



A Geofísica Espacial no Brasil

I. S. Batista, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, inez@dae.inpe.br

Abstract

O ambiente espacial sol-terra, também conhecido como *geoespaço*, inclui a parte superior da atmosfera terrestre, a parte externa do campo geomagnético e as emissões solares que afetam o meio. Pode ser definido como a região do espaço mais próxima do planeta Terra; suficientemente próxima para afetar as atividades humanas e para ser estudada a partir da própria terra, porém suficientemente distante para que possa ser considerada parte do nosso cotidiano. Dessa forma a definição de *geoespaço* não inclui a parte da atmosfera mais próxima da superfície da Terra, a qual é objeto de estudo da meteorologia, nem tampouco inclui o espaço interplanetário, o qual é estudado pela astronomia, embora interaja com ambos. O *geoespaço* estende-se desde aproximadamente 30 km acima da superfície da Terra a distâncias da ordem de dezenas de raios terrestres. Nessa região ocorrem diversos tipos de interações entre a atmosfera terrestre e a radiação solar, entre os campos magnéticos da Terra e do Sol, e entre campos magnéticos e partículas. A **Geofísica Espacial** é a parte da Geofísica que estuda o *geoespaço*. Pode ser também entendida como a parte das Ciências Espaciais que estuda a região do espaço relevante para a Terra.

O estudo do *geoespaço* cresceu em importância a partir da década de 60, com o advento da era espacial, em virtude de sua influência nos novos produtos do engenho humano que nele estão imersos, como por exemplo satélites, veículos espaciais tripulados, ondas eletromagnéticas de telecomunicações, etc. A ejeção de massa coronária, transforma-se em fortes perturbações do campo magnético denominadas tempestades magnéticas, as quais freqüentemente provocam interrupções nas telecomunicações via satélite, danos, às vezes irreversíveis, de instrumentos de bordo de satélites, *black-outs* em sistemas urbanos de distribuição de energia, etc. No caso dos vôos tripulados, partículas de alta energia põem em risco a vida dos astronautas, principalmente dentro das correntes anulares que se formam ao redor da Terra durante as tempestades magnéticas. A região ionizada da alta atmosfera, a ionosfera, representa outra região do espaço onde podem ocorrem fenômenos tais como as bolhas ionosféricas, típicos da região tropical, e que abalam fortemente as telecomunicações.

Exatamente nesta mesma década de 60, mais precisamente em 3 de agosto de 1961, o Brasil iniciou oficialmente suas atividades nesta área, através da

criação de um Grupo de Organização da Comissão Nacional de Atividades Espaciais (GOCNAE), subordinado ao Conselho Nacional de Pesquisas (CNPq), que foi o embrião do atual Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). A CNAE, como passou a ser conhecida a Instituição que mais tarde deu origem ao INPE, iniciou suas atividades com atribuições que incluíam coordenação, estímulo e apoio aos trabalhos e estudos relacionados ao espaço, formação de um núcleo de pesquisadores capacitados para desenvolverem projetos de pesquisas espaciais e o estabelecimento da cooperação com nações mais adiantadas. As atividades de pesquisa executadas na sede da CNAE eram basicamente no campo das ciências espaciais e atmosféricas, na área que é hoje conhecida como geofísica espacial. Eram realizadas medidas do campo geomagnético a partir do solo para estudos geomagnéticos, recepção de sinais de satélite para estudos ionosféricos e estudos da alta atmosfera. Além dos equipamentos de solo eram realizados experimentos científicos por meio de cargas úteis levadas a bordo de foguetes lançados a partir da base da Barreira do Inferno, em Natal – RN.

Hoje as pesquisas em geofísica espacial no Brasil são bem mais abrangentes e englobam praticamente todo o rol das relações sol-terra. Estuda-se a transferência de energia do Sol para o meio interplanetário (vento solar, ejeção de massa coronária, clima espacial); o acoplamento entre o meio interplanetário e a magnetosfera terrestre (tempestades magnéticas, nuvens magnéticas, clima espacial); o acoplamento entre a magnetosfera terrestre e o sistema ionosfera-termosfera (tempestades ionosféricas, bolhas ionosféricas, *spread-F*); as variações do campo geomagnético associadas a correntes elétricas na ionosfera e na magnetosfera (pulsações geomagnéticas); a dinâmica e a fotoquímica da alta, média e baixa atmosfera e seu relacionamento com a radiação solar, inclusive mudanças globais na alta atmosfera, a camada de ozônio e a eletricidade atmosférica.

O ambiente espacial brasileiro apresenta características únicas para estudos dos fenômenos que ocorrem em regiões tropicais. O eletrojato equatorial abrange uma vasta região do território brasileiro, estendendo-se desde o oeste do estado do Mato Grosso até o nordeste do Brasil, mais precisamente, próximo à cidade de São Luís – MA. Essa intensa corrente elétrica que flui na altura de

Geofísica Espacial no Brasil

aproximadamente 100 km e os efeitos a ela associados afetam grande parte do geoespaço acima de nosso território.

Outro aspecto peculiar à região brasileira é o alto valor da declinação magnética, a qual atinge um máximo global no leste do Brasil. Como consequência, a interação termosfera-ionosfera-campo magnético apresenta comportamento bastante distinto daqueles observados em longitudes onde a declinação é baixa. Portanto, os estudos e modelos desenvolvidos para outras longitudes não são válidos na região brasileira, tornando necessário o desenvolvimento de nossos próprios modelos.

Outro ponto peculiar à região brasileira é a existência da anomalia magnética do Atlântico Sul, a qual é caracterizada por um mínimo global na intensidade total do campo magnético terrestre. O centro dessa região de campo magnético mínimo está localizado na costa sudeste do Brasil. Devido a essa anomalia no campo magnético terrestre, as partículas energéticas dos cinturões de radiação que circundam a terra atingem altitudes mais baixas na região brasileira, podendo sofrer colisões com a atmosfera mais densa, perdendo energia e se precipitando na ionosfera.

Além do INPE, outros grupos de pesquisa estão surgindo no Brasil, contribuindo para o fortalecimento dessa área de pesquisa no país.



A Study of Solar-Geomagnetic Indices Correlation

E. Echer, L. E. A. Vieira, N. R. Rigozo, M. P. Souza and D. J. R. Nordemann.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, PO 515, 12201-970, São José dos Campos, SP, Brazil.

ezequiel@dge.inpe.br

Abstract

In this paper a spectral analysis of the aa geomagnetic index (aa) and of the sunspot number (SSN) time series during the period 1868-1998 is made. The spectral method used was the multiple taper method. The main periods found were related to the 11 year solar cycle and its harmonics. The aa spectrum shows in addition a period of 4.4 years, which is caused by the dual-peak distribution of the aa time series. The cross-correlation for all the periods indicates that aa lags SSN by 1 year, however the correlation is decreasing and the lag is increasing with time. Using averages of 23 years, cross-correlations calculations show that the correlation coefficient decreases from 0.76 to 0.35 and the lag from 0 (1868-1890) to -3 (1960-1982).

Introduction

The solar modulation of geomagnetic activity and its corresponding effects on the Earth's atmosphere is a fact well known (Gorney, 1990; Kivelson and Russel, 1995; Gonzalez et al., 1999). The 11-year solar cycle and the associated variability that it causes on the electromagnetical environment of Earth – the geospace – has been largely studied (Gorney, 1990; Kivelson and Russel, 1995; Gonzalez et al., 1999).

The sunspot number (SSN) has been largely used to infer about the long term variability of the solar activity (Kivelson and Russel, 1995; Hoyt and Schatten, 1997). The longest time series of geomagnetic activity is the 3-hour antipodal activity index aa (aa), which was defined by Mayaud (1972;1973). The available records are from the observatories of Melbourne in Australia and Greenwich in England. The slight changes that occurred in the sites of the antipodal geomagnetic observatories (Menvielle and Berthelier, 1991) have not affected the time series. The observatory locations were: Northern Hemisphere, Greenwich (1868-1925). Abinger (1926-1956) and Hartland (1957); Southern Hemisphere, Melbourne (1868-1919); Toolangui (1920-1979) and Canberra (1980). Similar to Kp determination, 3-hour values are calculated first, and a daily value is then obtained for each station. The combination of both stations results in the aa index. The invariant magnetic latitude of the antipodal observatories is about 50°.

In this paper a spectral analysis using modern approach is made on SSN and aa time series. The correlation decrease between SSN and aa is also analyzed.

Spectral Analysis Methods

In spectral analysis, the use of a single taper in a time series reduces much of the bias due to spectral leakage in the spectral estimator, however, it also reduces the sample size and causes information to be lost (Jenkins and Watts, 1968). Thomson (1982) introduced the idea of using multiple tapers to recover the information lost while still maintaining acceptable bias. The method is known as the Multiple Taper Method – MTM. The MTM uses orthogonal windows (or tapers) to obtain approximately independent estimates of the power spectrum and then combines them to yield an estimate. This estimate exhibits more degrees of freedom and allows easier quantification of the bias and variance trade-offs, compared to conventional Fourier analysis. The MTM has the ability to detect small amplitude oscillations in a short time series without the necessity of filtering the signal. It has also an internal statistical F-test (F distribution) to obtain the significance level of the periodicity found (Thomson, 1990).

The parameter that controls the compromise between low variance and low bias is the product time*bandwidth (NW- number of windows or tapers). This is a resolution parameter directly related to the number of tapers used to compute the spectrum. As NW increases, there are more estimates of the power spectrum and the variance of the estimate decreases. However, the bandwidth of each taper is also proportional to the NW, so as NW increases, each estimate exhibits more spectral leakage (wider peaks) and the overall spectral estimate is more biased. For each data set a specific value of NW must be used (Thomson, 1982; Thomson, 1990).

Results and Discussion

In Figure 1 the time series of aa and SSN are shown; the very well known behavior is easily seen. The SSN has a cyclical variation with minimum of a cycle reaching the same levels than the minimum of the preceding cycles, while aa shows an increasing trend in both minima and maximum values of the cycle (Gorney, 1990)

Other well known feature in the aa time-series is the dual-peak structure (Gonzalez et al., 1990; Gorney, 1990), showing a peak near sunspot cycle maximum and other in the descending phase. This second peak is caused by geomagnetic disturbances due to coronal hole fast streams, which are more frequent in this part of the solar cycle (Kivelson and Russel, 1995).

Solar-Geomagnetic Correlation

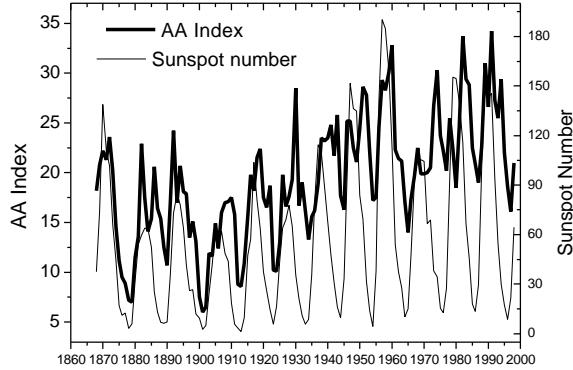


Figure 1: The Sunspot Number and the geomagnetic index aa time series – 1868 – 1998.

In Figure 2 a cross-correlation spectral analysis is shown for aa and the SSN. The highest correlation coefficient ($r=0.66$) was found for the lag of 1 year, which means that on average, the aa maximum lags the SSN maximum by a year.

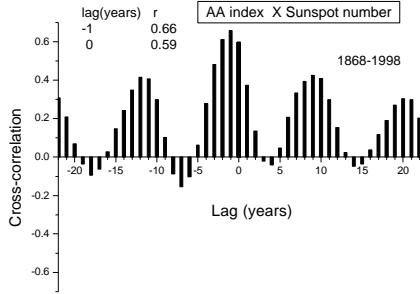


Figure 2: Cross-correlation between the aa and SSN time series, 1868-1998.

A better correlation is obtained by using the 11 year average of aa and the SSN. The 11-year running averages are shown in Figure 3 and the long-term trend in the solar and geomagnetic activity is easily seen. The correlation coefficient is 0.94 with a lag=0. This result indicates that on a large time scale the solar and geomagnetic activity have a very good correlation, because both are affected by the long-term component in the solar activity.

Spectral analysis results

In Figure 4 the aa and SSN MTM spectrum are shown. The MTM was applied with $NW=5.5$. Only periods at confidence level of 95% are shown in Figure 5. It is seen that the 11 year solar cycle is noticed in both series (10.92 years), with a strong amplitude and that some lower periodicities, harmonics of the 11-year signal, are also observed.

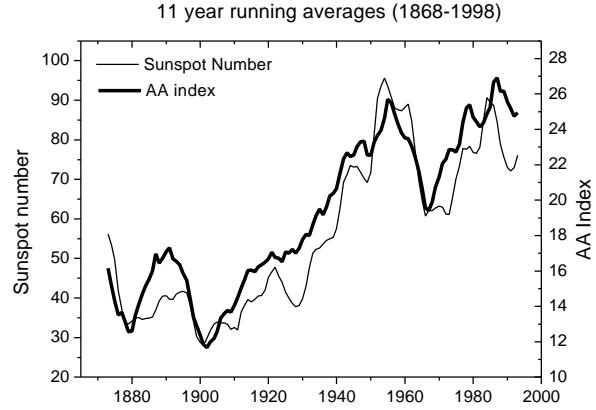


Figure 3: 11-year averages of the aa and SSN.

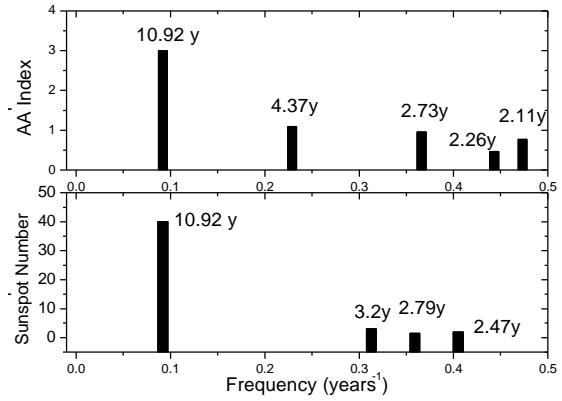


Figure 4: Multiple Taper Spectrum for aa and SSN, 1868-1998.

The aa spectrum shows in addition a peak near 4.4 years, which is not present in the SSN spectrum; this peak is believed to be caused by the dual-peak maximum in the aa (Clua de Gonzalez et al., 1993), because the distribution of intense storms has a separation between the two peaks of 3-4 years (Gonzalez et al., 1990). These results are coherent with other works; Clua de Gonzalez et al. (1993), for example, found 10.3 years in SSN and Ap time series (1932-1982) and a period of 4.4 years only in the Ap. Longer periods in the SSN time series are found by applying spectral analysis to the full range of data, 1700-1998. Applying the same conditions, $NW=5.5$, 95% confidence level, to SSN in the interval 1700-1998, the most significant periods were 100, 21.4, 11.1, 10, 5.8, 3.4, 3.2, 3.1, 2.9, 2.8 and 2.2 years.

Decrease of solar-geomagnetic correlation.

In order to study the solar-geomagnetic correlation evolution, averages over a period of 23 years of aa and SSN were determined and cross-correlation was calculated. This period was chosen because shorter

Solar-Geomagnetic Correlation

intervals could cause distinction due to even and odd-number cycles (Kishcha et al., 1999). The intervals used to calculate cross-correlations were: 1868-1890, 1891-1913 ,1914-1936 ,1937-1959, 1960-1982. The period 1983-1998 was not used because it has only 16 years. The results of cross-correlations are shown in Figure 5, the lag between SSN and aa time series, the correlation coefficient (lag=0) and the correlation coefficient for the given lag of each period.

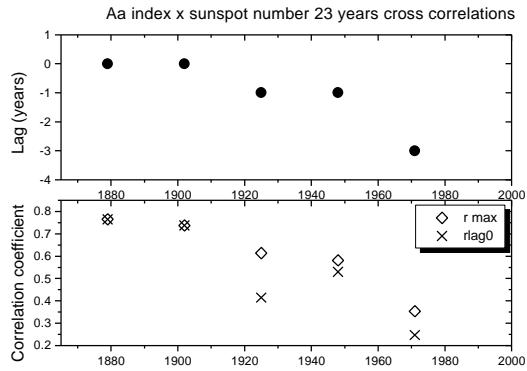


Figure 5: Evolution of correlation aa -SSN Upper panel, lag; lower panel, correlation coefficients.

It is clearly seen in Figure 5 that the correlation is decreasing with time and the lag is increasing, which indicates that aa maximum are occurring more in the descending phase than in the period of maximum of the 11 year solar cycle. The results are coherent with those found by Kishcha et al. (1999) who calculated 23-year running-window correlations. They observed a superposition of a quasi-periodical fluctuation of 40-50 years and a linear decreasing trend in the SSN-aa correlation. Their results show correlation coefficients decreasing from 0.8 in 1880 to 0.2 in 1980. In our results it is observed that the lag changes to 0 in the first period (1868-1890) to -3 years in the period (1960-1982). The correlation coefficient of lag 0 varies from 0.76 to 0.24 in the same period and correlation coefficient associated to the lag of each period changes from 0.76 to 0.35.

The physical cause of the decrease in correlation was explained by Kishcha et al. (1999) as follow: the geomagnetic activity has two components, the sporadic, associated to the sunspot cycle, and the recurrent, associated to high speed streams of solar wind, emitted by coronal holes (Gorney, 1990; Gonzalez et al., 1990; Gonzalez et al., 1999). The maximum in the recurrent component is out-of phase in relation to the sunspot number cycle maximum because the open magnetic configurations in the solar corona are more stable during the declining phase in the sunspot cycle. Thus, it was proposed by Kishcha

et al., (1999) that the decrease in correlation and increase in lag between aa and SSN would be connected to the stability of open magnetic configuration in the solar corona; a long-term variability in the large scale solar magnetic field could be causing a change in the open magnetic flux, and in the solar wind conditions.

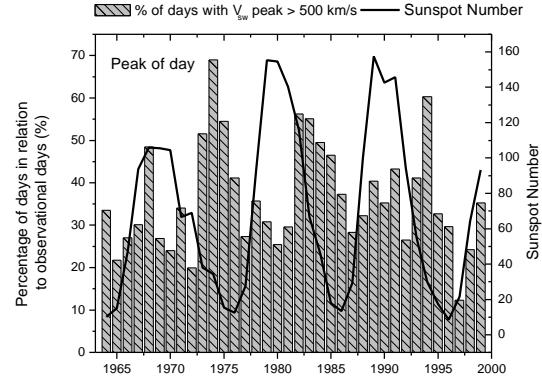


Figure 6: Fraction of days with solar wind V_{sw} peak > 500 km/s and Sunspot Number.

In order to better understand the solar wind variations and its relation to sunspot and geomagnetic activity, a study of aa, SSN and solar wind conditions was made. From Omni database, 1964-1998, the fraction of days per year with solar wind velocity peak > 500 km/s (Fpk) was determined and compared to aa and SSN variability. In Figures 6 and 7 the histograms of solar wind velocity are shown. A good correspondence is observed between Fpk and aa. The maximum number of days/year with solar wind disturbed conditions occurs in the descending phase of the sunspot cycle.

Cross-correlation analysis between aa and Fpk resulted in a lag of 0 year and a coefficient of 0.67, while the cross-correlation of Fpk and SSN resulted in a lag of -2 years (Fpk 2 years later than SSN) and a correlation of -0.48.

These results show clearly, similarly to previous works (Gosling et al., 1976), that geomagnetic activity is much more affected by solar wind than by the sunspot cycle, in terms of annual averages. The aa variation is caused by the solar wind condition variability, as may be observed in Figures 6 and 7. The solar wind variability is not in phase with the sunspot cycle. Solar wind parameters measured in the last years are not varying in phase with SSN. Both dynamic and static pressures are observed as reaching maximum values in the declining phase of the sunspot cycle (Nakai and Kamide, 1994).

Solar-Geomagnetic Correlation

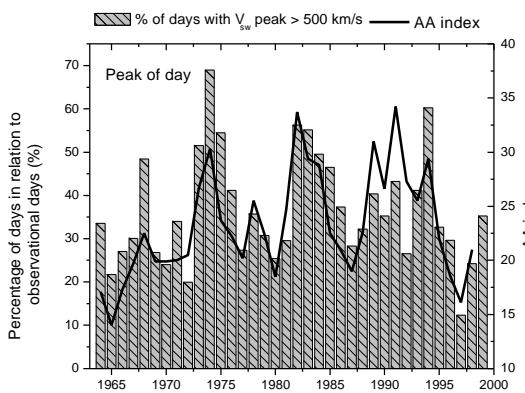


Figure 7: Fraction of days with solar wind V_{sw} peak > 500 km/s and aa index.

Conclusions

The results of applying spectral analysis to aa and SSN time series in the period 1868-1998 show that the solar 11 year cycle is a main characteristic in both time series. In addition it is observed in the aa spectrum a period of 4.4, which is caused by the dual-peak structure of the geomagnetic activity. The SSN and aa have a variation out of phase, which may be caused by predominant role of solar wind fast streams from coronal holes in the descending phase of the sunspot cycle. Thus geomagnetic activity has a peak in the solar maximum and other during the descending phase.

The decrease in the correlation of aa and SSN was confirmed in this work. It was proposed by Kishcha et al. (1999) that a long-term variability in the open magnetic field configurations, in the solar corona, could be the cause of the trend to aa and SSN become less correlated.

Acknowledgements

Thanks to Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) for: Post doctorate fellowship (project number 98/16094-2); Doctorate fellowship (project number 98/04732-4); Doctorate fellowship (project number 99/07221-3); Research support (project number 99/03625-2). Thanks to CNPq for: Research productivity fellowship (project 300031/94-7); Doctorate fellowship (project number 140373/2000-4).

References

- Clúa de Gonzalez, A. L., W. D. Gonzalez, S. L. G. Dutra and B. T. Tsurutani, Periodic variation in the geomagnetic activity: a study based on the Ap Index, *J. Geophys. Res.*, 98, 9215-9231, 1993.
- Gonzalez, W. D., A. L. C. Gonzalez and B. T. Tsurutani, Dual-peak cycle distribution of intense geomagnetic storms, *Planet. Space Sci.*, 38, 181-187, 1990.
- Gonzalez, W. D., B. T. Tsurutani and A. L. Clúa de Gonzalez, Interplanetary origin of geomagnetic storms, *Space Science Reviews*, 88, 529-562, 1999.
- Gorney, D. J., Solar cycle effects on the near-Earth space environment, *Rev. Geophysics*, 28, 315-336, 1990.
- Gosling, J. T., J. R. Asbridge, S. J. Barne and W. C. Feldman, Solar wind speed variations: 1962-1974, *J. Geophys. Res.*, 81, 5061, 1976.
- Hoyt, D. V. and K. H. Schatten, *The Role of the Sun in climate change*, Oxford Univ. Press, 1997.
- Jenkins, G. M. and D. G. Watts, *Spectral Analysis and Its Applications*, Holden Day, Oakland, Calif., 1968.
- Kishcha, P. V., I. V. Dmitrieva and V.N. Obridko, Long-term variations of the solar-geomagnetic correlation, total solar irradiance, and northern hemispheric temperature (1868-1997), *J. Atmos. Solar-Terr. Physics*, 61, 799-808, 1999.
- Kivelson, M. G., Russel, C. T., *Introduction to Space Physics*, Cambridge Univ. Press, 1995.
- Mayaud, P. N., The aa indices: A 100-year series characterizing the magnetic activity, *J. Geophys. Res.*, 77, 6870, 1972.
- Mayaud, P. N., A hundred year series of geomagnetic data, 1868-1967, indices aa, storm sudden commencements, *IAEA Bull.* 33, Int. Union of Geod. and Geophys., Publ. Off., Paris, 1973.
- Menvielle, M. and A. Berthelier, The K-derived planetary indices: description and availability, *Rev. Geophysics*, 29, 415-432, 1991.
- Nakai, H. and Y. Kamide, Estimating the long-term variations of magnetotail pressure, *J. Geophys. Res.*, 99, 23747-23751, 1994.
- Thomson, D. J., Spectrum estimation and harmonic analysis, *Proc. IEEE*, 70, 1055-1096, 1982.
- Thomson, D. J., Quadratic-inverse spectrum estimates: applications to palaeoclimatology, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 332, 539-597, 1990.



About the annual variations of the lightning characteristics in the southeast Brazil

Brazil

Osmar Pinto Jr. and Iara Regina C. A. Pinto, *National Institute of Space Research (INPE), Brazil*

Jose H. Diniz, Armando Cazetta Filho, Luiz C. L. Cherchiglia and Andre M. Carvalho, Energetic Company of Minas Gerais (CEMIG), Brazil

Abstract

A study of the annual variations of the negative cloud-to-ground (CG) lightning flash characteristics in the southeast Brazil is presented. The study is based on about 10 million flashes recorded by a Lightning Position and Tracking System (LPATS) lightning detection network from 1989 to 1995. The data set can be considered as the longest data set ever obtained in the tropics with a constant network configuration and provides a unique opportunity to study the annual distributions of the number, intensity (peak current) and multiplicity of negative CG flashes. The distribution of number of flashes is shown to follow local meteorological features. The distribution of peak current seems to be influenced by a large-scale tropical meteorological feature. The distribution of multiplicity seems to be influenced by instrumental effects.

Introduction

In Brazil, the use of lightning detection networks to study cloud-to-ground (CG) lightning characteristics at large scales begun in 1988 [Diniz et al., 1996a, b], at that time concentrated in the state of Minas Gerais, in the southeastern part of the country. The first results of this network were published by Pinto et al. [1996] and Pinto [1997]. From 1989 to 1995, the network operated with a same configuration formed by four Lightning Position and Tracking System (LPATS) sensors. In 1996, the network changed to the new APA-2000 system, including then Impact sensors. At present, there are three different networks that are being integrated in only one large network, which will be formed by 23 sensors (6 Impact and 20 LPATS) and will cover about one forth of Brazil.

The southeastern region of Brazil is known to have a large lightning activity associated with local and large-scale meteorological conditions. Among the large-scale conditions, lightning has been found to be related to the occurrence of fronts, the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) and the Bolivian High [Solorzano et al., 1999]. Also, it has been suggested that the convection in this region may be related to the El Niño Southern Oscillation (ENSO) [Cavalcanti, 1996], the Atlantic Ocean sea-surface temperature [Diaz and Stedzinski, 1994] and the Madden and Julian Oscillation (MJO) [Kousky and Kayano,

1994], which may have a combined action. At same time, the number of flashes increase with local conditions associated with deep convection, as expressed by the wet-bulb temperature, the equivalent potential temperature and the Convective Available Potential Energy (CAPE) [e.g. Williams, 1992; Williams and Renno, 1993; Watson et al., 1994].

In this paper the results of the analysis of about 10 million negative CG lightning flashes with first stroke peak current larger than 15 kA recorded by a lightning detection network in the southeastern Brazil from 1989 to 1995 are presented. The analysis was done in terms of the annual distributions of the number, intensity and multiplicity of the flashes. The data after 1995 were no used in this study due to the frequent changes in the network configuration. The results are discussed in terms of local and large-scale tropical meteorological features and instrumental effects.

The lightning network in the southeast Brazil

Figure 1 shows the region of interest (geographic coordinates 16°- 22° S, 42°- 48° W) and the location of the lightning sensors. From 1989 to 1995, the network consisted of 4 LPATS-III sensors, located approximately 350 km from each other, and synchronized by a satellite signal.

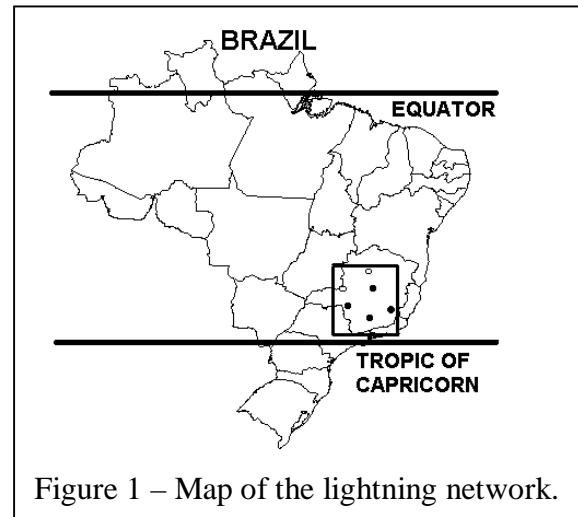


Figure 1 – Map of the lightning network.

Annual Lightning Characteristics

More details about the network can be obtained in Pinto et al. [1999a, b].

Results and discussion

Figures 2 shows the annual variation of the number of negative flashes from 1989 to 1995. The data from 1989 to 1995 shows a clear biennial oscillation. To investigated the origin of this oscillation, we have computed the average annual wet-bulb temperature and equivalent potential temperature for the region of study, based on data provided by the Brazilian National Institute of Meteorology (INMET). They are shown in Figure 3a together with the average annual sea surface temperature (SST) at coast of Brazil at 20 S. The SST values are provided by the Climate Analysis Center from the National Weather Service. This temperature has been recently suggested to be related to the lightning activity in the southeastern Brazil, although no evidence has been published. Also, we have calculated the annual total number of frontal systems and the number of South Atlantic Convergence Zone (SACZ) events affecting the southeastern region of Brazil during the period of interest, based on data provided by the Center for Weather Forecasts and Climate Studies (CPTEC).

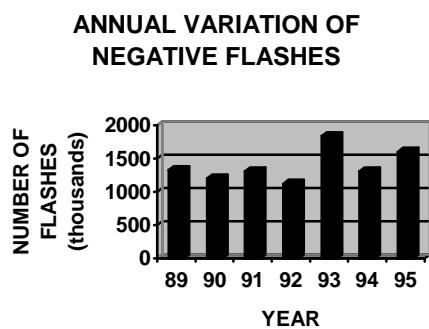


Figure 2 - Annual variation of the number of negative flashes in the region of interest from 1989 to 1995.

The SACZ is typically seen as a cloud band at least four-days enduring in satellite imagery. The number of fronts and SACZ events are shown in Figure 3b, together with the southern oscillation index (SOI). The SOI is based on the mean sea level pressure difference between Tahiti, French Polynesia and Dar-

win, Australia and is a measure of the strength of the trade (tropospheric) winds. The SOI is related to the El Niño/La Niña phenomena [Deser and Wallace, 1987]. The impact of El Niño (La Niña) on the weather in the southeastern Brazil has been predicted as an increase (decrease) in the average temperature (see Climate and Global Dynamics Division of the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) for details). In fact, except for the SOI, the other variables in Figure 3 were calculated not considering the period from May to August, since at these months the number of flashes is very low. This procedure was adopted in an attempt to have a better correlation with the number of flashes. Unfortunately, no upper-air soundings are available in the region and period of interest to estimate CAPE values. Figure 3a shows that all temperatures have a similar variation through the period of study, presenting a small decrease in the 1990-1992 period. Figure 3b shows that the annual number of fronts have two peaks in 1991 and 1995, whereas the annual number of SACZ events shows a quasi biennial oscillation. In turn, the SOI in Figure 3b shows that the period of study begin with stronger than normal trade winds and La Niña conditions, followed by an unusual long event of weaker than normal trade winds and El Niño conditions (from 1991 to 1994) indicated by a decrease in the SOI during this period. In summary, the only variable in Figure 3 to present a almost biennial oscillation was the number of SACZ events. The role of the SACZ events in the number of flashes in the southeastern Brazil has been investigated in the past [Solorzano et al., 1999]. They found that during SACZ events the number of flashes tends to increase. So, in principle, it is possible that the biennial oscillation in the number of negative flashes is a result of its modulation by the number of SACZ events.

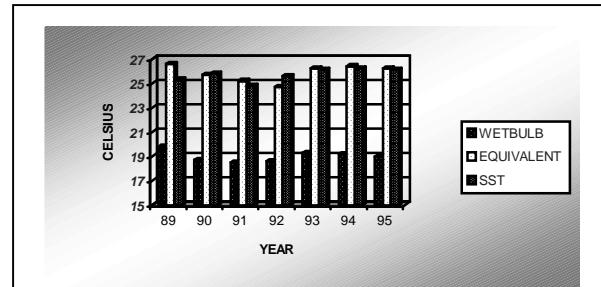


Figure 3a - Annual average wet-bulb and equivalent potential temperature for the region of interest and sea surface (SST) temperature at coast of Brazil at 20 S from 1989 to 1995.

Annual Lightning Characteristics

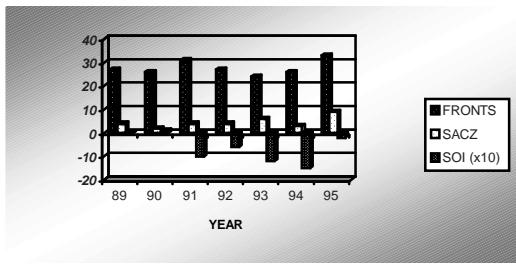


Figure 3b – Total number of frontal systems and SACZ events in the southeastern Brazil and the southern oscillation index (SOI) from 1989 to 1995.

Figure 4 shows the annual variation of the average negative peak current from 1989 to 1995 in the region of interest. It can be seen that the average peak current shows a significant (at a 1% significance level in the F test) decrease during the period from 1991 to 1994 recovering to the previous value in 1995. It is interesting to note that this decrease is also evident in the SOI in Figure 3b, not appearing in any other variable in Figure 3. A correlation between El Niño and lightning activity has been recently reported [Goodman et al., 2000]. The authors, however, not shown information about peak current. These variables are well correlated, with a high correlation coefficient of 0.97. To explain this correlation, we have investigated the monthly distribution for each year. We found that during the 1991-1994 period of El Niño the ratio between the number of flashes in the period from May to September (correspondent to the period of lower peak currents – see Figure 5) to that in the other months of the year (correspondent to the period of higher peak currents – see Figure 5) is 0.45 against 0.40 in the other years. As a direct consequence of this fact, the annual average peak current during the 1991-1994 period tends to be lower, explaining the decrease seen in this period in Figure 4. The reason for the variation in the ratio described above is believed to be the changes in the temperature produced by El Niño. El Niño events are known to produce higher temperatures in the cold season than La Niña events in the southeastern Brazil [Cavalcanti, 1996]. Figure 6 shows the annual variation of the percentage of negative single flashes from 1989 to 1995. No apparent relation was found between the percentage of single flashes and the variables in Figures 3. It is almost constant, except for 1995, when an increase is observed. This increase is apparently related to the increase in the number of sensors in this year.

ANNUAL VARIATION OF NEGATIVE PEAK CURRENT

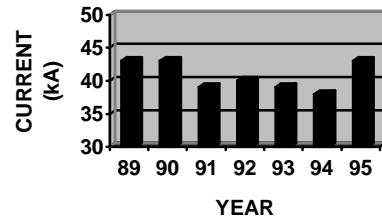


Figure 4 - Annual variation of the first stroke peak current of negative flashes from 1989 to 1995.

AVERAGE PEAK CURRENT OF NEGATIVE FLASHES 1989-95

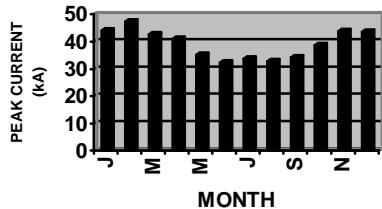


Figure 5 - Monthly variation of the average peak current of negative flashes from 1988 to 1995.

Conclusions

In this paper, a study of the annual variation of the number, intensity and multiplicity of negative CG flashes with first stroke peak current larger than 15 kA was presented. The study is based on about 10 million CG flashes recorded in southeastern Brazil by a LPATS lightning detection network from 1989 to December 1995. The main conclusions were:

- The annual variation of the number of negative flashes shows a clearly biennial oscillation. The oscillation may be related to

Annual Lightning Characteristics

the total number of SACZ events in the warm season.

- The annual variation of the average negative peak current shows a significant decrease from 1991 to 1994. The decrease is not related to the meteorological conditions investigated, except to the SOI. The variation is apparently a result of the annual modulation of the temperature and thunderstorm activity by the El Niño .

- The annual variation of the average percentage of negative single flashes shows small variations not related to the meteorological conditions investigated.

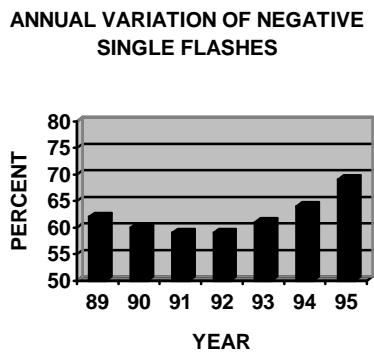


Figure 6 - Annual variation of the percentage of negative single flashes in the region of study from 1989 to 1995.

References

- Cavalcanti, I.F.A., El Niño events during the 1986-1996 decade and their impact on Brazil, Climanalise, special issue, 1996.
Deser, C., and J.M. Wallace, El Niño events and their relation to the Southern Oscillation: 1925-1986, *J. Geophys. Res.*, 92, 14189-14196, 1987.
Diaz, A., and C. D. S. Studzinski, Rainfall anomalies in the Uruguay-Southern Brazil region related to SST in the Pacific and Atlantic Oceans using canonical correlation analysis. VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMet, Belo Horizonte, 2, 42-45, 1994.
Diniz, J.H., A.M. Carvalho, L.C.L. Cherchiglia, J.J. Soares Filho, and G. E.S. Amorim, Lightning research carried out by Companhia Energética de Minas Gerais – Brazil, Proceedings of 23 rd International Conference on Lightning Protection (ICLP), p. 24-29, Firenze, Italy, 1996a.

Diniz, J.H., A.M. Carvalho, L.C.L. Cherchiglia, W.J. de Souza, A. Cazetta Filho, and C.A.M. Nascimento, Ground flash densities in Minas Gerais – Brazil, Proceedings of 23 rd International Conference on Lightning Protection (ICLP), p. 224-229, Firenze, Italy, 1996b.

Goodman, S.J., D.E. Buechler, K. Knupp, and K. Driscoll, The 1997-98 El Niño event and related wintertime lightning variations in the southeastern United states, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 541-544, 2000.
Kousky, V.E., and M.T. Kayano, Principal modes of outgoing longwave radiation and 250 mb circulation for the South American sector, *J. Climate*, 7, 1131-1143, 1994.

Pinto, O., Jr., R.B.B. Gin, I.R.C.A. Pinto, O. Mendes Jr., J.H. Diniz, and A.M. Carvalho, Cloud-to-ground lightning flash characteristics in the southeastern Brazil for the 1992-1993 summer season, *J. Geophys. Res.*, 101(D23), 29,627-29,635, 1996.

Pinto, O., Jr., Lightning in Brazil, Proceedings of the 5th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, p. 1132-1133, São Paulo, Brazil, 1997.

Pinto, O., Jr., I.R.C.A. Pinto, M.A.S.S. Gomes, A.L. Padilha, I. Vitorello, J.H. Diniz, A.M. Carvalho, and A. Cazetta Filho, Cloud-to-ground lightning in the southeastern Brazil in 1993, 1, Geographical distribution, *J. Geophys. Res.*, 104(D24), 31,369-31,379, 1999a.

Pinto, I.R.C.A., O. Pinto Jr., R.M.L. Rocha, J.H. Diniz, A.M. Carvalho, and A. Cazetta Filho, Cloud-to-ground lightning flashes in the southeastern Brazil in 1993, 2, Time variations and flash characteristics, *J. Geophys. Res.*, 104(D24), 31,381-31,387, 1999b.

Solorzano, N.N., O. Pinto Jr., and N.J. Ferreira, Meteorological aspects related to cloud-to-ground lightning occurrence in Minas Gerais during the summer of 1995/1996, Proceedings of the VI Int. Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, August 1999, pp202-205.

Watson, A.I., R.L. Holle, and R.E. López, Cloud-to-ground lightning during bursts and breaks in the Southwest Monsoon, *Monthly Weather Review*, 122(8), 1726-1739, 1994.

Williams, E.R., The Schumann resonance: A global tropical thermometer, *Science*, 256, 1184-1187, 1992.
Williams, E.R., N. Renno, Na analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere, *Monthly Weather Review*, 121, 21-36, 1993.

