descritas pelas equações abaixo. Nas equações ρ_a é a densidade do ar, c_p é o calor específico a pressão constante, L_v o calor latente de evaporação, C_D , C_H e C_E são, respectivamente, os coeficientes de troca de momento, calor e vapor d'água.

Fluxo de momento (τ): utiliza-se medidas de intensidade do vento (V). Δz é igual a quatro metros.

$$\tau = \rho_a C_D \frac{V^2}{\Delta z}$$

Fluxo de calor sensível (H): utiliza-se medidas de temperatura do ar em uma altura T_z e da superfície do mar T_0 . Δz é igual a três metros.

$$H = -\rho_a c_p C_H V \frac{(T_z - T_0)}{\Delta z}$$

Fluxo de calor latente (LE): utiliza-se medidas de umidade específica do ar em uma altura q_z e a umidade específica de saturação na temperatura da superfície do mar q_0 .

$$LE = -\rho_a L_v C_E V \frac{(q_z - q_0)}{\Delta z}$$

Δz é igual a três metros.

Coefficiente de troca turbulenta é o principal problema da parametrização por este método. Este coeficiente depende da velocidade do vento e da estabilidade atmosférica, variando no espaço e no tempo. Experimentos de campo que possibilitem a obtenção desses coeficientes sobre o oceano são raros no hemisfério sul e na região equatorial do Oceano Atlântico. Para os cálculos realizados neste trabalho foram utilizados inicialmente o coeficiente de arrasto obtido por Garrat (1977) e de troca de calor e de vapor obtidos por Smith (1988), utilizando posteriormente coeficientes adaptados às condições do Oceano Atlântico Tropical.

Resultados

Os gráficos abaixo mostram o clima da região do ASPSP (Figura 2) e os fluxos calculados através do método bulk (Figura 3). Como pode se observar pelos gráficos de temperatura e intensidade do vento, existem na região estudada duas estações bem definidas relacionadas ao movimento anual da Zona de Convergência Inter-Tropical (ITCZ). Assim, são mostrados os fluxos na presença da ITCZ (fevereiro) e quando esta se encontra ao norte (outubro).

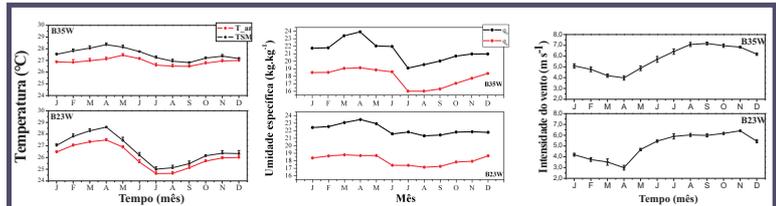
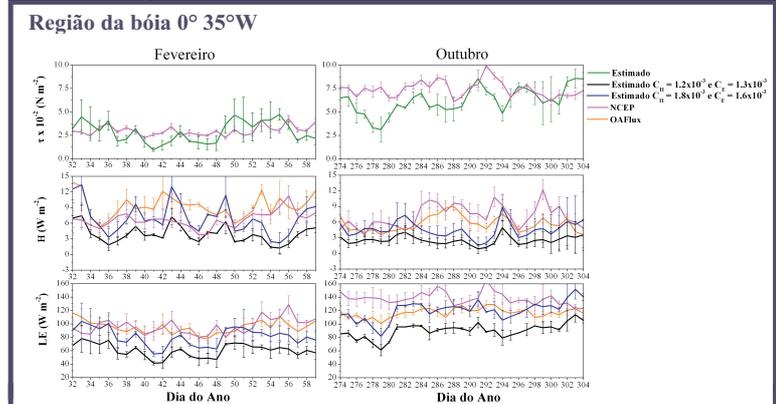


Figura 2: Climatologia da região estudada utilizando os dados das bóias B35W (sete anos de médias diárias) e B23W (seis anos de médias diárias). As barras indicam o erro estatístico

Climatologia dos fluxos



Região da bóia 0° 23°W

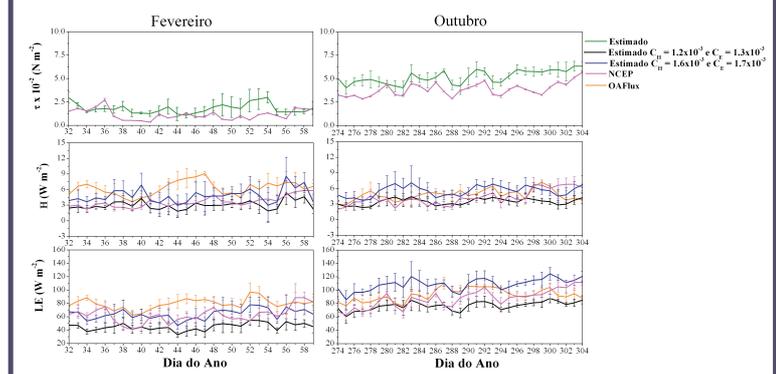


Figura 3: Climatologia dos fluxos turbulentos na região estudada. As barras indicam o erro estatístico.

Conclusões

- * A região investigada do Oceano Atlântico Equatorial apresenta características associadas ao movimento da ITCZ, sendo os fluxos turbulentos, em geral, mais intensos na segunda metade do ano;
- * Os fluxos apresentaram maior intensidade na região da bóia B35W;
- * Os fluxos de momento estimados pelo método bulk aerodinâmico utilizando o coeficiente de troca de momento de Garrat (1977) se apresentaram próximos aos fluxos estimados do NCEP;
- * Os coeficientes de troca de calor e vapor estimados representam bem os fluxos estimados pelo NCEP e OAFlux;
- * Em geral, estima-se que a região do ASPSP possua características climáticas semelhantes aos locais estudados neste trabalho.

Referências

Garrat, J.R., 1977: Review of Drag Coefficients over Oceans and Continents, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 915-129
Smith D.S., 1988: Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *J. Geophys. Res.*, **93**, 15467-15472.
WGASF, 2000: Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. Final report of Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea fluxes (SCOR working group 110).

Os autores deste trabalho agradecem o apoio das instituições



O primeiro autor é bolsista do CNPQ n° 110693/2005-1

INVESTIGAÇÃO DOS FLUXOS TURBULENTOS NA INTERFACE AR-MAR NO ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO

Udo Tersiano Skielka

Jacyra Soares – Orientador

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP

Departamento de Ciências Atmosféricas

Devido à ausência de dados observacionais é limitado o número de estudos de processos físicos atmosféricos e oceânicos no Atlântico tropical e sul que contribuem para as variações encontradas nos parâmetros de superfície marinha e para os fluxos turbulentos entre o oceano e a atmosfera. O presente trabalho de pesquisa se encaixa no Projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico). O FluTuA tem como objetivo primeiro investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional direta e contínua dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento sobre o Oceano Atlântico Equatorial no Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP), localizado em uma região de mar aberto ($00^{\circ}56'N$ e $29^{\circ}22'W$). Há poucas referências na literatura de observações meteorológicas e oceanográficas efetuadas na região do ASPSP. Existem, entretanto, vários resultados de modelos numéricos sobre o Atlântico Tropical. Este trabalho tem como objetivo estudar as características meteorológicas e oceanográficas na região do ASPSP utilizando dados de variáveis meteorológicas e oceanográficas disponíveis na internet a fim de obter uma caracterização dos fluxos turbulentos na região, os quais são pouco conhecidos e auxiliarão em futuros estudos do FluTuA.

Agência Financiadora: PIBIC/CNPq



IAG-USP

Radiation balance study over the Tropical Atlantic Ocean on the “Arquipélago de São Pedro e São Paulo” region

(Estudo do balanço de radiação sobre o oceano Atlântico tropical na região do Arquipélago de São Pedro e São Paulo)

Jean Rafael Romão Peres – scientific initiation student – scholarship CNPq
Jacyra Soares- supervisor

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG USP



XII Simpósio de Iniciação Científica IAG - 2007

Introduction

Due to the lack of observational data, the absence of studies about atmospheric and oceanic physical processes in the Tropical Atlantic is very common. The FluTuA project (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico) has as objective to supply this lack of data establishing a base of measurements of turbulence at the Arquipélago de São Pedro e São Paulo to quantify the air-sea interaction in the tropical Atlantic.

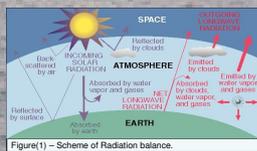
The scholarship of scientific initiation (initiate in April of 2007) has as main objective to analyze the collected data in the FluTuA project. The student will have its study focused in the atmosphere radiation data.

Objective

The objectives of this project of scientific initiation will be the assistance on the monitoring of the longwave and shortwave radiation equipment and the data treatment in order to obtain the radiation balance and the radiometric properties of the tropical Atlantic region.

Meteorological variables and instruments

- > Radiation is the emission or propagation of energy in the form of electromagnetic wave or photon.
- > The solar radiation can be diffuse or direct: - Diffuse solar radiation is the spread solar radiation in the direction of the surface coming of diverse angles of incidence – direct solar radiation is the emitted radiation for unit of solid angle ($\Omega = A/r^2$) of solar circle.
- > The global radiation is the addition of the direct solar radiation and diffuse solar radiation.
- > Shortwave radiation is the radiation proceeding from the sun
- > Longwave radiation is the radiation proceeding from any body with temperature above 0 Kelvin ($C = \sigma T^4$).
- > Radiation balance (Figure 1) is the analysis of all radiation that interacts with surface and atmosphere; it is defined as the addition of the longwave radiation and the shortwave radiation (adopting the referential (Z) in direction surface-atmosphere).
- > **Instruments** – The meteorological tower will contain three instruments, with distinct characteristics that will measure radiation in different ways.
- > Pyranometer (Figure 2): It measures shortwave radiation, fixed from five meters in the tower
Description: model CMP11 → Kipp & Zonen → spectral range = 0,31 – 2,8 μm → response time < 5s (95%).
- > Pyrgeometer: It measures longwave radiation, fixed from five meters in the tower.
Description: model CGR3 → Kipp & Zonen → spectral range = 4,5 – 42 μm → response time < 18s (95%).
- > Net radiometer (Figure 3): It measures the radiation balance, fixed from eight meters in the tower.
Description: model CNR1 → Kipp & Zonen → constituted by two pyranometers and two pyrgeometers:
- > - CM3 pyranometer → spectral range = 0,3 – 3 μm → response time = 18s (95%).
- > - CG3 pyrgeometer → spectral range = 4,5 – 42 μm → response time = 18s (95%).



Figure(2) – Pyranometer - CMP11 – Kipp & Zonen.



Figure(3) – NET radiometer - CNR1 – Kipp & Zonen.

FluTuA

- > Fluxos turbulentos sobre o Atlântico (Soares et al.,2004)
- > Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP) (Figure 4)
- > The ASPSP is a tectonic breaking in the open sea in the tropical Atlantic Ocean, formed by small rocky islands, without vegetation and inhabited.
- > Localization: (0° 56' N e 29° 22' W) (Figure 5), 1100KM of RN.
- > Why the ASPSP was chosen?
- > Why to use a fixed platform?

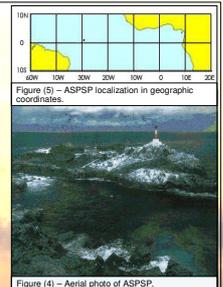


Figure (4) – Aerial photo of ASPSP.

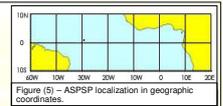


Figure (5) – ASPSP localization in geographic coordinates.

Methodology

It is divided in two phases: Acquisition of knowledge and manipulation of the data from FluTuA project.

First phase: Studies of the meteorological variables relevant to the research; information about the instruments used to measure each meteorological variable and to learn how to use the software utilized for data manipulation.

Second phase: With the data supplied by the tower will be calculated the radiation values in $W\ m^{-1}$ unit; will perform a quality study of the radiation data; will calculate the radiation balance using the pyranometer and pyrgeometer data for later comparing with the values of the NET radiometer; will plot the daily evolution of the radiation components and, finally, to make the treatments and analysis of the data.

Future steps

The next steps will be the acquiring knowledge about the radiation components; learning FORTRAN language, to do the data treatment; using the necessary software to plot the data supplied by the FluTuA program.

References

Soares, J.; Oliveira, A. P.; Servain, J.; Bacellar, S.A. Resultados preliminares do balanço de energia sobre o oceano Atlântico tropical (PROJETO FluTuA). In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, Fortaleza, Ceará.. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia: 2004. v. CD.



ESTUDO DO BALANÇO DE RADIAÇÃO SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL NA REGIÃO DO ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO

Jean Rafael Romão Peres

Jacyra Soares – Orientadora

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP

Departamento de Ciências Atmosféricas

As medidas de radiação solar e outros parâmetros meteorológicos sobre o oceano são atualmente realizadas em navios ou bóias, o que provoca muitos erros nos dados adquiridos, devido ao constante movimento da plataforma. No intuito de aprimorar estes estudos foi iniciado o projeto FluTuA (1991), que visa a utilização de uma torre meteorológica de 10 metros de altura que será montada em uma plataforma fixa no Arquipélago de São Paulo e São Pedro, localizado em mar aberto no oceano Atlântico Tropical (00° 56'N e 29°22'W).

O projeto de Iniciação Científica está vinculado ao FluTuA através da utilização dos dados adquiridos desta torre no trabalho desenvolvido pelo aluno, descrevendo e analisando as propriedades radiométricas da atmosfera e do oceano.

Os principais objetivos propostos ao aluno, dentro do projeto de Iniciação Científica serão o auxílio no monitoramento dos equipamentos, o tratamento de dados de radiação de onda curta e onda longa, e a obtenção do balanço de radiação, além da análise dos dados obtidos no FluTuA e a comparação da evolução diurna das propriedades radiométricas da atmosfera e da superfície.

O presente projeto de pesquisa (caracterização do balanço de radiação e das propriedades radiométricas na interface ar-mar do Atlântico Tropical) contribuirá bastante com a formação do aluno, uma vez que este estará envolvido em todos os processos do FluTuA, tais como a aquisição de dados, bem como seu tratamento e análise, e o monitoramento do trabalho de campo.



ESTIMATIVA DOS FLUXOS VERTICAIS TURBULENTOS DE CALOR NA SUPERFÍCIE

ESTIMATE OF THE HEAT TURBULENT VERTICAL FLUXES AT THE SURFACE



XII Simpósio de Iniciação Científica IAG - 2007

IAG-USP

Lívia Márcia Mosso Dutra – Scientific initiation student
Jacyra Soares – Supervisor

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG-USP
Department of Atmospheric Sciences– Group of Micrometeorology

Introduction

The present scientific initiation scholarship has been awarded by the “Pró-Reitoria de Graduação”, in the “Ensinar com Pesquisa” program. The main goal of this work is to contribute to the development of the knowledge on the graduation education, stimulating the beginning of the research and facilitating the educational process. As the main research tool it was established a link between the Micrometeorology group and the FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico) project (Soares et al., 2004).

The project aims the implementation of education activities related to the research developed in the FluTuA project, with the purpose to help the students registered at ACA0321 - Micrometeorology on the estimating of sensible and latent heat turbulent fluxes at the ocean surface.

Turbulent Fluxes

The turbulent flux of sensible heat (S) is proportional to the vertical change of temperature of a region, and here it is considered positive when it goes from the surface to the atmosphere and negative if the air temperature is larger than the water temperature. In this research work, it was determinate by: $S = -\rho_0 C_p C u (T_{air} - T_{water})$ (1)

The turbulent flux of latent heat (LE) determinates the amount of heat available to change the its physical state, and it can be calculated by: $LE = -\rho_0 L C u (q_{air} - q_{water})$ (2)

The Bowen ration (B_o) defines if one specific region is humid or dry: $B_o = \frac{H}{LE}$ (3)

FluTuA

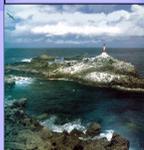


Figure 1: ASPSP

A lot of meteorological parameter measurements on the ocean are actually done in ships or buoys, which results in a great imprecision of the acquired data because of the constant movement of the platform. The FluTuA project aim the utilization of a meteorological tower with 10 meters of height, that will be mounted in a fix platform at the ASPSP (Arquipélago de São Pedro e São Paulo – Figure 1), located in open sea in the Tropical Atlantic Ocean (00° 56'N e 29°22'W).

One of the main objectives of the project is to establish one base of turbulence data at the ASPSP.

Objectives

The general objective of this work is to investigate the methodology of how to estimate the turbulent flux of sensible and latent heats on the ocean-atmosphere interface for application in the Micrometeorology class.

Currently, the fluxes are being estimated in daily values to a region next to ASPSP. Later, when the micrometeorological tower were installed, the fluxes will be estimated using the data obtained from the platform.

Methodology

It was used the internet available data from the PIRATA (Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic, <http://www.pmel.noaa.gov/pirata/>) project, which has the objective to acquire the oceanographic and meteorological data, using 15 buoys (Figure 2) spread in the Tropical Atlantic Ocean.

It was used two buoy data (Jazz – B23W e Samba – B35W) to estimate the fluxes due theirs proximate to the ASPSP (Figure 3).

The climatic variables used were: air temperature, water temperature, speed of the wind and the relative humidity. The PIRATA supplies the data in a 10 minute frequency, but in this work, the data used were daily averaged (Skjelka, 2006). For B23W, the used period was from 1999 to 2003, and for B35W, from 2000 to 2002, however, the series of data from the PIRATA project have intervals with missing data due to technical occurrences.

As the ACA0321 classroom has 18 students, the available data were analyzed and equally divided in 19 groups with 90 data each. The temporal series of the data before and after the division can be visualized in the Figure 4.

The turbulent fluxes of sensible and latent heats were calculated for each day in all groups. For this, the calculation of the air specific humidity and the air saturation specific humidity at the water temperature were necessary.

It was plotted a total of 114 graphs (6 graphs for each data group).

Figures 5 to 10 show as an example of plotted graphs of the last data group of the B35W, from day 1 to 90 of 2002.

A group of data will be delivered to each student from the Micrometeorology class, and they will also calculate and plot the fluxes.

The results gotten from the students will be corrected by the scholarship student.

Conclusion

The values gotten for the turbulent fluxes of sensible and latent heats were compatible with the literature results for an ocean region.

The turbulent flux of sensible heat can be negative in those days when the average temperature of the air is larger than the average water temperature. In this case, the flux is from the atmosphere to the surface.

If the water average temperature is equal to the air average temperature, the flux of sensible heat is null, according to the equation (1).

As expected by the Bowen ration (expression 3), the values found to the flux of latent heat were always superiors to the flux of sensible heat.

Figure 3: Buoys-ASPSP distance.

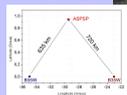


Figure 2: PIRATA buoys.

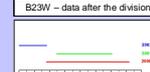
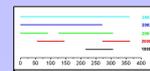
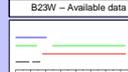
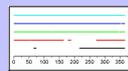


Figure 4: Temporal series of the data before and after the division.

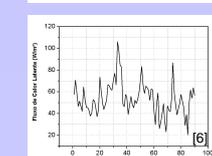
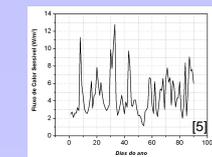
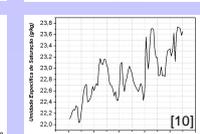
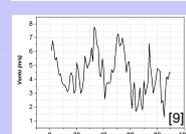
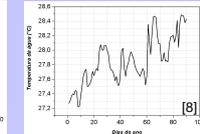
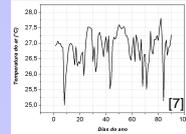


Figure 5 and 6: Values of the turbulent fluxes of sensible and latent heats.



Figures 7 to 10: Values of the air temperature, water temperature, speed of the wind, and the air saturation specific humidity at the water temperature respectively.

References

(1) Soares, J.; Oliveira, A. P.; Servain, J.; Bacellar, S.A. Resultados preliminares do balanço de energia sobre o oceano Atlântico tropical (PROJETO FluTuA). In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, Fortaleza, Ceará. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. 2004. v. CD.
(2) Skjelka, U.T., 2006. Estudo das condições meteorológicas e oceanográficas no Arquipélago de São Pedro e São Paulo. Relatório Parcial de Iniciação Científica. PBIC, CNPq, Março.



ESTIMATIVA DOS FLUXOS VERTICAIS TURBULENTOS DE CALOR NA SUPERFÍCIE

Lívia Márcia Mosso Dutra

Jacyra Soares – Orientadora

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP

Departamento de Ciências Atmosféricas

A presente bolsa de Iniciação Científica está dentre as fornecidas pela Pró-Reitoria de Graduação, no Programa Ensinar com Pesquisa. A principal finalidade deste programa é contribuir para o desenvolvimento do conhecimento no campo do ensino de graduação, incentivando o início à pesquisa e facilitando o processo de ensino.

Estabelecendo um vínculo deste processo de ensino com o grupo de micrometeorologia, pôde-se encaixar o projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico) como a principal ferramenta de pesquisa nos estudos da aluna bolsista.

O FluTuA tem como objetivo investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional de parâmetros meteorológicos e oceanográficos no oceano Atlântico Tropical.

O projeto proposto denomina-se “*Estimativa dos Fluxos Verticais Turbulentos de calor na atmosfera*”, e visa a implementação de atividades de ensino relacionadas à pesquisa em desenvolvimento no projeto FluTuA, com o objetivo de melhorar o ensino de técnicas de estimativa de fluxos verticais turbulentos de calor sensível e latente na superfície do oceano, aos alunos do curso de ACA0321- Micrometeorologia.

Na atual fase deste projeto, foram plotados gráficos a partir de dados coletados durante alguns anos na região tropical do oceano Atlântico. Esses dados foram subdivididos em conjuntos que serão entregues aos alunos de Micrometeorologia para a estimativa dos fluxos verticais turbulentos. Os dados já separados pela bolsista serão apresentados no XII Simpósio de Iniciação Científica do IAG.

DETERMINAÇÃO DA PROFUNDIDADE DA CAMADA DE MISTURA OCEÂNICA NA REGIÃO DO ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO

Ricardo Marques Amendola

Jacyra Soares – Orientador

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP.

Departamento de Ciências Atmosféricas

AVALIAÇÃO DO SIS

Carlos

Instituto de As

Di

O objetivo geral deste trabalho é fazer uma caracterização oceanográfica preliminar da região do Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPP) utilizando os dados obtidos pelas bóias oceanográficas SAMBA (0°, 35°W) e JAZZ (0°, 23°W), pertencentes ao Projeto PIRATA, para determinar a profundidade da Camada de Mistura Oceânica (CMO). Os valores médios diários de temperatura do mar, salinidade e densidade potencial entre os anos de 1998 a 2006 foram obtidos no portal do "Pacific Marine Environmental Laboratory". A metodologia utilizada consistiu na eliminação dos erros grosseiros dos dados e na escolha de um ano com dados de séries temporais completas. Para representar a evolução sazonal das médias diárias foram gerados gráficos de temperatura, salinidade e densidade para sete profundidades diferentes em função do dia do ano. Uma média móvel de 5 pontos foi utilizada para suavizar as curvas das variáveis analisadas. A CMO é a camada do oceano em que as propriedades físicas da água são uniformes na direção vertical e foi possível caracterizar, qualitativamente, a sua profundidade ao longo do ano de 2001. Para a bóia SAMBA, a profundidade da CMO situou-se entre 20 e 60 metros na maior parte do ano, chegando a atingir 80 metros em alguns dias do ano. Para a bóia JAZZ, a profundidade da CMO ficou entre 20 e 40 metros na maior parte do ano, atingindo 60 metros entre Setembro e Dezembro. Estes resultados foram comparados com gráficos do Atlas Oceanográfico Mundial (LEVITUS 94) e concluiu-se que as evoluções sazonais destas comparações são bem parecidas. Os resultados obtidos neste estudo em conjunto com os resultados futuros do Projeto FluTuA fornecerão subsídios para um conhecimento mais detalhado da interação oceano-atmosfera no Oceano Atlântico Equatorial.

Agências Financiadoras: CNPq e FAPESP

Este plano d
objetivo a avaliação d
atmosféricas em VLF
dados coletados por
outras duas fontes,
identificação de possí
sistema ZEUS. O siste
tempo de chegada (AT
VLF produzidos por
monitoramento. A pa
um sferics. Entretanto
uma função residual q
utilizam modelos ma
condutividade elétric
velocidade de fase d
erros em relação tant
utilizados. Sendo assir
localização, a depend
detecção.

SISTEMA DE AQUISIÇÃO E TRANSMISSÃO DE DADOS DO PROJETO FluTuA

Emilia M. S. Brasília

Jacyra Soares – Orientador

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP.

Departamento de Ciências Atmosféricas

MODELA
VALI

Instituto de Astr
Dep

Este projeto pretende explorar o sistema de aquisição e transmissão de dados utilizados no projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico), que tem como objetivo principal investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional direta e contínua do balanço de energia sobre o oceano Atlântico Tropical. Além dos fluxos turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento serão efetuadas medidas de radiação solar global e refletida, radiação de onda longa emitida pela atmosfera e superfície e temperatura da superfície do oceano. Essas medidas serão tomadas de forma contínua durante um período mínimo de 2 anos para obter uma caracterização climatológica da interação oceano-atmosfera no Atlântico tropical. Essa investigação é feita utilizando uma torre micrometeorológica de 10 metros de altura, instrumentada com sensores de resposta rápida e lenta, em uma plataforma fixa no Arquipélago de São Pedro e São Paulo localizado na região de mar aberto do oceano Atlântico tropical (00° 56'N e 29° 22' W). Tanto os sensores de resposta rápida quanto o de resposta lenta serão conectados a um sistema de aquisição de dados (datalogger modelo CR5000) com 40 canais, que irá efetuar medidas continuamente durante o período de vigência do projeto. Estes dados serão processados pelo datalogger e armazenados em unidade de memória acoplada a ele (PCMCIA de 1 Gb), serão também transferidos, através de um modem, a um microcomputador instalado em um abrigo no Arquipélago e transferidos, via telefone, para a base continental no IAG/USP em São Paulo. Dessa forma, durante o experimento teremos três formas independentes de armazenamento dos dados, duas locais e uma remota.

Agência Financiadora do Projeto: CNPq e FAPESP

A previsão de e
do que uma semana é
tendências positivas (n
seca antes da mesma
financeiros e um aume
eficiente é necessária p

Este trabalho
climático RegCM3 para
no laboratório do Grup
dados de reanálises do
de 3 meses e os da
meteorológicas.

Para a realiza
modelo para o períod
dados para a inicializ
CPTEC. Para a verifica
simulada, foram calcul
e coeficiente de correl

Os resultados
índice de correlação
simulados coincidisse
temperatura média si
erro médio foi de c
temperatura na regiãc

ESTIMATIVA DO BALANÇO DE RADIAÇÃO LÍQUIDA NA SUPERFÍCIE - UTILIZAÇÃO DO PROJETO FLUTUA NO DESENVOLVIMENTO DE ROTINAS NO CURSO DE GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



Mariucha da Silva e Amauri Pereira de Oliveira
Grupo de Micrometeorologia - IAG/USP

PROGRAMA ENSINAR COM PESQUISA

O projeto de iniciação científica em questão faz parte do Programa Ensinar com Pesquisa. O programa apóia projetos de pesquisa em temáticas voltadas para o desafio do ensino e aprendizagem nos curso de graduação na Universidade de São Paulo. O programa foi lançado em 02 de Outubro de 2006 com a finalidade de contribuir para a criação de conhecimento no campo do ensino de graduação e investir no desenvolvimento das competências docentes e discentes na área do ensino e da pesquisa. Para atender aos objetivos do Programa Ensinar com Pesquisa este trabalho será baseado no Projeto FluTuA - Fluxos Turbulentos sobre o Oceano Atlântico.

OBJETIVOS

Apresentar a evolução temporal do balanço de radiação líquida na superfície do oceano Atlântico, por meio dos dados obtidos na campanha de Maio de 2002.

PROJETO FLUTUA

O projeto FluTuA tem como objetivo investigar a interação entre oceano e atmosfera no Oceano Atlântico tropical, por meio de observações do fluxo de energia, calor e momento na camada limite superficial. Como parte deste projeto, no período de 15 a 24 de Maio de 2002, foram realizadas observações contínuas entre Natal (RN) e o Arquipélago de São Pedro e São Paulo, a bordo do navio Comte Manhães.



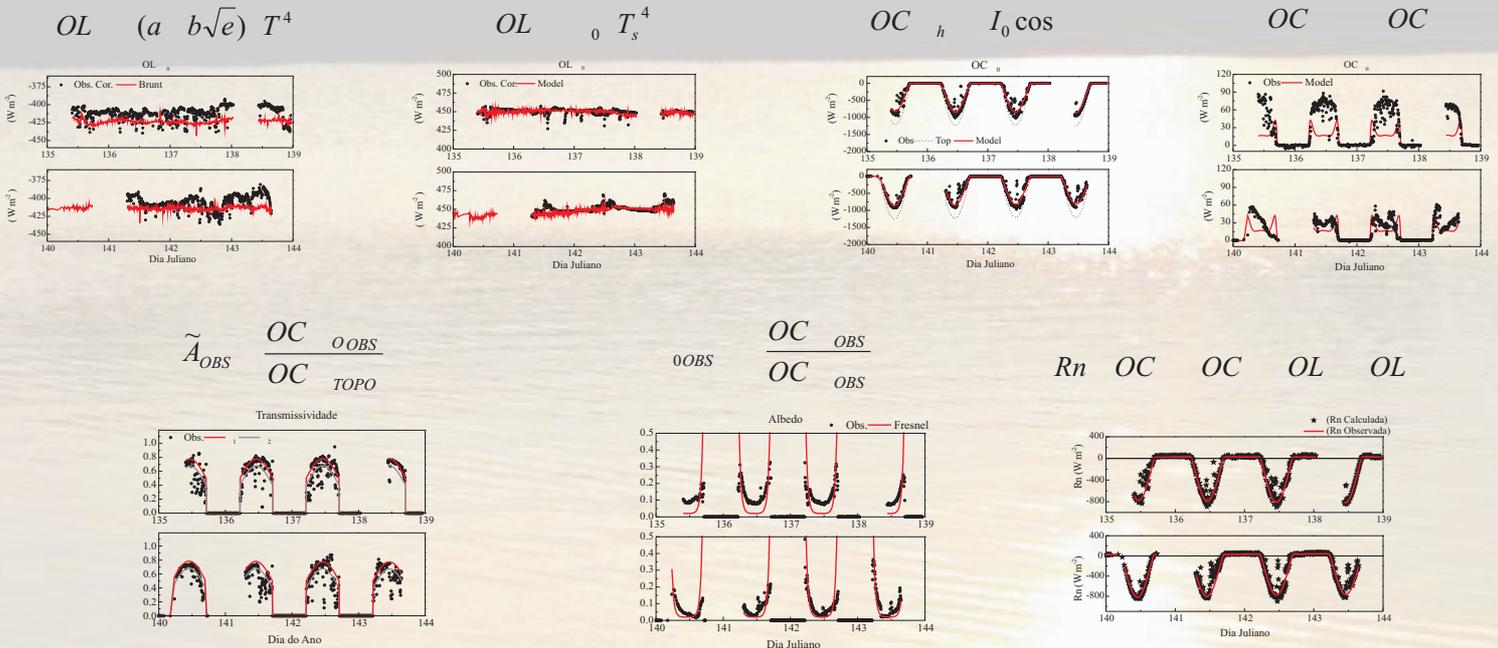
Localização do Arquipélago de São Pedro e São Paulo



METODOLOGIA

Os dados coletados na expedição de Maio de 2002 foram analisados e, posteriormente tratados por meio de um programa em ambiente Fortran, sendo obtidos então os parâmetros meteorológicos apresentados neste trabalho.

BALANÇO DE RADIAÇÃO NA SUPERFÍCIE - RESULTADOS



CONCLUSÃO

Verifica-se que a radiação líquida teórica calculada a partir da emissividade da superfície, transmissividade da atmosfera e do albedo observado reproduz a evolução da radiação líquida observada durante o experimento. (Bacellar - 2003)

PRÓXIMOS PASSOS

Os resultados apresentados aqui serão utilizados para estabelecer um conjunto de dados e rotinas para serem utilizados como suporte didático nos cursos de graduação em Meteorologia.

**ESTIMATIVA DO BALANÇO DE RADIAÇÃO LÍQUIDA NA SUPERFÍCIE –
UTILIZAÇÃO DO PROJETO FLUTUA NO DESENVOLVIMENTO DE ROTINAS
NO CURSO DE GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

Mariucha da Silva

Amauri Pereira de Oliveira – Orientador

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP

Departamento de Ciências Atmosféricas

Neste trabalho é apresentada a evolução temporal do balanço de radiação líquida na superfície do oceano Atlântico. O balanço de radiação foi estimado a partir das observações realizadas durante a campanha de medidas de maio de 2002, entre Natal e o Arquipélago São Pedro e São Paulo. Esta campanha de medidas faz parte do projeto FluTuA – Fluxos Turbulentos sobre o Oceano Atlântico, que tem como objetivo investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional direta e contínua de parâmetros meteorológicos e oceanográficos no oceano Atlântico, utilizando sensores de resposta rápida e lenta. A evolução diurna do balanço de radiação na superfície envolve um conjunto de observações e análises que estão associados *aos conceitos* de transferência de radiação na atmosfera e a sua interação com superfícies naturais. Além da importância científica, os resultados apresentados aqui visam estabelecer um conjunto de dados e rotinas que possam ser utilizados como suporte didático nas disciplinas onde estes conceitos são ministrados nos cursos de graduação em meteorologia do IAG. Este projeto, faz parte do Programa Ensinar com Pesquisa, que dá apoio a projetos com temáticas voltadas para os desafios de ensino e da aprendizagem na USP.

Agência Financiadora: Pró-Reitoria de Graduação



Balanco de radiação sobre a região do Arquipélago de São Pedro e São Paulo



IAG-USP

Jean Rafael Romão Peres - aluno de IC – bolsa CNPQ

Jacyra Soares - orientadora

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG-USP
Departamento de Ciências Atmosféricas – Grupo de micrometeorologia

Introdução

Objetivos

Dados

Resultados

Obtidos

Conclusões

Etapas Futuras

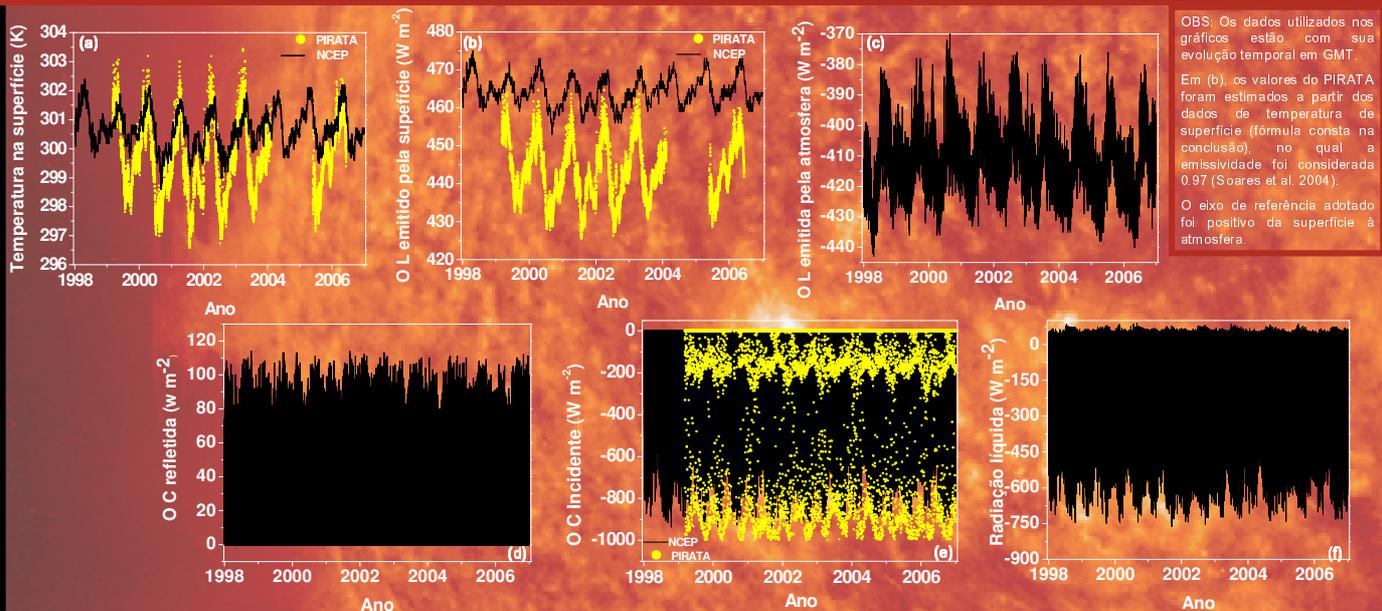
Referências

Modelos climáticos divergem sobre a intensidade das componentes do balanço de radiação particularmente sobre as regiões tropicais e subtropicais do Oceano Atlântico Sul (WGASF, 2000). Para avaliar a incerteza dos valores climáticos é necessário dados de medidas *in situ*, mas de acordo com MacWhorter and Weller (1991) medidas de radiação solar sobre o oceano, realizadas em navios ou bóias, contém muitos erros devido ao movimento da plataforma. Para minimizar estes erros é necessário coletar dados em um lugar fixo, portanto escolheu-se o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP) para realizar essas medidas. O ASPSP localiza-se, em mar aberto, a cerca de 1.100 quilômetros do litoral do Estado do Rio Grande do Norte (00° 56' N e 29° 22' W), em uma região privilegiada para o desenvolvimento de pesquisas meteorológicas e oceanográficas - o oceano Atlântico Tropical.

O objetivo geral deste trabalho é descrever e analisar as propriedades radiométricas da atmosfera, no Atlântico tropical, usando observações realizadas no âmbito do projeto FluTuA (Soares et al. 2004) na região do ASPSP e dados disponíveis na Internet e literatura. Nesta etapa consta somente a análise de dados da Internet para que, posteriormente, possa ser comparada com os dados coletados na plataforma fixa.

Do site: <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.nocep.reanalysis.surfaceflux.html>, pertencente ao NCEP, foram obtidos os valores (no período de 1998 à 2006) de radiação de onda longa emitida pela superfície (OL↑) e pela atmosfera (OL↓) bem como de onda curta incidente (OC↓) e refletida (OC↑) pelo oceano; e para efeito de comparação também foi extraída a temperatura na superfície (TSM).

Como estes dados são de reanálise, os gráficos de OC↓, OL↑ e TSM foram comparados com dados do projeto PIRATA (Servain et al. 1998) retirados do site: <http://www.pmel.noaa.gov/pirata>, e obtidos através de Bóias oceanográficas (1999-2006). A localização da bóia PIRATA utilizada neste trabalho é 0°N 23°W, já os dados do NCEP possuem localização 0°N 30°W.



Com os gráficos (a) e (b) observa-se, como esperado, semelhança no comportamento ao longo dos anos, isto prova a consistência nos valores já que a (b) obedece a relação da Lei de Stefan-Boltzmann ($\epsilon \sigma T^4$). Também é possível verificar que dentre os nove anos analisados em (b), os valores de máximo e mínimo estão, respectivamente, em 1998 e 2000. Estes pontos de máximo e mínimo também são encontrados nos mesmos anos para (c). E com relação aos gráficos (d) e (e), os valores máximos foram no final de 1999 (somente os dados do NCEP).

Analisando todos os gráficos é possível visualizar, como já esperado, que os valores obtidos são influenciados por todas as componentes, seguindo a relação: radiação líquida(RN)=OL↑+ OL↓+ OC↓+ OC↑, entretanto observa-se que a maior influência, durante o dia, é dado por (e), e durante a noite, por (b).

Em (f) observa-se, durante a noite, valores máximo de 84 W m⁻², em 2000, e a maior intensidade de radiação em direção a superfície é 749 W m⁻², no final de 1999.

Analisando os gráficos de (b) e (e) com os dados dos dois projetos, percebe-se que em ambos, a maior amplitude acontece nos dados do PIRATA, entretanto os valores de maior intensidade ocorrem no NCEP para (b) e no PIRATA para (e). Dessa forma, observa-se que os dados de radiação na região do Oceano Atlântico tropical divergem, por possuir consideráveis erros na medição.

- Serão incorporadas ao trabalho dados retirados do site da NASA e do Centro Europeu;
- Também será analisada outra Bóia do projeto PIRATA com a localização 0° 35°W;
- Com os dados já obtido serão calculados médias horárias, albedo da região e emissividade da superfície;
- Com os dados do projeto FluTuA, todos os dados serão comparados.

•WGASF, 2000: Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields; Final report of Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea fluxes (SCOR working group 110).
 •MacWhorter, M. A. and Weller R. A., 1991: Error in Measurements of Incoming Shortwave Radiation Made from Ships and Buoys; J. Atmos. Oceanic Technol., 8, 108-117.
 •Soares J., Oliveira A.P., Servain J. e Bacellar S.A., 2004: Resultados preliminares do balanço de energia sobre o oceano Atlântico tropical (PROJETO FluTuA); In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, Ceará. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Em CD.
 •Servain J., Busalacchi A.J., McPhaden M.J., Moura A.D., Reverdin G., Vianna M. and Zebiak SE, 1998: A Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA); B. Am. Meteorol. Soc. 79: 2019-2031.

Balço de radiação sobre a região do Arquipélago de São Pedro e São Paulo

Jean Rafael Romão Peres
Orientador: Jacyra Soares

Modelos climáticos divergem sobre a intensidade das componentes do balanço de radiação particularmente sobre as regiões tropicais e subtropicais do Oceano Atlântico Sul (WGASF, 2000). Para avaliar a incerteza dos valores climáticos é necessário dados de medidas *in situ* mas de acordo com MacWhorter and Weller (1991) medidas de radiação solar sobre o oceano, realizadas em navios ou bóias, contém muitos erros devido ao movimento da plataforma. Este trabalho pretende investigar o balanço de radiação sobre o oceano Atlântico tropical, usando as observações realizadas em um local fixo, no âmbito do projeto FluTuA (Soares *et al.*, 2004) na região do Arquipélago de São Pedro e de São Paulo (ASPSP) e dados disponíveis na literatura. O ASPSP localiza-se, em mar aberto, a cerca de 1.100 quilômetros do litoral do Estado do Rio Grande do Norte (00° 56' N e 29° 22' W), em uma região privilegiada para o desenvolvimento de pesquisas meteorológicas e oceanográficas - o oceano Atlântico Tropical.

Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é descrever e analisar as propriedades radiométricas da atmosfera e do oceano, no Atlântico tropical, usando observações realizadas no âmbito do projeto FluTuA na região do Arquipélago de São Pedro e de São Paulo e dados disponíveis na Internet e literatura.

Métodos

Os valores de radiação de onda longa emitida pela superfície (OL \uparrow) e pela atmosfera (OL \downarrow) bem como de onda curta incidente (OC \downarrow) e refletida (OC \uparrow) pelo oceano, utilizados aqui, foram obtidos no site: <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.surfaceflux.html>. Futuramente serão utilizados também os dados de radiação da NASA e do Centro Europeu.

Resultados

Um exemplo das componentes do balanço de radiação é mostrado na Fig.1 para 1998. A

radiação líquida (Rn) foi, então, estimada utilizando a expressão 1 e supondo a radiação positiva quando concordante com o eixo z.

$$Rn = OC \downarrow + OC \uparrow + OL \downarrow + OL \uparrow \quad (1)$$

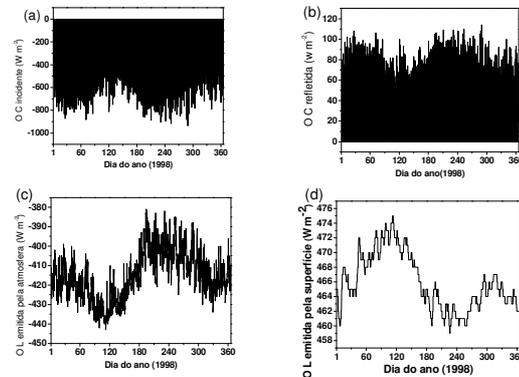


Figura 1: (a) OC \downarrow , (b) OC \uparrow , (c) OL \downarrow e (d) OL \uparrow para o ano de 1998 na região do ASPSP.

A Fig.2 ilustra a Rn para 1998.

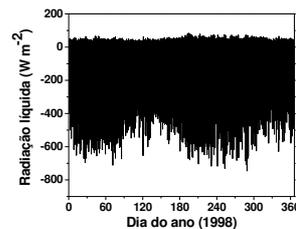


Figura 2: Radiação líquida na região do ASPSP para 1998.

Conclusões parciais

Pode-se verificar que a Rn (Fig.2) apresenta valores menos intensos nos meses de abril-maio e novembro, para o ano de 1998, refletindo as componentes do balanço para esse ano (Fig.1).

Referências bibliográficas

- MacWhorter, M. A. and R. A. Weller (1991): Error in Measurements of Incoming Shortwave Radiation Made from Ships and Buoys. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 8, 108-117.
- Soares, J., A.P. Oliveira, J. Servain, S. A. Bacellar, 2004: Resultados preliminares do balanço de energia sobre o oceano Atlântico tropical observado, em 2002, durante a campanha de medidas do projeto FluTuA. *XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 29/8 a 03/9 em Fortaleza, Ceará. CD.
- WGASF (2000): Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. Final report of Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea fluxes (SCOR working group 110).



FLUXOS VERTICAIS TURBULENTOS DE CALOR NA SUPERFÍCIE DA REGIÃO DO ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO



IAG-USP

Lívia Márcia Mosso Dutra – aluna de IC
Jacyrá Soares – Orientadora
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG-USP
Departamento de Ciências Atmosféricas – Grupo de Micrometeorologia



Introdução

O presente projeto de pesquisa de Iniciação Científica se encaixa dentro do projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico). O FluTuA tem como objetivo primeiro investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional direta e contínua dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento sobre o oceano Atlântico, utilizando sensores de resposta rápida (Soares et al., 2004). Essa investigação é feita utilizando uma torre micrometeorológica de 10 metros de altura, instrumentada com sensores de resposta rápida e lenta, em uma plataforma fixa no Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP), localizado na região de mar aberto do oceano Atlântico tropical.

O ASPSP é formado por um grupo de pequenas ilhas rochosas, localizadas a cerca de 1.100 quilômetros do litoral do Estado do Rio Grande do Norte (00° 56' N e 29° 22' W) na região do oceano Atlântico tropical.

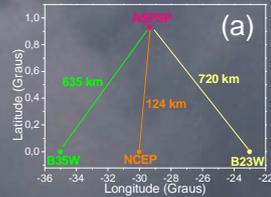
Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é investigar a metodologia de estimativa dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível e latente na região do ASPSP, utilizando os dados disponíveis na literatura e na Internet.

Este estudo, vinculado ao projeto Ensinar com Pesquisa da Pró Reitoria de Graduação da USP, foi aplicado na disciplina Micrometeorologia – ACA 0321.

Dados

Os dados fontes utilizados na estimativa dos fluxos para a região do ASPSP foram retirados do site do projeto PIRATA (Servain et al., 1998), que adquire dados meteorológicos e oceanográficos utilizando 15 Bóias espalhadas pelo Atlântico. As Bóias utilizadas neste trabalho foram a B23W em (0°N, 23°W) e a B35W em (0°N, 35°W), para o período do ano de 1999 a 2006.

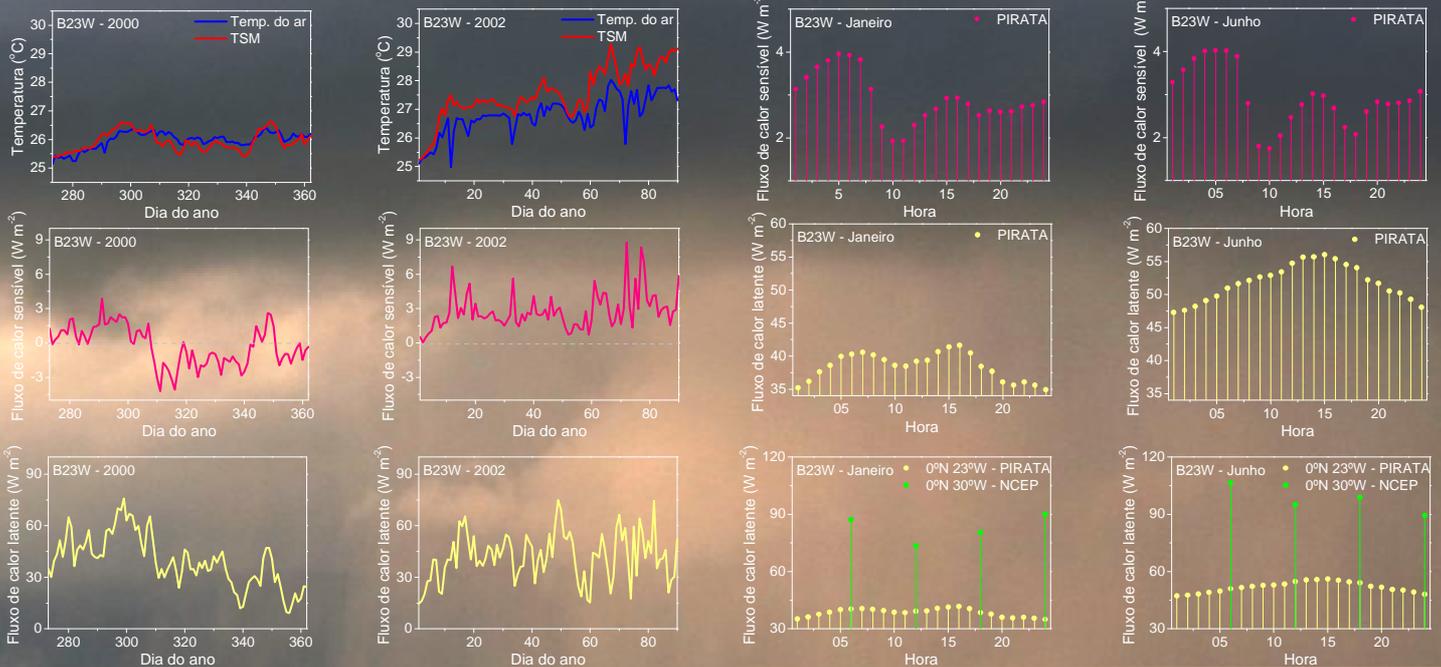


Foram extraídos também dados de reanálise do site do NCEP, para o período de 1948 a 2007, na localização (0°N, 30°W). A Figura (a) ilustra a localização das bóias e do ponto do NCEP.

Os fluxos foram estimados a partir do método bulk (WGASF, 2000):

$$H = -\rho_0 c_p C_H \bar{u} (\bar{T}_{ar} - \bar{T}_{SM}) \quad (1) \quad LE = -\rho_0 L C_E \bar{u} (\bar{q}_{ar} - \bar{q}_{sat \text{ água}}) \quad (2)$$

Resultados



Conclusões

- Os valores encontrados para os fluxos de calor sensível e latente foram compatíveis com os resultados da literatura, para uma região oceânica.
- O fluxo turbulento de calor sensível é negativo (da atmosfera para a superfície) nos dias em que a temperatura média do ar é superior à TSM. Quando não houver diferença entre o valor da temperatura do ar e da TSM, o fluxo de calor sensível é nulo, de acordo com a expressão (1).
- Como esperado para uma região oceânica, os valores encontrados para o fluxo de calor latente foram sempre superiores aos estimados para o fluxo de calor sensível.
- Observa-se que os fluxos médios horários de calor latente obtidos com os dados de reanálise do NCEP para janeiro e junho foram 100% maiores dos estimados pelo método bulk, para a região da B23W. Isto pode ter ocorrido pois além de os pontos geográficos não serem os mesmos (a B23W dista aproximadamente 780 km do ponto de grade utilizado para os dados do NCEP), o valor do coeficiente de troca turbulenta utilizado foi de 10^{-3} , entretanto este coeficiente não deve ser o mesmo para toda e qualquer região oceânica.
- Os valores médios horários para o mês de junho dos fluxos de calor latente são maiores que no mês de janeiro, cerca de 15 W m^{-2} , o que indica uma dependência entre o fluxo e a época do ano.
- Já para o fluxo de calor sensível não ocorreram grandes variações entre os meses de janeiro e junho, e nenhuma ocorrência negativa para o valor do fluxo.

Etapas futuras

- Caracterização climatológica dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente para a região do ASPSP;
- Cálculo das incertezas dos valores estimados;
- Determinação mais precisa do coeficiente turbulento de transferência de calor, a partir dos fluxos obtidos pelos instrumentos da Torre Micrometeorológica instalada no ASPSP.

Referências

- Soares, J., Oliveira, A.P., Servain, J., Bacellar, S.A., 2004: Resultados preliminares do balanço de energia sobre o oceano Atlântico tropical observado, em 2002, durante a campanha de medidas do projeto FluTuA. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 29/8 a 03/9 em Fortaleza, Ceará, CD.
- WGASF, 2000: Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. Final report of Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea fluxes (SCOR working group 110).
- Servain J., Busalacchi A.J., McPhaden M.J., Moura A.D., Reverdin G., Vianna M., Zebiak S.E., 1998: A Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA). B. Am. Meteorol. Soc. 79: 2019-2031.

Fluxos verticais turbulentos de calor na superfície da região do Arquipélago de São Pedro e São Paulo

Lívia Márcia Mosso Dutra
Jacyrá Soares – Orientadora

O presente projeto de pesquisa de Iniciação Científica se encaixa dentro do projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico). O FluTuA tem como objetivo primeiro investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional direta e contínua dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento sobre o oceano Atlântico, utilizando sensores de resposta rápida (Soares et al., 2004). Essa investigação é feita utilizando uma torre micrometeorológica de 10 metros de altura, instrumentada com sensores de resposta rápida e lenta, em uma plataforma fixa no Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP), localizado na região de mar aberto do oceano Atlântico tropical. Medidas da temperatura da superfície do mar também serão obtidas.

O ASPSP é formado por um grupo de pequenas ilhas rochosas, desabitadas e desprovidas de qualquer tipo de vegetação, localizadas a cerca de 1.100 quilômetros do litoral do Estado do Rio Grande do Norte (00° 56' N e 29° 22' W) em uma região privilegiada para o desenvolvimento de pesquisas meteorológicas e oceanográficas - o oceano Atlântico tropical.

Objetivos

O objetivo geral do trabalho é investigar os fluxos turbulentos de calor e umidade na interface ar-mar do ASPSP utilizando os dados obtidos pelos sensores de resposta rápida no âmbito do projeto FluTuA e os dados disponíveis na literatura e na Internet.

Métodos

Fluxos verticais turbulentos de calor sensível (H) e de calor latente (LE) são dados pelas expressões abaixo (WGASF, 2000):

$$H = -\rho_0 c_p C_H \bar{u} (\bar{T}_{ar} - \bar{T}_{\acute{a}gua}) \quad (1)$$

$$LE = -\rho_0 L C_E \bar{u} (\bar{q}_{ar} - \bar{q}_{sat \acute{a}gua}) \quad (2)$$

onde ρ_0 é a densidade do ar ($1,15 \text{ kg m}^{-3}$), C_p é o calor específico do ar a pressão constante ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), L é o calor Latente de vaporização ($2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), C_H e C_E são, respectivamente, os coeficientes de transporte de calor sensível e latente e \bar{u} é a velocidade média do vento.

Resultados

A Fig. 1 ilustra para o ano de 2003 os fluxos turbulentos na região do ASPSP obtidos através da Bóia PIRATA (<http://www.funceme.br/DEMET/pirata/introducao.htm>) em (0°N , 23°W) e do NCEP (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.surfaceflux.html>) em (0°N , 30°W).

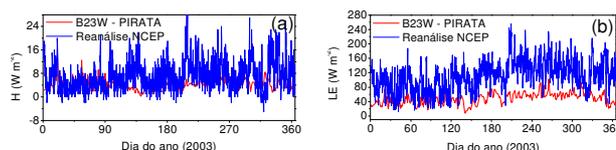


Figura 1: Fluxo de calor (a) sensível e (b) latente em W m^{-2} para a região do ASPSP, para 2003.

Conclusões parciais

Conforme observado na Fig. 1 os fluxos estimados pelas duas fontes apresentam diferenças significativas e para avaliar a incerteza dos valores é necessário medidas *in situ*. As localizações da bóia PIRATA e do ponto de referência do NCEP distam aproximadamente 715 km e 124 km do ASPSP.

Referências bibliográficas

- Soares, J., A.P. Oliveira, J. Servain, S. A. Bacellar, 2004: Resultados preliminares do balanço de energia sobre o oceano Atlântico tropical observado, em 2002, durante a campanha de medidas do projeto FluTuA. *XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 29/8 a 03/9 em Fortaleza, Ceará. CD.
- WGASF (2000): Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. Final report of Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea fluxes (SCOR working group 110).

Balanço de radiação sobre o oceano Atlântico – utilização do projeto FluTuA no desenvolvimento de algoritmos computacionais para o curso de graduação em meteorologia

Mariucha da Silva; Amauri P. Oliveira

Grupo de Micrometeorologia, Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo

1. Objetivos

Este trabalho tem como objetivo estabelecer um conjunto de dados e rotinas que possam ser utilizados como suporte didático nas disciplinas onde estes conceitos são ministrados nos cursos de graduação em meteorologia.

2. Materiais e Métodos

Para tanto serão utilizados os dados coletados durante a campanha de medidas de maio de 2002, entre Natal e o Arquipélago São Pedro e São Paulo. Esta campanha de medidas faz parte do projeto FluTuA – Fluxos Turbulentos sobre o Oceano Atlântico, que tem como objetivo investigar a interação oceano-atmosfera no Atlântico.

Foram utilizados valores médios de radiação solar e de onda longa incidentes e emergentes da superfície do oceano, correspondentes a intervalos consecutivos de 5 minutos, totalizando aproximadamente 10 dias de observação a bordo do navio *Comte Manhães* da Marinha do Brasil. A evolução temporal da radiação líquida na superfície do oceano foi estimada a partir destas quatro componentes.

Os algoritmos de estimativa das componentes, foram elaborados em linguagem Fortran e estão baseados na análise efetuada por Bacellar et al (2005).

3. Resultados e Discussão

A evolução diurna radiação líquida (Fig. 1) indica que existe uma quantidade grande de energia disponível na superfície do oceano. O algoritmo utilizado para estimar a evolução da radiação líquida é capaz de reproduzir a evolução observada.

4. Conclusão

Além da importância científica, os resultados apresentados estão sendo utilizados para estabelecer um conjunto de algoritmos que serão utilizados como suporte didático nas disciplinas onde os conceitos balanço de energia na superfície são ministrados nos cursos de graduação em meteorologia da USP.

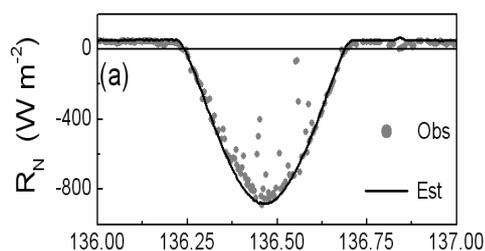


Figura 1: Evolução diurna da radiação líquida na superfície do oceano. Dia 136 do ano de 2002.

5. Próximas etapas

Pretende-se implementar essas ações no curso de micrometeorologia do IAG da USP em 2008.

6. Referências Bibliográficas

Bacellar, S.A., Oliveira, A.P., e Soares, J., 2005: Estudo do balanço de radiação sobre o oceano Atlântico tropical. *Anais do XI Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada*, 5 a 10 de setembro de 2005, São Paulo, SP, 2072-2088 (CDROM).

Relatório Parcial de Pesquisa de Iniciação Científica

PIBIC/CNPq

Período – Março de 2006 a Julho de 2006

*Estudo das condições meteorológicas e oceanográficas no
Arquipélago de São Pedro e São Paulo*

Aluno: Udo Tersiano Skielka

Orientador: Jacyra Soares

**Departamento de Ciências Atmosféricas
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Universidade de São Paulo**

Agosto de 2006

Resumo

Devido à ausência de dados observacionais é limitado o número de estudos de processos físicos atmosféricos e oceânicos no Atlântico Sul que contribuem para as variações encontradas nos parâmetros de superfície marinha ou para os fluxos entre o oceano e a atmosfera. O presente projeto de pesquisa de Iniciação Científica se encaixa dentro do projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico). O FluTuA tem como objetivo primeiro investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional direta e contínua dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento sobre o oceano Atlântico no Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP), localizado na região de mar aberto do oceano Atlântico tropical. Há poucas referências, na literatura, de observações meteorológicas e oceanográficas efetuadas diretamente no ASPSP. Existem, entretanto, vários resultados de modelos numéricos sobre a região em estudo, o Atlântico tropical. O ASPSP localiza-se em mar aberto, sobre a fratura tectônica de São Paulo e é formado por um grupo de pequenas ilhas rochosas, desabitadas e desprovidas de qualquer tipo de vegetação, localizadas a cerca de 1.100 quilômetros do litoral do Estado do Rio Grande do Norte ($00^{\circ} 56' N$ e $29^{\circ} 22' W$), em uma região privilegiada para o desenvolvimento de pesquisas meteorológicas e oceanográficas - o oceano Atlântico tropical. Este projeto de iniciação científica tem como objetivo estudar as características meteorológicas e oceanográficas do ASPSP utilizando dados de variáveis meteorológicas e oceanográficas disponíveis na internet. Na primeira parte do trabalho (Relatório Parcial/PIBIC – Fevereiro/2006) foi feito um estudo das características climáticas da região do oceano Atlântico equatorial utilizando dados, medidos e estimados, de dois projetos (Pirata e OAFlux) em três localizações diferentes, a fim de caracterizar o clima do ASPSP. Nesta segunda etapa do trabalho, foi realizado um estudo dos fluxos turbulentos verticais na região de estudo, calculando-os com os dados das bóias oceanográficas utilizando equações de parametrizações (fórmulas bulk), e os resultados comparados com fluxos estimados pelo projeto OAFlux.

1. Introdução

Entre os oceanos tropicais, o oceano Atlântico se distingue por apresentar um ciclo sazonal pronunciado (Philander, 1979; Merle, 1980). Numerosos estudos (Merle et al., 1979; Servain et al., 1985; Servain and Legler, 1986; Arnault and Cheney, 1994) mencionam a presença de eventos climáticos anormais no Atlântico com duração variável de algumas semanas a vários anos. Eventos de curta duração, em particular no Golfo da Guiné, podem ser explicados pela dinâmica equatorial de origem puramente atlântica, como observado em 1968 (Servain and Legler, 1986; Reverdin and du Penhoat, 1987). Outras anomalias no Atlântico, de duração maior, como em 1984 (Delecluse et al., 1994) podem ser consideradas como uma combinação da dinâmica local e indiretamente da dinâmica equatorial associada ao fenômeno El Niño no oceano Pacífico equatorial. Em termos mais gerais, pode-se caracterizar a variabilidade do Atlântico como uma combinação de efeitos locais e indiretos.

As anomalias no Atlântico de duração de meses a alguns anos estão em geral associadas principalmente à combinação de fases do Atlântico Sul ou Norte. Quando o Atlântico Sul e Norte estão fora de fase, tem-se uma situação conhecida como “dipolo”, a qual apresenta uma forte componente decadal. Nesse caso a variabilidade do oceano está associada também à variabilidade da posição da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT).

A ZCIT apresenta um ciclo aproximadamente de um ano, estando entre 2°S e 1°N nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, e entre 8°N e 14°N nos meses de junho, julho e agosto (Hastenrath and Lamb, 1997; Hastenrath and Heller, 1997; Citeau et al., 1988; Nobre e Molion, 1998). A figura 1 ilustra a posição média da ZCIT para os meses de julho e janeiro.



Figura 1.1 : Movimento sazonal da ZCIT.

O deslocamento norte-sul anômalo da ZCIT corresponde a estações secas e chuvosas, respectivamente. Em particular, anos de secas no Nordeste estão associados ao deslocamento anômalo da ZCIT para norte da sua posição climatológica (Wainer and Soares, 1997; Hastenrath and Heller, 1977; Moura and Schukla, 1981; Servain, 1991) que por sua vez podem afetar os recursos pelágicos do Golfo da Guiné (Binet and Servain, 1993) ou ao longo da costa Brasileira (Vianna et al., 1996). Dessa forma, o estudo e a eventual previsão de eventos climáticos na região do Atlântico deve constituir uma das prioridades de pesquisa pelo seu impacto sócio-econômico análogo aos eventos associados ao fenômeno El Niño/Oscilação Sul no Oceano Pacífico.

É sabido que a temperatura da superfície do mar (TSM) é a variável oceânica que mais afeta a atmosfera e, portanto, qualquer tentativa de previsão da variabilidade do sistema oceano-atmosfera será sempre limitada pela capacidade de entender (e prever) os processos que modificam a TSM. Hoje em dia já existe uma quantidade significativa de modelos acoplados operacionais que prevêem a TSM com moderado sucesso usando uma formulação de fluxos de calor extremamente simplificada (Cane et. al. 1986; Chen et. al, 1995). Melhorar a previsão da TSM e conseqüentemente do sistema acoplado oceano-atmosfera requer um tratamento mais realístico dos fluxos de calor e movimento entre o oceano-atmosfera.

Devido à ausência de dados observacionais é limitado o número de estudos de processos físicos relacionados com a variabilidade da região do Atlântico, em particular, à investigação dos vários processos atmosféricos e oceânicos que contribuem para as variações encontradas nos parâmetros de superfície marinha ou para os fluxos na interface oceano-atmosfera. Além dos estudos diagnósticos e prognósticos de mudança climática, muitos outros estudos requerem o conhecimento dos parâmetros de interação ar-mar de superfície: modelos operacionais de previsão de tempo, estudos sinóticos de meteorologia e oceanografia, estudos na região da plataforma continental, estudos dos ciclos biogênicos, modelos de previsão de onda, engenharia marinha, etc.

O *Projeto FluTuA – Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico* (Soares et al., 2000), o qual tem como objetivo o estudo dos processos físicos de interação entre o oceano e a atmosfera tem como principal base de estudo sobre o Oceano Atlântico Tropical o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP).

O ASPSP é constituído de um grupo de pequenas ilhas rochosas, desabitadas, localizadas no hemisfério norte, a cerca de 1100 quilômetros da costa do Rio Grande do Norte (0°56'N 29°22'W), onde são realizadas pesquisas em diversas áreas da ciência.

Apesar do conhecimento de fenômenos meteorológicos atuantes, pouco se sabe sobre as características climatológicas da região equatorial do Oceano Atlântico devido à falta de monitoramento e de dados observacionais, o que limita o desenvolvimento de pesquisas.

1.1.Objetivo

O objetivo geral deste trabalho é fazer uma caracterização oceanográfica e meteorológica e um estudo da interação oceano-atmosfera (ar-mar) – fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e momento - da região do ASPSP, cujo conhecimento é pouco, mas de extrema importância, não apenas para o projeto FluTuA, mas também para outros projetos existentes com interesses científicos na região.

Na primeira etapa do trabalho apresentada no Relatório Parcial/CNPQ – fevereiro de 2006 - os esforços se concentraram na caracterização meteorológica e oceanográfica da região do ASPSP utilizando dados de projetos científicos que medem (Projeto Pirata) ou estimam (Projeto OAFlux) as variáveis na região próxima ao ASPSP.

Nesta segunda etapa do trabalho foram calculados, com os dados do Projeto Pirata, os fluxos verticais turbulentos de momento, calor latente e calor sensível utilizando fórmulas bulks. Com os fluxos de calor latente e sensível calculados, foi possível compará-los com os fluxos

estimados pelo Projeto OAFflux, o qual tem como principal objetivo estimar os fluxos em grande parte do globo a uma resolução de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$.

Os resultados são de vital importância na verificação de futuros estudos do projeto FluTuA, o qual pretende instalar no ASPSP uma torre de medição direta de fluxos e, portanto, necessita de conhecimentos prévios dessas variáveis, além de ser uma forma de, futuramente, validar ou não os coeficientes utilizados para a região do Atlântico tropical.

2. Região de estudo

Neste estudo de investigação da região do ASPSP foram utilizados os dados de duas das quinze bóias oceanográficas do *Projeto Pirata: Jazz* - situada a $0^\circ\text{N } 23^\circ\text{W}$ (B23W) - a aproximadamente 720 quilômetros de distância do arquipélago; e *Samba* - situada a $0^\circ\text{N } 35^\circ\text{W}$ (B35W) - a aproximadamente 635 quilômetros do arquipélago. O motivo da escolha das bóias foi devido à maior proximidade que as duas têm com o arquipélago, sendo que este se encontra, geograficamente, entre as duas bóias, conforme ilustrado na Figura 2.1.

Na primeira parte do trabalho, a qual foi apresentada no relatório parcial (RP) em fevereiro, os dados do OAFflux utilizados foram a do ponto de grade mais próximo do ASPSP, já que o objetivo era de fazer um reconhecimento do clima da região. Para esta segunda parte, na qual o objetivo foi estimar fluxos turbulentos a fim de verificar os métodos de parametrização, foram utilizados dados de dois pontos de grade do OAFflux, e, nesse caso, os pontos com maior proximidade das bóias oceanográficas utilizadas, no intuito de comparar os fluxos estimados indiretamente com fluxos calculados com as fórmulas bulk de parametrização.

Os pontos de grade do OAFflux selecionados para o estudo foram $0,5^\circ\text{N } 34,5^\circ\text{W}$, próximo à bóia B35W, e $0,5^\circ\text{N } 23,5^\circ\text{W}$, próximo à bóia B23W, ambos a, aproximadamente, 70km de cada bóia. A figura 2.1 ilustra as localizações geográficas das fontes de dados e das cidades mais próximas ao arquipélago. O ASPSP encontra-se aproximadamente a 1100 km da cidade de Natal.

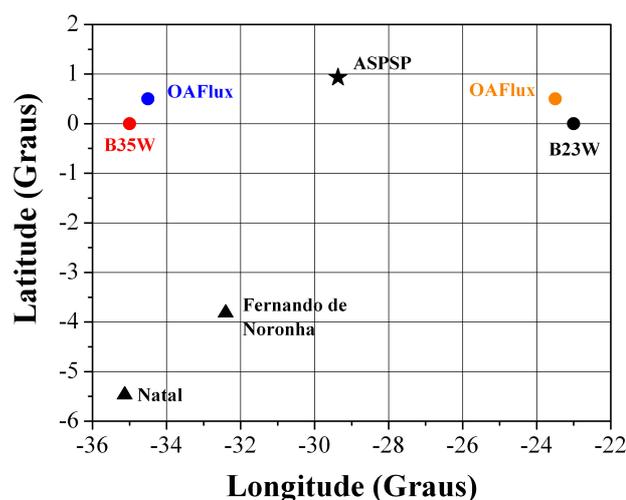


Figura 2.1: Localização geográfica dos dados utilizados no estudo dos fluxos turbulentos: bóia Pirata em 35°W (círculo vermelho), bóia Pirata em 23°W (círculo preto) e dados do Projeto *OAFflux* – (círculo azul e laranja). Como referência foram colocados alguns locais geográficos (triângulos).

3. Dados Utilizados

No intento de fazer uma caracterização climática e um estudo de interação ar-mar da região do ASPSP foi feito um levantamento na *internet* em *web sites* de projetos que dispõem de dados de variáveis meteorológicas e TSM, medidos ou estimados, o mais próximo possível do arquipélago.

A seguir são comentados os projetos dos quais foram utilizados os dados neste trabalho e suas características

3.1. Projeto Pirata – Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic

Projeto em atividade desde 1997, realizado no âmbito internacional entre Brasil, França e EUA, o qual tem como objetivo a aquisição de dados oceanográficos e meteorológicos utilizando uma rede de quinze bóias oceanográficas espalhada pelo oceano Atlântico tropical. Nessas bóias estão instalados diversos instrumentos, a maioria realizando medidas de alta resolução (10 minutos). Os dados estão disponíveis no endereço <http://www.pmel.noaa.gov/pirata/>.

3.2. Projeto OAFlux – Objectively Analyzed Air-Sea Flux

Projeto do *Woods Hole Oceanographic Institute*, tem como principal objetivo estimar, através de métodos numéricos acoplados - utilizando dados de observações em superfície, satélites e gerados por modelos numéricos - os fluxos de troca de energia entre o oceano e a atmosfera (exceto o fluxo de momento) em todo o globo, a cada 0°30' de latitude por 0°30' de longitude. O projeto disponibiliza também estimativas de algumas variáveis meteorológicas como temperatura do ar e TSM, disponibilizando-as em seu *web site* - <http://www.whoi.edu/science/PO/people/lyu/res-flux.html>. Atualmente o projeto apresenta dados diários e mensais no intervalo de 1981 até 2002.

3.3. Variáveis utilizadas e especificações

São mostradas na Figura 3.1 as variáveis do Projeto Pirata utilizadas no trabalho e a disposição dos instrumentos instalados nas bóias oceanográficas. No trabalho foram utilizadas médias diárias.

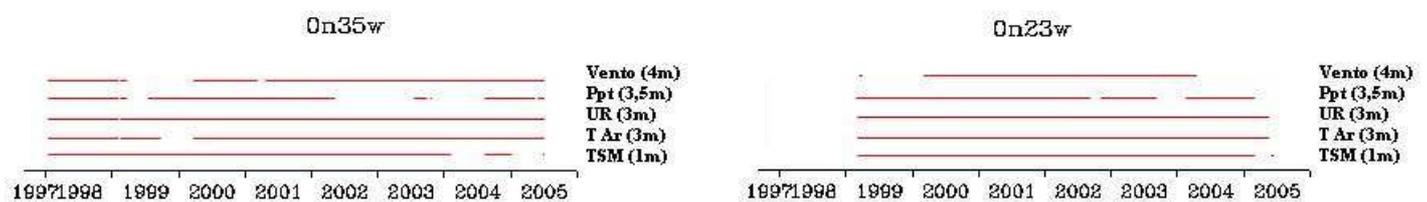


Figura 3.1 – Série temporal de medidas realizadas nas respectivas bóias oceanográficas do projeto Pirata utilizadas no trabalho (B35W e B23W). Essas informações estão disponibilizadas no site do projeto Pirata.

Como mostradas na Figura 3.1, as séries de medidas do *Projeto Pirata* eventualmente possuem intervalos com falta de dados devido a ocorrências técnicas.

Os dados do projeto OAFlux utilizados foram de 1999 a 2002, utilizando as variáveis de temperatura do ar e TSM na primeira parte do trabalho e os fluxos turbulentos de calor sensível e calor latente nesta segunda parte, sem interrupções na série temporal.

4. Considerações teóricas

Fórmulas de parametrizações são utilizadas na determinação de fluxos turbulentos a partir de variáveis básicas (temperatura ar, TSM, umidade, intensidade do vento) medidas *in situ* ou estimadas por sensoriamento remoto. Essas parametrizações são utilizadas em modelos numéricos na estimativa dos fluxos em grande escala, já que são poucos os locais existentes que medem esses fluxos diretamente sobre o oceano.

A utilização das fórmulas bulk é o método mais comum no meio científico para parametrização de fluxos turbulentos verticais sobre o oceano e tem sido constantemente aprimoradas por pesquisadores. De modo mais simplificado, as fórmulas bulk podem ser representadas pela relação

$$F \propto C_{XZ} u_z (\Delta s_z) \quad (4.1)$$

onde F é o fluxo, u_z é velocidade do vento medida a uma altura de referência z e Δs_z é a diferença do valor da variável básica apropriada ao fluxo (velocidade do vento, temperatura ou umidade) entre a superfície e a altura z . A maioria dos processos físicos têm sido parametrizados pelos chamados “coeficiente de transferência”, C_{XZ} , para cada fluxo (C_D , C_E , C_H – coeficiente de arrasto, de transferência de umidade e de calor, respectivamente), os quais variam com a altura z e a estabilidade atmosférica em relação à superfície (intensidade do vento e rugosidade da superfície), tendo, geralmente, a altura de dez metros e estabilidade neutra como referência (C_{X10m}). Dependendo do fluxo a ser calculado e do estado da atmosfera em relação às variáveis influentes, ou seja, em relação às características da região de estudo, estes coeficientes podem ser considerados constantes (WGASF, 2000).

Alguns experimentos estimaram valores para esses coeficientes para diferentes condições do oceano Pacífico. Na Tabela 4.1 são mostrados alguns dos coeficientes estimados empiricamente.

Autores	Valores dos Coeficientes
Enriquez e Friehe (1997)	$10^3 C_{DN}=0,509+0,65 \bar{u}_z$ $10^3 C_{HN}=10^3 C_{EN}=1,05$
Dupuis et al. (1997)	$10^3 C_{DN}=0,66+117000 \bar{u}_z^{-2}$ para $\bar{u}_z < 5,2 \text{ms}^{-1}$ $10^3 C_{HN}=10^3 C_{EN}=1,2$ para $\bar{u}_z < 5,2 \text{ms}^{-1}$
Garrat (1977)	$10^3 C_{DN}=0,75+0,067 \bar{u}_z$ para $4 < \bar{u}_z < 21 \text{ms}^{-1}$
Smith (1989)	$10^3 C_{HN}=1,0$ para $4 < \bar{u}_z < 14 \text{ms}^{-1}$ $10^3 C_{EN}=1,2 \pm 0,1$ para $4 < \bar{u}_z < 14 \text{ms}^{-1}$
Tabela 4.1: Coeficientes de transferência estimados empiricamente e as condições de intensidade média do vento a altura z e de estabilidade neutra.	

Apesar de existirem poucos locais de medições diretas de fluxos sobre o oceano, esses experimentos são muito importantes e necessários para o desenvolvimento, calibração e verificação das equações de parametrização. Os fluxos medidos diretamente são tidos como um limite para a acurácia de estimativas indiretas. Apesar disso, esses estudos diretos, em geral sobre camada limite superficial (CLS), no Atlântico tropical e sul ainda são inexistentes.

4.1. Cálculo de fluxos turbulentos

Os fluxos turbulento de momento ($\vec{\tau}$), calor sensível (H) e calor latente (LE) são representados pelas Equações (4.2).

$$\begin{aligned}
 |\vec{\tau}| &= \rho \overline{w'u'} = -\rho u_*^2 \\
 H &= \rho c_p \overline{w'T'} = -\rho c_p u_* T_* \\
 LE &= \rho L_e \overline{w'q'} = -\rho L_e u_* q_*
 \end{aligned}
 \tag{4.2}$$

Na Equação (2.1), w' , T' , q' e u' representam as flutuações da velocidade vertical, temperatura, umidade e vento, respectivamente, em torno de um valor médio definido experimentalmente de acordo com a região de estudo. Como pode ser observado nas Equações (4.2), a turbulência é calculada através da covariância entre essas flutuações. As constantes ρ é a densidade do ar ($1,15 \text{ kg m}^{-3}$), c_p é o calor específico do ar a pressão constante ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) e L_e é o calor latente de vaporização ($2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$). As escalas características T_* , q_* e u_* são baseadas na teoria da similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) (Panofsky e Dutton, 1984; Greenaert, 1990).

Na CLS, os fluxos verticais turbulento são aproximadamente constantes, o que permite escrever as Equações (4.1) em termo de escalas características de velocidade, também conhecida como velocidade de fricção, (u_*), temperatura (T_*) e umidade específica (q_*). De acordo com a TSMO (Panofsky e Dutton, 1984; Greenaert, 1990):

$$\begin{aligned} u_* &= \sqrt{C_D} (\bar{u}_z - \bar{u}_0) \\ T_* &= (C_H / \sqrt{C_D}) (\bar{T}_z - \bar{T}_0) \\ q_* &= (C_E / \sqrt{C_D}) (\bar{q}_z - \bar{q}_0) \end{aligned} \quad (4.3)$$

Pela Equação (4.2), a velocidade de fricção também pode ser representada como $u_* = \sqrt{-\overline{w'u'}}$.

Embora consideradas de determinação puramente empírica, as fórmulas bulk podem ser derivadas utilizando as equações adimensionais do perfil vertical e a TSMO (Greenaert, 1990). Aqui será mostrada de forma sucinta a determinação das fórmulas bulk através das equações mostradas.

