



PRESIDÊNCIA DA REPÚBLICA
SECRETARIA DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-5417-TDI/481

ESTUDO DO CONTEÚDO ELETRÔNICO TOTAL IONOSFÉRICO

Jonas Rodrigues de Souza

**Dissertação de Mestrado em Ciência Espacial/Geofísica Espacial,
orientada por Dr. Mangalathayil Ali Abdu e Dra. Inez
Staciarini Batista, aprovada em março de 1992.**

**INPE
São José dos Campos
Março de 1992**

Publicado por:

Divisão de Ensino e Documentação - DED

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Caixa Postal 515

12201 - São José dos Campos - SP - Brasil

Telex: 123.3530 INPE BR

Fone: (0123) 41.8977 - Ramal 324

Fax: 0123-21-8743

- Solicita-se intercâmbio
- We ask for exchange
- Si sollecita intercambio
- On demande l'échange
- Mann bittet un Austausch
- Pidese canje
- Просим обмена
- 歡迎著作交換
- 出版物交換のお願い

Publicação Externa - É permitida sua reprodução para interessados.

INPE-5417-TDI/481

ESTUDO DO CONTEÚDO ELETRÔNICO TOTAL IONOSFÉRICO

Jonas Rodrigues de Souza

**Dissertação de Mestrado em Ciência Espacial/Geofísica Espacial,
orientada por Dr. Mangalathayil Ali Abdu e Dra. Inez
Staciarini Batista, aprovada em março de 1992.**

**INPE
São José dos Campos
Março de 1992**

52.853

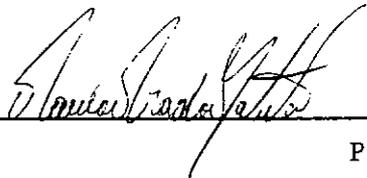
SOUZA, J.R.

Estudo do conteúdo eletrônico total
ionosférico. / J.R.Souza.-- São José
dos Campos: INPE, 1992. 87p. -- (INPE-
5417-TDI/481).

1. Ionosfera/IRI-86-90. I Título.

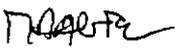
Aprovada pela Banca Examinadora
em cumprimento a requisito exigido
para a obtenção do Título de Mestre
em Ciência Espacial

Dr. Paulo Prado Batista



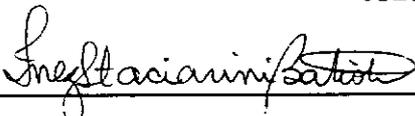
Presidente

Dr. Mangalatayl Ali Abdu



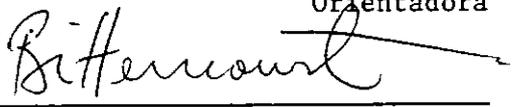
Orientador

Dra. Inez Staciarini Batista



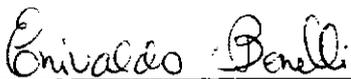
Orientadora

Dr. José Augusto Bittencourt



Membro da Banca

Dr. Enivaldo Bonelli



Membro da Banca
- Convidado -

Candidato: Jonas Rodrigues de Souza

São José dos Campos, 06 de março de 1992

Aos meus pais,
à minha noiva
e aos meus irmãos e irmãs.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Dr. Mangathayil Ali Abdu pela eficiente orientação e o incentivo nas diversas fases deste trabalho.

Quero expressar minha especial gratidão à orientadora Dra. Inez Staciarini Batista por sua assistência e encorajamento em todas as fases deste trabalho.

Aos membros da Banca Examinadora, Dr. Paulo Prado Batista e Dr. José Augusto Bittencourt pelas críticas e sugestões durante a fase preliminar.

Ao Dr. Enivaldo Bonelli, também membro da Banca Examinadora, pela paciente orientação no período de iniciação científica e pelo incentivo a estudar física da ionosfera.

Aos amigos e colegas Gilvan Luiz Borba, Rui Tertuliano de Medeiros e Eurico Rodrigues de Paula pelo apoio e sugestões durante o desenvolvimento desta dissertação.

Às amigas Maria Goreti dos Santos Aquino, Lúcia de Almeida Terra Limiro e Silvia Regina dos Santos pelo auxílio na redução dos dados e à secretária Gabi Gama pelo inestimável apoio.

À colega Stella Maris Ludovico Melo pelas valiosas dicas sobre o uso do editor texto PCTEX.

RESUMO

Os sinais na faixa de VHF transmitidos por rádio faróis a bordo dos satélites geoestacionários (GOES 1-3), recebidos em Cachoeira Paulista durante os anos de 1982, 1986 e 1989, são analisados com o objetivo de investigar as variações do conteúdo eletrônico total ionosférico (CET) num ciclo solar. Um novo método de calibração foi desenvolvido para converter as variações do ângulo de rotação Faraday, registradas pelo polarímetro VHF, em valores absolutos do CET. O método é capaz de remover uma incerteza de $n\pi$, que geralmente está presente nos dados do ângulo de rotação, registrados pelo polarímetro, e principalmente quando ocorre interrupções do ângulo de rotação, devido a eventos intensos de cintilações (Spread F) ou outros casos. Nesta dissertação, os valores do CET obtidos depois da calibração, são analisados para estudar as variações diurnas do CET com relação à sazonalidade e atividade solar. O CET apresenta uma variação semi-anual, com um valor máximo nos equinócios, quando comparado com os valores de inverno e verão. O efeito da anomalia equatorial que provoca um pico no CET, próximo da meia-noite sobre Cachoeira Paulista, desaparece nos meses de inverno de atividade solar máxima e praticamente não existe em todos os meses de atividade solar mínima. Os valores medidos do CET, são também comparados com aqueles calculados pelo modelo IRI-90 para Cachoeira Paulista. Algumas discordâncias entre os dados do modelo e dados observados são encontradas principalmente em torno das 16:00 horas durante os anos de atividade solar máxima e mínima. Além disso, o IRI-90 não prevê o pico próximo da meia-noite no CET, causado pelo efeito da anomalia equatorial.

TOTAL IONOSPHERIC ELECTRON CONTENT STUDIES

ABSTRACT

VHF beacon from geostationary satellites (GOES 1-3) received at Cachoeira Paulista during the years 1982, 1986 and 1989 are analysed to investigate the ionospheric electron content variations in a solar cycle period. A new calibration procedure has been developed to obtain absolute ionospheric electron content (IEC) values from the Faraday rotation angle variation data registered by a VHF polarimeter. The method is capable of removing the $n\pi$ uncertainty that is usually present in the relative rotation angle data registered by a polarimeter, and is especially useful when interruption in the rotation angle occurs due to strong scintillation (Spread F) events or other causes. In the present work, the IEC values obtained after the calibration are analysed to study the IEC seasonal and solar activity variations. The IEC presents a semi-annual variation with maximum in equinoctial months and lower values in winter and summer months. The equatorial anomaly associated night time peak in IEC is absent during winter months of solar maximum and during all months of solar minimum years. The measured IEC values are also compared with those calculated by the IRI-90 model for Cachoeira Paulista. Disagreement between the model and observation is found especially around 16:00 hours during solar minimum and maximum years. Further, the IRI-90 does not predict the near midnight peak in IEC that arises from the equatorial anomaly.

SUMÁRIO

	Pág.
LISTA DE FIGURAS	xv
LISTA DE TABELAS	xvii
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 2 - REVISÃO TEÓRICA	5
2.1 - Propagação de ondas na ionosfera	5
2.1.1 - O índice de refração	5
2.1.2 - Rotação Faraday	7
2.2 - O polarímetro VHF e a obtenção do CET	10
2.3 - Os métodos já existentes para obter o CET	11
2.4 - O modelo IRI	12
CAPÍTULO 3 - DESCRIÇÃO DO MÉTODO	15
3.1 - Como superar o problema do ângulo Ω_0	15
3.2 - Definição da faixa de altitude onde a rotação Faraday é efetiva	20
3.2.1 - Rotação Faraday em baixas altitudes	20
3.2.2 - Rotação Faraday para altitudes acima de 1000 km ($\Omega_{\uparrow 1000}$)	21
3.2.2.1 - O CET entre 1000 e 30000 km	21
3.2.2.2 - "Fator de rotação Faraday" (\overline{M}) para altitudes acima de 1000 km	23
3.2.2.3 - A rotação Faraday (Ω) de um sinal de onda ao atravessar as altitudes entre 1000-30000 km, acima da superfície da Terra	23
3.3 - Cálculo da ambigüidade $n\pi$ e calibrações	26
CAPÍTULO 4 - ANÁLISE DOS DADOS DO CONTEÚDO ELETRÔNICO TOTAL IONOSFÉRICO DURANTE UM CICLO SOLAR	33
4.1 - Variações diurnas no CET	33
4.2 - Efeitos da anomalia equatorial no CET sobre Cachoeira Paulista	40
4.3 - Variações do CET com o ciclo solar	40
4.4 - As tempestades magnéticas de 08 de fevereiro de 1986 e 13 de março de 1989	41
CAPÍTULO 5 - COMPARAÇÃO DO CET OBSERVADO EM CACHOEIRA PAULISTA COM O CET OBTIDO PELO MODELO IRI- 90	45
5.1 - Comparação do CET mensal, medido em Cachoeira Paulista nos anos de 1982, 1986 e 1989, com os dados do IRI- 90	45

5.2 - Comparação entre o CET do IRI-90 e o CET observado, com relação ao número de manchas solares	56
CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES	59
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	61
APÊNDICE A - FLUXOGRAMA DO MÉTODO USADO PARA CALIBRAR OS DADOS REGISTRADOS PELO POLARÍMETRO VHF	65
APÊNDICE B - PROCEDIMENTO PARA A CALIBRAÇÃO E CONVERSÃO DOS DADOS REGISTRADOS PELO POLARÍMETRO VHF EM VALOR ABSOLUTO DO CET	67

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
1.1 - Perfil da densidade eletrônica ionosférica obtido pelo modelo IRI-90 .	2
2.1 - (a) Esquema de um sinal propagando-se do satélite para a Terra. (b) A diferença na rotação angular entre as componentes ordinária "O" e extraordinária "X" de uma onda eletromagnética atravessando um meio magneto-iônico. A direção da propagação está na direção do observador	6
2.2 - Localização do ponto sub-ionosférico	9
2.3 - Sistema de coordenadas retangulares, tri-dimensional, usado em relação às direções vertical e horizontal, num lugar onde o sinal é recebido. C é a direção de propagação e Ω é a rotação Faraday	11
2.4 - Perfis da densidade eletrônica ionosférica obtidos pelos modelos IRI-86 e IRI-90 normalizados para Cachoeira Paulista com $f_0F_2 = 3$ MHz e $h_pF_2 = 300$ km	14
3.1 - Valores da constante K para o satélite GOES-I no ano de 1986 . . .	16
3.2 - Valores da constante K para o satélite GOES-I no ano de 1989 . . .	17
3.3 - Variação diurna da rotação Faraday registrada em Cachoeira Paulista e São José do Campos, em 17/06/82, ilustrando um "salto" por volta das 20:00 horas	19
3.4 - Valor da constante K para os períodos em que os satélites GOES-II e GOES-III estavam próximos (1982-1983)	20
3.5 - "Fator de rotação Faraday" (\overline{M}), obtido por um programa fornecido por Klobuchar e por um método desenvolvido neste trabalho	26
3.6 - Rotação Faraday acima e abaixo de 1000 km para os anos de 1982, 1986 e 1989	27
3.7 - Conteúdo eletrônico total registrado entre 5:00 e 6:30 horas do dia 5 de junho de 1986. As barras representam um desvio de $\pm 0,034 \times$ 10^{17} el. m^{-2} sobre estes dados	29
3.8 - Variações diurnas da rotação Faraday de 11/11 a 14/11/89, calibradas com o IRI-86 e com o uso de f_0F_{2max} e f_0F_{2min}	31
3.9 - Previsão de f_0F_2 às 5:00 horas para os dias calmos de julho e agosto de 1982	32
4.1 - Superposição da variação diurna do CET mensal sobre Cachoeira Pau- lista. Dados de 1982 (R=115,9)	34
4.2 - Superposição da variação diurna do CET mensal sobre Cachoeira Pau- lista. Dados de 1986 (R=13,4)	36
4.3 - Superposição da variação diurna do CET mensal sobre Cachoeira Pau- lista. Dados de 1989 (R=157,6)	38
4.4 - Variação diurna do CET com o número de manchas solares. Dados de 1982, 1986 e 1989 medidos às 16:00 horas (hora local)	41
4.5 - Variações diurnas do CET nos dias das tempestades de 08/02/86 e 13/03/89 e as médias mensais sem os dias extremamente perturbados	43

5.1 - Médias mensais das variações diurnas do CET observado em Cachoeira Paulista e calculado pelo modelo IRI-90 para os primeiros dez meses de 1982	46
5.2 - Médias mensais das variações diurnas do CET observado em Cachoeira Paulista e calculado pelo modelo IRI-90 para o ano de 1986	49
5.3 - Médias mensais das variações diurnas do CET observado em Cachoeira Paulista e calculado pelo modelo IRI-90 para o ano de 1989	51
5.4 - Diagramas de contornos do CET, construídos com os dados observados em Cachoeira Paulista e com os dados do IRI-90. Estes dados são de 1982	53
5.5 - Diagramas de contornos do CET, construídos com os dados observados em Cachoeira Paulista e com os dados do IRI-90. Dados de 1986	54
5.6 - Diagramas de contornos do CET, construídos com os dados observados em Cachoeira Paulista e com os dados do IRI-90. Dados de 1989	55
5.7 - (a) Variação do CET com a atividade solar, observada em Cachoeira Paulista e prevista pelo modelo IRI-90 nos períodos de verão, (b) equinócios e (c) inverno	57
A.1 - Fluxograma do método de calibração	65

LISTA DE TABELAS

	Pág.
3.1 - Coordenadas dos satélites GOES-I, II, III e as coordenadas dos pontos sub-ionosféricos para recepção em Cachoeira Paulista	19
3.2 - Cálculos das variações do CET, \bar{M} e $\Omega_{\uparrow 1000}$ para altitudes acima de 1000 km	25
A.1 - Dados ionosféricos, valores da constante K e ambigüidade $n\pi$, usados no processo de calibração do mês de junho de 1986	70

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A ionosfera é uma camada altamente condutiva da atmosfera da Terra, situada entre aproximadamente 50-1000 km. Nesta região, a densidade de íons e elétrons é suficientemente alta de modo a afetar a propagação de ondas de rádio (Rishbeth e Garriott, 1969). É essa propriedade de afetar a propagação de ondas de rádio que permite o estudo da ionosfera através da teoria magneto-iônica, a qual relaciona as propriedades eletrônicas do meio, tais como densidade eletrônica, campo magnético e campo elétrico, com as características das ondas que se propagam nesse meio, características estas dadas por: frequência da onda, polarização, vetor da onda e fase.

Com a elevação da altitude na ionosfera, é observado um aumento gradativo de elétrons livres, até atingir um pico próximo de 300-350 km (Figura 1.1). Acima deste ponto, existe um decréscimo gradativo no número de elétrons livres com o aumento da altitude. O perfil vertical da densidade eletrônica apresentado na Figura 1.1, foi obtido a partir do modelo IRI-90 (Bilitza, 1990), para uma localidade em 22° S, 45° O, às 5:00 horas (hora local), mês de julho e número de manchas solares igual a 157,6.

Devido à sua complexidade e extrema variabilidade a ionosfera necessita ser monitorada continuamente através de intensa atividade de medidas e estudos, de modo a fornecer um quadro claro da dinâmica dessa região e assim, gerar as informações necessárias para a melhoria e desenvolvimento dos sistemas de comunicações e telecomunicações. A importância desta camada nas telecomunicações é devida à sua capacidade de refletir sinais eletromagnéticos na faixa de alta frequência (2 a 30 MHz), o que permite radiocomunicação entre pontos remotos na Terra.

A ionosfera tem sido estudada há muitos anos por técnicas de rádio-frequência, técnicas óticas e técnicas de medidas "in loco" através de foguetes e satélites. Um dos parâmetros mais importante para o estudo da física da ionosfera é o conteúdo eletrônico total ionosférico, que é definido como o número de elétrons livres contido em uma coluna de seção transversal unitária, estendendo-se verticalmente através da ionosfera.

O método mais usado para medir o conteúdo eletrônico ionosférico é baseado no fenômeno de rotação Faraday, ou seja, a rotação que sofre o plano de polarização de uma onda plano polarizada quando atravessa a ionosfera anisotrópica. O efeito da rotação do plano de polarização de ondas eletromagnéticas nos meios anisotrópicos foi observado pela primeira vez por Faraday numa experiência com ótica. Por isso, esta rotação é denominada rotação Fara-

day. Na ionosfera a rotação Faraday sofrida por uma onda de rádio, é diretamente proporcional ao conteúdo eletrônico da ionosfera.

O conteúdo eletrônico total ionosférico (CET) apresenta uma grande variabilidade. Suas variações estão associadas a fenômenos locais e ao comportamento do Sol. Também possui variações sazonais, latitudinais e longitudinais.

O comportamento diurno do CET varia com as estações do ano. Os dados registrados em Urbana (40° N, 88° O) no estado de Illinois, EUA, mostram que os valores medidos no verão são bem maiores do que os medidos no inverno (Youakim e Rao, 1968). Já no Hawai em Stanford, o CET é maior nos equinócios e menor nos solstícios (Garriott et al., 1970).

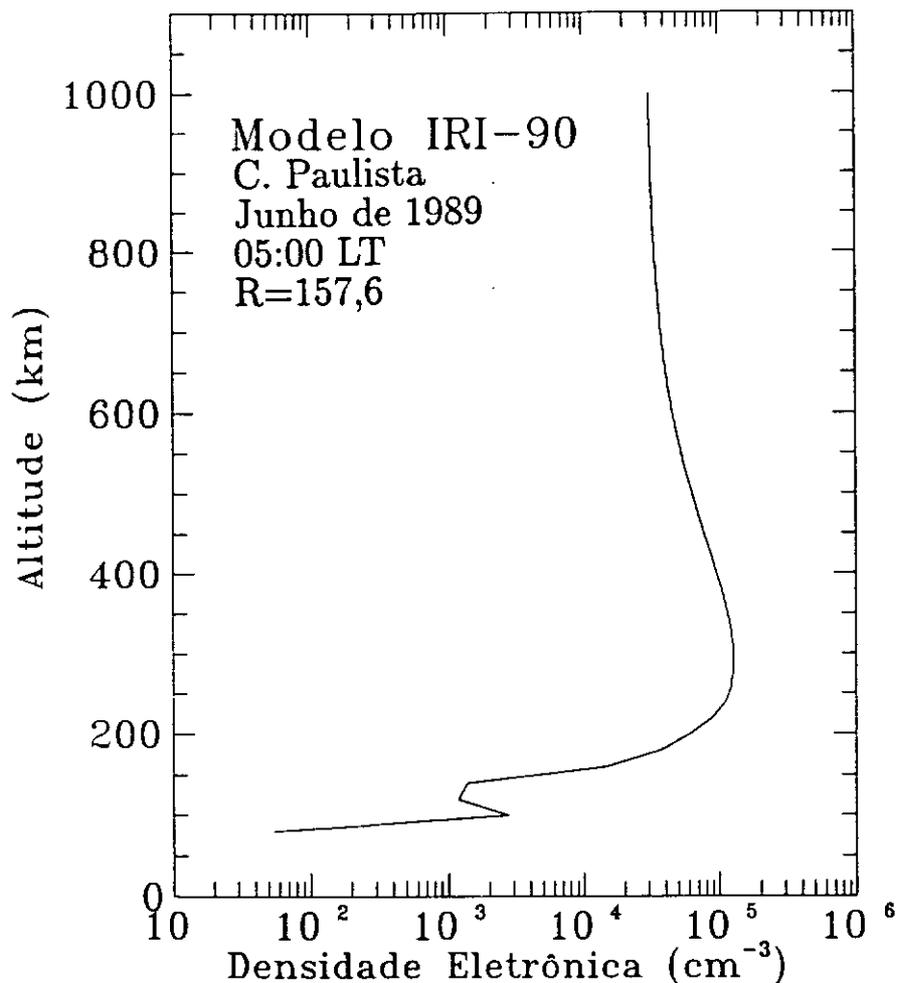


Fig. 1.1 - Perfil da densidade eletrônica ionosférica obtido pelo modelo IRI-90.

O CET apresenta grandes variações com as latitudes. Em baixas latitudes essas variações são provocadas, em partes, pela presença da anomalia equatorial (Anderson, 1973; Singh et al., 1978) e Titheridge (1966) observou que as irregularidades ionosféricas causam variações de até 10% no CET.

Durante as tempestades geomagnéticas o CET sofre variações fortíssimas. Essas tempestades alteram drasticamente o comportamento diurno do CET. O CET também é alterado com o aumento da atividade solar. O seu valor máximo registrado durante o dia, nos períodos de atividade solar alta, chega a ser 50% mais elevado do que o medido nos períodos de atividade solar baixa (Beard, 1975).

Kantor (1969) estudou as variações do CET com a hora local, latitude magnética, sazonalidade, atividade solar e magnética, usando dados registrados em São José dos Campos (23,2° S, 46,0° O). Este trabalho deu uma atenção especial ao comportamento do CET na região da anomalia equatorial e na região da anomalia magnética brasileira. Outro trabalho sobre o CET, usando dados medidos numa região próxima a São José dos Campos (São Paulo 23,2° S, 46,5° O), foi desenvolvido por Massambani (1977). Neste trabalho foi apresentado um estudo espacial e temporal do conteúdo eletrônico ionosférico e plasmasférico na região da anomalia magnética brasileira.

O INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) registra, desde 1979, tanto na estação de Cachoeira Paulista (22° S, 45° O) como na estação de São José dos Campos, de modo rotineiro, a rotação Faraday de sinais em torno de 136 MHz transmitidos por rádio-faróis ("beacon") a bordo de satélites geoestacionários. O polarímetro é um receptor VHF que é usado para registrar esta rotação. No entanto, o polarímetro só é capaz de fornecer um valor relativo da mesma, restando sempre uma ambigüidade a ser determinada. Esta ambigüidade é sempre igual a um número múltiplo de π e por isso recebe o nome de ambigüidade $n\pi$.

Uma dificuldade para obtermos o valor absoluto da rotação Faraday, além da ambigüidade $n\pi$, é saber qual o ângulo inicial que o plano de polarização possui, no instante em que o sinal da onda é emitido do satélite. Esta é uma informação que, dependendo do satélite, nem sempre é possível ser obtida.

O objetivo deste trabalho é desenvolver um método que faz uso do modelo IRI-86 (International Reference Ionosphere) para determinar o valor absoluto da rotação Faraday, sofrida por um sinal da onda enviado por satélite geoestacionário. Com o valor desta rotação, calculamos o valor absoluto do conteúdo eletrônico total. Usando este método fazemos uma análise do comportamento do conteúdo eletrônico total ionosférico com relação à sazonalidade

e à atividade solar, sobre Cachoeira Paulista. Os dados escolhidos foram aqueles registrados em 1986 (atividade solar mínima, $R=13,4$), 1982 (atividade solar média, $R=115,9$), 1989 (atividade solar máxima, $R=157,6$). Fazemos também uma comparação do conteúdo eletrônico total mensal, medido sobre Cachoeira Paulista, com o conteúdo eletrônico obtido pelo modelo IRI-90. Esta comparação é extremamente importante, uma vez que poucos dados do hemisfério sul foram incluídos na elaboração do modelo.

É importante esclarecer que, antes da elaboração deste método, apenas as variações da rotação Faraday eram usadas nos trabalhos desenvolvidos no INPE e, apesar de existirem outros métodos, sentimos a necessidade de construir este novo, que traz vantagens no que diz respeito à precisão e praticidade.

No Capítulo 2 é feita uma breve revisão teórica sobre propagação de ondas na ionosfera, onde é possível entender, como se transforma a rotação Faraday em CET e os métodos usados para efetuar esta transformação. No final deste capítulo é feita uma descrição do modelo IRI (International Reference Ionosphere).

No Capítulo 3 é descrito o novo método usado para converter a rotação Faraday registrada pelo polarímetro VHF em valor absoluto do conteúdo eletrônico total ionosférico.

No Capítulo 4, é feita uma análise dos dados do CET registrados em Cachoeira Paulista nos anos de 1982, 1986 e 1989, usando o método descrito no Capítulo 3. Esta análise inclui um estudo das variações do CET com a hora local, sazonalidade e atividade solar. Estão incluídas também algumas discussões sobre o comportamento do CET durante duas tempestades magnéticas.

Uma comparação do CET observado em Cachoeira Paulista com o CET calculado pelo modelo IRI-90 é apresentada no Capítulo 5, e finalmente no Capítulo 6 são apresentadas as principais conclusões deste trabalho.

CAPÍTULO 2

REVISÃO TEÓRICA

2.1 - PROPAGAÇÃO DE ONDAS NA IONOSFERA

Quando o sinal de rádio sai do satélite (velocidade = V_1) e encontra o meio magneto-iônico, a ionosfera, ele se divide em duas componentes (Figura 2.1a), ou seja, em ondas características do meio (Ratcliffe, 1962). Cada uma dessas componentes tem sua própria velocidade e seu próprio caminho de propagação. A divisão da onda é o resultado da presença do campo magnético da Terra. As ondas características, ou “modos”, recebem os nomes de modos “ordinário” e “extraordinário” e são representados pelas letras “O” e “X”, respectivamente. No caso da propagação de onda em condição quase longitudinal, ou seja, em direção aproximadamente paralela ao campo magnético da Terra, as duas ondas têm polarizações circulares com sentidos opostos e possuem uma pequena diferença em suas velocidades de fase (velocidade do modo “O” = V_2 e do modo “X” = V_3). Isso provoca uma rotação angular Ω (rotação Faraday) do plano de polarização da onda resultante (Figura 2.1b). Esta onda resultante vai ser representada pela letra “R”. O ângulo de rotação Ω , pode ser convertido em conteúdo eletrônico. Ainda nesta seção, veremos como pode ser feito essa conversão.

2.1.1 - O ÍNDICE DE REFRAÇÃO

A velocidade da onda eletromagnética num meio de índice de refração μ é dada por:

$$c' = \frac{c}{\mu}, \quad (2.1)$$

onde c é a velocidade da luz no vácuo ($c = 2.9979 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$).

O índice de refração, em rádio frequência (ω), quando consideramos desprezível a frequência de colisão dos elétrons com íons pesados, é representado pela seguinte expressão (Budden, 1961, p. 60):

$$\mu^2 = 1 - \frac{X}{Q}, \quad (2.2)$$

onde

$$X = \frac{\omega_N^2}{\omega^2} = \frac{Ne^2}{4\pi^2\epsilon_0mf^2} = \frac{80.6N}{f^2},$$

$$Q = 1 - \frac{Y^2 \text{sen}^2 \phi}{2(1-X)} \pm \left\{ \frac{Y^4 \text{sen}^4 \phi}{4(1-X)^2} + Y^2 \text{cos}^2 \phi \right\}^{1/2},$$

$$Y = \frac{eB}{2\pi mf},$$

ϕ = ângulo entre a direção normal à onda e a direção do campo magnético,
 e, m, N = carga, massa e densidade eletrônica,
 f = frequência da onda,
 ϵ_0 = permissividade do espaço livre,
 B = intensidade do campo magnético.