Acknowledgments

I would like to thank FAPESP for supporting this research through the project 98/13650-1.



An algorithm for the assessment of the sky cloud fraction by using digital image processing of ground data.

Mariza P. Souza and Enio B. Pereira

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE
12201-970 S. José dos Campos, S. Paulo, Brasil

Abstract

This work describes a new method for the routine assessment of the sky cloud fraction by using digital images collected at the ground by a low-cost CCD digital camera. The aim is to produce a more consistent and time reliable data set for the cloud cover index for several applications.

Introduction

On a first order basis, clouds are characterized by high reflectance, predominantly white color with hues from the blue to red and constitute a short time-scale dynamic system of chaotic nature. Clear skies on the other hand, are predominantly blue during daytime with hues from green to red. It is a rather deterministic dynamic system insofar as the solar zenith angle is concerned, but can be considered static for short time intervals such as the time duration of a CCD snapshot (Schaefer, 1981, Salby, 1995). The deterministic nature of the clear sky radiation intensity is related to the well known equation describing the time variation of the solar radiation intensity that reaches the top of the atmosphere (Iqbal, 1983):

$$I_0 = I_{sc} E_0 (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega_i) \quad (1)$$

Where:

I_0 = Intensity of the solar radiation at the top of the atmosphere;

I_{sc} = solar constant in energy units;

E_0 = eccentricity factor $(r_0/r)^2$

δ = solar declination angle

ϕ = latitude

ω_i = hour angle

r = Sun-Earth distance

r_0 = average Sun-Earth distance (1 astronomic unity 1UA = 1.5×10^6 km).

Therefore, any method intended to determine the cloud cover index must take into account not only the relative variation of the several wavelengths in the picture but also the total available intensity (IEA, 1992).

The visual inspection of clouds performed by field observers is rather subjective and thus bears intrinsic uncertainties and bias that may lead to unreliable results on the long-term. For the study of climate change and for validation of satellite methods the cloud fraction data generated by this visual observation method is objectionable (Blair, 1964). This work presents a new method for cloud screening that aim at to provide a more consistent and time reliable data set.

Instruments and Methods

The PIXERA model PCS20232 digital camera was employed in this work for its good cost-effectiveness factor. It has a user-friendly interface with any personal computer and can be remotely operated by software. Standard used resolution is 516 (H) x 492 (V) pixels.

In the first step of the method the standard RGB color system used by the CCD camera is converted to the HSI system. Thus, instead of dealing with the red, green, and blue colors we deal with image attributes of intensity, hue and saturation (Gonzales and Woods, 1992;

Richard, 1995). In the RGB system the colors can be represented by the scheme of Figure 1. The diagonal of the RGB cube is known as the achromatic line and represents the HSI system (Figure 2).

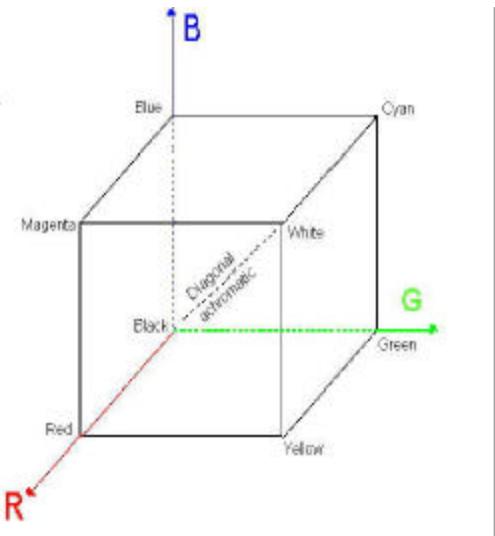


Figure 1. Colors cube shows diagonal achromatic

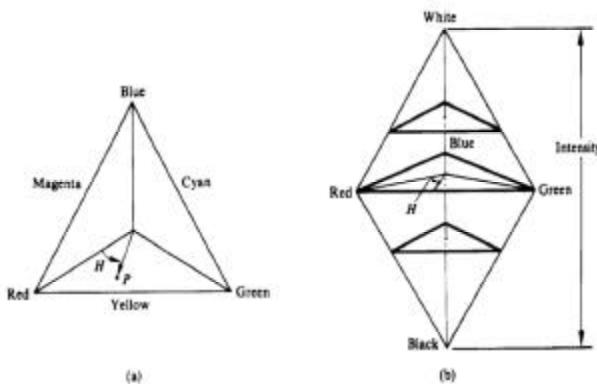


Figure 2. (a) HSI color triangle; (b) HSI color solid

This transformation was made based on the fact that saturation levels for clouds are substantially lower than for clear sky, regardless of the solar intensity I_0 . Clouds have a larger reflectance than clear sky and present pale colors, characteristic of a mixture of various wavelengths. In contrast the sky displays a much higher saturation of colors in

the visible range of the spectrum. This is critical to the extent that both the sky and clouds cannot be uniquely characterized by any defined sets of colors. Figure 4 illustrates this fact by showing the evolution of the saturation level in one arbitrary scan line of the image shown in Figure 3

The cloud screening process consists of applying a trained algorithm, based on selecting thresholds pixel-by-pixel in the picture mosaic of saturation levels, taken from carefully selected case images for clouds and clear sky, for several solar declination angles δ . The intersection between thresholds for these two subsystems does not intercept, within the uncertainty of this process. Once defined the characteristic threshold, the process can be repeated over to images with unknown sky condition to determine the level of cloud contamination in each image pixel.



Figure 3. CCD test image taken at São José dos Campos, 09/23/98

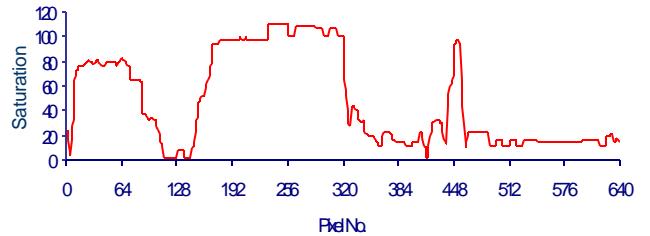


Figure 4. Evolution of saturation parameter of the scan line indicated in red in Figure 3.

Results and Discussion

Figure 5 shows the process applied to an arbitrary picture taken of the sky. The upper panel is the observed image from the CCD

camera. The middle panel represents the image of the saturation levels taken for each pixel of the same image. The lower panel is the false-color representation algorithm's output showing the cloud contamination level pixel-by-pixel.

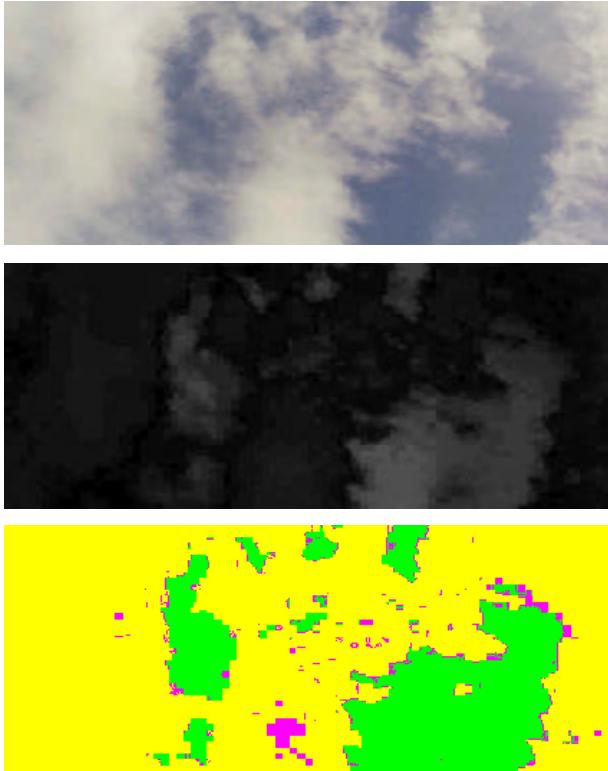


Figure 5. From top to bottom, these illustration depicts, (a) the original CCD image in RGB, (b) the image of pixel saturation, and (c) map of false colors generate by the algorithm.

The algorithm was validated by applying this method in several sets of CCD pictures representing images of clear skies and overcast skies previously selected by visual inspection. All these groups were tested within the at confidence level of 99.73%.

Tests were performed on a set of CCD pictures representing several states of sky conditions. The pictures were previously classified by visual inspection made by skilled field observers. The method was considered successful for clear sky, overcast sky, and for

partially cloudy sky with well-defined cloud borders.

For partially cloudy sky with fuzzy cloud borders, results with a higher content of pixels classified as “undefined” by the method, as expected. But here, the visual classification is also rather subjective and it is not possible to claim that the method failed in these cases.

Further development of the method is on course in order to better classify pixels with undetermined levels of cloud contamination by including the time series analyses of each pixel.

Conclusion

The algorithm was developed to classify each pixel according to a decision process. This process was derived from empirical methods used by the meteorologists to classify the sky according to its cloud cover status. The method transforms the image attributes from the RGB space to the Intensity – Hue – Saturation (HSI) space. This allows the identification of the pixel contamination by clouds by using the information of the saturation (S) component of the HSI space. The classification results obtained by applying this new methodology are adequate for the aim of this project, which is the automatic determination of the cloud fraction index from stand alone ground station.

Acknowledgements

This work was made possible by a scholarship from CNPq (process. No. 133817/97-0). Thanks are also due to Leonardo S. Bins, Mateus A. R. Andrade, Marcelo Sampaio and PROANTAR (process No.49.0020/99-2).

References

- Blair, T. A. *Meteorologia*. Rio de Janeiro: Centro de Publicações Técnico de Aliança, 1964. 374p.
- Gonzalez, R.C. Woods, R.E. *Digital image processing*. Massachusetts: Addison- Wesley, 1992.

International Energy Agency (IEA). A report of task 9: *Techniques for supplementing solar radiation network date*. Federal Repuclic of Germany 1992. V 2

Iqbal, M. *Introduction to Solar radiation* London: Academic,1983. 1-84p.

Richard, J. A. *Remote sensing analysis: an introduction*. Australia : Springer- Verlag 1995.

Schaefer, V.J.; Day, A.J. *A field guide to the atmosphere*. Boston: Printed in United States of America, 1981,359p.

Salby, M. L. *Fundamentals of Atmospheric Physics*. USA: New York. 1995 , 624p.



Comparação das Colunas Totais de NO₂ Medidas em São Paulo e Cachoeira Paulista Durante Julho e Agosto de 2000

Damaris K. Pinheiro, Universidade Federal de Santa Maria, damaris@dge.inpe.br

Volker W. J. H. Kirchhoff, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, kir@dge.inpe.br

Resumo

No período de 6 de julho a 30 de agosto de 2000, o Laboratório de Ozônio do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais instalou um Espectrofotômetro Brewer em São Paulo (23,56°S, 46,73°O) para análise do efeito da poluição urbana sobre o dióxido de nitrogênio – NO₂ atmosférico, comparando estes dados com os obtidos na estação próxima e relativamente limpa de Cachoeira Paulista (22,68°S, 45,00°O). Encontrou-se em São Paulo uma coluna total média de NO₂ de quase o dobro do valor da coluna média de Cachoeira Paulista, enquanto que os valores das colunas estratosféricas de NO₂, obtidos pela técnica de *twilight zenith-sky*, são muito próximos. Credita-se a diferença nas colunas totais das duas cidades aos altos valores do NO₂ troposférico devido a poluição na cidade de São Paulo.

Introdução

O dióxido de nitrogênio – NO₂ representa um importante papel na química da baixa e média atmosfera (troposfera, estratosfera e mesosfera) por ser altamente reativo e por participar ativamente na produção e destruição de ozônio. Nos últimos anos, a descoberta da influência do NO₂ na química das regiões polares, principalmente região Antártica, deu uma maior ênfase ao estudo do dióxido de nitrogênio atmosférico (Solomon, 1999; WMO, 1999).

Devido ao acoplamento fotoquímico entre o óxido nítrico (NO) e o dióxido de nitrogênio (NO₂), a soma de suas razões de mistura são normalmente tratadas como uma simples variável, a qual é designada por NO_x. As reatividades químicas que estão associadas a estes compostos levam a escalas de tempo que variam de minutos a meses, dependendo dos processos fotoquímicos e da região da atmosfera que se está analisando (Bradshaw et al., 2000).

A principal fonte de NO_x na estratosfera e mesosfera é a reação do óxido nitroso (N₂O) com o oxigênio atômico excitado, enquanto que as principais fontes na troposfera são os processos de combustão (combustão de combustíveis fósseis e queima de biomassa) e os processos de nitrificação e denitrificação do solo, os quais ocorrem na superfície

da Terra, e a descarga de relâmpagos (Bradshaw et al., 2000; Warneck, 1988).

O maior mecanismo de remoção de NO₂ é a transformação para ácido nítrico seguida de deposição úmida ou seca, que ocorre principalmente na troposfera e baixa estratosfera, e a fotodissociação que ocorre na alta estratosfera e mesosfera (Warneck, 1988).

A partir do trabalho de Crutzen (1970), foi determinada a influência dos óxidos de nitrogênio (NO_x) no conteúdo do ozônio estratosférico, sendo este um dos principais mecanismos catalíticos de destruição do ozônio na estratosfera. Já na troposfera, os NO_x são componentes chaves em dois importantes ciclos de produção de ozônio troposférico, o que envolve o monóxido de carbono (Kirchhoff, 1984) e o que envolve os hidrocarbonetos na formação do *smog* fotoquímico (Seinfeld, 1986).

A medição da coluna total de um gás atmosférico (como O₃, SO₂ e NO₂), efetuada por instrumento instalado na superfície terrestre, baseia-se no princípio da absorção da radiação incidente sobre uma quantidade de matéria.

Quando se utiliza a atmosfera terrestre como uma célula de absorção para a luz solar, determina-se, a partir da intensidade de radiação incidente na superfície, a quantidade total de moléculas do gás atmosférico no caminho do feixe solar a partir da Lei de Beer (Iqbal, 1983). Esta Lei, em termos gerais, descreve a extinção de radiação eletromagnética em uma dada faixa espectral por um meio, através do qual a radiação atravessa, e determina a quantidade de matéria presente neste meio.

O dióxido de nitrogênio tem uma banda de absorção forte na região do visível e ultravioleta próximo de 430 a 460 nm. Esta banda permite calcular a coluna total de dióxido de nitrogênio através da Lei de Beer, de forma similar ao cálculo da coluna total de ozônio utilizando os Espectrofotômetros Dobson ou Brewer. As técnicas de DS (Direto ao Sol) e ZS (Céu Zenite) podem ser utilizadas para calcular a coluna de dióxido de nitrogênio. Além disto, com medidas de zênite feitas ao amanhecer e ao pôr do Sol pode-se obter a coluna de NO₂ troposférica e a coluna de NO₂ estratosférica, utilizando a técnica de *twilight zenith-sky*.

O primeiro trabalho a utilizar esta região de absorção de NO₂ com estas técnicas foi desenvolvido por

Comparação das Colunas Totais de NO₂

Brewer et al. (1973). Outros trabalhos importantes são: Noxon (1975), Noxon et al. (1979), Syed e Harrison (1980), Kerr et al. (1982), Solomon et al. (1987).

Metodologia

Segundo Kerr (1989), o Espectrofômetro Brewer, instrumento aceito internacionalmente como referência para medidas de ozônio, foi modificado em 1985 para poder medir também a coluna de NO₂ utilizando a banda de absorção da molécula entre 430 e 450 nm. Os cinco comprimentos de onda utilizados pelo Brewer para medir NO₂ são: 431,4; 437,3; 442,8; 448,1; 453,2 nm. Os coeficientes de absorção da molécula de NO₂ nestes comprimentos de onda foram obtidos por H. S. Johnston e P. Graham em 1976 (Kerr, 1989) e são dados na Tabela 1.

TABELA 1: Coeficientes de absorção de NO₂.

Comprimento de onda (nm)	Coeficiente de Absorção (*10 ⁻¹⁹ cm ²)
431,4	6,127
437,3	4,749
442,8	4,226
448,1	6,610
453,2	4,612

A Figura 1 mostra uma foto do Espectrofômetro Brewer #081, usado na campanha de 2000, instalado no topo do prédio do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo.



Figura 1: Espectrofômetro Brewer #081 instalado no topo do prédio do IAG/USP.

A intensidade da radiação solar, nestes comprimentos de onda, medida no instrumento, após passar pela

atmosfera e ser absorvida pelo NO₂ e fracamente por ozônio, pode ser calculada por uma variante da Lei de Beer (Kerr, 1989; Syed e Harrison, 1980):

$$\log I_\lambda = \log I_{0\lambda} - \beta_\lambda m - \alpha_\lambda NO_2 \mu - \gamma_\lambda O_3 \mu' \quad (1)$$

onde I_λ representa a intensidade da luz medida no comprimento de onda λ ; $I_{0\lambda}$ a intensidade da luz extraterrestre no comprimento de onda λ ; β_λ o coeficiente de espalhamento Rayleigh no comprimento de onda λ ; m o comprimento do caminho óptico para espalhamento Rayleigh, “massa” de ar calculada a 5 km; α_λ o coeficiente de absorção da molécula de dióxido de nitrogênio no comprimento de onda λ ; NO₂ a coluna total de dióxido de nitrogênio; μ a “massa” de ar óptica da camada de dióxido de nitrogênio calculada a 22 km; γ_λ o coeficiente de absorção da molécula de ozônio no comprimento de onda λ ; O₃ a coluna total de ozônio; μ' a “massa” de ar óptica da camada de ozônio também calculada a 22 km.

O termo do lado esquerdo da equação (1) representa a intensidade da radiação no comprimento de onda λ medido pelo espectrofômetro; o primeiro termo do lado direito representa a intensidade da radiação no comprimento de onda λ que seria medido fora da atmosfera terrestre; o segundo termo do lado direito representa a atenuação da intensidade da radiação neste comprimento de onda devido ao espalhamento Rayleigh; e os dois últimos termos são devido a absorção da radiação pelas moléculas de dióxido de nitrogênio e ozônio, respectivamente, no comprimento de onda λ .

De forma semelhante ao cálculo da coluna de ozônio, as intensidades da luz nos cinco comprimentos de onda de NO₂ também são pesadas através de uma combinação linear de forma a retirar os efeitos do espalhamento Rayleigh e da absorção pelas moléculas de ozônio dos cálculos da coluna.

$$N = N_0 - \Delta\alpha NO_2 \mu - \Delta\gamma O_3 \mu' - \Delta\beta m \quad (2)$$

onde

$$N = 0,1 \log I_1 - 0,59 \log I_2 + 0,11 \log I_3 + 1,2 \log I_4 - 0,82 \log I_5 \quad (3)$$

$$N_0 = 0,1 \log I_{01} - 0,59 \log I_{02} + 0,11 \log I_{03} + 1,2 \log I_{04} - 0,82 \log I_{05} \quad (4)$$

$$\Delta\alpha = 0,1 \alpha_1 - 0,59 \alpha_2 + 0,11 \alpha_3 + 1,2 \alpha_4 - 0,82 \alpha_5 \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \Delta\beta &= 0,1 \beta_1 - 0,59 \beta_2 + 0,11 \beta_3 + 1,2 \beta_4 - 0,82 \beta_5 \\ \Delta\beta &\approx 0 \end{aligned} \quad (6)$$

Comparação das Colunas Totais de NO₂

$$\Delta\gamma = 0,1 \gamma_1 - 0,59 \gamma_2 + 0,11 \gamma_3 + 1,2 \gamma_4 - 0,82 \gamma_5 \approx 0 \quad (7)$$

Os valores dos coeficientes ponderados 0,1; - 0,59; 0,11; 1,2; - 0,82 são obtidos de forma a zerar a combinação linear dos coeficientes de espalhamento Rayleigh na equação. Além disto, estes coeficientes ponderados fazem com que a combinação linear de uma função inversamente proporcional ao comprimento de onda seja nula (Kerr, 1989). Esta última condição faz com que os efeitos do espalhamento Mie sejam reduzidos e possam ser desprezados. O ozônio absorve fracamente nesta região espectral e, com os coeficientes ponderados dados acima, a combinação linear dos coeficientes de absorção de ozônio aproxima-se de zero.

Os valores de α são determinados aplicando o espectro de absorção do dióxido de nitrogênio às funções de fenda do Brewer (funções de transmissão da máscara). O valor de N_0 , chamado pelo equipamento de constante extraterrestre, é calculado colocando o aparelho na ilha de Mauna Loa, Havaí – Estados Unidos, e fazendo uma regressão linear de N contra μ até encontrar a massa de ar nula (Kerr, 1989). Isto só pode ser feito em uma região onde a atmosfera é estável e sem efeitos de poluição. Portanto, todos estes valores são dependentes de cada instrumento. As constantes extraterrestres podem ser sujeitas a correções com o tempo refletindo mudanças instrumentais devido principalmente ao envelhecimento de componentes.

Assim, a coluna total de NO₂ é determinada apenas pela equação (8):

$$NO_2 = \frac{N - N_0}{\Delta\alpha \mu} \quad (8)$$

onde o sinal negativo da inversão da equação é incorporado por $\Delta\alpha$. Deve-se lembrar que o valor de $\Delta\alpha$ é determinado aplicando o espectro de absorção do dióxido de nitrogênio às funções de fenda do Brewer (funções de transmissão da máscara).

Uma vez que os valores de N_0 e $\Delta\alpha$ são conhecidos, é possível obter-se o valor da coluna total de dióxido de nitrogênio, medindo-se as intensidades da radiação que chega ao solo nos comprimentos de onda 1 a 5.

Resultados

De 6 de junho a 30 de agosto de 2000, o Laboratório de Ozônio do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais instalou um Espectrofotômetro Brewer no prédio do Instituto Astronômico e Geofísico – IAG da

Universidade de São Paulo – USP em São Paulo (23,56°S, 46,73°O). Esta campanha teve como objetivo o estudo do NO₂ atmosférico durante o inverno numa das maiores e mais poluídas cidades da América Latina, comparando os seus dados com os obtidos na estação do INPE de Cachoeira Paulista (22,68°S, 45,00°O), sítio livre de poluição.

Na Figura 2 pode-se observar a comparação dos dados da coluna total de NO₂ DS de São Paulo e Cachoeira Paulista. Em quase a totalidade dos dias, a coluna em São Paulo foi maior que em Cachoeira Paulista, sendo que as medidas em São Paulo mostraram uma grande variação diária, refletida nos altos desvios padrões diários.

As diferenças entre as colunas das duas cidades pode ser melhor observada na Figura 3.

A coluna total de NO₂ de São Paulo apresentou uma média para todo o período de quase o dobro de Cachoeira Paulista. Para São Paulo a média foi de $1,58 \pm 0,68$ UD (Unidade Dobson), enquanto que para Cachoeira Paulista foi de $0,87 \pm 0,20$ UD.

Como as cidades estão extremamente próximas, estas diferenças não podem ser creditadas apenas à variação latitudinal e sim a altas taxas de NO₂ troposférico e a poluição da cidade de São Paulo.

Quanto aos dados de NO₂ estratosféricos, obtidos pela técnica de *Twilight Zenith-Sky*, encontrou-se os mesmos valores médios nas duas cidades, mas uma vez mostrando a influência da poluição troposférica na coluna total de NO₂ em São Paulo.

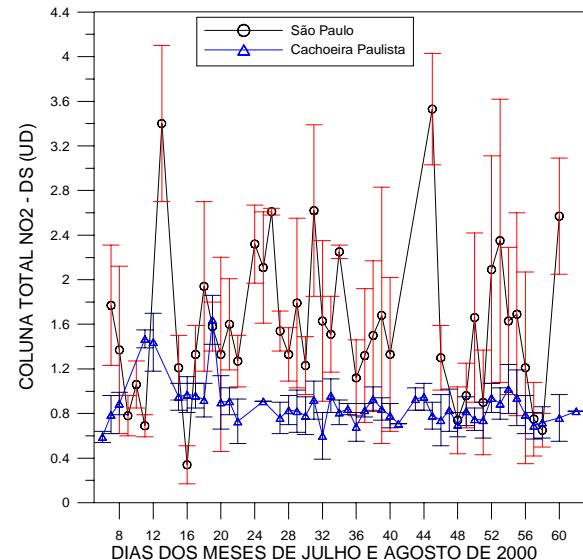


Figura 2: Comparação das colunas totais de NO₂ atmosférico – técnica DS, dadas em Unidades Dobson, das cidades de São Paulo (em preto com barras de erro em vermelho) e Cachoeira Paulista (em azul com barras de erro em azul).

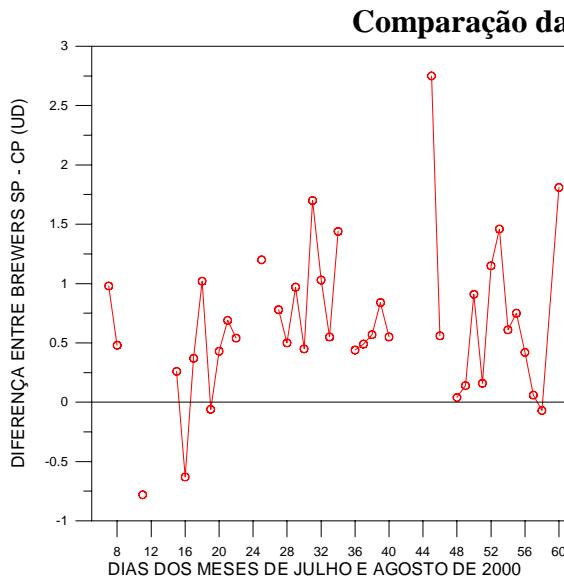


Figura 3: Diferenças em UD das colunas totais de NO₂ de São Paulo menos a de Cachoeira Paulista.

Conclusões

Durante a campanha de medidas de julho e agosto de 2000, observou-se maiores valores da coluna total de dióxido de nitrogênio em São Paulo do que em Cachoeira Paulista. Além disto, encontrou-se os mesmos valores médios das colunas de NO₂ estratosférico nas duas cidades. Isto evidencia a alta produção de NO₂ troposférico na região de São Paulo, visto que uma das maiores fontes produtoras de NO_x atmosférico é a queima de combustíveis fósseis, uma das principais causas de poluição urbana.

Agradecimentos

Os autores gostariam de agradecer ao Instituto Astronômico e Geofísico da USP, ao Dr. Osvaldo Massambani, a Dra. Maria de Fátima Andrade e ao Dr. Paulo Artaxo, bem como a Dra. Neusa Paes Leme e ao técnico José Roberto Chagas do INPE, pelo apoio recebido durante a campanha. Os autores agradecem também a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES pelo suporte e apoio financeiro sem o qual não seria possível o desenvolvimento deste trabalho.

Referências Bibliográficas

Bradshaw, J.; Davis, D.; Grodzinsky, G.; Smyth, S; Newell, R.; Sandholm, S.; Liu, S. Observed distributions of nitrogen oxides in the remote free troposphere from the NASA Global Tropospheric

- Experiment Programs. *Reviews of Geophysics*, v. 38, n. 1, p. 61 – 116, Feb. 2000.
- Brewer, A. W.; McElroy, C. T.; Kerr, J. B. Nitrogen dioxide concentrations in the atmosphere. *Nature*, v. 246, p. 129 – 133, Nov. 1973.
- Crutzen, P. J. The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, v. 96, pp. 320 – 325, 1970.
- Iqbal, M. *An Introduction to Solar Radiation*. Toronto: Academic Press, 1983. 390p.
- Kerr, J. B. Ground-based measurements of nitrogen dioxide using the Brewer Spectrophotometer. In: Bojkov, R. D.; Fabian, P. ed. *Ozone in the atmosphere*. A. DEEPAK Publishing, 1989, p. 340 – 343.
- Kerr, J. B.; McElroy, C. T.; Evans, W. F. J. Mid-latitude summertime measurements of stratospheric NO₂. *Canadian Journal Physics*, v. 60, p. 196 – 200, 1982.
- Kirchhoff, V. W. J. H. *Química da atmosfera*. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1984. 28p. (INPE-3190-PRE/554).
- Noxon, J. F. Nitrogen dioxide in the stratosphere and troposphere measured by ground-based absorption spectroscopy. *Science*, v. 189, p. 547 – 549, Aug. 1975.
- Noxon, J. F.; Whipple, E. C.; Hyde, R. S. Stratospheric NO₂ 1. Observational method and behavior at mid-latitude. *Journal Geophysical Research*, v. 84, n. C8, p. 5047 – 5065, Aug. 1979.
- Seinfeld, J. H. *Atmospheric chemistry and physics of air pollution*. New York: John Wiley & Sons, 1986. 738p.
- Solomon, S.; Schmeltekopf, A. L.; Sanders, R. W. On the interpretation of zenith sky absorption measurements. *Journal Geophysical Research*, v. 92, n. D7, p. 8311 – 8319, Jul 1987.
- Solomon, S. Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history. *Reviews of Geophysics*, v. 37, n. 3, p. 275 – 316, Aug. 1999.
- Syed, M. Q.; Harrison, A. W. Ground based observations of stratospheric nitrogen dioxide. *Canadian Journal of Physics*, v. 58, p. 788 – 802, 1980.
- Warneck, P. *Chemistry of natural atmosphere*. San Diego: Academic Press. 1988. 757p.
- World Meteorological Organization (WMO). *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1998*. Global Ozone Research and Monitoring Project - Report No. 44, Geneva, 1999.



Comparação entre Medidas de Radiação Ultravioleta-B Incidente na Superfície e Coluna Total de Ozônio no Sul do Brasil para o Ano 2000

Ricardo André Guarnieri¹, Danieli Balbuena Contreira¹, Fernando Luís Guarnieri¹, Leandro Von Mühlen¹ e Nelson Jorge Schuch¹, Kazuo Makita²

¹ CENTRO REGIONAL SUL DE PESQUISAS ESPACIAIS (CRSPE/INPE)

² TAKUSHOKU UNIVERSITY

ricardog@lacesm.ufsm.br

Abstract

Comparou-se medidas de Radiação Ultravioleta Solar obtidas por um Radiômetro UV-B (*Eko Instruments – MS210W*), em operação contínua no Observatório Espacial do Sul (OES/CRSPE/INPE), Lat. 29,44°S - Long. 53,82°O (Schuch N.J. et al, 1997), e dados de satélite da Coluna Total de Ozônio, a fim de verificar o aumento na intensidade de Radiação UV incidente provocado por reduções na quantidade de Ozônio atmosférico. Devido à dependência sazonal da Radiação UV, foram utilizados apenas dados de Radiação em único ângulo solar zenital, de forma que a Radiação pudesse depender apenas da quantidade de Ozônio atmosférico. A fim de contornar o efeito de atenuação da Radiação pelas nuvens aplicou-se um método de filtragem de dados. Dessa forma, confirmou-se a anticorrelação existente entre Ozônio e Radiação Ultravioleta.

Introdução

Medidas de Radiação Ultravioleta do tipo B e da Coluna Total de Ozônio vêm sendo efetuadas continuamente na região central do Rio Grande do Sul, mais especificamente no município de São Martinho da Serra, no Observatório Espacial do Sul (OES/CRSPE/INPE), Lat. 29,44°S - Long. 53,82°O, onde estão instalados diversos equipamentos para monitoramento de parâmetros atmosféricos. Dentre estes equipamentos encontram-se aqueles dedicados ao Programa de Monitoramento do Ozônio Atmosférico – PMOA.

A redução na concentração de Ozônio que vem sendo observada nas últimas décadas atraiu maior atenção da comunidade científica para o possível aumento da Radiação UV incidente, em particular na faixa de 280-315 nm, normalmente chamada UV-B (Roy C. R. et al, 1994). A Radiação Ultravioleta do tipo B é a que apresenta maior interação biológica (Kane R. P. et al, 1997; Paul, N. D., 1999).

O Ozônio é o principal agente atenuador de Radiação Ultravioleta. Uma redução de 1% em

Ozônio pode provocar um acréscimo de 1,31% na intensidade de Radiação UV global incidente, na faixa do UV-B, em ângulo solar fixo de 50°, e 1,34% em ângulo solar fixo de 60° (Kerr, J.B. et al, 1994). Outros fatores, como a concentração de aerossóis e a presença de nuvens podem influenciar na quantidade de Radiação que atinge a superfície, apresentando papel atenuador relevante.

A intensidade da Radiação UV varia ao longo do dia, e apresenta também, uma dependência sazonal. A fim de tornar a Radiação uma função dependente apenas da concentração do Ozônio atmosférico foram utilizadas taxas de energia obtidas em um único valor de ângulo solar zenital. Após um estudo dos ângulos solares para o ano 2000, escolheu-se valor de 55° (anterior ao meio-dia local), por ser o menor ângulo solar com ocorrência ao longo de todo ano. Este comportamento pode ser observado na Figura 1, que apresenta os menores ângulos solares de cada dia para o ano de 2000.

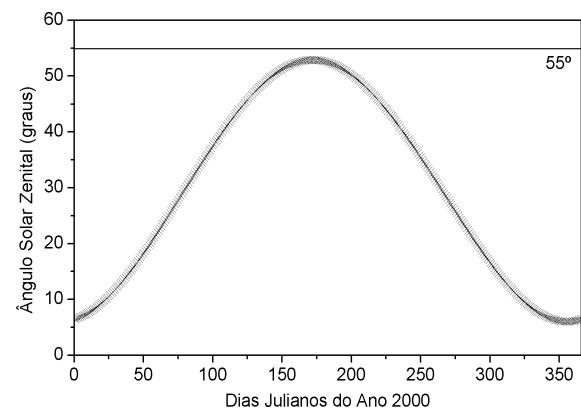


Figura 1: Menores Ângulos Solares Zenitais para o ano de 2000.

As medidas de UV-B (280-315 nm) foram obtidas a partir de um Radiômetro (modelo MS-210W da *EKO Instruments*), instalado no Observatório Espacial do Sul, através de uma cooperação entre o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) do Brasil e a *Takushoku University* do Japão. Dados de

Comparação Ozônio e UV-B em 2000

Overpass do Espectrômetro TOMS (*Total Ozone Mapping Spectrometer*) instalado no satélite *Earth Probe* da NASA (*National Aeronautics and Space Agency*) foram utilizados para a obtenção das medidas de Coluna Total de Ozônio.

Metodologia

O Radiômetro utilizado neste trabalho foi o *UV-B Radiometer* da *Eko Instruments*, modelo MS-210W, com faixa de medida entre 280 e 315 nm, cuja resposta espectral é mostrada na Figura (2.a). Este instrumento é especialmente desenvolvido para medições de caráter meteorológico (espectro não-ponderado). O Radiômetro consiste em um sensor associado a uma série de estágios ópticos envolvendo: difusores, filtros de interferência, lentes fluorescentes e filtros de bloqueio, e que podem ser observados na Figura (2.b).

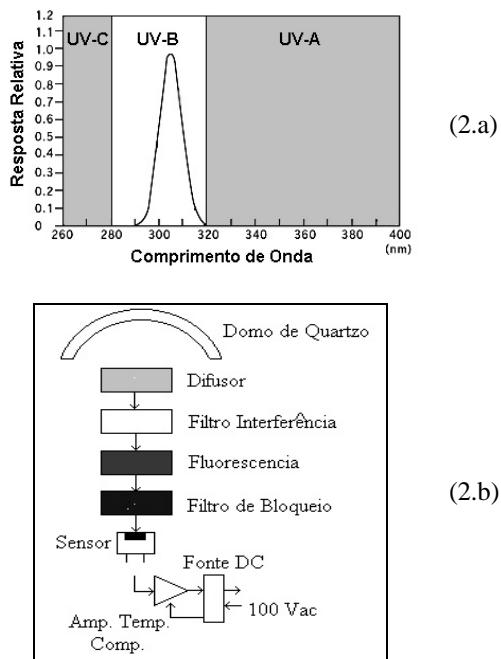


Figura 2 - Resposta espectral para o Radiômetro MS-210W da Eko Instruments

[<http://www.eko.com.jp>] (2.a). Estágios que compõe o sistema de medição do UV-B Radiometer modelo MS-210W [Manual do Radiômetro] (2.b).

A saída do sensor, nível de tensão DC proporcional à intensidade de radiação UV-B global incidente no difusor é acoplada a um sistema para aquisição de dados de alta resolução (16 bits) e com capacidade de armazenamento de dados de

aproximadamente 23 dias. Após este período, os dados são transferidos a um PC e convertidos em arquivos no formato ASCII, para posterior análise. A taxa de amostragem dos dados é de 1 minuto.

Com a finalidade de obter as potências de radiação UV em ângulo fixo, foram observados os horários de cada dia em que ocorreu o ângulo solar zenital de 55° ($\pm 0,5^\circ$), extraíndo em seguida o dado do radiômetro registrado no mesmo horário.

O *Total Ozone Mapping Spectrometer*, atualmente a bordo do satélite *Earth Probe* da NASA, mede a Coluna Total de Ozônio ao longo de toda a superfície da Terra, provendo um contínuo mapeamento da distribuição do Ozônio no globo. O dado de Ozônio é obtido de forma indireta, através da técnica *Backscatter Ultraviolet (BUV)*, baseada na medida da Radiação Ultravioleta retroespelhada na direção do satélite pelo ozônio atmosférico, em determinados comprimentos de onda. Os dados diários de Ozônio – *TOMS*, utilizados neste trabalho, foram obtidos via Internet através da *webpage* do Programa *TOMS* da NASA- <http://jwocky.gsfc.nasa.gov>.

A cobertura por nuvens pode acarretar uma redução significativa na intensidade da Radiação UV medida na superfície, como observado em estudos anteriores (Blumthaler, M. et al, 1994). Dessa forma, para o conjunto de dados utilizado neste trabalho, que corresponde ao ano de 2000, a presença de nuvens ocasiona ruído excessivo, dificultando a análise dos mesmos. Como o objetivo básico do trabalho é a comparação entre Ozônio e UV, torna-se importante a eliminação do efeito de atenuação das nuvens.

Após um estudo sobre o conjunto de dados, verificou-se que para o ano de 2000, as máximas variações de dia para dia nos dados de Ozônio, foram da ordem de 14%. Partindo de que uma variação de 1% em ozônio acarreta variações em UV-B, na ordem de 1,31% em ângulo solar de 50° e 1,34% em ângulo solar de 60° , adotou-se que a máxima variação em UV-B de dia para dia deveria ser da ordem de 20%. Elaborou-se um algoritmo utilizando como parâmetro essas variações, com a finalidade de filtrar os dados de Radiação Ultravioleta, e efetuar a análise apenas em dias em que a cobertura de nuvens não acarretasse redução maior que 20%. Nas Figuras 3.a e 3.b pode-se observar o conjunto de dados de Ultravioleta brutos e filtrados, respectivamente.

Analizando as Figuras (3.a) e (3.b) pode-se verificar o melhor comportamento dos dados de UV filtrados, quando em comparação com os dados brutos do Radiômetro. Evidencia-se também pela Figura (3.b) a tendência contrária entre as curvas de potência de Radiação Ultravioleta e Coluna Total de Ozônio, ao longo do período analisado.

Comparação Ozônio e UV-B em 2000

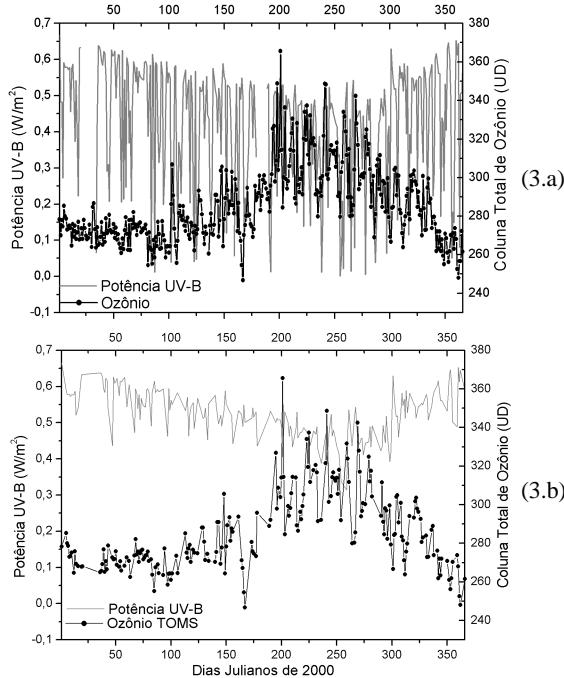


Figura 3: Gráficos mostrando o conjunto de dados de Ozônio e Potência de radiação UV (280-315) na forma bruta (3.a) e filtrada (3.b).