A determinação dos fluxos turbulentos pode ser dada utilizando as relações empíricas:

$$\begin{aligned} \overline{u'w'} &= -C_D (\bar{u}_z - \bar{u}_0) (\bar{u}_z - \bar{u}_0) \\ \overline{T'w'} &= -C_H (\bar{T}_z - \bar{T}_0) (\bar{u}_z - \bar{u}_0) \\ \overline{q'w'} &= -C_E (\bar{q}_z - \bar{q}_0) (\bar{u}_z - \bar{u}_0) \end{aligned} \quad (4.4)$$

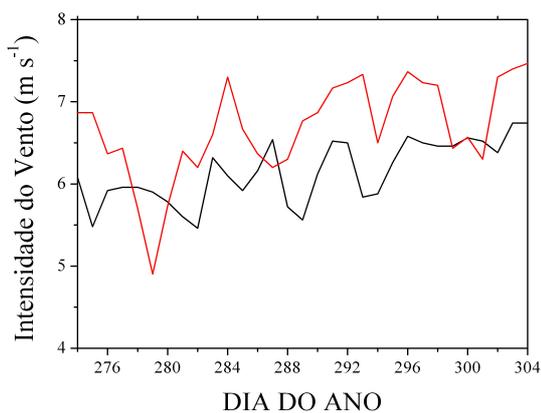
onde os fluxos turbulentos são representados pelas covariâncias. As variáveis u_0 , T_0 e q_0 correspondem à velocidade do vento, temperatura e umidade, representativas na camada superficial, descritas mais adiante.

Substituindo (4.4) em (4.2), chega-se às fórmulas bulks:

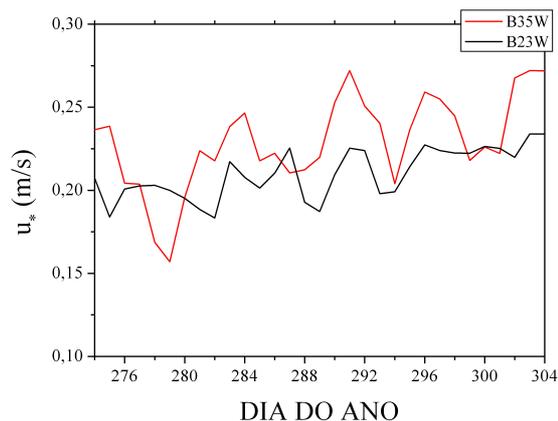
$$\begin{aligned} \overline{\tau} &= \rho_0 C_D (\bar{u}_z - \bar{u}_0)^2 \\ H &= -\rho_0 c_p C_H (\bar{u}_z - \bar{u}_0) (\bar{T}_z - \bar{T}_0) \\ LE &= -\rho_0 c_p C_E (\bar{u}_z - \bar{u}_0) (\bar{q}_z - \bar{q}_0) \end{aligned} \quad (4.5)$$

As quais permitem o cálculo dos fluxos turbulento através das variáveis meteorológicas básicas. Substituindo as Equações (4.3) nas (4.4) é possível representar os fluxos como a Equação (4.2) em função das escalas características.

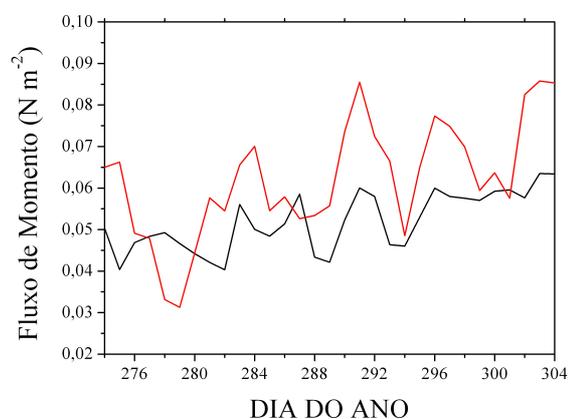
A Figura 4.1 mostra um exemplo, para o mês de outubro (dia do ano 274 ao 304), do fluxo de momento e a escala característica de velocidade do vento juntamente com a média diária da intensidade do vento entre todos os anos de dados disponíveis das variáveis medidas pelo Projeto Pirata.



(a)



(b)



(c)

Figura 4.1: Intensidade do vento (a) , escala de velocidade (b) e fluxo de momento (c). Médias para as bóias Pirata B35W (linha vermelha) e B23W (linha preta) para o mês de outubro.

4.2. Considerações sobre a camada limite sobre o oceano

Sobre a superfície oceânica a velocidade média do ar pode ser diferente de zero e corresponde ao valor da velocidade média na altura z_0 , ou seja, $\bar{u}_0 = \bar{u}(z_0)$, na qual z_0 é o comprimento de rugosidade da superfície, que pode ser calculado pela relação (Smith, 1988):

$$z_0 = \alpha_c \frac{u_*}{g} + 0,11 \frac{\nu}{u_*} \quad (4.6)$$

onde g é a aceleração da gravidade ($9,8 \text{ m s}^{-2}$), ν é a viscosidade cinemática do ar ($1,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) e α_c é constante de Charnock, para a qual, o melhor valor sugerido na literatura é 0,011 (Fairall, 1996a). Dentre outras equações existentes para o cálculo de z_0 , a de Smith é a mais utilizada por ser válida para superfícies lisas - segundo termo do lado direito da equação - ou rugosas, enquanto outras relações são dadas para superfícies com características aerodinâmicas específicas. Porém é muito difícil saber o valor exato de \bar{u}_0 , o qual é considerado nulo.

Na Figura 4.2 são mostradas médias de z_0 para as bóias B35W e B23W para o mês de outubro (dia do ano de 274 até 304). Os valores estão dentro do esperado para a superfície oceânica, que é no intervalo de, aproximadamente, 10^{-5} metro para regiões de mar aberto calmo até 10^{-3} metro para áreas costeiras com vento moderado (Arya, Introduction to micrometeorology), e condizentes também com os resultados preliminares obtidos na campanha de medições do projeto FluTuA (Soares et al., 2004).

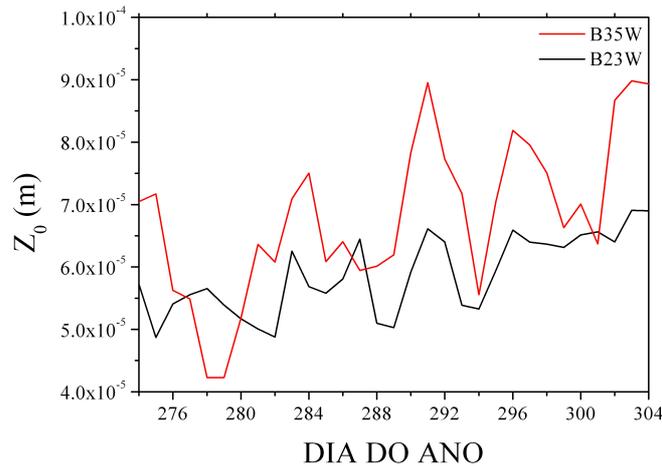


Figura 4.2 – Rugosidade da superfície calculados com os dados da B23W (linha preta) e B35W (linha vermelha) para o mês de outubro. Médias dos dias do ano entre os anos de dados disponíveis.

A temperatura do ar e a umidade específica média na superfície correspondem aos valores médios desses parâmetros nas alturas z_{0T} e z_{0q} , ou seja, $\bar{T}_0 = \bar{T}(z_{0T})$ e $\bar{q}_0 = \bar{q}(z_{0q})$. Esses parâmetros são equivalentes ao z_0 , para a temperatura e umidade específica média na CLS. Na presença de intensa mistura turbulenta, a temperatura do ar representativa da superfície corresponde ao valor da TSM e a umidade específica representativa da superfície corresponde à umidade específica de saturação na temperatura da superfície.

5. Resultados

O cálculo dos fluxos turbulentos foram feitos utilizando as médias diárias das variáveis do Projeto Pirata, mostradas na Figura 3.1, as quais foram apresentadas no RP. Assim, foram calculados os fluxos médios diários de momento, calor sensível e calor latente utilizando as fórmulas bulk (Equações (4.5)). Os cálculos foram realizados utilizando a linguagem de programação Fortran 90 (Anexo I).

Para o cálculo das umidades específicas (necessárias para o cálculo do fluxo de calor latente (Equação 4.2)) a partir da umidade relativa, utilizou-se a relação:

$$UR = \frac{q}{q_s} \Rightarrow q = q_s \cdot UR \quad (5.1)$$

na qual q é a umidade específica que deseja-se calcular e q_s é a umidade específica de saturação, a qual é calculada através da pressão de saturação do vapor d'água (e_s), da constante dos gases para o ar seco e do ar saturado ($Rd/Rv = 0,622$) e da pressão à superfície ($P = 1010 \text{ hPa}$) pela relação

$$q_s = 0,622 \left(\frac{e_s}{P} \right) * 1000 \quad (5.2)$$

para a qual é necessário calcular a pressão de vapor de saturação, que foi calculada pela fórmula de Tetens:

$$e_s = e_0 \exp(T_2(T - T_0)/(T - T_3)) \quad (5.3)$$

na qual T é a temperatura correspondente à superfície ou à altura de referência z , dependendo do nível de interesse em que deseja calcular a umidade específica (se for na superfície utiliza-se a TSM), T_0 é a temperatura de congelamento, igual a 273,16K, e_0 é a pressão de vapor de saturação a 0°C, igual a 0,611hPa, T_2 e T_3 são as constantes da fórmula de Tetens, sendo seus valores iguais a, respectivamente, 17,67 e 29,66 K.

Os coeficientes de transferência utilizados nas equações foram aqueles mais utilizados atualmente no meio científico e que são mais adequados à intensidade média dos ventos na região em estudo. Foram utilizados os coeficientes de arrasto determinado por Garrat (1977) e os coeficientes de calor e umidade determinados por Smith (1988) mostrados na Tabela 4.1.

Os cálculos dos fluxos foram feitos somente para os dias que haviam todas as variáveis necessárias. Por exemplo: para dias do ano que faltassem qualquer uma das quatro variáveis necessárias para o cálculo (intensidade do vento, temperatura do ar, TSM ou umidade), não eram calculados os fluxos para esse dia, ou na falta de uma dessas variáveis o ano inteiro, que ocorreu no caso da B35W, para a qual não há dados de TSM para 2003, esse ano era desconsiderado. Assim, para cada bóia há um intervalo de tempo de fluxos calculados. Os intervalos de tempo com os dados de fluxos disponíveis para cada região são mostrados na Tabela 5.1.

Programas >	PIRATA		OAFlex	
Fluxos / Locais	B35W	B23W	0,5N 34,5W	0,5N 23,5W
Momento			Não disponível	
Calor sensível	Fluxos calculados de 1999 a 2002	Fluxos calculados de 1999 a 2003	Disponíveis de 1999 a 2002	
Calor latente			Disponíveis de 1999 a 2002	

Tabela 5.1: Dados de fluxos utilizados no estudo.

Com os dados de fluxos disponíveis foram calculadas médias para cada dia do ano entre os anos de dados disponíveis para cada região a fim de estabelecer uma climatologia diária de fluxos. Foram também calculados os erros estatísticos, descritos pela Equação (5.4), de cada média a partir dos desvios padrão (Equação (5.5)) e dos números de anos disponíveis n (Equação (5.6)), dos conjuntos de dados.

$$Erro = \frac{DP}{\sqrt{n}} \quad (5.4)$$

$$DP = \sqrt{Variância} \quad (5.5)$$

$$Variância = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \quad (5.6)$$

Alguns erros aparecem com valores absurdos (~100%), nesses casos, trata-se de poucos anos de dados disponíveis para aquele dia, no qual a média pode apresentar um valor “distante” dos dados, aumentando o valor da variância (Equação (5.6)) e, conseqüentemente, aumentando o erro. Isso pode ocorrer também em períodos do ano quando há uma maior variabilidade nas variáveis, sendo difícil definir uma climatologia com poucos anos de dados. Para erros iguais a zero, trata-se de dias com apenas um ano de dados disponíveis, e, para erros pequenos, pode-se dizer que para esse dia há um maior número de dados (ano) e que há nesse período do ano uma menor variabilidade nas variáveis, obtendo assim uma média bem definida. Através da Figura 3.1 é possível observar os períodos em que houve falta de dados e que provavelmente aumentam as incertezas das médias.

5.1 Climatologia dos fluxos e comparações

A seguir é apresentada a climatologia de fluxos calculados com os dados das bóias Pirata comparando-os com os dados estimados do OAFlux.

Analisando os resultados mostrados nas figuras a seguir, pode-se dizer que as climatologias dos fluxos calculados com os dados das bóias oceanográficas estão dentro do que era esperado, se baseando no estudo climatológico feito no RP, apesar da pouca representatividade de alguns períodos do ano nos quais a falta de dados dificultou a análise (março e abril para a B35W).

5.1.1. Fluxo de momento na B35W e B23W

Analisando a climatologia dos fluxos de momento para ambas as bóias, na Figura 5.1.1, estes são menos intensos nos primeiros meses do ano, de janeiro a abril, aumentando de intensidade a partir de maio, tendo valores máximos entre agosto e novembro, como era de se esperar com o que foi visto no estudo da climatologia da intensidade do vento apresentado no RP. Os fluxos, para as duas bóias, apresentam valores praticamente iguais se levado em conta os erros estatísticos.

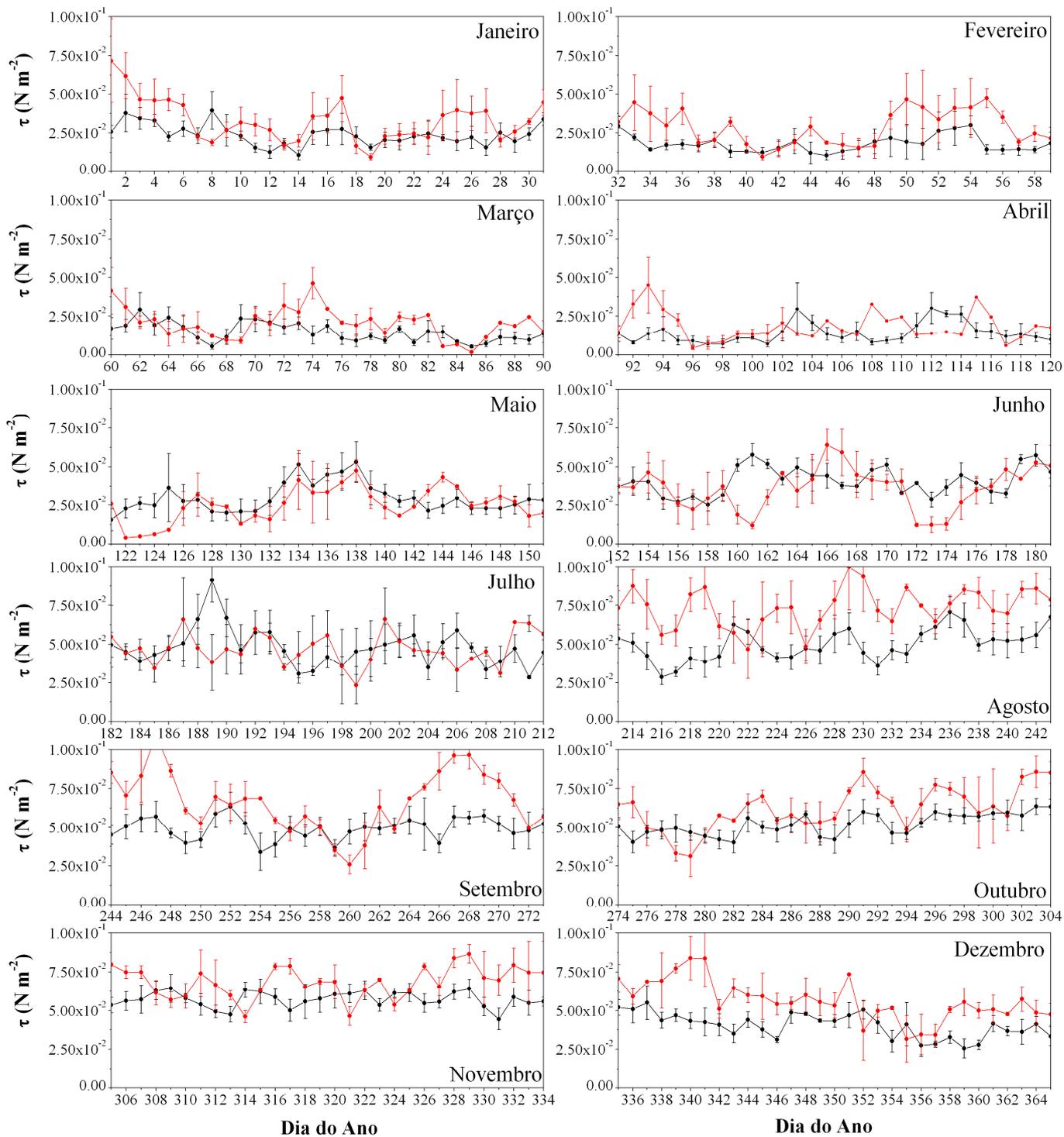


Figura 5.1. - Climatologia dos fluxos de momento com os dados da bóia B35W (linha vermelha) e B23W (linha preta) e os erros estatísticos, para cada dia do ano.

5.1.2.a. Fluxo de calor sensível na B35W e comparação com os dados do OAFlux em 0,5N 34,5W

A Figura 5.1.2.a mostra que os fluxos de calor sensível variando, em média, entre 0 e 10Wm^{-2} para a B35W, tendo valores maiores entre fevereiro e agosto e menores entre setembro e dezembro.

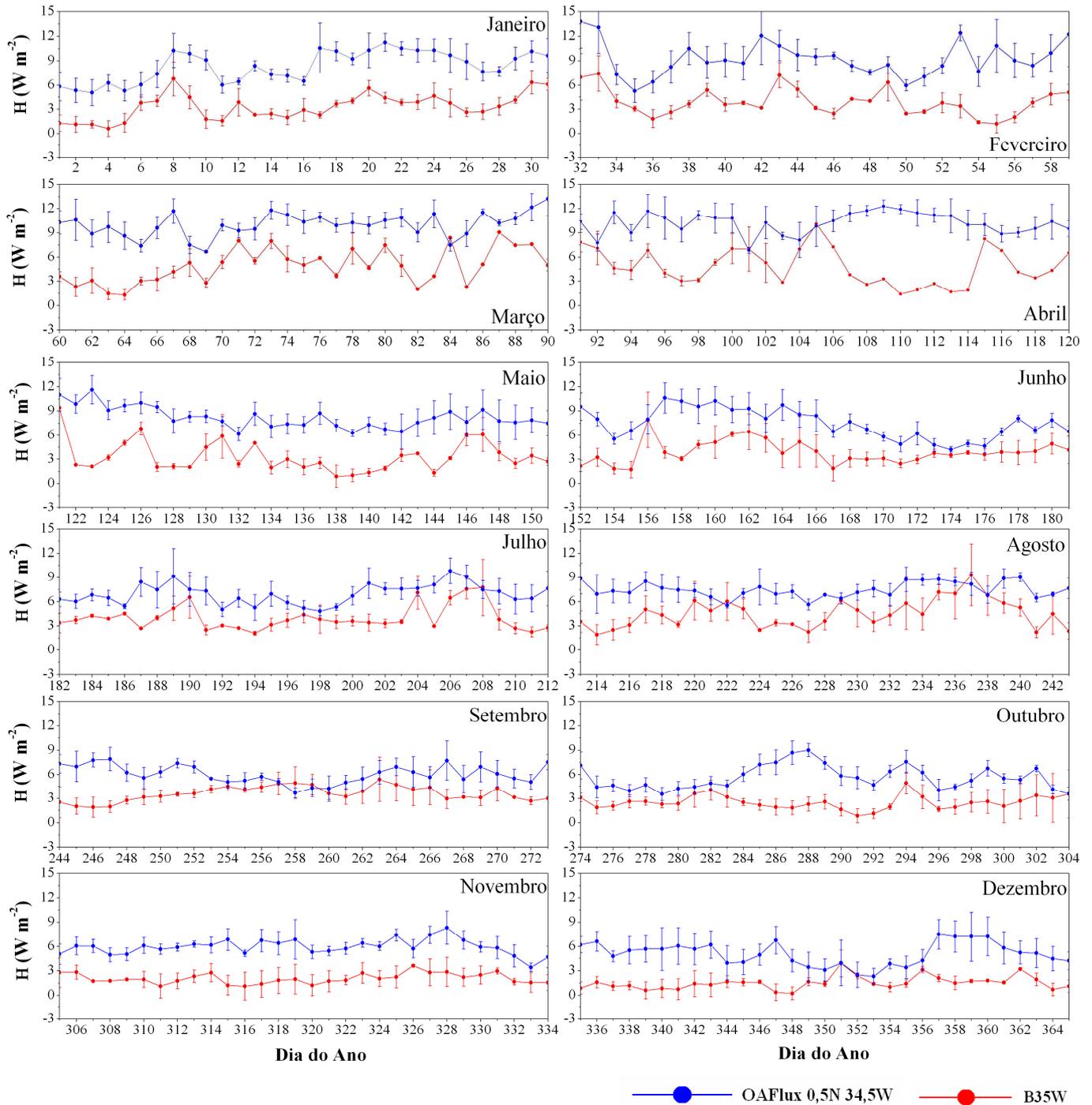


Figura 5.1.2.a - Climatologia de fluxos de calor sensível com os dados da B35W (linha vermelha) comparando-a com a climatologia dos dados do OAFlux obtidos próximos à bóia (linha azul). As barras representam os erros estatísticos dos dados.

5.1.2.b. Fluxo de calor sensível na B23W e comparação com os dados do OAFlux em 0,5N 23,5W

Analisando a Figura 5.1.2.b, os valores dos fluxos de calor sensível na bóia a 23W ficam entre 0 e 10Wm^{-2} , tendo valores maiores entre fevereiro e abril e entre agosto e outubro, e menores em junho e dezembro.

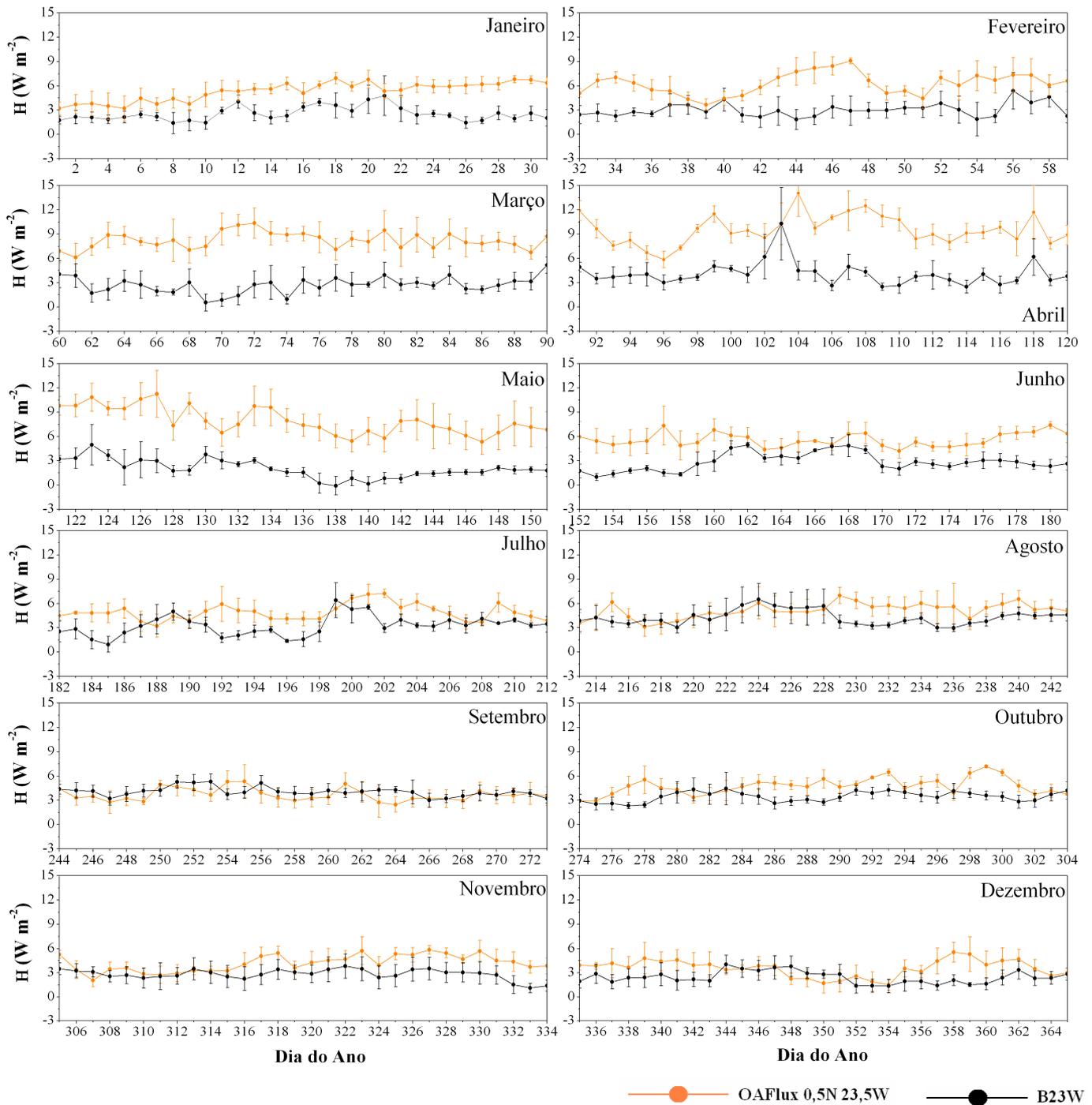


Figura 5.1.2.b - Climatologia de fluxos de calor sensível com os dados da B23W (linha preta) comparando-a com a climatologia dos dados do OAFlux obtidos próximos à bóia (linha laranja). As barras representam os erros estatísticos dos dados.

Há uma dependência térmica do fluxo devido ao gradiente de temperatura entre a superfície do mar e do ar e uma dependência mecânica devido à intensidade do vento (Equação (4.5)), tendo fluxos mais elevados quando esses dois fatores são maiores (Tabela 3.1, RP). Em geral, o fluxo de calor sensível é menor na B23W se comparado com a B35W.

5.1.3.a. Fluxo de calor latente na B35W e comparação com os dados do OAFlux em 0,5N 34,5W

O fluxo de calor latente tem dependência mecânica e do gradiente de umidade entre a camada superficial oceânica e a do ar (Equação (4.5)), logo, apresentará valores maiores quando o gradiente de umidade relativa for maior e o vento mais intenso. A Figura 5.1.3.a mostra a B35W apresenta uma variação anual maior deste fluxo, tendo valores mais elevados entre junho e novembro, quando, neste período, há um decréscimo da umidade relativa e aumento da intensidade do vento.

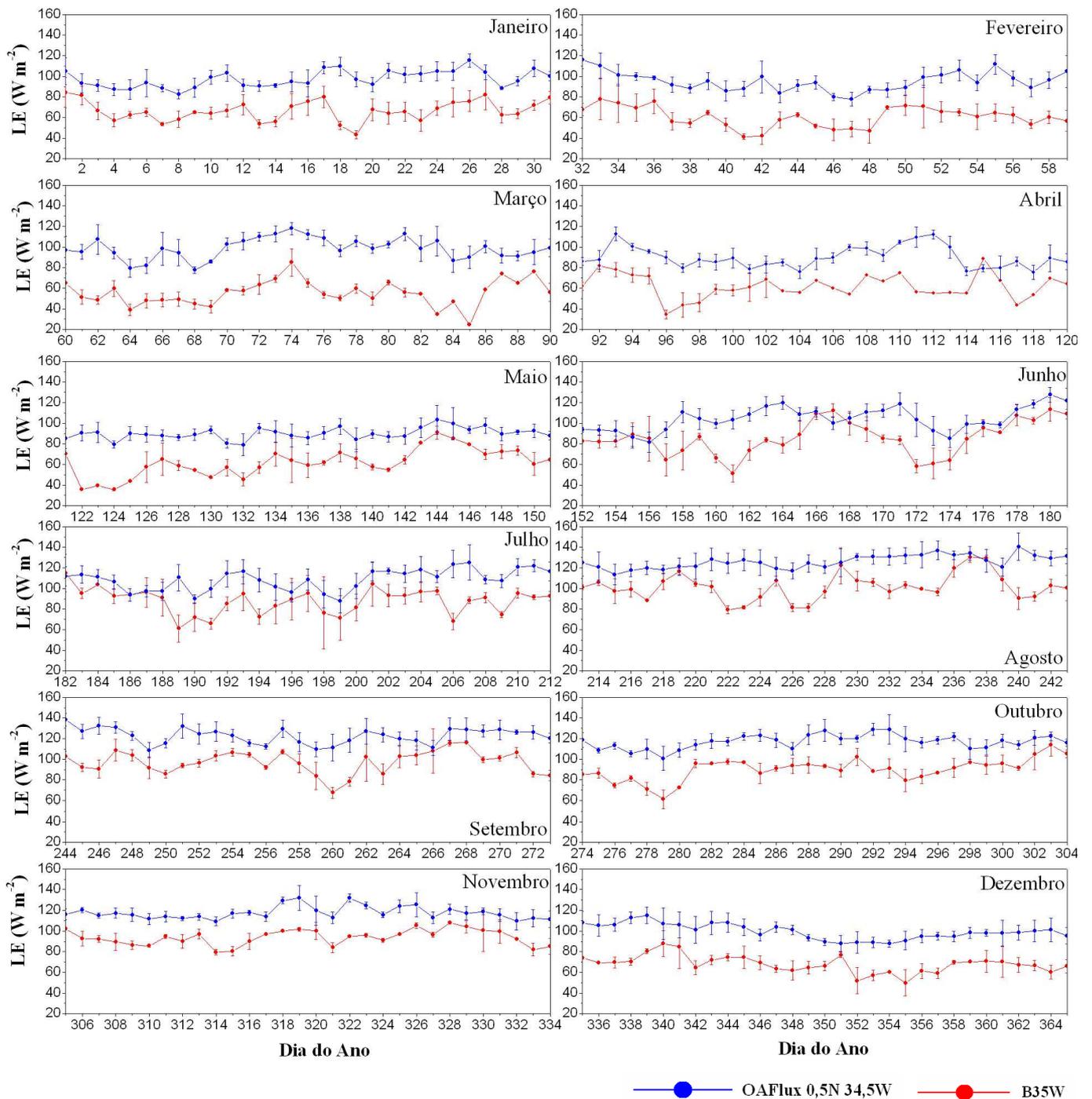


Figura 5.1.3.a - Climatologia de fluxos de calor latente com os dados da B35W (linha vermelha) comparando-a com a climatologia dos dados do OAFlux obtidos próximos à bóia (linha azul). As barras representam os erros estatísticos dos dados.

5.1.3.b. Fluxo de calor latente na B23W e comparação com os dados do OAFlux em 0,5N 23,5W

Como visto no RP, a bóia B23W não apresenta grandes variações de umidade relativa, tendo sua dependência do fluxo de calor latente principalmente da intensidade do vento. Logo, os

valores dos fluxos são maiores entre agosto e novembro, coincidindo com os valores mais elevados de intensidade do vento. A Figura 5.1.3.b mostra que o fluxo de calor latente é, em geral, maior na bóia a 35W, tendo valores entre 20 e 130Wm⁻², e entre 30 e 97 W m⁻² na B23W.

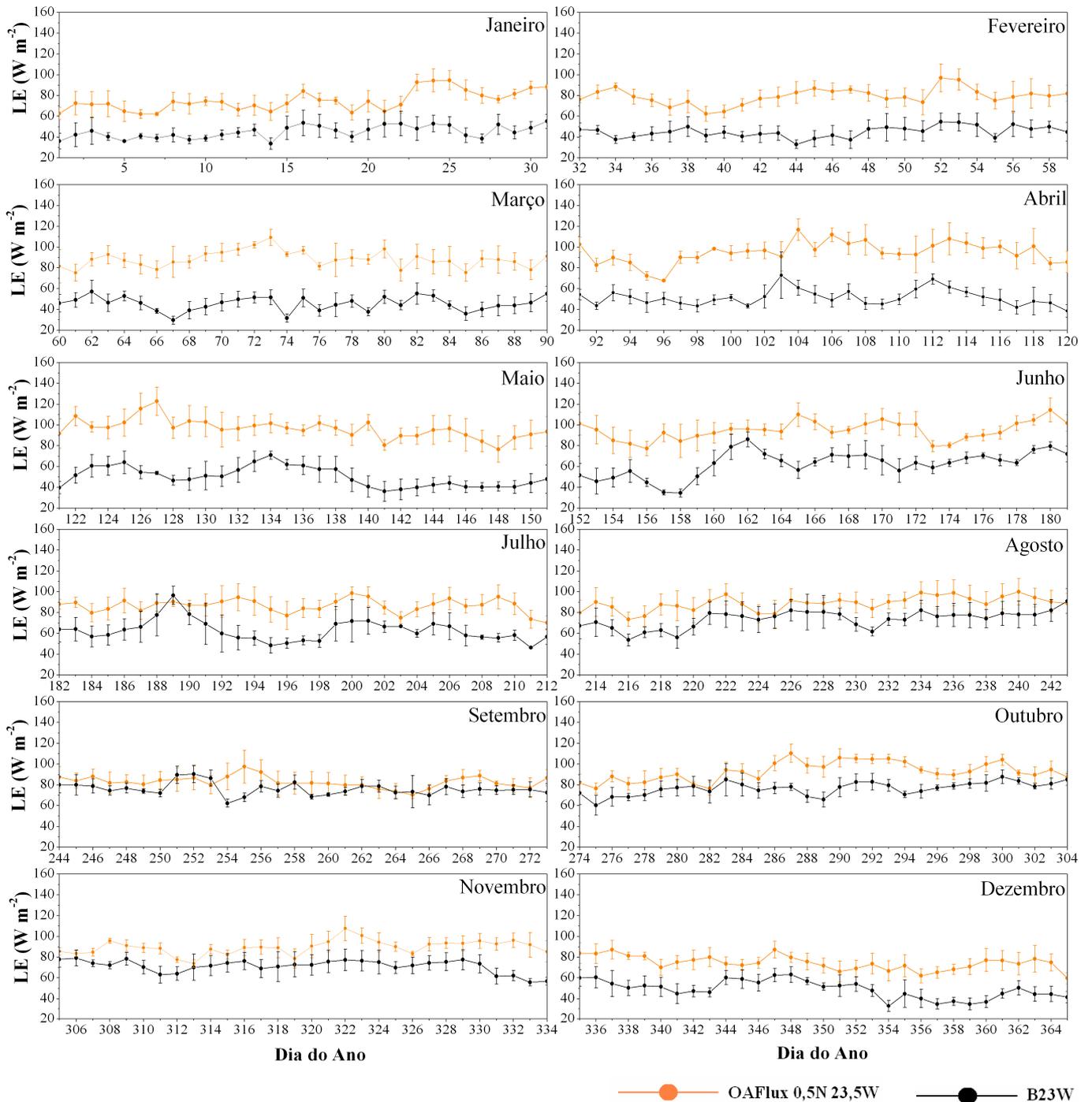


Figura 5.1.3.b - Climatologia de fluxos de calor latente com os dados da B23W (linha preta) comparando-a com a climatologia dos dados do OAF flux obtidos próximos à bóia (linha laranja). As barras representam os erros estatísticos dos dados.

5.1.4. Comparação entre os fluxos do OAFlux e os calculados utilizando fórmulas bulk

Quanto aos dados do OAFlux, estes, em geral, subestimam os fluxos calculados, mas apresentam praticamente as mesmas variações durante o ano, apresentando na região da bóia de 35W, valores entre 75 e 140 W m⁻² para o fluxo de calor latente (Figura 5.1.3.a) e entre 2 e 14W m⁻² para o fluxo de calor sensível (Figura 5.1.2.a). Na região da B23W, o OAFlux apresentou valores entre 60 e 123W m⁻² para o calor latente (Figura 5.1.3.b) e 2 e 14W m⁻² para o fluxo de calor sensível (Figura 5.1.2.b). As Figuras 5.1.2 e 5.1.3 mostram que a partir de junho a diferença entre os fluxos diminui para a região da B35W e é quase nula para a região da bóia B23W.

6. Considerações finais

Os dois métodos de estimativas de fluxos possuem suas incertezas. Como não há registro de nenhum experimento de medição direta de fluxos turbulentos que tenha sido feito na região do oceano Atlântico tropical, não é possível definir qual dos métodos é o melhor na parametrização dos fluxos turbulentos. Assim como os coeficientes de transferência turbulenta utilizados neste trabalho podem não ser os mais adequados nessa região, os dados utilizados na parametrização do OAFlux podem conter erros de calibração dos dados de satélites para a região em estudo, já que pouco se sabe sobre as características físicas dessa região, e erros dos dados gerados por modelos numéricos devido ao mesmo motivo (lembrando que o método de parametrização de fluxos do OAFlux utiliza dados de satélite, de superfície e gerados por modelos numéricos). Porém, os fluxos estimados pelos dois métodos são representativos da região do oceano Atlântico equatorial, já que em alguns períodos apresentaram valores próximos e a variação anual é semelhante.

Como afirmado anteriormente, os coeficientes de transferência utilizados nas fórmulas bulk variam com a intensidade do vento, rugosidade da superfície e a estabilidade da atmosfera. Supondo que os dados estimados pelo OAFlux estivessem corretos, seria possível afirmar que as características atmosféricas e de superfície são ideais, no período em que os valores dos fluxos dos dois projetos são próximos, para os coeficientes de transferência de calor e umidade de Smith (1989) e o coeficiente de arrasto de Garrat (1977), aqui utilizados.

Concluindo, obteve-se neste trabalho, possivelmente, o primeiro estudo de fluxo turbulentos utilizando variáveis medidas diretamente sobre o oceano Atlântico tropical. Esses dados irão auxiliar em futuros estudos do projeto FluTuA sobre a região em questão, verificando a validade dos coeficientes utilizados, os quais são considerados hoje como os mais representativos pelos grupos de estudos de interação ar-mar, assim como a validade de fluxos estimados por modelos, satélites e outras formas de parametrizações, como a do projeto OAFlux.

7. Referências

- Arnault S. and R.E. Cheney, 1994, Tropical Atlantic sea level variability from GEOSAT (1985-1989). *J. Geophys. Res.*, **99**, C9, 18207-18224.
- Arya, S. P.: *Introduction to micrometeorology*.
- Binet D. and J. Servain, 1993: Have the recent hydrological changes in the Northern Gulf of Guinea induced the *Sardinella aurita* outburst?, *Oceanologica Acta*, 16, 247-260. Bjerknes J., 1964, Atlantic air-sea interaction. *Advances in Geophysics*, **10** (1), 1-82.
- Cane, M. A., S. E. Zebiak, and S. C. Dolan, 1986: Experimental forecasts of El Niño, *Nature*, **321**, 827-832.
- Chen, D., S. E. Zebiak, A. J. Busalacchi and M. A. Cane, 1995: An improved procedure for El Niño forecasting: implications for predictability, *Science*, **269**, 1699-1702.
- Citeau, J.; Berges, J.; Demarcq, H.; Mahé G., 1988. The watch of ITCZ migrations over tropical Atlantic as an indicator in drought forecast over Sahelian area. *Ocean-Atmosphere Newsletter*. **45**:1-3.
- Delecluse P., J. Servain, C. Levy, K. Arpe, L. Bengtsson, 1994: On the connection between the 1984 Atlantic warm event and the 1982-83 ENSO. *Tellus*, **46A**, 448-464.
- Fairall, C. W., E.F. Bradley, D.P. Rogers, J.B. Edson and G.S. Young, 1996, Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. *J. Geophys. Res.*, **101**, 3747-3764.
- Garratt, J.R., 1977: Review of Drag Coefficients over Oceans and Continents, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 915-929.
- Geernaert, G.L., 1990: Bulk parameterization for the wind stress and heat fluxes. *Surface Waves and Fluxes*, **1**, 91-172.
- Hastenrath S. and L. Heller, 1977: Dynamics of climate hazards in northeast Brazil. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **103**, 77-92.
- Merle J., 1980: Seasonal heat budget in the equatorial Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 464-469.
- Merle J., M. Fieux, P. Hisard, 1979: Annual signal and interannual anomalies of Sea Surface Temperature in the eastern equatorial Atlantic. *Gate Sup II, Deep Sea Res.*, **26**, 77-101.
- Moura A.D. and J. Shukla, 1981: On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2653-2675.
- Nobre, C. A. e Molion, 1986: *Climanálise Especial. Edição Comemorativa de 10 anos*.
- Panofsky, H.A. and J.A. Dutton, 1984: *Atmospheric Turbulence*. 397pp, Wiley-Interscience, Nova York.
- Philander S.G.H., 1979: Variability of the tropical oceans. *Dyn. Atm. Ocean*, **3**, 191-208.
- Reverdin G. and Y. du Penhoat, 1987: Modeled surface dynamic height in 1964-1984: an effort to assess how well the low frequencies in the equatorial Atlantic were sampled in 1982-1984. *J. Geophys. Res.*, **92**, 1899-1913.
- Servain J., 1991: Simple climatic indices for the tropical Atlantic ocean and some applications. *J. Geophys. Res.*, **96**, 15137-15146.
- Servain J., J. Picaut, A.J. Busalacchi, 1985: Interannual and seasonal variability of the tropical Atlantic ocean depicted by 16 years of sea surface temperature and wind stress. *Coupled ocean-atmosphere models, J.C.J. Nihoul ed., Elsevier*, 211-235.
- Servain J. and D.M. Legler, 1986: Empirical orthogonal function analysis of tropical Atlantic sea surface temperature and wind stress: 1964-1979. *J. Geophys. Res.*, **91**, 14181-14191.
- Smith D.S., 1988: Water vapor flux at the sea surface. *Boudary – Layer Meteorology*, **47**, 277-293

- Smith D.S., 1988: Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *J. Geophys. Res.*, **93**, 15467-15472.
- Soares, J.; A.P. Oliveira, J. Servain and S. A. Bacellar, 2004: Resultados preliminares do balanço de energia sobre o oceano Atlântico tropical (PROJETO FluTuA). In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, Fortaleza, Ceará.. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. CD.
- Vianna M., G.H.J. Pedras and J. Servain, 1996: Climatic driving and prediction of spiny lobster catches in Northeast Brazil. Submetido a *Oceanologica Acta*.
- Wainer, I. and J. Soares, 1997: North Northeast Brazil rainfall and its decadal - scale relationship to wind stress and sea surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 277-280.
- WGASF, 2000: Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. Final report of Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea fluxes (SCOR working group 110).

8. Outras atividades

A seguir são mostradas outras atividades acadêmicas realizadas durante a segunda metade da vigência da bolsa PIBIC, primeiro semestre de 2006.

8.1. Disciplinas cursadas

- Climatologia II
- Micrometeorologia
- Tópicos da Matemática Aplicada II (Equações Diferenciais Parciais)
- Dinâmica da Meteorologia II
- Meteorologia Sinótica

8.2 Participação em evento

Participação no Simpósio de Iniciação Científica do IAG/USP – 2006, com apresentação do trabalho em painel (Anexo II).

Relatório Parcial de Pesquisa de Iniciação Científica

PIBIC/CNPq

Período - Agosto de 2005 a Fevereiro de 2006

*Estudo das condições meteorológicas e oceanográficas no
Arquipélago de São Pedro e São Paulo*

Aluno: Udo Tersiano Skielka

Orientador: Jacyra Soares

**Departamento de Ciências Atmosféricas
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Universidade de São Paulo**

Fevereiro de 2006

Resumo

Devido à ausência de dados observacionais é limitado o número de estudos de processos físicos atmosféricos e oceânicos no Atlântico Sul que contribuem para as variações encontradas nos parâmetros de superfície marinha ou para os fluxos entre o oceano e a atmosfera. O presente projeto de pesquisa de Iniciação Científica se encaixa dentro do projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico). O FluTuA tem como objetivo primeiro investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional direta e contínua dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento sobre o oceano Atlântico no Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP), localizado na região de mar aberto do oceano Atlântico tropical. Há poucas referências, na literatura, de observações meteorológicas e oceanográficas efetuadas diretamente no ASPSP. Existem, entretanto, vários resultados de modelos numéricos sobre a região em estudo, o Atlântico tropical. O ASPSP localiza-se em mar aberto, sobre a fratura tectônica de São Paulo e é formado por um grupo de pequenas ilhas rochosas, desabitadas e desprovidas de qualquer tipo de vegetação, localizadas a cerca de 1.100 quilômetros do litoral do Estado do Rio Grande do Norte ($00^{\circ} 56' N$ e $29^{\circ} 22' W$), em uma região privilegiada para o desenvolvimento de pesquisas meteorológicas e oceanográficas - o oceano Atlântico Tropical. Este projeto de iniciação científica tem como objetivo estudar as características meteorológicas e oceanográficas do ASPSP utilizando dados de variáveis meteorológicas e oceanográficas disponíveis na internet. Nesta primeira fase do trabalho foi feito um estudo das características climáticas da região do Oceano Atlântico Equatorial utilizando dados, medidos e estimados, de dois projetos (Pirata e OAFlux) em três localizações diferentes, a fim de caracterizar o clima do ASPSP. Na fase subsequente pretende-se continuar a investigação das características meteorológicas e oceanográficas com ênfase nos fluxos verticais turbulentos na interface ar-mar.

1. Introdução

Entre os oceanos tropicais, o oceano Atlântico se distingue por apresentar um ciclo sazonal pronunciado (Philander, 1979; Merle, 1980). Numerosos estudos (Merle et al., 1979; Servain et al., 1985; Servain and Legler, 1986; Arnault and Cheney, 1994) mencionam a presença de eventos climáticos anormais no Atlântico com duração variável de algumas semanas a vários anos. Eventos de curta duração, em particular no Golfo da Guiné, podem ser explicados pela dinâmica equatorial de origem puramente atlântica, como observado em 1968 (Servain and Legler, 1986; Reverdin and du Penhoat, 1987). Outras anomalias no Atlântico de duração maior, como em 1984 (Delecluse et al., 1994) podem ser consideradas como uma combinação da dinâmica local e indiretamente da dinâmica equatorial associada ao fenômeno El Niño no Oceano Pacífico Equatorial. Em termos mais gerais, pode-se caracterizar a variabilidade do Atlântico como uma combinação de efeitos locais e indiretos.

As anomalias no Atlântico de duração de meses a alguns anos estão em geral associadas principalmente à combinação de fases do Atlântico Sul ou Norte. Quando o Atlântico Sul e Norte estão fora de fase, tem-se uma situação conhecida como «dipolo», a qual apresenta uma forte componente decadal. Nesse caso a variabilidade do oceano está associada também à variabilidade da posição da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT).

A ZCIT apresenta um ciclo aproximadamente de um ano, estando entre 2°S e 1°N nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, e entre 8°N e 14°N nos meses de junho, julho e agosto (Hastenrath and Lamb, 1997; Hastenrath and Heller, 1997; Citeau et al., 1988; Nobre e Molion, 1998). A figura 1 ilustra a posição média da ZCIT para os meses de julho e janeiro.



Figura 1.1 : Movimento sazonal da ZCIT.

O deslocamento norte-sul anômalo da ZCIT corresponde a estações secas e chuvosas, respectivamente. Em particular, anos de secas no Nordeste estão associados ao deslocamento anômalo da ZCIT para norte da sua posição climatológica (Wainer and

Soares, 1997; Hastenrath and Heller, 1977; Moura and Schukla, 1981; Servain, 1991) que por sua vez podem afetar os recursos pelágicos do Golfo da Guiné (Binet and Servain, 1993) ou ao longo da costa Brasileira (Vianna et al., 1996). Dessa forma, o estudo e a eventual previsão de eventos climáticos na região do Atlântico deve constituir uma das prioridades de pesquisa pelo seu impacto sócio-econômico análogo aos eventos associados ao fenômeno El Niño/Oscilação Sul no Oceano Pacífico.

É sabido que a temperatura da superfície do mar (TSM) é a variável oceânica que mais afeta a atmosfera e, portanto, qualquer tentativa de previsão da variabilidade do sistema oceano-atmosfera será sempre limitada pela capacidade de entender (e prever) os processos que modificam a TSM. Hoje em dia já existe uma quantidade significativa de modelos acoplados operacionais que prevêem a TSM com moderado sucesso usando uma formulação de fluxos de calor extremamente simplificada (Cane et. al. 1986; Chen et. al, 1995). Melhorar a previsão da TSM e conseqüentemente do sistema acoplado oceano-atmosfera requer um tratamento mais realístico dos fluxos de calor e movimento entre o oceano-atmosfera.

Devido a ausência de dados observacionais é limitado o número de estudos de processos físicos relacionados com a variabilidade da região do Atlântico, em particular, à investigação dos vários processos atmosféricos e oceânicos que contribuem para as variações encontradas nos parâmetros de superfície marinha ou para os fluxos na interface oceano-atmosfera. Além dos estudos diagnósticos e prognósticos de mudança climática, muitos outros estudos requerem o conhecimento dos parâmetros de interação ar-mar de superfície: modelos operacionais de previsão de tempo, estudos sinóticos de meteorologia e oceanografia, estudos na região da plataforma continental, estudos dos ciclos biogênicos, modelos de previsão de onda, engenharia marinha, etc.

O *Projeto FluTuA – Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico* (Soares et al., 2000), o qual tem como objetivo o estudo dos processos físicos de interação entre o oceano e a atmosfera tem como principal base de estudo sobre o Oceano Atlântico Tropical o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP).

O ASPSP é constituído de um grupo de pequenas ilhas rochosas, desabitadas, localizadas no hemisfério norte, a cerca de 1100 quilômetros da costa do Rio Grande do Norte (0°56'N 29°22'W), onde são realizadas pesquisas em diversas áreas da ciência.

Apesar do conhecimento de fenômenos meteorológicos atuantes, pouco se sabe sobre as características climatológicas da região equatorial do Oceano Atlântico devido à falta de monitoramento e de dados observacionais, o que limita o desenvolvimento de diversas pesquisas.

1.1.Objetivo

O objetivo geral deste trabalho é fazer uma caracterização oceanográfica e meteorológica e um estudo da interação oceano-atmosfera – fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e momento - da região do ASPSP, cujo conhecimento é pouco,

mas de extrema importância, não apenas para o *Projeto FluTuA*, mas também para outros projetos existentes com interesses científicos na região em questão.

Nesta primeira etapa do trabalho os esforços se concentraram na caracterização meteorológica e oceanográfica da região do ASPSP.

2. Materiais e Métodos

A seguir é relatado o andamento do projeto quanto à busca por informações e dados na região do Oceano Atlântico Equatorial, o mais próximo possível do ASPSP, e à metodologia aplicada na utilização dos dados para essa primeira parte do estudo.

2.1. Dados utilizados

No intento de fazer uma caracterização climática da região do ASPSP foi feito um levantamento na *internet* em *web sites* de projetos que dispõem de dados de variáveis meteorológicas e TSM, medidos ou estimados, o mais próximo possível do arquipélago.

2.1.1. Projeto Pirata

Estão sendo utilizados no estudo da caracterização climática da região do ASPSP os dados do *Projeto Pirata – Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic* (<http://www.pmel.noaa.gov/pirata/>) - projeto em atividade desde 1997, realizado no âmbito internacional entre Brasil, França e EUA - o qual tem como objetivo a aquisição de dados oceanográficos e meteorológicos utilizando uma rede de quinze bóias oceanográficas espalhada pelo Oceano Atlântico Tropical.

Nessas bóias estão instalados diversos instrumentos, a maioria realizando medidas de alta resolução (10 minutos).

2.1.2. Projeto OAFlux

O presente trabalho utiliza também dados estimados do projeto *OAFlux – Objectively Analyzed Air-Sea Flux* - do *Woods Hole Oceanographic Institute* (WHOI), o qual tem como principal objetivo estimar, através de métodos numéricos acoplados - utilizando dados de observações em superfície, satélites e gerados por modelos numéricos, os fluxos de troca de energia entre o oceano e a atmosfera em todo o globo, a cada 0°30' de latitude por 0°30' de longitude. O projeto *Oaflux* realiza também estimativas de variáveis meteorológicas como temperatura do ar, temperatura da superfície do mar (TSM), entre outras, disponibilizando-as em seu *web site* (<http://www.whoi.edu/science/PO/people/lyu/res-flux.html>).

2.1.3. Variáveis utilizadas e especificações

São mostradas na tabela 2.1 as variáveis estudadas na caracterização climática da região do ASPSP, os respectivos intervalos de tempo em que elas estão disponibilizadas e a disposição dos instrumentos instalados nas bóias oceanográficas do *Projeto Pirata*.

	Pirata – B35W	Pirata – B23W	WHOI
1. Temperatura do ar	janeiro/1998 a julho/2005 Instrumento de medida a três metros acima da superfície do mar. Unidade em Celsius.	março/1999 a maio/2005	1989 a 1999 Unidade em Celsius.
2. Temperatura da Superfície do Mar (TSM)	Janeiro/1998 a abril/2005 Instrumento de medida situado a um metro de profundidade. Unidade em Celsius.	março/1999 a fevereiro/2004	1989 a 1999 Unidade em Celsius.
3. Precipitação acumulada	janeiro/1998 a maio/2005. Sem dados de 2003 Instrumento de medida situado a três metros e meio acima do nível do mar. Unidade em milímetros por hora	março/1999 a março/2005	Não disponível
4. Umidade relativa do ar	janeiro/1998 a julho/2005 Instrumento de medida situado três metros acima do nível do mar.	março/1999 a maio/2005	Não disponível
5. Componentes do vento (intensidade e direção)	janeiro/1998 a julho/2005 Instrumento de medida situado a quatro metros acima do nível do mar. Unidade em metros por segundo e grau para intensidade e direção.	março/1999 a junho/2004	Não disponível
Taxa de amostragem	Dez minutos		Estimativas diárias

Tabela 2.1 – Variáveis disponíveis das diferentes fonte de dados utilizadas, seus períodos de observação e especificações das instalações dos instrumentos nas *bóias Pirata*.

As séries de dados do *Projeto Pirata* eventualmente possuem intervalos com falta de dados devido a ocorrências técnicas.

2.2. Região de estudo

Para o estudo da caracterização climática da região do ASPSP foram utilizados os dados de duas das quinze bóias oceanográficas do *Projeto Pirata*: *Jazz** - situada a 0°N 23°W (B23W) - a aproximadamente 720 quilômetros de distância do arquipélago; e *Samba** - situada a 0°N 35°W (B35W) - a aproximadamente 635 quilômetros do arquipélago. O motivo da escolha das bóias foi devido à maior proximidade que as duas têm com o arquipélago, sendo que este se encontra, geograficamente, entre as duas bóias, conforme ilustrado na figura 2.1.

O Projeto Pirata nomeia cada uma de suas bóias com ritmos musicais.

Como para os dados adquiridos no *Projeto Pirata*, a localização geográfica escolhida para o estudo com os dados do WHOI foi o mais próximo possível do arquipélago, em $0^{\circ}30'N$ $29^{\circ}30'W$, a aproximadamente 50 quilômetros do ASPSP.

O ASPSP encontra-se aproximadamente a 1100 km da cidade de Natal.

A figura 2.1 ilustra as localizações geográficas das fontes de dados e das cidades mais próximas ao arquipélago.

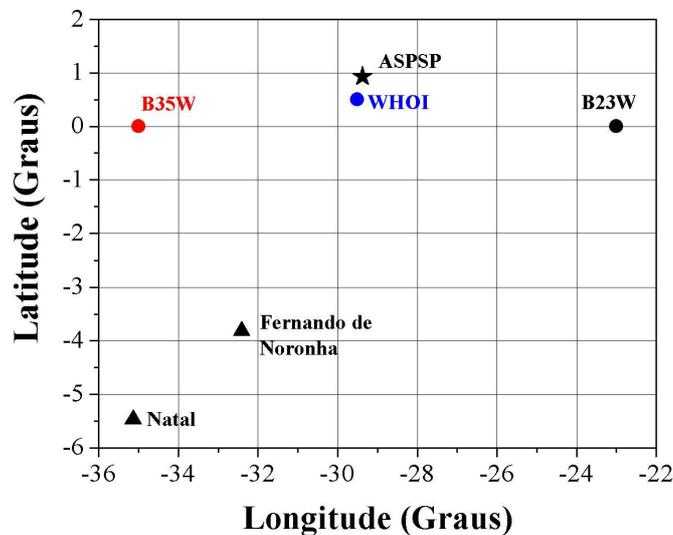


Figura 2.1: Localização geográfica dos dados utilizados no trabalho: bóia Pirata em $35^{\circ}W$ (B35W) (círculo vermelho), bóia Pirata em $23^{\circ}W$ (B23W) (círculo preto) e dados do Projeto *OAFlex – Objectively Analyzed Air-Sea Flux* - do *Woods Hole Oceanographic Institute (WHOI)* (círculo azul). Como referência foram colocados alguns locais geográficos (triângulos).

2.3 Metodologia

No estudo da região do ASPSP com os dados de alta resolução do *Projeto Pirata* foram calculadas, para cada variável, médias horárias, diárias e mensais. No caso da precipitação, foram calculados os acumulados horários, diários e mensais. Com os dados diários estimados pelo WHOI foram calculadas médias mensais. Para todos os cálculos foi utilizada a linguagem de programação *Fortran-90* (anexo I).

Para as variáveis de temperatura do ar, TSM, umidade relativa e intensidade do vento, amostradas a uma taxa de dez minutos, as médias foram calculadas como médias aritméticas.

Para o cálculo da direção média horária, diária e mensal, do vento foi utilizada a média vetorial, ou seja, foram calculadas as médias horárias e diárias das componentes u e v e, com essas médias, foram calculadas as direções médias utilizando dentro do programa de médias uma sub-rotina que faz a soma vetorial das médias das componentes do vento e

calcula o ângulo do vetor resultante adotando a referência meteorológica, na qual a direção norte encontra-se a zero grau, em sentido horário, e assumindo a direção do vento de onde este é originado, como é mostrado pela expressão 2.1 e na figura 2.2.

$$\operatorname{tg}\alpha = \left(\frac{u}{v}\right) \Rightarrow \alpha = \operatorname{arctg}\left(\frac{u}{v}\right) \quad (2.1)$$

Na qual α é o ângulo mostrado na figura 2.2, entre o eixo da componente v e o vetor resultante da soma das duas componentes, u e v .

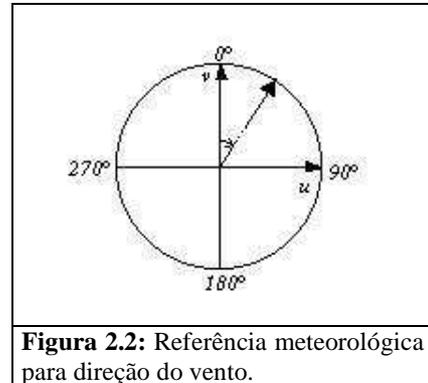


Figura 2.2: Referência meteorológica para direção do vento.

Com os dados de precipitação, amostrados a cada dez minutos, foram calculados os acumulados horários, diários e mensais, somando os valores para cada intervalo de tempo.

Para a estimativa das médias e dos acumulados foi utilizado como filtro as condições abaixo:

- Para médias ou acumulados horários e mensais: horas ou meses com 50% dos dados em falta (por exemplo três dados comprometidos a cada hora ou quinze dados para o mês), não é feito o cálculo para essa hora ou mês;
- Para médias ou acumulados diários: dias com três horas seguidas com dados comprometidos, não é feito o cálculo para esse dia.

Com as médias diárias foram feitos gráficos comparando as variações temporais anuais das variáveis das duas bóias e, com as variáveis e nos períodos de tempo coincidentes, os dados do WHOI.

Também foram construídos com as médias diárias de cada bóia e do WHOI em todo o intervalo de tempo em que há dados, histogramas para uma observação estatística e comparativa. Como o total de dados utilizados está contido num intervalo de aproximadamente 17 anos (os dados do WHOI tem início em 1989 e a B35W possui dados medidos até 2005, veja tabela 2.1), foram comparados os dados estatísticos entre cada fonte de dados a fim de melhorar as estimativas do clima na região do ASPSP.

Com as médias mensais foram calculadas, para cada variável, as médias entre os meses de cada ano de dados disponíveis para cada fonte e seus erros estatísticos, e esses gráficos comparados entre as fontes. Os erros estatísticos dessas médias foram calculados conforme a expressão 2.2.

$$\text{Erro} = \frac{DP}{\sqrt{n}} \quad (2.2)$$

Na qual n é o número de dados utilizados no cálculo da média e DP o desvio padrão da média dado por: $DP = \sqrt{Var}$.

Na qual Var é a variância do conjunto de dados, dada por: $Var = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2$.

Na qual X_i são os dados utilizados no cálculo e \bar{X} a média do conjunto de dados.

Os gráficos com as médias mensais climatológicas foram comparados também, para cada variável, com gráficos climatológicos da cidade de Natal, disponibilizados no *site* do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) – www.inmet.gov.br - já que esta é a cidade mais próxima ao ASPSP onde existem dados climatológicos de trinta anos. Essa comparação foi feita com o intuito de verificar se a climatologia da cidade pode ser utilizada como referência para estimativas de variáveis meteorológicas sobre o oceano no uso de modelos acoplados oceano-atmosfera.

De modo geral, espera-se comparando os dados entre as fontes, encontrar uma característica climatológica para o ASPSP, ainda que possuindo poucos anos de dados (em torno de 17 anos). Como a região de estimativa do WHOI tem proximidade maior com o arquipélago do que as *bóias Pirata*, pretende-se também verificar qual das bóias possuem características semelhantes com o WHOI.

3. Resultados e Discussão

São mostrados e discutidos aqui os resultados dos estudos da climatologia do ASPSP com as médias diárias e mensais.

3.1. Médias diárias

A seguir são mostrados e comentados para cada variável meteorológica os gráficos com os dados diários das *bóias Pirata* e do WHOI, comparando-os quando possível, utilizando os dados e os períodos de tempo ilustrados na tabela 2.1.

A tabela a abaixo auxilia na compreensão da escala temporal utilizada nos gráficos das variáveis, na qual foi utilizado o ano decimal. Utilizando como exemplo a escala do ano de 1998:

Meses	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Ano Decimal	1998.00	1998.09	1998.16	1998.25	1998.33	1998.42	1998.50	1998.58	1998.67	1998.75	1998.83	1998.92

3.1.1 Temperatura do Ar

A figura 3.1.1 mostra a variação temporal das médias diárias da temperatura do ar para as bóias *Pirata* e os dados do WHOI nos anos coincidentes (1998 e 1999).

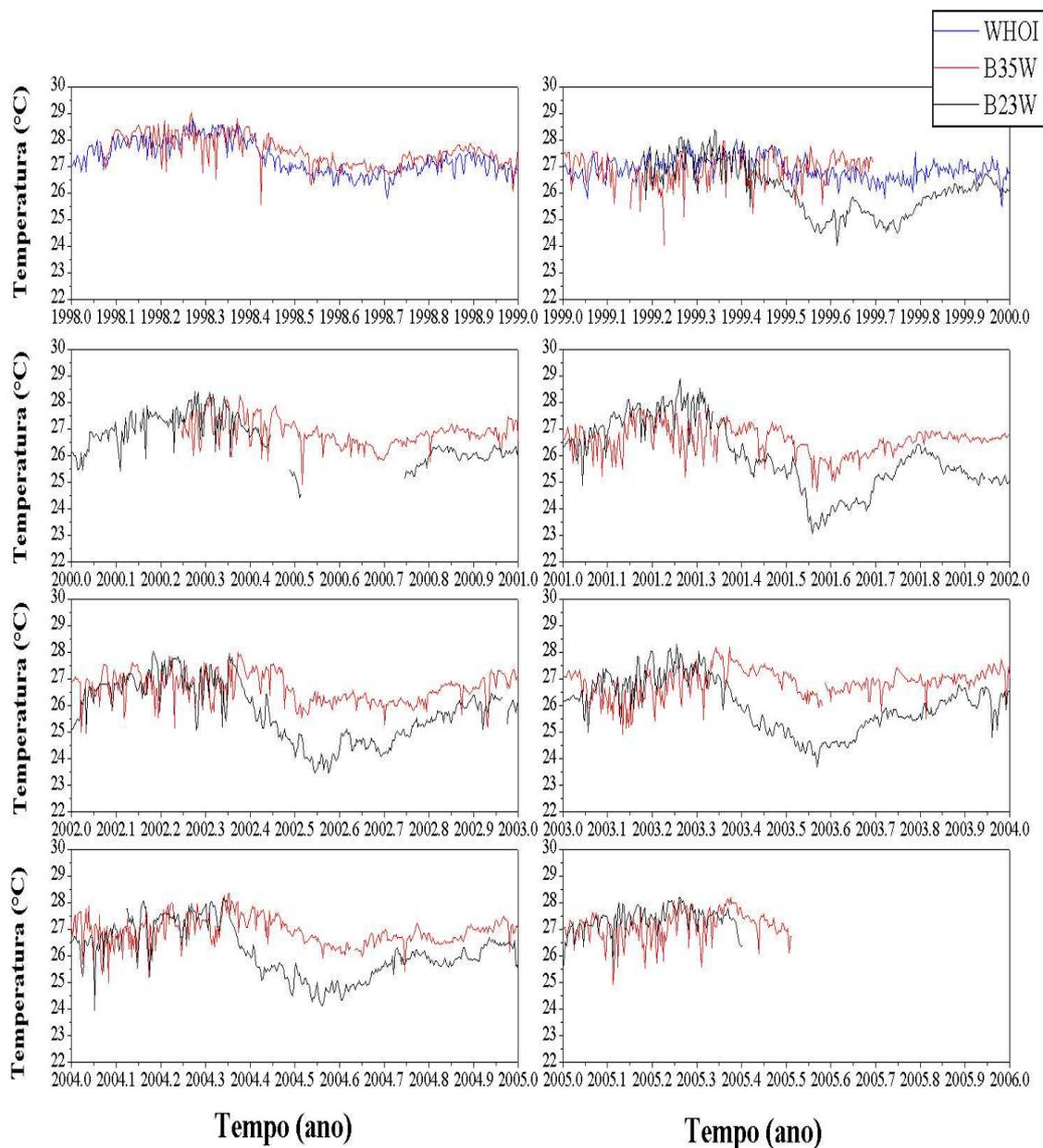


Figura 3.1.1: Variação temporal dos dados diários de temperatura do ar para cada fonte de dados: bóias Piratas (B35W – linha vermelha e B23W - linha preta) e WHOI (linha azul). De 1998 a 2005. Interrupções nas linhas são devidas à falta de dados.

A figura 3.1.2 mostra histogramas com as médias diárias calculadas com os dados de cada *bóia Pirata* e com todos os dados diários estimados pelo WHOI (de 1989 a 1999).

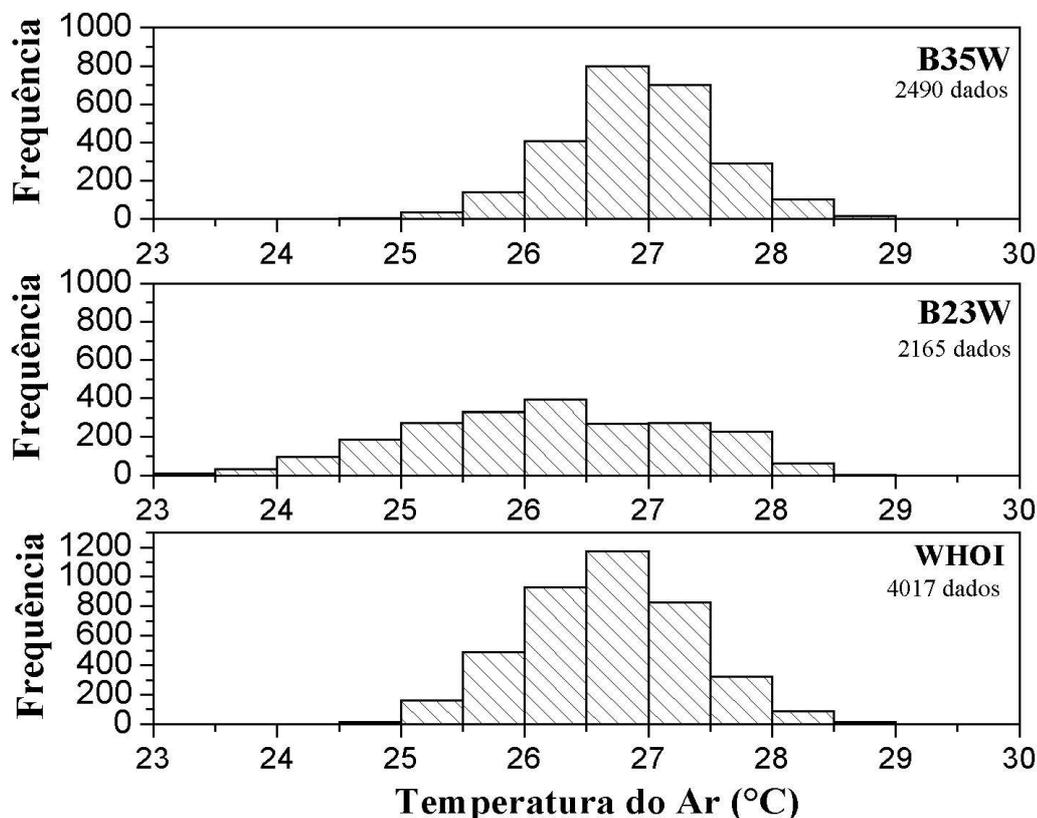


Figura 3.1.2: Histogramas de médias diárias calculadas com os dados de temperatura do ar das *bóias Pirata* e com os dados diários estimados pelo WHOI.

Observando os gráficos da variação temporal da temperatura do ar (figura 3.1.1) verifica-se um ciclo sazonal bem pronunciado para os conjuntos de dados de todas as fontes. A temperatura varia entre 25°C e 28°C nos meses entre janeiro e abril, começando a decair em meados de maio (*ANO,35* na escala, aproximadamente), apresentando temperaturas mais baixas entre julho e agosto (*ANO,55* aproximadamente), quando, após esse período, a temperatura volta a se elevar.

Comparativamente, a *bóia B23W* apresenta uma estação fria, entre julho e agosto, com temperaturas menores que a *bóia B35W* e os dados do WHOI, chegando, em alguns anos a 23°C, enquanto que a *B35W* e o WHOI raramente apresentam médias diárias abaixo de 25°C. Assim, pode-se verificar uma maior compatibilidade entre os dados da *B35W* com os dados do WHOI, como também é evidenciado nos histogramas na figura 3.1.2, nos quais a *B23W* se distingue das outras fontes. Para os três conjuntos de dados, a média do total de dados é bem próxima.

3.1.2. Temperatura da Superfície do Mar (TSM)

Na figura 3.1.3 são mostradas as variações temporais da TSM para as diferentes fontes.

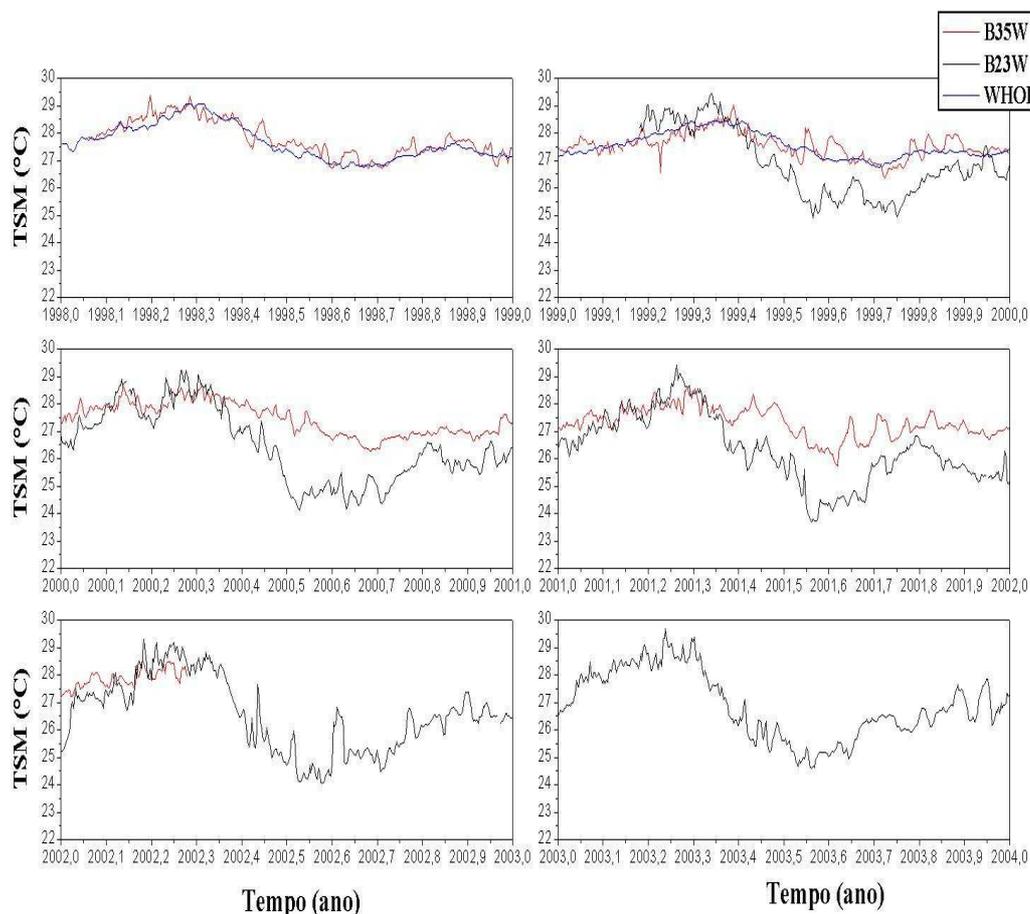


Figura 3.1.3: Variação temporal das médias diárias de TSM para cada fonte de dados: bóias Piratas (B35W – linha vermelha e B23W - linha preta) e WHOI (linha azul). De 1998 a 2003. Interrupções nas linhas são devidas à falta de dados.

Observa-se pela figura 3.1.3 um ciclo sazonal para TSM. Novamente o ciclo é mais pronunciado para a B23W, a qual apresenta maior variação de temperatura durante o ano, chegando a variar quase 6°C num ano, enquanto que a B35W e WHOI variam 3,5°C, aproximadamente. A variação temporal da B35W e do WHOI coincidem também para a TSM, apresentando menor variação entre as estações. Em geral, para as três referências, entre os meses de janeiro e abril aparece a estação quente, caindo a temperatura posteriormente, apresentando a estação fria entre julho e setembro, quando em meados de outubro a TSM volta a subir.

A figura 3.1.4 mostra histogramas com as médias diárias dos dados de cada *bóia Pirata* e com todos os dados do WHOI (de 1989 a 1999).

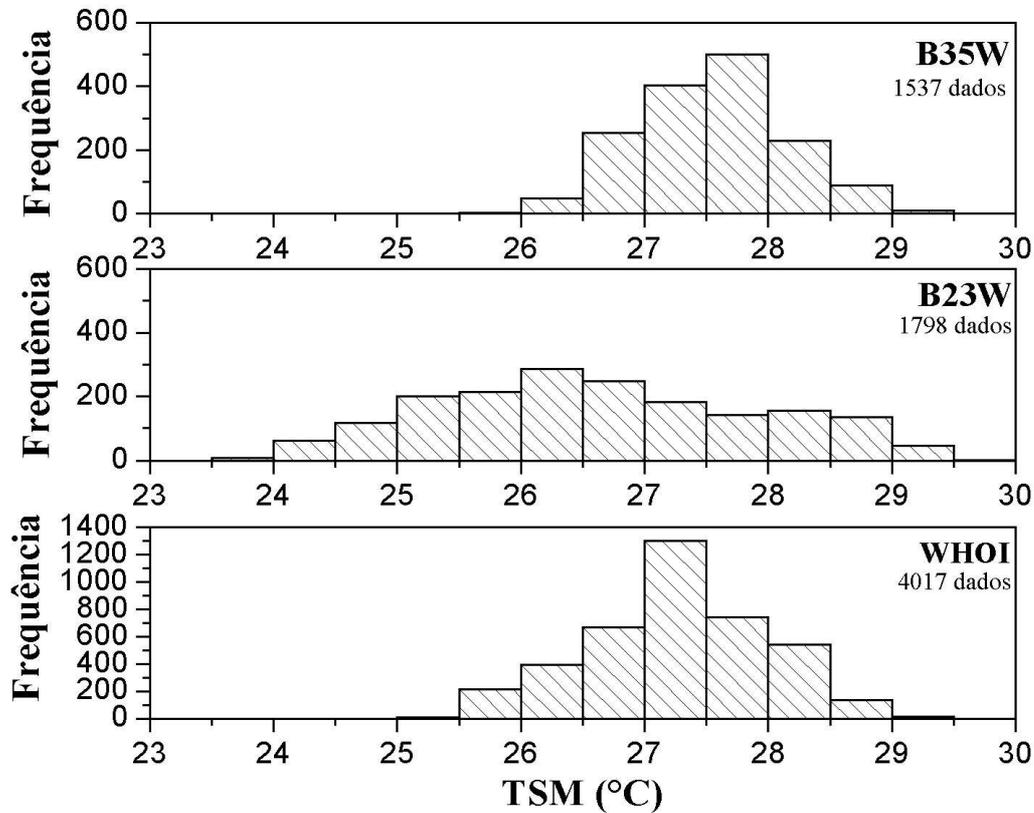


Figura 3.1.4: Histogramas de médias diárias calculadas com os dados de TSM das *bóias Pirata* e com os dados diários estimados pelo WHOI.

Analisando os histogramas na figura 3.1.4, verifica-se, assim como para a temperatura do ar, maior coincidência entre os dados da B35W e WHOI e maior amplitude da TSM na B23W. A temperatura média da B35W e do WHOI são mais próximas. A B23W apresenta uma média menor.

3.1.3 Precipitação Acumulada

A figura 3.1.5 mostra a variação temporal da precipitação diária acumulada dos dados das bóias Pirata.

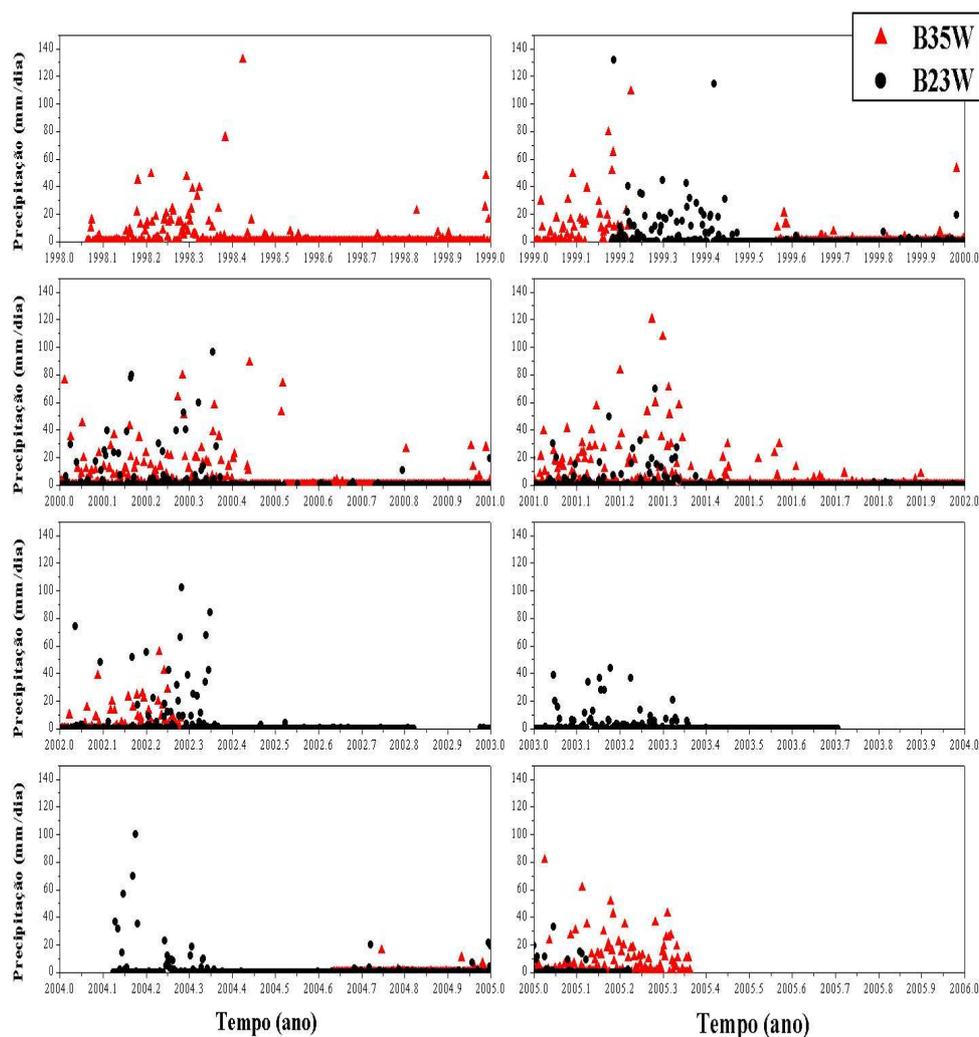


Figura 3.1.5: Variação temporal da precipitação diária acumulada das bóias Pirata (B35W – triângulos vermelhos e B23W – círculos pretos). De 1998 a 2005. Interrupções são devidas à falta de dados.