O sistema usado é o MKS racionalizado. A presença do campo magnético na ionosfera torna esta camada um meio bi-refringente e resulta na existência dos modos "ordinário" e "extraordinário" (analogamente à ótica dos cristais), os quais correspondem aos sinais "+" e "-" da expressão para Q .

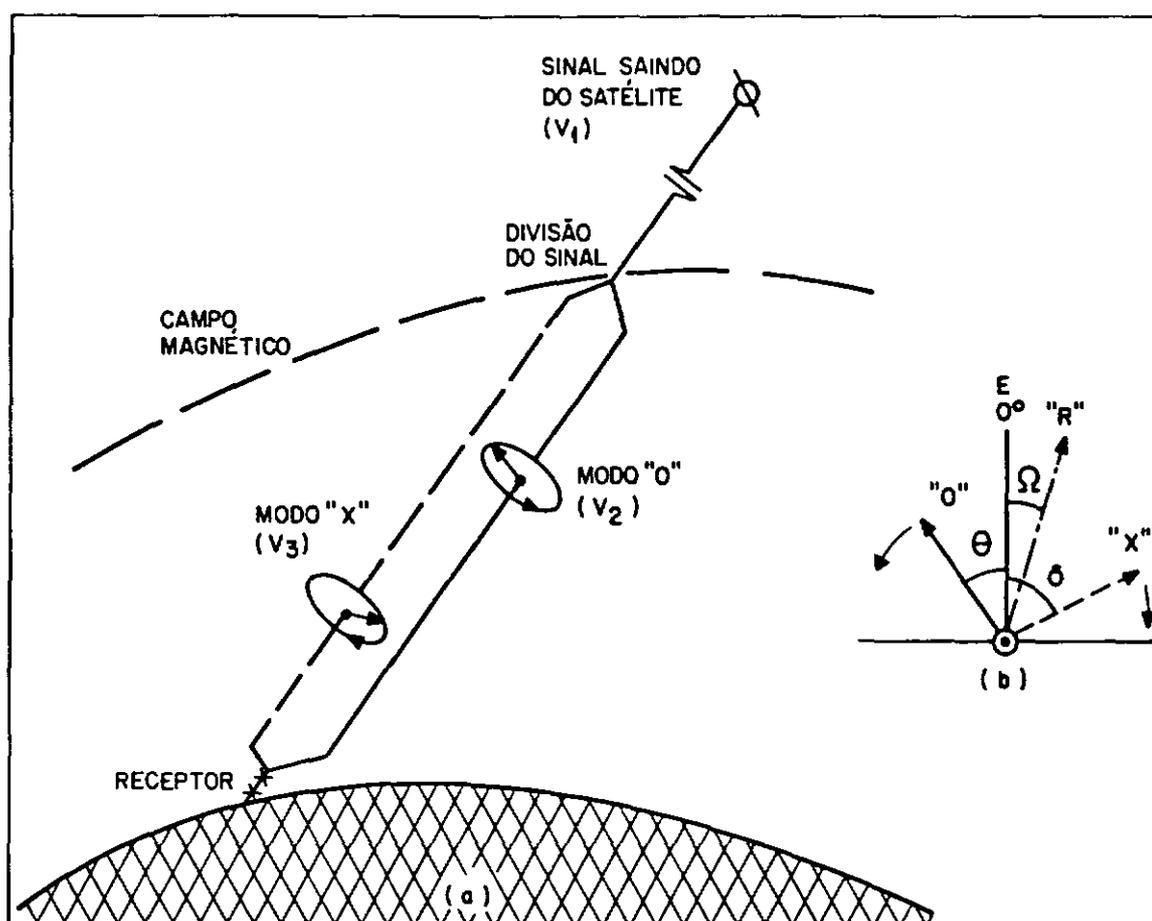


Fig. 2.1 - (a) Esquema de um sinal propagando-se do satélite para a Terra. (b) A diferença na rotação angular entre as componentes ordinária "O" e extraordinária "X" de uma onda eletromagnética atravessando um meio magneto-iônico. A direção da propagação está na direção do observador.

FONTE: Beard (1975), p. 12.

O índice de refração, visto na equação 2.2, pode ser simplificado, fazendo-se uma aproximação quase-longitudinal (QL). A condição é dada por (Ratcliffe, 1962):

$$\frac{Y^4 \sin^4 \phi}{4(1-X)^2} \ll Y^2 \cos^2 \phi. \quad (2.3)$$

Portanto, a forma QL do índice de refração é:

$$\mu_{o,x}^2 = 1 - \frac{X}{1 \pm Y \cos \phi}. \quad (2.4)$$

Mas, tanto X como $Y \cos \phi$ são muito menores do que 1, permitindo a expansão binomial de $\mu_{o,x}$. Definindo

$$D = \frac{X}{1 \pm Y \cos \phi}, \quad (2.5)$$

o resultado da expansão nos dá:

$$\mu_{o,x} \simeq 1 - \frac{D}{2}. \quad (2.6)$$

Agora, expandindo D ,

$$D \simeq X(1 \mp Y \cos \phi), \quad (2.7)$$

o índice de refração no meio ionosférico é dado, de uma forma aproximada, por:

$$\mu_{o,x} \simeq 1 - \frac{1}{2}X \pm \frac{1}{2}XY \cos \phi. \quad (2.8)$$

2.1.2 - ROTAÇÃO FARADAY

O comprimento de uma trajetória de fase P , de uma onda propagando-se em um meio anisotrópico desde o transmissor até o receptor, é definido como (Budden, 1961, p. 150):

$$P = \int \mu \cos \alpha ds, \quad (2.9)$$

onde α é o ângulo entre a direção transmissor-receptor e a direção de propagação, e ds é um elemento diferencial de comprimento.

O comprimento da trajetória de fase R , num meio livre, é

$$R = \int ds. \quad (2.10)$$

Estas equações definem uma relação para ΔP , que é a redução na trajetória de fase, a qual é dada por:

$$\Delta P = R - P = \int (1 - \mu \cos \alpha) ds. \quad (2.11)$$

Para altas frequências, $\alpha \simeq 0^\circ$. Então, a equação 2.11, fica:

$$\Delta P \simeq \int (1 - \mu) ds, \quad (2.12)$$

para cada modo de propagação.

Pelo fato destes modos possuírem uma pequena diferença em suas velocidades de fase e suas polarizações serem circulares e com sentidos opostos, acarreta uma rotação angular Ω (rotação Faraday), no plano de polarização da onda resultante, a qual é dada por (Garriott et al., 1970):

$$\Omega = \frac{\pi}{\lambda} (\Delta P_o - \Delta P_x). \quad (2.13)$$

Usando a equação 2.12, obtemos:

$$\Omega = \frac{\pi}{\lambda} \int (\mu_x - \mu_o) ds \quad (2.14)$$

e finalmente, tomando a equação 2.8, a representação para o ângulo de rotação reduz a:

$$\Omega \simeq \frac{\pi}{\lambda} \int XY \cos \phi ds, \quad (2.15)$$

ou melhor,

$$\Omega \simeq \frac{e^3}{8\pi^2 c \epsilon_0 m^2 f^2} \int NB \cos \phi ds, \quad (2.16)$$

que, no sistema MKS, é dado por:

$$\Omega \simeq \frac{2,35 \times 10^4}{f^2} \int NB \cos \phi ds. \quad (2.17)$$

Esta é a rotação que sofre o plano de polarização ao longo da trajetória satélite-estação receptora, porém, muitas vezes é mais conveniente usar a sua projeção na vertical. Para isso é necessário introduzir o conceito de ponto sub-ionsférico, que é o ponto onde o sinal do satélite cruza a ionosfera ao longo de sua trajetória satélite-estação receptora. Conforme é ilustrado na Figura 2.2, a projeção vertical do ponto sub-ionsférico na superfície da Terra não coincide com a localização da estação receptora. Evidentemente a localização do ponto sub-ionsférico depende da posição relativa entre o satélite e a estação receptora. Referindo-nos à vertical do ponto sub-ionsférico, temos $ds = \sec \chi dh$, onde dh é o elemento diferencial de

altura ao longo da direção zenital que passa pelo ponto sub-ionosférico. Assim, a expressão 2.17 torna-se:

$$\Omega \simeq \frac{2,35 \times 10^4}{f^2} \int NB \cos \phi \sec \chi dh. \quad (2.18)$$

Fazendo $M = B \cos \phi \sec \chi$, que é conhecido como “fator de rotação Faraday”, temos:

$$\Omega \simeq \frac{2,35 \times 10^4}{f^2} \int NM dh. \quad (2.19)$$

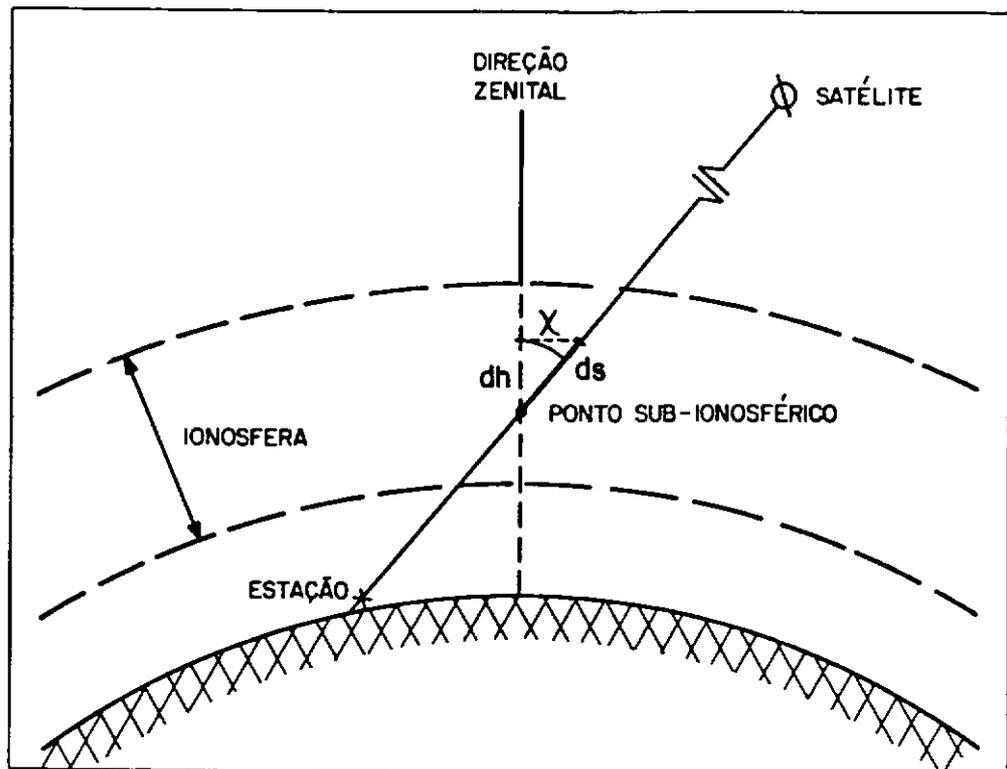


Fig. 2.2 - Localização do ponto sub-ionosférico.

A solução da equação 2.19 faz uso da suposição que $\int NM dh$ possa ser substituída por $\bar{M} \int N dh$, onde \bar{M} é o valor de M obtido para uma altura média. Titheridge (1972) mostrou que a escolha de $\bar{M} = M(420 \text{ km})$ permite obter $\int N dh$ com um erro menor que 5% para os limites de integração que vão da superfície da Terra até uma altura de 2000 km. Sendo assim, a equação 2.19 fica:

$$\Omega \simeq \frac{2,35 \times 10^4}{f^2} \bar{M} \text{ CET}, \quad (2.20)$$

onde CET (Conteúdo Eletrônico Total) = $\int N dh$ = densidade eletrônica integrada.

Usando \overline{M} em gamas (10^{-5} gauss), temos:

$$\Omega \simeq \frac{2,35 \times 10^{-5}}{f^2} \overline{M} \text{ CET} \quad (\text{rad}). \quad (2.21)$$

Este método oferece a possibilidade de se conhecer o conteúdo eletrônico total ionosférico (CET), onde os limites de integração vão desde o solo até o limite superior da ionosfera.

2.2 - O POLARÍMETRO VHF E A OBTENÇÃO DO CET

A função do polarímetro VHF é medir o ângulo relativo da rotação da polarização dos sinais das ondas enviados por satélites e que atravessam a ionosfera. Existem vários tipos de polarímetros. Antigamente usava-se um tipo que possuía uma antena giratória, isto é, a antena ficava girando mecanicamente em torno de um eixo. Nos polarímetros recentes suas antenas giram eletronicamente. Esta operação é baseada numa seqüência de amostras de voltagens retiradas de duas antenas lineares e ortogonais (Antoniadis, 1974).

A polarização do sinal recebido do satélite é vista girando, devido à propagação através da região magneto-iônica, que é considerada como um meio bi-refringente da atmosfera terrestre. Este ângulo de rotação (rotação Faraday) é registrado pelo polarímetro da seguinte maneira: o aparelho registra o ângulo entre o vetor \mathbf{E} da onda e uma linha perpendicular à direção de propagação. Esta linha fica paralela a um plano horizontal local (Figura 2.3). No caso de uma onda elipticamente polarizada o vetor \mathbf{E} é representado pelo eixo maior da elipse.

A Figura 2.3 mostra um sistema de coordenadas em que o plano formado pelas direções \mathbf{A} e \mathbf{B} é perpendicular à direção de propagação \mathbf{C} . As direções \mathbf{A} e \mathbf{B} estão paralelas às antenas \mathbf{A} e \mathbf{B} do polarímetro, respectivamente.

Como foi mencionado no Capítulo 1, para encontrarmos o valor absoluto do ângulo Ω , precisamos saber o valor da ambigüidade $n\pi$ e o ângulo inicial (Ω_0), que o plano de polarização possui, no instante em que o sinal da onda é emitido do satélite.

Depois desta discussão, é fácil entender que o valor de Ω , pode ser representado da seguinte maneira:

$$\Omega = (\Omega_{ob} - \Omega_0) + n\pi, \quad (2.22)$$

onde Ω_0 depende do ângulo de polarização transmitido (β_T), da posição do satélite e das características do mesmo (Eis et al., 1977 p. 39). Ω_{ob} é o ângulo observado pelo polarímetro, com relação à linha tomada como base e $n\pi$ é a ambigüidade.

Substituindo a equação 2.22 em 2.21, encontramos que o CET é dado por:

$$\text{CET} = \frac{f^2}{2,35 \times 10^{-5} M} \{(\Omega_{ob} - \Omega_0) + n\pi\}. \quad (2.23)$$

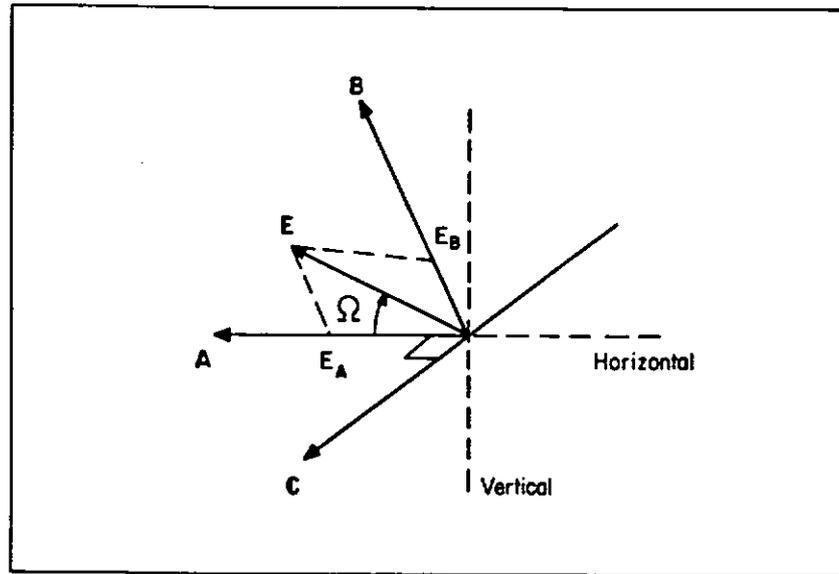


Fig. 2.3 - Sistema de coordenadas retangulares, tri-dimensional, usado em relação às direções vertical e horizontal, num lugar onde o sinal é recebido. C é a direção de propagação e Ω é a rotação Faraday.

2.3 - OS MÉTODOS JÁ EXISTENTES PARA OBTER O CET

Existem várias técnicas que podem ser usadas para obter o valor de $n\pi$. Uma delas usa simultaneamente sinais de satélite geostacionário e de satélite orbitando. Uma outra usa o perfil completo da distribuição da densidade eletrônica ionosférica, medido tanto na parte abaixo do pico quanto acima do mesmo. Então, a distribuição total da densidade eletrônica ionosférica é integrada para obter o CET e, com este, o valor de $n\pi$ é determinado. Ambos os métodos mencionados exigem uma combinação de informações que não estão sempre disponíveis em muitos lugares.

Mendillo e Klobuchar (1974), através de suas experiências com análises do comportamento do valor da espessura da camada ("slab thickness"), durante um período quieto, encontraram que é possível determinar a ambigüidade $n\pi$, usando os valores de f_0F_2 (frequência do plasma na região do pico ionosférico). Um método que resolve o problema da ambigüidade usando a espessura da camada foi desenvolvido por Eis et al. (1977). A espessura da camada é dada por:

$$S = \frac{\text{CET}}{N_{max}}, \quad (2.24)$$

onde N_{max} é a densidade eletrônica máxima da ionosfera, que é determinada através de f_0F_2 . Estes pesquisadores encontraram que, próximo ao amanhecer, os valores confiáveis de S são: $200 \leq S \leq 300$ km.

Para $n = 0, 1, 2, 3, \dots$, diferentes valores do CET são obtidos através da equação 2.23. Com esses valores do CET e o valor de N_{max} observado próximo ao amanhecer, os valores correspondentes de S são calculados usando a equação 2.24. O valor de n que resultar num valor de S entre 200 e 300 km é o escolhido como correto. Neste método, o valor de Ω_0 já deve ser conhecido para o satélite do qual vêm as informações, assim como o valor da densidade eletrônica no pico da camada, N_{max} .

Outro método que supera o problema da ambigüidade foi desenvolvido por De Adler et al. (1989). Eles usaram uma camada de Chapman modificada para representar a distribuição da densidade eletrônica ionosférica, durante a noite. Também usam medidas de f_0F_2 . A função que representa a distribuição da densidade eletrônica neste caso é

$$N(h) = N_{max} \exp\left\{0,5 - \frac{zA}{2} - 0,5 \exp(-zA)\right\}, \quad (2.25)$$

onde $z = (h - h_{max})/H_o$, H_o é a altura de escala para o oxigênio atômico e A é um coeficiente ajustado pelo método dos mínimos quadrados.

A função $N(h)$ é integrada para obter o conteúdo eletrônico. Então, com o uso deste parâmetro, o problema da ambigüidade e também o problema do ângulo Ω_0 , foram superados.

2.4 - O MODELO IRI

Nesta seção vamos fazer uma descrição geral sobre o modelo Internacional de Referência Ionosférica (IRI). Esta descrição justifica-se pelo fato de que este modelo fornece parâmetros importantíssimos para o desenvolvimento do método que converte variação do ângulo de rotação, registrado pelo polarímetro, em valor absoluto do conteúdo eletrônico total ionosférico, o qual será descrito no próximo capítulo.

O IRI foi criado no final da década de 1960, através da articulação de um projeto entre a International Union of Radio Science (URSI) e o Committee on Space Research (COSPAR). A intenção era a de produzir um modelo padrão, digno de confiança, dos mais importantes parâmetros ionosféricos, tais como densidade eletrônica, temperatura dos íons e dos elétrons e composição iônica (Bilitza, 1986).

Essas entidades, URSI e COSPAR, usaram dados destes parâmetros ionosféricos de diferentes locais do mundo e também de diferentes épocas e, articulando com cientistas de diversas partes do mundo, construíram o modelo IRI. Depois disso o modelo já sofreu várias correções, sempre com a finalidade de aprimorar a representação média global dos parâmetros que ele descreve.

O IRI representa um comportamento médio, global e temporal da ionosfera não perturbada. Este modelo produz médias mensais da densidade eletrônica, da temperatura dos íons e dos elétrons e das concentrações dos íons O^+ , H^+ , He^+ , NO^+ e O_2^+ . Para obter estes parâmetros são necessários os seguintes dados de entrada: a localização que pode ser geográfica ou magnética; o tempo em hora local, hora universal ou ângulo zênital solar; sazonalidade (mês ou dia do ano); atividade solar (valor médio do número de manchas solares ou fluxo solar).

O modelo permite ainda que se forneçam os parâmetros f_0F_2 e h_pF_2 (frequência do plasma no pico ionosférico e a altura do pico) ou quando eles não são fornecidos os parâmetros previstos nos mapas numéricos do International Radio Consultive Committee (CCIR) são usados. Os mapas numéricos do CCIR foram construídos com dados da altura e densidade do pico ionosférico de mais de 100 estações, registrados durante um período de mais de 20 anos (Rawer et al., 1978). Este mecanismo que permite entrar com f_0F_2 e h_pF_2 no programa do IRI, nos dá condições de normalizar o perfil da densidade eletrônica previsto pelo modelo, para a região onde estes parâmetros foram medidos.

O IRI é um modelo empírico. Entretanto, diante do estado dos dados atuais, e apesar de possuir algumas restrições, como produzir valores médios, não ser bom para latitudes aurorais e não dar condições de estudar irregularidades (spread F, tempestades magnéticas), nos fornece informações confiáveis dos parâmetros ionosféricos.

Existem vários modelos ionosféricos, os mais conhecidos são: o Semi-Empirical, Low Latitude Ionospheric Model (SLIM) desenvolvido por Anderson et al. (1985), o IRI, o modelo Bent, o Ionospheric Conductivity and Electron Density (ICED), o modelo Penn State, o Fully Analytic Ionospheric Model (FAIM) e o modelo Hybrid, que usa os coeficientes da Union Radio Scientific International 88 (URSI-88) e o modelo de perfil de densidade eletrônica, Damen-Hartranft. Uma descrição geral sobre cada um dos seis últimos modelos está no trabalho de Brown et al. (1991). Qualquer um destes modelos poderia ser usado no método, porém, escolhemos o IRI-86, porque era o mais atualizado que tínhamos à nossa disposição. Mas, para o tipo de atividade que este modelo é usado, não tem nenhum problema, porque este modelo é sempre usado num horário próximo das 5:00 horas e normalizado para f_0F_2 e h_pF_2 (frequência e altura do pico ionosférico obtidos por uma ionosonda). Isso torna os resultados produzidos pelo IRI-86 bastante precisos. Mesmo assim, no momento em que conseguimos uma versão mais

em que conseguimos uma versão mais atualizada do IRI, o IRI-90, comparamos os seus resultados para tais condições e constatamos uma diferença desprezível, como mostra a Figura 2.4. Esta figura foi construída usando ambos os modelos normalizados para Cachoeira Paulista (22° S, 45° O), às 5:00 horas, mês de julho, número de manchas solares = 157.6, $f_0F_2 = 3$ MHz e $h_pF_2 = 300$ km.

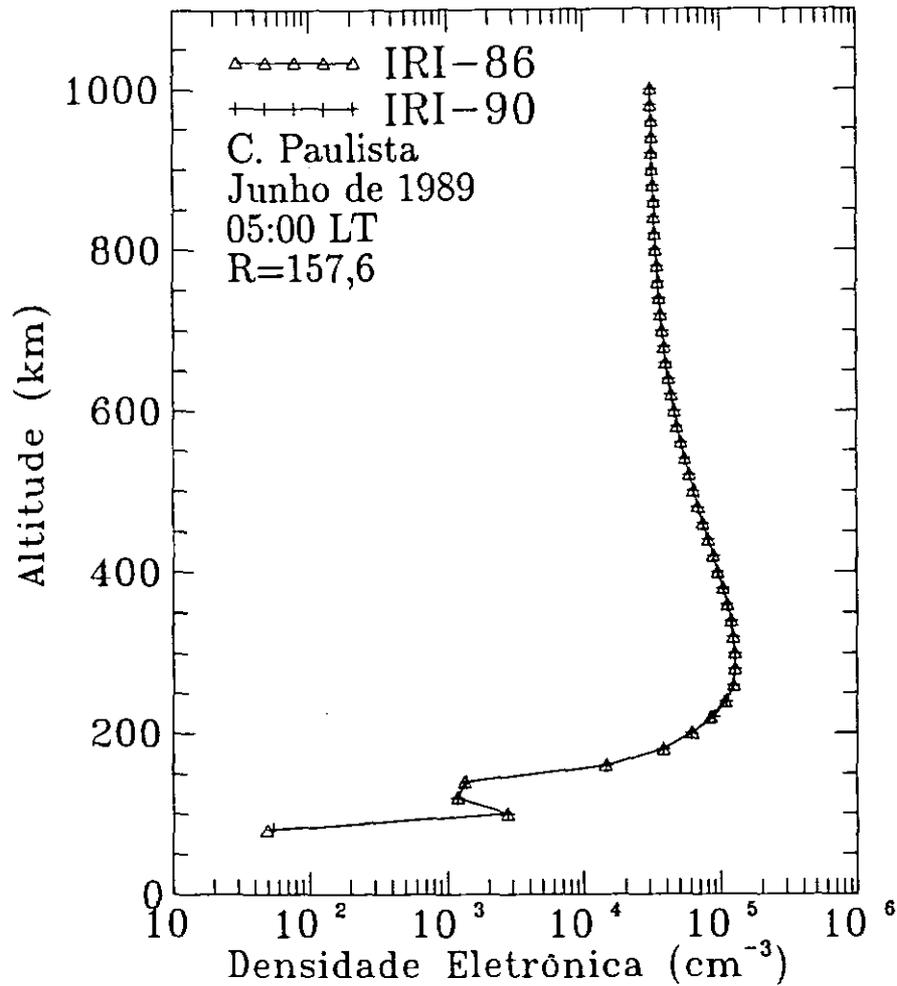


Fig. 2.4 - Perfis da densidade eletrônica ionosférica obtidos pelos modelos IRI-86 e IRI-90 normalizados para Cachoeira Paulista com $f_0F_2 = 3$ MHz e $h_pF_2 = 300$ km.

CAPÍTULO 3

DESCRIÇÃO DO MÉTODO

Neste capítulo é feita a descrição detalhada do método desenvolvido para converter o ângulo relativo da rotação Faraday registrada pelo polarímetro VHF em valor absoluto do conteúdo eletrônico total ionosférico. O método usa dados do modelo IRI-86 para efetuar essa conversão. As dificuldades encontradas no processo de conversão, já mencionadas nos capítulos anteriores, são: como superar o problema do ângulo Ω_0 e a ambigüidade $n\pi$.