Resultados

Procurando estabelecer uma relação entre os dados de Radiação Ultravioleta do tipo B incidente em ângulo solar fixo de 55°, e de Coluna Total de Ozônio atmosférico, as duas grandezas foram comparadas em sua forma bruta. Não se obtendo resultados satisfatórios, efetuou-se a filtragem dos dados onde a anticorrelação Ozônio x UV-B tornou-se mais evidente.

Na Figura 4, pode-se observar a tendência oposta entre os dados da Coluna Total de Ozônio em Unidades Dobson (UD) e Potência de Radiação UV-B em W/m², ao longo do ano 2000, sendo aplicada uma média corrida de 20 pontos para suavização dos dados.

Para uma melhor análise dos dados apresentados no gráfico da Figura 4, foram calculadas as variações percentuais das duas grandezas comparadas. Essas variações são obtidas relacionando os valores de cada dia com a média do período em estudo. Isso pode ser melhor ilustrado pelas relações abaixo:

$$\Delta_{\text{Ozônio}} = (\text{O}_3^{\text{Dia}} - \text{O}_3^{\text{Média}}) * 100 / \text{O}_3^{\text{Média}}$$

$$\Delta_{\text{UV-B}} = (\text{UV}^{\text{Dia}} - \text{UV}^{\text{Média}}) * 100 / \text{UV}^{\text{Média}}$$

Nestas expressões, $\Delta_{\text{Ozônio}}$ e $\Delta_{\text{UV-B}}$ representam os desvios diários relativos à média para Ozônio e Radiação UV-B, respectivamente, em percentagem; O_3^{Dia} é o dado diário do TOMS em Unidades Dobson e UV^{Dia} é o dado diário do Radiômetro UV-B em ângulo solar fixo de 55° em W/m²; e $\text{O}_3^{\text{Média}}$ e $\text{UV}^{\text{Média}}$ são as médias de Coluna Total de Ozônio e Radiação Ultravioleta B, respectivamente, para o ano de 2000.

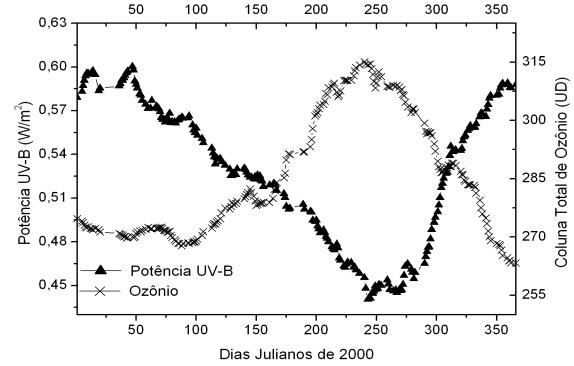


Figura 4: Curvas de Ozônio e Radiação UV-B (280-315nm / SZA 55°) – Médias corridas de 20 pontos.

A Figura 5 apresenta as variações percentuais calculadas pelas relações mostradas, tendo sido aplicada uma suavização por média corrida de 20 pontos.

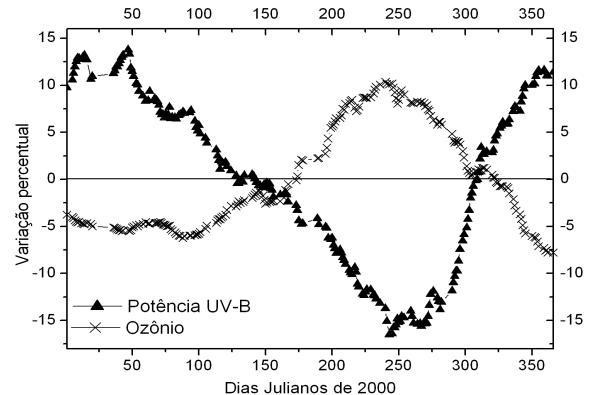


Figura 5: Gráfico apresentando as variações percentuais de Ozônio e UV-B (280-315nm / 55°).

Conclusões

Reduções de Ozônio estratosférico podem acarretar aumento na incidência de radiação Ultravioleta do tipo B, como observado em diversas pesquisas, bem como neste trabalho. Para exemplificar, no dia Juliano 240 do ano 2000, a variação percentual de Ozônio em relação à média do período foi de +10,38%, acompanhada por uma

Comparação Ozônio e UV-B em 2000

variação em UV-B de -13,72%. Para esse dia, em particular, houve uma boa aproximação com os dados disponíveis na literatura.

Verificou-se ainda, a grande influência da cobertura de nuvens sobre o conjunto de dados, levando à filtragem dos mesmos, bem como a dependência sazonal da Radiação Ultravioleta, fazendo com que fossem tomados dados de UV-B em ângulo solar fixo.

Com a finalidade de avaliar a qualidade da anticorrelação existente entre as duas grandezas, foi calculado o coeficiente de correlação. Outros estudos semelhantes foram realizados por *Basher R.E. et al, 1994; Kerr J.B. et al, 1993; Bojkov R.D. et al, 1995; Kirchhoff et al, 2000.*

Com a utilização de um ângulo solar fixo (SZA – Solar Zenith Angle), que elimina o efeito da geometria de observação do Sol, e da filtragem de dados, que diminui o ruído provocado pelas nuvens, possibilitaram um aumento no coeficiente de correlação, de aproximadamente $R = -0,2$, para os dados brutos, a $R = -0,67$ para os dados reduzidos. O sinal negativo evidencia o comportamento de anticorrelação.

Na Figura 6 pode-se observar a relação oposta entre as duas grandezas analisadas e o valor do índice de correlação, representado por R .

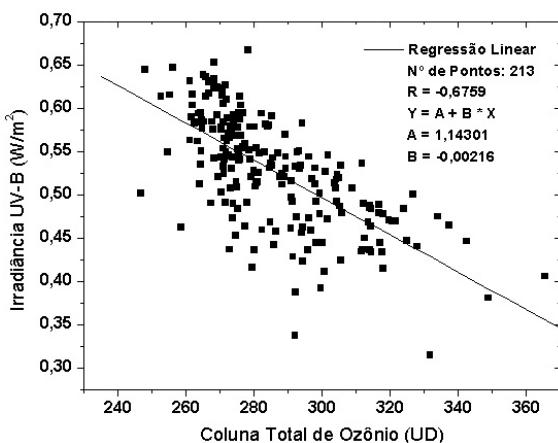


Figura 6: Gráfico Ozônio (UD) vs. Fluxo UV-B (W/m^2 – 280-315nm – SZA 55°)

Agradecimentos

Os autores agradecem a R. D. McPeters, e ao grupo que compõe o Programa NASA TOMS, pela disponibilização dos dados de Ozônio do Espectrômetro TOMS e a Takushoku University do Japão pela cooperação com o Centro Regional Sul de Pesquisas Espaciais (CRSPE/INPE) onde

disponibilizou o Radiômetro de UV-B para ser instalado no Observatório Espacial do Sul (OES/CRSPE/INPE). Agradecimentos a Fabiano Rodrigues e Ezequiel Echer pelas sugestões, correções e apoio.

Referências

- Basher, R. E., Zheng X. and Nichol S., Ozone related trends in solar UV-B Series, *Geophysical Research Letters*, Vol. 21, 2713-2716, 1994.
- Bojkov, R. D., V. E. Fioletov and S. B. Diaz, The relationship between solar UV irradiance and total ozone from observations over southern Argentina, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 22, 1249-1252, 1995.
- Blumthaler, M., Ambach W. and Salzgeber M., Effects of Cloudness on Global and Diffuse UV Irradiance in a High-Mountain Área, *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 50, 23-30, 1994.
- Eko Instruments Trading Co. LTD.; Manual UV-B Radiometer – MS210W; Sasazuka – Tokyo; Japão; Internet: www.eko.co.jp.
- Guarnieri, F. L. Observações de Ozônio e Radiação UV-B na Cordilheira dos Andes, Dissertação de Mestrado orientada pelo Dr. V. W. J. H. Kirchhoff, INPE, 2001, no prelo.
- Kane, R. P., Ozone Depletion, Related UV-B changes and increased Skin Cancer Incidence, *International Journal of Climatology*, Vol. 18, 457-472, 1998.
- Kerr, J. B. and Wardle D. I., Ozone and UV-B Monitoring Program in Canadá, *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers*, Vol. 2047, 160-168, 1993.
- Kirchhoff, V. W. J. H. and E. Echer, UV-B and Ozone anticorrelations at low and high latitudes, 2nd SPARC General Assembly , Mar del Plata, Argentina, 6-10 Nov., Proceedings, [CD-ROM], 2000.
- Paul, N. D., Stratospheric Ozone Depletion, UV-B Radiation and crop disease, *Environmental Pollution*, 108, 343-355, 2000.
- Roy, C. R., Gies, H. P., Tomlinson D. W. and Lugg D. L., Effects of Ozone Depletion on the Ultraviolet Radiation Environment at the Australian Stations in Antarctica, *Antarctic Research Series*, Vol. 62, 1-15, 1994.
- Schuch, N. J., Adaime, S.F., Oliveira, N.U.V., Bortolotto, E., Sarkis, P.J., Pinheiro, D.K., Lüdke, E., Wendt, F.A., Trivedi, N.B., Costa, J.M., Kirchhoff, V.W.J.H., Dutra, S.L.G., Sobral, J.H.A., Abdu, M.A., Hisao, T., O Observatório Espacial Sul, *Revista Brasileira de Geofísica*, Vol.15(1), 65-70, 1997.



ESTUDO DA INFLUÊNCIA DO TIPO DE SOLO SOBRE OS RELÂMPAGOS NA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL

Maria Aurora S. S. Gomes, Osmar Pinto Jr., Iara Regina C. de Almeida Pinto – INPE

RESUMO

O objetivo deste trabalho é verificar se existe alguma evidência da influência do tipo de solo sobre os relâmpagos. O trabalho consiste na análise das características dos relâmpagos detectados, durante um período de oito anos consecutivos, na região sudeste do Brasil, delimitada pela latitude variando de 18° a 21° S e longitude variando de 43° a 47° W. Para efeito de estudo essa região foi dividida em 1728 pequenas regiões de 9 km x 9 km, onde predominam 14 tipos de solos diferentes. Na literatura científica são poucos os trabalhos publicados a respeito da influência do solo sobre o comportamento dos relâmpagos, e geralmente sem base científica consistente. O resultado da análise dos dados, revela um aumento considerável na quantidade de relâmpagos negativos detectados no tipo de solo latossolo ferrífero (LFE), conforme fig. 2. A interpretação científica do aumento da quantidade de relâmpagos negativos nesse tipo específico de solo continua sendo investigada.

INTRODUÇÃO

Este é o primeiro estudo realizado no Brasil sobre a influência do tipo de solo no comportamento dos relâmpagos. Na literatura científica pertinente a influência do solo sobre os relâmpagos, Kindermann (1997), sugere que a intensidade dos relâmpagos pode depender da condutividade elétrica do solo, porém a dependência dos parâmetros dos relâmpagos com a condutividade elétrica do solo é matéria controvérsia. Fernando et al. (1998), analisaram o comportamento de várias tempestades ocorridas na Suécia durante 1997, e concluíram que os relâmpagos gerados no mar eram mais fortes em relação àqueles gerados na terra. Mais tarde Galván et al. (1999), analisaram dados de tempestades ocorridas na Suécia, no período de 1990 a 1997, e mostraram que não existe diferença entre os relâmpagos gerados na terra ou no mar, quando aplicadas as correções aos efeitos de propagação dos campos de radiação dos relâmpagos de acordo com a

condutividade do meio onde se propagam. Kamra e Ravichandran (1993) estudaram a influência da resistividade do solo sobre o campo elétrico atmosférico produzido pela nuvem. Segundo Chauzy (1999) o efeito diferenciado do solo sobre os valores dos campos elétricos próximos ao solo, influencia a quantidade de carga corona do solo que alcança a base da nuvem pelos processos de condução e convecção durante o tempo de vida da nuvem de tempestade.

METODOLOGIA E RESULTADOS

A região de interesse para esse estudo, Fig. 1.1, foi escolhida de modo que a precisão na detecção e localização dos relâmpagos, pelo sistema Lightning Positioning and Tracking System (LPATS) da CEMIG, fosse a maior possível. Para garantir uma análise estatística confiável dos resultados e permitir um estudo mais discretizado, com condições meteorológicas uniformes no decorrer de um período de tempo de oito anos consecutivos, a região de interesse foi subdividida em 1728 pequenas regiões de 9 km x 9 km.. Os parâmetros característicos dos relâmpagos foram analisados levando-se em consideração várias faixas de altitudes e foi constatado um aumento da quantidade relâmpagos negativos nas regiões onde predomina o tipo de solo latossolo ferrífero (LFE). A interpretação científica desse resultado está sendo investigada.

CONCLUSÃO

Os resultados indicam uma maior ocorrência de relâmpagos negativos em regiões onde o tipo de solo predominante é o latossolo ferrífero. Isso sugere que esse tipo específico de solo exerce maior influência sobre os relâmpagos.

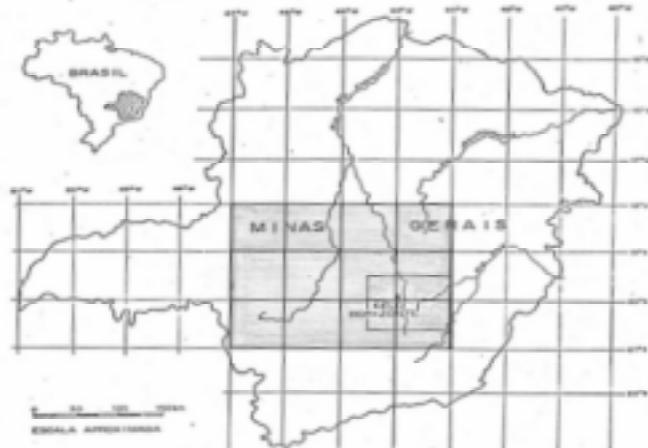


Fig. 1.1 - Limites máximos da área de interesse.

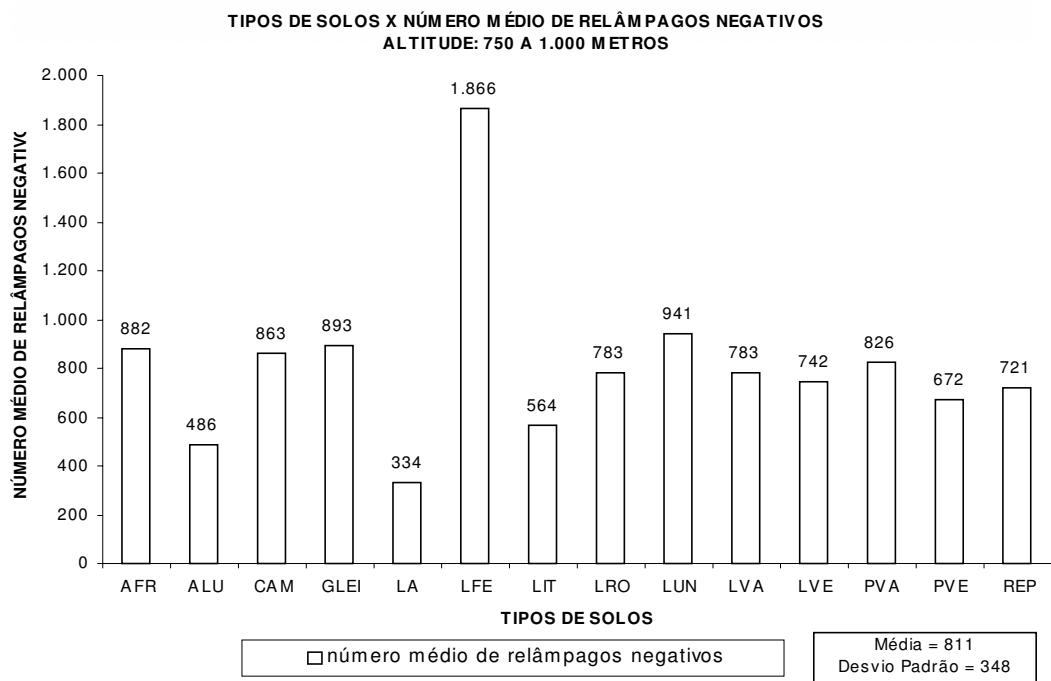


Fig. 2 – Gráfico do número médio de relâmpagos negativos em função do tipo de solo para altitudes entre 750 e 1.000 metros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Chauzy, S. and Soula, S., Estimation of the total corona charge transfer from the surface to the thundercloud. **Proceedings of the 11 th International Conference on Atmospheric Electricity**, p. 316-319, June 1999 (NASA/CP – 1999-209261).

Fernando M., Galván, A., Götschl T., Cooray V. and Scuka V., Analysis of Swedish lightning using LLP data, **24 th International Conference on Lightning Protection ICLP**, Birmingham, UK, Sept, 1998, pp. 150-155.

Galván, A., Cooray, V., Götschl, T. and Scuka V., Signal strength of return strokes occurring over the sea and over land: a sensitivity analysis. **Proceedings of the 11 th International Conference on Atmospheric Electricity** p. 162-165, June 1999 (NASA/CP – 1999-209261).

Kamra, A .K., and M. Ravichandran, On the assumption of the Earth's surface as a perfect conductor in atmospheric electricity, **Journal of Geophysical Research.**, 98, 22,875-22,885, 1993.

Kindermann, G., **Descargas Atmosféricas**, Ed. Sagra-Luzzato, 1997.

Pinto, O., Jr.; Pinto, I. R. C. A .; Gomes, M. A. S. S.; Vitorello, L.; Padilha, A. L. ; Diniz, J. H.; Carvalho, A. M.; Filho, A .C.. Cloud-to-ground lightning in southeastern Brazil in 1993, I, Geographical distribution. **Journal of Geophysical Research.** Vol. 104, No. D24, p. 31,369. 1999 a.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a J. H. Diniz, A. Cazetta Filho, L. C. L. Cherchiglia e A. M. Carvalho, pela prontidão no envio dos dados para a realização deste trabalho.



First Results on Triggered Lightning in Brazil

Natália N. Solorzano, Osmar Pinto Jr. and Marcelo M. F. Saba, INPE, Brazil

Abstract

The unpredictability of the point to be stroken by an atmospheric discharge makes the understanding of many important physical processes a difficult task. This is because many phenomena may only be interpreted with the aid of measurements taken nearby the lightning channel. For example, the interaction between the lightning current and systems such as electrical networks as well as the induced tensions may be comprehended only under analysis of data obtained near the striking point. The study of properties and effects related to close lightning became more practical and efficient with the introduction of techniques for triggering lightning. Those methods involve the employment of small rockets attached to conductive wires moving towards a thunderstorm cloud. The conductive wires may be either grounded or ungrounded, producing different types of discharges. The main objective of this work is to study the physics associated to triggered lightning, providing conditions to a better knowledge of the properties of natural (spontaneous) atmospheric discharges. Triggering methods were already employed in France, U.S.A, Canada, Japan and China. In Brazil the first induced lightning were obtained by the Atmospheric Electricity Group (ELAT) in collaboration with UNICAMP from Brazil, CNRS/UPS from France, IREQ from Canada, and the companies INDELEC from France and MAKER from Brazil.

Introduction

The artificial control of atmospheric discharges is a technique increasingly employed to understand the physical processes responsible for the radiation fields close to the lightning channel, as well as the effects of these fields on lightning protection.

The first successful experiments producing induced atmospheric discharges with the rocket-and-wire technique were conducted aboard a ship in 1960. Nowadays the triggered lightning research employs similar methods, but the rockets are launched from platforms located on earth. The first triggering over ground was accomplished in 1973. Atmospheric discharges may be induced by means of the fast introduction of a conductive wire in the strong electric field of a thunderstorm. The two methods that employ rockets from which conductor wires are unspooled are called Classical Triggering and Altitude Triggering. The first involves a grounded wire while the latter makes usage of a non-grounded conductor.

Classical Triggering

The Classical Triggering is the most effective method for triggering lightning. The cloud charge is indirectly sensed by measuring the electric field at ground. In Brazil, values from -8 to -11 KV/m are good indicators of favorable conditions for lightning induction. However other factors such as the general trend of the electric field and the frequency of natural lightning are also important. In good conditions for launching the electric field must not fluctuate too rapidly and the occurrence of natural discharges must not be too frequent, since the atmospheric electric field is likely to be reduced in the presence of a natural lightning before the rocket rises to a height sufficient for inducing.

A positively charged leader propagates upward towards a thunderstorm cloud when the rocket, ascending at about 200 m/s, reaches an altitude of approximately 300 m. This discharge is caused by the enhancement of the electric field near the tip of the rocket. The positive leader vaporizes the trailing wire and establishes a long-term current called initial continuous current (ICC). This current has the order of hundreds of Ampères and effectively transports negative charge from the charge center of the cloud via the wire trace to the triggering apparatus. After the cessation of the ICC there is a no-current interval followed by one or more downward negative leader/upward return stroke sequences. The ICC period and the return strokes are strongly luminous. Figure 1 shows the Classical Triggering. Figure 2 contains a typical current signature of lightning triggered by this method.

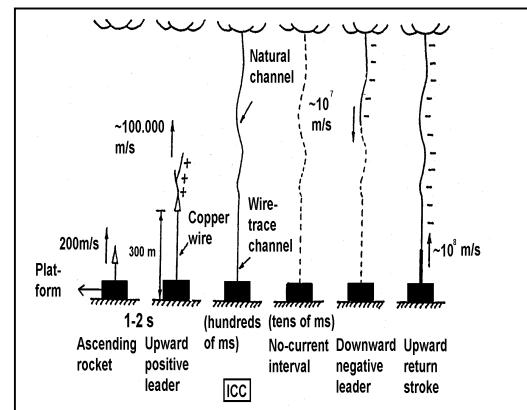


Figure 1 – Classical Triggering (adapted from Rakov, 1999).

Triggered Lightning in Brazil

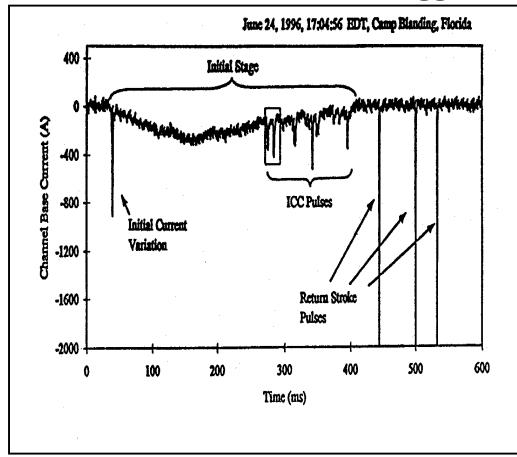


Figure 2 - Current signature of a classical triggered lightning (Rakov, 1999).

The negative leaders and following return strokes in classical triggered lightning are similar to the same processes in natural discharges. However the initial processes in natural lightning are remarkably different. In spontaneous lightning occurring between cloud and ground the first return stroke precedes a long-term current (continuous current) and the no-current interval before the first stroke does not take place. In discharges induced by the classical method the ICC comes before the first return stroke and there is a period of current zero before the first return stroke.

Altitude Triggering

In Altitude Triggering the wire that is trailed by the rocket is ungrounded. The rocket ascends at 200 m/s releasing about 100 m of copper wire followed by some hundreds of meters of kevlar (insulator) cable. There is often a third intercepting conductor wire of about 50 m, which has the function of “leading” the discharge to the triggering facility. The lightning may also go to the soil or to lightning rods, which in this work were installed in the triggering site for testing purposes.

A bi-directional leader characterizes lightning triggered by this technique. The upper leader transports positive charges to the cloud and the lower leader carries negative charges downwards. As the negative leader approaches the ground an upward connecting leader is initiated either from the soil or the triggering facility. Once the attachment is made the first return stroke is initiated. As the return stroke speed is two or three orders of magnitude higher than the bi-directional leader speed, the return stroke soon catches up with the upper tip of the

positive leader (within about 10 microseconds). The ICC follows the first return stroke and one or more sequences of downward leader/upward return stroke take place. Thus the first return stroke and the subsequent strokes are distinct in altitude triggered lightning. This method provides lightning similar to natural cloud-to-ground atmospheric discharges in initial stages. This technique is often employed to test lightning rods and transmission lines shielding.

Figure 3 shows a schematic representation of the electric field deformation for both techniques. It can be noticed that the electric field becomes intensified in two distinct heights during the altitude triggering, due to the ungrounded copper wire.

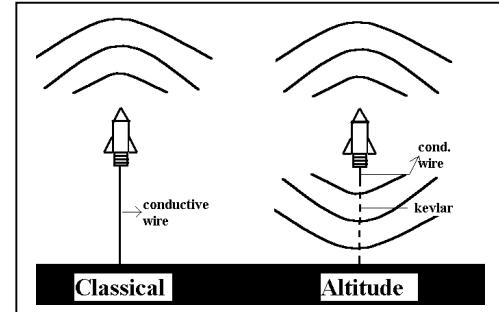


Figure 3 – Electric field deformation represented for both techniques.

Figure 4 represents the Altitude triggering.

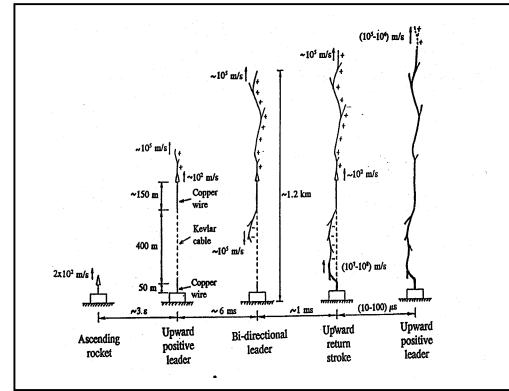


Figure 4 - Altitude Triggering (Rakov, 1999).

The International Center of Cachoeira Paulista

The International Center for Lightning Research and Testing (ICLRT) is a site dedicated to natural and triggered lightning studies. It is located inside the National Institute for Space Research (INPE) campus at Cachoeira Paulista (S 22°41.2; W 44°59.0; altitude: 625 m). The ICLRT is constituted basically by an elevated platform with a rocket launcher, with capacity for 12 rockets, surrounded by a system of lightning rods. A laboratory is located at 50 m from the rocket launcher which contains instruments for the

Triggered Lightning in Brazil

obtention of parameters of the close lightning channel. Another laboratory within 1.250 m from the platform contains more instruments for large range measurements. The methods employed for inducing atmospheric discharges are the Altitude and Classical Triggering.

The main instruments are: calibrated “field mills” to sense the DC electric field at ground, an antenna system to measure the electric and magnetic fields of the lightning, magnetic coils, resistive shunts and magnetic cards to provide current measurements, fast and VHS cameras and sound sensors. The CEMIG (Energetic Company of Minas Gerais) network monitors the thunderstorms over the Brazilian Southeast and a TSS-430 sensor provides information about nearby storms. Figure 5 contains a schematic representation of the triggering site.

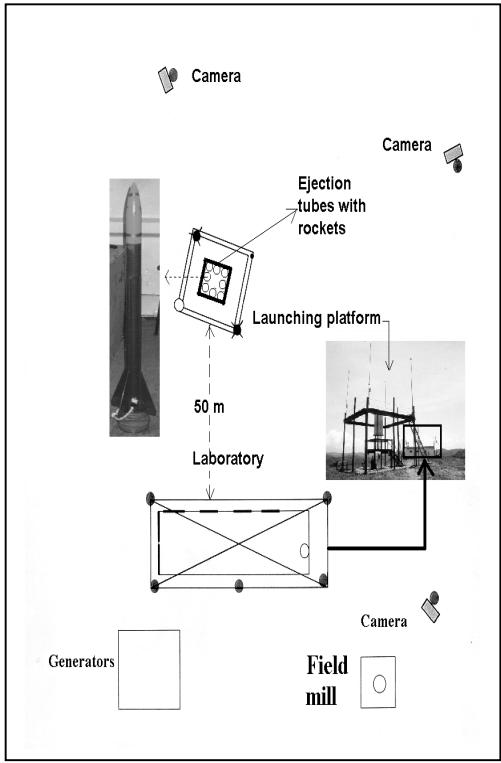


Figure 5 - Schematic representation of the ICLRT.

Preliminary Results

The first induced atmospheric discharge in Brazil happened on February 16 2000, during the summer campaign of 1999/2000. During the summer campaign of 2000/2001 other five lightning were triggered. The electric field at ground was measured by a calibrated “field mill”. Twenty-one rockets were launched thus the success rate was of about 35%.

Figure 6 shows a photograph of a triggered lightning achieved in Cachoeira Paulista by the Altitude Triggering. The two typical paths produced by the tortuous leaders can be distinguished. The straight part corresponds to the vaporized wire.



Figure 6 – Triggered lightning, November 2000.

The electric field at ground is an important parameter for making the decision of launching or not one or more rockets. However the experiment may be unsuccessful even if the static field is high, due to instability of the field, high electrical activity or mechanical problems. Table I shows the type of the experiment (Classical or Altitude), the electric field values for each experiment and the number of return strokes of each triggered lightning. The return strokes may be detected in current signatures as shown in Figure 2. Figures 7 and 8 show a typical signature of the DC electric field when the experiment succeeds. Both Figures show the persistence of the high field, a condition necessary for launching. Figure 7 contains the curve of the electric field typically achieved when the lightning is altitude triggered. The extra increasing of the field due to the downward negative leader, illustrated in Figure 3 can be clearly noticed. When the discharge is induced, there is a fast decrease of the field on ground (observable in both Figures 7 and 8) owing to the discharge of the cloud. The field usually recovers its high negative value, making either other inductions or spontaneous lightning possible.

Triggered Lightning in Brazil

TABLE I - Some parameters achieved.

#	Altitude (A) or Classical (C)	DC E-field (kV/m)	Triggered (T) / not triggered (NT)	Number of strok es
0	A	-5.2	T	3
1	A	-12	NT	-
2	A	-10	T	6
3	A	-11	T	5
4	C	-9	NT	-
5	A	-10	NT	-
6	A	-11	NT	-
7	C	-11	NT	-
8	A	-11	NT	-
9	A	-10.5	T	2
10	A	-11	NT	-
11	C	-8.0	T	1
12	A	-5.7	NT	-
13	A	-8.3	NT	-
14	A	-4.5	NT	-
15	C	-7.2	NT	-
16	C	-8.0	NT	-
17	A	-9	NT	-
18	C	-8.5	T	6
19	C	-8.9	NT	-
20	C	-6.3	NT	-
21	A	-6	NT	-

Figures 7 and 8 correspond to flights 3 (altitude) and 18 (classical), respectively.

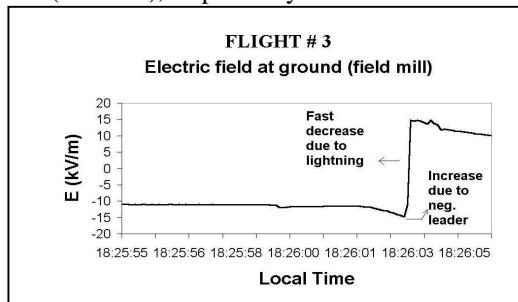


Figure 7 – DC electric field.

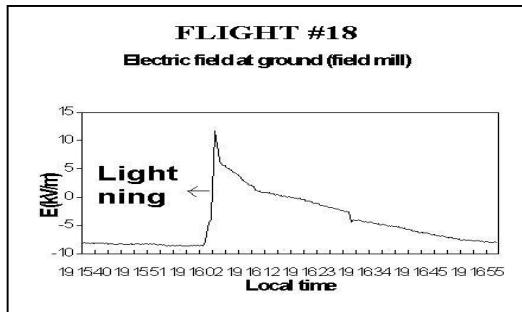


Figure 8 – DC electric field.

Figure 9 contains the signature of the electric field of the lightning induced during flight number 18. This is a typical curve of a classical triggered lightning.

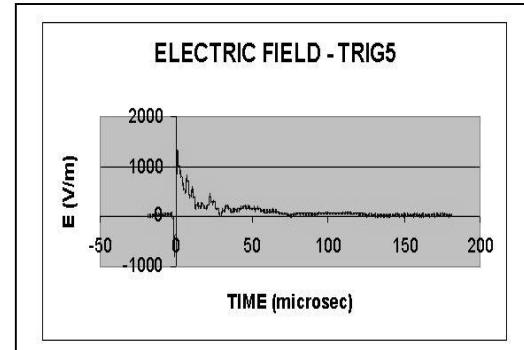


Figure 9 - Electric field of a classical triggered lightning.

Conclusion

The preliminary results of the first campaigns of lightning induction lead to the conclusion that the ICLRT is adequate to provide very useful information about natural and triggered lightning.

References

- Saba, M. M. F.; Pinto Jr., O.; Pinto, I. R. C. A.; Pissolato Fo., J.; Eybert-Bérard, A.; Lefort, A.; Potvin, C.; Heine, L. F.; Chauzy, S.; "An International Center for Triggered and Natural Lightning Research in Brazil" – International Lightning Detection Conference – Tucson, AZ, 2000.
- Rakov, V. Lightning discharges triggered using rocket-and-wire techniques, *J. Geophys. Res.*, 2, pp. 141-171, 1999.

Acknowledgements

The authors would like to thank André Eybert-Bérard, Indélec, CEMIG, CNPq, FAPESP through the project 99/09165-3, Evandro Ferraz, Fernando Miranda and Kleber P. Naccarato.



Flutuações de Pressão e Umidade em Salvador, Bahia: uma Análise Espectral

A. B. Novaes, IF/CPGG/UFBA

A. Bassrei, IF/CPGG/UFBA

F. C. P. Queiroz, IF/CPGG/UFBA

Abstract

We study here the periodicity of pressure and humidity in the city of Salvador, Bahia, Brazilian northeastern. The available time series have monthly samples during a period of 30 years, thus resulting in 360 samples. The spectral analysis indicates a strong preference for the year basis variation (1 cicle per year) both for pressure and humidity. The six month component is also strong (2 cicles per year).

Introdução

A variabilidade climática interanual no Nordeste do Brasil, tem sido abordada sob vários aspectos. Markham (1974), registrou um período próximo de 13 anos para precipitação em Fortaleza, Ceará. Hastenrath and Kaczmarczyk (1981), mostraram que a variabilidade de precipitação no NE do Brasil estava concentrada em diferentes regiões e preferencialmente nas faixas de 2,5; 5; 10; e 13–21 anos. Essa variabilidade era vista como resultado da variação dos padrões de circulação em grande escala no Setor Atlântico tropical do Brasil. Kane (1998), mostrou que as características das chuvas no NE Setentrional e Oriental eram próximas, mas diferiam consideravelmente das chuvas no NE Meridional. O NE Setentrional apresentou periodicidades em 2,03 e 2,45 anos, enquanto o NE Oriental periodicidade em 2,26 e 2,60 anos enquanto o NE Meridional não apresentou oscilação quase-bienal significativas. Kane (1998), acredita que a oscilação quase-bienal e as características de precipitação e humidade no NE do Brasil estejam relacionadas à parâmetros do Atlântico (temperatura da superfície do mar, pressão e ventos). Em Bastos et al. (1999) abordamos a análise espectral da precipitação e da temperatura média para o mesmo período de tempo.

Coleta e Análise de Dados

Foram utilizados no desenvolvimento desse trabalho dados coletados e de responsabilidade do Insti-

tuto Nacional de Meteorologia (INMET). Eles foram adquiridos junto ao IV Distrito do INMET, sendo coletados na Estação de Salvador, que se localiza a 51,41 m de altitude, e com as seguintes coordenadas: 13° 01' latitude sul e 38° 31' longitude oeste. Os dados disponíveis são: temperatura (mínima, média e máxima), precipitação, pressão, umidade relativa, insolação e evaporação. Nesse estudo abordaremos os parâmetros climáticos de pressão e umidade. A Figura 1 mostra a curva de pressão (em hPa) em função do tempo, num intervalo de 30 anos (1961–1990). A umidade (em %) está indicada na Figura 4 no mesmo intervalo de tempo.

Análise Espectral

As séries temporais são analisadas no domínio da freqüência através da transformada de Fourier. Sendo a série representada pela função genérica $f(t)$, a sua transformada de Fourier é

$$\mathcal{F}\{f(t)\} = F(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)e^{-i\omega t} dt.$$

As séries temporais disponíveis não são funções contínuas e sim um conjunto de valores discretos. Dessa forma faz-se uso da transformada discreta de Fourier ou do ponto de vista computacional da transforma rápida de Fourier ou FFT, do inglês (*Fast Fourier Transform*).

O número de amostras para o período de 30 anos é $N = 360$. Portanto cada ano tem 12 amostras, ou $\Delta t = 1/12$ ano. O intervalo de freqüência é portanto

$$\Delta f = \frac{1}{N \cdot \Delta t} = \frac{1}{360 \cdot (1/12)} = 0,0333 \text{ ciclo por ano},$$

sendo a freqüência de Nyquist

$$f_N = \frac{1}{2 \cdot \Delta t} = \frac{1}{2 \cdot (1/12)} = 6 \text{ ciclos.}$$

A freqüência de Nyquist, também chamada de freqüência de dobramento é a freqüência cujo valor é metade da freqüência de amostragem. As

freqüências maiores que f_N falseiam, isto é, se confundem com as freqüências mais baixas tornando-se portanto não distinguíveis, caracterizando a situação de ambigüidade.

Aplicando a FFT na série temporal da Figura 1, obtemos a Figura 2, que é o espectro de amplitude $[A(\omega) = \sqrt{RealF(\omega)^2 + Imag.F(\omega)^2}]$, onde F é uma função complexa e a transformada de Fourier da série temporal dada genericamente por $f(t)$.

Na Figura 2 vemos que existem duas componentes que se destacam: uma componente anual, de 1 ciclo por ano, e uma outra de menor intensidade, de natureza semestral (2 ciclos por ano). A título de tentativa os dados no domínio da freqüência foram filtrados por um filtro convolucional, eliminando componentes espúrias. Aparentemente além das duas componentes citadas nenhuma outra se destaca.

Situação semelhante se apresenta na Figura 5 que é o espectro de amplitude da Figura 4 (umidade). Vemos que as duas componentes de maior intensidade são também de 1 e 2 ciclos por ano, equivalendo respectivamente à uma periodicidade anual e semestral. No que tange à pressão, além das duas componentes já mencionadas verifica-se uma componente considerável em 0,067 ocorrência/ciclo, o que corresponde à uma periodicidade de 15 anos. Note que a amplitude nessa freqüência, cujo valor é 43,50, é próxima da amplitude para a freqüência de 2,0 ocorrências por ciclo (periodicidade semestral), cujo valor é 50,55. Esse último evento ratifica a observação já mencionada na literatura, de eventos com periodicidade em torno de 14 anos.

Agradecimentos

A. Bassrei agradece ao CNPq pelo suporte através de uma bolsa de pesquisa (300.209/90-8).

Referências

Bastos, F. R.; Novaes, A. B.; Queiroz, F. C. P.; Bassrei, A.; e Gomes, G. R., 1999. Flutuações pluviométrica e térmica em Salvador, Bahia: uma análise espectral. 6º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, resumo expandido SBGf 233, CD-ROM.

Markham, C. G., 1974. Apparent periodicities in rainfall Fortaleza, Ceará – Brazil. Journal of Applied Meteorology, **13**, 176–179.

Hastenrath, S.; and Kaczmarczyk, E. B., 1981. On spectral and coherence of tropical climate anomalies. Tellus, **33**, 453–462.

Kane, R. P., 1998. Quasi-biennal and quasi-triennial oscillations in rainfall of Northeast Brazil. Revista Brasileira de Geofísica, **16**, 37–52.