Na figura 3.1.5 é possível observar que entre janeiro e maio ocorre a estação chuvosa nas regiões das duas bóias Pirata. Além disso, observa-se também pela dispersão dos pontos, que existem poucos dias com chuvas, porém, a quantidade de precipitação acumulada diária da maioria dos dias que chovem indicam a ocorrência de chuvas intensas nas regiões.

3.1.4. Umidade Relativa

Observando a variação temporal das médias diárias de umidade relativa das bóias *Pirata* (figura 3.1.6), verifica-se que a B35W apresenta um suave ciclo sazonal, sem variações bruscas. Já a B23W possui pouca variação de umidade durante o ano. Esse resultado é esperado pois se trata da umidade relativa do ar sobre a região oceânica.

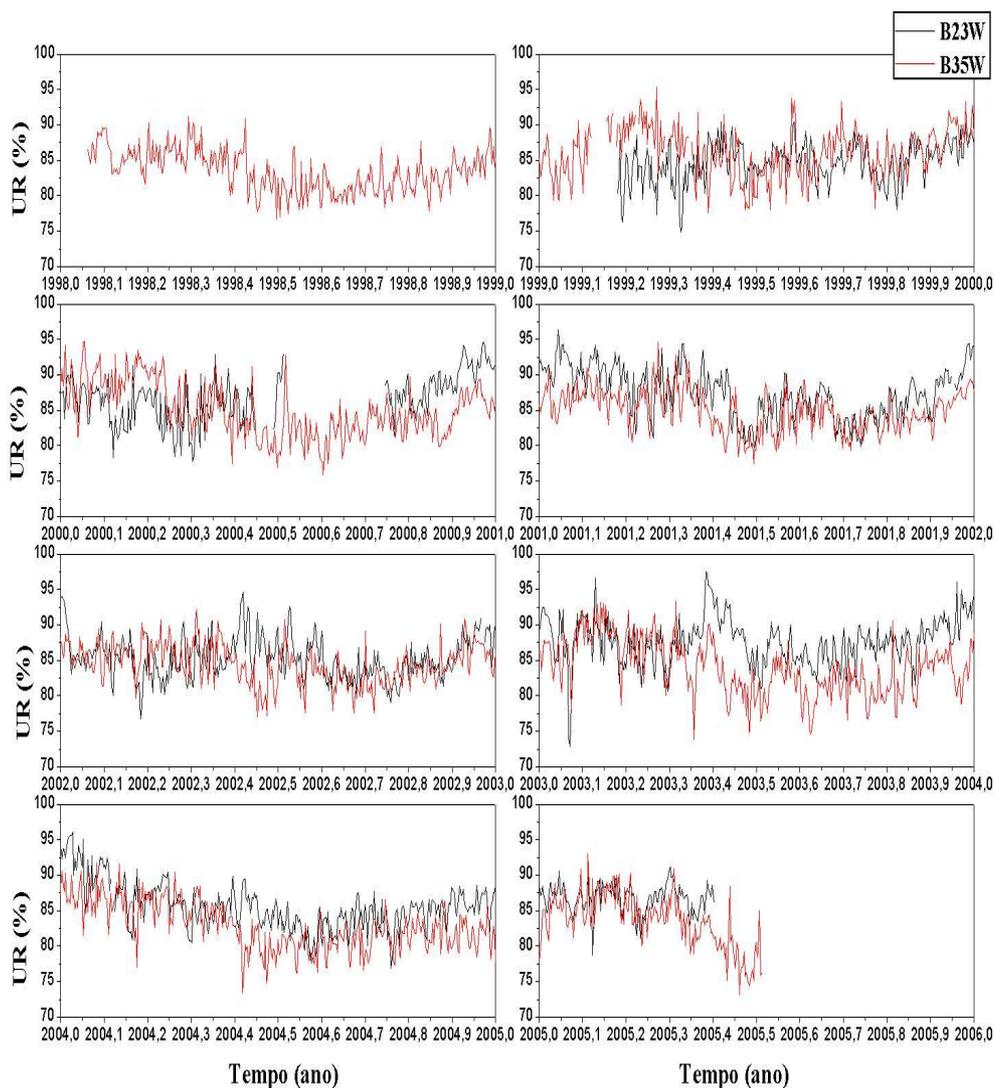


Figura 3.1.6: Variação temporal da umidade relativa das bóias *Pirata* (B35W – linha vermelha e B23W – linha preta). De 1998 a 2005. Interrupções nas linhas são devidas à falta de dados.

Analisando a figura 3.1.7 verifica-se que a B35W apresenta uma climatologia com valores menores de umidade relativa, apesar dos instrumentos das bóias estarem a mesma altura (três metros).

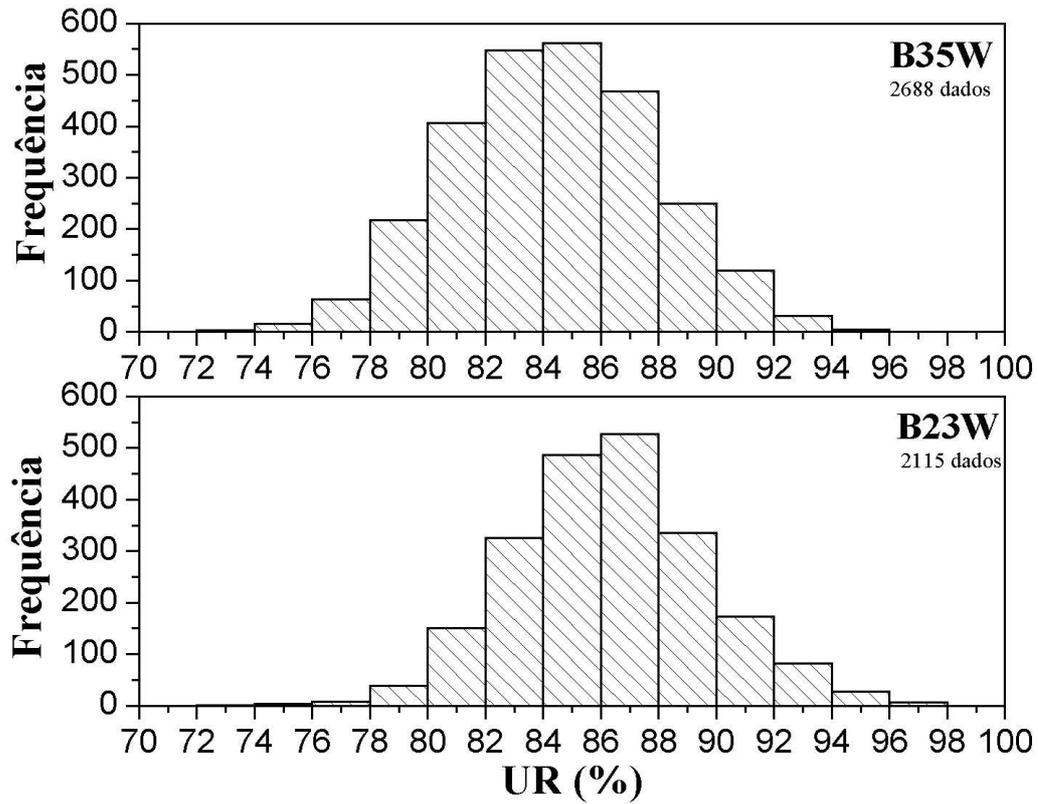


Figura 3.1.7: Histogramas com as médias diárias calculadas com os dados de umidade relativa das bóias Pirata.

3.1.5 Intensidade e Direção do Vento

A seguir são mostrados e discutidos os dados de intensidade e direção do vento, medidos pelas bóias Pirata.

3.1.5.a. Intensidade do Vento

Analisando a variação temporal da intensidade do vento (figura 3.1.8) é possível verificar seu ciclo sazonal.

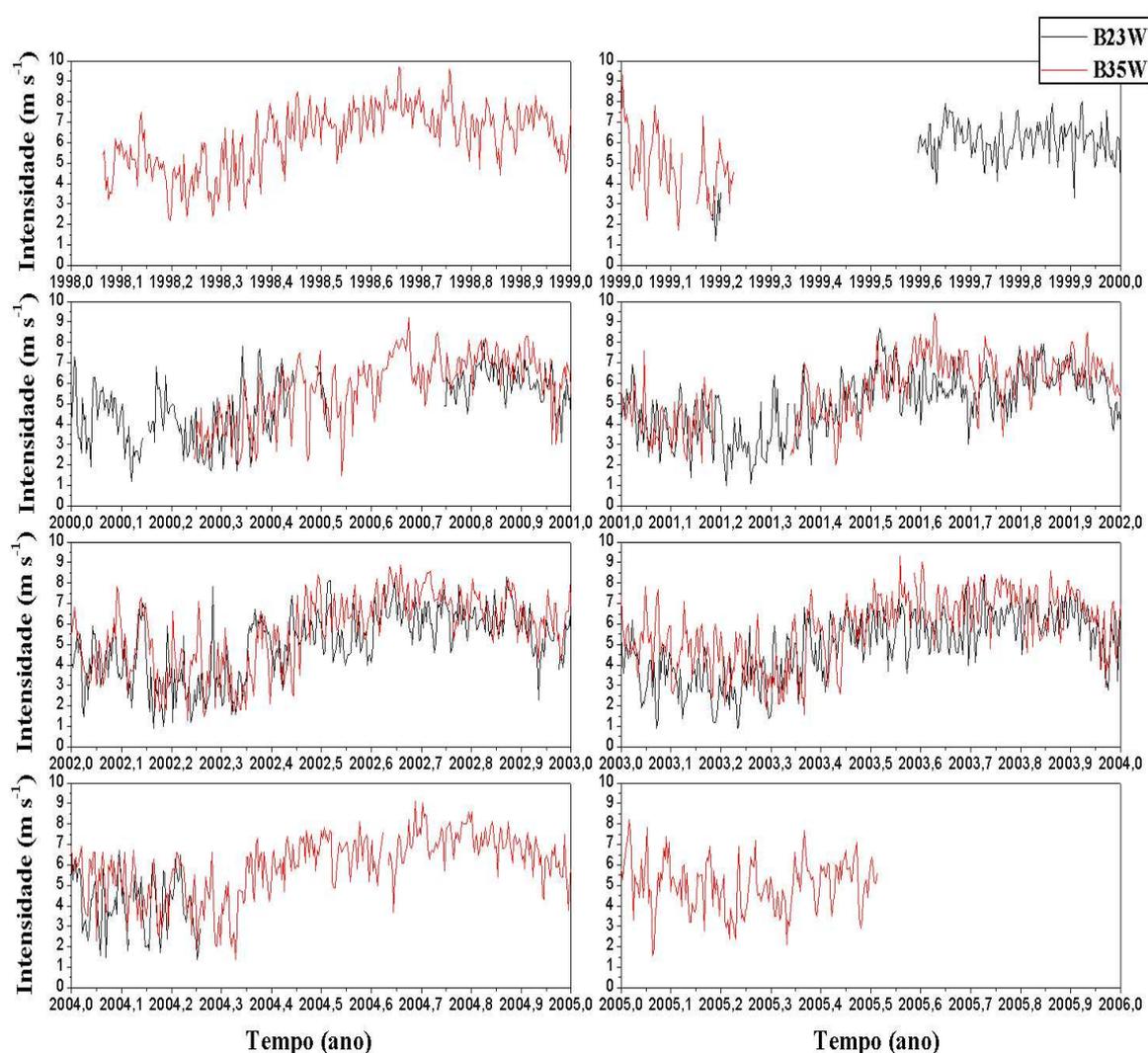


Figura 3.1.8: Variação temporal da intensidade do vento das bóias Pirata (B35W – linha vermelha e B23W – linha preta). De 1998 a 2005. Interrupções nas linhas são devidas à falta de dados.

Para ambas as bóias são observados ventos menos intensos nos primeiros meses do ano, entre janeiro e maio, e ventos mais intensos de julho a novembro, aproximadamente (figura 3.1.8). A B35W apresenta ventos ligeiramente mais intensos que a B23W. Os ventos nas regiões das bóias raramente ultrapassam 8 m s^{-1} (figura 3.1.9).

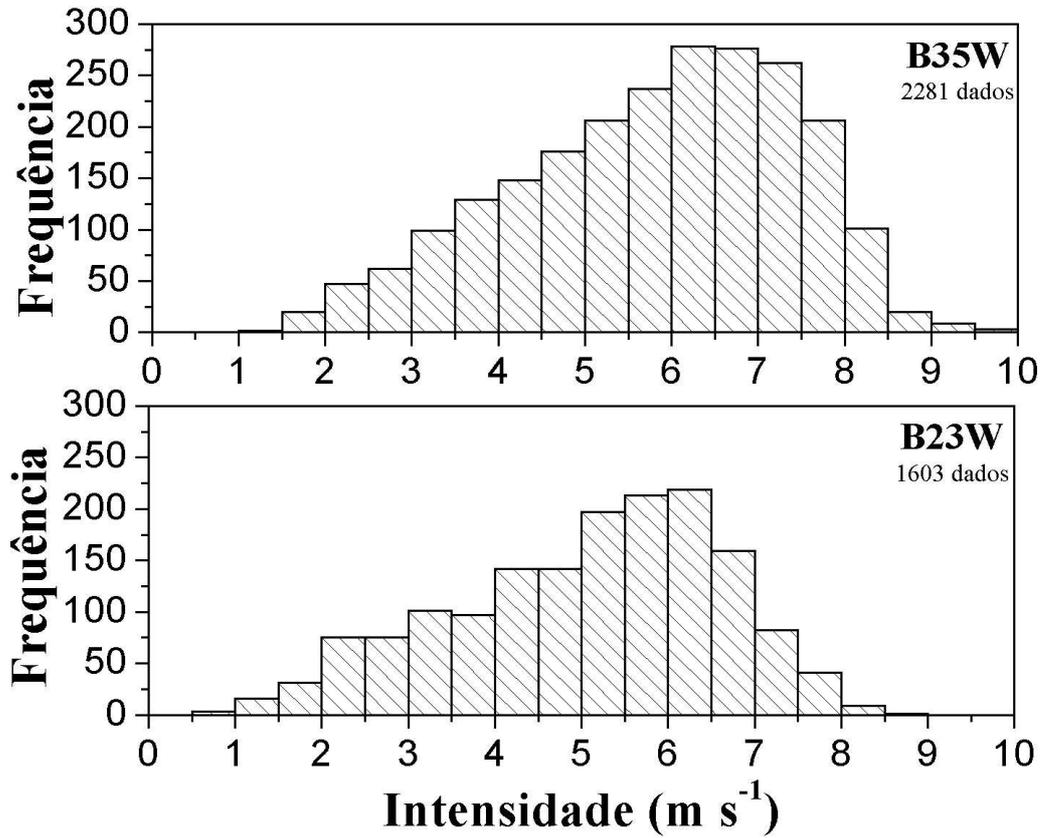


Figura 3.1.9: – Histogramas com as médias diárias calculadas com os dados de intensidade do vento das bóias Pirata.

3.1.5.b. Direção do Vento

Como pode ser visto na figura 3.1.10, entre os meses de janeiro e maio há maior variação na direção do vento. No resto do ano a direção predominante é de sudeste ($90^\circ < \alpha < 180^\circ$) e os ventos são mais intensos (figura 3.1.8).

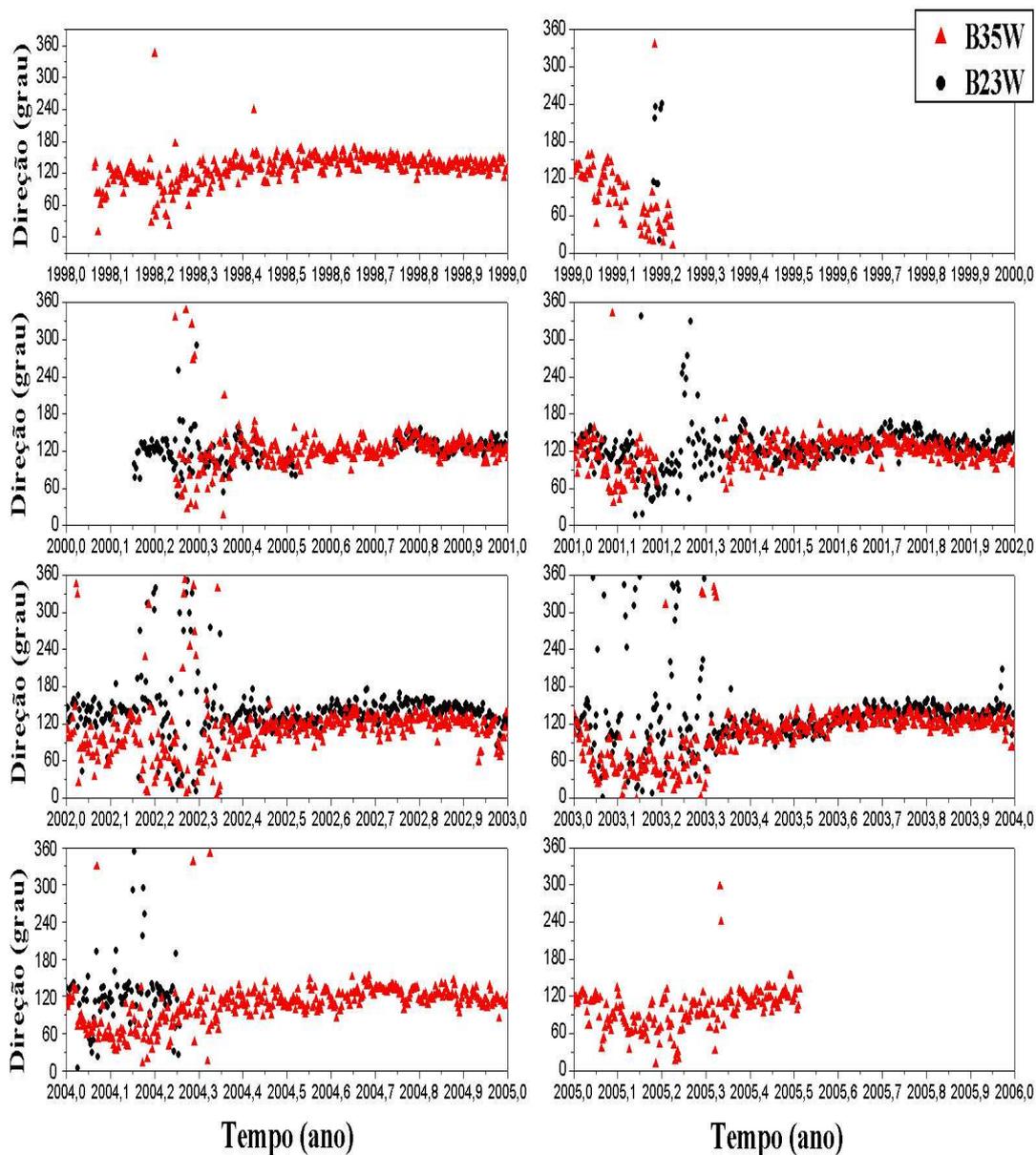


Figura 3.1.10: Variação temporal da direção do vento das bóias Pirata (B35W – triângulos vermelhos e B23W – pontos pretos). De 1998 a 2005. Pontos faltantes são devidos à falta de dados.

Analisando os gráficos de direção do vento (figuras 3.1.10 e 3.1.11), observa-se a influência constante dos alíseos durante, praticamente, todo o ano, os quais possuem sempre componente de leste ($0^\circ < \alpha < 180^\circ$).

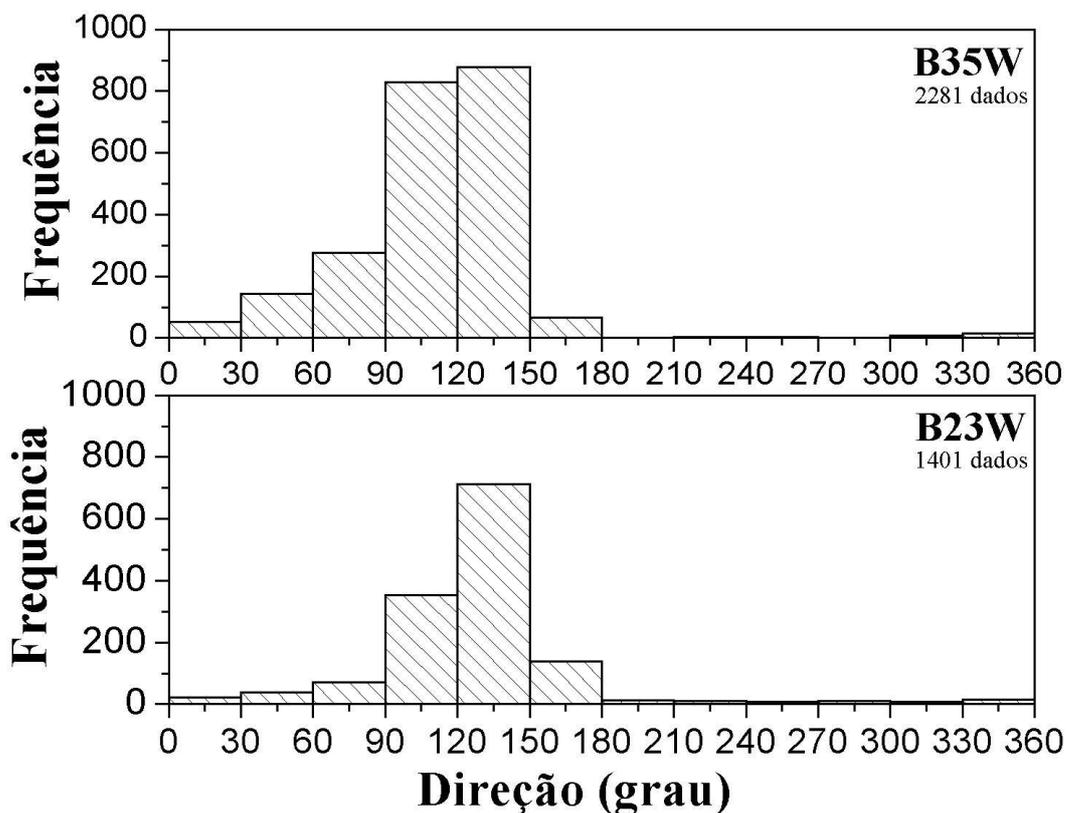


Figura 3.1.11: Histogramas com as médias diárias calculadas com os dados de direção do vento das bóias Pirata.

3.2. Médias mensais

A seguir são mostrados e comentados os gráficos com os dados mensais das bóias *Pirata* e do WHOI, comparando-os quando possível, utilizando os dados e os períodos de tempo ilustrados na tabela 2.1.

Sempre que possível também são feitas comparações entre a climatologia de Natal com os gráficos das médias dos meses para todos os anos para cada fonte.

A tabela 3.2 com os valores extremos e médios das médias mensais entre todos os anos, para cada variável e para cada fonte de dados, auxilia na compreensão dos gráficos.

	B35W			B23W			WHOI		
	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max
Temperatura do ar (°C)	Set 26,5±0,1	26,9±0,3	Maio 27,5±0,1	Julho 24,6±0,2	26,1±0,1	Abril 27,5±0,1	Ago 25,8±0,1	26,6±0,5	Abril 27,4±0,1
TSM (°C)	Set 26,8±0,1	27,5±0,5	Abril 28,3±0,2	Julho 25,0±0,2	26±1	Abril 28,60±0,02	Ago 26,2±0,1	27,2±0,6	Abril 28,2±0,1
Precipitação (mm mês⁻¹)	Nov 10,38	127,8	Abril 367,37	Julho 1,26	66,2	Abril 207,03	Não disponíveis		
Umidade relativa (%)	Junho 81,1±0,6	84±2	Fev 87±1	Ago 84,7±0,6	86±2	Dez 89,2±0,8	Não disponíveis		
Intensidade do vento (m s⁻¹)	Abril 3,9±0,2	6±1	Set 7,2±0,1	2,9±0,2	Abril 5,0±1,1	Nov 6,4±0,1	Não disponíveis		
Direção do vento (grau)	Março 65,97	115,1	Set 129,53	Março 111,09	128,27	Out 145,19	Não disponíveis		

Tabela 3.1: Valores mínimos, médios e máximos mensais para cada variável e fonte de dados.

3.2.1. Temperatura do ar e TSM

Analisando a temperatura média mensal do ar (figura 3.2.1.a), observa-se que a B23W apresenta um ciclo sazonal mais acentuado quando comparada às demais fontes de dados. Temperaturas mais altas ocorrem entre abril e maio e mais baixas entre julho e setembro. A diferença de temperatura do entre os meses mais quentes e mais frios é de cerca de 1°C para a bóia B35W, 1,5°C para o WHOI e 3°C para a bóia B23W.

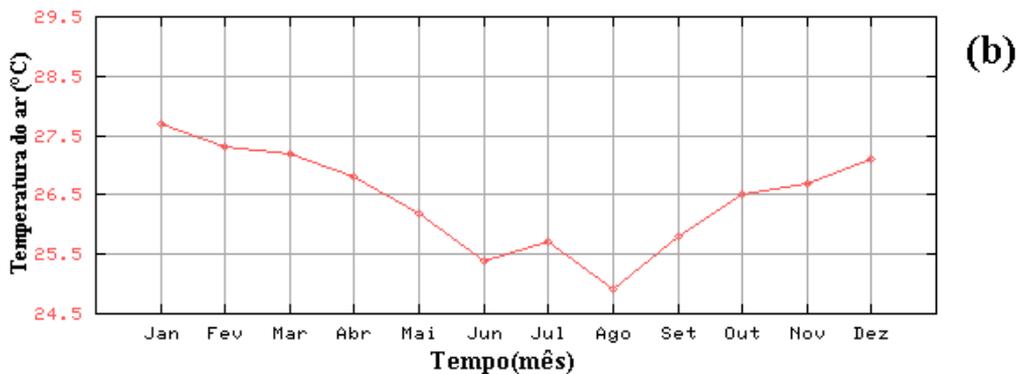
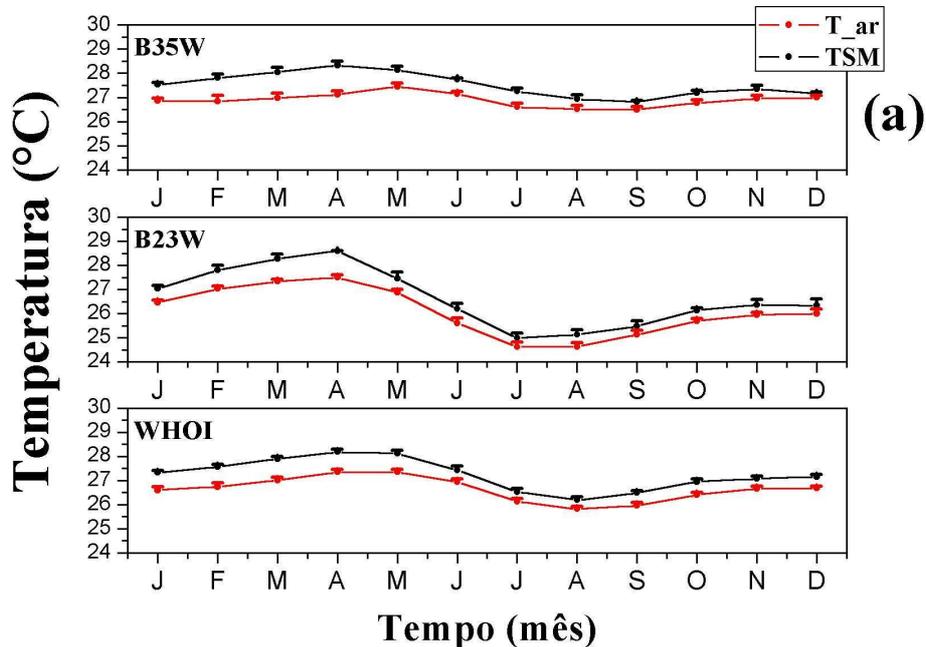


Figura 3.2.1: (a) – Médias mensais da temperatura do ar (vermelho) e TSM (preto) para as três fontes de dados. As barras verticais indicam o erro estatístico. (b) Médias mensais climatológicas da temperatura do ar da cidade de Natal (fonte: INMET).

De forma semelhante à temperatura do ar, para a TSM observa-se, também, um ciclo sazonal mais pronunciado para a B23W do que para as outras referências (figura 3.2.1.a). A temperatura mais alta é registrada em abril nas três regiões estudadas e a mais baixa ocorre entre julho e setembro. A amplitude da TSM para a bóia B35W é de 1,5°C, para a B23W é de 3,6°C para a B23W e de 2°C para o WHOI.

Nos locais investigados a temperatura do mar é sempre superior à temperatura do ar, sendo que essa diferença raramente ultrapassa 1°C. Isso indica que o sentido do fluxo vertical turbulento de calor sensível será, em geral, do oceano para a atmosfera.

Comparando os gráficos (a) e (b) da figura 3.2.1, nota-se que a climatologia de Natal apresenta algumas semelhanças com a climatologia da temperatura do ar sobre as regiões oceânicas. Em Natal e nos dados do WHOI a temperatura mais baixa ocorre em agosto, porém, a média de agosto do WHOI é aproximadamente 1°C mais elevada do que a média de Natal. A temperatura mínima do ar na B23W ocorre mais tarde do que em Natal (setembro) e na B35W um mês antes do que em Natal (julho). A temperatura média mensal máxima ocorre em janeiro em Natal, enquanto que sobre o oceano ocorre mais tarde, entre abril e maio (tabela 3.1).

4.1.2. Precipitação acumulada

A figura 3.2.2.(a) mostra um período de chuvas bem definido para as duas bóias Pirata, sendo o período chuvoso, como comentado anteriormente para as médias diárias, predominantemente de janeiro a maio. Natal apresenta estação chuvosa entre fevereiro e agosto (figura 3.2.2.b).

A bóia B35W apresenta, freqüentemente, chuvas mais intensas do que a B23W.

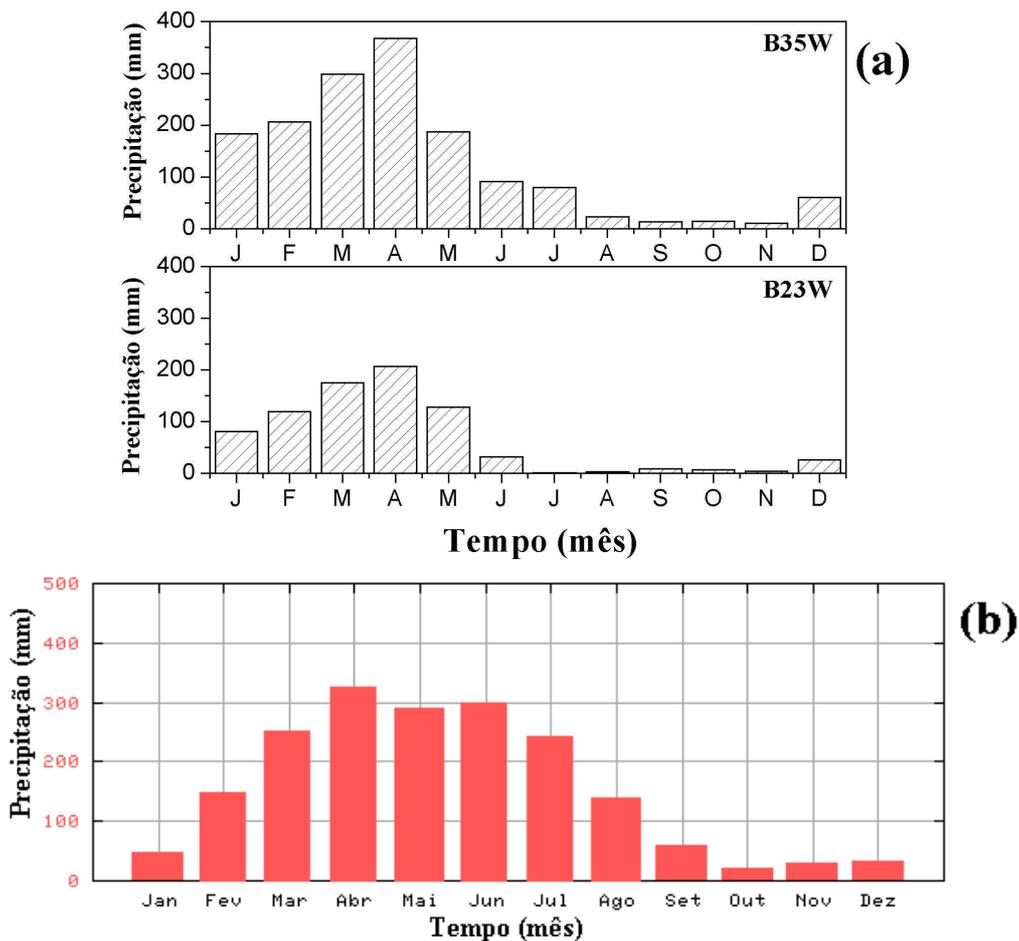


Figura 3.2.2: (a) Precipitação acumulada mensal para as bóias Pirata. (b) Precipitação acumulada mensal da cidade de Natal (fonte INMET).

A climatologia das chuvas da cidade de Natal não é muito distinta da climatologia sobre o oceano, tendo seu mês mais chuvoso em abril com cerca de 320 mm mês^{-1} , ficando entre a B23W e a B35W que apresentam máximos também em abril de, respectivamente, 207 mm mês^{-1} e 367 mm mês^{-1} . O período chuvoso nas regiões ocorre quando a ZCIT está na sua posição mais ao sul.

3.2.3. Umidade relativa do ar

Como esperado, há uma diferença importante entre os valores de umidade relativa do ar sobre o oceano e sobre Natal (figura 3.2.3). Sobre o oceano praticamente não se verifica um ciclo sazonal bem definido, exceto na B35W onde há uma tendência da umidade relativa diminuir no meio do ano.

Natal, por sua vez, apresenta um ciclo sazonal bem definido de umidade relativa sendo que os meses de menor valor ocorrem entre setembro e fevereiro (figura 3.2.3 b).

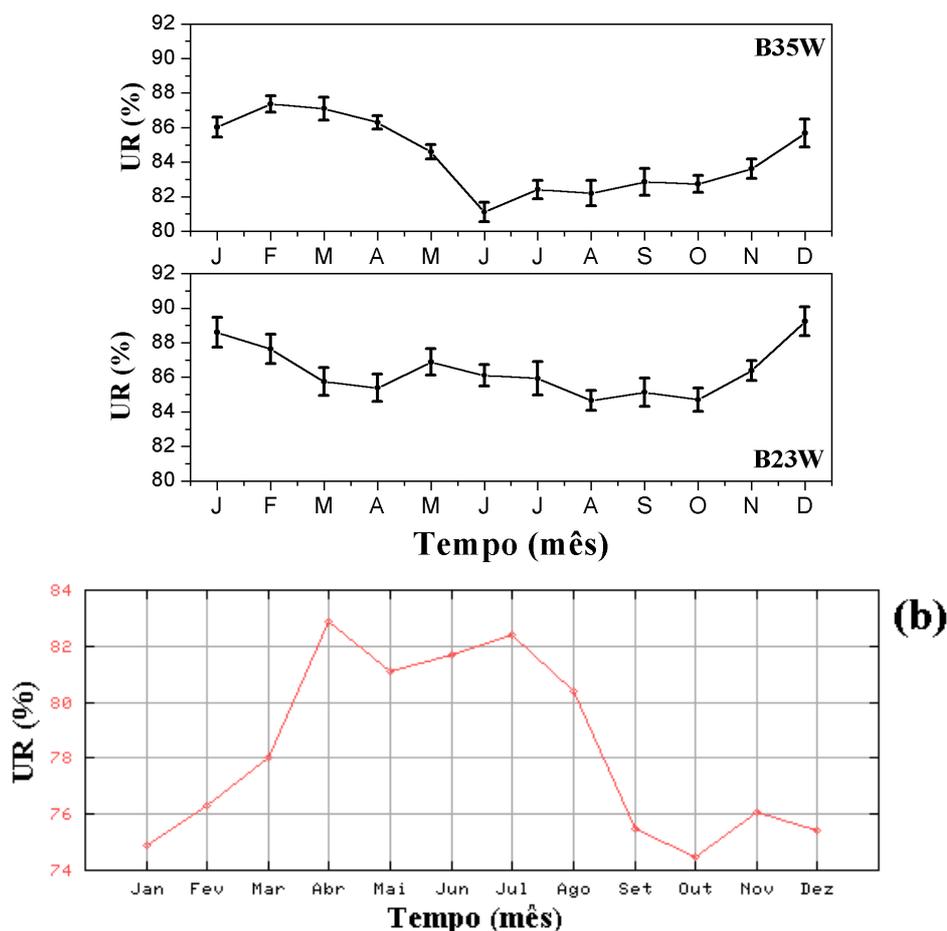


Figura 3.2.3: (a) Média mensal da umidade relativa do ar para as bóias Pirata. As barras verticais indicam o erro estatístico. (b) Climatologia mensal da umidade relativa do ar da cidade de Natal (fonte INMET).

3.2.4 Intensidade e direção do vento

A seguir são mostrados os gráficos da intensidade e direção do vento, obtidos utilizando os dados das bóias Pirata.

3.2.4.a. Intensidade do vento

Como verificado anteriormente (figura 3.1.8), a intensidade do vento apresenta um ciclo sazonal bem definido durante o ano (figura 3.2.4), com ventos mais calmos no início do ano, de janeiro a abril, na região das duas bóias e intensidade máxima entre agosto e setembro na B35W e em novembro na B23W (valores na tabela 3.1). Comparativamente, os ventos apresentam maior intensidade na B35W.

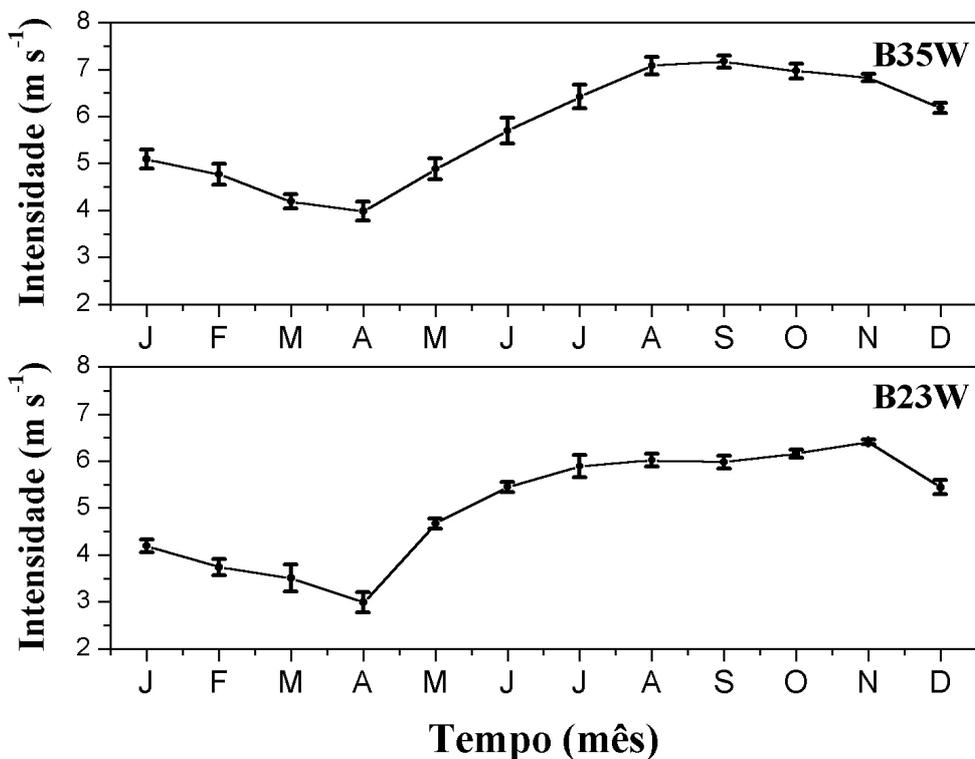


Figura 3.2.4: Intensidade média mensal do vento para as bóias Pirata. As barras verticais indicam o erro estatístico.

3.2.4.b. Direção do Vento

A direção do vento em ambas as regiões, B35W e B23W, possuem componente de leste ($0^\circ < \alpha < 180^\circ$) durante o ano todo (figura 3.2.5) devido à influência constante dos ventos alíseos na região, como já comentado anteriormente. A B35W possui maior variação durante os meses de fevereiro e abril, enquanto que a B23W apresenta ventos sempre de sudeste.

O vento nas regiões das bóias é mais intenso coincidentemente quando a componente direcional de sul é mais influente (figuras 3.2.4 , 3.2.5 e tabela 3.1).

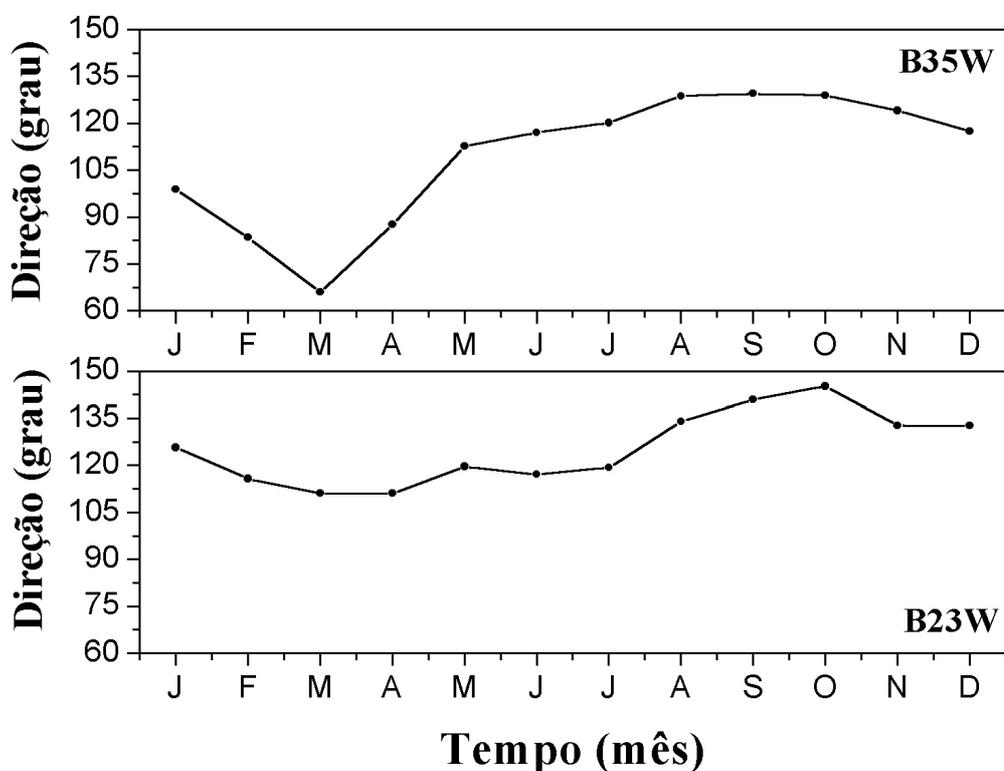


Figura 3.2.5: Direção média mensal do vento para as bóias Pirata.

5. Conclusão

A região investigada do Oceano Atlântico Equatorial apresenta características meteorológicas bem definidas.

Os resultados mostram que a temperatura do ar é, em geral, inferior à do mar, sendo que a diferença raramente ultrapassa 1°C (em geral no mês de abril), indicando que o sentido do fluxo vertical turbulento de calor sensível é predominantemente do oceano para a atmosfera.

As temperaturas do ar e do mar apresentam um ciclo sazonal semelhante e em fase, onde as maiores temperaturas ocorrem entre abril e maio, alcançando valores mínimos entre julho e setembro.

Comparada com as médias mensais da cidade de Natal, a temperatura do ar sobre o oceano, conforme esperado, apresenta uma variação sazonal mais suave.

O período chuvoso na região ocorre também nos primeiros meses do ano, sendo que o maior valor da precipitação mensal acumulada é verificado em abril. O padrão da precipitação mensal acumulada na cidade de Natal não diferi muito do padrão sobre o oceano. Em todos os lugares investigados o período chuvoso ocorre quando a ZCIT se encontra em sua posição mais ao sul.

Conforme esperado, a umidade relativa do ar sobre o oceano não apresenta um ciclo sazonal bem definido, ao contrário de Natal, onde os valores menos úmidos estão entre os meses de setembro e janeiro.

A intensidade do vento nas regiões estudadas não varia muito, sendo ligeiramente menor de janeiro a abril aumentando no restante do ano. A direção do vento é predominantemente de sudeste, exceto entre fevereiro e abril quando a média mensal apresenta componente de nordeste na B35W.

Em resumo, estima-se que a região do ASPSP possua características climáticas semelhantes aos locais estudados neste trabalho. Constatou-se que a região investigada sofre influência da ZCIT. Nos primeiros meses do ano, quando a ZCIT se encontra em sua posição mais ao sul, as chuvas são mais intensas, os ventos menos intensos e a direção do vento apresenta maior variação. Durante este período a temperaturas do ar e do mar apresentam valores mais elevados.

6. Referências

- Arnault S. and R.E. Cheney, 1994, Tropical Atlantic sea level variability from GEOSAT (1985-1989). *J. Geophys. Res.*, **99**, C9, 18207-18224.
- Binet D. and J. Servain, 1993: Have the recent hydrological changes in the Northern Gulf of Guinea induced the *Sardinella aurita* outburst?, *Oceanologica Acta*, **16**, 247-260.
- Bjerknes J., 1964, Atlantic air-sea interaction. *Advances in Geophysics*, **10** (1), 1-82.
- Cane, M. A., S. E. Zebiak, and S. C. Dolan, 1986: Experimental forecasts of El Niño, *Nature*, **321**, 827-832,.
- Chen, D., S. E. Zebiak, A. J. Busalacchi and M. A. Cane, 1995: An improved procedure for El Niño forecasting: implications for predictability, *Science*, **269**, 1699-1702.
- Citeau, J.; Berges, J.; Demarcq, H.; Mahé G., 1988. The watch of ITCZ migrations over tropical Atlantic as an indicator in drought forecast over Sahelian area. *Ocean-Atmosphere Newsletter*. **45**:1-3.
- Delecluse P., J. Servain, C. Levy, K. Arpe, L. Bengtsson, 1994: On the connection between the 1984 Atlantic warm event and the 1982-83 ENSO. *Tellus*, **46A**, 448-464.
- Hastenrath S. and L. Heller, 1977: Dynamics of climate hazards in northeast Brazil. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **103**, 77-92.
- Merle J., 1980: Seasonal heat budget in the equatorial Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 464-469.
- Merle J., M. Fieux, P. Hisard, 1979: Annual signal and interannual anomalies of Sea Surface Temperature in the eastern equatorial Atlantic. *Gate Sup II, Deep Sea Res.*, **26**, 77-101.

- Moura A.D. and J. Shukla, 1981: On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2653-2675.
- Nobre, C. A. e Molion, 1986: *Climanálise Especial. Edição Comemorativa de 10 anos.*
- Philander S.G.H., 1979: Variability of the tropical oceans. *Dyn. Atm. Ocean*, **3**, 191-208.
- Reverdin G. and Y. du Penhoat, 1987: Modeled surface dynamic height in 1964-1984: an effort to assess how well the low frequencies in the equatorial Atlantic were sampled in 1982-1984. *J. Geophys. Res.*, **92**, 1899-1913.
- Servain J., 1991: Simple climatic indices for the tropical Atlantic ocean and some applications. *J. Geophys. Res.*, **96**, 15137-15146.
- Servain J., J. Picaut, A.J. Busalacchi, 1985: Interannual and seasonal variability of the tropical Atlantic ocean depicted by 16 years of sea surface temperature and wind stress. *Coupled ocean-atmosphere models, J.C.J. Nihoul ed., Elsevier*, 211-235.
- Servain J. and D.M. Legler, 1986: Empirical orthogonal function analysis of tropical Atlantic sea surface temperature and wind stress: 1964-1979. *J. Geophys. Res.*, **91**, 14181-14191.
- Soares, J.; A.P. Oliveira, J.Servain and S. A. Bacellar, 2004: Resultados preliminares do balanço de energia sobre o oceano Atlântico tropical (PROJETO FluTuA). In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, Fortaleza, Ceará.. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. CD.
- Vianna M., G.H.J. Pedras and J. Servain, 1996: Climatic driving and prediction of spiny lobster catches in Northeast Brazil. Submetido a *Oceanologica Acta*.
- Wainer, I. and J. Soares, 1997: North Northeast Brazil rainfall and its decadal - scale relationship to wind stress and sea surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 277-280.

7. Outras atividades

A seguir são mostradas outras atividades acadêmicas realizadas no segundo semestre de 2005.

7.1. Disciplinas cursadas

- Agrometeorologia
- Cálculo diferencial e integral IV
- Dinâmica da Meteorologia I
- Meteorologia por satélite

7.2 Atividades com o grupo de micrometeorologia

Presença em seminários semanais do grupo incluindo apresentação em *Data Show* sobre o andamento do projeto de pesquisa (anexo II).

8. Etapas Futuras

Pretende-se no próximo período investigar a interação oceano-atmosfera na região estudada. Para isso serão estimados, de diferentes formas, os fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e momento. Pretende-se também comparar os resultados estimados com os fluxos turbulentos disponíveis de diferentes fontes de dados.



ESTUDO DAS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS E OCEANOGRÁFICAS NO ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO



Udo Tersiano Skielka e Jacyra Soares
Projeto FluTuA - Grupo de Micrometeorologia - IAG/USP

Introdução

Este trabalho de iniciação científica está ligado ao Projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico) e tem como objetivo fazer uma caracterização meteorológica e oceanográfica na região do Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP) a partir de dados de projetos científicos disponíveis para a comunidade. Nesta primeira parte do trabalho os esforços se concentraram na caracterização climática de variáveis meteorológicas e oceanográficas.

Dados utilizados

Projeto Pirata - Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (<http://www.pmel.noaa.gov/pirata/>): programa operacional de aquisição de dados sobre o oceano atlântico através de uma rede de bóias oceanográficas. Para a maioria das variáveis as medidas são feitas a cada 10 minutos. Neste trabalho foram utilizados dados das duas bóias oceanográficas mais próximas ao ASPSP (figura 1).

Projeto OAFlux - Objectively Analyzed Air-Sea Flux - do Woods Hole Oceanographic Institute (WHOI) (<http://www.whoi.edu/science/PO/people/lyu/r es-flux.html>): tem como principal objetivo estimar, através de métodos numéricos acoplados - utilizando dados de observações em superfície, satélites e gerados por modelos numéricos, os fluxos de troca de energia entre o oceano e a atmosfera em todo o globo, a cada 0°30' de latitude por 0°30' de longitude, fornecendo médias diárias. Foram utilizados no trabalho dados estimados no ponto de grade mais próximo ao ASPSP (figura 1).

Foram calculadas médias diárias para os dados do Pirata e posteriormente médias mensais com os dados dos dois projetos, e então para cada grupo de dados, foram calculadas a partir das médias mensais uma climatologia, estimando as médias dos meses entre cada ano de observação. Na tabela abaixo são mostradas as variáveis estudadas no trabalho e suas características para cada fonte de dados.

	Pirata - B35W	Pirata - B23W	OAFlux
1. Temperatura do ar	janeiro/1998 a julho/2005 (~8 anos) Instrumento de medida a três metros acima da superfície do mar. Unidade em Celsius.	março/1999 a maio/2005 (~6 anos)	1989 a 1999 (10 anos) Unidade em Celsius.
2. Temperatura da Superfície do Mar (TSM)	Janeiro/1998 a abril/2005 (~7anos) Instrumento de medida a um metro de profundidade. Unidade em Celsius.	março/1999 a fevereiro/2004 (~5 anos)	1989 a 1999 (10 anos) Unidade em Celsius.
3. Precipitação acumulada	janeiro/1998 a maio/2005. Sem dados de 2003 (~6anos) Instrumento de medida situado a três metros e meio acima do nível do mar. Unidade em milímetros por hora	março/1999 a março/2005 (~6anos)	Não disponível
4. Umidade relativa do ar	janeiro/1998 a julho/2005 (~8anos) Instrumento de medida situado três metros acima do nível do mar.	março/1999 a maio/2005 (~6anos)	Não disponível
5. Componentes do vento (intensidade e direção)	janeiro/1998 a julho/2005 (~8anos) Instrumento de medida situado a quatro metros acima do nível do mar. Unidade em metros por segundo e grau para intensidade e direção.	março/1999 a junho/2004 (~4anos)	Não disponível
Taxa de amostragem	Dez minutos		Estimativas diárias
Variáveis disponíveis das diferentes fonte de dados utilizadas, seus períodos de observação e especificações das instalações dos instrumentos nas bóias Pirata.			

Conclusões

- *A região investigada do Oceano Atlântico Equatorial apresenta características meteorológicas bem definidas;
- *A temperatura do ar é, em geral, inferior à temperatura da superfície do mar sendo que estas apresentaram um ciclo sazonal semelhante e em fase;
- *A ZCIT se encontra na região em meados de abril, quando ocorre o maior índice de precipitação e os ventos são menos intensos;
- *Os dados estimados pelo OAFlux se apresentaram condizentes com os dados medidos pelas bóias do Pirata;
- *Estima-se que a região do ASPSP possua características climáticas semelhantes aos locais estudados neste trabalho.

Etapas Futuras

Pretende-se no próximo período investigar a interação oceano-atmosfera na região estudada. Para isso serão estimados, de diferentes formas, os fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e momento. Pretende-se também comparar os resultados estimados com os fluxos turbulentos disponíveis de diferentes fontes de dados.

Região de estudo

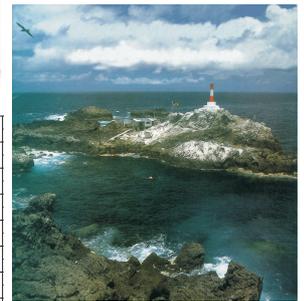
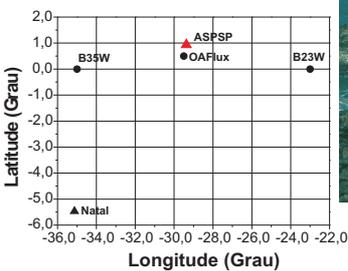
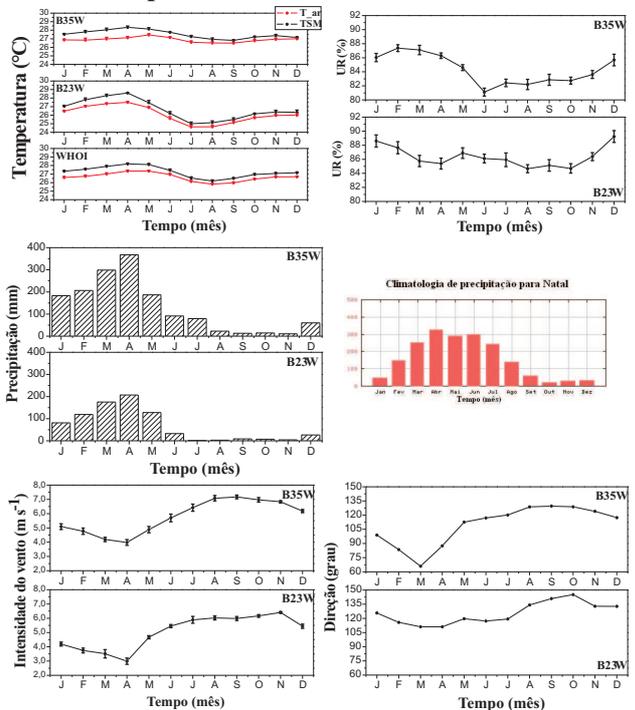


Figura 1: região do Oceano Atlântico Equatorial investigada, mostrando a posição do ASPSP, de Natal e das fontes de dados bóias Pirata-situadas sobre o equador (B35W e B23W), e o ponto de grade do OAFlux mais próximo ao arquipélago.

Resultados preliminares



Os autores deste trabalho agradecem o apoio das instituições



ESTUDO DAS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS E OCEANOGRÁFICAS NO ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO

Udo Tersiano Skielka

Jacyra Soares – Orientador

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP

Departamento de Ciências Atmosféricas

Devido à ausência de dados observacionais é limitado o número de estudos de processos físicos atmosféricos e oceânicos no Oceano Atlântico Tropical e Sul que contribuem para as variações encontradas nos parâmetros de superfície marinha ou para os fluxos entre o oceano e a atmosfera. O presente projeto de pesquisa de Iniciação Científica se encaixa dentro do projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico). O FluTuA tem como objetivo primeiro investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional direta e contínua dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento sobre o oceano Atlântico no Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP). O ASPSP é formado por um grupo de pequenas ilhas rochosas, desabitadas e desprovidas de qualquer tipo de vegetação, localizadas a cerca de 1.100 quilômetros do litoral do Estado do Rio Grande do Norte ($00^{\circ} 56' N$ e $29^{\circ} 22' W$), em uma região privilegiada para o desenvolvimento de pesquisas meteorológicas e oceanográficas - o oceano Atlântico Tropical. Há poucas referências, na literatura, de observações meteorológicas e oceanográficas efetuadas diretamente no ASPSP. Existem, entretanto alguns resultados de modelos numéricos sobre a região em estudo, o Atlântico tropical. Este projeto de iniciação científica tem como objetivo estudar as características meteorológicas e oceanográficas do ASPSP, utilizando dados disponíveis na internet. Nesta primeira fase do trabalho foi feito um estudo das características climáticas da região do Oceano Atlântico Equatorial utilizando dados, medidos e estimados, de dois projetos (PIRATA e OAFflux) em três localizações diferentes ao redor do ASPSP. Na fase subsequente pretende-se continuar a investigação das características meteorológicas e oceanográficas com ênfase nos fluxos verticais turbulentos na interface ar-mar.

Agência Financiadora: PIBIC/CNPq



ESTUDO DAS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS E OCEANOGRÁFICAS NO ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO



Udo Tersiano Skielka e Jacyra Soares
Projeto FluTuA - Grupo de Micrometeorologia - IAG/USP

Introdução

Este trabalho de iniciação científica está ligado ao Projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico), o qual fará uma campanha de medições diretas de fluxos na região equatorial do Oceano Atlântico através da instalação de uma torre micrometeorológica sobre o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP) (ver localização na Figura 1) a fim de poder parametrizar adequadamente esses fluxos nesta região. O presente trabalho teve como objetivo, inicialmente, fazer uma caracterização meteorológica e oceanográfica da região utilizando dados *in situ* (Projeto PIRATA). Concretizada esta primeira parte, foi feito um estudo de como os fluxos turbulentos vem sendo estimados nessa região através da investigação de diferentes fontes de dados, além de estimar esses fluxos para região utilizando variáveis meteorológicas padrões com dados das bóias do Projeto PIRATA através do método bulk aerodinâmico de parametrização.

Dados utilizados

-Projeto PIRATA - Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (<http://www.pmel.noaa.gov/pirata/>) : programa operacional de aquisição de dados sobre o Oceano Atlântico através de uma rede de bóias oceanográficas. Foram utilizadas médias diárias das duas bóias mais próximas ao arquipélago (Figura 1) . Para o cálculo dos fluxos turbulento foram utilizados dados de temperatura do ar e do mar, umidade relativa e intensidade do vento.

- Projeto OAFflux - Objectively Analyzed Air-Sea Flux - do Woods Hole Oceanographic Institute (WHOI) (http://www.whoi.edu/science/PO/people/lyu/r_es-flux.html): tem como principal objetivo estimar, através de métodos numéricos acoplados - utiliza dados de observações em superfície, satélites e gerados por modelos numéricos - os fluxos de troca de energia entre o oceano e a atmosfera em todo o globo, a cada 0,5° de latitude por 0,5° de longitude, fornecendo médias diárias. No estudo foram utilizados as estimativas dos fluxos turbulentos, com exceção do fluxo de momento, para dois pontos de grade mais próximos das bóias para comparação.

- Médias diárias da reanálise do NCEP (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/reanalysis.Html>).

Método bulk aerodinâmico

O método consiste na utilização de variáveis meteorológicas e oceanográficas padrões na parametrização dos fluxos turbulentos. São descritas pelas equações abaixo. Nas equações ρ_a é a densidade do ar, c_p é o calor específico a pressão contante, L_v o calor latente de evaporação e C_D , C_H e C_E são, respectivamente, os coeficientes de arrasto, calor e vapor.

Fluxo de momento (τ): utiliza-se medidas de intensidade do vento (V).

$$\tau = \rho_a C_D \frac{V^2}{\Delta z}$$

Fluxo de calor sensível (H): utiliza-se medidas de temperatura do ar em uma altura z e da superfície do mar.

$$H = -\rho_a c_p C_H V (T_z - T_0) \frac{\Delta z}{\Delta z}$$

Fluxo de calor latente (LE): utiliza-se medidas de umidade específica do ar em uma altura z e a umidade específica de saturação na temperatura da superfície (oceano).

$$LE = -\rho_a L_v C_E V \frac{(q_z - q_0)}{\Delta z}$$

Coefficientes de transferência turbulenta: são o principal problema da parametrização por este método. Esses coeficientes dependem da velocidade do vento e da estabilidade atmosférica, variando no espaço e no tempo. Porém, experimentos de campo que possibilitem a obtenção desses coeficientes sobre o oceano são raros no hemisfério sul e na região equatorial do Oceano Atlântico, sendo frequentemente usados em modelos para a América do Sul coeficientes obtidos no hemisfério norte e Oceano Pacífico, onde o conhecimento sobre esses coeficientes é grande devido à grande densidade de experimentos realizados. Para os cálculos realizados neste trabalho foram utilizados o coeficiente de arrasto obtido por Smith (1977) e de calor e vapor obtidos por Fairall (1996).

Região de estudo

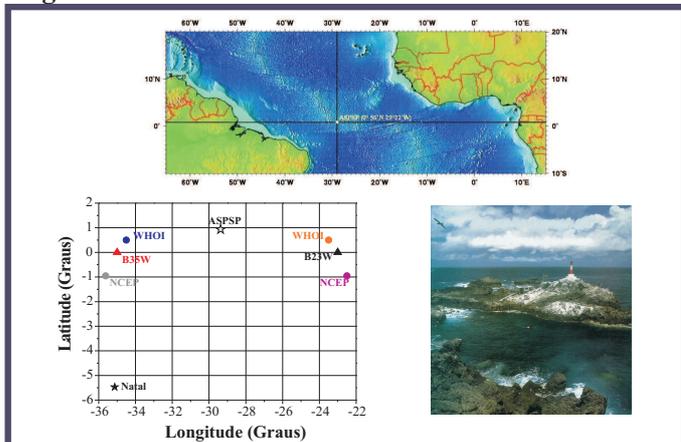


Figura 1: região do Oceano Atlântico Equatorial investigada, mostrando a posição do ASPSP, de Natal, das fontes de dados bóias Pirata (triângulos) situadas sobre o equador (B35W e B23W), e os pontos de grade utilizados e suas respectivas fontes (círculos).

Resultados

Os gráficos abaixo mostram os resultados dos estudos de caracterização climática da região (Figura 2) e as comparações dos fluxos calculados através do método bulk e as outras fontes de estimativas de fluxos (Figura 3). Como pode se observar pelos gráficos de temperatura e intensidade do vento, existem na região estudada duas estações bem definidas, as quais podem ser relacionadas com o movimento anual da Zona de Convergência Inter-Tropical (ITCZ). Assim, são mostrados os fluxos para dois meses representativos de cada estação: na presença da ITCZ (fevereiro) e quando esta se encontra mais ao norte (outubro).

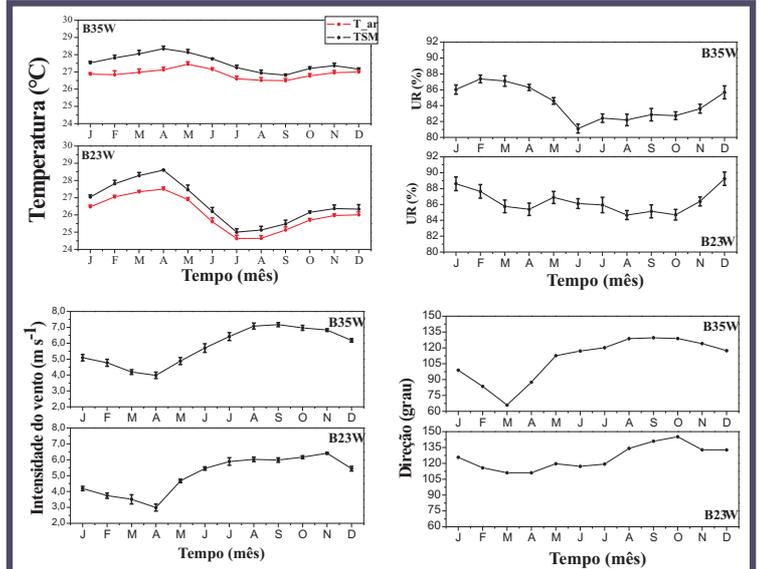


Figura 2: Climatologia da região estudada utilizando os dados das bóias B35W (seis anos de médias diárias) e B23W (cinco anos de médias diárias).

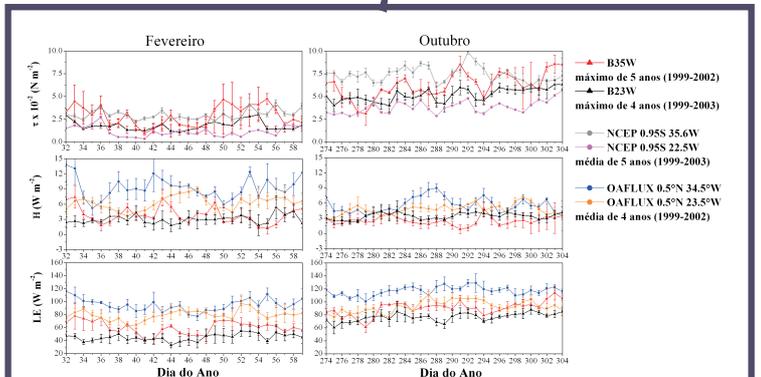


Figura 3: Climatologia dos fluxos turbulentos na região estudada. A legenda mostra os intervalos de tempo utilizados de cada fonte.

Conclusões

- * A região investigada do Oceano Atlântico Equatorial apresenta características meteorológicas bem definidas, sendo os fluxos turbulentos, em geral, mais intensos na segunda metade do ano;
- * Os fluxos apresentaram maior intensidade na região da bóia B35W;
- * Os fluxos de momento estimados pelo método bulk aerodinâmico utilizando o coeficiente de arrasto de Smith (1977) se apresentaram próximos aos fluxos estimados do NCEP;
- * Tanto os fluxos de calor sensível e latente estimados pelo OAFflux quanto os do NCEP se mostraram mais intensos do que os fluxos estimados pelo método bulk utilizando os coeficientes de transferência turbulenta obtidos por Fairall(1996);
- * Em geral, estima-se que a região do ASPSP possua características climáticas semelhantes aos locais estudados neste trabalho.

Referências

Fairall, C. W., E.F. Bradley, D.P.Rogers, J.B. Edson and G.S. Young, 1996, Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere and Response Experiment. J. Geophys. Res., 101, 3747-3764.
Smith D.S., 1988: Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. J. Geophys. Res., 93, 15467-15472.
WGASF, 2000: Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. Final report of Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea fluxes (SCOR working group 110).

Estudo das condições meteorológicas e oceanográficas no Arquipélago de São Pedro e São Paulo

Udo Tersiano Skielka¹; Jacyra Soares¹

¹ Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo

1. Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo fazer um levantamento de fontes que disponibilizam na *internet* dados de variáveis meteorológicas e oceanográficas na região do Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP), localizado em mar aberto a 00°56'N e 29°22'W, e, com esses dados, fazer uma estimativa dos fluxos verticais turbulentos de momento, calor sensível e calor latente, comparando, sempre que possível, essas estimativas com outra base de dados.

2. Materiais e Métodos

Foram utilizados dados de dois projetos científicos: *Projeto PIRATA* – o qual tem como objetivo medir variáveis meteorológicas e oceanográficas no oceano Atlântico utilizando bóias oceanográficas; e do *Projeto OAFflux* – projeto do *Woods Hole Oceanographic Institute*, que tem como objetivo estimar os fluxos de energia entre o oceano e a atmosfera para quase todo o globo em pontos de grade a cada 0,5° X 0,5°. Foram utilizados dados de duas bóias oceanográficas, a 0°35'W e a 0°23'W, mais próximas ao ASPSP, e dois pontos de grade do OAFflux próximos às bóias. No estudo de fluxos turbulentos foram utilizadas fórmulas bulk de parametrização, as quais permitem estimar os fluxos utilizando variáveis básicas, comparando esses fluxos estimados com os fluxos do OAFflux.

3. Resultados e Discussão

A Fig. 1 mostra a climatologia de fluxos para dois meses do ano, quando ocorrem os extremos climáticos na região. Essa

climatologia foi feita utilizando cinco anos de médias diárias para a bóia a 35°W e quatro anos para a bóia 23°W e o OAFflux. Devido à sazonalidade da região relacionada com o movimento anual da ZCIT, pode-se observar na Fig.1 que os fluxos são menos intensos na primeira metade do ano.

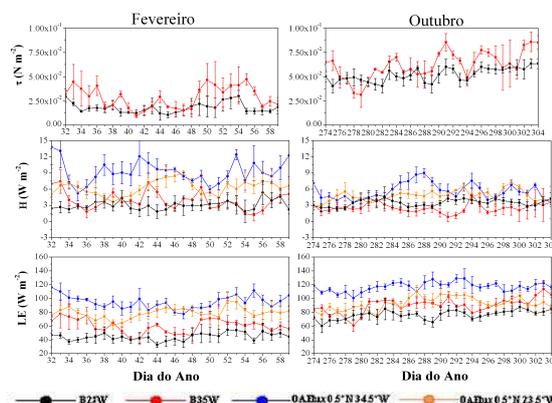


Figura 1: climatologia dos fluxos de momento (τ), calor sensível (H) e calor latente (LE). O OAFflux não estima o fluxo de momento.

4. Conclusão

Apesar dos fluxos do OAFflux subestimarem os fluxos estimados, os resultados são bem representativos para a região em estudo, já que as duas fontes são condizentes quanto à variação anual dos fluxos.

5. Referência Bibliográfica

WGASF, 2000: Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. Final report of Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea fluxes (SCOR working group 110).

ERROR: undefined
OFFENDING COMMAND: eexec

STACK:

/quit
-dictionary-
-mark-

Projeto Auxílio à Pesquisa

Proc. 04/15355-0



Coordenadores

Jacyra Soares (jacyra@usp.br)

Amauri P. de Oliveira (apdolive@usp.br)

Laboratório de interação ar-mar
Grupo de Micrometeorologia
Departamento de Ciências Atmosféricas – IAG- USP

Participantes

Jacques Servain (Jacques.Servain@ird.fr)
Centre IRD de Bretagne – France

Alunos de graduação e pós-graduação do IAG-USP

ÍNDICE

Resumo	
1	Introdução 1
2	Objetivos 5
3	O Arquipélago de São Pedro e São Paulo 7
4	Campanhas observacionais 8
4.1	Sensores de resposta rápida 8
4.2	Campanhas intensivas 9
4.3	Sensores de resposta lenta 10
4.4	Armazenamento e transmissão dos dados 10
5	Tratamento dos dados 12
5.1	Método direto 12
5.2	Método indireto 13
5.2.1	Comprimento de rugosidade aerodinâmico 14
5.2.2	Coefficiente de transferência de movimento ou coeficiente de arrasto 16
5.2.3	Coefficientes de transferência de calor e umidade 16
5.3	Aplicação dos métodos direto e indireto 17
6	Discussão 17
7	Cronograma de Execução 19
8	Referência bibliográfica 19

Resumo

Medidas diretas de fluxos turbulentos de calor, massa e momento, na interface ar-mar, são importantes para estudos diagnósticos e prognósticos de mudanças climáticas e monitoramento ambiental. Entretanto, apesar da sua importância, estudos observacionais desses fluxos são praticamente inexistentes em regiões marítimas brasileiras. O objetivo primeiro deste projeto é investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional direta dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, latente e de momento, no Arquipélago de São Pedro e São Paulo (00° 56' N e 29° 22' W) usando sensores de resposta rápida instalados em uma torre micrometeorológica de 10 metros. A utilização de uma torre apresenta várias vantagens sobre os demais métodos de medidas turbulentas pois sendo fixa, não apresenta interferência devido aos movimentos da plataforma e permite a obtenção de séries temporais bastante longas. Além dos fluxos turbulentos o projeto prevê a obtenção de uma longa série temporal de precipitação, inédita em oceanos tropicais. Serão medidas também variáveis meteorológicas (em 3 níveis de altura) e oceanográficas convencionais, possibilitando a validação e calibração das parametrizações usualmente utilizadas em modelos numéricos oceânicos e atmosféricos. Durante alguns períodos do ano também serão realizados perfis verticais oceânicos de condutividade e temperatura utilizando um CTD. Devido o caráter multidisciplinar das atividades de pesquisa relacionadas ao oceano e a atmosfera, acredita-se que o estabelecimento de uma base experimental fixa no Arquipélago trará benefícios não só ao projeto FluTuA, mas também aos demais projetos de pesquisa em execução no “Programa Arquipélago e Ilhas Oceânicas”.

1. INTRODUÇÃO

Uma questão atual e bastante importante, que tem preocupado os cientistas e a sociedade como um todo, é a mudança climática que o planeta vem sofrendo, quer seja devido à ação humana ou à variabilidade natural do clima. A quantificação dos possíveis efeitos dessas mudanças no clima terrestre tem sido feita através da simulação de diferentes cenários utilizando modelos numéricos de sistemas climáticos. Um aspecto importante dessas simulações é a transferência de energia, massa e momento entre o oceano e a atmosfera, a qual ocorre através dos fluxos verticais turbulentos de calor, massa e momento. Esses fluxos estabelecem o acoplamento entre o oceano e a atmosfera representando, dessa forma, processos chave no sistema climático.

Além de mudanças climáticas, o conhecimento das trocas turbulentas na interface ar-mar é importante para estudos diagnósticos e prognósticos aplicados à previsão numérica, às atividades de monitoramento ambiental que utilizam modelos operacionais de dispersão de poluentes atmosféricos e oceânicos, estudos oceanográficos, estudos dos ciclos biogeoquímicos, modelos de previsão de onda, engenharia marinha, etc.

Os fluxos verticais turbulentos podem ser estimados diretamente, através da covariância entre as flutuações estatísticas de velocidade vertical e as respectivas variáveis (umidade específica do ar, no caso do fluxo de massa; temperatura do ar, no caso do fluxo de calor sensível; e as componentes zonal e meridional da velocidade do vento, no caso do momento). Este método, daqui a diante referido como *método direto*, requer medidas destas flutuações com uma taxa de amostragem de, no mínimo, 1 Hz.

Apesar dos recentes avanços verificados nas técnicas de observação, estimativas diretas desses fluxos permanecem limitadas no tempo e espaço, impedindo uma descrição climatológica em escala planetária desses fluxos, principalmente sobre os oceanos. As tentativas de produzir uma climatologia desses fluxos turbulentos sobre os oceanos diferem bastante em vários aspectos importantes. Existem na literatura atual inúmeros artigos discutindo a grande discrepância existente, tanto na intensidade quanto na fase, entre os fluxos estimados por diferentes autores (Brunke et al., 2002, Wainer *et al.*, 2003, Brunke et al., 2003 Weill et al., 2003, Yu et al., 2004, Curry et al., 2004, WGASF, 2000, entre outros). A única forma de resolver estas discrepâncias é através de experimentos observacionais da camada limite superficial atmosférica, onde sejam realizadas medidas das flutuações das três componentes da velocidade do vento, temperatura e umidade do ar, na interface oceano-atmosfera, com alta frequência de amostragem, durante um período de tempo longo o suficiente do modo a captar as

variações, em diferentes escalas de tempo, dos fluxos verticais turbulentos de momento, calor sensível e calor latente.

Por exemplo, a Figura 1, adaptada de Wainer *et al.* (2003), mostra a distribuição mensal dos fluxos de calor latente, sensível e do fluxo líquido de calor para o oceano, em um ponto (0° , 29°W) perto do Arquipélago de São Pedro e São Paulo ($00^\circ 56' \text{ N}$ e $29^\circ 22' \text{ W}$). Como pode ser visto há uma grande discrepância, tanto na intensidade quanto na fase, dos fluxos estimados por diferentes autores¹. Discrepâncias equivalentes são encontradas em várias outras regiões do Atlântico, em todas as épocas do ano, com implicações difíceis de serem determinadas nos prognósticos climáticos e de tempo em escala local e global (Wainer *et al.*, 2003).

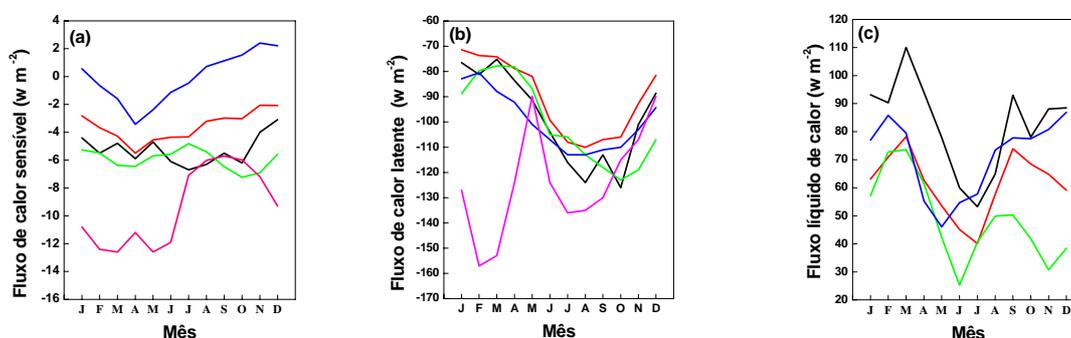


Figura 1: Fluxos turbulentos de (a) calor sensível, (b) calor latente e (c) calor líquido obtidos de diferentes climatologias, em (0° , 29°W). As curvas pretas correspondem a SOC, as vermelhas a DaSilva, verdes a E-K e rosas a NCAR. (Adaptada de Wainer *et al.*, 2001).

A única forma de resolver estas discrepâncias é através de experimentos observacionais da camada limite superficial atmosférica, onde são realizadas medidas das flutuações das três componentes da velocidade do vento, temperatura e umidade do ar, na interface oceano-atmosfera, com alta frequência de amostragem, durante um período de tempo longo o suficiente do modo a captar as variações sazonais dos fluxos verticais turbulentos de momento, calor sensível e calor latente.

A camada limite superficial (CLS) é a região da atmosfera em contato direto com a superfície e cuja estrutura dinâmica e termodinâmica é determinada pela interação entre a atmosfera e a superfície. A CLS representa os primeiros 10 % da extensão vertical da Camada Limite Planetária (CLP), onde os fluxos verticais turbulentos são constantes, e conseqüentemente, onde é válida a Teoria da Similaridade de Monin e Obukhov (TSMO). De um modo geral, e em particular no caso

¹ Na figura 1, SOC refere-se a climatologia do Southampton Oceanography Centre (Josey *et al.*, 1998), DaSilva a climatologia de DaSilva *et al.* (1994), E-K a climatologia de Esbensen and Kushnir (1981) e NCAR ao modelo de sistema climático acoplado (Boville and Gent, 1998). Nessa figura, os fluxos são considerados positivos (negativos) quando o oceano está ganhando (perdendo) calor.

das regiões marítimas, a evolução da CLS é controlada pela mistura turbulenta induzida pela diferença de temperatura entre a superfície do oceano e o ar - produção térmica - ou, mais importante ainda, pelo cisalhamento vertical do vento em baixos níveis - produção mecânica. Assim, quantificar os fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e momento na CLS equivale a quantificar estes fluxos na superfície do oceano.

Apesar da importância, estudos observacionais da CLS realizados em regiões marítimas brasileiras por grupos de pesquisadores brasileiros são inexistentes. Essa ausência se deve em grande parte as dificuldades técnicas associadas aos métodos de medidas e a falta de pessoal técnico/científico habilitado para realizar essas medidas no Brasil.

Observações meteorológicas sobre o oceano requerem equipamentos robustos pois a severidade do ambiente marinho provoca a rápida deterioração dos sensores, alterando o desempenho dos mesmos (Bradley *et al.*, 1991).

Além disso, quando as observações são realizadas em *plataformas móveis* (bóias, navios ou aviões) a interferência do movimento da plataforma dificulta a obtenção de medidas das flutuações de velocidade do escoamento turbulento, especialmente na direção vertical, inviabilizando a estimativa dos fluxos turbulentos nesta direção.