3.1 - COMO SUPERAR O PROBLEMA DO ÂNGULO Ω_0

Dos dados registrados pelo polarímetro em 1986 e 1989, escolhemos os períodos que não apresentavam falhas nos dados e, para cada período, separamos os dias não perturbados ($\sum K_p < 20$). Em seguida selecionamos o valor do ângulo de rotação registrado pelo polarímetro às 5:00 horas ou próximo deste horário, para cada dia calmo. Este horário foi escolhido pelo fato que as contribuições do CET na rotação Faraday, ou seja, no valor de "n", passam por um mínimo diurno neste período. Depois listamos os valores de f_0F_2 e h_pF_2 correspondentes a estes dias, para os mesmos horários, medidos por uma ionosonda localizada em Cachoeira Paulista. Com o modelo IRI-86 normalizado para estes valores de f_0F_2 e h_pF_2 , encontramos a distribuição da densidade eletrônica com a altura. Então, por meio de uma integração numérica, calculamos o valor do CET que, ao ser substituído na equação 2.21 forneceu o ângulo de rotação correspondente àquele sofrido por um sinal de onda de rádio ao atravessar a ionosfera com este CET. O valor de \bar{M} usado na equação 2.21 foi obtido através de um programa de computador fornecido por J. A. Klobuchar (Eis et al., 1977, p. 43) e o valor usado para f foi igual a 136,38 MHz. O ângulo de rotação calculado desta maneira, usando o IRI-86, vai ser chamado de Ω_I . Visto que existe uma relação linear entre o ângulo observado pelo polarímetro (Ω_{ob}) e o ângulo de rotação obtido pelo IRI-86 (Ω_I), podemos representar esta relação por:

$$\Omega_{ob} = \beta\Omega_I + K, \quad (3.1)$$

onde β é a declividade e K é uma constante, na qual devem estar incluídos o ângulo Ω_0 e a rotação que sofre o plano de polarização entre 1000 Km e a posição do satélite. Esta última parcela surge porque o IRI-86 fornece informações até 1000 km. Então construímos gráficos, Ω_{ob} versus Ω_I , para cada período de dados contínuos (sem falhas nos dados) e, para cada um dos gráficos, fizemos um ajuste linear. Estes gráficos foram construídos com aqueles dados obtidos às 5:00 horas. Através de uma extrapolação, encontramos o valor de K . Os resultados estão mostrados nas Figura 3.1 e 3.2.

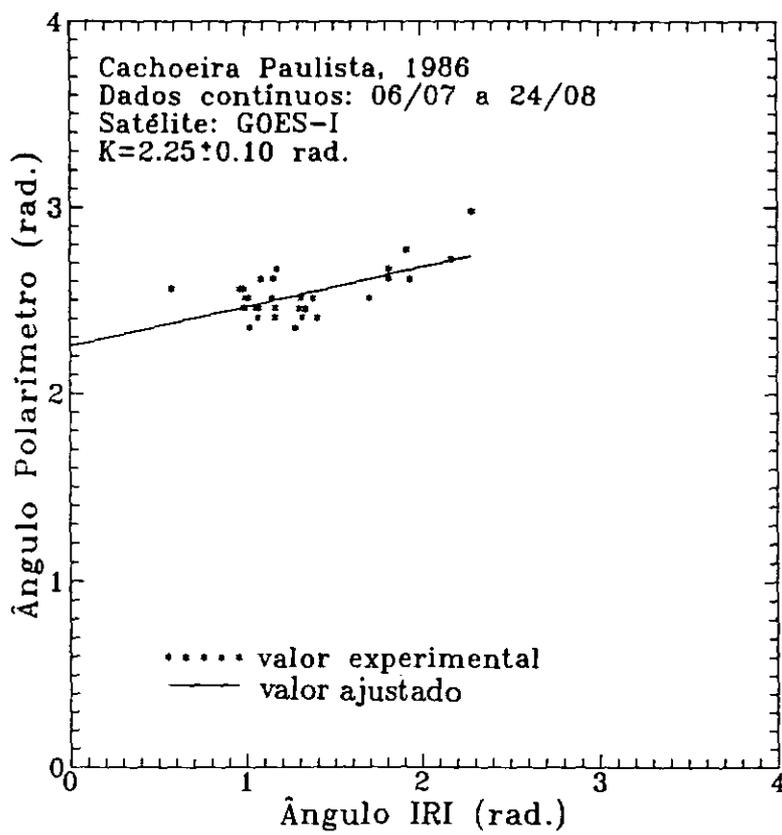
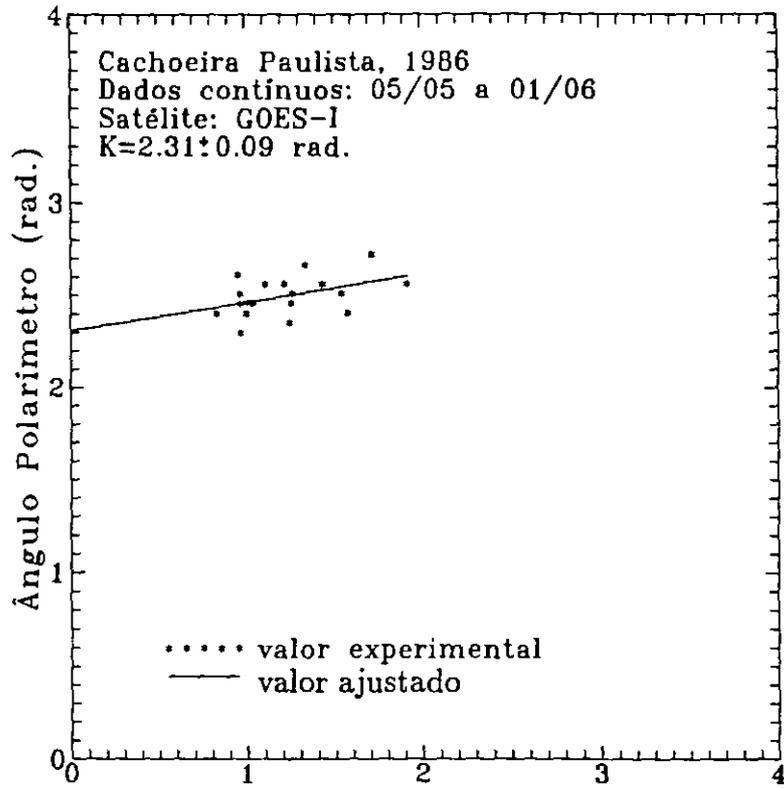


Fig. 3.1 - Valores da constante K para o satélite GOES-I no ano de 1986.

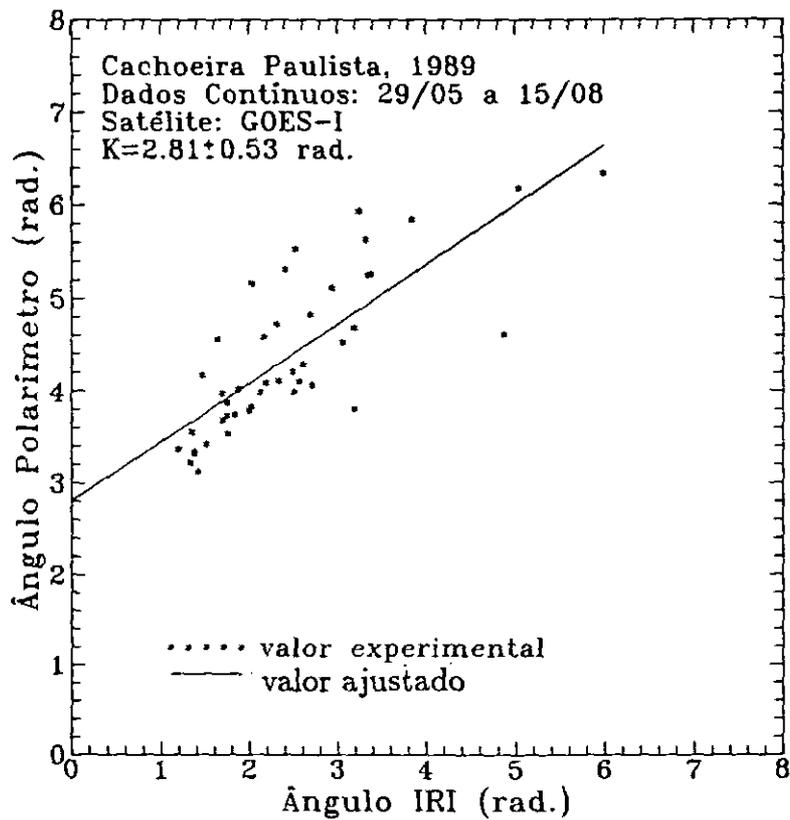
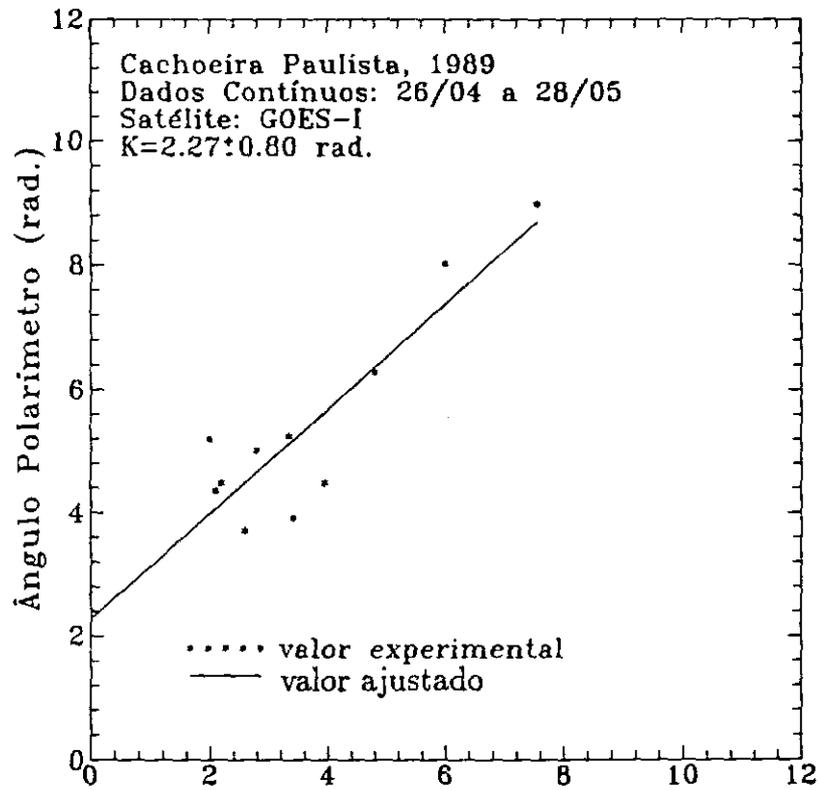


Fig. 3.2 - Valores da constante K para o satélite GOES-I no ano de 1989.

Nas figuras 3.1 e 3.2, os números de pontos são inferiores aos números de dias dos seus respectivos períodos de dados contínuos. A explicação para isso, é que o método não usa os dados dos dias perturbados e porque às vezes não temos dados de f_0F_2 para o horário em torno das 5:00 horas de alguns daqueles dias. O valor de cada uma destas constantes possui um pequeno desvio, cujo efeito nas calibrações será discutido na Seção 3 deste capítulo. A declividade β não tem importância significativa para o desenvolvimento do método, portanto, não vamos discutir o seu valor neste trabalho.

Sempre que houver mudança do satélite do qual o polarímetro recebe o sinal, será repetido o mesmo procedimento que acabamos de descrever, pois a constante K é diferente para cada satélite. Em nosso caso, durante os anos de 1986 e 1989, o satélite que nos enviava informações era o GOES-I.

No ano de 1982 não encontramos nenhum período que tivesse dados contínuos o suficiente para obtermos K . Os dados registrados naquele ano apresentavam muitas falhas e também uns "saltos", ou seja, a variação do ângulo de rotação num certo instante aumentava ou diminuía bruscamente. A princípio pensávamos que fosse problema do polarímetro, mas quando observamos os dados de outra estação (São José dos Campos), vimos que apresentavam o mesmo problema e no mesmo instante (Figura 3.3). Como as antenas dos polarímetros destas estações estavam apontando para uma mesma posição, concluímos que o problema estava relacionado com o sinal transmitido pelo satélite.

O satélite que nos enviava informações era o GOES-II, mas constatamos que ele estava bem próximo do GOES-III. Assim, existe a possibilidade de que este problema seja devido a uma interferência entre os sinais dos dois satélites, pois estes sinais possuem uma mesma frequência (136,38 MHz). As verdadeiras causas deste problema, tentaremos esclarecê-las em outro trabalho. O valor de K para o satélite GOES-II, ou GOES-II/GOES-III, foi determinado usando dados contínuos registrados no ano de 1983 (Figura 3.4). É importante esclarecer que, neste período, os satélites GOES-II e GOES-III continuavam próximos um do outro.

A Tabela 3.1 nos fornece as coordenadas dos satélites para os quais recebemos os sinais e as coordenadas dos pontos sub-ionsféricos para recepção em Cachoeira Paulista. Convém esclarecer que a antena do polarímetro, durante os anos de 1982, 1986 e 1989, estava apontando para uma ponto situado próximo a 0° de latitude e 95° O de longitude.

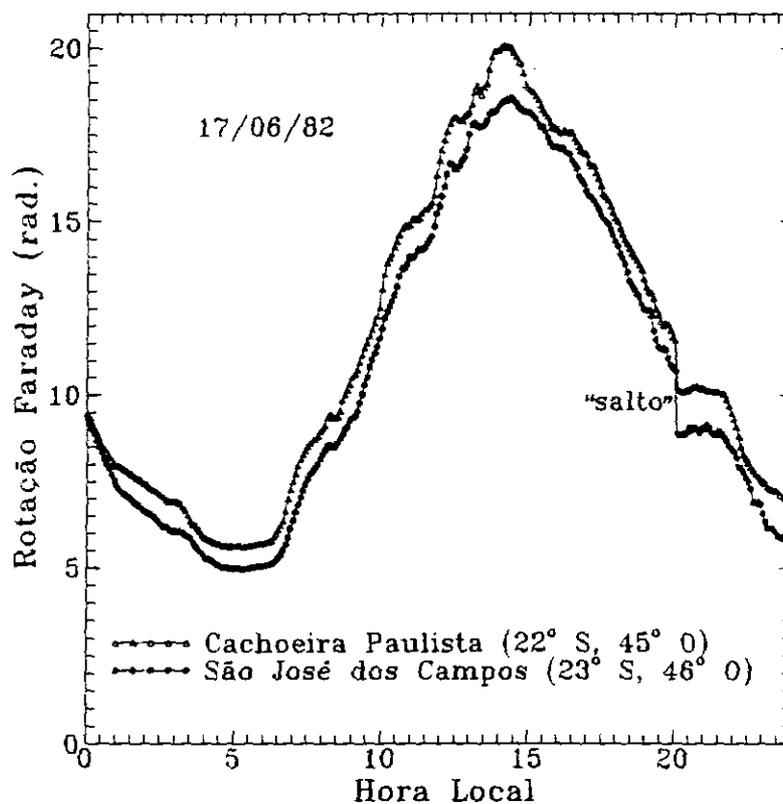


Fig. 3.3 - Variação diurna da rotação Faraday registrada em Cachoeira Paulista e São José do Campos, em 17/06/82, ilustrando um "salto" por volta das 20:00 horas.

TABELA 3.1 - COORDENADAS DOS SATÉLITES GOES-I, II, III E AS COORDENADAS DOS PONTOS SUB-IONOSFÉRICOS PARA RECEPÇÃO EM CACHOEIRA PAULISTA

Cachoeira Paulista (22° S, 45° O)				
Altura do Ponto Sub-ionosférico: 384,0 km				
Satélite	Ano	Posição	Freq. (MHz)	Pto. Sub-ionosf.
GOES-I	1986/89	105° O	136,38	21° S, 53° O
GOES-II	1982	106° O	136,38	21° S, 53° O
GOES-III	1982	90° O	136,38	21° S, 50° O

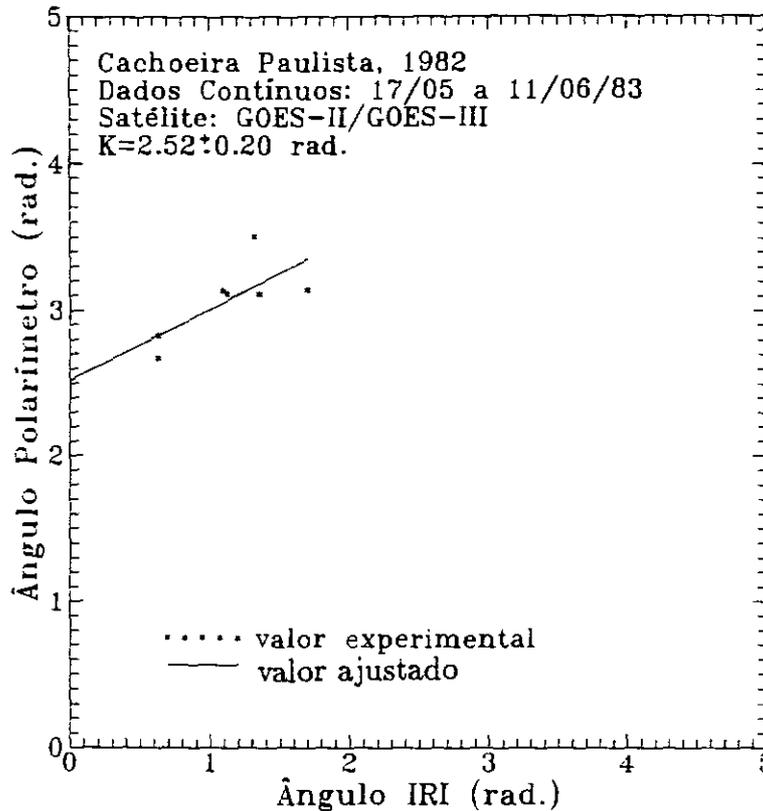


Fig. 3.4 - Valor da constante K para os períodos em que os satélites GOES-II e GOES-III estavam próximos (1982-1983).

3.2 - DEFINIÇÃO DA FAIXA DE ALTITUDE ONDE A ROTAÇÃO FARADAY É EFETIVA

Sentimos a necessidade de fazer um estudo para conhecer a faixa de altitude da ionosfera onde a rotação Faraday é efetiva, porque o modelo IRI-86 fornece informações para uma faixa de altitude situada entre 50-1000 km e, através deste modelo, vamos ajustar os dados observados pelo polarímetro, que recebe sinais vindo de ~ 30000 km de altitude.

Devido à relação existente entre Ω , N e B , como mostra a equação 2.18, existe apenas uma faixa de altitude onde há sensível efeito de rotação Faraday pois, em altitudes abaixo de 50 km o valor de N é muito próximo de zero, e para altitudes acima de 1000 km os valores de N e B são baixos, quando comparados com seus valores obtidos nas camadas ionosféricas mais densas.

3.2.1 - ROTAÇÃO FARADAY EM BAIXAS ALTITUDES

Abaixo do limite inferior da ionosfera o fenômeno de rotação Faraday não é observado porque, nesta parte, encontra-se a atmosfera neutra, onde $N \simeq 0$. No limite inferior da ionosfera o valor de N é baixo, mas o valor de B é bastante alto. Então, nesta parte, a rotação Faraday passa a ser efetiva e continua assim em todas as regiões da ionosfera, já que N e B são significativos nestas regiões.

3.2.2 - ROTAÇÃO FARADAY PARA ALTITUDES ACIMA DE 1000 km ($\Omega_{\uparrow 1000}$)

Em grandes altitudes, tanto os valores de N como os de B são baixos, mas nenhum destes valores chega muito próximo de zero. Por este motivo decidimos fazer alguns cálculos para verificar suas contribuições para a rotação Faraday. Como os satélites geoestacionários estão localizados em altitudes próximas de 30000 km, é necessário saber o valor do conteúdo eletrônico entre 1000 e 30000 km, para que, junto com o valor de \bar{M} ("fator de rotação Faraday"), seja possível determinar o ângulo de rotação, usando a equação 2.21. Entretanto, se o valor deste ângulo for significativo, concluiremos que a rotação Faraday acima de 1000 km é efetiva.

3.2.2.1 - O CET ENTRE 1000 e 30000 km

A densidade eletrônica (N) acima do pico ionosférico, em condições de equilíbrio difusivo, varia com (veja Rishbeth e Garriott, 1969)

$$N = N_o \exp \frac{(h_o - h)}{H}, \quad (3.2)$$

onde $h_o - h$ é a variação de altitude, N_o é a densidade eletrônica em $h = h_o$ e H é a altura de escala.

Integrando-se a equação 3.2, com os limites de integração entre 1000 e 30000 km, temos

$$\text{CET}(\uparrow 1000) = \int_{1000}^{30000} N dh \simeq H N_{1000}, \quad (3.3)$$

onde N_{1000} é a densidade eletrônica em 1000 km.

Usando outra vez a equação 3.2, encontramos que a altura de escala é:

$$H = \frac{h_o - h}{\ln \frac{N}{N_o}}. \quad (3.4)$$

A nossa primeira idéia para darmos continuidade a esse trabalho foi a usar o modelo IRI-86 para calcular a distribuição da densidade eletrônica ionosférica até uma altura de 1000 km e com este resultado, obter a altura de escala perto de 1000 km (H_{1000}) e, com o valor de N_{1000} , também obtido pelo modelo, encontrar o CET entre 1000 e 30000 km usando a equação 3.3. Porém, ao iniciarmos a execução desta tarefa, calculando alguns valores de H_{1000} , percebemos que estes resultados eram muito elevados. Por exemplo, H_{1000} obtido às 20:30 horas em Natal (6° S, 36° O), para dezembro de 1985 era igual a 4550 km. Então, desenvolvemos o seguinte critério: calculamos o valor de H , usando os valores de N medidos por um foguete lançado em Natal, às 20:30 horas do dia 11 de dezembro de 1985 (Abdu et al., 1990). Depois, com o valor da altura de escala, obtida com dados do foguete (H_f), já que se trata de um valor real, corrigimos o valor de H_{1000} . Isso foi efetuado usando o critério a seguir. O foguete lançado em Natal subiu até uma altitude próxima de 600 km. Então, calculamos H_f para uma altitude próxima de 600 km e, com o modelo IRI-86, calculamos a altura de escala numa altitude próxima de 600 km (H_{600}), para este mesmo local e instante que foi lançado o foguete.

De posse dos valores de H_f e H_{600} ($H_f = 53,7$ km e $H_{600} = 224,3$ km), calculamos a razão, H_{600}/H_f e, com este fator, corrigimos H_{1000} ($H_{1000} = 4550$ km). Com o valor de H_{1000} corrigido ($H_c = 1088,5$ km) e N_{1000} ($N_{1000} = 1.22 \times 10^{11} \text{m}^{-3}$), encontramos o CET entre 1000 e 30000 km, fazendo

$$\text{CET}(\uparrow 1000) = \int_{1000}^{30000} N dh = H_c N_{1000} = 1,3 \times 10^{17} \text{m}^{-2}. \quad (3.5)$$

3.2.2.2 - "FATOR DE ROTAÇÃO FARADAY" (\bar{M}) PARA ALTITUDES ACIMA DE 1000 km

Vimos no Capítulo 2 que \bar{M} é dado por:

$$\bar{M} = B \cos \phi \sec \chi. \quad (3.6)$$

Considerando que o campo magnético da Terra em grandes altitudes comporta-se como o campo magnético de um dipolo, o seu módulo é dado por (Papagiannis, 1972):

$$B = \frac{B_o}{\left(1 + \frac{h}{R_T}\right)^3} (1 + 3\text{sen}^2 \lambda')^{1/2}, \quad (3.7)$$

onde $B_o = 3.2 \times 10^{-5}$ T, é o valor do campo no equador, para $h = 0$, $R_T = 6370$ km, é o raio da Terra e λ' é a latitude geomagnética.

Com a equação 3.7 calculamos o valor de B numa altitude de 15000 km ($h = 15000$ km), acima de Natal. Este ponto está localizado próximo da metade da distância entre o satélite e a superfície da Terra. Ao valor de B neste ponto chamamos de B_{15000} . Então, determinamos \bar{M} por:

$$\bar{M} = B_{15000} \cos \phi \sec \chi. \quad (3.8)$$

Para uma estação localizada em Natal, encontramos que

$$B_{15000} = 8,5 \times 10^2 \gamma,$$

$$\bar{M} = 246,6\gamma.$$

3.2.2.3 - A ROTAÇÃO FARADAY (Ω) DE UM SINAL DE ONDA AO ATRAVESSAR AS ALTITUDES ENTRE 1000-30000 km, ACIMA DA SUPERFÍCIE DA TERRA

A equação 2.21 é:

$$\Omega \simeq \frac{2,35 \times 10^{-5}}{f^2} \bar{M} \text{ CET.}$$

Então, substituindo os valores de \bar{M} e CET, calculados anteriormente, e com $f = 136,38$ MHz, finalmente temos que a rotação sofrida pela onda ao por atravessar a parte da ionosfera acima de 1000 km, é igual a

$$\Omega_1 = 0,047 \text{ rad.}$$

A título de comparação efetuamos o mesmo cálculo para a rotação Faraday só que, desta vez, usamos o valor da altura de escala obtida através do modelo SLIM para corrigir H_{1000} do IRI-86, ou seja, da mesma forma que foi feito anteriormente, usando a altura de escala observada pelo foguete. O resultado é igual a

$$\Omega_2 = 0,013 \text{ rad.}$$

A fim de estimar a contribuição relativa da ionosfera acima de 1000 km fizemos o cálculo do valor de Ω na região abaixo de 1000 km ($\Omega_{\downarrow 1000}$), para Natal e também para o instante em que foi lançado o foguete. O valor de $\Omega_{\downarrow 1000}$ foi encontrado usando o mesmo procedimento adotado para determinar Ω_I (seção anterior) só que, neste caso, o modelo não foi normalizado. Este resultado é igual a

$$\Omega_{\downarrow 1000} = 6,5 \text{ rad.}$$

Observando os valores de Ω_1 e Ω_2 , concluímos que a rotação Faraday para altitudes acima de 1000 km, quando comparada com o seu valor abaixo de 1000 km ($\Omega_{\downarrow 1000}$) é inferior a 1%. Portanto, com base nos cálculos feitos, a faixa de altitude onde a rotação Faraday é efetiva, inicia no limite inferior da ionosfera e vai até 1000 km.

Esta conclusão não nos deixou satisfeitos, pois o cálculo de B apenas para a altura de 15000 km pode ter influenciado nos resultados. Então, resolvemos refazer os cálculos dividindo o espaço entre 1000-30000 km em pequenas faixas de 500 km de espessura e usando os dados do modelo IRI-86 sem correções. Este modelo passou a ser usado normalizado para Cachoeira Paulista e para um horário igual às 5:00 horas do mês de julho. O motivo da escolha desse horário, além do modelo representar melhor os parâmetros ionosféricos, é que a rotação Faraday em torno deste instante possui uma incerteza mínima e por isso torna-se um horário ideal para se efetuar as calibrações (próxima seção). Usamos o mês de julho, mas podia ser um outro qualquer, pois constatamos que o perfil da densidade eletrônica produzido pelo IRI-86 às 5:00 horas, praticamente não varia com as estações do ano, quando f_0F_2 e h_pF_2 são mantidos fixos. A Tabela 3.2 mostra a rotação Faraday (Ω) obtida para cada faixa e a soma delas, ou seja, a rotação Faraday acima de 1000 km ($\Omega_{\uparrow 1000}$). Os cálculos foram desenvolvidos para $f_0F_2 = 4$ MHz e para as 5:00 horas do mês de julho do ano de 1982 (R=115.9).