Conclusões

Os espectros de amplitude das séries temporais de pressão e umidade obtidas de dados fornecidos pela Estação Meteorológica da cidade de Salvador, para um período de 30 anos (1961–1990) foram analisados resultando nos espectros apresentados nas Figuras 2, 3, 5 e 6. Observa-se nos casos estudados uma forte componente anual dos parâmetros analisados, e em intensidade menor uma componente semestral. Observa-se que no caso da pressão uma componente significativa para uma periodicidade em torno de 15 anos.

Flutuações de Pressão e Umidade

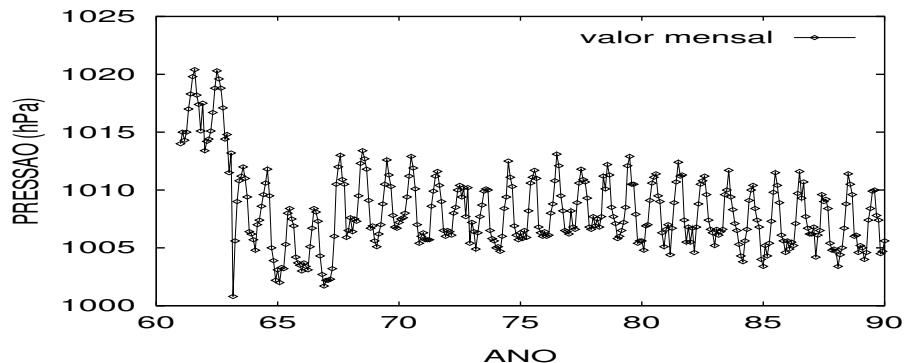


Figura 1: Pressão (hPa) em Salvador, Bahia, no período 1961–1990.

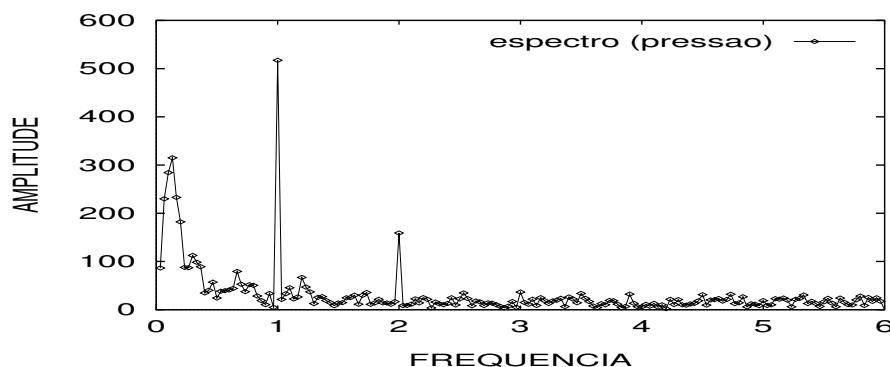


Figura 2: Espectro de amplitude da série temporal da Figura 1.

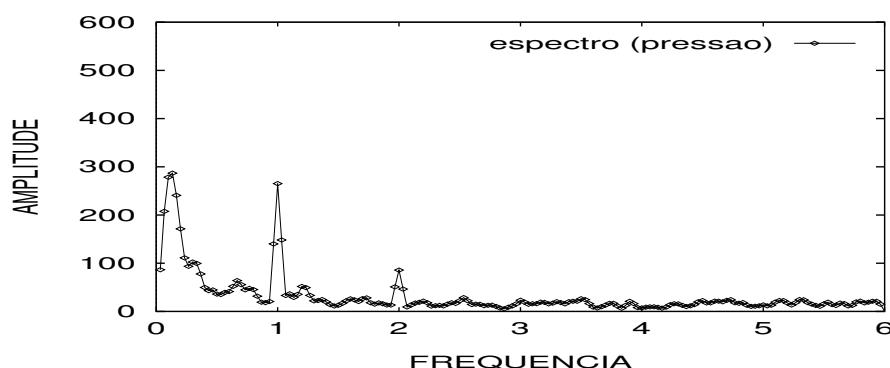


Figura 3: Espectro de amplitude filtrado da série temporal da Figura 1.

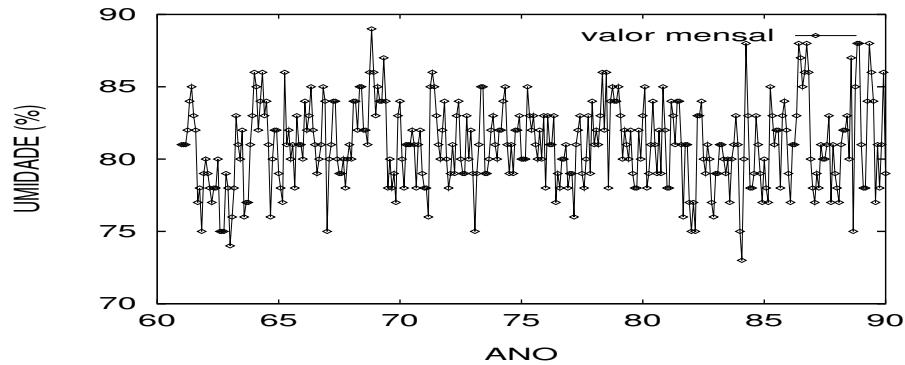


Figura 4: Umidade (%) em Salvador, Bahia, no período 1961–1990.

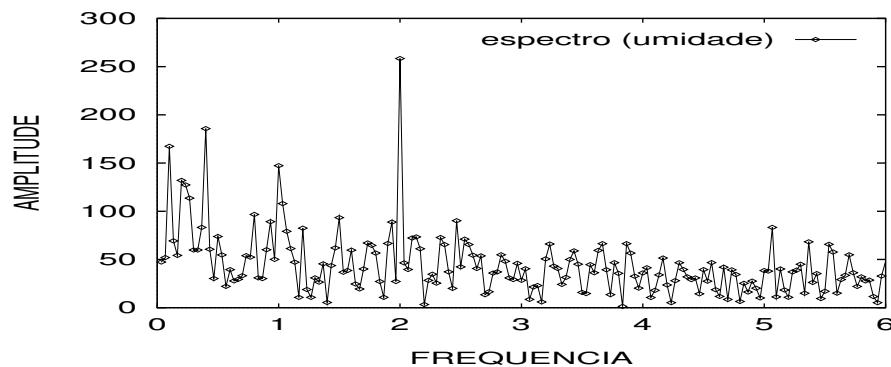


Figura 5: Espectro de amplitude da série temporal da Figura 4.

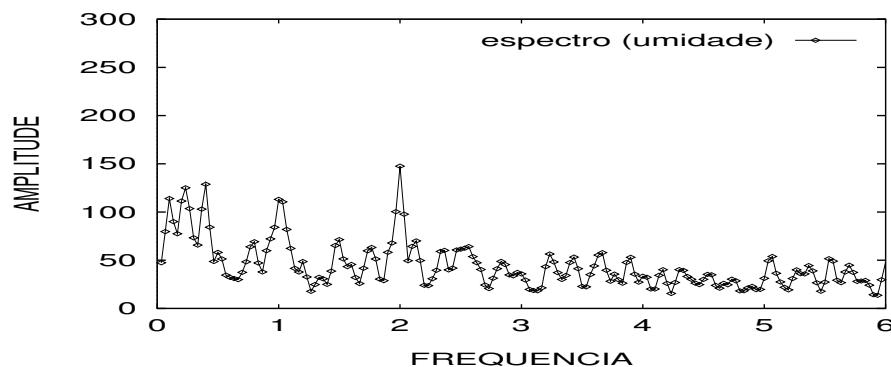


Figura 6: Espectro de amplitude filtrado da série temporal da Figura 4.



Ionospheric Plasma Bubbles over South America: Scientific Studies and Evidences of their Interference in Telecommunications

J. H. A. Sobral (1), M. A. Abdu (1), H. Takahashi(1),

E. R. de Paula (1), I. S. Batista (1), C. J. Zamluti (1)

sobral@dae.inpe.br (1)Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brazil

Abstract

The large scale-size ionospheric plasma depletions, or plasma bubbles, are natural phenomena that occur in the low-latitude nocturnal ionospheric *F*-region. They severely interfere in telecommunications, including those via satellite. The fact that they are seen to practically not occur outside the inter-tropical region, perhaps may explain why some of the telecommunications companies from abroad which operate in the Brazilian territory, and that suffered severe signal degradation caused by the bubbles, were totally unaware of the causes of their signal degradation. The ionospheric bubbles are generated by a magnetohydrodynamic instability of the ionospheric plasma, namely, the Rayleigh –Taylor instability. Their occurrence initiates just after sunset and their frequency of occurrence is highly seasonal and a function of the solar activity, as will be discussed later. The ionospheric bubbles have been extensively monitored over the South American region, for more than two decades, through optical techniques (Weber et al., 1978; Sobral et al. 1980a,b, 1999; Sobral and Abdu 1990; Sahai et al., 2000; Fagundes et al., 1995), radiofrequency soundings (Woodman and LaHoz, 1976; Abdu et al., 1998; Sobral et al., 1997) and rocket soundings (Abdu et al., 1991; LaBelle et al., 1997). See also the review paper by Abdu (2001) and references therein.

Figure 1 shows the geographical extension of the bubble signatures on the OI 630nm nocturnal airglow emission layer. This image was obtained through a CCD imager operating at Cachoeira Paulista and the length scales of the area monitored in the sky are as explained in the corresponding figure caption. The emitting layer of the red ($\lambda = 630$ nm) atomic oxygen airglow is a layer of approximately 40 km of height range, centered at an altitude of approximately 250 km. Figure 1 shows that the area covered by the bubbles is quite extended and in fact the bubbles are seen to occur over the entire Brazilian region. The bubbles are highly field-aligned and may reach trans-equatorial dimensions. The reason why the bubbles are aligned with the geomagnetic field lines is that the electrical conductivity along the field lines is very high.

The whitish pattern inside the smaller circle is the red OI 630 nm airglow whose intensity typically varies from a few tens to a couple of hundreds of Rayleigh where 1 Rayleigh is equal to 10^6 photons $\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1} \text{ sterad}^{-1}$. The dark finger-like strips inside the circle are bubbles footprints in the airglow emitting layer.

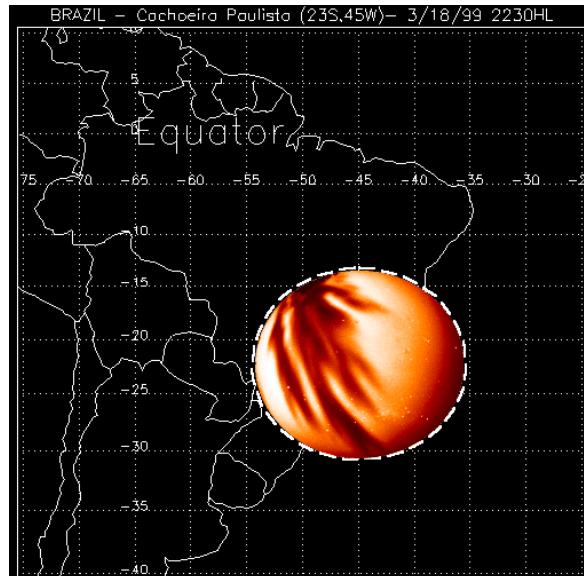


Figure 1 - Ionospheric plasma bubbles footprints in a real image of the OI 630 nm nocturnal airglow over the region of Cachoeira Paulista, Brazil, obtained on March 18, 1999, 23:30 LT, by a digital (CCD-technique) imager operated by INPE. The circle shown in the image has radius 1600 km, and represent areas at 250 km of altitude, where the airglow emitting layer is approximately located. The airglow appears in the image as the whitish color inside the inner circle and the ionospheric plasma bubbles are the dark fingers inside the whitish color. The ionospheric plasma bubbles over the Brazilian territory were detected for the first time by the INPE ionospheric group through a OI 630 nm scanning photometer system in the 1976-1977 time frame.

The bubbles typically move eastwards and expand upwards as they move, reaching apexes (the maximum height of a geomagnetic field line) that may exceed 1500 km. They may last over the entire

Ionospheric Plasma Bubbles over South America: Scientific Studies and Evidences of their Interference on Telecommunications

nocturnal period but their occurrence is typically more frequent between sunset and midnight. Their occurrence is highly seasonal and dependent on the level of solar activity as it can be clearly seen in Figure 2. This figure shows the frequency of occurrence as a function both of season and of low, high, and low plus high solar activity levels.

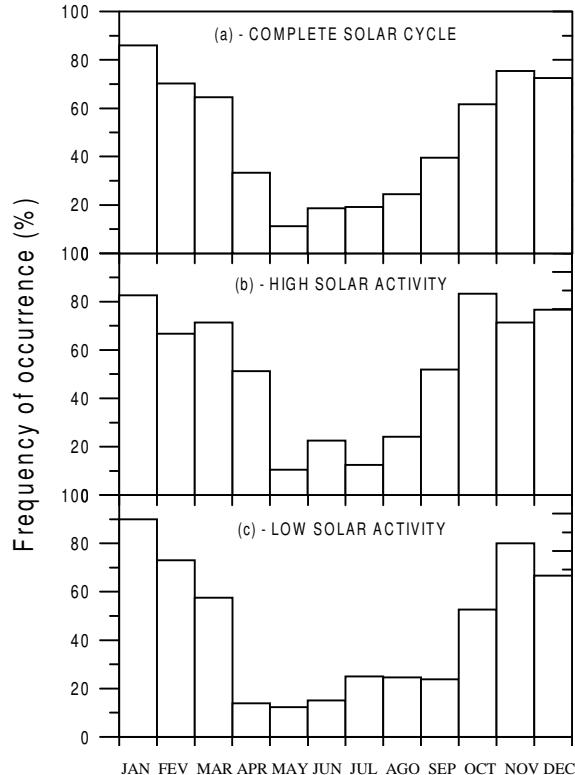


Figure 2 - Frequency of occurrence in percentage, of the plasma bubbles observed over Cachoeira Paulista: (a) the complete 22-year period, 1977-1998, with a total of 934 nights of observation; (b) high solar activity period, 1978-1982, 1988-1992, total of 442 days and average sunspot number 129.9; and (c) low solar activity period, 1977, 1983-1987 and 1993-1998, total of 492 days and average sunspot number 33.1.

The occurrence probability of the ionospheric plasma bubbles is a relevant information for the study of the post-sunset ionospheric electrodynamics. It is now well known that the sunset enhancement of the zonal electric field, that is, the pre-reversal electric field enhancement (PRE) is perhaps the most basic of the conditions that determine the post-sunset plasma bubble development. This arises from the interaction of thermospheric wind with the longitudinal gradient in ionospheric conductivity that exists

across the sunset terminator. The degree of alignment of the geomagnetic meridian with sunset terminator that vary with longitude and season can produce corresponding modulations in the PRE and hence in plasma bubble occurrence probability. In particular, the geomagnetic field declinations over the Brazilian region, ($\sim 20^\circ$ W) which is a global maximum around the earth's tropical region, causes such alignment and consequently sunset electrodynamics conditions to be distinct from other longitude sectors, such as the Peruvian sector, with lower magnetic declination ($\sim 4^\circ$ E). Significant difference in seasonal pattern of spread-*F*/bubble occurrence between Peruvian and Brazilian longitude sectors was observed by Abdu et al., (1981) that was attributed to the difference in the pre-reversal enhancement electric fields arising from the different magnetic declination angles that characterize these sectors, which provided a first order explanation for the longitude dependent seasonal variation in spread-*F* occurrence in the American longitude sector. Magnetic declination control of the seasonal dependence of irregularity occurrence on a global basis, based on radiowave scintillation data, was shown by Tsunoda (1985). A detailed study on the comparison between the frequency of occurrence of the range spread-*F* in the Argentine (Tucumán) and the Brazilian (Cachoeira Paulista - CP) sectors was presented by Abdu et al. (1998). Batista et al. (1986) compared both modeled and experimental results on the PRE, during a solar maximum period, at two South American stations, Huancayo in Peru and Fortaleza in Brazil.

One of the main motivations for carrying out the present study was the existence of a large observational data base of about 934 days acquired during the course of 22 years, or two complete solar cycle periods, of the atomic oxygen OI630 nm nocturnal airglow data over Cachoeira Paulista in Brazil. Another motivation is that the 630 nm airglow is known to present very clear bubbles footprints, or signatures, in the airglow intensity, in the shape of depletion patches in the all-sky imaging data (Weber et al., 1978), or valleys in the airglow profiles obtained from angular scan photometric measurements (Sobral et al., 1980a,b).

The occurrence of the bubbles depend also on the magnetic activity. Most often the bubble formation is inhibited during the occurrence of magnetic storms because of the action of disturbed equatorward winds which subrotate as they travel equatorwards becoming westwards at low latitudes and inhibiting the action of the eastwards winds that normally con-

Ionospheric Plasma Bubbles over South America: Scientific Studies and Evidences of their Interference on Telecommunications

tribute to the formation of the plasma bubble. The bubble can be also triggered by sudden rise in the ionospheric F -layer due to penetration electric fields originated by magnetospheric convection process. Figure 3 shows the dependence of the frequency of occurrence of the bubbles as a function of the geo-magnetic index K_p integrated over the local time interval of 03-15h. This figure clearly shows a tendency of frequency of occurrence decrease with the magnetic activity index K_p .

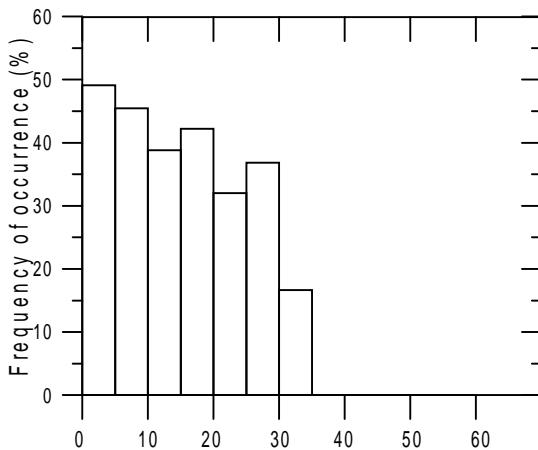


Figure 3. Frequency of occurrence of the plasma bubbles over Cachoeira Paulista as a function of the three-hourly K_p values summed over the time interval of 03-15 LT.

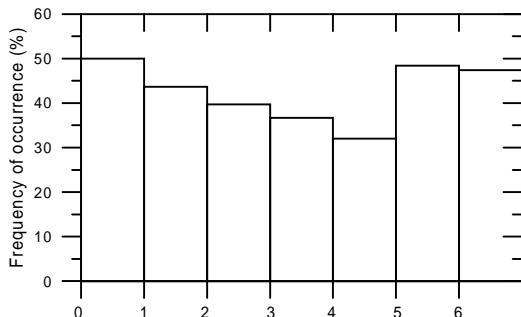


Figure 4 - Same as Fig.3 except that the K_p time interval here refers to 18-21LT.

The results of Figure 9 in which is considered the magnetic activity occurring during the same local time window (18-21 LT) as that of the majority of bubble occurrence. In this case for $K_p \geq 5$ there is a positive dependence of bubble occurrence on magnetic activity. This aspect would suggest that the effect of prompt penetration electric field is statistically to increase the occurrence of the post-sunset

bubbles as discussed earlier. Cases of enhanced disturbance eastward electric field that occur superimposed on the normal F -layer dynamo zonal electric field has been reported by Abdu et al.(1995) as arising from magnetic disturbances (based on local magnetograms) occurring at sunset hours. Such cases should cause enhanced bubble occurrence so that the positive dependence of bubble development on magnetic activity seen in Figure 4 is consistent with such results. Figure 4 shows for $K_p < 5$ a negative dependence of bubble occurrence. These K_p values seem to be continuations of the earlier magnetic activity so that the disturbance dynamo electric field arising from such activities produce negative effects on pre-reversal zonal electric field (Abdu et al., 1995) and hence on bubble development.

The degree of plasma depletion inside the bubbles is variable and may reach more than 90% depletion. Figure 5 shows electron density profiles as obtained by rocket experiments in the Brazilian region.

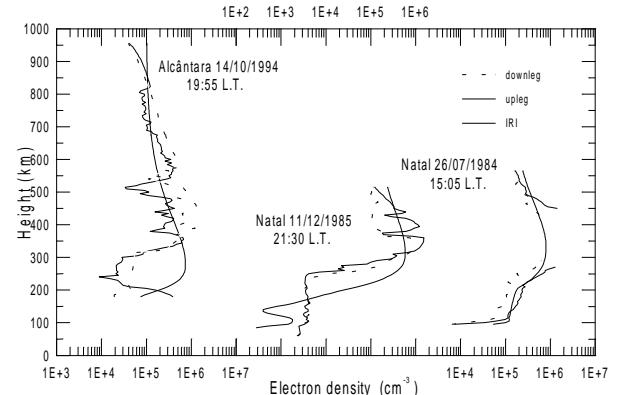


Figure 5 - Electron density profiles presenting electron density bubble bite-outs, or irregular decreases on the electron density, as obtained from rocket experiments at Alcantara and Natal, shown at left and center of this figure, respectively. The right hand side profile was obtained during daytime and consequently does not any present bubble signature.

The interference of the bubble on telecommunications has been amply verified over the Brazilian territory, but they are not as frequently reported in scientific journals as their morphological and dynamics aspects of the plasma bubbles are. Pinhel has recently monitored radio scintillations in the Brazilian satellite Brasilsat B2 (4GHz) or C-band.

Ionospheric Plasma Bubbles over South America: Scientific Studies and Evidences of their Interference on Telecommunications

References

- Abdu, M.A., Bittencourt, J.A., Batista, I.S. 1981. Magnetic declination control of the equatorial F region dynamo field development and Spread-F. *Journal of Geophysical Research* 86, 11443-11446.
- Abdu, M. A., Muralikrishna, P., Batista, I. S., Sobral, J. H. A., 1991. Rocket observations of equatorial plasma bubbles over Natal, Brazil, using a high frequency capacitance probe. *Journal of Geophysical Research* 96(A5), 7689-7696.
- Abdu, M. A., Batista, I. S., Sobral, J. H. A., 1995. Equatorial ionospheric electric fields during magnetospheric disturbances Local Time/Longitude dependences from recent EITS campaigns. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 57(10), 1065-1094.
- Abdu, M. A., Sobral, J. H. A., Batista, I. S., Rios, V. H., Medina, C., 1998. Equatorial spread-F occurrence statistics in the American longitudes: diurnal, seasonal and solar cycle variations. *Advances in Space Research* 22(6), 851-854.
- Abdu, M. A., 2001. Outstanding problems in the equatorial ionosphere-thermosphere dynamics relevant to spread-F. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 57(8), 869-884.
- Batista, I. S., Abdu, M. A., Bittencourt, J. A., 1986. Equatorial F region vertical plasma drifts: seasonal and longitudinal asymmetries in the American sector. *Journal of Geophysical Research* 91(A11), 12055-12064.
- Fagundes, P.R., Sahai, Y., Takahashi, H., 1995. Investigation of OI 557.7 nm and 630.0 nm nightglow intensity ratios during passages of equatorial F-region plasma bubbles. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 57(8), 929-932.
- LaBelle, J., Jahn, J. -M., Pfaff, R. F., Swartz, W. E., Sobral, J. H. A., Abdu, M. A., Muralikrishna, P., Paula, E. R. de, 1997. The Brazil/Guará equatorial Spread-F campaign: results of the large-scale measurements. *Geophysical Research Letters* 24(13), 1691-1694.
- Sahai, Y., Fagundes, P. R., Bittencourt, J. A., 2000. Transequatorial F-region ionospheric plasma bubbles: solar cycle effects. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 62(15), 1377-1383.
- Soares, A. P., 2001. Monitoramento de cintilações em comunicações por satélite na faixa de 4 GHz. Paper to be presented at the 7th International Symposium of the Brazilian Society of Geophysics (SBGf).
- Sobral, J. H. A., Abdu, M. A., Batista, I. S., 1980a. Airglow studies on the ionosphere dynamics over low latitude in Brazil. *Annales Geophysicae* 36(2), 199-204.
- Sobral, J. H. A., Abdu, M. A., Batista, I. S., Zamlutti, C. J., 1980b. Association between plasma bubble and airglow disturbances over Brazilian low latitudes. *Geophysical Research Letters*, 11(7), 980-982.
- Sobral, J. H. A. and Abdu, M. A., 1990. Latitudinal gradient in the plasma bubble zonal velocities as observed by scanning 630mm airglow measurements. *Journal of Geophysical Research* 95(A6), 8253-8257.
- Sobral, J. H. A., Abdu, M. A., González, W. D., Tsurutani, B., T., Batista, I. S., 1997. Effects of intense storms and substorms on the equatorial ionosphere/thermosphere system in the American Sector from ground based and satellite data. *Journal of Geophysical Research* 102(A7), 14305-14313.
- Sobral, J.H.A., Abdu, M.A., Takahashi, H., Sawant, H.S., Zamlutti, C.J., Borba, G.L., 1999. Solar and geomagnetic activity effects on nocturnal zonal velocities of ionospheric plasma depletions. *Advances in Space Research* 24, 11, 1507-1509.
- Tsunoda, R. T., 1985. Control of the seasonal and longitudinal occurrence of equatorial scintillation by the longitudinal gradient in integrated E-region Pedersen conductivity, 90(A1), 447.
- Weber, E. J., Buchau, J., Eather, R. H., Mende, S. B., 1978. North-south aligned equatorial airglow depletion, *Journal of Geophysical Research* 83(A2), 712-716.
- Woodman, R. F., LaHoz, C., 1976. Radar observations of F region equatorial irregularities. *Journal of Geophysical Research* 81(31), 5447-5466.

Acknowledgements

This work was partially supported by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) and Fundação e Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP).



Lightning Characteristics in the Southeastern Region of Brazil: 1999-2000

K. P. Naccarato; O. Pinto Jr.; I. R. C. A. Pinto - INPE - São José dos Campos/SP - Brazil

A. Cazetta Filho; G. E. Amorim - CEMIG - Belo Horizonte/MG - Brazil

Abstract

Studies on lightning characteristics have been performed in Brazil since 1988 using lightning location systems (called here SLT). In this work the lightning characteristics in the southeastern region of Brazil during summer and winter of 1999 and 2000 were analyzed. Over a million atmospheric discharges were registered by the SLT system owned by CEMIG (Companhia Energética de Minas Gerais). The main objective was to determine the mean values for summer and winter of four basic parameters: the percentage of positive lightning, the peak current, the multiplicity, and the peak current of single and multiple lightning discharges. It was concluded that the peak currents of negative lightning are less intense than the peak currents of positive discharges. However, the negative lightning have a greater number of return strokes with a mean value of 1.74 while in positive lightning the mean value of strokes is 1.05. Negative discharges tend to be more intense in summer with a mean peak current of 36.9kA. The correspondent winter value is 29.9kA. Positive lightning present an inverse behavior with a mean value of 46.9kA in summer and 50.5kA in winter. It was observed that single lightning (both positive and negative) were less intense than the first return stroke of multiple lightning.

Introduction

The great number of lightning in Brazil - which increases during summer - and the high death rates caused by lightning have motivated the development of pioneer studies about the geographic distribution, physical and seasonal characteristics of the atmospheric discharges in this country. Lightning location systems provide information about large continental areas, particularly over populated regions [Pinto Jr. et al. 1996, 1999, 2000; Pinto et al. 1999, 2000]. However the data used in those earlier works were acquired when the SLT had a small number of sensors without the advanced features available now. Those limitations restricted the coverage area to the Minas Gerais State only and reduced the detection efficiency and the location precision of the system. The SLT has recently been upgraded with many technological improvements combined to a significant increase of the network coverage being now able to provide much more accurate data within a much larger continental area. Those improvements have motivated the realization of new studies of the characteristics of lightning in the southeastern region of Brazil aiming to complement the first results achieved on earlier works.

Generally, a lightning location network is used to detect the existence of lightning discharges and precisely identify the location where the cloud-to-ground (CG) lightning has struck the earth. This is accomplished through the use of multiple, remote sensors that detect the electromagnetic signals emitted by the discharges and filter out the signals from non-lightning sources. Each sensor detecting a lightning event sends the data about that event to a central processing system, known as Advanced Position Analyzer (APA). The APA collects the data from each sensor, compares the time the event was recorded by each sensor to ensure that the data applies to the same event and then mathematically computes the precise location of the CG lightning. In addition to the location, several other descriptive characteristics of each lightning event like peak current and multiplicity are recorded.

The SLT is composed by a hybrid network of 14 LPATS and IMPACT sensors manufactured by Global Atmospherics Inc. (GAI) in USA. The installation of these sensors was accomplished by INPE, CEMIG and FURNAS Centrais Elétricas in 6 states of the country (Goiás, Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Rio de Janeiro and Espírito Santo) as shown in *Figure 1*.

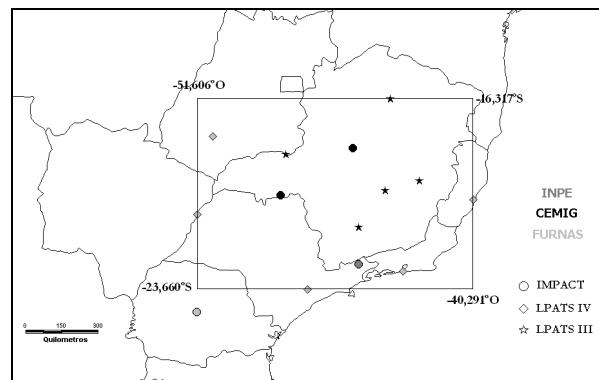


Figure 1 - The SLT network area. The detached area shows the limits of the studied region.

The LPATS sensors give information only on time data of the discharges and the intensity of the electric fields. The IMPACT sensors, on the other hand, are also able to inform the direction of the electromagnetic radiation, measuring the electric field and two orthogonal components of the magnetic field. All the sensors are synchronized by GPS with a precision of about 100ns. The IMPACT antennae also have more sophisticated criteria for discrimination of non-lightning events and intra-cloud (IC) discharges.

Lightning in Brazil: 1999-2000

Objectives and Methodology

The main objective of the present work was to verify the seasonal variability of lightning occurred in the southeastern region of Brazil during the last two years (1999 and 2000), using data set of four distinct periods: summer of 1999, winter of 1999, summer of 2000 and winter of 2000.

In order to get data with a maximum grade of accuracy and quality, considering the intrinsic limitations of the SLT, the analysis was limited to the area inside the network, which has approximately 965.000 km² and covers about the entire southeastern region, as illustrated in *Figure 1*. This region has the densest and most uniform distribution of SLT sensors providing more precise and trustable information. The APA has been set up with the most restricted configuration enhancing the quality of lightning information.

The physical parameters of lightning studied were multiplicity, percentage of positive discharges, and peak current of positive and negative flashes, including the single and multiple lightning separately.

Results and Discussion

Table 1 summarizes the CG lightning data in the summer and winter seasons for 1999 and 2000. The percentages of each polarity referring to the total number of events are highlighted in bold. The number of single and multiple flashes was also computed to each polarity. *Table 2* contains the mean of the physical parameters for both periods.

		Summer		Winter	
Negative	Single	539.430	61,09%	41.267	61,48%
	Multiple	343.603	38,91%	25.853	38,52%
	Total	883.033	94,28%	67.120	77,01%
Positive	Single	51.280	95,66%	19.132	95,50%
	Multiple	2.324	4,34%	902	4,50%
	Total	53.604	5,72%	20.034	22,99%
Total # of Flashes		936.637	91,49%	87.154	8,51%

Table 1 – Total number of cloud-to-ground flashes during 1999 and 2000.

	Negative		Positive	
	Summer	Winter	Summer	Winter
Mean Peak Current (kA)	-36.87	-29.91	46.89	50.50
Single Flashes Mean Peak Current (kA)	-35.41	-28.48	46.35	49.68
Multiple Flashes Mean Peak Current (kA)	-39.14	-32.21	59.10	67.77
Multiplicity	1.734	1.736	1.052	1.054

Table 2 – Means of physical parameters of CG lightning for 1999 and 2000.

Percentage of Positive Flashes

Table 1 shows that the percentage of positive flashes is significantly greater during winter reaching 23% against just 5.7% during summer (see *Figure 2*). Those results agree with Orville and Silver [1997] and Orville and Huffines [1999], who presented data over the contiguous United States from 1992-1995 and 1995-1997, respectively.

However Pinto et al. [1999] and Pinto Jr. et al. [2000] have obtained much greater percentages of positive flashes in summer (about 30%) while the winter values were closer (see *Table 1*). The reason for these discrepancies is the absence of IMPACT sensors in the previous network resulting in a higher contamination by intense IC discharges. The present system, composed by a hybrid network with more modern sensors and employing a more adequate configuration of the APA, achieved more accurate results in agreement with the mean values of about 10% obtained by other measurement techniques [Uman, 1987].

Peak Current

Table 2 shows that the negative flashes have an 18.9% more intense peak current in summer while the positive flashes present an opposite behavior being 7.2% more intense in winter (see *Figure 3*). According to Ogawa [1995] the negative flashes generally present mean peak currents of about 30kA while positive flashes tend to be stronger. There is still no agreement referring to typical values of peak currents for positive flashes due to their great dependency on instrumentation, geographic location and season [Uman, 1987].

The results summarized in *Table 2* are in partial agreement with Orville and Huffines [1999]. In the USA negative flashes do not show significant seasonal variability over a year. The positive flashes, however, present a greater variability with an intensity of about 34% greater in winter. The peak current mean values in the USA are significantly lower for both negative and positive flashes. Negative lightning have a mean peak current of 20kA and positive discharges have a mean of 15.5kA in summer and 23.5kA in winter. This can be explained by the lower-latitude location of the region studied in this work (22°S to 16°S) with respect to the whole territorial area of the USA which is above 30°N. Orville [1990] and Pinto Jr. et al. [1997] have shown that negative flashes tend to be more intense in equatorial regions (between 30°S and 30°N) probably due to greater cloud depths related to higher temperatures.

The same behavior was already observed by Pinto et al. [1999, 2000] in Brazil but the mean values encountered presented some differences referring to *Table 2*. Pinto et al. [1999] determined a higher mean peak current of negative flashes in summer (42kA) but a similar value in winter (29kA). Discrepancy the positive flashes had the much lower mean peak current

Lightning in Brazil: 1999-2000

values of 22kA in summer and 19kA in winter. The mean values calculated by Pinto et al. [2000] were greater than those obtained by Pinto et al. [1999] but still lower than the values shown in *Table 2*. Again the lightning location network used by the latter suffered a high contamination by IC discharges which are believed to be incorrectly classified as weak positive CG discharges thus reducing the overall mean of positive lightning peak current data.

Multiplicity

Table 2 shows that negative flashes have a greater number of strokes (with a mean value of 1.7) in comparison with positive flashes (which have a mean value of 1.05). The multiplicity does not present a significant seasonal variation for both negative and positive lightning (see *Table 2*). *Table 1* and *Figure 4* also shows a high percentage of single positive flashes (about 96%) while the single negative lightning represent a lower percentage (about 61%). These results agree with Pinto et al. [1997, 2000] considering both seasonal behavior and absolute mean values.

However, using very accurate measurement techniques, Rakov et al. [1994] demonstrate that the percentage of single negative lightning is of about 15%, which is much lower than the results obtained with lightning location systems. This fact also studied by Pinto Jr. et al. [1996] and Pinto et al. [1999] reveals the limitation of the SLT in determining precisely the multiplicity of lightning flashes. Diendorfer et al. [1998] have also obtained a high percentage of single negative flashes (with a mean of about 40%) attributing this result to the deficiency of the SLT in measuring the multiplicity. However this SLT limitation does not significantly affect the data of positive flashes due to their lower number of strokes. Diendorfer et al. [1998] presented a lower percentage in comparison to *Table 1* due to a higher performance of the SLT employed in their work, which have a significantly better efficiency on subsequent discharges detection.

Peak Current versus Multiplicity

The single lightning, both negative and positive, showed a lower peak current than the first return stroke peak current of multiple lightning, as shown in *Table 2*. These results agree with Pinto et al. [1997], where lower mean values were obtained. It was also concluded that the multiple negative flashes tend to be more intense during summer, which is in contrast with Pinto et al. [1997] but in agreement with Pinto et al. [1996]. Pinto et al. [1997] have explained these differences referring to the high altitude of the region studied in their work (Pico das Agulhas Negras, 2787m). They have also concluded that further studies would be necessary to lead to conclusive results.

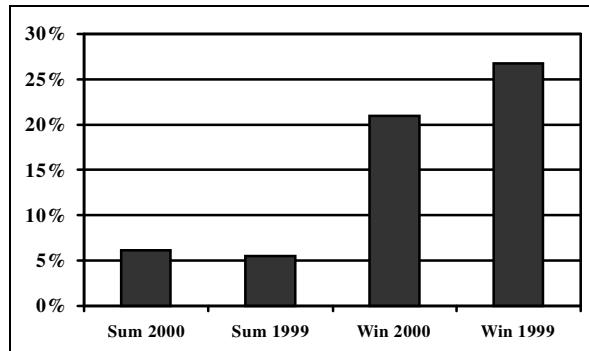


Figure 2 – Percentage of positive flashes.

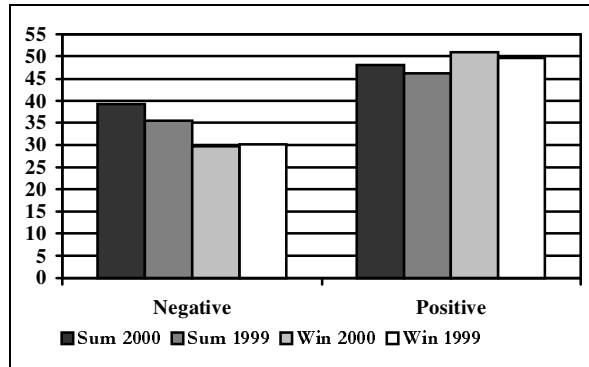


Figure 3 – Mean values of peak current (kA) for negative and positive flashes.

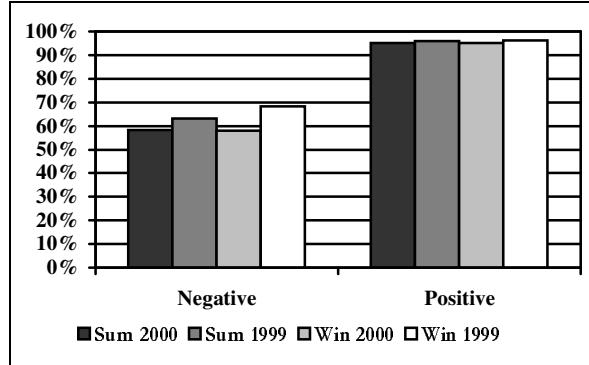


Figure 4 – Percentage of single flashes.

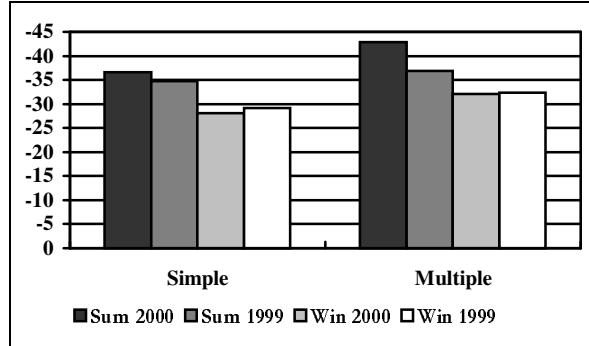


Figure 5 – Mean values of peak current (kA) for simple and multiple flashes.

Lightning in Brazil: 1999-2000

Conclusions

The percentage of positive lightning in southeastern Brazil was significantly higher in winter. However recent works in the USA [Orville and Silver, 1997; Orville and Huffines, 1999] have demonstrated that this physical characteristic depends largely on the geographic location and topographic conditions of the studied region due to their influence on the thunderstorm clouds morphology. Therefore the results obtained in this work are specific for the southeastern region of Brazil and hence the extrapolation to other regions must be performed carefully.