No caso dos navios e aviões, além dos efeitos adversos do ambiente marinho e do movimento dos sensores, o alto custo da operação impede a realização de observações durante períodos longos de tempo. No caso de avião, existe também uma limitação operacional que impede a sua utilização abaixo de 30 metros (a operação de aeronaves abaixo de 30 metros viola os contratos das companhias de seguro) inviabilizando as estimativas de fluxos verticais turbulentos na CLS (Enriquez and Friehe, 1997).

Todas essas limitações impedem uma amostragem representativa das trocas turbulentas na interface oceano-atmosfera através de plataformas móveis.

Comparativamente às plataformas móveis, as estimativas de fluxos turbulentos na CLS através de plataformas fixas são consideravelmente mais simples tecnicamente e mais baratas. A grande limitação das plataformas fixas está relacionada à representatividade espacial destas estimativas, que, em geral, fica circunscrita às regiões oceânicas que permitam a instalação de bases fixas (regiões litorâneas ou ilhas oceânicas com topografia suave).

Este projeto tem como objetivo primeiro investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional direta e contínua dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento sobre o oceano Atlântico.

Para tanto será instalada uma torre micrometeorológica de 10 metros de altura, instrumentada com sensores de resposta rápida e lenta, em uma plataforma fixa no Arquipélago de São Pedro e

São Paulo (ASPSP), localizado na região de mar aberto do oceano Atlântico tropical. Os sensores de resposta rápida (anemômetro sônico e higrômetro de kriptônio) irão fornecer medidas de flutuações de velocidade, temperatura e umidade do ar. Os sensores de resposta lenta irão permitir a estimativa do comportamento médio das principais variáveis físicas tais como vento, temperatura do ar, umidade do ar, pressão, precipitação, radiação solar global e refletida, radiação de onda longa emitida pela atmosfera e superfície e temperatura da superfície do oceano.

Essas medidas serão efetuadas de forma contínua durante um período mínimo de 2 anos para obter uma caracterização climatológica da interação oceano-atmosfera no Atlântico tropical.

Pretende-se também realizar, de forma simultânea às medidas de superfície, perfis verticais oceânicos de condutividade e temperatura utilizando um CTD (Conductivity-Temperature-Depth), durante períodos curtos (2 semanas), em diferentes épocas do ano.

A utilização de uma plataforma fixa, proposta neste projeto, apresenta várias vantagens sobre os demais métodos de estimativa dos fluxos turbulentos sobre o oceano, pois além de não sofrer interferência dos movimentos da superfície do mar, permite a obtenção de séries temporais de medidas bastante longas. Além disso, a torre será fixada em uma posição geográfica do Arquipélago onde o ar amostrado será, na maior parte do tempo, proveniente diretamente do oceano, estando portanto em equilíbrio com as condições oceânicas de mar aberto e sem sofrer obstruções e alterações de origem mecânica ou térmica.

O FluTuA prevê também a obtenção de uma longa série temporal de observação de precipitação. A determinação da precipitação sobre os oceanos é uma informação fundamental para estudos de ciclo hidrológico, da estratificação oceânica e para o desenvolvimento de modelos acoplados oceano-atmosfera de circulação geral (WGASF, 2000). Medidas de precipitação, particularmente, associadas à convecção tropical, são praticamente inexistentes sobre os oceanos tropicais (WGASF, 2000). O uso de instrumentos convencionais para medir precipitação, concebidos para uso em terra, quando utilizados em plataformas móveis - navios ou bóias oceanográficas - fornece medidas com incertezas da mesma ordem de magnitude das estimativas de precipitação (Hasse *et al.*, 1998). Esses problemas não ocorrerão, neste projeto, uma vez que as medidas serão feitas sobre uma base fixa.

O ASPSP é formado por um grupo de pequenas ilhas rochosas, desabitadas e desprovidas de qualquer tipo de vegetação, localizadas a cerca de 1.100 quilômetros do litoral do Estado do Rio Grande do Norte, em uma região privilegiada para o desenvolvimento de pesquisas meteorológicas e oceanográficas - o oceano Atlântico tropical. Devido a sua topografia, suave, o ASPSP apresenta condições ideais para a obtenção da caracterização climatológica da CLS sobre o Oceano Atlântico tropical.

O ASPSP faz parte do Programa Arquipélago e Ilhas Oceânicas da Marinha do Brasil/CNPq (maiores detalhes em <http://www.secirm.mar.mil.br/proantar/anteced.htm>). A participação do Projeto FluTuA foi aprovada pelo COIAM/CNPq e Marinha do Brasil em 26 de novembro de 2004.

Tendo em vista o caráter multidisciplinar das atividades de pesquisa relacionadas ao oceano e a atmosfera, acredita-se que o estabelecimento de uma base experimental fixa no ASPSP trará benefícios não só ao projeto FluTuA, mas também para os demais projetos de pesquisa de diferentes áreas em execução no “Programa Arquipélago e Ilhas Oceânicas”. Por outro lado, a vinculação dessa *base observacional* à Universidade de São Paulo confere ao FluTuA uma oportunidade impar de transferência de conhecimento acumulado e de treinamento de pessoal técnico operacional em uma área aonde existe uma grande carência, no Brasil, de pesquisadores e de pessoal técnico especializado .

2. OBJETIVOS

O objetivo primeiro deste projeto é investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional direta dos fluxos verticais de calor sensível, latente e de momento, na região do Atlântico tropical, utilizando sensores de resposta rápida instalados em uma torre micrometeorológica sobre uma base fixa.

Medidas na CLS sobre o oceano fornecem informações sobre trocas verticais de calor sensível e latente, umidade e de momento entre o oceano e a atmosfera. Essas medidas, junto com informações de radiação e precipitação, permitem um melhor entendimento dos processos climáticos e suas interações. Permitem também a definição e validação de condições de acoplamento para modelos numéricos oceânicos e atmosféricos de micro, meso e grande escala.

Para as medidas de turbulência será utilizado um conjunto de sensores de resposta rápida - anemômetro sônico de três eixos e higrômetro de kriptonio - instalados a 10 metros da superfície que fornecerá observações das flutuações das três componentes do vento, da temperatura e da densidade de vapor do ar com frequência de amostragem entre 1 e 30 Hz.

Simultaneamente, sensores de resposta lenta, fornecerão medidas de temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento, em 3 níveis de altura, utilizando a torre micrometeorológica. Essas medidas propiciarão uma forma alternativa e indireta de estimar fluxos, na interface ar-mar, através de ajuste dos perfis médios de umidade específica, temperatura e velocidade horizontal do vento aos respectivos perfis verticais previstos pela TSMO. Este método, identificado aqui como *método indireto*, requer observações destas propriedades em pelo menos

dois níveis na vertical e valores médios das variáveis em intervalos de tempo de 5 minutos a 1 hora. A utilização do método indireto está restrita as condições de validade da TSMO sobre o oceano.

Pretende-se também, durante alguns períodos do ano (idealmente 3 vezes por ano) realizar campanhas de medidas *in loco*, com duração média de 12 dias, onde serão realizados perfis verticais oceânicos com CTD. Os perfis verticais de condutividade e temperatura oceânica permitirão determinar, entre outras propriedades físicas da água do mar, a profundidade da camada de mistura oceânica. O acoplamento entre os perfis verticais oceânicos e as observações de superfície permitirá entender, com detalhes, a física da interação entre a camada de mistura oceânica e a CLS na região do Atlântico tropical.

Medidas de precipitação, radiação líquida, das componentes do balanço de radiação, pressão atmosférica, temperatura da água do mar, temperatura do solo e fluxo de calor no solo também serão efetuadas durante o FluTuA. O sensor de pressão atmosférica irá fornecer observações da marcha temporal de pressão necessária na estimativa da umidade específica do ar a partir da umidade relativa do ar.

Entre as perguntas científicas cruciais que serão respondidas pelo FluTuA, pode-se salientar três perguntas gerais:

- (i) Qual a melhor parametrização dos fluxos turbulentos de calor e momento, na interface ar-mar, para o Oceano Atlântico Tropical?
- (ii) Como é o regime de precipitação no Oceano Atlântico Tropical?
- (ii) Quais os processos físicos relevantes à interação entre a camada de mistura oceânica e a CLS na região do Atlântico Tropical?

Os dados obtidos durante os experimentos também terão várias aplicações imediatas:

- Cálculo do balanço de radiação sobre o oceano,
- Cálculo do balanço de energia sobre o oceano,
- Estimativa dos coeficientes de transferência de momento calor e umidade,
- Estimativa da tensão de cisalhamento do vento sobre a região;
- Determinação da evolução temporal da estrutura termodinâmica da camada de mistura oceânica.

A obtenção simultânea dos fluxos turbulentos e dos valores dos gradientes verticais das variáveis médias (temperatura, umidade e vento) permitirá a validação e calibração das parametrizações utilizadas em modelos numéricos oceânicos e atmosféricos. Pretende-se ao final do FluTuA sugerir as melhores parametrizações a serem utilizadas em modelos numéricos do Atlântico tropical.

Outro objetivo importante deste Projeto é a obtenção de uma série temporal contínua de medidas de precipitação sobre o oceano tropical.

O estabelecimento de uma *base* experimental no ASPSP para caracterizar observacionalmente a interação entre o oceano e a atmosfera do oceano Atlântico Tropical é o objetivo maior do FluTuA.

3. O ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO (ASPSP)

O Arquipélago de São Pedro e São Paulo localiza-se, em mar aberto, sobre a fratura tectônica de São Paulo e trata-se de um caso raro no planeta, onde houve uma formação natural de ilhas a partir de uma falha tectônica (Figura 2). A torre micrometeorológica será instalada na Ilha Belmonte, a qual possui aproximadamente 7500 m² de área e topografia bastante suave, com uma altitude máxima de 17 metros (Figura 2c).

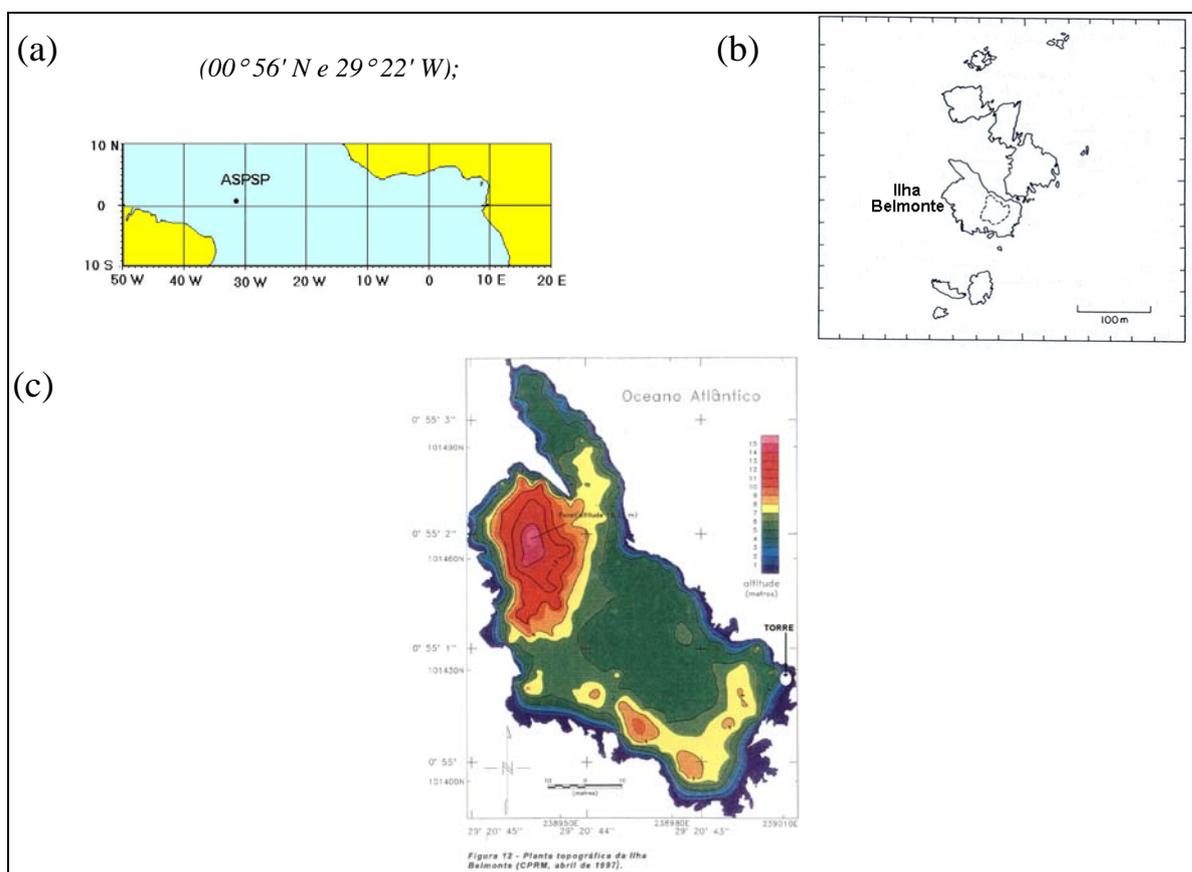


Figura 2: (a) Localização geográfica esquemática do Arquipélago de São Pedro e São Paulo; (b) o ASPSP e (c) a topografia da Ilha Belmonte e o local que será instalada a torre micrometeorológica.

Praticamente não há referências, na literatura, de observações meteorológicas efetuadas diretamente no ASPSP. As poucas medidas existentes foram coletadas durante 1983 e 1984 como parte do Experimento FOCAL/SEQUAL. Observações de velocidade do vento, obtidas durante esse experimento, indicaram um período de relaxação do vento entre fevereiro e abril de 1983 e outro

entre janeiro e maio de 1984. De abril a novembro de 1983 e de maio até o final de outubro de 1984, os ventos registrados eram praticamente constantes, com amplitude de cerca de 6.9 ms^{-1} em 1983 e 6 ms^{-1} em 1984 (Colin and Garzoli, 1987).

Em 2003, em cooperação com a Secretaria Interministerial de Recursos do Mar (SECIRM) da Marinha do Brasil, o Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) instalou uma estação meteorológica automática de superfície, com coleta de dados de hora em hora e transmissão pelo satélite brasileiro de comunicações Brasilsat da Empresa Brasileira de Telecomunicações. Esses dados foram solicitados ao INMET mas até o momento não houve resposta. Deve ser ressaltado que os dados meteorológicos provenientes da estação do INMET do ASPSP devem ser analisados com cuidado tendo em vista que a estação está localizada na encosta do morro do Farol da Ilha Belmonte, muito próxima a base do Farol, em uma região fortemente afetada pelo Farol e outros obstáculos próximos.

4. CAMPANHAS OBSERVACIONAIS

A fase observacional deste projeto será constituída pelas observações das variáveis meteorológicas turbulentas (*sensores de resposta rápida*) e pelas observações das variáveis meteorológicas e oceanográficas médias (*sensores de resposta lenta*). As observações serão feitas através de um conjunto de sensores instalados na torre micrometeorológica de 10 metros de altura (Figura 3).

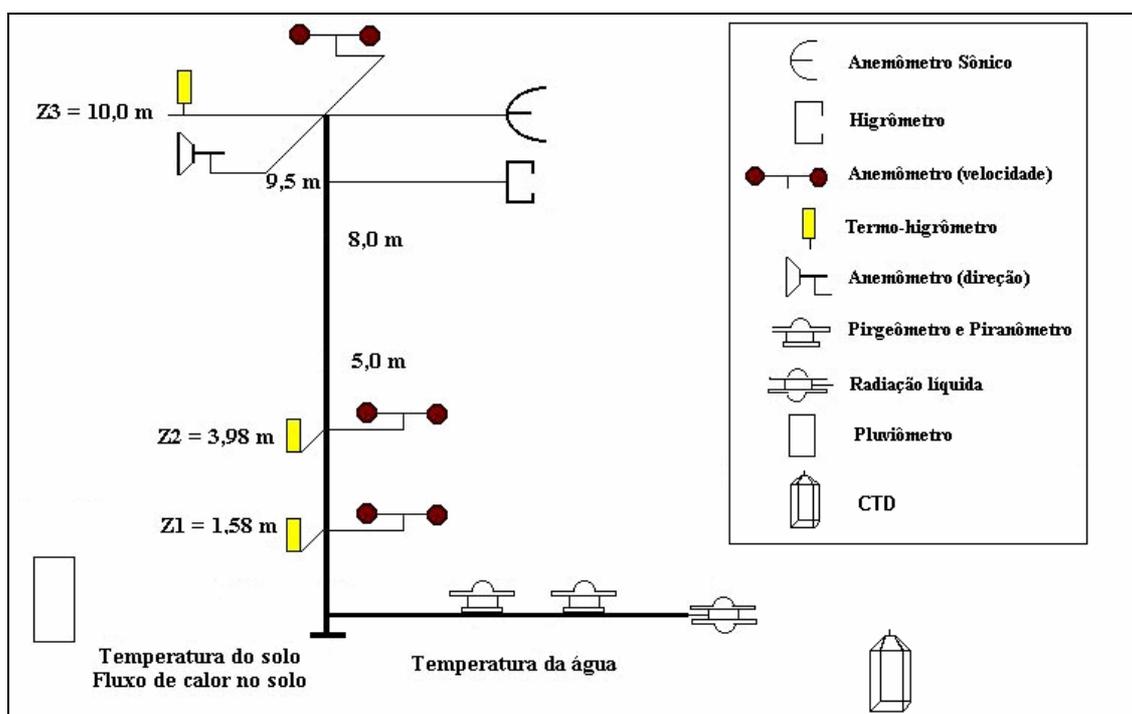


Figura 3: Esquema da torre micrometeorológica a ser utilizada no ASPSP.

A cada 4 meses, pretende-se também realizar campanhas intensivas de medidas onde serão realizados perfis verticais oceânicos de condutividade e temperatura utilizando um CTD.

4.1 Sensores de resposta rápida

A determinação dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento será feita com o uso simultâneo de anemômetro sônico de 3 eixos e um sensor de resposta rápida de umidade absoluta do ar – higrômetro de kriptônio – que fornecerão medidas das flutuações das três componentes do vento, temperatura e umidade absoluta do ar com uma taxa de amostragem entre 1 e 30 Hz (Tabela 1). A flutuação de temperatura do ar será obtida através do anemômetro sônico que determina a flutuação da temperatura virtual do ar partir da velocidade de propagação do som na atmosfera. Essas medidas serão feitas através dos sensores de resposta rápida instalados no topo da torre micrometeorológica, a 10 metros de altura (Figura 3), e permitirão a estimativa dos fluxos verticais turbulentos momento, calor sensível e calor latente através do método direto.

4.2 Campanhas intensivas

Durante alguns períodos (em torno de 12 dias a cada 4 meses) serão realizadas, simultaneamente às outras medidas, perfis verticais de condutividade e temperatura do oceano, utilizando um CTD do CNPq adquirido para o “Programa Arquipélago e Ilhas Oceânicas”, o que permitirá estudar as propriedades físicas da água do mar da região. Além disso, a obtenção simultânea de medidas de superfície e perfis verticais oceânicos será de extrema importância para estudos numéricos atmosféricos e oceânicos, permitindo uma caracterização simultânea inédita da atmosfera e do oceano do Atlântico tropical.

Sensores de resposta rápida		
	Parâmetro	Equipamento
Flutuações (taxa de amostragem - 1 a 30 Hz)	Vento (CSAT3)	Anemômetro sônico de 3 eixos
	Temperatura do ar (CSAT3)	Termopar de arame fino (sônico)
	Densidade do vapor d'água (KH20)	Higrômetro de Kriptônio
Sensores de resposta lenta (taxa de amostragem 0,5 Hz)		
Instrumento	Tempo de resposta	Acurácia
Temperatura do ar (HMP45C)	15 segundos	$\pm 0.3^\circ \text{C}$, para as temperaturas do ASPSP
Umidade relativa (HMP45C)	15 segundos	$\pm 3 \%$ (entre 90 e 100% de UR) $\pm 2 \%$ (entre 0 e 90% de UR)
Velocidade do vento (014-A)	$0.45 \text{ m s}^{-1} *$	$\pm 0.11 \text{ m s}^{-1}$ ou 1.5%
Direção do vento (034-B)	$0.4 \text{ m s}^{-1} *$	$\pm 4^\circ$

Pressão atmosférica (CS105)	1 segundo	± 2 mb (entre 0 e 40°C)
Precipitação (CS700)	Acumulador	± 2 % a uma taxa de 100mm/h
Fluxo de calor no solo (HFT3)	20 segundos	± 5 %
Radiação de onda curta (CM11)	15 segundos	± 10 % (total diário)
Radiação de onda longa (CG3)	25 segundos	± 10 % (total diário)
Radiação líquida (CNR1)	18 segundos	± 10 % (total diário)
Temperatura do solo (107)	Entre 30 e 60 segundos	$\pm 0.5^\circ$ C
Temperatura da água do mar (107)	Entre 30 e 60 segundos	$\pm 0.5^\circ$ C
Campanhas de medidas intensivas		
Perfis verticais oceânicos	Temperatura e condutividade	Sistema CTD SBE 911 Plus** Sea-Bird Electronics Inc.

Tabela 1: Variáveis meteorológicas e oceanográficas que serão amostradas durante o FluTuA. *THRESHOLD do instrumento. **Adquirido pelo CNPq para o Programa Arquipélago e Ilhas Oceânicas.

4.3 Sensores de resposta lenta

Será utilizada uma torre de 10 metros contendo três níveis de sensores de velocidade, temperatura e umidade relativa do ar (Figura 3), arranjados em uma escala logarítmica de altura (1.58, 3.98 e 10 m).

A direção do vento será medida somente a 10 metros de altura. Esses dados serão utilizados para a determinação, através do método indireto dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento e seus respectivos coeficientes de transferência.

Serão medidos também a pressão atmosférica, temperatura da superfície do oceano, temperatura do solo e fluxo de calor no solo rochoso (Tabela 1). Estas medidas serão utilizadas para inferir um possível impacto térmico que a superfície rochosa da ilha tenha sobre as medidas de turbulência feitas na torre, principalmente sobre as componentes do balanço de energia da superfície.

As componentes do balanço de radiação serão estimadas usando um piranômetro (componente de onda curta) e um pirgeômetro (componente de onda longa). A radiação líquida também será obtida diretamente utilizando um radiômetro líquido. Estas duas formas de estimar o balanço de radiação serão confrontadas como um processo de validação das estimativas da radiação líquida no balanço de energia na superfície do oceano.

O projeto prevê a compra de dois conjuntos de sensores de resposta lenta nos 3 níveis de altura da torre (vento, temperatura e umidade do ar). Esse procedimento visa garantir a consistência dos gradientes verticais das propriedades medidas. Toda vez que for detectado um mau funcionamento de um dos equipamentos, ou a necessidade de calibração, haverá troca do conjunto de sensores dos

3 níveis de altura. Cada conjunto de sensores de temperatura, velocidade e umidade serão calibrados individualmente para minimizar os efeitos associados a utilização de diferentes sensores com diferentes “thresholds” (limiares) na estimativa dos gradientes verticais de temperatura, umidade e velocidade do vento.

A precipitação no ASPSP será estimada através de um sistema basculante (“Tipping bucket”) que permite observações de intensidade de até 500 mm h^{-1} . Cuidados especiais serão tomados para minimizar os efeitos espúrios do respingo das ondas e da contaminação por deposição do “spray” em suspensão. Para tanto, o pluviômetro será instalado próximo a torre de 10 metros, porém em uma região onde estes efeitos serão menores.

4.4 Armazenamento e transmissão dos dados

Tanto os sensores de resposta rápida quanto o de resposta lenta serão conectados a um sistema de aquisição de dados (datalogger modelo CR5000) com 40 canais, que irá efetuar medidas continuamente durante o período de vigência do projeto (2 anos). Estes dados serão processados pelo datalogger e armazenados em unidade de memória acoplada ao datalogger (PCMCIA de 1 Gb). Estes dados além de serem transferidos, através de um modem, a um microcomputador instalado em um abrigo no ASPSP também serão transferidos, via telefone, para a base continental no IAG/USP em São Paulo. Dessa forma, durante o experimento teremos três formas independentes de armazenamento dos dados, duas locais e uma remota (Figura 4).

Os dados convencionais (medidos pelos sensores de resposta lenta) serão amostrados com uma frequência de 0.5 Hz. Essa taxa de amostragem acomoda os diferentes tempos de resposta desses instrumentos (Tabela 3). Os dados de flutuação de velocidade do vento, temperatura e umidade absoluta do ar (medidos pelos sensores de resposta rápida) serão, na maior parte do tempo, amostrados com uma frequência de 1 Hz.

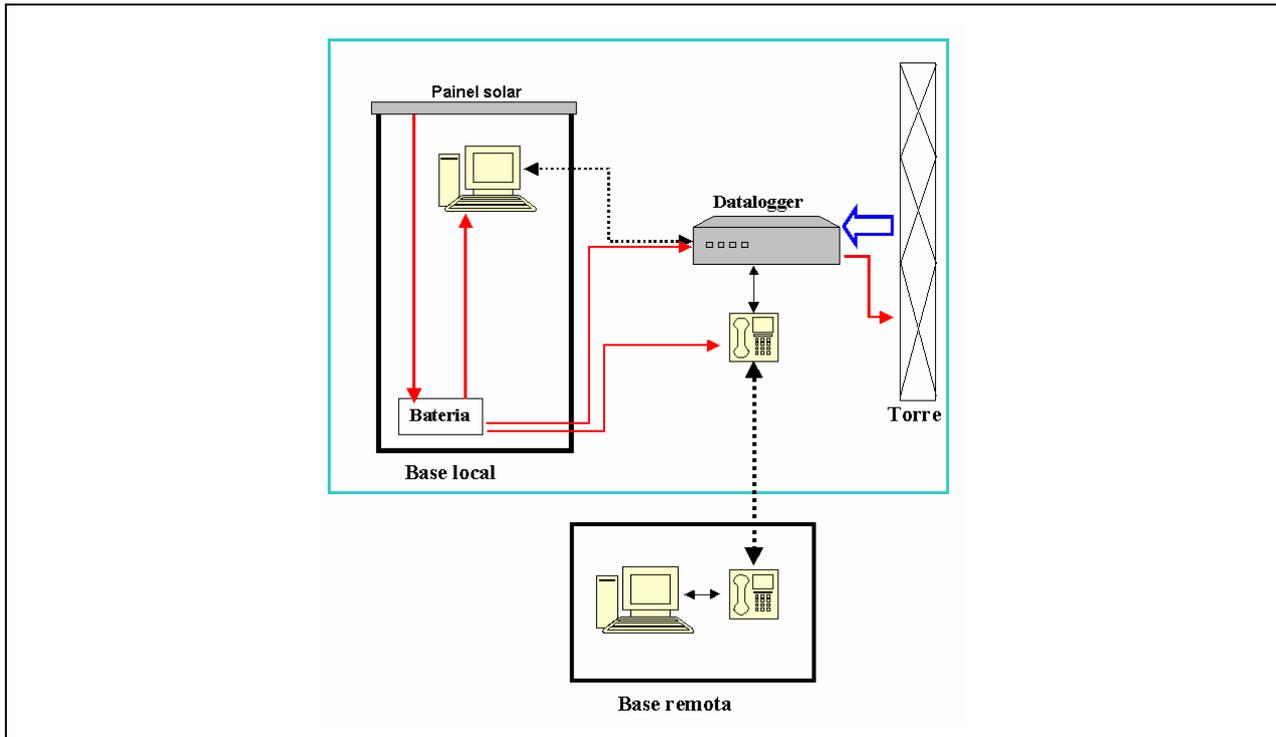


Figura 4: Esquema de amostragem, armazenamento e transmissão de dados da torre micrometeorológica. Setas tracejadas indicam o sentido da transmissão dos dados. Em vermelho é indicado o sentido da transmissão de energia elétrica. A seta em azul indica amostragem dos dados da torre. A base remota estará localizada no IAG/USP, São Paulo, SP. Base local refere-se a um abrigo de fibra de vidro a ser instalado no ASPSP.

Todas as medidas feitas na torre micrometeorológica serão armazenadas na forma de valores médios de 5 minutos. Os dados de resposta rápida serão também armazenados na forma de covariâncias entre as flutuações de velocidade do vento zonal (u'), meridional (v'), vertical (w'), temperatura (T') e umidade (q') [$\overline{u'w'}$, $\overline{v'w'}$, $\overline{u'v'}$, $\overline{T'w'}$, $\overline{q'w'}$, $\overline{T'u'}$, $\overline{T'v'}$, $\overline{q'u'}$, $\overline{q'v'}$, $\overline{T'q}$], variâncias [$\overline{u'u'}$, $\overline{v'v'}$, $\overline{w'w'}$, $\overline{T'T'}$, $\overline{q'q'}$] e acumulação (precipitação). As medidas dos sensores de resposta rápida também serão armazenadas, no datalogger, com a mesma frequência da amostragem (1 Hz). Durante os períodos de medidas intensivas serão realizadas amostragens dos sensores de resposta rápida com frequência maior do que 1 Hz. Nestes períodos esses dados também serão armazenados com frequência maior do que 1 Hz junto com as covariâncias e variâncias.

O datalogger estará conectado a um microcomputador instalado em um abrigo próximo a torre, o qual, por segurança, também armazenará os dados coletados na torre em seu HD.

Para verificação do funcionamento dos equipamentos, da rotina de aquisição e da qualidade dos dados será utilizado um telefone da Globalstar conectado diretamente ao datalogger e outro conectado a base remota (computador no IAG-USP, São Paulo). Está previsto no Projeto a utilização de 3 minutos por dia de comunicação, via satélite, entre o ASPSP e a base remota. Caso ocorra algum problema com os equipamentos, pesquisadores do Grupo irão ao local para resolver o problema.

Tendo em vista que não existe energia elétrica disponível para a operação do sistema amostragem, armazenamento e transmissão de dados, será utilizado um sistema de baterias com alimentação através de painéis solares instalados sobre a cabine do computador (Figura 4).

5. TRATAMENTO DOS DADOS

A seguir serão descritos, sucintamente, os dois métodos a serem utilizados para a estimativa dos fluxos turbulentos.

5.1 Método direto

Em uma atmosfera turbulenta, o transporte vertical instantâneo de algum constituinte atmosférico, é calculado efetuando-se o produto de sua concentração, C , com a velocidade vertical do vento, W . É costume escrever essas quantidades em termos de seus valores médios, amostrados sobre um período de tempo conveniente (5 minutos à 1 hora), mais a flutuação instantânea em torno dessa média. Dessa forma, $C = \bar{c} + c'$ e $W = \bar{w} + w'$; fazendo a multiplicação e utilizando a média de Reynolds, obtém-se para o fluxo vertical (F) do constituinte c (WGASF, 2000):

$$F_c = \overline{WC} = \overline{w\bar{c}} + \overline{w'c'} \quad (1)$$

Quando o local é uniforme e as condições atmosféricas são relativamente homogêneas sobre o período considerado para a média, é esperado que \bar{w} seja nulo, tal que o fluxo será dado pelo último termo de (1). Dessa forma, uma vez medidas as quantidades w' e c' , com sensores de resposta rápida, e calculando a covariância entre essas quantidades, obtém-se diretamente o fluxo turbulento da propriedade c na direção vertical.

O método da covariância tem a vantagem de ser um método direto e dessa forma, é o método que apresenta os melhores resultados (Blanc, 1983). Este método requer observações das flutuações das três componentes do vento (u' , v' e w'), temperatura (T') e umidade específica (q') na CLS com frequência de amostragem de pelo menos 1 Hz. Dessa forma os fluxos verticais turbulentos, são obtidos pelas relações abaixo:

$$\text{Fluxo vertical de momento} \quad \bar{\tau}_0 = -\rho_0 \left[\overline{(u'w')}_0 \vec{i} + \overline{(v'w')}_0 \vec{j} \right] \quad (2)$$

$$\text{Fluxo vertical de calor sensível} \quad H_0 = \rho_0 c_p \overline{(T'w')}_0 \quad (3)$$

$$\text{Fluxo vertical de calor latente} \quad LE_0 = \rho_0 L_v \overline{(q'w')}_0 \quad (4)$$

onde ρ_0 é a densidade do ar; c_p é o calor específico do ar a pressão constante e L_V é o calor latente de vaporização da água líquida. Nesta representação foi utilizado o sistema de coordenadas cartesianas fixa em relação a superfície e com o eixo x apontado para Leste.

5.2 Método indireto

Em geral, utiliza-se parametrizações - "fórmulas *bulk*" - para determinação dos fluxos verticais turbulentos utilizando variáveis básicas médias, tais como velocidade do vento, temperatura do ar, etc, observadas a alguma altura z acima da superfície, junto com seus valores de superfície. Apesar de consideradas puramente empíricas, as fórmulas *bulk* podem ser derivadas de equações adimensionais de perfis verticais das propriedades médias usando teoria de similaridade (Geernaert, 1990).

Os fluxos verticais turbulentos podem ser considerados aproximadamente constantes na CLS de modo a permitir escrevê-los em termos de escalas características de velocidade (u_*), temperatura (T_*) e umidade específica (q_*) como:

$$\text{Fluxo vertical de momento } (\tau_{0x})^* \quad -\overline{(u' w')} = u_*^2 = \tau_{0x} / \rho_0 \quad (5)$$

$$\text{Fluxo vertical de calor sensível } (H_0) \quad \overline{(T' w')} = -u_* T_* = H_0 / (\rho_0 c_p) \quad (6)$$

$$\text{Fluxo vertical de calor latente } (LE_0) \quad \overline{(q' w')} = -u_* q_* = L_V E_0 / (\rho_0 L_V) \quad (7)$$

* \mathbf{X} em τ_{0x} representa a direção do vento médio na CLS, assumida como a orientação do eixo x do sistema de coordenadas; E_0 é a taxa de evaporação (ou condensação).

Considerando que os perfis verticais médios de velocidade, temperatura e umidade específica sobre o oceano obedecem à TSMO, pode-se, então, expressar os gradientes verticais dessas variáveis através de funções universais dependentes do parâmetro de estabilidade ζ ($=z/L$), onde L é o comprimento de Obukhov (Stull, 1988).

As funções universais têm sido determinadas experimentalmente e suas formas corretas dependem criticamente do valor assumido para a constante de von Karman (Frenzen and Vogel, 1994). Formulações mais recentes para essas funções estão resumidas em WGASF (2000).

Em condições de estabilidade neutra é possível derivar as fórmulas *bulk* como:

$$u_*^2 = C_D (\bar{u}_z - \bar{u}_0)^2 \quad (8)$$

$$u_* T_* = C_H (\bar{u}_z - \bar{u}_0) (\bar{T}_z - \bar{T}_0) \quad (9)$$

$$u_* q_* = C_E (\bar{u}_z - \bar{u}_0) (\bar{q}_z - \bar{q}_0) \quad (10)$$

Onde, u_z , \bar{T}_z e \bar{q}_z são as medidas de \bar{u} , \bar{T} e \bar{q} obtidas em alguma altura z e \bar{u}_0 , \bar{T}_0 e \bar{q}_0 indicam os valores dessas variáveis na superfície.

As relações 8 a 10 definem, em condições neutras, os coeficientes de arrasto (C_D), de transferência de calor (C_H) e de vapor d'água (C_E), que por sua vez dependem do comprimento de rugosidade aerodinâmico (z_0).

5.2.1 Comprimento de rugosidade aerodinâmico (z_0)

Sobre uma superfície rígida, o comprimento de rugosidade de momento, z_0 , é definido como a altura na qual a velocidade média do vento é igual a zero, considerando um perfil logaritmo do vento, sob condições de estabilidade atmosférica neutra.

No caso de uma superfície rígida, o comprimento de rugosidade aerodinâmica está relacionado com as propriedades geométricas dos elementos de rugosidade que compõem esta superfície (Garrat, 1992). Entretanto, a geometria da superfície do mar, e conseqüentemente a sua rugosidade aerodinâmica variam em função da intensidade do vento em baixos níveis. Smith (1988) propôs uma expressão para z_0 para a superfície do oceano, válida para qualquer regime de escoamento turbulento, e que vem sendo adotada em vários algoritmos de estimativa de fluxos verticais turbulentos sobre o oceano (Fairall *et al.*, 1996; Zeng and Brown, 1998).

É comum caracterizar a superfície do oceano e o regime do escoamento do vento em termos do número de Reynolds de rugosidade (WGASF, 2000). Com o aumento da velocidade do vento a superfície se torna aerodinamicamente "rugosa", onde o atrito é dominado pelas forças de pressão ("form drag") e de viscosidade molecular ("skin drag") ao redor dos elementos de rugosidade. Nesse regime, sobre uma superfície rígida, z_0 (e C_D) independe da velocidade do vento. Uma superfície não rígida, entretanto, responde continuamente a variação da tensão de cisalhamento do vento variando sua rugosidade.

Charnock (1955) propôs uma relação para o a rugosidade aerodinâmica, para uma superfície não rígida, que tem sido utilizada como referência para a maior parte das estimativas da rugosidade sobre o oceano. Na expressão de Charnock, a rugosidade aerodinâmica da superfície do oceano é diretamente proporcional a intensidade do fluxo vertical turbulento de momento na CLS e a constante de proporcionalidade é conhecida como constante de Charnock (α_c). Garratt (1992); Fairall *et al.* (1996) e Hare *et al.* (1999), entre outros, encontraram variações nos valores de α_c , principalmente em função da velocidade do vento em baixos níveis. A grande variedade de valores

obtidos para a constante de Charnock sugere que α_c não é constante mas depende do chamado "estado do mar". Essa dependência tem levado a modificações na relação de Charnock, tornando α_c dependente dos parâmetros da onda, particularmente da *idade da onda* (Melville, 1977; Nordeng, 1991; Donelan *et al.*, 1993, Moon *et al.*, 2004, Lange *et al.*, 2004). A idéia é que ondas jovens - desenvolvidas como resultado de regiões costeiras limitadas ou de ventos de duração limitada ou da variação da topografia costeira - viajam muito mais lentamente que o vento e absorvem muito mais momento da atmosfera, levando a uma maior rugosidade da superfície oceânica, em contraste, à velocidade das ondas mais velhas, bem mais próxima a velocidade do vento em baixos níveis.

Wu (1968) descreveu a expressão de Charnock como "uma equação de estado caracterizando o equilíbrio resultante da interação entre o vento e as ondas, com as ondas de gravidade sendo os elementos de rugosidade" e sugeriu que, no caso de velocidades do vento intermediárias, as ondas capilares contribuem significativamente para o atrito. Bourassa *et al.* (1999) propuseram um modelo de interação ar-mar, onde z_0 foi parametrizado em função das ondas capilares proposta por Wu (1968) e a expressão modificada de Charnock para incluir a idade da onda (Smith *et al.*, 1992).

Os grandes valores de C_D , obtidos por fórmulas baseadas na idade da onda, levou Yelland *et al.* (1998) a questionarem se o parâmetro de rugosidade depende mesmo da idade da onda. Eles analisaram um grande conjunto de dados e não encontraram evidências da dependência da tensão de cisalhamento do vento com a idade da onda. Usando um sistema de anemômetros sônicos montados em uma bóia, Taylor *et al.* (1999), também não encontraram dependência entre o parâmetro de rugosidade e a idade das ondas.

Dessa forma, após exame de vários conjuntos de dados publicados na literatura, Taylor and Yelland (2001), propuseram uma expressão para o comprimento de rugosidade, onde o caráter de C_D difere significativamente daqueles obtidos por formulações baseadas na idade da onda.

Em resumo, apesar de décadas de trabalho em interação vento-onda, a parametrização de z_0 em termos do estado do mar é ainda matéria de grande controvérsia. A incerteza no cálculo de z_0 também afeta o conhecimento de C_E e C_H , o que, em última instância, prejudica as estimativas dos fluxos na interface oceano-atmosfera obtidas por métodos indiretos.

5.2.2 Coeficiente de transferência de movimento ou coeficiente de arrasto

A aplicação das teorias clássicas de fechamento válidas para a CLS, relacionando o fluxo de momento ao gradiente vertical do vento (como em 8) permite que o coeficiente de arrasto seja obtido utilizando medidas do perfil vertical do vento médio. Expressões semi-empíricas obtidas para o perfil vertical do vento médio (Businger *et al.*, 1971) permitem correções para o coeficiente

de arrasto para o caso neutro. Garratt (1977) faz uma revisão das várias maneiras de se obter o coeficiente de arrasto.

A maioria dos modelos numéricos utiliza valores do coeficiente de arrasto obtidos por Large and Pond (1981 e 1982) ou por Smith (1980 e 1988). Outros autores sugerem diferentes variações de C_D (Garratt, 1977; Wu, 1994; Bradley *et al.*, 1991 e Yelland and Taylor, 1996).

5.2.3 Coeficientes de transferência calor e umidade

Ao contrário do coeficiente de arrasto, estimativas tradicionais de fluxo de calor sensível e latente na CLS, através de formulas bulks, tendem a utilizar valores constantes de C_H e C_E sobre o oceano. Problemas instrumentais, parcialmente causados pela exposição ao ambiente marítimo, tem limitado o número de observações confiáveis levando a incertezas de, no mínimo, 10% em seus valores e, conseqüentemente, nos valores dos fluxos.

Friehe and Schmitt (1976) recomendaram, baseados em vários conjuntos de dados turbulentos, onde a velocidade do vento mais alta era 4 m s^{-1} , a utilização de um valor constante para C_E neutro. Após uma revisão crítica de vários estudos anteriores, Smith (1989) também sugeriu um valor constante para esse coeficiente, para ventos entre 4 e 14 m s^{-1} .

Resultados do experimento “Humidity EXchange Over the Sea” (HEXOS) sugerem, para ventos de até 18 m s^{-1} , um valor de C_E neutro também constante (DeCosmo *et al.*, 1996).

Para o coeficiente de transferência de calor sensível, Friehe and Schmitt (1976) obtiveram valores ligeiramente diferentes para condições instáveis e estáveis e propuseram que a diferença entre esses valores era parcialmente um efeito da razão entre as difusividades de calor e de vapor de água no ar (dada pela razão entre número de Prandtl e o número de Schmidt). Em contraste, DeCosmo *et al.* (1996) sugeriram valores iguais para os coeficientes de calor e umidade neutros, para os altos valores de vento obtidos no HEXOS.

De acordo com Bradley *et al.* (1991), para regimes de baixa velocidade do vento, os coeficientes de transferência aumentam quando o vento se torna abaixo de 2 m s^{-1} .

A incerteza na especificação dos coeficientes de transferência torna inaceitável, no contexto de modelos climáticos e particularmente nos modelos acoplados oceano-atmosfera, a conseqüente pouca precisão com que os fluxos são obtidos utilizando fórmulas *bulk*.

5.3 Aplicação dos métodos direto e indireto

Neste projeto, os fluxos verticais turbulentos de momento, calor sensível e calor latente, obtidos diretamente, com sensores de resposta rápida, serão utilizados para a obtenção das escalas características descritas em (5) a (7).

Simultaneamente aos fluxos turbulentos verticais, serão obtidos os valores convencionais do vento, temperatura e umidade do ar, em 3 níveis de altura.

O conhecimento simultâneo das escalas características e dos gradientes verticais das variáveis médias, permite, através da utilização das relações 8 a 10, a determinação dos coeficientes de transferência mais adequados ao local de estudo.

Uma vez conhecidos esses coeficientes é possível validar e calibrar as parametrizações utilizadas para a determinação dos fluxos verticais turbulentos utilizando os dados convencionais obtidos com sensores de resposta lenta.

Em um primeiro momento do projeto só serão investigadas as parametrizações que não envolvam o estado do mar, via idade da onda. Entretanto, pretende-se no futuro, testar também essas parametrizações.

6. DISCUSSÃO

O interesse maior desta pesquisa é a observação, durante um longo período de tempo, da camada limite superficial atmosférica sobre regiões oceânicas. O objetivo primeiro deste projeto é o estabelecimento de uma *base* experimental no Arquipélago de São Pedro e São Paulo para a investigação da interação oceano-atmosfera através da determinação observacional dos fluxos verticais de calor sensível, latente e de momento, na região do Atlântico Tropical.

Tendo em vista o caráter multidisciplinar das atividades de pesquisa relacionadas ao oceano e a atmosfera, acredita-se que o estabelecimento de uma base experimental fixa no ASPSP para o estudo da interação oceano-atmosfera trará benefícios não só ao projeto FluTuA, mas também para os demais projetos de pesquisa em execução no “Programa Arquipélago e Ilhas Oceânicas”. Por outro lado, a vinculação dessa *base observacional* às instituições de ensino confere ao FluTuA um perfil educacional ideal para transferência dos conhecimentos acumulados e o treinamento de pessoal técnico operacional em uma área aonde existe uma grande carência de pesquisadores e de pessoal técnico especializado.

A implementação do Projeto FluTuA, no ASPSP, foi aprovada pelo “Programa Arquipélago e Ilhas Oceânicas da Marinha do Brasil/CNPq” em 26 de novembro de 2004 e os custos com as despesas de transporte de pessoal de São Paulo até Natal serão custeados pelo CNPq através do processo 48.0029/2004-0 e de Natal até o ASPSP pela SECIRM.

Entre 15 e 24 de maio de 2002, foi realizada uma campanha de medidas observacionais, como parte do projeto FluTuA. Durante 10 dias foram realizadas medidas de (i) fluxos de radiação solar (da atmosfera para a superfície e da superfície para a atmosfera) e fluxos de radiação de onda longa (emissão da superfície e da atmosfera), a 6 metros de altura; (ii) temperatura do ar, umidade relativa e componentes horizontais do vento, a 11 metros de altura e (iii) temperatura da superfície do mar. Essas observações foram realizadas a bordo do Navio da Marinha do Brasil (*Comte. Manhães*), entre Natal (6°S , 35.2°W) e Arquipélago de São Pedro e São Paulo (1°N , 29.3°W). Esses dados foram usados para estimar as componentes de energia turbulenta, sobre a superfície oceânica. Também foram feitas uma validação e caracterização espacial preliminar dos dados coletados durante a campanha observacional usando os dados coletados nas bóias PIRATA. Os resultados preliminares obtidos podem ser vistos na homepage (http://www.iag.usp.br/meteo/labmicro/Flutua_Jacyra_CBMet.pps) e em Soares *et al.* (2004) e Bacellar *et al.* (2004).

Além disso, em janeiro de 2004, alunos do Grupo de Micrometeorologia permaneceram no Arquipélago por 15 dias fazendo medidas meteorológicas convencionais. Alguns desses resultados podem ser vistos em (<http://www.iag.usp.br/meteo/labmicro/2aCampanha-FluTuA1.ppt>).

A idéia deste projeto e as questões científicas e técnicas pertinentes a sua implementação foram apresentadas e discutidas com especialistas da área nos eventos “WCRP/SCOR Workshop Intercomparison and Validation of Ocean-Atmosphere Flux Fields” (Soares *et al.*, 2001a) e CLIVAR Workshop on Tropical Atlantic Variability (Soares *et al.*, 2001b).

O FluTuA se enquadra também dentro do Programa internacional SOLAS (Surface Ocean Lower Atmosphere Study (<http://www.uea.ac.uk/env/solas/countries/Brazil.html>), cujo representante do SOLAS Brasil é um dos coordenadores do FluTuA e dos objetivos do Projeto “*Pilot Research moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA)*”, coordenado, pelo Dr. Jacques Servain, colaborador do FluTuA.

Além das parcerias internacionais, o FluTuA terá como meta procurar parcerias nacionais para comparar resultados dos modelos com as observações obtidas no experimento.

A grande experiência do Grupo em campanhas de medidas micrometeorológicas (Oliveira, 2003), contribuirá para o sucesso da presente proposta de trabalho, a qual obterá um conjunto importante de **dados inédito** no Brasil. A participação de pesquisadores franceses, através do Jacques Servain – oceanógrafo com ampla experiência em estudos do Atlântico Tropical - também contribuirá para o êxito do FluTuA.

Os coordenadores serão responsáveis por todas as atividades do FluTuA. Os alunos de Graduação e Pós Graduação participarão, dentro do universo de conhecimento de cada um, de

praticamente todas as etapas do FluTuA pois uma preocupação constante dos Coordenadores é a transferência de conhecimento, através da formação de recursos humanos, em uma área aonde existe uma grande carência, no Brasil, de pesquisadores e de pessoal técnico especializado.

Caberá ao pesquisador Jacques Servain colaborar com o tratamento e a análise dos dados obtidos e com a confecção de artigos científicos a serem publicados em revistas especializadas da área.

A tabela abaixo resume a contribuição e obrigação de cada participante do FluTuA.

Atividades	Jacyra Soares	Amauri P. de Oliveira	Jacques Servain	Alunos de Pós Graduação	Alunos de Graduação
Importação dos equipamentos	Responsável	Responsável			
Teste dos equipamentos em São Paulo	Responsável	Responsável		Colaborador	Colaborador
Instalação e teste dos equipamentos no ASPSP	Responsável	Responsável		Colaborador	Colaborador
Tratamento e análise dos dados	Responsável	Responsável	Colaborador	Colaborador	Colaborador
Campanhas intensivas, de curta duração (12 dias)	Responsável	Responsável		Colaborador	Colaborador
Manutenção dos equipamentos no ASPSP	Responsável	Responsável		Colaborador	Colaborador
Submissão de artigos científicos	Responsável	Responsável	Colaborador	Colaborador	Colaborador

7. CRONOGRAMA DE EXECUÇÃO

Estima-se, o prazo total para importação, teste e instalação dos equipamentos no ASPSP como de 9 meses, divididos conforme o cronograma esquematizado abaixo, onde se considera como mês zero, o mês em que o projeto for aprovado pela Fapesp.

Duração	Atividade
3 meses	Importação dos equipamentos
3 meses	Teste dos equipamentos em São Paulo
3 meses	Instalação e testes dos equipamentos no ASPSP

Após esses 9 meses, pretende-se realizar as campanhas de medidas observacionais com os sensores de resposta rápida e lenta, previstas para ter uma duração, mínima, de dois anos.

Simultaneamente, pretende-se realizar as campanhas intensivas, de curta duração (12 dias), a cada 4 meses onde serão realizadas sondagens oceanográficas (CDT) a cada 6 horas de forma simultânea.

As viagens ao ASPSP serão financiadas pela SECIRM/CNPq mas para a implementação do projeto é necessária uma infra-estrutura básica: (i) construção de uma passarela de madeira entre a torre e cabine do computador; (ii) calha de conexão entre a torre e cabine do computador e (iii) fixação da torre e da cabine do computador. Também é imprescindível a aquisição de um sistema de monitoramento, armazenamento e transmissão de dados.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bacellar, S., A. P. Oliveira, J. Soares, J. Servain, 2004: Preliminary results of the surface radiation balance over the Tropical Atlantic Ocean. *XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 29/8 a 03/9 em Fortaleza, Ceará. CD.
- Blanc, T.V., 1983: A Practical Approach to Flux Measurements of Long Duration in the Marine Atmospheric Surface Layer. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **22**, 1093-1110.
- Bourassa, M.A., D.G. Vincent and W.L.Wood, 1999: A flux parameterization including the effects of capillary waves and sea state. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1123-1139.
- Boville, B.A. and P.R.Gent, 1998: The NCAR Climate Systems Model, Version one. *J. Climate*, **11**, 1115 - 1130.
- Bradley, E.F., P.A. Coppin and J.S. Godfrey, 1991: Measurements of sensible and latent heat fluxes in the western equatorial Pacific ocean. *J. Geophys. Res.*, **96**, Suppl. 3375-3389.
- Brunke, M. A., X. Zeng, and S. Anderson, 2002: Uncertainties in sea surface turbulent flux algorithms and data sets. *J. Geophys. Res.*, **107** (C10), 3141, doi: 10.1029/2001JC000992.
- Brunke MA, Fairall CW, Zeng XB, Eymard L, Curry JA, 2003: Which bulk aerodynamic algorithms are least problematic in computing ocean surface turbulent flux?. *JOURNAL OF CLIMATE* 16 (4): 619-635.
- Businger, J.A, J.C. Wyngaard, Y. Izumi and E.F.Bradley, 1971: Flux-profile relations in the atmospheric surface layer. *J. Atmos.Sci*, **28**, 181-189.
- Colin, C., and S.L. Garzoli, 1987: In-situ wind measurements and the ocean response in the equatorial Atlantic during the FOCAL/SEQUAL experiment. *J. Geophys. Res.-Oceans*, **92**(C4),3741-3750.
- Charnock, H., 1955: Wind stress on a water surface. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **81**, 639-640.
- Da Silva, A. M., C. C. Young and S. Levitus, 1994: *Atlas of Surface Marine Data 1994*, NOAA Atlas NESDIS 6. (6 Volumes) Available from: U.S Dept. Commerce, NODC, User Services Branch, NOAA/NESDIS E/OC21, Washington D.C, 20233, USA.
- DeCosmo, J., K. B. Katsaros, S. D. Smith, R. J. Anderson, W. A. Oost, K. Bumke and H. Chadwick, 1996: Air-sea exchange of water vapor and sensible heat: The Humidity Exchange Over the Sea (HEXOS) results. *J. Geophys. Res.*, **101**, 12001- 12016.
- Donelan, M.A., F.W. Dobson, S.D. Smith and R.J. Anderson, 1993: On the dependence of sea surface roughness on wave development. *J. Phys. Oceanog.*, **23**, 2143-2149.
- Enriquez, A.G. and A.Friehe, 1997: Bulk parametrization of momentum, heat and moisture fluxes over a coastal upwelling area. *J. Geophys. Res.*, **102**, 5781-5798.
- Esbensen, S. K. and Y. Kushnir, 1981: *The heat budget of the global ocean: An atlas based on estimates from surface marine observations*. Climatic Research Institute Report No 29, Oregon State University.
- Fairall, C.W., A.A. Grachev, A.J. Bedard, and R.T. Nishiyama 1996: *Wind, wave, stress, and surface roughness relationships from turbulence measurements made on R/P FLIP in the SCOPE experiment*. NOAA Tech. Memo ERL ETL-268, 37pp.
- Frenzen, P. and C. A. Vogel, 1992: The turbulent Kinetic Energy budget in the atmospheric surface layer: a review and an experimental reexamination in the field. *Boundary-Layer Meteor.*, **60**, 49 - 76.

- Friehe, C.A. and K.B. Schmitt, 1976: Parameterization of air-sea interface fluxes of sensible heat and moisture by the bulk aerodynamic formulas. *J. Phys. Oceanog.*, **6**, 801-809.
- Garratt, J. R., 1977: Review of drag coefficients over oceans and continents. *Mon. Weather Rev.*, **105**, 915-929.
- Garratt, J. R., 1992: *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press, New York, 316 pp.
- Geernaert, G.L., 1990: Bulk parameterizations for the wind stress and heat fluxes. In *Surface Waves and Fluxes*, vol. 1, G.L. Geernaert and W.J. Plant (eds.), 91-172, Kluwer, Dordrecht.
- Hare, J. E., P. O. G. Persson, C. W. Fairall and J. B. Edson, 1999: Behaviour of Charnock's relationship for high wind conditions. *Preprint vol.: 13th Conf. on Boundary Layers and Turbulence*, Dallas, Texas, 10-15 January, 1999, Amer. Meteor. Soc., Boston, MA.
- Hasse, L., M. Grossklaus, K. Uhlig and P. Timm, 1998: A ship rain gauge for use in high winds. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **15**, 380-386.
- Josey, S. A., E. C. Kent and P. K. Taylor, 1998: *The Southampton Oceanography Centre (SOC) Ocean-Atmosphere Heat, Momentum and Freshwater Flux Atlas*. Report No. 6, Southampton Oceanography Centre, Southampton, United Kingdom, 30 pp + figs.
- Lange B, Johnson H. K., S. Larsen, J. Hojstrup., H. Kofoed-Hansen., M. J. Yelland, 2004: On detection of a wave age dependency for the sea surface roughness. *J. Phys. Oceanog.*, **34** (6): 1441-1458.
- Large, W.G and S. Pond, 1981: Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanog.*, **11**, 324-336.
- Large, W.G. and S. Pond, 1982: Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. *J. Phys. Oceanog.*, **12**, 464-482.
- Melville, W.K., 1977: Wind stress and roughness length over breaking waves. *J. Phys. Oceanog.*, **7**, 702-710.
- Moon I.J., I. Ginis, T. Hara, 2004: Effect of surface waves on Charnock coefficient under tropical cyclones. *Geophys. Res. Lett.*, **31** (20): Art. No. L20302
- Nordeng, T.E., 1991: On the wave age dependent drag coefficient and roughness length at sea. *J. Geophys. Res.*, **96**, 7167-7174.
- Oliveira, A.P., 2003: Investigação da Camada Limite Planetária na Região de Iperó. *Tese de Livre docência*. Departamento de Ciências Atmosféricas. IAG-USP. São Paulo. SP. Brasil. 220 pp.
- Smith, S. D., 1980: Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds. *J. Phys. Oceanog.*, **10**, 709-726.
- Smith, S. D., 1988: Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *J. Geophys. Res.*, **93**, 15467-15472.
- Smith, S. D., 1989: Water vapor flux at the sea surface. *Boundary-Layer Meteor.*, **47**, 277-293.
- Smith, S. D, R.J. Anderson, W. A. Oost, C. Kraan, N. Maat, J. Decosmo, K.B.Katsaros, K.L. Davidson, K. Bumke, L. Hasse, H.M.Chadwick, 1992: Sea-surface wind stress and drag coefficients - the hexos results. *Boundary-Layer Meteor.*, **60**, 109-142.
- Soares, J., A.P. Oliveira, I. Wainer and J. Servain, 2001a: Turbulent fluxes over the Tropical Atlantic Ocean. *CLIVAR Workshop on Tropical Atlantic Variability*. Paris. France. September 3-6.
- Soares, J.; A. P Oliveira; I. Wainer, J Servain, 2001b: Turbulent fluxes over the tropical Atlantic Ocean. In: WCRP/SCOR Workshop intercomparison and validation of ocean-atmosphere flux fields, 2001, Potomac, MD, USA. *Proceedings of Intercomparison and Validation of Ocean-Atmosphere Flux Fields*. Geneva, Switzerland: WMO, v. WCRP, p. 334-337.
- Soares, J., A.P. Oliveira, J. Servain, S. A. Bacellar, 2004: Resultados preliminares do balanço de energia sobre o oceano Atlântico tropical observado, em 2002, durante a campanha de medidas do projeto FluTuA. *XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 29/8 a 03/9 em Fortaleza, Ceará. CD.
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteor.*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Taylor, P.K., M.J.Yelland, F.W.Dobson and R.J.Anderson, 1999: Storm Wind Study II: Wind Stress Estimates from Buoy and Ship. in *Proc. Symp. On the Wind-driven Air-sea Interfaces* (Ed. M.L.Banner), Univ. of New South Wales, Sydney, 11-15 Jan., 353 - 354.
- Taylor, P. K., and M. A. Yelland, 2001: The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves. *J.Phys.Oceanogr.*, **31** (2): 572-590.
- Wainer, I., A.Taschetto, J.Soares, A.P.Oliveira, B.Otto-Bliesner, E.Brady, 2003: Intercomparison of heat fluxes in the South Atlantic. Part I: The seasonal cycle. *Journal of Climate*. **16**(4), 706-714.

- Weill, A., L. Eymard, G. Caniaux, D. Hauser, S. Planton, H. Dupuis, A. Brut, C. Guerin, P. Nacass, A. Butet, S. Cloche, R. Pedreros, P. Durand, D. Bourras, H. Giordani, G. Lachaud, and G. Bouhours, 2003: Toward a Better Determination of Turbulent Air–Sea Fluxes from Several Experiments. *Journal of Climate*, **16**, 600-618.
- WGASF, 2000: Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. *Final report of the Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea Fluxes*. November. WMO/TD-No. 1036.
- Wu, J., 1968: Laboratory studies of wind-wave interactions. *J. Fluid Mech.*, **34**, 91-111.
- Wu, J., 1994: The sea surface is aerodynamically rough even under light winds. *Boundary-Layer Meteor.*, **69**, 149-158.
- Yelland, M. J., B. I. Moat, P. K. Taylor, R. W. Pascal, J. Hutchings and V. C. Cornell, 1998: Measurements of the open ocean drag coefficient corrected for air flow disturbance by the ship. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 1511 - 1526.
- Yelland M.J. and P.K.Taylor, 1996: Wind stress measurements from the open ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 541-558.
- Yu, L., A. R. Weller, and B. Sun, 2004: Mean and Variability of the WHOI Daily Latent and Sensible Heat Fluxes at In Situ Flux Measurement Sites in the Atlantic Ocean. *Journal of Climate*. **17**, 2096-2118.
- Zeng, L. X. and R. A. Brown, 1998: Scatterometer observations at high wind speeds. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1412 - 1420.

CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

Dados do Projeto e do Proponente

Título do Projeto:	FluTuA – Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico
Coordenador do Projeto:	Jacyra Soares e Amauri Pereira de Oliveira
Entidade Proponente:	Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas Universidade de São Paulo
Entidade Gestora: (se diferente da Proponente)	
Edital:	Programa Arquipélago e Ilhas Oceânicas/CNPq n° 056/2005

MODELO ESTRUTURADO

I. DOCUMENTO DE DESCRIÇÃO DETALHADA

INFORMAÇÕES OBRIGATÓRIAS

1. Título do projeto.

FluTuA – Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico

2. Proponente e/ou coordenador – endereço institucional, endereço eletrônico e telefone de contato, em conformidade com o item 2 do Edital.

Jacyra Ramos Soares. Universidade de São Paulo. Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas. Departamento de Ciências Atmosféricas. Rua do Matão 1226. São Paulo, SP. 05508-900. Telefones: (11) 30914711 e (11) 97451993. e-mail: jacyra@usp.br

3. Equipe técnica, em conformidade com o item 2 do Edital.

Nome	Qualificação (Formação/Função)	Dedicação (em horas semanais)	Currículo Lattes atualizado. Sim ou Não?
Jacyra Soares	PhD / Coordenador	20	sim
Amauri Pereira de Oliveira	PhD / Coordenador	12	Sim
Jacques Servain	PhD / Colaborador	6	sim

4. Objetivo(s) geral(is) e específicos, em conformidade com os itens 2 do Edital.

O objetivo primeiro deste projeto é investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional direta dos fluxos verticais de calor sensível, latente e de momento, na região do Atlântico tropical, utilizando sensores de resposta rápida instalados em uma torre micrometeorológica sobre uma base fixa.

Medidas na camada limite superficial sobre o oceano fornecem informações sobre trocas verticais de calor sensível e latente, umidade e de momento entre o oceano e a atmosfera. Essas medidas, junto com informações de radiação e precipitação, permitem um melhor entendimento dos processos climáticos e suas interações. Permitem também a definição e validação de condições de acoplamento para modelos numéricos oceânicos e atmosféricos de micro, meso e grande escala.

Para as medidas de turbulência será utilizado um conjunto de sensores de resposta rápida - anemômetro sônico de três eixos e higrômetro de criptônio - instalados a 10 metros da superfície que fornecerá observações das flutuações das três componentes do vento, da temperatura e da densidade de vapor do ar com frequência de amostragem entre 1 e 30 Hz.

Simultaneamente, sensores de resposta lenta, fornecerão medidas de temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento, em 3 níveis de altura, utilizando a torre micrometeorológica. Essas medidas propiciarão uma forma alternativa e indireta de estimar fluxos, na interface ar-mar, através de ajuste dos perfis médios de umidade específica, temperatura e velocidade horizontal do vento aos respectivos perfis verticais previstos pela Teoria da Similaridade de Monin e Obukhov (TSMO). Este método, identificado aqui como *método indireto*, requer observações destas propriedades em pelo menos dois níveis na vertical e valores médios das variáveis em intervalos de tempo de 5 minutos a 1 hora. A utilização do método indireto está restrita as condições de validade da TSMO sobre o oceano.

Pretende-se também, durante alguns períodos do ano (idealmente 4 vezes por ano) realizar

campanhas de medidas *in loco*, com duração média de 12 dias, onde serão realizados perfis verticais oceânicos com CTD. Os perfis verticais de condutividade e temperatura oceânica permitirão determinar, entre outras propriedades físicas da água do mar, a profundidade da camada de mistura oceânica. O acoplamento entre os perfis verticais oceânicos e as observações de superfície permitirá entender, com detalhes, a física da interação entre a camada de mistura oceânica e a camada limite superficial (CLS) na região do Atlântico tropical.

Medidas de precipitação, radiação líquida, das componentes do balanço de radiação, pressão atmosférica, temperatura da água do mar, temperatura do solo e fluxo de calor no solo também serão efetuadas durante o FluTuA. O sensor de pressão atmosférica irá fornecer observações da marcha temporal de pressão necessária na estimativa da umidade específica do ar a partir da umidade relativa do ar.

Os dados obtidos durante os experimentos terão várias aplicações imediatas:

Cálculo do balanço de radiação sobre o oceano,

Cálculo do balanço de energia sobre o oceano,

Estimativa dos coeficientes de transferência de momento, calor e umidade,

Estimativa da tensão de cisalhamento do vento sobre a região;

Determinação da evolução temporal da estrutura termodinâmica da camada de mistura oceânica.

A obtenção simultânea dos fluxos turbulentos e dos valores dos gradientes verticais das variáveis médias (temperatura, umidade e vento) permitirá a validação e calibração das parametrizações utilizadas em modelos numéricos oceânicos e atmosféricos. Pretende-se ao final do FluTuA sugerir as melhores parametrizações a serem utilizadas em modelos numéricos do Atlântico tropical.

Outro objetivo importante deste Projeto é a obtenção de uma série temporal contínua de medidas de precipitação sobre o oceano tropical.

O estabelecimento de uma *base* experimental no Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP) para caracterizar observacionalmente a interação entre o oceano e a atmosfera do oceano Atlântico Tropical é o objetivo maior do FluTuA.

5. Descrever a relevância e a(s) justificativa(s) para a realização do projeto em questão.

Uma questão atual e bastante importante, que tem preocupado os cientistas e a sociedade como um todo, é a mudança climática que o planeta vem sofrendo, quer seja devido à ação humana ou à variabilidade natural do clima. A quantificação dos possíveis efeitos dessas mudanças no clima terrestre tem sido feita através da simulação de diferentes cenários utilizando modelos numéricos de sistemas climáticos. Um aspecto importante dessas simulações é a transferência de energia, massa e momento entre o oceano e a atmosfera, a qual ocorre através dos fluxos verticais turbulentos de calor, massa e momento. Esses fluxos estabelecem o acoplamento entre o oceano e a atmosfera representando, dessa forma, processos chave no sistema climático.

Além de mudanças climáticas, o conhecimento das trocas turbulentas na interface ar-mar é importante para estudos diagnósticos e prognósticos aplicados à previsão numérica, às atividades de monitoramento ambiental que utilizam modelos operacionais de dispersão de poluentes atmosféricos e oceânicos, estudos oceanográficos, estudos dos ciclos biogeoquímicos, modelos de previsão de onda, engenharia marinha, etc.

Os fluxos verticais turbulentos podem ser estimados diretamente, através da covariância entre as flutuações estatísticas de velocidade vertical e as respectivas variáveis (umidade específica do ar,

no caso do fluxo de massa; temperatura do ar, no caso do fluxo de calor sensível; e as componentes zonal e meridional da velocidade do vento, no caso do momento). Este método, daqui a diante referido como *método direto*, requer medidas destas flutuações com uma taxa de amostragem de, no mínimo, 1 Hz.

Apesar dos recentes avanços verificados nas técnicas de observação, estimativas diretas desses fluxos permanecem limitadas no tempo e espaço, impedindo uma descrição climatológica em escala planetária desses fluxos, principalmente sobre os oceanos. As tentativas de produzir uma climatologia desses fluxos turbulentos sobre os oceanos diferem bastante em vários aspectos importantes. Existem na literatura atual inúmeros artigos discutindo a grande discrepância existente, tanto na intensidade quanto na fase, entre os fluxos estimados por diferentes autores (Brunke et al., 2002, Wainer *et al.*, 2003, Brunke et al., 2003, Weill et al., 2003, Yu et al., 2004, Curry et al., 2004, WGASF, 2000, entre outros). A única forma de resolver estas discrepâncias é através de experimentos observacionais da camada limite superficial atmosférica, onde sejam realizadas medidas das flutuações das três componentes da velocidade do vento, temperatura e umidade do ar, na interface oceano-atmosfera, com alta frequência de amostragem, durante um período de tempo longo o suficiente do modo a captar as variações, em diferentes escalas de tempo, dos fluxos verticais turbulentos de momento, calor sensível e calor latente.

Por exemplo, a Figura 1, adaptada de Wainer *et al.* (2003), mostra a distribuição mensal dos fluxos de calor latente, sensível e do fluxo líquido de calor para o oceano, em um ponto (0° , 29° W) perto do Arquipélago de São Pedro e São Paulo ($00^\circ 56' N$ e $29^\circ 22' W$). Como pode ser visto há uma grande discrepância, tanto na intensidade quanto na fase, dos fluxos estimados por diferentes autores. Discrepâncias equivalentes são encontradas em várias outras regiões do Atlântico, em todas as épocas do ano, com implicações difíceis de serem determinadas nos prognósticos climáticos e de tempo em escala local e global (Wainer *et al.*, 2003).

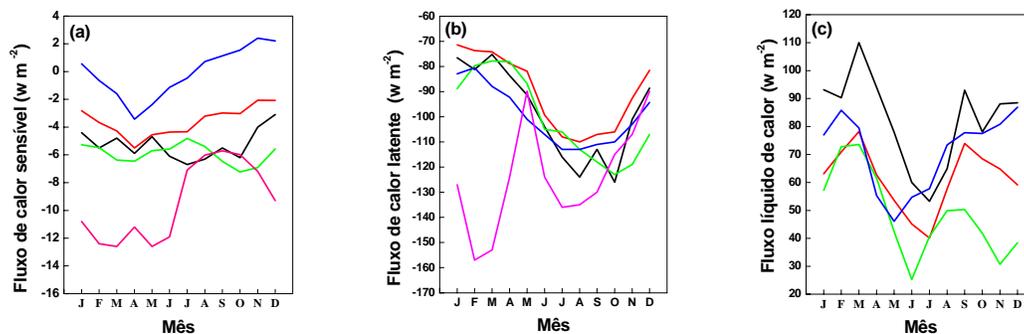


Figura 1: Fluxos turbulentos de (a) calor sensível, (b) calor latente e (c) calor líquido obtidos de diferentes climatologias, em (0° , 29° W). As curvas pretas correspondem a SOC, as vermelhas a DaSilva, verdes a E-K e rosas a NCAR. (Adaptada de Wainer *et al.*, 2001). SOC refere-se a climatologia do Southampton Oceanography Centre (Josey *et al.*, 1998), DaSilva a climatologia de DaSilva *et al.* (1994), E-K a climatologia de Esbensen and Kushnir (1981) e NCAR ao modelo de sistema climático acoplado (Boville and Gent, 1998). Nessa figura, os fluxos são considerados positivos (negativos) quando o oceano está ganhando (perdendo) calor.

A única forma de resolver estas discrepâncias é através de experimentos observacionais da camada limite superficial atmosférica, onde são realizadas medidas das flutuações das três componentes da velocidade do vento, temperatura e umidade do ar, na interface oceano-atmosfera, com alta frequência de amostragem, durante um período de tempo longo o suficiente do modo a captar as variações sazonais dos fluxos verticais turbulentos de momento, calor sensível e calor latente.

A camada limite superficial (CLS) é a região da atmosfera em contato direto com a superfície e cuja estrutura dinâmica e termodinâmica é determinada pela interação entre a atmosfera e a superfície. A CLS representa os primeiros 10 % da extensão vertical da Camada Limite Planetária (CLP), onde os fluxos verticais turbulentos são constantes, e conseqüentemente, onde é válida a TSMO. De um modo geral, e em particular no caso das regiões marítimas, a evolução da CLS é controlada pela mistura turbulenta induzida pela diferença de temperatura entre a superfície do oceano e o ar - produção térmica - ou, mais importante ainda, pelo cisalhamento vertical do vento em baixos níveis - produção mecânica. Assim, quantificar os fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e momento na CLS equivale a quantificar estes fluxos na superfície do oceano.

Apesar da importância, estudos observacionais da CLS realizados em regiões marítimas brasileiras por grupos de pesquisadores brasileiros são inexistentes. Essa ausência se deve em grande parte as dificuldades técnicas associadas aos métodos de medidas e a falta de pessoal técnico/científico habilitado para realizar essas medidas no Brasil.

Observações meteorológicas sobre o oceano requerem equipamentos robustos pois a severidade do ambiente marinho provoca a rápida deterioração dos sensores, alterando o desempenho dos mesmos (Bradley *et al.*, 1991).

Além disso, quando as observações são realizadas em *plataformas móveis* (bóias, navios ou aviões) a interferência do movimento da plataforma dificulta a obtenção de medidas das flutuações de velocidade do escoamento turbulento, especialmente na direção vertical, inviabilizando a estimativa dos fluxos turbulentos nesta direção.

No caso dos navios e aviões, além dos efeitos adversos do ambiente marinho e do movimento dos sensores, o alto custo da operação impede a realização de observações durante períodos longos de tempo. No caso de avião, existe também uma limitação operacional que impede a sua utilização abaixo de 30 metros (a operação de aeronaves abaixo de 30 metros viola os contratos das companhias de seguro) inviabilizando as estimativas de fluxos verticais turbulentos na CLS (Enriquez and Friehe, 1997).

Todas essas limitações impedem uma amostragem representativa das trocas turbulentas na interface oceano-atmosfera através de plataformas móveis.

Comparativamente às plataformas móveis, as estimativas de fluxos turbulentos na CLS através de plataformas fixas são consideravelmente mais simples tecnicamente e mais baratas. A grande limitação das plataformas fixas está relacionada à representatividade espacial destas estimativas, que, em geral, fica circunscrita às regiões oceânicas que permitam a instalação de bases fixas (regiões litorâneas ou ilhas oceânicas com topografia suave).

Este projeto tem como objetivo primeiro investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional direta e contínua dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento sobre o oceano Atlântico.

Para tanto será instalada uma torre micrometeorológica de 10 metros de altura, instrumentada com sensores de resposta rápida e lenta, em uma plataforma fixa no ASPSP, localizado na região de mar aberto do oceano Atlântico tropical. Os sensores de resposta rápida (anemômetro sônico e higrômetro de criptônio) irão fornecer medidas de flutuações de velocidade, temperatura e umidade do ar. Os sensores de resposta lenta irão permitir a estimativa do comportamento médio das principais variáveis físicas tais como vento, temperatura do ar, umidade do ar, pressão, precipitação, radiação solar global e refletida, radiação de onda longa emitida pela atmosfera e superfície e temperatura da superfície do oceano.

Essas medidas serão efetuadas de forma contínua durante um período mínimo de 2 anos para obter uma caracterização climatológica da interação oceano-atmosfera no Atlântico tropical.

Pretende-se também realizar, de forma simultânea às medidas de superfície, perfis verticais oceânicos de condutividade e temperatura utilizando um CTD (Conductivity-Temperature-Depth), durante períodos curtos (2 semanas), em diferentes épocas do ano.

A utilização de uma plataforma fixa, proposta neste projeto, apresenta várias vantagens sobre os demais métodos de estimativa dos fluxos turbulentos sobre o oceano, pois além de não sofrer interferência dos movimentos da superfície do mar, permite a obtenção de séries temporais de medidas bastante longas. Além disso, a torre será fixada em uma posição geográfica do Arquipélago onde o ar amostrado será, na maior parte do tempo, proveniente diretamente do oceano, estando portanto em equilíbrio com as condições oceânicas de mar aberto e sem sofrer obstruções e alterações de origem mecânica ou térmica.

O FluTuA prevê também a obtenção de uma longa série temporal de observação de precipitação. A determinação da precipitação sobre os oceanos é uma informação fundamental para estudos de ciclo hidrológico, da estratificação oceânica e para o desenvolvimento de modelos acoplados oceano-atmosfera de circulação geral (WGASF, 2000). Medidas de precipitação, particularmente, associadas à convecção tropical, são praticamente inexistentes sobre os oceanos tropicais (WGASF, 2000). O uso de instrumentos convencionais para medir precipitação, concebidos para uso em terra, quando utilizados em plataformas móveis - navios ou bóias oceanográficas - fornece medidas com incertezas da mesma ordem de magnitude das estimativas de precipitação (Hasse *et al.*, 1998). Esses problemas não ocorrerão, neste projeto, uma vez que as medidas serão feitas sobre uma base fixa.

O ASPSP é formado por um grupo de pequenas ilhas rochosas, desabitadas e desprovidas de qualquer tipo de vegetação, localizadas a cerca de 1.100 quilômetros do litoral do Estado do Rio Grande do Norte, em uma região privilegiada para o desenvolvimento de pesquisas meteorológicas e oceanográficas - o oceano Atlântico tropical. Devido a sua topografia, suave, o ASPSP apresenta condições ideais para a obtenção da caracterização climatológica da CLS sobre o Oceano Atlântico tropical.

O ASPSP faz parte do Programa Arquipélago e Ilhas Oceânicas da Marinha do Brasil/CNPq (maiores detalhes em <http://www.secirm.mar.mil.br/proantar/anteced.htm>). A participação do Projeto FluTuA foi aprovada pelo COIAM/CNPq e Marinha do Brasil em 26 de novembro de 2004.

Tendo em vista o caráter multidisciplinar das atividades de pesquisa relacionadas ao oceano e a atmosfera, acredita-se que o estabelecimento de uma base experimental fixa no ASPSP trará benefícios não só ao projeto FluTuA, mas também para os demais projetos de pesquisa de diferentes áreas em execução no “Programa Arquipélago e Ilhas Oceânicas”. Por outro lado, a vinculação dessa *base observacional* à Universidade de São Paulo confere ao FluTuA uma oportunidade impar de transferência de conhecimento acumulado e de treinamento de pessoal técnico operacional em uma área aonde existe uma grande carência, no Brasil, de pesquisadores e de pessoal técnico especializado.

Referências Bibliográficas

- Boville, B.A. and P.R.Gent, 1998: The NCAR Climate Systems Model, Version one. *J. Climate*, **11**, 1115 - 1130.
- Bradley, E.F., P.A. Coppin and J.S. Godfrey, 1991: Measurements of sensible and latent heat fluxes in the western equatorial Pacific ocean. *J. Geophys. Res.*, **96**, Suppl. 3375-3389.
- Brunke, M. A., X. Zeng, and S. Anderson, 2002: Uncertainties in sea surface turbulent flux algorithms and data sets. *J. Geophys. Res.*, **107** (C10), 3141, doi: 10.1029/2001JC000992.

Brunke MA, Fairall CW, Zeng XB, Eymard L, Curry JA, 2003: Which bulk aerodynamic algorithms are least problematic in computing ocean surface turbulent flux?. *JOURNAL OF CLIMATE* 16 (4): 619-635.

Da Silva, A. M., C. C. Young and S. Levitus, 1994: *Atlas of Surface Marine Data 1994*, NOAA Atlas NESDIS 6. (6 Volumes) Available from: U.S Dept. Commerce, NODC, User Services Branch, NOAA/NESDIS E/OC21, Washington D.C, 20233, USA.

Enriquez, A.G. and A.Friehe, 1997: Bulk parametrization of momentum, heat and moisture fluxes over a coastal upwelling area. *J. Geophys. Res.*, **102**, 5781-5798.

Esbensen, S. K. and Y. Kushnir, 1981: *The heat budget of the global ocean: An atlas based on estimates from surface marine observations*. Climatic Research Institute Report No 29, Oregon State University.

Hasse, L., M. Grossklaus, K. Uhlig and P. Timm, 1998: A ship rain gauge for use in high winds. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **15**, 380-386.

Josey, S. A., E. C. Kent and P. K. Taylor, 1998: *The Southampton Oceanography Centre (SOC) Ocean-Atmosphere Heat, Momentum and Freshwater Flux Atlas*. Report No. 6, Southampton Oceanography Centre, Southampton, United Kingdom, 30 pp + figs.

Wainer, I., A.Taschetto, J.Soaes, A.P.Oliveira, B.Otto-Bliesner, E.Brady, 2003: Intercomparison of heat fluxes in the South Atlantic. Part I: The seasonal cycle. *Journal of Climate*. **16**(4), 706-714.

Weill, A, L. Eymard, G. Caniaux, D. Hauser, S. Planton, H. Dupuis, A. Brut, C. Guerin, P. Nacass, A. Butet, S. Cloche, R. Pedreros, P. Durand, D. Bourras, H. Giordani, G. Lachaud, and G. Bouhours, 2003: Toward a Better Determination of Turbulent Air-Sea Fluxes from Several Experiments. *Journal of Climate*. **16**, 600-618.