TABELA 3.2 - CÁLCULOS DAS VARIAÇÕES DO CET, \bar{M} E $\Omega_{\uparrow 1000}$ PARA ALTITUDES ACIMA DE 1000 km.

Modelo IRI-86 Normalizado - 1982			
$f_0 F_2 = 4$ MHz			
Altitude (km)	CET (10^{16}m^{-2})	\bar{M} (gama)	$\Omega_{\uparrow 1000}$ (rad.)
1000-1500	2,5	11066	0,354
1500-2000	2,0	7410	0,195
2000-2500	1,7	5124	0,111
2500-3000	1,4	3606	0,064
3000-3500	1,1	2566	0,037
3500-4000	0,9	1854	0,022
4000-4500	0,8	1338	0,013
4500-5000	0,6	955	0,008
5000-5500	0,5	674	0,004
$\Sigma \Omega_{\uparrow 1000}$			0,808

Encontramos os valores de $\Omega_{\uparrow 1000}$ até altitudes próximas de 5500 km, mas nestas altitudes os valores de Ω já são desprezíveis. Portanto não houve a necessidade de obter a rotação Faraday até a posição do satélite (~ 30000 km). Os cálculos efetuados para encontrarmos os valores de \bar{M} , que também constam na Tabela 3.2, foram desenvolvidos usando a equação para um campo magnético dipolar (equação 3.7), onde o valor de B_0 desta equação, junto com ϕ e $\sec \chi$ foram obtidos pelo programa que determina \bar{M} (mencionado anteriormente). A princípio sabíamos que este programa fornecia valores confiáveis de \bar{M} para a região do pico ionosférico, os quais vamos usar neste trabalho, sempre que houver a necessidade de utilizar a equação 2.21, mas não sabíamos a sua validade para altitudes acima de 1000 km. Entretanto, resolvemos fazer uma comparação dos nossos resultados com os resultados obtidos pelo programa e não constatamos diferenças significativas, como podemos ver através da Figura 3.5. Assim, os valores de \bar{M} obtidos pelo programa também poderiam ter sido usados nestas operações.

O valor do CET medido em torno das 5:00 horas varia de um dia para outro e também varia com a atividade solar (Tyagi e Mitra, 1970). Devido a este fato calculamos separadamente os valores de $\Omega_{\uparrow 1000}$ para diferentes níveis de atividade solar e para diferentes valores de $f_0 F_2$, através do modelo IRI-86 normalizado para as 5:00 horas do mês de julho. Já que o nosso trabalho faz uso dos dados registrados em 1982, 1986 e 1989, fixamos os níveis médios de atividade solar de cada ano e, variando $f_0 F_2$ traçamos três curvas da rotação Faraday acima de 1000 km em função de $(f_0 F_2)^2$ (Figura 3.6). Todas as curvas foram construídas para um horário fixo às 5:00 do mês de julho.

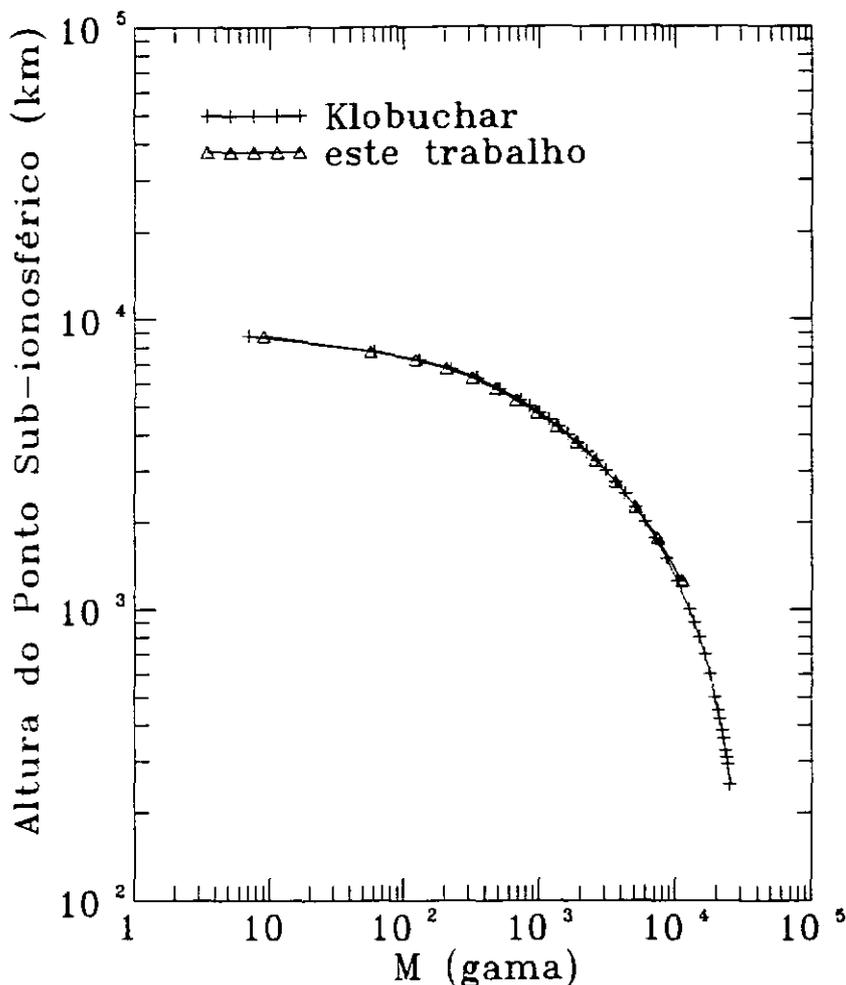


Fig. 3.5 - "Fator de rotação Faraday" (\bar{M}), obtido por um programa fornecido por Klobuchar e por um método desenvolvido neste trabalho.

Comparando os valores de $\Omega_{\uparrow 1000}$ com os de $\Omega_{\downarrow 1000}$, também mostrados na mesma figura, percebemos que a rotação acima de 1000 km torna-se significativa para baixos valores de $f_0 F_2$, e como este resultado foi obtido por meio de cálculos mais precisos que os anteriores, concluímos que $\Omega_{\uparrow 1000}$ às 5:00 horas deve ser considerada desprezível ou não, dependendo do valor de $f_0 F_2$ daquela hora.

3.3 - CÁLCULO DA AMBIGÜIDADE $n\pi$ E CALIBRAÇÕES

Nesta seção, descrevemos com detalhes o procedimento para calcular a ambigüidade e o valor absoluto do conteúdo eletrônico total ionosférico (CET).

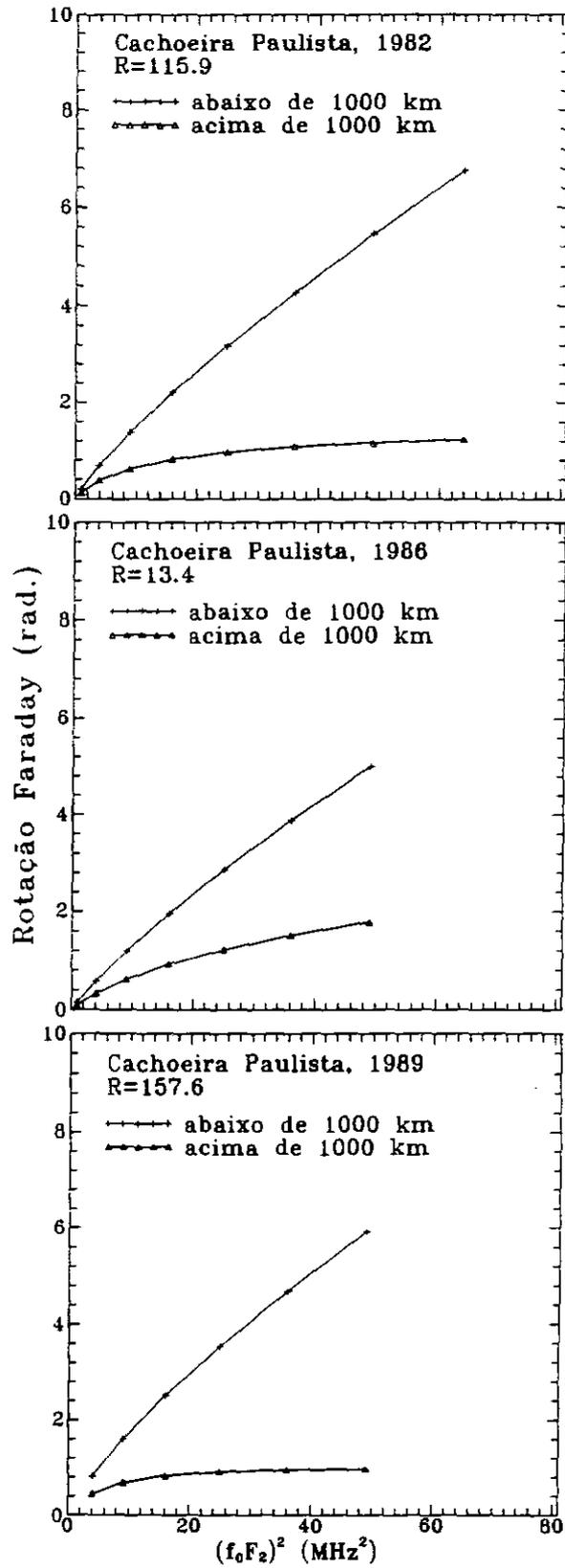


Fig. 3.6 - Rotação Faraday acima e abaixo de 1000 km para os anos de 1982, 1986 e 1989.

Selecionamos um período de dados contínuos registrados pelo polarímetro. Escolhemos um dia calmo dentro deste período e, para este dia, às 5:00 horas ou próximo desta hora, calculamos a rotação Faraday, usando o IRI-86 normalizado para f_0F_2 e h_pF_2 medidos neste instante (Ω_I). Depois somamos Ω_I com $\Omega_{\uparrow 1000}$ e a constante K de um período mais próximo, obtida conforme descrito na Seção 1 deste capítulo. O total (Ω_T) foi comparado com Ω_{ob} também medido em torno das 5:00 horas. A este valor de Ω_{ob} , somamos ou subtraímos números múltiplos de π até satisfazer a seguinte condição:

$$|\Omega_{ob} - \Omega_T| < \pi. \quad (3.9)$$

O fator múltiplo de π que satisfaz a condição foi somado a todos os dados observados naquele período de dados contínuos. Chamamos estes valores ajustados de Ω_a . Em seguida subtraímos destes dados ajustados o valor de K . Agindo assim, transformamos estes dados em valores absolutos da rotação Faraday. Passamos a chamar estes dados de dados calibrados (Ω_c), ou seja, $\Omega_c = \Omega_a - K$.

Os valores da rotação Faraday calibrados desta maneira são transformados em CET. Estes dados possuem um pequeno desvio (ε), o qual é provocado pelo fato da constante K conter este mesmo desvio. Podemos mostrar como o desvio da constante K passa diretamente para o CET, fazendo uma simples demonstração algébrica:

$$\text{CET} \propto \Omega_c$$

$$\text{CET} \propto \Omega_a - (K \pm \varepsilon)$$

$$\text{CET} \propto (\Omega_a - K) \pm \varepsilon.$$

Um exemplo para deixar claro o quanto este desvio afeta os dados calibrados e transformados em CET, é o caso dos dados registrados no dia 05 de junho de 1986. Como podemos ver através da Figura 3.7, às 5:45 horas deste dia o valor do CET chegou a ser negativo, $\text{CET} = -0.01 \times 10^{17} \text{el.m}^{-2}$. Porém este valor é menor que o desvio padrão, que é de $\pm 0.034 \times 10^{17} \text{el. m}^{-2}$.

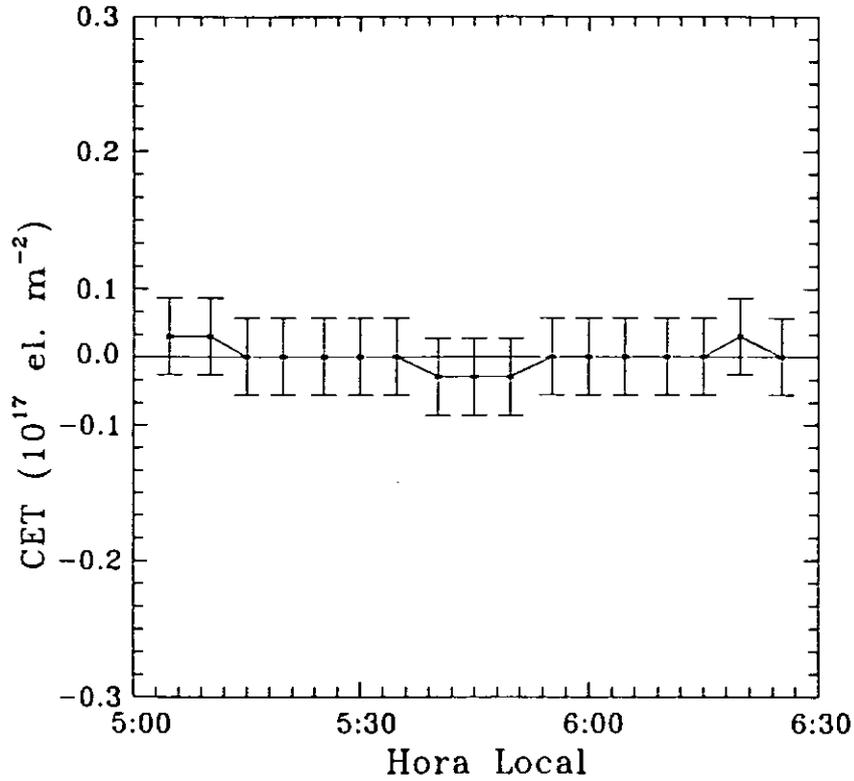


Fig. 3.7 - Conteúdo eletrônico total registrado entre 5:00 e 6:30 horas do dia 5 de junho de 1986. As barras representam um desvio de $\pm 0,034 \times 10^{17}$ el. m⁻² sobre estes dados.

Um outro método foi testado para obter uma calibração aproximada, para os dias isolados e perturbados. Este método baseia-se na suposição de que

$$\Omega_{ob} \propto CET \propto \int N dh$$

$$\int N dh \propto N_{max} H \propto (f_0 F_2)^2 H.$$

O valor de Ω_{ob} é de fato a soma do valor de Ω lido dos registros do polarímetro e uma constante C , que representa o valor da incerteza $n\pi$. Na tentativa de determinar o valor aproximado de C , consideramos a taxa dos valores máximo e mínimo de um determinado dia (representados pelos valores das 16:00 e 5:00 horas respectivamente), do ângulo de rotação Faraday e do CET. Supondo que o valor de H é constante nestas horas (o que de fato não é correto) chegamos a relação:

$$\left(\frac{f_0 F_{2max}}{f_0 F_{2min}} \right)^2 = \frac{\Omega_{obmax} + C}{\Omega_{obmin} + C}, \quad (3.10)$$

onde C é a constante de calibração. Esta constante foi determinada e depois adicionada aos dados observados com a finalidade de calibrá-los.

Este último tipo de calibração nem sempre fornecia resultados coerentes. Então, passamos a calibrar os dias perturbados e isolados, usando o mesmo critério usado para calibrar os dias calmos, ou seja, usando o modelo IRI-86. Apesar do modelo representar a ionosfera não perturbada, isso não implica em restrições ao nosso método, pois este modelo é sempre normalizado para a densidade eletrônica no pico da ionosfera.

Na Figura 3.8, temos uma visualização de um período de dados não calibrados e este mesmo período calibrado com o uso de f_0F_{2max} e f_0F_{2min} e também calibrado com o modelo IRI-86. Nesta figura podemos ver claramente que no dia 11/11/89 a calibração usando f_0F_{2max} e f_0F_{2min} apresenta uma diferença significativa em relação àquela obtida utilizando o IRI.

No ano de 1982, no mês de julho e no início de agosto, não tínhamos f_0F_2 nem h_pF_2 às 5:00 horas e, como para efetuar as calibrações precisamos destes parâmetros, então usamos f_0F_2 dos dias calmos referentes aos meses de maio, junho, setembro e final de agosto, para prever f_0F_2 dos dias calmos de julho e início de agosto. Construímos um gráfico destes f_0F_2 em função dos dias e fizemos um ajuste polinomial sobre estes dados. Através deste ajuste interpolamos f_0F_2 tanto para julho como para agosto (Figura 3.9). Adotando um valor de 300 km para h_pF_2 , que é a altura média do pico ionosférico, calibramos os períodos de dados contínuos que possuíam, no mínimo, um dia calmo dentro destes dois meses. O problema dos “saltos” que apareceram nos dados registrados neste ano, foram corrigidos adicionando ou subtraindo o valor do salto, em seguida aplicamos uma calibração.

No Apêndice A, apresentamos um fluxograma que descreve os passos que um usuário deve seguir para usar o método. No Apêndice B, apresentamos um procedimento completo de como efetuar todas as operações deste capítulo através de microcomputador e como rodar o programa que determina o “fator de rotação Faraday” (\overline{M}) no computador B6800 (Burroughs).

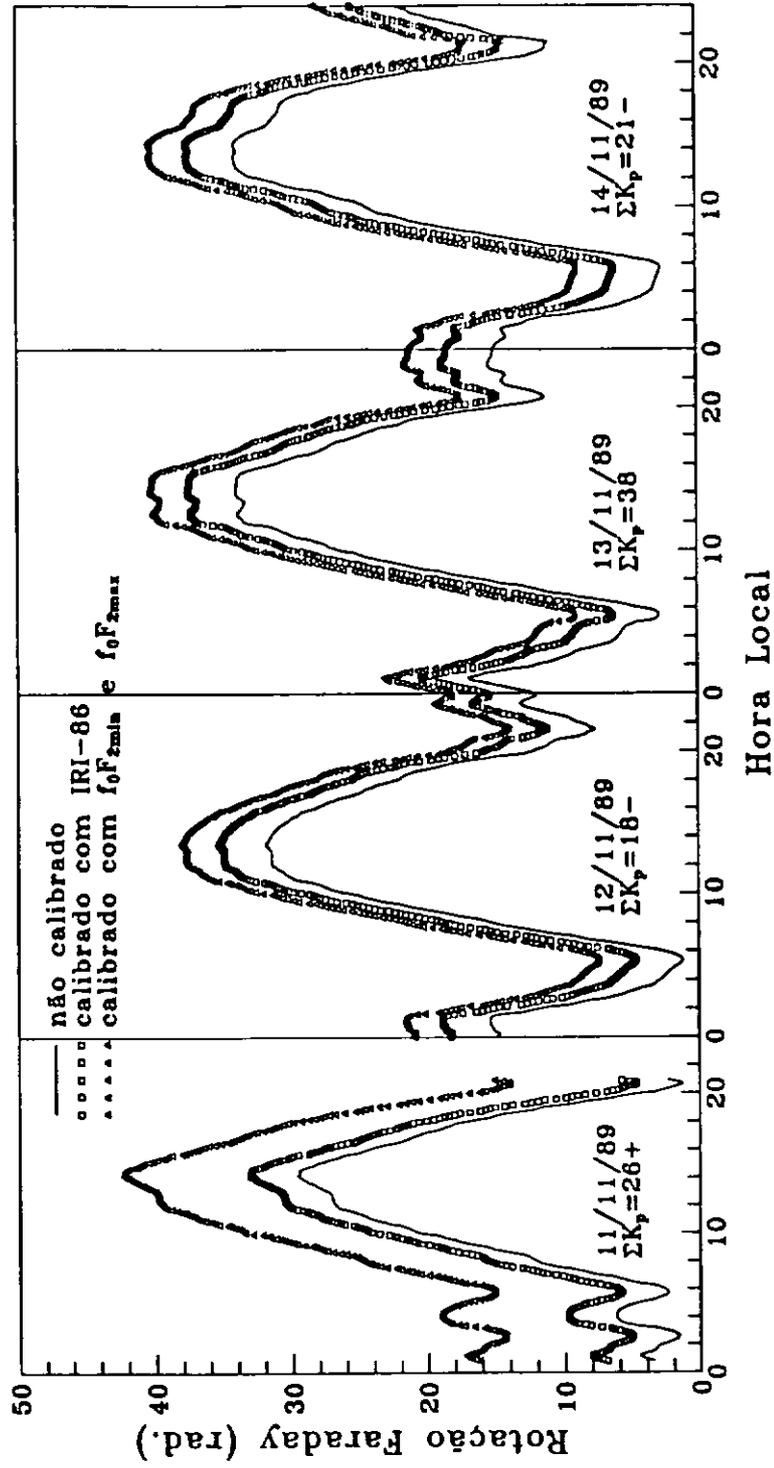


Fig. 3.8 - Variações diurnas da rotação Faraday de 11/11 a 14/11/89, calibradas com o IRI-86 e com o uso de f_0F_{2max} e f_0F_{2min}

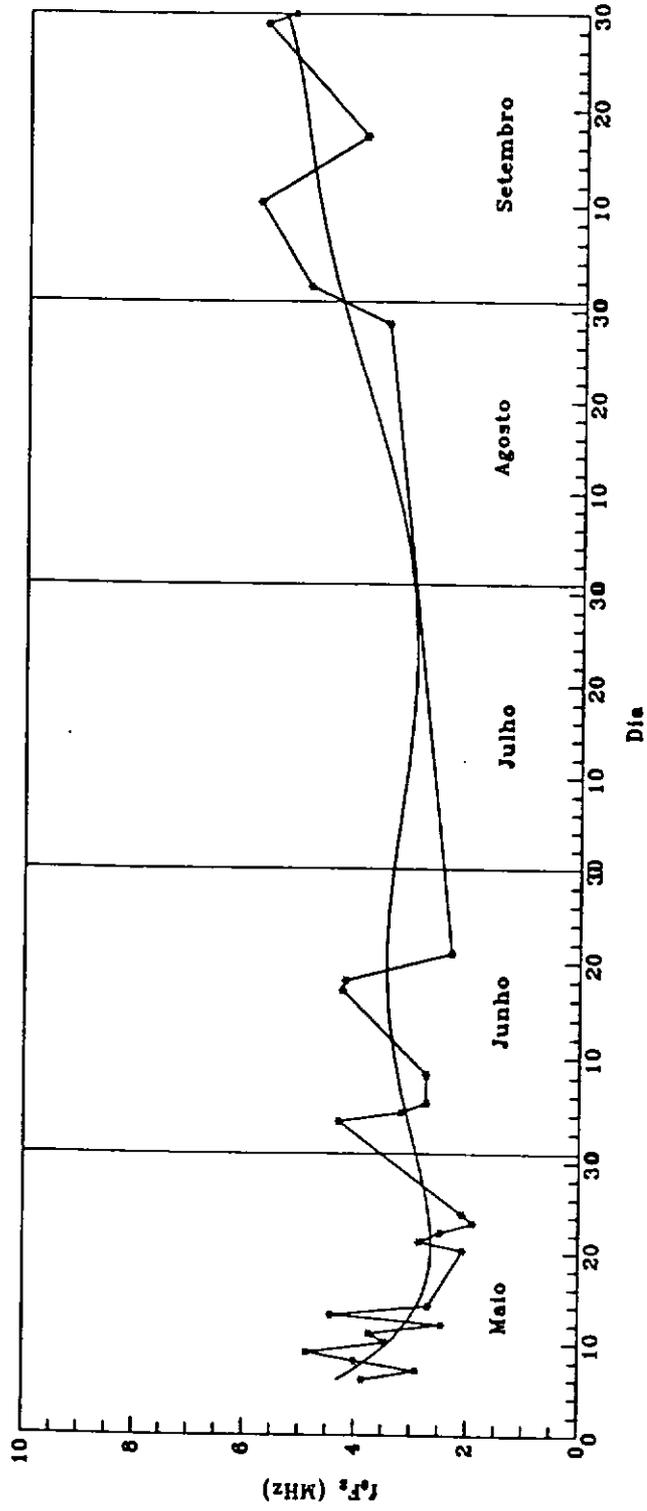


Fig. 3.9 - Previsão de f_0F_2 às 5:00 horas para os dias calmos de junho e agosto de 1982.

CAPÍTULO 4

ANÁLISE DOS DADOS DO CONTEÚDO ELETRÔNICO TOTAL IONOSFÉRICO DURANTE UM CICLO SOLAR

Neste capítulo apresentamos algumas informações sobre o comportamento do conteúdo eletrônico total ionosférico (CET) sobre Cachoeira Paulista para diferentes níveis de atividade solar. Nossos dados foram registrados nos anos de 1982, 1986 e 1989.

4.1 - VARIAÇÕES DIURNAS DO CET

Aqui vamos analisar o comportamento diurno do CET. Os dados do CET foram reduzidos com intervalos de cinco minutos. Isso foi possível, graças ao uso dos satélites geoestacionários.

As Figuras 4.1, 4.2 e 4.3 mostram uma superposição da variação diurna do CET sobre Cachoeira Paulista, mês a mês, para os anos de 1982 ($R=115,9$), 1986 ($R=13,4$) e 1989 ($R=157,6$), respectivamente. Observamos que o comportamento da variação diurna do CET, sobre Cachoeira Paulista, atinge um valor mínimo entre 5:30 horas e 6:00 horas e um valor máximo entre 12:00 e 18:30 horas. O CET apresenta uma grande variabilidade temporal, com um desvio mínimo em torno das 6:00 horas e um máximo em torno das 16:00 horas e também próximo da meia-noite. Este desvio é menos pronunciado no período de inverno e nos períodos de atividade solar mínima.

Na Figura 4.1 constatamos que o CET nos dias 06/09/82 e 22/09/82 se comportou de modo diferente do valor médio do mês. Também nas Figuras 4.2 e 4.3 o CET nos dias 09/02/86 e 14/03/89, apresentou-se de modo diferente do valor médio de cada mês. Essas diferenças são provocadas pelo aumento da atividade magnética, pois todos os dias mencionados a soma do K_p , ultrapassou a 46 e o índice A_p ficou maior que 100.

O CET apresenta uma variação semi-anual, chegando a um valor máximo nos equinócios quando comparado com os valores de inverno e verão. Isso pode ser visto com clareza nos diagramas de contornos, representados pelas Figuras 5.4, 5.5 e 5.6 do capítulo seguinte.

