



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/09.26.18.37-TDI

ESTUDO DA INFLUÊNCIA SOLAR E COSMOGÊNICA NA VARIABILIDADE DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE TERRESTRE

Williamary Portugal

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Ezequiel Echer, e Mariza Pereira de Souza Echer, e Alessandra Abe Pacini, aprovada em 31 de outubro de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3RT3338>>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

CEP 12.227-010

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/7348

E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Murilo Luiz Silva Gino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/09.26.18.37-TDI

ESTUDO DA INFLUÊNCIA SOLAR E COSMOGÊNICA NA VARIABILIDADE DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE TERRESTRE

Williamary Portugal

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Ezequiel Echer, e Mariza Pereira de Souza Echer, e Alessandra Abe Pacini, aprovada em 31 de outubro de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3RT3338>>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Portugal, Williamary.

P838e Estudo da influência solar e cosmogênica na variabilidade da temperatura da superfície terrestre / Williamary Portugal. – São José dos Campos : INPE, 2018.

xlix + 373 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/09.26.18.37-TDI)

Tese (Doutorado em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientadores : Drs. Ezequiel Echer, e Mariza Pereira de Souza Echer, e Alessandra Abe Pacini.

1. Raios cósmicos galácticos. 2. Atividade solar. 3. Relação Sol-Terra. 4. Clima terrestre. 5. Temperatura da superfície. I.Título.

CDU 524.1:551.525.2



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): *Williamary Portugal*

Título: "ESTUDO DA INFLUÊNCIA SOLAR E COSMOGÊNICA NA VARIABILIDADE DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE TERRESTRE"

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de *Doutor(a)* em *Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre*

Dra. Maria Virginia Alves

Maria Virginia Alves

Presidente / INPE / SJCampos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Ezequiel Echer

Ezequiel Echer

Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dra. Mariza Pereira de Souza Echer

Mariza Pereira de Souza Echer

Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dra. Alessandra Abe Pacini

Alessandra Abe Pacini

Orientador(a) / OBSERV. de ARECIBO / São José dos Campos - SP

Participação por Vídeo - Conferência

() Aprovado () Reprovado

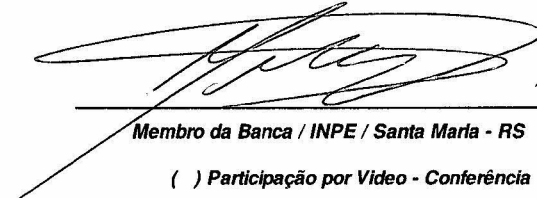
Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade


Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
**Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente
Solar-Terrestre**

Dr. Marlos Rockenbach da Silva



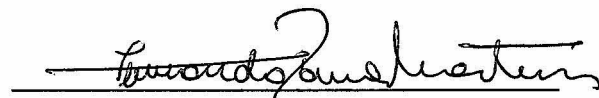
Membro da Banca / INPE / Santa Maria - RS
() Participação por Vídeo - Conferência
 Aprovado () Reprovado

Dr. Paulo Prado Batista



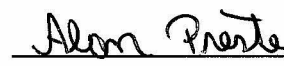
Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP
() Participação por Vídeo - Conferência
 Aprovado () Reprovado

Dr. Fernando Ramos Martins



Convidado(a) / UNIFESP / Santos - SP
() Participação por Vídeo - Conferência
 Aprovado () Reprovado

Dr. Alan Prestes



Convidado(a) / UNIVAP / São José dos Campos - SP
() Participação por Vídeo - Conferência
 Aprovado () Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

"Ora (dizeis) ouvir estrelas! Certo
Perdeste o senso!" E eu vos direi, no entanto,
Que, para ouvi-las, muita vez desperto
E abro as janelas, pálido de espanto...

E conversamos toda a noite, enquanto
A via-láctea, como um pálio aberto,
Cintila. E, ao vir do sol, saudosos e em pranto,
Inda as procuro pelo céu deserto.

Dizeis agora: "Tresloucado amigo!
Que conversas com elas? Que sentido
Tem o que dizem, quando estão contigo?"

E eu vos direi: "Amai para entendê-las!
Pois só quem ama pode ter ouvido
Capaz de ouvir e de entender estrelas."
(Via-Láctea, Olavo Bilac)

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente de todo o coração aos meus orientadores Ezequiel Echer, Mariza Pereira de Souza Echer e Alessandra Abe Pacini, que me deram a oportunidade da realização dessa pesquisa, sempre apontando caminhos e complementando minhas ideias. Sou muito grata a vocês!!!

Ao meu companheiro de vida e de sonhos Roberto Fonseca pelo constante incentivo e pela unidade e complementações de pensamento.

À Dra. Maria Virgínia Alves, coordenadora acadêmica do Programa de Pós Graduação em Geofísica Espacial do INPE durante a maior parte do meu doutorado, exemplo de força e sensatez, pela atenção e apoio constantes.

Aos posteriores coordenadores acadêmicos do Programa de Pós Graduação em Geofísica Espacial do INPE, Dr. Marcelo Saba e Dr. Cristiano Wrasse, pelo apoio e atenção ao final do meu doutorado.

A todos os meus professores e colegas de curso, especialmente à minha amiga de sala Adriane Marques, pela rica relação de ensino e aprendizagem e sobretudo de amizade.

Ao Fernando Ramos Martins pela sua generosidade e disponibilidade em ajudar e complementar o trabalho sempre que necessário com seus conhecimentos e experiências.

À CAPES pelo concessão da bolsa de estudo e financiamento dessa pesquisa.

Ao INPE que me acolheu e me abrigou tão amorosamente durante esses anos de pesquisa e às secretárias da Pós Graduação de Geofísica Espacial Conceição e Filó, sempre dispostas a me atender.

RESUMO

Esta Tese de Doutorado apresenta um estudo sobre os possíveis efeitos da variação do fluxo dos Raios Cósmicos Galácticos (GCR), modulados pela atividade magnética solar, e conseqüentemente da ionização atmosférica induzida, em parâmetros como a temperatura da superfície terrestre, em diferentes faixas latitudinais e em diferentes escalas de tempo. Para tanto, o trabalho foi dividido em duas etapas. Na primeira etapa foram realizadas análises estatísticas da variação da temperatura do ar próximo à superfície em diferentes regiões latitudinais (baixa, média e alta) em curta escala de tempo, durante períodos de decréscimos transientes da ionização induzida pelos GCR na atmosfera terrestre. Estas reduções dos fluxos de GCR são chamadas de Decréscimos de Forbush (FD), e são principalmente causadas pela deflexão dos GCR devido a uma Ejeção de Massa Coronal (CME) em torno da órbita terrestre. O estudo foi realizado considerando a possível influência da ionização atmosférica cosmogênica nos padrões de condensação do vapor d'água (conexão GCR - núcleo de condensação de nuvens) como principal hipótese a ser testada. A análise de épocas superpostas em torno dos dez eventos de FD mais intensos ocorridos entre 1987 e 2015 foi utilizada para investigar os possíveis efeitos dos GCR na temperatura do ar próxima à superfície. Dados de GCR foram adquiridos do monitor de nêutrons de Oulu (cosmicrays oulu.fi), e os dados de temperatura da superfície adquiridos da Administração Nacional Atmosférica Oceânica (NOAA) / Sumário Diário Global da Superfície (GSOD), de dez estações meteorológicas de três cinturões latitudinais dos Hemisférios Norte e Sul (20° - 30° , 40° - 50° e 60° - 70°), disponível em <https://data.noaa.gov/dataset/global-surface-summary-of-the-day-gsod>. Foi investigada aqui a variação da média diária da temperatura da superfície durante os eventos de FD para cada um dos três cinturões latitudinais dos dois hemisférios. Os efeitos climáticos possíveis do decréscimo de GCR foram considerados usando métodos de correlação linear e cruzada. A comparação entre a média diária da temperatura da superfície durante os eventos de FD e equivalentes períodos sem FDs (durante mínimo solar dos anos de 1987, 1996 e 2008) também foi realizada e o teste de sua significância analisado por meio do método estatístico de hipótese e significância *t* de Student. Alguns resultados para o Hemisfério Norte, nessa primeira etapa, apresentaram uma dependência latitudinal da ionização induzida pelos GCR nos parâmetros atmosféricos. Foi possível notar no Hemisfério Norte a anticorrelação entre a temperatura média da superfície e o fluxo de GCR, aumentando das baixas para altas latitudes. No entanto, para o Hemisfério Sul, a anticorrelação entre esses dados foi encontrada somente para alta e média latitudes, também com aumento em direção ao polo. A partir desses resultados percebeu-se que o efeito de FD no clima da Terra é mais proeminente no Hemisfério Norte e que existe um aumento desse efeito com a latitude. Na segunda etapa, foi realizado um estudo de longas escalas de tempo referente aos possíveis efeitos dos GCR e conseqüentemente da variabilidade da ionização atmosférica induzida por essas partículas, modulada pela atividade

magnética solar, em parâmetros atmosféricos como a temperatura da superfície terrestre e da superfície do oceano. Para tanto foram utilizados dados de R_z , $F_{10.7}$ e de GCR, e de anomalias de temperatura da superfície e de temperatura superfície-oceano de diversas faixas latitudinais do globo (média Global, média do Hemisfério Norte, média do Hemisfério Sul, 24° N - 24° S, 24° N - 44° N, 44° N - 64° N, 64° N - 90° N, 24° S - 44° S, 44° S - 64° S, 64° S - 90° S). Além disso, também foram utilizados dados de SOI (Southern Oscillation Index - Índice de Oscilação Sul) e de QBO (Quasi Biennial Oscillation - Oscilação Quase Bianual) estratosférica para os níveis de pressão 30 hPa, 50 hPa e 70 hPa, para investigar qualquer influência no clima. Para as análises dos resultados obtidos nessa segunda etapa foram utilizados o método de análise de ondas do tipo Meyer e o de análise espectral de regressão iterativa de séries temporais (ARIST), na busca das periodicidades mais evidentes em todas as bandas decompostas, além da análise estatística de correlação cruzada para verificação da correlação e o tempo de resposta da influência de um dado no outro. Os resultados mostraram uma relação positiva entre a temperatura da superfície / superfície - oceano e a atividade solar, e uma antirrelação desse parâmetro climático com o fluxo de GCR, que prevaleceu durante o ciclo de 22 anos. Como na análise de curta escala de tempo, nessa análise de longa escala temporal algumas diferenças ocorreram entre as relações dos dados do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul, reforçando a ideia dos efeitos regionais. As periodicidades referentes aos ciclos solares (11 e 22 anos), à El Niño Oscilação Sul (ENSO - El Niño Southern Oscillation) de 2 a 7 anos, à QBO estratosférica (2 - 3 anos) e aos períodos de variação climática como por exemplo o de 30 anos foram encontrados nos dados de anomalia de temperatura. A amplitude do sinal de 22 anos de atividade solar mostrou-se mais evidente que a de 11 anos e a da maioria dos outros sinais na análise espectral da anomalia da temperatura. Com todas as análises e resultados aqui presentes, esse estudo trouxe à tona uma complexa relação climática, com fatores que variam no tempo e no espaço e que portanto, podem interferir no tempo/clima terrestre de modo regional de acordo com a escala de tempo estudada. Portanto, faz-se necessário uma constante investigação para que se chegue a um entendimento mais completo dessa relação, levando à compreensão de como de fato tem ocorrido a evolução da vida na Terra. Isso também auxiliará para as previsões de determinadas situações climáticas extremas, das quais as consequências, que interferem diretamente em todas as formas de vida, podem vir a serem ao menos minimizadas.

Palavras-chave: Raios Cósmicos Galácticos. Atividade Solar. Relação Sol - Terra. Clima Terrestre. Temperatura da Superfície. Ionização Atmosférica. Decréscimo de Forbush.

STUDY OF THE SOLAR AND COSMOGENIC INFLUENCE ON THE EARTH'S SURFACE TEMPERATURE VARIABILITY

ABSTRACT

This Doctorate Thesis presents a study about the possible effects of Galactic Cosmic Rays (GCR) flux variation on the atmospheric parameters, like the Earth's surface temperature, in different latitudinal ranges and time scales. In order to conduct, the work was performed in two phases. In the first one statistical analyzes of near ground air temperature variation in different latitudinal ranges (low, medium and high) in a short time scale were done during periods with decreases of atmospheric ionization induced by GCR on the Earth's troposphere. These GCR flux reductions are called Forbush Decreases (FD). They are mainly caused by Interplanetary Coronal Mass Ejections (ICMEs) deflection of GCR around Earth's orbit. This work was performed considering the possible influence of the cosmogenic atmospheric ionization on the water vapor condensation patterns (link GCR – cloud condensation nuclei) as the main hypothesis to be tested. The superposed epoch analysis around the ten strongest FD events occurred between 1987 and 2015 was used to analyze the possible effects on the daily air surface temperature. The GCR data were collected from Oulu neutron monitor (cosmicrays.oulu.fi), and daily air surface temperature data were obtained from National Oceanic Atmospheric Administration (NOAA) / Global Surface Summary of the Day (GSOD), of ten meteorological stations of three latitudinal ranges of Northern and Southern Hemispheres (20° - 30° , 40° - 50° and 60° - 70°), found in (<https://data.noaa.gov/dataset/global-surface-summary-of-the-day-gsod>). It was investigated here the variation of the daily air surface temperature mean during FD for each one of the three latitudinal ranges (low, medium and high). The possible climatic effects of GCR decrease were investigated using linear and cross correlation methods. A comparison between the daily air surface temperature averages during FD events periods and equivalent periods without FDs (during solar minima years of 1987, 1996 and 2008) was also performed and its statistical significance was analyzed by Student's t test. Some results for the Northern Hemisphere, in this first phase, showed a latitudinal dependence of the induced ionization by GCR on the atmospheric parameters. It was possible to note the anti correlation between the air surface temperature mean and the GCR flux, increasing from low to high latitudes. However, for the Southern Hemisphere, the anti correlation between those data was only found for the high and medium latitudes, also with a poleward increase. From these results it seems that the possible FD effect on climate/weather is more prominent in the Northern Hemisphere and that there are increases with latitude. In the second phase, it was performed a long time scale study related

to the possible GCR effects and consequently to the solar activity variability effects on the Earth's surface and ocean temperature. For these analyzes were acquired R_z , $F_{10.7}$ and GCR data, and surface and surface - ocean temperature anomaly from several global latitudinal ranges (Global medium, Northern Hemisphere average, Southern Hemisphere average, 24° N - 24° S, 24° N - 44° N, 44° N - 64° N, 64° N - 90° N, 24° S - 44° S, 44° S - 64° S, 64° S - 90° S). It was also acquired SOI (Southern Oscillation Index - Índice de Oscilação Sul) and stratospheric QBO (Quasi Biennial Oscillation) data on the pressure levels 30 hPa, 50 hPa and 70 hPa to investigate any influence on the climate. To the analyzes of the results obtained in this second phase, it was used Meyer wavelet and after the Iterative Regression Analysis methods to found the periodicities more evidents in all decomposed bands. Other statistical methods were used like cross correlation. The results showed a positive relation between the surface temperature / surface - ocean temperature and the solar activity, and a anti correlation with the GCR flux, better for the 22 cycle. In this analyzes, like in the short time scale analyzes, some differences were seen between the results from Northern and Southern Hemispheres, suggesting the regional effects. The periodicities related to the solar cycles (11 and 22 years), to the El Niño Southern Oscillation (ENSO) from 2 to 7 anos and to the stratospheric QBO (2 - 3 anos) were found on the temperatute anomaly data. The amplitude of 22 years of the solar activity was more evident than the 11 years amplitude and than others signals of the temperature anomaly spectral analyzes. With all analyzes and results here present, it was possible to see a complex climatic relation with factors that vary on the time and space. These factors can influence on the Earth climate / weather according a regional place and a time scale studied. However, it is necessary a constant investigation to a full understanding of this relation to better understand how had occurred the evolution of the life on the Earth. This understanding will help too the forecast of extreme climatic situations of which the consequences, that interfere directly in all life forms, can be at least minimized.

Keywords: Galactic Cosmic Rays. Solar Activity. Relation Sun - Earth. Earth Climate. Surface Temperature. Atmospheric Ionization. Forbush Decrease.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 1.1 - Esquema do balanço radiativo da atmosfera.	4
Figura 2.1 - Esquema ilustrativo do campo magnético solar, evidenciando a disposição das linhas de campo e a lâmina de corrente heliosférica durante o período de mínima atividade solar.....	12
Figura 2.2 - Imagem ilustrativa da sequência da configuração das linhas de campo logo abaixo da superfície solar ao longo do ciclo de atividade magnética de 11 anos.....	12
Figura 2.3 - Ilustração esquemática das estruturas internas do Sol.....	14
Figura 2.4 - Esquema ilustrativo do arco magnético das manchas solares.....	15
Figura 2.5 - Imagem de um grupo de manchas solares na superfície do Sol.....	16
Figura 2.6 - Imagem de arcos magnéticos na superfície do Sol, na faixa do ultravioleta, obtida pela sonda SDO - Solar Dynamics Observatory, da NASA.....	16
Figura 2.7 - Diagrama magnético solar borboleta	17
Figura 2.8 - Campos magnéticos polares do Sol.....	19
Figura 2.9 - Variação da atividade solar, por meio da média decadal do número de manchas solares, derivada de medidas da concentração dos radioisótopos ^{10}Be (curva fina) e ^{14}C (linha grossa).....	20_Toc478628707
Figura 2.10 - Número de manchas solares desde 1610. a) Série do número de manchas solares de Wolf mensal (desde 1749) e anual (1700 - 1749). b) Série mensal do grupo de manchas solares (R_g).....	22
Figura 2.11 - Médias mensais do fluxo de rádio 10,7 cm.....	24

Figura 2.12 - Representação esquemática da produção dos isótopos cosmogênicos (^{14}C à esquerda e ^{10}B à direita).....	26
Figura 2.13 - Ilustração da órbita da Terra em torno do Sol e os parâmetros de excentricidade, obliquidade e precessão.....	28
Figura 2.14 - Temperaturas deduzidas de registros de ^{18}O em bolhas de ar de amostras de gelos da estação de Vostok (Lat: $106^{\circ} 52' \text{ L}$; Long: $78^{\circ} 27' \text{ S}$).....	29
Figura 2.15 - Média diária da Irradiância Solar Total a) obtida por satélites; b) pela composição dos registros individuais de cada instrumento....	30
Figura 2.16 - A irradiância espectral solar na atmosfera terrestre.....	31
Figura 2.17 - Perfil vertical da temperatura média na atmosfera.....	32
Figura 2.18 - Efeitos globais da ocorrência do El Niño durante os meses de dezembro, janeiro e fevereiro.....	34
Figura 2.19 - Efeitos globais da ocorrência do El Niño durante os meses de junho, julho e agosto.....	34
Figura 2.20 - Efeitos globais da ocorrência do La Niña durante os meses de dezembro, janeiro e fevereiro.....	35
Figura 2.21 - Efeitos globais da ocorrência da La Niña durante os meses de junho, julho e agosto.....	35
Figura 3.1 - Espectro do fluxo dos raios cósmicos em função da energia.....	40
Figura 3.2 - Taxa de contagem de nêutrons no Programa Antártico Italiano durante 1996 -1997 em relação ao P_c	42
Figura 3.3 - Taxa de contagem de raios cósmicos a) das últimas 24 horas anteriores ao dia 18/10/2015, com resolução de 5 min.; b) dos últimos 30 dias anteriores ao dia 18/10/2015 com resolução de 1 hora e c) desde 1964 até a dia 18/10/15 com resolução de 30 dias (média mensal).....	45
Figura 3.4 - Rede Global de Monitores de Nêutrons em operação em 2014....	46
Figura 3.5 - Efeito da modulação solar dos raios cósmicos observado nos monitores de nêutrons. a) números de manchas solares como	

índice da atividade solar. b) taxas de raios cósmicos de diferentes monitores de nêutrons (Climax, Huancayo, Haleakala e Oulu).....50

- Figura 3.6 - Diagrama ilustrativo com os elementos do tensor difusão referente à espiral de Parker (à esquerda) e o padrão da deriva dos íons carregados positivamente nos períodos de mínima atividade solar com polaridade positiva e negativa, $A > 0$ e $A < 0$, respectivamente, juntamente com a ondulação da lâmina de corrente heliosférica (direita).....52
- Figura 3.7 - Ilustração de uma estrutura energética solar de larga escala associada a uma região de choque no meio interplanetário e o espectro do fluxo de raios cósmicos devido o efeito da ICME. 53
- Figura 3.8 - Decréscimo (amplitude $\cong 34\%$) de GCR na atmosfera terrestre, obtido da estação do monitor de nêutrons de Oulu ($P_c = 0,85$ GV), para o mês de outubro de 2003, com resolução de 1h.....55
- Figura 3.9 - Decréscimo de GCR (amplitude $\cong 21\%$) na atmosfera terrestre, obtido da estação do monitor de nêutrons de Santiago ($P_c = 9,29$ GV), para o mês de outubro de 2003, com resolução de 1h.....55
- Figura 3.10 - Decréscimo de GCR (amplitude $\cong 17\%$) na atmosfera terrestre, obtido da estação do monitor de nêutrons de Haleakala ($P_c = 12,81$ GV), para o mês de outubro de 2003, com resolução de 1h.....56
- Figura 3.11 - Fluxo de GCR do mês de março de 2000 com uma diminuição gradual devido à passagem de uma nuvem magnética pela Terra, observada pelo monitor de nêutrons de Oulu.....57
- Figura 3.12 - Associação estatística da magnitude dos FDs com os Índices A_p de atividade geomagnética.....58
- Figura 3.13 - Representação esquemática da produção de partículas na atmosfera terrestre (cascata atmosférica) por meio da interação dos GCR com os elementos neutros.....60

Figura 3.14 - Espectro de energia dos diferentes componentes da cascata atmosférica no nível do mar, em Nova Iorque.....	62
Figura 3.15 - Ionização Induzida pelos raios cósmicos na atmosfera estimada para uma altitude de ~ 3 km (profundidade atmosférica ~ 700 gcm ⁻²) em função do parâmetro P_c e de ϕ	63
Figura 3.16 - Ilustração esquemática da ionização dos raios cósmicos secundários, formação e crescimento dos aerossóis.....	66
Figura 3.17 - Perfil temporal da cobertura de nuvens baixas em porcentagem da área coberta (símbolos sólidos, eixo da esquerda) e a ionização induzida pelos raios cósmicos calculada (símbolos abertos, eixo da direita) para a) a média Global ($60^{\circ}\text{S} < \lambda < 70^{\circ}\text{N}$), b) os trópicos ($ \lambda < 25^{\circ}$) e c) as médias latitudes ($60^{\circ}\text{S} < \lambda < 25^{\circ}\text{S}$ e $25^{\circ}\text{N} < \lambda < 70^{\circ}\text{N}$).....	68
Figura 3.18 - Relação da taxa de raios cósmicos com a cobertura de nuvens global (média mensal).....	69
Figura 3.19 - Relação da taxa de raios cósmicos com a cobertura de nuvens (média mensal), excluídos os dados da região tropical ($22,5^{\circ}\text{S} - 22,5^{\circ}\text{N}$).....	70
Figura 3.20 - Perfil latitudinal de valores da média zonal do índice de correlação entre o fluxo de raios cósmicos e a cobertura de nuvens sobre os oceanos.....	71
Figura 3.21 - Dependência latitudinal da correlação entre raios cósmicos e nuvens para 1984-2000.....	72
Figura 3.22 - Evolução da média diária dos parâmetros observados com a ocorrência dos 5 mais intensos efeitos FD entre 1987 - 2007, sendo a) dimensão dos aerossóis, b) quantidade de água líquida, c) fração de água líquida nas nuvens, d) taxa de cobertura de nuvens baixas detectadas por IR.....	74

Figura 3.23 - Variação da temperatura diurna de épocas superpostas antes, durante e após eventos de FD com amplitudes maiores que 7%.....	76
Figura 3.24 - Variação da temperatura diurna de épocas superpostas antes, durante e após a) 22 eventos com amplitudes entre 7% e 10% e b) 13 com amplitudes acima de 10%.....	77
Figura 4.1 - Médias anuais de dados utilizados para investigação dos efeitos da atividade solar na Troposfera terrestre.....	80
Figura 4.2 - Fluxograma da metodologia proposta para a tese.....	81
Figura 4.3 - Variação do fluxo diário de GCR durante os dez mais intensos eventos de FD de 1987 a 2015.....	82
Figura 4.4 - Planisfério geográfico com as três faixas latitudinais investigadas nos Hemisférios Norte e Sul (20° - 30° , 40° - 50° e 60° - 70°).....	90
Figura 4.5 - Série superposta da variação do fluxo diário de GCR durante os dez mais intensos eventos de FD de 1987 a 2015.....	92
Figura 4.6 - Série superposta de temperatura média diária da superfície da região de 10 estações de alta latitude do Hemisfério Norte, em torno do 10 FDs mais intensos ocorridos entre 1987 e 2015.....	93
Figura 4.7 - Correlação linear positiva entre dados de variação de GCR e de temperatura média diária da superfície durante eventos de FD, em baixa latitude do Hemisfério Sul.....	94
Figura 4.8 - Correlação linear negativa entre dados de variação de GCR e de temperatura média diária da superfície durante eventos de FD, em alta latitude do Hemisfério Norte.....	95
Figura 4.9 - Correlação cruzada entre as séries temporais de R_z e $F_{10.7}$, de 1964 a 2015.....	98
Figura 4.10 - Diagrama da função de densidade de probabilidade t de Student para $n=16$	101

Figura 4.11 - Séries temporais e níveis de decomposição pela ondeleta de Meyer da anomalia de dados da temperatura da superfície Global e do fluxo de GCR no período de 1964 a 2015.....	105
Figura 4.12 - Espectro de amplitude da temperatura da superfície com 95% de limite de confiança de várias faixas latitudinais do Hemisfério Norte.....	109
Figura 5.1 - Análise de série de época superposta da temperatura média diária da superfície T (linha preta tracejada) da região de altas latitudes (60° - 70°) do Hemisfério Norte e do fluxo de GCR (linha tracejada vermelha).....	113
Figura 5.2 - Análise de série de época superposta da temperatura média diária da superfície T (linha preta tracejada) da região de médias latitudes (40° - 50°) do Hemisfério Norte e do fluxo de GCR (linha tracejada vermelha).....	114
Figura 5.3 - Análise de série de época superposta da temperatura média diária da superfície T (linha preta tracejada) da região de baixas latitudes (20° - 30°) do Hemisfério Norte e do fluxo de GCR (linha tracejada vermelha).....	115
Figura 5.4 - Análise de série de época superposta da temperatura média diária da superfície (linha preta tracejada) da região de altas latitudes (60° - 70°) do Hemisfério Sul e do fluxo de GCR (linha tracejada vermelha).....	117
Figura 5.5 - Análise de série de época superposta da temperatura média diária da superfície T (linha preta tracejada) da região de médias latitudes (40° - 50°) do Hemisfério Sul e do fluxo de GCR (linha tracejada vermelha).....	118
Figura 5.6 - Análise de série de época superposta da temperatura média diária da superfície T (linha preta tracejada) da região de baixas latitudes (20° - 30°) do Hemisfério Sul e do fluxo de GCR (linha tracejada vermelha).....	119

Figura 5.7 - Análise de série de época superposta da temperatura média diária da superfície T (linha preta tracejada) da região de baixas latitudes (20° - 30°) do Hemisfério Sul com a ausência dos dados do período da ocorrência de La Niña de forte magnitude (março/1989) e análise do fluxo de GCR (linha tracejada vermelha).....	122
Figura 5.8 - Análise de série de época superposta da variação da temperatura média diária da superfície ΔT (linha preta tracejada) da região de altas latitudes (60° - 70°) do Hemisfério Norte e do fluxo de GCR (linha tracejada vermelha).....	125
Figura 5.9 - Análise de série de época superposta da variação da temperatura média diária da superfície ΔT (linha preta tracejada) da região de médias latitudes (40° - 50°) do Hemisfério Norte e do fluxo de GCR.....	126
Figura 5.10 - Análise de série de época superposta da variação da temperatura média diária da superfície ΔT (linha preta tracejada) da região de baixas latitudes (20° - 30°) do Hemisfério Norte e do fluxo de GCR.....	127
Figura 5.11 - Análise de série de época superposta da variação da temperatura média diária da superfície ΔT (linha preta tracejada) da região de altas latitudes (60° - 70°) do Hemisfério Sul e do fluxo de GCR.....	128
Figura 5.12 - Análise de série de época superposta da variação da temperatura média diária da superfície ΔT (linha preta tracejada) da região de médias latitudes (40° - 50°) do Hemisfério Sul e do fluxo de GCR.....	129
Figura 5.13 - Análise de série de época superposta da variação da temperatura média diária da superfície ΔT (linha preta tracejada) da região de baixas latitudes (20° - 30°) do Hemisfério Sul e do fluxo de GCR.....	130

Figura 5.14 - Análise de correlação da temperatura média diária da superfície (T) da região de altas latitudes (60 ⁰ - 70 ⁰) do Hemisfério Norte com o fluxo de GCR.....	131
Figura 5.15 - Análise de correlação da temperatura média diária da superfície (T) da região de altas latitudes (60 ⁰ - 70 ⁰) do Hemisfério Norte com o fluxo de GCR.....	132
Figura 5.16 - Análise de correlação da temperatura média diária da superfície (T) da região de baixas latitudes (20 ⁰ - 30 ⁰) do Hemisfério Norte com o fluxo de GCR.....	132
Figura 5.17 - Análise de correlação da temperatura média diária da superfície (T) da região de altas latitudes (60 ⁰ - 70 ⁰) do Hemisfério Sul com o fluxo de GCR.....	133
Figura 5.18 - Análise de correlação da temperatura média diária da superfície (T) da região de médias latitudes (40 ⁰ - 50 ⁰) do Hemisfério Sul com o fluxo de GCR.....	133
Figura 5.19 - Análise de correlação da temperatura média diária da superfície (T) da região de baixas latitudes (20 ⁰ - 30 ⁰) do Hemisfério Sul com o fluxo de GCR.....	134
Figura 5.20 - Correlação cruzada entre o fluxo de GCR e os dados de temperatura média da superfície (T) da região de altas latitudes (60 ⁰ - 70 ⁰) do Hemisfério Norte, no intervalo de 16 dias.....	137
Figura 5.21 - Correlação cruzada entre o fluxo de GCR e os dados de temperatura média da superfície (T) da região de médias latitudes (40 ⁰ - 50 ⁰) do Hemisfério Norte, no período de 16 dias.....	138
Figura 5.22 - Correlação cruzada entre o fluxo de GCR e os dados de temperatura média da superfície (T) da região de baixas latitudes (20 ⁰ - 30 ⁰) do Hemisfério Norte, no período de 16 dias.....	139
Figura 5.23 - Correlação cruzada entre o fluxo de GCR e os dados de temperatura média da superfície (T) da região de altas latitudes (60 ⁰ - 70 ⁰) do Hemisfério Sul, no período de 16 dias.....	140

Figura 5.24 - Correlação cruzada entre o fluxo de GCR e os dados de temperatura média da superfície (T) da região de médias latitudes (40 ⁰ - 50 ⁰) do Hemisfério Sul, no período de 16 dias.....	141
Figura 5.25 - Correlação cruzada entre o fluxo de GCR e os dados de temperatura média da superfície (T) da região de baixas latitudes (20 ⁰ - 30 ⁰) do Hemisfério Sul, no período de 16 dias.....	142
Figura 5.26 - Decomposição do R _z (linha azul) e do F _{10.7} (linha verde).....	151
Figura 5.27 - Decomposição do GCR (linha magenta) e do R _z (linha azul)....	152
Figura 5.28 - Decomposição do GCR (linha magenta) e do F _{10.7} (linha verde).....	153
Figura 5.29 - Decomposição do GCR (linha magenta) e do SOI (linha laranja).....	155
Figura 5.30 - Decomposição do GCR (linha magenta) e do QBO 30 hPa (linha verde-escura).....	157
Figura 5.31 - Decomposição do GCR (linha magenta) e do QBO 50 hPa (linha verde-escura).....	158
Figura 5.32- Decomposição do GCR (linha magenta) e do QBO 70 hPa (linha verde-escura).....	159
Figura 5.33 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície Global (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	160
Figura 5.34 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	161
Figura 5.35 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	162
Figura 5.36 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano Global (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	163

Figura 5.37 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	165
Figura 5.38 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	166
Figura 5.39 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície Global (linha preta) e do R_z (linha azul).....	169
Figura 5.40 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do R_z (linha azul).....	170
Figura 5.41 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do R_z (linha azul).....	171
Figura 5.42 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano Global (linha preta) e do R_z (linha azul).....	172
Figura 5.43 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do R_z (linha azul).....	173
Figura 5.44 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do R_z (linha azul).....	173
Figura 5.45 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície Global (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).....	177
Figura 5.46 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).....	179
Figura 5.47 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).....	179
Figura 5.48 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano Global (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).....	180

Figura 5.49 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).....	181
Figura 5.50 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).....	181
Figura 5.51 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície Global (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	184
Figura 5.52 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	185
Figura 5.53 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	186
Figura 5.54 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano Global (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	188
Figura 5.55 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	189
Figura 5.56 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	190
Figura 5.57 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície Global (linha preta) e do QBO 30 hPa (linha verde-escura).....	194
Figura 5.58- Decomposição da anomalia da temperatura da superfície Global (linha preta) e do QBO 50 hPa (linha verde-escura).....	195
Figura 5.59 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície Global (linha preta) e do QBO 70 hPa (linha verde-escura).....	196
Figura 5.60 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do QBO 30 hPa (linha verde-escura).....	197

Figura 5.61 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do QBO 50 hPa (linha verde-escura).....	198
Figura 5.62 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do QBO 70 hPa (linha verde-escura).....	199
Figura 5.63 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do QBO 30 hPa (linha verde-escura).....	200
Figura 5.64 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do QBO 50 hPa (linha verde-escura).....	201
Figura 5.65 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do QBO 70 hPa (linha verde-escura).....	202
Figura 5.66 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano Global (linha preta) e do QBO 30 hPa (linha verde-escura).....	203
Figura 5.67 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano Global (linha preta) e do QBO 50 hPa (linha verde-escura).....	204
Figura 5.68 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano Global (linha preta) e do QBO 70 hPa (linha verde-escura).....	204
Figura 5.69 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HN - Hemisfério Norte e do QBO 30 hPa (linha verde-escura).....	205
Figura 5.70 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HN - Hemisfério Norte e do QBO 50 hPa (linha verde-escura).....	205
Figura 5.71 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HN - Hemisfério Norte e do QBO 70 hPa (linha verde-escura).....	206

Figura 5.72 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HS - Hemisfério Sul e do QBO 30 hPa (linha verde-escura).....	206
Figura 5.73 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HS - Hemisfério Sul e do QBO 50 hPa (linha verde-escura).....	207
Figura 5.74 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HS - Hemisfério Sul e do QBO 70 hPa (linha verde-escura).....	207
Figura 5.75 - Espectro de amplitude do R_z com limite de confiança de 95% (2σ).....	214
Figura 5.76 - Espectro de amplitude do $F_{10.7}$ com limite de confiança de 95% (2σ).....	216
Figura 5.77 - Espectro de amplitude do fluxo de GCR com limite de confiança de 95% (2σ).....	218
Figura 5.78 - Espectro de amplitude do SOI com limite de confiança de 95% (2σ).....	219
Figura 5.79 - Espectro de amplitude do QBO 30 hPa com limite de confiança de 95% (2σ).....	221
Figura 5.80- Espectro de amplitude do QBO 50 hPa com limite de confiança de 95% (2σ).....	222
Figura 5.81 - Espectro de amplitude do QBO 70 hPa com limite de confiança de 95% (2σ).....	223
Figura 5.82 - Espectro de amplitude da anomalia da temperatura da superfície Global (a), média do Hemisfério Norte (b) e média do Hemisfério Sul (c), com limite de confiança de 95% (2σ), do intervalo de 1880 a 2015.....	225
Figura 5.83 - Espectro de amplitude da anomalia da temperatura da superfície da região equatorial (24°N a 24°S), com limite de confiança de 95% (2σ), do intervalo de 1880 a 2015.....	227

Figura 5.84 - Espectro de amplitude da temperatura da superfície do Hemisfério Norte em diferentes faixas latitudinais: Eq. - 24 ⁰ N (a), de 24 ⁰ N - 44 ⁰ N (b), 24 ⁰ N - 90 ⁰ N (c), 44 ⁰ N - 64 ⁰ N (d) e 64 ⁰ N - 90 ⁰ N (e), com limite de confiança de 95% (2 σ), do intervalo de 1880 a 2015.....	229
Figura 5.85- Espectro de amplitude da temperatura da superfície do Hemisfério Sul em diferentes faixas latitudinais: Eq - 24S (a), 24S - 44S (b), 24S - 90S (c), 44S - 64S (d) e 64S - 90S (e), com limite de confiança de 95% (2 σ), do intervalo de 1880 a 2015.....	230
Figura 5.86 - Espectro de amplitude da temperatura superfície - oceano Global (a), do Hemisfério Norte (b) e do Hemisfério Sul (c), com limite de confiança de 95% (2 σ), do intervalo de 1880 a 2015.....	234
Figura 5.87 - Espectro de amplitude da temperatura superfície - oceano da região equatorial (24 ⁰ N a 24 ⁰ S), com limite de confiança de 95% (2 σ), do intervalo de 1880 a 2015.....	235
Figura 5.88 - Espectro de amplitude da temperatura superfície-oceano do Hemisfério Norte em diferentes faixas latitudinais: Eq - 24N (a), 24N - 44N (b), 24N - 90N (c), 44N - 64N (d) e 64N - 90N (e), com limite de confiança de 95% (2 σ), do intervalo de 1880 a 2015.....	237
Figura 5.89 - Espectro de amplitude da temperatura superfície - oceano do Hemisfério Sul em diferentes faixas latitudinais: Eq - 24S (a), 24S - 44S (b), 24S - 90S (c), 44S - 64S (d) e 64S - 90S (e), com limite de confiança de 95% (2 σ), do intervalo de 1880 a 2015.....	238
Figura 5.90 - Correlação cruzada entre os dados de R _z e GCR de 1964 a 2015.....	241
Figura 5.91 - Correlação cruzada entre os dados de F _{10.7} e GCR, de 1964 a 2015.....	243
Figura 5.92 - Correlação cruzada entre os dados de GCR e SOI, de 1964 a 2015.....	244

Figura 5.93 - Correlação cruzada entre os dados de GCR e QBO 30 hPa, de 1964 a 2015.....	245
Figura 5.94 - Correlação cruzada entre os dados de GCR e QBO 50 hPa, de 1964 a 2015.....	246
Figura 5.95 - Correlação cruzada entre os dados de GCR e QBO 70 hPa, de 1964 a 2015.....	247
Figura 5.96 - Correlação cruzada entre os dados de GCR e anomalia da temperatura média da superfície Global, de 1964 a 2015.....	248
Figura 5.97 - Correlação cruzada entre os dados de GCR e anomalia da temperatura média da superfície do Hemisfério Norte (HN), de 1964 a 2015.....	249
Figura 5.98 - Correlação cruzada entre os dados de GCR e anomalia da temperatura média da superfície do Hemisfério Sul (HS), de 1964 a 2015.....	250
Figura 5.99 - Correlação cruzada entre os dados de R_z e SOI, de 1964 a 2015.....	252
Figura 5.100 - Correlação cruzada entre os dados de R_z e QBO 30 hPa, de 1964 a 2015.....	253
Figura 5.101 - Correlação cruzada entre os dados de R_z e QBO 50 hPa, de 1964 a 2015.....	254
Figura 5.102 - Correlação cruzada entre os dados de R_z e QBO 70 hPa, de 1964 a 2015.....	255
Figura 5.103 - Correlação cruzada entre os dados de R_z e anomalia da temperatura média da superfície Global, de 1880 a 2015.....	256
Figura 5.104 - Correlação cruzada entre os dados de R_z e anomalia da temperatura média da superfície do Hemisfério Norte (HN), de 1964 a 2015.....	257
Figura 5.105 - Correlação cruzada entre os dados de R_z e anomalia da temperatura média da superfície do Hemisfério Sul (HS), de 1964 a 2015.....	258