WGASF, 2000: Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. *Final report of the Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea Fluxes*. November. WMO/TD-No. 1036.

Yu, L., A. R. Weller, and B. Sun, 2004: Mean and Variability of the WHOI Daily Latent and Sensible Heat Fluxes at In Situ Flux Measurement Sites in the Atlantic Ocean. *Journal of Climate*. **17**, 2096-2118.

6. Apresentar, de forma detalhada, as atividades a serem desenvolvidas pela equipe envolvida na proposta.

A fase observacional deste projeto será constituída pelas observações das variáveis meteorológicas turbulentas (*sensores de resposta rápida*) e pelas observações das variáveis meteorológicas e oceanográficas médias (*sensores de resposta lenta*). As observações serão feitas através de um conjunto de sensores instalados na torre micrometeorológica de 10 metros de altura (Figura 3).

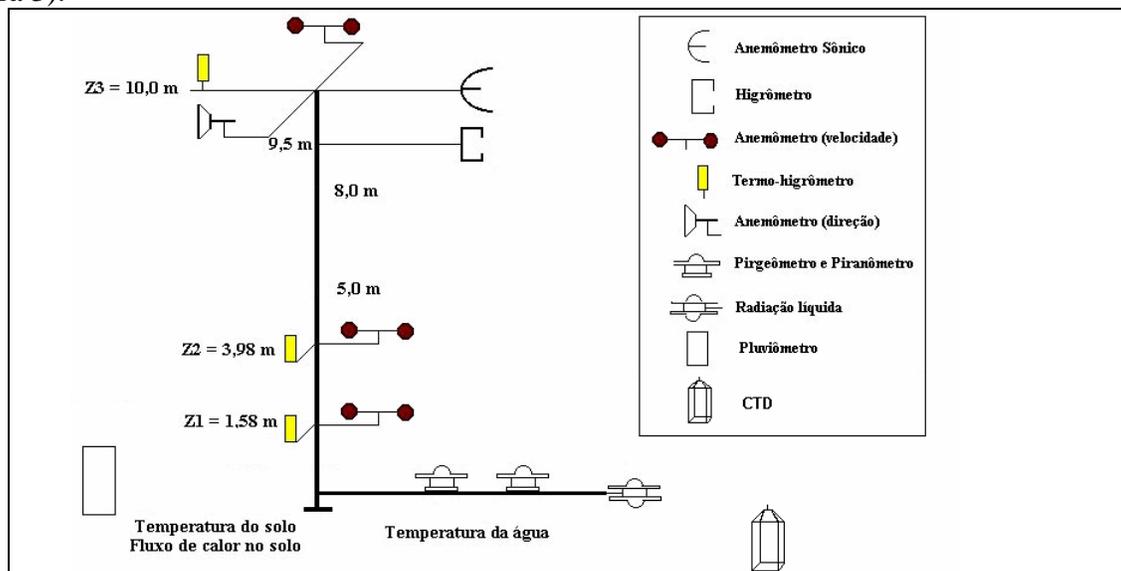


Figura 3: Esquema da torre micrometeorológica a ser utilizada no ASPSP.

A cada 3 meses, pretende-se também realizar campanhas intensivas de medidas onde serão realizados perfis verticais oceânicos de condutividade e temperatura utilizando um CTD.

Sensores de resposta rápida

A determinação dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento será feita com o uso simultâneo de anemômetro sônico de 3 eixos e um sensor de resposta rápida de umidade absoluta do ar – higrômetro de kriptônio – que fornecerão medidas das flutuações das três componentes do vento, temperatura e umidade absoluta do ar com uma taxa de amostragem entre 1 e 30 Hz (Tabela 1). A flutuação de temperatura do ar será obtida através do anemômetro sônico que determina a flutuação da temperatura virtual do ar partir da velocidade de propagação do som na atmosfera. Essas medidas serão feitas através dos sensores de resposta rápida instalados no topo da torre micrometeorológica, a 10 metros de altura (Figura 3), e permitirão a estimativa dos fluxos verticais turbulentos momento, calor sensível e calor latente através do método direto.

Campanhas intensivas

Durante alguns períodos (em torno de 12 dias a cada 4 meses) serão realizadas, simultaneamente às outras medidas, perfis verticais de condutividade e temperatura do oceano, utilizando um CTD do CNPq adquirido para o “Programa Arquipélago e Ilhas Oceânicas”, o que permitirá estudar as propriedades físicas da água do mar da região. Além disso, a obtenção simultânea de medidas de superfície e perfis verticais oceânicos será de extrema importância para estudos numéricos atmosféricos e oceânicos, permitindo uma caracterização simultânea inédita da atmosfera e do oceano do Atlântico tropical.

Sensores de resposta rápida		
	Parâmetro	Equipamento
Flutuações (taxa de amostragem - 1 a 30 Hz)	Vento (CSAT3)	Anemômetro sônico de 3 eixos
	Temperatura do ar (CSAT3)	Termopar de arame fino (sônico)
	Densidade do vapor d'água (KH20)	Higrômetro de Kriptônio
Sensores de resposta lenta (taxa de amostragem 0,5 Hz)		
Instrumento	Tempo de resposta	Acurácia
Temperatura do ar (HMP45C)	15 segundos	± 0.3° C, para as temperaturas do ASPSP
Umidade relativa (HMP45C)	15 segundos	± 3 % (entre 90 e 100% de UR) ± 2 % (entre 0 e 90% de UR)
Velocidade do vento (014-A)	0.45 m s ⁻¹ *	± 0.11 m s ⁻¹ ou 1.5 %
Direção do vento (034-B)	0.4 m s ⁻¹ *	± 4°
Pressão atmosférica (CS105)	1 segundo	± 2 mb (entre 0 e 40°C)
Precipitação (CS700)	Acumulador	± 2 % a uma taxa de 100mm/h
Fluxo de calor no solo (HFT3)	20 segundos	± 5 %
Radiação de onda curta (CM11)	15 segundos	± 10 % (total diário)
Radiação de onda longa (CG3)	25 segundos	± 10 % (total diário)
Radiação líquida (CNR1)	18 segundos	± 10 % (total diário)

Temperatura do solo (107)	Entre 30 e 60 segundos	$\pm 0,5^{\circ} \text{ C}$
Temperatura da água do mar (107)	Entre 30 e 60 segundos	$\pm 0,5^{\circ} \text{ C}$
Campanhas de medidas intensivas		
Perfis verticais oceânicos	Temperatura e condutividade	Sistema CTD SBE 911 Plus** Sea-Bird Electronics Inc.

Tabela 1: Variáveis meteorológicas e oceanográficas que serão amostradas durante o FluTua. *THRESHOLD do instrumento. **Adquirido pelo CNPq para o Programa Arquipélago e Ilhas Oceânicas.

Sensores de resposta lenta

Será utilizada uma torre de 10 metros contendo em três níveis sensores de velocidade, temperatura e umidade relativa do ar (Figura 3), arranjados em uma escala logarítmica de altura (1.58, 3.98 e 10 m).

A direção do vento será medida somente a 10 metros de altura. Esses dados serão utilizados para a determinação, através do método indireto dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento e seus respectivos coeficientes de transferência.

Serão medidos também a pressão atmosférica, temperatura da superfície do oceano, temperatura do solo e fluxo de calor no solo rochoso (Tabela 1). Estas medidas serão utilizadas para inferir um possível impacto térmico que a superfície rochosa da ilha tenha sobre as medidas de turbulência feitas na torre, principalmente sobre as componentes do balanço de energia da superfície.

As componentes do balanço de radiação serão estimadas usando dois piranômetros (componentes de onda curta incidente e refletida pela superfície) e dois pirgeômetros (onda longa incidente e emergente da superfície). A radiação líquida também será obtida diretamente utilizando um radiômetro líquido. Estas duas formas de estimar o balanço de radiação serão confrontadas como um processo de validação das estimativas da radiação líquida no balanço de energia na superfície do oceano.

O projeto prevê a compra de dois conjuntos de sensores de resposta lenta (vento, temperatura e umidade do ar) para serem instalados nos 3 níveis de altura da torre. Esse procedimento visa garantir a consistência dos gradientes verticais das propriedades medidas. Toda vez que for detectado um mau funcionamento de um dos equipamentos, ou a necessidade de calibração, haverá troca do conjunto de sensores dos 3 níveis de altura. Cada conjunto de sensores de temperatura, velocidade e umidade serão calibrados individualmente para minimizar os efeitos associados a utilização de diferentes sensores com diferentes “thresholds” (limiares) na estimativa dos gradientes verticais de temperatura, umidade e velocidade do vento.

A precipitação no ASPSP será estimada através de um sistema basculante (“Tipping bucket”) que permite observações de intensidade de até 500 mm h^{-1} . Cuidados especiais serão tomados para minimizar os efeitos espúrios do respingo das ondas e da contaminação por deposição do “spray” em suspensão. Para tanto, o pluviômetro será instalado próximo a torre de 10 metros, porém em uma região onde estes efeitos serão menores.

Armazenamento e transmissão dos dados

Tanto os sensores de resposta rápida quanto o de resposta lenta serão conectados a um sistema de aquisição de dados (datalogger modelo CR5000) com 40 canais, que irá efetuar medidas continuamente durante o período de vigência do projeto (2 anos). Estes dados serão processados pelo datalogger e armazenados em unidade de memória acoplada ao datalogger (PCMCIA de 1 Gb).

Estes dados além de serem transferidos, através de um modem, a um microcomputador instalado em um abrigo no ASPSP também serão transferidos, via telefone, para a base continental no IAG/USP em São Paulo. Dessa forma, durante o experimento teremos três formas independentes de armazenamento dos dados, duas locais e uma remota (Figura 4).

Os dados convencionais (medidos pelos sensores de resposta lenta) serão amostrados com uma frequência de 0.5 Hz. Essa taxa de amostragem acomoda os diferentes tempos de resposta desses instrumentos (Tabela 1). Os dados de flutuação de velocidade do vento, temperatura e umidade absoluta do ar (medidos pelos sensores de resposta rápida) serão, na maior parte do tempo, amostrados com uma frequência de 1 Hz.

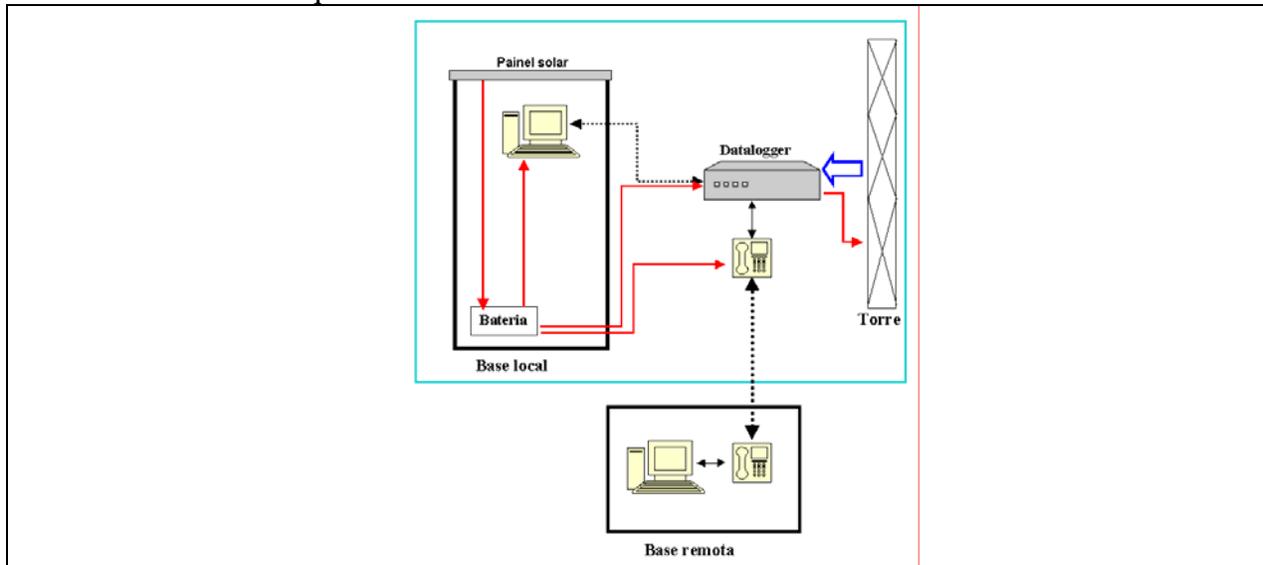


Figura 4: Esquema de amostragem, armazenamento e transmissão de dados da torre micrometeorológica. Setas tracejadas indicam o sentido da transmissão dos dados. Em vermelho é indicado o sentido da transmissão de energia elétrica. A seta em azul indica amostragem dos dados da torre. A base remota estará localizada no IAG/USP, São Paulo, SP. Base local refere-se a um abrigo de fibra de vidro a ser instalado no ASPSP.

Todas as medidas feitas na torre micrometeorológica serão armazenadas na forma de valores médios de 5 minutos. Os dados de resposta rápida serão também armazenados na forma de covariâncias entre as flutuações de velocidade do vento zonal ($\overline{u'}$), meridional ($\overline{v'}$), vertical ($\overline{w'}$), temperatura ($\overline{T'}$) e umidade ($\overline{q'}$) [$\overline{u'w'}$, $\overline{v'w'}$, $\overline{u'v'}$, $\overline{T'w'}$, $\overline{q'w'}$, $\overline{T'u'}$, $\overline{T'v'}$, $\overline{q'u'}$, $\overline{q'v'}$, $\overline{T'q}$], variâncias [$\overline{u'u'}$, $\overline{v'v'}$, $\overline{w'w'}$, $\overline{T'T'}$, $\overline{q'q'}$] e acumulação (precipitação). As medidas dos sensores de resposta rápida também serão armazenadas, no datalogger, com a mesma frequência da amostragem (1 Hz). Durante os períodos de medidas intensivas serão realizadas amostragens dos sensores de resposta rápida com frequência maior do que 1 Hz. Nestes períodos esses dados também serão armazenados com frequência maior do que 1 Hz junto com as covariâncias e variâncias.

O datalogger estará conectado a um microcomputador instalado em um abrigo próximo a torre, o qual, por segurança, também armazenará os dados coletados na torre em seu HD.

Para verificação do funcionamento dos equipamentos, da rotina de aquisição e da qualidade dos dados será utilizado um telefone da Globalstar conectado diretamente ao datalogger e outro conectado a base remota (computador no IAG-USP, São Paulo). Está previsto no Projeto a utilização de 3 minutos por dia de comunicação, via satélite, entre o ASPSP e a base remota. Caso ocorra algum problema com os equipamentos, pesquisadores do Grupo irão ao local para resolver o problema.

Tendo em vista que não existe energia elétrica disponível para a operação do sistema amostragem, armazenamento e transmissão de dados, será utilizado um sistema de baterias com alimentação através de painéis solares instalados sobre a cabine do computador (Figura 4).

7. Metodologia detalhada (estratégia de execução dos trabalhos) a ser empregada no desenvolvimento da pesquisa.

A seguir serão descritos, sucintamente, os dois métodos a serem utilizados para a estimativa dos fluxos turbulentos.

Método direto

Em uma atmosfera turbulenta, o transporte vertical instantâneo de algum constituinte atmosférico, é calculado efetuando-se o produto de sua concentração, C , com a velocidade vertical do vento, W . É costume escrever essas quantidades em termos de seus valores médios, amostrados sobre um período de tempo conveniente (5 minutos à 1 hora), mais a flutuação instantânea em torno dessa média. Dessa forma, $C = \bar{c} + c'$ e $W = \bar{w} + w'$; fazendo a multiplicação e utilizando a média de Reynolds, obtém-se para o fluxo vertical (F) do constituinte c (WGASF, 2000):

$$F_c = \overline{WC} = \overline{\bar{w}\bar{c}} + \overline{w'c'} \quad (1)$$

Quando o local é uniforme e as condições atmosféricas são relativamente homogêneas sobre o período considerado para a média, é esperado que \bar{w} seja nulo, tal que o fluxo será dado pelo ultimo termo de (1). Dessa forma, uma vez medidas as quantidades w' e c' , com sensores de resposta rápida, e calculando a covariância entre essas quantidades, obtém-se diretamente o fluxo turbulento da propriedade c na direção vertical.

O método da covariância tem a vantagem de ser um método direto e dessa forma, é o método que apresenta os melhores resultados (Blanc, 1983). Este método requer observações das flutuações das três componentes do vento (u' , v' e w'), temperatura (T') e umidade específica (q') na CLS com frequência de amostragem de pelo menos 1 Hz. Dessa forma os fluxos verticais turbulentos, são obtidos pelas relações abaixo:

$$\text{Fluxo vertical de momento} \quad \bar{\tau}_0 = -\rho_0 \left[\overline{(u'w')}_0 \bar{i} + \overline{(v'w')}_0 \bar{j} \right] \quad (2)$$

$$\text{Fluxo vertical de calor sensível} \quad H_0 = \rho_0 c_p \overline{(T'w')}_0 \quad (3)$$

$$\text{Fluxo vertical de calor latente} \quad LE_0 = \rho_0 L_v \overline{(q'w')}_0 \quad (4)$$

onde ρ_0 é a densidade do ar; c_p é o calor específico do ar a pressão constante e L_v é o calor latente de vaporização da água líquida. Nesta representação foi utilizado o sistema de coordenadas cartesianas fixa em relação a superfície e com o eixo x apontado para Leste.

Método indireto

Em geral, utiliza-se parametrizações - "fórmulas *bulk*" - para determinação dos fluxos verticais turbulentos utilizando variáveis básicas médias, tais como velocidade do vento, temperatura do ar, etc, observadas a alguma altura z acima da superfície, junto com seus valores de superfície. Apesar de consideradas puramente empíricas, as fórmulas *bulk* podem ser derivadas de equações adimensionais de perfis verticais das propriedades médias usando teoria de similaridade (Geernaert, 1990).

Os fluxos verticais turbulentos podem ser considerados aproximadamente constantes na CLS de modo a permitir escrevê-los em termos de escalas características de velocidade (u_*), temperatura (T_*) e umidade específica (q_*) como:

$$\text{Fluxo vertical de momento } (\tau_{0x})^* \quad -\overline{(u' w')} = u_*^2 = \tau_{0x} / \rho_0 \quad (5)$$

$$\text{Fluxo vertical de calor sensível } (H_0) \quad \overline{(T' w')} = -u_* T_* = H_0 / (\rho_0 c_p) \quad (6)$$

$$\text{Fluxo vertical de calor latente } (LE_0) \quad \overline{(q' w')} = -u_* q_* = L_v E_0 / (\rho_0 L_v) \quad (7)$$

* X em τ_{0x} representa a direção do vento médio na CLS, assumida como a orientação do eixo x do sistema de coordenadas; E_0 é a taxa de evaporação (ou condensação).

Considerando que os perfis verticais médios de velocidade, temperatura e umidade específica sobre o oceano obedecem à TSMO, pode-se, então, expressar os gradientes verticais dessas variáveis através de funções universais dependentes do parâmetro de estabilidade ζ ($=z/L$), onde L é o comprimento de Obukhov (Stull, 1988).

As funções universais têm sido determinadas experimentalmente e suas formas corretas dependem criticamente do valor assumido para a constante de von Karman (Frenzen and Vogel, 1994). Formulações mais recentes para essas funções estão resumidas em WGASF (2000).

Em condições de estabilidade neutra é possível derivar as fórmulas *bulk* como:

$$u_*^2 = C_D (\bar{u}_z - \bar{u}_0)^2 \quad (8)$$

$$u_* T_* = C_H (\bar{u}_z - \bar{u}_0) (\bar{T}_z - \bar{T}_0) \quad (9)$$

$$u_* q_* = C_E (\bar{u}_z - \bar{u}_0) (\bar{q}_z - \bar{q}_0) \quad (10)$$

Onde, u_z , \bar{T}_z e \bar{q}_z são as medidas de \bar{u} , \bar{T} e \bar{q} obtidas em alguma altura z e \bar{u}_0 , \bar{T}_0 e \bar{q}_0 indicam os valores dessas variáveis na superfície.

As relações 8 a 10 definem, em condições neutras, os coeficientes de arrasto (C_D), de transferência de calor (C_H) e de vapor d'água (C_E), que por sua vez dependem do comprimento de rugosidade aerodinâmico (z_0).

Comprimento de rugosidade aerodinâmico (z_0)

Sobre uma superfície rígida, o comprimento de rugosidade de momento, z_0 , é definido como a altura na qual a velocidade média do vento é igual a zero, considerando um perfil logaritmo do vento, sob condições de estabilidade atmosférica neutra.

No caso de uma superfície rígida, o comprimento de rugosidade aerodinâmica está relacionado com as propriedades geométricas dos elementos de rugosidade que compõem esta superfície (Garrat, 1992). Entretanto, a geometria da superfície do mar, e conseqüentemente a sua rugosidade aerodinâmica variam em função da intensidade do vento em baixos níveis. Smith (1988) propôs uma expressão para z_0 para a superfície do oceano, válida para qualquer regime de escoamento turbulento, e que vem sendo adotada em vários algoritmos de estimativa de fluxos verticais

turbulentos sobre o oceano (Fairall *et al.*, 1996; Zeng and Brown, 1998).

É comum caracterizar a superfície do oceano e o regime do escoamento do vento em termos do número de Reynolds de rugosidade (WGASF, 2000). Com o aumento da velocidade do vento a superfície se torna aerodinamicamente "rugosa", onde o atrito é dominado pelas forças de pressão ("form drag") e de viscosidade molecular ("skin drag") ao redor dos elementos de rugosidade. Nesse regime, sobre uma superfície rígida, z_0 (e C_D) independe da velocidade do vento. Uma superfície não rígida, entretanto, responde continuamente a variação da tensão de cisalhamento do vento variando sua rugosidade.

Charnock (1955) propôs uma relação para o a rugosidade aerodinâmica, para uma superfície não rígida, que tem sido utilizada como referência para a maior parte das estimativas da rugosidade sobre o oceano. Na expressão de Charnock, a rugosidade aerodinâmica da superfície do oceano é diretamente proporcional a intensidade do fluxo vertical turbulento de momento na CLS e a constante de proporcionalidade é conhecida como constante de Charnock (α_c). Garratt (1992); Fairall *et al.* (1996) e Hare *et al.* (1999), entre outros, encontraram variações nos valores de α_c , principalmente em função da velocidade do vento em baixos níveis. A grande variedade de valores obtidos para a constante de Charnock sugere que α_c não é constante mas depende do chamado "estado do mar". Essa dependência tem levado a modificações na relação de Charnock, tornando α_c dependente dos parâmetros da onda, particularmente da *idade da onda* (Melville, 1977; Nordeng, 1991; Donelan *et al.*, 1993, Moon *et al.*, 2004, Lange *et al.*, 2004). A idéia é que ondas jovens - desenvolvidas como resultado de regiões costeiras limitadas ou de ventos de duração limitada ou da variação da topografia costeira - viajam muito mais lentamente que o vento e absorvem muito mais momento da atmosfera, levando a uma maior rugosidade da superfície oceânica, em contraste, à velocidade das ondas mais velhas, bem mais próxima a velocidade do vento em baixos níveis.

Wu (1968) descreveu a expressão de Charnock como "uma equação de estado caracterizando o equilíbrio resultante da interação entre o vento e as ondas, com as ondas de gravidade sendo os elementos de rugosidade" e sugeriu que, no caso de velocidades do vento intermediárias, as ondas capilares contribuem significativamente para o atrito. Bourassa *et al.* (1999) propuseram um modelo de interação ar-mar, onde z_0 foi parametrizado em função das ondas capilares proposta por Wu (1968) e a expressão modificada de Charnock para incluir a idade da onda (Smith *et al.*, 1992).

Os grandes valores de C_D , obtidos por fórmulas baseadas na idade da onda, levou Yelland *et al.* (1998) a questionarem se o parâmetro de rugosidade depende mesmo da idade da onda. Eles analisaram um grande conjunto de dados e não encontraram evidências da dependência da tensão de cisalhamento do vento com a idade da onda. Usando um sistema de anemômetros sônicos montados em uma bóia, Taylor *et al.* (1999), também não encontraram dependência entre o parâmetro de rugosidade e a idade das ondas.

Dessa forma, após exame de vários conjuntos de dados publicados na literatura, Taylor and Yelland (2001), propuseram uma expressão para o comprimento de rugosidade, onde o caráter de C_D difere significativamente daqueles obtidos por formulações baseadas na idade da onda.

Em resumo, apesar de décadas de trabalho em interação vento-onda, a parametrização de z_0 em termos do estado do mar é ainda matéria de grande controvérsia. A incerteza no cálculo de z_0 também afeta o conhecimento de C_E e C_H , o que, em última instância, prejudica as estimativas dos fluxos na interface oceano-atmosfera obtidas por métodos indiretos.

Coeficiente de transferência de movimento ou coeficiente de arrasto

A aplicação das teorias clássicas de fechamento válidas para a CLS, relacionando o fluxo de momento ao gradiente vertical do vento (como em 8) permite que o coeficiente de arrasto seja

obtido utilizando medidas do perfil vertical do vento médio. Expressões semi-empíricas obtidas para o perfil vertical do vento médio (Businger *et al.*, 1971) permitem correções para o coeficiente de arrasto para o caso neutro. Garratt (1977) faz uma revisão das várias maneiras de se obter o coeficiente de arrasto.

A maioria dos modelos numéricos utiliza valores do coeficiente de arrasto obtidos por Large and Pond (1981 e 1982) ou por Smith (1980 e 1988). Outros autores sugerem diferentes variações de C_D (Garratt, 1977; Wu, 1994; Bradley *et al.*, 1991 e Yelland and Taylor, 1996).

Coeficientes de transferência calor e umidade

Ao contrário do coeficiente de arrasto, estimativas tradicionais de fluxo de calor sensível e latente na CLS, através de formulas bulks, tendem a utilizar valores constantes de C_H e C_E sobre o oceano. Problemas instrumentais, parcialmente causados pela exposição ao ambiente marítimo, tem limitado o número de observações confiáveis levando a incertezas de, no mínimo, 10% em seus valores e, conseqüentemente, nos valores dos fluxos.

Friehe and Schmitt (1976) recomendaram, baseados em vários conjuntos de dados turbulentos, onde a velocidade do vento mais alta era 4 m s^{-1} , a utilização de um valor constante para C_E neutro. Após uma revisão crítica de vários estudos anteriores, Smith (1989) também sugeriu um valor constante para esse coeficiente, para ventos entre 4 e 14 m s^{-1} .

Resultados do experimento “Humidity EXchange Over the Sea” (HEXOS) sugerem, para ventos de até 18 m s^{-1} , um valor de C_E neutro também constante (DeCosmo *et al.*, 1996).

Para o coeficiente de transferência de calor sensível, Friehe and Schmitt (1976) obtiveram valores ligeiramente diferentes para condições instáveis e estáveis e propuseram que a diferença entre esses valores era parcialmente um efeito da razão entre as difusividades de calor e de vapor de água no ar (dada pela razão entre número de Prandtl e o número de Schmidt). Em contraste, DeCosmo *et al.* (1996) sugeriram valores iguais para os coeficientes de calor e umidade neutros, para os altos valores de vento obtidos no HEXOS.

De acordo com Bradley *et al.* (1991), para regimes de baixa velocidade do vento, os coeficientes de transferência aumentam quando o vento se torna abaixo de 2 m s^{-1} .

A incerteza na especificação dos coeficientes de transferência torna inaceitável, no contexto de modelos climáticos e particularmente nos modelos acoplados oceano-atmosfera, a conseqüente pouca precisão com que os fluxos são obtidos utilizando fórmulas *bulk*.

Aplicação dos métodos direto e indireto

Neste projeto, os fluxos verticais turbulentos de momento, calor sensível e calor latente, obtidos diretamente, com sensores de resposta rápida, serão utilizados para a obtenção das escalas características descritas em (5) a (7).

Simultaneamente aos fluxos turbulentos verticais, serão obtidos os valores convencionais do vento, temperatura e umidade do ar, em 3 níveis de altura.

O conhecimento simultâneo das escalas características e dos gradientes verticais das variáveis médias, permite, através da utilização das relações 8 a 10, a determinação dos coeficientes de transferência mais adequados ao local de estudo.

Uma vez conhecidos esses coeficientes é possível validar e calibrar as parametrizações utilizadas para a determinação dos fluxos verticais turbulentos utilizando os dados convencionais obtidos com sensores de resposta lenta.

Em um primeiro momento do projeto só serão investigadas as parametrizações que não envolvam o estado do mar, via idade da onda. Entretanto, pretende-se no futuro, testar também essas parametrizações.

Referências Bibliográficas

- Blanc, T.V., 1983: A Practical Approach to Flux Measurements of Long Duration in the Marine Atmospheric Surface Layer. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **22**, 1093-1110.
- Bourassa, M.A., D.G. Vincent and W.L.Wood, 1999: A flux parameterization including the effects of capillary waves and sea state. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1123-1139.
- Boville, B.A. and P.R.Gent, 1998: The NCAR Climate Systems Model, Version one. *J. Climate*, **11**, 1115 - 1130.
- Bradley, E.F., P.A. Coppin and J.S. Godfrey, 1991: Measurements of sensible and latent heat fluxes in the western equatorial Pacific ocean. *J. Geophys. Res.*, **96**, Suppl. 3375-3389.
- Brunke, M. A., X. Zeng, and S. Anderson, 2002: Uncertainties in sea surface turbulent flux algorithms and data sets. *J. Geophys. Res.*, **107** (C10), 3141, doi: 10.1029/2001JC000992.
- Brunke MA, Fairall CW, Zeng XB, Eymard L, Curry JA, 2003: Which bulk aerodynamic algorithms are least problematic in computing ocean surface turbulent flux?. *JOURNAL OF CLIMATE* 16 (4): 619-635.
- Businger, J.A, J.C. Wyngaard, Y. Izumi and E.F.Bradley, 1971: Flux-profile relations in the atmospheric surface layer. *J. Atmos.Sci*, **28**, 181-189.
- Colin, C., and S.L. Garzoli, 1987: In-situ wind measurements and the ocean response in the equatorial Atlantic during the FOCAL/SEQUAL experiment. *J. Geophys. Res.-Oceans*, **92**(C4),3741-3750.
- Charnock, H., 1955: Wind stress on a water surface. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **81**, 639-640.
- DeCosmo, J., K. B. Katsaros, S. D. Smith, R. J. Anderson, W. A. Oost, K. Bumke and H. Chadwick, 1996: Air-sea exchange of water vapor and sensible heat: The Humidity Exchange Over the Sea (HEXOS) results. *J. Geophys. Res.*, **101**, 12001- 12016.
- Donelan, M.A., F.W. Dobson, S.D. Smith and R.J. Anderson, 1993: On the dependence of sea surface roughness on wave development. *J. Phys. Oceanog.*, **23**, 2143-2149.
- Enriquez, A.G. and A.Friehe, 1997: Bulk parametrization of momentum, heat and moisture fluxes over a coastal upwelling area. *J. Geophys. Res.*, **102**, 5781-5798.
- Esbensen, S. K. and Y. Kushnir, 1981: *The heat budget of the global ocean: An atlas based on estimates from surface marine observations*. Climatic Research Institute Report No 29, Oregon State University.
- Fairall, C.W., A.A. Grachev, A.J. Bedard, and R.T. Nishiyama 1996: *Wind, wave, stress, and surface roughness relationships from turbulence measurements made on R/P FLIP in the SCOPE experiment*. NOAA Tech. Memo ERL ETL-268, 37pp.
- Frenzen, P. and C. A. Vogel, 1992: The turbulent Kinetic Energy budget in the atmospheric surface layer: a review and an experimental reexamination in the field. *Boundary-Layer Meteor.*, **60**, 49 - 76.
- Friehe, C.A. and K.B. Schmitt, 1976: Parameterization of air-sea interface fluxes of sensible heat and moisture by the bulk aerodynamic formulas. *J. Phys. Oceanog.*, **6**, 801-809.
- Garratt, J. R., 1977: Review of drag coefficients over oceans and continents. *Mon.Weather Rev.*,**105**,915-929.
- Garratt, J. R., 1992: *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press, New York, 316 pp.
- Geernaert, G.L., 1990: Bulk parameterizations for the wind stress and heat fluxes. In *Surface Waves and Fluxes*, vol. 1, G.L. Geernaert and W.J. Plant (eds.), 91-172, Kluwer, Dordrecht.
- Hare, J. E., P. O. G. Persson, C. W. Fairall and J. B. Edson, 1999: Behaviour of Charnock's relationship for high wind conditions. *Preprint vol.: 13th Conf. on Boundary Layers and Turbulence*, Dallas, Texas, 10-15 January, 1999, Amer. Meteor. Soc., Boston, MA.
- Lange B, Johnson H. K., S. Larsen, J. Hojstrup., H. Kofoed-Hansen., M. J. Yelland, 2004: On detection of a wave age dependency for the sea surface roughness. *J. Phys. Oceanog.*, **34** (6): 1441-1458.
- Large, W.G and S. Pond, 1981: Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanog.*, **11**, 324-336.
- Large, W.G. and S. Pond, 1982: Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. *J. Phys. Oceanog.*, **12**, 464-482.

Melville, W.K., 1977: Wind stress and roughness length over breaking waves. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 702-710.

Moon I.J., I. Ginis, T. Hara, 2004: Effect of surface waves on Charnock coefficient under tropical cyclones. *Geophys. Res. Lett.*, **31** (20): Art. No. L20302

Nordeng, T.E., 1991: On the wave age dependent drag coefficient and roughness length at sea. *J. Geophys. Res.*, **96**, 7167-7174.

Smith, S. D., 1980: Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 709-726.

Smith, S. D., 1988: Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *J. Geophys. Res.*, **93**, 15467-15472.

Smith, S. D., 1989: Water vapor flux at the sea surface. *Boundary-Layer Meteor.*, **47**, 277-293.

Smith, S. D, R.J. Anderson, W. A. Oost , C. Kraan, N. Maat, J. Decosmo, K.B.Katsaros, K.L. Davidson, K. Bumke, L. Hasse, H.M.Chadwick, 1992: Sea-surface wind stress and drag coefficients - the hexos results. *Boundary-Layer Meteor.*, **60**, 109-142.

Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteor.*.Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Taylor, P.K., M.J.Yelland, F.W.Dobson and R.J.Anderson, 1999: Storm Wind Study II: Wind Stress Estimates from Buoy and Ship. in *Proc. Symp. On the Wind-driven Air-sea Interfaces* (Ed. M.L.Banner), Univ. of New South Wales, Sydney, 11-15 Jan., 353 - 354.

Taylor, P. K., and M. A. Yelland, 2001: The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves. *J.Phys.Oceanogr.*, **31** (2): 572-590.

WGASF, 2000: Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. *Final report of the Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea Fluxes*. November. WMO/TD-No. 1036.

Wu, J., 1968: Laboratory studies of wind-wave interactions. *J. Fluid Mech.*, **34**, 91-111.

Wu, J., 1994: The sea surface is aerodynamically rough even under light winds. *Boundary-Layer Meteor.*, **69**, 149-158.

Yelland, M. J., B. I. Moat, P. K. Taylor, R. W. Pascal, J. Hutchings and V. C. Cornell, 1998: Measurements of the open ocean drag coefficient corrected for air flow disturbance by the ship. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 1511 - 1526.

Yelland M.J. and P.K.Taylor, 1996: Wind stress measurements from the open ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 541-558.

Yu, L., A. R. Weller, and B. Sun, 2004: Mean and Variability of the WHOI Daily Latent and Sensible Heat Fluxes at In Situ Flux Measurement Sites in the Atlantic Ocean. *Journal of Climate*. **17**, 2096-2118.

Zeng, L. X. and R. A. Brown, 1998: Scatterometer observations at high wind speeds. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1412 - 1420.

8. Cronograma de execução, detalhado, a ser empregado no desenvolvimento da pesquisa.

Atividade	Duração
Importação dos equipamentos a serem instalados no ASPSP	4 meses
Testes dos equipamentos em São Paulo	2 meses
Instalação e teste dos equipamentos no ASPSP	1 mês
Campanhas intensivas	A cada 3 meses durante todo o projeto
Estimativas dos fluxos turbulentos e demais parâmetros meteorológicos e oceanográficos que caracterizem a interação entre o oceano e a atmosfera	Durante todo o projeto

9. Informar, detalhadamente, se há financiamento ou solicitação desse em curso, em outras agências nacionais ou internacionais.

Está em andamento uma solicitação a Fapesp (processo número 04/15355-0) de financiamento para a aquisição da Torre Micrometeorológica e demais equipamentos a serem instalados no ASPSP. Foi solicitado também a Fapesp o aluguel de 2 transmissores GlobalStar e 2 interfaces seriais, a programação dos transmissores e datalogger, bem como, a administração do tempo de comunicação de 90 minutos mensais ou 30 ligações mensais com 3 minutos de duração cada, equivalentes a 50 Kbytes de dados por ligação. Neste custo foram considerados todos os materiais, componentes, equipamentos, taxas e serviços de terceiros, necessários para a comunicação remota de dados via GlobalStar, inclusive a substituição dos transmissores e interfaces.

No total foi solicitado a Fapesp 56 080,79 dólares e 156 690,00 reais. Cotando o dólar a 3 reais, o valor total da solicitação é de 324 931,15 reais.

10. Descrever o envolvimento do proponente e/ou de sua instituição com projetos em execução no país relacionados com os objetivos deste Edital.

Projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico) – Processo CNPq número 480029/2004-0. Os proponentes são coordenadores do projeto.

INFORMAÇÕES COMPLEMENTARES

11. Caracterização das instituições onde se pretende realizar o projeto, no que tange a infra-estrutura física e competências nelas existentes para execução da proposta.

O Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG USP tem tradição em campanhas observacionais e uma boa infra-estrutura para apoio de projetos nacionais e internacionais.

Durante a implementação do FluTuA contaremos também com o apoio de técnicos do IAG (de nível superior e nível médio) que irão até o Arquipélago ajudar na montagem da infra-estrutura necessária. Esses técnicos já tem nos dado apoio logístico. Antes da ida ao Arquipélago para a fixação da Torre e demais equipamentos, toda a logística (montagem dos equipamentos na Torre, transmissão de dados, etc) será testada aqui em São Paulo no intuito de minimizar as possibilidades de erros.

12. Caracterizar, caso exista, o enfoque de multidisciplinariedade e interdisciplinariedade da equipe participante do projeto, bem como de eventuais parcerias interinstitucionais existentes.

Tendo em vista o caráter multidisciplinar das atividades de pesquisa relacionadas ao oceano e a atmosfera, acredita-se que o estabelecimento de uma base experimental fixa no ASPSP para o estudo da interação oceano-atmosfera trará benefícios não só ao projeto FluTuA, mas também para os demais projetos de pesquisa em execução no “Programa Arquipélago e Ilhas Oceânicas”. Por outro lado, a vinculação dessa *base observacional* às instituições de ensino confere ao FluTuA um perfil educacional ideal para transferência dos conhecimentos acumulados e o treinamento de pessoal técnico operacional em uma área aonde existe uma grande carência de pesquisadores e de pessoal técnico especializado.

O FluTuA se enquadra dentro do Programa internacional SOLAS (Surface Ocean Lower Atmosphere Study (<http://www.uea.ac.uk/env/solas/countries/Brazil.html>)), cujo representante do SOLAS Brasil é o Prof. Amauri Pereira de Oliveira e dos objetivos do Projeto “*Pilot Research moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA)*”, coordenado, pelo Dr. Jacques Servain, também

colaborador do FluTuA. O FluTuA também vem complementar o Experimento Internacional AMMA/EGEE, dedicado a investigar a Bacia do Atlântico equatorial (http://www.lthe.hmg.inpg.fr/AMMA_International/taskteam/TT6Doc_reference.pdf)

A grande experiência do Grupo em campanhas de medidas micrometeorológicas (Oliveira, 2003)*, contribuirá para o sucesso da presente proposta de trabalho, a qual obterá um conjunto importante de **dados inédito** no Brasil. A participação de pesquisadores franceses, através do Jacques Servain – oceanógrafo com ampla experiência em estudos do Atlântico Tropical - também contribuirá para o êxito do FluTuA.

*Oliveira, A.P., 2003: Investigação da Camada Limite Planetária na Região de Iperó. *Tese de Livre docência*. Departamento de Ciências Atmosféricas. IAG-USP. São Paulo. SP. Brasil. 220 pp. (disponível em: http://www.iag.usp.br/meteo/labmicro/teses_pt.htm)

13. Descrição objetiva que comprove experiência e competência do coordenador no desenvolvimento de projetos relacionados à temática do Edital. Descrição do tipo de vínculo existente entre o coordenador do projeto e a entidade proponente.

Desde 1982, a coordenadora do FluTuA tem participado de várias campanhas observacionais de medidas oceanográficas e meteorológicas. Além disso, desde 1996 tem trabalhado com análise de dados obtidos em campanhas observacionais, conforme mostrado a seguir:

- Participação no Cruzeiro Oceanográfico à bordo do “N/Oc. Prof. W. Besnard” do IO USP. Programa Seiches da Enseada do Flamengo (Ubatuba-SP) e na Baía de Ilha Grande (RJ). Janeiro de 1982.
- Participação no Cruzeiro Oceanográfico à bordo do “B/P Veliger II” do IO USP Sub Projeto de Oceanografia Física do Projeto de Utilização Racional dos Ecossistemas Costeiros na Região Tropical Brasileira - Estado de São Paulo, na Enseada do Flamengo (Ubatuba - SP). Julho de 1986.
- Participação no Cruzeiro Oceanográfico à bordo do “N/Oc. Prof. W. Besnard” do IO USP Sub Projeto de Oceanografia Física do Projeto de Utilização Racional dos Ecossistemas Costeiros na Região Tropical Brasileira - Estado de São Paulo, na região ao largo de Ubatuba (SP). Julho de 1987.
- Participação no Projeto “*Estudo observacional da circulação atmosférica e das propriedades difusivas locais na região da termoelétrica de Candiota*”. O projeto objetivou avaliar o papel do transporte atmosférico de SO₂, emitido pela Usina Termoelétrica Presidente Médici (Candiota-RS), no alto índice de acidez da chuva observado na região sul do Brasil. A parte observacional do projeto teve a duração de 2 anos (1994-1995) e envolveu cinco campanhas de medidas das propriedades termodinâmicas e dinâmicas médias da baixa atmosfera e da turbulência na camada limite superficial. Este projeto contou também com simulações numéricas da circulação regional e da trajetória da pluma emitida pela Usina.
- Participação no Projeto Internacional “*Avaliação de parâmetros da camada limite atmosférica para modelos de difusão de poluentes e do potencial de dispersão em regiões subtropicais do Brasil*”. Acordo de cooperação internacional USP (Brasil) - FISBAT (Itália), que uniu as experiências do grupo italiano na área de modelagem de poluição atmosférica e o grupo

brasileiro na área da física da Camada Limite Planetária. O grupo brasileiro se dedicou a análise das campanhas de medidas realizadas na região do Centro Experimental Aramar, situado em Iperó (SP) com o objetivo de fornecer subsídios aos modelos de dispersão de poluentes atmosféricos desenvolvidos pelo grupo italiano. Os modelos tem sido utilizados, na área de estudo, para descrever o campo de concentração de radionuclídeos para diferentes condições meteorológicas identificadas pelos dados coletados pelo grupo brasileiro, considerando dois tipos de fontes pontuais, instantâneas e contínuas.

- Participação no Projeto “*Variabilidade Climática do Oceano Atlântico Tropical - Mecanismos físicos de baixa frequência, Determinação de fluxos turbulentos, Avaliação do Impacto Regional*”. Dentro de um projeto maior, coube ao Grupo de Micrometeorologia do DCA-USP, desenvolver um programa de medidas de fluxos turbulentos no Oceano Atlântico para investigar não só a troca de fluxos entre oceano e atmosfera mas também a estrutura da Camada Limite Planetária sobre o oceano. Esse tipo de experimento, apesar de ser comum em terra, nunca foi feito ainda na região do Atlântico equatorial. Esforço coordenado, também tem sido feito com o grupo de meteorologistas Franceses do Météo-France que estão fazendo medidas similares a bordo de um navio no Atlântico Equatorial Leste em 1999 (cruzeiro EQUALANT 99). O intercâmbio científico está a cargo do acordo de cooperação USP/COFECUB. Esse experimento também se enquadra dentro dos objetivos do PIRATA. Campanhas Oceanográficas em colaboração com o IFREMER - IFRTP, Orstom, Meteo-France e Loyc. Período: 1998-1999.

Além desses experimentos colaboro com o gerenciamento da Plataforma Micrometeorológica do Grupo de Micrometeorologia do IAG-USP, onde são realizadas medidas de: (a) radiação solar global (piranômetro e saldo-radiômetro), difusa (piranômetro e anel de sombreamento) e direta (pireliômetro com rastreador solar); (b) radiação de onda longa emitida pela atmosfera (pirgeômetro e saldo-radiômetro); (c) temperatura e umidade relativa do ar, pressão atmosférica e intensidade de precipitação. Estas observações estão sendo realizadas de modo contínuo desde abril de 1994 no campus da Cidade Universitária da USP, bairro do Butantã, zona Oeste da Cidade de São Paulo (23.4°S,46.7°W, 742m). Todas as observações são realizadas com frequência de 0.2 Hz, e armazenadas como valores médios em intervalos de 5 minutos. O objetivo destas observações é determinar as características do microclima urbano da Cidade de São Paulo e investigar o papel da poluição atmosférica sobre o mesmo. Desde 1996, tenho tido uma participação intensa na análise desses dados:

Soares, J.; Oliveira, A.P.; Boznar, M. Z.; Mlakar, P.; Escobedo, J.F.; Machado, A. J. Modeling hourly diffuse solar radiation in the city of São Paulo using neural network technique. Applied Energy, USA, v. 79, p. 201-214, 2004.

Soares, J.; Oliveira, A.P.; Boznar, M. Z.; Mlakar, P.; Escobedo, J.F.; Machado, A. J. Neural network technique applied to estimate hourly diffuse solar radiation in the city of São Paulo. In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, Fortaleza, Ceará.. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. 2004. v. CD.

Oliveira, A.P.; Soares, J. Seasonal evolution of the surface radiation balance in the city of São Paulo. In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, Fortaleza, Ceará.. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. 2004. v. CD.

Oliveira, A.P.; Escobedo, J.F.; Machado, A. J.; Soares, J. Correlation models of diffuse solar radiation applied to the city of São Paulo (Brazil). *Applied Energy*, ELSEVIER SCI LTD, OXFORD, v. 71, n. 1, p. 59-73, 2002.

Oliveira, A.P.; Machado, A. J.; Escobedo, J.F.; Soares, J. Diurnal evolution of solar radiation at the surface in the city Paulo: seasonal variation and modeling. *Theoretical And Applied Climatology*, SPRINGER-VERLAG WIEN, VIENNA, v. 71, n. 3-4, p. 231-250, 2002.

Oliveira, A.P.; Escobedo, J.F.; Plana-Fattori, A.; Soares, J.; Santos, P. M. Medidas de Radiação Solar na Cidade de São Paulo: Calibração de Piranômetros e Aplicações Meteorológicas. *Revista Brasileira de Geofísica*, Brasil, v. 14, n. 2, p. 203-216, 1996.

A coordenadora é, desde 1995, docente do DCA-IAG-USP em regime de dedicação exclusiva (RDIDP).

14. Descrever o(s) impacto(s) esperado(s), abordando, concomitantemente, as expectativas de avanços, aplicações e possibilidades de aplicações.

Entre as perguntas científicas cruciais que serão respondidas pelo FluTuA, pode-se salientar três perguntas gerais:

- (i) Qual a melhor parametrização dos fluxos turbulentos de calor e momento, na interface ar-mar, para o Oceano Atlântico Tropical?
- (ii) Como é o regime de precipitação no Oceano Atlântico Tropical?
- (ii) Quais os processos físicos relevantes à interação entre a camada de mistura oceânica e a camada limite superficial na região do Atlântico Tropical?

Os dados obtidos durante os experimentos também terão várias aplicações imediatas:

- Cálculo do balanço de radiação sobre o oceano,
- Cálculo do balanço de energia sobre o oceano,
- Estimativa dos coeficientes de transferência de momento calor e umidade,
- Estimativa da tensão de cisalhamento do vento sobre a região;
- Determinação da evolução temporal da estrutura termodinâmica da camada de mistura oceânica.

A obtenção simultânea dos fluxos turbulentos e dos valores dos gradientes verticais das variáveis médias (temperatura, umidade e vento) permitirá a validação e calibração das parametrizações utilizadas em modelos numéricos oceânicos e atmosféricos. Pretende-se ao final do FluTuA sugerir as melhores parametrizações a serem utilizadas em modelos numéricos do Atlântico tropical.

Outro objetivo importante deste Projeto é a obtenção de uma série temporal contínua de medidas de precipitação sobre o oceano tropical.

O estabelecimento de uma *base* experimental no ASPSP para caracterizar observacionalmente a interação entre o oceano e a atmosfera do oceano Atlântico Tropical é o objetivo maior do FluTuA.

15. Indicadores (qualitativos e/ou quantitativos) de avaliação do andamento do projeto de pesquisa.

Durante o desenvolvimento do projeto pretende-se:

1. Publicar os resultados em revistas internacionais indexadas (4).
2. Publicar os resultados em revistas nacionais indexadas (4).
3. Apresentação dos resultados em Congressos e Simpósios.
4. Orientar 3 alunos de Iniciação Científica.
5. Orientar 2 alunos de Mestrado.
6. Orientar 1 aluno de Doutorado.

16. Descrever eventuais apoios recebidos anteriormente de outros programas similares, relacionando os resultados obtidos.

A seguir serão descritos sucintamente os projetos de pesquisa do Grupo de Micrometeorologia do DCA/IAG/USP.

Projeto de Pesquisa 1: Estudo da dinâmica da Camada Limite Planetária em Latitudes Tropicais e Subtropicais (Projeto Iperó). **Objetivo:** Investigar as condições de dispersão de poluentes a partir da caracterização observacional da evolução temporal e espacial da Camada Limite Planetária na região do Centro Experimental Aramar, localizado em Iperó, São Paulo. A parte observacional consistiu de campanhas de medidas de turbulência, com duração de 15 dias, através de sensores do tipo anemômetro sônico, higrômetro de kripton e termopar de arame fino, instalados em um torre de 12 metros de altura. Medidas de radiação solar, terrestre e de fluxo de calor, temperatura e umidade do solo são também efetuadas simultaneamente as medidas de perfil vertical de temperatura, umidade de vento através de balão cativo e radiossonda. Esta parte observacional do projeto teve a duração de 2 anos. Aprovado em 1991, foram realizados quatro campanhas de medidas respectivamente em Março de 1991, Março e Julho de 1992 e Março de 1993. **Coordenador:** Amauri Pereira de Oliveira. **Participantes:** Jacyra Soares do IAG/USP; Gervásio A. Degrazia e Osvaldo L. L. Moraes da UFSM; João Goedert da URS; José Sclar do IPMET/UNESP; João F. Escobedo da UNESP. **Período:** 1991 até o presente. **Agência financiadora:** FAPESP (Proc. FAPESP N^o. 90/4492-2). **Total do Auxílio:** R\$ 74.607,90 (concedido entre 1991 e 1993).

Projeto de Pesquisa 2: Estudo Observacional da Circulação e das Propriedades Difusivas Locais na Região da Termoelétrica de Candiota (Projeto Candiota). **Objetivo:** Investigar o papel da Usina Termoelétrica de Candiota na contaminação ambiental da região. Foram realizadas 5 campanhas de medidas. **Coordenadores:** Osvaldo Luiz Leal Moraes e Gervásio Annes Degrazia da UFSM e Amauri Pereira de Oliveira do IAG/USP. **Participantes:** Jacyra Soares do IAG, alunos de graduação e pós-graduação do IAG/USP, IPMET da UNESP de Bauru. **Período:** 1994 a 1996. **Agência Financiadora:** Companhia de Energia Elétrica do Rio Grande de Sul. **Total do auxílio:** R\$ 200.000,00.

Projeto de Pesquisa 3: Avaliação de Parâmetros da Camada Limite Atmosférica para Modelos de Difusão de Poluentes e do Potencial de Dispersão em Regiões Subtropicais do Brasil. **Objetivo:** Programa de colaboração internacional entre o grupo de micrometeorologia do Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG/USP (Brasil), e o grupo de poluição do ar do Dr. Tiziano Tirabassi do Instituto "FISBAT" (Itália), para utilização de modelos analíticos para investigar a dispersão de poluentes em Iperó, SP, e na região de Candiota, RS. **Coordenadores:** Amauri Pereira de Oliveira (Brasil) e Tiziano Tirabassi (Itália). **Participantes:** Jacyra Soares e Maria de Fátima Andrade do

IAG USP; Gervásio A. Degrazia e Osvaldo L.L. Moraes da UFSM; Umberto Rizza do Isiac, Itália. **Período:** 1996 a 1998. **Agência Financiadora:** CNPQ do Brasil e CNR da Itália (**Proc. N° CNPq 910157/95-2 Renovação**). **Total do Auxílio:** 4 viagens (São Paulo-Bolonha) e 84 diárias (42 Bolonha e 42 em São Paulo).

Projeto de Pesquisa 4: Desenvolvimento de Radiômetros Solares com termopilha de filme finos para equipar estações agro-meteorológicas do Brasil. Objetivo: Desenvolver radiômetros, através da técnica de filme finos, para medir radiação solar na superfície. **Coordenadores:** João Francisco Escobedo da UNESP de Botucatu. Participantes: Amauri Pereira de Oliveira do IAG/USP e alunos de graduação e pós- graduação da UNESP de Botucatu. **Período:** Aprovado em 1992. **Agência Financiadora:** FAPESP (Proc. FAPESP N. 92/3686-2)

Projeto de Pesquisa 5: Estudo Observacional da Radiação Solar na Cidade de São Paulo. **Objetivo:** Efetuar medidas de radiação solar global e difusa através de duas bancadas de radiação com anel sombreador para testar estabilidade dos radiômetros desenvolvidos pelo grupo de radiometria solar da Unesp/Botucatu e determinar as características das componentes da radiação solar na Cidade de São Paulo. Atualmente, estão sendo realizadas observações de radiação solar direta com pireliômetro, radiação de onda longa da atmosfera com pirgeômetros, precipitação, temperatura e umidade relativa do ar, pressão atmosfera e velocidade do vento. **Coordenador:** Amauri Pereira de Oliveira. **Participantes:** Jacyra Soares e Antonio Jaschke Machado do IAG/USP; João F. Escobedo da UNESP. **Período:** Abril de 1994 até o presente. **Agência Financiadora:** FAPESP- Infra-Estrutura (**Proc. FAPESP N° 94/4778-3**). **Total do Auxílio:** R\$ 38.226,10 (concedido em 1995).

Projeto de Pesquisa 6: “Modeling of diffuse solar radiation in the City of São Paulo using neural-network technique”. **Objetivo:** Desenvolver um modelo de estimativa da evolução espacial e temporal da radiação solar difusa em termos da radiação solar global e outros parâmetros relevantes atmosféricos e de superfície para a Cidade de São Paulo. O modelo será baseado em técnicas de rede neural. **Coordenadores:** Amauri Pereira de Oliveira (Brasil) Marija Zlata Boznar (Eslovênia). **Participantes:** Jacyra Soares e Antonio J. Machado do IAG-USP e João Francisco Escobedo da UNESP/Botucatu, Primoz Mlakar da Eslovênia. **Período:** 2002 a 2003. **Agência Financiadora:** Acordo de Cooperação Internacional CNPq-Slovenian Ministry for school, science and sport (**Proc. CNPq N° 690018/02-9**). **Total do auxílio:** R\$ 28.884,44 para passagem e estadia.

Projeto de Pesquisa 7: Estudo do Efeito Topográfico sobre a Trajetória de Poluentes na Camada Limite Planetária. (Túnel de vento). Objetivo: Este projeto é parte do Projeto “*Túnel de vento na Camada Limite Atmosférica*”, coordenado por Marcos Tadeu Pereira (IPT), visando a construção de um túnel de vento de camada limite atmosférica para 3 instituições: o Instituto de Pesquisa Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT), o Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG/USP) e a Companhia de Tecnologia de Saneamento Básico de São Paulo (CETESB). **Coordenador:** Marcos Tadeu Pereira. **Período:** 2000 a 2002. **Participantes:** Equipe do Laboratório de Vação do IPT, Amauri Pereira de Oliveira, Jacyra Soares, Antonio J. Machado do IAG/USP; Milton Norio Sogabe e equipe da CETESB. **Agência Financiadora:** FAPESP – Multiusuário (Proc. FAPESP N° 1998/15402-5). **Total do Auxílio:** R\$ 622.309,33 (concedido em 2000).

Projeto de Pesquisa 8: Variabilidade Climática do Oceano Atlântico Tropical - Mecanismos

Físicos de baixa frequência, Determinação de fluxos turbulentos, Avaliação do Impacto Regional. **Objetivo:** Programa de colaboração internacional entre o grupo de micrometeorologia do Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG/USP (Brasil) e os grupos Franceses para desenvolvimento de um programa de observações de fluxos turbulentos sobre o Oceano Atlântico. **Coordenadores:** Ilana Wainer (IOUSP-Brasil) e Jacques Servain (IRD de Bretagne-França). **Participantes:** *Brasil:* Jacyra Soares e Amauri P. Oliveira do IAG/USP; E. Braga, C. França, G. Clauzet, R. Gonçalves Ito do IOUSP; M. Araujo da UFPE; J. Dias Junior da UFRN; J. Lorenzetti do INPE. *França:* C. Andrié do IRD-Paris e S. Arnault do IRD-Paris; A. Dessier do IRD-Brest; A. Durand do VSN/IRD e L. Merlivat do LODYC-Paris. Período: 1998-2000. **Agência Financiadora:** Acordo de Cooperação Interuniversitária USP (Brasil) e ORSTOM (França). USP/COFECUB. **Período:** 1998-2000. Projeto No. UC 27/96.

Projeto de Pesquisa 9: O papel do Oceano Atlântico no Clima. **Objetivo:** O objetivo científico geral desse projeto de pesquisa é entender os processos de acoplamento do oceano Atlântico Tropical e Sub-tropical com as anomalias de fluxos térmicos e dinâmicos da atmosfera nas escalas de tempo sazonal, interanual e interdecadal. Procura-se determinar em primeiro lugar o papel do oceano nos processos relacionados com mudanças climáticas globais numa escala de tempo sazonal/interanual. Progressivamente, as escalas de tempo mais longas serão examinadas. **Coordenadores:** Ilana Wainer (IOUSP-Brasil) e Jacques Servain (IRD-França). **Participantes:** *Brasil:* Jacyra Soares e Amauri P. Oliveira do IAG/USP; E. Braga, C. França, G. Clauzet, R. Gonçalves Ito do IOUSP; M. Araujo da UFPE; J. Dias Junior da UFRN; J. Lorenzetti do INPE. *França:* C. Andrié do IRD-Paris e S. Arnault do IRD-Paris; A. Dessier do IRD-Brest; A. Durand do VSN/IRD e L. Merlivat do LODYC-Paris. **Período:** 2001 a 2003. **Agência Financiadora:** Acordo de Cooperação Internacional CNPq-IRD (Proc. CNPq No. 910072/00-0)

Descrição dos resultados

A partir de 1990, iniciou-se o trabalho no sentido de criar um Grupo de Micrometeorologia no Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG/USP. Todos os esforços foram concentrados em equipar este grupo com um conjunto de sensores que pudessem ser utilizados para investigar a CLP.

Nesse sentido, foi obtida a aprovação de um projeto na FAPESP (**Projeto 1**) para investigar a dispersão de radionuclídeos na região de Iperó, SP, onde está localizado o Centro Experimental Aramar da Marinha Brasileira.

Este projeto envolveu um total de R\$ 74.607,90, utilizados para aquisição de equipamentos (torre, sensores, sistema de aquisição de dados, micro computador, etc.), diárias e transporte de pessoal.

Foram realizadas quatro campanhas de medidas de turbulência na camada limite superficial e sondagens atmosféricas com radiossondas e balão cativo, durante o período de 1991 a 1993. Cada experimento teve a duração de duas semanas.

Este projeto resultou em seis dissertações de mestrado (Molnary, 1993; Vasconcelos, 1995; Karam, 1995; Targino, 1999; Lamesa, 2001; Veleza, 2001), três teses doutorado (Krusche 1997; Karam, 2002; Pereira, 2004) e uma tese de livre-docência (Oliveira, 2003).

A pesquisa em Iperó foi também divulgada em várias publicações (Oliveira *et al.*, 1998; Targino e

Soares, 2002, Krusche e Oliveira, 2004) sobre Iperó.

Como parte do projeto Iperó foi implementado o modelo de mesoescala TVM que foi utilizado na sua versão hidrostática (Karam, 1995) e não hidrostática (Karam 2002; Pereira, 2004) para investigar as circulações na região de Iperó.

A versão hidrostática do modelo TVM foi utilizada para simular as circulações locais na região de Candiota (Karam *et al.*, 1996).

A versão não hidrostática do modelo TVM foi utilizada para investigar o papel da brisa de lago sobre a CLP e o clima local na região da represa de Itaipu (Stivari, 1999; Stivari *et al.*, 2003, Stivari *et al.*, 2004).

Trabalhos gerados a partir dos resultados das pesquisas desenvolvidas durante os Projetos 1 e 3

Tese e Dissertação

Karam, H.A., 1995: Simulação Numérica tridimensional da camada limite planetária em Iperó - São Paulo. *Dissertação de Mestrado*. Departamento de Ciências Atmosféricas. Instituto Astronômico e Geofísico. Universidade de São Paulo. Estado de São Paulo. Brasil. 120 pp.

Vasconcelos, C.M.P., 1995: Estudo Numérico da Camada Limite Estável através de um modelo de fechamento de segunda ordem. *Dissertação de Mestrado*. Departamento de Ciências Atmosféricas. Instituto Astronômico e Geofísico. Universidade de São Paulo. Estado de São Paulo. Brasil. 93 pp.

Krusche, N. 1997: Estudo das estruturas coerentes na camada limite superficial em Iperó - São Paulo. *Tese de Doutorado*. Departamento de Ciências Atmosféricas. Instituto Astronômico e Geofísico. Universidade de São Paulo. Estado de São Paulo. Brasil. 194 pp.

Stivari, S.M.S., 1999: Um Estudo da brisa Lacustre do Lago de Itaipu. *Tese de Doutorado*. Departamento de Ciências Atmosféricas. Instituto Astronômico e Geofísico. Universidade de São Paulo. Estado de São Paulo. Brasil. 126 pp.

Targino, A.C.L., 1999: Modelagem de Balanços de Energia Para Iperó (SP): Uma Abordagem Utilizando Método de Inversão. *Dissertação de Mestrado*. Departamento de Ciências Atmosféricas. Instituto Astronômico e Geofísico. Universidade de São Paulo. Estado de São Paulo. Brasil. 108 pp.

Lamesa, J.E., 2001: Estudo espectral da camada limite superficial de Iperó-SP. *Dissertação de Mestrado*. Departamento de Ciências Atmosféricas. Instituto Astronômico e Geofísico. Universidade de São Paulo. Estado de São Paulo. Brasil. 93 pp.

Veleda, D.R.A., 2001: Ajuste do campo do vento sobre topografia complexa aplicado a um modelo de dispersão de poluentes. *Dissertação de Mestrado*. Departamento de Ciências Atmosféricas. Instituto Astronômico e Geofísico. Universidade de São Paulo. Estado de São Paulo. Brasil. 79 pp.

Karam, H. A., 2002: Estudo numérico dos jatos de baixos níveis e suas implicações na dispersão de poluentes no estado de São Paulo, *Tese de Doutorado* Departamento de Ciências Atmosféricas. Instituto Astronômico e Geofísico. Universidade de São Paulo. Estado de São Paulo. Brasil. 196 pp.

Oliveira, A.P., 2003: Investigação da Camada Limite Planetária na Região de Iperó. *Tese de Livre*

docência. Departamento de Ciências Atmosféricas. Instituto Astronômico e Geofísico. Universidade de São Paulo. Estado de São Paulo. Brasil. 220 pp.

Pereira, M.M.R., 2004: Estudo da dispersão de poluentes em Iperó através de um modelo Lagrangiano de dispersão de partículas. *Tese de Doutorado* Departamento de Ciências Atmosféricas. Instituto Astronômico e Geofísico. Universidade de São Paulo. Brasil. 103 pp..

Publicação em revista arbitrada

Oliveira, A.P., Moraes, O.L.L., Degrazia, G.A. and Molnary, L., 1994: Observational studies of the planetary boundary layer at sub-tropical regions of Brazil, *Revista Brasileira de Geofísica*, **12**, 55-58.

Tirabassi, T., Oliveira, A.P., Andrade, M.F., Moraes, O.L.L., Degrazia, G.A., 1995: Una Collaborazione di ricerca Italia-Brasile per lo Studio della dispersione di radionuclidi in una regione subtropicale del Brasile, *Agrometeorologia Emilia-Romana*, **1**, 4-6.

Degrazia, G.A., Moraes, O.L.L. and Oliveira, A.P., 1996: An Analytical Method to Evaluate Mixing Length Scales for the Planetary Boundary Layer, *Journal of Applied Meteorology*, **35**, 974-977.

Oliveira, A.P., Soares, J., Tirabassi, T. and Rizza, U., 1998: A surface energy-budget model coupled with a Skewed Puff Model for Investigating the Dispersion of radionuclides in a Subtropical area of Brazil. *Il Nuovo Cimento*. **21C**, 631-647.

Scolar, J., Caetano Neto, E. S., Oliveira, A. P., Soares, J., 2000: Simulação numérica da camada limite planetária na região de Iperó, SP-Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, **18**, 1-20.

Targino, A.C.L. and Soares, J., 2002: Modeling surface energy fluxes for Iperó, SP, Brazil: An approach using numerical inversion. *Atmospheric Research*, **63(1)**, 101-121.

Stivari, S.M.S, Oliveira, A.P., Karam, H.A. and Soares, J., 2003: Patterns of Local Circulation in the Itaipu Lake Area: Numerical Simulations of Lake Breeze. *Journal of Applied Meteorology*, **42(1)**, 37-50.

Krusche, N. and Oliveira, A.P., 2004: Characterization of Coherent Structures in the Atmospheric Surface Layer, *Boundary-Layer Meteorology*, **111**, 191-211.

Stivari, S.M.S, Oliveira, A.P. and Soares, J., 2005: On the climate impact of the Local Circulation in the Itaipu Lake Area. *Climatic Change*, **72 (1-2)**, 103-121.

Publicação em Congresso

Silva, R.B.F. e Oliveira, A.P., 1994: Variação do espectro de velocidade vertical em função da estabilidade. *Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 18 a 25 de outubro de 1994, Belo Horizonte, MG, **1**, 52-55.

Degrazia, G.A., Oliveira, A.P. and Moraes, O.L.L., 1994: Multiple Master Length Scales Derived From a Statistical Diffusion Theory. *Air Pollution Modelling and its Applications X*, Plenum Press, New York, Ed. Sven-Erik Gryning and Millán M. Millán, Nato Challenges of Modern society, **18**, 325-328.

Moraes, O.L.L., Degrazia, G.A. and Oliveira, A.P., 1994: An Eddy Diffusivity Model from a Theoretical Spectral Model for Stable Boundary Layer. *Air Pollution Modelling and its Applications X*, Plenum Press, New York, Ed. Sven-Erik Gryning and Millán M. Millán, Nato Challenges of Modern society, **18**, 597-600.

Oliveira, A.P., Degrazia, G.A., Moraes, O.L.L. and Tirabassi, T, 1995: Numerical Study of the Nocturnal Planetary Boundary Layer at Low Latitudes, *Proceedings of the Third International Conference Air Pollution 95*, September 26 -29 of 1995, Porto Carras, Grécia, **1**, 167-174.

Stivari, S.M.S. e Oliveira, A.P., 1996: Avaliação do Impacto do Reservatório de Itaipu sobre a

- Circulação Atmosférica Local - Resultados Preliminares. *Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 6 a 13 de novembro de 1996, Campos de Jordão, São Paulo, 2, 1259-1262.
- Sitvari, S.M.S, Oliveira, A.P., Nascimento, F.M.F. and Amaral, S., 1997: Remote sensing applied to a mesoscale numerical model of atmospheric circulation. *Proceedings of the VIII Latin American Symposium on Remote Sensing*, 2 -7 November 1997, Mérida, Venezuela (CDROM).
- Karam, H.A e Oliveira, A.P., 1998: Estudo do efeito topográfico no ciclo diurno do vento na superfície no estado de São Paulo. *Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 26-30 de outubro de 1998, Brasília, DF. (CDROM).
- Oliveira, A.P., Soares, J. and Escobedo, J.F., 1999: Surface energy budget: Observation and modeling. *Anais do XI Congresso Brasileiro de Agrometeorologia e II Reunião Latino-Americana de Agrometeorologia*, Florianópolis, SC, 19 a 24 de julho, 283-288.
- Oliveira, A.P. e Soares, J., 2000: Nocturnal planetary boundary layer: Numerical simulations and observations. *Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 16-20 de outubro, Rio de Janeiro, RJ, 2486-2495 (CDROM).
- Soares, J. e Oliveira, A.P., 2000: A simple method to estimate evapotranspiration. *Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 16-20 de outubro, Rio de Janeiro, RJ, 2352-2356 (CDROM).
- Karam, H.A., Oliveira, A.P. e Pereira, M.M.R., 2000: Comparison between two different methods to estimate vertical turbulent fluxes in the transition between forced and free convection regime. *Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 16-20 de outubro, Rio de Janeiro, RJ, 2470-2477 (CDROM).
- Pereira, M.M.R., Oliveira, A.P. e Karam, H.A., 2000: Estudo Numérico da Dispersão de Poluentes Sobre uma Região de Topografia Complexa. *Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 16-20 de outubro, Rio de Janeiro, RJ, 2470-2477 (CDROM).
- Stivari, S.M.S. e Oliveira, A.P., 2000: Estudo observacional dos jatos de baixos níveis na região do Lago de Itaipu. *Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 16-20 de outubro, Rio de Janeiro, RJ, 1809-1814 (CDROM).
- Veleda, D. R. A.; Soares, J.; Karam, H. A., 2000: Campo de vento na Camada Limite Planetária sobre terreno complexo. *Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 16-20 de outubro, Rio de Janeiro, RJ, 2202-2210 (CDROM).
- Lamesa, J. E.; Soares, J. Estudo espectral da Camada limite Superficial quase-neutra utilizando filtragem no domínio de ondas ortogonais. *Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 16-20 de outubro, Rio de Janeiro, RJ, 2388-2393 (CDROM).
- Karam, H.A., Oliveira, A.P., Pereira, M.M.R., 2001: Application of a Lagrangian model to investigate patterns of radionuclides dispersion over complex terrain - Part 1: Local circulation and low-level jet. *Proceedings of the Seventh International Conference on Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes*, 28-31 May 2001, Belgirate, Itália, 395-399.
- Pereira, M.M.R., Oliveira, A.P., Karam, H.A., 2001: Application of a lagrangian model to investigate patterns of radionuclides dispersion over complex terrain - Part 2: The impact of low-level jet in the concentration field. *Proceedings of the Seventh International Conference on Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes*, 28-31 May 2001, Belgirate, Itália, 400-404.
- Pereira, M.M.R., Oliveira, A.P., Karam, H.A., 2001: Modelos Lagrangianos de partículas aplicados a dispersão de poluentes na atmosfera. *Anais do XI Congresso Brasileiro de Engenharia Mecânica*, Uberlândia, MG, 26 a 30 de novembro de 2001, 149-158.
- Marques Filho, E.P., Oliveira, A.P., Pereira, M.M.R., Karam, H.A, Rizza, U. e Stivari, S.M.S, 2002:

Simulação numérica da turbulência na CLP Convectiva. *Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 5 a 10 de agosto de 2002, Foz do Iguaçu, PR, 2595-2601 (CD-ROM).

Oliveira, A.P., Soares, J., Karam, H.A., Pereira, M.M.R., Marques Filho, E.P., 2002: Numerical Modeling of the Planetary Boundary Layer. *Anais do IX Congresso Brasileiro de Engenharia e Ciências Térmicas*, 15 a 18 de outubro de 2002, Caxambu, MG (CD-ROM).

Pereira, M.M.R., Oliveira, A.P., Marques Filho, E.P., Karam, H.A., 2002: Uma revisão teórica dos modelos Lagrangianos de partículas aplicados a dispersão de poluentes na atmosfera. *Anais do IX Congresso Brasileiro de Engenharia e Ciências Térmicas*. 15 a 18 de outubro de 2002, Caxambu, MG (CD-ROM).

Veleda, D. R. A.; Soares, J.; Araujo, M., 2004: Ajuste do campo de vento sobre topografia complexa aplicado a um modelo de dispersão de poluentes. *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Fortaleza, CE, 2004 (CDROM).

A partir de 1992, foi iniciada uma intensa colaboração com pesquisadores da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), RS. Como resultado desta interação foi elaborado e aprovado o projeto Candiota (**Projeto 2**) com financiamento da Companhia de Energia Elétrica do Rio Grande do Sul. Este projeto teve como objetivo investigar o papel da Usina Termoelétrica de Candiota na chuva ácida existente na região de Candiota, RS. Foram realizadas 5 campanhas de medidas, similares às campanhas do experimento de Iperó, durante 1994 e 1995. Cada campanha teve a duração de duas semanas. Tabela 4 resume os trabalhos gerados pelo Projeto Candiota.

Todos os equipamentos utilizados nas campanhas de observações do Projeto Candiota foram adquiridos durante o projeto Iperó financiado pela FAPESP para estudar Iperó. Os resultados deste projeto foram apresentados no workshop "Air Pollution and Acid Rain: The Candiota Program", realizado em Bauru, SP, e financiado pela FAPESP (**Proc. FAPESP No. 95/6622-3**).

Trabalhos gerados a partir dos resultados da pesquisa desenvolvida durante o projeto Candiota (Projeto 2).

Publicação em Congresso

Degrazia, G.A., Oliveira, A.P. and Moraes, O.L.L., 1994: Um modelo para a escala de Comprimento Característica Turbulenta na Camada Limite Convectiva, *Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 18 a 25 de outubro de 1994, Belo Horizonte, MG, 1, 30-31.

Moraes, O.L.L., Degrazia, G.A., Oliveira, A.P., Andrade, M.F., Carvalho, L.M.V. e Vasconcelos, C.M.P., 1994: Projeto Candiota. *Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 18 a 25 de outubro de 1994, Belo Horizonte, MG, 1, 101-104.

Carvalho, J.C., Moraes, O.L.L., Degrazia, G.A. e Oliveira, A.P., 1994: Um Modelo para o Coeficiente de Difusividade Turbulenta Obtida de um Modelo Espectral Teórico para a Camada Limite Estável, *Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 18 a 25 outubro de 1994, Belo Horizonte, MG, 1, 52-55.

Oliveira, A.P., Soares, J., Degrazia, G.A., Moraes, O.L.L., 1996: Numerical Simulation of the Planetary Boundary Layer at Candiota using a second order closure model. *Proceedings of the Workshop on Air Pollution and Acid Rain: Candiota Program*, July 10-2 1996, Bauru, SP, Brazil, 56-67.

- Karam, H.A., Oliveira, A.P., Soares, J., Carvalho, J.C., Moraes, O.L.L., Degrazia, G.A., Bornstein, R.D., 1996: Simulação Numérica da CLP em Candiota através de um modelo de mesoescala. *Proceedings of the Workshop on Air Pollution and Acid Rain: Candiota Program*, July 10-2, 1996, Bauru, SP, Brazil, 86-96.
- Karam, H.A., Oliveira, A.P., Soares, J., Carvalho, J.C., Moraes, O.L.L., Degrazia, G.A., Bornstein, R.D., 1996: Simulação Numérica da Dispersão de SO₂ na região de Candiota usando um modelo Lagrangiano. *Proceedings of the Workshop on Air Pollution and Acid Rain: Candiota Program*, July 10-2, 1996, Bauru, SP, Brazil, 104-113.
- Soares, J., Oliveira, A.P. and Escobedo, J.F., 1996: Surface energy balance: observation and numerical modelling applied to Candiota. *Proceedings of the Workshop on Air Pollution and Acid Rain: Candiota Program*, July 10-2, 1996, Bauru, SP, Brazil, 68-77.
- Carvalho, L.M.V. e Oliveira, A.P., 1996: Determinação da trajetória de nuvens na região de Candiota através de imagens de satélite. *Proceedings of the Workshop on Air Pollution and Acid Rain: Candiota Program*, July 10-2, 1996, Bauru, SP, Brazil, 86-96.

Paralelamente as atividades de campo que, entre 1991 e 1995, totalizaram 9 campanhas e um banco de dados bastante extenso sobre a CLP em Iperó e Candiota, o Grupo de Micrometeorologia passou a dedicar considerável esforço no sentido de desenvolver modelos numéricos para simular a CLP e os processos de dispersão de poluentes atmosféricos.

Dentro dessa linha de pesquisa a interação com os pesquisadores da UFSM permitiu o aperfeiçoamento do modelo de fechamento de segunda ordem através da incorporação de novas escalas de comprimento (Degrazia *et al.*, 1992; Degrazia *et al.*, 1996).

O modelo de fechamento de segunda ordem foi modificado e novos métodos - mais adequados as estimativas dos fluxos turbulentos na superfície da região de Iperó - foram incorporados através da introdução de um esquema de interação superfície-vegetação-atmosfera que incorpora vegetação e um esquema de estimativa da radiação de onda longa da atmosfera (Vasconcelos, 1995; Targino, 1999; Targino e Soares, 2002; Oliveira, 2003).

Com relação aos modelos de dispersão, foi estabelecido um programa de colaboração internacional com o Grupo de Poluição do Ar do Instituto FISBAT, Bolonha, Itália, financiado pelo CNPq (**Projeto 3**). O projeto permitiu a utilização de modelos operacionais para simular a dispersão de poluentes para emissões de fontes pontuais localizadas na superfície, para o caso de Iperó (Tirabassi *et al.*, 1995; Oliveira *et al.*, 1998).

Um modelo de dispersão de partículas foi utilizado para investigar a dispersão de poluentes para o caso de Candiota (Karam *et al.*, 1996) e para Iperó (Pereira *et al.*, 2001 e 2002; Karam *et al.*, 2001; Karam, 2002; Pereira, 2004).

A partir de 1993, o Grupo de Micrometeorologia passou a colaborar com o Grupo de Radiometria Solar da UNESP de Botucatu (**Projeto 4**) para o desenvolvimento de radiômetros (Escobedo *et al.*, 1997,a,b). Através desta colaboração foi possível instalar uma plataforma radiométrica no prédio do IAG/USP, localizado no Campus da Cidade de São, onde estão sendo feitas medidas de radiação solar (global e difusa), através do programa de infraestrutura da FAPESP (**Projeto 5**).

Estas observações, iniciadas em abril de 1994, constituem um acervo único para a cidade de São

Paulo (Oliveira *et al.*, 1996; Escobedo *et al.*, 1997a e b; Oliveira *et al.*, 2000, 2001 e 2002a,b,c) que vem sendo utilizado por várias instituições do Estado de São Paulo.

A partir de 2002 iniciou-se um programa de colaboração com o Grupo de Poluição do Ar do Instituto Josef Stefan, da Eslovênia, para modelar a evolução temporal e espacial da radiação solar difusa na Cidade de São Paulo, utilizando técnicas de rede neural (Boznar *et al.*, 2003; Soares *et al.*, 2004). Este projeto foi financiado pelo CNPq e o Ministério de Ciência da Eslovênia (**Projeto 6**)

Trabalhos gerados a partir dos resultados das pesquisas desenvolvidas durante os Projetos 4, 5 e 6 utilizando os dados da plataforma radiométrica.