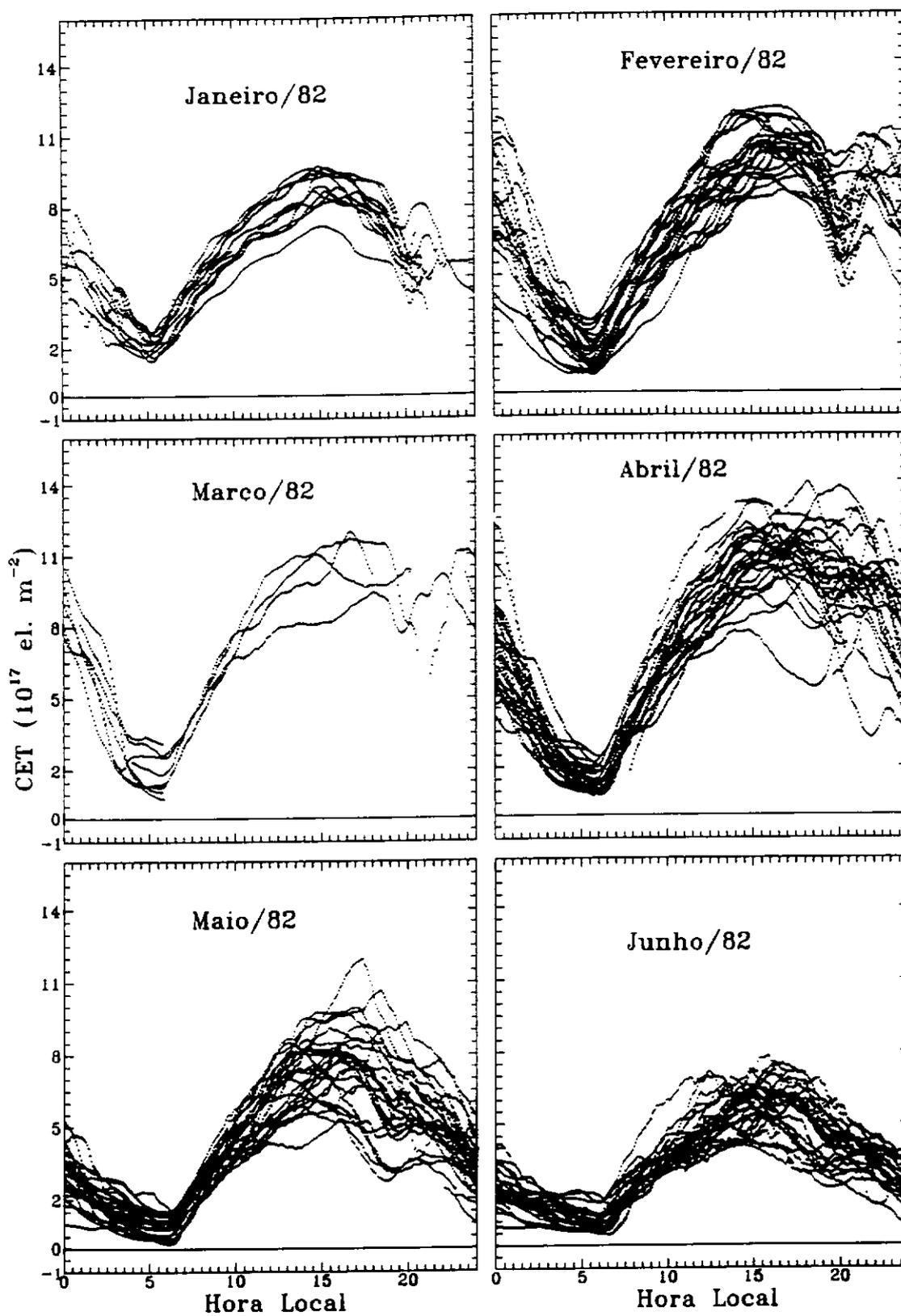


Fig. 4.1 - Superposição da variação diurna do CET mensal sobre Cachoeira Paulista. Dados de 1982 (R=115,9).

(continua)

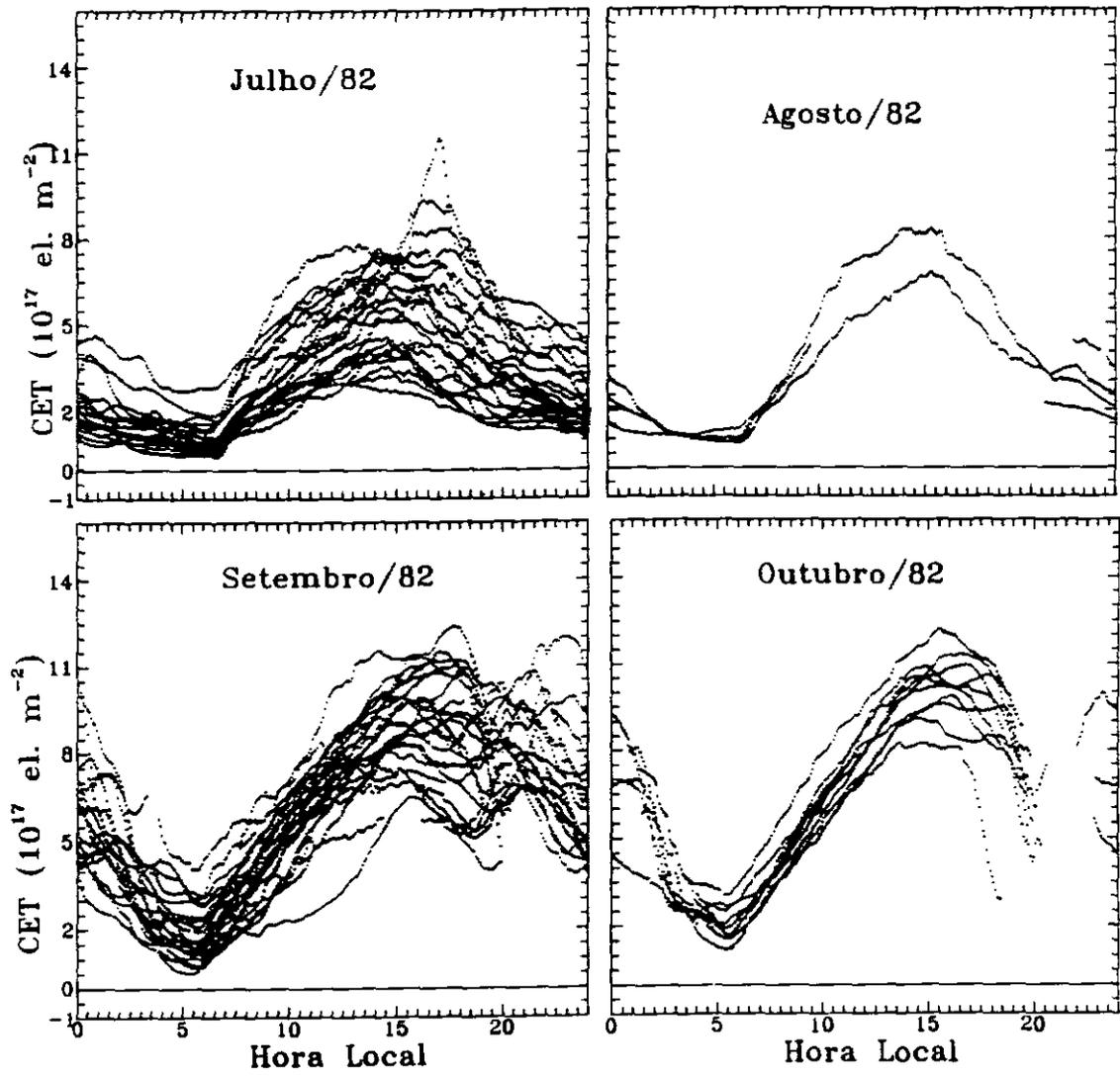


Fig. 4.1 - Conclusão

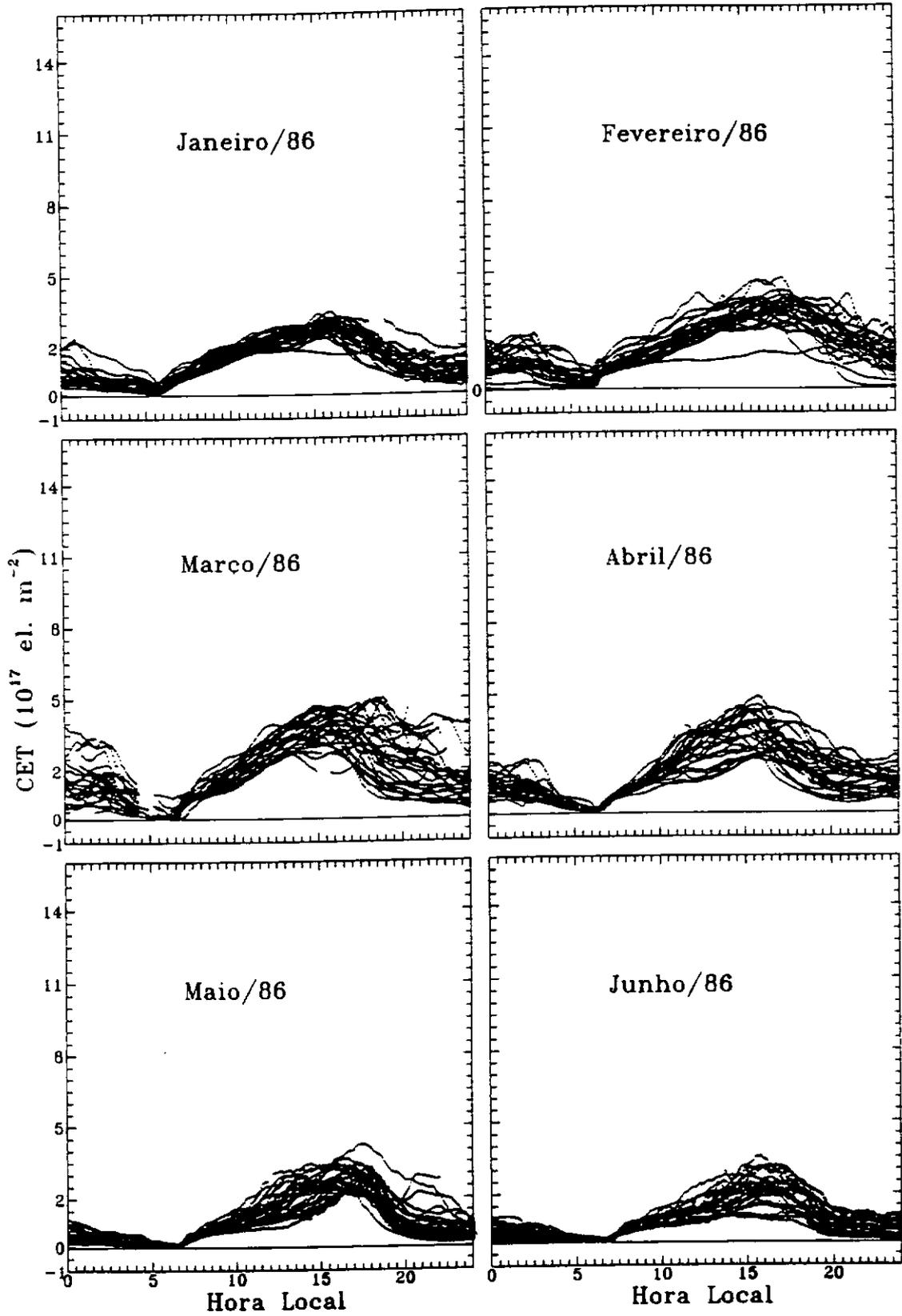


Fig. 4.2 - Superposição da variação diurna do CET mensal sobre Cachoeira Paulista. Dados de 1986 (R=13,4).

(continua)

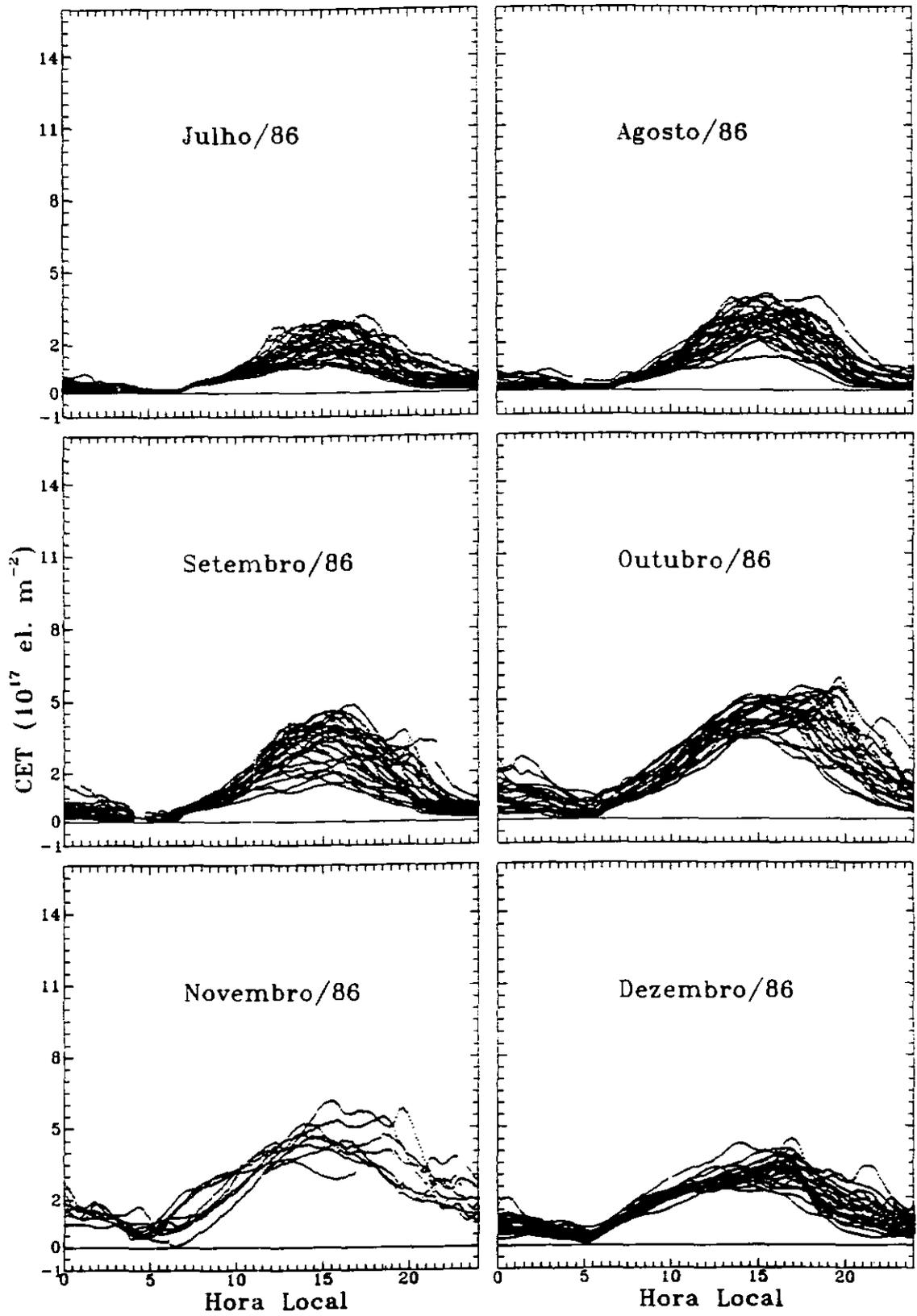


Fig. 4.2 - Conclusão

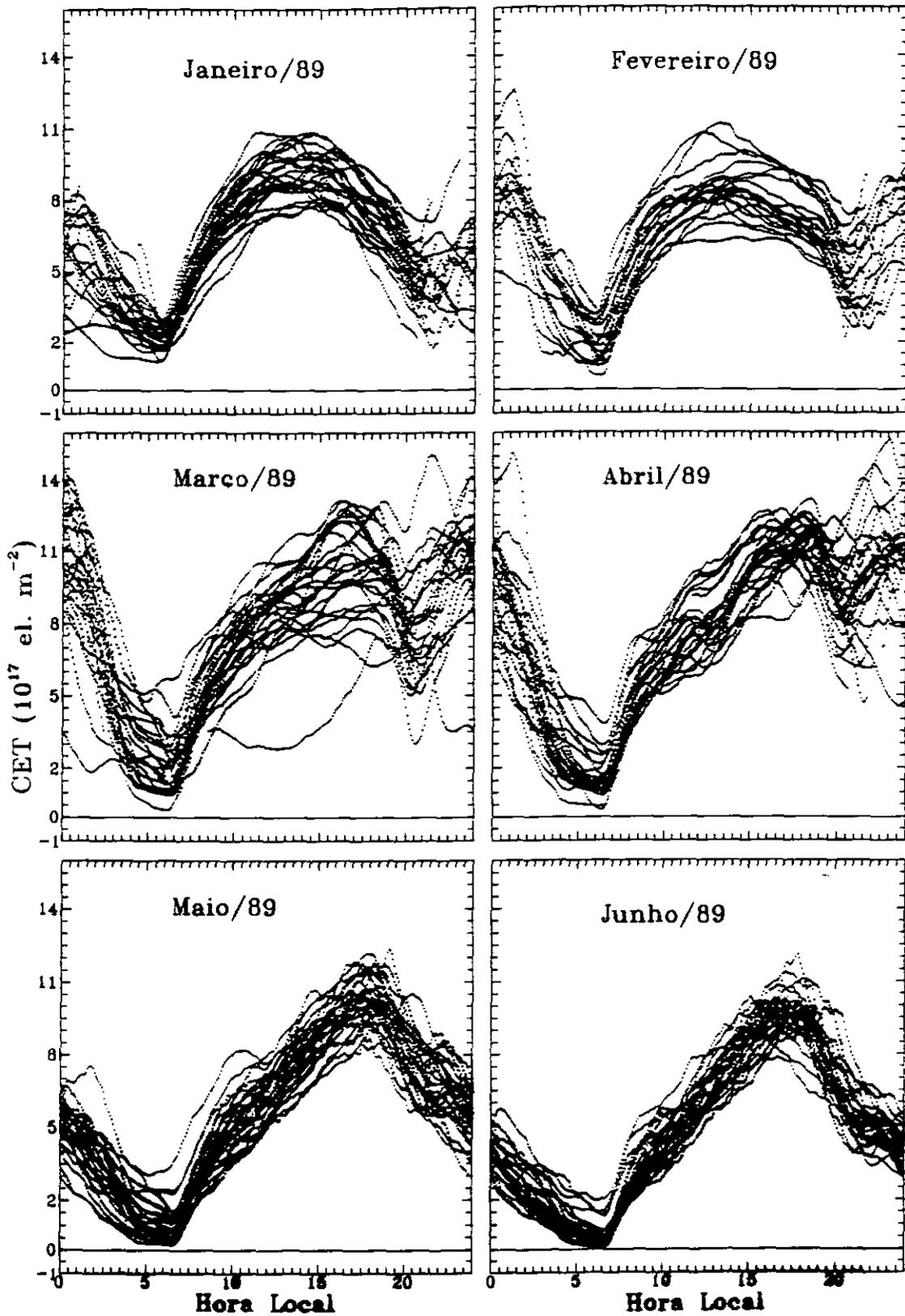


Fig. 4.3 - Superposição da variação diurna do CET mensal sobre Cachoeira Paulista. Dados de 1989 (R=157,6).

(continua)

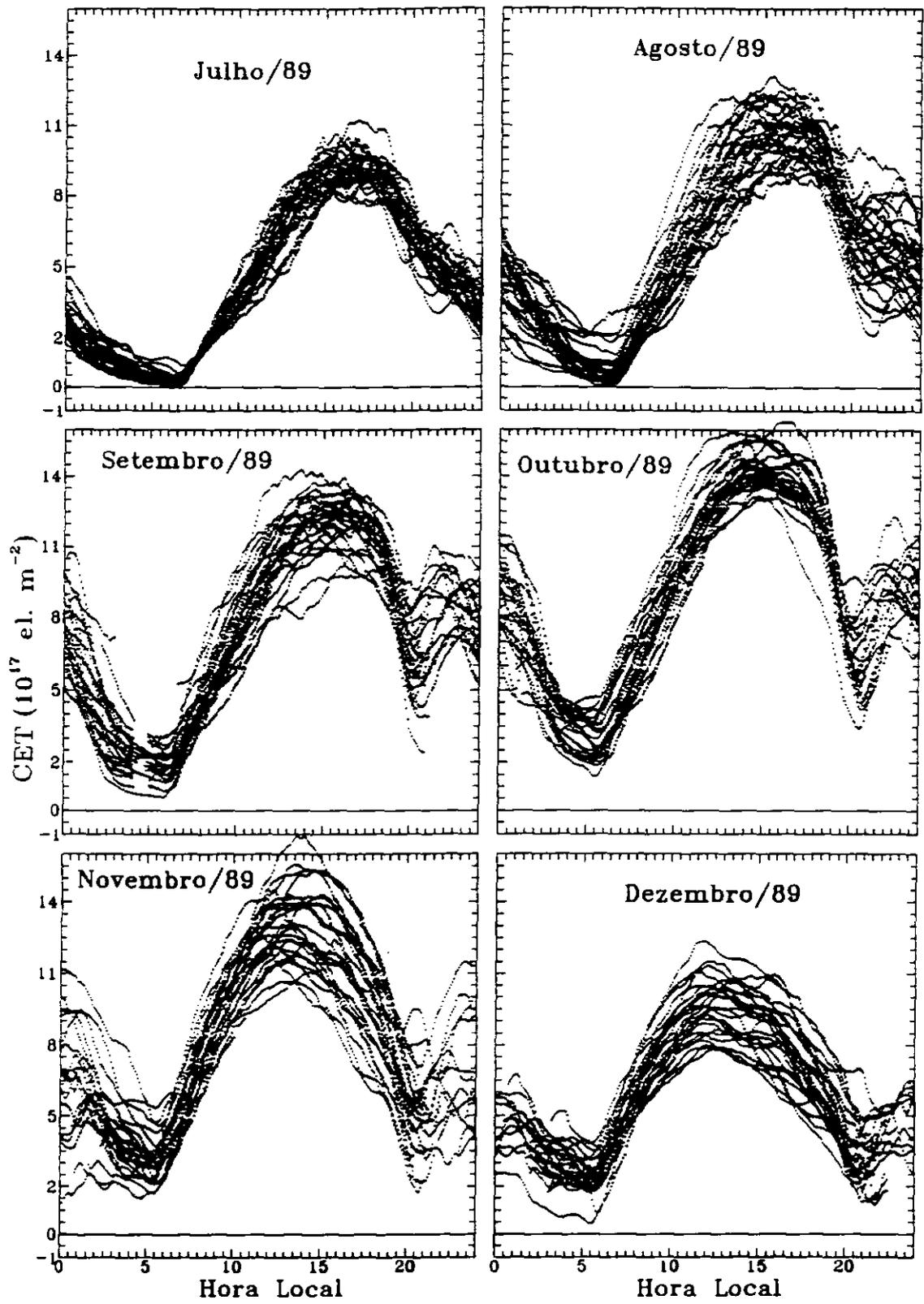


Fig. 4.3 - Conclusão

4.2 - EFEITOS DA ANOMALIA EQUATORIAL NO CET SOBRE CACHOEIRA PAULISTA

Cachoeira Paulista (latitude magnética = -14°) fica localizada bem próxima da crista da anomalia equatorial. Dessa forma, a intensificação observada em f_0F_2 em baixas latitudes, devida à deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ provocada por um campo elétrico equatorial dirigido para leste, e posterior difusão da ionização pelas linhas de campo magnético, é observada também no CET. Este campo elétrico que dá origem à anomalia equatorial é dirigido para leste durante o dia e para oeste à noite, e apresenta um pico ao entardecer, antes da inversão (veja por exemplo Fejer et al., 1979). Este pico no campo elétrico produz um pico pre-reversão na deriva vertical, e uma intensificação da anomalia equatorial nos horários que antecedem a meia-noite. Nas Figuras 4.1, 4.2 e 4.3 podemos observar vários períodos em que ocorre a intensificação do CET próximo à meia-noite, sobretudo nos meses de equinócios e verão durante os anos de 1982 e 1989. Esta intensificação desaparece no inverno e praticamente não existe nos períodos de atividade solar mínima, como uma consequência direta da variação sazonal e com o ciclo solar do pico pre-reversão da deriva vertical (Fejer et al., 1981; Batista et al., 1986).

Ezquer e De Adler (1989) analisando dados do CET, registrados sobre Tucuman ($26,9^\circ$ S, $65,4^\circ$ O) durante atividade solar próxima de um ciclo máximo, constataram que o pico do CET próximo da meia-noite devido ao efeito da anomalia equatorial não existe no inverno. Isso está de acordo com o que observamos em Cachoeira Paulista.

4.3 - VARIAÇÕES DO CET COM O CICLO SOLAR

Coincidentemente com o aumento do número de manchas solares, há uma intensificação nos fluxos das radiações solares capazes de ionizar partículas da atmosfera da Terra. Isso provoca um aumento no CET. Algumas destas radiações ionizantes são raios-X com comprimento de onda entre 1-100 Å e as radiações com comprimentos de onda entre 100-1300 Å (Beard, 1975; Tyagi e Mitra, 1970). Baseando-se nisso, analisamos os dados de 1986 ($R=13,4$), 1982 ($R=115,9$) e 1989 ($R=157,7$). Esta análise foi feita da seguinte maneira: efetuamos médias mensais para os três anos de dados e separamos os meses de verão, equinócios e inverno. Com isso, se os três anos de dados estivessem completos, teríamos doze meses para cada estação. Depois construímos um gráfico relacionando o CET medido às 16:00 horas de cada mês com o número de manchas solares também de cada mês. Isso foi feito separadamente para as três estações. A Figura 4.4 mostra como o CET se comporta com o aumento da atividade solar. Como podemos ver, existe uma relação quase linear entre as duas quantidades. Esta evidência também foi constatada por Youakim e Rao (1968), estudando dados do CET no hemisfério sul e por Kantor (1969), estudando dados do CET de uma estação vizinha à nossa, São José dos Campos (23° S, 46° O).

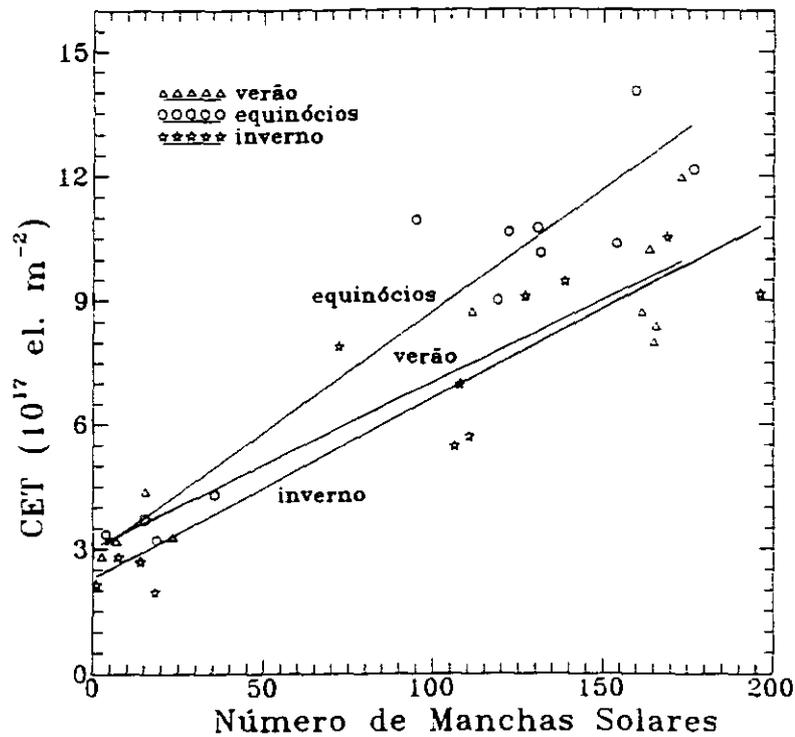


Fig. 4.4 - Variação diurna do CET com o número de manchas solares. Dados de 1982, 1986 e 1989 medidos às 16:00 horas (hora local).