Figura 5.106 - Correlação cruzada entre os dados de SOI e da anomalia da temperatura da superfície média Global, 1964 a 2015.....	259
Figura 5.107 - Correlação cruzada entre os dados de SOI e da anomalia da temperatura da superfície média do Hemisfério Norte, 1964 a 2015.....	260
Figura 5.108 - Correlação cruzada entre os dados de SOI e da anomalia da temperatura da superfície média do Hemisfério Sul, 1964 a 2015.....	261
Figura B.1 - Média anual do número de manchas solares, de 1880 a 2015.....	295
Figura B.2 - Média anual de $F_{10.7}$, de 1947 a 2015.....	295
Figura B.3 - Taxa anual de GCR , de 1964 a 2015.....	296
Figura B.4 - Taxa anual do SOI, de 1953 a 2015.....	296
Figura B.5 - Média anual do vento zonal (m/s) em a) 30 hPa, b) 50 hPa, c) 70 hPa, de 1953 a 2015.....	297
Figura B.6 - Séries temporais da anomalia da temperatura da superfície Global (a) , do Hemisfério Norte (b), do Hemisfério Sul (c) e da região equatorial (d).....	297
Figura B.7 - Séries temporais da anomalia da temperatura superfície - oceano Global (a) , do Hemisfério Norte (b), do Hemisfério Sul (c) e da região equatorial (d).....	298
Figura B.8 - Séries temporais da anomalia da temperatura da superfície do Hemisfério Norte em diferentes faixas latitudinais: Eq. - 24N (a), 24N - 44N (b), 44N - 64N (c), 64N - 90N (d) e 24N - 90N (e).....	298
Figura B.9 - Séries temporais da anomalia da temperatura superfície - oceano do Hemisfério Norte em diferentes faixas latitudinais: Eq. - 24N (a), 24N - 44N (b) , 44N - 64N (c), 64N - 90N (d) e 24N - 90N (e).....	299
Figura B.10 - Séries temporais da anomalia da temperatura da superfície do Hemisfério Sul em diferentes faixas latitudinais: 24S - Eq. (a) 44S - 24S (b) , 64S - 44S (c), 90S - 64S (d) e 90S - 24S (e).....	299

Figura B.11 - Séries temporais da anomalia da temperatura superfície - oceano do Hemisfério Sul em diferentes faixas latitudinais: 24S - Eq. (a) 44S - 24S (b) , 64S - 44S (c), 90S - 64S (d) e 90S - 24S (e).....	300
Figura C.1 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24 ⁰ N (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	301
Figura C.2 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ N a 44 ⁰ N (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	302
Figura C.3 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44 ⁰ N a 64 ⁰ N (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	302
Figura C.4 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	303
Figura C.5 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	303
Figura C.6 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24 ⁰ N (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	304
Figura C.7 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ N a 44 ⁰ N (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	304
Figura C.8 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44 ⁰ N a 64 ⁰ N (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	305
Figura C.9 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	305
Figura C.10 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	306
Figura C.11 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24 ⁰ N (linha preta) e do R _z (linha azul).....	307
Figura C.12 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ N a 44 ⁰ N (linha preta) e do R _z (linha azul).....	307
Figura C.13 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44 ⁰ N a 64 ⁰ N (linha preta) e do R _z (linha azul).....	308
Figura C.14 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e do R _z (linha azul).....	308

Figura C.15 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e do R _z (linha azul).....	309
Figura C.16 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24 ⁰ N (linha preta) e do R _z (linha azul).....	309
Figura C.17 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ N a 44 ⁰ N (linha preta) e do R _z (linha azul).....	310
Figura C.18 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44 ⁰ N a 64 ⁰ N (linha preta) e do R _z (linha azul).....	310
Figura C.19 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e do R _z (linha azul).....	311
Figura C.20 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e do R _z (linha azul).....	311
Figura C.21 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24 ⁰ N (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	312
Figura C.22 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ N a 44 ⁰ N (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	312
Figura C.23 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44 ⁰ N a 64 ⁰ N (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	313
Figura C.24 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	313
Figura C.25 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	314
Figura C.26 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24 ⁰ N (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	314
Figura C.27 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ N a 44 ⁰ N (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	315
Figura C.28 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44 ⁰ N a 64 ⁰ N (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	315
Figura C.29 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	316

Figura C.30 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	316
Figura C.31 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24 ⁰ N (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	317
Figura C.32 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ N a 44 ⁰ N (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	317
Figura C.33 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44 ⁰ N a 64 ⁰ N (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	318
Figura C.34 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	318
Figura C.35 - Decomposição da anomalia temperatura da superfície de 24 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	319
Figura C.36 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24 ⁰ N (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	319
Figura C.37 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ N a 44 ⁰ N (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	320
Figura C.38 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44 ⁰ N a 64 ⁰ N (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	320
Figura C.39 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	321
Figura C.40 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	321
Figura C.41 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24 ⁰ N (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	322
Figura C.42 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ N a 44 ⁰ N (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	322
Figura C.43 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44 ⁰ N a 64 ⁰ N (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	323
Figura C.44 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	323

Figura C.45 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	324
Figura C.46 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24 ⁰ N (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	324
Figura C.47 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ N a 44 ⁰ N (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	325
Figura C.48 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44 ⁰ N a 64 ⁰ N (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	325
Figura C.49 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	326
Figura C.50 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	326
Figura C.51 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24 ⁰ N (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	327
Figura C.52 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ N a 44 ⁰ N (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	327
Figura C.53 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44 ⁰ N a 64 ⁰ N (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	328
Figura C.54 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	328
Figura C.55 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	329
Figura C.56 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24 ⁰ N (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	329
Figura C.57 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ N a 44 ⁰ N (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	330

Figura C.58 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44 ⁰ N a 64 ⁰ N (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	330
Figura C.59 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	331
Figura C.60 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	331
Figura C.61 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24 ⁰ N (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	332
Figura C.62 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ N a 44 ⁰ N (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	332
Figura C.63 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44 ⁰ N a 64 ⁰ N (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	333
Figura C.64 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	333
Figura C.65 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	334
Figura C.66 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24 ⁰ N (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	334
Figura C.67 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ N a 44 ⁰ N (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	335

Figura C.68 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44 ⁰ N a 64 ⁰ N (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	335
Figura C.69 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	336
Figura C.70 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ N a 90 ⁰ N (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	336
Figura C.71 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24 ⁰ S (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	337
Figura C.72 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ S a 44 ⁰ S (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	338
Figura C.73 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44 ⁰ S a 64 ⁰ S (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	338
Figura C.74 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	339
Figura C.75 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	339
Figura C.76 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24 ⁰ S (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	340
Figura C.77 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ S a 44 ⁰ S (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	340
Figura C.78 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44 ⁰ S a 64 ⁰ S (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	341
Figura C.79 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	341
Figura C.80 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e do GCR (linha magenta).....	342
Figura C.81 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24 ⁰ S (linha preta) e do R _z (linha azul).....	343

Figura C.82 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ S a 44 ⁰ S (linha preta) e do R _z (linha azul).....	343
Figura C.83 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44 ⁰ S a 64 ⁰ S (linha preta) e do R _z (linha azul).....	344
Figura C.84 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e do R _z (linha azul).....	344
Figura C.85 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e do R _z (linha azul).....	345
Figura C.86 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24 ⁰ S (linha preta) e do R _z (linha azul).....	346
Figura C.87 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ S a 44 ⁰ S (linha preta) e do R _z (linha azul).....	346
Figura C.88 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44 ⁰ S a 64 ⁰ S (linha preta) e do R _z (linha azul).....	347
Figura C.89 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e do R _z (linha azul).....	347
Figura C.90 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e do R _z (linha azul).....	348
Figura C.91 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24 ⁰ S (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	349
Figura C.92 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ S a 44 ⁰ S (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	349
Figura C.93 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44 ⁰ S a 64 ⁰ S (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	350
Figura C.94 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	350
Figura C.95 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	351
Figura C.96 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24 ⁰ S (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	351

Figura C.97 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ^o S a 44 ^o S (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	352
Figura C.98 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44 ^o S a 64 ^o S (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	352
Figura C.99 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64 ^o S a 90 ^o S (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	353
Figura C.100 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ^o S a 90 ^o S (linha preta) e do F _{10.7} (linha verde).....	353
Figura C.101 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24 ^o S (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	354
Figura C.102 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ^o S a 44 ^o S (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	354
Figura C.103 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44 ^o S a 64 ^o S (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	355
Figura C.104 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64 ^o S a 90 ^o S (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	355
Figura C.105 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ^o S a 90 ^o S (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	356
Figura C.106 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24 ^o S (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	356
Figura C.107 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ^o S a 44 ^o S (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	357
Figura C.108 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44 ^o S a 64 ^o S (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	357
Figura C.109 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64 ^o S a 90 ^o S (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	358
Figura C.110 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ^o S a 90 ^o S (linha preta) e do SOI (linha laranja).....	358
Figura C.111 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24 ^o S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	359

Figura C.112 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ S a 44 ⁰ S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	359
Figura C.113 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44 ⁰ S a 64 ⁰ S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	360
Figura C.114 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	360
Figura C.115 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	361
Figura C.116 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24 ⁰ S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	361
Figura C.117 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ S a 44 ⁰ S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	362
Figura C.118 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44 ⁰ S a 64 ⁰ S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	362
Figura C.119 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	363
Figura C.120 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	363
Figura C.121 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24 ⁰ S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	364

Figura C.122 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ S a 44 ⁰ S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	364
Figura C.123 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44 ⁰ S a 64 ⁰ S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	365
Figura C.124 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	365
Figura C.125 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	366
Figura C.126- Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24 ⁰ S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	366
Figura C.127 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ S a 44 ⁰ S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	367
Figura C.128 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44 ⁰ S a 64 ⁰ S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	367
Figura C.129 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	368
Figura C.130 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).....	368
Figura C.131 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24 ⁰ S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	369

Figura C.132 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ S a 44 ⁰ S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	369
Figura C.133 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44 ⁰ S a 64 ⁰ S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	370
Figura C.134 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	370
Figura C.135 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).....	371
Figura C.136 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície-oceano do Equador a 24 ⁰ S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	371
Figura C.137 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano 24 ⁰ S a 44 ⁰ S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	372
Figura C.138 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano 44 ⁰ S a 64 ⁰ S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	372
Figura C.139 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano 64 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	373
Figura C.140 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano 24 ⁰ S a 90 ⁰ S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).....	373

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 1.1 - Possíveis agentes da relação entre a atividade solar e o clima terrestre.....	3
Tabela 3.1 - Algumas características dos componentes da cascata atmosférica.....	61
Tabela 4.1 - Variação do fluxo diário de GCR durante os dez eventos de FD mais intensos ocorridos entre 1987 e 2015.....	83
Tabela 4.2 - Estações meteorológicas das regiões de baixa latitude (20° - 30°) do Hemisfério Norte.....	86
Tabela 4.3 - Estações meteorológicas da região de médias latitudes (40° - 50°) do Hemisfério Norte.....	86
Tabela 4.4 - Estações meteorológicas da região de altas latitudes (60° - 70°) do Hemisfério Norte.....	87
Tabela 4.5 - Estações meteorológicas da região de baixas latitudes (20° - 30°) do Hemisfério Sul.....	87
Tabela 4.6 - Estações meteorológicas da região de médias latitudes (40° - 50°) do Hemisfério Sul.....	88
Tabela 4.7 - Estações meteorológicas da região de altas latitudes (60° - 70°) do Hemisfério Sul.....	88
Tabela 4.8 - Altitude média das estações por faixa latitudinal.....	89
Tabela 5.1 - Coeficientes de correlação linear (r) entre os dados de temperatura média da superfície (T) e de GCR.....	135
Tabela 5.2 - Coeficientes angulares das retas ajustadas para a análise de correlação linear entre os dados de temperatura média da superfície (T) e de GCR.....	136

Tabela 5.3 - Coeficientes de correlação cruzada (R) entre os dados de temperatura média da superfície e de GCR em relação a D_0 ($D = 0$ dia): R_0 e D_2 ($D = 2$ dias): R_2 , e coeficientes de correlação máxima ($R_{máx}$) referentes à defasagem máxima ($D_{máx}$), das três faixas latitudinais (alta, média e baixa) dos dois hemisférios (Norte e Sul).....	143
Tabela 5.4 - Resultados estatísticos do teste de hipótese/significância entre as médias das amostras ($n=16$) de temperatura dos períodos de FD (5 dias antes ao dia 0 até 10 dias após) e dos períodos calmos.....	147
Tabela 5.5 - Relação entre as decomposições das bandas D_3 e D_4 dos dados de GCR e anomalia da temperatura superfície e da anomalia da temperatura superfície - oceano, de 1964 a 2015, para as diversas faixas latitudinais dos hemisférios norte e sul.	167
Tabela 5.6 - Relação entre as decomposições das bandas D_3 e D_4 dos dados de anomalia da temperatura da superfície e superfície - oceano, e de R_2 , de 1880 a 2015, para as diversas faixas latitudinais dos hemisférios norte e sul.....	175
Tabela 5.7 - Relação entre as decomposições das bandas D_3 e D_4 dos dados de temperatura da superfície e superfície - oceano, e de $F_{10.7}$, de 1964 a 2015, para as diversas faixas latitudinais dos hemisférios norte e sul.....	182
Tabela 5.8 - Relação entre as decomposições das bandas D_3 e D_4 dos dados de anomalia da temperatura da superfície e superfície - oceano, e de SOI, de 1964 a 2015, para as diversas faixas latitudinais dos hemisférios norte e sul.....	191
Tabela 5.9 - Relação entre as decomposições das bandas D_3 e D_4 dos dados de anomalia da temperatura da superfície e superfície - oceano, e de QBO 30hPa, de 1964 a 2015, para as diversas faixas latitudinais dos hemisférios norte e sul.....	208

Tabela 5.10 - Relação entre as decomposições das bandas D_3 e D_4 dos dados de anomalia da temperatura da superfície e superfície - oceano, e de QBO 50hPa, de 1964 a 2015, para as diversas faixas latitudinais dos hemisférios norte e sul.....	210
Tabela 5.11 - Relação entre as decomposições das bandas D_3 e D_4 dos dados de anomalia da temperatura da superfície e superfície - oceano, e de QBO 70hPa, de 1964 a 2015, para as diversas faixas latitudinais dos hemisférios norte e sul.....	212
Tabela 5.12 - Relação das periodicidades e respectivos eventos relacionados ao espectro das QBOs 30 hPa, 50 hPa e 70 hPa.....	224
Tabela 5.13 - Períodos significantes da anomalia da temperatura da superfície de diversas faixas latitudinais, de 1880 a 2015.....	231
Tabela 5.14 - Períodos significantes da anomalia da temperatura superfície - oceano de diversas faixas latitudinais, de 1880 a 2015.....	239
Tabela 5.15 - Coeficientes de correlação cruzada máxima ($r_{máx}$) e a defasagem.....	262
Tabela A.1 - Relação dos períodos do ano de 1987 (mínimo solar) analisados, os períodos de El Niño e La Niña e suas magnitudes.....	291
Tabela A.2 - Relação dos períodos do ano de 1996 (mínimo solar) analisados, os períodos de El Niño e La Niña e suas magnitudes.....	292
Tabela A.3 - Relação dos períodos do ano de 2008 (mínimo solar) analisados, os períodos de El Niño e La Niña e suas magnitudes.....	293

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ACR	Raio Cósmico Anômalo
AMAS	Anomalia Magnética do Atlântico Sul
ARIST	Análise Espectral de Regressão Iterativa de Séries Temporais
CERN	Organização Europeia de Pesquisa Nuclear
CCM	Complexos Convectivos de Mesoescala
CCN	Núcleo de Condensação de Nuvens
CLOUD	Cosmics Leaving Outdoor Droplets
CME	Ejeção de Massa Coronal
DTR	Variação da Temperatura Diurna
ENSO	El Niño Oscilação Sul
EUV	Extremo Ultravioleta
FD	Decréscimo de Forbush
GCR	Raio Cósmico Galáctico
GEE	Gases de Efeito Estufa
GLE	Aumento da concentração de partículas solares na atmosfera
GSN	Número de Grupos de Manchas Solares
GSOD	Sumário Diário Global da Superfície
HCS	Lâmina de Corrente Heliosférica
ICME	Ejeção de Massa Coronal Interplanetária
IGRF	Campo de Referência Geomagnética Internacional
IMF	Campo Magnético Interplanetário
IR	Infravermelho
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NOAA	Administração Nacional Atmosférica Oceânica
P_c	Rigidez de Corte Geomagnética
QBO	Oscilação Quase Bianual
QTO	Oscilação Quasi Triannual
SCR	Raio Cósmico Solar
SEP	Partículas Solares Energéticas
SOI	Índice de Oscilação Sul

TSI	Irradiância Solar Total
UA	Unidade Astronômica
UV	Ultravioleta
VCANs	Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis
VEI	Índice de Explosividade Vulcânica
VIS	Irradiância no comprimento de onda do Visível

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1	INTRODUÇÃO 1
1.1	Justificativa..... 1
1.2	Objetivos 8
1.3	Estrutura da Tese..... 9
2	ATIVIDADE SOLAR 11
2.1	Atividade magnética e ciclos solares 11
2.2	Índices da atividade solar 21
2.3	Os possíveis efeitos da variabilidade solar no clima da Terra em diferentes escalas de tempo..... 26
3	OS RAIOS CÓSMICOS 39
3.1	Variação dos GCR na atmosfera terrestre observada pelos monitores de nêutrons 41
3.1.1.	Efeitos de origem terrestre na variação do fluxo de GCR na atmosfera.....47
3.1.2	Efeitos de origem extra - terrestre na variação do fluxo de GCR na atmosfera 47
3.1.2.1	Os efeitos periódicos 48
3.1.2.2	Os efeitos esporádicos / transientes 53
3.2	Os GCR na atmosfera terrestre: cascata atmosférica 59
3.3	Ionização Induzida pelos raios cósmicos e seus possíveis efeitos na atmosfera 62
4	METODOLOGIA 79
4.1	Técnicas de análise de dados..... 82
4.1.1	Primeira etapa: análise de curta escala de tempo..... 82
4.1.1.1	Séries de época superposta..... 91
4.1.1.2	Correlação linear..... 93
4.1.1.3	Correlação cruzada..... 96
4.1.1.4	Teste estatístico de hipótese e significância (<i>t</i> de Student)..... 98

4.1.2	Segunda etapa: análise de longo intervalo de tempo.....	101
4.1.2.1	Análise por transformada em ondeletas.....	103
4.1.2.2	Análise espectral.....	106
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	110
5.1	Análises de curtas escalas de tempo (primeira etapa).....	112
5.1.1	Séries de época superposta.....	112
5.1.1.1	Temperatura média diária da superfície e fluxo de GCR durante os eventos de FD.....	112
5.1.1.2	Variação da diferença da temperatura média diária da superfície entre o período conturbado e o período calmo x fluxo de GCR durante os eventos de FD.....	121
5.1.2	Correlação linear.....	131
5.1.3	Correlação cruzada entre os dados de curto período.....	136
5.1.4	Teste estatístico de hipótese e significância (<i>t</i> de Student).....	145
5.2	Análises de longas escalas de tempo (segunda etapa).....	149
5.2.1	Análise por transformada em ondeleta de Meyer.....	149
5.2.1.1	R_z x $F_{10.7}$	150
5.2.1.2	GCR x R_z	152
5.2.1.3	GCR x $F_{10.7}$	153
5.2.1.4	GCR x SOI.....	154
5.2.1.5	GCR x QBO.....	156
5.2.1.6	Temperatura da superfície x GCR.....	160
5.2.1.7	Temperatura superfície - oceano x GCR.....	163
5.2.1.8	Temperatura da superfície x R_z	169
5.2.1.9	Temperatura superfície - oceano x R_z	171
5.2.1.10	Temperatura da superfície x $F_{10.7}$	177
5.2.1.11	Temperatura superfície - oceano x $F_{10.7}$	180
5.2.1.12	Temperatura da superfície x SOI.....	184
5.2.1.13	Temperatura superfície-oceano x SOI.....	188
5.2.1.14	Temperatura da superfície x QBO.....	193
5.2.1.15	Temperatura superfície-oceano x QBO.....	202

5.2.2	Análise pelo método de regressão iterativa ARIST.....	214
5.2.2.1	Análise espectral do R_z	214
5.2.2.2	Análise espectral do $F_{10.7}$	216
5.2.2.3	Análise espectral do GCR.....	217
5.2.2.4	Análise espectral do SOI.....	219
5.2.2.5	Análise espectral do QBO.....	220
5.2.2.6	Análise espectral da temperatura da superfície.....	225
5.2.2.7	Análise espectral da temperatura superfície - oceano.....	233
5.2.3	Correlação cruzada entre os dados de longo intervalo de tempo.....	241
5.2.3.1	R_z x GCR.....	241
5.2.3.2	$F_{10.7}$ x GCR.....	242
5.2.3.3	GCR x SOI.....	243
5.2.3.4	GCR x QBO.....	245
5.2.3.5	GCR x Temperatura da superfície.....	248
5.2.3.6	R_z x SOI.....	251
5.2.3.7	R_z x QBO.....	252
5.2.3.8	R_z x Temperatura da superfície.....	256
5.2.3.9	SOI x Temperatura da superfície.....	259
6	CONCLUSÃO E TRABALHOS FUTUROS	263
6.1	Resultados da primeira etapa (curta escala de tempo).....	265
6.2	Resultados da segunda etapa (longo intervalo de tempo).....	268
6.3	Trabalhos futuros.....	272
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	275
	APÊNDICE A - RELAÇÃO DOS PERÍODOS DE MÍNIMA ATIVIDADE SOLAR ANALISADOS	291
	APÊNDICE B - SÉRIES TEMPORAIS DE LONGAS ESCALAS DE TEMPO	295
	APÊNDICE C - DECOMPOSIÇÃO DE SÉRIES TEMPORAIS DE LONGAS ESCALAS DE TEMPO	301

1 INTRODUÇÃO

1.1 Justificativa

O Sol possui processos ativos não estacionários que variam ao longo de um ciclo de atividade magnética de 11 anos e ao longo de outros ciclos (USOSKIN, 2013). Essa variação, originada do processo de dínamo, é chamada de atividade solar e caracteriza-se principalmente pelo aumento e diminuição no número e na área das manchas solares (HATHAWAY, 2010), além de incluir outros fenômenos energéticos e de longa duração na atmosfera do Sol tais como: os flares, proeminências, Ejeções de Massa Coronal (CMEs) etc (USOSKIN, 2013). Por isso, além das manchas solares, a atividade do Sol pode ser examinada através de outros indicadores que variam em associação a elas, incluindo: o fluxo de rádio na faixa de 10,7cm ($F_{10,7}$), definido como a emissão de ondas de rádio no comprimento de 10,7 cm originária da cromosfera superior e coroa do disco solar (TAPPING, 1987); a irradiância total, que é a energia radiante emitida pelo Sol em todos os comprimentos de onda e que atravessa uma unidade de área por segundo ($W m^{-2} s^{-1}$) no topo da atmosfera terrestre (ABBOT et al., 1913); a intensidade do campo magnético; a ocorrência de flares e de CME; a atividade geomagnética; o fluxo de raios cósmicos e os radioisótopos em anéis de árvores (HATHAWAY, 2010). As variações em muitos desses parâmetros, indicadores da atividade solar, podem produzir grandes impactos em diversos aspectos do ambiente terrestre.

A heliosfera, uma cavidade de aproximadamente 200 UA¹ (Unidades Astronômicas), formada no gás interestelar pelo vento solar que flui radialmente (AXFORD; SUESS, 1998), é principalmente controlada pelo campo magnético do Sol. O vento solar, por sua vez, caracteriza-se por um plasma supermagnetossônico altamente condutor e magnetizado emitido

¹ 1 UA = 150 x 10⁶ km

constantemente pelo Sol para o espaço interplanetário. Esse plasma é resultado da expansão da coroa solar e consiste principalmente de elétrons e prótons, além de cerca de 5 - 20 % de partículas α (He^{++}) e íons pesados em pequena porcentagem, que flui com uma velocidade média de 400 km/s. A energia média dos prótons e elétrons, respectivamente, é cerca de 1keV e 1eV, e a densidade dessas partículas varia entre $1 - 20 \times 10^6 \text{ m}^{-3}$ (BAUMJOJANN; NAKAMURA, 2007).

As erupções solares e os fenômenos transitórios que ocorrem na coroa e no meio interplanetário, por exemplo, podem causar a aceleração dessas partículas emitidas pelo Sol e aumentar os seus fluxos, modificando a taxa de radiação e a quantidade de partículas que chegam na Terra, comprometendo missões espaciais e até mesmo voos de aeronaves transpolares. Essa variabilidade solar também influencia o fluxo de outras partículas energéticas que vêm do meio interestelar para o nosso sistema solar e chegam na atmosfera terrestre, como os Raios Cósmicos Galácticos (GCRs), tratados com maiores detalhes no Capítulo 3. O aumento do acoplamento vento solar - magnetosfera terrestre origina fortes tempestades geomagnéticas na magnetosfera e ionosfera, o que perturba a propagação das ondas de rádio, a estabilidade dos sistemas de navegação e de comunicação (USOSKIN, 2013; ECHER et al., 2005). Então, em períodos de alta atividade solar, a Terra está sujeita ao aumento de radiação eletromagnética, de incidência de partículas energéticas solares, além da diminuição de GCRs (HAIGH, 2007). O contrário ocorre em períodos de baixa atividade solar. Um outro importante aspecto é a relação entre a variabilidade da atividade solar e o clima terrestre (HAIGH, 2007). Haigh (2007) apresenta os possíveis mecanismos pelos quais tal variabilidade pode influenciar o clima na atmosfera, como pode ser visto na Tabela 1.1.

Tabela 1.1 - Possíveis agentes da relação entre a atividade solar e o clima terrestre.

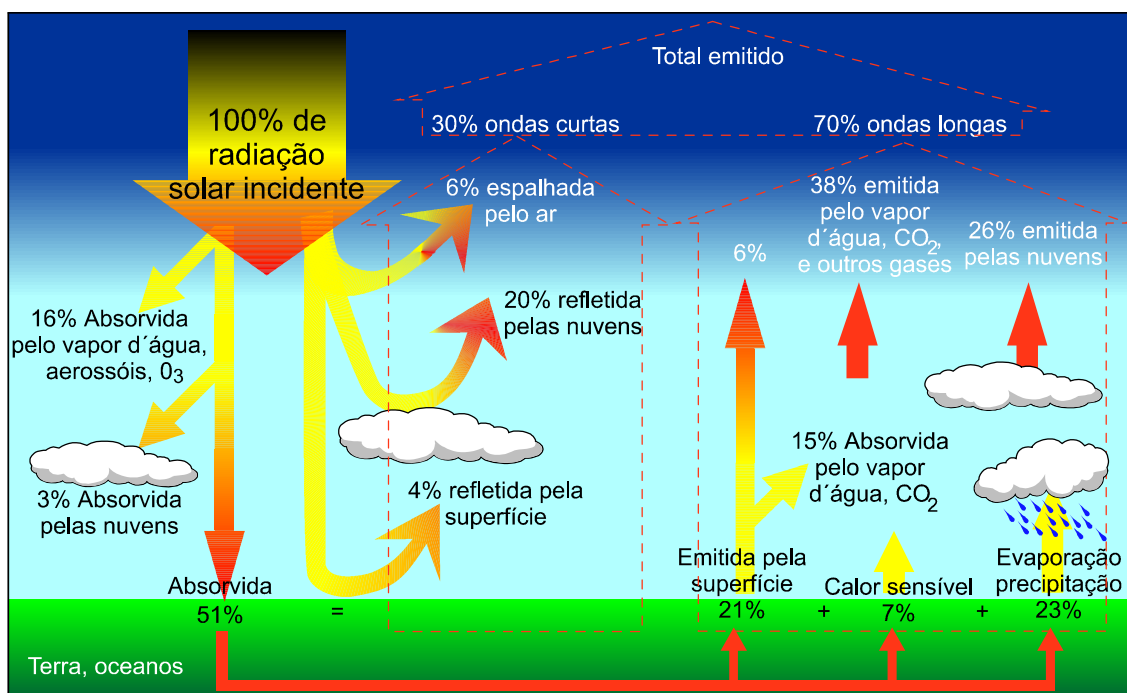
Forçantes	Consequências Climáticas
Irradiância Solar Total (TSI)	Forçante radiativo com impacto direto na superfície dos oceanos e no ciclo hidrológico.
Fluxo Espectral Ultravioleta (UV)	Forçante radiativo que promove o aquecimento da média/baixa estratosfera, dinamicamente acoplada à Troposfera, a modificação na composição química da média e baixa atmosfera e o impacto na estrutura da temperatura terrestre.
Partículas Solares Energéticas (SEP)	Ionização da alta e média atmosfera, impacto na composição química e na temperatura, acoplamento magnetosfera - ionosfera - termosfera.
Raios Cósmicos Galácticos (GCR)	Impacto na composição, temperatura e ionização da baixa atmosfera, alteração do campo elétrico atmosférico global e impacto na produção de núcleos de condensação de nuvens.

Fonte: Adaptada de Haigh (2007).

O balanço entre a radiação solar absorvida e a energia no comprimento de onda do infra - vermelho perdida para o espaço determina a temperatura média da Terra, enquanto a distribuição latitudinal de radiação absorvida é o que dirige a circulação atmosférica do planeta (HAIGH, 2007; PEIXOTO; OORT, 1991). A Figura 1.1 apresenta um esquema ilustrativo do balanço radiativo, o qual mantém o equilíbrio térmico da Terra, com informações da taxa de radiação absorvida, espalhada e emitida ao espaço pela atmosfera e superfície. Por meio desse esquema é possível observar que do total (100%) da radiação incidente no topo da atmosfera, equivalente ao valor médio de irradiância total sobre o globo de $\cong 1368 \text{ W m}^{-2}$, cerca de 30%, principalmente na faixa de comprimentos de ondas longas (faixa do infravermelho), é refletida pelas nuvens, pela superfície e pela própria atmosfera. Os outros 70% são absorvidos por gases atmosféricos em especial o ozônio (O_3), o gás carbônico

(CO₂) e o vapor d'água (H₂O), pelas nuvens, pelas partículas em suspensão no ar e pela superfície do planeta (PEREIRA; COLLE, 1997). Na superfície, o balanço de energia é alcançado por processos não radiativos tais como evaporação e convecção e na atmosfera tal balanço é alcançado pela energia emitida para o espaço pela própria atmosfera e nuvens (HAIGH, 2007; LEAN; RIND, 1999; LENOBLE; MISHCHENKO; HERMAN, 2013).

Figura 1.1 - Esquema do balanço radiativo da atmosfera.



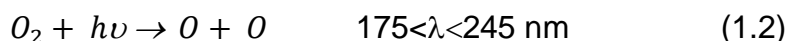
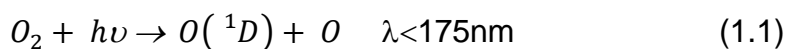
Fonte: Adaptada de Gurney et al (1995).

A variação da Irradiância Solar Total (TSI) entre os períodos de máxima e mínima atividade dentro do ciclo solar de 11 anos é de aproximadamente 0,1% (correspondente a 1 W m^{-2} de energia incidente), o que não seria capaz de produzir significantes flutuações climáticas (HAIGH,1996, FRÖHLICH; LEAN, 1998). Mas, alguns possíveis mecanismos como os causados pela variação da radiação UV na estratosfera (HAIGH, 2007), os relacionados à Oscilação Quase Bianual (QBO) (LABITZKE; VAN LOON, 1988), ou mesmo os efeitos da ionização induzida causada pelos GCRs na Troposfera (SVENSMARK e FRIIS

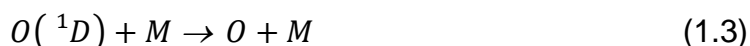
- CHRISTENSEN, 1997; MARSH; SVENSMARK, 2000; MARSH; SVENSMARK, 2000a; USOSKIN et al., 2004; SVENSMARK; BONDO; SVENSMARK, 2009; DRAGIC et al, 2011; SVENSMARK; ENGHOFF; SVENSMARK, 2012; SVENSMARK, 2015), poderiam ser capazes de amplificar essa pequena taxa de variabilidade do ciclo solar e produzir alguma influência climática na Terra.

Os processos fotoquímicos e as partículas energéticas solares possuem um importante papel na composição química da alta e média atmosfera, a qual influencia a estrutura da temperatura devido aos efeitos do aquecimento solar e esfriamento no infravermelho (LABITZKE, 2005). Mas, cabe salientar que os efeitos referentes ao aumento de concentração de partículas solares na atmosfera (Ground Level Enhancement - GLE) limitam-se à alta atmosfera das regiões polares, como observado por Usoskin et al (2011). De acordo com Haigh (2007) os impactos da variação da radiação UV na estrutura térmica e na concentração do ozônio ainda não são bem estabelecidos. Mas, segundo Labitzke (2005) a variação de aproximadamente 6 a 8 % de parte do espectro de UV, entre os períodos de mínima e máxima atividade solar, são suficientes para causar mudanças na temperatura, nos ventos e na taxa de ozônio da alta estratosfera, causando efeitos indiretos na baixa estratosfera e Troposfera. Isso ocorre porque o perfil de temperatura na estratosfera é formado pela interação do ozônio com a radiação solar. Sendo assim, a temperatura sobe à medida que altitude aumenta, pois, a densidade de O_2 e consequentemente a do O_3 aumenta com a altitude até aproximadamente 25 - 32 km, quando alcança um pico e inicia-se o decréscimo do oxigênio molecular (O_2) (JACOBSON, 2005).

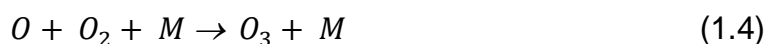
O ozônio estratosférico (O_3) é formado quando o oxigênio molecular (O_2) absorve radiação UV e fotodissocia-se por meio das seguintes equações, obtidas em Jacobson (2005):



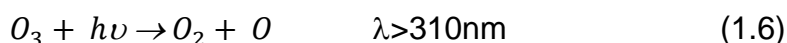
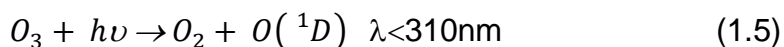
onde $h\nu$ representa a energia do fóton absorvido, $O(^1D)$ é o átomo de oxigênio excitado e λ é o comprimento de onda da radiação que afeta a reação. O $O(^1D)$ produzido rapidamente se converte em O , por meio da equação (1.3).



onde M é um elemento que providencia energia colisional para a reação, não sendo criado ou mesmo destruído por ela. Devido à maior abundância de O_2 e N_2 na atmosfera, M é, muito provavelmente, uma molécula de O_2 ou de N_2 . A reação (1.4) é a mais importante para a formação do Ozônio, onde:



Neste caso, M carrega a energia produzida pela equação. A destruição do O_3 também ocorre naturalmente na estratosfera por meio de reações de fotólise.



Ou ainda:



Esse conjunto de reações que descrevem a formação e destruição do ozônio estratosférico formam o Ciclo de Chapman. Por meio delas é possível perceber que qualquer variação na taxa de radiação UV durante o ciclo de mínima e máxima atividade solar produzirá alterações na concentração de ozônio e conseqüentemente o perfil de temperatura, como discutido por Labitzke (2005),

uma vez que altera a taxa de radiação térmica (ODUM; BARRET, 2007). A variação da radiação térmica, de acordo com Odum; Barret (2007), tem um grande significado ecológico, pois, esse tipo de radiação é absorvida pela biomassa em um grau mais profundo que a radiação solar. Além disso, existe uma grande preocupação a respeito da destruição da camada de ozônio, em consequência da degradação química em função do aumento de clorofluorcarbonos na atmosfera. Pois, como absorve radiação UV, essa camada de gás tem um papel protetor contra as radiações de ondas curtas incidentes na superfície terrestre e conseqüentemente contra o eritema solar ou mesmo o câncer de pele (ODUM; BARRET, 2007; SILVA, 2015; SILVA; YAMAMOTO; CORRÊA, 2018), dentre outros efeitos biológicos nocivos como por exemplo, o branqueamento dos corais. O branqueamento ocorre com a exposição dos corais a fatores que geram estresse, como o aumento da incidência da radiação UV e conseqüentemente da temperatura dos oceanos, (https://oceanservice.noaa.gov/facts/coral_bleach.html), tornando-os sujeitos à mortalidade.

Outros agentes da ionização atmosférica são os GCR, que podem providenciar condições para a formação de Núcleos de Condensação de Nuvens (CCN) em baixas altitudes. No entanto, ainda de acordo com Haigh (2007) não está claro se tal ionização interfere significativamente na atmosfera de modo a impactar o clima. Assim, diante de todos esses aspectos, as variações da atividade solar mostram-se com grande potencial para influenciar a estrutura da temperatura da Terra, só que de forma não linear e complexa (HAIGH, 2007; PEIXOTO; OORT, 1991), podendo a interferência de tais oscilações naturais na temperatura ser dependente de condições locais (SOUZA ECHER et al, 2012). De acordo com Wang; Xie; Carton (2004) o clima da Terra é determinado por muitos complexos processos físicos e químicos, além das interações biológicas entre os oceanos, superfície, atmosfera e gelo, todos sujeitos aos forçantes solar e tectônico. Para alguns climatologistas, há ainda o efeito dos aerossóis vulcânicos, dos aerossóis antropogênicos e dos Gases de Efeito Estufa (GEE),

no aumento de temperatura e nas mudanças climáticas (HOYT; SCHATTEN, 1997; ROSA et al., 2016), antes mesmo dos forçantes solares e dos GCRs. Resta, então, saber se há a predominância de algum desses parâmetros no tempo e no espaço. Esse é o intuito desse trabalho!

1.2 Objetivos

Buscando então, respostas para as questões científicas ainda em aberto a presente Tese tem como objetivo geral investigar os efeitos da atividade solar e do fluxo de GCRs nas variações da temperatura da superfície terrestre em diferentes latitudes e escalas de tempo. Para tanto foi dividida em duas etapas com os seguintes objetivos específicos:

1a Etapa: Análise em curta escala de tempo

1) Analisar em curtos intervalos de tempo (16 dias), durante os eventos de redução do fluxo de GCRs chamados de decréscimo de Forbush (FD), os quais correspondem a intervalos de alta atividade solar, o comportamento da temperatura média diária da superfície em regiões de baixa, média e alta latitude dos Hemisférios Norte e Sul, por meio de séries temporais superpostas em torno dos dez eventos de FDs mais intensos (não seguidos pelo aumento de partículas solares na atmosfera - GLEs), ocorridos entre 1987 - 2015.

2) Analisar em séries temporais de curta escala de tempo (16 dias) as variações da diferença da temperatura média diária da superfície entre os períodos dos dez eventos de FDs mais intensos ocorridos entre 1987 e 2015, chamados de períodos conturbados e os períodos sem a ocorrência de FD, chamados de períodos calmos, caracterizados pelos mesmos períodos dos eventos de FD analisados, mas, relacionados aos anos de 1987, 1996 e 2008, (períodos de mínima atividade solar).