Publicação em revista arbitrada

- Oliveira, A.P., Escobedo, J.F., Plana-Fattori, A., Soares, J. e Santos, P.M., 1996: Medidas de Radiação Solar na Cidade de São Paulo: Calibração de Piranômetros e Aplicações Meteorológicas, *Revista Brasileira de Geofísica*, **14(2)**, 203-216.
- Escobedo, J.F., Frisina, V.A., Saglietti, J.R. e Oliveira, A.P., 1997a: Radiômetros Solares Com Termopilhas de Filmes Finos I - Descrição e Custos. *Revista Brasileira de Aplicações de Vácuo*, **16 (1)**, 10-15.
- Escobedo, J.F., Frisina, V.A., Saglietti, J.R. e Oliveira, A.P., 1997b: Radiômetros Solares Com Termopilhas de Filmes Finos: II - Performance. *Revista Brasileira de Aplicações de Vácuo*. **16 (1)**, 16-21.
- Pereira, A.B., Villa Nova, N.A., Escobedo, J.F. e Oliveira, A.P., 1998: Avaliação do Potencial de Energia Solar a Superfície no Município de São Paulo, SP, Brasil. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, **6(1)**, 99-104.
- Oliveira, A. P., Escobedo, J. F., Machado, A. J. and Soares, J., 2002a: Diurnal evolution of solar radiation at the surface in the City of São Paulo: seasonal variation and modeling. *Theoretical and Applied Climatology*, **71(3-4)**, 231-249.
- Oliveira, A.P., Escobedo, J.F., Machado, A.J. and Soares, J., 2002b: Correlation models of diffuse solar radiation applied to the City of São Paulo (Brazil). *Applied Energy*, **71(1)**, 59-73.
- Oliveira, A.P., Escobedo, J.F., Machado, A.J., 2002c: A New Shadow-Ring Device for Measuring Diffuse Solar Radiation at Surface. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **19(5)**, 698-708.
- Assunção, F.H., Escobedo, J.F. and Oliveira, A.P., 2003: Modelling frequency distributions of 5 minute-averaged solar radiation indexes using Beta probability functions. *Theoretical and Applied Climatology*, **75**, 213-224.
- Soares, J, Oliveira, A.P., Boznar, M.Z., Mlakar, P., Escobedo, J.F. and Machado, A.J., 2004: Modeling hourly diffuse solar radiation in the city of São Paulo using neural network technique, *Applied Energy*, **79**, 201-214.

Publicação em Congresso

- Dias, G.P., Oliveira, A.P. e Escobedo, J.F., 1993: Efeito da Condutividade Térmica do Meio na Constante de Calibração do Fluxímetro REBS. *Anais do 22º Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola*, 19 a 23 de julho 1993, Ilhéus, BA, 3295-3301.
- Escobedo, J.F., Ricieri, R.P. e Oliveira, A.P., 1994: Radiação Solar em Câmara Nebulizadora, Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 18 a 25 de outubro de 1994, Belo Horizonte,

MG, 1, 389-392.

- Dantas, A.A.A., Escobedo, J.F., Oliveira, A.P., 1994: Balanço de Radiação em Meio Aquoso. Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 18 a 25 outubro de 1994, Belo Horizonte, MG, 1, 452-455.
- Escobedo, J.F., Oliveira, A.P. e Chaves, M.A., 1996: Efeito Espectral da Irradiância Solar na Calibração de Piranômetros de Filme Fino. Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, 6 a 13 de novembro de 1996, Campos de Jordão, São Paulo, 1, 544-547.
- Escobedo, J.F., Galvani, E., Oliveira, A.P. and Chaves, M.A., 2000: Models to Estimate Daily Diffuse Irradiation Inside Polyethylene Greenhouses lined East-West and North-South. *Proceedings of the World Renewable Energy Congress VI*, 1-7 July, Brighton, UK, 2481-2484.
- Oliveira, A.P., Machado, A.J. e Escobedo, J.F. 2000: Estudo Observacional da Radiação Solar na Cidade de São Paulo. *Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 16-20 de outubro, Rio de Janeiro, 3758-3767 (CDROM).
- Oliveira, A.P., Machado, A.J., Escobedo, J.F., 2001: Seasonal Variation of Diurnal Evolution of Solar Radiation at the Surface in the City of São Paulo, Brazil. *IRS2000: Current Problems in Atmospheric Radiation*, A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, 551-554.
- Escobedo, J.F.; Oliveira, A.P.; Galvani, E., 2001: Índice de Limpidez e Radiação Refletida da Cultura de Alface em Meio Protegido. *Anais do IV Congreso Internacional de Ingenieria Agricola*, 9-11 de mayo, Chillán, Chile, 2, 59-62.
- Galvani, E., Escobedo, J.F., Assunção, H.F. e Oliveira, A.P., 2002: Coeficientes de Reflexão obtidos a partir de diferentes metodologias. Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia. 5 a 10 de agosto de 2002, Foz do Iguaçu, PR, 2336-2341 (CD-ROM).
- Oliveira, A.P., Soares, J., Escobedo, J.F., Machado, A.J., Codato, G., and Galvani, E., 2002: Diurnal Evolution of Surface Radiation Budget Components in the Cities of São Paulo and Botucatu. Anais do IX Congresso Brasileiro de Engenharia e Ciências Térmicas, 15 a 18 de outubro de 2002, Caxambu, MG (CD-ROM).
- Božnar, M.Z., Mlakar, P., Oliveira, A.P. and Soares, J., 2003: Modeling diffuse solar radiation in the City of São Paulo using Neural-Network technique. Proceedings of 26th NATO/CCMS International Technical Meeting on Air Pollution Modelling and Its Application, 26-30 May, Istanbul, Turkey.
- Oliveira, A.P. and Soares, J., 2004: Seasonal evolution of the surface radiation balance in the city of São Paulo. Fortaleza. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE, 2004 (CDROM).
- Soares, J., Oliveira, A.P., Božnar, M.Z., Mlakar, P., Escobedo, J.F., Machado, A. J., 2004: Neural network technique applied to estimate hourly diffuse solar radiation in the city of São Paulo. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE, 2004 (CDROM).
- Codato, G., Oliveira, A.P., Escobedo, J.F., 2004: Comparative study of solar radiation in urban and rural areas. *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Fortaleza, CE, 2004 (CDROM).

A partir de 1998 o Grupo de Micrometeorologia iniciou a sua participação do projeto de construção de um Túnel de Vento de Camada Limite Atmosférico, (**Projeto 7**) do programa de Equipamentos Multiusuários da FAPESP, coordenado pelo Laboratório de Vazão do Instituto de Pesquisa Tecnológicas do Estado de São Paulo. O túnel de vento, inaugurado em 2002, está sendo utilizado para efetuar simulações analógicas das trajetórias de poluentes atmosféricos em regiões de topografia complexas como é o caso de Iperó e da região Metropolitana.

Dentro dessa linha de pesquisa foi feito um levantamento detalhado das características sazonais do campo do vento sobre a cidade de São Paulo (Oliveira et al. 2003; Karam *et al.*, 2003).

Trabalhos gerados a partir dos resultados da pesquisa desenvolvida durante o projeto túnel de vento de camada limite atmosférica (Projeto 7).

Tese

Marques Filho, E.P., 2004: Investigação da CLP convectiva com modelo LES aplicado a dispersão de poluentes. *Tese de Doutorado*, Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG USP, 128 pp.

Publicação em revista especializada

Oliveira, A.P., Bornstein, R., and Soares, J., 2003: Annual and diurnal wind patterns in the city of São Paulo. *Water, Air and Soil Pollution: FOCUS*, **3**, 3-15.

Karam, H., Oliveira, A.P., and Soares, J., 2003: Application of Mass Conservation Method to Investigate the Wind Patterns over an Area of Complex Topography, *J. Braz. Soc. Mech. Sci.*, **25(2)**, 115-121.

Marques Filho, E.P., Oliveira, A.P., Karam, H.A. e Rizza, U., 2003: Simulação Numérica do Transporte de um Poluente Inerte e Passivo na CLP Convectiva através de um modelo LES. *Revista Ciência e Natura*, **1**, 83-96.

Publicação em Congresso

Marques Filho, E.P. and Oliveira, A.P., 2003: Large Eddy Simulation of na Instantaneous Line Source in Highly Convective Boundary Layer, *Proceedings of 4th International conference on Urban Air Quality*, March, 24-28, Prague, Czech Republic, 2003.

Entre 1998 e 1999, através do programa COFECUB/USP (**Projeto 8**), foi possível ao Grupo de Micrometeorologia participar do programa de medidas de fluxos turbulentos sobre o Mediterrâneo denominado FETCH98. Esta participação possibilitou ao Grupo de Micrometeorologia discutir com o grupo francês sobre teoria e prática de medidas de fluxos sobre o oceano.

A participação do Grupo no projeto de cooperação internacional Brasil e França, que visava identificar o papel do oceano Atlântico no Clima, especificamente através da investigação da interação da CLP oceânica e atmosférica (**Projeto 9**).

Trabalhos gerados a partir dos resultados das pesquisas desenvolvidas durante os Projetos 8 e 9.

Publicação em revista especializada

Wainer, I.; Soares, J. North Northeast Brazil Rainfall And Its Decadal-Scale Relationship To Wind Stress and Sea Surface Temperature, 1997:*Geophysical Research Letters*, **24 (3)**, 277-280,

1997.

- Soares, J.; Castro Filho, B. M.; Adams, E. E., 1999: Refrigerated water dispersion at the São Sebastião Channel. *Revista Brasileira de Oceanografia*, **47** (1), 59-67.
- Wainer, I.; Bryan, F.; Soares, J., 1999: Dynamics of the equatorial undercurrent in a high resolution ocean model. *Journal of Geophysical Research*, **104** (10), 23327-23335.
- Dourado, M., and Oliveira, A.P., 2001: Observational description of the atmospheric and oceanic boundary layers over the Atlantic Ocean. *Revista Brasileira de Oceanografia*, **49**, 49-64.
- Wainer, I., Taschetto, A.; Soares, J.; Oliveira, A.P., Otto-Bliesner, B. and Brady, E., 2003: Intercomparison of heat fluxes in the South Atlantic. Part 1: The Seasonal Cycle. *Journal of Climate*, **16**(4), 706-714.
- Wainer, I.; Clauzet, G.; Servain, J.; Soares, J., 2003: Time Scales of Upper Ocean Temperature Variability Inferred from the PIRATA Data (1997-2000). *Geophysical Research Letters*, AGU, **30** (5), 8004.

Publicação em Congresso

- Dourado, M.S. e Oliveira, A.P., 1994: Estudo da Camada Limite Atmosférica Marítima, *Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 18 a 25 outubro de 1994, Belo Horizonte, MG, 1, 24-26.
- Dourado, M.S., Velho, H.F.C., Oliveira, A.P. e Degrazia, A.G., 1995: Análise Comparativa entre Métodos de Fechamento de Primeira e Segunda Ordem em Modelagem de Camada Limite Atmosférica Marítima, *XVI Congresso Ibero Americano sobre Métodos Computacionais para Engenharia*, 29 de novembro a 1 de dezembro de 1995, Curitiba, PR, **2**, 1633-1641.
- Soares, J., Oliveira, A.P., Wainer, I., Servain, J., 2001: Turbulent fluxes over the tropical Atlantic Ocean. *Proceedings of the WCRP/SCOR Workshop Intercomparison and Validation of Ocean-Atmosphere Flux Field*, 21-24 May 2001, Washington, DC, EUA, 334-337.
- Wainer, I., Taschetto, A., Soares, J., Oliveira, A.P., 2001: Intercomparison of heat fluxes in the South Atlantic. Part 1: The Seasonal Cycle. *Proceedings of the WCRP/SCOR Workshop Intercomparison and Validation of Ocean-Atmosphere Flux Fields*, 21-24 May 2001, Washington, DC, EUA, 171-174.
- Oliveira, A.P., Soares, J., Bacellar, S.A., Machado, A.J. and Espinosa, A. M., 2003: Energy Balance Over The Tropical Atlantic Ocean, *12th Conference on Interactions of the Sea and Atmosphere*, February 10-13, 2003, Long Beach, CA, EUA (CD-ROM).
- Soares, J.; Oliveira, A. P.; Bacellar, S. A.; Espinosa, A. M.; Machado, F. V., 2003: Resultados preliminares da campanha de medidas do projeto FluTuA. In: V SEMINÁRIO SOBRE ONDAS, MARÉS E ENGENHARIA OCEÂNICA, Arraial do Cabo. *Anais do V Seminário sobre Ondas, Marés e Engenharia Oceânica*.
- Soares, J.; Oliveira, A.P.; Servain, J.; Bacellar, S. A., 2004: Resultados preliminares do balanço de energia sobre o oceano Atlântico tropical (Projeto FluTuA). *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Fortaleza, CE, 2004 (CDROM).
- Bacellar, S. A., Oliveira, A.P., Soares, J., Servain, J., 2004: Preliminary results of the surface radiation balance over the tropical Atlantic ocean. *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Fortaleza, CE, 2004 (CDROM).

I. ANEXOS

Cabe aqui ressaltar que o FluTuA vem sendo pensado desde 2001. Nesse ano a idéia do Projeto e algumas questões científicas foram discutidas, com especialistas na área, em 2 importantes conferências internacionais:

- Soares, J.; Oliveira, A.P.; Wainer, I.; Servain, J., 2001: Turbulent fluxes over the tropical Atlantic Ocean. In: WCRP/SCOR WORKSHOP INTERCOMPARISON AND VALIDATION OF OCEAN-ATMOSPHERE FLUX FIELDS, Potomac, MD, USA.. Proceedings of Intercomparison and validation of Ocean-Atmosphere Flux Fields. Geneva, Switzerland: WMO, 334-337.
- Soares, J.; Oliveira, A.P.; Wainer, I.; Servain, J., 2001: Turbulent fluxes over the Tropical Atlantic Ocean. In: CLIVAR WORKSHOP - TROPICAL ATLANTIC VARIABILITY, Paris. CLIVAR Workshop – Tropical Atlantic Variability.

A viabilidade operacional do FluTuA também foi discutida com a Marinha do Brasil durante o I Workshop Científico Ambiental do Programa Arquipélago, em 2001:

- Soares, J. e Oliveira, A.P., 2001: FluTuA - Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico. In: I WORKSHOP CIENTÍFICO/AMBIENTAL DO PROGRAMA ARQUIPÉLAGO, Natal, RN. Resumos do I Workshop Científico/Ambiental do programa Arquipélago. 23.

Em 2004, a implementação do FluTuA e sua viabilidade foram também discutidas no Workshop Científico Ambiental do Programa Arquipélago, onde estiveram os pesquisadores da Marinha (profundo conhecedores do Arquipélago) e do CNPq.

- Soares, J. e Oliveira, A.P., 2004: O projeto FluTuA e a sua implementação. In: II WORKSHOP CIENTÍFICO/AMBIENTAL DO PROGRAMA ARQUIPÉLAGO, Recife. Resumos do II Workshop Científico/Ambiental do Programa Arquipélago. 27-27.

A implementação do Projeto FluTuA, no ASPSP, foi aprovada pelo “Programa Arquipélago e Ilhas Oceânicas da Marinha do Brasil/CNPq” em 26 de novembro de 2004. O financiamento dos equipamentos necessários ao desenvolvimento do Projeto bem como o sistema de aquisição e envios de dados estão sendo solicitados a Fapesp (Processo número . 04/15355-0).

Entre 15 e 24 de maio de 2002, foi realizada uma campanha de medidas observacionais, como parte do projeto FluTuA. Durante 10 dias foram realizadas medidas de (i) fluxos de radiação solar (da atmosfera para a superfície e da superfície para a atmosfera) e fluxos de radiação de onda longa (emissão da superfície e da atmosfera), a 6 metros de altura; (ii) temperatura do ar, umidade relativa e componentes horizontais do vento, a 11 metros de altura e (iii) temperatura da superfície do mar. Essas observações foram realizadas a bordo do Navio da Marinha do Brasil (*Comte. Manhães*), entre Natal (6°S , 35.2°W) e Arquipélago de São Pedro e São Paulo (1°N , 29.3°W). Esses dados foram usados para estimar as componentes de energia turbulenta, sobre a superfície oceânica. Também foram feitas uma validação e caracterização espacial preliminar dos dados coletados

durante a campanha observacional usando os dados coletados nas bóias PIRATA. Os resultados preliminares obtidos podem ser vistos na homepage (http://www.iag.usp.br/meteo/labmicro/Flutua_Jacyra_CBMet.pps) e em Soares *et al.* (2004) e Bacellar *et al.* (2004).

Além disso, em janeiro de 2004, alunos do Grupo de Micrometeorologia permaneceram no Arquipélago por 15 dias fazendo medidas meteorológicas convencionais. Alguns desses resultados podem ser vistos em (<http://www.iag.usp.br/meteo/labmicro/2aCampanha-FluTuA1.ppt>).

Bacellar, S., A. P. Oliveira, J. Soares, J. Servain, 2004: Preliminary results of the surface radiation balance over the Tropical Atlantic Ocean. *XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 29/8 a 03/9 em Fortaleza, Ceará. CD.

Soares, J., A.P. Oliveira, J. Servain, S. A. Bacellar, 2004: Resultados preliminares do balanço de energia sobre o oceano Atlântico tropical observado, em 2002, durante a campanha de medidas do projeto FluTuA. *XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 29/8 a 03/9 em Fortaleza, Ceará. CD.

1. FORMULÁRIO LOGÍSTICO/ AMBIENTAL

Prazo para envio: 30 de outubro de 2005

As informações contidas neste formulário deverão ser detalhadas o suficiente para permitir que qualquer pessoa, mesmo desconhecendo os objetivos científicos do Projeto, seja capaz de identificar as necessidades logísticas e operacionais do mesmo, em termos de apoio para deslocamento, material, pessoal e treinamento para execução dos trabalhos de campo no Arquipélago de São Pedro e São Paulo, visando o planejamento das Expedições ao Arquipélago.

Informamos que o cronograma de expedições definitivo será elaborado em conjunto com todos os coordenadores de projetos aprovados pelo CNPq após implementação dos mesmos e sob a coordenação do CNPq.

O preenchimento de todos os itens do formulário é obrigatório.

Para eventual retificação de qualquer informação, o coordenador do Projeto, deverá entrar em contato com o CNPq, com a SECIRM ou IBAMA (conforme o caso), **com no mínimo 60 dias de antecedência**, nos seguintes endereços:

Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq
Coordenação do Programa de Pesquisas Oceanográficas e Impactos Ambientais - COIAM
SEPN 509 Bloco A sala 306.
CEP: 70750-510 Brasília-DF
Fone: (61) 21089469/21089986 Fax: (61) 21089322
E-Mail: vborges@cnpq.br/dsavio@cnpq.br

**Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis -
IBAMA**
SCEN Av. L-4 – Ed. Sede do IBAMA, Bloco B – Subsolo
CEP: 70818-900 Brasília – DF
C. Postal 09870
Telefone: (61) 3316-1230 / FAX: (61) 3316-1238
E-mail:

SECRETARIA DA COMISSÃO INTERMINISTERIAL PARA OS RECURSOS DO MAR
Esplanada dos Ministérios, Bloco N - ANEXO “B” - 3º andar
CEP: 70055-900 Brasília - DF
Telefone: (61) 3429-1320
E-Mail: dieter@secirm.mar.mil.br/porto@secirm.mar.mil.br

INFORMAÇÕES GERAIS

TÍTULO DO PROJETO: FluTuA – Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico

OBJETIVO DO PROJETO: O objetivo primeiro deste projeto é investigar a interação oceano-atmosfera através da determinação observacional direta dos fluxos verticais de calor sensível, latente e de momento, na região do Atlântico tropical, utilizando sensores de resposta rápida instalados em uma torre micrometeorológica sobre uma base fixa. Medidas na camada limite superficial (CLS) sobre o oceano fornecem informações sobre trocas verticais de calor sensível e latente, umidade e de momento entre o oceano e a atmosfera. Essas medidas, junto com informações de radiação e precipitação, permitem um melhor entendimento dos processos climáticos e suas interações. Permitem também a definição e validação de condições de acoplamento para modelos numéricos oceânicos e atmosféricos de micro, meso e grande escala.

Para as medidas de turbulência será utilizado um conjunto de sensores de resposta rápida - anemômetro sônico de três eixos e higrômetro de criptônio - instalados a 10 metros da superfície que fornecerá observações das flutuações das três componentes do vento, da temperatura e da densidade de vapor do ar com frequência de amostragem entre 1 e 30 Hz (*método direto*). Simultaneamente, sensores de resposta lenta, fornecerão medidas de temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento, em 3 níveis de altura, utilizando a torre micrometeorológica. Este método, identificado aqui como *método indireto*, requer observações destas propriedades em pelo menos dois níveis na vertical e valores médios das variáveis em intervalos de tempo de 5 minutos a 1 hora. Pretende-se também, durante alguns períodos do ano (idealmente 4 vezes por ano) realizar campanhas de medidas *in loco*, com duração média de 12 dias, onde serão realizados perfis verticais oceânicos com CTD. Os perfis verticais de condutividade e temperatura oceânica permitirão determinar, entre outras propriedades físicas da água do mar, a profundidade da camada de mistura oceânica. O acoplamento entre os perfis verticais oceânicos e as observações de superfície permitirá entender, com detalhes, a física da interação entre a camada de mistura oceânica e a CLS na região do Atlântico tropical. A obtenção simultânea dos fluxos turbulentos e dos valores dos gradientes verticais das variáveis médias (temperatura, umidade e vento) permitirá a validação e calibração das parametrizações utilizadas em modelos numéricos oceânicos e atmosféricos. Pretende-se ao final do FluTuA sugerir as melhores parametrizações a serem utilizadas em modelos numéricos do Atlântico tropical.

Medidas de precipitação, radiação líquida, das componentes do balanço de radiação, pressão atmosférica, temperatura da água do mar, temperatura do solo e fluxo de calor no solo também serão efetuadas durante o FluTuA.

O estabelecimento de uma *base* experimental no ASPSP para caracterizar observacionalmente a interação entre o oceano e a atmosfera do oceano Atlântico Tropical é o objetivo maior do FluTuA.

ENTIDADE EXECUTORA: Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA) do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP)

RESPONSÁVEL: Jacyra Ramos Soares

SUPLANTE (NA AUSÊNCIA DO RESPONSÁVEL): Amauri Pereira de Oliveira

ENDEREÇO DE TRABALHO:

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas
Rua do Matão 1226, São Paulo, SP, Brasil, 05508-900.

FAX:

(11) 3091 4714

TELEFONES:

(11) 3091 4711

(11) 9745 1993

E-MAIL (S):

jacyra@usp.br

apdolive@usp.br

2 INFORMAÇÕES LOGÍSTICAS

2.1. Atividade a ser desempenhada:

(Incluir descrição sucinta do método usado na coleta de dados no campo, inclusive quanto à utilização de equipamentos).

A fase observacional deste projeto será constituída pelas observações das variáveis meteorológicas e oceanográficas médias (sensores de resposta lenta) e outra parte pelas observações das variáveis meteorológicas turbulentas (sensores de resposta rápida). As observações, em ambas as campanhas, serão feitas através de um conjunto de sensores instalados na torre micrometeorológica de 10 metros de altura.

Sensores de resposta rápida: A determinação dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento será feita com o uso simultâneo de anemômetro sônico de 3 eixos e sensor de resposta rápida da umidade absoluta do ar com uma taxa de amostragem que poderá variar entre 1 e 30 Hz. A temperatura será obtida através do sensor sônico (temperatura virtual obtida a partir da velocidade de propagação do som na atmosfera). Essas medidas permitirão a estimativa dos fluxos turbulentos através do método direto.

Durante alguns períodos (em torno de 12 dias a cada 4 meses) serão realizadas, simultaneamente, sondagens verticais oceânicas utilizando um CTD.

Sensores de resposta lenta: Será utilizada a torre de 10 metros contendo três níveis de sensores de velocidade, temperatura do ar e umidade relativa. Estes sensores serão arranjados na vertical em 3 níveis, com intervalos em uma escala logarítmica.

A direção do vento será medida a 10 metros de altura. Esses dados serão utilizados para a determinação, através do método indireto dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento e seus respectivos coeficientes de transferência.

Serão medidos também a pressão atmosférica, temperatura da superfície do oceano, temperatura do solo e

fluxo de calor no solo rochoso.

As componentes do balanço de radiação serão estimadas usando dois piranômetros (onda curta incidente e emergente da superfície) e dois pirgeômetros (onda longa incidente e emergente da superfície). A radiação líquida também será obtida diretamente utilizando um radiômetro líquido.

O projeto prevê a compra de 2 conjuntos para cada equipamento a ser utilizado nos 3 níveis de altura da torre (vento, temperatura e umidade do ar). Esse procedimento visa garantir a consistência dos gradientes verticais das propriedades medidas. Toda vez que for detectado um mau funcionamento de um dos equipamentos, ou a necessidade de calibração, haverá troca do equipamento nos 3 níveis de altura amostrados pelo equipamento.

Outro parâmetro meteorológico importante que será medido durante a campanha de longa duração será a precipitação. Medidas de precipitação, particularmente, associadas à convecção tropical, são praticamente inexistentes sobre o oceano (WGASF, 2000). A possibilidade de obtenção de uma longa série temporal de dados precipitação na região equatorial torna ainda mais importante a presente proposta de projeto.

Armazenamento dos dados: Os dados obtidos com sensores de resposta rápida serão armazenados em um datalogger (CR10X ou 21XL) com 12 canais acoplados via modem a um microcomputador.

Os dados convencionais serão amostrados a uma frequência de 0,5 Hz. Essa taxa de amostragem acomoda os diferentes tipos de resposta do conjunto de instrumentos que serão utilizados. Os instrumentos convencionais e de respostas lenta serão conectados a um datalogger (CR23X-4m) com 24 canais e a uma unidade de expansão com 48 canais (AM416). Serão realizadas médias de 5 minutos e acumulação (vento, precipitação) e armazenados na memória permanente.

O datalogger e a unidade de expansão estarão conectados a um microcomputador e serão instalados em um abrigo próximo a torre. Esse microcomputador além de armazenar os dados no seu disco rígido também transmitirá automaticamente esses dados 1 vez por dia para a cidade de São Paulo.

O recebimento dos dados em São Paulo é uma etapa importante do projeto pois permitirá a checagem dos equipamentos e da qualidade dos dados coletados no ASPSP. Caso ocorra algum problema com os equipamentos, pesquisadores do Grupo de Micrometeorologia irão ao local para resolver o problema.

2.2. Período de duração do projeto

(considerar para a resposta o período global de desenvolvimento da pesquisa/estudo, independente da proposta orçamentária anual):

Início: Março de 2006

Término: Março de 2009

Especificar a periodicidade das atividades, incluindo fases e cronograma*:

Uma vez aprovado o FluTuA, será implementado o sistema de medidas de fluxos turbulentos, envolvendo:

1. Importação de equipamentos;
2. Fixação da Torre Micrometeorológica no ASPSP;
3. Calibração dos sensores;
4. Implementação do sistema de aquisição de dados e monitoramento em tempo real;
5. Início das estimativas dos fluxos turbulentos e demais parâmetros meteorológicos e oceanográficos que caracterizem a interação entre oceano-atmosfera.

Uma vez instalada a torre, pretende-se ir ao arquipélago, quatro vezes ao ano, preferencialmente em janeiro, abril, julho e outubro, por no mínimo dois anos consecutivos. É vital que em cada expedição programada para o FluTuA participe, no mínimo, dois pesquisadores do projeto.

- (1) Instalação da Torre Micrometeorológica e demais equipamentos no ASPSP (Março/Abril 2006) utilizando um Navio da Marinha do Brasil que esteja indo para realizar Manutenção no ASPSP.
- (2) Campanha de medidas intensivas (Julho de 2006) – **Expedição 211**
- (3) Campanha de medidas intensivas (Outubro de 2006) – **Expedição 218**
- (4) Campanha de medidas intensivas (Janeiro de 2007) – **Expedição 224**
- (5) Campanha de medidas intensivas (Abril de 2007)
- (6) Campanha de medidas intensivas (Julho de 2007)
- (7) Campanha de medidas intensivas (Outubro de 2007)
- (8) Campanha de medidas intensivas (Janeiro de 2008)
- (9) Campanha de medidas intensivas (Abril de 2008)
- (10) Campanha de medidas intensivas (Janeiro de 2008)
- (11) Campanha de medidas intensivas (Julho de 2008)
- (12) Campanha de medidas intensivas (Outubro de 2008)
- (13) Retirada da Torre Micrometeorológica e demais equipamentos do FluTuA do ASPSP (Janeiro de 2009) com viagem em Navio da Marinha.

*** O CRONOGRAMA EXECUÇÃO DO PROJETO DEVERÁ SER APRESENTADO JUNTO COM ESTE FORMULÁRIO.**

2.3. Expedição (*indicar o nº da expedição de acordo com o cronograma das expedições da SeCIRM em anexo)

(205) Nº de pesquisadores__2__	() Nº de pesquisadores_____
(211) Nº de pesquisadores__2__	() Nº de pesquisadores_____
(218) Nº de pesquisadores__2__	() Nº de pesquisadores_____
(224) Nº de pesquisadores__2__	() Nº de pesquisadores_____
() Nº de pesquisadores_____	() Nº de pesquisadores_____
() Nº de pesquisadores_____	() Nº de pesquisadores_____
() Nº de pesquisadores_____	() Nº de pesquisadores_____
() Nº de pesquisadores_____	() Nº de pesquisadores_____
() Nº de pesquisadores_____	() Nº de pesquisadores_____
() Nº de pesquisadores_____	() Nº de pesquisadores_____
() Nº de pesquisadores_____	() Nº de pesquisadores_____
() Nº de pesquisadores_____	() Nº de pesquisadores_____

2.3.1. Uso de equipamentos do Programa (Consultar a lista dos equipamentos já disponíveis em anexo):

2.3.2. Necessita utilizar equipamentos de uso comum disponíveis aos projetos inseridos no Programa Arquipélago e Ilhas Oceânicas?

(X) SIM () NÃO

Caso afirmativo, preencher os dois itens seguintes.

2.3.2.1.

Quais?

CTD, Lap Top marinizado e correntógrafo.

2.3.2.2. Na estação:

Equipamentos: CTD, LapTop marinizado, correntógrafo.

período: Durante todo o período que houver pesquisadores do FluTuA no ASPSP.

previsão de uso _TODOS OS____ dias 24 _____ horas/dia.

2.3.2.3. Na embarcação:

Equipamentos:Lap Top marinizado.

período: Durante a viagem ao ASPSP.

previsão de uso:_todos os dias da viagem.

2.3.3. Listar equipamentos científicos a serem transportados:

Quando da instalação da Torre será necessário o transporte da torre (separada em três gomos) e demais equipamentos (anemômetros, higrômetros, piranômetros, pirgeômetros, radiômetro líquido, microcomputador, cabine, laptop e sistema de aquisição de dados). Esse transporte deverá ser realizado em um navio da Marinha durante uma Expedição de Manutenção.

Uma vez fixada a torre e demais componentes não haverá equipamentos a serem sempre transportados, somente na eventual necessidade de substituição de algum sensor. Não há no projeto nenhum sensor grande e, dessa forma, o transporte não será um problema.

2.3.4. Listar substâncias químicas (nomes comuns) a serem utilizadas na pesquisa:

Não serão utilizadas substâncias químicas na pesquisa.

3. Informações Ambientais

Caso o projeto envolva a coleta e transporte de material biológico, por favor, preencha os dados abaixo.

3.1.DESCRICÃO E QUANTIFICAÇÃO DO MATERIAL A SER COLETADO

Não será coletado material.

3.2. PREVISÃO DE IMPACTO SOBRE O ECOSSITEMA LOCAL.

Não haverá impacto algum sobre o ecossistema local. Ao término do FluTuA todos equipamentos serão desmontados e retirados da Ilha.

3.3. INDICAÇÃO DE INSTITUIÇÃO(ÕES) ONDE SERÁ(ÃO) DEPOSITADO(S) O(S) MATERIAL(AIS) OU AMOSTRA(S) DO(S) MATERIAL(AIS) COLETADO(S):

Não serão coletados materiais.

4. *informações Pessoais*

(preencher uma ficha para cada participante):

a) Nome: Jacyra Ramos Soares
b) Formação e titulação Oceanografia Física, Ph.D.
c) Instituição/Entidade: USP-IAG-DCA
d) CPF: 001733758-55 RG: 8190326 SSP/SP
e) Fez treinamento pré-Arquipélago? (X) SIM () NÃO () quando? _Novembro___/___2001__.
f) Já esteve no Arquipélago? () SIM (X) NÃO () quando? ___/___.
g) Embarque no barco de apoio () Natal – RN (X) Fernando de Noronha – PE Desembarque no barco de apoio () Natal – RN (X) Fernando de Noronha – PE

a) Nome: Amauri Pereira de Oliveira
b) Formação e titulação: Meteorologista, Ph.D.
c) Instituição/Entidade: USP-IAG-DCA
d) CPF: 03629329802 RG: 6328407 SSP/SP
e) Fez treinamento pré-Arquipélago? (X) SIM () NÃO () quando? _Novembro___/___2001__.

g) Embarque no barco de apoio () Natal – RN (X) Fernando de Noronha – PE
Desembarque no barco de apoio () Natal – RN (X) Fernando de Noronha – PE

a) Nome: Alrenice Cunha de Castro

b) Formação e titulação: Física e atual aluna de Mestrado em Meteorologia

c) Instituição/Entidade: USP-IAG-DCA

d) CPF: 580248913-87

RG: _268028493

e) Fez treinamento pré-Arquipélago? (X) SIM () NÃO () quando? _Junho / 2005

f) Já estive no Arquipélago? SIM() NÃO (X) quando? ____/____.

g) Embarque no barco de apoio () Natal – RN (X) Fernando de Noronha – PE

Desembarque no barco de apoio () Natal – RN (X) Fernando de Noronha – PE

a) Nome: : Iran Bento de Godoi

b) Formação e titulação: Técnico em mecânica de precisão de nível. Funcionário do IAG USP

c) Instituição/Entidade: USP-IAG-DCA

d) CPF: 073584258-20

RG: 11717599-7/SSP/SP

e) Fez treinamento pré-Arquipélago? SIM () NÃO (X) quando? ____/____.

f) Já estive no Arquipélago? SIM(X) NÃO () quando? _Agosto____/_2005____.

g) Embarque no barco de apoio () Natal – RN (X) Fernando de Noronha – PE

Desembarque no barco de apoio () Natal – RN (X) Fernando de Noronha – PE

a) Nome: João Carmo Guedes de Moura

b) Formação e titulação: Técnico em obras e funcionário do IAG-USP____

c) Instituição/Entidade: USP-IAG-DCA

d) CPF: 037610978-59

RG: 10114587 SSP/SP

e) Fez treinamento pré-Arquipélago? SIM (X) NÃO () quando? _Abril____/_2005____.

f) Já estive no Arquipélago? SIM() NÃO (X) quando? ____/____.

g) Embarque no barco de apoio () Natal – RN (X) Fernando de Noronha – PE

Desembarque no barco de apoio () Natal – RN (X) Fernando de Noronha – PE

a) Nome: Udo Tersiano Skielka	
b) Formação e titulação: Aluno de Graduação em Meteorologia	
c) Instituição/Entidade: USP-IAG-DCA	
d) CPF: 308151758-33	RG: 29537725-2
e) Fez treinamento pré-Arquipélago? SIM () NÃO (X) quando? ___/___.	
f) Já esteve no Arquipélago? () SIM() NÃO (X) quando? ___/___.	
g) Embarque no barco de apoio () Natal – RN (X) Fernando de Noronha – PE Desembarque no barco de apoio () Natal – RN (X) Fernando de Noronha – PE	

5. Treinamento Pré-Arquipélago

5.1. Quantas pessoas envolvidas no projeto já possuem treinamento? SETE
(7)_____

5.2. Quantas pessoas treinadas são necessárias para a execução do projeto?* DEZ (10)_____

** Considerar todas as expedições necessárias à execução do projeto e pelo menos um suplente para cada participante.*

5.3. Candidato ao Treinamento pré-Arquipélago

** preencher caso ainda seja necessário enviar participantes do projeto para o treinamento pré-Arquipélago (preencher uma cópia para cada participante):*

a) Nome (Coordenador): Jacyra Soares	
b) Nome (candidato a ser treinado): Udo Tersiano Skielka	
c) Formação e titulação (candidato a ser treinado): Aluno de Graduação em Meteorologia	
d) Instituição/Entidade (candidato a ser treinado): Departamento de Ciências Atmosféricas. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo.	
e) CPF (candidato a ser treinado): 308151758-33	RG (candidato a ser treinado): 29537725-2

f) Itinerário: __ São Paulo __/Natal/ __ São Paulo _____

a) Nome (Coordenador): Jacyra Soares

b) Nome (candidato a ser treinado): Iran Bento de Godoi

c) Formação e titulação (candidato a ser treinado): Mecânica de Precisão

d) Instituição/Entidade (candidato a ser treinado): Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo.

e) CPF (candidato a ser treinado): 073584258-20

RG (candidato a ser treinado): 11717599-7

f) Itinerário: _São Paulo /Natal/_São Paulo _____

a) Nome (Coordenador):

b) Nome (candidato a ser treinado):

c) Formação e titulação (candidato a ser treinado):

d) Instituição/Entidade (candidato a ser treinado):

e) CPF (candidato a ser treinado):

RG (candidato a ser treinado):

f) Itinerário: _____/Natal/ _____

a) Nome (Coordenador):

b) Nome (candidato a ser treinado):

c) Formação e titulação (candidato a ser treinado):

d) Instituição/Entidade (candidato a ser treinado):

e) CPF (candidato a ser treinado):

RG (candidato a ser treinado):

f) Itinerário: _____/Natal/ _____

a) Nome (Coordenador):

b) Nome (candidato a ser treinado):

c) Formação e titulação (candidato a ser treinado):

d) Instituição/Entidade (candidato a ser treinado):	
e) CPF (candidato a ser treinado):	RG (candidato a ser treinado):
f) Itinerário: _____/Natal/_____	

II. Material para uso comum dos projetos do Programa Arquipélago e Ilhas Oceânicas

CTD

Fabricante: Sea-Bird Electronics Inc.

Modelo: SBE 19plus SEACAT com sensores de condutividade, temperatura, profundidade. Caixa plástica com capacidade para 600 m de profundidade, 8MB de memória e cabo conector de PC.

Correntógrafo

Fabricante: Aanderaa Instruments

Modelo: RCM 7, com sensores de temperatura, condutividade, pressão, direção e intensidade da corrente. Contém um unidade de estocagem de dados (DSU 2990) e uma bateria de 9 V e especial que não emite campo magnético.

Compressor de ar (alta pressão)

- Marca: BAUER
- Modelo: Junior – UTILUS 10 (com motor a gasolina)

Filmadora

- Marca: SONY
- Modelo: DCR-HC40 Mini DV Camcorder (with additional Accessory Kit)

Caixa estanque para filmadora

- Marca: AMPHIBICO
- Modelo: Dive Buddy EVO Eletronic Underwater (for DCR HC40)

Caixas estanques para transporte de material vídeo/foto (4 caixas)

- Marca: PELICAN PROTECTOR CASES
- Modelos: 1750 – Pelican Travel Vault; 1700 – Pelican Travel Vault II, 1550 Pelican Pro Case; 1450 – Case

Computador

- Computador (laptop) marinizado, TOSHIBA Satélite com gravador de CD

Especificações do marógrafo automático por radar:

Modelo	Descrição	Fabricante

<p>Sensor de nível do mar VAISALA com princípio FMCW(frequency Modulated Continuous Waves) ondas contínuas de frequência modulada (microondas – 24.125GHz, 5mW) com alcance: 1,5 a 30m, resolução: 1mm Precisão +- 1cm sobre toda a margem Sensor submersível de diafragma de platina com precisão de 1% do fundo da escala</p>	<p>Componente principal com cabos e programação da PCD, para transmissão dos dados pela estação VAISALA MAWS_</p>	<p>VAISALA_</p>
--	---	-----------------

Iluminação para filmadora

- Marca: Iluminação Vídeo
- Modelo: com duas cabeças HID 10W; especificação: um canister de 13,4 cm de diâmetro e 20 cm de altura, com bateria de 9 Ah, com funcionamento independente, montadas em dois refletores de vídeo, com braços articulados ligados à caixa estanque da filmadora (a ser utilizado na cintura);

Maquina fotográfica digital

- Marca: CANON
- Modelo: Powershot A75

Caixa estanque para maquina fotográfica

- Marca: CANON
- Modelo: WP-DC300 para maq. Digital Powershot A75

Acessórios para maquina fotográfica e caixa estanque

- Especificações: acessórios para caixa estanque WP-DC300 (maq. Digital Powershot A75)
 - 1) Flash YS25auto, kit completo com base, braço e cabo ótico

Cilindros para mergulho (16 unidades)

- Marca: 10 de alumínio LUXFER - S80, 4 cilindros de aço CILBRAS - 15 L e 2 de alumínio LUXFER -S40

2 GPS

Aparelho de GPS Garmin modelo Etrex

2 cintos de lastros (6 kg cada) para mergulho;

1 conjunto de reguladores (1° e 2° estágios, octopus e manômetro)

III. Cronograma de Expedições ao Arquipélago de São Pedro e São Paulo - 2006

Expe- dição	MSG/FAX	Data limite da chegada à Natal	Adestramento Exame médico (BNN/ HNNa)	Saída do barco de Natal	Saída do barco de F.Noronha	Estada no	Arquipélago	Chegada à F.Noronha	Chegada à Natal
				Embarque às 22 horas	Embarque às 6 horas	Chegada	Saída	Desembarque	Desembarque
201	24/jan	29/jan	30/jan	30/jan	1/fev	3/fev	18/fev	20/fev	21/fev
202	8/fev	13/fev	14/fev	14/fev	16/fev	18/fev	5/mar	7/mar	8/mar
203	23/fev	28/fev	1/mar	1/mar	3/mar	5/mar	20/mar	22/mar	23/mar
204	10/mar	15/mar	16/mar	16/mar	18/mar	20/mar	4/abr	6/abr	7/abr
205	25/mar	30/mar	31/mar	31/mar	2/abr	4/abr	19/abr	21/abr	22/abr
206	9/abr	14/abr	15/abr	15/abr	17/abr	19/abr	4/mai	6/mai	7/mai
207	24/abr	29/abr	30/abr	30/abr	2/mai	4/mai	19/mai	21/mai	22/mai
208	9/mai	14/mai	15/mai	15/mai	17/mai	19/mai	3/jun	5/jun	6/jun
209	24/mai	29/mai	30/mai	30/mai	1/jun	3/jun	18/jun	20/jun	21/jun
210	8/jun	13/jun	14/jun	14/jun	16/jun	18/jun	3/jul	5/jul	6/jul
211	23/jun	28/jun	29/jun	29/jun	1/jul	3/jul	18/jul	20/jul	21/jul
212	8/jul	13/jul	14/jul	14/jul	16/jul	18/jul	2/ago	4/ago	5/ago
213	23/jul	28/jul	29/jul	29/jul	31/jul	2/ago	17/ago	19/ago	20/ago
214	7/ago	12/ago	13/ago	13/ago	15/ago	17/ago	1/set	3/set	4/set
215	22/ago	27/ago	28/ago	28/ago	30/ago	1/set	16/set	18/set	19/set
216	6/set	11/set	12/set	12/set	14/set	16/set	1/out	3/out	4/out
217	21/set	26/set	27/set	27/set	29/set	1/out	16/out	18/out	19/out
218	6/out	11/out	12/out	12/out	14/out	16/out	31/out	2/nov	3/nov
219	21/out	26/out	27/out	27/out	29/out	31/out	15/nov	17/nov	18/nov
220	5/nov	10/nov	11/nov	11/nov	13/nov	15/nov	30/nov	2/dez	3/dez
221	20/nov	25/nov	26/nov	26/nov	28/nov	30/nov	15/dez	17/dez	18/dez
222	5/dez	10/dez	11/dez	11/dez	13/dez	15/dez	30/dez	1/jan	2/jan
223	20/dez	25/dez	26/dez	26/dez	28/dez	30/dez	14/jan	16/jan	17/jan

UM ESTUDO DE BALANÇO DE RADIAÇÃO SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL

Sarasvati A. BACELLAR¹
Amauri Pereira de OLIVEIRA²
Jacyra SOARES³

RESUMO

Neste trabalho são descritas as principais componentes do balanço de radiação na superfície, sobre o Oceano Atlântico, entre Natal, RN (6°S; 35,2°W), e o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (1°N; 29,3°W). Esta descrição baseia-se em observações realizadas entre 15 e 23 de maio de 2002, a bordo de um navio da Marinha Brasileira, durante a primeira expedição do projeto FluTuA (“Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico”). Os valores estimados para o albedo da superfície, a transmissividade atmosférica e a emissividade da superfície do mar permitiram determinar a evolução diurna da radiação líquida na superfície do oceano com bastante acurácia. Indicando, portanto, que os parâmetros obtidos neste estudo são representativos das propriedades radiométricas da interface oceano-atmosfera na região do Oceano Atlântico Tropical, em torno do Arquipélago São Pedro e São Paulo.

INTRODUÇÃO

O Brasil apresenta uma grande faixa marítima de importância estratégica: territorial, econômica e científica. Uma área que pela Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM), é garantida para a exploração dos recursos naturais, como Zona Econômica Exclusiva (ZEE), condicionada ao desenvolvimento de projetos de pesquisa pelo país, como os que envolvem a região do Arquipélago São Pedro e São Paulo (ASPSP) na zona equatorial.

Uma das pesquisas que são desenvolvidas na região do ASPSP é o projeto FluTuA (“Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico”), que através de observações e análises de dados de: fluxos turbulentos de energia, massa e quantidade de movimento na camada limite superficial, objetiva investigar a interação oceano-atmosfera sobre o Oceano Atlântico tropical. (Soares *et al*, 2001).

Existe significativa discrepância, nos valores de fluxos líquidos de radiação, calor sensível e latente na superfície do oceano, estimados pelos diferentes modelos algoritmos e climáticos, para as regiões tropicais e subtropicais do Oceano Atlântico no Hemisfério Sul. (Wainer *et al*, 2003).

E apesar da grande importância para a previsão de tempo e clima no Brasil, muito pouco é conhecido a respeito das interações na interface oceano – atmosfera, principalmente na micro-escala de tempo e espaço. Há, portanto, para avaliar as incertezas dos valores climáticos, necessidade de grande quantidade de dados medidos diretamente (*in situ*), e não só de dados estimados a partir de modelos e imagens de satélite. (Dourado e Oliveira, 2001).

Em vista disto tudo, durante o período de 15 a 24 de Maio de 2002, foram realizadas, a bordo do navio *Comte. Manhães*, da marinha brasileira, observações contínuas de

¹ Aluna do Departamento de Geografia da FFLCH-USP.

² Professor Associado do Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG-USP.

³ Professora Doutora do Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG-USP.

parâmetros meteorológicos, no percurso entre Natal, RN (6,0°S; 35,2°W) e o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (1,0°N; 29,3°W). (Oliveira et al. 2003). A figura 1 ilustra a trajetória descrita pelo navio localizando a área de estudo durante o experimento.

Localização

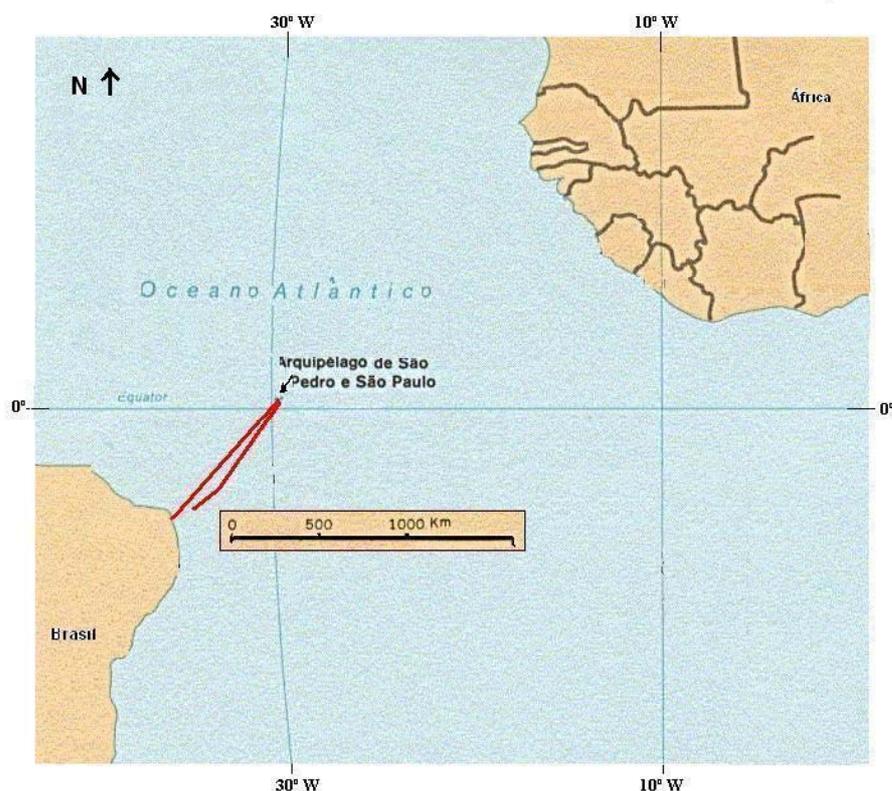


Figura 1. Localização geográfica da área de estudo. Tracejado em vermelho o percurso descrito pelo *Comte. Manhães* durante a campanha de observações entre 15 e 23 de Maio de 2002 (Dias do ano de 2002 de 135 a 143)

Descrevemos neste trabalho a evolução temporal das componentes do balanço de radiação na interface oceano-atmosfera na região do Oceano Atlântico, com base nos dados coletados no experimento de 2002. Comparando nossas observações com expressões gerais testadas para condições de latitudes tropicais disponíveis na literatura. (WGASF, 2000).

Tabela 1. Características dos instrumentos usados no experimento.

Sensor	Fabricante	Acurácia
Radiômetro de Fluxo Líquido (CNR1)	Kipp e Zonen	2,5 %
Anemômetro de hélice	R.M.Yong	2 %
Temperatura e umidade relativa do ar	Vaisäla	0,1°C e 2,5%
Temperatura da água	Vaisäla	0,1°C

MÉTODOS e TÉCNICAS

No navio foram instalados sensores de velocidade de vento, temperatura do ar, umidade relativa do ar, radiação e de temperatura da água. As características de cada sensor são descritas (Tabela 1). Todos os sensores foram conectados a um sistema de aquisição de dados modelo 21X, da Campbell Inc. As observações foram feitas com uma frequência de

amostragem igual a 0,2Hz para todos os sensores. Os dados foram armazenados na forma de valores médios em intervalos de 5 minutos.

Os sensores de radiação líquida foram colocados na frente da embarcação a aproximadamente 1 metro de distância do barco, e a 6 metros da superfície do mar. Os sensores de temperatura e a umidade relativa do ar foram instalados na parte superior do navio, próximos aos sensores de vento a 11 metros acima da superfície. Os anemômetros foram orientados na direção paralela e perpendicular à direção do navio. (Vide a figura 2) A posição do navio foi obtida através do sistema de GPS do navio. Estas informações foram usadas para estimar a velocidade e orientação do navio (Bacellar, 2004).

Comte Manhães

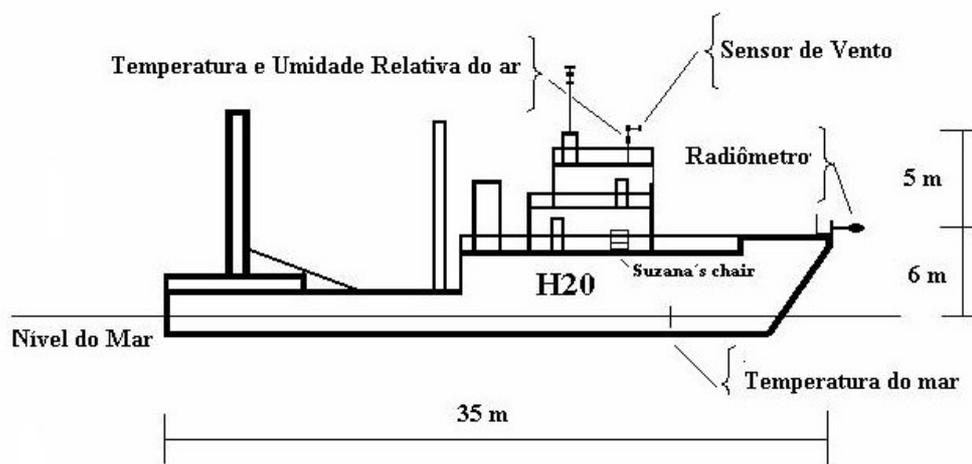


Figura 2. Representação esquemática dos equipamentos instalados no navio *Comte Manhães*.

As medidas foram pegadas em termos do horário de Brasília (longitude 45° W), para reduzir discrepâncias devido à variação da posição do navio nas diferentes longitudes, ou seja, a conseqüente variação dos ângulos astronômicos resultado da variação da longitude durante a viagem.

Outro fato relevante a se considerar em relação aos dados apresentados aqui é que: todos os fluxos de radiação são positivos quando orientados para cima e negativos quando para baixo. E que, conforme julgamos necessário, exibimos os dados ora para evolução temporal de todo o experimento, ora para um ou dois dias exemplares do comportamento geral das nossas observações.

Adotamos chamar os dias de estudo em termos de dias do ano, ou seja, 15/05/2002 é chamado dia 135 e os dias subseqüentes, respectivamente, 136, 137, 138, ... até o dia 143 (23/05/2002). Como é possível observar na figura 3 a seguir.

Trajectoria descrita pelo Navio

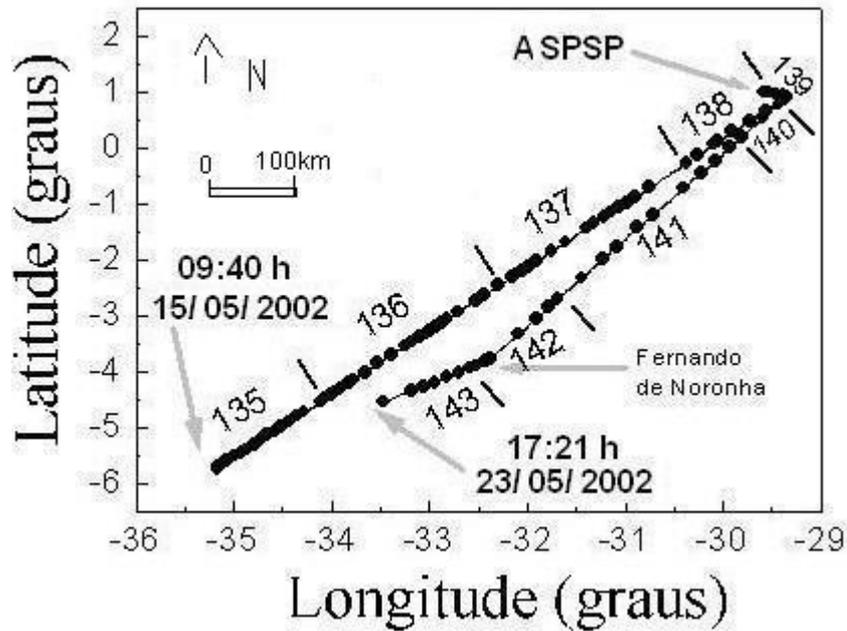


Figura 3. Trajetória descrita pelo navio *Comte. Manhães*, durante a campanha observacional entre 15 e 23 de Maio de 2002, correspondendo aos dias do ano de 135 a 143, respectivamente.

RESULTADOS

Descreveremos a seguir as principais componentes do balanço de radiação na superfície, sobre o Oceano Atlântico, entre Natal, RN (6°S; 35,2°W), e o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (1°N; 29,3°W).

Transmissividade

A evolução diurna da transmissividade (Γ) pode ser estimada para céu claro pela seguinte expressão (Stull, 1988) :

$$\Gamma = 0.5 + 0.3 \cos Z \quad (1)$$

Sendo Z o ângulo zenital do sol.

A transmissividade atmosférica ($\Gamma = SW_{DW} / SW_{DW}^T$) é obtida através da radiação solar (onda curta) que chega à superfície (SW_{DW}) e ao topo (SW_{DW}^T), consideramos para o cálculo da nossa transmissividade observada, a expressão para radiação no topo proposta por (Frölich e Lean, 1998).

Para onda curta observada discutiremos um dia da viagem na ida ao ASPSP, o dia 136 (15/05/2002), e um dia na volta, o dia 141 (21/05/2002). A trajetória do navio para estes dois dias é exibida na figura 3.

A variação da transmissividade atmosférica observada e a estimada pela expressão (1) ($\Gamma_1 = 0.5 + 0.3 \cos Z$) mostraram que no caso de ajustarmos os coeficientes às observações em bruto ($\Gamma_2 = 0.4 + 0.3 \cos Z$) o possível efeito de nuvens reduziria em torno de 20% a transmissividade média. Embora, a figura 4 possa sugerir na figura 4, quando a comparamos com a figura 5, percebemos que este ajuste não é adequado. Em razão disso em nossos cálculos usamos sempre as expressões de modelo evitando ajustes não possíveis de verificação na literatura.

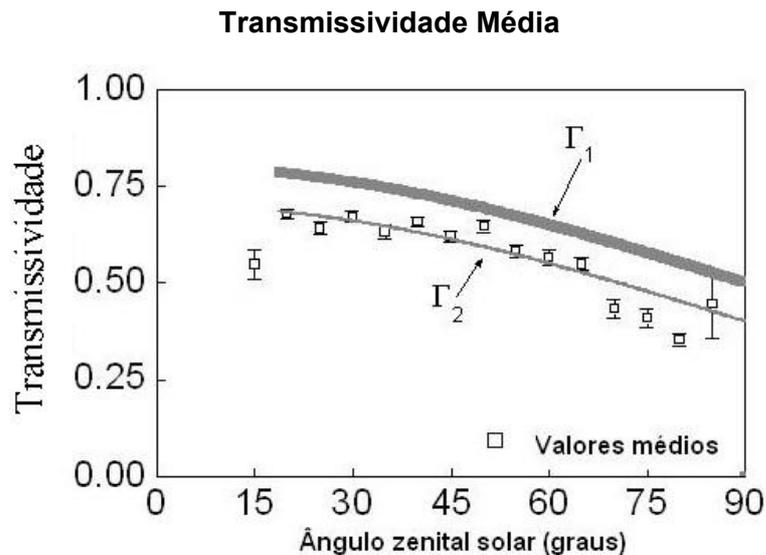


Figura 4. Transmissividade média observada em função do ângulo zenital solar. As barras verticais correspondem ao erro estatístico dos valores médios plotados para cada ângulo zenital. Curvas interpoladas: estimativa para a transmissividade média (linha mais grossa), ajuste de reta para os valores médios em bruto (linha mais fina).

Transmissividade observada e estimativa

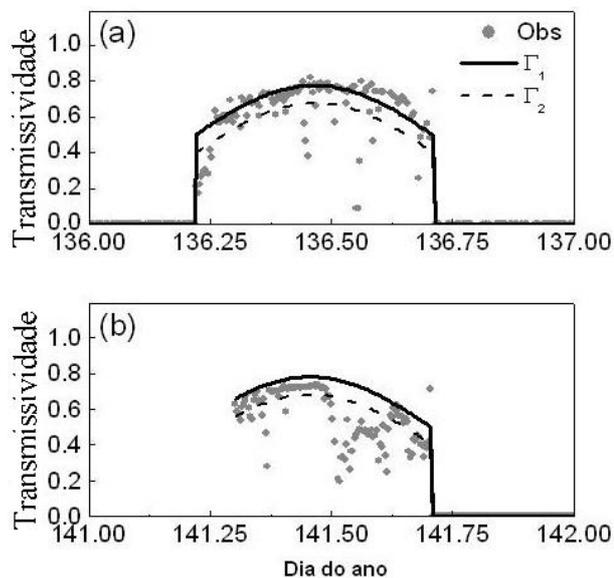


Figure 5: Transmissividade atmosférica para os dias do ano (a) 136 e (b) 141 de 2002.

A figura 6 mostra o comportamento da radiação solar incidente observada, a estimada usando a expressão (1), e a radiação solar no topo da atmosfera.

Onda Curta Global

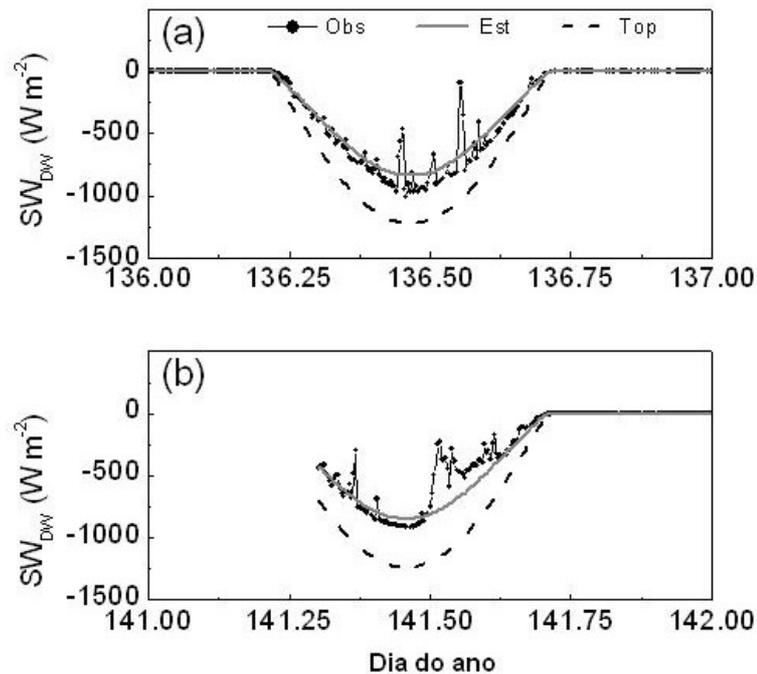


Figura 6: Onda curta que chega à superfície observada (linha com círculos) e estimada (linha cinza contínua) para o dia do ano (a) 136 e (b) 141 de 2002. A radiação solar no topo da atmosfera aparece em linha tracejada.

Não se considerando a presença de nuvens (céu claro), a transmissividade atmosférica observada e conseqüentemente, a radiação solar global que chega a superfície é caracterizada melhor usando a expressão ($\Gamma_1 = 0.5 + 0.3 \cos Z$).

Albedo da superfície

O albedo sobre a superfície do Oceano pode ser estimado pela expressão de Fresnel, que depende do ângulo zenital e do ângulo de refração da água, sendo que este último depende do índice de refração da água do mar (que consideramos igual a $n=1,33$).

$$\alpha = 0.50 \left[\frac{\sin^2(Z-r)}{\sin^2(Z+r)} + \frac{\tan^2(Z-r)}{\tan^2(Z+r)} \right] \quad (2)$$

Nesta expressão a superfície da água é considerada plana e a contribuição da radiação solar difusa não é incluída (Cogley, 1979).

De fato, o albedo da superfície é função da transmissividade (céu coberto), ângulo zenital e estado da superfície do oceano (velocidade do vento). Contudo, segundo Payne (1972) o albedo não depende do ângulo zenital quando os valores de transmissividade estão entorno de 0,1 ou abaixo. Embora, para transmissividade entre 0,6 e 0,65 o albedo mostre variações muito bem definidas em função do ângulo zenital solar, como descrito pela expressão (2).

O albedo médio da superfície como função do ângulo zenital solar, calculado a partir das observações de radiação solar (onda curta) a partir de uma expressão que considere a onda

curta que é refletida direta ($\alpha = -SW_{UP}/SW_{DW}$) pela onda curta total global que chega na superfície, mostra que o albedo médio observado para ângulos zenitais baixos, entorno de 0,06, é compatível com os valores obtidos por Payne (1972) para condições de ventos não muito fortes, e portanto, mar relativamente calmo. Entretanto há desacordo entre os valores obtidos e os valores preditos pela expressão de Fresnel. Como é possível verificar na figura 7.

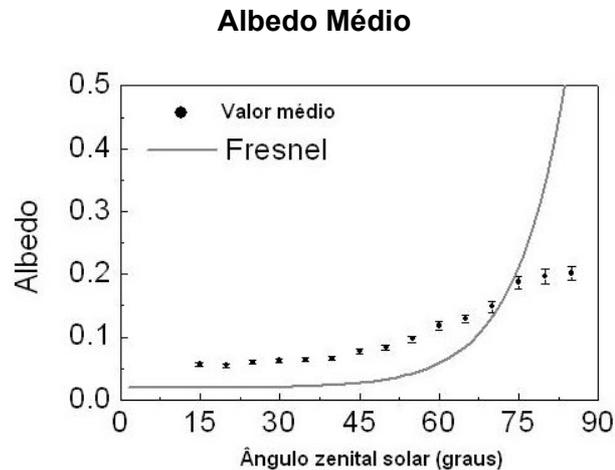


Figura 7: Albedo médio observado em função do ângulo zenital solar. Linha contínua baseada na expressão (2).

Considerando a evolução diurna durante o dia do ano 136 (15/05) e 141 (21/05), é possível verificar que as discrepâncias entre o albedo observado e o albedo estimado, usando a expressão de Fresnel, são mais pronunciadas no dia 136 (15/05) que no 141 (21/05) (Vide figuras 8 e 9). Estas discrepâncias são causadas pelos valores superestimados de albedo observados quando o navio se movia na direção de Sudoeste para Nordeste (SW-NE), indo em direção ao Hemisfério Norte, quando rumo ao ASPSP.(figura da trajetória do navio).

Durante o trabalho de campo o Sol na ida o navio estava com a face voltada para o Hemisfério Norte e por conseguinte a radiação solar que chegava, e era refletida pelo sensor que estava posicionado na parte frontal, aumentava artificialmente os valores do albedo. Durante o retorno do ASPSP o navio estava com a face virada para o Hemisfério Sul e a reflexão causada pelo casco do navio foi menos significativa.

Albedo

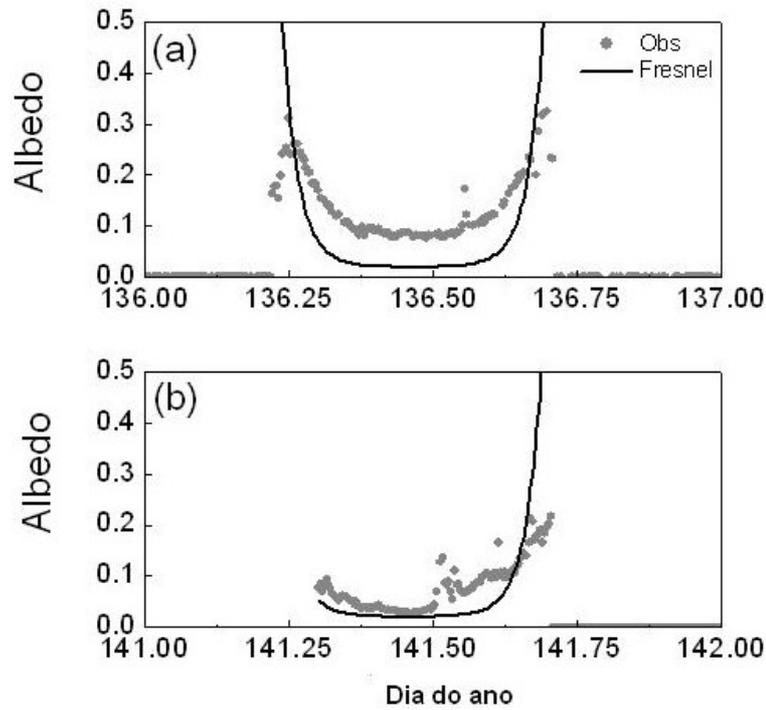


Figura 8: Evolução diurna do albedo da superfície para o dia (a) 136 e (b) 141 de 2002.

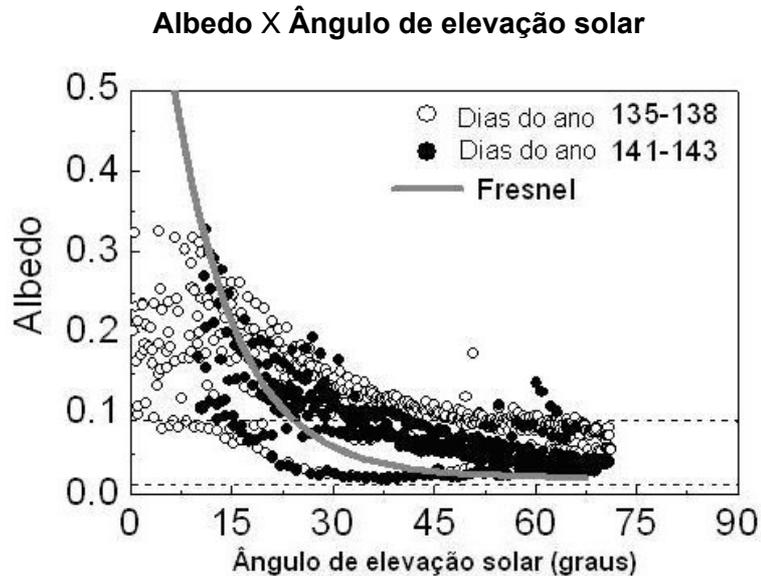


Figura 9: Albedo em função do ângulo de elevação solar. Durante os dias 135-138 quando o navio estava com a face para o Hemisfério Norte e durante os dias 141-143 quando estava com a face para o Hemisfério Sul. Comparado com a estimativa pela expressão de Fresnel.

A dependência do nosso albedo observado em relação à orientação do navio pode ser observada melhor na figura a seguir. Os ângulos de elevação solar e o albedo estimado pela expressão de Fresnel concordam mais nos valores observados durante os dias 141 a 143 (de 21 a 23 /05), (dias de volta do ASPSP, indo rumo ao Hemisfério Sul) quando os sensores de radiação não estavam entre o navio e o Sol.

O efeito da reflexão do casco do navio pode ser também identificado considerando a dependência entre o albedo e a transmissividade. De acordo com Payne (1972) e Simpson e Paulson (1979), para altos valores de transmissividade o albedo da superfície sobre o oceano comporta-se bastante similar ao albedo de Fresnel com a elevação solar. O albedo observado em função do ângulo de elevação solar para diferentes intervalos de transmissividade, são mostrados na figura 10.

Albedo X Ângulo de elevação solar

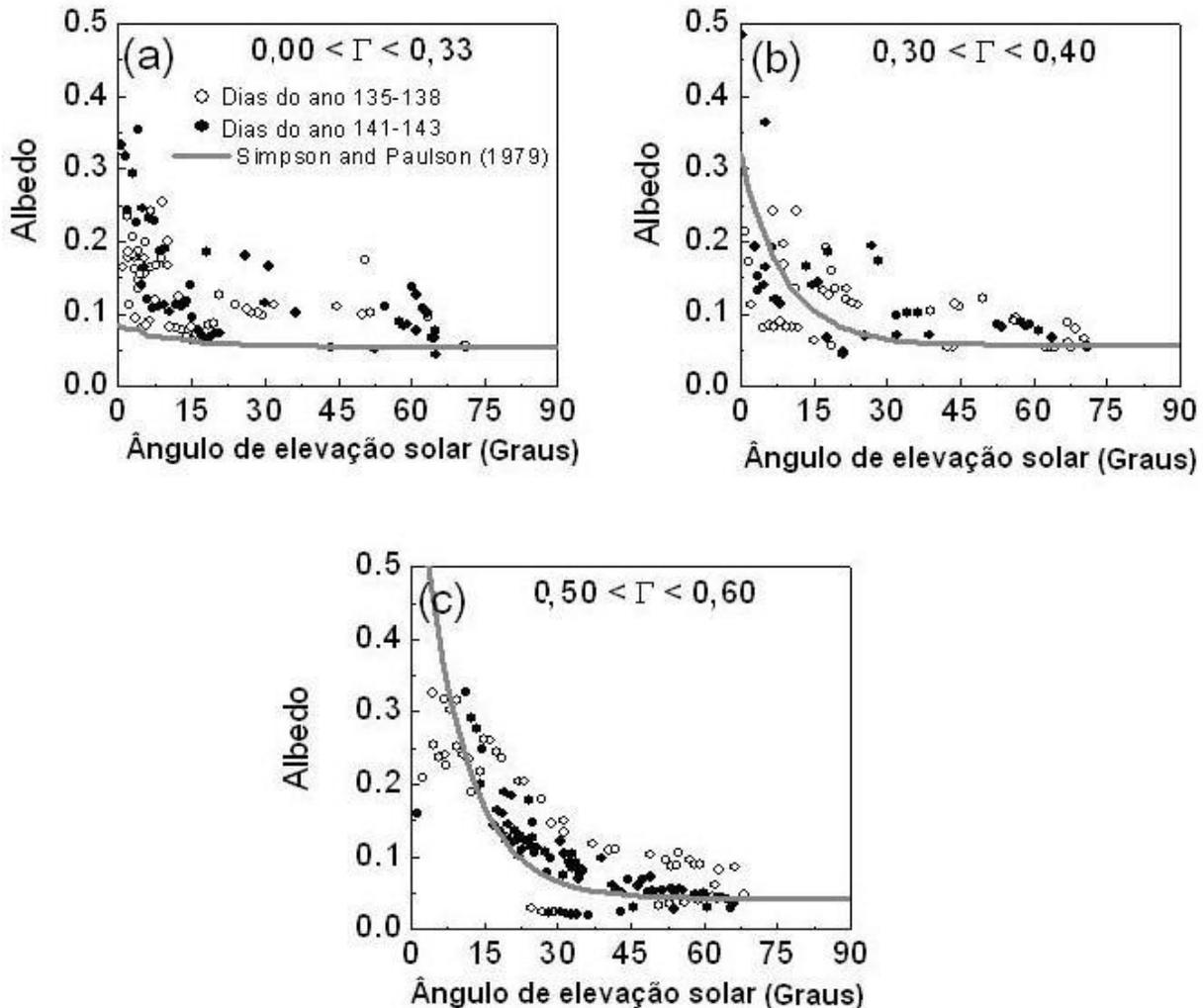


Figura 10: O albedo em função do ângulo de elevação solar três intervalos de transmissividade atmosférica (a) 0,0 a 0,33 (b) 0,30 a 0,40 e (c) 0,50 a 0,60. Observações entre os dias do ano 135-138 (círculo vazio) e entre os dias do ano 141-143 (círculo em preto). A linha em cinza corresponde ao albedo proposto por Simpson e Paulson (1979) para intervalos de transmissividade equivalentes.

A figura 10 exibe o albedo observado em função do ângulo de elevação solar para diferentes intervalos de transmissividade e albedo obtido para para o meio do oceano (35° N , 155° W), por Simpson e Paulson (1979). Para condições de baixa transmissividade (quantidade considerável de nuvens no céu, ou seja, transmissividade entre 0, e 0,33) os valores de albedo encontrado por Simpson e Paulson (1979) possuem uma dependência menor do que a nossa em relação a posição do sol, como demonstra a figura 10a. Já para céu parcialmente encoberto (transmissividade entre 0,4 e 0,5) e céu claro (de 0,5 a 0,6) nossos dados variaram com ângulo de elevação solar como o descrito por Simpson e Paulson (1979). Embora, em nossos dados, grandes discrepâncias para estes dois últimos casos, de condições de céu, tenham sido observados, entre os dias 135 e 138 (de 15 a 18 de maio), quando o navio estava de frente para o Hemisfério Norte.

O albedo em função da transmissividade atmosférica para dois valores de ângulos de elevação solar (10° e 70°) é exibido na figura 11 em que os valores do albedo obtidos por Payne (1972) para a foz da Baía de Buzzard, no EUA ($41^\circ 24' N$, $71^\circ 02' W$), e os nossos, obtidos para a região que exibimos na figura 1, são comparados. Estimamos o ângulo de elevação de 10° e de 70° considerando, respectivamente, o albedo médio por elevação solar entre 5 e 15 graus e 65 e 75 graus.

Os dados da campanha do FluTuA reponderam conforme o previsto por Payne (1972) na viagem de retorno do ASPSP (de 141 a 143, ou seja, de 21 a 23 de maio de 2002), quando a face do navio estava voltada para o Hemisfério Sul. Durante a expedição de ida ao ASPSP (de 135 a 138, ou seja, de 15 a 18 de maio) as discrepâncias, para ângulo de elevação de 70° , foram maiores como consequência do efeito de reflexão do casco do navio.

Albedo X Transmissividade

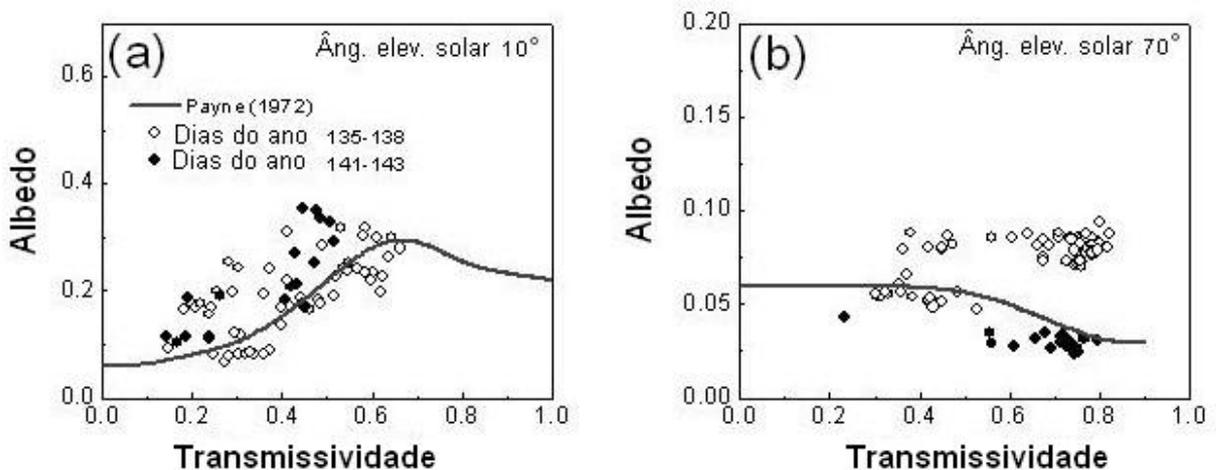


Figura 11: Albedo em função da transmissividade atmosférica para os intervalos de ângulo de elevação solar em torno de (a) 10° e (b) 70° . A linha contínua corresponde aos valores encontrados por Payne (1972).

O esperado para radiação de onda curta refletida para a superfície do oceano concorda com os valores estimados para a volta do ASPSP, quando a face do *Comte. Manhães* estava voltada para o Hemisfério Sul. Como ilustra a figura 12. Grandes discrepâncias entre as observações e as estimativas de onda curta refletida (para cima) ocorreram principalmente durante os dias 139 e 140 (19 e 20 de Maio) quando o navio estava praticamente imóvel “estacionado” (Vide figura 3). Em razão disso, estes dois dias foram removidos da maior parte das nossas análises.

Onda Curta refletida

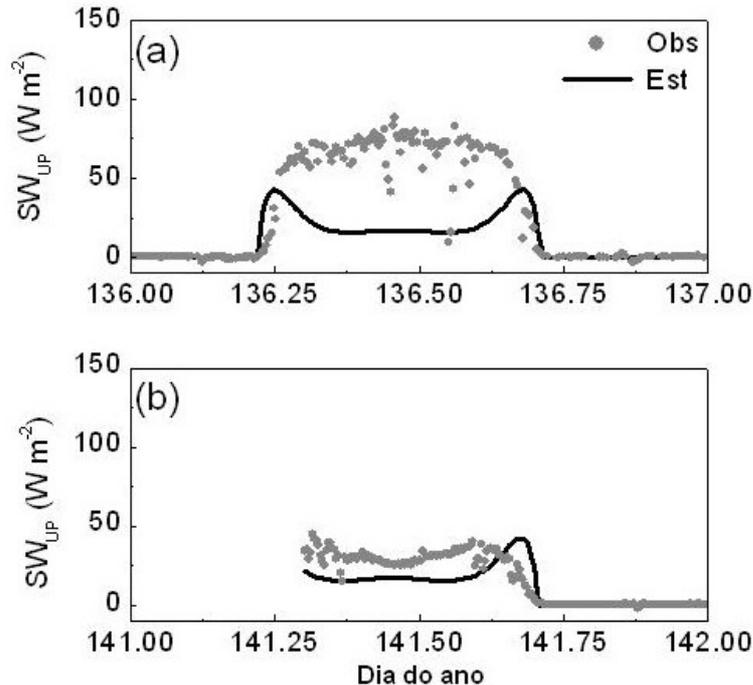


Figura 12: Evolução diurna observada (círculos sólidos em cinza) e estimada (linha contínua em preto) para onda curta do sentido da superfície para a atmosfera para o dia do ano (a) 136 e (b) 141 de 2002.

Onda longa

O aquecimento solar da cúpula do sensor que coleta os dados de onda longa foi corrigido usando-se a expressão proposta por Pérez e Alados-Arboledas (1999):

$$LW^{Cor} = LW^{Obs} - [0.033 + 0.015 \exp(-V/3.2)] SW_{DW} \quad (3)$$

Em que V é a velocidade do vento ($m s^{-1}$), que assumimos $V = \sqrt{u_{air-ship}^2 + v_{air-ship}^2}$ como velocidade absoluta do vento em relação a velocidade do navio e LW^{Obs} corresponde ao valor observado de radiação de onda longa emitida pela atmosfera para a superfície.