4.4 - AS TEMPESTADES MAGNÉTICAS DE 08 DE FEVEREIRO DE 1986 E 13 DE MARÇO DE 1989

Durante as tempestades magnéticas o CET apresenta uma grande variabilidade. Matsushita (1959) mostrou que em médias latitudes, a resposta da região F ionosférica é caracterizada por uma fase positiva na densidade eletrônica (um aumento na densidade em relação aos valores dos dias calmos), seguida por uma fase negativa (um decréscimo na densidade eletrônica em relação aos valores dos dias calmos). Sobre as regiões de baixas latitudes e latitudes equatoriais foi observado principalmente a fase positiva. Nas tempestades magnéticas de 08 de fevereiro de 1986 e março de 1989 podemos observar estas fases, através dos dados do CET, como mostra a Figura 4.5. Estas tempestades, provocaram um comportamento anômalo no CET. Temos a evidência de fenômenos e características comuns, que ocorreram durante as duas tempestades, tais como, oscilações periódicas no CET causadas por TIDs (Travelling Ionospheric Disturbances) e uma queda muito forte no CET algumas horas após o início da tempestade. Esta queda é percebida ao se comparar o CET medido durante a tempestade com o CET mensal (Figura 4.5). Percebemos também que o CET próximo da meia-noite permaneceu muito baixo, indicando que o aumento da ionização associado ao efeito da anomalia equatorial, que acontece neste horário, foi inibido ou expandido na direção dos polos. Na Figura 4.5 temos as variações

diurnas do CET nos dias das tempestades e as médias mensais sem incluir os dias extremamente perturbados. O CET do dia 13/03/89 foi registrado apenas em São José dos Campos, pois em Cachoeira Paulista aconteceu interferência no sinal. Um trabalho, no qual se discute com detalhes o comportamento anômalo do CET durante a tempestade de 13 de março de 1989, foi desenvolvido por Batista et al., (1991).

Existem vários trabalhos sobre o comportamento dos TIDs gerados durante as tempestades de 08 de fevereiro de 1986 e 13 de março de 1989. Na nossa região foi desenvolvido um trabalho por De Paula et al., (1988) e outro por Borba et al., (1991). Mais detalhes sobre estes TIDs foram discutidos por Oliver et al., (1988) e Hajkowicz (1991).

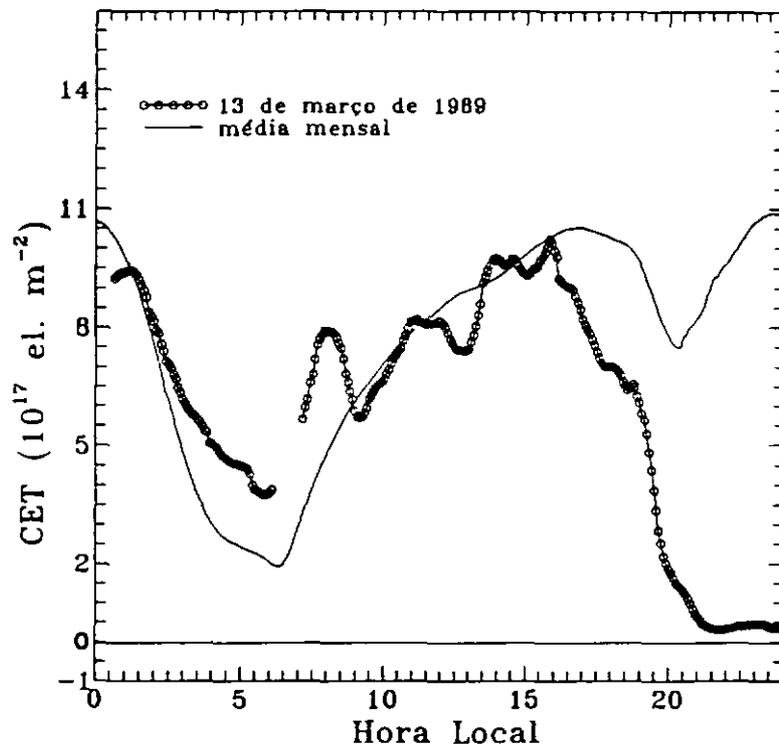
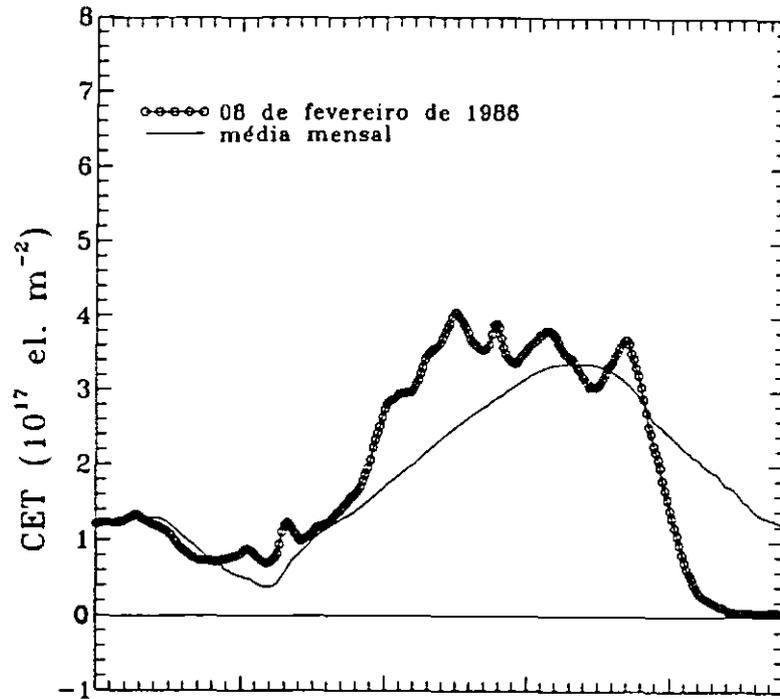


Fig. 4.5 - Variações diurnas do CET nos dias das tempestades de 08/02/86 e 13/03/89 e as médias mensais sem os dias extremamente perturbados.

CAPÍTULO 5

COMPARAÇÃO DO CET OBSERVADO EM CACHOEIRA PAULISTA COM O CET OBTIDO PELO MODELO IRI-90

Neste capítulo vamos apresentar uma comparação do CET observado em Cachoeira Paulista com o CET calculado pelo modelo IRI-90. Esta comparação é feita mês a mês, para os anos de 1982, 1986 e 1989. No final deste capítulo também é feita uma comparação entre estes dados, no que diz respeito as suas variações com o número de manchas solares.

Quando transformamos a rotação Faraday em CET, usando a equação 2.21, fizemos o equivalente a projetar o CET medido ao longo da trajetória satélite-estação receptora na direção zenital passando pelo ponto sub- ionosférico. No nosso caso, este ponto não coincide com a localização da estação receptora, como foi mostrado na Tabela 3.1. Entretanto, vamos fazer uma comparação do CET obtido desta maneira com o CET calculado pelo modelo IRI-90, que é determinado ao longo da direção zenital passando sobre a estação. Com isso, queremos deixar claro que, ao iniciarmos esta comparação, temos uma pequena diferença entre estes dados, pois não incluímos os gradientes horizontais do CET e também uma diferença de fuso horário entre a posição do ponto sub-ionosférico e a estação. A diferença no horário pode ser facilmente corrigida pois a contribuição principal para o CET vem das alturas próximas ao pico na densidade, o que ocorre na longitude do ponto sub-ionosférico. No nosso caso essa diferença é da ordem de 20 a 30 minutos, dependendo da posição do satélite pois a longitude de nossa estação receptora é 45° O e a longitude do ponto sub- ionosférico é 50° ou 53° O (Tabela 3.1). Uma comparação mais precisa entre os dados e modelo só seria possível se a integração da densidade eletrônica fornecida pelo IRI, para calcular o CET fosse feita ao longo da trajetória satélite-estação receptora, porém isso não será tentado neste trabalho.

5.1 - COMPARAÇÃO DO CET MENSAL, MEDIDO EM CACHOEIRA PAULISTA NOS ANOS DE 1982, 1986 E 1989, COM OS DADOS DO IRI-90

Como o modelo IRI-90 nos fornece médias mensais do CET, fizemos as médias mensais das variações diurnas do CET para os primeiros dez meses do ano de 1982 e para todos os meses de 1986 e 1989. Para calcularmos estas médias não incluímos os dias extremamente perturbados, já que o IRI-90 não reproduz os parâmetros ionosféricos para dias perturbados.

A Figura 5.1 mostra as médias mensais das variações diurnas do CET observado em Cachoeira Paulista e calculadas pelo modelo, para os primeiros dez meses do ano de 1982.

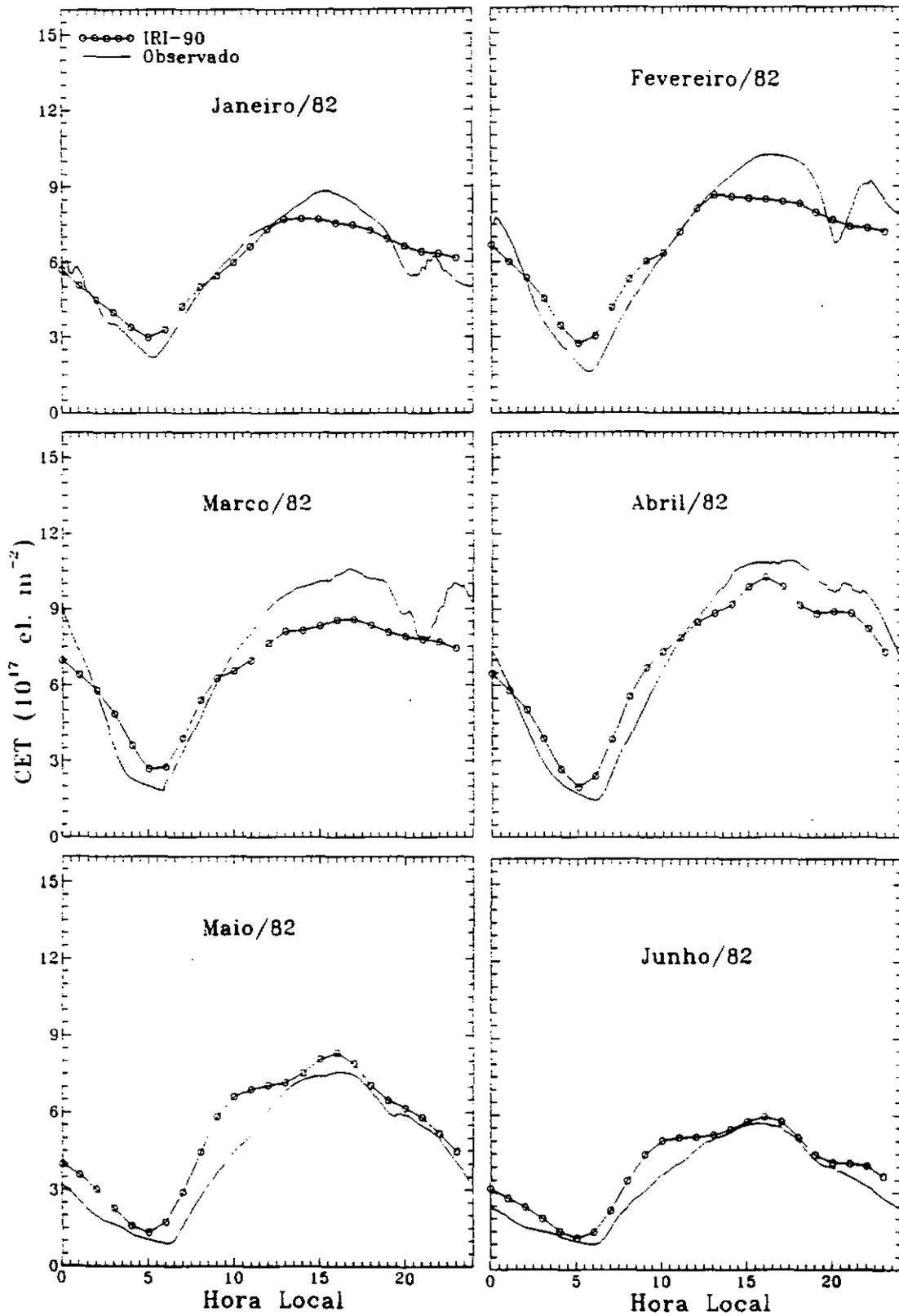


Fig. 5.1 - Médias mensais das variações diurnas do CET observado em Cachoeira Paulista e calculado pelo modelo IRI-90 para os primeiros dez meses de 1982.

(continua)

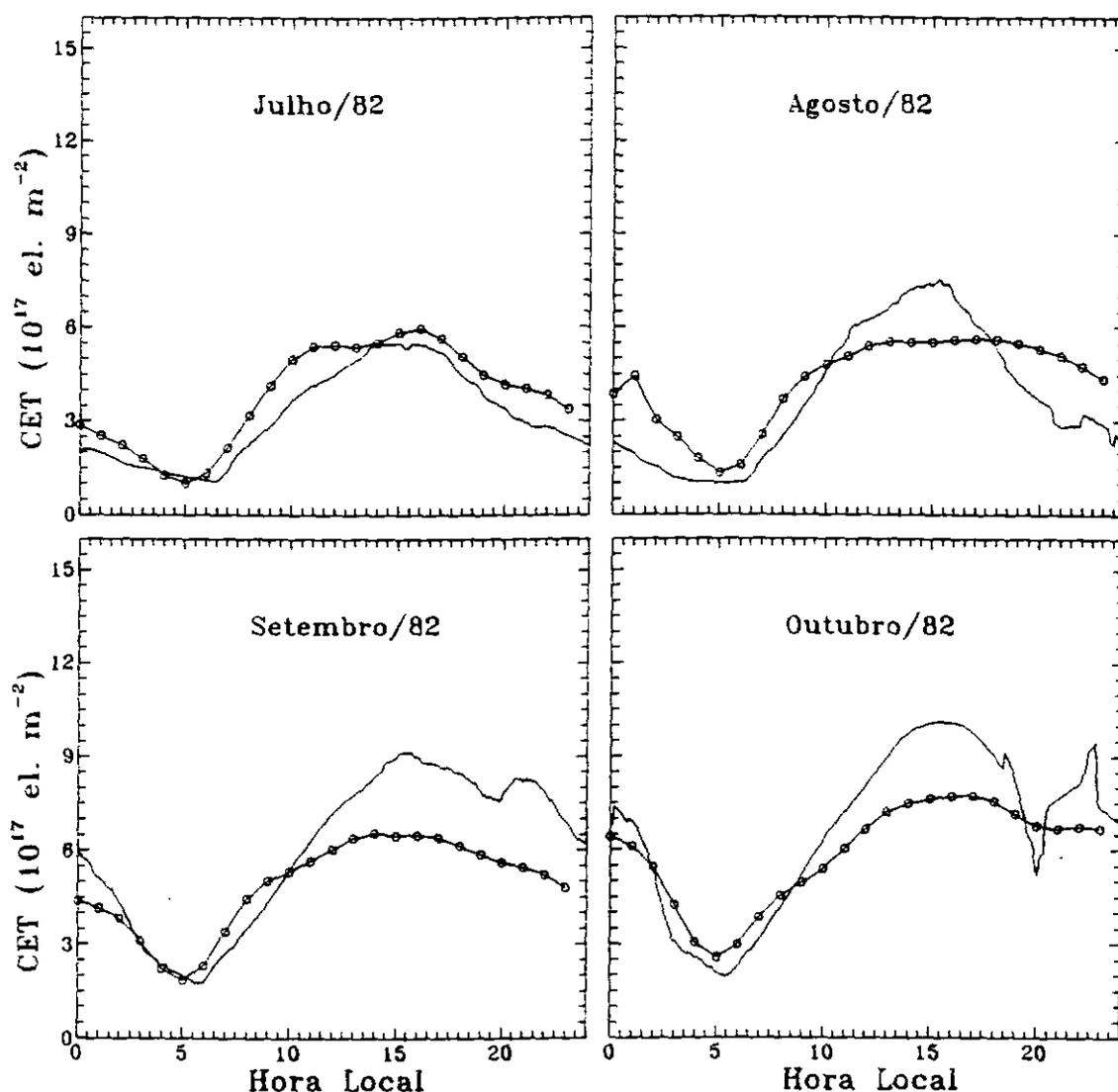


Fig. 5.1 - Conclusão

De uma maneira geral, o modelo IRI-90 está representando bem o CET para a região de Cachoeira Paulista, no ano de 1982. Em todos os meses deste ano, os dados do modelo apresentam uma boa concordância com os dados observados entre 00:00-9:00 horas, a única discordância significativa, é que nos meses de abril a julho o CET previsto pelo IRI, atinge um valor mínimo às 5:00 horas, porém, o valor mínimo observado é às 6:00 horas. Nos meses de fevereiro e março o modelo está subestimando um pouco o CET a partir das 13:00 horas, e não representa o pico no CET próximo da meia-noite produzido pela presença da anomalia equatorial, que é bem pronunciado nestes dois meses. O IRI também subestima o CET a partir das 13:00 horas nos meses de agosto, setembro e outubro, só que no mês de agosto, ele passa a superestimar a partir das 18:00 horas. Entretanto, no ano de 1982 os meses em que os resultados do modelo mais concordaram com os dados observados são: janeiro, abril, maio, junho e julho.

A Figura 5.2 mostra as médias mensais do CET observado e calculado pelo modelo em função da hora local para 1986. Observamos que o IRI-90 superestima o CET em todos os horários e em todos os meses deste ano. As diferenças mais significativas entre o CET observado e calculado pelo IRI-90, se encontram no intervalo das 9:00-18:00 horas. Outra diferença constatada, é que o IRI reproduz o valor mínimo do CET às 5:00 horas, mas o valor mínimo observado é em torno das 6:00 horas. Em 1986, os meses onde existe melhor concordância entre previsões do modelo e dados observados em Cachoeira Paulista são: julho, agosto e novembro.

Na Figura 5.3 temos as médias mensais do CET observado e calculado pelo modelo IRI-90 para o ano de 1989. No ano de 1989 nos primeiros sete meses (janeiro-julho), o modelo representa bem o CET, com algumas características comuns aos dados de 1982, tais como, o IRI-90 não representa o pico no CET próximo da meia-noite, o qual é bem pronunciado nos meses de fevereiro e março, em todos os meses os dados do modelo apresentam uma boa concordância com os dados observados entre 00:00- 9:00 horas e nos meses de abril-julho o modelo prevê que o CET atinge um valor mínimo às 5:00 horas, enquanto o valor mínimo observado é às 6:00 horas. Neste ano esta diferença entre os horários dos valores mínimos também se repete nos meses de janeiro, fevereiro, março, agosto e setembro. Uma discrepância entre dados do IRI e dados observados em 1989, aconteceu nos meses de agosto a novembro, onde o modelo subestima de uma forma exagerada o CET entre 11:00-19:00 horas de agosto a setembro, e das 9:00-18:00 horas em outubro-novembro. O modelo superestima o CET depois das 19:00 horas nos meses de agosto, outubro, novembro e dezembro. Mas, em novembro esta discrepância foi muito significativa.

Todas as diferenças constatadas entre os dados do CET, observados em Cachoeira Paulista nos anos de 1982, 1986 1989 e os dados previstos pelo modelo IRI-90, podem ser vistas de uma forma resumida nos diagramas de contornos do CET, numa grade com mês versus hora local, para cada um destes três anos. Estes diagramas estão ilustrados nas Figuras 5.4, 5.5 e 5.6, com o CET em unidade de 10^{17} el. m^{-2} . Através destas figuras vamos fazer uma análise global sobre algumas diferenças entre os dados do modelo e dados observados durante os três, reforçando o que já foi discutido anteriormente. Como podemos ver, 1982 é o ano em que o modelo representa melhor o CET (Figuras 5.4, 5.5 e 5.6). Durante todo o ano de 1986 o IRI-90 superestima o CET, porém isso acontece de uma forma significativa entre às 9:00-18:00 horas (Figura 5.5). Já no ano de 1989, o modelo subestima exageradamente o CET nos meses de agosto-novembro a partir das 19:00 horas (Figura 5.6). O modelo não representa o pico no CET próximo da meia-noite, que é bem pronunciado nos meses de fevereiro e março dos anos de 1982 e 1989 (Figuras 5.4 e 5.6).

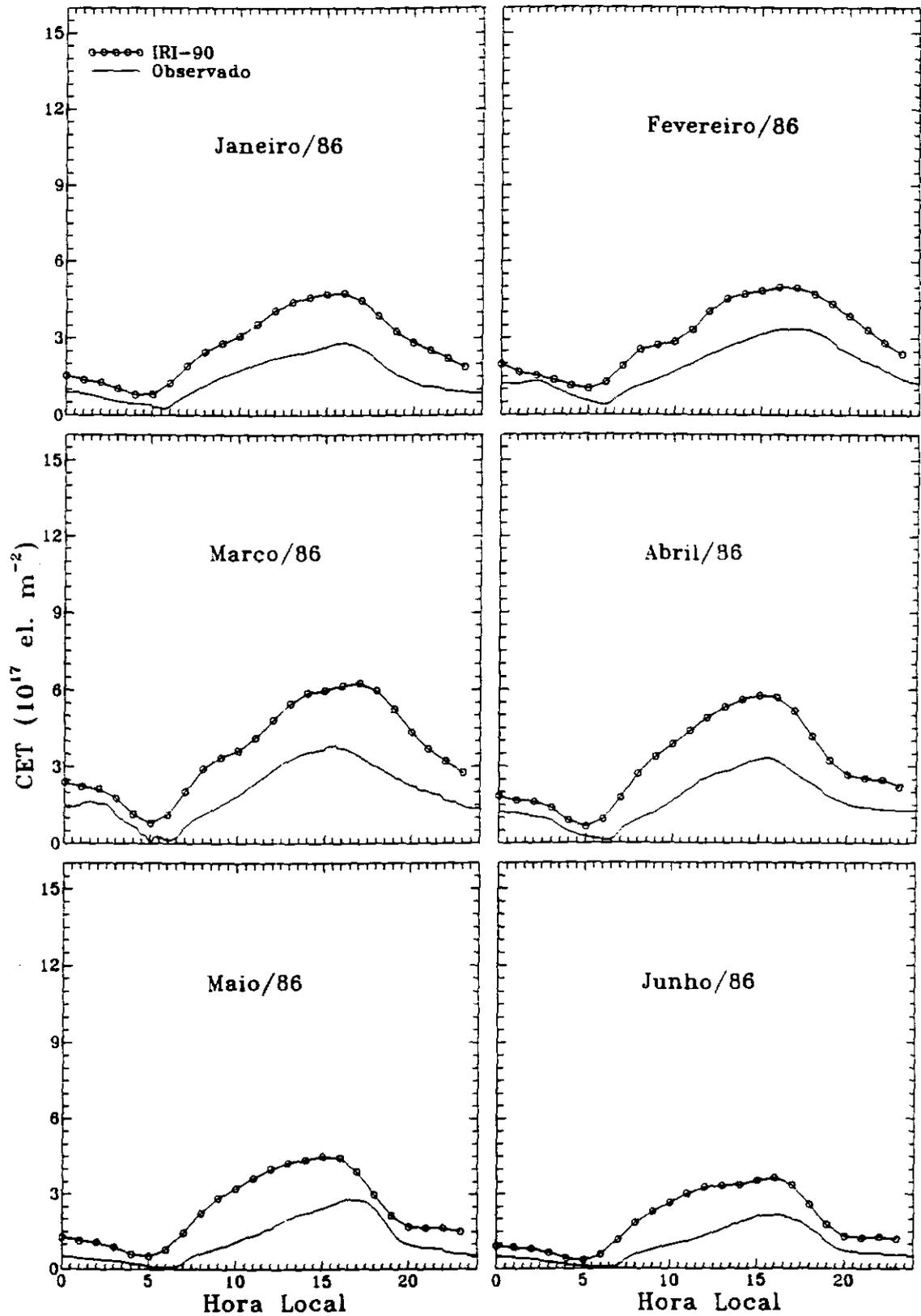


Fig. 5.2 - Médias mensais das variações diurnas do CET observado em Cachoeira Paulista e calculado pelo modelo IRI-90. Dados de 1986.