2a Etapa: Análise em longa escala de tempo

- 1) Analisar séries temporais longas (mais de 50 anos) de dados de anomalias de temperatura média da superfície e de temperatura superfície - oceano de diversas faixas latitudinais, em relação à variabilidade da atividade solar, representada pelo número de manchas solares (R_z), pelo fluxo de ondas de rádio emitida pelo Sol no comprimento de 10,7 cm ($F_{10,7}$) e pela variação do fluxo de GCRs.
- 2) Analisar séries de SOI (Índice de Oscilação do Sul do oceano Pacífico) e de QBO (oscilação quase bianual de ventos na estratosfera), correlacionando-as às séries de temperatura, às dos índices de atividade solar (R_z) e às de GCR.
- 3) Encontrar e analisar periodicidades nas séries temporais longas de temperatura média da superfície e de temperatura superfície - oceano, de SOI, de QBO, de R_z , $F_{10,7}$ e GCR para serem comparadas aos principais ciclos de atividade magnética solar.

1.3 Estrutura da Tese

Esta Tese foi estruturada em 6 capítulos, sendo que esse primeiro apresenta a importância desse trabalho de pesquisa e os seus objetivos. Os capítulos 2 e 3 foram basicamente constituídos de conceitos, onde respectivamente são apresentados os fundamentos teóricos sobre a atividade solar e os possíveis efeitos de sua variabilidade no clima da Terra em diferentes escalas de tempo e a teoria detalhada sobre os raios cósmicos, mostrando como pode ocorrer a ionização por essas partículas nos compostos neutros da atmosfera terrestre, os seus possíveis efeitos e a relação da variação do seu fluxo com a atividade magnética do Sol. No Capítulo 4 encontra-se a descrição de toda a metodologia utilizada para se obter os resultados discriminados no Capítulo 5. Já a conclusão e os trabalhos futuros estão dispostos no Capítulo 6.

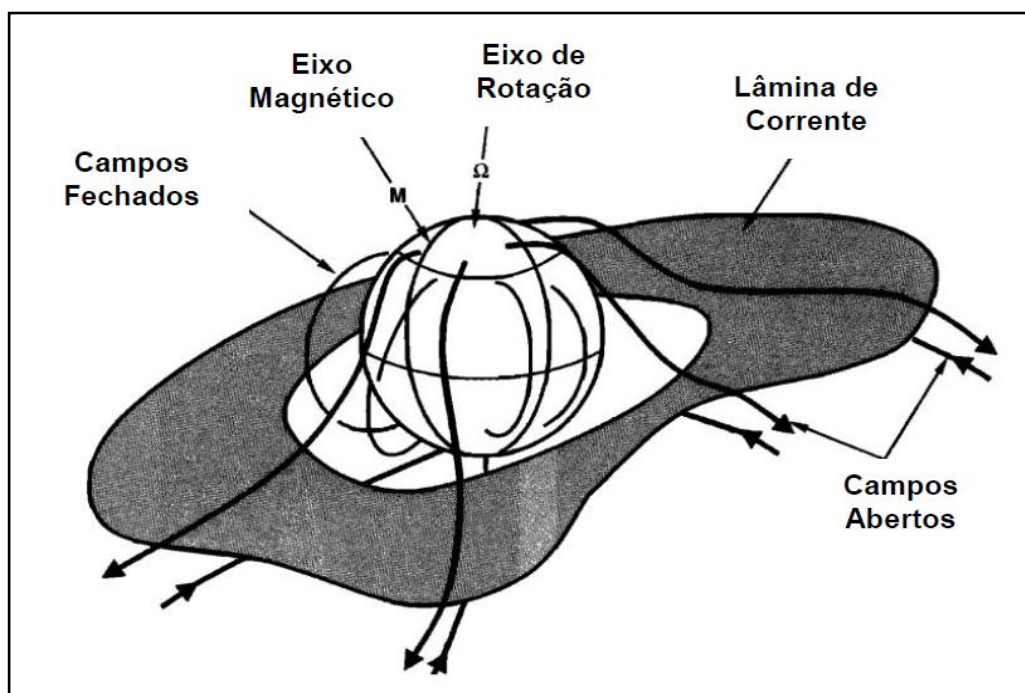
2 ATIVIDADE SOLAR

2.1 Atividade magnética e ciclos solares

O mecanismo de formação do campo magnético do Sol pode ser explicado pela teoria do dínamo, primeiramente sugerida por Larmor (1919). A teoria do dínamo é definida como o processo de conversão da energia cinética em energia magnética e de acordo com Tobias (2002) baseia-se na explicação de que o campo magnético é mantido pelo movimento de um fluido eletricamente condutor no interior do Sol, que induz as correntes necessárias para sustentá-lo. Este dinâmico campo magnético é o responsável por diversos fenômenos energéticos solares (flares, CMEs e vento solar) os quais têm importantes consequências terrestres, causando as tempestades geomagnéticas e ainda com um possível impacto no clima (TOBIAS, 2002; SOLANKI et al, 2006).

Em grande escala espacial o campo magnético solar tem a forma de um campo de dipolo onde as linhas na região equatorial foram bastante distendidas, devido à existência de uma lâmina de corrente no plano do equador que faz com que as linhas de campo nunca cruzem esse plano (SILVA, 2006; SOLANKI et al, 2006). A Lâmina de Corrente Heliosférica (HCS) é uma estrutura que surge quando as linhas abertas de campo, congeladas ao plasma solar, tornam-se antiparalelas a uma certa distância, a medida que se expandem no meio interplanetário. Em períodos de mínima atividade solar a HCS apresenta-se como um disco plano situado na região do equador magnético, dividindo a heliosfera em dois hemisférios com polaridades magnéticas opostas, conforme mostra a Figura 2.1.

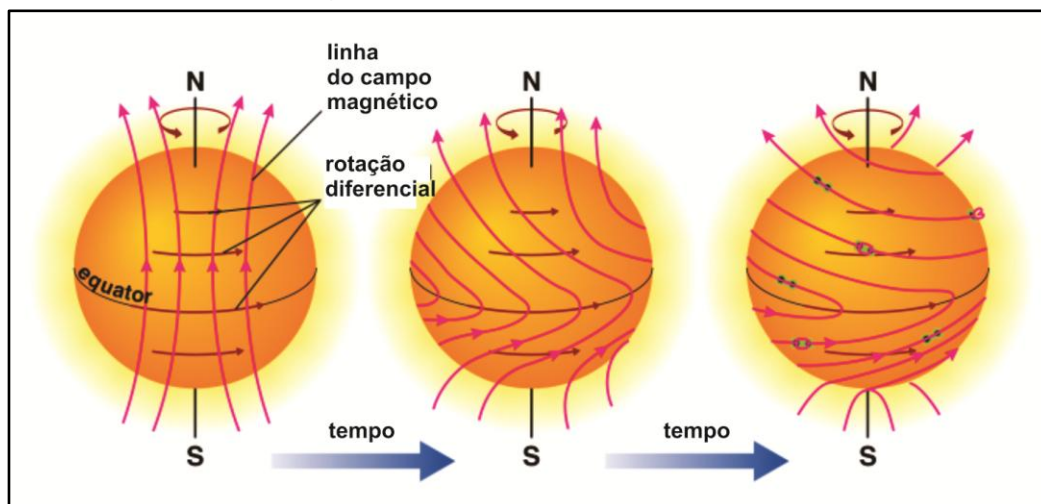
Figura 2.1 - Esquema ilustrativo do campo magnético solar, evidenciando a disposição das linhas de campo e a lâmina de corrente heliosférica durante o período de mínima atividade solar.



Fonte: Adaptada de Smith (2001).

De acordo com Solanki et al (2006), com a rotação diferencial do Sol, que faz com que as regiões de baixa latitude girem mais rápido do que as polares, as linhas de campo magnético localizadas abaixo da superfície, na região equatorial, são esticadas e enroladas ao redor do Sol, como apresentado na Figura 2.2.

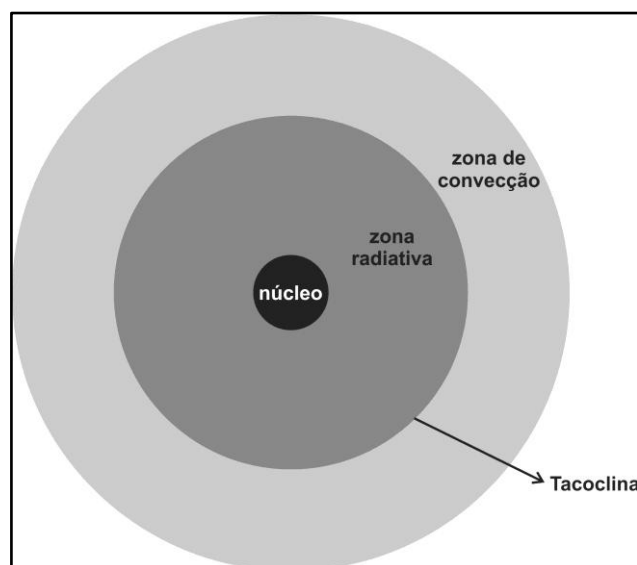
Figura 2.2 - Imagem ilustrativa da sequência da configuração das linhas de campo logo abaixo da superfície solar ao longo do ciclo de atividade magnética de 11 anos.



Fonte: Adaptada de Scientific Gamer (2017).

No entanto, Tobias (2002) apresenta que esse padrão de rotação diferenciada ocorre apenas na zona de convecção, que é a região que transporta a energia produzida pela estrela por meio do movimento do fluido. Já a zona radiativa do Sol, que é a região por onde a energia produzida no centro é inicialmente carregada em direção à superfície, gira em grande parte como um corpo sólido. Esses dois diferentes padrões de rotação unem-se por uma camada de transição que se encontra logo abaixo da zona de convecção, onde a rotação muda rapidamente, chamada de Tacoclina (TOBIAS, 2002), como mostra a Figura 2.3.

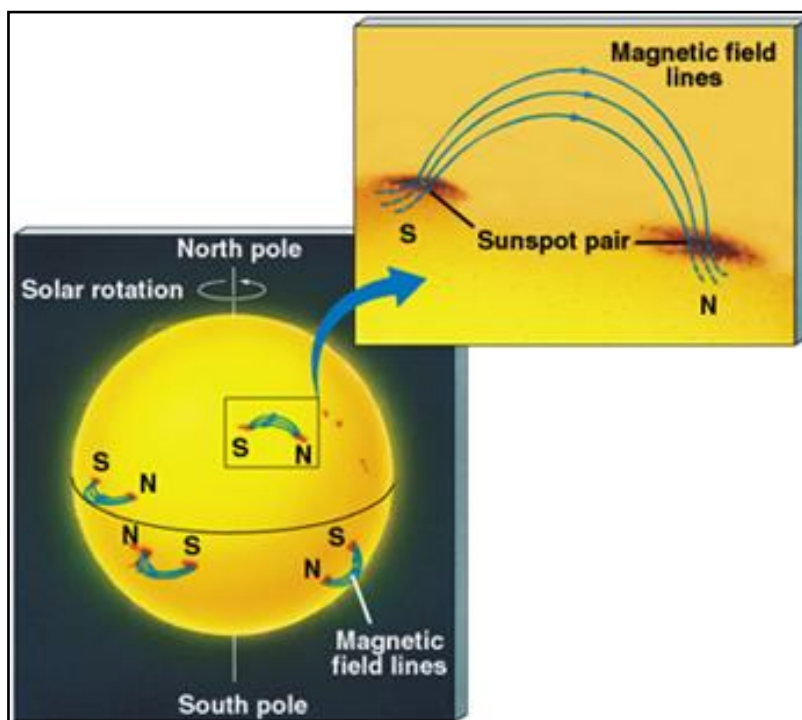
Figura 2.3 - Ilustração esquemática das estruturas internas do Sol.



Fonte: Adaptada de Tobias (2002).

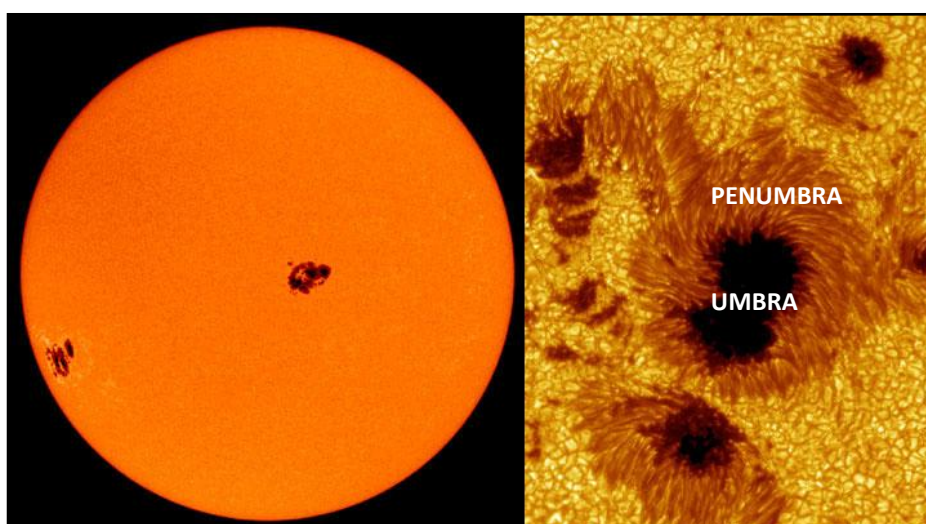
Para Tobias (2002) existe um consenso de que a Tacoclina é a camada responsável pela geração dos intensos campos magnéticos que levam à formação das manchas solares aos pares. As manchas solares, apresentadas nas Figura 2.4 e 2.5, são locais escuros da superfície solar, observadas na faixa do visível. Cada mancha é formada por um núcleo mais escuro, chamado de umbra e uma região menos escura chamada de penumbra (SOLANKI, 2003).

Figura 2.4 - Esquema ilustrativo do arco magnético das manchas solares.



Fonte: Adaptada de NASA (2017a).

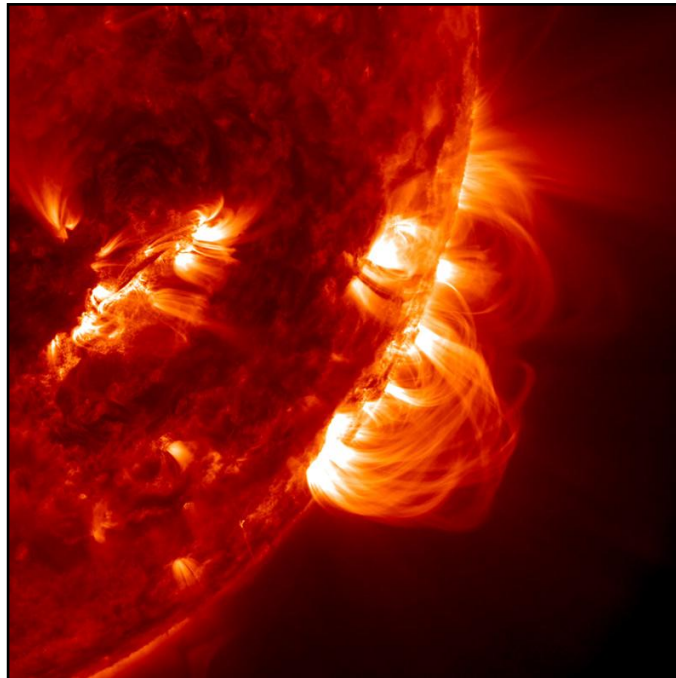
Figura 2.5 - Imagem de um grupo de manchas solares na superfície do Sol.



Fonte: Adaptada de NASA (2017b).

A variação do número de manchas solares (R_z) está associada ao período de 11 anos chamado de ciclo solar de Schwabe (EDDY, 1976; SOLANKI, 2003). Durante esse ciclo, nos períodos em que o campo de dipolo encontra-se mais organizado, chamados de períodos de mínima atividade solar, há a ocorrência de poucas manchas na superfície do Sol. Mas, à medida que o ciclo de 11 anos evolui, as linhas do campo magnético logo abaixo da superfície são arrastadas pela rotação diferencial entre o equador e os polos, fazendo surgir uma maior quantidade de regiões ativas, caracterizando assim, o período de máxima atividade solar (SILVA, 2006). Imagens dos arcos magnéticos que conectam as manchas solares podem ser obtidas na faixa do ultravioleta por satélites, como a apresentada na Figura 2.6.

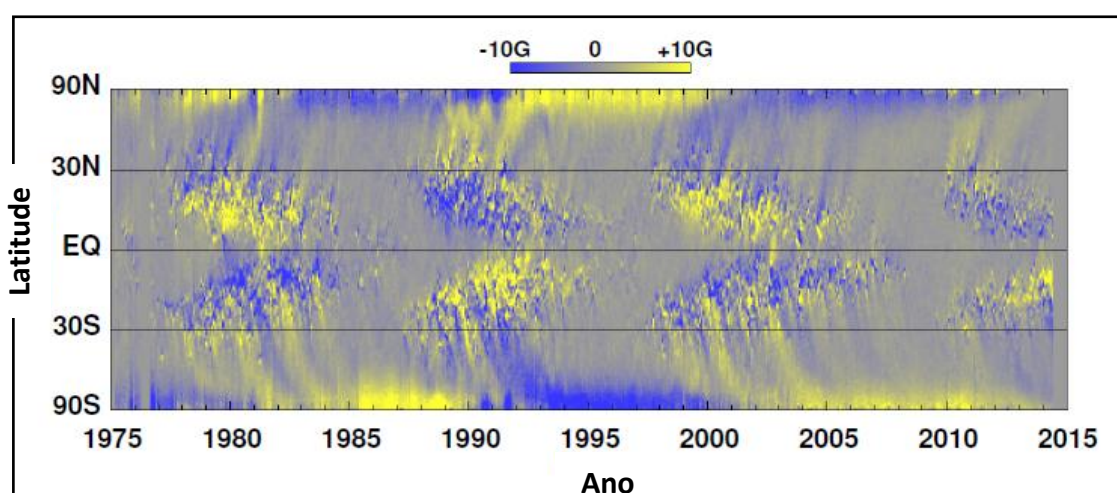
Figura 2.6 - Imagem de arcos magnéticos na superfície do Sol, na faixa do ultravioleta, obtida pela sonda SDO - Solar Dynamics Observatory, da NASA.



Fonte: NASA (2017c).

Além do ciclo de atividade solar de 11 anos, foi observado em 1908 por George Ellery Hale uma inversão de polaridade do campo magnético solar ao final de cada ciclo de 11 anos, desencadeando um ciclo de 22 anos, chamado de ciclo de Hale. Nesse processo os grupos de manchas binárias são de polaridades opostas, com manchas correspondentes no Hemisfério Norte e Sul, também de polaridades opostas, as quais se invertem de um ciclo para o outro (HALE et al., 1919). Essa inversão ocorre periodicamente, a cada 11 anos, porque com o passar do tempo, uma parte dos campos magnéticos das manchas solares move-se para o equador e cancela-se com os campos magnéticos de polaridades opostas vindos do outro hemisfério e a outra parte move-se para os polos conectando-se com os campos magnéticos polares (SILVA, 2006). Com isso, a cada dois ciclos de atividade solar (~22 anos), a configuração magnética inicial do Sol é restaurada (HATHAWAY, 2015), como pode ser visualizada pela imagem do campo magnético solar, apresentado na Figura 2.7.

Figura 2.7 - Diagrama magnético solar de borboleta.



Polaridade Solar: positiva representada pela cor amarela e negativa representada pela cor azul.

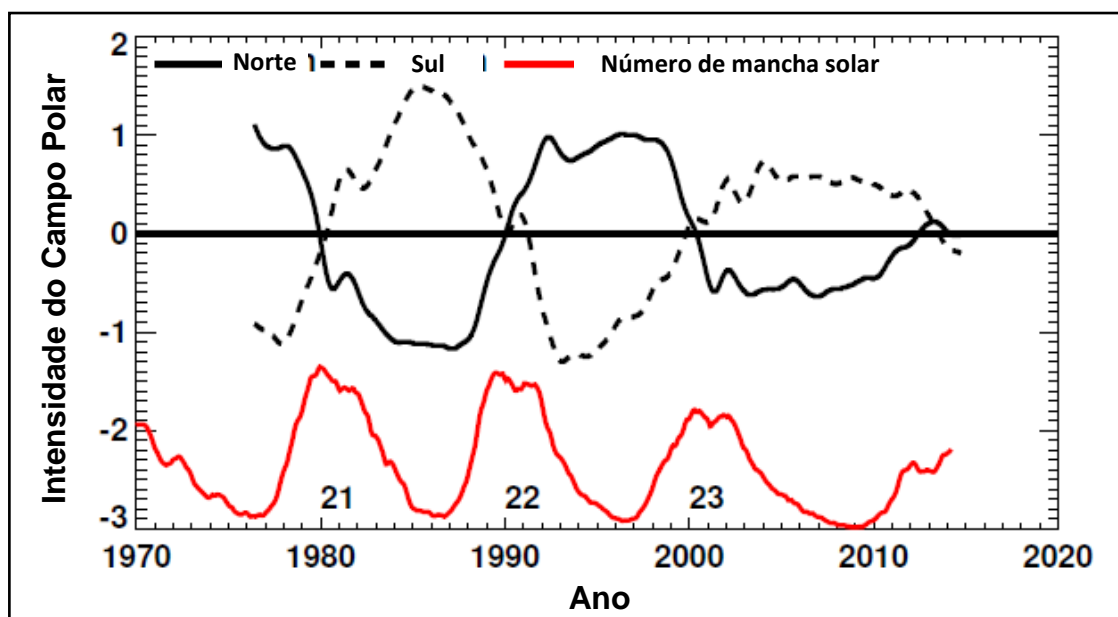
Fonte: Adaptada de Hathaway (2015).

A Figura 2.7, apresenta um diagrama magnético (magnetograma solar) construído a partir de médias longitudinais do campo magnético radial de cada rotação solar, obtido de instrumentos no observatório Kitt Peak e a bordo da sonda espacial SOHO. Por meio desse diagrama é possível observar a reversão da polaridade do campo magnético solar a cada ciclo de aproximadamente 11 anos e o transporte dos elementos do campo magnético de latitudes mais altas em direção aos trópicos onde eventualmente eles reverterão suas polaridades no tempo de máximo do ciclo das manchas solares. A cor azul compreende as regiões magnéticas do Sol com polaridade negativa (campo magnético dirigido para dentro) e as regiões em amarelo representam a polaridade positiva (campo magnético dirigido para fora). É possível ainda observar as regiões de formação das manchas durante a evolução de um ciclo solar de 11 anos nas latitudes mais altas (acima de 20° - 25°) em ambos os hemisférios solares no início do ciclo (período de mínima atividade), tendendo a se deslocarem para as regiões próximas ao equador (entre 10° - 20°), à medida em que o ciclo progride para o período de máxima atividade (HATHAWAY, 2010; SOLANKI, 2003). Essa distribuição, associada ao movimento de rotação solar em função do tempo descreve uma figura semelhante às asas de uma borboleta (HATHAWAY, 2010).

A Figura 2.8 apresenta graficamente o comportamento dos campos magnéticos polares do Sol durante os ciclos de atividade solar 21, 22 e 23. A linha sólida na cor preta mostra a intensidade do campo magnético solar suavizada no extremo norte e a linha preta pontilhada a intensidade do campo magnético solar suavizada no extremo sul, em relação ao tempo. A linha sólida na cor vermelha representa o número de manchas solares ao longo dos ciclos dimensionado na escala da figura. Por meio dessa figura é possível notar que os campos magnéticos polares alcançam seus picos de energia, a cada ciclo de 11 anos, no período de mínima atividade e que a reversão de polaridade dá-se no pico de máxima atividade solar, quando os campos magnéticos anulam-se e chegam à magnitude zero. Além disso, fica clara a

variabilidade da intensidade dos campos polares em cada ciclo solar (HATHAWAY, 2015).

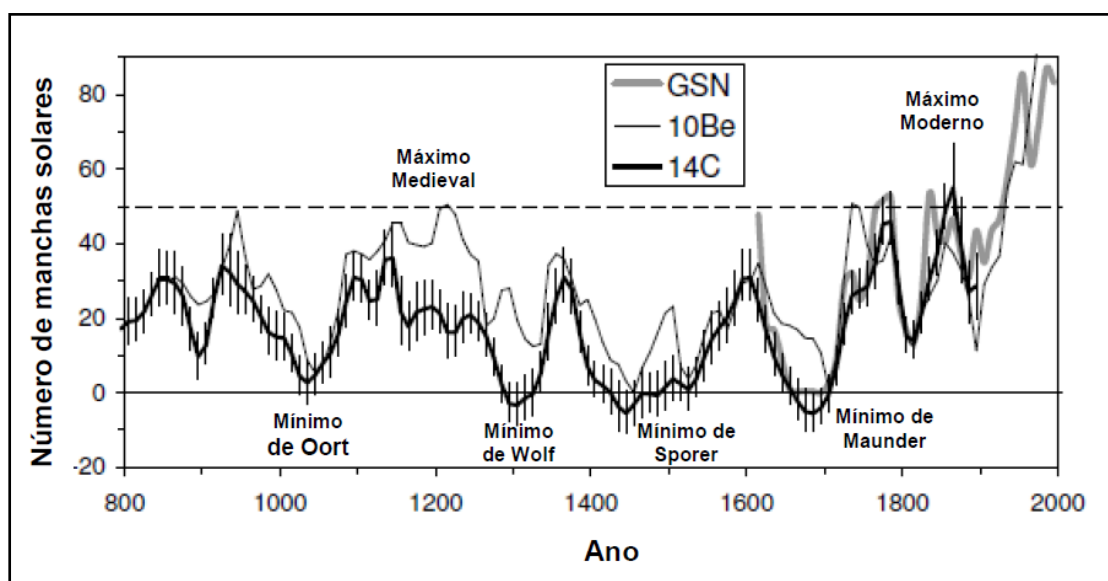
Figura 2.8 - Campos magnéticos polares do Sol.



Fonte: Adaptada de Hathaway (2015).

Dentre as periodicidades mais longas da atividade magnética solar, podem ser citados os ciclos de Wolf - Gleissberg, com oscilações entre 70 - 100 anos (YOUSEF, 2000) e o de Suess, com períodos de ~200 anos (LÜDECKE; WEISS; HEMPELMANN, 2015). Esses ciclos têm sido observados por meio de diversos indicadores, como por exemplo os isótopos cosmogênicos ^{10}B e ^{14}C (HOYT; SCHATTEN, 1997), encontrados em anéis de árvores, sedimentos marinhos e amostras de gelo, formados pela colisão dos GCRs com os átomos e moléculas da atmosfera. Através desses registros naturais tem sido constatado que o planeta passou por períodos climáticos atípicos, que coincidem com períodos também atípicos da atividade solar, dentro de periodicidades mais longas da variabilidade da atividade do Sol. Tais períodos são caracterizados como: Mínimo de Oort (1040 -1080), Máximo Medieval (1100 – 1250), Mínimo de Wolf (1280 - 1350), Mínimo de Spörer (1460 - 1550), Mínimo de Maunder (1645 -1715) e Máximo Moderno (1900 – até o presente) (Eddy, 1976), como apresentados na Figura 2.9.

Figura 2.9 - Variação da atividade solar, por meio da média decenal do número de manchas solares, derivada de medidas da concentração dos radioisótopos ^{10}Be (curva fina) e ^{14}C (linha grossa).



GSN (Group Sunspot Number - Número de Grupos de Manchas Solares) representa os dados de número de manchas solares já observáveis a partir de ~1600.

Fonte: Adaptada de Usoskin (2003).

Além das periodicidades mais longas, existem significantes oscilações na atividade solar em escalas de tempo menores que o ciclo das manchas solares (HATAWAY, 2010). Uma periodicidade bastante interessante encontrada é a de cerca de dois anos, chamada de variação Quase Bianaual (BENEVOLENSKAYA, 1995; MURSULA et al, 2003). Múltiplos picos de energia de períodos entre 1 a 2 anos são observados predominantemente no período de máxima atividade solar (BAZILEVSKAYA et al, 2000). Um outro sinal periódico de 154 dias tem sido notado por exemplo no comprimento de onda de raios gama e nas variações dos prótons de solar flares (RIEGER et al, 1984; BAI; CLIVER, 1990).

2.2 Índices da atividade solar

As manchas solares são caracterizadas por Eddy (1980) como o índice da variabilidade solar mais facilmente observado na fotosfera do Sol, devido à existência dos campos magnéticos de milhões de Gauss concentrados nessas regiões, como descrito anteriormente. De acordo com Usoskin (2013), o número de manchas solares (R_z) é um parâmetro sintético, em vez de físico, mas, ainda muito utilizado para quantificar o nível de atividade solar. É calculado pelo número de manchas individuais e/ou em grupo junto a observações solares. O conceito de R_z foi desenvolvido por Rudolf Wolf no observatório de Zurich em meados do século dezanove e a série desenvolvida por ele é chamada de Série de Número de Manchas Solares de Wolf (WSN - Wolf Sunspot Number), sendo R_z definido por:

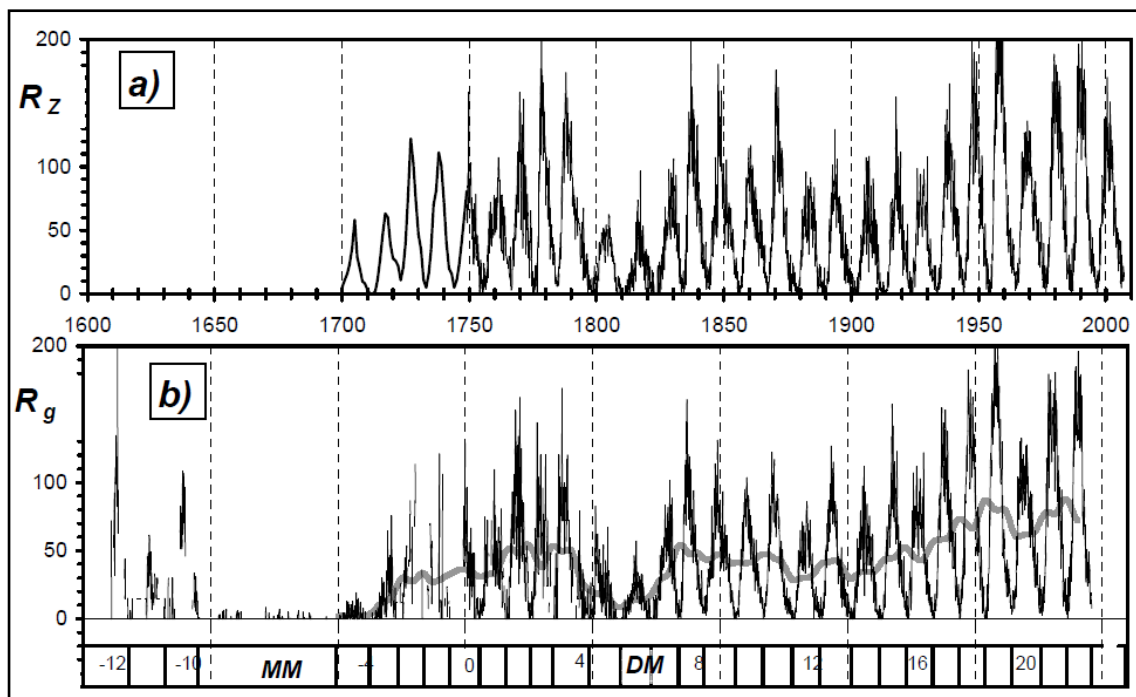
$$R_z = k(10G + N), \quad (2.1)$$

onde G é o número de grupos de manchas solares, N é o número de manchas individuais em todos os grupos visíveis no disco solar e k representa um fator de correção individual para normalizar as diferentes técnicas utilizadas nos observatórios e os diferentes observadores (HOYT; SCHATTEN, 1997).

A Figura 2.10 apresenta o número de manchas solares desde 1610 que constitui a série WSN construída com base em observações únicas diárias, realizadas no Observatório de Zurich durante o período de 1849 - 1941 por apenas um observador. No entanto, a série de WSN é uma combinação de observações diretas e de interpolações para o período que antecede o ano de 1849, levando assim, a possíveis erros de dados (USOSKIN, 2013; HOYT; SCHATTEN, 1997). A rotina de produção de séries terminou em Zurich em 1982, quando passou a ser computado o número de manchas solares internacional (R_i), pelo Centro de Análise de Dados de Influências Solares na Bélgica, utilizando-se da mesma definição de R_z , mas, sendo calculado por meio de observações de médias diárias do número de manchas obtidas

também em uma única observação por dia, mas, realizada por mais de 20 observadores (USOSKIN, 2013).

Figura 2.10 - Número de manchas solares desde 1610. a) Série do número de manchas solares de Wolf mensal (desde 1749) e anual (1700 - 1749). b) Série mensal do grupo de manchas solares (R_g).



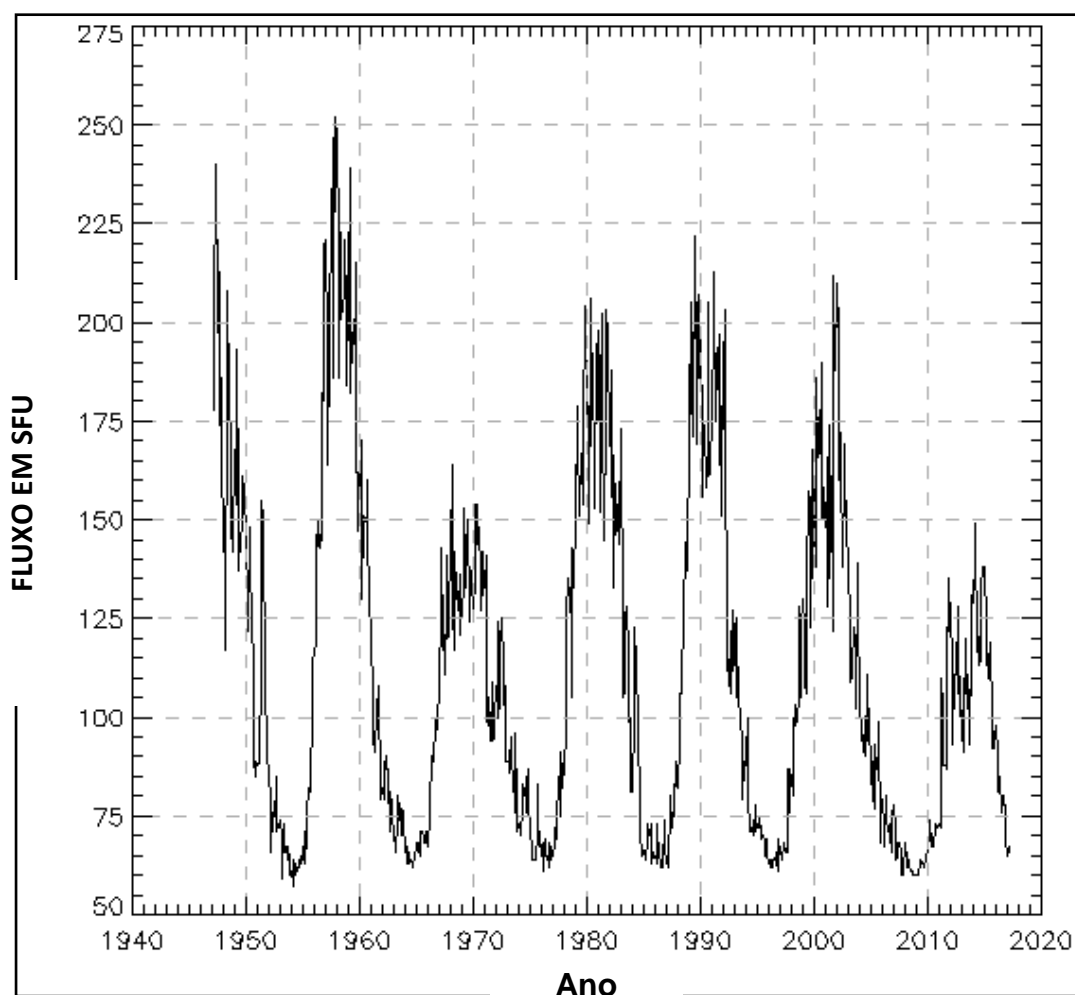
MM: Mínimo de Maunder; DM: Mínimo de Dalton. A linha contínua na cor cinza apresenta os valores médios de 11 anos após o Mínimo de Maunder.

Fonte: Usoskin (2013).

Correlacionados às manchas solares estão alguns índices físicos, tais como as radiações na faixa dos comprimentos de onda mais curtos como raios-X e ultravioleta, além do fluxo das ondas de rádio no comprimento 10,7cm (LEAN, 1991). Com isso, tem sido estabelecida, por observatórios solares, uma relação do número e tamanho das manchas solares com os processos energéticos referentes à atividade solar, tais como: ocorrência de flares, de proeminências, de CMEs, dentre outros eventos impulsivos no vento solar (EDDY, 1980; GOPALSWAMY et al, 2015).

O índice quantitativo do flare $Q = it$, sendo i a escala de intensidade da importância do flare em $H\alpha$ e t a duração do flare em $H\alpha$ em min, é proporcional ao total de energia emitida pelo flare (ÖZQÜÇ; ATAÇ; RYBÁK, 2003). O fluxo de rádio em 10,7 cm, também conhecido como índice $F_{10.7}$ ou simplesmente $F10$, é mensurado diariamente pelo Conselho Nacional de Pesquisa e Recursos Naturais do Canadá (Figura 2.11), sendo largamente utilizado como índice da atividade solar e de outros fenômenos solares que não podem ser quantificados com uma determinada precisão e continuidade (TAPPING; CHARROIS, 1994). A emissão da radiação no comprimento 10,7 cm é uma emissão na faixa do comprimento de rádio, produzida como resultado do aquecimento não radiativo do plasma coronal das regiões ativas com registros desde 1947 (TAPPING, 1987). Assim, esse fluxo está quase que completamente relacionado à origem termal e diretamente relacionado ao total de plasma dos campos magnéticos das regiões ativas. Com isso, está diretamente relacionado ao fluxo magnético do Sol (<http://www.spaceweather.ca/solarflux/sx-1-en.php>).

Figura 2.11 - Médias mensais do fluxo de rádio 10,7 cm.

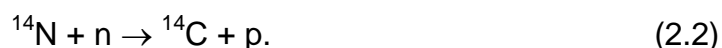


$$\text{SFU} = 10^{-22} \text{ m}^{-2} \text{ Hz}^{-1}$$

Fonte: Adaptada de Natural Resources Canada (2018).