Sobre o oceano, a emissão de onda longa para a atmosfera pode ser estimada com:

$$LW_{DW} = (R_N^{LW} - \epsilon_0 \sigma T_S^4) / (1 - \alpha_{LW}) \quad (4)$$

Sendo R_N^{LW} a radiação de onda longa líquida da superfície, ϵ_0 a emissividade da superfície assumida no modelo como igual a 0,98; σ a constante de Stefan-Boltzman; T_S a temperatura da superfície mensurada pelo sensor na água (figura dos instrumentos dispostos no navio) e α_{LW} a onda longa refletida pela superfície igual a 0,045 (Josey *et al.*, 1997).

Clark *et al.* (1974) sugere a expressão empírica de radiação de onda longa líquida sobre condições de oceano aberto:

$$R_N^{LW} = (a - b\sqrt{e_A}) \varepsilon_0 \sigma T_S^4 (1 - \lambda n^2) + 4 \varepsilon_0 \sigma T_S^3 (T_S - T_A) \quad (5)$$

Sendo e_A vapor de pressão em milibares; T_A temperatura do ar medida no navio a 11 m do nível da superfície (figura dos instrumentos dispostos no navio); a e b são constante empíricas, respectivamente, iguais a 0,39 e 0,05 (Josey *et al.*, 1997) e n na expressão (5) é a fração de céu coberto. Para o coeficiente de latitude dependente de cobertura do céu, λ , assumimos o valor de 0,51 para 0° (Clark *et al.*, 1974).

A pressão de vapor usada na expressão (5), foi estimada usando a umidade relativa para o ar a 11 m da superfície considerando a pressão da atmosfera constante e igual a 1010 mb.

Os resultados entre os valores observados e os estimados melhorados considerando fração de céu coberto por nuvens. Infelizmente, não realizamos observações de cobertura de nuvem durante nossa campanha. Em razão disso utilizamos a expressão (5) para estimar a emissão de onda longa, durante o período, não considerando a presença de nuvens

Os valores observados de LW_{DW} (onda longa para baixo), foram corrigidos usando a expressão (3) e os não corrigido são exibidos na figura 13, que mostra junto os valores estimados para LW_{DW} , com α_{LW} igual a 0,0.

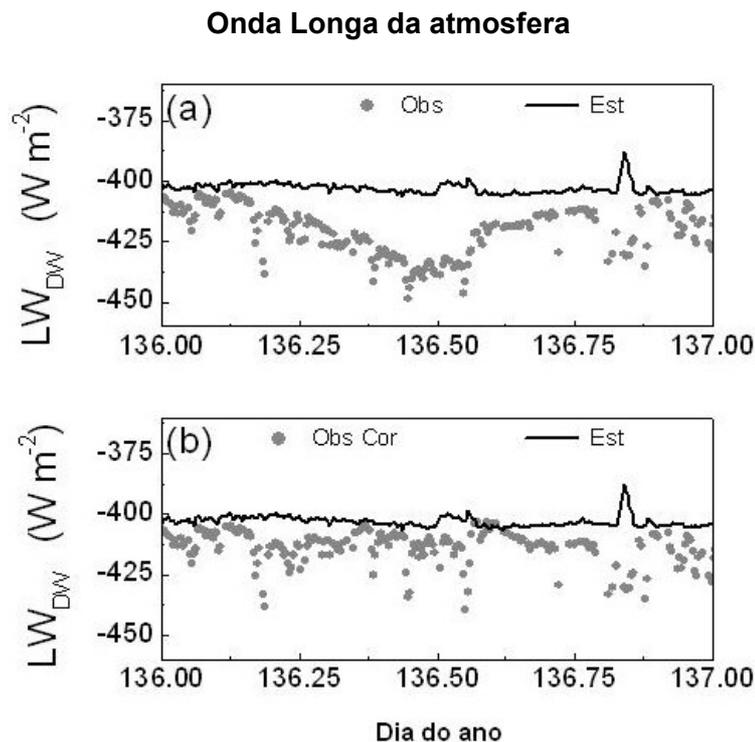


Figura 13: Evolução diurna da onda longa emitida pela atmosfera. Círculos em cinza observações. Linha contínua em preto (estimativa da onda longa emitida pela atmosfera LW_{DW} usando α_{LW} igual a 0,0. (a) observações não corrigidas (b) observações corrigidas pela expressão de Pérez and Alados-Arboledas (1999).

Usando os valores de referência estimados (linha contínua na figura acima) é possível verificar que a oscilação diurna presente nas observações para os valores de LW_{DW} não

são relacionados ao ciclo diurno para a temperatura do ar e da superfície, mas sim com o efeito de aquecimento, pela radiação solar, do sensor. (Pérez e Alados-Arboledas, 1999).

A evolução diurna da onda longa da atmosfera foi estimada usando a expressão (4) e corrigida usando a expressão (3) (Vide figura 14).

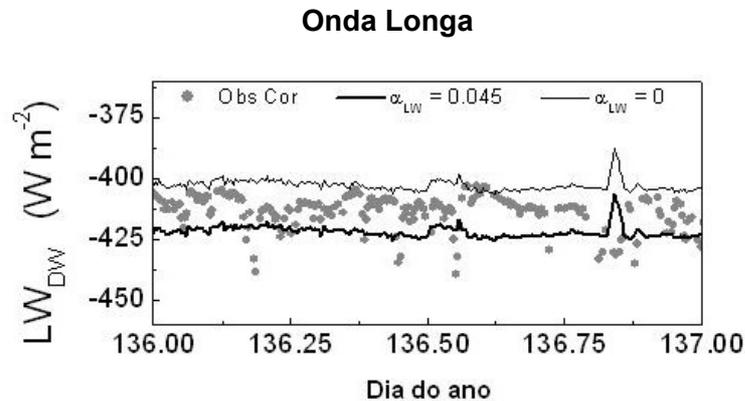


Figura 14: Evolução diurna corrigida observada e estimada da onda longa emitida pela atmosfera.

A estimativa de onda longa emitida pela atmosfera reproduziu as observações independentemente dos valores de α_{LW} . A mais conclusiva figura a respeito do papel da radiação de onda longa refletida pela superfície é mostrada na próxima seção.

Emissão da onda longa da superfície

A radiação de onda longa emitida pela superfície (LW_{UP}) é diretamente proporcional a emissão da superfície propriamente dita, mais a emissão da atmosfera (para baixo) multiplicada pela refletida pela superfície (para cima, ou seja $-\alpha_{LW}$).

Emissão da Onda Longa da superfície

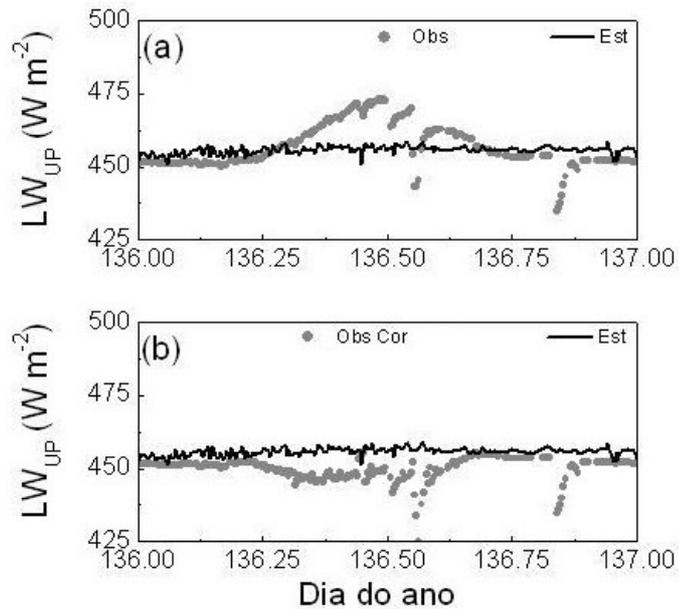


Figura 15: Evolução diurna da onda longa emitida pela superfície do oceano (a) observada (b) corrigida pela expressão de Pérez and Alados-Arboledas (1999). A linha contínua (estimada) correspondem a valores obtidos usando-se α_{LW} igual a 0,0 no cálculo da LW_{UP} (Onda longa emitida pela superfície).

Emissão da superfície

Os valores corrigidos para emissão de onda longa da superfície foram usados para calcular a emissividade da superfície. A frequência do valor de emissividade (figura abaixo) mostra que o valor mais provável de emissividade nas observações do nosso experimento foi igual a 0,97. Recentes observações indicam similar emissividade para a superfície sobre condições de oceano tropical aberto. (Bhat *et al.*, 2003).

Emissividade

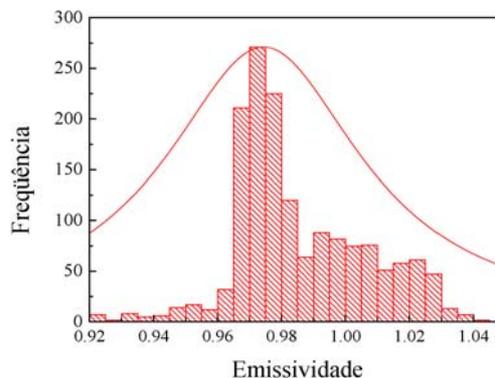


Figura 16: Frequência dos valores observados para a emissividade da superfície para ($\alpha_{LW} = 0$). Predominou o valor 0,97 para a nossa emissividade observada.

Entretanto, considerando a reflexão da onda longa como zero e usando a fórmula de Bulk para emissão de radiação de onda longa, usamos nos nossos cálculos a emissividade igual a 0,98 que já era ajustada aos modelos. (Bignami *et al.*, 1995) e (Josey *et al.*, 1997).

Radiação líquida da superfície

A radiação líquida estimada sobre a superfície do oceano (R_n) foi avaliada considerando a onda curta e as componentes da onda longa na interface oceano-atmosfera:

$$R_N = SW_{DW} + SW_{UP} + LW_{DW} + LW_{UP} \quad (6)$$

Sendo que as componentes da radiação de onda curta são avaliadas usando os coeficientes da transmissividade dados pela (Γ_1) e o albedo da superfície dados pela expressão (2).

A evolução diária a diferença entre os valores observados e estimados para a onda curta líquida e para a onda longa líquida são exibidos na figura abaixo. A maior diferença pode ter sido causada por não termos incluído os efeitos das nuvens, por não termos observações de cobertura do céu durante o experimento

O efeito das nuvens indicou grandes valores negativos na variação da onda curta líquida como pode ser visto na figura abaixo:a, e estão relacionados de perto com a os grandes valores positivos para a radiação de onda longa líquida como pode ser visto na figura abaixo:b.

O comportamento da radiação líquida e particularmente das componentes de onda longa foram estimadas para condições de céu claro (onda longa refletida igual a 0,0). Usando para as estimativas o valor de emissividade ajustado para os modelos empíricos (0,98) e para o calculo dos dados do nosso experimento (0,97).

Há boa correlação entre os dados observados e as estimativas mesmo quando os efeitos de nuvens não são incluídos na A evolução temporal para as observações e para os valores estimados de radiação líquida para o dia 136 e para todo o experimento (figura abaixo)

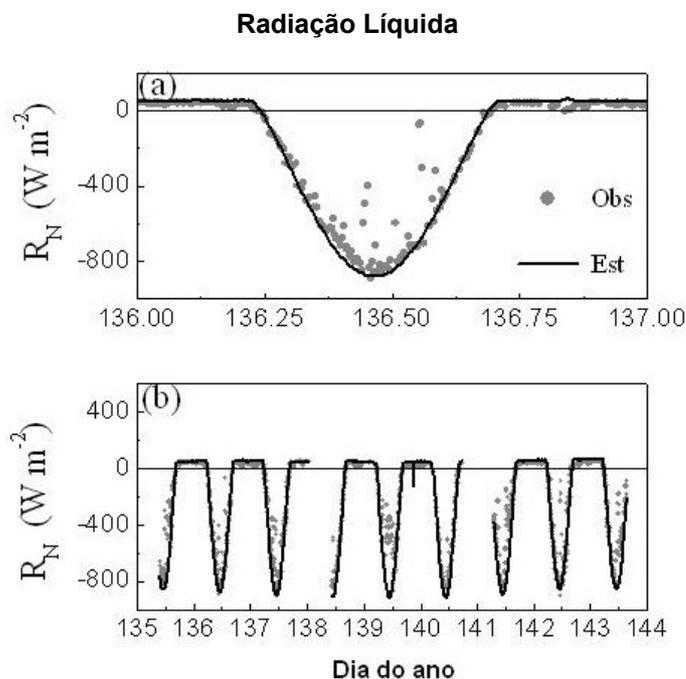


Figura 17: Evolução diurna observada (círculos em cinza) e estimada (linha contínua em preto) para a radiação líquida durante: (a) dia 136 do ano de 2002 e (b) todo o experimento.

CONCLUSÕES

O fluxo líquido de radiação foi calculado utilizando-se: **(a)** A transmissividade (Γ) igual a $\Gamma = 0.5 + 0.3 \cos Z$ onde Z é o ângulo zenital do sol; **(b)** O albedo da superfície dada pela expressão de Fresnel; **(c)** A emissão de onda longa da superfície (LW_{UP}) estimada através de $LW_{UP} = \varepsilon_0 \sigma T_s^4$, ε_0 é a emissividade da superfície igual a 0.97, σ é a constante de Stefan-Boltzman e T_s a temperatura da superfície do mar; **(d)** A emissão de onda longa da atmosfera (LW_{DW}) estimada através de $LW_{DW} = (R_N^{LW} - \varepsilon_0 \sigma T_s^4) / (1 - \alpha_{LW})$, onde α_{LW} é igual a 0,045, $R_N^{LW} = (a - b \sqrt{e_A}) \varepsilon_0 \sigma T_s^4 (1 - \lambda n^2) + 4 \varepsilon_0 \sigma T_s^3 (T_s - T_A)$, e_A e T_A são a pressão de vapor de água (mb) e a temperatura do ar (K) no nível de 11 m, $a = 0,39$, $b = 0,05$, $n = 0$ (fração do céu coberto por nuvens) e $\lambda = 0,51$.

Deve ser enfatizado que os dados de radiação solar observados durante o experimento permitiram calcular o albedo da superfície e a transmissividade da atmosfera. Através da emissão de onda longa da superfície e da temperatura da água do mar observada durante o experimento também foi possível estimar a emissividade da superfície do mar (Bacellar, 2003).

O fluxo líquido de radiação da superfície estimado a partir do albedo da superfície, da transmissividade da atmosfera e da emissividade da superfície apresenta uma excelente concordância com o saldo de radiação observado, indicando que estes parâmetros são representativos das propriedades radiométricas da interface oceano-atmosfera na região do Atlântico Equatorial entre a costa do Brasil e o Arquipélago São Pedro e São Paulo.

Verificou-se também que as medidas de radiação de onda longa (LW_{DW} , LW_{UP}) obtidas pelo radiômetro CNR da Kipp Zonen estavam sujeitas ao efeito de aquecimento solar da cúpula. Este efeito foi removido de forma satisfatória em nossa análise através de uma relação empírica (Pérez e Alados-Arboledas, 1999) Contudo no caso de medidas mais extensivas é mais recomendável à aplicação da correção proposta por Oliveira *et al.* (2005).

Agradecimentos

Os autores agradecem ao suporte financeiro dado pelas agências de fomento: CNPq, Fapesp, ao Programa Pró Arquipélago USP/COFECUB (UC 27/96) e CNPq/SCI (910072/00-0); E também a Jean Félix de Oliveira, Susanna Sichel e Antônio J. Machado pelo apoio e ajuda nos procedimentos de aquisição dos dados.

REFERÊNCIAS

- BACELLAR, S. A. Balanço de radiação na superfície do Oceano Atlântico. **Relatório de atividades do projeto de Iniciação Científica**. 100 pp, In: http://www.iag.usp.br/meteo/labmicro/Sara_REL_FluTuA_2003.PDF, 2003.
- BACELLAR, S.A.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES J. e SERVAIN, J.. Preliminary results of the surface radiation balance over The Tropical Atlantic Ocean. In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, Fortaleza, Ceará. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. 2004. v. CD-ROM.
- BHAT, G.S.; THOMAS, M.A.; RAJU, J.V.S. and CHANDRASEKHARA, C.P. Surface Characteristics observed near the central tropical Indian ocean during INDOEX IFF99. **Bound.-Layer Meteorol.**, v. 106, p. 263-281, 2003.
- BIGNAMI, F., MARULL, S., SANTOLERI, R. and SCHIANO, M.E. Longwave radiation budget in the Mediterranean Sea. **Journal of Geophysical Research**, 100 (C2), p. 2501-2514, 1995.
- CLARK, N.E.; EBER, R.M.; LAURS, J. A.; RENNER and SAUR, J.F.T. Heat exchange between ocean and atmosphere in the eastern North Pacific for 1961 – 71. **NOAA Tech. Rep. NMFS SSRF-682**, US. Dept. of Commer., Washington, D.C., v. 108, 1974.
- COGLEY, J.G. The albedo of water as a function of latitude. **Monthly Weather Review**, v. 107, p. 775-781, 1979.

- DOURADO, M., e OLIVEIRA, A. P. Observational description of the atmospheric and oceanic boundary layers over the Atlantic Ocean. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 49, p. 49-64, 2001.
- FAIRALL C. W.; PERSON, P. O. G.; BRADLEY, E. F.; PAYNE R. E. and ANDERSON, S. P. New Look at Calibration and Use of Eppley Precision Infrared Radiometers. Part I: Theory and Application. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, v. 15, p. 1229-1242, 1998.
- FRÖLICH, C. and LEAN, J. The sun's total irradiance: Cycles and trends in the past two decades and associated climate change uncertainties. **Geophys. Res. Let.**, v. 25, p. 4377-4380, 1998.
- OLIVEIRA, A.P., SOARES, J., BOZNAR, M. and P. MLAKAR An application of neural network technique to correct the dome temperature effects on pyrgometer measurements. **J. Atmos. Oceanic Technol.** (Prelo), 2005.
- MACWHORTER, M.A. and WELLER, R.A. Error in Measurements of Incoming Shortwave Radiation Made from Ships and Buoys. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 8, p. 108-117, 1991.
- PAYNE, R.E. Albedo of the sea surface. **J. Atmos. Sci.**, v. 29, p. 959-970, 1972.
- SIMPSON, J.J. and PAULSON, C.A. Mid-ocean observations of atmospheric radiation. **Quart. J. R. Met. Soc.**, v. 105, p. 487-502, 1979.
- SOARES, J.; OLIVEIRA, A. P.; WAINER, I.; SERVAIN, J. Turbulent fluxes over the tropical Atlantic Ocean. Proceedings of the WCRP/SCOR Workshop Intercomparison and Validation of Ocean-Atmosphere Flux Field, 21-24 May 2001, Washington, DC, EUA, p. 334-337, 2001.
- STULL, R.B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht: Kluwer, 1988, 666p.
- WAINER, I., TASCHETTO, A.; SOARES, J.; OLIVEIRA, A.P., OTTO-BLIESNER, B. and BRADY, E. Intercomparison of heat fluxes in the South Atlantic. Part 1: The Seasonal Cycle. **Journal of Climate**, v. 16 (n. 4), p. 706-714, 2003.
- WGASF: Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. **Final report of Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea fluxes** (SCOR working group 110), 2000.

PRELIMINARY RESULTS OF THE SURFACE RADIATION BALANCE OVER THE TROPICAL ATLANTIC OCEAN

Sarasvati A. Bacellar¹, Amauri P. de Oliveira¹, Jacyra Soares¹ and Jacques Servain²

Abstract: In this work the diurnal evolution of radiation balance at the surface of the Atlantic Ocean is described and analyzed. This analysis is based on observation carried out on board of the Brazilian Navy Ship *Comte Manhães*, using a net radiometer set up at 6 m above the surface. The observations are part of the observational campaign of the FluTuA Project (“Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico”), during May 15 and 23 of 2002, between Natal, RN (6°S 35.2°W) and the São Pedro and São Paulo Archipelago (1°N 29.3°W). The solar radiation data allowed estimate the surface albedo and broadband atmospheric transmissivity. The surface emissivity was estimated from the long wave radiation surface emission and surface water temperature. During the second half of the experiment the observed albedo showed a diurnal evolution similar to the Fresnel albedo. The average surface emissivity was around 0.97. The time evolution of net radiation estimated from calibrated albedo, atmospheric transmissivity and surface emissivity agreed well with the observations indicating that the parameters are representative of the radiometric properties of the air-sea interface in the region of the Tropical Atlantic Ocean, between Natal and São Pedro and São Paulo Archipelago.

Key words: Radiation balance, and São Pedro and São Paulo Archipelago, air-sea interaction, Equatorial Atlantic Ocean and FluTuA.

Resumo: Este trabalho descreve e analisa a evolução diurna do balanço de radiação na superfície do Oceano Atlântico. A análise é baseada nas observações realizadas a bordo do Navio da Marinha do Brasil (*Comte. Manhães*), usando um radiômetro líquido a 6 m acima da superfície do oceano. Essas observações são parte da campanha observacional do Projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico), realizadas entre 15 e 23 de maio de 2002, entre Natal (6°S, 35.2°W) e o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (1°N, 29.3°W). Os dados de radiação solar permitiram estimar o albedo da superfície e a transmissividade atmosférica integrada. A emissividade da superfície foi estimada da radiação de onda longa emitida pela superfície e da temperatura da superfície da água. Durante a segunda metade do experimento o albedo observado mostrou uma evolução diurna similar à do albedo de Fresnel. A emissividade média da superfície encontrada foi de cerca de 0.97. A evolução temporal da radiação líquida foi estimada usando o albedo calibrado, a emissividade da atmosfera e a emissividade da superfície concordou bem com as observações, indicando que os parâmetros obtidos são representativos das propriedades radiométricas da

¹ Department of Atmospheric Sciences, Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo. Rua do Matão, 1226, São Paulo, 05508-900, SP, Brazil.

² FUNCEME, Av. Rui Barbosa, 1246, Aldeota, Fortaleza, 60115-221, CE, Brazil. (servain@funceme.br)

interface ar-mar na região do oceano Atlântico tropical, entre Natal e o Arquipélago de São Pedro e São Paulo.

Palavras-chave: Balanço de radiação, Arquipélago de São Pedro e São Paulo, Interação ar-mar, Oceano Atlântico tropical e FluTuA.

INTRODUCTION

The climate change issues have brought up attention to the scarcity of information about the short-term variation of ocean-atmosphere interactions. Discrepancies between climate models are known worldwide and are particularly important over the tropical and subtropical regions of the Atlantic Ocean in the Southern Hemisphere. Climate models diverge about the intensity of the heat, moisture and momentum fluxes between atmosphere and ocean (Wainer *et al.*, 2003). Observations in the area are not available with the time and space resolution required. Very few observational works have been carried out in the Southern Atlantic Ocean (Dourado and Oliveira, 2001).

The present work is a description of the observations carried out on May 15-23, 2002, as part of the FluTuA Program (Bacellar, 2003; Soares *et al.* 2001). These observations were carried out on board of the Brazilian Navy Ship (Comte. Manhães) between Natal (6°S , 35.2°W) and São Pedro and São Paulo Archipelago (1°N , 29.3°W), previously known as penedos (Figure 1).



Figure 1: Geographic position of the São Pedro e São Paulo Archipelago. Trajectory described by the Manhães during the observational campaign carried out between May 15 and 23, 2002, is indicated by dashed line.

The main objective of this work is to describe the radiometric properties of the atmosphere and the ocean in the Atlantic Tropical, using the observations carried out during the expedition to SPSP Archipelago.

OBSERVATIONS

The observations were carried out on board of the Brazilian Navy ship Manhães (Figure 2). The ship was set up with wind velocity sensors, air temperature and relative humidity sensors, radiation sensor and water temperature sensor. The characteristic of each sensor is described in Table 1. The sensors were connected to the data acquisition system Datalogger 21X, manufactured by Campbell Inc. The sampling rate was set equal to 0.2 Hz and 5-minute average was calculated for all variables.

Sensor	Manufacturer	Accuracy
Net Radiometer, model CNR 1	Kipp and Zonen	2.5%
Anemometer Gill Propeller, model 27106	R.M. Yong	1%
Temperature and relative humidity model HMP45C	Vaisala	0.1°C and 2 %
Water temperature, Vaisala, model 107	Vaisala	± 0.1 °C

Table 1: Sensor characteristics.

The net radiation sensor was set up in the up front of the vessel, about 1 meter far from the ship, and 6 meters above the sea surface. The air temperature and relative humidity sensors were set up at the upper level of the ship, near the wind sensors, at 11 meters above the sea surface. Two anemometers were set up in the boom located at the upper level of the ship, also 11 m above the sea surface. The anemometers were oriented in the direction parallel and perpendicular to the ship (Figure 2).

The position and trajectory of the ship were obtained from an onboard GPS system (Figure 3). This information was also used to estimate the ship velocity and orientation. The ship orientation corresponds to the angle formed between the ship and east-west direction.

The wind velocity and direction were evaluated using the wind velocity measured on board of the ship and the ship velocity and direction evaluated from the GPS information.

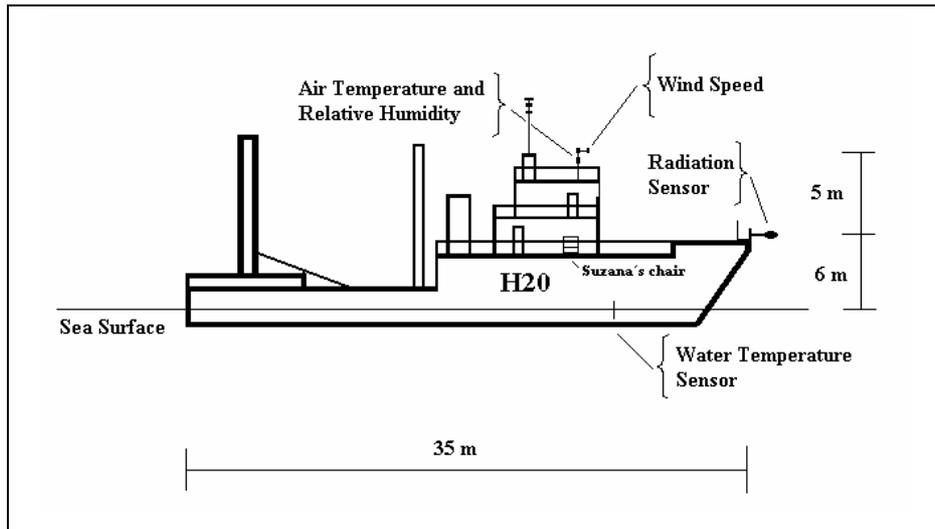


Figure 2: Schematic representation of the ship used to carry out the measurements over the Atlantic Ocean. The ship, called *Manhães*, is a military vessel used by the Brazilian Navy to launch buoys in the ocean.

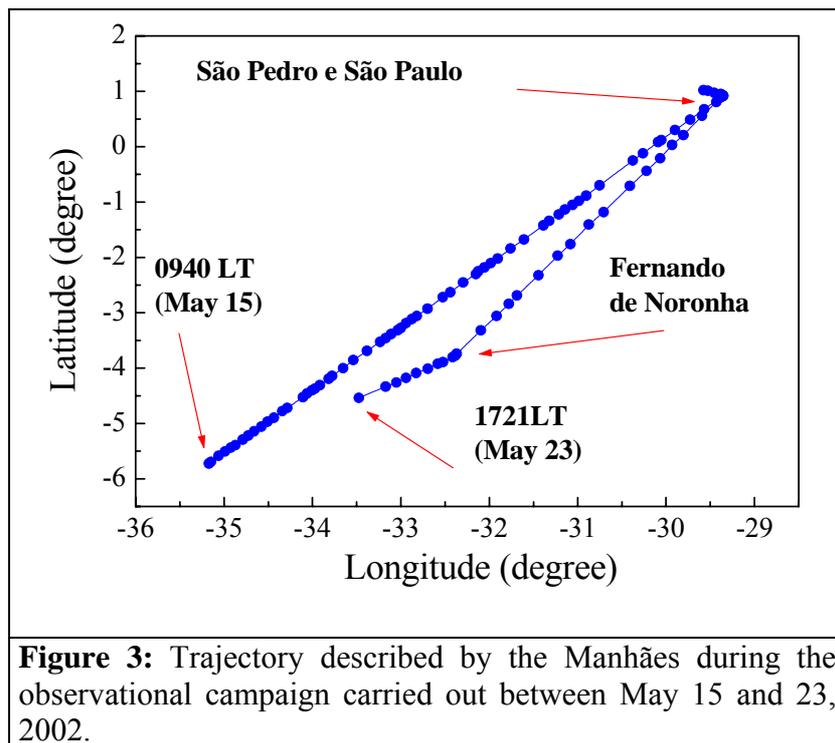


Figure 3: Trajectory described by the *Manhães* during the observational campaign carried out between May 15 and 23, 2002.

RESULTS

In this work the time evolution of all measured variables are reported in terms of the local time in Natal, which corresponds to the Brazilian standard time. The time changes were necessary

because the trajectory described by the ship during the field campaign covered different longitudes and the sun trajectory was evaluated taking the longitude variation into account. The time adjustment was evaluated using the time equation:

$$t_A = t_p + C_\lambda / 60 + (12 E_T) / \pi \quad (1)$$

where t_A is the local apparent time, t_p is the local time, C_λ is the correction for deviation from standard longitude and E_T is the time equation.

The longitude correction is given by:

$$C_\lambda = 4 \cdot (\lambda - \lambda_p) \quad (2)$$

where λ_p is the standard longitude, in the experiment $\lambda_p = 45^\circ$ and λ is the longitude of the measurements. The expression above corresponds to a correction of 4 minutes for each degree of deviation from the standard longitude, positive towards west of λ_p

The incoming solar radiation at the surface $OC \downarrow_0$ was given by:

$$OC \downarrow_0 = OC \downarrow_T \Gamma \quad (3)$$

where Γ is the “broadband transmissivity” of the atmosphere and $OC \downarrow_T$ is the solar radiation at the top of the atmosphere estimated from:

$$OC \downarrow_T = -I_0 \cos Z \quad (4)$$

where I_0 is the solar constant given by:

$$I_0 = (\bar{D}/D)^2 S_0 \quad (5)$$

where \bar{D} is the average distance between the Sun and the Earth, D is the actual Sun-Earth distance, S_0 is the average solar constant assumed equal to 1366 W m^{-2} (Frölich and Lean, 1998) and Z is the solar zenithal angle calculated from:

$$\cos Z = \text{sen } \phi \cdot \text{sen } \delta + \cos \phi \cdot \cos \delta \cos h \quad (6)$$

where, δ is the sun declination, ϕ is the latitude and h is the hourly angle.

The solar hour angle was evaluated from:

$$h = (t_A - 12) \cdot 15 \quad (7)$$

The Sun-Earth distance, solar declination and the time equation are evaluated from the expression:

$$F(\eta) = a_0 + a_1 \cos \eta + a_2 \sin \eta + a_3 \cos 2\eta + a_4 \sin 2\eta \quad (8)$$

where the constants are indicated in Table 2 and $\eta = 2\pi d^*/365$ is calculated in terms of year day ($d = 0$ January first and 364 for December 31).

Constant	Solar declination (δ)	Sun-Earth distance (\bar{D}/D)	Time equation (E_T)
a_0	0.006918	1.000110	0.000075
a_1	-0.399912	0.034221	0.001868
a_2	0.070257	0.001280	-0.032077
a_3	-0.006758	0.000719	-0.014615
a_4	0.000908	0.000077	-0.040890

Table 2: Polynomial coefficients used to estimate Sun-Earth distance, solar declination and time equation (Iqbal, 1983).

The “net sky” transmissivity (Stull, 1988, page 257) can be estimated from the following expression:

$$\Gamma = (a_\Gamma + b_\Gamma \cos Z)(1 - a_{NA} \sigma_{NA})(1 - a_{NM} \sigma_{NM})(1 - a_{NB} \sigma_{NB}) \quad (9)$$

where a_Γ and b_Γ are constants that take into consideration the clear sky depletion, a_{NA} , a_{NM} , a_{NB} are constants that take into consideration the attenuation caused by a fraction σ_{NA} of the sky covered by high clouds, σ_{NM} of median and σ_{NB} of low clouds, respectively on the direction beam.

The block-average transmissivity, considering the ratio between *observed* global radiation at the surface and the *estimated* incoming solar radiation at the top of the atmosphere, is indicated in Figure 4. The vertical bars are small in comparison with the variation of transmissivity with the zenith angle indicating that this variation is a robust feature. The interpolated curve (Γ_2) through the averaged values is also indicated in Figure 4. The coefficient is smaller than the proposed by Stull (1988).

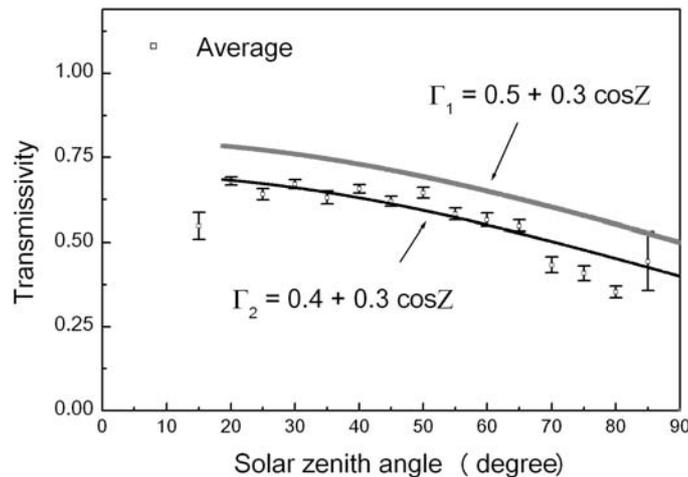


Figure 4: Average atmospheric transmissivity as function of the solar zenithal angle. The vertical bars correspond to the statistical error. Based on observations carried out during the whole campaign. Continuous lines correspond to model estimates.

Figure 5 displays the net sky atmospheric transmissivity observed (evaluated as the ratio between the observed global shortwave radiation and the solar radiation at the top of the atmosphere) and estimated by expression (9) using coefficients set derived from observed row and block-averaged transmissivity Γ_1 and Γ_2 in Table 3.

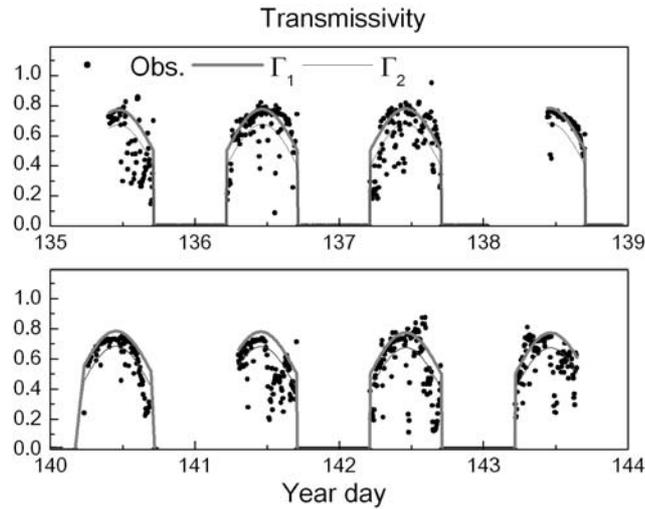


Figure 5: Atmospheric “net sky” transmissivity as a function of time. The curve Γ_1 was interpolated through the row data and curve Γ_2 was interpolated through the block-averaged transmissivity.

Source	a_r	b_r
Stull (1988)	0.6	0.2
Interpolated through row transmissivity values (Γ_1).	0.5	0.3
Interpolated through block-average transmissivity values (Γ_2).	0.4	0.3

Table 3: Coefficients for transmissivity of the atmosphere.

Figure 6 shows the solar radiation at the top of the atmosphere (estimated by expression (4)) and the observed and estimated (by expression (3)) incoming shortwave radiations at the surface. It is interesting to notice that there is a clear matching between observed and estimated global solar radiation indicating that the expression for “net sky” transmissivity is performing well.

The outgoing solar radiation from the surface was estimated from:

$$OC \uparrow_0 = -\alpha OC \downarrow_0 \quad (10)$$

where α is the surface albedo.

The surface albedo is a function of transmissivity (cloud cover), zenith angle and the state of the ocean surface (wind speed). Payne (1972) found that values of transmissivity below 0.1 the albedo does not depend on the solar zenith angle. On the other hand, for transmissivity between 0.60 and 0.65 the albedo show very well defined variation with solar zenith angle.

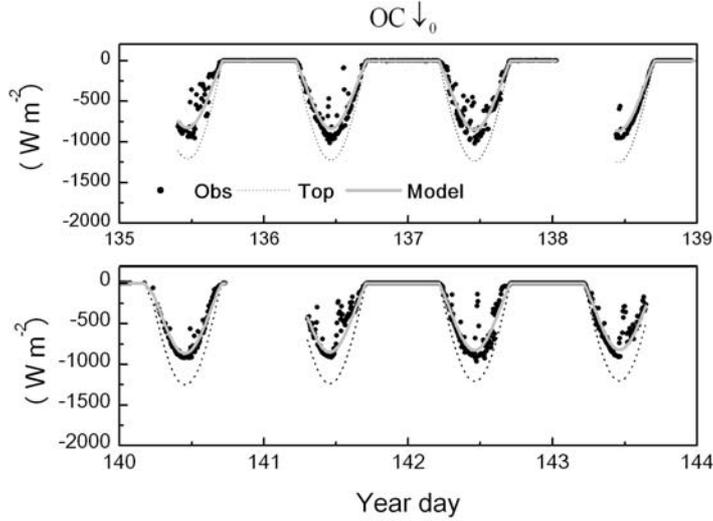


Figure 6: Observed (solid circle) and estimated (continuous gray) incoming shortwave radiations. The solar radiation at the atmospheric top is displayed in dash line.

The surface albedo can be estimated from the following expression:

$$\alpha = 0,50 \left[\frac{\sin^2(Z-r)}{\sin^2(Z+r)} + \frac{\tan^2(Z-r)}{\tan^2(Z+r)} \right] \quad (11)$$

where r is the refraction angle of light in the water given by:

$$r = \arcsin \left[\frac{\sin Z}{n} \right] \quad (12)$$

where n is the seawater refraction index equal to 1.33 (Cogley, 1979).

Figure 7 shows the average surface albedo as a function of solar zenithal angle, calculated from the solar radiation observations (ratio of outgoing to incoming shortwave radiations). The average albedo for the lower zenith angles is about 0.06. This value is compatible with the albedo value found by Payne (1972), for conditions of light winds and relatively smooth seas, however it disagrees with the predicted values from Fresnel expression using coefficients for tropical latitudes (Cogley, 1979).

Considering the diurnal evolution of the albedo observed during the field campaign (Figure 8) it is observed that the discrepancy is more pronounced in the days 135 –139 when the ship was going towards SPSP Archipelago. The albedo in days 140-143 follows Fresnel. Therefore the discrepancies found in Figure 8 are caused by larger amplitude of the observed albedo during the trip to SPSP Archipelago. The possible explanation for these discrepancies is that during the trip to SPSP Archipelago the ship was facing the northern hemisphere (Figure 2) and reflecting the solar radiation increasing the albedo. In the trip from SPSP the ship was facing the southern hemisphere and the reflection caused by the ship was not significant.

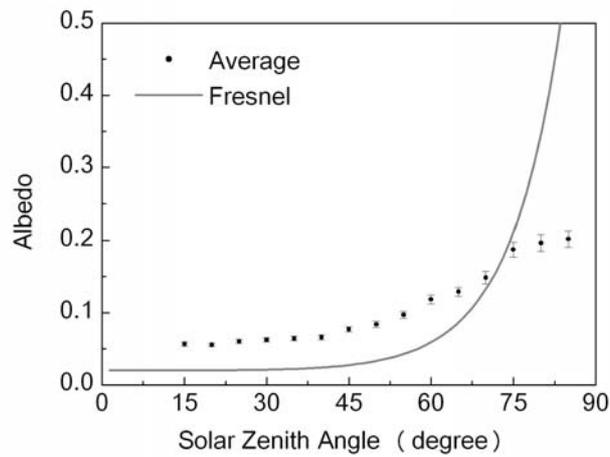


Figure 7: Average surface albedo as function of the solar zenithal angle. The vertical bars correspond to the statistical error. Based on observations carried out during the whole campaign.

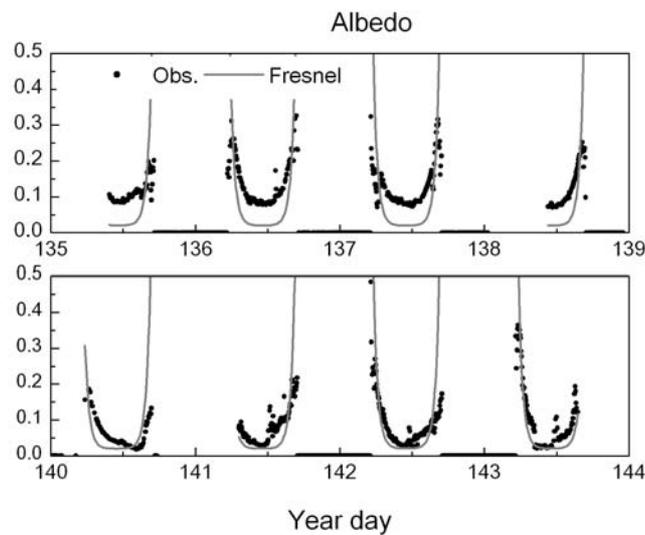


Figure 8: Albedo at the surface as function of the time.

The effect caused by the ship reflection can be identified considering the dependence between albedo and transmissivity. According to Payne, for large values of transmissivity the sea surface albedo behaves like Fresnel varying with solar elevation. In order to compare with previous studies the albedo in figures 9 and 10 are described and analyzed in terms of the sun elevation angle instead of the solar zenith angle. In both periods the albedo behavior as predicted by Fresnel (Figure 9a). For low transmissivity conditions (cloudy skies) the albedo does not depend of the position of the sun (Figure 9b). The dashed line in Figure 9 indicates the value of the albedo found by Payne for

totally cloudy conditions. During experiment reported here the albedo respond to the presence of the clouds.

Figures 10a-b shown albedo as a function of transmissivity for two values of sun elevation: 10 and 70 degrees. These values of sun elevations were estimated considering the average albedo for sun elevations between 5 and 10 degrees and 65 and 75 degrees respectively. According to these figures is possible to conclude that observations carried during FluTuA follow the Payne prediction quite well during the return leg (Figure 3), when the ship was facing the southern hemisphere (141-143). During the trip to SPSP Archipelago (Yeardays 135-139) the discrepancies are larger for sun elevation of 70 degrees as consequence of the ship reflections effects (Figure 10b).

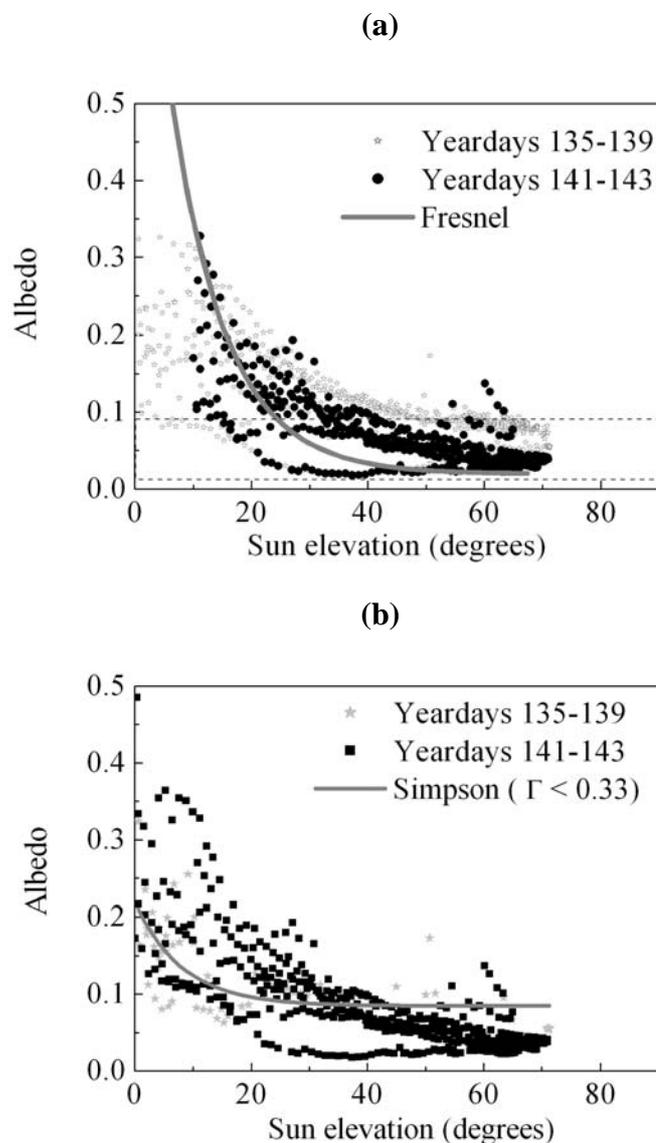


Figure 9:Albedo as a function of the sun elevation considering (a) all values of transmissivity; (b) only transmissivity < 0.30. During yeardays 135-139 the ship was facing the Northern Hemisphere. During yeardays 141-143 the ship was facing the Southern Hemisphere. Dashed line corresponds the albedo for cloudy conditions proposed by Payne (1979).

The estimated (by expressions 10-12) and observed outgoing shortwave radiations are in Figure 11. As it was discussed before the behavior of the shortwave radiation reflected by the surface of the ocean agrees with the model only during the period of observation when the ship was coming from SPSP Archipelago. The large discrepancy observed in day 140 is due to the fact that the ship was not moving in this day. This day was removed from the analysis carried out for albedo and displayed in Figs. (9)-(10).

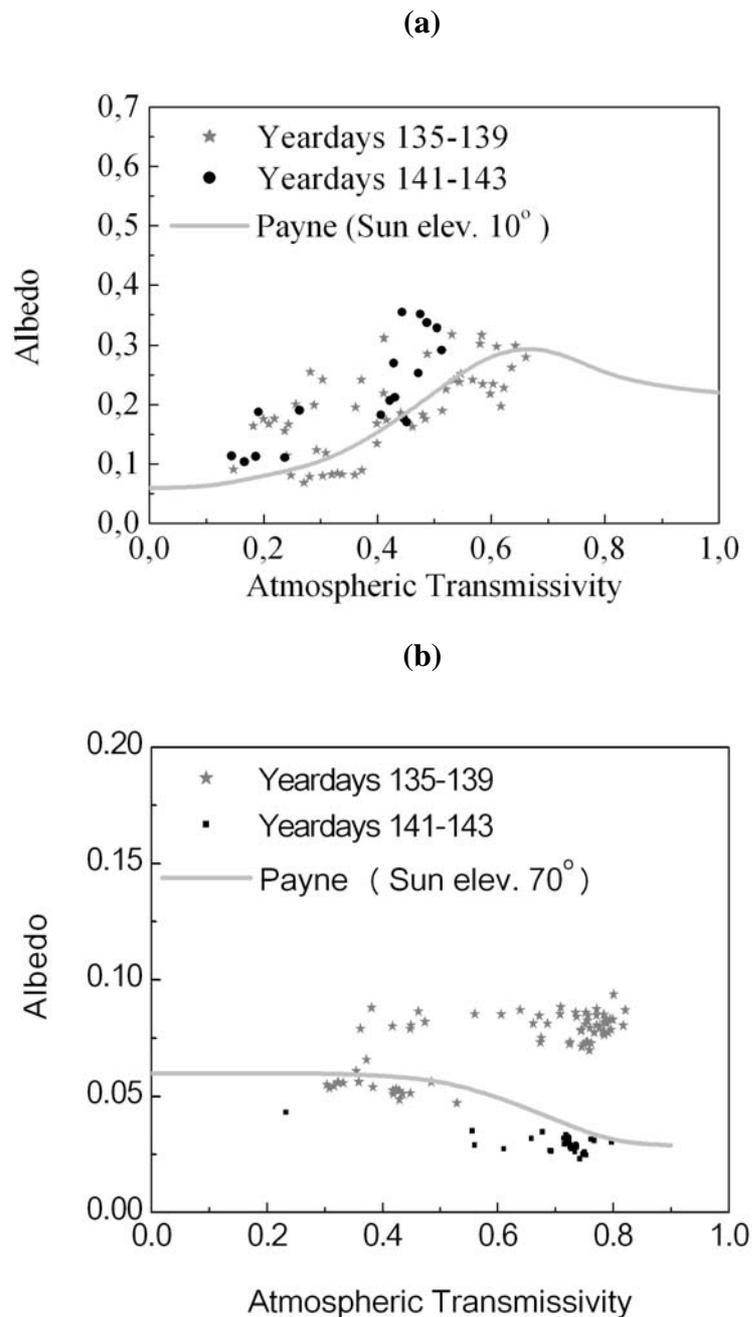


Figure 10: Albedo as a function of the atmospheric transmissivity for average sun elevation of (a) 10 degrees and (b) 70 degrees. Continuous line corresponds to Payne (1979).

The estimated (by expressions 10-12) and observed outgoing shortwave radiations are in Figure 11. As it was discussed before the behavior of the shortwave radiation reflected by the surface of the ocean agrees with the model only during the period of observation when the ship was coming from SPSP Archipelago. The large discrepancy observed in day 140 is due to the fact that the ship was not moving in this day. This day was removed from the analysis carried out for albedo and displayed in Figs. (9)-(10).

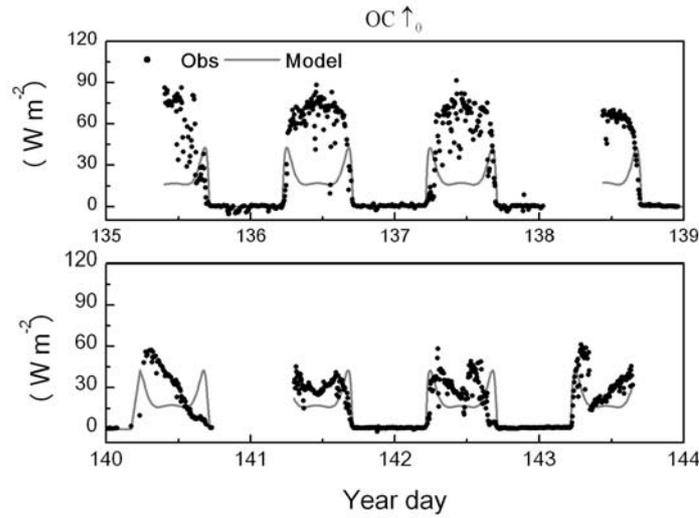


Figure 11: Observed (black solid circle) and estimated (continuous light gray line) outgoing shortwave radiations.

The outgoing longwave radiation corresponds to the emission from the surface, from the atmosphere and part of the ship located beneath the sensor level (6m). In Figure 12 the $OL \uparrow_0$ corrected by the solar effect (explained below) is indicated as a function of the time during the entire experiment. The longwave radiation emitted by the surface $OL \uparrow_0$ was calculated from the following expression:

$$OL \uparrow_0 = \varepsilon_0 \sigma T_S^4 \quad (13)$$

where ε_0 is the surface emissivity, σ is the Stefan-Boltzman constant and T_S is the surface temperature.

Considering the fact that during the expedition the surface temperature did not show the diurnal cycle (Figure 13) the discrepancies found, mainly in the second period of observation, are due to the solar effects on the pyrgeometer performance discussed bellow.

The longwave radiation emitted by the atmosphere, $OL \downarrow_0$, was estimated from the following expression:

$$OL \downarrow_0 = -(a + b \sqrt{e_A}) \sigma T_A^4 \quad (14)$$

where e_A is the value of vapor pressure in mb at screen level (1.5 m); \mathbf{a} and \mathbf{b} were set equal to 0.52 and 0.064, respectively and T_A is the temperature at screen level (1.5 m).

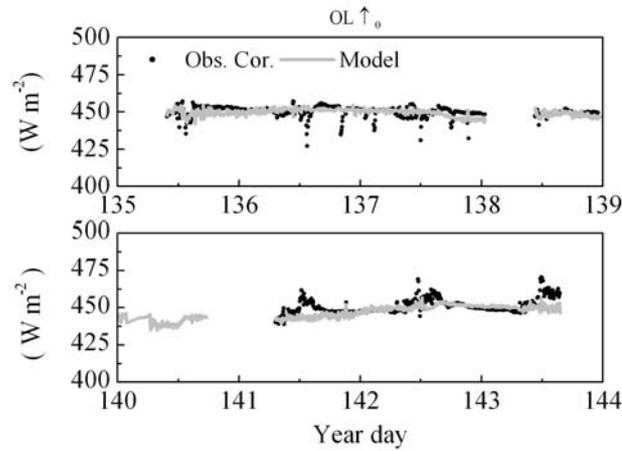


Figure 12: Observed corrected (black solid circle) and model (continuous light gray line) longwave radiation emitted by the surface of the ocean.

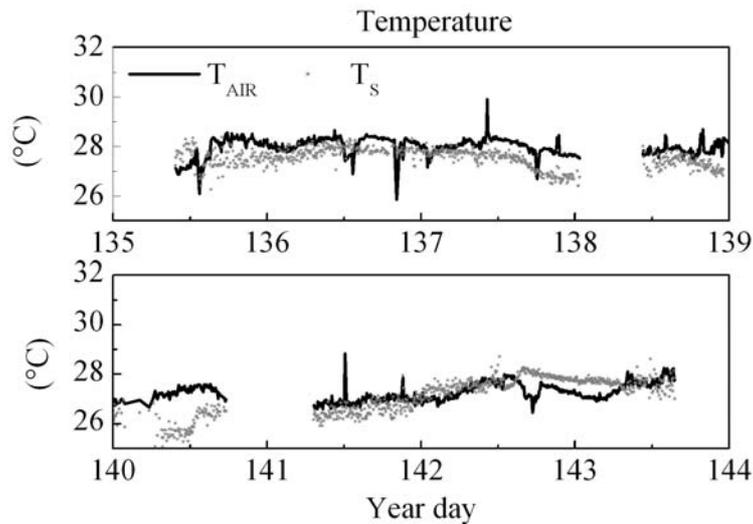


Figure 13: Air temperature observed at 11 m (continuous) and surface temperature (dotted).

Expression (14) was proposed by Brunt and is valid for clear days. Here this expression was used to estimate the downward emission from the atmosphere during the entire period, regardless the presence of clouds by using the air temperature measured on board of ship at 11 m above the sea level (Figure 14). The vapor pressure used in this expression was calculated from the observed relative humidity of the air at 11 m and considering the atmospheric pressure constant and equal to 1010 mb. The estimated atmospheric emission was systematically larger than the observed one at 6 m. In average the discrepancy is 12.5 W m^{-2} , about 3 % of the average value of the atmospheric emission.

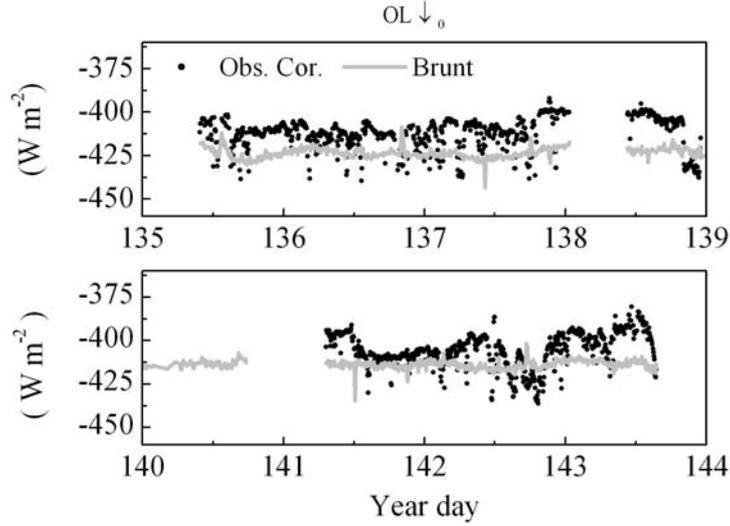


Figure 14: Observed corrected (black solid circle) and Brunt (continuous light gray line) longwave radiation emitted by the atmosphere.

The solar heating effects on the performance of the longwave radiation sensor were corrected using the following expression (Pérez and Alados-Arboledas, 1999):

$$OL_{Cor} = OL_{Obs} - 0.060 \frac{OC \downarrow_0}{\sqrt{|\vec{V}_{AN}|} + 1} \quad (15)$$

where $|\vec{V}_{AN}| = \sqrt{u_{AN}^2 + v_{AN}^2}$ is the absolute value of the wind speed with respect to the ship, OL_{Obs} correspond to the observed value of the longwave radiation at the surface. The wind speed with respect to the ship is indicated in Figure 15. There one can see that wind was always blowing from East. The only periods when the wind was blowing from west the ship was not moving and the orientation of the ship was not available, therefore direction of the wind is not right, only the intensity.

The Perez and Alado-Arboledas expression was modified to take into account the fact that the radiometer used here (Kipp-Zonen) has a flat dome and original expression was developed for radiometer with a hemispherical dome (PIR pyrgeometer manufactured by Eppley Lab.). The value proposed by Pérez and Alados-Arboledas (1999) is 0.091, which is larger than 0.060 used here. The larger discrepancies in the corrected values of long wave emission it was observed in the second period and it is due to the fact that the wind speed with respect to the sensor was smaller in this period because the ship was moving in the same direction of the trade winds (Figure 15).

The corrected values of surface long wave emission were used to estimate the emissivity of the surface the following expression:

$$\epsilon_o = \frac{[\text{OL} \uparrow_0]_{\text{Cor}}}{\sigma T_s^4} \quad (16)$$

where T_s is the surface temperature measured with thermistor dropped in the water (Figure 14). It is interesting to observe that during most of the trip the surface temperature was about 2 degrees colder than the air at 11 m.

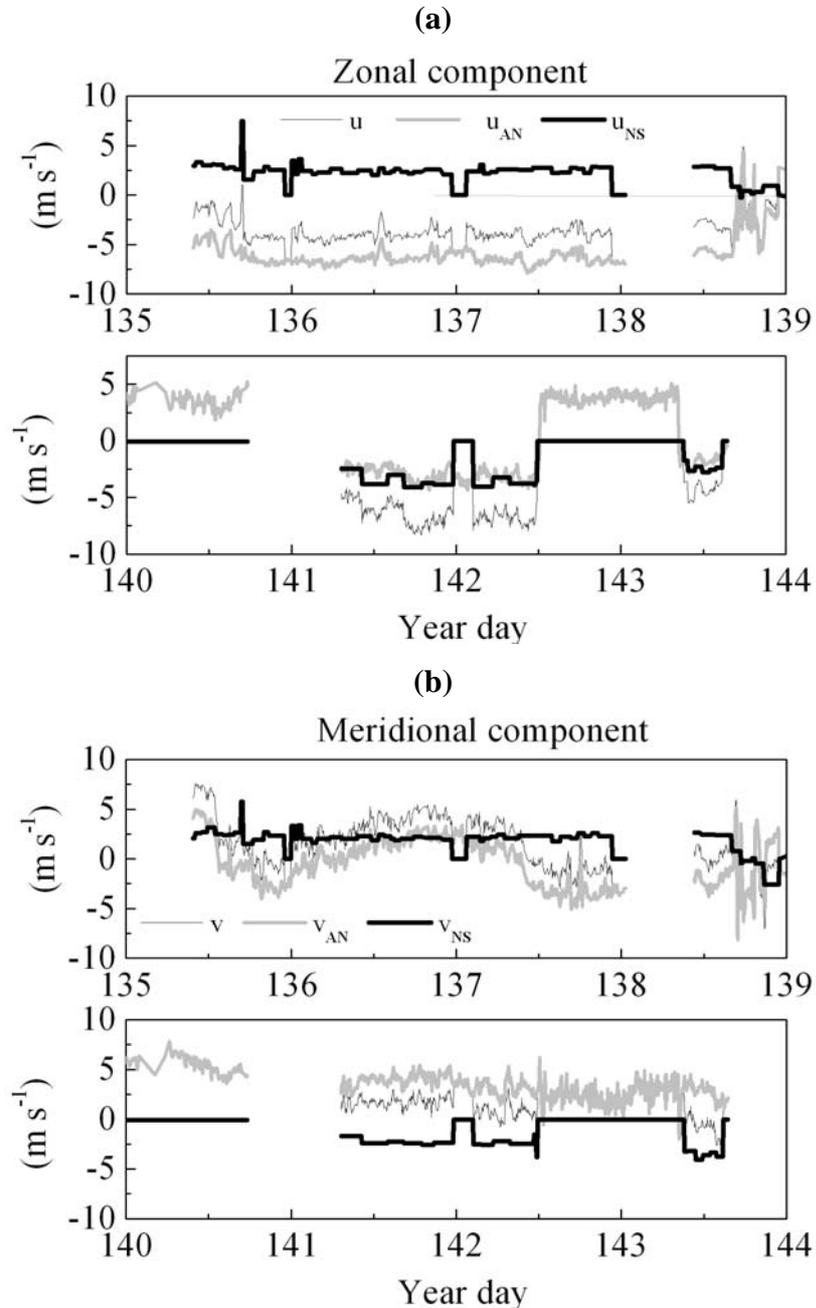


Figure 15: Zonal and meridional components of the wind velocity with respect to the surface (u , v), the ship (u_{AN} , v_{AN}) and ship velocity components (u_{NS} , v_{NS}).

The frequency of the surface emissivity values is displayed in Figure 16. There one sees that the most probable value of surface emissivity is 0.97. This value is consistent with other observations for ocean (Bhat *et al.*, 2003).

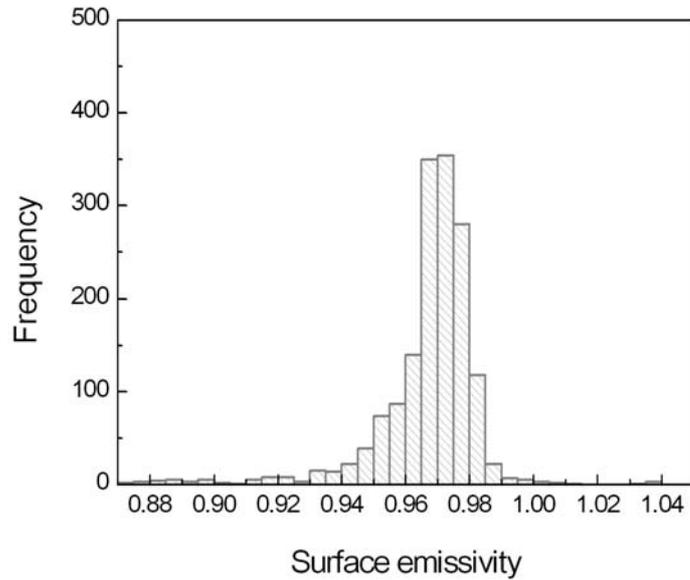


Figure 16: Frequency of surface emissivity values. The maximum frequency is equal to 0.97.

The net radiation, Rn_0 , at the ocean surface was evaluated considering the shortwave and longwave atmospheric components at the air-sea interface:

$$Rn_0 = OC \uparrow_0 + OC \downarrow_0 + OL \uparrow_0 + OL \downarrow_0 \quad (17)$$

where the short wave radiation components $OC \downarrow_0$ and $OC \uparrow_0$ were evaluated from expression (3) and (10). In the expression (3) it was used the transmissivity expression Γ_1 and for expression (10) it was used the albedo expression proposed by expression (11). The long wave radiation components $OL \uparrow_0$ and $OL \downarrow_0$ were estimated from expression (13) and (14). In the expression (13) it was used the estimated emissivity (0.97).

In the Figure 17 the Rn_0 modeled is compared with the observed values. One sees that the modeled values match the observation well.

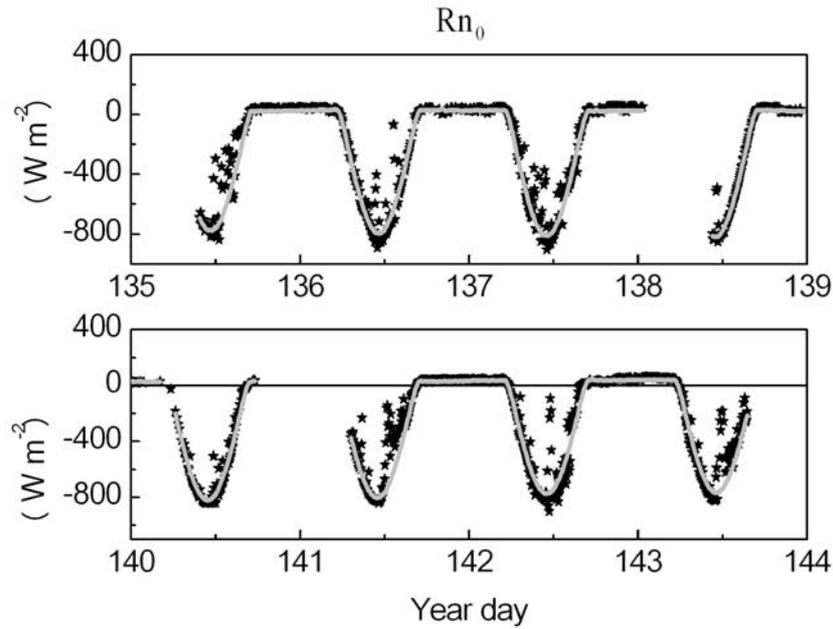


Figure 17: Observed (stars) and estimated (continuous gray line) net radiation.

CONCLUSION

The observational campaign carried out on May 15-24, 2002, as part of the FluTuA Program, is described here. During 9 days, 5 minute averaged measurements of (a) solar radiation fluxes (incoming and outgoing) and longwave radiation fluxes (atmospheric and surface emission), at 6 m above the sea level; (b) air temperature, relative humidity and horizontal wind components, at 11 m and (c) sea surface temperature were gathered continuously.

These observations were carried out on board of the Brazilian Navy Ship (*Comte. Manhães*), between Natal (6°S , 35.2°W) and Archipelago de São Pedro e São Paulo (1°N , 29.3°W).

The averaged transmissivity of the atmosphere follows the expression: $\Gamma = (0.4 + 0.3 \cos Z)$. This expression was obtained fitting this curve through the observed block averaged transmissivity, however it underestimates the diurnal evolution of the atmospheric transmissivity because it includes the effects caused by clouds. In fact, the best matching with observed atmospheric transmissivity was obtained from: $\Gamma = (0.5 + 0.3 \cos Z)$.

The observed albedo shows a very pronounced diurnal cycle, varying from 0.05 around noontime to infinity at the end of the day. In the first part of the observed period spurious reflection from the vessel increased the albedo. The albedo varies with sun elevation angle and atmospheric transmissivity according to the observation carried by Payne (1979) and Simpson (1980). The observed albedo follows the Fresnel expression during the second part of the experiment. This

indicates that Fresnel expression can be used to estimate the albedo over the Atlantic Ocean tropical.

The Brunt expression using the air temperature and water vapor pressure observed at 11 meters above the surface overestimated the values of atmospheric emission in about 3 % in average. This is a fairly acceptable result considering that presence of clouds and effects caused by emission from the vessel.

Emissivity of the surface was estimated from observed long wave emission from the surface and blackbody emission obtained from the observed sea surface temperature. The most probable value is 0.97, matches with literature.

The time evolution of net radiation estimated from calibrated albedo, atmospheric transmissivity and surface emissivity agrees well with the observation indicating that these parameter are representative of the radiometric property of the atmosphere-ocean interface in the region of Equatorial Atlantic, between the Brazil and the São Pedro and São Paulo Archipelago.

Acknowledgments. The authors acknowledge the financial support provided by CNPq, Fapesp, USP/COFECUB (UC 27/96) and CNPq/SCI (910072/00-0) by the Pró Arquipelago Program. We thank the Brazilian Navy, in special the chief officer Jean Félix de Oliveira and his helpful crew. We also thank Susanna Sichel for her valuable service as an assistant.

REFERENCES

- Bacellar, S.A., 2003: Balanço de radiação na superfície do Oceano Atlântico (2003): 100 pp. (http://www.iag.usp.br/meteo/labmicro/Sara_REL_FluTuA_2003.PDF).
- Bhat, G.S., Thomas, M.A., Raju, J.V.S. and Chandrasekhara, C.P., 2003: Surface Characteristics observed near the central tropical indian ocean during INDOEX IFP99. *Bound.-Layer Meteorol.*, **106**, 263-281.
- Cogley, J.G., 1979: The albedo of water as a function of latitude. *Monthly Weather Review*, **107**, 775-781.
- Iqbal, M., 1983: *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press, 390 pp.
- Pérez, M. and Alados-Arboledas, L., 1999: Effets of Natural Ventilaion and Solar Radiation on the Performance of Pyrgeometers, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **16**, 174-80.
- Dourado, M., and Oliveira, A. P., 2001: Observational description of the atmospheric and oceanic boundary layers over the Atlantic Ocean. *Revista Brasileira de Oceanografia*, **49**, 49-64.
- Frölich, C. and Lean, J., 1998: The sun's total irradiance: Cycles and trends in the past two decades and associated climate change uncertainties. *Geophys. Res. Let.* **25**, 4377-4380.
- Payne, R.E., 1972: Albedo of the sea surface. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 959-970.
- Simpson, J.J. and Paulson, C.A., 1979: Mid-ocean observations of atmospheric radiation. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **105**, 487-502.

- Soares, J., Oliveira, A. P., Wainer, I., Servain, J., 2001: Turbulent fluxes over the tropical Atlantic Ocean. *Proceedings of the WCRP/SCOR Workshop Intercomparison and Validation of Ocean-Atmosphere Flux Field*, 21-24 May 2001, Washington, DC, EUA, 334-337.
- Stull, R.B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht: Kluwer, 666p.
- Wainer, I., Taschetto, A.; Soares, J.; Oliveira, A.P., Otto-Bliesner, B. and Brady, E., 2003: Intercomparison of heat fluxes in the South Atlantic. Part 1: The Seasonal Cycle. *Journal of Climate*, **16(4)**, 706-714.

RESULTADOS PRELIMINARES DO BALANÇO DE ENERGIA SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL (PROJETO FluTuA)

Jacyra Soares¹, Amauri Pereira de Oliveira¹, Jacques Servain² e
Sarasvati de Araújo Bacellar¹

Resumo: A campanha de medidas observacionais, ocorrida entre 15 e 24 de maio de 2002, como parte do projeto FluTuA (Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico) é descrita aqui. Durante 10 dias foram realizadas medidas de (i) fluxos de radiação solar (da atmosfera para a superfície e da superfície para a atmosfera) e fluxos de radiação de onda longa (emissão da superfície e da atmosfera), a 6 metros de altura; (ii) temperatura do ar, umidade relativa e componentes horizontais do vento, a 11 metros de altura e (iii) temperatura da superfície do mar. Essas observações foram realizadas a bordo do Navio da Marinha do Brasil (*Comte. Manhães*), entre Natal (6°S, 35.2°W) e Arquipélago de São Pedro e São Paulo (1°N, 29.3°W). Esses dados foram usados para estimar as componentes de energia turbulenta, sobre a superfície oceânica. Também é feita uma validação e caracterização espacial preliminar dos dados coletados durante a campanha observacional usando os dados coletados nas bóias PIRATA.

Palavras-chave: FluTuA, Balanço de energia, Oceano Atlântico tropical e Interação ar-mar.

Abstract: The observational campaign carried out on May 15-24, 2002, as part of the FluTuA Program, is described here. During 10 days, 5 minute averaged measurements of (i) solar radiation fluxes (incoming and outgoing) and long wave radiation fluxes (atmospheric and surface emission), at 6 m above the sea level; (ii) air temperature, relative humidity and horizontal wind components, at 11 m and (c) sea surface temperature were gathered continuously. These observations were carried out on board of the Brazilian Navy Ship (*Comte. Manhães*), between Natal (6°S, 35.2°W) and Archipelago de São Pedro e São Paulo (1°N, 29.3°W). The data was used to estimate the turbulent energy components at the surface of the ocean. A preliminary characterization and spatial validation of the observed data are also performed here using the data collected by the PIRATA buoys.

Key words: FluTuA, Energy balance, Tropical Atlantic Ocean, Air-sea interaction.

¹ Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. Rua do Matão, 1226, São Paulo, 05508-900, SP, Brasil. Tel: (11) 3091-4711, FAX: (11) 3091-4714. (jacyra@usp.br)

² FUNCEME, Av. Rui Barbosa, 1246, Aldeota, Fortaleza, 60115-221, CE, Brasil. (servain@funceme.br)

INTRODUÇÃO

Os fluxos turbulentos de superfície acoplam os processos que ocorrem entre o oceano e a atmosfera, sendo crucial o conhecimento desses fluxos para o entendimento da interação oceano-atmosfera. A descrição quantitativa da troca de energia na interface oceano-atmosfera é importante para estudos de processos físicos e para o desenvolvimento de modelos oceânicos e atmosféricos de diferentes escalas espacial e temporal.

A campanha de medidas observacionais, ocorrida entre 15 e 24 de maio de 2002, como parte do projeto FluTuA (Soares *et al.*, 2001) é descrita aqui. As observações foram realizadas a bordo do navio da Marinha do Brasil, entre Natal (6°S, 35.2°W) e Arquipélago de São Pedro e São Paulo (1°N, 29.3°W). A trajetória descrita pelo navio está esquematizada na Figura 1.

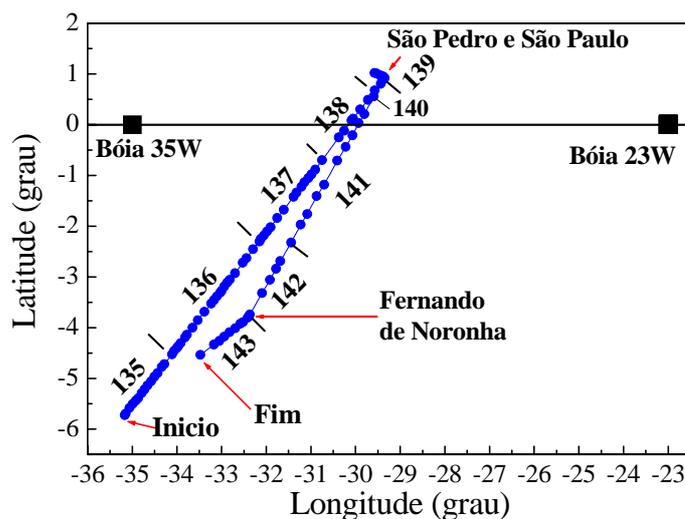


Figura 1: Trajetória descrita pelo navio durante a campanha observacional, ocorrida entre 15 de maio (dia do ano 135) às 0940 HL e 23 de maio (dia do ano 143) às 1721 HL de 2002. As posições das bóias PIRATA estão representadas por quadrados ao longo do equador. Os números indicam os dias do ano.

Esses dados foram usados para validar expressões empíricas comumente usadas para estimar as componentes de energia turbulenta, sobre a superfície oceânica. Também é discutida uma caracterização preliminar da interação ar-mar no Oceano Atlântico Tropical, através da comparação dos dados obtidos a bordo do navio com os dados coletados pelas bóias PIRATA (Servain, *et al.*, 1998).

CAMPANHA OBSERVACIONAL

Durante a campanha observacional o navio foi equipado com (i) dois anemômetros orientados na direção paralela e perpendicular ao navio, na altura de 11 metros acima da superfície do mar; (ii) sensores de temperatura e umidade do ar, a 11 metros de altura; (iii) sensores de radiação, a cerca de 1 metro do navio e 6 metros acima do nível do mar e (iv) sensor de temperatura da água, a cerca de 1 metro de profundidade.

Os dados observacionais e as estimativas dos fluxos de energia serão apresentados a seguir. A título de exemplo, serão discutidos os resultados obtidos para um dia de céu claro, dia 16 de maio de 2002 (dia do ano 136).

Balanco de radiação

A seguir será descrito o balanço de radiação realizado usando as medidas obtidas durante a campanha observacional e algumas estimativas teóricas. Maiores detalhes sobre o balanço de radiação podem ser encontrados em Bacellar *et al.* (2004).

Radiação de onda curta

A radiação solar no topo da atmosfera (Figura 2a) foi estimada usando:

$$I_0 = S_0 (d_m / d)^2 \cos \gamma \quad (1)$$

onde, d_m é a distância média entre o Sol e a Terra, d é a distância real entre o Sol e a Terra e γ é o ângulo zenital.

A radiação solar que chega a superfície (Figura 2a) foi parametrizada como:

$$OC_{DW} = -I_0 T_R \quad (2)$$

Verifica-se através da Figura 2a que há uma boa concordância entre os valores de onda curta emitida pela atmosfera observado e estimado. A onda curta refletida pela superfície observada,

entretanto, apresenta valores superiores que a estimada, devido provavelmente à reflexão do casco do navio (Figura 2b).

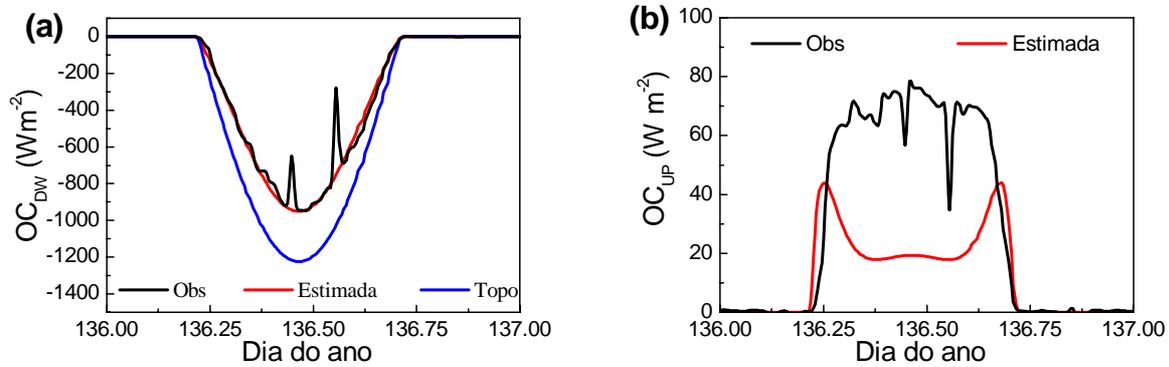


Figura 2: Radiação de onda curta (a) incidente na superfície (observada e estimada) e no topo da atmosfera e (b) refletida pela superfície (observada e estimada).

A transmissividade atmosférica integrada em todos os comprimentos de onda (Figura 3) foi parametrizada de uma forma bastante simples (Bacellar *et al.*, 2004):

$$T_R = 0.5 + 0.3 \cos \gamma \quad (3)$$

Nota-se a excelente concordância entre os valores observados e estimados da transmissividade atmosférica (Figura 3a).

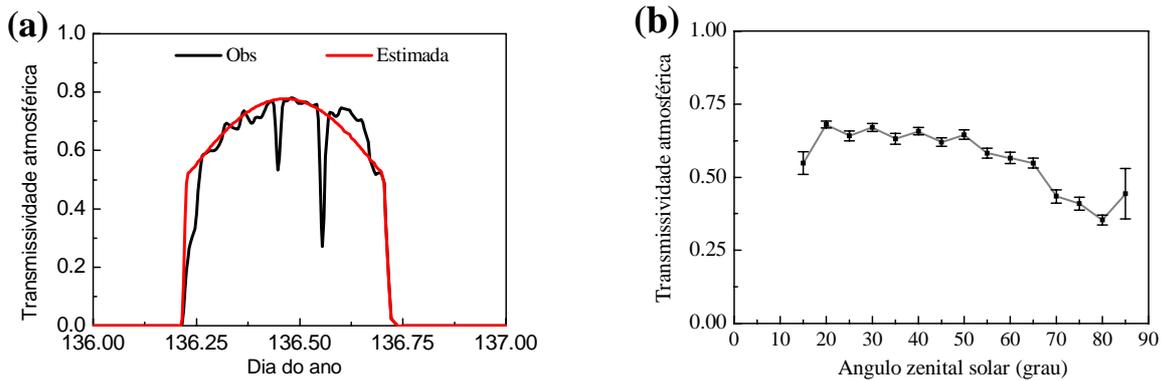


Figura 3: (a) Transmissividade atmosférica em função do tempo, para o dia 136 e (b) transmissividade média atmosférica em função do ângulo zenital, para todo o experimento. As barras verticais indicam os erros estatísticos.

A radiação solar emitida pela superfície (Figura 2b) foi estimada como:

$$OC_{UP} = -\alpha OC_{DW} \quad (4)$$

onde, α é o albedo da superfície (Figura 4). Para evitar valores incorretos de albedos (muito altos) para elevações solares muito baixas, foram calculados valores médios da razão entre as radiações de onda curta emitida e incidente na superfície. O valor do albedo médio obtido, para ângulos zenitais baixos, é de cerca de 0.06 (Figura 4). Esse valor é compatível com o albedo obtido por Payne (1972) para condições de ventos calmos e mar relativamente liso. O algoritmo de cálculo de fluxo do COARE utiliza um albedo de 0.058 (WGASF, 2000).