The results of this paper show that the negative flashes present a higher peak current during summer while the positive flashes are more intense in winter. The mean peak current values for negative lightning in the southeastern region of Brazil were significantly greater than the values in the USA. As the region studied is located at low latitudes, these results agree with the literature, which shows that negative flashes tend to be stronger in equatorial regions.

Finally it was concluded that the negative lightning have a greater number of strokes per flash than the positive lightning, which presented a high percentage of single discharges. There was no significant seasonal variation of the multiplicity for both positive and negative lightning. However other works using high precision measurement techniques reveal that the percentage of single negative lightning was much lower than the values obtained by lightning location systems. This occurs due to the limitation of the SLT in determining precisely the multiplicity of the flashes, caused by the low detection efficiency of subsequent return strokes. The data also shows that the single lightning tend to be weaker than the first return stroke of the multiple flashes.

Acknowledgement

The authors would like to thank CNPq, FAPESP and CEMIG for financial supports, data acquisition and processing facilities.

References

- Diendorfer G; Schulz W.; Rakov V.A. *Lightning characteristics based on data from the Austrian Lightning Location System*. IEEE Trans. EMC, 40(4), 1998.
- Ogawa, T. *Lightning Currents*. In: Volland, H. ed. Handbook of Atmospheric Electrodynamics. CRC Press Inc., v.1, 93-136, 1995.
- Orville, R.E. *Peak-current variations of lightning return strokes as a function of latitude*. Nature. 343, 149-151, 1990.
- Orville, R.E.; Silver, A. C. *Lightning ground flash density in the contiguous Unites States: 92-95*. Mon. Weather Rev. v.105, no.4, p.631-638, 1997.
- Orville, R.E.; Huffines, G.R. *Lightning ground flash measurements over the contiguous United States: 1995-97*. Mon. Wea. Rev. 127(11), 2693-2703, 1999.
- Pinto, I.R.C.A.; Pinto Jr., O.; Diniz, J.H.; Carvalho, A.M. *About the intensity of strokes in negative lightning flashes*. Anais 5º Cong. Intern. de Geofísica. São Paulo, 1997.
- Pinto, I.R.C.A.; Pinto Jr., O.; Rocha, R.M.L.; Diniz, J.H.; Carvalho, A.M.; Filho, A.C. *Cloud-to-ground lightning in southeastern Brazil in 1993: 2. Time variations and flash characteristics*. J. Geoph. Res., 104, D24, 31381-31387, 1999.
- Pinto, I.R.C.A.; Pinto Jr., O.; Diniz, J.H.; Carvalho, A.M.; Filho, A.C.; Cherchiglia L.C.L.; Amorim, G.E. *A long-term study of the lightning flash characteristics in the southeastern Brazil: 2. Peak current and multiplicity*. Proc. Int. Light. Detect. Conf. Tucson, 2000.
- Pinto Jr., O.; Gin, R. B. B.; Pinto, I. R. C. A.; Mendes Jr., O.; Diniz, J. H.; Carvalho, A. M. *Cloud-to-ground lightning flash characteristics in the southeastern Brazil for the 1992-93 summer season*. J. Geophys. Res., 101, D23, 29627-29635, 1996.
- Pinto Jr., O.; Pinto, I. R. C. A.; Lacerda M.; Carvalho, A. M.; Diniz, J. H.; Cherchiglia L. C. L. *Are equatorial negative lightning flashes more intense than those at higher latitudes?* J. Atm. Solar-Terrestrial Phys., 59(15), 1881-1883, 1997.
- Pinto Jr., O.; Pinto, I.R.C.A.; Gomes, M.A.S.S.; Vitorello, I.; Padilha, A.L.; Diniz, J.H.; Carvalho, A.M.; Filho, A.C. *Cloud-to-ground lightning in southeastern Brazil in 1993: 1. Geographical distribution*. J. Geoph. Res., 104, D24, 31369-31379, 1999.
- Pinto Jr., O.; Pinto, I.R.C.A.; Diniz, J.H.; Carvalho, A.M.; Filho, A.C.; Cherchiglia L.C.L.; Amorim, G.E. *A long-term study of the lightning flash characteristics in the southeastern Brazil: 1. Flash density and polarity*. Proc. Int. Light. Detect. Conf., Tucson, 2000.
- Rakov V.A.; Uman, M.A.; Thottappillil, R. *Review of lightning properties from electric field and TV observations*. J. Geoph. Res., 99, D5, 10745-10750, 1994.
- Uman, M. A. *The Lightning Discharge*. Academic Press Inc., 1987.



Lightning in Towers - Statistics Analysis of Lightning at Morro do Cachimbo (Brazil), South Africa, Switzerland And Japan.

Dalton Gilberto Guedes; O. Pinto Jr.; Marcelo M. F. Saba.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE – São José dos Campos – Brasil

Abstract

The statistics of lightning in towers recorded by direct measurements in Morro do Cachimbo (MCS - Brazil), Pretoria (SAF - South Africa), Mount San Salvatore (SSS, Switzerland- two towers), and Maki (JAP - Japan) stations are presented in this paper. Typical curves obtained at Morro do Cachimbo station are shown and a new nomenclature for positive junction lightning is suggested. The total number of lightning analyzed is 1349 flashes divided among the stations as: 53 (MCS), 66 (SAF), 967 (SSS), 118 (SSS) and 145 (JAP). The highest percent is of 59% for the negative upward flashes, where SSS contributed with 732 events and the lowest percent is of less than 1% for the rarest so-called positive downward flash. The other percentage are: Negative downward flash with 25,9%, positive upward flash 10%, positive junction flash 3,7% and unknown flash 1,3%. The mean flash multiplicity confirms the tendency to increase with decreasing latitude.

Introduction

Located at $43^{\circ}58'26''W$ and $20^{\circ}00'39''S$ Morro do Cachimbo station initiated its operation in 1985. During the recording period from 1985 to 1998, about 79 flashes were recorded from which 53 were evaluated statistically as shown in Table 1.

Table 1 - Lightning on Morro do Cachimbo From 1972 to 1977

Description	Quantity
Total quantity of lightning	53 (100%)
Negative downward lightning	29 (54,7%)
Negative upward lightning	10 (18,9%)
Positive upward lightning	11 (20,7%)
Positive downward lightning	-
Positive junction lightning	1 (1,8%)
Unknown polarity lightning	2 (3,9%)

Table 2 - Lightning in South Africa Tower From 1972 To 1987

Description	Quantity
Total quantity of lightning	66 (100%)
Average of lightning per year	4,33
Negative downward lightning	29 (44%)
Positive downward lightning	-
Positive upward lightning	-
Negative upward lightning	21 (32%)
Unknown registered flashes	16 (24%)

In 1973 an insulated tower was erected on a low hill near Pretoria at $28^{\circ}0' W$, $25^{\circ}50' S$ (Eriksson, 1978). During the recording period 1972 to 1988 about 66 flashes were recorded as showed in Table 2 (Gedenhuys et al, 1989).

Mount San Salvatore station ($8^{\circ} 57'W$, $45^{\circ}59'N$) registered about 1600 flashes in 28 years (1946 to 1974) of direct current measurements. The Table 3 shows the partial recording period 1963 to 1974 where the total flash reaches to 967 records (Berger, 1977).

This data corresponds to the two towers in Mount San Salvatore. In turn, Table 4 shows the data referred to each tower separately, considering 118 flashes recorded during the period 1961 to 1972 in Mount San Salvatore.

Winter lightning striking an isolated meteorological tower was observed at Maki near Niigata (Japan). During the recording period 1976 to 1992 about 145 flashes were recorded as shown in Table 5 (Goto and Narita, 1994).

Table 3 - Lightning In San Salvatore From 1963 To 1974.

DESCRIPTION	Quantity
Total quantity of lightning	967 (100%)
Average of lightning per year	4,33
Negative downward lightning	106 (11%)
Positive downward lightning	1 ($\leq 0,1\%$)
Positive upward lightning	102 (10,5%)
Negative upward lightning	732 (75,7%)
Positive junction lightning	262 (27%)

Table 4- Lightning in Towers T1 and T2 in San Salvatore from 1963 to 1971.

Description	Tower T1	Tower T2
Total quantity of lightning	59 (50%)	59 (50%)
Negative upward lightning	6 (10,15%)	2 (3,45%)
Negative downward lightning	42 (71,2%)	49 (83%)
Negative flash with a single stroke	29 (69%)	32 (65%)
Negative flash with multiple stroke	13 (31%)	17 (35%)
Positive downward lightning	0	1 (1,6%)
Positive upward lightning	6 (10,15%)	2 (3,45%)
Positive junction lightning	5 (8,5%)	5 (8,5%)

The Lightning in Towers

Table 5 - Lightning In Japan Tower From 1976 To 1992

Description	Quantity	Percent
Total quantity of lightning	145	100%
Positive upward or downward lightning	25	17,2%
Negative upward or downward lightning	91	62,8%
Bipolar flash (positive/negative)	29	20%
Positive – Negative flash + - -	7	-
Negative – Positive flash - - +	22	-
Negative flash with a single stroke	52	36%
Positive flash with a single stroke	14	10%
Negative flash with multiple strokes	39	27%
Positive flash with multiple strokes	11	7%
Bipolar flash with multiple strokes	29	20%

Lightning Registered at Morro do Cachimbo Station

The waveforms of lightning recorded at Morro do Cachimbo are shown in the following figures. Because the register time resolution change with time, the data was classified in three groups of acquisition and digitized in a unique time base.

Negative downward lightning: Figures 1 and 2 show the typical negative downward first return stroke current curve obtained at Morro do Cachimbo station.

Negative upward lightning: Figures 3 to 5 show the negative upward flashes acquired on Morro do Cachimbo.

Positive upward lightning: Figure 6 shows the positive upward lightning acquired on Morro do Cachimbo.

Positive downward lightning: During the period 1985 to 1998, when current measurements was carried out, the Morro do Cachimbo station recorded no positive downward lightning.

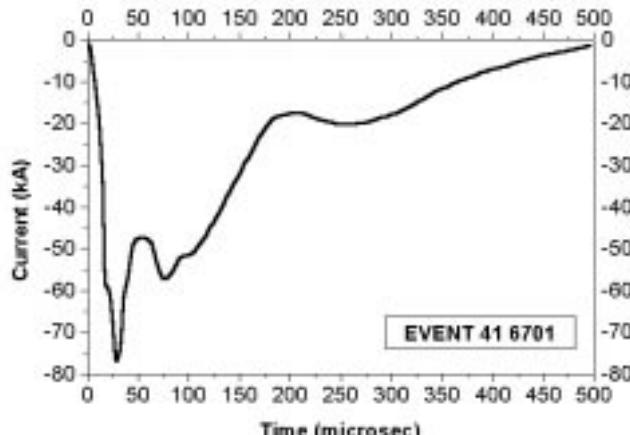


Figure 1 - Negative downward lightning – first return stroke

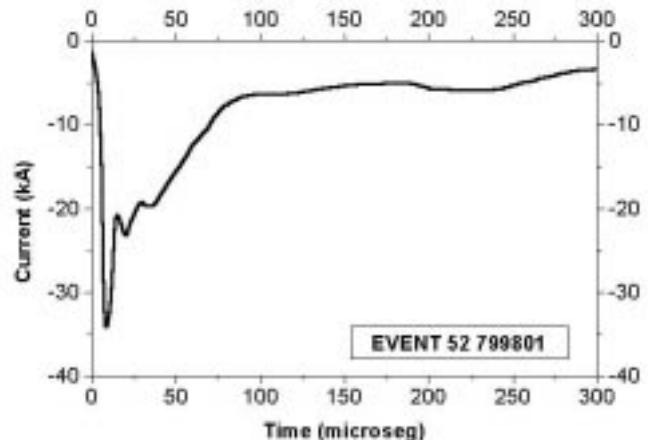


Figure 2 - Negative downward lightning – first return stroke

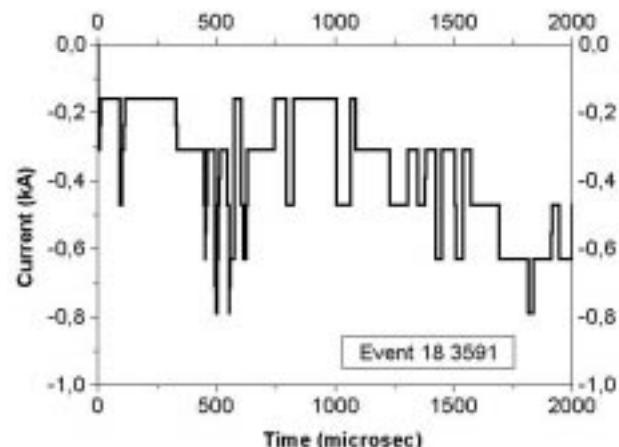


Figure 3 – Negative upward lightning with negative continuous current without any appreciable pulses

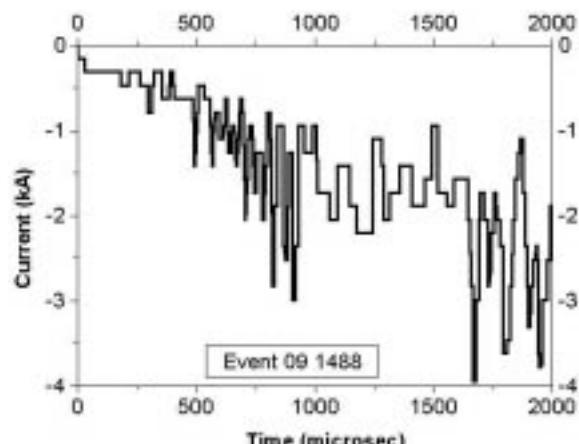


Figure 4 – Negative upward lightning with negative continuous current with pulses above 1 kA.

The Lightning in Towers

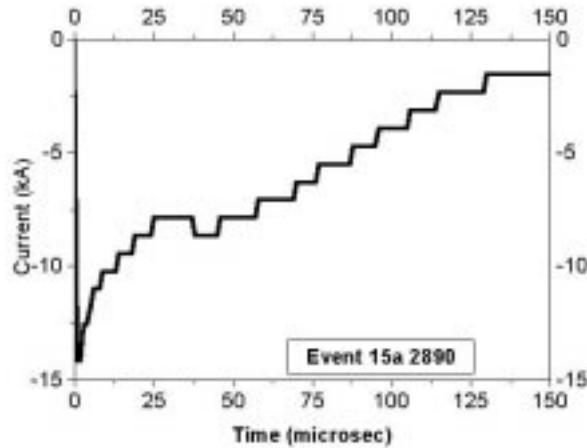


Figure 5 – Negative upward lightning with return stroke.

Positive junction lightning: First observed on Mount San Salvatore by Berger (1967; 1977), this kind represents the most severe lightning discharges. Also observed in the Japan winter season when many thunderstorms occur, it has been reported by Goto and Narita (1994). We suggest this name to indicate a special kind of lightning that also occurred on Morro do Cachimbo station as shown in Figure 7. As indicated by the field recorded by Berger (1977), the leader begins to develop as a result of intense field-changes, which are due to a preceding intra-cloud discharge. The current waveform feature shows very large amplitude and a “millisecond-scale” with risetimes up to hundreds of microseconds (Berger, 1975; Rakov, 1998).

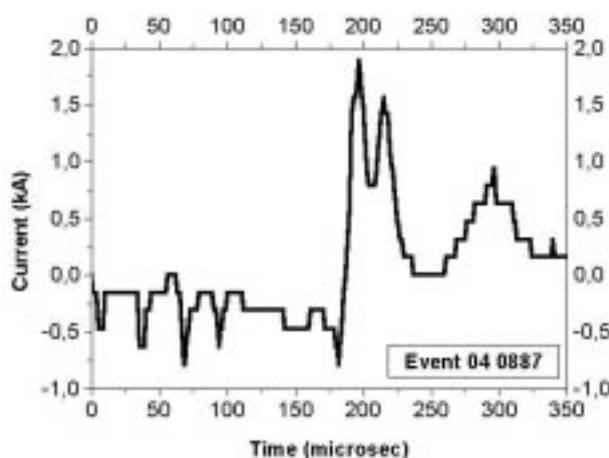


Figure 6 – Positive upward lightning with positive continuous current without any appreciable pulses

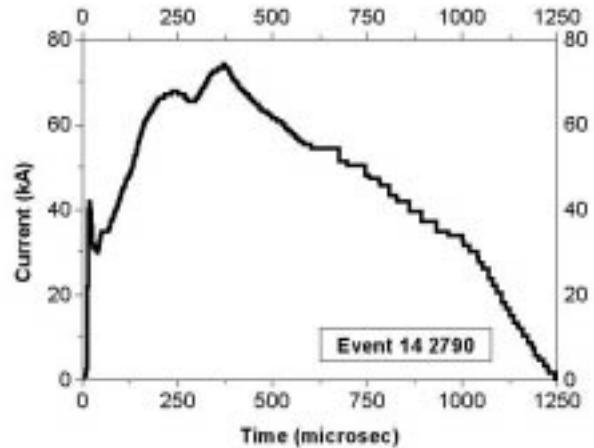


Figure 7 – Positive junction lightning current curve with impulsive current

Results

The Table 6 shows the data registered on Morro do Cachimbo (MCS), South Africa (SAF), Mount San Salvatore (SSS), total numbers and the towers T1, T2 separately and Japan (JAP) stations.

Conclusion

Lightning registered in direct measurements on Morro do Cachimbo (Brazil), Pretoria (South Africa), Mount San Salvatore (Switzerland) and Maki (Japan) have been analyzed. Percentages of 1349 negative and positive flash were compared. A new nomenclature for a special positive junction flash was. In summary, the main results are:

- The percent of negative upward lightning on San Salvatore station is higher than others stations due the minimum amplitude current value adopted by Berger (about 20A).
- The percent negative downward lightning: varies from 40% to 60%, not taking into account the percentage in SSS.
- The comparison among the average number of strokes per lightning on Mount San Salvatore, Morro do Cachimbo and South Africa confirms that the multiplicity of the lightning increase with decreasing latitude.
- The percent of positive downward lightning: is less than 0,1% in the total, without register in Morro do Cachimbo, South Africa and Japan.
- The positive junction lightning was recorded in Mount San Salvatore, Japan and Morro do Cachimbo stations.

The Lightning in Towers

Table 6
Classification of Lightning in the Stations

LIGHTNING DESCRIPTION	MCS	SAF	SSS	TOWER T1	TOWER T2	JAP	TOTAL
Total lightning	53 (100%)	66 (100%)	967 (100%)	60 (100%)	58 (100%)	145 (100%)	1349 (100%)
Negative upward (NU)	10 (18,9%)	21 (32%)	732 (75,7%)	6 (10%)	2 (3,45%)	22 (15%)	793 (59%)
Negative downward (ND)	29 (54,7%)	29 (44%)	106 (11%)	42 (70%)	49 (84,6%)	91 (63%)	346 (25,9%)
ND with a single stroke	14 (48,3%)	-	-	29 (69%)	32 (65%)	-	-
ND with multiple stroke	15 (51,7%)	-	-	13 (31%)	17 (35%)	-	-
Positive downward (PD)	-	-	1 (≤0,1%)	1 (1,7%)	-	-	2 (≤0,1%)
Positive upward (PU)	11 (20,7%)	-	102 (10,5%)	6 (10%)	2 (3,45%)	18 (12%)	139 (10%)
Unknown flash	2 (3,9%)	16 (24%)	-	-	-	-	18 (1,3%)
Positive Junction (PJ)	1 (1,8%)	-	26 (2,7%)	5 (8,15%)	5 (8,6%)	14 (10%)	51 (3,7%)

References

- K. Berger – “The Earth Flash” – Lightning Vol. 1 – R. H. Golde – Academic Press – 1977.
- K. Berger – “Novel observations on lightning discharges: results of research on Mount San Salvatore” – Journal of the Franklin Institute, vol. 283, n° 6, June 1967.
- Rakov, V.A. Comparison of Positive and Negative Lightning In: 1998 International Lightning Detection Conference - University of Florida - November 17 – 18, 1998 – Tucson Arizona –
- Goto, Y; Narita, K.I. Electrical characteristics of winter lightning – Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, vol. 57 no 5 PP 449-458, 1994.
- Eriksson, A. J.; The lightning ground flash - an engineering study. Pretoria. 400 p. South Africa. Thesis (pH. D. in Philosophy in the Faculty of Engineering) - University of Natal, Dec. 1979.
- Geldenhuys, H. J; Eriksson, A. J; Bourn, G. W. – Fifteen years data lightning current measurements on 60 m mast Trans. South Africa. IEEE, 1989.

Acknowledgments

We would like to thank CEMIG/UFMG for the data from Morro do Cachimbo station. We are also grateful to the colleague Maria Lucia Limiro for the enormous help in data processing.



Maximum amplitude of Solar Cycles

P.A. Larocca (1) and V. M. Silbergleit (1,2)

(1) Departamento de Física, Facultad de Ingeniería, UBA

(2) CONICET, Argentina

vsilber@fi.uba.ar

Introduction

To predict solar cycles we consider the predictor technique which is very interesting for studies of the relationship between Sun and Earth. This method is based on correlations between phenomena observed on the Sun or originating from the Sun using geomagnetic disturbance indices which are indicative of solar phenomena. The solar and the geomagnetic activities are measured by sunspot numbers and the AA* index. The above mentioned data are compiled for 1868 to 2000 (solar cycles 9 to 22).

We also use the predictor technique to reobtain the number of storms happened during the solar cycles 4 to 11. This information is considered to have the spectrum of periodicities(Fig.1). Once established, the series can be extrapolated to generate a prediction of future cycles.

The previous method indicates that the current solar cycle (N=23) would have a peak value of 137 ± 65 . This result agrees with prior results.

Solar activity and geomagnetic indices

The precursor method is a technique that can be used to forecast the amplitudes of the solar cycles. This method is based on correlations between the observed phenomena or those originated in the sun, during a solar cycle and the observations of geomagnetic storms. Besides, it considers that a solar cycle actually starts some years before the minimum.

We apply this method in the present study so as to forecast the amplitude of solar cycle number 23; to that effect, the AA* indices which characterize geomagnetic storms are considered. The average daily AA* index is obtained from the aa index that has been utilized in previous publications Silbergleit (1999 a and 1999 b). The

index of the tri-hourly geomagnetic activity is calculated using magnetograms of two observatories located in England and in Australia.. A historical advantage of using the AA* indices is that such indices have been collected since 1868 up to the present time; in this way a long temporal series of data is obtained. AA* indices are calculated in a way similar to the Ap but the available series are longer. Due to the difference of units in which the Ap and the AA* indices are measured, the values are different because different reference values are taken for the beginning and end of a magnetic storm. Comparing the years when the values overlap, it is shown that the relative frequency of storms per year is the same. It is interesting to notice that the total level of magnetic disturbances per year has substantially increased as from 1900. The mean annual aa value is greater at the present than the levels of maximum disturbance obtained before 1900.

The observation of annual distribution of the Ap indices reveals maximum values where the values of magnetic storms are high. The same distribution is observed in aa indices.

In order to calculate it, aa indices are taken in a three-hour period; when the average exceeds 60 nT a magnetic storm is regarded as being in progress. Arbitrarily it is decided that such storm continues until the mean value decreases from 60 nT. The maximum value obtained is referred to as AA*. Considering the average of 24 hours of disturbance of maximum geomagnetic storms, it is possible to obtain tables of these indices in the NOAA home page.

The precursor method has been used among others by Thompson, 1992. The present paper considers the observations of the activity up to the present time also utilizing this new AA* index as a measure of geomagnetic storms..

There exist different publications about the forecast of the maximum amplitudes of the solar cycle using the most diverse methods (see Gleissberg, 1942; Joselyn et al., 1997; Silbergleit, 1998; Silbergleit and Larocca, 2000).

Description of the method

From the analysis of the magnetic data it is inferred that the number of geomagnetic storms during each solar cycle depends on the maximum amplitudes of:

- a) the solar cycle during which it is observed, and
- b) the next solar cycle.

The data have been analyzed taking into account this fact and considering the AA* indices of geomagnetic activity (that characterize geomagnetic storms, the values of which exceed $60 \cdot 10^{-9}$ Tesla). Table 1 shows the maximum amplitudes of each solar cycle for the same period.

Using the linear relationship:

$$\alpha = A + B\eta + C\mu \quad (1)$$

By applying the method of the multiple linear regression to the series of data shown in the previous table, the constant values equal to: $A = -33 \pm 18$, $B = 0.74 \pm 0.13$ and $C = 0.56 \pm 0.13$ for the Equation (1) are obtained, where α is the number of magnetic storms, η the amplitude of the current solar cycle and μ the amplitude of the next solar cycle.

The best adjustment indicates that:

$$\alpha = (-30 \pm 19) + (0.98 \pm 0.12) (0.74 \eta + 0.56 \mu) \quad (2)$$

The coefficient of the linear correlation turned out to be 0.977. The amplitude of a solar cycle can be forecast using Eq. (2). The α value it represents the number of magnetic storms observed up to the minimum of the solar activity, previous to the beginning of the new cycle. A better precision is achieved in the multiple linear

regression performed, by taking into account both terms.

Thompson (1992) used the historical data to verify the results obtained with this method. He studied the maximum amplitudes of the solar cycles ranging from number 12 to 22 included considering Eq. (1).

We apply this method in the present study so as to forecast the AA* indices which characterize geomagnetic storms to solar cycles number 4 to 11 knowing the amplitude of these solar cycles. Table II shows the values of the solar activity obtained using Eq. (2). With the information we establish a spectrum of periodicities: a recurrence tendency of seven cycles is observed.

Two lagged values appear in a multiple regression adjusted to the solar cycle amplitude. One is associated with the Gleissberg period, also observed in the maximum sunspot number and the other is coincident with the periodicities in the C^{14} time record which is associated with solar activity variation.

Using the multiple regression method applied to:

$$Am(N) = \varepsilon + \beta Am(N-12) + \delta Am(N-7) \quad (3)$$

the constants are calculated and the values found are $\varepsilon = 285 \pm 65$, $\beta = -0.91 \pm 0.49$, $\delta = -0.55 \pm 0.32$. Where $Am(N-7)$ is the amplitude of solar cycle number N-7, $Am(N-12)$ is the amplitude of solar cycle number N-12 and $Am(N)$ is the amplitude of solar cycle number N.

The Upper Limit of the Maximum Solar Activity for Cycle No. 23

Equation (3) allows us to make an estimate of the maximum amplitude to be expected during solar cycle number 23, it is found that for the next solar cycle its peak value would be (137 ± 65) sunspots. Considering previous publications by:

- a) Silbergleit (1998) who forecasts a value of the maximum solar activity for cycle No. 23 of (173 ± 14) monthly average spots and
- b) Joselyn et al. (1997) forecast a maximum expected value of the solar activity of (160 ± 30) monthly average spots.

Conclusion

The present article presents a quick manner to evaluate the upper limit of the maximum solar cycle 23 by using Eq. (3). Considering these results it is possible to verify the advantage of this method within the limits of calculated error.

As the occurrence of magnetic disturbances not only depends on the solar activity during the cycle in which those disturbances are observed but also on the previous cycle, it is important to take this effect into account. Many applications of the precursor technique only consider the final period of the previous cycle.

Acknowledgements

This article has been prepared with the economic support of the University of Buenos Aires and CONICET from Argentina

References

- Gleisberg, W., 1942. Probability laws of sunspot variations, *Astrophys. J.* 96, 234-238.
- Joselyn, J. A.; Anderson, J. B.; Cofley, H.; Harvey, K.; Hathaway, D.; Heckman, G.; Hildner, E.; Mende, W.; Schatten, K.; Thompson, R.; Thompson, A. W. P. and White, O. R., 1997. Panel achieves consensus prediction of solar cycle 23. *EOS Trans. AGU*, 78 205-212.
- Silbergleit, V. M., 1999. The most geomagnetically disturbed 24 hours, *Studia Geoph. et Geod.* 194-200.
- Silbergleit, V. M., 1998. On the statistics of maximum sunspot numbers, *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics* 60 1707-1710
- Silbergleit, V. M., 1999a. Forecast of the most geomagnetically disturbed days, *Earth Planets and Space*, 51 19-22.

Silbergleit,
V. M. and Larocca P. A., 2000. The Magnetic storms and the Solar variability /p General Assembly of the EGS. Scientific programme of

the European Geophysical Society.

- Richard Thompson, 1992. A technique for predicting the amplitud of the solar cycle. *Proceedings Solar Terrestrial Predictions IV*, 2 321-325.
- Forecast of solar maximum and minimum dates for solar cycles 23 to 29. Ana G. Elias and Nieves Ortiz de Adler. *Annali di Geofísica* Vol. 41. N°1. 1998

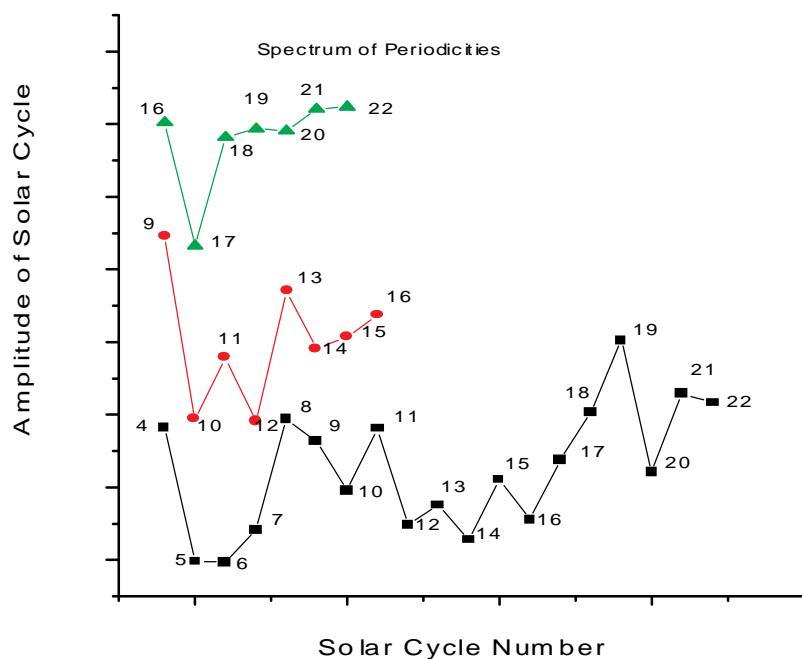
Table 1 Data from cycles 11 through 22.

Cycle	B*η	A*μ	B*η+ A*μ	Storm (α)
11	103.9	41.8	145.8	87
12	55.2	49.2	104.4	73
13	65.05	35.9	100.9	86
14	47.5	59	106.5	59
15	78	43.7	121.7	83
16	57.8	66.7	124.5	94
17	82.2	88	170.2	149
18	112.3	112.7	224.9	170
19	149	61.9	210.9	187
20	81.8	92.1	173.9	154
21	121.7	88.8	210.5	189
22	117.3			209

Table II Data from cycles 4 through 11

SOLAR CYCLE NUM.	AMP. OF SOLAR CYCLE	NUMBER OF STORMS (AA*)
4	141.2	98±33
5	49.2	30±33
6	48.7	41±33
7	70.8	100±33
8	146.9	141±33
9	131.6	72±33
10	97.9	115±33
11	140.5	87±33

Fig.1 Spectrum of periodicities





Multiplicidade de Raios Nuvem-solo Negativos no Sudeste do Brasil

Evandro de Carvalho Ferraz, O.Pinto Jr, I.R.C.A.Pinto, INPE, Brazil

Resumo

Neste trabalho é descrito um equipamento para medir campos elétricos gerados por raios nuvem-solo, a uma distância de até 50 km. O equipamento possui uma unidade analógica de recepção e uma conversora A/D, que salva essas informações digitalmente em um PC, a uma taxa de 25000 pontos por segundo. Foram medidos mais de 600 raios no verão de 98/99 e utilizando-se um software desenvolvido especificamente para análise desses dados, obteve-se uma multiplicidade de 3,28 descargas de retorno por raio. Uma avaliação criteriosa dos dados nos permitiu um maior conhecimento das características dos relâmpagos que ocorrem em nossa região. A multiplicidade medida na região sudeste do Brasil ficou abaixo das taxas encontradas na Flórida (4,0) e na África do Sul(4,1). O tempo médio entre as descargas de retorno obtido por nós foi de 83 ms, o que está dentro dos tempos encontrados para a África do Sul(63 ms) e Flórida(90 ms). Com base nesse equipamento de medidas de campo elétrico, está sendo desenvolvido um outro equipamento, para proteção contra descargas elétricas atmosféricas, cujos resultados preliminares também são apresentados nesse trabalho.

Introdução

Medidas da radiação eletromagnética produzidas por raios é o principal meio para o levantamento em larga escala do comportamento de tempestades, visto que medidas diretas, com equipamentos instalados em torres, embora as medidas sejam mais precisas, são de menor abrangência. Temos ainda a incerteza se a descarga ocorrida na torre teria as mesmas características de multiplicidade e tempo entre descargas de retorno, se a torre não existisse. Para medidas em larga escala, temos no Brasil um sistema que cobre o sudeste do país, mas sua confiabilidade no que se refere à multiplicidade é baixa. Para termos medidas confiáveis, em larga escala, foi desenvolvido um equipamento para detecção e análise de ondas eletromagnéticas geradas por descargas atmosféricas. A partir desse equipamento está sendo desenvolvido um sensor de tempestades para monitoramento de segurança.

Descargas nuvem-solo envolvem um número de processos que produzem um campo eletromagnético característico. Neste trabalho, analisaremos dados de campos elétricos gerados por vários raios com distâncias que variam de quilômetros até dezenas de quilômetros. Ênfase será dada a multiplicidade e ao tempo entre as descargas de retorno.

Técnica experimental

Com o intuito de estudar os campos eletromagnéticos gerados por descargas elétricas, desenvolveu-se um equipamento no INPE, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, em São José dos Campos, SP. Esse equipamento tem como função a detecção, conversão analógica/digital e armazenamento em PC de ondas eletromagnéticas geradas por descargas atmosféricas. Esse equipamento detecta descargas que estejam próximas, ou seja, num raio menor que 50km, gerando um sinal elétrico, com amplitude proporcional à radiação recebida. Ele opera numa faixa de freqüências desde Hz até 200kHz, faixa esta onde se encontra a maior potência irradiada pelas descargas. A Figura 1 mostra o diagrama em blocos do receptor.

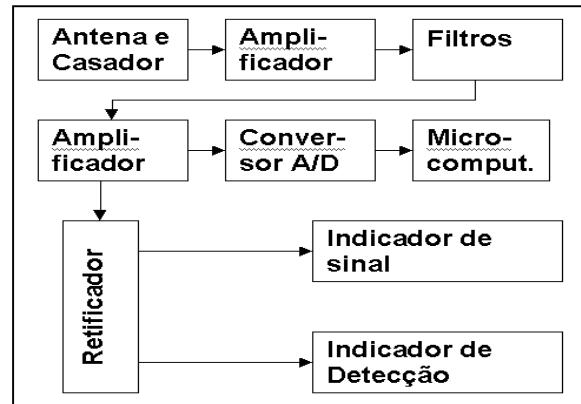


Fig.1: Diagrama em blocos do receptor.

Estamos usando, para captação dos sinais elétricos, uma antena de cobre, cilíndrica, com 2m de comprimento e uma área frontal, para qualquer direção, de 450 cm², montada em uma local com pouco ruído eletromagnético de fundo e uma taxa de amostragem para digitalização do sinal de 40µs, o que é conveniente para se detectar a multiplicidade e o tempo entre descargas de retorno, que é o objetivo desse estudo.

Resultados

Foram processados 631 raios, na região de São José dos Campos, SP. Para análise dos mesmos, foram utilizados critérios com base na literatura, como por exemplo, um espaçamento de até 300ms entre as descargas de retorno, para que fossem consideradas do mesmo raio. As Figuras 2 e 3 resumem essencialmente todos os dados analisados.

Estudo de Multiplicidade de Raios

A Figura 2 mostra o histograma do número de descargas de retorno de raios nuvem-solo negativos. A multiplicidade média encontrada foi de 3,28 descargas por raio, o que ficou abaixo das taxas encontradas na Flórida (4,0), por Thomson et al. (1984), e na África do Sul (4,1), por Scholand (1956).

Com relação a média de multiplicidade, verificamos que 35% dos raios possuem apenas uma descarga de retorno, o que é um percentual maior do que os 20 encontrados na literatura (Pinto Jr e Pinto) 2000.

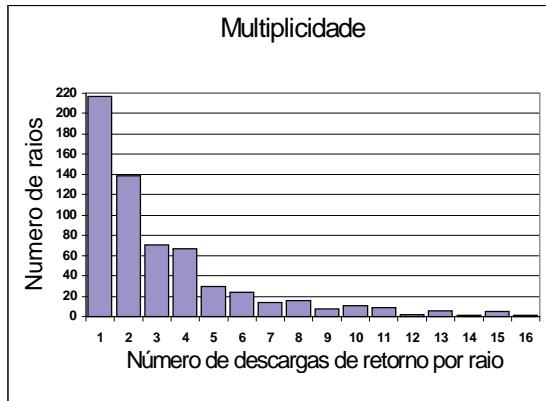


Fig.2: Multiplicidade das descargas negativas nuvem-solo na região de São José dos Campos - SP.

A Figura 3 mostra a curva de distribuição dos tempos entre as descargas de retorno. Foi usada uma escala logarítmica, base 2, para o eixo das abscissas, o que nos leva a uma distribuição gaussiana. O tempo médio entre os descargas de retorno obtido por nós foi de 83 ms, o que está dentro dos tempos encontrados para a África do Sul(63 ms) e Flórida(90 ms).

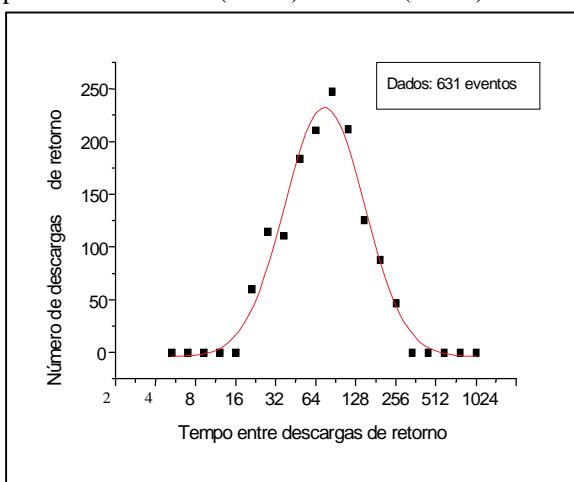


Fig.3 Distribuição dos tempos entre as descargas de retorno

Aproveitando-se do projeto do equipamento para medida de campo elétrico, está sendo desenvolvido um detector de tempestades, para ser usado na prevenção de acidentes pessoais e materiais, devido a descargas atmosféricas. Ele foi projetado para detectar a aproximação destas, a uma distância de até 50 km e deve ser instalado em áreas abertas, tais como pátios de escola e campos de futebol. Sua finalidade é alertar pessoas, em regiões de risco pessoal e usuários de equipamentos sensíveis que possam ser desligados.

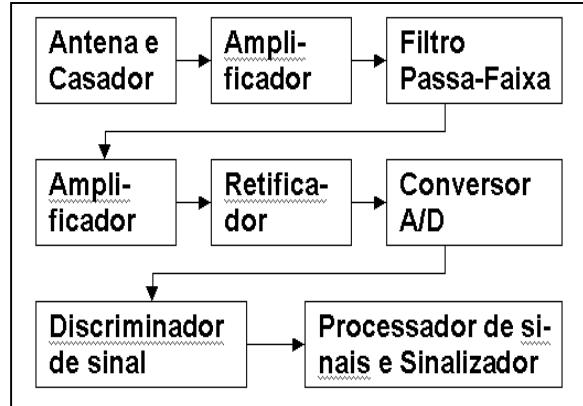


Fig.4 Diagrama em blocos do sensor de tempestade.