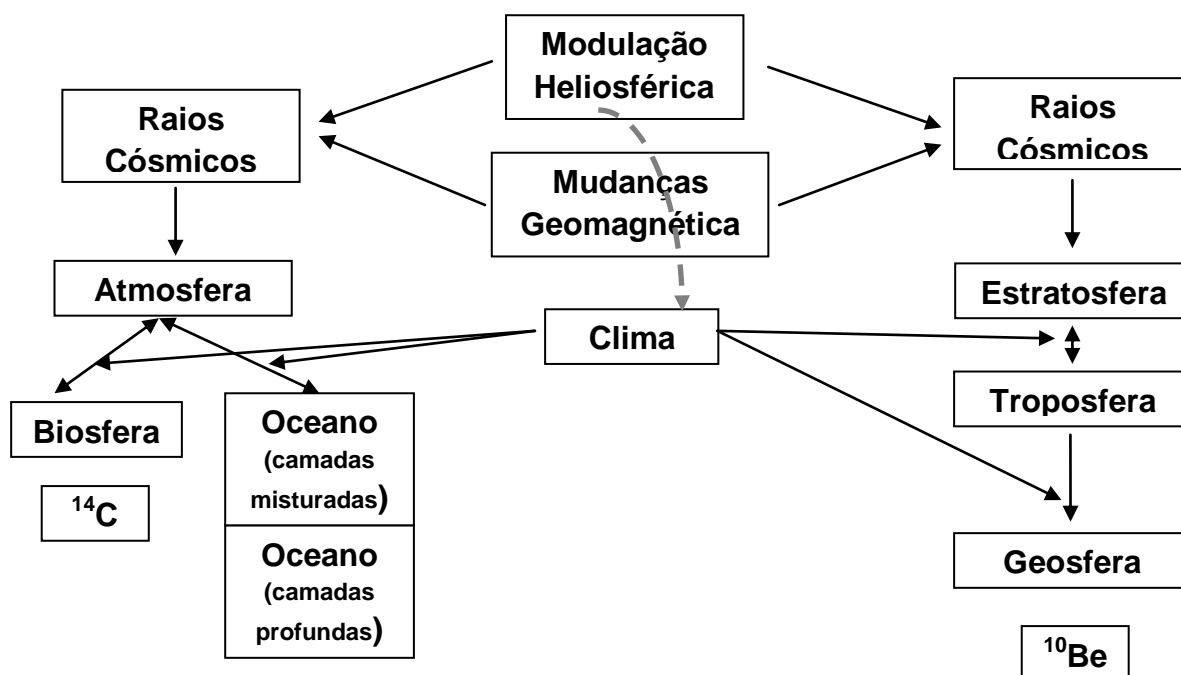
Já os eventos no vento solar ou no campo magnético interplanetário, relacionados à atividade do Sol, podem ser observados por meio de dados heliosféricos. Como exemplo pode-se citar o registro de intensidade/fluxo dos GCRs (USOSKIN, 2013; CLEM; DORMAN, 2000), que possui uma forte anticorrelação com o número de manchas solares, devido ao processo de modulação solar na heliosfera (EDDY, 1980), apresentado no próximo capítulo. Desde que esse índice indireto é registrado naturalmente ao longo do tempo por meio dos isótopos cosmogênicos na Terra e revelado a qualquer tempo no

presente, é possível fazer a reconstrução da atividade solar em longas escalas de tempo (BEER et al, 1994, HOYT; SCHATTEN, 1997), como a que foi apresentada na Figura 2.9. O radioisótopo mais comumente utilizado para a reconstrução do fluxo de GCR e conseqüentemente do ciclo solar é o ^{14}C . De acordo com Usoskin (2013) o ^{14}C é um radionucleotídeo, com meia vida de aproximadamente 5730 anos, formado na atmosfera sob a ação dos GCR. Pode ser encontrado em anéis de árvores, cobrindo ininterruptamente todo o período do Holoceno (nome dado aos últimos 11.000 anos da história da Terra) e providenciando assim, uma base sólida para o estudo das variações da atividade solar em uma escala de tempo multi-milenar. Sua produção na atmosfera, que varia ao longo dos ciclos solares com a modulação heliosférica do fluxo de raios cósmicos e com as mudanças geomagnéticas, dá-se como resultado da captura de um nêutron térmico (formado na atmosfera devido à ionização induzida dos componentes neutros pelos raios cósmicos, sob o efeito de cascata) pelo ^{14}N :



Um outro isótopo cosmogênico também bastante utilizado como índice do fluxo de GCR e conseqüentemente da atividade solar e suas influências na atmosfera terrestre, é o ^{10}Be . Uma representação da produção e deposição desses dois isótopos cosmogênicos na atmosfera, é apresentada pelo esquema a seguir (Figura 2.12). Através dessa representação esquemática é possível observar que o fluxo de raios cósmicos que atinge a Terra pode ser afetado por ambos: modulação heliosférica e mudanças geomagnéticas. Sabendo que a intensidade do ciclo solar pode influenciar o clima, este por sua vez, pode afetar a redistribuição desses isótopos entre seus reservatórios.

Figura 2.12 - Representação esquemática da produção dos isótopos cosmogênicos (^{14}C à esquerda e ^{10}B à direita).



Fonte: Adaptada de Usoskin (2013).

Então, como se pode ver na Figura 2.12, a variabilidade da atividade solar reflete em importantes impactos na heliosfera, que afetam a taxa de GCR, desencadeando nas variações dos efeitos dessas partículas na atmosfera terrestre (MURSULA; USOSKIN, 2003; HOYT; SCHATTEN, 1997) e repercutindo nas possíveis consequências vistas no clima da Terra.

2.3 Os possíveis efeitos da variabilidade solar no clima da Terra em diferentes escalas de tempo

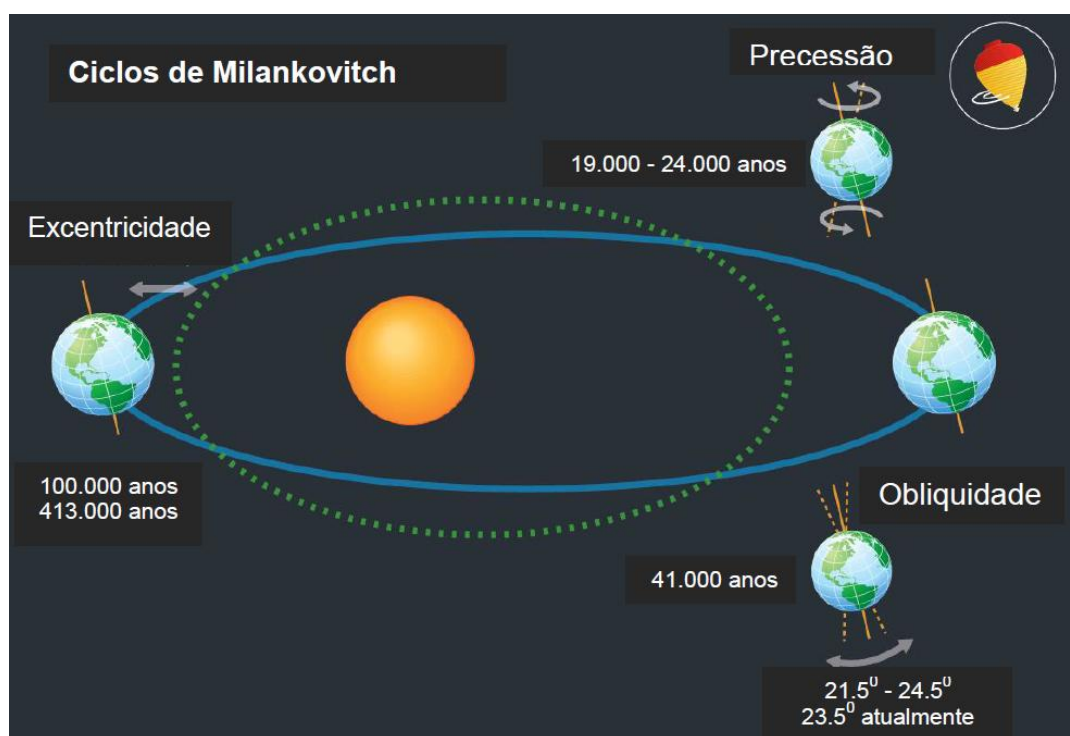
Sendo o Sol a principal fonte de energia para a Terra, torna-se indispensável o seu estudo e o de sua variabilidade em relação às mudanças climáticas no planeta (PEIXOTO; OORT, 1991). De acordo com Hoyt; Schatten (1997), com

o demasiado foco dado nos dias de hoje nas ações antrópicas que vêm interferindo no clima, é importante não esquecer que as variações solares também desempenham um importante papel na variabilidade natural do sistema terrestre. Assim, para se entender melhor sobre a influência antropogênica na mudança climática, é necessário antes de tudo compreender e saber distinguir as contribuições nas variações climáticas que surgem de fontes naturais (radiação solar, albedo, nuvens, aerossóis vulcânicos etc), pois, tanto as mudanças climáticas ocasionadas por fontes antropogênicas, como as causadas por variações naturais, ainda não são completamente compreendidas. A incerteza surge porque a variabilidade natural no clima age como um pano de fundo, misturando-se e confundindo-se com as medidas relacionadas às influências antrópicas que foram surgindo ao longo do tempo. As variações na composição e incidência da radiação solar que chega até a Terra podem produzir mudanças no clima global e regional, ambos de modo diferente e com a adição às mudanças ocasionadas pelo homem. Assim, para obter resultados mais acurados é preciso entender e separar tais influências (HOYT; SCHATTEN, 1997; HAIGH, 2011), uma tarefa complexa devido às múltiplas variáveis envolvidas nesse sistema.

A influência da atividade solar seria mais um ramo do modelo geral do clima, composto por tudo o que compreende a complexidade climática terrestre, como os efeitos das variáveis meteorológicas, dos oceanos, das nuvens, dos vulcões, das mudanças dos albedos e dos ciclos de Milankovitch (HOYT; SCHATTEN, 1997; BEER; VONMOOS; MUSCHELER, 2006). Os ciclos de Milankovitch estão relacionados com as mudanças da quantidade de energia que alcança a Terra e sua distribuição pelo Globo em um dado período de tempo, devido à distância entre a Terra e o Sol, que varia anualmente devido à órbita em seu formato elíptico, e em escalas de tempo maiores como: em 100.000 anos e 413.000 anos, que caracterizam a mudança da excentricidade da órbita; em 41.000 anos, caracterizando o tempo de obliquidade; e entre um período de 19.000 e 24.000 anos, responsável pela precessão (BEER; VONMOOS; MUSCHELER, 2006). O parâmetro de excentricidade, sob a

influência da Lua e de outros planetas, está relacionado ao grau com que a órbita da Terra em torno do Sol difere de um círculo, o de obliquidade refere-se à variação da inclinação do eixo do planeta em relação à estrela, atualmente com $23,5^{\circ}$, e o de precessão, relaciona-se à variação da inclinação do eixo de rotação da Terra (HAIGH, 2011; BEER; VONMOOS; MUSCHELER, 2006), como mostra a Figura 2.13.

Figura 2.13 - Ilustração da órbita da Terra em torno do Sol e os parâmetros de excentricidade, obliquidade e precessão.

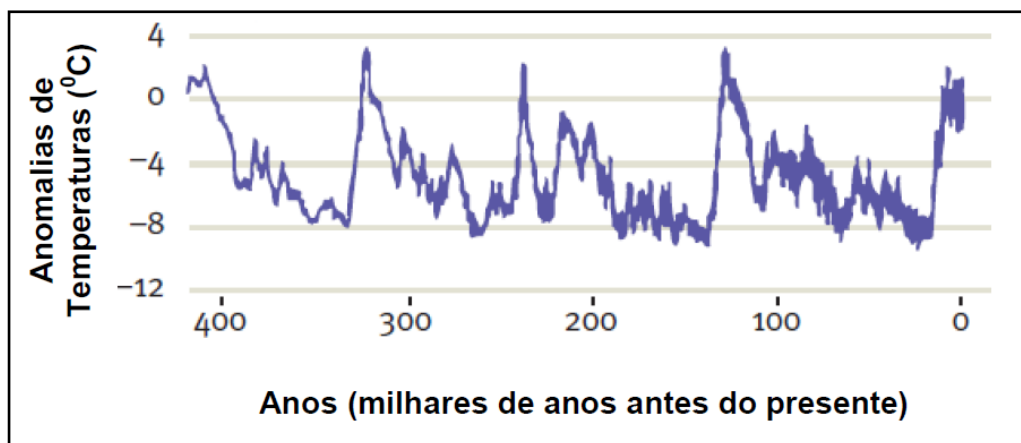


Fonte: Adaptada de Haigh (2011).

Por meio da contribuição de indicadores como o isótopo do Oxigênio (^{18}O), capazes de providenciar informações sobre as mudanças na temperatura da superfície ao longo dos ciclos solares (HAIGH, 2011; BEER; VONMOOS; MUSCHELER, 2006), a Figura 2.14 apresenta em sua constituição os períodos interglaciais em intervalos de aproximadamente 100.000 anos, correspondentes às variações de excentricidade da órbita. Contudo, além da escala de tempo milenar, outras escalas de tempo têm sido encontradas em

registros de mudanças de temperatura da superfície, como as centenárias e as decadais, que podem estar relacionadas aos outros ciclos de atividade solar.

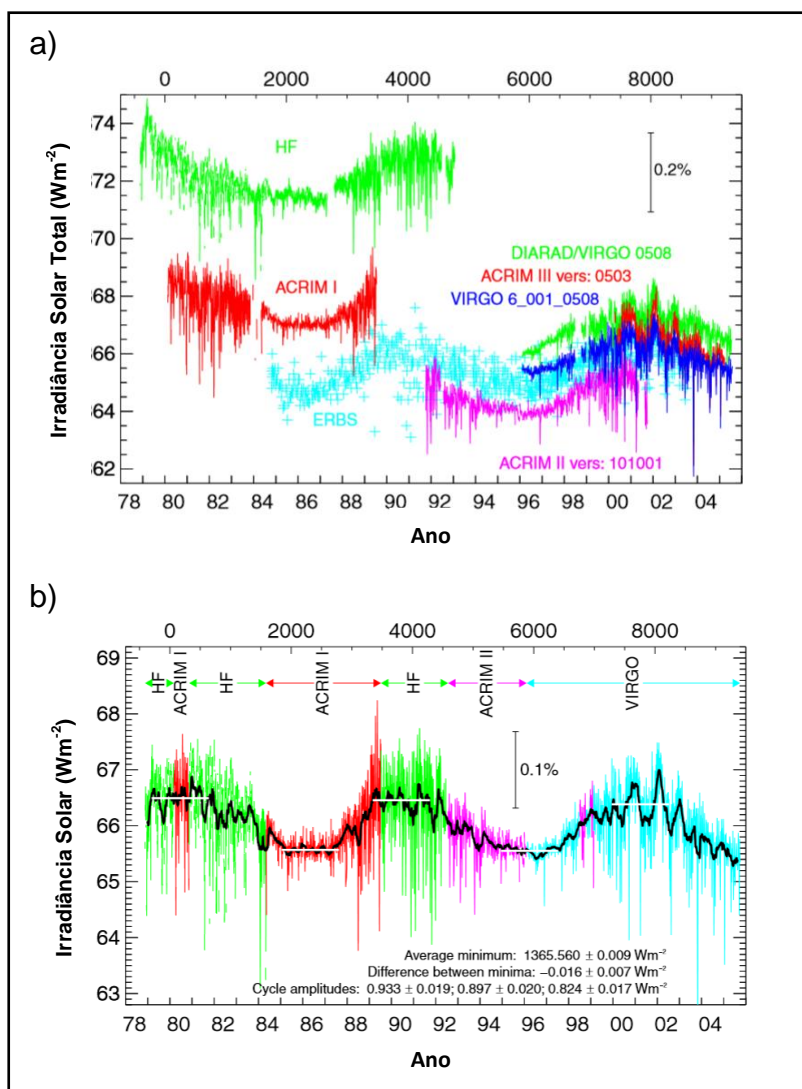
Figura 2.14 - Temperaturas deduzidas de registros de ^{18}O em bolhas de ar de amostras de gelos da estação de Vostok (Lat: $106^{\circ} 52' \text{ L}$; Long: $78^{\circ} 27' \text{ S}$).



Fonte: Adaptada de Haigh (2011).

O entendimento sobre a variabilidade na atividade solar é essencial para a interpretação do clima no passado e para sua predição no futuro. E o mais claro e direto mecanismo capaz de relacionar a variação da atividade solar e sua influência no clima é a variabilidade do total de energia incidente no planeta. No entanto, como já mencionado, apesar das incertezas ainda sobre o valor absoluto de TSI (Irradiância Solar Total), tem-se encontrado uma variação de TSI durante o ciclo de 11 anos de aproximadamente 0,1% ($\sim 1 \text{ Wm}^{-2}$) (HAIGH, 1996; HAIGH, 2011; FRÖHLICH; LEAN, 1998; FRÖHLICH; LEAN, 2004; FRÖHLICH, 2006), como mostra a Figura 2.15.

Figura 2.15 - Média diária da Irradiância Solar Total obtida a) por satélites; b) pela composição dos registros individuais de cada instrumento.

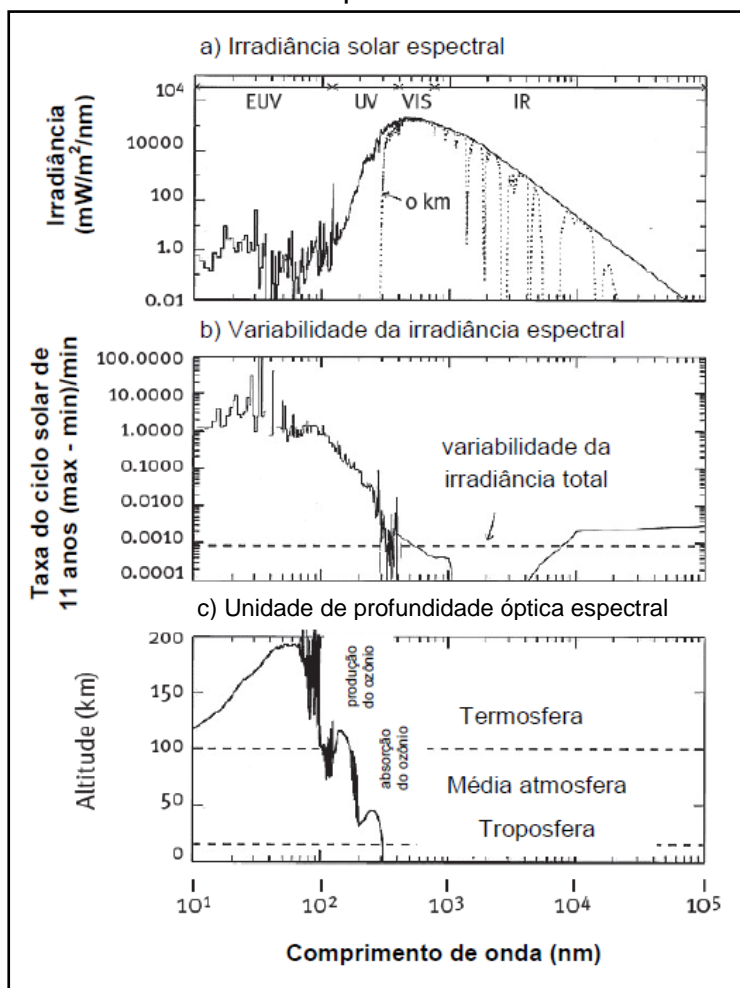


Fonte: Adaptada de Frölich (2006).

A quantidade de radiação solar incidente no topo da atmosfera terrestre, nos comprimentos de onda do extremo ultravioleta (EUV), do UV, do visível (VIS) e do infravermelho (IR), são apresentadas pela Figura 2.16 a). Por meio da Figura 2.16 b) é possível observar a variação da irradiância espectral ao longo do ciclo de 11 anos da atividade solar e junto à Figura 2.16 c) em qual região atmosférica tal espectro é absorvido seletivamente pelos constituintes atmosféricos. Com isso, fica claro que o EUV e a maior parte do UV são

absorvidos antes mesmo de chegarem na Troposfera, e a presença de bandas de absorção em IR do vapor d'água, do dióxido de carbono e do ozônio de forma seletiva absorvem uma determinada fração da radiação solar incidente, permitindo assim, que parte da irradiância chegue à superfície (HAIGH, 2011).

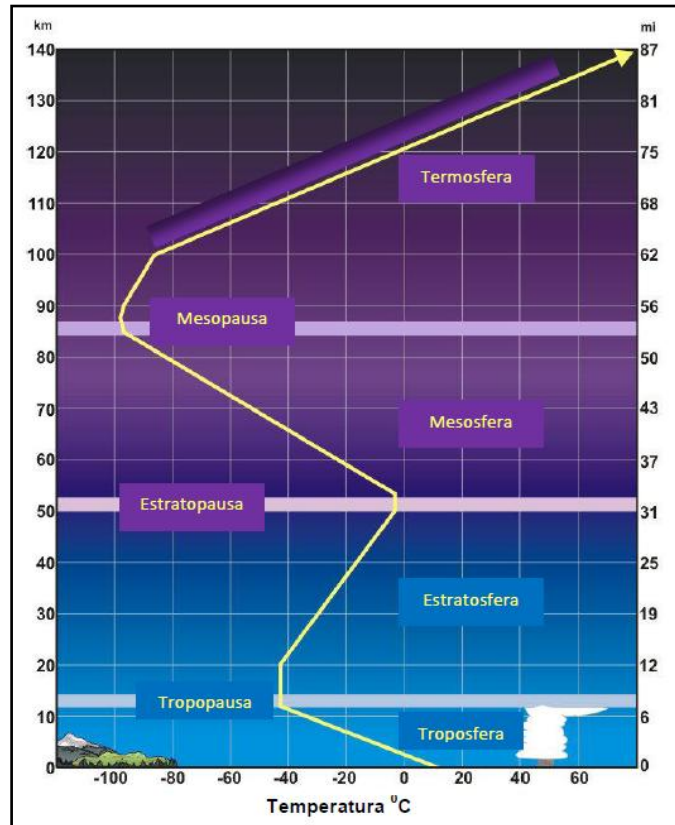
Figura 2.16 - A irradiância espectral solar na atmosfera terrestre.



Fonte: Adaptada de Lean e Rind (1998).

As interações fotoquímicas entre a radiação solar incidente e as moléculas presentes na atmosfera determinam o perfil vertical de temperatura, como visto na Figura 2.17, sugerindo que uma variabilidade na atividade solar pode vir a interferir diretamente na temperatura atmosférica.

Figura 2.17 - Perfil vertical da temperatura média na atmosfera.



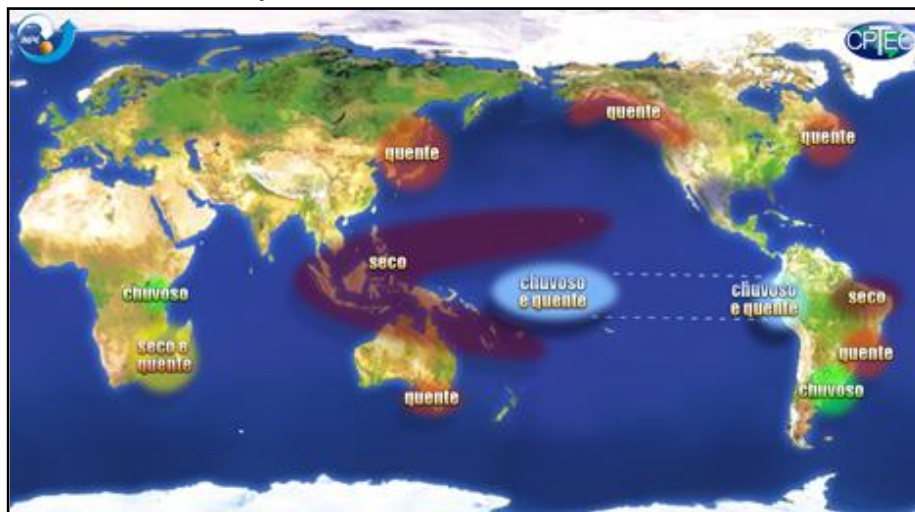
Fonte: Adaptada de NOAA (2017).

A Oscilação Quase Bianual ou Quasi - Biennial Oscillation (QBO) é o nome dado a variações temporais (BAZILEVSKAYA et al, 2015) em torno do período de aproximadamente dois anos, que têm sido observadas na estratosfera terrestre. A QBO estratosférica que representa uma oscilação em diferentes níveis de pressão na direção e intensidade dos ventos da estratosfera tem sido correlacionada com a atividade solar (LABITZKE; VAN LOON, 1988; LABITZKE, 2005; SALBY; CALLAGHAN, 2006). Para Chandra; McPeters (1994), o ciclo de 11 anos está diretamente conectado com a grande oscilação de parte do espectro da radiação UV que varia de 6 a 8% entre os períodos de máxima e mínima atividade solar. Como já mencionado, isso seria o suficiente para causar mudanças nas temperaturas, ventos e concentração de ozônio da alta estratosfera, podendo gerar ainda mudanças na circulação local, com a

possibilidade de efeitos indiretos na baixa estratosfera e Troposfera (LABITZKE, 2005; BALDWIN et al, 2001; CHANDRA, McPETERS, 1994), dos quais os mecanismos de transferência de energia ainda não são completamente conhecidos.

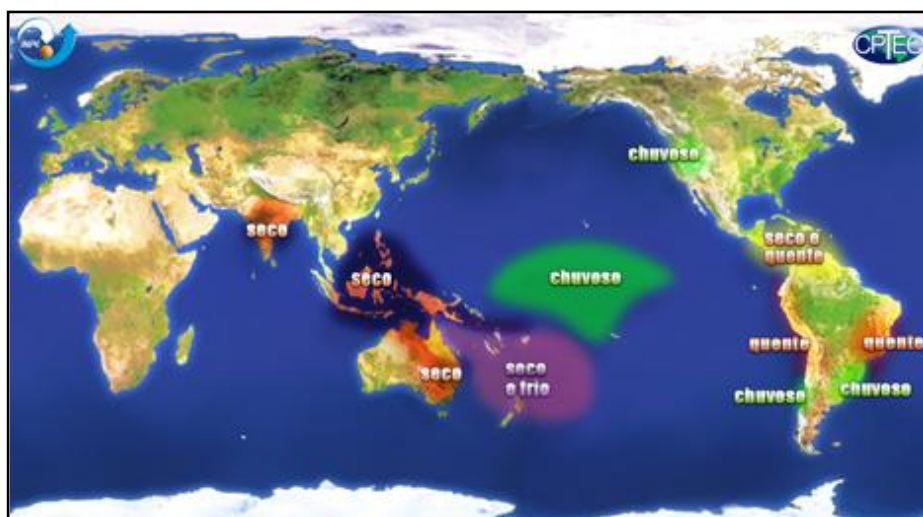
A oscilação da porção leste do Pacífico Sul (ENSO - El Niño Southern Oscillation - El Niño Oscilação Sul), que varia de 3 a 7 anos, é caracterizada por uma variação periódica de aquecimento (El Niño) e de esfriamento (La Niña) da temperatura superficial do Pacífico. Isso proporciona variações no gradiente de pressão leste-oeste sobre o ar da superfície desse oceano, nos trópicos do Hemisfério Sul, associando-se a períodos de climas extremos em diversas partes do mundo que envolvem mudanças em larga escala de ventos, chuvas e temperatura da superfície do mar (HAIGH, 2011; HARRISON; LARKIN, 1998; CLARKE, 2008; McPHADEN; ZEBIAK; GLANTZ, 2006). Com isso, em algumas áreas do globo ocorrem desastrosos períodos de seca e em outras, períodos chuvosos, que podem vir a ocasionar inundações (HARRISON; LARKIN, 1998), como mostram as Figuras 2.18, 2.19, 2.20 e 2.21.

Figura 2.18 - Efeitos globais da ocorrência do El Niño durante os meses de dezembro, janeiro e fevereiro.



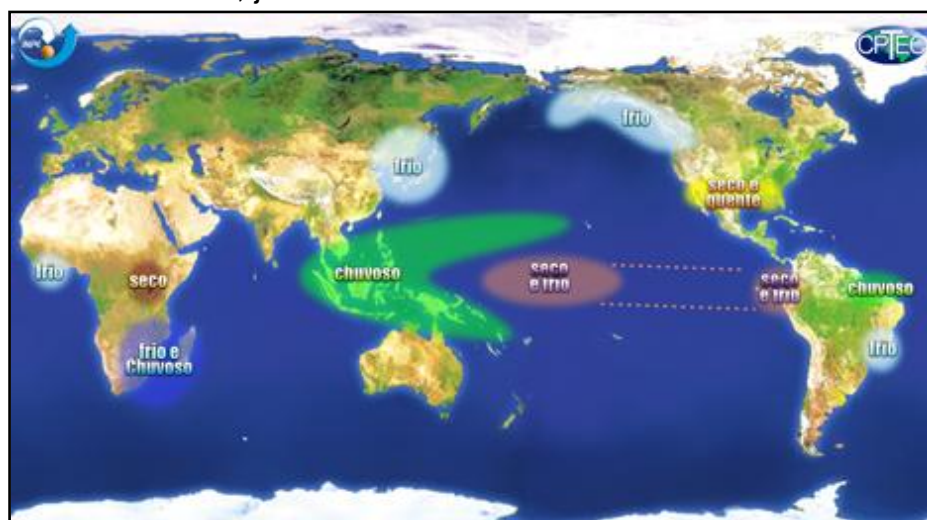
Fonte: INPE-CPTEC (2018).

Figura 2.19 - Efeitos globais da ocorrência do El Niño durante os meses de junho, julho e agosto.



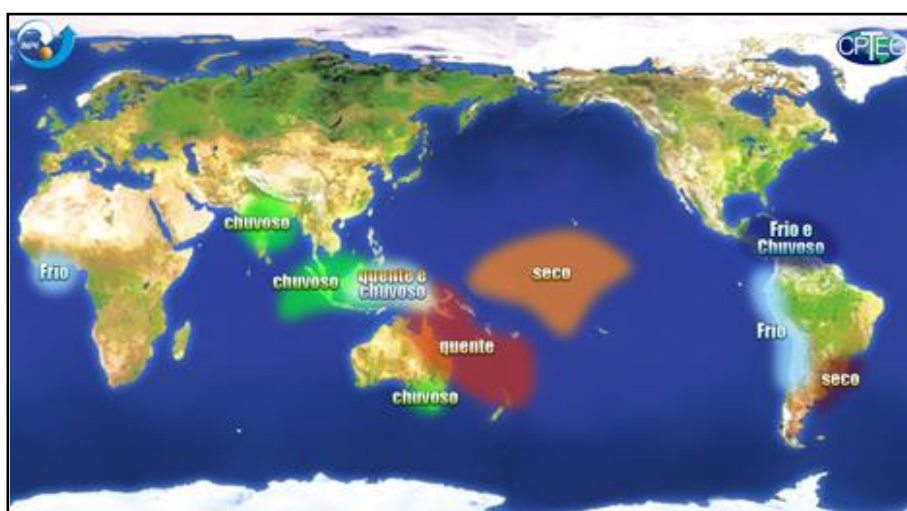
Fonte: INPE-CPTEC (2018).

Figura 2.20 - Efeitos globais da ocorrência do La Niña durante os meses de dezembro, janeiro e fevereiro.



Fonte: INPE-CPTEC (2018).

Figura 2.21 - Efeitos globais da ocorrência da La Niña durante os meses de junho, julho e agosto.



Fonte: INPE-CPTEC (2018).

O índice utilizado para medir tal oscilação durante os episódios de El Niño e La Niña é o SOI (Southern Oscillation Index - Índice de Oscilação Sul). O SOI caracteriza-se por uma medida de flutuações de larga escala na pressão do ar

entre oeste e leste do Pacífico tropical. Prolongados períodos negativos (quente) e positivos (frio) do SOI correspondem respectivamente a períodos de El Niño e La Niña. Rampelotto et al. (2012) encontrou uma conexão do ENSO com a atividade solar, por meio de parâmetros atmosféricos como a temperatura e a precipitação. De acordo com Haigh (2011) o aquecimento da alta estratosfera, em períodos de alta atividade solar, gerado pelo aumento da radiação UV ou por outros mecanismos, influencia a circulação da atmosfera de forma que haja um aquecimento também na baixa estratosfera tropical, podendo vir a interferir no clima regional na baixa atmosfera, por meio de um acoplamento vertical. No trabalho de Haigh; Blackburn; Day (2005), a partir de um aquecimento imposto na estratosfera junto a um modelo atmosférico, foi encontrada uma resposta na temperatura não somente nessa camada, mas, ao longo de toda a Troposfera. Esse mecanismo de aquecimento da estratosfera e possível subsequente processo de acoplamento é chamado de Top-Down e providencia uma estabilidade para a Troposfera, podendo influenciar os padrões climáticos e de circulação próximos da superfície e conseqüentemente no estado do ENSO, pela inibição da convecção tropical (HAIGH, 2011).

Um outro mecanismo que propõe explicar os efeitos regionais da variabilidade solar é chamado de Bottom-Up e envolve o acoplamento oceano – atmosfera pela interação da radiação solar total incidente na superfície através de áreas na atmosfera das zonas subtropicais relativamente livres de nuvens (MEEHL, 2009), podendo amplificar o efeito de um forçante solar inicialmente “fraco”. Maiores picos de radiação incidente significam maior absorção de energia pelas superfícies dos oceanos e conseqüentemente, maiores taxas de evaporação e de umidade, que ao serem transportadas para as zonas de convergência podem produzir mais precipitação. De acordo com Meehl et al. (2008), a intensificação da precipitação fortalece as circulações de Hadley e Walker na Troposfera, com o aumento associado à força dos ventos alísios. Um aumento da subsidência do ar diminui a quantidade de nuvens, permitindo

assim que um maior fluxo de radiação incida sobre a superfície do oceano, iniciando todo o processo.

Já os GCRs, com o próximo capítulo todo dedicado a suas características e seus efeitos na atmosfera terrestre, podem estar relacionados com a taxa de nebulosidade, devido à ionização induzida pelas partículas energéticas, anticorrelacionada à atividade solar.

3 OS RAIOS CÓSMICOS

Raios cósmicos, de um modo geral, apesar de possuírem uma pequena fração eletromagnética, não são raios, mas sim, partículas carregadas e em sua maioria completamente ionizadas devido aos violentos processos de aceleração pelo qual são formadas, onde os elétrons são praticamente separados do núcleo (DORMAN, 2004; JOKIPII, 1998; MURSULA; USOSKIN, 2003; PACINI, 2017). Originam-se do espaço e penetram na atmosfera da Terra a todo instante, vindos de todas as direções (ROSSI, 1964; JOKIPII, 1998), podendo ser divididos em *Raios Cósmicos Primários* e *Secundários* (DORMAN, 2004).

Os *Raios Cósmicos Primários* podem ser de três tipos, de acordo com o local de origem:

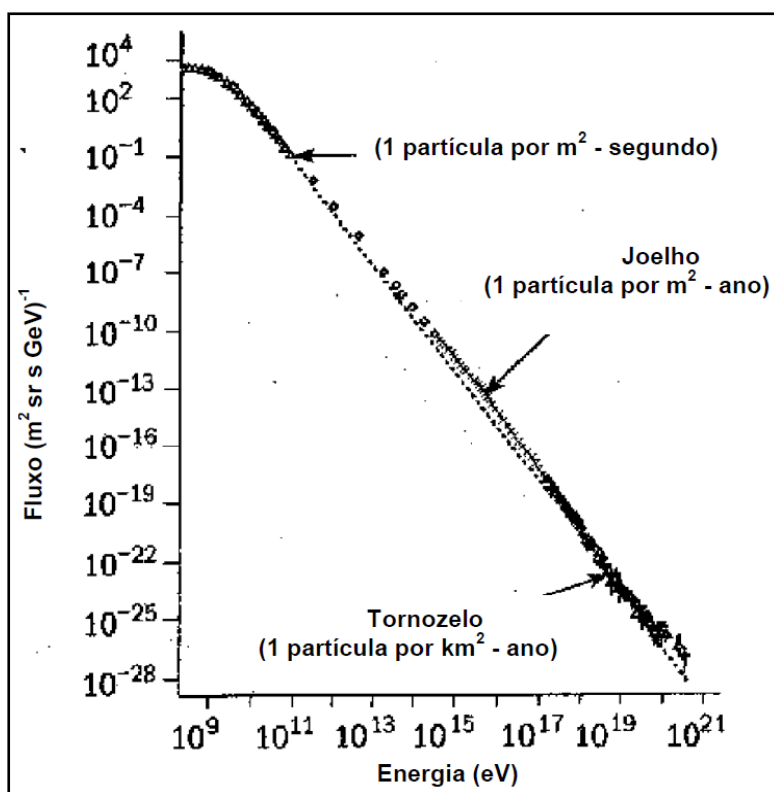
- GCR: originários do centro da galáxia, com energia de até 10^{15} - 10^{16} eV, formados principalmente por explosões e remanescentes de supernovas, das magnetosferas de pulsares e estrelas binárias, de choques de ondas no meio interestelar, dentre outros possíveis objetos na galáxia;
- Raios Cósmicos Solares (SCR): originários do Sol, com energia de até 15 - 30 GeV, gerados na coroa solar em períodos de ocorrência de eventos energéticos, como os flares;
- Raios Cósmicos Anômalos (ACR): originários da própria Heliosfera, com energia de 10 a 100 MeV, formados por meio da interação entre as partículas neutras do gás interestelar com o vento solar (DORMAN, 2004).

Dorman (2004) ainda apresenta raios cósmicos de mais duas origens: a extragaláctica, com energia acima de 10^{15} eV até 10^{21} eV, gerados em galáxias com núcleos ativos, com grande emissão de ondas na frequência de rádio e em outros objetos do universo bastante energéticos; e a magnetosférica ou planetária, com partículas de energia de até 10 MeV para Júpiter e Saturno e 30 keV para a Terra, gerados na magnetosfera de planetas magnéticos.

Já os *raios cósmicos secundários* são resultantes da interação entre os raios cósmicos primários e as partículas neutras da atmosfera terrestre (USOSKIN; KOVALTSOV, 2008; SILVA, 2006), a qual será discutida mais adiante.

Um meio de compreender a origem dos raios cósmicos é pela observação do seu espectro em função da energia representado pela lei de potência ($\Phi(E) \propto E^{-\gamma}$), onde γ é o índice espectral para energias acima de alguns GeV nucleon⁻¹ (SIMPSON, 1983), como pode ser visto na Figura 3.1. A dominância dos GCR dá-se em energias acima de 10³ MeV. Já na faixa das energias abaixo de algumas centenas de MeV, são os SCR os dominantes e entre algumas centenas de MeV e alguns GeV, predominam tanto os GCR quanto os SCR. Devido a várias razões, suspeita-se que os raios cósmicos com energia acima das que caracterizam o “tornozelo” sejam de origem extragaláctica (DORMAN, 2004).

Figura 3.1 - Espectro do fluxo dos raios cósmicos em função da energia.



Fonte: Adaptada de Mursula e Usoskin (2003).

De acordo com Simpson (1983) investigações experimentais usando balões e satélites mostraram que o fluxo de GCR é composto por 98% de núcleos atômicos e 2% de elétrons e pósitrons, sendo que os núcleos constituem aproximadamente de 87% de hidrogênio (prótons), 12% de hélio e 1% de outros elementos mais pesados na faixa de energia de maior intensidade ($10^8 - 10^{10}$ eV/nucleon).

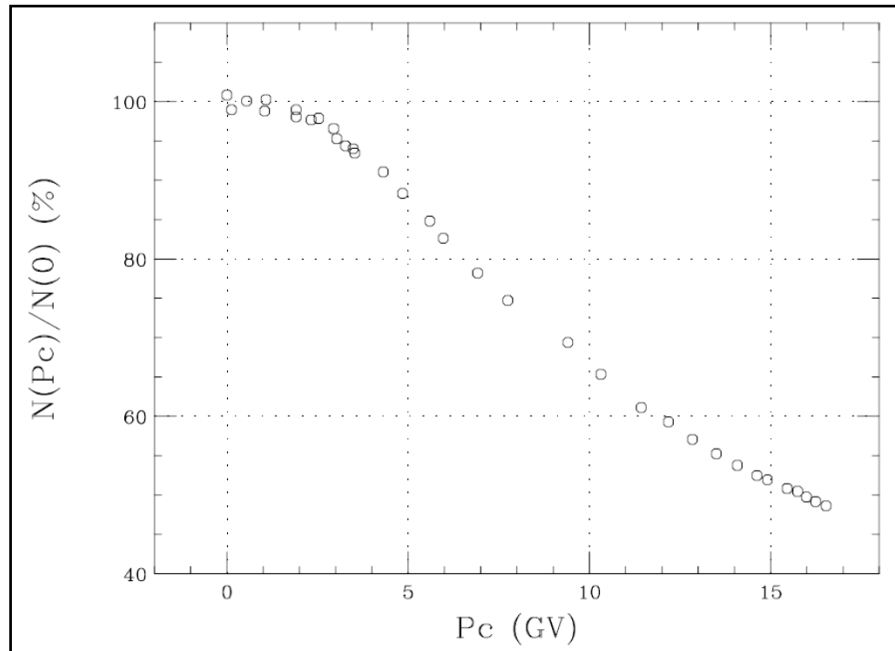
3.1 Variação dos GCR na atmosfera terrestre observada pelos monitores de nêutrons

O registro de dados pela rede de monitores de nêutrons contribui com diversas áreas que envolvem o estudo dos raios cósmicos, e que se utilizadas em conjunto chegam a alcançar uma rede ideal, devido:

- **à anisotropia:** estações de monitores de nêutrons em diferentes locais do globo têm campo de visão para diferentes direções no espaço. Assim, combinando dados destas estações, cobrindo todas as direções possíveis, pode-se determinar a anisotropia (propriedades de acordo com a direção em um meio óptico) dos raios cósmicos;
- **ao espectro de energia:** o campo geomagnético "deflete" os raios cósmicos mais intensamente na região equatorial, onde a rigidez de corte geomagnética (P_c) é maior do que em outras latitudes. Comparando dados de estações situadas em diferentes regiões, torna-se possível determinar o espectro de energia das partículas, e
- **às medidas de nêutrons solares relativísticos:** esses são eventos raros de serem registrados nas estações situadas próximas ao Equador e exigem uma distribuição uniforme em longitude, em altas altitudes e próximo à região equatorial (MORAAL; BELOV; CLEM, 2000).