O albedo também pode ser estimado baseado na expressão de Fresnel (Figura 4), proposta por Cogley (1979):

$$\alpha = 0.5 \left[\frac{\sin^2(\gamma - r)}{\sin^2(\gamma + r)} + \frac{\tan^2(\gamma - r)}{\tan^2(\gamma + r)} \right] \quad (5)$$

onde $r = \sin^{-1}[(\sin \gamma)/1.33]$.

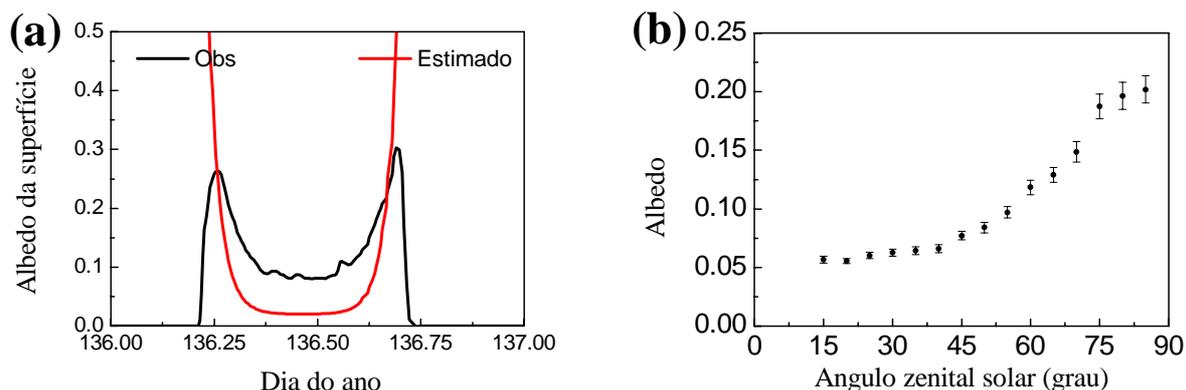


Figura 4: Albedo da superfície em função (a) do tempo, para o dia 136 e (b) do ângulo zenital, para todo o experimento. As barras verticais indicam os erros estatísticos.

A discrepância existente entre os valores observados e estimados do albedo se explica pela possível reflexão espúria de onda curta pelo casco do navio (Figura 2b) aumentando, dessa forma, o albedo observado.

Radiação de onda longa

A radiação de onda longa emitida pela superfície (Figura 5a) pode ser estimada através de:

$$OL_{UP} = \epsilon \sigma T_S^4 \quad (6)$$

onde ϵ é a emissividade da superfície (Figura 6), σ é a constante de Stefan-Boltzman e T_s é a temperatura da superfície (Figura 7a), no caso a TSM.

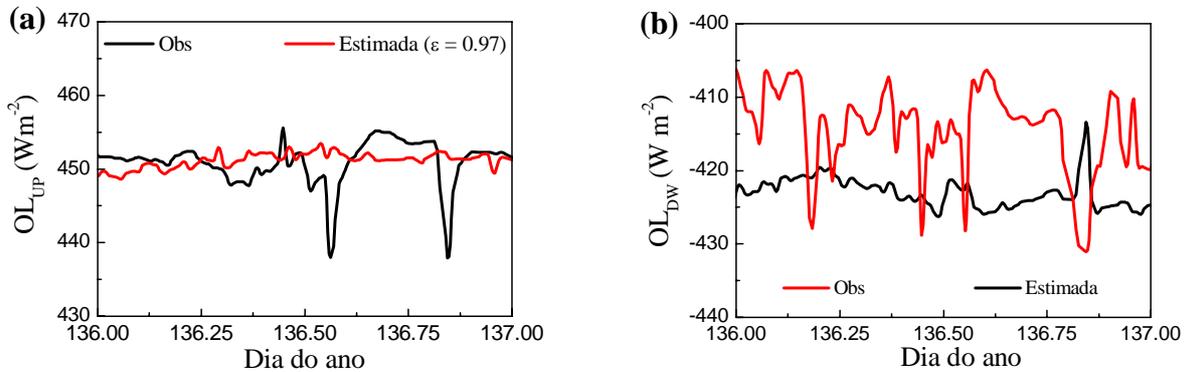


Figura 5: Radiação de onda longa emitida pela (a) superfície e (b) atmosfera.

A frequência de valores de emissividade da superfície é mostrada na Figura 6a, sendo que o valor mais provável é cerca de 0.97. Esse valor é consistente com o valor observado por Bhat *et al.* (2003) para o oceano Índico tropical.

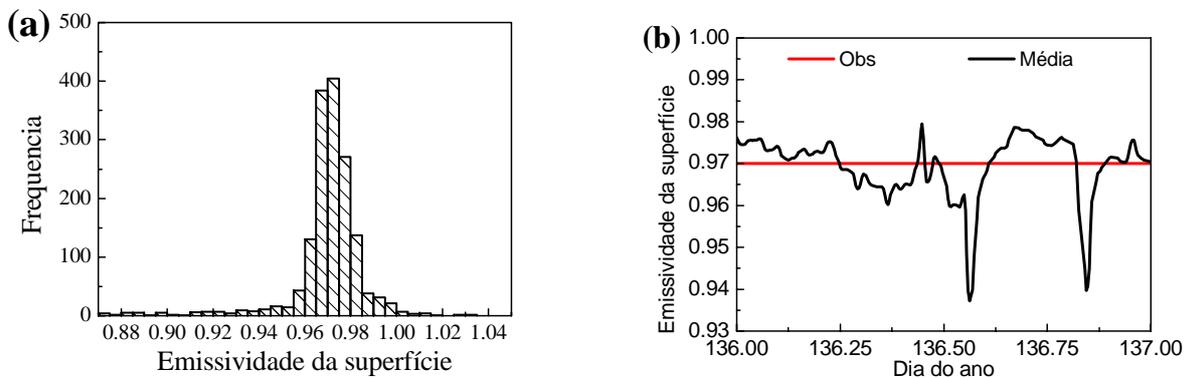


Figura 6: (a) Frequência de valores de emissividade da superfície, considerando todo o experimento e (b) emissividade da superfície em função do tempo, para o dia 136. A linha vermelha indica o valor médio.

A radiação de onda longa emitida pela atmosfera (Figura 5b) foi estimada usando:

$$LW_{DW} = -(a+b\sqrt{e}) \sigma T_r^4 \quad (7)$$

onde T_r é a temperatura no nível de referência (Figura 7a); e é a pressão de vapor no nível de referência, em mb (Figura 7b) e a e b são constantes iguais a 0.52 e 0.064, respectivamente. Essa expressão só é válida para dias de céu claro.

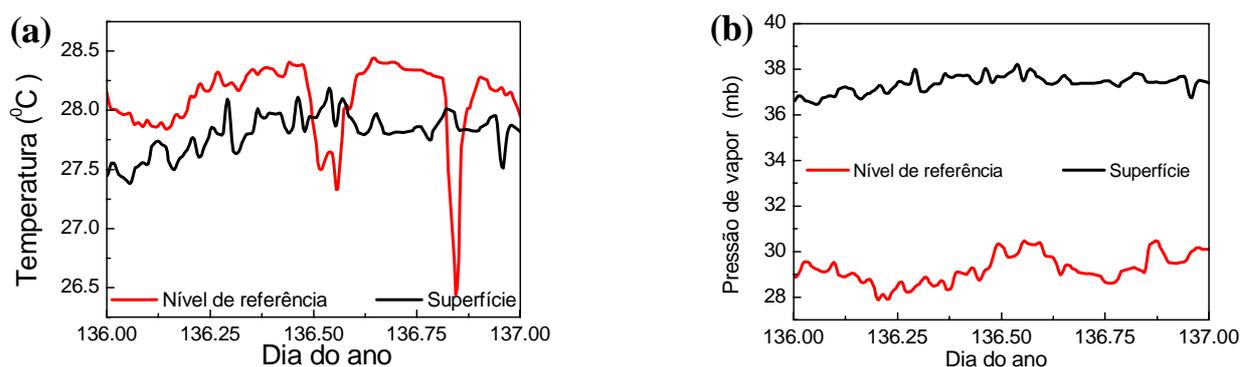


Figura 7: Valores das variáveis no nível de referência e na superfície (a) temperatura e (b) pressão de vapor em função do tempo.

Fluxos de energia

A radiação líquida, na superfície do oceano, (Figura 8) foi avaliada considerando o balanço de onda longa e onda curta:

$$R_N = OC_{DW} + OC_{UP} + OL_{DW} + OL_{UP} \quad (8)$$

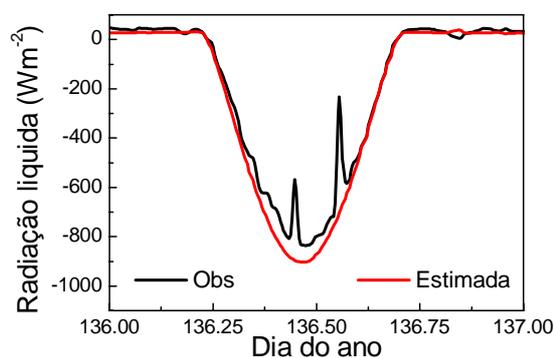


Figura 8: Radiação líquida em função do tempo.

Verifica-se, através da Figura 8, que há uma boa concordância entre os valores de radiação líquida observado e estimado usando as propriedades radiométricas obtidas das observações.

Os fluxos de momento e energia foram estimados considerando o caso mais simples, onde:

(i) A estabilidade da atmosfera neutra;

(ii) A velocidade de atrito foi considerada como $u_* = \sqrt{C_D} \bar{u}_r$ (Figura 9b), com \bar{u}_r sendo o vento no nível de referência (Figura 9a) e o coeficiente de transferência de momento igual a $10^3 C_{DN} = 0.75 + 0.067 \bar{u}_r$ (Garrat, 1977);

(iii) O comprimento de rugosidade da superfície como $z_0 = \alpha_c \frac{u_*^2}{g} + 0.11 \frac{v}{u_*}$ (Figura 9c), onde v é a viscosidade cinemática do ar ($1.5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$); g é a aceleração da gravidade e α_c é a constante de Charnock (= 0.011);

(iv) O coeficiente de transferência de calor:

$$10^3 C_{\text{HN}} = 1.0 \quad (\text{Smith, 1989}) \quad (9)$$

(iv) O coeficiente de transferência de umidade:

$$10^3 C_{\text{EN}} = 1.2 \pm 0.1 \quad \text{Smith (1989)} \quad (10)$$

O fluxo de momento (Figura 9d) foi estimado utilizando:

$$|\bar{\tau}| = \rho_0 C_{\text{DN}} (\bar{u}_r)^2 \quad (11)$$

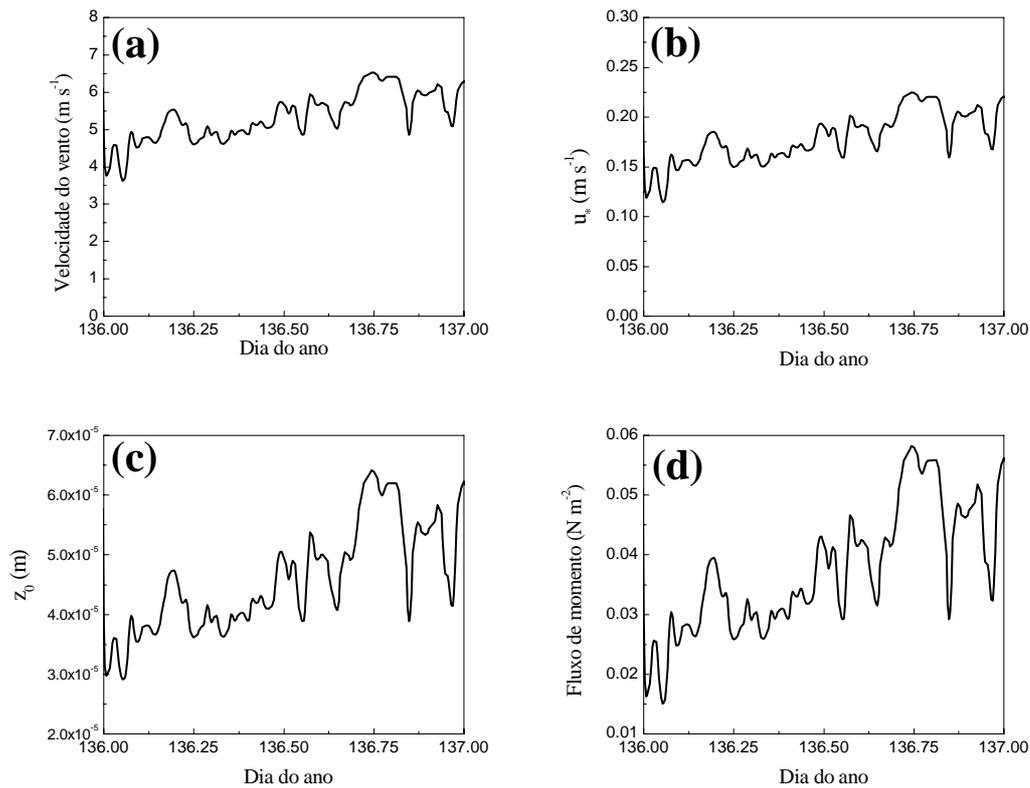


Figura 9: (a) Velocidade do vento, (b) velocidade de atrito (c) comprimento de rugosidade e (d) fluxo de momento, em função do tempo.

Os fluxos turbulentos de calor sensível e latente (Figura 10) foram estimados utilizando:

$$H = -\rho_0 c_p C_{HN} \bar{u}_r (\bar{T}_r - \bar{T}_s) \quad (12)$$

$$LE = -\rho_0 L_V C_{EN} \bar{u}_r (\bar{q}_r - \bar{q}_s) \quad (13)$$

onde ρ_0 é a densidade do ar; L_V é o calor latente de vaporização; \bar{q}_r e \bar{q}_s são os valores de umidade específica, respectivamente, no nível de referência e na superfície (Figura 11).

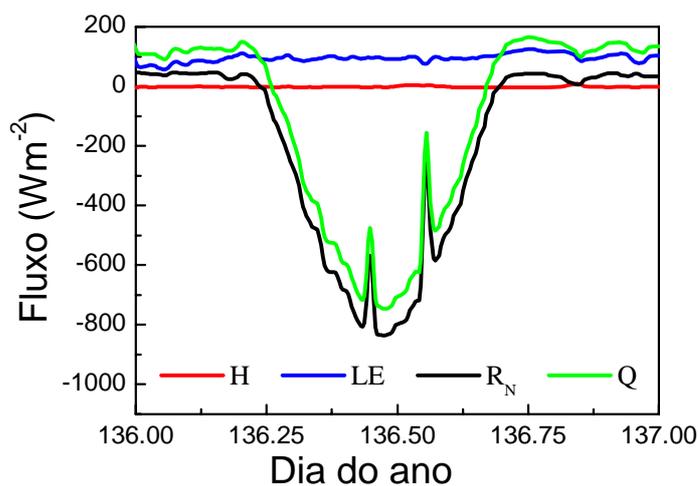


Figura 10: Fluxos de calor sensível (em vermelho), calor latente (em azul), radiação líquida (em preto) e fluxo líquido de calor no oceano (em verde). Foi considerado, aqui, que o oceano perde energia quando ocorre evaporação e quando o fluxo de calor sensível é positivo.

Verifica-se, pela Figura 10, que o termo de armazenamento no oceano é um termo bastante importante.

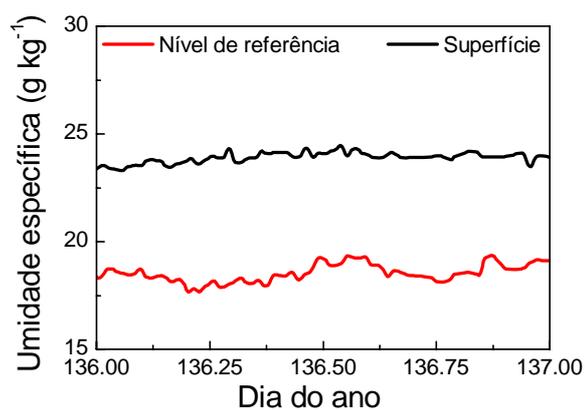


Figura 11: Umidade específica em função do tempo.

DADOS DO PIRATA (Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic)

Para investigar a representatividade espacial dos dados coletados durante a campanha observacional foram utilizados os dados de 2 bóias Atlas, do PIRATA (Figura 1). A tabela 1 mostra as variáveis coletadas pelas bóias PIRATA e a altura de coleta no navio e nas bóias.

	Altura acima do nível médio do mar (m)	
	Bóias PIRATA	Navio
Temperatura do ar	3	11
TSM	1	1
Vento	4	11
Umidade relativa	3	11
Radiação de onda curta incidente	3.5	6

Tabela 1: Altura acima do nível médio do mar onde foram coletados os dados pelo navio e pelas bóias PIRATA.

Os dados coletados pelo PIRATA são médias diárias das variáveis e dessa forma também foram realizadas médias diárias dos dados observados durante toda a campanha para facilitar a comparação.

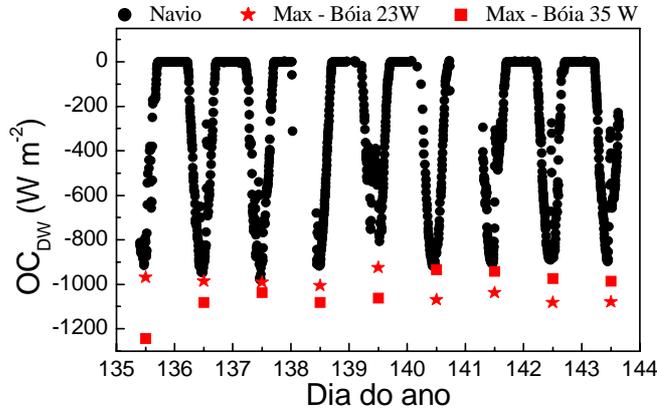


Figura 12: Radiação de onda curta incidente em função do tempo, obtida durante toda a campanha. Os círculos pretos indicam os dados obtidos no navio. As estrelas e os quadrados vermelhos indicam os valores máximos diários obtidos pelas bóias, respectivamente, em 23 W e 35 W.

A Figura 12 ilustra a radiação de onda curta incidente na superfície observada durante todo o experimento e os valores máximos diários obtidos pelas bóias PIRATA. Verifica-se que há uma razoável concordância entre os valores máximos dessa componente do balanço de radiação.

A Figuras 13 ilustra a comparação entre os demais dados obtidos no experimento observacional e pelas bóias PIRATA. Verifica-se que, exceto no caso da umidade relativa, todas as outras variáveis são

bastante semelhantes, indicando que as medidas coletadas a bordo do navio podem ser consideradas representativas do Oceano Atlântico tropical.

No caso da umidade relativa, as medidas coletadas a bordo do navio são sempre menores que as das bóias. Essa diferença provavelmente ocorre devido ao intenso gradiente vertical de umidade existente sobre o oceano. A umidade relativa foi medida no navio a 11 metros de altura e nas bóias a 3 metros de altura (Tabela 1).

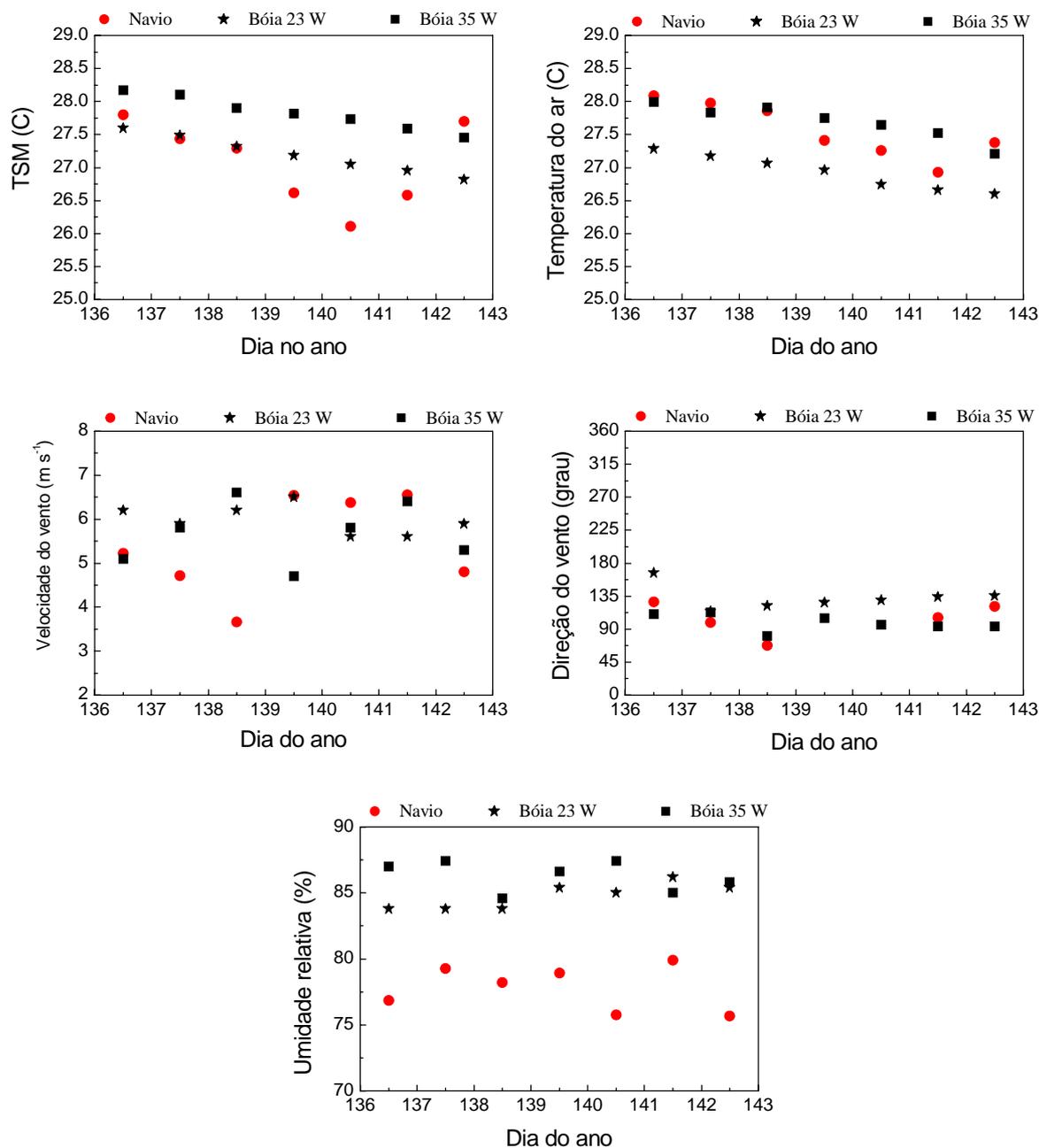


Figura 13: Valores médios diários de (a) TSM, (b) temperatura do ar, (c) velocidade do vento, (d) direção do vento e (e) umidade relativa. Os círculos vermelhos indicam os dados obtidos no navio. As estrelas e os quadrados pretos indicam os valores obtidos pelas bóias, respectivamente, em 23 W e 35 W.

DISCUSSÃO

Apesar da sua enorme importância, estudos observacionais da interface oceano-atmosfera regiões marítimas brasileiras são praticamente inexistentes. Essa ausência se deve em grande parte as dificuldades técnicas associadas aos métodos de medidas. Observações meteorológicas sobre o oceano requerem equipamentos robustos (Bradley *et al.*, 1991), pois a severidade do ambiente marinho provoca a rápida deterioração dos sensores, alterando o desempenho dos mesmos.

Foi descrito aqui o balanço de energia na interface oceano-atmosfera utilizando dados obtidos a bordo do navio da Marinha Brasileira, durante 10 dias, no oceano Atlântico tropical.

Constatou-se uma boa concordância entre a evolução temporal da radiação líquida estimada utilizando o albedo, a transmissividade atmosférica e a emissividade da superfície e a radiação líquida observada, indicando que os parâmetros obtidos com os dados observados são representativos das propriedades radiométricas da interface ar-mar do oceano Atlântico tropical.

A comparação entre os dados observacionais e os coletados por 2 bóias PIRATA também validou os dados da campanha observacional indicando que os mesmos apresentam boa representatividade espacial do Atlântico tropical.

Agradecimentos: Os autores agradecem o suporte financeiro do CNPq, FAPESP, USP/COFECUB (UC 27/96) e CNPq/SCI (910072/00-0). Agradecemos também a Marinha do Brasil, em especial ao Comandante Jean Félix de Oliveira e sua tripulação.

REFERÊNCIAS

- Bacellar, S., A. P. Oliveira, J. Soares, J. Servain, 2004: PRELIMINARY RESULTS OF THE SURFACE RADIATION BALANCE OVER THE TROPICAL ATLANTIC OCEAN. *XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 29/8 a 03/9, Fortaleza, Ceará.
- Bradley, E. F., P. A. Coppin, and J. S. Godfrey, 1991: Measurements of sensible and latent heat flux in the western equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **96**, 3375-3389.

- Bhat, G.S., Thomas, M.A., Raju, J.V.S. and Chandrasekhara, C.P., 2003: Surface Characteristics observed near the central tropical indian ocean during INDOEX IFP99. *Bound.-Layer Meteorol.*, **106**, 263-281.
- Cogley, J.G., 1979: The albedo of water as a function of latitude. *Monthly Weather Review*, **107**, 775-781.
- Garratt, J.R., 1977: Review of Drag Coefficients over Oceans and Continents, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 915-929.
- Payne, R.E., 1972: Albedo of the sea surface. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 959-970.
- Servain, J., A.J. Busalacchi, M.J. McPhaden, A.D. Moura, G. Reverdin, M. Vianna and S.E. Zebiak, 1998: A Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA). *Bull. Am. Met. Soc.*, **79**, 2019-2031.
- Soares, J., A.P. Oliveira, I. Wainer and J. Servain, 2001: Turbulent fluxes over the tropical Atlantic Ocean. *Proceedings of the WCRP/SCOR Workshop Intercomparison and Validation of Ocean-Atmosphere Flux Field*, 21-24 May 2001, Washington, DC, EUA, 334-337.
- WGASF, 2000: Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. Final report of Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea fluxes (SCOR working group 110).

Arquipélago São Pedro São Paulo

Nivalda Sá/Coastal

- Desde que a Estação no ASPSP foi inaugurada, o Brasil passou a contar com uma área marítima ao redor do arquipélago de cerca de 450.000 km², denominada, pela Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM), como “Zona Econômica Exclusiva (ZEE)”. Direito garantido pela CNUDM de explorar os recursos naturais desde que fossem desenvolvidos, pelos Estados, projetos de pesquisa para o aproveitamento racional desses recursos;
- CIRM coordena o programa proarquipélago.

2ª Campanha de Medidas do Projeto FluTuA no Arquipélago de São Pedro e São Paulo

Georgia Codato
Grupo de Micrometeorologia
Departamento de Ciências Atmosféricas – IAG/USP

Arquipélago São Pedro São Paulo

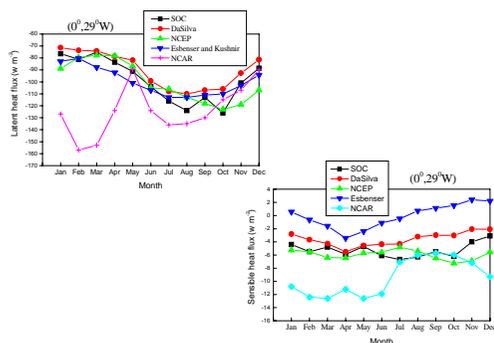
Características Gerais:

- Formado por pequenas ilhas rochosas, formadas a partir de uma falha tectônica;
- Localizado a 00° 56'N 29°22'W a cerca de 1000 km de Natal, RN;
- Região de atuação da ZCIT.

Objetivo do Projeto FluTuA

- Estabelecer uma base de medidas de turbulência no ASPSP;
- Quantificar a interação oceano-atmosfera no Atlântico Tropical em escala micrometeorológica;
- Desenvolver modelos de acoplamento oceano-Atmosfera.

Motivação Científica



Interação Oceano-Atmosfera

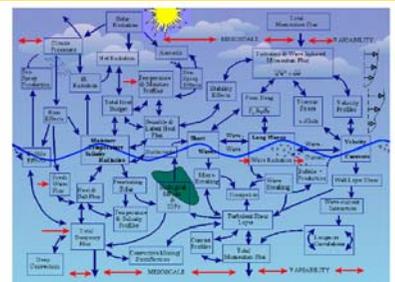
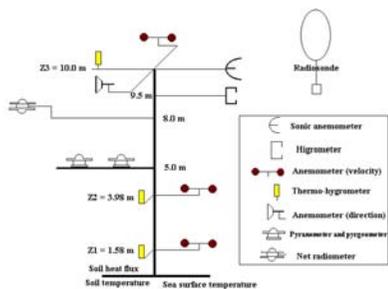


Figure 2. Some of the processes that govern the transfer of heat, mass, and momentum within the coupled boundary layers.

Edson et al., 1999: Coupled Marine Boundary Layers and Air-Sea Interaction Initiative: Combining Process Studies, Simulations, and Numerical Models.

Medidas convencionais não adiantam!



Campanhas:

- ✿ 1ª Campanha maio/2002
 - Navio Cmte. Manhães;
- ✿ 2ª Campanha janeiro/2004
 - Ilha Belmont.

Objetivo

Descrever a 2ª campanha de medidas composta pelas seguintes etapas:

- ✿ Treinamento realizado em agosto/2003;
- ✿ Viagem F. Noronha-ASPSP;
- ✿ Avaliação da instalação da torre;
- ✿ Observações Meteorológicas;
- ✿ Tratamento e análise.

O Treinamento

- ✿ Primeiros Socorros



O Treinamento

- ✿ Nós e voltas



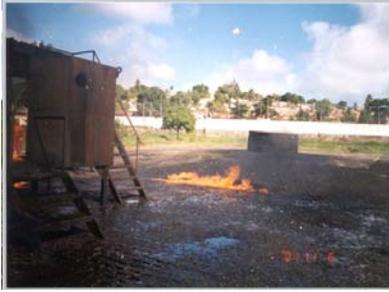
O Treinamento

- ✿ Comunicação: HF, VHF e Globalstar



O Treinamento

☼ Combate a Incêndio



O Treinamento

☼ Sobrevivência no mar



O Treinamento

☼ Sobrevivência no mar



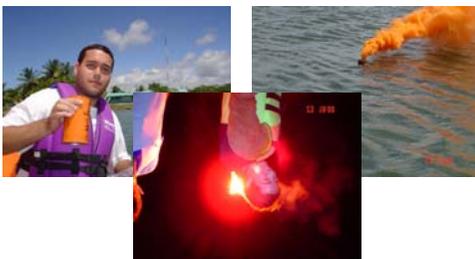
O Treinamento

☼ Sobrevivência no mar



O Treinamento

☼ Sobrevivência no mar



O Treinamento

☼ Sobrevivência no mar



O Treinamento



Fernando de Noronha



Fernando de Noronha



Fernando de Noronha



A viagem



O Arquipélago São Pedro São Paulo



O Arquipélago São Pedro São Paulo

A Estação



O Arquipélago São Pedro São Paulo

A Beleza



O Arquipélago São Pedro São Paulo

A Dureza



Avaliação da instalação da torre

Local Ideal

“Local Permitido”



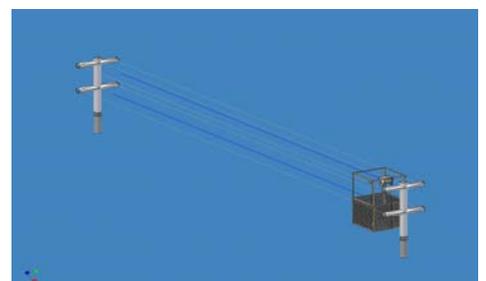
Avaliação da instalação da torre

“Problemas” com o novo local:

- ✳ Não tem comunicação com Ilha Belmont;
- ✳ Não tem infraestrutura nenhuma;
- ✳ Precisamos da permissão do Comitê de Logística para a instalação do teleférico e do abrigo na Ilha São Paulo;
- ✳ “buraco em baixo....”

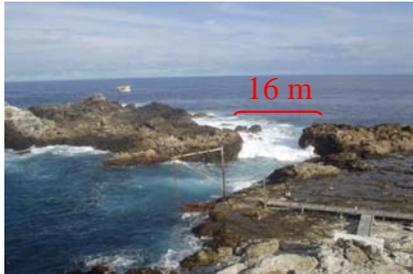
Avaliação da instalação da torre

Solução do problema de comunicação:
Teleférico



Avaliação da instalação da torre

Medição em janeiro de 2004:



Observações Meteorológicas



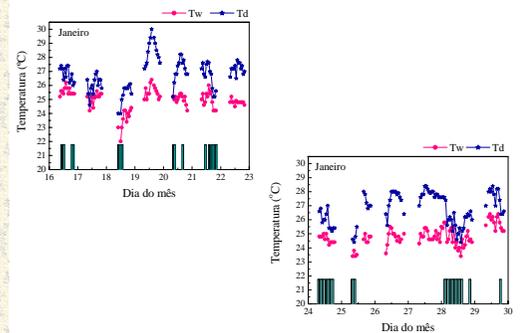
Tratamento e Análise

🔍 Análise das Observações de:

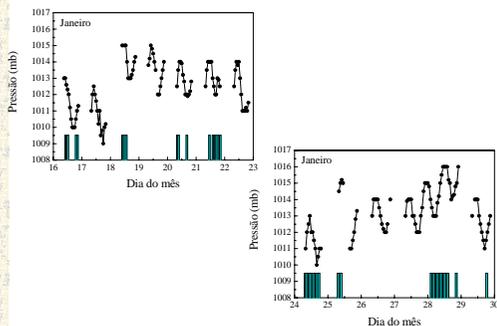
- Td e Tw
- Pressão
- Ocorrência de Chuva
- Cobertura de Nuvem

🔍 Comparação com os dados da estação automática do INMET e com os dados da plataforma do IAG;

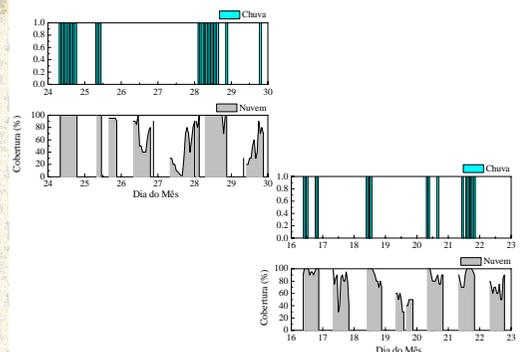
Temperatura e Chuva



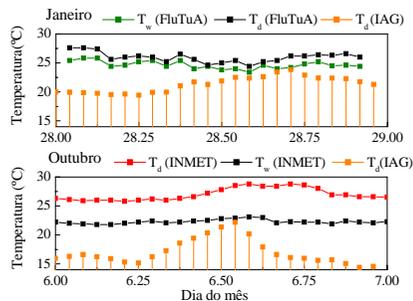
Pressão e Chuva



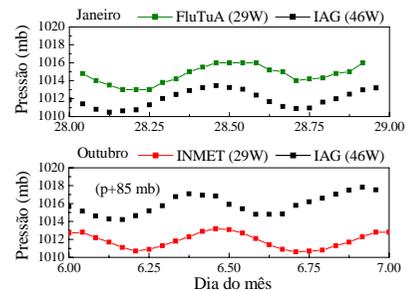
Cobertura de Nuvem e Chuva



Comparação da Temperatura



Comparação da Pressão



Conclusão

- ✿ Distância entre as ilhas foi medida;
- ✿ Observações Meteorológicas (T_d , T_w , p e Vento) durante 13 dias;
- ✿ A análise dos dados indicam que:
 - A temperatura de T_d e T_w não apresentam ciclo diurno;
 - E pressão atmosférica possui um ciclo diurno;

Próximas Etapas

- ✿ A 3ª Campanha de 2005 será realizada em Fevereiro;
- ✿ Serão realizadas observações dos parâmetros meteorológicos de forma automática. Precisamos de um laptop com entrada serial (Alguém tem um para emprestar?)
- ✿ Radiação Solar.

Agradecimentos

- ✿ CNPq – Bolsa de Iniciação Científica
- ✿ CIRM (Comissão Interministerial para os Recursos do Mar)

Relatório

Viagem de Avaliação da Instalação da Torre Micrometeorológica do **Projeto FluTuA**

Amauri Pereira de Oliveira

Professor Doutor

Grupo de Micrometeorologia

Grupo de Interação Ar-Mar

Departamento de Ciências Atmosféricas

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas

Universidade de São Paulo

São Paulo, Junho de 2002

Índice

Item	Descrição	Página
	Lista de Figuras	2
1	Introdução	3
2	Viagem ao Arquipélago de 14 a 26 de Maio de 2002	3
3	Dificuldades técnicas da instalação da Torre Micrometeorológica	4
3.1	Localização e fixação da Torre	4
3.2	Sistema de aquisição de dados	5
3.3	Energia	5
4	Conclusão	6

Índice de Figuras

Figura	Descrição	Página
1	Topografia da Ilha Belmonte. Os locais estabelecidos pelo Comitê Assessor do Programa Pró-Arquipélago são identificados por Local A, B e C.	8
2a	Vista do extremo SE da Ilha Belmonte. Local adequado para instalação da Torre Micrometeorológica. Visão do Farol. Local A.	9
2b	Vista do extremo SE da Ilha Belmonte. Local adequado para instalação da Torre Micrometeorológica. Visão do passeio entre o Alojamento e o Píer. Local A.	9
2c	Vista do Local A.	10
2d	Vista do Local A.	10
2e	Esquema de instalação da Torre Micrometeorológica no local A da ilha Belmonte.	11
3a	Vista do Alojamento no setor Sul da Ilha Belmonte. Local Inadequado para instalação da Torre Micrometeorológica. Local B.	12
3b	Vista do Alojamento no setor Sul da Ilha Belmonte. Local Inadequado para instalação da Torre Micrometeorológica. Local B.	12
4	Vista do Farol da Ilha Belmonte. Local Inadequado para instalação da Torre Micrometeorológica Local C.	12
5	Torre Micrometeorológica de 10 metros, constituída de 3 gomos de 3 metros.	13
6	Detalhes da fixação da Torre Micrometeorológica de 10 metros. (a) Base de concreto com três suportes de fixação e (b) Diagrama de disposição do hasteio da Torre. Os três suportes de fixação do hasteio devem ficar fixados sobre um círculo de raio 5 metros (17 pés) com uma separação de 120 graus de cada um.	13
7	Base de sustentação do Turco. Modelo de base para sustentação da Torre Micrometeorológica.	14
8	Modelo de suporte de fixação do hasteio da Torre Micrometeorológica. Este suporte já existe na ilha Belmonte.	14
9	Local onde será feita a instalação do sistema de aquisição de dados.	15
10a	Sistema de Baterias da Base.	16
10b	Painéis solares no telhado do Alojamento.	16

1. Introdução

O projeto FluTuA tem como objetivo principal estimar os fluxos turbulentos de calor sensível, latente e de quantidade de movimento no Atlântico Equatorial. Para tanto, pretende-se estabelecer uma base de observações micrometeorológicas no Arquipélago São Pedro e São Paulo composta de uma Torre de 10 metros de altura onde serão instalados instrumentos de medição meteorológica. Está prevista a utilização ininterrupta desta base de observação por um período de 2 anos. Os instrumentos funcionarão de forma contínua durante este período, e as medições serão armazenadas em um sistema de aquisição de dados e transmitidas para o continente com frequência semanal.

A condição básica para viabilizar o projeto FluTuA é que as observações sejam feitas por uma Torre Micrometeorológica, que amostrasse, sem obstruções físicas, o escoamento atmosférico em equilíbrio com a superfície do oceano. Isto significa que para satisfazer a condição de amostragem do projeto as medidas micrometeorológicas deverão ser realizadas através da instalação de uma Torre micrometeorológica de no mínimo 10 metros acima do nível da superfície. Além disso, esta Torre deverá ser instalada próxima à borda da Ilha e no lado em que o vento venha do oceano.

No caso do Arquipélago de São Pedro e São Paulo, a Ilha Belmonte é a única disponível para ocupação, foi apresentada uma proposta de instalação da Torre na borda LESTE da Ilha (Figura 1). Este ponto, é o único local nesta ilha que satisfaz a condição de amostragem do escoamento. Deve ser ressaltado que nesta região, devido à presença dos Alísios a circulação atmosférica em baixos níveis é predominantemente proveniente do quadrante NE-SE.

A necessidade da utilização de uma Torre micrometeorológica de no mínimo 10 metros de altura e que sua localização fosse em uma região onde o escoamento fosse proveniente do oceano foi comunicado para os coordenadores do programa Pró-Arquipélago, em diferentes oportunidades nos últimos anos:

- (a) Proposta do projeto FluTuA ao programa Pró Arquipélago em 1999;
- (b) Reunião Científica do programa Pró-Arquipélago realizada em 2000;
- (c) Visita técnica da Profa. Cristina, do comitê de logística, em abril de 2001, São Paulo;
- (d) Reunião com os Comandantes Flávio e Tarcísio, em novembro de 2001, em Natal.

2. Viagem ao Arquipélago.

A viagem de maio de 2002 ao Arquipélago de São Pedro e São Paulo tinha dois objetivos: (a) verificar o desempenho dos instrumentos que serão utilizados no projeto FluTuA e (b) avaliar as dificuldades técnicas de instalação da Torre micrometeorológica no extremo leste da Ilha Belmonte.

De acordo com informações apresentadas durante a viagem, através da apresentação de uma ata, o Comitê de Logística do Programa Pró-Arquipélago, determinou em reunião de março de 2002, três locais possíveis para a instalação da Torre: Local A (Ponta Leste da Ilha Belmonte); Local B (Ao lado do Alojamento) e Local C (Farol). Esses locais são mostrados na Figura 1.

Apesar de ter sido comunicado, informalmente (durante a visita da Prof. Cristina a São Paulo, e em outras oportunidades), a respeito da necessidade do Comitê de Logística definir pelo menos três locais, esta foi a primeira vez que tive contacto *por escrito* com esta determinação do Comitê de Logística.

Devo informar também que na reunião realizada em Natal, em novembro de 2001, estes três locais foram mencionados pelos Comandantes Flávio e Tarcísio. Nesta reunião, foram discutidos “prós” e “contras” destes três locais. Foi reiterado aos Comandantes que o local adequado para a instalação da Torre é o extremo leste da Ilha Belmonte. Os problemas de utilização desta região por helicópteros no caso de emergência, ficaram também resolvidos, tendo em vista que a Torre, que será instalada, é do tipo articulada (Figuras 5 e 6).

Os três locais foram avaliados durante a minha permanência no Arquipélago. Em função das necessidades científicas do projeto FluTuA, o local mais adequado é realmente o local A (Figuras, 2a-2d). Ele está localizado na extremidade LESTE da ilha Belmonte de forma que o ar amostrado neste ponto irá preservar as informações adquiridas no seu contato com o oceano.

O local A está situado à cerca de 50 metros, em linha reta (Figura 2e), do alojamento e é o local que apresenta a menor obstrução ao escoamento atmosférico proveniente do mar aberto. Além disso, esse local é o mais seguro em um eventual colapso da Torre. O local B é o menos adequado, pois além de estar situado em um local perigoso (em um eventual colapso, a Torre cairia sobre o alojamento), ele está sujeito a efeitos de obstrução do escoamento atmosférico.

Do ponto de vista do colapso da Torre, o local C é menos perigoso do que o local B, contudo é o local que oferece o maior problema do ponto de vista da obstrução do escoamento. Instalar instrumentos no farol

está totalmente fora de questão. Além da obstrução do próprio Farol, o escoamento de leste irá percorrer uma boa distância sobre a ilha Belmonte sofrendo modificações consideráveis.

3. Dificuldades técnicas da instalação da Torre Micrometeorológica

As dificuldades técnicas de instalação da Torre estão relacionadas com (i) o local de instalação, (ii) sistema de aquisição de dados e (iii) com o sistema de alimentação de energia de todo o sistema de medição do projeto FluTuA. Cada item será discutido abaixo.

3.1 Localização e fixação da Torre

Considerando que o local A (Figura 2a-2e) é o único adequado a instalação da Torre micrometeorológica, foi verificado que para instalação da Torre será necessário construir uma base de concreto onde deverão ser afixados os suportes verticais da Torre (Figuras 5 e 6a). Deve ser ressaltado que para instalar a Torre no local escolhido (Figuras 2a a 2d) que a base da Torre (nível 0 metros) deverá ter uma altura de aproximadamente 3 metros acima da superfície de modo que a Torre amostrasse efetivamente uma extensão vertical de 10 metros, conforme indicado na Figura 2e.

A base de concreto deverá obedecer às características descritas na Figura 6a. Na figura 7 é apresentado um exemplo de base de concreto já existente na Ilha Belmonte que poderá ser utilizada como modelo para a execução da base da Torre. Tendo em vista que o local escolhido (Figuras 2a a 2d) já apresenta uma depressão, a construção de uma base de concreto não implicará na necessidade de perfurar o solo a uma profundidade muito grande. Além disso, uma vez terminado o Projeto, a base poderá ser removida, e a ilha voltará a ter a sua característica inicial.

Para efetuar o hasteio da Torre será necessário fixar três suportes sobre um círculo de raio igual 5 metros, defasados 120 graus (Figura 6b). Esses suportes deverão sustentar cabos de aço que serão afixados no topo da Torre. A posição da Torre (Figura 2d) permite a fixação destes suportes. Na figura 8 é apresentado um suporte existente na Ilha. Este suporte pode servir de modelo para os suportes de fixação da Torre.

3.2 Sistema de aquisição de dados

Com relação ao sistema de aquisição de dados, foi verificado que o alojamento comporta a instalação do sistema de aquisição de dados (Figura 9). A conexão entre os equipamentos da Torre e o sistema de aquisição de dados no alojamento deverá ser feita via cabo telefônico. Tendo em vista a pouca distância entre a Torre o alojamento (50 m) não ocorrerão problemas para a transmissão de dados entre a Torre o sistema de aquisição de dados, desde que existe uma proteção para o cabo de conexão. Esta proteção pode ser feita através de um tubo flexível fixo no solo.

3.3 Energia

O sistema de energia da base experimental do ASPSP não comporta o nosso sistema de medições. Dessa forma teremos que implementar um sistema de coleta de energia solar e de armazenamento em baterias para alimentar o sistema de aquisição de dados. O local para instalação dos coletores solares será o teto do alojamento, onde há espaço para mais placas (Figuras 10a e 10b).

4. Conclusão

O presente relatório descreve as ponderações referentes aos três locais, determinados pelo Comitê de Logística do Programa Pró-Arquipélago, para instalação de Torre Micrometeorológica do projeto FluTuA do IAG/USP.

A conclusão é que o local A é o **único viável** para a execução do projeto FluTuA. Além de ser o local que melhor amostra o ar proveniente do oceano, ele oferece melhores condições de segurança para os demais participantes do programa Pró-Arquipélago.

A fixação da Torre, o sistema de aquisição de dados e o sistema de alimentação de energia foram também avaliados. Para fixação da Torre, já existem exemplos na própria ilha de base de concreto e suportes para hasteio, que poderão ser utilizados no caso da Torre. O sistema de aquisição de dados deverá ser instalado no alojamento e conectado a Torre via cabo telefônico. A distância entre a Torre o alojamento é de 50 metros em linha reta e permitirá a conexão entre os instrumentos e o sistema de aquisição de dados uma vez utilizada uma proteção, tal como um tubo, por onde passará o cabo telefônico. O sistema de energia

deverá ser independente do atual e para tanto existem condições de instalação de novos painéis solares no teto do alojamento.

São Paulo, Junho de 2002.

Amauri Pereira de Oliveira

Ph.D.

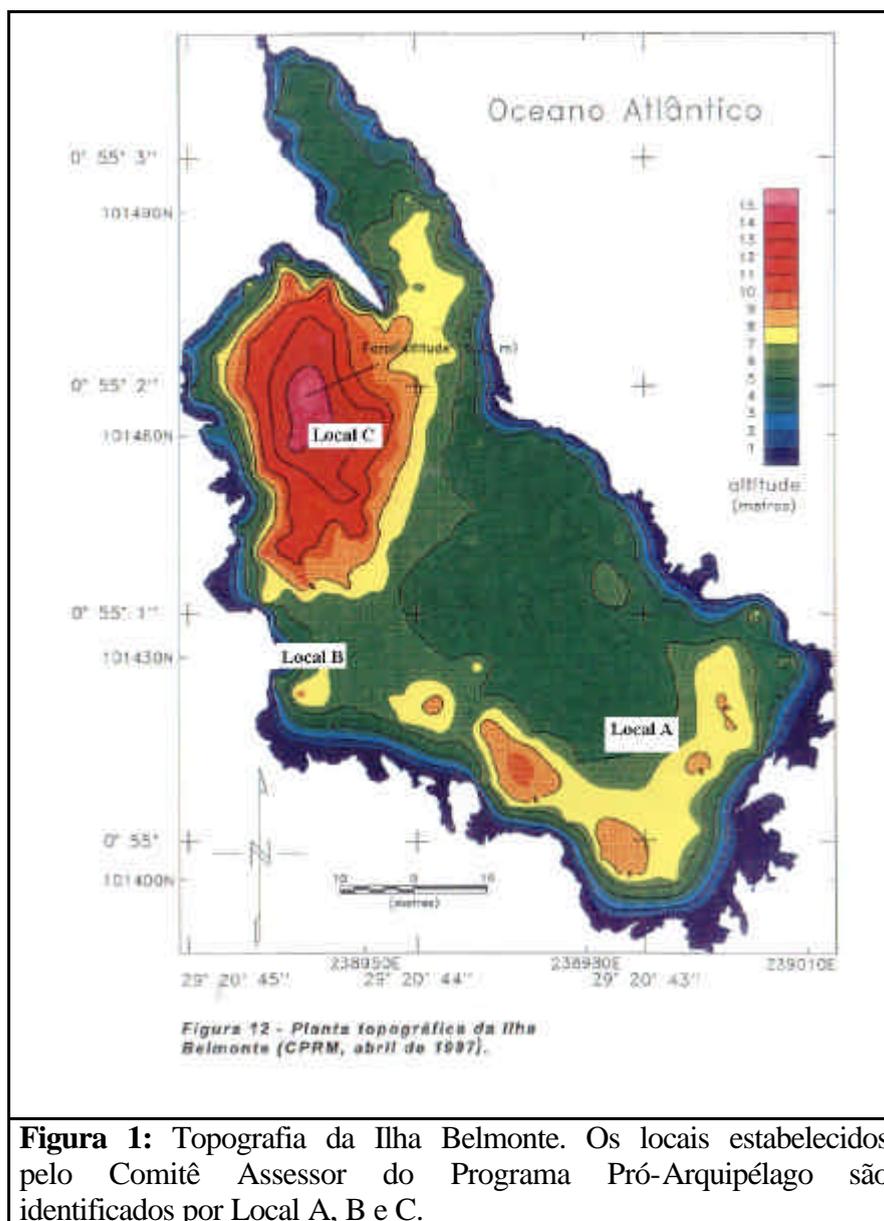




Figura 2a: Vista do extremo SE da Ilha Belmonte. Local adequado para instalação da Torre Micrometeorológica. Visão do Farol. Local A.

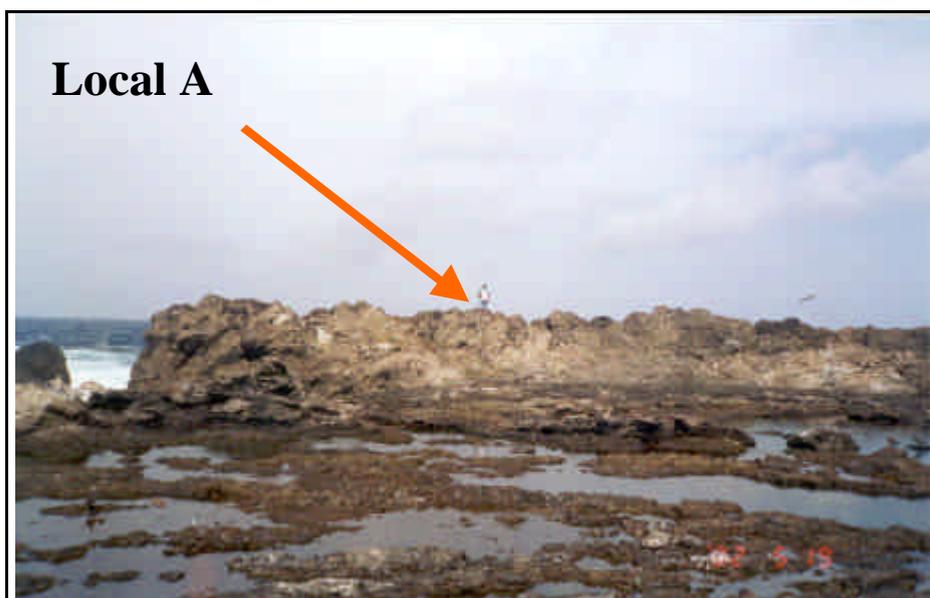


Figura 2b: Vista do extremo SE da Ilha Belmonte. Local adequado para instalação da Torre Micrometeorológica. Visão do passeio entre o Alojamento e o Píer. Local A.

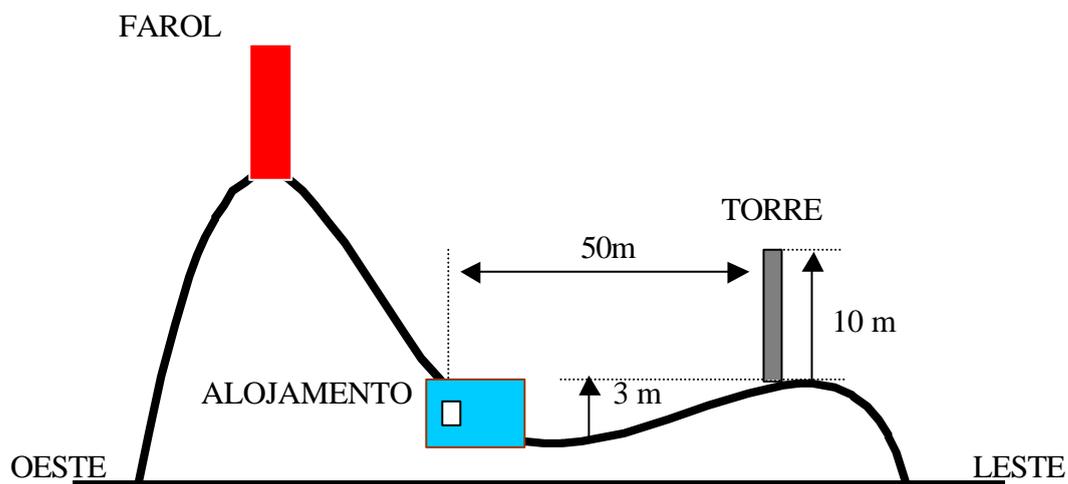
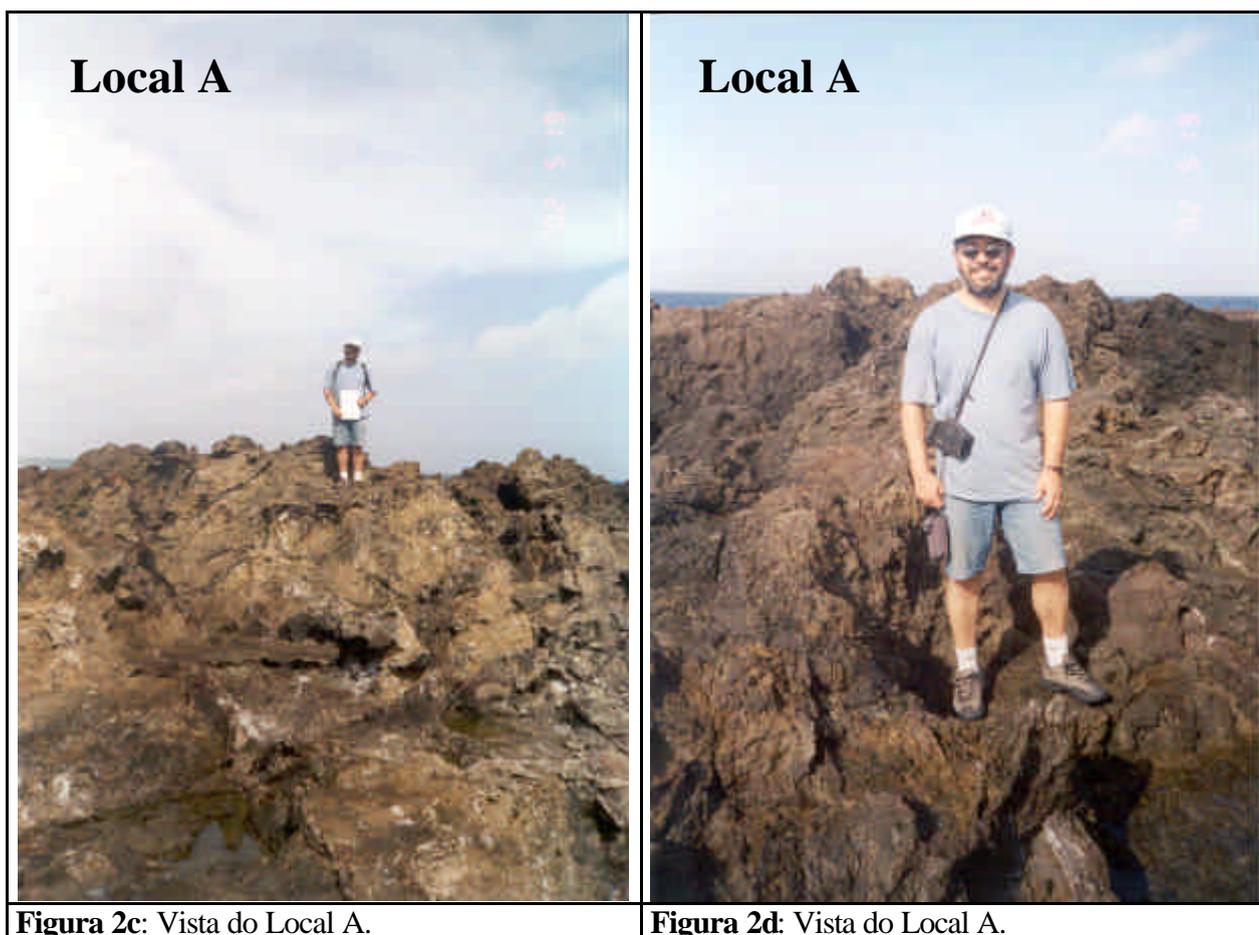


Figura 2e: Esquema de instalação da Torre Micrometeorológica no local A da ilha Belmonte.



Figura 3a Vista do Alojamento no setor Sul da Ilha Belmonte. Local Inadequado para instalação da Torre Micrometeorológica. Local B.

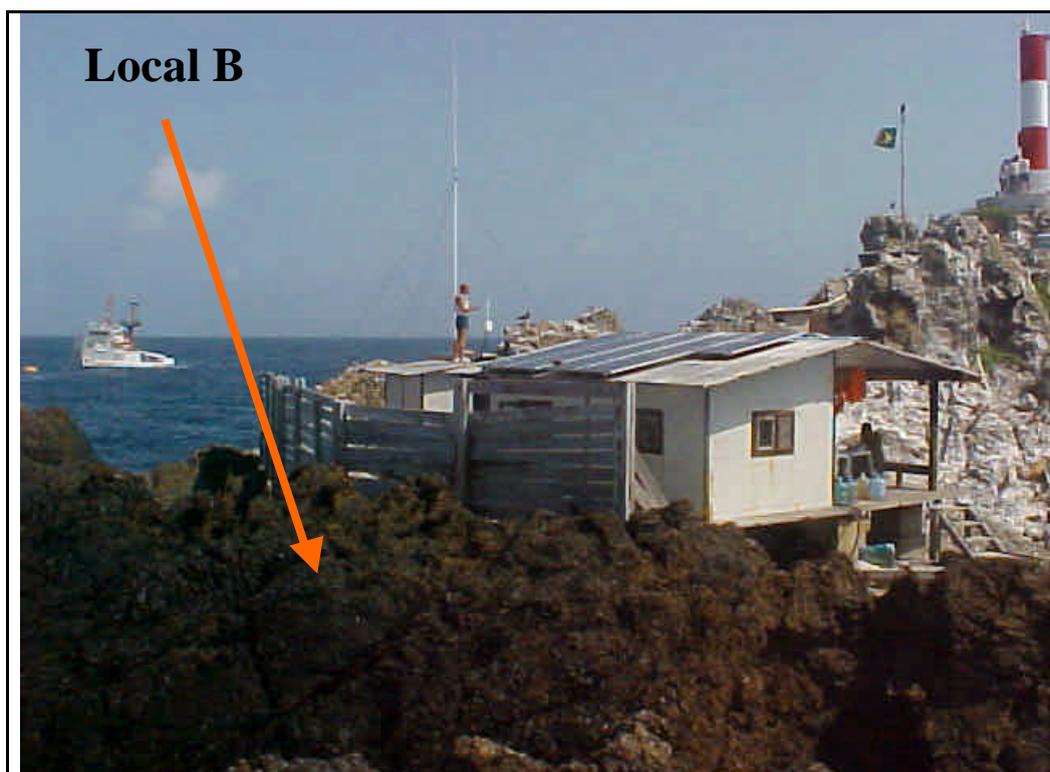


Figura 3b Vista do Alojamento no setor Sul da Ilha Belmonte. Local inadequado para instalação da Torre Micrometeorológica. Local B.



Figura 4: Vista do Farol da Ilha Belmonte. Local inadequado para instalação da Torre Micrometeorológica. Local C.

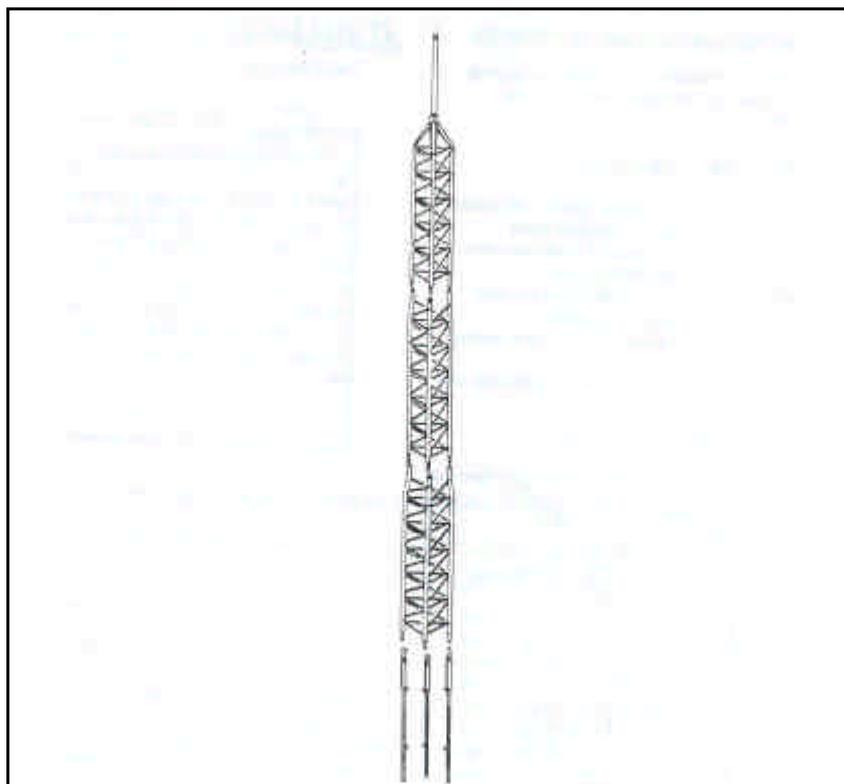


Figura 5: Torre Micrometeorológica de 10 metros, constituída de 3 gomos de 3 metros.

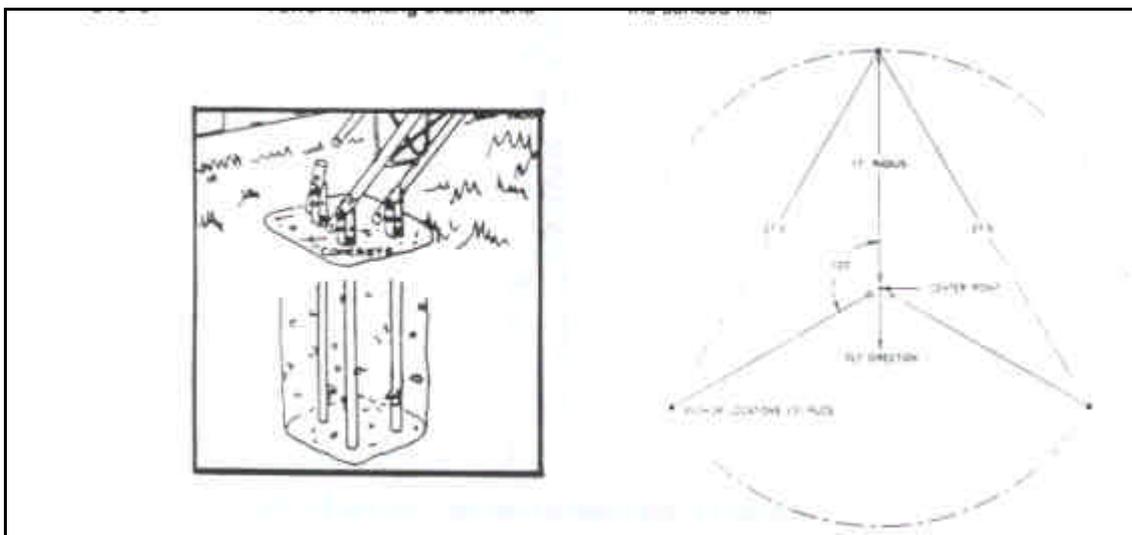


Figura 6: Detalhes de Fixação da Torre Micrometeorológica de 10 metros. (a) Base de concreto com três suportes de fixação; (b) Diagrama de disposição do hasteio da Torre. Os três suportes de fixação do hasteio devem ficar afixados sobre um círculo de raio 5 metros (17 pés) com uma separação de 120 graus de cada um.



Figura 7: Base de sustentação do Turco. Modelo de base para sustentação da Torre Micrometeorológica.



Figura 8: Modelo de suporte de fixação do hasteio da Torre Micrometeorológica. Este suporte já existe na ilha Belmonte.

Sistema de
Aquisição
de dados



Figura 9: Local onde será feita a instalação do sistema de aquisição de dados.



Figura 10a: Sistema de baterias da Base.



Figura 10b: Painéis Solares no telhado do Alojamento.

TURBULENT FLUXES OVER THE TROPICAL ATLANTIC OCEAN

Jacyra Soares⁽¹⁾, Amauri P. de Oliveira⁽¹⁾, Ilana Wainer⁽²⁾ and Jacques Servain⁽³⁾

(1) Department of Atmospheric Science, IAG USP, Rua do Matão 1226, São Paulo, SP, 05508-900, Brazil. (jacyra@usp.br)

(2) Department of Physical Oceanography, IO USP, São Paulo, Brazil.

(3) Centre IRD de Bretagne, B.P. 70, 29280 Plouzané, France

1. ABSTRACT

A series of field experiments are planned to measure air-sea turbulent fluxes and the evolution of dynamic and thermodynamic structure of the planetary boundary layer over the western Tropical Atlantic Ocean. The experiments will be performed in a Brazilian Tropical island Arquipélago de São Pedro e São Paulo, located in the open sea, near 1° N, and approximately 1100 Km from the continent.

The major goals are to characterise observationally the interaction between the atmosphere and the ocean in micro, meso and macro scales in order to develop, calibrate and verify the parameterisation formulae used to indirectly estimate flux from conventional meteorological variables.

Mean values of atmospheric variables will be obtained, at five different height levels, using an instrumented 10-meter tower. Short and long wave radiation components, precipitation, atmospheric pressure, surface ocean temperature, soil temperature and soil heat flux will also be available. These measurements will be performed continuously during a minimum period of two years and will provide the information required to estimate fluxes indirectly.

Turbulence measurements will be carried out using 3-axis sonic anemometer and fast-response temperature and humidity sensors during several short-duration campaigns, lasting two weeks each. The data collected will provide the information necessary to estimate the turbulent fluxes directly.

2. INTRODUCTION

Measurements of the fluctuating quantities with fast-response sensors are a direct way of obtaining the turbulent fluxes (*direct measurement*). The direct measurements must embrace a frequency range from the turbulence dissipation scale to a period long enough to include all flux-carrying wavelengths.

There are few direct measurements of air-sea fluxes and therefore large-scale fields cannot be constructed based solely on these measurements. However, they are important to developing, calibrating and verifying the parameterisation formulae used to indirectly estimate flux from conventional meteorological variables. Thus, the accuracy of the direct measurements will ultimately limit the accuracy of the parameterised estimates (WCRP-112, 2000).

Parameterisation formulae are used for determining the turbulent fluxes from conventional meteorological variables such as wind speed, air temperature and air humidity (*indirect measurement*). The bulk formulae are the most commonly used technique to estimate air-sea fluxes.

Field experiments will be performed at *Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP)*, located in the open sea at 0° 55'N, 29°20'W (Figure 1). The measurements obtained will allow the comparison between turbulent flux estimated directly and indirectly.

The ASPSP is an outcrop of the mid-Atlantic Ridge; its largest island (*Belmonte* island) has an area of approximately 7500 m² with the highest point at 17 meters. The geographical location and low topographic features of ASPSP characterise this site as an ideal place to measure unobstructed meteorological parameters under open ocean conditions.

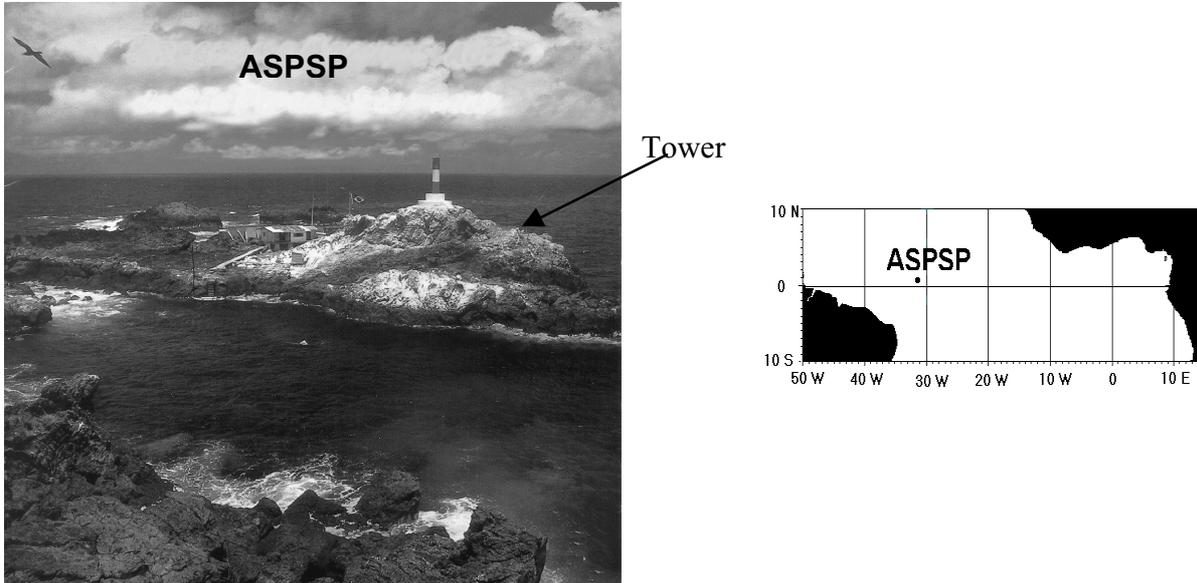


Figure 1 — Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP). The arrow indicates the site where the tower will be placed in the *Belmonte* island.

There are very few in situ measurements at ASPSP reported in the literature. In situ wind measurements collected, during 1983-1984, at ASPSP, as part of FOCAL/SEQUAL experiment indicated that the wind velocity show a relaxation period which is observed from at least February through April in 1983 and from January through May in 1984. From April through November 1983 and from May to the end of October 1984, the winds are practically constant, with mean amplitude of about 6.9 m/s in 1983 and 6 m/s in 1984 (Colin and Garzoli, 1987).

Time series of sensible, latent and net heat fluxes, near ASPSP (0°, 29° W) obtained from different climatologies are displayed in Figure 2 (from Wainer *et al.*, 2001). As can be seen, there are some important discrepancies among the fluxes, indicating the need to compare and assess the quality of fluxes derived from various sources, and to evaluate the parameterisation used.

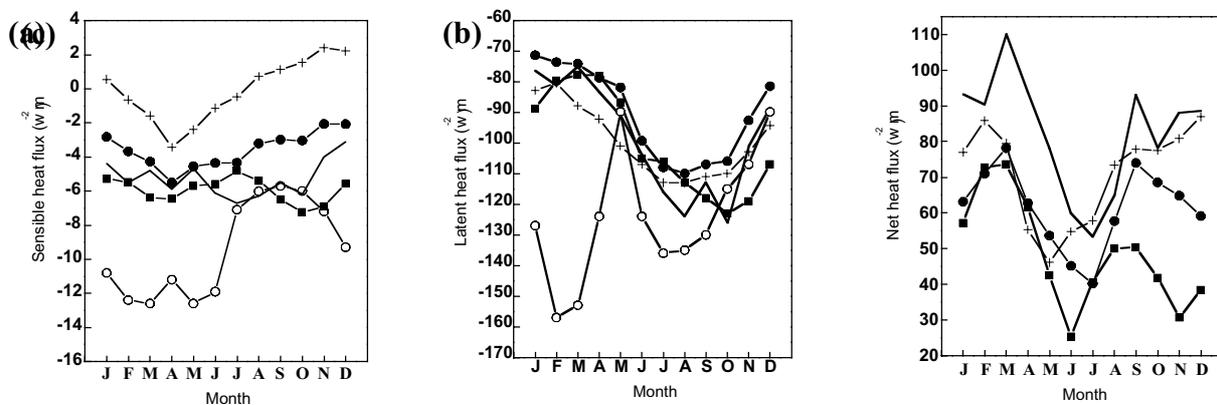


Figure 2 — Heat fluxes, at 0° - 29° W. (a) Sensible, (b) Latent and (c) Net heat flux. Continuous line corresponds to SOC; solid circle to daSilva; solid square to NCEP; cross to Esbencen and Kushnir and open circle to NCAR (From Wainer *et al.*, 2001).

3. FIELD EXPERIMENTS

Two different field experiments are planned; one to directly measure the air-sea turbulent fluxes and other to estimate the turbulent fluxes using parameterisation formulae.

The indirect experiment will estimate vertical profiles of wind speed, air temperature and relative humidity using, respectively, anemometers, air temperature and relative humidity sensors, arranged in an equally spaced distance in a logarithmic scale, in the 10-meter tower (1.58, 2.51, 3.98, 6.31 and 10.0 m, Figure 3). Measurements of atmospheric pressure, precipitation, surface ocean temperature, soil temperature and soil heat flux will also be available. Net radiation will be estimated, at 10 meters, by a net radiometer and the radiation balance components by a net radiometer and a set of 2 pyranometer and 2 pyrgeometers, at 2 meters, in an up and down disposition. These measurements will be performed continuously during a minimum period of two years (*long-duration campaigns*).

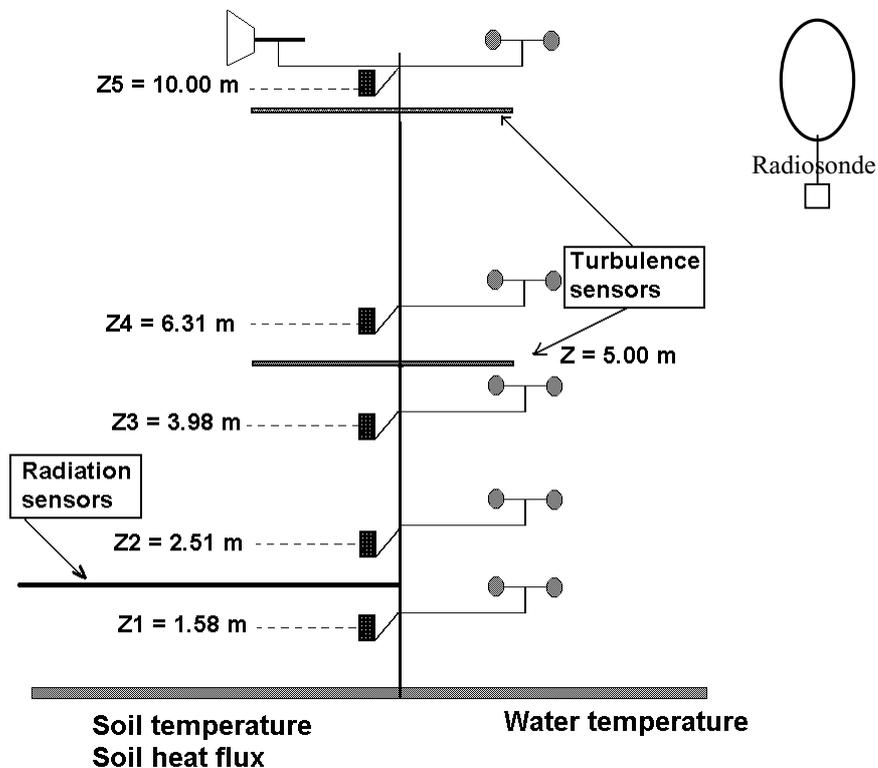


Figure 3 — Scheme of the 10-m tower to be used in the experiments.

To perform the turbulent experiment, *short-duration campaigns* are projected to measure, at 5.0 and 10.0 meter height, the fluctuations of the wind components, temperature, and water vapour density, using, respectively, 3-axis sonic anemometer, fine wire thermocouple and krypton hygrometer, at sampling rate of 1-30 Hz. Each short duration campaign will last two weeks. The time evolution of dynamic and thermodynamic planetary boundary layer structure will be evaluated using radiosonde soundings, every three hours.

The experiment aim is to compare the turbulent fluxes estimated by the covariance method, during short-duration campaigns, with those obtained using different parameterisation formulae (*long-duration campaign*).

4. DISCUSSION

The scarcity of direct measurements of air-sea fluxes justifies the endeavour to establish a permanent observation station at ASPSP. Despite the restricted spatial coverage that limits its applicability, a fixed station has advantages compared to mobile platforms (buoys and ships). For correct measurements the receiving surface must be horizontal. Both buoys and ships can roll through several degrees, or take a systematic lean caused by wind force or poor trim.

The Brazilian team has accumulated experience on planetary boundary layer measurements over continental regions. This previous experience will help in the analyses and processing of the resulting data. However, observations at sea are more complicated and the lack of experience in conducting measurements under maritime conditions leads to some important questions with respect to the design of the experimental campaign.

The tower to be installed at ASPSP has only 10 meters because the Brazilian Environmental Protection Agency has stipulated that this is the maximum height allowed at this site. It will create some problems:

- (i) How to minimise the thermal and mechanical effects generated by the island?
- (ii) How correct is it to extrapolate the measurements obtained on the rock island, under 10-m height, over to the open sea?
- (iii) Will the temperature and specific humidity gradients be strong enough to be sensed by the instruments?
- (iv) How to foresee the problems that the slow response instruments will suffer from the continuous action of the maritime conditions (salt accumulation on the thermistors)?
- (v) Will the Monin-Obukhov Similarity Theory hold, for the first ten meters, over the ocean (not a rigid surface)?

5. REFERENCES

- Colin, C. and S.L. Garzoli, 1987: In Situ Wind Measurements and Ocean Response in the Equatorial Atlantic During the Programme Francais Ocean et Climat Dans l'«Atlantique Equatorial and Seasonal Response of the Atlantic Ocean Experiment. *J. Geophys. Res.*, **92**, 4, 3741-3750.
- Wainer, I., A.S. Taschetto, J. Soares and A.P. Oliveira, 2001: INTERCOMPARISON OF HEAT FLUXES IN THE SOUTH ATLANTIC. PART I: THE SEASONAL CYCLE. WCRP/SCOR workshop on intercomparison and validation of ocean-atmosphere flux fields. May.
- WCRP-112, 2000: INTERCOMPARISON AND VALIDATION OF OCEAN-ATMOSPHERE ENERGY FLUX FIELDS. Final report of the Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea Fluxes. November. WMO/TD-No. 1036.

ACKNOWLEDGEMENT: The support of the Scientific Committee on Oceanic Research (SCOR) is gratefully acknowledged.