A Figura 4 mostra o diagrama em blocos do sensor de tempestades. A principal diferença entre este e o medidor de descargas elétricas é que esse sensor não tem como objetivo a medida exata da forma de onda da radiação elétrica gerada pelas descargas, mas sim, sua identificação, em detrimento dos tantos outros sinais elétricos captados pela antena, e através desses sinais, inferir uma distância radial de onde a descarga provavelmente ocorreu. Um aspecto importante para um bom desempenho do sensor é a sua calibração. Para tanto, radiações elétricas geradas por descargas naturais, foram medidas simultaneamente por um sensor calibrado colocado junto a ele. Esse sensor calibrado possui 3 ranges de distância. Um até 6 km, outro de 6 a 20 km e outro para mais de 20 km. Obtivemos 60 ocorrências para descargas até 6 km e cerca de 90 descargas para distâncias entre 6 e 20 km. Essas medidas de distância foram correlacionadas com as amplitudes medidas pelo sensor desenvolvido e são plotadas na Figura 5. Pelas curvas, podemos perceber nitidamente um valor do limiar de 2 V, que nos dá um acerto maior que 90% para discriminação de dois ranges de distâncias, um até 6km e outro acima disto.

Estudo de Multiplicidade de Raios

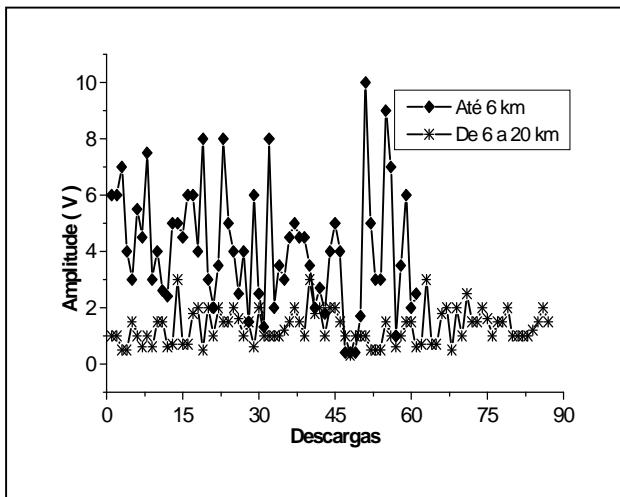


Fig.5: Curvas de dispersão das amplitudes por range.

Além das medidas coincidentes, levantamos também as descargas que não foram detectadas pelo sensor, mas que ocorreram dentro do range de 20 km e estas estão na ordem de 20%. Foram também medidos os falsos alarmes, ou seja, detecções em casos em que não ocorreram descargas, e elas ficaram na ordem de 5%. Esse equipamento ainda está em desenvolvimento para melhor escolha de filtros, visando obter-se um terceiro range de distância. Uma separação em 20 km e consequentemente um novo range, nos garantiria um alerta da aproximação de uma tempestade com antecedência.

Conclusões

Pela primeira vez foram apresentados resultados sobre a multiplicidade dos raios no sudeste do Brasil durante o verão a 1998/1999, obtidos independentemente do sistema de detecção de raios que cobre o sudeste. Os dados foram comparados a dados semelhantes obtidos para outras partes do mundo. As principais conclusões são:

A multiplicidade levantada (3,28) está um pouco abaixo da literatura (4,0), Thomson et al. (1984), e (4,1), Scholand (1956);

O tempo médio entre descargas de retorno encontrado, de 83 ms, está de acordo com a literatura, que o apresenta entre 63 ms e 90 ms Thomson et al (1984);

Os resultados preliminares, do sensor de segurança apresentados, já mostram a funcionalidade deste e nos orientaram para as melhorias que estão sendo implementadas.

Sugere-se a instalação deste equipamento na região equatorial brasileira, para verificar se há correlação entre multiplicidade e latitude.

Referencias

- Pinto Jr,O. e Pinto,I.R.C.A., Tempestades e Relâmpagos no Brasil,2000.
Scholand, B. F.J., *The lightning discharge*, Handb.der Phys., vol.22, pp.576-628, Springer-Verlag, New York,1956.
Thomson, E.M., M.A.Galib, M.A.Uman, W.H. Beasley, and M.J.Master: Some Features of Stroke Occurrence in Florida Lightning Flashes. J. Geophys Res.,89:4910-4916(1984).

Agradecimentos

Gostaríamos de agradecer a FAPESP por apoiar essa pesquisa, processo nº 96/02239-3.



Observations of broadband UV-A and UV-B solar radiation at 23°S, 45°W

E. Echer and V. W. J. H. Kirchhoff

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, PO 515, 12201-970, São José dos Campos, SP, Brazil.

ezequiel@dge.inpe.br

Abstract

Observations of broadband UV-A and UV-B solar radiation at 23°S, 45°W, in Taubaté and São José dos Campos, São Paulo State, Brazil, were made during the period 1996-1999, near local noon. The seasonal variations were studied, and it was found the annual variability to be larger for UV-B range than for the UV-A range, with summer/winter ratios of 1.4 for UV-A and 2.3 for UV-B. Both UV-A and UV-B variations are modulated by the solar zenith angle, but the UV-B range has a higher attenuation with the increase in solar zenith angles, because of the larger atmospheric optical path in this spectral range.

Introduction

The solar ultraviolet (UV) radiation in earth's atmosphere is defined as: UV-A (320-400 nm), UV-B (280-320 nm) and UV-C (wavelength <280 nm). The UV-C range is fully absorbed in the atmosphere, while the UV-B range is strongly absorbed by the ozone layer, and the UV-A range reaches ground level without much attenuation.

The UV-B-ozone relation is well known and several studies have been made to correlate ozone variations and UV-B (Frederick and Lubin, 1988; Bais et al., 1993; Kerr and McElroy, 1993). Observations of broadband UV-A and UV-B radiation are presented for 23°S, 45°W in Brazil. Measurements were obtained near Taubaté, from January 1996 to December 1997 (Kirchhoff, 1997) and at São José dos Campos, from July 1998 to August 1999 (Echer, 1999).

Instrumentation

The UV data used in this work was obtained with a hand-held UV-Meter manufactured by Solar Light Co. Inc. The spectral response of this detector is 280-320 nm for the UV-B channel and 320-400 nm for the UV-A channel. UV-B measurements are weighted with the Erythema Action Spectrum from McKinlay-Diffey(1987). This detector has an estimated 5% of cosine error for solar zenith angles larger than 60°. UV measurements were made close to local noon, in days when the Sun was not blocked by clouds. The sensor was pointed directly to the Sun, measuring the

global radiation arriving on a surface normal to the solar beam

UV-B measurements are given in units of MED/hr (Minimal Erythema Dosis/hr), the biologically effective power that causes the erythema on human skin. UV-A measurements are given in units of mW/cm².

Results and Discussion

Figure 1 shows UV-A and UV-B time series and the solar zenith angle (sza) variability. It is easily seen from Figure 1 the strong annual cycle of solar UV-A and UV-B radiation, which is 180° out of phase with the solar zenith angle variation. The solar angle is indeed the main factor to modulate the seasonal variation of solar UV radiation. Average seasonal curves were calculated from the daily values from 1996 to 1999, for UV-A and UV-B radiation. In Figure 2 are presented the 30 days running average of the mean seasonal curves for UV-A and UV-B.

Table I shows the average for each season, Summer – January, February and December; Autumn – March, April and May. Winter – June, July and August; Spring – September, October and November. Seasonal ratios were also calculated and are presented in Table II.

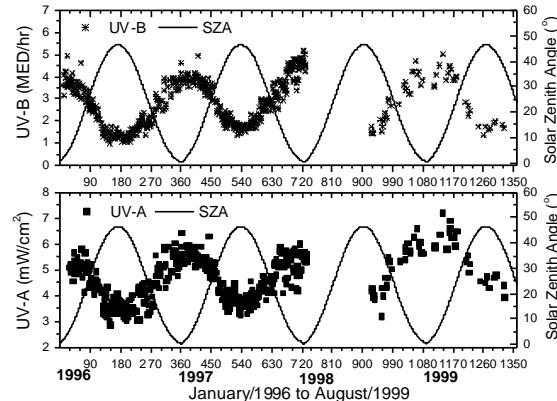


Figure 1: Daily observations of UV-A and UV-B, with solar zenith angle (sza) variations.

UV-A and UV-B radiation at 23°S, 45°W

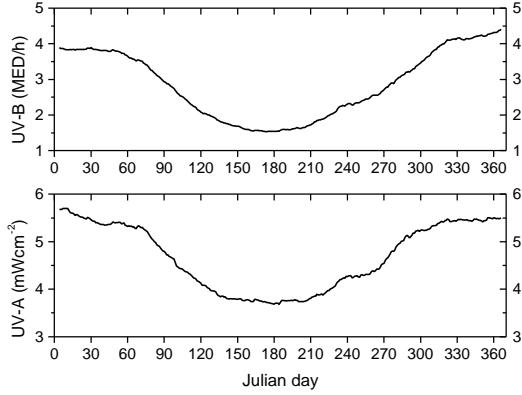


Figure 2: Mean seasonal curve for UV-B and UV-A radiation – 30 days running average.

Table I – Seasonal averages and standard deviation

Season	UV-A mean (mW/cm ²)	UV-A SD (mW/cm ²)	UV-B mean (MED/hr)	UV-B SD (MED/hr)
Summer	5.61	0.06	3.96	0.12
Autumn	4.63	0.34	2.87	1.12
Winter	3.96	0.16	1.69	0.24
Spring	5.14	0.51	3.20	0.61

Table II – Seasonal ratios

Seasonal ratios	UV-A	UV-B
Summer/winter	1.41	2.34
Summer/autumn	1.21	1.37
Summer/spring	1.08	1.24

It is observed from Table II that the UV-B radiation shows a larger relative annual variability than the UV-A radiation. The summer/winter ratio is 1.41 for UV-A and 2.34 for UV-B. The solar zenith angle is the main factor affecting UV radiation, UV-B being more affected than UV-A, because radiation at lower wavelengths is more scattered by air molecules and has a stronger absorption by ozone. The relation of UV-A and UV-B with solar zenith angle is seen in Figure 3, where UV-A and UV-B were normalized to compare the variability of each band with solar zenith angle.

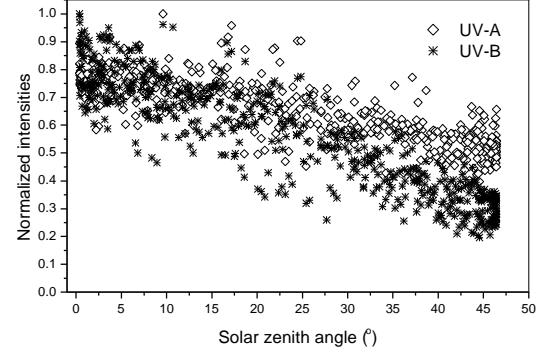


Figure 3 : Normalized UV-A and UV-B amplitude versus solar zenith angle.

Figure 3 shows that for low solar zenith angles ($\text{sza} < 10^\circ$), the variation of normalized UV is similar for UV-A and UV-B bands, but as the solar zenith angle increases, the UV-B radiation decays faster than the UV-A radiation. Thus, the relative values of UV-A are larger than those of UV-B. Despite the relative large bandwidth and a contribution from diffuse radiation, a calculation using Beer's law for the wavelengths 305 nm, representative of the UV-B range, and 340 nm, for UV-A, is shown in Figure 4. The calculation considers only Rayleigh scattering and ozone absorption. Figure 4 shows the difference in attenuation between UV-A and UV-B ranges, caused by the different ozone and Rayleigh scattering cross sections.

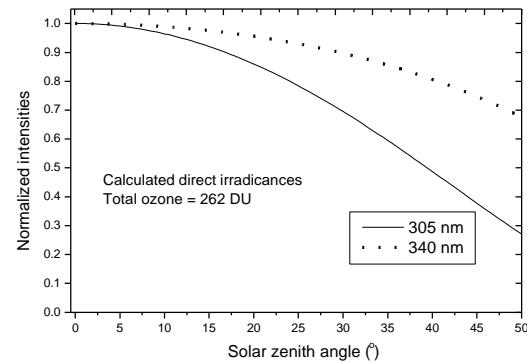


Figure 4: Theoretical calculations using Beer's Law for UV-A (340 nm) and UV-B (305 nm) dependency with solar zenith angle.

UV-A and UV-B radiation at 23°S, 45°W

It is seen in Figure 4 that for solar zenith angles < 10°, normalized UV-A and UV-B radiation have similar intensities. For larger solar zenith angles, UV-B decays faster than UV-A, as it was observed in data seen in Figure 3.

Conclusions

Observations of broadband UV-A and UV-B solar radiation at 23°S, 45°W were analyzed. A strong annual cycle is observed in anticorrelation with the solar zenith angle. It was observed that UV-B has a higher annual variability than UV-A radiation, because UV-B radiation is more attenuated than UV-A with increasing solar zenith angle, as expected, by the absorbing and scattering effects of a larger atmospheric optical path.

Acknowledgements

Thanks to Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) for Doctorate fellowship (project number 99/07221-3).

References

- Bais, A. F., C. S. Zerefos, C. Meleti, I. C. Ziomas, and K. Tourpali, Spectral measurements of solar UVB radiation and its relations to total ozone, SO₂ and clouds, *J. Geophys. Res.*, 98, 5199-5204, 1993.
- Echer, E. Observação da Radiação Ultravioleta Solar Tipo B em Banda Larga. Dissertação de Mestrado em Geofísica Espacial, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, INPE-7254-TDI/697, 1999.
- Kerr, J. B. & McElroy, C. T. Evidence for Large Upward Trends of Ultraviolet-B Radiation Linked to Ozone Depletion. *Science*, 262: 1032-1034, 1993.
- Kirchhoff, V. W. J. H., Recent Results of UV-B Measurements in Brazil, *Fifth International Congress of the Brazilian Geophysical Society* São Paulo, SP, p.1227, 1997.
- Frederick, J. E.; Lubin, D. The budget of biologically active ultraviolet radiation in the Earth - atmosphere system. *J. Geophys. Res.*, 93, 3825-3832, 1988.
- McKinlay, A. F. and Diffey, B. L.. A reference action spectrum for ultraviolet-induced erythema in human skin. In: Passchler and Bosnjokovic ed.. *Human exposure to ultraviolet radiation: Risks and regulations* Amsterdã (Holanda), Elsevier, 1987.



Perfil Médio da Camada de Ozônio na Região Central do Rio Grande do Sul

L. von Mühlen¹, R. A. Guarnieri¹, D. B. Contreira¹, L. Horst¹, F. Coeli¹, D. Rossato¹, L. Padilha¹, E. Echer², F. L. Guarnieri², A. Griebler¹, D. K. Pinheiro³ e N. J. Schuch¹

¹*Centro Regional Sul de Pesquisas Espaciais (CRSPE/INPE)*, ²*Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)*,

³*Universidade Federal de Santa Maria (UFSM)*

leandro@lacesm.ufsm.br

Resumo

O perfil vertical da Camada de Ozônio atmosférico, obtido por sondagens atmosféricas realizadas durante o período de novembro de 1996 a abril de 1998, no Observatório Espacial do Sul, Lat. 29,44°S - Long. 53,82°O, do Centro Regional Sul de Pesquisas Espaciais – OES/CRSPE/INPE, em São Martinho da Serra, Região Central do Rio Grande do Sul é estudado. Foram analisados dados de 34 sondagens. Um perfil médio do Ozônio atmosférico foi obtido e períodos de máxima e mínima concentrações de Ozônio foram analisados. Calculou-se o Ozônio total integrando-se os perfis obtidos com as sondagens e utilizando-se o método da Climatologia de McPeters, sendo que os resultados foram comparados com o instrumento TOMS (*Total Ozone Mapping Spectrometer*) e com o Especrofotômetro Brewer # 081.

Introdução

Perfis verticais de Ozônio atmosférico são medidos em vários locais usando Ozoniosondas com Células de Concentração Eletroquímica (ECC) levadas por balões [Dütsch and Ling, 1973; Hoffman et al., 1994]. Medidas do perfil vertical de Ozônio, bem como medidas da variação da temperatura da atmosfera em função da altitude foram feitas no Observatório Espacial do Sul, no período de novembro de 1996 a abril de 1998. A mesma técnica que vem sendo utilizada em Natal, Rio Grande do Norte, Lat. 5,42°S - Long. 35,6°O usando Ozoniosondas ECC [Kirchhoff et al., 1991] foi utilizada em São Martinho da Serra [Schuch et al, 1997].

O perfil vertical da Camada de Ozônio varia ao longo do ano. As concentrações de Ozônio observadas normalmente apresentam valores muito menores na troposfera do que na estratosfera. A concentração de ozônio após cerca de 10 km em média, aumenta com a altura, até atingir um valor máximo. A altura do máximo depende da latitude e das estações do ano. Após este nível, a concentração diminui quase que exponencialmente com a altura, na média e alta estratosfera e na baixa mesosfera [Whitten e Prasad, 1985].

A altitude da densidade máxima de Ozônio encontra-se entre 25 e 27 km nos trópicos e entre 13 e 18 km nas regiões polares, com valores de pressão parcial no pico máximo em torno de 140 nb nos trópicos e 220 nb em latitudes polares durante a primavera em condições normais, quando não há a ocorrência do buraco de Ozônio antártico [Whitten e Prasad, 1985].

A temperatura é o parâmetro usualmente utilizado na divisão da atmosfera em camadas, sendo que a camada mais próxima da superfície terrestre é a troposfera. Na região tropical esta camada atinge 16 - 18 Km de altura. [Kirchhoff, 1992] Na troposfera a temperatura diminui com a altura, sendo que a troposfera estende-se desde a superfície até a tropopausa, local onde o gradiente de temperatura é nulo, ou seja, neste ponto a temperatura começa a aumentar com a altura devido à existência de uma fonte de calor representada pelo Ozônio da atmosfera, que transfere calor para os gases majoritários após absorver radiação ultravioleta do Sol [Kirchhoff, 1995]. A estratosfera é a camada logo acima da tropopausa, sendo a tropopausa o ponto que separa a troposfera da estratosfera.

Metodologia

Foram utilizadas ozoniosondas do tipo ECC [Komhyr, 1969; Komhyr and Harris, 1971] que são compostas por um sensor de Ozônio ECC, por uma bateria que alimenta o motor da bomba de ar e uma interface eletrônica que conecta o sensor de Ozônio a uma radiosonda meteorológica para a telemetria dos dados. Durante a ascensão do balão, os dados que são transmitidos por telemetria para a estação terrena são a pressão atmosférica, temperatura externa, a umidade relativa do ar, Ozônio, temperatura da caixa ou da bomba e temperatura externa.

O pacote de instrumentação para sondagens de Ozônio W-9000/Microssonda Mark II da Viz Meteorological Sytems Group da Sippican Inc. Company, consiste de elementos de equipamentos e software, que permitem ao usuário utilizar uma Microssonda Mark II, especialmente configurada, acoplada a uma sonda de Ozônio Modelo Z ECC da Companhia EN-SCI, para obter um perfil vertical de dados de Ozônio e temperatura durante e após a sondagem. [VIZ, 1996]

Estudo do Perfil da Camada de Ozônio

Dados do Espectrofômetro Brewer # 081 [Kerr, et al, 1985] e dados de *Overpass* do Espectrômetro TOMS (*Total Ozone Mapping Spectrometer*) instalado no satélite *Earth Probe* da NASA (*National Aeronautics and Space Agency*) [<http://jwocky.gsfc.nasa.gov>] foram utilizados para a obtenção das medidas de coluna total de Ozônio.

Para comparar-se o valor da coluna total integrada da sondagem com o valor da coluna total de Ozônio, necessita-se determinar a coluna de Ozônio até o topo da atmosfera, após o ponto final da sondagem quando estoura o balão [Salgado, 2000]. Ou seja, fez-se necessário acrescentar o Ozônio residual (como é chamado o Ozônio que não é medido pelas sondagens justamente por elas não atingirem o topo da atmosfera) ao encontrado na integração da sondagem.

Um método para determinar o Ozônio residual, é o uso de uma climatologia baseada nos perfis do SBUV (*Solar Backscattered Ultraviolet*) [McPeters, et. al, 1997; WMO, 1998]. A climatologia de McPeters considera tabelas de acordo com a latitude, (de 10 em 10 graus) o mês do ano e para 30 alturas, a mínima corresponde a 30 milibares e a máxima a 1 milibar [Salgado, 2000].

Portanto, na comparação do Ozônio total, foram analisadas as sondagens utilizadas cortando-se os dados das mesmas a 13 milibares. Consultando-se a tabela de McPeters, acrescentou-se o valor do Ozônio residual referente a 13 milibares ao valor do Ozônio integrado para cada sondagem.

Trabalhou-se com dados de 34 sondagens para determinar o perfil médio da camada de Ozônio e da temperatura da atmosfera, utilizando-se um algoritmo para fazer a redução dos dados das sondagens. O algoritmo faz médias dos dados de pressão parcial de Ozônio e da temperatura da atmosfera a cada cem metros de altitude, do lançamento até a altitude final da sondagem.

Resultados

O perfil médio da Camada de Ozônio e da temperatura medidos no Observatório Espacial do Sul na Região Central do Rio Grande do Sul é apresentado na Figura 1

Analisando-se a Figura 1 observa-se um perfil vertical bem definido. O valor médio de pico para a pressão parcial de Ozônio fica em torno de 130 nb, a uma altitude aproximada de 24,2 Km. Em estações de observação com latitudes menores, tal como Natal, RN, a máxima concentração ocorre entre 25 e 26 Km, a um valor médio de 146,8 nb[Salgado, 2000].

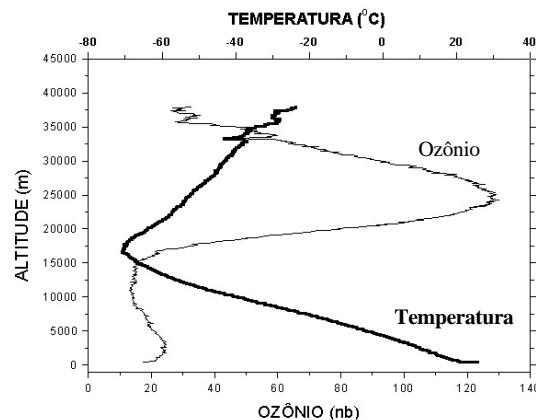


Figura 1: Perfil médio da Camada de Ozônio e da temperatura na atmosfera medidos no Observatório Espacial do Sul de 1996-1998.

Após os 15 Km há uma tendência de crescimento da pressão parcial de Ozônio mais ou menos constante até cerca de 24 Km de altura. Após esse pico, a concentração de Ozônio diminui rapidamente. Verifica-se ainda que a temperatura decresce quase linearmente até o ponto em que a concentração de Ozônio começa a aumentar, quando ocorre a inversão do gradiente da temperatura, isto é, na tropopausa.

Fez-se uma análise estatística da variação da temperatura e da altitude da tropopausa. A média para o período analisado encontra-se em torno de -72,18 °C, tendo um desvio padrão de 3,45°C, a uma altitude de 17.205,5 m, com um desvio padrão de 776,3 m. A concentração de Ozônio nos períodos de mínima e máxima concentração, separados na altura da tropopausa, está apresentada nas Figuras 2.a e 2.b.

Observa-se que a concentração de Ozônio apresenta uma variação cílica anual com mínimos de concentração nos meses de outono (Abril, Maio e Junho) e máximos nos meses da primavera (Setembro, Outubro e Novembro). O pico da concentração de Ozônio para os períodos de máximo ocorre a 24,2 Km e corresponde a 140 nb, enquanto que o pico da concentração de Ozônio para os meses de mínimo ocorre a 26,7 Km, correspondendo a 130 nb, Figura 2.a.

Estudo do Perfil da Camada de Ozônio

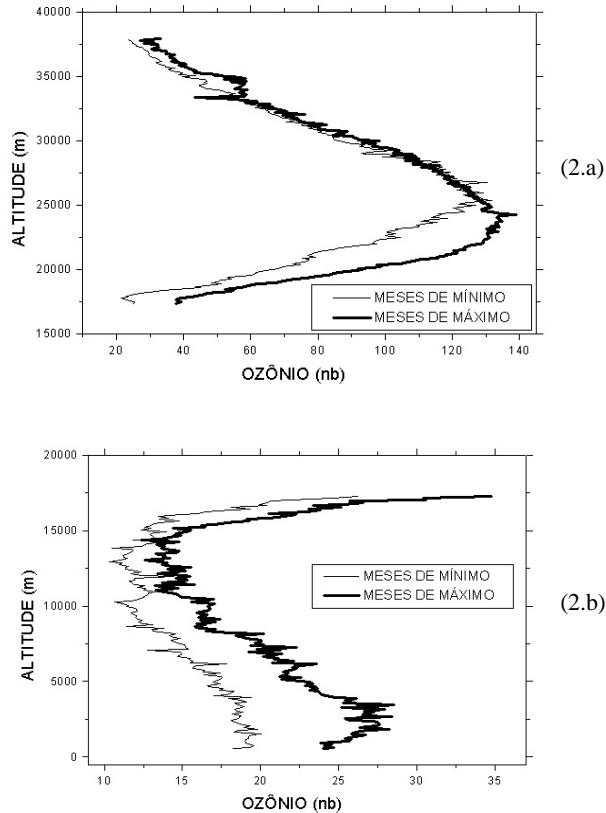


Figura 2: Pressão parcial de Ozônio para os períodos de mínimo e máximo para a estratosfera (2.a) e troposfera (2.b) na Região Central do Rio Grande do Sul, medida no Observatório Espacial do Sul – OES/CRSPE/INPE-MCT

Verifica-se que os valores de pressão parcial de Ozônio são maiores no período de máximo para todas altitudes, exceto para altitudes acima de aproximadamente 25 Km, quando os valores são muito próximos para os dois períodos. As maiores diferenças encontram-se entre a superfície e 4 km, e da tropopausa até aproximadamente 25 Km. A maior diferença ocorre em torno de 21,2 Km, sendo de 42,73 nb, o que corresponde a 54,5% de diferença entre os períodos, Figura (2.a, 2.b).

Uma estimativa da coluna total de Ozônio, utilizando a Climatologia de McPeters, foi feita. Estes valores foram comparados (Figura 3) com os dados da coluna total de Ozônio coletados pelo Espectrofotômetro Brewer # 081 e pelo instrumento TOMS. Somente foram analisados dados dos dias em os três instrumentos estavam operacionais. Esta comparação é apresentada no gráfico da Figura 3.

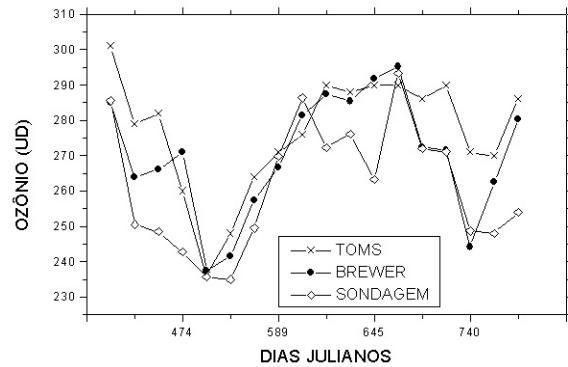


Figura 3: Comparação dos dados da coluna total de Ozônio coletados pelo Espectrofotômetro Brewer #081, pelo instrumento TOMS e por sondagens na Região Central do Rio Grande do Sul.

Observa-se uma boa correlação estatística entre os dados. A maior diferença entre os dados do TOMS e das sondagens ocorre no dia 12 de novembro de 1996, 13 %. Comparando-se com os dados do Brewer a maior diferença ocorre no dia 18 de abril de 1997, 11%. Em ambos os casos, os valores obtidos com os dados das sondagens são menores. O conjunto dos dados analisados mostra maior correlação dos dados do Brewer com os dados das sondagens, com diferença média de 3,5%. Em relação aos dados do TOMS, com os dados das sondagens, a diferença média é de 6%.

Conclusões

Apesar do número de sondagens ainda ser pequeno e por isso não permitir uma análise mais profunda do comportamento da Camada de Ozônio, determinou-se um perfil médio para a Camada de Ozônio, na Região Central do Rio Grande do Sul. Não levou-se em consideração a Variação Quase Bienal na determinação do perfil vertical da Camada de Ozônio para a Região, pois o período é muito curto para que este fenômeno seja significativo. Existe a necessidade de continuidade dos lançamentos de balões de sondagens de Ozônio atmosférico, com o objetivo de ampliar o banco de dados.

O perfil vertical de temperatura atmosférica apresentou comportamento bem definido, permitindo a determinação da altura da tropopausa para a Região. Verificou-se que a temperatura da atmosfera aumenta com o aumento da concentração de Ozônio, conforme esperado. A queda da temperatura até a tropopausa sugere uma tendência linear.

Estudo do Perfil da Camada de Ozônio

A maior correlação encontrada com os dados do Brewer deve-se ao fato deste se tratar de um instrumento de solo, situado no mesmo local em que as sondagens foram efetuadas. Deve ser levado em consideração que o instrumento TOMS obtém dados referentes à cobertura de uma grande região geográfica (lat. $1,0^{\circ}$ X long. $1,25^{\circ}$), realizando interpolações para determinar valores de Ozônio total sobre uma determinada área geográfica.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Laboratório de Ozônio do INPE, à FIPE/UFSM, PIBIC/CNPq, FAPERGS, INPE, MMA e AEB/MCT pelo apoio financeiro. Agradecem ao Dr. R. D. McPeters, e ao grupo que compõe o Programa NASA TOMS, pela disponibilização dos dados de Ozônio do Espectrômetro TOMS e ao Eng. Francisco Raimundo da Silva do INPE.

Referências

- Dütsch, H. U., and C. C. Ling, Six years of regular ozone soundings over Switzerland, *Pure Applied Geophysics*, 1151, 106-108, 1973.
- Hoffmann, D. J., S. J. Oltmans, W. D. Komhyr, J. M. Harris, J. A. Lathrop, A. O. Langford, T. Deshler, B. J. Johnson, A. Torres, and W. A. Matthews, Ozone loss in the lower stratosphere over the Unidet States in 1992-1993: Evidence for heterogeneous chemistry on the Pinatubo aerosol, *Geophysical Research Letters*, 21, 1779-1782, 1994.
- Kerr, J. B., C. T. McElroy, D. I. Wardle, R. A. Olafson e W. F.J., Evans, The automated Brewer spectrophotometer, Quadrennial Ozone Symposium, Proceedings, 396-401, 1985.
- Kirchhoff, V. W. J. H., Queimadas na Amazônia e Efeito Estufa, São Paulo, Editora Contexto, 1992.
- Kirchhoff, V. W. J. H., Ozônio e Radiação Ultravioleta, São José dos Campos, Transtec Editorial, 1995.
- Kirchhoff, V. W. J. H., Barnes, R. A, and Torres, A L.(1991) Ozone climatology at Natal, Brazil from *in situ* ozonesonde data, *Journal of Geophysical Research*, 96, 10.899-10.909.
- Komhyr, W. D., Eletrochemical concentration cell for gas analysis, *Ann. Geophys.*, 25, 203-210, 1969.
- Komhyr, W. D., and T. B. Harris, Development of an ECC ozonesonde, NOAA Tech. Rep. ERL-APCL 18, 54 pp., *Atmos. Phys. And Chem. Lab.*, Boulder, Colo., 1971.
- London, J. in The Observed Distribution pf Atmospheric Ozone and Its Variations in *Ozone In the Free Atmosphere*, ed. Whitten R. C. and Prasad, S. S., New York, Published by Van Nostrand Reinhold Company Inc., 1985.
- McPeters, R. D., G. J. Labow, B. J. Johnson, A satellite-derived ozone climatology for ballonsonde estimation of total column ozone, *Journal of Geophysical Research*, 102 8875-8885, 1997.
- Salgado, C. A R. C. Comparação da Distribuição Vertical do Ozônio em Altas e Baijas Latitudes, Tese de Doutorado, INPE, 2000.
- Schuch, N. J., Adaime, S.F., Oliveira, N.U.V., Bortolotto, E., Sarkis, P.J., Pinheiro, D.K., Lüdke, E., Wendt, F.A., Trivedi, N.B., Costa, J.M., Kirchhoff, V.W.J.H., Dutra, S.L.G., Sobral, J.H.A., Abdu, M.A., Hisao, T., O Observatório Espacial Sul, *Revista Brasileira de Geofísica*, Vol.15(1), 65-70, 1997.
- Viz Manufacturing Company Manual do Sistema de Processamento Meteorológico W 9000, Philadelphia, USA, 1996.
- World Meteorological Organization (WMO). SPARC/IO₃/GAW Assessment of trends in the vertical distribution of ozone, WMO Global ozone research and monitoring project, Report No. 43, s.l., 1998, 289 p. (WMO TD No 935)

Study about the Lightning Flash Characteristics in Brazil : preliminary results

Heloisa H. Faria; Osmar Pinto Jr. and Iara R. C. Almeida Pinto.

Abstract

The main objective of this paper is present preliminary results about the study of the characteristics of the lightning flashes in Brazil, identifying, analyzing and characterizing the associated storms. We try to determine the existent relationships between the electric characteristics and the precipitation of the storms. Two regions of Brazil were analyzed: Rondônia, that is located in the North, and the Southeastern Region. The data were obtained by IMPACT sensors on ground and by two sensors (Lightning Imaging Sensor – LIS and Precipitation Radar – PR) on TRMM (Tropical satellite Rainfall Measuring Mission) satellite. The ground sensors belong to the BLDN (Brazil Lightning Detection Network), located in Rondônia, and the SLT (Storms Location System) in the Southeastern Region.

Introduction

The period of study was selected based on the period of larger activity of lightning in Brazil. This period consists of six months, from October of 1999 to March of 2000. The limits of the region of study were set in such a way that the efficiency of the ground systems is greater or equal to 90%. In Rondônia, they were: latitude from -6.0° to -16.0° , and longitude from -57.0° to -67.0° . In the southeastern region they were: latitude from -14.0° to -25.0° , and longitude from -39.0° to -52.0° (see Figure 1). Due to a possible contamination of cloud-to-ground flashes by intra-cloud flashes on ground data, only flashes above 15 kA, for positive, and above 1kA, for negative, were considered (Faria, 1998).

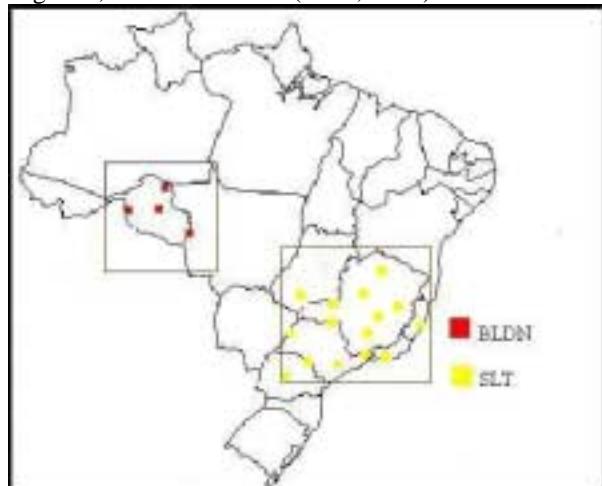


Figure 1: Location of the lightning sensors and the limits of the regions considered in the study.

Instrument and Methodology

Two lightning detection systems on ground were used: the BLDN, which is composed by 4 IMPACT sensors (Blakeslee et al., 1999) and the SLT, which is composed by 13 LPATS and IMPACT sensors (Pinto et al. 1999 a,b,).

The lightning sensor on satellite, LIS, is a sophisticated instrument that detects and locates electric discharges in the tropical and semi-tropical regions, allowing to study the lightning flashes as a whole, the distribution in the globe, or in regions specify. This sensor is capable to detect all the types of electric discharges, because all flashes produce optical pulses that are visible of the space (Christian et al, 1999). The sensor detect both day and night lightning flashes, but is not capable to differentiate cloud-to-ground flashes from intra-clouds flashes. LIS observes a point of 600×600 km for a period of 80 seconds. This time is enough to detect the discharges in a storm (GHRC, 1999). With this sensor it can be obtained information on the characteristics of the clouds, the dynamics of the storms, and the seasonal and annual variability of the storms.

Recent studies suggest that the activity of lightning flashes can provide empiric estimates for some geophysical properties, as the rate of rains convectivas and of rains no convectivas, the vertical structure and the distribution of mass of the storm, the number and the distribution of storms on the terrestrial globe (Christian et al, 1999).

The precipitation radar, PR, is the first radar to be placed on board a satellite. The width of the field of vision of PR is of 220×220 km, operating in the frequency of 13,8 GHz. PR measures the distribution of rains on the continents and on the oceans, supplying a three-dimensional distribution, being possible to produce the vertical profile of the surface to an approached height of 20 km. The data are of the level 2, 2A25, giving the rain rate in the surface and the refletividade (Goddard DAAC, 1999). In this study it was used the precipitation profiles and the refletividade.

Preliminary Results

For a preliminary study, two days were chosen: 09 and 11 of April, 1999. In this article we will present the results obtained for April 11, 1999. Figure 2 show the BLDN data for 11/04/1999. The satellite orbit cover from -2.0° to -20.0° of latitude, and from -47.0° to -80.0° of longitude. The lightning activity

Study About the Lightning Flash Characteristics in Brazil : preliminary results

detected by BLDN and LIS correspond to the area from -2.0° to -18.0° of latitude and from -53.0° to -68.0° of longitude. In this orbit, the time interval of the passage of the satellite TRMM was 12min and 37s. In this period, the BLDN detected 177 cloud-to-ground lightning, from which 143 (135 negative and 8 positive flashes) were on the field of view of LIS, and 34 were out of the field of view of LIS (all negative flashes).

For the same interval LIS detected 409 electric discharges, from which 266 were possibly cloud-to-cloud and/or intra-cloud lightning. Most of 266 discharges were close to the latitude of -14.0° and longitude of -56.0° .

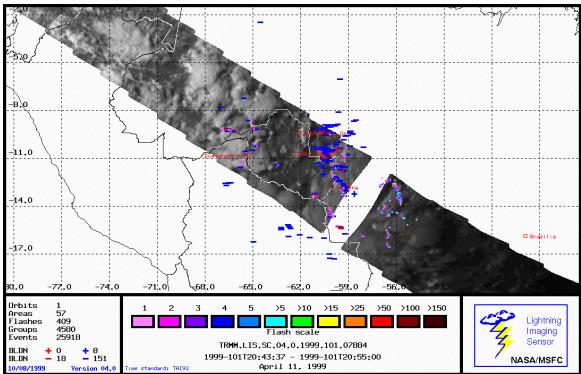


Figure 2: Orbit imaging for sensor LIS and the representation of the lightning flashes detected by BLDN, 11/04/1999, orbit 07884.

We made two analyses: one for the area of larger occurrence of cloud-to-ground lightning flashes and another for the area of larger occurrence of intra-cloud flashes. In Figure 3a and b, we have the representation of the plane image given by the precipitation radar and the vertical profile, respectively, for the area of larger occurrence of cloud-to-ground lightning flashes. In Figure 3a, the strip of PR cover from -8.0° to -20.0° of latitude, and from -50.0° to -62.0° of longitude. The area of larger precipitation varies from -11.0° to -16.0° of latitude, and of -56.0° to -61.0° of longitude. The largest concentration of lightning flashes detected by LIS and BLDN are coincident with the maximum reason of precipitate rain, 20 to 100 mm/hr, close the latitude of -13.0° and longitude of -59.0° .