O P_c (rigidez geomagnética de corte) é um parâmetro relacionado a uma dependência latitudinal para a incidência vertical das partículas energéticas de até 15 GeV (GRIEDER, 2001), determinando uma condição mínima de energia das partículas primárias dos raios cósmicos para penetrarem o campo magnético terrestre. A Figura 3.2 apresenta a taxa (porcentagem) de contagem de raios cósmicos para diferentes latitudes em relação à taxa das partículas na região polar, onde P_c tem o valor aproximado a 0 (zero). Assim, por meio da Figura 3.2 é possível perceber a forte anti - correlação latitudinal do fluxo de raios cósmicos com o P_c . Além disso, a altitude da estação também determinará a quantidade de partículas a serem detectadas. Então, quanto mais alto o local da estação de nêutrons, maior o número de partículas a serem contadas.

Figura 3.2 - Taxa de contagem de nêutrons no Programa Antártico Italiano durante 1996 -1997 em relação ao P_c .



Fonte: Villaresi (1997).

Uma simplificada descrição matemática da relação entre os parâmetros latitudinais e a taxa de contagem de raios cósmicos no monitor de nêutrons ($N(P_c, z, t)$), pode ser fornecida pela equação 3.1 apresentada por Clem; Dorman (2000),:

$$N(P_c, z, t) = \int_{P_c}^{\infty} \sum_i (S_i(P, z) J_i(P, t)) dP = \int_{P_c}^{\infty} W_t(P, z, t) dP \quad (3.1),$$

onde P_c é a rigidez de corte geomagnética, z é a profundidade atmosférica e t o tempo. $S_i(P, z)$ representa a função de rendimento do monitor de nêutrons para partículas primárias do tipo i e $J_i(P, t)$ representa o espectro de rigidez das partículas primárias do tipo i e tempo t . W_t é definido como a soma do produto entre $S_i(P, z)$ e $J_i(P, t)$ e tem o seu máximo valor no range de 4 - 7 GV no nível do mar, dependendo da época da modulação solar no tempo t . De acordo com Clem; Dorman (2000) o P_c e S_i dependem da direção de chegada das partículas primárias incidentes. Além disso, a resposta de um monitor de nêutrons também depende do excesso de carga da massa de ar, podendo a contagem de partículas ser influenciada por mudanças meteorológicas. Assim, mesmo que o instrumento seja projetado para detectar partículas secundárias de nêutrons, faz-se necessário algumas correções atmosféricas. De acordo com Clem; Dorman (2000) a correção atmosférica relacionada aos efeitos meteorológicos que modificam a massa de ar atmosférica sobre a estação pode ser escrita pela equação 3.2:

$$dN = -\alpha N dP \quad (3.2),$$

onde dN é a modificação na contagem de N , α é o coeficiente barométrico ou de atenuação, estimado empiricamente e dP é a alteração da pressão barométrica.

No monitor de nêutrons de Oulu, outra correção na modificação da sensibilidade absoluta do equipamento, devido a problemas operacionais da estação, como possíveis mudanças de hardware / software, também é cuidadosamente levada em consideração junto a um fator de correção (USOSKIN et al, 2001). Com isso, a taxa do monitor de nêutrons na base de dados é normalizada para uma taxa de contagem desde antes de 1985, para que:

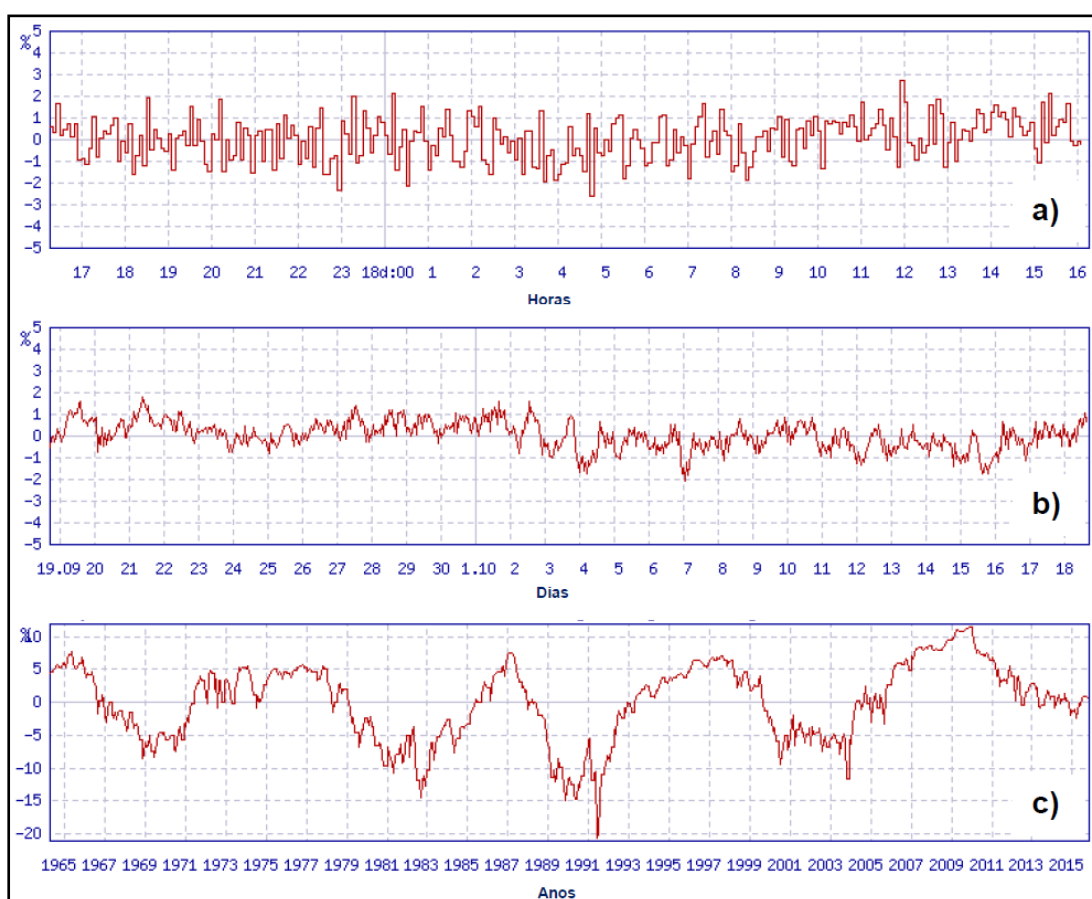
$$I_{normalizado} = I_{medido} \cdot F_c \quad (3.3).$$

Na equação 3.3 F_c é a eficiência do fator de correção, para determinados períodos, devido a algumas razões de natureza operacional, disponíveis em <http://cosmicrays oulu.fi/readme.html> (USOSKIN et al, 2001).

A contagem dos raios cósmicos, com os ajustes/correções necessários, é apresentada em tempo real nos sites das estações, como no do monitor de nêutrons de Oulu (<http://cosmicrays oulu.fi/>), utilizado para a aquisição de dados de GCR desse trabalho. Várias dessas estações apresentam um banco de dados do fluxo de raios cósmicos desde muitos anos atrás até os dias atuais. A estação de Oulu, por exemplo, disponibiliza para a comunidade científica dados sobre raios cósmicos com resolução máxima de 1 hora desde a década de 1960, com resolução máxima de 5 min. desde 1968 e com resolução máxima de 1 min. desde 1996. Com isso, é possível observar as pequenas variações de raios cósmicos ocorridas no período de um dia (Figura 3.3a), outras variações esporádicas que ocorrem em períodos de alguns dias (Figura 3.3b), além da impressão dos ciclos de atividade solar de 11 e 22 anos

(Figura 3.3c), devido à modulação do vento solar no fluxo de GCR em uma escala maior de tempo.

Figura 3.3 - Taxa de contagem de raios cósmicos a) das últimas 24 horas anteriores ao dia 18/10/2015, com resolução de 5 min.; b) dos últimos 30 dias anteriores ao dia 18/10/2015 com resolução de 1 hora e c) desde 1964 até a dia 18/10/15 com resolução de 30 dias (média mensal).

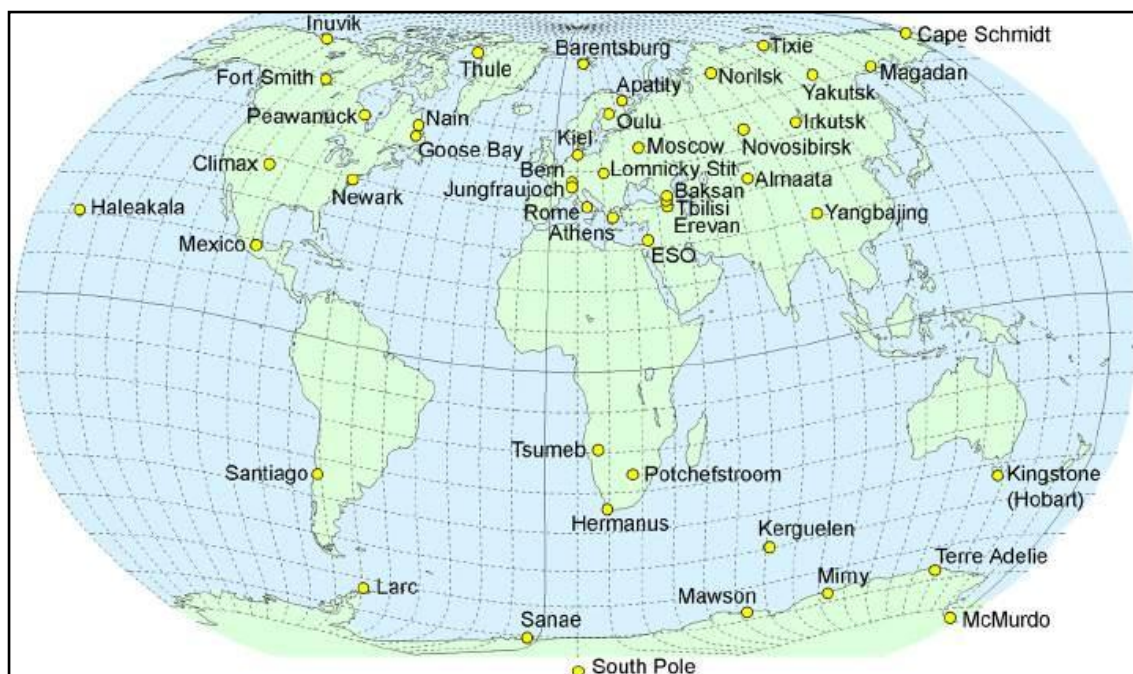


Fonte: Adaptada de Cosmic Ray Station (2015).

A taxa de contagem é diretamente mensurada por uma rede de monitores de nêutrons situados em diferentes latitudes dentro de um range de diferentes

valores de P_c , como mostra a Figura 3.4. O uso de toda rede funciona como se existisse um único espectrômetro multidirecional de raios cósmicos. Dessa forma, há uma maior exatidão na contagem das partículas, do que se fosse feita apenas por um único instrumento.

Figura 3.4 - Rede Global de Monitores de Nêutrons em operação em 2014.



Fonte: Neutron Monitor Database (2015).

Todo o fluxo de raios cósmicos observado abrange um limite de energia entre 0.3 - 20 GeV, chamado de range de energia do monitor de nêutrons (MURSULA; USOSKIN, 2003). Junto às observações, é possível perceber que além da atividade solar, outros fatores influenciam na variação da intensidade do fluxo dos GCR na atmosfera terrestre, em diferentes escalas de tempo. Tais fatores, incluindo a atividade magnética do Sol, dividem-se em dois grupos, sendo que o primeiro inclui os de origem terrestre e o segundo os de origem extra-terrestre.

3.1.1 Efeitos de origem terrestre na variação do fluxo de GCR na atmosfera

Dentre os efeitos de origem terrestre mais significantes para o fluxo de múons, mas, nem tanto para o fluxo de nêutrons, incluem-se as variações sazonais e diurnas, relacionadas às modificações periódicas na estrutura atmosférica ocorridas entre o inverno e o verão e entre o dia e a noite, respectivamente. As variações sazonais da atmosfera influenciam na modificação periódica da absorção de partículas secundárias devido às mudanças na estrutura atmosférica (densidade, pressão e temperatura) a cada período das estações do ano. As variações diurnas são similares às variações sazonais, mas, dão-se devido às mudanças nas estruturas atmosféricas do dia e da noite (DORMAN, 2004). Essas variações ocorrem periodicamente e possuem uma amplitude bem pequena (<1%) para os nêutrons, como podem ser vistas na Figura 3.3 a). A forma assimétrica da magnetosfera terrestre também resulta em uma pequena mudança diurna do P_c , proporcionando uma pequena variação diurna do fluxo de GCR na superfície terrestre. Além disso, esporadicamente, durante alguns distúrbios magnetosféricos, causados por tempestades geomagnéticas, pode ocorrer um decréscimo do P_c local e com isso o aumento de partículas na atmosfera (MURSULA; USOSKIN, 2003).

3.1.2 Efeitos de origem extra - terrestre na variação do fluxo de GCR na atmosfera

Os efeitos de origem extra-terrestre têm maior contribuição na variação dos GCR na atmosfera do que os de origem terrestre, podendo também serem classificados como periódicos ou esporádicos. Entre os efeitos periódicos incluem-se as variações nos fluxos das partículas referentes aos ciclos de atividade solar de 11 e 22 anos, apresentadas na Figura 3.3 c), além da variação das partículas devido à modulação pela rotação do Sol de 27 dias. Já

os esporádicos referem-se aos efeitos do FD, causados por ICMEs (Ejeções de Massa Coronal Interplanetárias) e/ou choques com nuvens magnéticas, na diminuição da intensidade do fluxo dos GCR na atmosfera da Terra (MURSULA; USOSKIN, 2003).

3.1.2.1 Os efeitos periódicos

Os efeitos periódicos, relacionados à atividade do Sol na variação do fluxo de GCR no topo da atmosfera terrestre, ocorrem devido à modulação pelo vento solar no fluxo das partículas ao penetrarem na heliosfera (HOYT; SCHATTEN, 1997), anteriormente influenciado pelo campo magnético interestelar. A modulação do vento solar baseia-se na teoria de transporte sugerida por Parker (1965), reescrita na forma da equação 3.4, obtida em Potgieter (1998):

$$\frac{\partial f}{\partial t} = -(\mathbf{V} + \langle \mathbf{v}_d \rangle) \cdot \nabla f + \nabla \cdot (\mathbf{K}^{(S)} \cdot \nabla f) + \frac{1}{3} (\nabla \cdot \mathbf{V}) \frac{\partial f}{\partial \ln P} \quad (3.4),$$

onde $f(r, P, t)$ é a função de distribuição dos raios cósmicos no espaço, P é a rigidez, r é a posição em 3D (coordenadas do sistema esférico r , θ , and φ , onde o plano equatorial é no ângulo polar de $\theta = 90^\circ$), t o tempo, V a velocidade radial do vento solar, v_d a velocidade de deriva e K o tensor difusão. O tensor difusão pode ser dividido em duas partes: simétrica $K^{(S)}$ e assimétrica $K^{(A)}$, como mostra a expressão 3.5.

$$\mathbf{K} = \begin{bmatrix} \kappa_{\parallel} & 0 & 0 \\ 0 & \kappa_{\perp\theta} & \kappa_A \\ 0 & -\kappa_A & \kappa_{\perp r} \end{bmatrix} \quad (3.5)$$

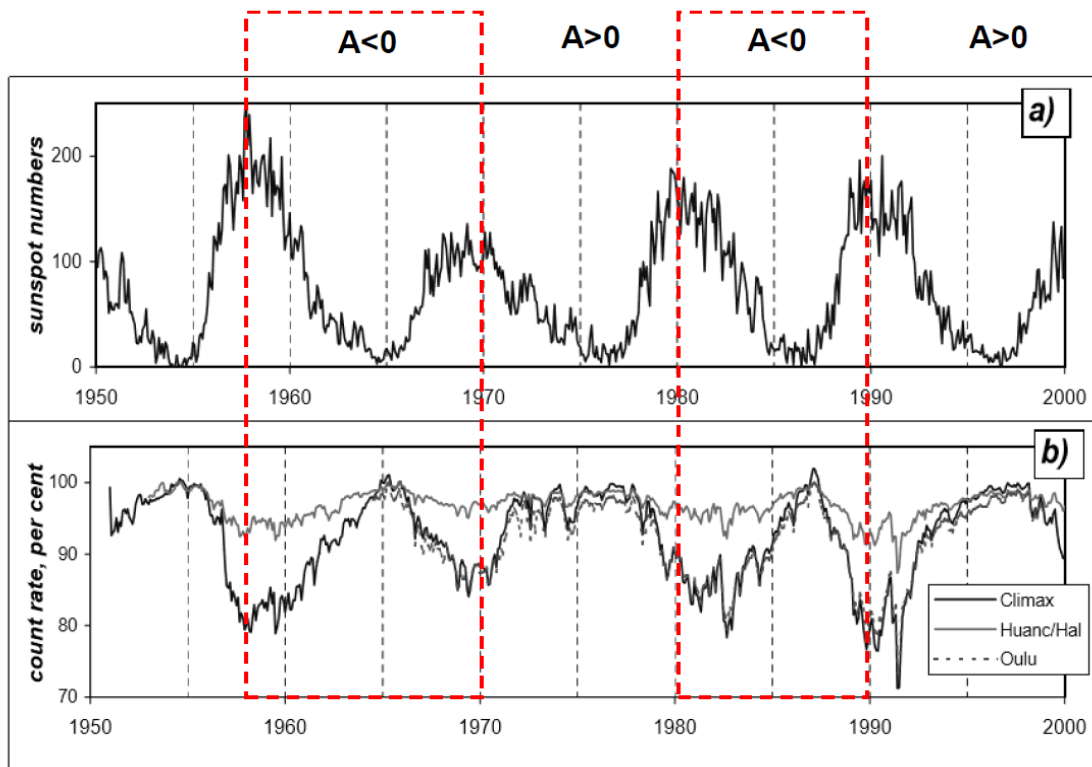
A parte simétrica, juntamente com os coeficientes perpendicular e paralelo (K_{\perp} e K_{\parallel} , respectivamente) está relacionada à difusão das partículas eletricamente carregadas afetadas pela intensidade do campo magnético interplanetário e a assimétrica descreve a deriva de gradiente e de curvatura (POTGIETER,

1998). A deriva de curvatura deve-se ao efeito da força centrífuga sobre as partículas nas linhas de campo magnético curvadas e a deriva de gradiente refere-se ao raio de giro da partícula ao atravessar os campos magnéticos não uniformes (BAUMJOHANN; TREUMANN, 1997). Os tensores $K_{\perp\theta}$ e $K_{\perp r}$ estão relacionados, respectivamente, com as componentes na direção polar e radial. De acordo com Potgieter (1998) o primeiro termo do lado direito da equação 3.4 descreve a convecção para fora dos GCR devido ao vento solar e a deriva devido à curvatura e ao gradiente do Campo Magnético Interplanetário (IMF). O segundo termo descreve a difusão e o terceiro a mudança adiabática da energia.

Sob a influência do vento solar o fluxo de GCR varia inversamente ao ciclo de atividade magnética de 11 anos. Sendo assim, estando o Sol em período de maior atividade (observada através de indicadores solares como as manchas e o fluxo de rádio no comprimento de onda de 10,7 cm), a concentração de íons cosmogênicos encontrados na atmosfera é menor. O contrário ocorre quando o Sol encontra-se no período de menor atividade (com a diminuição das manchas solares). A amplitude dessa modulação depende da intensidade da atividade magnética do Sol (intensidade do campo magnético), além de estar relacionada com a energia do GCR, pois, os efeitos da modulação solar são insignificantes para as partículas acima de alguns GeV de energia, mas, totalmente significantes para as partículas menos energéticas (aproximadamente 300 MeV) (MURSULA; USOSKIN, 2003). Além de ser influenciado pelo ciclo de 11 anos de atividade magnética solar, o fluxo dessas partículas também sofre com o efeito do ciclo de 22 anos (ciclo de Hale), relacionado à inversão da polaridade do campo magnético do Sol, como mostra a Figura 3.5. Na Figura 3.5 b) ainda é possível perceber a diferença da taxa de raios cósmicos em um mesmo período para diferentes latitudes geográficas / estações de monitores de nêutrons e rigidez de corte magnética, como: Climax (39,37° N; 106,18° O; P_c : 2,99 GV), situada no Colorado (EUA); Oulu (65° N; 25,47° L; P_c : 0,85 GV), situada em Oulu (Finlândia); Haleakala (20,72° N; 156,28° O; P_c : 12,81 GV), no

Havai (EUA) e Huancayo ($12,03^{\circ}$ S; $75,33^{\circ}$ O; $P_c: 12,92$ GV), no Peru. Como já conhecido, é possível notar que a variação do fluxo de partículas entre os períodos de máxima e mínima atividade, devido à modulação solar, é mais evidente nos dados referentes às regiões de maior latitude do que nos de baixas e médias latitudes, mostrando uma antirrelação do fluxo de GCR também com o P_c .

Figura 3.5 - Efeito da modulação solar dos raios cósmicos observado nos monitores de nêutrons. a) números de manchas solares como índice da atividade solar. b) taxas de raios cósmicos de diferentes monitores de nêutrons (Climax, Huancayo, Haleakala e Oulu).

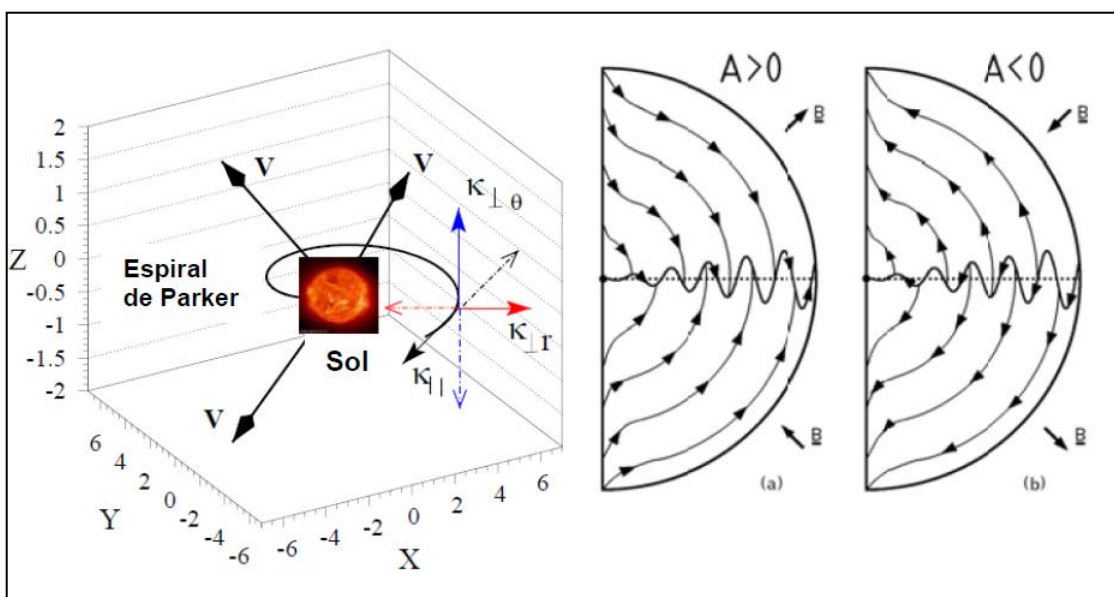


As áreas circundadas pelas linhas pontilhadas em vermelho abrangem os períodos referentes às polaridades do campo magnético solar de um pico a outro de máxima atividade, quando ocorre a inversão do campo magnético do Sol.

Fonte: Adaptada de Mursula e Usoskin (2003).

A relação com o ciclo de 22 anos está impressa nas diferentes formas dos picos de máximo fluxo das partículas, que se alternam entre as formas mais pontiagudas e mais achatadas durante as fases de mínimos solares. Isso se dá pelo efeito de deriva no transporte de GCR na heliosfera, devido à influência da ondulação na HCS (POTGIETER, 2013). Nas fases em que a polaridade do campo magnético solar é negativa ($A < 0$), ou seja, quando o campo magnético interplanetário aponta para dentro do Sol no Hemisfério Norte (T) e para fora no Hemisfério Sul (A), ocorre a deriva de partículas positivamente carregadas (prótons) de GCR para dentro da heliosfera, principalmente através das regiões equatoriais, ao longo da lâmina de corrente, em direção aos polos do Sol. Nesse caso, essas partículas sofrem uma modulação mais intensa pelo vento solar, o que afeta o fluxo das partículas de baixa energia de GCR. Isso produz um pico pontiagudo, enquanto que durante períodos de mínimo solar com polaridade positiva ($A > 0$), que ocorre quando o campo magnético aponta para fora no Hemisfério Norte (A) e para dentro no Hemisfério Sul (T), as partículas positivas de GCR derivam das regiões polares para longe do Sol ao longo da HSC, sendo a modulação menos intensa e o pico de fluxo máximo de GCR mais achatado (HEBER; POTGIETER, 2006). Toda essa dinâmica pode ser melhor observada pela Figura 3.6. Devido à grande escala espacial da heliosfera, ao tempo de propagação do vento solar e aos distúrbios do campo magnético interplanetário, além do tempo de difusão das partículas de GCR, existe um tempo de atraso entre as mudanças da atividade solar e as mudanças correspondentes à intensidade dos GCR observadas na superfície terrestre (MURSULA; USOSKIN, 2003).

Figura 3.6 - Diagrama ilustrativo com os elementos do tensor difusão referente à espiral de Parker (à esquerda) e o padrão da deriva dos íons carregados positivamente nos períodos de mínima atividade solar com polaridade positiva e negativa, $A > 0$ e $A < 0$, respectivamente, juntamente com a ondulação da lâmina de corrente heliosférica (direita).



As setas, do diagrama da esquerda indicam o vetor velocidade (V) do vento solar que se expande radialmente.

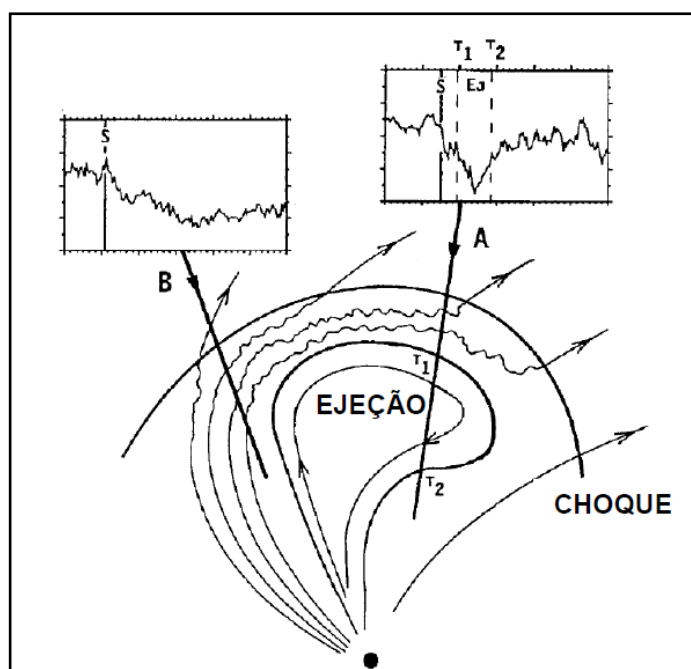
Fonte: Adaptada de Heber e Potgieter (2006).

Já os efeitos na variação do fluxo das partículas, devido à rotação do Sol de 27 dias, são bem pequenos (<2%) e estão relacionados à assimetria longitudinal das condições eletromagnéticas na heliosfera durante uma rotação solar (MODZELEWSKA; ALANIA, 2013).

3.1.2.2 Os efeitos esporádicos / transientes

Os efeitos esporádicos abrangem os FDs, caracterizados por decréscimos abruptos e transitórios na densidade de GCR, que ocorrem de forma esporádica e repentinamente devido a passagens de estruturas solares no meio interplanetário originadas de fenômenos energéticos, como por exemplo, as CMEs. Em seus deslocamentos, as CMEs criam uma região de choque frontal, que comprime e aquece o vento solar, agindo como escudo para a passagem dos GCRs e gerando então, um decréscimo do fluxo dessas partículas na atmosfera terrestre (CANE, 2000), como mostra a Figura 3.7.

Figura 3.7 - Ilustração de uma estrutura energética solar de grande escala associada a uma região de choque no meio interplanetário e o espectro da intensidade do fluxo de raios cósmicos devido o efeito da ICME.



T_1 e T_2 indicam, respectivamente, o tempo de início e fim da passagem da nuvem magnética.

Fonte: Adaptada de Cane (2000).

Esses decréscimos são chamados de decréscimos transientes ou não recorrentes e alcançam o máximo da depressão em apenas um dia com uma gradual recuperação (CANE, 2000). Em poucas horas, a intensidade registrada de GCRs em uma estação de nêutrons pode ser reduzida de 5% até 20 - 30% em casos extremos (MUSALEM - RAMIREZ et al., 2013), como mostra a Figura 3.8. De acordo com Musalem-Ramirez et al. (2013), de um modo geral, três estágios podem ser identificados em um evento de FD:

1) Início: os inícios são quase que simultâneos em toda a rede mundial de monitores de nêutrons;

2) Amplitude / Magnitude: a amplitude ou magnitude do FD está relacionada à rigidez de corte geomagnética (parâmetro relacionado à latitude), ao tipo e à altitude da estação, como pode ser observado nas Figuras 3.8, 3.9 e 3.10. A primeira Figura é composta por dados do monitor de nêutrons de Oulu (alta latitude: 65° N; P_c : 0,85 GV), a segunda com dados do monitor de nêutrons de Santiago (média latitude: $33,48^{\circ}$ S; P_c : 9,29 GV) e a terceira com dados do monitor de nêutrons de Haleakala (média / baixa latitude: $20,72^{\circ}$ N; P_c : 12,81 GV). Todos esses dados referem-se à variação de raios cósmicos no mês de outubro de 2003, com ênfase para o FD ocorrido entre os dias 28 e 30.

3) Recuperação: a fase de recuperação dura alguns dias ou algumas vezes, até semanas. Isso pode ou não ser regular, dependendo da intensidade das variações. Na maioria dos FDs, essa fase pode ser descrita aproximadamente pela exponencial descrita por Lockwood (1971):

$$I = I_0 \exp(-t/t_0) \quad (3.6),$$

onde I_0 é a máxima amplitude do decréscimo, I é a diferença entre a intensidade pré-decrécimo e a intensidade na fase de recuperação, t é o

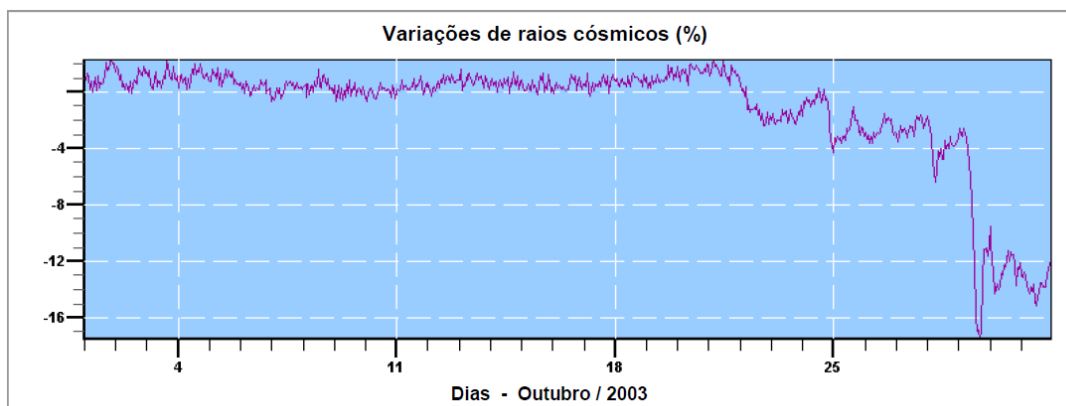
tempo depois do início do decréscimo mensurado em dias e t_0 é a constante de tempo característico para a recuperação.

Figura 3.8 - Decréscimo (amplitude $\cong 34\%$) de GCR na atmosfera terrestre, obtido da estação do monitor de nêutrons de Oulu ($P_c = 0,85$ GV), para o mês de outubro de 2003, com resolução de 1h.



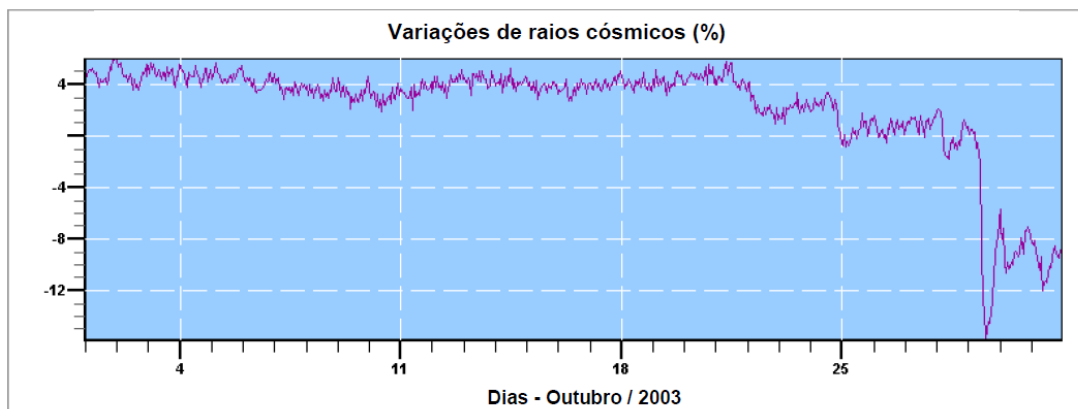
Fonte: Adaptada de Cosmic Ray Station (2015).

Figura 3.9 - Decréscimo de GCR (amplitude $\cong 21\%$) na atmosfera terrestre, obtido da estação do monitor de nêutrons de Santiago ($P_c = 9,29$ GV), para o mês de outubro de 2003, com resolução de 1h.



Fonte: Adaptada de Network of Cosmic Ray Stations (2017a).

Figura 3.10 - Decréscimo de GCR (amplitude $\cong 17\%$) na atmosfera terrestre, obtido da estação do monitor de nêutrons de Haleakala ($P_c = 12,81$ GV), para o mês de outubro de 2003, com resolução de 1h.



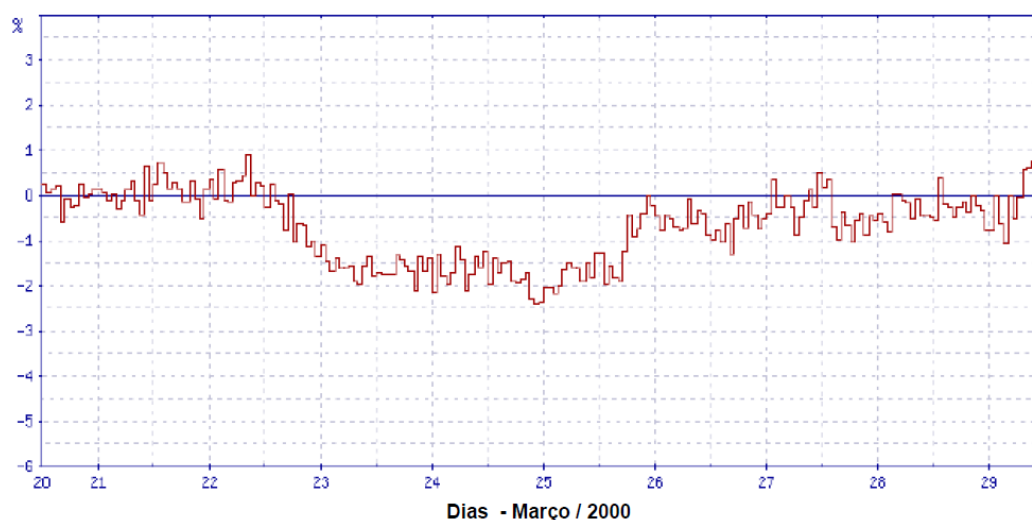
Fonte: Adaptada de Network of Cosmic Ray Stations (2017b).

Decréscimos de GCR na atmosfera terrestre, como os vistos nas Figuras 3.8, 3.9 e 3.10, foram observados primeiramente por Forbush (1937, 1938) utilizando câmaras de ionização, antes mesmo do trabalho realizado por Simpson na década de 1950, por meio dos monitores de nêutrons, o qual demonstrou suas origens no meio interplanetário (SIMPSON, 1954). Alguns trabalhos atuais têm estudado a interferência desses decréscimos em parâmetros físicos da atmosfera, na cobertura e micro-física das nuvens (ex.: SVENSMARK; ENGHOFF; SVENSMARK, 2012; DRAGIC et al., 2011; SVENSMARK; BONDO; SVENSMARK, 2009; SVENSMARK, 2015), já que a presença de íons na atmosfera pode multiplicar significativamente o número total de aerossóis candidatos a núcleos de condensação de nuvens, de acordo com seu tamanho e suas características (USOSKIN, KOVALTISOV, 2008a).

Um outro tipo de decréscimo do fluxo de partículas na atmosfera é chamado de decréscimo recorrente, o qual tem um começo gradual, um perfil mais simétrico e está associado às estruturas co-rotantes no meio interplanetário (LOCKWOOD, 1971), como mostra a Figura 3.11. Mas, historicamente, de

acordo com Cane (2000), qualquer decréscimo repentino de partículas na atmosfera terrestre tem sido chamado apenas de FD. Na Figura 3.11 pode-se notar um estável e suave decréscimo do fluxo dos raios cósmicos entre os dias 22/02 e 26/03, devido à passagem de uma nuvem magnética, observado pelo monitor de nêutrons de Oulu entre os dias 20/03/2000 e 29/03/2000, com resolução de 60 min (MURSULA; USOSKIN, 2003).