(continua)

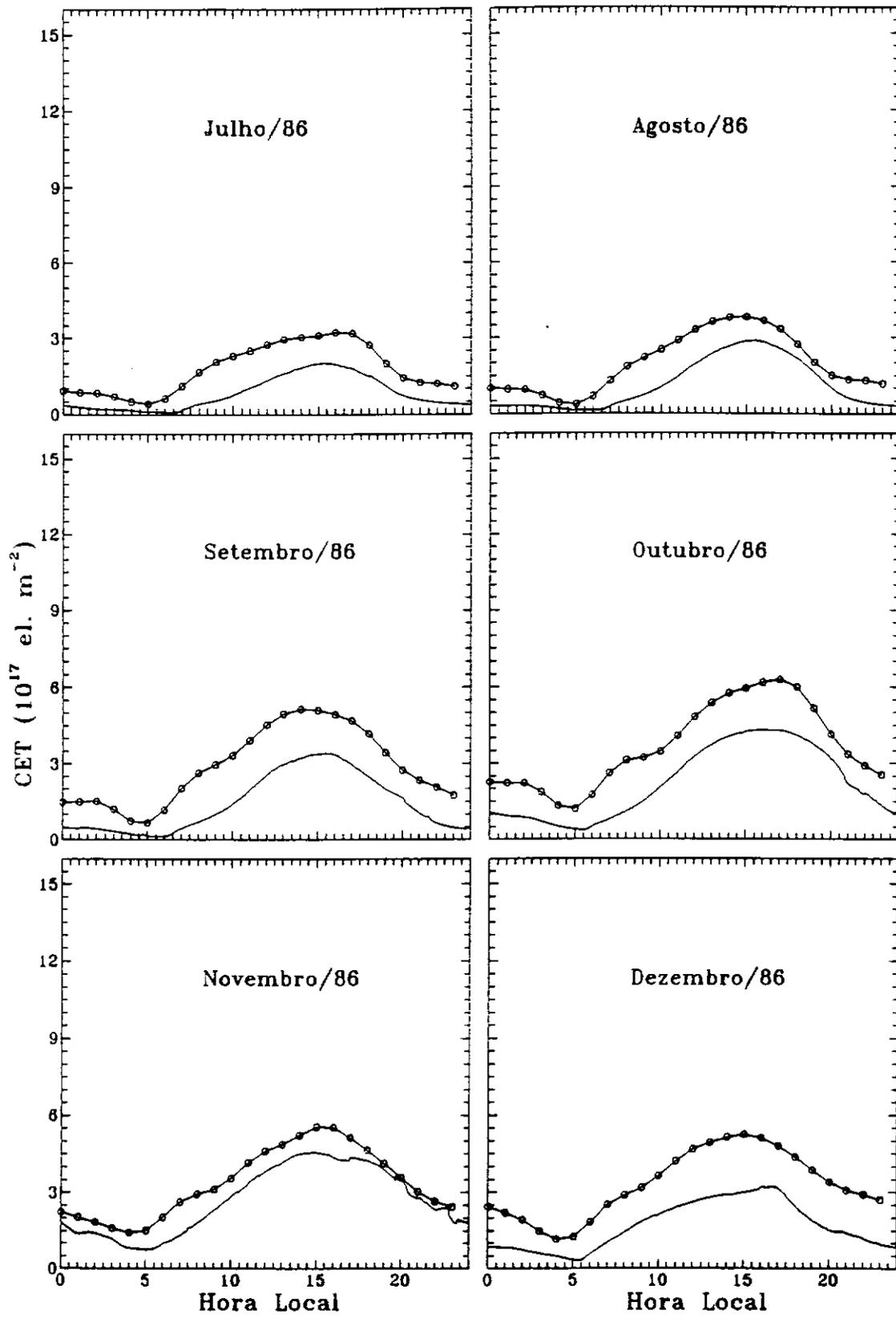


Fig. 5.2 - Conclusão

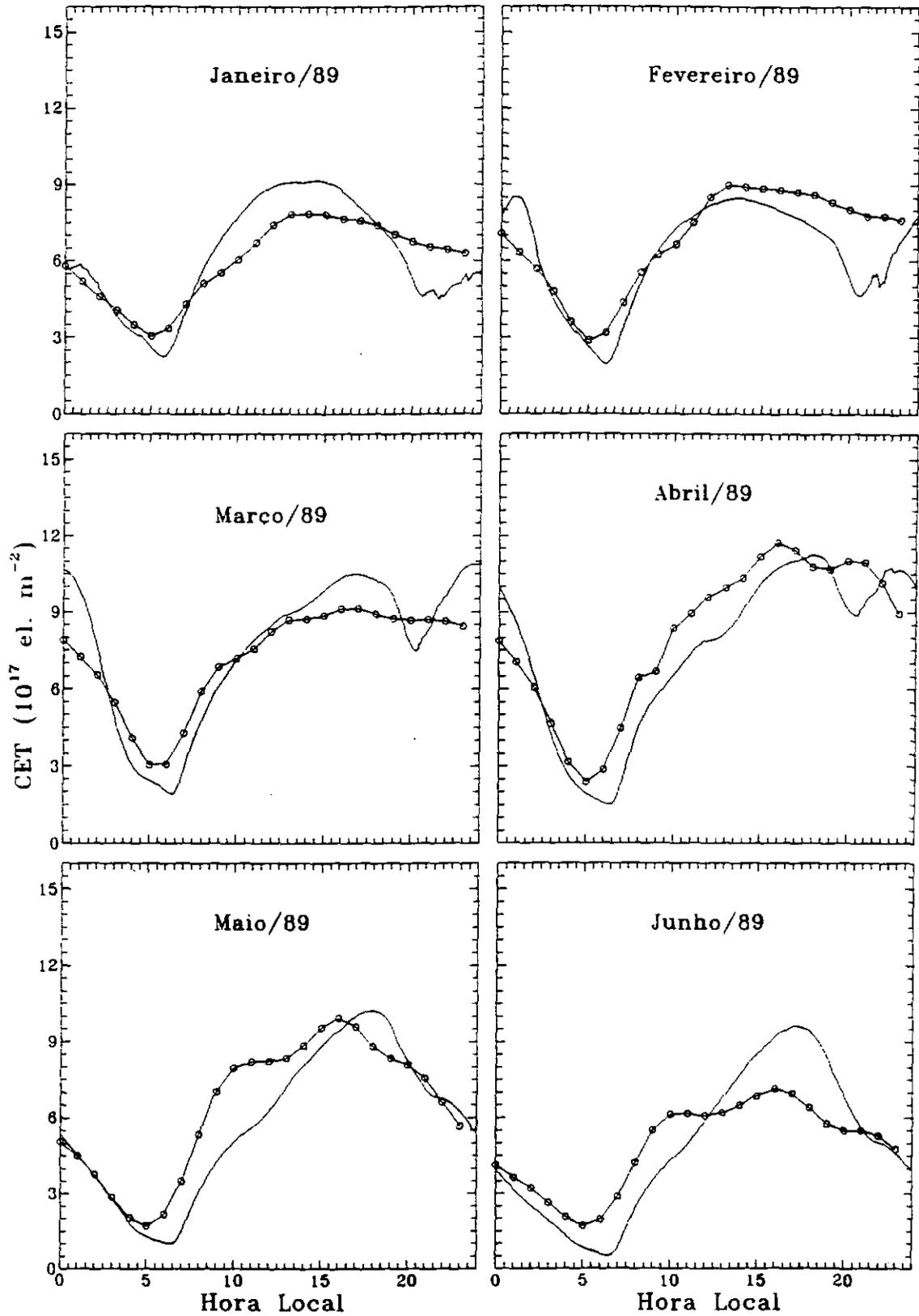


Fig. 5.3 - Médias mensais das variações diurnas do CET observado em Cachoeira Paulista e calculado pelo modelo IRI-90. Dados de 1989.

(continua)

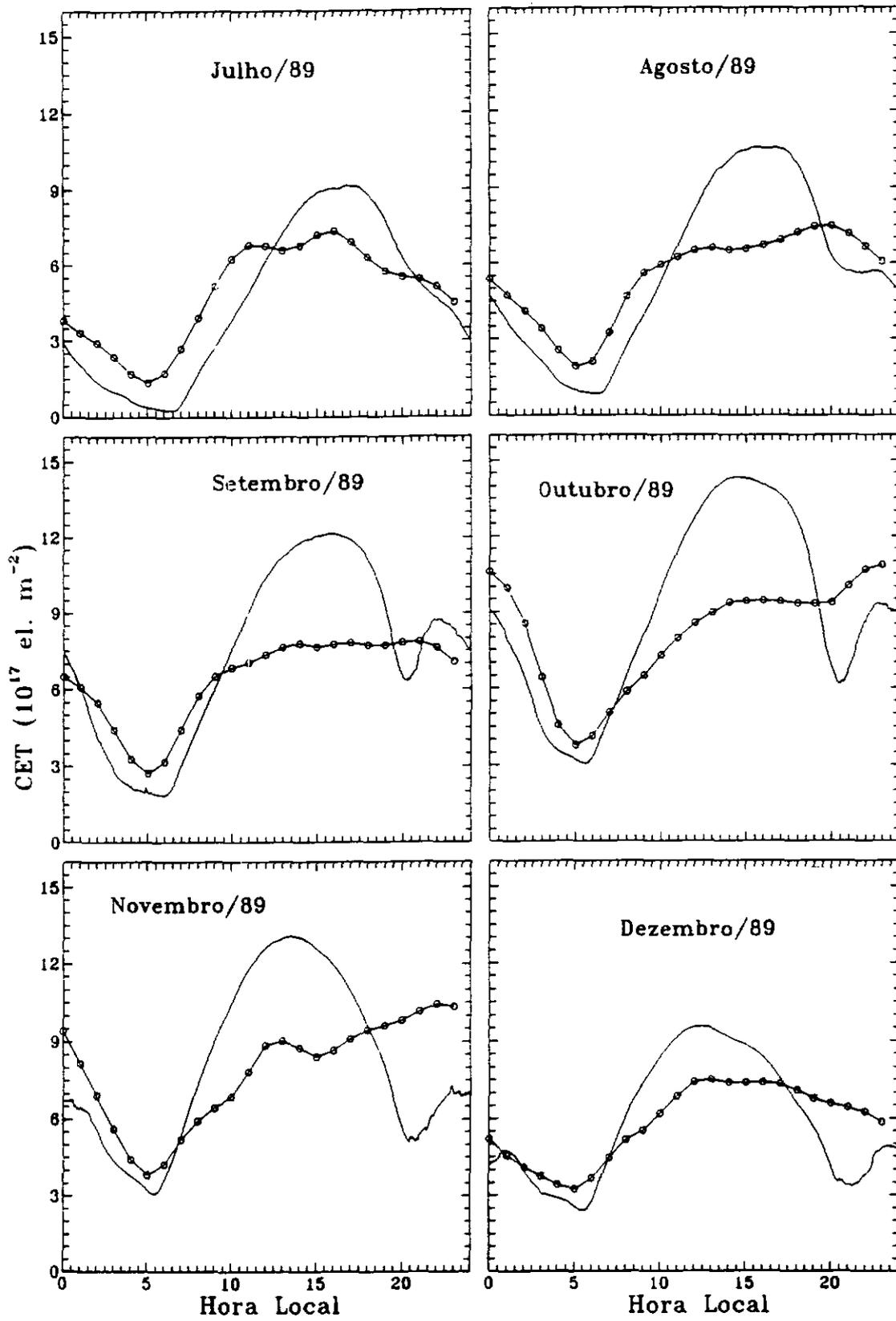
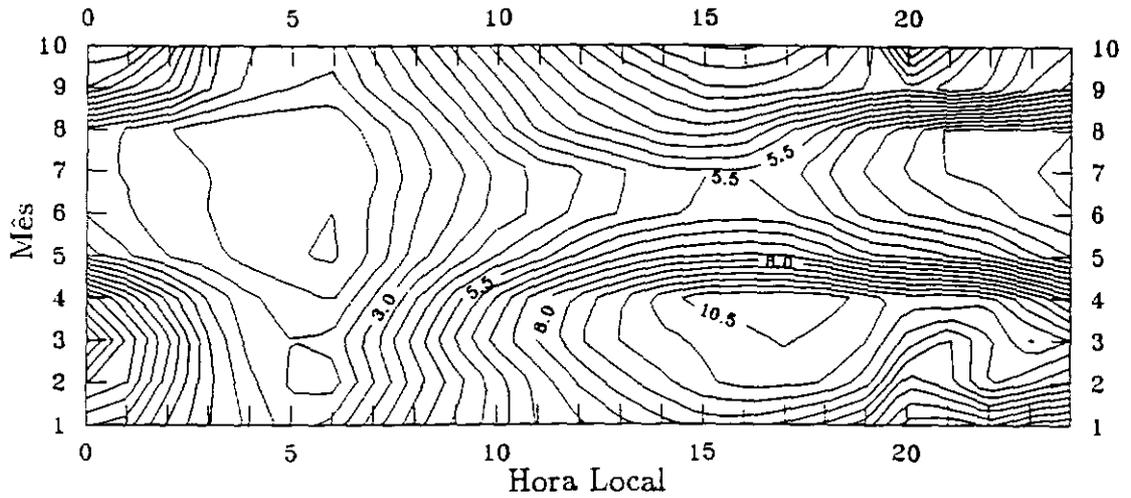


Fig. 5.3 - Conclusão

Contornos do CET em unidades de 10^{17} el. m^{-2}

Cachoeira Paulista - 1982 (R=115.9)



Modelo IRI-90 - 1982 (R=115.9)

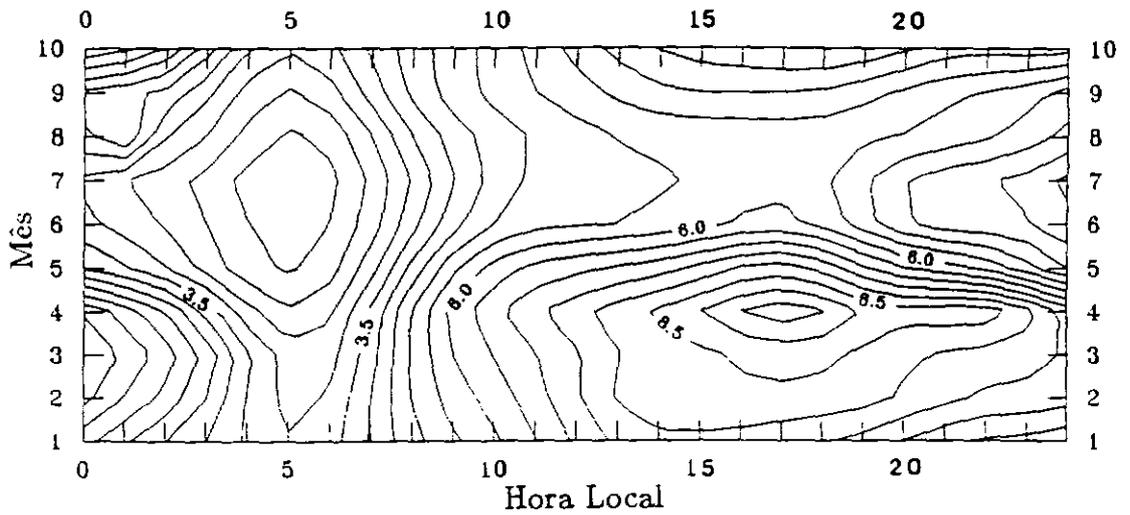
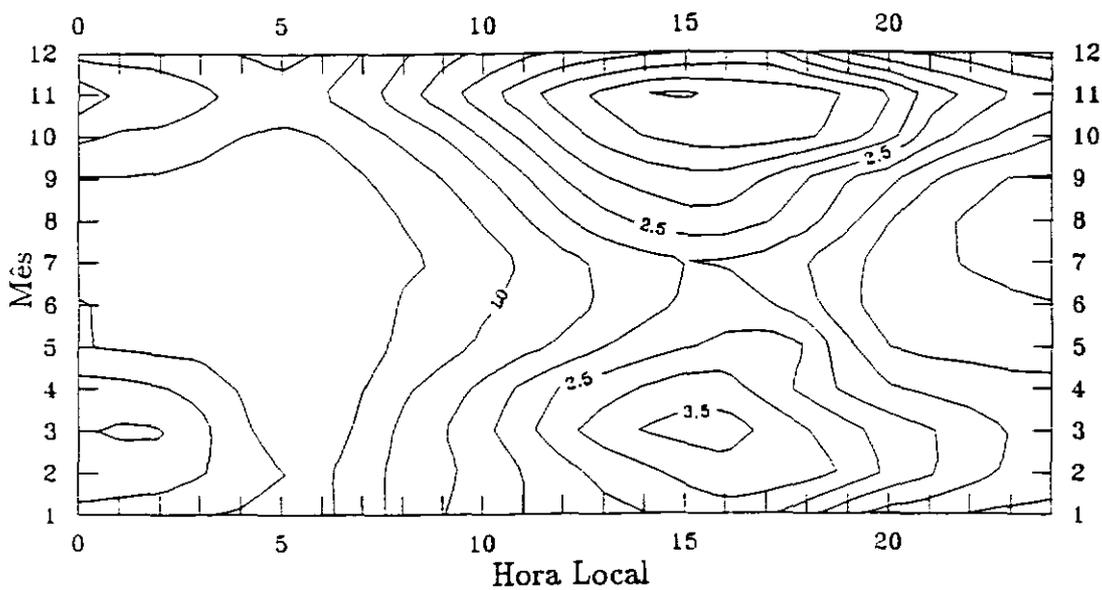


Fig. 5.4 - Diagramas de contornos do CET, construídos com os dados observados em Cachoeira Paulista e com os dados do IRI-90. Estes dados são de 1982.

Contornos do CET em unidades de 10^{17} el. m^{-2}

Cachoeira Paulista - 1986 (R=13.4)



Modelo IRI-90 - 1986 (R=13.4)

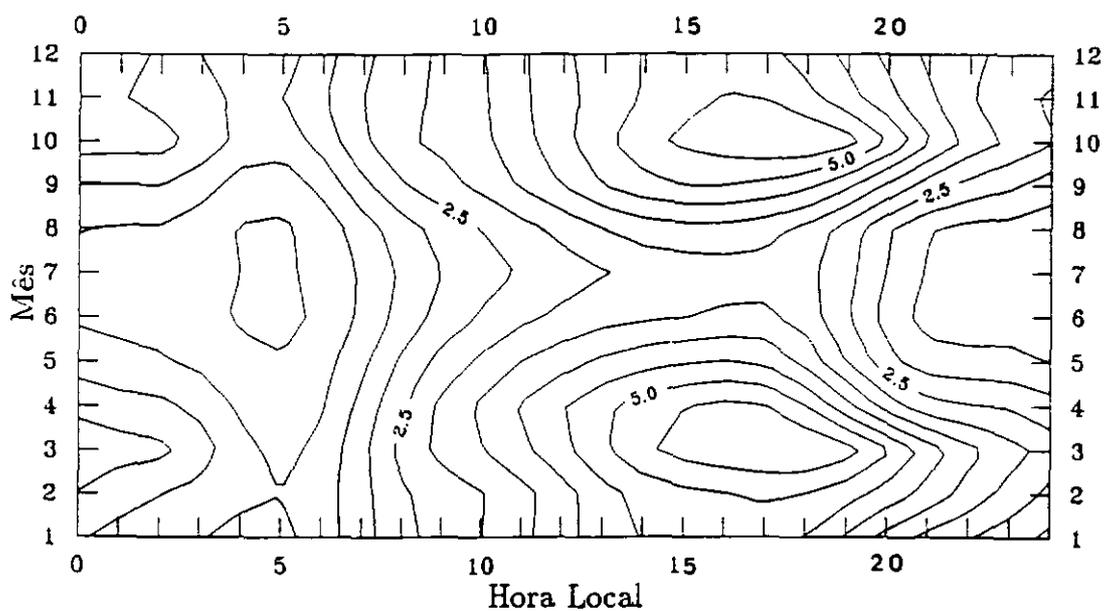
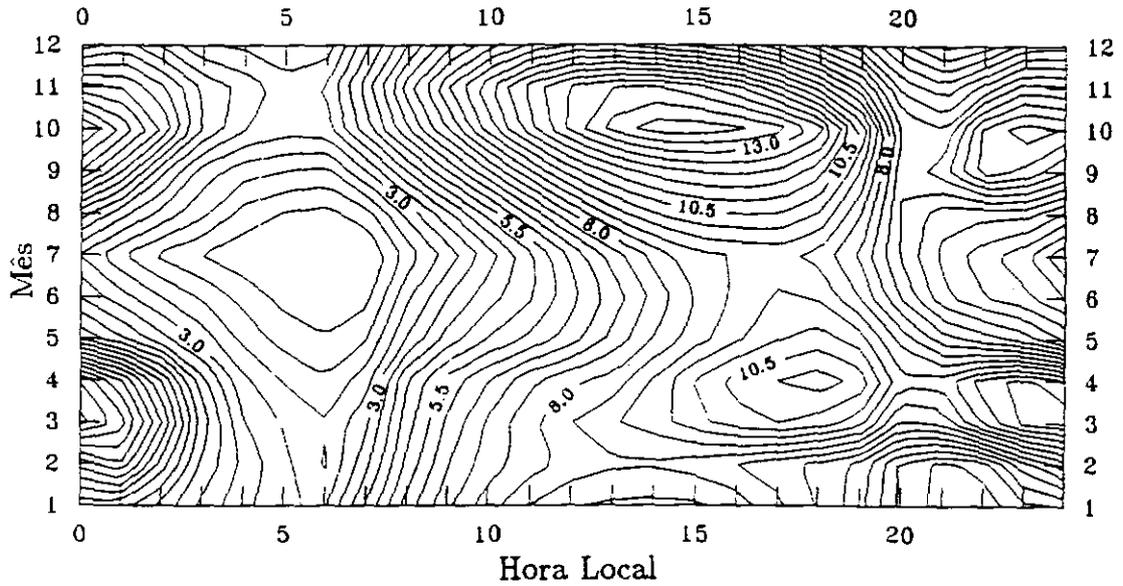


Fig. 5.5 - Diagramas de contornos do CET, construídos com os dados observados em Cachoeira Paulista e com os dados do IRI-90. Dados de 1986.

Contornos do CET em unidades de 10^{17} el. m^{-2}

Cachoeira Paulista - 1989 (R=157.6)



Modelo IRI-90 - 1989 (R=157.6)

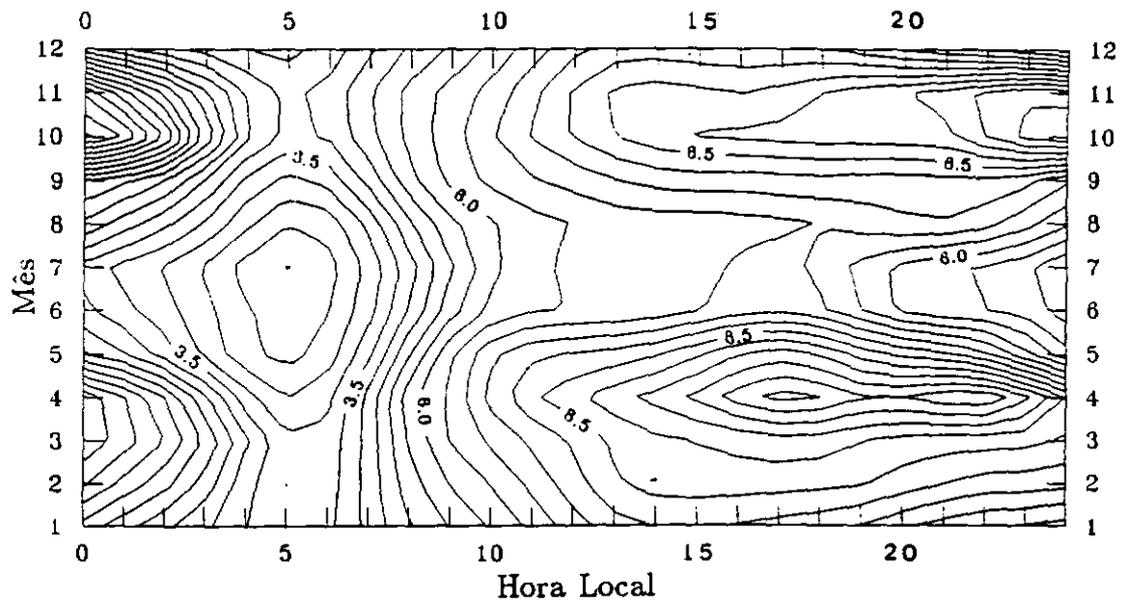


Fig. 5.6 - Diagramas de contornos do CET, construídos com os dados observados em Cachoeira Paulista e com os dados do IRI-90. Dados de 1989.

5.2 - COMPARAÇÃO ENTRE O CET DO IRI-90 E O CET OBSERVADO, COM RELAÇÃO AO NÚMERO DE MANCHAS SOLARES

Surgiram algumas discrepâncias entre os dados observados e os resultados do IRI-90, quando relacionamos a variação do CET com o número de manchas solares ("sunspot number"). As Figuras 5.7a, 5.7b e 5.7c mostram claramente o que acontece com a variação do CET em relação ao número de manchas solares, onde a linha contínua representa um ajuste linear sobre os dados observados e a linha tracejada representa um ajuste linear sobre os dados do IRI-90. Na parte inferior da Figura 5.7a, mostramos a variação do CET com relação ao número de manchas solares, onde todos os pontos foram coletados às 5:00 horas e na parte superior listamos os dados às 16:00 horas, ambos os casos para um período de verão. As Figuras 5.7b e 5.7c são idênticas à Figura 5.7a, mudamos apenas os períodos para equinócios e inverno respectivamente. O valor do CET no ponto de mínimo (5:00 horas), é superestimado pelo modelo IRI-90 para qualquer nível de atividade solar e para qualquer estação do ano. Porém, esta diferença não é tão significativa. O IRI-90 também superestima o CET no horário em que ele atinge um valor máximo (16:00 horas) para atividade solar mínima e subestima o CET às 16:00 horas nos períodos de atividade solar máxima. Nestes casos, as diferenças entre os resultados do IRI-90 e os dados observados são bastante significativas.

O CET obtido pelo IRI-90 concorda com os dados observados às 16:00 horas para atividade solar média, onde o número de manchas solares fica em torno de 85. Portanto, visto que os dados previstos pelo modelo às 5:00 horas neste nível de atividade solar também atinge uma certa concordância com os dados observados, concluímos que para atividade solar média o IRI-90 reproduz bem o CET. Isso já havia sido constatado, de uma forma menos evidente, tanto nos dados das Figuras 5.1, 5.2 e 5.3, como nas Figuras 5.4, 5.5 e 5.6, quando observamos que a melhor concordância entre o IRI e os dados observados era obtida em 1982 ($R=115,9$), enquanto que 1986 e 1989 em que os números de manchas solares eram 13,4 e 157,7 respectivamente, havia maior discrepância.

Um outro trabalho, no qual foi feito uma comparação da densidade eletrônica prevista pelo modelo IRI com dados observados também em baixas latitudes, foi recentemente desenvolvido por Bittencourt e Chryssafidis (1991). Este trabalho mostra algumas discrepâncias entre os dados previstos pelo modelo e os dados observados, para um período de atividade solar alta e, que estas discrepâncias são atribuídas principalmente a efeitos dinâmicos associados com a deriva $E \times B$ de baixas latitudes e ventos neutros termosféricos, que não são reproduzidos corretamente pelos mapas numéricos do CCIR. Os parâmetros destes mapas numéricos são usados pelo modelo e evidentemente, um erro neles, provoca alterações nos resultados da densidade eletrônica calculada pelo modelo.

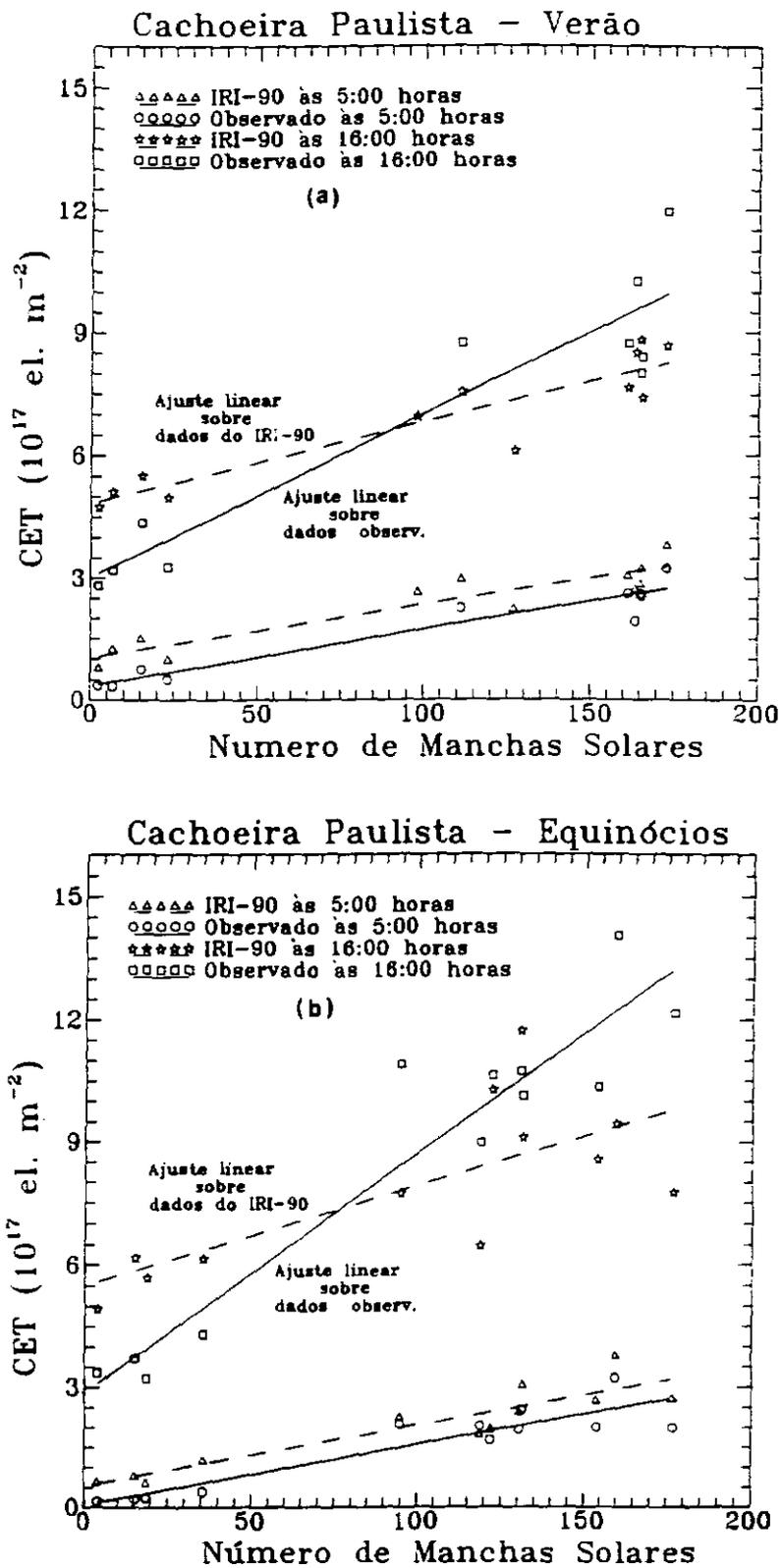


Fig. 5.7 - (a) Variação do CET com a atividade solar, observada em Cachoeira Paulista e prevista pelo modelo IRI-90 nos períodos de verão, (b) equinócios e (c) inverno.