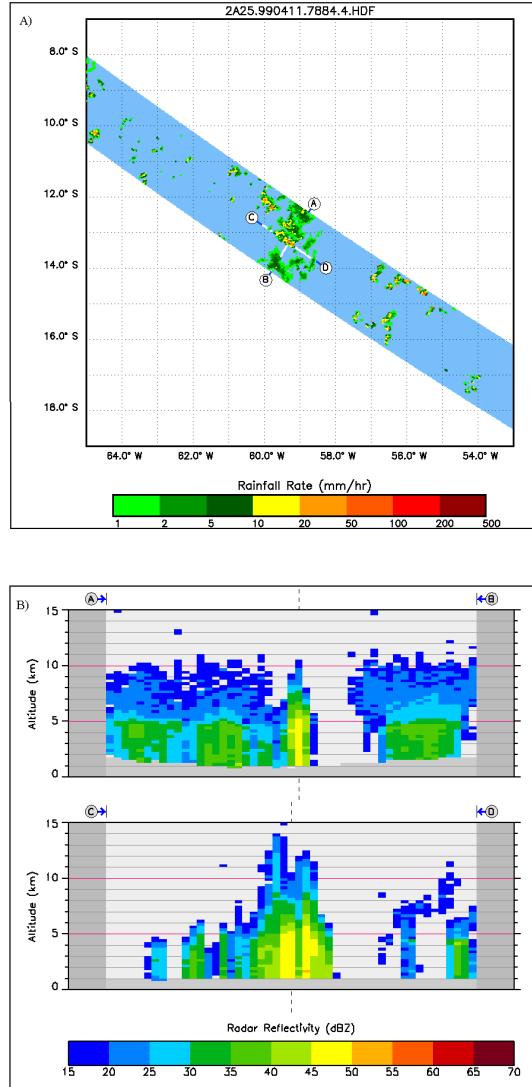


Figure 3: A) Image obtained by the precipitation radar, PR, on 11/04/1999, orbit 07884, (precipitate rain in mm/hr), and B) vertical profile for the area of larger occurrence of cloud-to-ground lightning flashes.

Figure 4a and b, show the plane image given by PR and the vertical profile, respectively, for 11/04/1999, in the area of larger occurrence of intra-cloud lightning flashes. In the area of the Figure 4a, that varies from -14.0° to -16.0° of latitude, and from -56.0° to -57.0° of longitude, there are points of medium precipitation, around 20 mm/hr. Comparing with the area in Figure 2, we see that in this area there was a great activity of lightning detected by LIS. They are probable intra-cloud lightning flashes,

Study About the Lightning Flash Characteristics in Brazil : preliminary results

because the system BLDN didn't register the occurrence of cloud-to-ground lightning flashes.

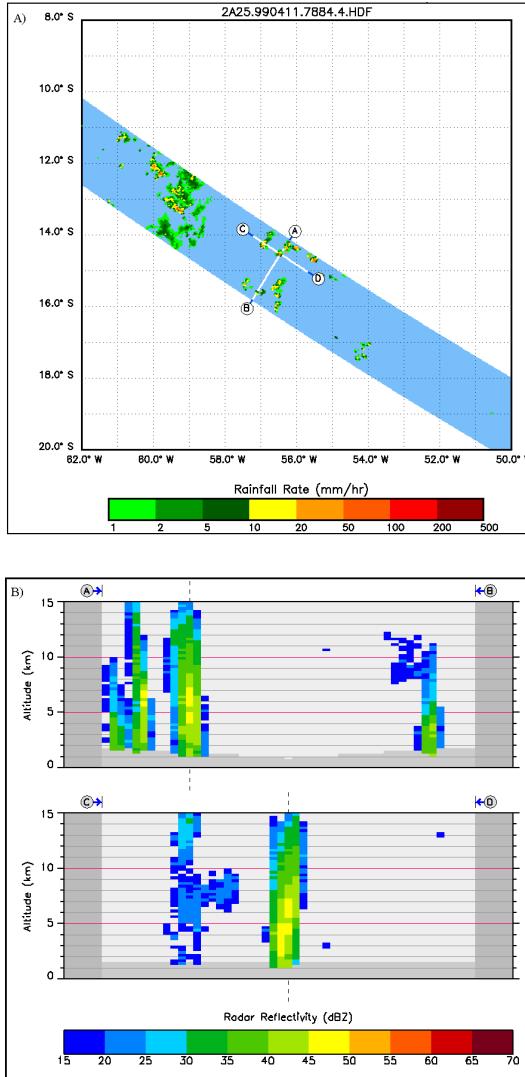


Figure 4: A) Image obtained by the precipitation radar, PR, on 11/04/1999, orbit 07845, (precipitate rain in mm/hr), and B) vertical profile for the area of larger occurrence of cloud-to-ground lightning flashes.

The activity of intra-cloud lightning flashes is dominant in the initial and final phases of the life cycle of convective clouds (Williams et al, 1989). These phases are also characterized by smaller amount of precipitate rain than in the mature phase of the life cycle.

Finally, Figure 5 shows the monthly distribution of flashes for the two regions of study from October 1999 to March 2000, indicating a larger activity on Rondônia during this period.

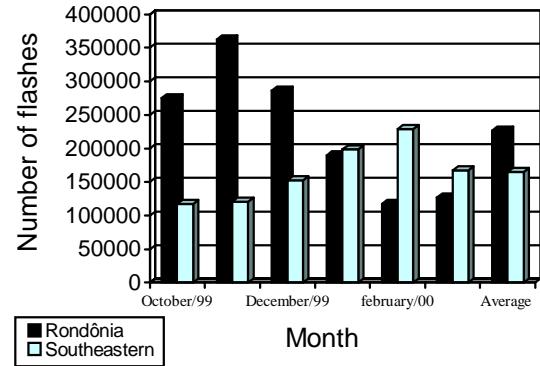


Figure 5: Monthly distribution of the total number of lightning flashes in Brazil.

Conclusion

From this preliminary analysis, we can see that it is possible to identify the behavior of the cloud-to-ground and intra-cloud lightning flashes, and compare the lightning characteristics in these two different regions of Brazil.

References

- Blakeslee, R. J., J. C. Bailey, W.J. Koshak, and O. Pinto, 1999: The Rondonia Lightning Detection Network: Network Description, Science Objectives, Data Processing/Archival Methodology, and First Results. Transactions, American Geophysical Union, Fall Meeting, San Francisco, California, Dec., 1999.
- Christian, H.J.; Blakeslee, R. J.; Goodman, S. J.; Mach, D. A. Stewart, M. F.; Buechler, D. E.; Koshak, W. J.; Hall, J. M.; Driscoll, K. T. and Boccippio, D. J., 1999, The Lightning Imaging Sensor. Proceedings of the 11th International Conference on Atmospheric Electricity, Guntersville, Alabama, p. 746-749.
- Faria, H. H., 1998, Estudo das características dos relâmpagos nuvem-solo durante dias de grande atividade no Estado de Minas Gerais nos anos de

Study About the Lightning Flash Characteristics in Brazil : preliminary results

- 1992-1994, Dissertação, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- GHRC, Global Hydrology Resource Center, 1999, Lightning Imaging Sensor (LIS) datasets. <http://eosims.msfc.nasa.gov/lis>.
- Goddard DAAC, 1999, Precipitation Radar (PR) datasets. <http://daac.gsfc.nasa.gov/data>.
- GSFC, Goddard Space Flight Center, 1999, Tropical Rainfall Measuring Mission Office. http://trmm.gsfc.nasa.gov/trmm_office/information.
- Pinto Jr., O ., Pinto, I.R.C.A., Gomes, M.A.S.S., Vitorello, I., Padilha, A.L., Diniz, J.H., Carvalho, A.M., Cazetta Filho, A., 1999b, Cloud-to-ground lightning in the southeastern Brazil in 1993, 1. Geographical distribution, *J. Geophys. Res.*, 104, 24, 31369-31380.
- Pinto, I.R.C.A., Pinto Jr., O., Rocha, R. M. L., Diniz, J.H., Carvalho, A.M., Cazetta Filho, A., 1999b, Cloud-to-ground lightning in the southeastern Brazil in 1993, 2. Time variations and flash characteristics, *J. Geophys. Res.*, 104, 24, 31381-31388.
- Williams, E. R.; Weber, M. E., and Orville, R. E., 1989, The Relationship Between Lightning Type and Convective State of Thunderclouds, *Journal of Geophysical Research*, v.94, nD11, p. 13213-13220.

Acknowledgments

We would like to acknowledge Dr. Steve J. Godmann and Dr. Richard J. Blakeslee of NASA Marshall Space Flight Center, Huntsville, Alabama, USA, and Dr. Kevin T. Driscoll of University of Alabama in Huntsville (UAH), Hunstsville ,Alabama, USA. Also, we woud like to acknowledge Goddard Space Flight Center Earth Sciences Data and Information Services Center Distributed Active Archive Center (USA) for permission to publish this date PR. And CEMIG (BRAZIL), in special Armando Cazetta Filho and Gustavo E. Amorim.

The impact of large refineries on the lightning flash characteristics in Brazil

Iara R.C.A. Pinto and O. Pinto Jr., National Institute of Space Research, INPE, Brazil

J.H. Diniz, A. Cazetta Filho, L.C.L. Cherchiglia and A. M. Carvalho, Energetic Company of Minas Gerais, CEMIG, Brazil

Abstract

The impact of the four largest refineries of the south-eastern Brazil on the lightning flash characteristics has been investigated based on a recent finding by Orville and Huffines (2000) of a significant effect related to urban areas of Houston and Dallas, Texas, and the refineries near Lake Charles, Louisiana. They found an increase in the flash density by about a factor of two, which might be related to pollution through an increase in the number of condensation nuclei. The analysis was done to the refineries of Presidente Bernardes, Henrique Lage and Paulínea, in the state of São Paulo, and Duque de Caxias, in the state of Rio de Janeiro, based on the lightning data obtained in the last two (2000 and 2001) summer seasons. It was found no significant variation in the total flash density in the regions near the refineries. The same was found for flash peak current and percentage of positive flashes. However, comparing the flashes that occurred in a circular region centered in the refineries with a radius of 10 km with those in the region delimited by the radii of 10 km and 20 km from the refineries, it was found a small increase in the flash density (from 1.54 to 2.02 flashes/km².month) and in the percentage of positive flashes (from 2.7 to 3.6%). Even in this case, no effect was apparent in the flash peak current.

Introduction

In a recent paper, Orville and Huffines (2000) have found a significant effect on the lightning flash characteristics apparently related to urban areas of Houston and Dallas, Texas, and the refineries near Lake Charles, Louisiana. They found an increase in the flash density by about a factor of two, which might be related to pollution through an increase in the number of condensation nuclei. This idea was first suggested by Westcott (1995). To investigate the possible role of the refineries on the lightning flash characteristics in Brazil, we have analyzed lightning data for the last two summer seasons for the refineries of Presidente Bernardes, Henrique Lage and Paulínea, in the state of São Paulo, and Duque de Caxias, in the state of Rio de Janeiro. The data were obtained during the summer season of 2000 and 2001 by the lightning network operated by the CEMIG, FURNAS and INPE, and includes 14 LPATS and IMPACT sensors located in the states of São Paulo, Minas Gerais, Rio de Janeiro, Espírito Santos and Goias. The lightning data in the regions of the refineries have location

accuracy of about 0.5 km and detection efficiency around 80% to 90%. For additional information about the lightning network in Brazil see Pinto et al. (1999a, b). The results of this study are presented in this paper.

Results

Figures 1 to 4 show the number of flashes in a 2x2 km grid around the refineries of Presidente Bernardes, Henrique Lage, Paulínea and Duque de Caxias.

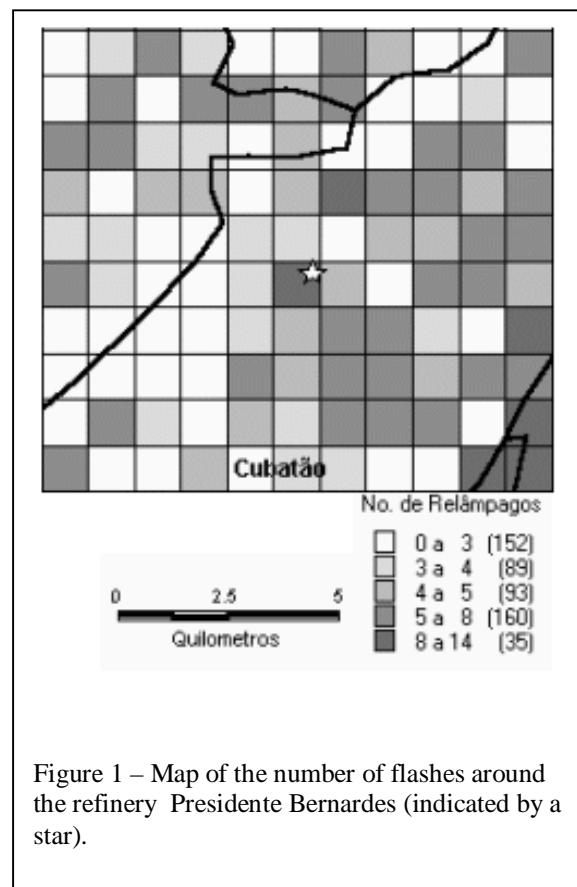
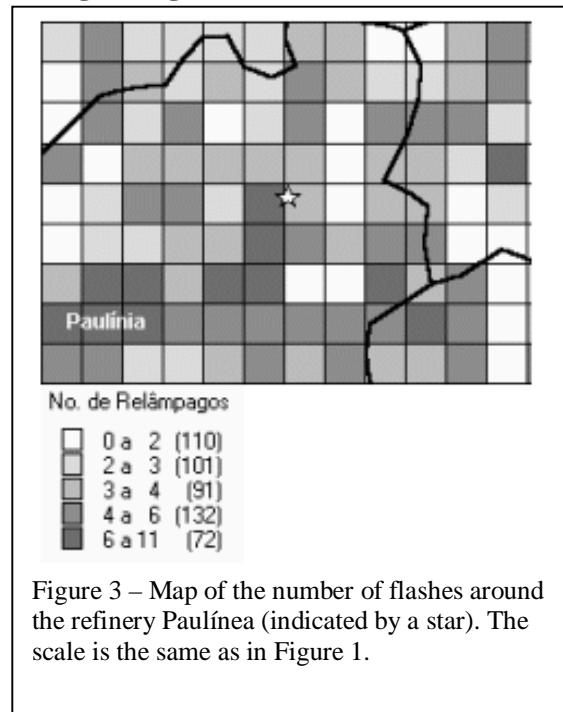
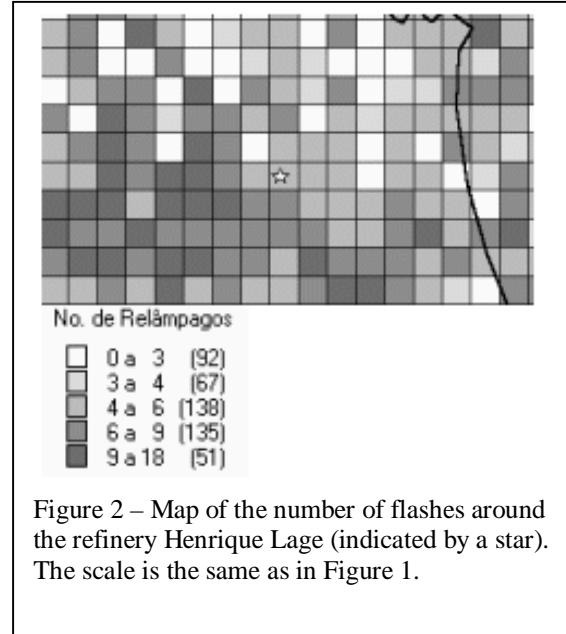


Figure 1 – Map of the number of flashes around the refinery Presidente Bernardes (indicated by a star).

The maps show no significant variation in the total flash density in the regions near the refineries. To investigate minor effects that may not be evident in these maps, we have analyzed the flash characteristics considering all flashes around the refineries as a unique data set. We compared the flashes that occurred in a circular region centered in the refineries with a radius of 10 km with those in a the region delimited by the radii of 10 km and 20 km from the

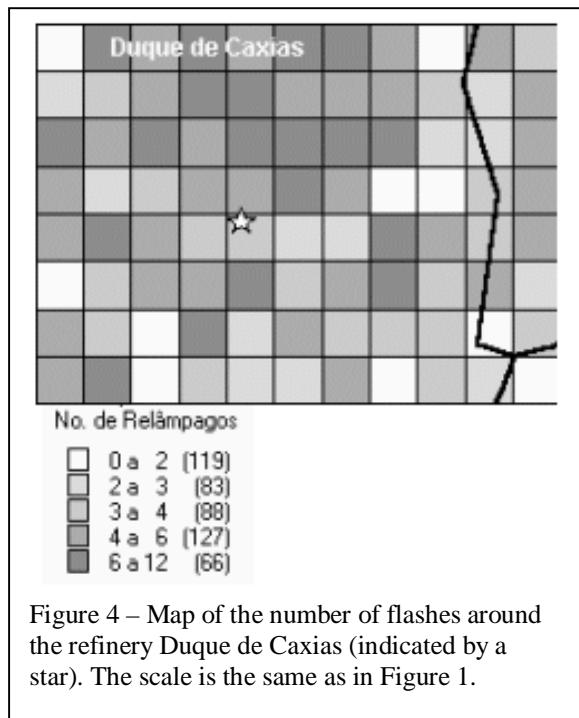
Impact of refineries on lightning

refineries. We found a small increase in the flash density (from 1.54 to 2.02 flashes/km².month) and in the percentage of positive flashes (from 2.7 to 3.6%). Even in this case, no effect was apparent in the flash peak current.



Conclusions

This work shows that the refineries may have a small effect on the flash density and on the percentage of positive flashes in the region around them. The effect would be a small increase in these parameters in a circular region centered in the refinery with a radius of 10 km. No effect was found regarding the peak current of the flashes. The possible effect of the transport of the pollution by tropospheric winds will be investigated in a near future.



References

Orville, R. E., and G. R. Huffines, Eleven years of cloud-to-ground lightning in the continental United States, 1989-1999: Large scale and small scale re-

Impact of refineries on lightning

sults, International Lightning Detection Conference, Tucson, AZ, 2000.

Pinto, O., Jr., I.R.C.A. Pinto, M.A.S.S. Gomes, A.L. Padilha, I. Vitorello, J.H. Diniz, A.M. Carvalho, and A. Cazetta Filho, Cloud-to-ground lightning in the southeastern Brazil in 1993, 1, Geographical distribution, *J. Geophys. Res.*, 104(D24), 31,369-31,379, 1999a.

Pinto, I.R.C.A., O. Pinto Jr., R.M.L. Rocha, J.H. Diniz, A.M. Carvalho, and A. Cazetta Filho, Cloud-to-ground lightning flashes in the southeastern Brazil in 1993, 2, Time variations and flash characteristics, *J. Geophys. Res.*, 104(D24), 31,381-31,387, 1999b.

Westcott, N. E., Summertime cloud-to-ground lightning activity around major midwestern urban areas, *J. Appl. Meteor.*, 34(7), 1633-1642.

Acknowledgments

We would like to thank the Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) for supporting this research through the projects 96/02239-3 and 98/13650-1, FURNAS for providing lightning data for this study and Kleber P. Naccarato for plotting the maps.



Transporte de monóxido de carbono gerado em queimadas para regiões onde não se queima

C. B. Aires e V. W. J. H. Kirchhoff

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE
12201-970 São José dos Campos, SP, Brasil
kir@dge.inpe.br

Resumo

Descreve-se uma campanha de medidas de monóxido de carbono (CO), a bordo de avião, para caracterizar a distribuição das concentrações numa região em que se observou um processo especial de transporte das massas de ar, que pode levar o produto das queimadas para regiões de pouca queima. Para quantificar a produção local, foi feito um levantamento quantitativo sobre os focos de queimada na superfície com base em dados de satélite. Um programa de cálculos de trajetórias foi usado para informar o padrão de circulação de massas de ar na área de estudo. As trajetórias em destaque definem um “corredor de circulação de massas de ar”, onde o transporte dos gases de queimada é privilegiado. Com estas informações e os dados adicionais de medidas de concentração de CO, obteve-se as proporções de CO, transportadas para diversas regiões na área da circulação estudada. O caso mais intenso mostra que na região ao norte de Mato Grosso do Sul e sul do Estado de Goiás são injetados até 200 ppbv de CO (da ordem de 70% do valor observado), na época crítica (mês de setembro). Já ao norte do estado do Paraná, 45% do valor observado de CO vem por transporte das regiões de maior índice de queima.

Introdução

O Brasil apresenta grandes contrastes entre regiões fonte e não fonte de queimada. Esses contrastes são decorrentes de fatores climáticos (período de grande estiagem) e regionais (predomínio de atividades agropecuárias), no entanto, nestas regiões de pouca queima medem-se, às vezes, concentrações elevadas de gases traço de queimada, devido ao transporte de poluentes das regiões fonte para às não fonte.

Por meio de cálculos de trajetórias de massas de ar identificamos uma região especial de transporte no Brasil, corredor de circulação de massas de ar, em baixas altitudes (cerca de 0 a 4 km), que favorece esse transporte.

Assim os principais objetivos deste trabalho são:

- 1- obter medidas aéreas originais de CO na região influenciada pelas queimadas sazonais do Brasil Central;
- 2- redefinir a região de circulação especial de massas de ar, usando cálculos de trajetória;

- 3- usando dados de focos de queimada do AVHRR/NOAA, definir a produção local de CO;
- 4- determinar, finalmente, quanto da concentração observada é produzida localmente e quanto entra por transporte.

Área de Estudo

Durante o inverno ocorre o deslocamento para oeste (em direção ao continente) do Anticiclone do Atlântico Sul (SASH) e o movimento para o norte da Zona de Convergência Intertropical (ITCZ), que produzem uma subsidência de larga escala típica sobre o Brasil Central e a Amazônia, deslocando umidade e nuvens para áreas remotas ao norte e noroeste da Amazônia. Esses fenômenos são responsáveis pela escassez de chuvas sobre o continente e pela definição da estação seca no Brasil Central.

O deslocamento do SASH em direção ao continente favorece a entrada de massas de ar provenientes do oceano, pela porção nordeste do Brasil. Estas massas de ar, relativamente isentas de contaminação, ao entrarem no continente brasileiro, passam por regiões fonte de queimada no Brasil Central (bioma cerrado), que por meio de um escoamento anticlônico no continente e da barreira topográfica natural, representada pela Cordilheira dos Andes, deixam o continente pela região sul-sudeste.

Utilizando a técnica de cálculo de trajetórias de massas de ar (modelo isentrópico), realizamos um estudo para redefinir a região de circulação especial destas massas de ar. A Fig. 1 ilustra esses resultados. Nesta figura destacamos algumas cidades, como: Salvador - BA (12° S, 38° W); Palmas - TO (10° S, 48° W), Cuiabá - MT (16° S, 54° W); Campo Grande - MS (20° S, 54° W) e Curitiba - PR (25° S, 49° W) a fim de melhor caracterizar esse corredor de circulação de massas de ar (Oceano Atlântico – Região Central do Brasil – Região Sul – Oceano Atlântico) no continente brasileiro, que define linhas de fluxo concêntricas que ao passarem por regiões fonte de queimada são enriquecidas por contaminantes produzidos *in situ*, sendo então transportadas, em geral, num curto intervalo de tempo (período da ordem de 10 dias), para outras regiões não fonte. Nesse trajeto as parcelas de ar mantiveram em altitudes entre 2,0 a 3,5 km.

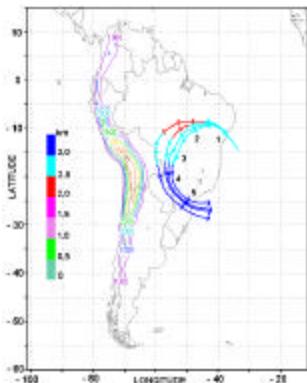


Fig. 1 – Região de abrangência do corredor de circulação de massas de ar, determinada por cálculos de trajetórias de massas de ar.

Resultados e Discussões

Medidas Aéreas de CO

No período de 18 a 21 de setembro de 1999 realizamos um vôo com o avião Bandeirante do INPE ao longo da área do corredor de circulação de massas de ar onde foram realizadas medidas de monóxido de carbono para altitudes entre 2,0 a 2,5 km (região de melhor definição desse corredor). Objetivamos com essa campanha ter uma idéia do comportamento e distribuição das concentrações de monóxido de carbono ao longo das linhas de fluxo de massas de ar identificadas pelos cálculos de trajetória de massas de ar. As medidas foram feitas durante os vôos de ida (trajeto Curitiba – Barreiras) e de volta (trajeto Barreiras – Curitiba).

As amostras de CO foram coletadas em garrafas de aço inoxidável próprias para esse fim, para posterior análise, pelo método de cromatografia gasosa, no Laboratório de Ozônio do INPE. Ao todo foram coletadas 30 garrafas ao longo da área de estudo.

As Figuras 2 e 3 mostram, respectivamente, as concentrações obtidas ao longo da área de estudo nos trajetos de ida (Curitiba – Barreiras) e de volta (Barreiras – Curitiba). As siglas utilizadas nas referidas figuras correspondem aos nomes das principais cidades ao longo do trajeto. Assim, temos: BA = Barreiras (BA); CB = Cuiabá (MT); CG = Campo Grande (MS); CO = Corumbá (MT); CR = Curitiba (PR); UM = Umuarama (PR); PN = Porto Nacional (TO) e PP = Ponta Porã (MS).

Com os resultados obtidos nesta campanha observou-se um gradiente de concentrações de CO, com valores máximos em torno de regiões fonte de queimada (Porto Nacional/TO; Cuiabá/MT) diminuindo gradualmente no sentido de regiões não fonte, evidenciando uma boa relação entre aumentos

nas concentrações de CO e números elevados de focos de queimada (dados de satélite).

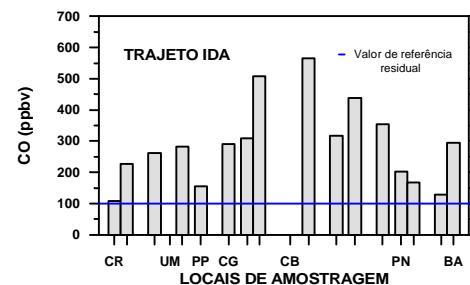
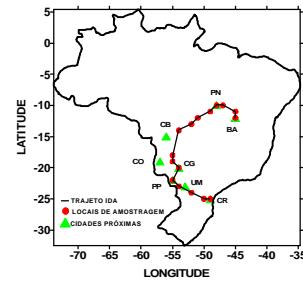


Fig. 2 – Trajeto de ida ao longo do corredor de circulação de massas de ar e as concentrações de CO medidas. vôo com avião Bandeirante do INPE período de 18 a 21/09/1999.

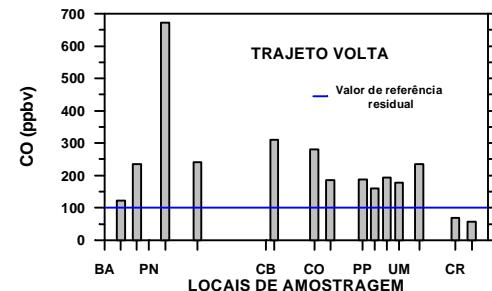
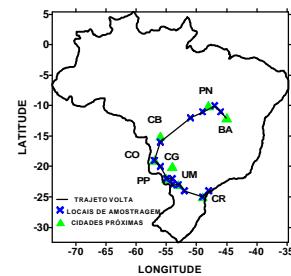


Fig. 3 – Trajeto de volta ao longo do corredor de circulação de massas de ar e as concentrações de CO medidas. vôo com avião Bandeirante do INPE período de 18 a 21/09/1999.

Cálculos dos Termos de Transporte

Nesta seção apresentam-se os cálculos para a determinação dos termos de transporte de CO, trazidos de regiões fonte para regiões não fonte, desenvolvidos a partir de um formalismo matemático baseado na equação da continuidade e de dados obtidos experimentalmente (medidas da concentração de CO e dados de satélite de focos de queimada). A fim de simplificarmos a análise da área de estudo gradeamos a região de interesse em subáreas de $5^{\circ} \times 5^{\circ}$, que chamamos de células, e identificamos pelas letras D1, H, I, J, K, L e N, mostradas na **Fig.4**.

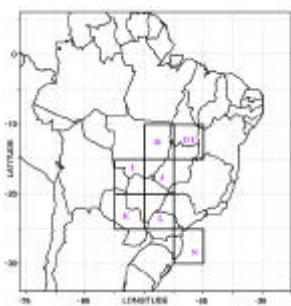


Fig 4 – Subdivisão da região de interesse do corredor de circulação de massas de ar em células de $5^{\circ} \times 5^{\circ}$.

Alguns fatores importantes que devem garantir a eficiência da metodologia descrita para a análise dos termos de transporte são: o fato do gás traço CO utilizado para esse estudo ser o resultado imediato da queima incompleta de biomassa e ter vida média longa (cerca de dois meses na troposfera), o que nos possibilita desconsiderar em nossa análise o termo de perda da equação da continuidade; o padrão de circulação climática de inverno da área de estudo que define um corredor de circulação de massas de ar garantindo que haja um fluxo de massas de ar contínuo entre regiões fonte e não fonte de queimada, no período de queima de biomassa e o regime de larga subsidência que favorece a ocorrência de queimadas no Brasil Central e portanto a manutenção das fontes produtora.

Com base nos princípios de continuidade, determinamos a equação básica a ser aplicada em cada célula para a determinação do termo de transporte. Conforme pode ser demonstrado, a concentração total medida num ponto é devida a contribuições de três termos: residual, produção regional e contribuição de transporte (isto é, a parte que vem de outras regiões). Assim, temos:

$$C_m = C_b + C_r + C_t$$

Onde:

C_m = Concentração medida;
 C_b = Concentração residual;
 C_r = Concentração regional;
 C_t = Concentração de transporte.

As concentrações medidas (C_m) correspondem às medições feitas neste projeto, ao longo da região do corredor de circulação de massas de ar. Para as medidas feitas a bordo do avião, usamos altitudes entre 2,0 a 2,5 km. Nesta faixa de altitudes, experimentos anteriores mostram que as razões de mistura do CO variam pouco. O uso de avião possibilita a obtenção, praticamente simultânea, de concentrações de CO ao longo da área de estudo. Mesmo supondo que num dado local não haja produção nenhuma de contaminantes e que não estejam sendo transportados contaminantes de outras regiões, existe uma concentração mínima denominada de residual, como indicado na **Fig.5**. Em nosso estudo o termo residual corresponde a um valor médio de concentrações mínimas observadas durante a ausência de queima de biomassa (período de chuvas). De acordo com experimentos anteriores e dados da literatura, concentrações médias de CO entre 80 e 100 ppbv são valores médios típicos da porção residual.

A **Fig.5** mostra o esquema básico de nossa simulação da variação anual dos contaminantes de queimada. A curva mostra um valor medido genérico de concentração C_m , representado para o mês de máximo, setembro. A curva senoidal representa a variação temporal da contribuição regional (mas o valor de fato é o observado pelo sensor a bordo do satélite); o valor de base representa C_b , e o termo de transporte (incógnita procurada) está representado por C_t . Nota-se que no limite, quando a contribuição regional é nula e o transporte também, o valor de C_m se confunde com o de C_b . No presente caso, a região de interesse foi dividida em células, para as quais foi obtido o número de focos de queimada.

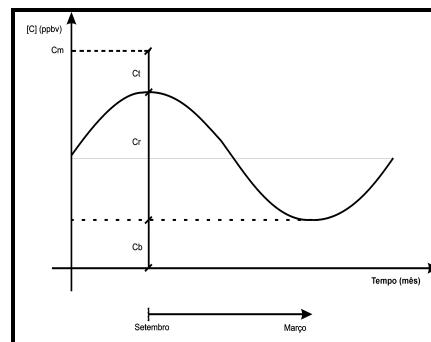


Fig. 5 – Diagrama esquemático da variação temporal da contribuição regional (C_r) e definição dos termos C_m , C_b e C_t .

Define-se o termo de contribuição regional, por exemplo para o mês de setembro, como sendo:

$$Cr = 2NF$$

Onde:

N é o número de focos de queimada por célula; e F é um fator de conversão, dimensional, de focos de queimada para concentração de CO (ppbv). Com base nos valores medidos de CO e por meio de programa computacional desenvolvido, calculamos o termo de transporte Ct, e ainda testamos a "convergência" do formalismo desenvolvido para o cálculo do termo de transporte, variando os parâmetros de entrada dentro de uma certa faixa e lógica. Objetivamos com isso testar a sensibilidade do programa em função da variação dos parâmetros de entrada. Assim, consideramos algumas suposições:

Três casos de condições de contorno para a célula D1, são apresentadas onde variamos por hipótese o valor do termo de transporte inicial, na primeira região (célula D1 da **Fig.4** = região de Tocantins), por onde passam as massas de ar. Assim, temos os seguintes desdobramentos: Hipótese de que $CtD1 = 0$ (supondo que as massas de ar vindas do Oceano Atlântico estão isentas de contaminação, portanto inicialmente não transportam contaminantes para a primeira célula); Hipótese $CtD1 = 25$ ppbv (supondo que as massas de ar vindas do Oceano Atlântico transportam uma pequena concentração de contaminantes para a primeira célula); e Hipótese C, $CtD1 = 50$ ppbv (supondo que as massas de ar vindas do Oceano Atlântico transportam uma concentração significativa de contaminantes para a primeira célula). Os gráficos comparativos entre os termos de transporte por célula para as diferentes hipóteses são apresentados na **Fig.6**, onde os três painéis representam as três condições de teste:

$Cb = 100$ ppbv; $Cb = 80$ ppbv e $Cb = 60$ ppbv.

As ordenadas na **Fig. 6** mostram os valores de concentração oriundos do transporte de CO (resultado das hipóteses assumidas) e no eixo das abscissas mostramos os 3 casos de condições iniciais da célula D1.

Verificamos na **Fig.6** que os valores calculados não variam muito, mesmo com a variação grande imposta na condição básica que é o valor de Cb (entre 60 e 100). Além disto, os resultados (as 3 barras) também não variam muito com a variação de $CtD1$, que variou de um fator muito grande (de 0 a 50).

Com base nesta validação numérica do modelo, concluímos que o formalismo desenvolvido, possibilita a determinação do termo de transporte, uma vez que os resultados são convergentes, isto é, mesmo variando bastante as condições de entrada do sistema de cálculo, os resultados não variam muito.

A partir destas condições de contorno definidas para a

célula D1 e para N (número de focos de queimada) correspondente ao mês de setembro, obtém-se um $F=0,9 \pm 0,2$ ppbv de CO por 100 focos.

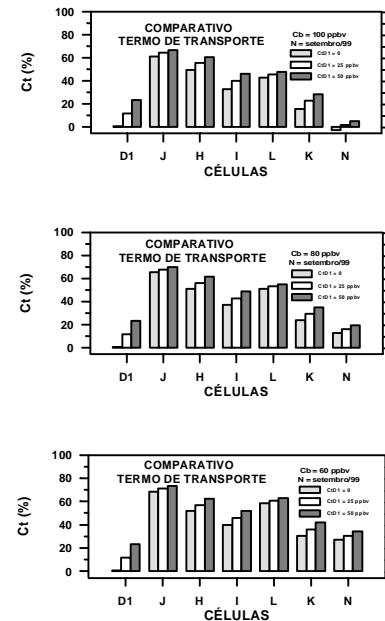


Figura 6 – Comparativo entre os termos de transporte para diferentes parâmetros de entrada considerando os focos mensal de queimada/célula do mês de setembro e $Cb = 100, 80$ e 60 ppbv, respectivamente.

CONCLUSÕES

1- Medidas de CO a bordo de aeronave instrumentada mostraram grandes gradientes de concentração, como previsto. Os valores observados mostraram concentrações entre 100 (regiões não fonte) e 600 ppbv (em regiões fonte).

2- Das condições de contorno obtém-se um fator regional de produção de CO de $0,9 \pm 0,2$ ppbv por 100 focos de queimada.

3-Calculou-se (com base nas condições de contorno da célula D1 e para N = número de focos de queimada de setembro) a proporção de CO que é importada de regiões fonte. Para a região J, que inclui o sul do Estado de Goiás e o norte do Estado de Mato Grosso do Sul, isto significa, para uma região com muito menos queimadas que o norte de Mato Grosso, por exemplo, uma injeção de até 70 % do valor local observado de CO. Na região do Paraná, por exemplo, quase 50 % do valor observado localmente é trazido para a região via transporte.



Utilização do Método de Análise de Componentes Principais para Estudar a Climatologia das Descargas Atmosféricas em Minas Gerais

Ruibran Januário dos Reis, CEMIG - PUCMINAS, Brasil

João Alberto Pratini de Moraes, PUCMINAS, Brasil

Osmar Pinto Jr., INPE, Brasil

Introdução

Anualmente caem em média cerca de 1 milhão de descargas atmosféricas em Minas Gerais. As chuvas acompanhadas de ventos e de descargas atmosféricas são as principais causas de ocorrências de desligamentos não programados dos sistemas elétricos. Na CEMIG - Companhia Energética de Minas Gerais, as descargas atmosféricas representam cerca de 70% dos desligamentos nas linhas de transmissão e 20% dos desligamentos nas linhas da distribuição.

A CEMIG estuda o fenômeno das descargas atmosféricas desde 1971, através do Departamento de Pesquisas, Desenvolvimento e Normalização Técnica, com um programa de levantamento da atividade elétrica da atmosfera no Estado de Minas Gerais, compreendendo os seguintes levantamentos:

- Níveis ceráunicos (9580 postos de observação em Minas Gerais e estados vizinhos), no período de 1971 a 1995;
- Densidade de descargas atmosféricas para terra (rede com 43 contadores de descargas), no período de 1984 a 1994;
- Dados de descargas atmosféricas registradas na estação de pesquisa da Serra do Cachimbo, no período de 1985 a 2001;
- Dados de descargas atmosféricas registradas no Sistema de Localização de Tempestades (SLT), no período de 1989 a 2000.

O SLT da CEMIG foi implantado em setembro de 1988, com a configuração inicial de 4 detetoras (Três Marias, Ipatinga, Lavras e Volta Grande), contando atualmente com 14 detetoras (Figura 1).

Para a CEMIG o SLT é atualmente importante para o acompanhamento das tempestades em tempo real e para estudos de densidades de descargas atmosféricas e avaliação e desenvolvimento de metodologias para proteção de instalações do sistema elétrico.

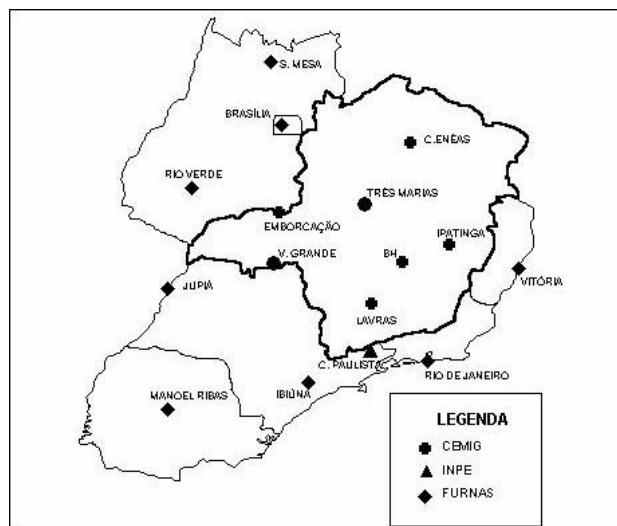


Figura 1 – localização das detetoras e entidade à qual pertencem

O SLT fornece várias informações, em tempo real, sobre as descargas atmosféricas nuvem-solo, tais como latitude, longitude, hora (com precisão de nano segundo), polaridade e intensidade.

O objetivo deste trabalho é de utilizar o método de componentes principais nos dados do SLT, no período de 1989 a 2000, para analisar a climatologia das descargas atmosféricas em Minas Gerais.

Metodologia

Vários trabalhos já foram publicados com informações de descargas atmosféricas observadas pelo SLT, todos eles tendo como objetivo a elaboração de uma estatística das descargas atmosféricas: Araújo, et al, 1990; Carvalho, et al, 1995; Diniz, et al, 1996; Pinto, et al, 1999; e Naccarato, K.P., 2001.

No estudo ora reportado, a quantidade de dados analisados (período 1989 – 2000) foi suficiente tanto para a utilização de uma nova metodologia estatística como para o tratamento espacial das descargas em Minas Gerais objetivando a compreensão dos fenômenos meteorológicos relacionados, seus causadores.

Conforme descrito em Prates (1994), uma grande vantagem de se utilizar a análise de componentes principais é por garantir a não imposição de nenhuma estrutura externa, ou seja, não introduz idéias preconcebidas sobre a estrutura espacial dos dados.