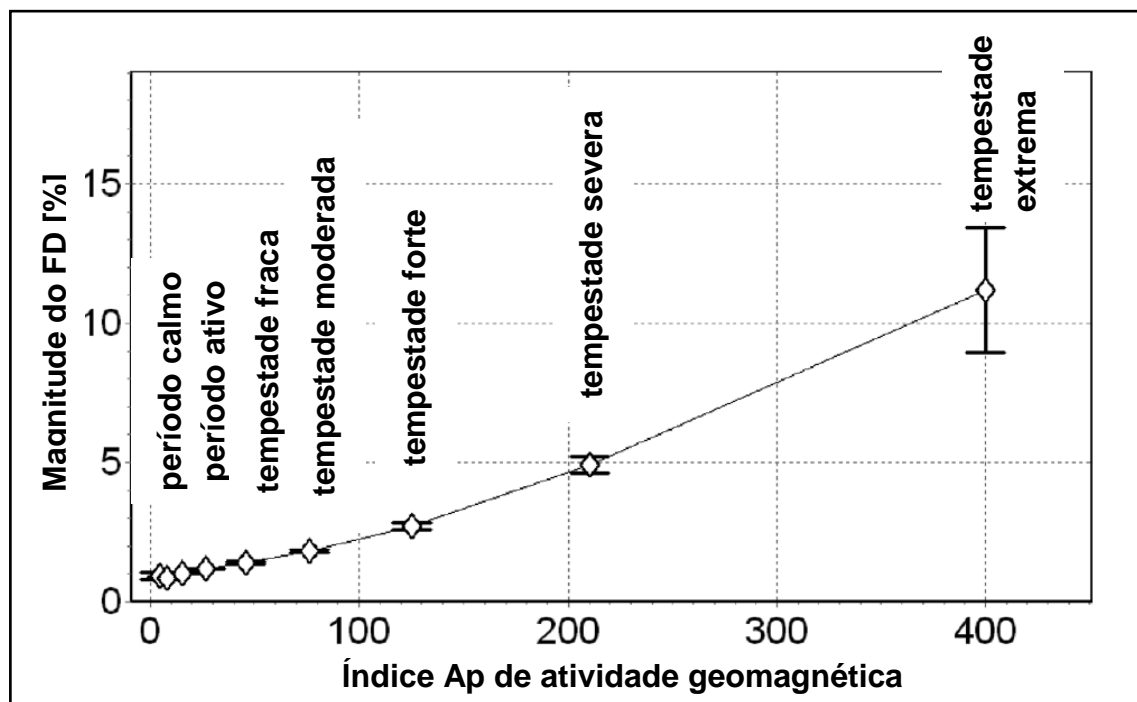
Figura 3.11 - Fluxo de GCR do mês de março de 2000 com uma diminuição gradual devido à passagem de uma nuvem magnética pela Terra, observada pelo monitor de nêutrons de Oulu.



Fonte: Adaptada de Mursula e Usoskin (2003).

De acordo com Belov (2008), estando os FDs suficientemente intensos (magnitudes $> 5\%$) conectados às CMEs, pode-se dizer que também estão estatisticamente associados às tempestades geomagnéticas de acordo com suas magnitudes, como mostra a Figura 3.12.

Figura 3.12 - Associação estatística da magnitude dos FDs com os Índices Ap de atividade geomagnética.



Fonte: Adaptada de Belov (2008).

Outras importantes características do FD, foram observadas por meio de dados coletados em monitores de nêutrons por Lockwood (1971), sendo algumas delas apresentadas abaixo:

- 1) A magnitude de decréscimo de partículas primárias de raios cósmicos com $P_c > 1\text{GV}$ pode exceder 20% com uma duração de mais de 10 dias;
- 2) Os FDs transientes, de grande amplitude, são caracterizados por um início pontiagudo, com uma taxa de decréscimo de $2\% \text{ h}^{-1}$ e ocasionalmente maior que $5\% \text{ h}^{-1}$, observados por monitores de nêutrons situado em altas latitudes;

- 3) FD com amplitudes maiores que 5%, registrados em monitores de nêutrons com $P_c \sim 1$ GV são normalmente precedidos pelos aumentos súbitos do campo magnético terrestre, ocasionados pelo início de uma tempestade geomagnética;
- 4) Intensos FDs ocorrem 24 - 60 horas depois de intensos flares solares, predominantemente localizados na região oriental ou central do Sol;
- 5) Os FDs de maiores amplitudes estão associados aos eventos solares ocorridos no limbo solar leste (visto da Terra);
- 6) Os FDs são observados primeiramente na direção entre 30° O e 70° O, que é a direção do campo interplanetário próximo à Terra;
- 7) Aumentos precursores de partículas solares podem preceder alguns FD;
- 8) A dependência da rigidez de corte é a mesma tanto para os FD recorrentes, quanto para os não recorrentes.

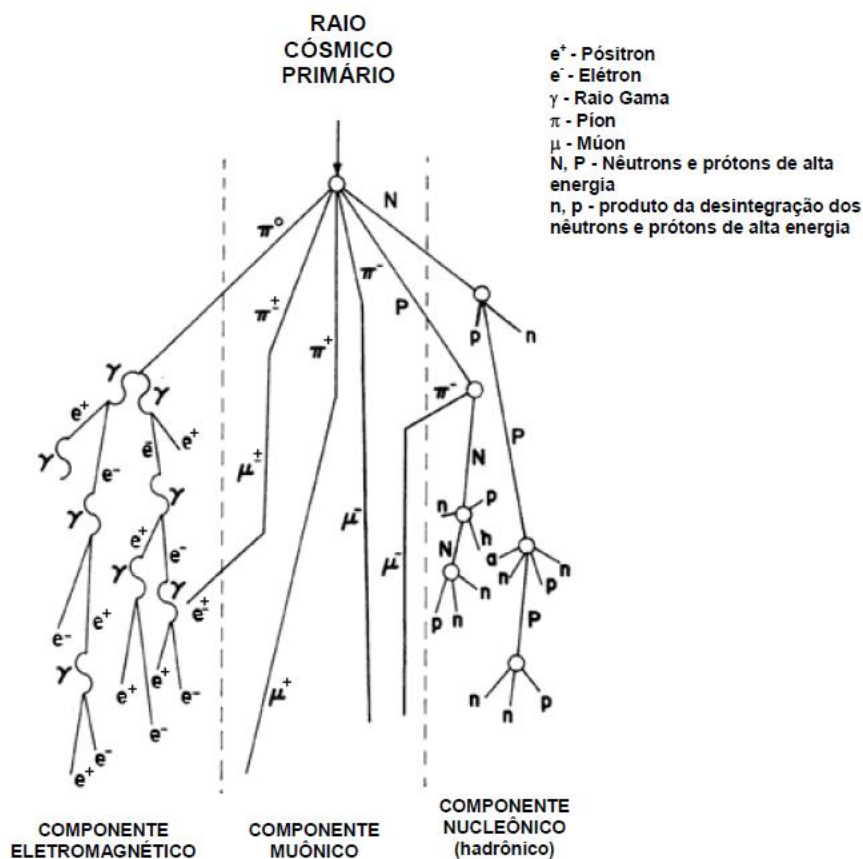
Os cálculos das magnitudes dos FDs associados aos respectivos valores do índice de atividade geomagnética foram feitos por Belov et al (2005), para o período de 1957-2006. É possível observar que FDs $< 1\%$ estão associados às condições geomagnéticas calmas e que tempestades magnéticas extremamente intensas são seguidas por FDs com magnitudes bem maiores, como por exemplo o evento de decréscimo de partículas de outubro de 2003, analisado neste trabalho, com uma magnitude de aproximadamente 33%, detectado no monitor de nêutrons de Oulu.

3.2 Os GCR na atmosfera terrestre: cascata atmosférica

Uma vez presentes na atmosfera, após seus fluxos sofrerem interferência dos eventos energéticos heliosféricos e do campo geomagnético, os GCRs com

uma energia abaixo de poucos GeV (~500 MeV) podem sofrer uma série de sucessivas colisões e interações com os elementos neutros atmosféricos, principalmente N₂ (nitrogênio) e O₂ (oxigênio), produzindo os raios cósmicos secundários aos pares e formando a chamada cascata atmosférica constituída de três componentes principais: o componente "leve" ou eletromagnético, que consiste de elétrons, pósitrons e fótons; o componente "pesado" ou muônico, que consiste de muons; e o componente nucleônico (hadrônico), que é principalmente constituído por nêutrons supra-térmicos (MURSULA; USOSKIN, 2003), como mostra a Figura 3.13.

Figura 3.13 - Representação esquemática da produção de partículas na atmosfera terrestre (cascata atmosférica) por meio da interação dos GCR com os elementos neutros.



Fonte: Adaptada de Otaola e Valdés-Galicia (1995).

Em média as partículas primárias (prótons) chocam-se com os componentes neutros atmosféricos depois de terem atravessado aproximadamente 80 g/cm^2 de matéria sobre o nível do mar ($\sim 18 \text{ km}$ de altitude; $\sim 80 \text{ hPa}$ calculada em http://www.altitude.org/air_pressure.php). O predomínio de um dos três mecanismos de conversão da energia primária em um componente secundário irá depender da energia da partícula incidente (OTAOLA; VALDÉS - GALICIA, 1995). Os fragmentos de partículas energéticas primárias, no caso de íons pesados, continuam propagando-se na atmosfera e interagindo sucessivamente, produzindo mais raios cósmicos secundários ao longo de suas trajetórias. De acordo com Marsh; Svensmark (2000) a cascata termina quando o componente nucleônico (ex.: nêutrons e prótons) alcança energias tão pequenas, que não é mais capaz de produzir partículas secundárias. A Tabela 3.1 apresenta algumas características dos principais componentes que compõem a cascata atmosférica.

Tabela 3.1 - Algumas características dos componentes da cascata atmosférica.

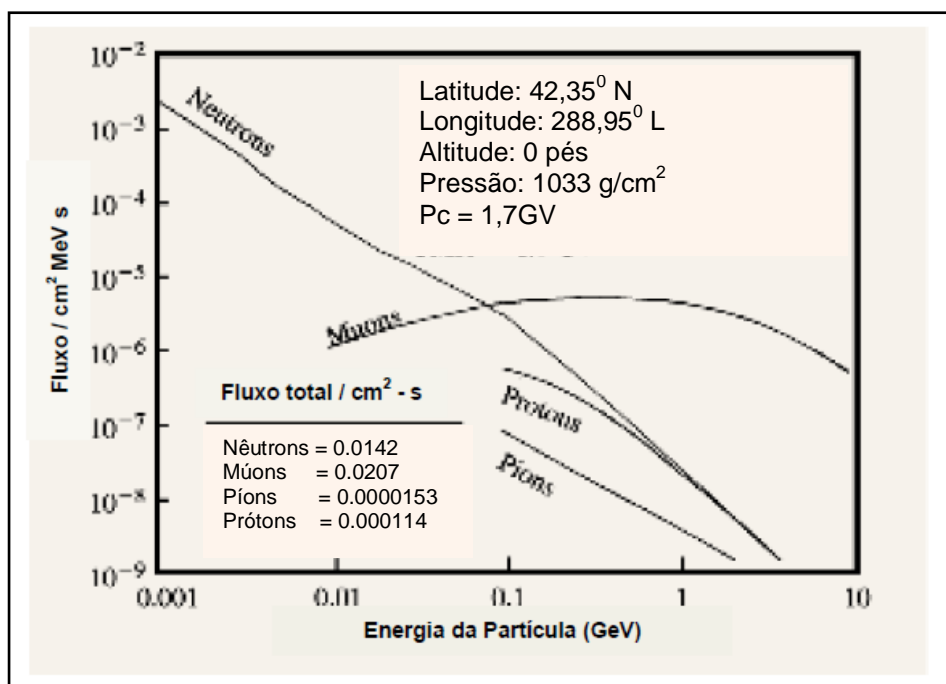
Partícula	Interação			Massa (MeV)	Tempo de vida	Absorção atmosférica (g/m^2)
	Eletromag.	Forte	Fraca			
Píon	x	x		≈ 134	$\approx 26 \text{ ns}$	≈ 115
Múon	x		x	≈ 106	$\approx 2 \mu\text{s}$	≈ 260
Nêutron		x		932	12 min	≈ 140
Próton	x	x		938	estável	≈ 110
Elétron	x			0.511	estável	≈ 100
Fóton	x				estável	

Fonte: Adaptada de Mursula e Usoskin (2003).

Nesse processo de ionização induzida pelos raios cósmicos na atmosfera, o nêutron é uma partícula muito significativa, pois, é um dos componentes detectados na maioria das estações de raios cósmicos da superfície (monitores de nêutrons). O múon, também é outro componente de importância que domina energias acima de 100 MeV . Mas, como já mencionado, é muito sensível aos parâmetros atmosféricos, em particular à altitude da primeira colisão. Assim, quanto mais elevada a altitude da primeira colisão, menor é o fluxo de múons

na superfície. Já o fluxo de prótons é similar ao de nêutrons em energias acima de 1 GeV, como mostra a Figura 3.14, mas, é muito menor em energias mais baixas. Isso se deve ao fato dos prótons causarem ionização e os nêutrons, não (MURSULA; USOSKIN, 2003).

Figura 3.14 - Espectro de energia dos diferentes componentes da cascata atmosférica no nível do mar, em Nova Iorque.



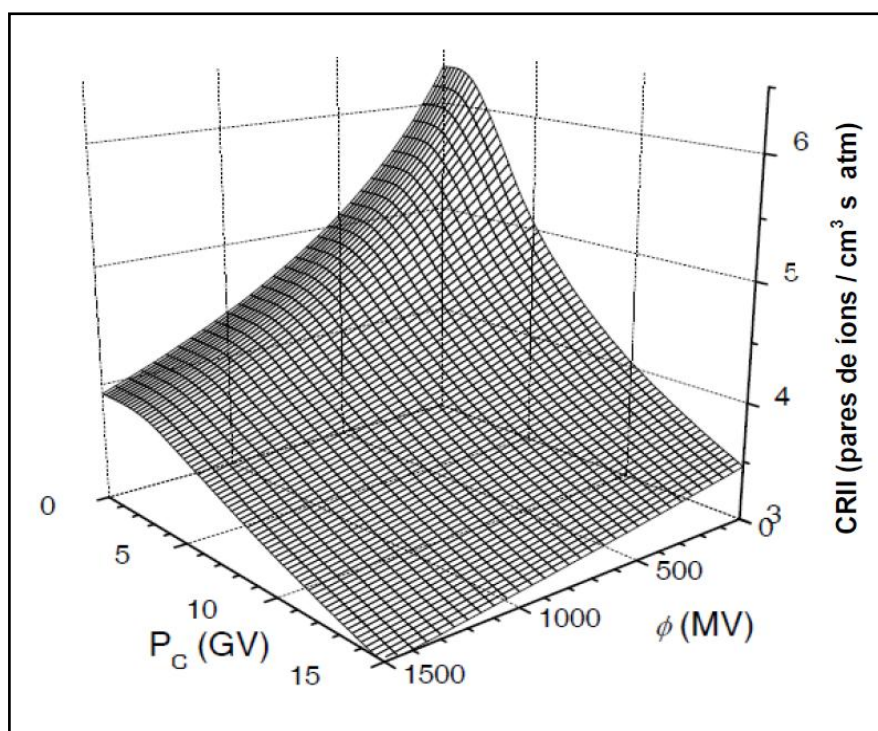
Fonte: Adaptada de Mursula e Usoskin (2003).

3.3 Ionização Induzida pelos raios cósmicos e seus possíveis efeitos na atmosfera

A ionização atmosférica em baixas (~2000 m) e moderadas (~7000 m) altitudes (810 hPa - 430 hPa ao nível do mar: calculada em http://www.altitude.org/air_pressure.php) dá-se por partículas secundárias resultantes da cascata nucleônica - eletromagnética iniciada pelos raios cósmicos primários na atmosfera terrestre (USOSKIN; GLADYSHEVA;

KOVALTISOV, 2004). Portanto, as variações na taxa da ionização induzida não se dão apenas pela modulação das partículas no meio interplanetário proveniente da variação da atividade solar, representada por ϕ , mas, também, pelas mudanças no P_c , que afetam o fluxo de raios cósmicos no topo da atmosfera da Terra (KOVALTISOV; USOSKIN, 2007), como já mencionado. Tal dependência da taxa de ionização induzida na atmosfera em relação aos valores de P_c (valores desde os pólos onde o $P_c \cong 0$ até a região equatorial com um P_c de aproximadamente 15 GV) e de ϕ (desde valores que representam a modulação no Mínimo de Maunder até uma alta atividade solar com $\phi = 1500$ MV), estimada junto ao método de Usoskin; Kovaltsov (2006), para uma altitude de aproximadamente 3 km (profundidade atmosférica de $\sim 700 \text{ g cm}^{-2}$), está representada na Figura 3.15.

Figura 3.15 - Ionização Induzida pelos raios cósmicos na atmosfera estimada para uma altitude de ~ 3 km (profundidade atmosférica $\sim 700 \text{ gcm}^{-2}$) em função do parâmetro P_c e de ϕ .



Fonte: Adaptada de Kovaltsov e Usoskin (2007).

Por meio da Figura 3.15 é possível notar que em latitudes geomagnéticas mais altas como por exemplo na região dos polos, onde P_c é dado como 0 (zero), a ionização induzida na atmosfera chega a um altíssimo valor (> 6 pares de íons / $\text{cm}^3 \text{ s atm}$) em períodos de baixa atividade solar (ex.: $\phi \cong 0$). Devido ao P_c , o valor da taxa de ionização da região polar é ainda maior do que o de outras regiões de latitudes mais baixas, mesmo em períodos em que a atividade solar é máxima (ex.: $\phi = 1500 \text{ MV}$). Esse valor diminui à medida que a latitude geomagnética decresce, como por exemplo na região do equador, onde $P_c = 15 \text{ GV}$, a ionização induzida é mínima em períodos de alta atividade, em relação às outras latitudes, aumentando à medida que a atividade magnética solar diminui.

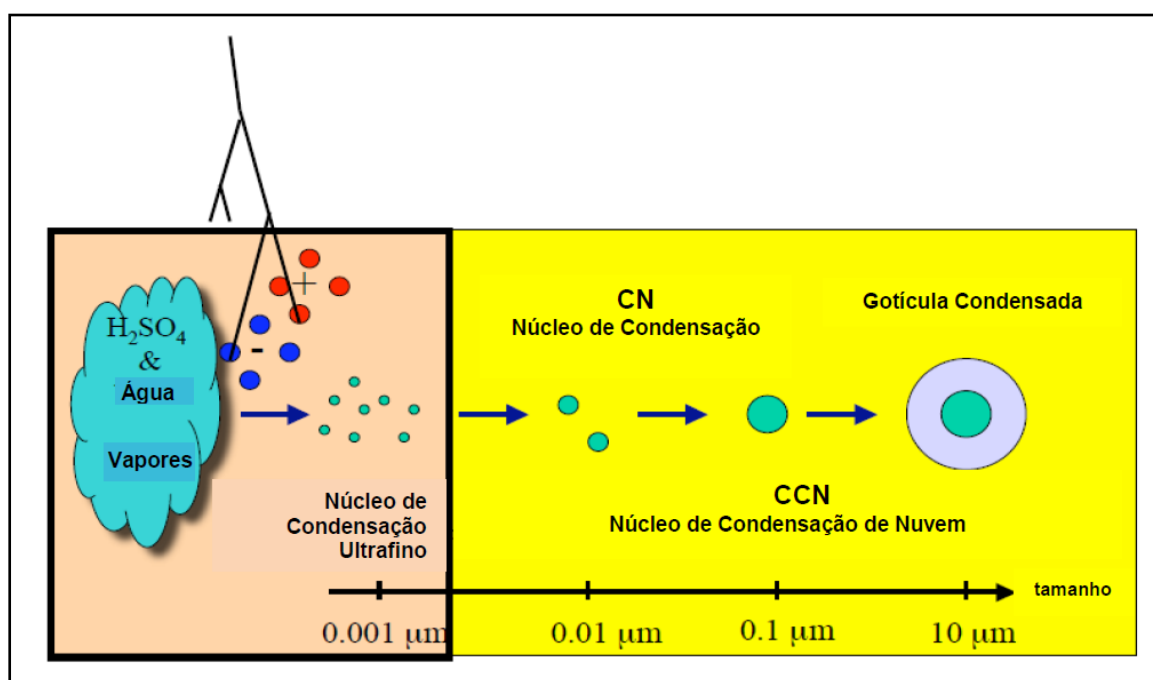
Os parâmetros P_c , latitude geomagnética e ϕ sofrem modificações ao longo do tempo, refletindo significativamente na taxa de ionização induzida, que por sua vez podem influenciar o processo de formação de CCN (KOVALTSOV; USOSKIN, 2007). Os CCN são partículas nas quais o vapor d'água se condensa na atmosfera. Geralmente são substâncias higroscópicas como o sal marinho (cloreto de sódio, NaCl), os produtos de combustão que contêm ácido nítrico (HNO_3), ácido sulfúrico (H_2SO_4) ou mesmo pequenas partículas de poeiras e pólen (SALBY, 1995; SEINFELD; PANDIS, 2006). A presença especialmente do H_2SO_4 gasoso na atmosfera permite o crescimento de partículas, mesmo diante de umidades relativas do ar extremamente baixas (USOSKIN; KOVALTSOV, 2008a; SEINFELD; PANDIS, 2006). De acordo com Kirkby et al. (2011), apesar de extensivas pesquisas, ainda existem questões fundamentais sobre a taxa de nucleação de partículas de ácido sulfúrico e os mecanismos responsáveis por isso, incluindo o papel dos raios cósmicos e de outros elementos químicos como a amônia. A amônia, dentre outros compostos orgânicos como as aminas, tem um papel relevante para o aumento da taxa de nucleação das partículas do ácido sulfúrico (SEINFELD; PANDIS, 2006), já que após o processo de nucleação existe geralmente H_2SO_4 insuficiente para que os aglomerados cresçam até o tamanho dos CCNs ($> 50 \text{ nm}$). Uma hipótese é

que todo esse processo pode ocorrer através dos íons formados pela ação dos raios cósmicos secundários ao interagirem rapidamente com os aerossóis na atmosfera, como o H_2SO_4 gasoso. Esses íons são convertidos em outros íons que podem crescer por meio de uma recombinação entre íons (íon-íon) ou pela união com moléculas (íon - molécula), aumentando assim, o número de aerossóis que podem agir como CCN (YU; TURCO, 2000; YU; TURCO, 2001; ARNOLD, 2006; USOSKIN, KOVALTSOV, 2008a). Considerando então, a atenuação da radiação solar devido à sua maior absorção e espalhamento na presença de aerossóis e o vapor d'água (IQBAL, 1983), a interação dos GCR com a atmosfera terrestre pode influenciar o processo de absorção e reflexão da radiação solar, uma vez que essas partículas representam a principal fonte de ionização dos compostos voláteis, que podem tornarem-se núcleos de condensação, fundamentais para a geração de nuvens (KIRKBY et al., 2011; LENOBLE; MISHCHENKO; HERMAN, 2013).

Estudos experimentais têm sido realizados para investigar o crescimento dos aerossóis e sua influência na formação de nuvens (Ex.: ENGHOFF et al, 2008; SVENSMARK; ENGHOFF; PEDERSEN, 2013; SVENSMARK et al, 2006; KIRKBY et al, 2016; TRÖSTL et al, 2016; KÜRTEEN et al, 2016). Dentre eles destaca-se o experimento CLOUD (Cosmics Leaving Outdoor Droplets), descrito por Kirkby (2007). O CLOUD consiste em uma grande câmara instrumentalizada, onde as condições da atmosfera terrestre são simuladas e controladas para o estudo da formação e crescimento dos aerossóis e nuvens. Esse experimento utiliza os feixes de partículas do Acelerador Síncrotron de Prótons do CERN (Organização Europeia de Pesquisa Nuclear) situado em Genebra - Suíça, para simular o bombardeamento, na atmosfera, de partículas de raios cósmicos vindos do espaço. De acordo com Ormes (2017) essa câmara experimental permite o controle do ambiente de aerossol e é capaz de quantificar sua taxa de nucleação. Um outro experimento, ilustrado pela Figura 3.16 é realizado em uma câmara de aço inoxidável, no qual as características padrão da baixa atmosfera são também reproduzidas e os efeitos da nucleação

ocorrida sob diferentes taxas de concentração de aerossóis e níveis de ionização são avaliados. Essa câmara está instalada em uma profundidade aproximada de 1 km da superfície, no Laboratório de Palmer (Dinamarca) e opera sob a coordenação do Dr. Henrik Svensmark (diretor do Centro de Pesquisa Sol-Clima do Instituto de Pesquisas Espaciais Dinamarquês), buscando avaliar o papel da ionização cosmogênica na produção de nuvens, sob diversos níveis de irradiação.

Figura 3.16 - Ilustração esquemática da ionização dos raios cósmicos secundários, formação e crescimento dos aerossóis.



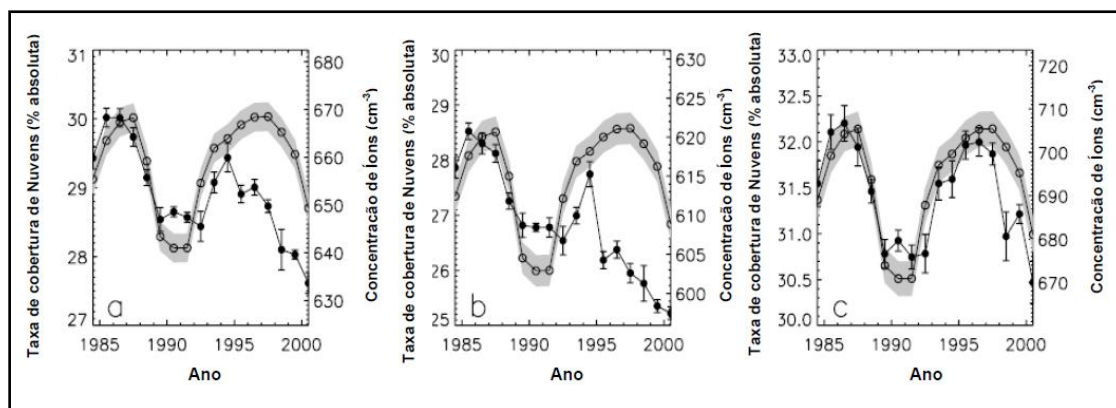
Fonte: Adaptada de Svensmark (2009).

A possível influência dos raios cósmicos nos processos físico-químicos atmosféricos, que pode supostamente influenciar a temperatura da superfície e consequentemente o clima terrestre, tem sido proposta há algum tempo (ex.: NEY, 1959; SVENSMARK e FRIIS - CHRISTENSEN, 1997; MARSH & SVENSMARK, 2000; MARSH e SVENSMARK, 2000a, USOSKIN et al., 2004,

SVENSMARK; BONDO; SVENSMARK, 2009, DRAGIC et al, 2011, SVENSMARK; ENGHOFF; SVENSMARK, 2012; PORTUGAL; PACCINI, 2013; SVENSMARK, 2015; PORTUGAL et al., 2016). Por meio dos trabalhos mencionados acima, tem sido observada a correlação entre a taxa de ionização induzida pelos raios cósmicos (CRII) na Troposfera e a variação de alguns parâmetros atmosféricos entre eles: temperatura da superfície, fração e tamanho de aerossóis, umidade, emissividade, fração da água líquida nas nuvens, fração de cobertura de nuvens etc.

Usoskin et al. (2004) têm sugerido que a evolução temporal da cobertura de nuvens, relacionada à taxa de GCR na atmosfera, pode ser subdividida em variações com séries temporais longas e interanuais, descrevendo essa última claramente o ciclo solar de 11 anos, como mostra a Figura 3.17. Para tanto, as coberturas médias de nuvens baixas sobre os oceanos foram coletadas por um conjunto de 5 satélites do International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP-D2) da NASA (National Aeronautics and Space Administration) limitados à irradiância de IR, em um range de $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ de latitude e longitude, para evitar a interferência de variações sazonais. Os dados referentes ao fluxo de raios cósmicos foram obtidos a partir do cálculo da ionização induzida correspondente ao limite de 3 km de altitude, correspondente à base das nuvens baixas, para as diferentes regiões do globo. Junto à Figura 3.17 é possível observar que a relação entre a cobertura de nuvens baixas e a taxa de raios cósmicos, observada entre 1984 e 2000, mostra-se mais evidente nas regiões de média latitude (c).

Figura 3.17 - Perfil temporal da cobertura de nuvens baixas em porcentagem da área coberta (símbolos sólidos, eixo da esquerda) e a ionização induzida pelos raios cósmicos calculada (símbolos abertos, eixo da direita) para a) a média Global ($60^{\circ}\text{S} < \lambda < 70^{\circ}\text{N}$), b) os trópicos ($|\lambda| < 25^{\circ}$) e c) as médias latitudes ($60^{\circ}\text{S} < \lambda < 25^{\circ}\text{S}$ e $25^{\circ}\text{N} < \lambda < 70^{\circ}\text{N}$).



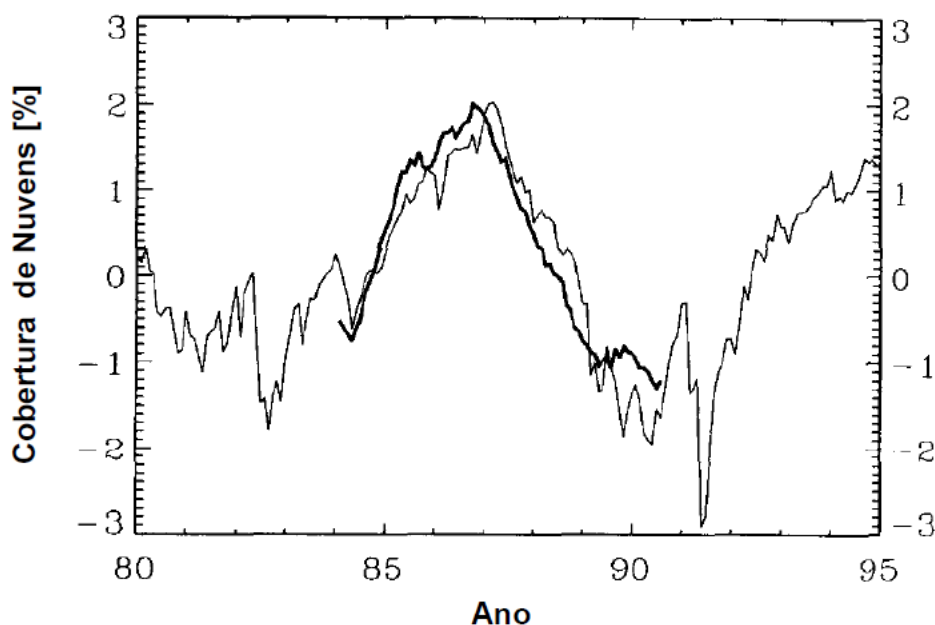
Os dados de cobertura de nuvens foram adquiridos junto à base de dados do projeto da NASA ISCCP, na sua versão D2, limitada para radiação em IR. A análise das regiões polares ($\lambda > 60^{\circ}\text{S}$ e $\lambda > 70^{\circ}\text{N}$) foi excluída, para evitar problemas associados à detecção de nuvens sobre o gelo.

Fonte: Adaptada de Usoskin et al. (2004).

Svensmark; Friis - Christensen (1997), investigando sobre a taxa do fluxo de raios cósmicos e a cobertura de nuvens na atmosfera, observaram uma variação de 3 a 4 % da cobertura global de nuvens, fortemente correlacionada com o fluxo de raios cósmicos no ciclo solar #22 (anti-correlacionada à atividade solar). O efeito maior foi notado para as regiões de média / alta latitude, em concordância com a maior entrada de partículas na atmosfera. Essa maior entrada dá-se devido à configuração das linhas de campo magnético que proporciona uma maior permissividade para a entrada dessas partículas carregadas na atmosfera terrestre, como mostram as Figuras 3.18 e

3.19, considerando os trópicos (de 22,5° S a 22,5° N) nos dados globais de cobertura de nuvens e a ausência da região tropical, respectivamente.

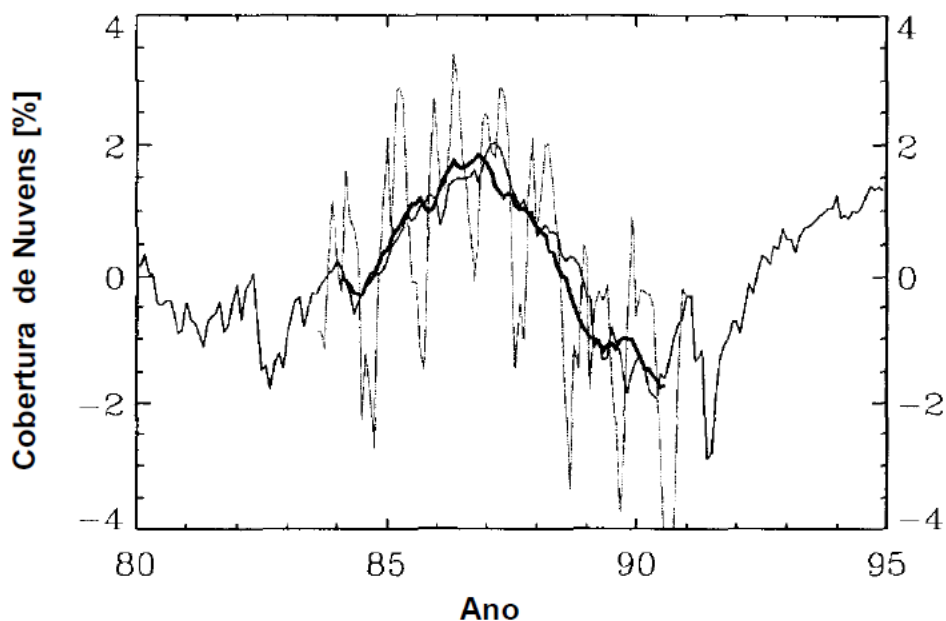
Figura 3.18 - Relação da taxa de raios cósmicos com a cobertura de nuvens global (média mensal).



A curva mais espessa mostra a média anual do total de cobertura de nuvens em %, plotadas por meio de dados mensais do ISCCP - C2 (dados da área sobre os oceanos de satélites geostacionários). A curva fina, representa a média mensal normalizada da taxa de raios cósmicos obtida da estação Climax, Colorado, desenhada para a mesma escala da fração de cobertura de nuvens.

Fonte: Adaptada de Svensmark e Friis-Christensen (1997).

Figura 3.19 - Relação da taxa de raios cósmicos com a cobertura de nuvens (média mensal), excluídos os dados da região tropical (22,5° S - 22,5° N).



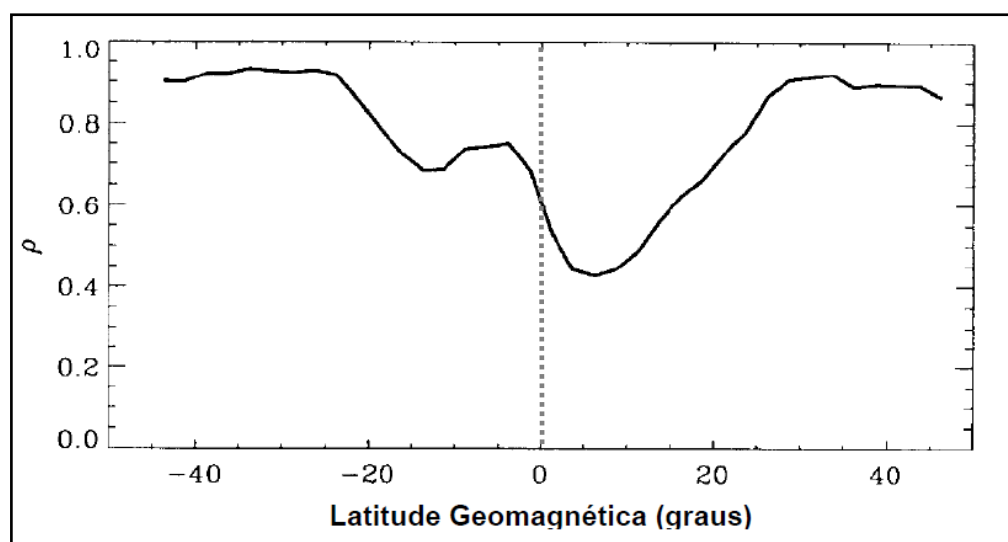
As curvas representam os mesmos parâmetros da Figura 3.18, com a inclusão dos valores da cobertura de nuvens não suavizados e a exclusão dos dados de nuvens da região tropical.

Fonte: Adaptada de Svensmark e Friis-Christensen (1997).

A investigação de Svensmark; Friis - Christensen (1997) foi feita entre julho de 1983 a dezembro de 1990, por meio de um conjunto de imagens de satélites geoestacionários sobre os oceanos, do projeto ISCCP-C2 da NASA, e de dados do fluxo de raios cósmicos obtidos em 5 monitores de nêutrons (Huancayo, Calgary, Climax, D_river, Moscou), tendo como estação principal, a estação Climax, no Colorado. Com isso, é possível notar o máximo de cobertura de nuvens e de taxa de raios cósmicos no período de menor atividade solar (entre 1986-1987), além da pequena variação em relação à presença ou não dos dados relacionados às regiões de baixa latitude. Percebe-se assim, que a relação raios-cósmicos x nuvens é atenuada próximo ao

equador geomagnético, onde as linhas de campo são praticamente horizontais à superfície, com maior efeito de proteção à entrada de partículas, prevalecendo então, uma maior relação nas regiões de média e alta latitudes, como visto em Usoskin et al. (2004). A Figura 3.20 mostra tal dependência da latitude geomagnética por meio do índice de correlação global encontrado entre fluxo de raios cósmicos e a fração de cobertura de nuvens sobre os oceanos.

Figura 3.20 - Perfil latitudinal de valores da média zonal do índice de correlação entre o fluxo de raios cósmicos e a cobertura de nuvens sobre os oceanos.

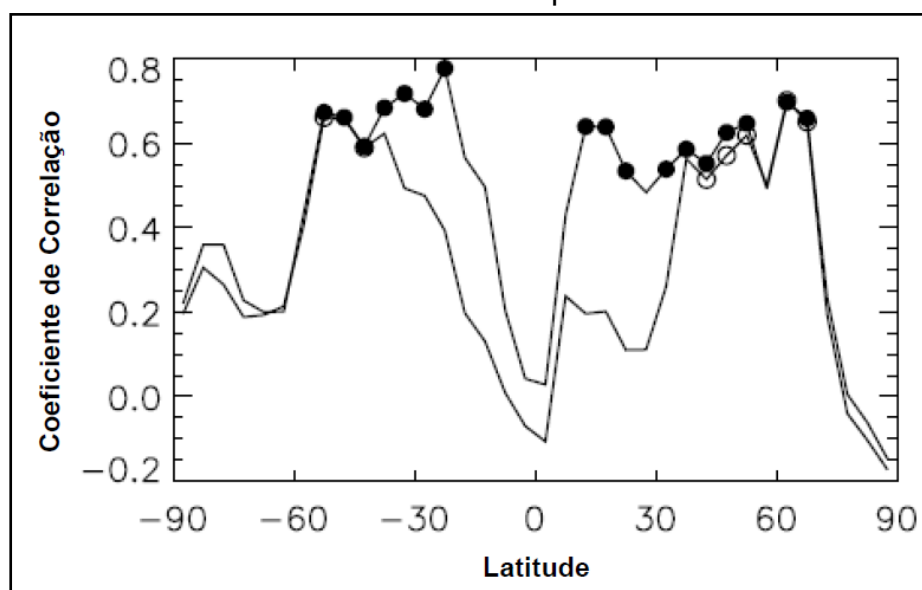


As médias zonais são derivadas das latitudes geomagnéticas (campo de dipolo com polo em $78,5^{\circ}$ N 291° E).

Fonte: Adaptada de Svensmark e Friis-Christensen (1997).

A mesma dependência latitudinal é também apresentada por Usoskin et al. (2004) por meio do coeficiente de correlação raios cósmicos - nuvens baixas entre 1984 - 2000, mostrado pela Figura 3.21, onde a correlação dos GCR e a cobertura de nuvens da região dos trópicos mostra-se mais uma vez bastante atenuada.