(continua)

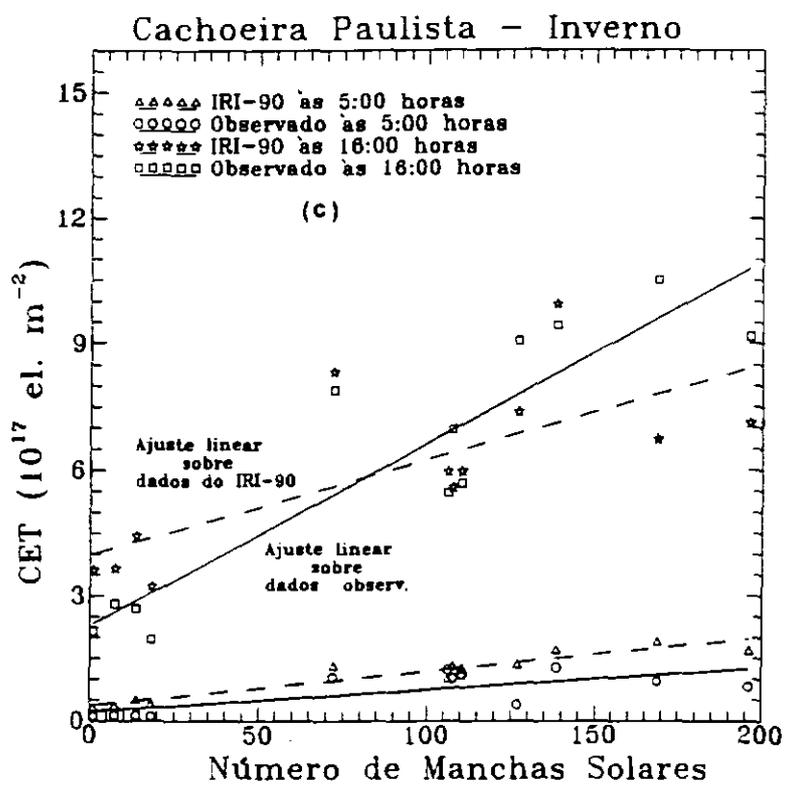


Fig. 5.7 - Conclusão

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

Temos um método que permite encontrar a ambigüidade $n\pi$ nos dados registrados pelo polarímetro VHF e também permite superar o problema do ângulo Ω_0 . Com isso, encontramos o valor absoluto do conteúdo eletrônico total ionosférico.

Com este método conseguimos fazer o primeiro estudo do comportamento do CET com relação a um ciclo completo da atividade solar no Brasil.

O CET apresenta uma variação semi-anual, atingindo um máximo nos equinócios, quando comparado com o seu valor no inverno e verão.

A rotação Faraday acima de 1000 km para um horário em torno das 5:00 horas e para valores baixos de f_0F_2 é efetiva, quando comparada com o seu valor obtido abaixo de 1000 km.

Constatamos que o pico no CET próximo da meia-noite, causado pela intensificação da anomalia equatorial é bem pronunciado nos equinócios e verão, e praticamente não existe nos períodos de inverno. Isso acontece durante atividade solar máxima. Nos períodos de atividade solar mínima, este pico não existe em todas as estações do ano.

O CET tende a aumentar de uma forma quase linear com o aumento da atividade solar.

O modelo IRI-90 não reproduz um dos efeitos da anomalia equatorial. Este efeito manifesta um pico no CET próximo da meia-noite. Este modelo também não está reproduzindo bem o CET para atividade solar mínima e máxima. Já nos períodos de atividade solar média ($R \simeq 85$) ele reproduz bem o CET.

O IRI-90 prevê que o CET nos períodos de inverno atinge um valor mínimo às 5:00 horas, mas, o valor mínimo observado é às 6:00 horas.

Temos analisados quase três anos de dados do CET para diferentes níveis de atividade solar. Estes dados poderão ser usados para melhorar o modelo IRI-90.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdu, M.A.; De Paula, E.R.; Kantor, I.J. Rocket-borne measurements of equatorial ionospheric electron densities and their comparison with IRI-10 predictions. *Advance Space Research*, 10(8):41-44, 1990.
- Anderson, D.N. Theoretical Study of the ionospheric F region equatorial anomaly-I. *Planetary Space Science*, 21:409-419, 1973.
- Anderson, D.N.; Mendillo, M.; Herniter, B. *A semi-empirical, low-latitude ionospheric model*. Hanscom AFB, MA, Air Force Geophysics Laboratory, AFGL, 1985. 102 p. (AFGL-TR-85-0254).
- Antoniadis, D.A. A novel method for measuring the polarization angle of satellite radio waves. *IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems*, AES-10(4):510-515, July 1974.
- Batista, I.S.; De Paula, E.R.; Abdu, M.A.; Trivedi, N.B. Ionospheric effects of the march 13, 1989, magnetic storm at low and equatorial latitudes. *Journal of Geophysical Research*, 96(A8):13943-13952, Aug. 1991.
- Batista, I.S.; Abdu, M.A.; Bittencourt, J.A. Equatorial F region vertical plasma drifts: seasonal and longitudinal asymmetries in the american sector. *Journal of Geophysical Research*, 91(A11):12055- 12064, Nov. 1986.
- Beard, E.D. *A background report on total electron content measurements*. Illinois, Scott AFB, Hq Air Weather Service (MAC), 1975. 23 p. (AWSTR-75-260).
- Bilitza, D. International reference ionosphere: recent developments. *Radio Science*, 21(3):343-3346, May-June 1986.
- Bilitza, D. *International Reference Ionosphere 1990*. Maryland, Science Applications Research Lanham, 1990. 155 p. (NSSDC/WDC-A-R& S 90-22).
- Bittencourt, J.A.; Chryssafidis, M. Comparison of IRI model predictions with low latitude ionospheric observations. *Advance Space Research*, 11(10):(10)97-(10)100, 1991.

- Borba, G.L.; Batista, I.S.; Sobral, J.H.A.; Abdu, M.A. Observação de distúrbios ionosféricos propagantes em Cachoeira Paulista (SP) e Fortaleza (CE) durante as grandes tempestades magnéticas de 08 de fevereiro de 1986 e 13 de março de 1989. In: Congresso Brasileiro de Física dos Plasmas, 1., Santos, 1991. *Anais*. São José dos Campos, INPE, 1991, v. 2, p. 32- 33.
- Brown, L.D.; Daniell, R.E.; Jr.; Fox, M.W.; Klobuchar, J.A.; Doherty, P.H. Evaluation of six ionospheric models as predictors of total electron content. *Radio Science*, 26(4):1007- 1015, July-Aug. 1991.
- Budden, K.G. *Radio Waves in the ionosphere*. London, Cambridge University Press, 1961.
- De Adler, N.O.; Ezquer, R.G. Techniques to obtain Faraday electron content from polarimeter data at low and middle latitudes. *Radio Science*, 24(4):539-547, July-Aug. 1989.
- De Paula, E.R.; Sobral, J.H.A.; Abdu, M.A.; Kantor, I.J. Ionospheric responses over the brazilian territory to the magnetic storm of february 7-10, 1986. In: Latin- American Conference on Space Geophysics, 1., Águas de Lindóias, 1988. "Abstract". São José dos Campos, INPE, 1988, p. 84.
- Eis, K.E.; Klobuchar, J.A.; Malik, C. *On the installation, operation, data reduction, and maintenance of VHF electronic polarimeters for total electron content measurements*. Massachusetts, Hanscom AFB, Air Force Geophysics Laboratory (PHP), 1977. 67 p. (AFGL-TR-77-0130).
- Ezquer, R.G.; De Adler, N.O. Electron content over Tucuman. *Journal of Geophysical Research*, 94(A7):9029-9032, July 1989.
- Fejer, B.G.; Farley, D.T. Dependence of Equatorial F region vertical drifts on season and solar cycle. *Journal of Geophysical Research*, 84(A10):5792- 5796, Oct. 1979.
- Fejer, B.G. The equatorial ionospheric electric fields. A review. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 43(5/6):377-386, 1981.
- Garriott, O.K.; Da Rosa, A.V.; Ross, W.J. Electron content obtained from Faraday rotation and phase path length variations. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 32:705-727, Oct. 1970.

- Hajkowicz, L.A. Global onset and propagation of large-scale travelling ionospheric disturbances as a result of 13 march 1989. *Planet Space Science*, 39(4):583-593, Sept. 1991.
- Kantor I.J. *Wave polarization through the ionosphere and low latitude electron content*. (Master of Science Dissertation) - Comissão Nacional de Atividades Espaciais, São José dos Campos, 1969. 130 p.
- Massambani, O. *O conteúdo eletrônico ionosférico em baixas latitudes*. (Dissertação de Mestrado em Ciências) - Centro de Rádio Astronomia e Astrofísica Mackenzie-CRAAM, São Paulo, 1977. 118 p.
- Matsushita, S. A study of the morphology of the ionospheric storms. *Journal of Geophysical Research*, 64:305-321, 1959.
- Mendillo, M.; Klobuchar, J.A. *An atlas of the midlatitude F-region response to geomagnetic storms*. Bedford, MA, Air Force Cambridge Research Laboratory, 1974. (AFCRL-TR-74-0065).
- Oliver, W.L.; Fukao, S.; Sato, T.; Tsuda, T.; Kato S.; Kimura, I.; Ito, A.; Saryou, T.; Araki, T. Ionospheric incoherent scatter measurements with the middle and upper atmosphere radar: observations during the large magnetic storm of February 6-8, 1986. *Journal of Geophysical Research*, 93(A12):14649-14655, Dec. 1988.
- Papagiannis, M.D. *Space physics and space astronomy*. Boston, Gordon and Breach Science, 1972.
- Ratcliffe, J.A. *The magneto-ionic theory and its applications to the ionosphere*. London, Cambridge University Press, 1962.
- Rawer, K.; Bilitza, D.; Ramakrishnan, S. Goals and status of the International Reference Ionosphere. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 16(2):177-181, May 1978.
- Rishbeth, H.; Garriott, O.K. *Introduction to ionospheric physics*. New York, Academics, 1969.

- Singh, M.; Gurm, H.S.; Deshpande, M.R.; Rasogi, R.G.; Sethia, A.R.; Jain, A.R.; Janve, A.V.; Rai, R.K.; Patwari, V.W.; Subbarao, B.S. Total electron content at low latitudes. *Proceedings of the Indian Academy Sciences*, 87 A (E& Sciences)(3):47-55, Mar. 1978.
- Swensson, Q.P.; Gomes, J.P.P. *LOTUS 1-2-3*. 3. ed. Rio de Janeiro-RJ, Livros Técnicos e Científicos, 1990.
- Titheridge, J.E. Continuous records of the total electron content of the ionosphere. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 28:1135-1150, 1966.
- Titheridge, J.E. Determination of ionospheric electron content from the Faraday rotation of geostationary satellite signals. *Planetary Space Science*, 20:353-369, 1972.
- Tyagi, T.R.; Mitra, A.P. Some geographic and geophysical aspects of electron content measurements from satellite radio beacon transmissions. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 32:1807-1818, Fev. 1970.
- Youakim M.Y.; Rao, N.N. *Study of ionospheric electron content from observations at diferent stations*. Urbana, Electrical Engineering Reseach Laboratory University of Illinois, 1968.

APÊNDICE A

FLUXOGRAMA DO MÉTODO USADO PARA CALIBRAR OS DADOS REGISTRADOS PELO POLARÍMETRO VHF

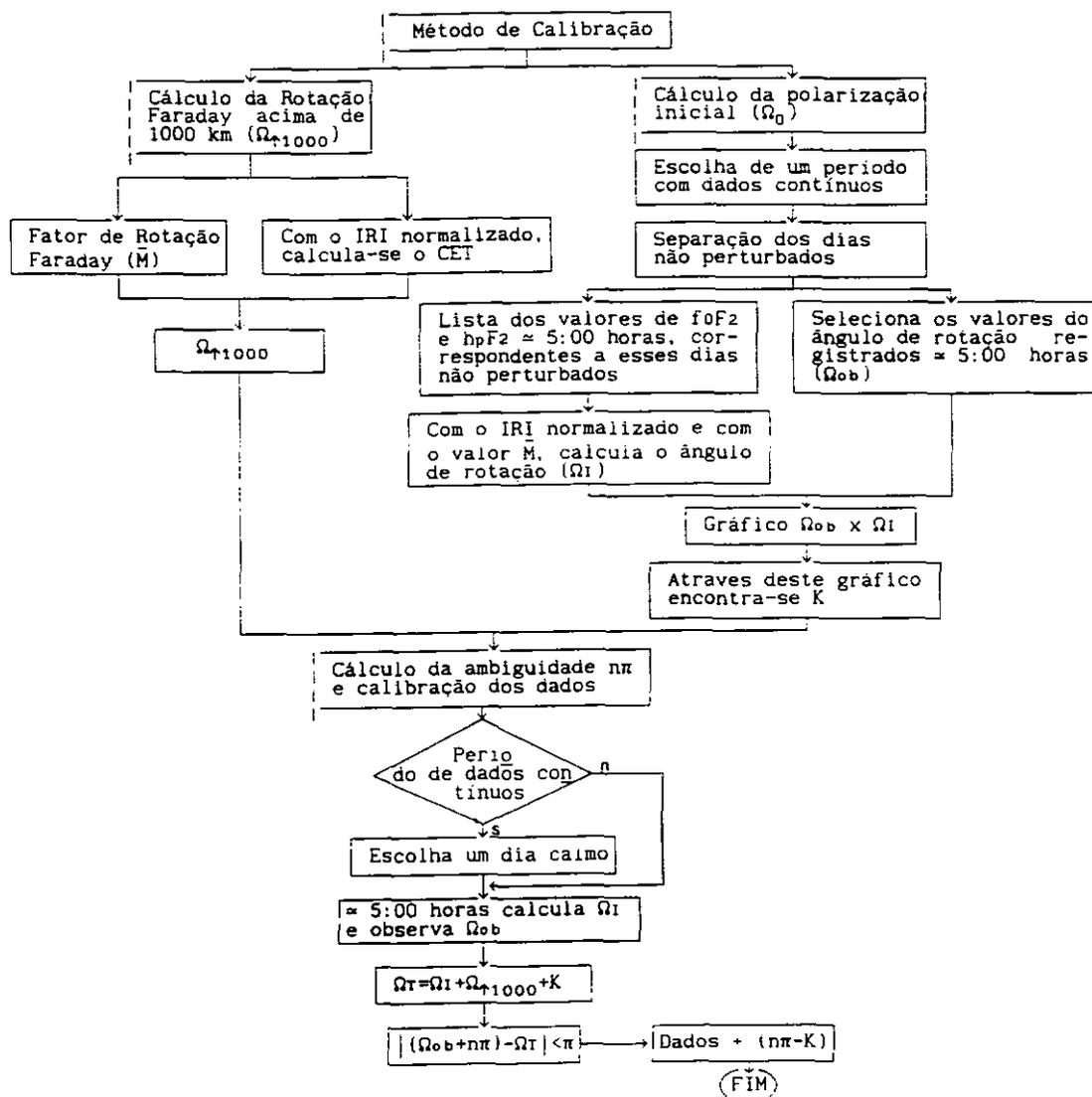


Fig. A.1 - Fluxograma do método de calibração

APÊNDICE B

PROCEDIMENTO PARA A CALIBRAÇÃO E CONVERSÃO DOS DADOS REGISTRADOS PELO POLARÍMETRO VHF EM VALOR ABSOLUTO DO CET

Neste apêndice vamos apresentar um procedimento completo de como fazer os cálculos usados no método que calibra os dados registrados pelo polarímetro VHF. Os cálculos são efetuados com o uso do “software” LOTUS 1-2-3 (Swensson e Gomes, 1990). Este “software” permite a construção de programas destinados à automatização das tarefas. Isso é possível através de suas macros.

B.1 - CÁLCULO DO ÂNGULO DE ROTAÇÃO USANDO O MODELO IRI NORMALIZADO (Ω_I)

1º) Roda-se o programa do modelo IRI-86 para obter a densidade eletrônica numa faixa de altitude de 80-1000 km, com um ponto a cada 20 km. Em todo o nosso trabalho, este programa foi rodado para essa faixa de altitude e também com esse intervalo. Os dados da densidade eletrônica, fornecidos pelo modelo, são armazenados num arquivo com o nome de output.iri.

2º) O arquivo output.iri é alimentado na planilha do LOTUS. Isso é feito escrevendo o comando /FIN<nome do arquivo>. Os dados aparecem na planilha com umas linhas vazias e outras com “lixo”, antes da listagem dos dados. Isso deve ser eliminado, para que o início da listagem dos dados fique na célula A1 da planilha do LOTUS. Este problema é resolvido, simplesmente escrevendo /WDR<faixa de linhas que deseja eliminar>. Agora a planilha esta pronta para rodar a macro que determina o ângulo de rotação, usando a distribuição da densidade eletrônica prevista pelo IRI.

3º) A macro que determina o ângulo de rotação, usando os dados do IRI, é representada por,

```
{GOTO}D1~
(1000 - 80)/92 * 109 * (2 * @SUM(B2.B46)+B1+B47)~
{ GOTO}D3~
/XNENTRE C/ O VALOR DE  $\bar{M}$  = D2~
```

4º) Esta macro encontra-se gravada num disquete e para executá-la, é necessário colocá-la na planilha do LOTUS, onde estão os dados. A posição onde ela deve ficar na planilha deve ser um pouco afastada dos dados pois, ao chamar um outro arquivo de dados, não corre o risco de desativá-la. Para chamar esta macro numa posição desejada, desloca-se o cursor para o local onde

pretende que ela fique implantada e usa o comando /FCCE<nome do arquivo que contém a macro>. Finalmente, para executar a macro faz-se o seguinte: primeiro usa o comando /RNC(\nome da macro)<trecho da planilha onde está a macro>. O nome da macro deve conter apenas uma letra de A a Z, agregada a uma barra invertida (exemplo: \J). Agora, já que está tudo definido, executa-se a macro, pressionando simultaneamente <ALT> e a tecla correspondente ao seu nome.

5º) Depois que esta macro começa a ser rodada, ela pede um parâmetro de entrada, com a seguinte mensagem: ENTRE C/ O VALOR DE \overline{M} . \overline{M} é o “fator de rotação Faraday”, que é determinado ao rodar um programa no Burroughs. Portanto, ao entrar com este parâmetro, o valor do ângulo de rotação aparece na célula D3 da planilha.

B.2 - CÁLCULO DO “FATOR DE ROTAÇÃO FARADAY”, USANDO O BURROUGHS

1º) O arquivo com o programa que determina o valor de \overline{M} possui o nome de MPROG e o arquivo de dados que este programa usa é MDADOS. Estes arquivos estão gravados na fita “FE0303”.

2º) Para chamar estes arquivos da fita para a sua área, faz-se:

```
MAKE ( TRAZ) JOB; SEQ:U
BEGIN JOB ( TRAZ);
COPY MPROG, MDADOS FROM ARQION1(SERIALNO=“FE0303”);
END JOB(ENTER)
ST(ENTER)
```

3º) Para calcular \overline{M} , introduz-se, no arquivo de dados, o nome e a posição geográfica da estação que recebe o sinal do satélite e também a altura do ponto sub- ionosférico. Para o valor da altura do ponto sub-ionosférico, usa-se a média mensal de $h_p F_2$ acrescida 50 km. Depois, o valor de \overline{M} é calculado para a posição do satélite, do qual se recebe o sinal, simplesmente acionando o comando RUN MPROG.

B.3 - CÁLCULO DA CONSTANTE K

1º) Forma-se um arquivo de dados onde a primeira coluna contém os valores da rotação Faraday, calculados pelo IRI em ordem crescente, e segunda coluna contém os valores correspondentes, registrados pelo polarímetro VHF. Este arquivo é acessado na planilha do LOTUS e, digitando o comando /DRX<faixa da variável independente>Y<faixa da variável dependente>O<faixa de saída>, surge na planilha o valor da constante K e o seu desvio padrão.

B.4 - CÁLCULO DA ROTAÇÃO FARADAY ACIMA DE 1000 km ($\Omega_{\uparrow 1000}$)

1º) Roda-se o programa do modelo IRI, normalizado para $f_0 F_2$ e $h_p F_2$. Depois calcula-se a altura de escala próximo de 1000 km, substituindo os dados fornecidos pelo modelo na equação 3.4. Os valores da densidade eletrônica, usados para obter a altura de escala foram aqueles calculados em 900 km e em 1000 km. Agora com o valor desta altura de escala e a densidade em 1000 km é possível calcular $\Omega_{\uparrow 1000}$, simplesmente executando a seguinte macro:

```
{HOME}1000~ {DOWN} + A1 + 500~
/C~ A3.A19~ {GOTO}B2~
/XNENTRE COM N1000 (m - 3):~ B1~
/XNENTRE COM H:~ K1~
+B1 * (2.718282(1000-A2)/$K$1)~
/C~ B3.B19~ {HOME}
/FXVEXT~ A1.B19~ /FCCEEXT~
{GOTO}A3~
/M{END}{DOWN}{ RIGHT} ~ {DOWN 2}~ {DOWN 3}
/XIA53=Z1~ /XGJ9~
{HOME}{DOWN}
/C{ RIGHT}~ {DOWN 2 } ~ {DOWN 3}
/XIA52=C1~ /XGJ12~
/MA1.B53~ A6~ {HOME} /FCCEETI1000~ {GOTO}C6~
-B6*$ K$ 1*103 * ((2.718282-(A7-A6)/$K$1) - 1)~
/C~ C7.C58~ /FEWEXT~ Y{ GOTO}A60~
/XQ
```

2º) Esta macro deve ser acessada com o cursor na célula J1. Com isso, ela já fica na posição ideal para ser executada. Para rodar esta macro, usa-se as mesmas definições descritas na seção B.1 deste apêndice.

B.5 - COMO EFETUAR AS CALIBRAÇÕES

Sempre que houver uma falha nos dados registrados pelo polarímetro VHF, é necessário fazer um novo cálculo para calibrar os dados contínuos registrados após esta falha.

1º) Para iniciar uma calibração é conveniente construir uma tabela com todos os dados que serão utilizados no processo de calibração. A Tabela B.1, que serve como exemplo, mostra os dados utilizados no processo de calibração do mês de junho de 1986. Usando os dados de uma tabela deste tipo, as calibrações podem ser feitas, usando a macro abaixo.

```

{GOTO}E10~
/XNLARGURA DO PAPEL:~ E1~
/XNCONSTANTE K:~ E2~
/XNNUMEROS DE PI (+,- OU 0):~ E3~
/XNFATOR 'M':~ E4~
7.91 * 103 * ((3.14159/$ E$ 1)*..-$ E$ 2+$ E $ 3*3.14159)/$ E$ 4{?} ~
/XLTECLE M P/ EFETUAR COMANDO MOVE:~ H1~
/M~ {?}~ /XLTECLE C P/ EFETUAR COMANDO COPY:~ H1~
/C{?}~ { ? } ~ { HOME}/FXV{ESC}INT~ C1.C1440~
/REC1.C1440~ {GOTO}B1~ /FCCE{ ESC}INT~
/FEWINT~ Y/XQ~

```

TABELA B.1 - DADOS IONOSFÉRICOS, VALORES DA CONSTANTE K E AMBIGÜIDADE $n\pi$, USADOS NO PROCESSO DE CALIBRAÇÃO DOS DADOS DO MÊS DE JUNHO DE 1986

Junho de 1986									
"Fator de Rotação Faraday" (M):23300 γ									
Dia	Hora	f_0F_2	h_pF_2	Ω_I	$\Omega_{\uparrow 1000}$	K	Ω_T	Ω_{ob}	$n\pi$
02	6:30	3,0	270	1,35	0,62	2,25	4,28	5,55	0π
05	6:15	2,2	275	0,76	0,35	2,25	3,42	5,39	0π
11	5:30	2,1	280	0,69	0,34	2,25	3,34	2,41	0π
21	6:30	2,9	255	1,26	0,61	2,25	4,42	2,36	0π

2º) Antes de executar esta macro, o arquivo de dados é alimentado na planilha do LOTUS. Os dados deste arquivo devem estar na forma de uma matriz $N \times 2$, onde $N = 1, 2, \dots, 8000$, e ocupar as colunas A e B da planilha. Depois observam-se todas as faixas de dados contínuos e anotam-se os números das células iniciais e finais, onde estão os dados da rotação Faraday. Agora executa-se a macro. Esta macro, além de pedir alguns dados da tabela, num determinado momento ela mostra na tela do vídeo uma equação com um espaço vazio na sua metade. Então, desloca-se o cursor até este local e entra-se com a célula inicial da faixa de dados que deseja calibrar. Por exemplo, se a faixa de dados for B11..B100, esta célula é B11. Em seguida a macro precisa da ajuda do usuário para efetuar dois comandos, MOVE e COPY. Para executar o comando MOVE, a macro pede a faixa de destino, então, deve-se escrever simplesmente uma célula da coluna C, que fica paralela à célula inicial da faixa de dados que está sendo calibrada. Considerando o exemplo anterior, esta célula seria C11. Já o comando COPY pede uma faixa de origem e uma faixa de destino. Na faixa de origem escreve-se aquela célula da coluna C (C11 do exemplo) e na faixa de destino, escreve-se novamente esta célula mais outra desta coluna que fica paralela a célula final da faixa de dados, separadas por um ponto (C11.C100). Depois que repetir este processo para todas as faixas de dados do arquivo, salvam-se os resultados através do comando /FS ou se deseja salvar em ASCII o comando é /PF(nome do arquivo)R(trecho onde se encontram os dados)OOU(ESC)G (ESC).