A metodologia de análise de componentes principais ACP, segundo Diehl e Silva (1992), foi introduzida em estudos meteorológicos por Lorenz em 1956, e por ele denominada de análise de funções ortogonais empíricas, parte de uma matriz de dados, com dimensões $n \times p$ constituída de p “variáveis” medidas sobre n “indivíduos”. A ACP procura fazer p combinações lineares das p variáveis $X = [x_1, x_2, \dots, x_p]$, tais que cada uma delas capte o máximo possível da variação da matriz de dados X e, simultaneamente, cada seja componente linearmente independente das demais (Barroso e Abreu, 1980).

As componentes principais Y_1, Y_2, \dots, Y_p , podem ser obtidas a partir das combinações lineares das variáveis Z_j :

$$Y_i = \sum_{j=1}^p a_j Z_j, \quad i = 1, 2, \dots, p \quad (1)$$

Onde $Z = [z_1, z_2, \dots, z_p]$ é a matriz das variáveis padronizadas a partir dos dados de X , e a_j são os autovetores obtidos a partir da solução da equação matricial:

$$(R - II)a = 0 \quad (2)$$

Onde R é a matriz de correlação, I é o autovalor e I a matriz identidade.

Neste trabalho as variáveis são as densidades médias mensais de descargas atmosféricas, período de 1989 a 2000, e os indivíduos são os 853 municípios de Minas Gerais.

A Figura 2 mostra a divisão municipal de Minas Gerais.

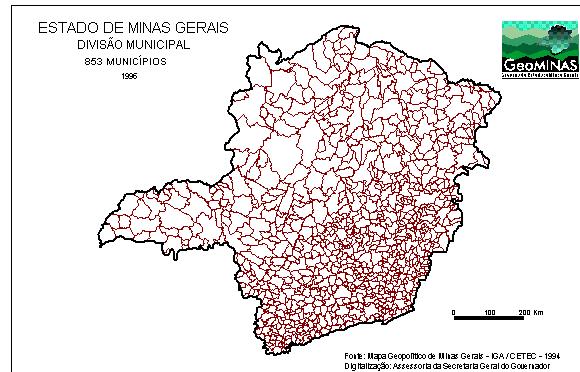


Figura 2 – Divisão municipal (853) de Minas Gerais

Resultados

Na Tabela 1 pode-se observar que a primeira componente principal explica 58% da variância. A primeira componente mais a segunda explicam 67% da variância.

i	Autovalor	Percentagem da Variância	Percentagem acumulada
1	6,9394	57,82	57,82
2	1,1534	9,61	67,43
3	0,8847	7,37	74,80
4	0,8276	6,89	81,69
5	0,6122	5,10	86,79
6	0,4527	3,77	90,56
7	0,3177	2,65	93,21
8	0,2437	2,03	95,24
9	0,1988	1,66	96,90
10	0,1382	1,15	98,05
11	0,1152	0,96	99,01
12	0,1207	0,99	100,00

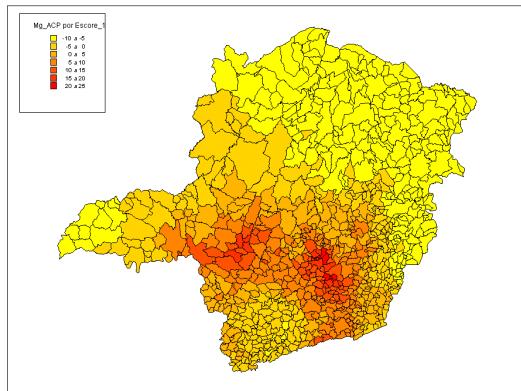
Tabela 1 – Autovetores e percentagens de variância explicada correspondente às densidades médias mensais.

A primeira componente está associada ao período chuvoso e a segunda ao período seco.

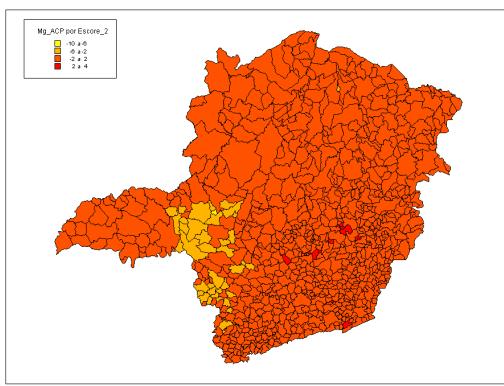
O Mapa 1 mostra os escores obtidos a partir da primeira componente principal para cada município “indivíduo” de Minas Gerais.

Note-se que o objetivo da análise de componente principal é de agrupar os “indivíduos”, sem levar em conta o seu valor; o agrupamento ocorre em função da alta correlação entre as variáveis.

Pode-se observar no Mapa 1 que existem dois padrões bem definidos: valores de escores abaixo de zero (-) e acima de zero (+). Existem dois núcleos com escores positivos bem definidos: a primeira região, que se estende da Metalúrgica para a Zona da Mata, abrangendo a região metropolitana de Belo Horizonte, Ouro Preto e Conselheiro Lafaiete, e outra, na divisa das regiões do Alto São Francisco e Alto Paranaíba. Observa-se também, que escores negativos agrupam a maioria dos municípios de Minas Gerais (região do Triângulo- divisa com Goiás, Sul, Norte, Nordeste e Leste).



Mapa 1 – Escore 1, referente a primeira componente principal



Mapa 2 – Escore 2, referente a segunda componente principal

Conclusões

O método de análise de componentes principais mostrou-se interessante para definição dos municípios mineiros que estão sob a influência de determinados padrões de chuvas.

A análise do Mapa 1, elaborado com os escores obtidos da primeira componente principal, mostra que o padrão de descargas atmosféricas em Minas Gerais não está somente associado a mecanismos de escalas sinóticas e de grande escala, respectivamente, a Alta da Bolívia e Frentes Polares (Maia, 1986; Prates, 1994). Portanto, os efeitos locais também são importantes para entender o padrão das descargas. A primeira componente refere-se ao período chuvoso, outubro a março, quando ocorrem frentes frias e chuvas convectivas com maior freqüência

O Mapa 2, por sua vez, mostra os escores obtidos a partir da segunda componente principal, que se refere ao período seco - onde junho foi o mês que apresentou a correlação máxima. Fica evidente no mapa a existência de dois grupos distintos decorrentes do processo de formação das chuvas de inverno em Minas Gerais. As frentes frias que atingem Minas Gerais durante o inverno não causam, necessariamente, descargas atmosféricas, resultando daí um grande número de municípios agrupados neste escore. Entretanto, ocorrem descargas atmosféricas devidas a chuvas pré-frontais em alguns municípios do Triângulo Mineiro e da região Oeste. A segunda componente principal mostra que as descargas atmosféricas que ocorrem em Minas Gerais no período seco (inverno) não estão associadas a mecanismos locais.

Referências

- ARAUJO, R. L. et al. Applied lightning research in an inter-tropical mountainous area. I-SIDEE – The First International Conference on Power Distribution, Belo Horizonte, Minas Gerais, novembro, p.11-14, 1990.
- AYOADE, J. O . *Introdução à climatologia para os trópicos*. Difel, 1983, 332p
- BARROS, L. C. e ABREU, J. F. *Análise de componentes principais*. Relatório técnico nº1, UFMG, 1980.
- CARVALHO, A M. et al. *Pesquisa de descargas atmosféricas em Minas Gerais – principais parâmetros aplicáveis à engenharia*. XIII SNPTEE – Seminário Nacional de Produção e Transmissão de energia elétrica, Florianópolis, 1995.

- DIEHL, P. e SILVA, M. G. A J. *Componentes principais da precipitação em Minas Gerais*. VII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 28 de setembro a 2 de outubro de 1992, São Paulo.
- MAIA, F. P. G. M. *Alguns aspectos dinâmico-climatológicos em Minas Gerais*. Tese de mestrado, UFV, 1986.
- NACCARATO, K. P. *Estudo de relâmpagos no Brasil com base na análise de desempenho do sistema de localização de tempestades* Tese de mestrado, INPE-CGE, 2001.
- PINTO, O. et al. *Cloud-to-ground lightning in southeastern Brazil in 1993. Journal of Geophysical research*, v. 104, nº d24, p 31,369-379, 1999.
- PRATES, J. E. *Controles associados à distribuição espacial da precipitação no verão em Minas Gerais: aspectos fisiográficos e meteorológicos*. Tese de doutorado, USP, 1994.

Agradecimentos

À Companhia Energética de Minas Gerais – CEMIG, por propiciar a oportunidade de fazer este trabalho, e à Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais - PUCMINAS, em especial à Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Tratamento da Informação Espacial.



UV and ozone anticorrelations at the Brazilian Antarctic Station Comandante Ferraz

V. W. J. H. Kirchhoff, N. M. Paes Leme and E. Echer

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, PO 515, 12201-970, São José dos Campos, SP, Brazil.

Abstract

Solar UV observations are made by INPE at the Brazilian Antarctic Station Comandante Ferraz (62° S, 58° W) since 1996. In this paper a study on UV-ozone anticorrelations is made for the year 1998, using narrowband UV channels (305, 320 nm) and the UV irradiance ratio (305/320). A large, exponential relationship between ozone and UV radiation is seen during the whole year. The correlation is stronger in the spring compared to autumn, when the ozone hole develops and there are huge ozone variations. It is observed that the utilization of the irradiance ratio improves the correlation between ozone and UV, because of the elimination of factors nearly independent of wavelength, responsible in part for the UV variability.

Introduction

The solar ultraviolet (UV) radiation in the earth's atmosphere is classified in UV-A (320-400 nm), UV-B (280-320 nm) and UV-C (wavelength < 280 nm). The UV-C range is fully absorbed in the atmosphere, while the UV-B range is strongly absorbed by the ozone layer, and the UV-A range reaches ground level without much attenuation. Excess UV-B exposure may cause strong biological damage on living organisms (Madronich, 1993) while UV-A has smaller biological effects.

The UV-B-ozone relation is well known and several studies have been made to correlate ozone variations with UV-B (Frederick and Snell, 1988; Kerr and McElroy, 1993; Bais et al., 1993). In the Antarctic region, the ozone hole development causes very large ozone variations (Stolarski, 1988) in the spring, and associated huge UV-B enhancements (Frederick and Snell, 1988). In this paper a study of the UV (305 and 305 nm) and ozone anticorrelations is made for the year 1998 at the Brazilian Antarctic Station Comandante Ferraz.

Measurement Site

The National Institute for Space Research of Brazil, INPE, has been operating UV and ozone measuring instruments in the Antarctic region since 1992 (Kirchhoff et al., 1997a,b) with a special

interest in observing the Antarctic ozone hole using ozonesondes launched on balloons (Kirchhoff et al. 1997c). One of the observing sites is the Brazilian Antarctic Station Comandante Ferraz, located at the King George Island (62° S, 58° W), near the Antarctic Peninsula. UV observations started here in 1996, with the installation of a Ground-based Ultraviolet (GUV) radiometer, model 511-C, manufactured by Biospherical Instruments Inc.

Instrumentation

The GUV radiometer has 5 wavelengths channels, 4 in the ultraviolet region - UV, at 305, 320, 340 and 380 nm, and one channel in the visible, measuring photosynthetic active radiation (PAR), at 400-700 nm. The irradiance collector has a teflon diffuser with diameter of 2.1 cm. Cosine errors are less than about 5% for zenith angles below 70° . The instrument has an insulated housing and an active internal temperature stabilizer, which maintains a temperature of $50.0(0.5)^{\circ}\text{C}$ (Dahlback, 1996; Fuenzalida, 1998). It is run by a PC which operates the observation sequences and stores the data. In general, 5 min averages are recorded. Calibration of the instrument has been made originally at the factory, and calibration checks are performed from time to time, usually at every 2 years. The spectral response characteristics of the GUV measurement channels are presented in Table I.

Table I - Spectral response characteristics of the UV instrument (GUV).

Wavelength (nm)	Band-width (nm)	Peak transmission (nm)
305	7 (1)	305 (1)
320	11 (1)	320 (2)
340	10 (1)	340 (2)
380	10 (1)	380 (2)
PAR 400 – 700		

Daily average ozone data are obtained by the instrument TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer)/Earth Probe.

UV and ozone anticorrelations at Ferraz

Results and Discussion

To study ozone and UV-B anticorrelations, the irradiance is taken at a fixed solar zenith angle (sza); the sza variation has a large influence on the solar radiation variability and in the Antarctic region the seasonal variation of UV irradiance could be as high as a factor of 1000, as observed in Ferraz at 305 nm (Paes Leme et al., 2000).

In Figure 1 are shown the annual variation (1998) of the daily maximum UV (305 nm) and the solar zenith angle. The anticorrelated variation of the UV radiation and the sza is clearly seen.

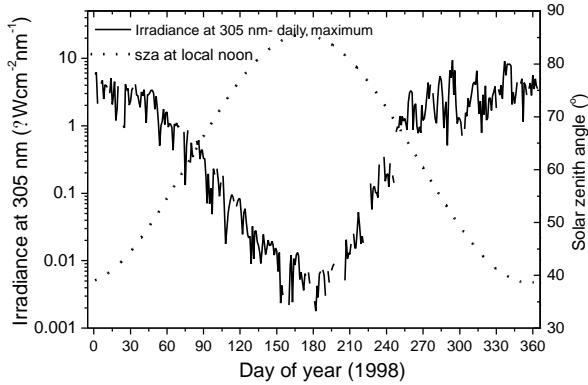


Figure 1: Daily maximum UV at 305 nm and solar zenith angle for 1998.

In polar regions, the solar zenith angle is usually large; for this study we have chosen irradiance observations at the solar zenith angle = 75° because it is present during most of the year. The irradiances observed near local noon, considered to be the daily maximum, show little or no correlation with total ozone, both at low and high latitudes (Kirchhoff and Echer, 2000). Further, the utilization of an irradiance ratio improves the correlation; using the ratio of a wavelength strongly absorbed by ozone and another one weakly absorbed is a way to eliminate factors that are nearly independent of wavelenght (Frederick and Lubin, 1994; Kirchhoff and Echer, 2000; Echer and Kirchhoff, 2000).

In Figure 2 are shown the daily ozone (TOMS) and the irradiance at 305 nm observed at Ferraz, at the fixed sza = 75° for the year 1998.

In Figure 3 the UV irradiance ratio 305/320 is shown as a function of total ozone for the whole year 1998. A very good correspondence is observed, in form of an exponential relation, between UV irradiance ratio and total ozone.

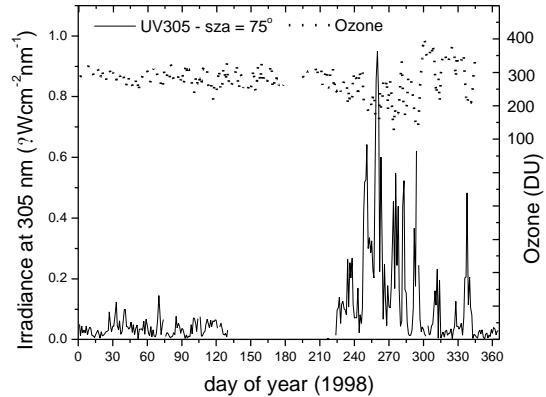


Figure 2: Daily average ozone (TOMS) and UV (305 nm) at sza = 75° during 1998.

The ozone and UV radiation have a strong day to day variability, and in the period of spring (julian days 244-334) there are larger variations than in the period of autumn. It is observed in some days that ozone decreases abruptly, and UV radiation has some fast and high increases. In these days the ozone hole is extending over Ferraz station. The large ozone variability from day to day in spring is caused because the ozone hole does not stay all spring over Ferraz, but the dynamics associated to it makes that Ferraz sometimes is inside the ozone hole region and for other days, outside. In the period from September to November Ferraz is inside the ozone hole at least 40% of the days (Kirchhoff et al., 2000).

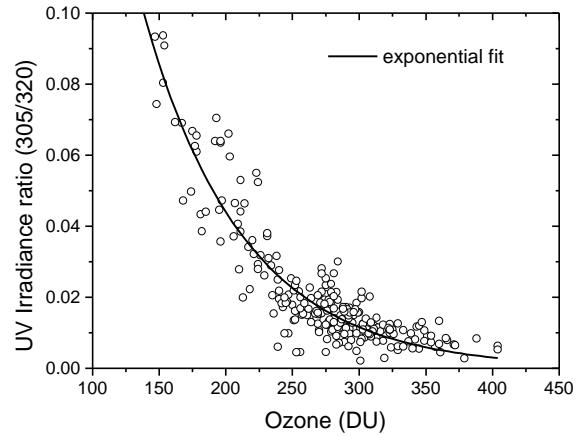


Figure 3: UV ratio 305/320 versus total ozone for the whole year 1998.

In Figure 4 the UV irradiance ratio 305/320 versus ozone is shown for the period of spring (September-November) and autumn (March-May) 1998.

UV and ozone anticorrelations at Ferraz

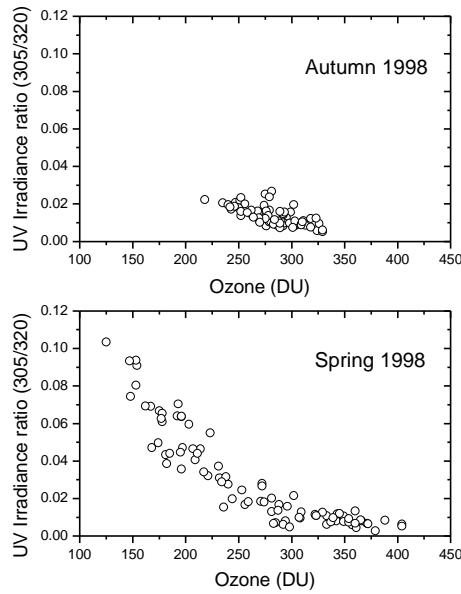


Figure 4: UV ratio 305/320 versus total ozone for: upper panel, autumn 1998; lower panel, spring 1998

The large difference in the UV variation is caused by the large ozone variability in spring, consequence of the ozone hole development. In spring the relation of ozone and UV is exponential, similar to the curve obtained for the whole year, in Figure 3. In autumn, however, the relation is more linear, with only a small ozone variation. Total ozone variation (maximum-minimum) is 276 DU (Dobson Units) in spring and only 111 DU in autumn period. It indicates that the annual variation of ozone has its maximum and minimum amplitudes in the period of spring, and the exponential relation shown in Figure 3 during the whole year is caused mainly by ozone and associated UV variations in spring.

To calculate the anticorrelations between ozone and UV, take the natural logarithm (\ln) of the irradiance ratio, and calculate the linear regression of $\ln(\text{UV})$ x ozone. In Table II, the correlation coefficients are shown for the irradiance at 305, 320 nm and the UV ratio for the whole year 1998, spring and autumn periods.

Table II– Correlation coefficients (r^2) between UV radiation and total ozone.

Channel/period	305 nm	320 nm	305/320
1998 whole year	0.43	0.13	0.70
1998 spring	0.67	0.22	0.87
1998 autumn	0.23	0.07	0.49

It is observed in Table 2 that the correlation coefficients are much larger in spring than in autumn, because of the strong ozone variabilitiy in spring. In conditions of smaller ozone variations, other atmospheric factors, such as clouds, have more influence on UV levels (Frederick and Lubin,1994). The irradiance at 320 nm has very low or no correlation with ozone, while the channel 305 nm has high correlation only in spring. The irradiance ratio shows high (0.70) and very high (0.87) correlation coefficients with ozone during the whole year and in spring, as expected.

Conclusions

The relation between ozone and UV radiation at Ferraz station was studied. It was observed that this relation is exponential in form, as expected, with lower values of ozone implying in much higher UV intensities, making the anticorrelation very high. It is observed that the correlation coefficients are high in spring, the period of ozone hole development, with large ozone variations, and smaller ones in autumn. The irradiance ratio shows better correlation with ozone than a single irradiance channel, because the elimination of noise.

Acknowledgements

Thanks to Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) for Doctorate fellowship (project number 99/07221-3).

UV and ozone anticorrelations at Ferraz

References

- Bais, A. F., C. S. Zerefos, C. Meleti, I. C. Ziomas, and K. Tourpali, Spectral measurements of solar UVB radiation and its relations to total ozone, SO₂ and clouds, *J. Geophys. Res.*, 98, 5199-5204, 1993.
- Dahlback, A. Measurements of biologically effective UV doses, total ozone abundances and cloud effects with multichannel, moderate bandwidth filter instruments, *Applied Optics*, 35, 6514-6521, 1996.
- Echer, E. and V. W. J. H. Kirchhoff, A comparison of direct and global UV-B X Ozone anticorrelations, *2nd SPARC General Assembly*, Mar del Plata, Argentina, 6-10 Nov., Proceedings, [CD-ROM], 2000.
- Frederick, J. E. and H. E. Snell, Ultraviolet radiation levels during the Antarctic spring, *Science*, 241, 438-440, 1988
- Frederick, J. E. and Lubin, D. Solar Ultraviolet Irradiance at Palmer Station, Antarctica, in *Ultraviolet Radiation in Antarctica: Measurements and Biological Effects, Antarctic Research Series*, vol. 62, Amer. Geophys. Union, 43-52, 1994.
- Fuenzalida, H. A Global ultraviolet spectra derived directly from observations with multichannel radiometers, *Applied Optics*, 37, 7912-7919, 1998.
- Kerr, J. B. & McElroy, C. T. Evidence for Large Upward Trends of Ultraviolet-B Radiation Linked to Ozone Depletion. *Science*, 262: 1032-1034, 1993.
- Kirchhoff, V.W.J.H., Zamorano B, F., and Casiccia S, C.A.R. UV-B Enhancements at Punta Arenas, Chile, *J. Photochem. Photobiol.*, B: Biology, 38, 174-177, 1997a.
- Kirchhoff, V.W.J.H., Casiccia S, C.A.R., and Zamorano B, F., The Ozone Hole over Punta Arenas, Chile, *J. Geophys. Res.*, 102, 8945-8953, 1997b.
- Kirchhoff, V.W.J.H., Sahai, Y., Casiccia S., C.A.R., Zamorano B, F., and Valderrama, V., Observations of the 1995 ozone hole over Punta Arenas, Chile, *J. Geophys. Res.*, 102, 16109-16120, 1997c.
- Kirchhoff, V. W. J. H. and E. Echer, UV-B and Ozone anticorrelations at low and high latitudes, *2nd SPARC General Assembly*, Mar del Plata, Argentina, 6-10 Nov., Proceedings, [CD-ROM], 2000.
- Kirchhoff, V. W. J. H., E. Echer, N. Paes Leme, C. Casiccia, F. Zamorano and V. Valderrama, UV-B enhancements during ozone hole disturbances at the brazilian antarctic station (62° S, 58° W) and Punta Arenas (53.2° S, 70.9° W), *Quadrennial Ozone Symposium 2000*, Sapporo, Japão, 3-8 Jul, p. 475-476, 2000.
- Madronich, S. UV radiation in the natural and perturbed atmosphere. In: Tevini, M. ed., *UV-B Radiation and ozone depletion*. New York: Lewis Publisher, 1993, p. 17-70.
- Paes Leme, N., V. W. J. H. Kirchhoff, E. Echer, C. Casiccia and F. Zamorano B., UV-B x Ozone anti-correlations at the Brazilian Antarctic Station, *Quadrennial Ozone Symposium 2000*, Sapporo, Japão, 3-8 Jul., p. 577-578, 2000.
- Stolarski, R. S. The Antarctic Ozone Hole, *Scientific American*, 258, 20-26, 1988.



Variabilidade espaço-temporal da radiância solar incidente no oceano Atlântico Sul utilizando o Modelo de Transferência Radiativa BRASIL-SR

Jaqueleine L. Madruga, Enio B. Pereira, Mateus R. Andrade, Wilson S. Freitas Jr.

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
Caixa Postal 515 - 12201-097 - São José dos Campos
- SP, Brasil

jack@dge.inpe.br; enio@dge.inpe.br;
mateus@dge.inpe.br; wilson@dge.inpe.br

Abstract Due to the important role of phytoplankton in the carbon cycle in the ocean, it is necessary to understand the relationships between concentration and distribution of photosynthetic pigments and physical and biological features that are easily obtained. In this work, we use the BRASIL-SR radioactive transfer model to estimate incident solar radiation over the sea surface with the aid of GOES-8 data. The estimations are weighed against the available cloud cover and sea surface temperature data (SST/AVHRR), and correspond to monthly means for 1998 and 1999. The area to be studied encompasses the whole Brazilian coastline ($34,5^{\circ}$ to 55° W and 6° to 34° S). The main goal is to analyze the temporal and spatial variability on the solar radiation, cloud cover and SST data in order to identify oceanic regions along the Brazilian coast that present potential characteristics for phytoplankton occurrences.

Keywords: solar radiation, sea surface temperature

Introdução

O estudo da produção primária e dos principais fatores que a controlam é uma área de grande interesse na oceanografia.. A carência de estudos na área oceânica adjacente a costa do Brasil e a dificuldade de aquisição de novos dados “in situ”, nos levam a buscar o desenvolvimento de novas metodologias baseadas em tecnologias como o sensoriamento remoto. As imagens de satélite possibilitam tanto uma cobertura sinótica como uma repetitividade adequada para estudos de séries temporais, possibilitando desta forma uma melhor compreensão dos fenômenos físicos e biológicos em questão.

A radiação solar incidente na superfície do oceano na faixa do visível é a principal fonte de energia para a fotossíntese marinha. Tanto a distribuição vertical da biomassa fitoplanctônica como o suprimento de nutrientes para o interior da zona eufótica dependem do grau de estratificação da coluna d’água,

e portanto, ligados às flutuações diárias do balanço de calor oceano-atmosfera (Marra, et al., 1990), onde a radiância solar é a principal componente. Espera-se então uma relação entre distribuição de biomassa fitoplancônica nas camadas superficiais do oceano e a radiação solar incidente. Todavia, se considerarmos a cobertura de nuvens como um agente modulador da radiação solar na superfície, faz-se necessário conhecer sua variabilidade no tempo e espaço para que seja possível avaliar sua influência nos processos biológicos (Bishop et al., 1991).

O presente trabalho tem como objetivo analisar a variabilidade temporal e espacial da cobertura de nuvens e da radiação incidente na superfície, gerada a partir do modelo de transferência radiativa BRASIL-SR, juntamente com estimativas de temperatura superficial do mar (TSM). Os mapas gerados para as variáveis em questão serão utilizados posteriormente para estimar regiões potenciais para a ocorrência do fitoplâncton marinho.

Área de estudo e Metodologia

A área de estudo abrange a porção oceânica do Atlântico Sul adjacente à costa brasileira, entre as latitudes 6° N e 34° S e as longitudes $34,5^{\circ}$ e 55° W.

O modelo de transferência radiativa utilizado neste trabalho baseia-se no modelo alemão desenvolvido por pesquisadores do Centro de pesquisas GKSS. A versão brasileira denomina-se BRASIL-SR e vem sendo desenvolvida e implementada através de uma colaboração entre o Instituto Nacional de pesquisas Espaciais (INPE) e a Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC) (Pereira et al., 1996).

O BRASIL-SR é um modelo físico para o cálculo da radiação incidente a partir de imagens de satélite geoestacionário GOES-8 no canal do visível ($0,4$ a $1,1 \mu\text{m}$), e baseia-se na determinação da transmitância das diversas camadas atmosféricas (veja Almeida, 1998 para detalhes). O modelo assume a existência de uma relação linear entre o fluxo de radiação solar incidente no topo da atmosfera ($\mathbf{j}_0 \downarrow$) e o fluxo de radiação solar incidente na superfície ($\mathbf{j}_s \downarrow$), segundo:

$$\mathbf{j}_s \downarrow = [n_{eff} \mathbf{t}_{cloud} + (1 - n_{eff}) \mathbf{t}_{clear}] \mathbf{j}_0 \downarrow \quad (1)$$

onde n_{eff} é o índice de cobertura efetiva de nuvens, \mathbf{t}_{clear} é a transmitância para condições de céu claro e \mathbf{t}_{cloud} é a transmitância para céu totalmente nublado, ambas derivadas do modelo pelo emprego do algoritmo de transferência radiativa conhecido como

modelo de dois fluxos, ou “two-stream” (Lenoble, 1985).

O modelo considera a cobertura de nuvens como principal fator de influência sobre a transmitância atmosférica, e num primeiro momento, calcula o coeficiente de cobertura efetiva de nuvens usando os dados GOES. A radiância incidente é então estimada com a entrada de dados atmosféricos climatológicos.

Os dados orbitais do satélite GOES-8 foram adquiridos e armazenados na Divisão de Satélites Ambientais do INPE/Cachoeira Paulista, com uma resolução espacial de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$ e resolução temporal de 3h (8h45, 11h45, 14h45, 17h45 e 20h45 GMT). Essas imagens são arquivadas no Labsolar da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC).

Os demais parâmetros de entrada no BRASIL-SR são a umidade relativa do ar, a pressão do ar ao nível do mar, a temperatura do ar acima da superfície da água, juntamente com os dados médios de cobertura de nuvens e foram adquiridos da base de dados *DASILVA SMD94 climatology*, que é uma compilação do *Comprehensive Ocean-Atmosphere data Set* (COADS, veja <http://ingrid.ldgo.columbia.edu/SOURCES/.DASILVA/.SMD94>).

O banco de dados médios mensais de TSM foram coletados pelo sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) a bordo do satélite NOAA-14 e obtidos diretamente da NASA (<ftp://podaac.jpl.nasa.gov/pub>). Utilizaram-se produtos TSM dispostos em grades eqüidistantes de 54km (Equador = 55,60 km por pixel) contendo 720 colunas por 360 linhas, para coincidirem com os dados de radiação incidente gerados pelo modelo, consequentemente, uma grade de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$ (360/720 ou 80/360) em longitude e latitude. Foram extraídos os valores de TSM referentes as coordenadas centrais da grade do modelo visando a elaboração do plano de informação (PI) referente a esta variável.

A organização do banco de dados de radiação utilizou programas em linguagem C para extração dos dados do arquivo original de saída do modelo. Foram calculadas as médias mensais para os horários de 12, 15 e 18h GMT. A estimativa dos horários de 9 e 21h foi feita através das equações a seguir:

$$I_d = I_9 + I_{12} + I_{15} + I_{18} + I_{21}$$

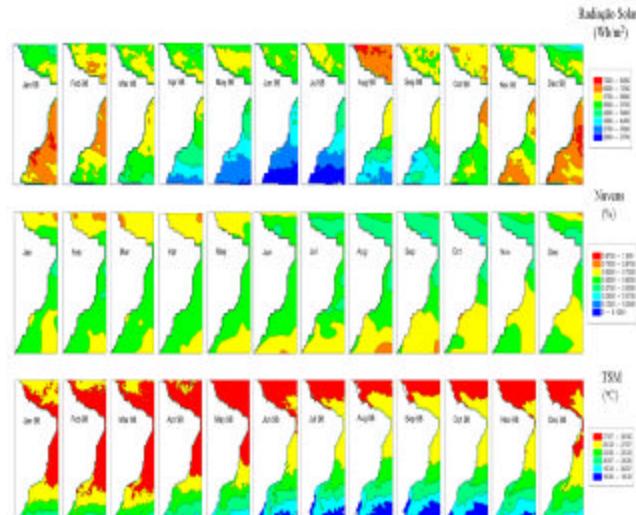
$$Kt = \frac{I}{I_0}$$

$$\begin{aligned} Kt(12) &= Kt(9) & Kt(18) &= Kt(21) \\ \frac{I(12)}{I_0(12)} &= \frac{I(9)}{I_0(9)} & \frac{I(18)}{I_0(18)} &= \frac{I(21)}{I_0(21)} \\ I(9) &= I_0(9) \frac{I(12)}{I_0(12)} & I(21) &= I_0(21) \frac{I(18)}{I_0(18)} \\ I(9) &= I_0(9) K_t(12) & I(21) &= I_0(21) Kt(18) \end{aligned}$$

onde: I_0 e I são as irradiancias medidas para o topo da atmosfera e para a superfície e $Kt(12)$, (9) , (18) e (21) correspondem aos índices de nebulosidade para os horários das 12, 9 18 e 21 UTC. O comportamento médio diário foi obtido a partir da integração da radiação média em cada horário.

O banco de dados de nuvens e TSM foram elaborados a partir dos dados originais sendo necessário apenas a extração da matriz referente as coordenadas de interesse.

Foi feito o cálculo das médias anuais para as três variáveis em questão e suas respectivas variâncias.



Resultados e discussões

Figura 1 – Mapas médios mensais de radiação solar incidente, climatologia de nuvens e TSM.

A Figura 1 apresenta os resultados da variação mensal de radiação solar incidente na superfície oceânica, juntamente com o padrão climatológico de nuvens e as respectivas médias mensais de TSM associadas. Pode-se observar que os padrões de radiação solar para os meses de outubro a março mostram-se coerentes com as variações mensais nos padrões de TSM de dezembro a maio. A resposta da TSM à variação

de radiação solar incidente apresenta uma defazagem temporal, a qual pode ser explicada por alto calor específico da água.

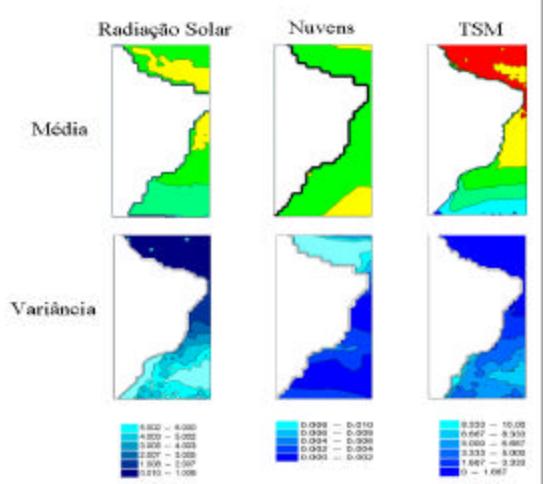


Figura 2 - mostra as médias e variâncias temporais e espaciais da radiação solar incidente obtidos pelo modelo BRASIL-SR e os mapas associados de variabilidade de TSM.

Os resultados apresentados na Figura 2 mostram uma boa correlação entre os mapas de variâncias da radiação solar e da TSM indicando que a relação entre estas duas variáveis não sofre muita influência das variâncias anuais de nuvens. Os maiores valores de variâncias encontram-se na porção sul da área de estudos, o que poderia ser explicado pela influência latitudinal na variabilidade anual.

Considerando que a dependência da luz para o crescimento do fitoplâncton e acúmulo de biomassa é bem conhecida, espera-se com estes resultados preliminares estabelecer regiões de maior potencialidade para o desenvolvimento do fitoplâncton marinho e posteriormente correlacioná-las com as imagens de

clorofila. Estes estudos adicionais deverão incorporar análises estatísticas de corelações e tratamento dos dados através de sistema de informação geográfica.

Agradecimentos:

Agradecimentos são devidos a Fernando Martins Ramos e Samuel L. de Abreu pela colaboração dada na aplicação do modelo BRASIL-SR necessária para realização deste estudo. Os agradecimentos se estendem também a Mariza P. de Souza pela ajuda na montagem final das figuras. Esse trabalho somente foi possível graças ao auxílio recebido da CAPES através da bolsa de doutoramento do primeiro autor, a uma bolsa de Iniciação Científica CNPq-PIBCT ao terceiro autor.

Referências:

- Almeida, W.G. Avaliação de um modelo físico estimador de irradiância solar baseado em satélites geoestacionários. **Dissertação de Mestrado em Engenharia Mecânica**, Universidade Federal de Santa Catarina. 1998.
- Bishop, J.K.; Rossow, W.B. Spatial and temporal variability of global surface solar irradiance. **Journal of Geophysical Research**, 96(C9): 16.839-16.858, 1991.
- Lenoble, J. Radiative transfer in scattering and absorbing atmospheres: standard computational procedures. Virginia: A. Deepak Publishing, 1985.
- Marra, J.; Bidigare, R.R.; Dickey, T.D. Nutrients and mixing, chlorophyll and phytoplankton growth. **Deep-Sea Research**, 37: 127-143, 1990.
- Pereira, E.B., Abreu, S.L., Stuhlmann, R., Rieland, M. E Colle, S., Survey of the incident solar radiation in Brazil by use of METEOSAT satellite data. **Solar Energy**, 57(2):125-132, 1996.



A New LWD Directional Resistivity Tool for Geosteering

T. Hagiwara, Terry Research and Development, Houston, TX, U.S.A., terryh@pdq.net

Abstract

A new LWD resistivity tool is proposed that incorporates antennas tilted from the logging axis. In horizontal drilling its deep depth of investigation allows the tool to detect an adjacent bed from a distance. Due to the tilted antennas, its resistivity measurement is azimuthally sensitive. Hence, the direction of the adjacent bed can be identified. In a vertical well, the tool can measure both horizontal and vertical resistivities simultaneously.

Introduction

In geosteering operations a well is to be placed in a targeted pay formation for maximum exploitation of the reservoir potential. There are two major factors that may affect the success of designed well placement. The first is the uncertainty in the 3D earth model that defines the target pay formation in well planning. The second is the error in execution of directional drilling. Consequently wells often deviate from the targeted formations. The well must then be directed to re-enter the target formation.

The LWD measurements are used as a navigation when wells are drilled. For example, conventional LWD resistivity data can identify bed interfaces as the tool crosses them. However, the upward or downward direction of interface crossing cannot be determined. Some directional LWD measurements, e.g., the directional gamma log and Bit-resistivity log, can distinguish the direction of bed crossing. However, their range of investigation is very shallow. When the tool registers the bed crossing, the drill bit is already in the wrong formation. The bit has to be pulled back and re-oriented or the well has to be directed to re-enter the formation some distance away. It is desirable to have a directional LWD tool with a deeper depth of investigation. Then an approaching bed interface can be detected at a distance. The directional data will provide guidance for drilling navigation to avoid the approaching bed interface.

This paper describes an LWD directional resistivity tool that has an azimuthally sensitive response (Ref.1). In conventional LWD induction tools, transmitter antennas and receiver antennas are wound around the tool axis. The plane of the antenna is normal to the tool axis. The proposed new tool is also an induction-type conductivity measurement tool. In this tool, however, either the transmitter or the receiver, or both, is tilted at a certain angle with respect to the

tool axis. This tilted antenna placement breaks the axial symmetry of the tool, and thus the tool response is azimuthally sensitive (Ref.2). The depth of investigation is controlled by the transmitter-receiver spacing. At 500 kHz, the adjacent conductive bed can be detected from about 40-in. away for 40-in. transmitter-receiver spacing. This azimuthal sensitivity not only determines the direction of the adjacent bed, but also helps to identify the presence of adjacent bed itself.

In order to evaluate the tool's proximity detection capability, tool responses were examined for an adjacent bed in a horizontal well for different transmitter-receiver spacings (from 30 in. to 60 in.), at two different frequencies (2 MHz and 500 kHz), and for the tilt angles from 90 degrees to -90 degrees. The difference between the tilted antenna responses and corresponding conjugate responses were highly sensitive to the presence of an adjacent bed for tilt angles in the range of 45- to 60-degrees.

In this new resistivity concept, either transmitter or receiver has to be tilted. Both the transmitter and receiver may be tilted. In LWD operation, the tool rotates in the borehole. The conjugate response is obtained when the tilted antenna tool rotates by 180 degrees. Sometimes the tool slides as in particular LWD operations or when incorporated into coiled tube drilling bottom hole assembly (BHA). To obtain conjugate response in such cases, a set of three tilted antennas has to be used. Any tilt angle can be reconstructed from the original responses from these three antennas.

Directional Induction Conductivity Tool

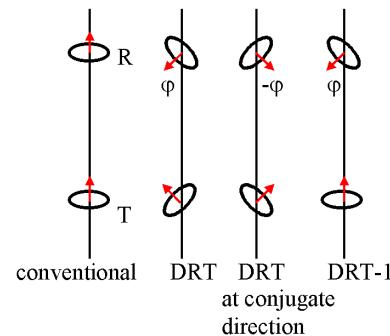


Fig.1 Antennas in DRT