Figura 3.21 - Dependência latitudinal da correlação entre raios cósmicos e a cobertura de nuvens baixas para 1984-2000.



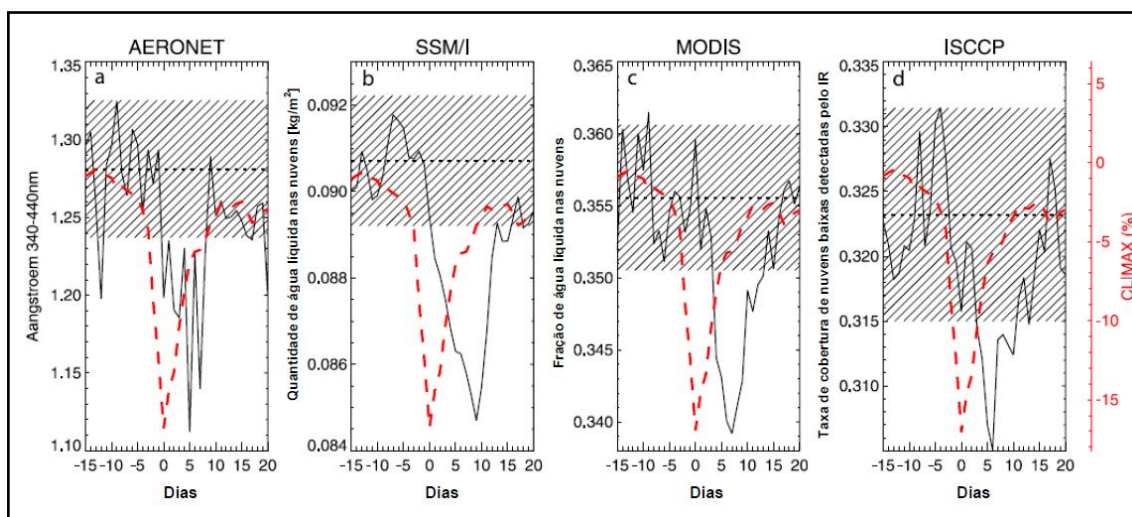
Os resultados para dados brutos de cobertura de nuvens baixas e para os dados tratados são apresentados pelas linhas fina e grossa, respectivamente. Os coeficientes de correlação de nível de significância acima 90% são indicados com os símbolos.

Fonte: Adaptada de Usoskin et al. (2004).

Outros trabalhos ainda, apresentam as variações de parâmetros atmosféricos durante períodos de decréscimo esporádico das partículas na atmosfera, chamados de decréscimos de Forbush (ex.: SVENSMARK; BONDO; SVENSMARK, 2009, DRAGIC et al, 2011, SVENSMARK; ENGHOFF; SVENSMARK, 2012; SVENSMARK, 2015, PUDOVKIN; VERETENENKO, 1995; PORTUGAL et al., 2016). De acordo com Svensmark; Bondo; Svensmark (2009) foi observado durante os períodos dos cinco FD mais intensos (com amplitude acima de 7%) de 1987 a 2007 a presença de nuvens baixas sobre os oceanos com menor fração de água líquida, após aproximadamente 7 dias da ocorrência do decréscimo. As observações foram realizadas junto à coleta de dados dos seguintes instrumentos: a sonda Special Sensor Microwave/Imager

(SSM/I), capaz de aferir mudanças na quantidade de água líquida nas nuvens sobre os oceanos do globo; Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), com dados sobre a fração de água líquida nas nuvens e o International Satellite Cloud Climate Project (ISCCP), que providencia dados de nuvens baixas sobre os oceanos, por meio da radiação no Infra Vermelho (IR). Além disso, observações paralelas da abundância de aerossóis finos foram realizadas pela rede de dados observacionais de aerossóis, AERONET. O resultado médio da evolução do conteúdo de água nas nuvens, a fração de água e a fração de cobertura de nuvens baixas sobre os oceanos, comparados com a evolução das partículas finas de aerossol na baixa atmosfera podem ser observados por meio da Figura 3.22, para os 5 mais intensos FD ocorridos entre 1987 e 2007 (16/07/2000, 12/04/2001, 31/10/2003, 19/01/2005, 13/09/2005) em relação à variação da taxa de GCR obtida pelo monitor de nêutrons Climax.

Figura 3.22 - Evolução da média diária dos parâmetros observados com a ocorrência dos 5 mais intensos efeitos FD entre 1987 - 2007, sendo a) dimensão dos aerossóis, b) quantidade de água líquida, c) fração de água líquida nas nuvens, d) fração de cobertura de nuvens baixas detectadas por IR.



A linha tracejada vermelha representa a variação da taxa de raios cósmicos obtida na estação de monitor de nêutrons Climax. A linha tracejada preta na horizontal é a média de cada parâmetro em relação aos 15 dias anteriores aos FDs. As linhas diagonais de cor preta mostram um desvio padrão de $\pm 1\sigma$, estimado da variação da média de um grande número de períodos de 36 dias escolhidos aleatoriamente para cada um dos quatro conjuntos de dados.

Fonte: Adaptada de Svensmark et al. (2009).

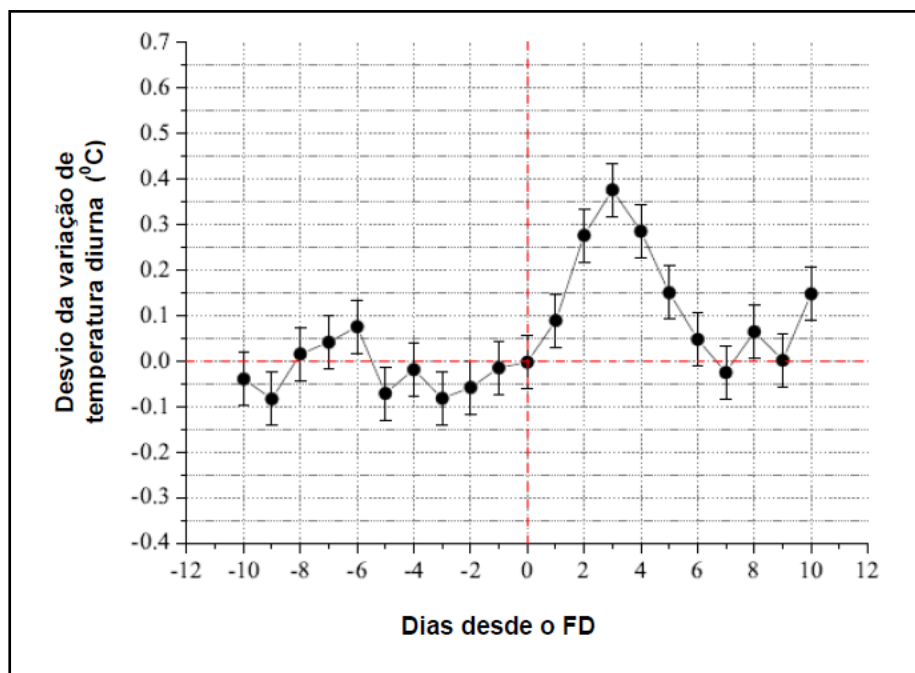
Uma outra investigação da influência do efeito FD sobre parâmetros atmosféricos foi realizada por Dragic et al. (2011) para a região da Europa, utilizando a Variação da Temperatura Diurna (DTR) de forma anti-correlacionada à nebulosidade, como indicador da fração de cobertura de nuvens. Sendo assim, uma maior cobertura de nuvens significa menor variação diurna de temperatura, uma vez que, se o percentual de cobertura de nuvens é alto durante o dia, mais radiação solar será refletida de volta ao espaço e, com

isso, a temperatura máxima será menor. Já durante à noite, por haver menos radiação infravermelha emitida pela superfície para o espaço, devido ao efeito de retenção da radiação em onda longa pela opacidade das nuvens (cloud - forcing - forçante das nuvens) (SALBY, 1995), a temperatura mínima será maior. O efeito contrário, com maior variação da temperatura diurna dá-se com o baixo percentual de cobertura de nuvens.

Esse efeito de interferência no tempo meteorológico pelas nuvens, proposto por Dragic et al (2011), pode ser observado no modelo aproximado do balanço radiativo ilustrado na Figura 1.1. Por meio desse modelo é possível notar como as nuvens comportam-se como grandes moduladores da energia solar que chega na superfície, por apresentarem um elevado índice de refletividade (albedo) que varia com a espessura das mesmas e com a quantidade de água nelas existentes. Sendo assim, qualquer alteração na fração das mesmas, devido as suas características e sua variabilidade espacial e temporal (Jones,1992), acarretará automaticamente na modificação do albedo e do equilíbrio térmico do planeta (IQBAL, 1983; JONES, 1992).

O estudo de Dragic et al. (2011) foi feito por meio de análise de época superposta de 184 eventos de FD coletados do Observatório de Mt. Washington, com amplitudes maiores que 3%, ocorridos dentro de ± 10 dias, no período de 1954 - 1995 e junto aos dados sobre a variação de temperatura diurna adquiridos de estações meteorológicas, reunidos no World Data Centre for Meteorology, com uma grande cobertura sobre a Europa. Por meio de toda a análise, os resultados obtidos mostraram que para os eventos de FD com amplitudes maiores que 7%, ocorreu um aumento da variação da temperatura diurna a partir do início (dia zero) até os dias seguintes do decréscimo, como mostra a Figura 3.23. A Figura 3.23 apresenta a análise de época superposta da DTR, antes e durante 35 eventos de FD com amplitudes maiores que 7%, pois, foi observado que os eventos com menores amplitudes não produziram resultados significantes.

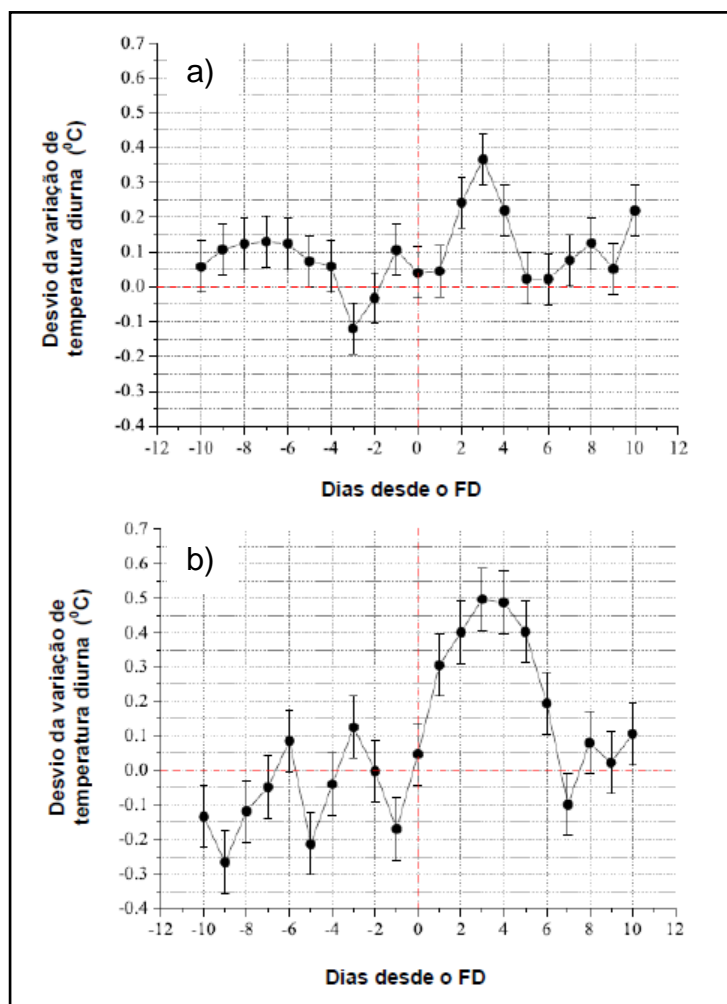
Figura 3.23 - Variação da temperatura diurna de épocas superpostas antes, durante e após eventos de FD com amplitudes maiores que 7%.



Fonte: Adaptada de Dragic et al. (2011).

Além disso, 22 eventos com amplitudes entre 7% e 10% e outros 13 com amplitudes acima de 10%, foram também avaliados, como mostra a Figura 3.24.

Figura 3.24 - Variação da temperatura diurna de épocas superpostas antes, durante e após a) 22 eventos com amplitudes entre 7% e 10% e b) 13 com amplitudes acima de 10%.



Fonte: Adaptada de Dragic et al. (2011).

Por meio da Figura 3.24, é possível notar que o efeito na variação da temperatura diurna da superfície é visível para os FDs com amplitudes acima de 7%. A variação aumenta à medida que a intensidade dos eventos também aumenta. Isso suporta, mais uma vez, a possibilidade da influência da intensidade dos GCR, nos processos atmosféricos e conseqüentemente no

clima/tempo terrestre. Assim, de acordo com Dragic et al. (2011), a DTR mostra-se um parâmetro de observação útil para considerar uma conexão com os GCRs e com a atividade solar, evitando as dificuldades associadas com as medidas feitas por satélites em relação à fração de cobertura de nuvens.

4 METODOLOGIA

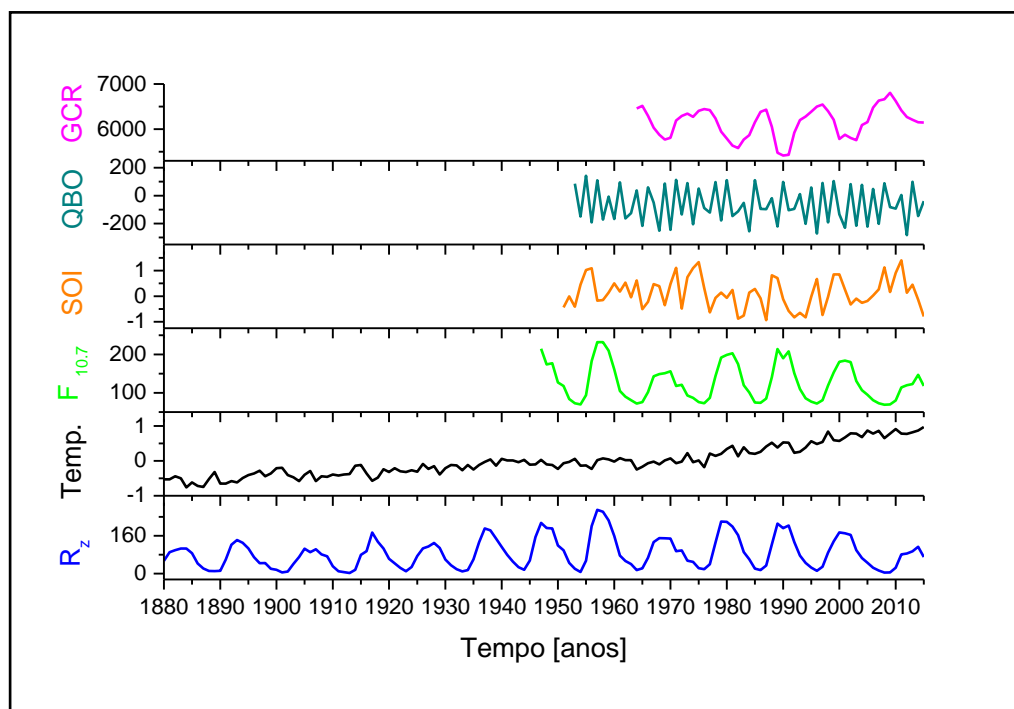
A presente Tese de Doutorado foi realizada em duas etapas, sendo:

Primeira etapa: objetivou investigar os efeitos da variabilidade da atividade solar no clima da Terra em **curtas escalas** de tempo (dias). Foi realizada utilizando dados do fluxo de GCR durante eventos de FD e séries de temperatura média diária da superfície desses períodos. Além disso, também foram usadas séries de variação da temperatura entre os períodos de ocorrência de FD, chamados de períodos conturbados e os períodos calmos ocorridos durante os anos de mínimo solar de 1987, 1996 e 2008, quando nenhuma variação abrupta na taxa de raios cósmicos ocorreu na atmosfera terrestre.

Segunda etapa: objetivou investigar os efeitos dos GCR e conseqüentemente da variabilidade solar no clima terrestre em longas escalas de tempo (anos / décadas). Foi realizada por meio de dados de R_z , $F_{10.7}$ e de GCR, e de anomalias de temperatura da superfície e de temperatura superfície-oceano de diversas faixas latitudinais do globo (média Global, média para cada hemisfério, 24° N - 24° S, 24° N - 90° N, 24° N - 44° N, 44° N - 64° N, 64° N - 90° N, 24° S - 90° S, 24° S - 44° S, 44° S - 64° S, 64° S - 90° S). Além disso, para análise dos efeitos na atmosfera - superfície, também foram utilizados dados de SOI e de QBO estratosférica. As anomalias de temperatura superfície-oceano referem-se a uma combinação da temperatura do ar da superfície da Terra e da temperatura do ar da superfície dos oceanos.

Uma amostra da média anual de dados utilizados para a investigação da atividade solar na atmosfera da Terra em séries de longa escala de tempo é apresentada a seguir pela Figura 4.1. A fonte de cada amostra da média anual de dados apresentada na Figura 4.1 está descrita no item 4.1.2, referente à análise de longa escala de tempo.

Figura 4.1 – Médias anuais de dados utilizados para investigação dos efeitos da atividade solar na Troposfera terrestre.



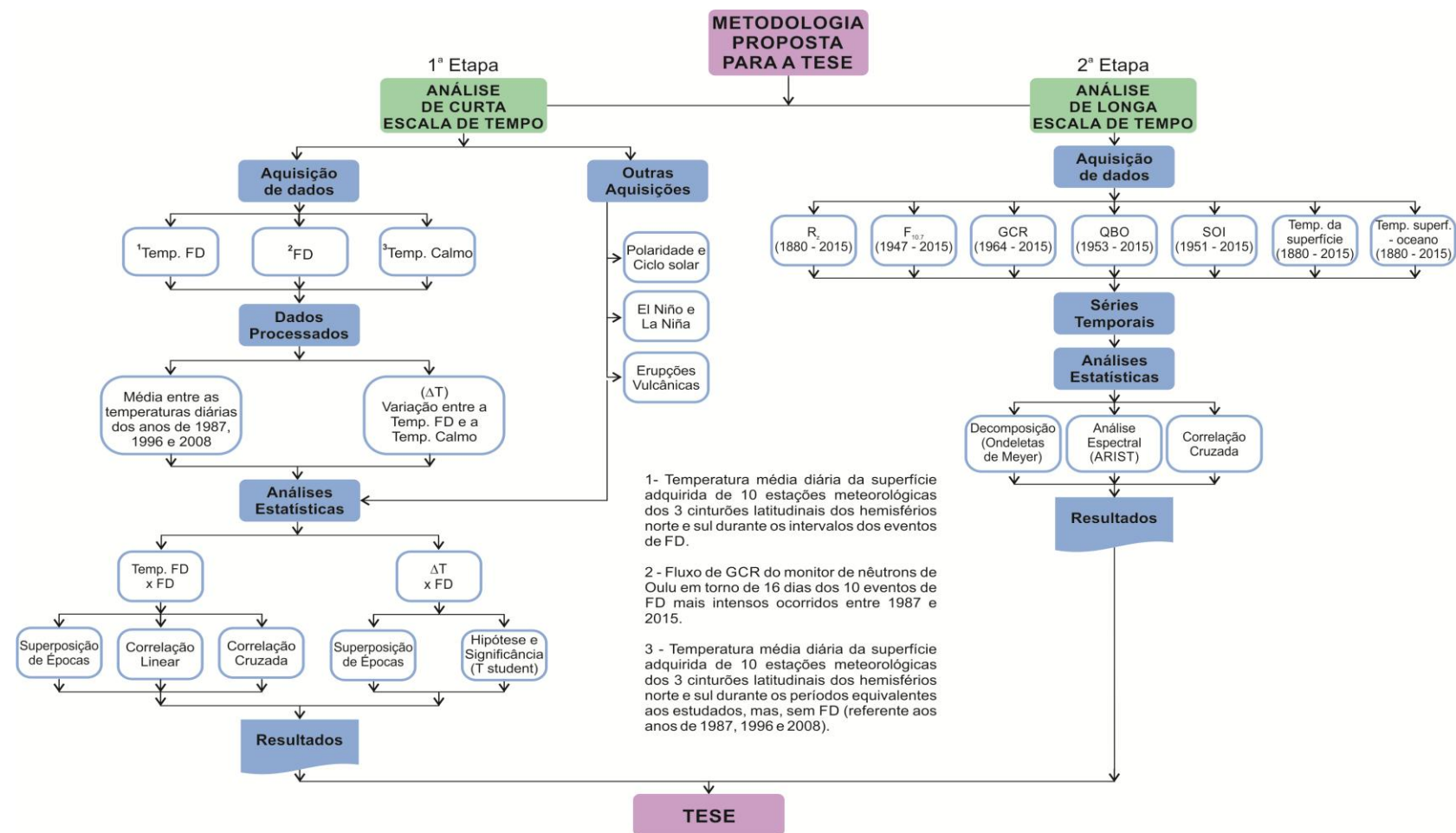
GCR: Fluxo de GCR [média de partículas / ano] de 1964 a 2015; QBO: Índice Zonal a 30 hPa [m/s] de 1953 a 2015; SOI de 1951 a 2015; $F_{10.7}$ de 1947 a 2015; Temp.: Temperatura da Superfície Global [$^{\circ}\text{C}$] de 1880 a 2015 e R_z de 1880 a 2015.

Dados utilizados como indicadores da atividade solar: R_z , $F_{10.7}$ e GCR. Dados utilizados como indicadores dos efeitos na atmosfera - superfície: Temp., SOI e QBO.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.2 apresenta um fluxograma com a descrição de todos os passos da metodologia realizados para o desenvolvimento da Tese. Essas etapas serão descritas em detalhes no item 4.1 desse capítulo.

Figura 4.2 – Fluxograma da metodologia proposta para a tese.



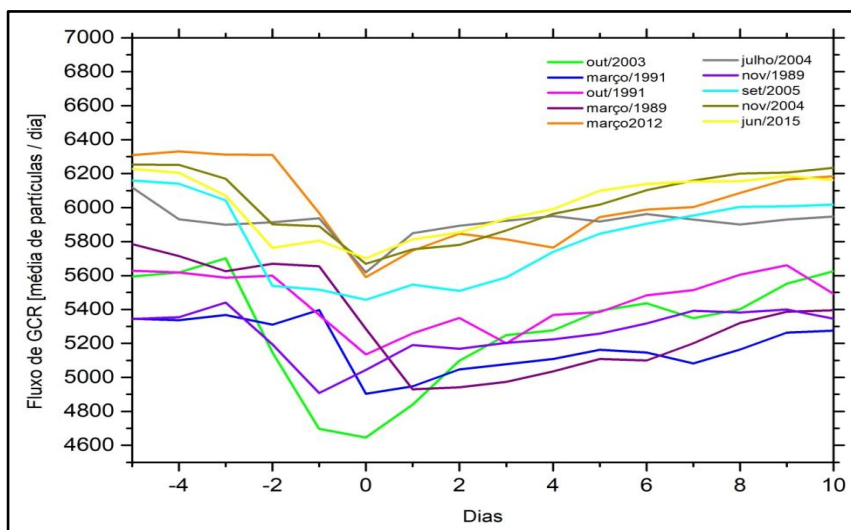
Fonte: Produção do autor.

4.1 Técnicas de análise de dados

4.1.1 Primeira etapa: análise de curtas escalas de tempo

Na primeira etapa foram adquiridos dados de temperatura média diária da superfície de um conjunto de 10 estações meteorológicas de diferentes faixas latitudinais dos Hemisférios Norte e Sul (20° - 30° ; 40° - 50° e 60° - 70°) da rede NOAA - National Oceanic Atmospheric Administration / GSOD - Global Surface Summary of the Day (<https://data.noaa.gov/dataset/global-surface-summary-of-the-day-gsod>). Esses dados referem-se a um intervalo de 16 dias em torno dos 10 eventos de FD mais intensos, sem a ocorrência de GLEs, ocorridos entre 1987 e 2015. A variação do fluxo de GCR durante esses dez eventos pode ser observada na Figura 4.3, enquanto os eventos de FD estão listados na Tabela 4.1. As estações meteorológicas encontram-se listadas nas Tabelas 4.2, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6 e 4.7.

Figura 4.3 - Variação do fluxo diário de GCR durante os dez eventos de FD mais intensos ocorridos entre 1987 e 2015.



Os dados da variação do fluxo diário de GCR foram adquiridos do monitor de nêutrons de Oulu, disponível em: cosmicrays oulu.fi.

Fonte: Produção do autor.

Na Tabela 4.1, além da listagem dos 10 eventos de FD mais intensos ocorridos entre os anos de 1987 e 2015 e suas magnitudes, são também apresentados o Dia "0" (dia de menor fluxo de partícula do evento de FD), os ciclos solares e a polaridade do campo magnético do Sol referente aos intervalos dos eventos estudados. Também são listadas as intensidades dos eventos de El Niño e La Niña, e os Índices de Explosividade Vulcânica (VEI), quando estes se mostram presentes nos intervalos de tempo investigados. A importância da presença dessas informações deve-se ao fato de que esses parâmetros podem interferir no sistema superfície-atmosfera-oceano, ocasionando assim, efeitos na temperatura que podem sobressair-se sobre os possíveis efeitos dos GCR na atmosfera terrestre. Sendo assim, os mesmos serão utilizados na investigação com o intuito de isolar os efeitos de GCR de qualquer outra variabilidade devido a qualquer outra causa, para obter-se resultados mais coerentes e adequados, levando em consideração toda a complexidade climática.

Tabela 4.1 - Os dez FD mais intensos ocorridos entre 1987 e 2015, Dia "0", intervalo de 16 dias analisado, magnitude, polaridade referente ao ciclo solar em que ocorreu o FD, os períodos de El Niño e La Niña, suas magnitudes e as Erupções Vulcânicas que apresentaram VEI a partir de 3.

FD	Dia "0" e período analisado	Magnitude (%)	Ciclo solar e polaridade	El Niño	La Niña	Erupção Vulcânica
1	31/10/2003 (26/10 a 10/11)	~33,76	Ciclo 23 A<0	Mod.	-	12/07/2003 VEI: 3
2	24/03/1991 (19/03 a 03/04)	~22,00	Ciclo 22 A>0	Mod.	-	15/06/1991 VEI: 6 08/08/1991 VEI:5
3	29/10/1991 (24/10 a 08/11)	~20,20	Ciclo 22 A>0	Mod.	-	15/06/1991 VEI: 6 08/08/1991 VEI:5

(continua)

Tabela 4.1 - Conclusão.

FD	Dia "0" e período analisado	Magnitude (%)	Ciclo solar e polaridade	El Niño	La Niña	Erupção Vulcânica
4	13/03/1989 (08/03 a 23/03)	~17,44	Ciclo 22 A<0	-	Forte	-
5	09/03/2012 (04/03 a 19/03)	~15,60	Ciclo 24 A<0	-	Fraca	-
6	27/07/2004 (22/07 a 06/08)	~15,27	Cycle 23 A<0	Fraco	-	24/10/2004 VEI: 4
7	30/11/1989 (25/11 a 10/12)	~14,73	Ciclo 22 A<0	-	Mod.	-
8	13/09/2005 (08/09 a 23/09)	~14,35	Ciclo 23 A<0	-	Fraca	27/01/2005 VEI: 4 01/10/2005 VEI:3
9	10/11/2004 (05/11 a 20/11)	~13,00	Ciclo 23 A<0	Fraco	-	24/10/2004 VEI: 4
10	25/06/2015 (20/06 a 05/07)	~11,00	Ciclo 24 A<0	Forte	-	-

Mod.: Moderado. VEI: Volcanic Explosivity Index (Índice de Explosividade Vulcânica - 3: moderado - forte; 4: forte; 5: muito forte; 6: extremo). Os Índices de Explosividade Vulcânica e as referências latitudinais e longitudinais de cada evento encontram-se disponíveis na rede NOAA (https://ngdc.noaa.gov/nndc/servlet/ShowDatasets?dataset=102557&search_look=50&display_look=50). Os índices de magnitude dos eventos de El Niño e La Niña expostas na Tabela foram também obtidos da rede NOAA (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml) além de <http://ggweather.com/enso/oni.htm>. A ausência de eventos está representa por (-).

Fonte: Produção do autor.

Os 16 dias escolhidos em torno dos FDs referem-se aos 5 dias que antecedem o dia em que foi constatado o menor fluxo de GCR na atmosfera (dia 0), ao dia 0 e aos 10 dias posteriores ao dia 0. Com isso, a variação diária da temperatura média da superfície foi observada em relação à taxa diária de GCR adquirida do monitor de nêutrons de Oulu (cosmicrays.oulu.fi), durante os intervalos de ocorrência dos FDs analisados. Nesse trabalho, o fluxo de GCR do monitor de nêutrons de Oulu foi utilizado como indicador global da variação da taxa de raios cósmicos na atmosfera terrestre induzida pela variação da atividade magnética solar.

A temperatura média da superfície terrestre foi utilizada como um parâmetro indicador da variação do tempo meteorológico durante o mesmo intervalo de ocorrência do fluxo de GCR analisado. Dados diários de temperatura média da superfície foram adquiridos junto a 10 estações meteorológicas, de cada faixa latitudinal indicada anteriormente, também para os intervalos de tempo equivalentes aos estudados, mas, sem a ocorrência de FDs, referentes aos anos de 1987, 1996 e 2008. Por meio do valor médio da temperatura diária entre esses três anos, foi possível observar se ocorreu uma variação da temperatura caracterizada como positiva ou negativa no intervalo perturbado (T_{FD}), em relação à do intervalo calmo (T_{calmo}), pela subtração entre a temperatura média dos dois intervalos ($\Delta T = T_{FD} - T_{calmo}$). Os intervalos analisados referentes a esses anos de mínima atividade solar encontram-se listados nas tabelas A-1, A-2 e A-3.

Tabela 4.2 - Estações meteorológicas da região de baixas latitudes (20^o - 30^o) do Hemisfério Norte.

ESTAÇÃO METEOROLÓGICA	PAÍS	LATITUDE [°]	LONGITUDE [°]	ALTITUDE [m]
DONGSHA DAO	China	+20,67	+116,72	6,0
IGNACIO AGRAMONTE INTL	Cuba	+21,42	-77,85	125,9
TISKA	Argélia	+24,29	+9,45	968,0
KHARGA	Egito	+25,45	+30,53	73,0
SANSUI	China	+26,97	+108,67	631,0
OKIERABU	Japão	+27,43	+128,70	30,8
LA PALMA	Espanha	+28,63	-17,76	32,6
SHENGXIAN	China	+29,60	+120,82	108,0
BENI-ABBES	Argélia	+30,13	-1,83	498,0
ARAR	Arábia Saudita	+30,91	+41,19	552,6

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.3 - Estações meteorológicas da região de médias latitudes (40^o - 50^o) do Hemisfério Norte.

ESTAÇÃO METEOROLÓGICA	PAÍS	LATITUDE [°]	LONGITUDE [°]	ALTITUDE [m]
HAKODATE	Japão	+41,88	+140,75	43,9
BRAGANÇA	Portugal	+41,86	-6,71	690,4
SANTIAGO	Espanha	+42,90	-8,41	369,7
BUFFALO NIAGARA INTERNATIONAL	Estados Unidos	+42,94	-78,74	218,2
VLADIVOSTOK	Rússia	+43,12	+131,93	183,0
LA ROCHELLE	França	+46,15	-1,15	10,0
ZUERICH-FLUNTERN	Suíça	+47,38	+8,57	557,6
KABA HE	China	+48,05	+86,35	534,0
MANYBERRIES AGCM	Canadá	+49,37	-110,68	927,0
SAINT HUBERT MIL	Bélgica	+50,04	+5,40	588,3

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.4 - Estações meteorológicas da região de altas latitudes (60^o - 70^o) do Hemisfério Norte.

ESTAÇÃO METEOROLÓGICA	PAÍS	LATITUDE [°]	LONGITUDE [°]	ALTITUDE [m]
BERGEN/FLORIDA	Noruega	+60,38	+5,33	36,0
JOKIOINEN	Finlândia	+60,82	+23,50	103,0
FLORO	Noruega	+61,58	+5,03	11,3
YELLOWKNIFE	Canadá	+62,46	-114,44	205,7
OULU	Finlândia	+64,93	+25,36	14,3
PECHORA	Rússia	+65,13	+57,13	53,2
KALEVALA	Rússia	+65,22	+31,17	120,0
BROUGHTON ISLAND	Canadá	+67,55	-63,78	579,0
UTSJOKI KEVO	Finlândia	+69,75	+27,00	106,3
SCORESBYSUND	Groelândia	+70,48	-21,95	69,0

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.5 - Estações meteorológicas da região de baixas latitudes (20^o - 30^o) do Hemisfério Sul.

ESTAÇÃO METEOROLÓGICA	PAÍS	LATITUDE [°]	LONGITUDE [°]	ALTITUDE [m]
CAMPO GRANDE	Brasil	-20,45	-54,62	530,0
GALEAO ANTONIO CARLOS JOBIM	Brasil	-22,81	-43,24	8,5
TENIENTE COL CARMELO PERALTA	Paraguai	-23,44	-57,43	77,1
CATARATAS DEL IGUAZU	Argentina	-25,74	-54,47	279,2
MEEKATHARRA AIRPORT	Austrália	-26,61	+118,54	519,0
POSADAS	Argentina	-27,39	-55,97	131,1
RECONQUISTA AERO	Argentina	-29,18	-59,70	48,0
RUBEM BERTA	Brasil	-29,78	-57,04	78,0
SALGADO FILHO	Brasil	-29,99	-51,17	3,4
CHAMICAL AERO	Argentina	-30,37	-66,28	467,0

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.6 - Estações meteorológicas da região de médias latitudes (40° - 50°) do Hemisfério Sul.

ESTAÇÃO METEOROLÓGICA	PAÍS	LATITUDE [°]	LONGITUDE [°]	ALTITUDE [m]
SAN ANTONIO OESTE AERO	Argentina	-40,78	-65,10	20,0
SAN CARLOS DE BARILOCHE	Argentina	-41,15	-71,16	846,1
STRAHAN AERODROME	Austrália	-42,15	+145,28	22,0
HOBART	Austrália	-42,84	+147,51	4,0
ESQUEL	Argentina	-42,91	-71,139	798,9
HAAST AWS	N. Zelândia	-43,86	+169,00	5,0
COMODORO RIVADAVIA	Argentina	-45,78	-67,47	57,9
BALMACEDA	Chile	-45,92	-71,69	524,9
SAN JULIAN	Argentina	-49,31	-67,80	57,9
RIO GALLEGOS	Argentina	-51,61	-69,31	18,6

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.7 - Estações meteorológicas da região de altas latitudes (60° - 70°) do Hemisfério Sul.

ESTAÇÃO METEOROLÓGICA	PAÍS	LATITUDE [°]	LONGITUDE [°]	ALTITUDE [m]
BASE ORCADAS	Argentina	-60,73	-44,73	8,0
GREAT WALL	Antártica	-62,22	-58,97	10,0
BASE CARLINI	Antártica	-62,23	-58,63	11,0
BASE ESPERANZA	Antártica	-63,40	-56,98	24,0
BASE MARAMBIO (CENTRO MET, AN)	Antártica	-64,23	-56,72	208,0
MAWSON	Antártica	-67,60	+62,87	16,0
BASE SAN MARTIN	Antártica	-68,12	-67,13	7,0
DAVIS	Antártica	-68,58	+77,97	23,0
NEUMAYER	Antártica	-70,67	-8,25	50,0
NOVOLAZAREVSKAJA	Antártica	-70,77	+11,83	119,0

Fonte: Produção do autor.

A Tabela 4.8 apresenta a altitude média das estações meteorológicas de cada faixa latitudinal dos dois hemisférios. Uma vez que não há grande variação entre elas, esse parâmetro não reflete nenhuma interferência nos resultados em relação à altitude média das estações.

Tabela 4.8 - Altitude média das estações por faixa latitudinal.

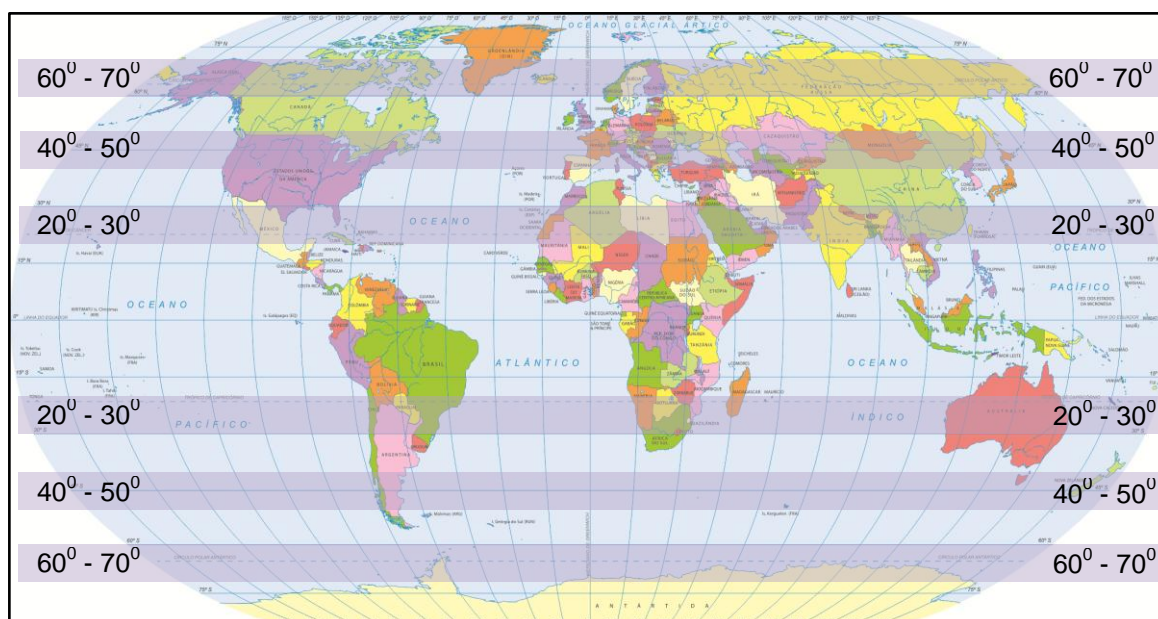
Hemisfério	Faixa Latitudinal	Altitude Média das Estações [m a.s.l.]
Norte	20 ⁰ - 30 ⁰	302,59
	40 ⁰ - 50 ⁰	412,21
	60 ⁰ - 70 ⁰	129,78
Sul	20 ⁰ - 30 ⁰	214,13
	40 ⁰ - 50 ⁰	235,53
	60 ⁰ - 70 ⁰	47,60

m a.s.l.: meters above sea level, que significa a altitude em metros acima do valor médio de altitude referente ao nível do mar.

Fonte: Produção do autor.

As faixas latitudinais que abrangem as estações meteorológicas dos Hemisférios Norte e Sul investigadas são apresentadas no planisfério geográfico (Figura 4.4).

Figura 4.4 - Planisfério geográfico com as três faixas latitudinais investigadas nos Hemisférios Norte e Sul ($20^{\circ} - 30^{\circ}$, $40^{\circ} - 50^{\circ}$ e $60^{\circ} - 70^{\circ}$).



As faixas latitudinais indicadas estão representadas ao longo de toda latitude do globo na cor lilás.

Fonte: Adaptada de IBGE (2006).

Os dados de temperatura média da superfície adquiridos das 10 estações meteorológicas de cada faixa latitudinal estudada e das variações do fluxo de GCR, durante os intervalos dos 10 FDs mais intensos, foram compilados em séries temporais superpostas. A significância da relação entre as duas séries foi investigada por meio dos métodos estatísticos de correlação linear e de correlação cruzada. Já as séries temporais superpostas da variação da temperatura entre os intervalos de FD e os intervalos sem a ocorrência desses eventos (intervalo calmo) foram analisadas por meio do teste estatístico de hipótese e de significância (t de Student).

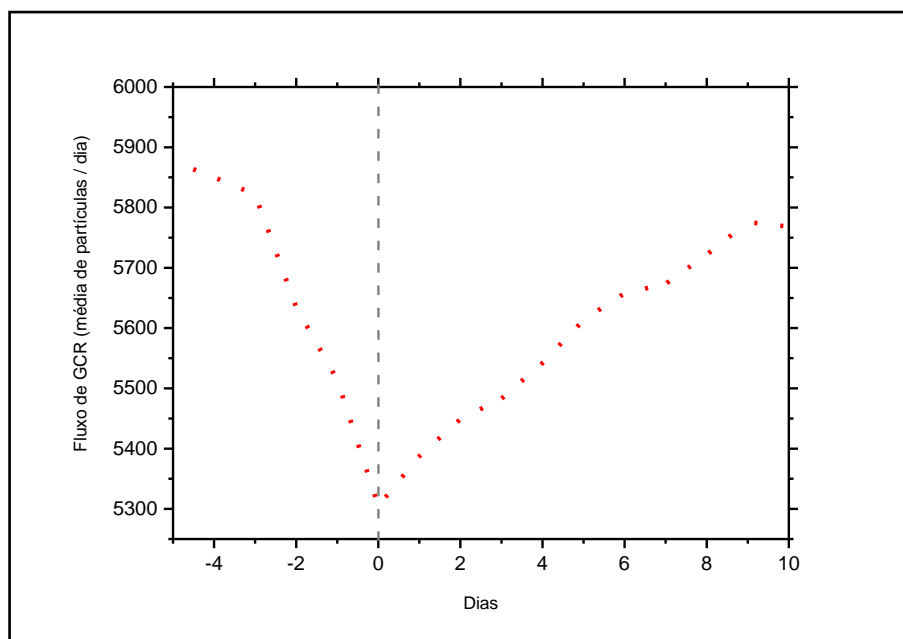
4.1.1.1 Séries de época superposta

O método de análise de época superposta de séries temporais é sem dúvida uma ferramenta muito útil para o entendimento da relação entre dois fenômenos (FORBUSH et al., 1983), sendo frequentemente utilizada para demonstrar um efeito ou uma periodicidade com a assinatura de um fenômeno (SINGH; BADRUDDIN, 2006). Os gráficos de época superposta são construídos a partir da média das linhas de uma matriz (coluna-linha) que contém dados referentes a um determinado evento, ocorrido em um dado intervalo de tempo (HAURWITZ; BRIER, 1981). Assim, o número de colunas das quais deve ser calculada a média, para a construção da série, refere-se ao tamanho de amostras do evento investigado. De acordo com Haurwitz; Brier (1981) qualquer flutuação nos índices de resposta na coluna, relacionados ao tempo, são preservados junto a esse método de análise.

De acordo com Singh; Badruddin (2006) esse tipo de análise tem sido empregada há décadas na investigação de efeitos relacionados à física espacial, à física da atmosfera e solar-terrestre, à física dos raios cósmicos, à meteorologia/climatologia, dentre outros. Ainda de acordo com os autores, mesmo sendo esse método uma poderosa ferramenta estatística, é desejável, junto às séries temporais superpostas, a utilização de outros métodos para testar a significância dos resultados obtidos, como feito nesse trabalho.

A Figura 4.5 apresenta um exemplo de série superposta resultante dos dados de fluxo diário de GCR durante os 16 dias em torno dos dez eventos de FD mais intensos de 1987 a 2015, que podem ser individualmente observados na Figura 4.3.

Figura 4.5 - Série superposta da variação do fluxo diário de GCR durante os eventos de FD dez mais intensos ocorridos entre 1987 e 2015.

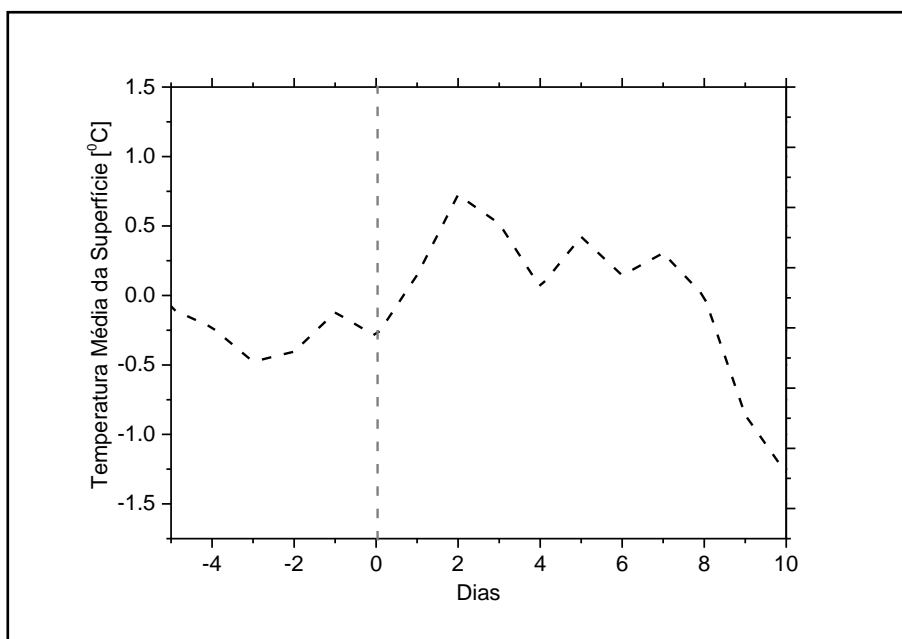


Os dados da variação do fluxo diário de GCR, utilizados para a construção da série superposta, foram adquiridos do monitor de nêutrons de Oulu (cosmicrays.oulu.fi).

Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.6 refere-se a um exemplo de série superposta obtida a partir de dados de temperatura média diária da superfície das 10 estações de alta latitude do Hemisfério Norte em torno dos 10 eventos de FD estudados. Então, se observarmos o comportamento do fluxo dos GCR e o da temperatura nas séries de época superposta nas Figuras 4.5 e 4.6, é possível perceber o possível efeito da diminuição da taxa de partículas na temperatura do ar da superfície. A Figura 4.6 mostra o aumento desse parâmetro justamente a partir do dia de menor fluxo de partículas (dia 0).

Figura 4.6 - Série superposta de temperatura média diária da superfície da região de 10 estações de alta latitude do Hemisfério Norte, em torno do 10 FDs mais intensos ocorridos entre 1987 e 2015.



Os dados de temperatura média diária foram adquiridos da rede NOAA (<https://data.noaa.gov/dataset/global-surface-summary-of-the-day-gsod>).

Fonte: Produção do autor.

4.1.1.2 Correlação linear

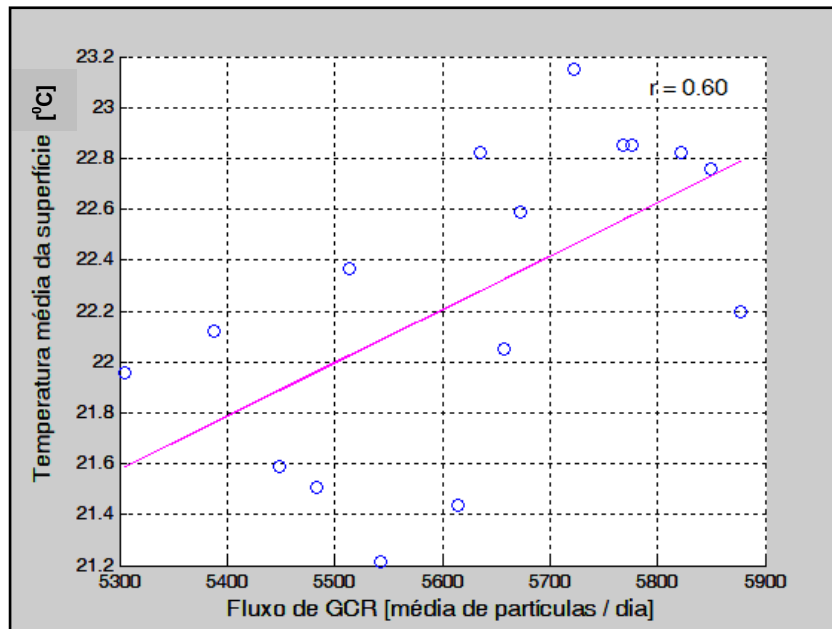
De acordo com Toledo; Ovalle (1985) a correlação linear mede e avalia o grau de dependência linear existente entre duas variáveis aleatórias, através da distribuição de seus pontos (X, Y) em torno de uma reta. A medida dessa correlação é dada pelo coeficiente de Pearson (r):

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (4.1),$$

onde n é o número de observações.

A variação do coeficiente r pode ocorrer entre -1 e +1. Assim, a correlação será positiva se os valores crescentes ou decrescentes de x estiverem associados respectivamente aos valores crescentes ou decrescentes de y (TOLEDO; OVALLE, 1985), como mostra a Figura 4.7.

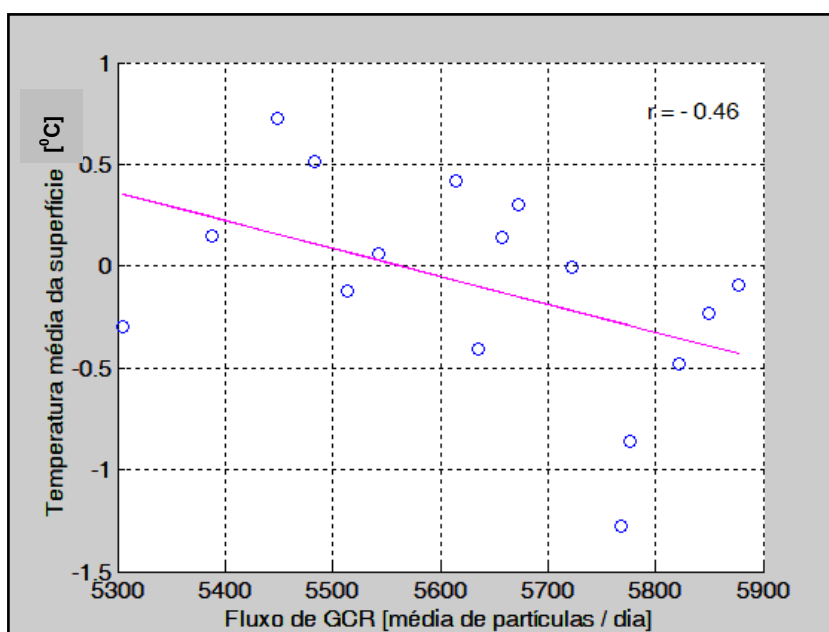
Figura 4.7 - Correlação linear positiva entre dados de variação de GCR e de temperatura média diária da superfície durante eventos de FD, em baixa latitude do Hemisfério Sul.



Fonte: Produção do autor.

Entretanto, há casos em que a dispersão dos pontos no gráfico indica que para valores maiores de x tem-se valores menores de y, e vice-versa. Tais casos caracterizam uma correlação linear negativa ou uma anticorrelação (COSTA NETO, 1939), como apresentada na Figura 4.8.

Figura 4.8 - Correlação linear negativa entre dados de variação de GCR e de temperatura média diária da superfície durante eventos de FD, em alta latitude do Hemisfério Norte.



Fonte: Produção do autor.

Para ser considerada uma correlação linear positiva ou negativa perfeita, os pontos de x e y devem estar alinhados / agrupados segundo uma reta. Mas, intermediariamente a esses dois casos existem ainda os de variáveis não-correlacionadas ou de correlação nula ($r=0$). De acordo com Costa Neto (1939), é importante frisar que muitas vezes, um alto valor de r, embora estatisticamente significativo, pode não significar uma relação de causa e efeito, mas, simplesmente a tendência das variáveis em apresentarem uma variação conjunta.

Para verificar o quanto uma função linear representa a relação entre as duas variáveis é necessária a utilização da equação da reta de regressão de mínimo quadrado que se ajusta ao conjunto de pontos dessas variáveis que representam x e y (SPIEGEL, 1977):

$$Y = a_0 + a_1X \quad (4.2),$$

onde as constantes a_0 e a_1 (coeficiente angular) são obtidas por meio das equações:

$$a_0 = \frac{(\sum Y)(\sum X^2) - (\sum X)(\sum XY)}{n\sum X^2 - (\sum X)^2} \quad (4.3),$$

$$a_1 = \frac{n\sum XY - (\sum X)(\sum Y)}{n\sum X^2 - (\sum X)^2} \quad (4.4),$$

sendo n o número de observações.

4.1.1.3 Correlação cruzada

A correlação cruzada é mais apropriadamente utilizada para comparar duas séries temporais que podem ter uma certa interdependência, mas, que podem possuir uma defasagem no tempo de resposta (DAVIS, 2002). De acordo com Davis (2002), com a comparação entre as séries, parâmetros como a intensidade de relação entre elas, as sucessivas defasagens e a defasagem na posição de máxima correlação, podem ser estudados. A defasagem igual a zero representa o ponto com o coeficiente de correlação (r) onde as duas séries estão alinhadas (correlação linear) e a defasagem positiva ou negativa compreende uma escolha arbitrária de uma sequência ocorrida após a outra. Para tal comparação as séries precisam ter tamanhos idênticos.

De acordo com Davis (2002) a equação utilizada para a obtenção do coeficiente de correlação cruzada com a comparação entre duas séries temporais Y_1 e Y_2 com n sobreposições é:

$$r = \frac{n \sum Y_1 Y_2 - \sum Y_1 \sum Y_2}{\sqrt{[n \sum Y_1^2 - (\sum Y_1)^2] [n \sum Y_2^2 - (\sum Y_2)^2]}} \quad (4.5),$$

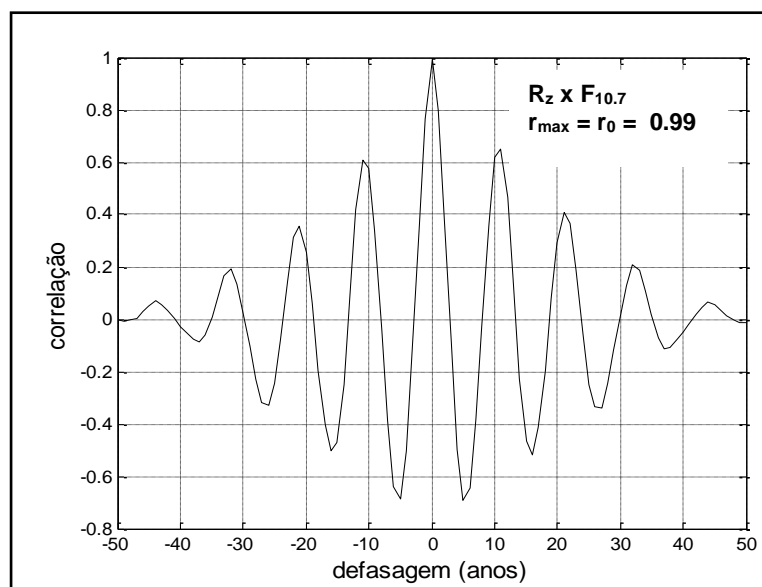
ou de forma equivalente:

$$r = \frac{cov_{1,2}}{s_1 s_2} \quad (4.6),$$

onde $cov_{1,2}$ é a covariância entre as porções sobrepostas das duas séries Y_1 e Y_2 , e s_1 e s_2 são os respectivos desvios padrão. A covariância mensura a intensidade da correlação entre dois ou mais conjuntos de variáveis aleatórias. Sendo assim, para as variáveis sem qualquer correlação, a covariância será igual a zero e terá um valor diferente de zero para variáveis que estejam de alguma forma correlacionadas (<http://mathworld.wolfram.com/Covariance.html>).

Nesse trabalho a correlação cruzada foi utilizada com o objetivo de observar a ocorrência ou não de defasagem entre o tempo de resposta de uma possível causa e o efeito observados entre os dados das séries temporais. Como exemplo segue apresentada na Figura 4.9 a correlação cruzada obtida a partir de dados de R_z e $F_{10.7}$, dois proxies da atividade solar. É possível perceber que a posição de máxima correlação ($r = 0,99$) encontra-se onde a defasagem é igual a zero. À medida que a defasagem aumenta entre as duas séries, a correlação diminui. Isso significa, como já era de se esperar, que os dois parâmetros estão diretamente relacionados entre si.

Figura 4.9 - Correlação cruzada entre as séries temporais de R_z e $F_{10.7}$, de 1964 a 2015.



r_{max} : coeficiente de onde ocorre maior correlação; r_0 : coeficiente de correlação onde a defasagem é zero (coeficiente de correlação linear).

Fonte: Produção do autor.

4.1.1.4 Teste estatístico de hipótese e significância (t de Student)

Para fixar suposições acerca de populações amostrais de interesse, faz-se conveniente formular hipóteses estatísticas, que em geral consistem em considerações sobre as distribuições de probabilidade das populações (SPIEGEL, 1977). Assim, utilizando-se da análise do teste de hipótese e significância, deve-se designar uma hipótese a ser testada chamada de H_0 (hipótese nula) e uma hipótese alternativa chamada de H_1 . A hipótese H_0 deverá ser aceita ou rejeitada, levando conseqüentemente à rejeição ou aceitação da H_1 (COSTA NETO, 1939). O que se deseja saber, nesse caso, é se os resultados provenientes de uma amostra contrariam ou não tal afirmação. Se os resultados obtidos diferenciarem-se do resultado esperado, sob hipótese

formulada (H_0), tal hipótese será rejeitada, ou pelo menos não aceita. Diz-se, então, que foi cometido o erro do tipo I. Mas, se por outro lado, a hipótese é aceita, o erro cometido é do tipo II (SPIEGEL, 1977). De acordo com Spiegel (1977) a probabilidade máxima com que se deseja arriscar o erro do tipo I é chamada de nível de significância, geralmente fixada antes do teste, sendo na maioria das vezes utilizados o valor de 0,05 (5%) ou 0,01 (1%). Ao nível de significância por exemplo de 0,05 ou 5%, quer se dizer que a hipótese terá 5 chances em 100 de ser rejeitada, quando deveria ser aceita, ou ainda, que pode-se ter 95% de confiança de que a decisão tomada é a correta. Assim, é comum concluir que a hipótese foi rejeitada ao nível de 5% de significância, com uma probabilidade de 5% de erro.

Nesse trabalho o teste de hipótese e de significância foi utilizado, de acordo com o método descrito em Costa Neto (1939), para comparar amostras provenientes de duas populações de temperaturas médias diárias da superfície de dois intervalos, relacionados à máxima e à mínima atividade solar. O intervalo de máxima atividade, como já apresentado, foi chamado de conturbado, devido à presença de eventos de FDs e o outro intervalo chamado de calmo (anos de mínimo solar de 1987, 1996 e 2008), quando tais eventos não ocorreram. Para a hipótese testada H_0 , levou-se em consideração que $\mu_1 = \mu_2$, onde μ_1 é a média da amostra de temperatura do intervalo conturbado e μ_2 a média da amostra de temperatura do intervalo calmo. Ou seja, para H_0 ser aceita não deve haver diferença entre as temperaturas médias dos intervalos com ocorrência de FD e calmo. Sendo assim:

$$H_0, \mu_1 - \mu_2 = \Delta \text{ e então, } \Delta = 0.$$

Contra a H_0 formulou-se a hipótese H_1 , sendo:

$$H_1, \mu_1 > \mu_2 \text{ e então, } \Delta > 0.$$

Considerando que os resultados das duas amostras de temperaturas constituem dados emparelhados, uma vez que estão relacionados dois a dois segundo o critério da influência da atividade solar na temperatura, foram calculadas as diferenças d_i correspondentes a cada par das duas amostras, reduzindo então os dados em uma única amostra com n diferenças entre as temperaturas. Nesse caso, testamos simplesmente a hipótese

$$H_0, \mu_d = \Delta \text{ e então, } \Delta = 0,$$

onde μ_d é a média da amostra das diferenças de temperaturas, contra a H_1 , sendo $\mu_d > 0$. Logo o teste foi feito por meio da comparação do valor de t de Student experimental, que de acordo com Morettin; Bussab (2012) é o mais apropriado para essas situações. Para tanto, foi utilizado o valor crítico obtido em função de α com um grau de liberdade (ν) $n-1$, ao nível de 1% de significância e calculado o t de Student experimental:

$$t = \frac{\bar{d} - \Delta}{s_d / \sqrt{n}} \quad (4.2)$$

onde

\bar{d} é a média da amostra da diferença entre as populações, ou seja a média da amostra resultante da diferença entre as temperaturas médias em intervalos de FD e as temperaturas médias em tempo normal;

Δ é o valor da diferença entre as médias das populações a ser testado;

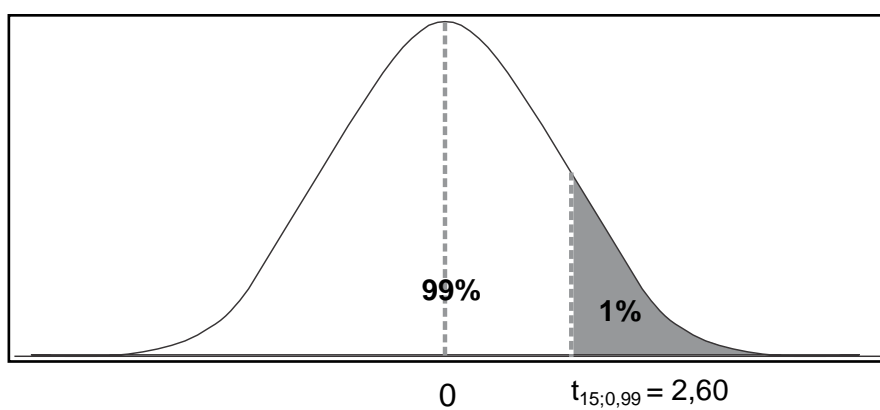
s_d é o desvio padrão da amostra das diferenças;

n é o tamanho da amostra.

O teste foi feito considerando $n=16$ ($\nu = 15$), que constitui o período dos cinco dias anteriores ao dia de mínimo fluxo de GCR, o dia 0 e os dez dias posteriores a ele. Para $n = 16$ com 1% ($P=0,01$) de significância, obteve-se como valor crítico $t_{15;0,99} = 2,60$. Foi então, realizado o cálculo do t experimental

para as amostras de temperatura de cada região latitudinal, sendo aceita a hipótese H_0 para $t \leq 2,60$ e rejeitada para $t > 2,60$, quando será aceita H_1 , como mostra a função de densidade de probabilidade apresentada na Figura 4.10.

Figura 4.10 - Diagrama da função de densidade de probabilidade t de Student para $n=16$.



Fonte: Produção do autor.

4.1.2 Segunda etapa: análise de longas escalas de tempo

Na segunda etapa do trabalho foram adquiridos dados de médias anuais de R_z do SIDC - Sunspot Index Data Center (<http://sidc.oma.be>) para o período de 1880 - 2015, de $F_{10.7}$ do Conselho Nacional de Pesquisa e Recursos Naturais do Canadá (NRCan), em <http://www.spaceweather.ca/solarflux/sx-en.php> para o período de 1947 a 2015, de GCR do monitor de nêutrons de Oulu ($P_c = 0,8$ GV) para o período de 1964 a 2015, de QBO a 70 hPa, 50 hPa e 30 hPa em <http://www.geo.fu-berlin.de/en/met/ag/strat/produkte/qbo/index.html>, correspondentes às médias zonais de ventos (m/s) aproximadamente a 18 km, 20 km e 24 km de altitude, respectivamente, de acordo com os padrões internacionais de atmosfera e pressão

(<http://weatherfaqs.org.uk/book/export/html/174>) para o período de 1953 a 2015 e de SOI, da rede NOAA, disponível em <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/soi/>, para o período de 1951 a 2015. Os dados de QBO estratosféricas com os devidos níveis de pressão foram escolhidos por situarem-se mais próximos da Troposfera, com o intuito de investigar a possibilidade de algum efeito desse parâmetro na temperatura da superfície. Além disso, também foram adquiridos dados de médias anuais de anomalias de temperatura da superfície e de temperatura superfície-oceano (combinação da temperatura do ar da superfície e da superfície dos oceanos) desde 1880 até 2015, do GISS - Goddard Institute for Space Studies (<https://data.giss.nasa.gov/gistemp>), para diversas faixas latitudinais de ambos os Hemisférios Norte e Sul (Equador-24^o, 24^o - 44^o, 44^o-64^o, 64^o-90^o, 24^o-90^o), além da média Global e da média de cada hemisfério. A temperatura foi o parâmetro atmosférico utilizado para a investigação dos efeitos da atividade solar e dos GCR na Troposfera terrestre em longa escala de tempo. A variação de alguns desses parâmetros adquiridos ao longo do tempo pode ser observada na Figura 4.1.

Para todos os dados adquiridos, nessa segunda etapa, foram construídas séries temporais, as quais foram decompostas em diversas bandas de frequência, pelo método de análise de ondeletas. Para tanto, foi utilizada a ondeleta do tipo Meyer e as bandas dos dados foram correlacionadas entre si. O intervalo analisado foi de 1880 - 2015 junto aos dados de R_z e temperatura e o de 1964 - 2015, na análise entre os dados de GCR, $F_{10.7}$, SOI, QBO e temperatura. A análise espectral sobre os dados decompostos em ondeletas foi realizada por meio do método de regressão iterativa de séries temporais (ARIST), na busca das periodicidades mais evidentes em todas as bandas decompostas. Uma análise estatística de correlação cruzada foi utilizada para verificação da correlação entre os dados obtidos da atividade solar e GCR com a temperatura média das diversas regiões do globo.

4.1.2.1 Análise por transformada de ondeletas

A análise por transformada de ondeletas (wavelet) é uma ferramenta matemática muito útil para a análise de sinais não estacionários. Por meio dela é possível decompor / expandir os sinais utilizando funções de tempo-espaço com propriedades de localização no tempo e no domínio da frequência (KUMAR; FOUFOULA-GEORGIU, 1997; PERCIVAL; WALDEN, 2000). No processo de decomposição, a função original, chamada de ondeleta mãe, é utilizada para gerar todas as outras funções. De acordo com Percival; Walden (2000) com o propósito da análise de multi-resolução (decomposição por múltiplos níveis), há a necessidade do uso de uma segunda função, que permite a análise para "infinitos" componentes de decomposição. A análise de multi-resolução é utilizada para o estudo dos sinais representados em diversas resoluções junto ao desenvolvimento de um eficiente mecanismo capaz de se transferir de uma resolução para a outra (PERCIVAL; WALDEN, 2000). Existem dois tipos de transformada ondeletas: a contínua e a discreta. A contínua calcula os coeficientes em todas as escalas possíveis (TORRENCE; COMPO, 1998). Já a discreta escolhe as escalas e posições baseadas na potência de dois ($2n$), onde n é o intervalo da série de dados (KUMAR; FOUFOULA-GEORGIU, 1997), podendo ser utilizada para uma análise de multi-resolução, como feito nesse trabalho.

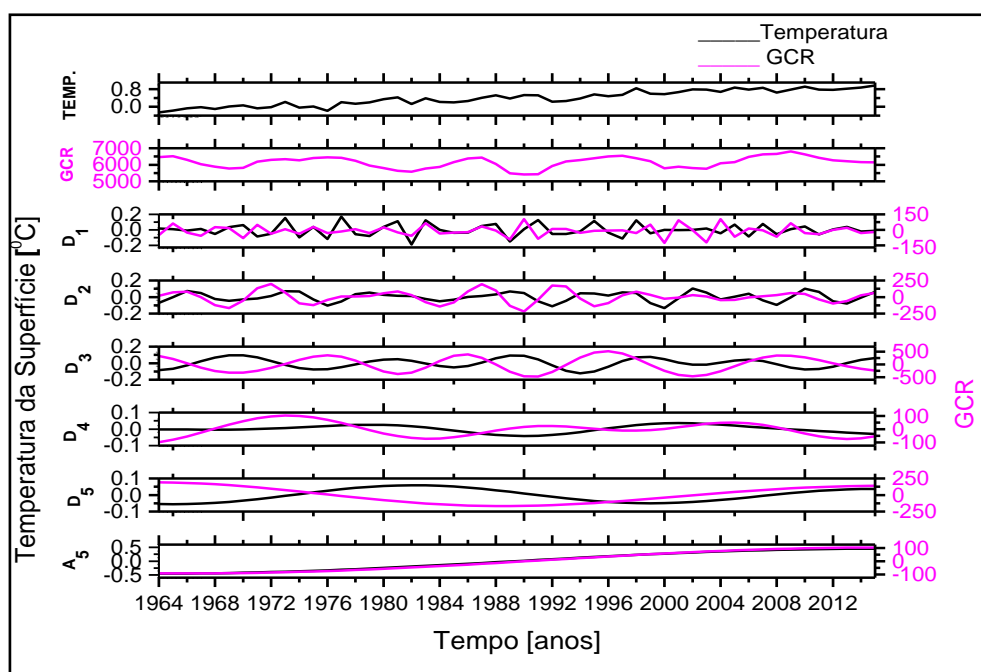
Na análise de multi-resolução, o sinal (S) é decomposto em muitos outros componentes de menor resolução, sendo dividido em uma aproximação (A) e em um nível de detalhe (D). Nesse caso, o detalhe contém a porção de alta frequência do sinal e a aproximação constitui a maioria das frequências características do sinal. No primeiro passo da decomposição $S = A_1 + D_1$. Já no próximo passo a aproximação divide-se em um segundo nível, sendo $A_1 = A_2 + D_2$ e então, $S = A_2 + D_2 + D_1$ e assim por diante (KUMAR; FOUFOULA-GEORGIU, 1997; ECHER, 2004) . Apesar desse processo iterativo poder

continuar infinitamente, a decomposição adequada deve prosseguir até o nível de detalhe da amostra (PERCIVAL; WALDEN, 2000).

Nesse trabalho a transformada escolhida como mais adequada para a análise dos sinais das séries temporais de longo intervalo de temperatura foi a transformada de ondeleta de Meyer. A ondeleta de Meyer é do tipo discreto, utilizada para a decomposição e filtragem de qualquer série temporal. O método é composto por ondeletas e funções de escalonamento, e quando aplicado em séries temporais, todo o sinal é decomposto em níveis de frequências ortonormais, permitindo filtrar o sinal em diferentes frequências e com isso, realizar a análise de multi-resolução (KUMAR; FOUFOULA-GEORGIU, 1997; PERCIVAL; WALDEN, 2000; ECHER, 2004). Além de decompor os sinais das séries de temperatura da superfície e da temperatura superfície-oceano das diversas faixas latitudinais estudadas, esse método auxilia a encontrar os períodos de maior correlação / anticorrelação entre os dados solares (R_z , $F_{10.7}$ e GCR) e o atmosférico (temperatura) analisados, e entre os dados solares e os dados de SOI e QBO. Um exemplo é apresentado na Figura 4.11.

A Figura 4.11 é formada por dados médios anuais de anomalia da temperatura da superfície Global, do fluxo de Raios Cósmicos Galácticos e pela decomposição em 5 níveis (D_5) desses dois dados, para o período de 1964 a 2015. O nível máximo de decomposição dos dados dependerá do tamanho da amostra.

Figura 4.11 - Séries temporais e níveis de decomposição pela ondeleta de Meyer de dados da anomalia da temperatura da superfície Global e do fluxo de GCR no período de 1964 a 2015.



Os dados de anomalia da temperatura da superfície Global em $^{\circ}\text{C}$ (TEMP.) e do fluxo de GCR em média de partículas / dia estão representados respectivamente nas duas primeiras séries temporais.

Fonte: Produção do autor.

De acordo com o tamanho de cada amostra, as séries temporais de R_z e de temperatura (superfície e superfície - oceano) observadas desde 1880 até 2015 (135 pontos), foram decompostas em até 7 níveis (D_7) sendo $S = A_7 + D_1 + D_2 + D_3 + D_4 + D_5 + D_6 + D_7$. Já as de $F_{10.7}$, de QBO, de SOI e de GCR investigadas desde 1964 até 2015 (51 pontos), foram decompostas em até 5 níveis (D_5), sendo $S = A_5 + D_1 + D_2 + D_3 + D_4 + D_5$. Os níveis correspondem aproximadamente aos seguintes filtros passa-banda: D_1 : 2 a 4 anos, D_2 : 4 a 8 anos, D_3 : 8 a 16 anos, D_4 : 16 a 32 anos, D_5 : 32 a 64 anos, D_6 : 64 a 128 anos, D_7 : 128 a 256 anos. Mas, uma vez que as séries temporais de R_z e

temperatura, também foram investigadas a partir de 1964 até 2015, para análise dos períodos de maior correlação junto às outras séries, também foram decompostas até o nível D_5 .

4.1.2.2 Análise espectral

O método de Análise por Regressão Iterativa de Séries Temporais (ARIST) pode ser aplicado ao ajuste de qualquer função em busca de periodicidades, sem a necessidade de uma prévia linearização (RIGOZO; NORDEMANN, 1998). Para tanto, nesse trabalho, foi utilizada uma única função senoidal composta por três parâmetros desconhecidos, descritos por Rigozo; Nordemann (1998) e Rigozo et al. (2005), sendo: a_0 = amplitude, a_1 = frequência angular e a_2 = fase da função. Os valores desses parâmetros são determinados pela iteração das séries temporais originais com a condição específica que restringe a frequência angular para um domínio estreito em torno do valor esperado. Sendo assim, o ponto inicial do método ARIST é a definição da função condicional (RIGOZO; NORDEMANN, 1998, RIGOZO et al., 2005):

$$F = Y - a_0 \sin(a_1 t + a_2) \quad (4.3)$$

onde Y é o sinal medido, t é o tempo e a_0 , a_1 e a_2 são os três parâmetros desconhecidos a serem encontrados. A função F representa então, para cada dado experimental, a diferença entre o valor medido (Y) e o da curva de ajuste.

Por ser um método iterativo, termos corretivos A_0 , A_1 e A_2 são calculados em cada iteração para serem aplicados aos parâmetros a_0 , a_1 e a_2 , respectivamente. Esses termos corretivos são expressos pela equação:

$$A = C^{-1} V \quad (4.4)$$

onde C e V são matrizes compostas pelos termos C_{ij} e V_i , que são os somatórios para todos os dados experimentais dos valores atuais, para cada iteração, das expressões:

$$C_{ij} = \frac{\left(\frac{dF}{da_i}\right)\left(\frac{dF}{da_j}\right)}{L} , \quad (4.5)$$

$$V_i = \frac{\left(\frac{dF}{da_i}\right)F}{L} , \quad (4.6)$$

com

$$L = D_y^2 + \left(\frac{dF}{dt}\right)^2 D_t^2 , \quad (4.7)$$

sendo L o coeficiente de ponderação para cada dado experimental e D_y e D_t o desvio padrão associados a Y e t, respectivamente.

Contudo os termos corretivos A_0 , A_1 e A_2 são aplicados aos parâmetros a_0 , a_1 e a_2 , da seguinte forma:

$$a_0 = a_{0_0} - A_0 , \quad (4.8)$$

$$a_1 = a_{1_0} - A_1 , \quad (4.9)$$

$$a_2 = a_{2_0} - A_2 , \quad (4.10)$$

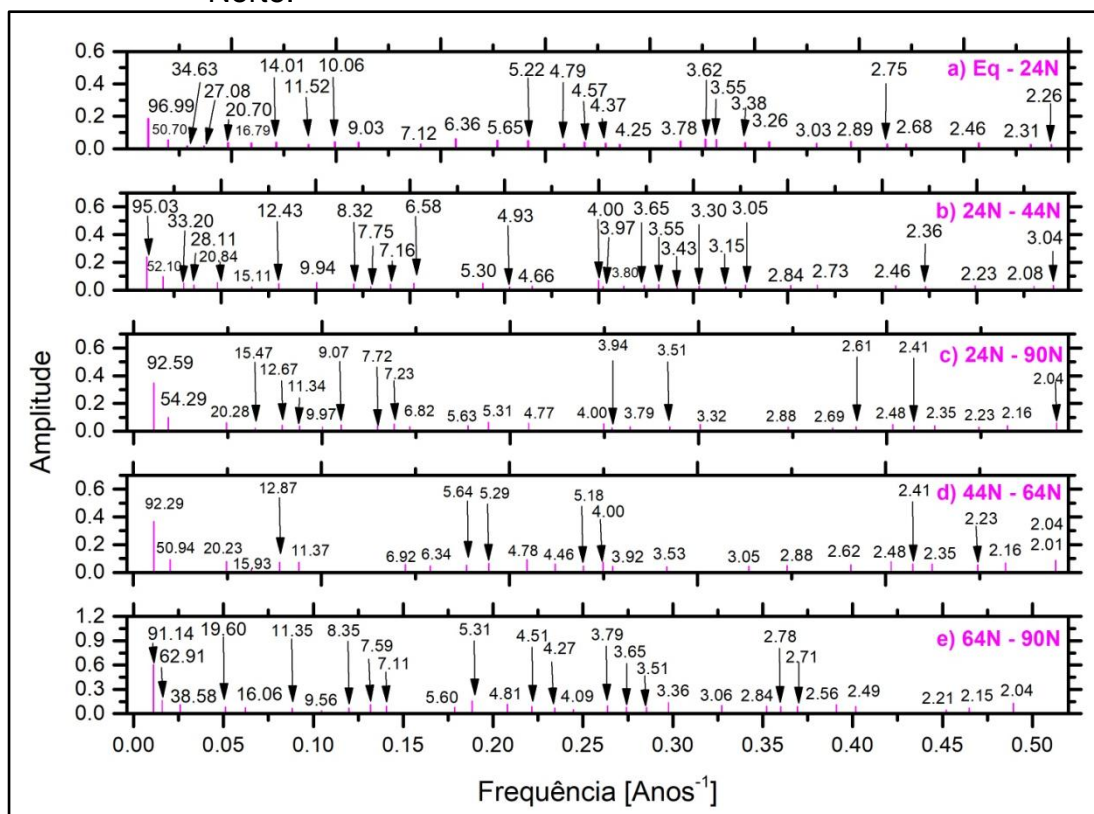
onde a_{0_0} , a_{1_0} e a_{2_0} representam os valores iniciais, para a primeira iteração, escolhidos arbitrariamente. Mas, de acordo com Rigozo; Nordemann (1998), para diminuir o tempo do cálculo, deve - se escolher valores iniciais da mesma ordem de grandeza que os valores esperados. O programa sucessivamente procura os valores dos parâmetros da função senoidal, através de uma varredura dos valores de frequência angular que variam por:

$$d_w = \frac{2\pi}{t_{max}} , \quad (4.11)$$

onde $t_{max} = t_{final} - t_{inicial}$.

Um exemplo da utilização do método ARIST nesse trabalho com 95% de limite de confiança (2σ) é apresentado pela Figura 4.12, que caracteriza a análise do espectro de amplitude da temperatura da superfície, para várias faixas latitudinais do Hemisfério Norte analisadas dentro do período de 1880 a 2015. Considera-se nesse trabalho o limite de confiança de 95% a amplitude maior que 2σ para cada período encontrado.

Figura 4.12 - Espectro de amplitude da temperatura da superfície com 95% de limite de confiança de várias faixas latitudinais do Hemisfério Norte.



As faixas latitudinais estão indicadas na parte superior direita de cada gráfico na cor magenta. As flechas indicam alguns dos períodos em anos que caracterizam as respectivas frequências apresentadas no eixo horizontal.

Fonte: Produção do autor.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Essa seção está dividida em duas partes, referentes aos resultados obtidos nas duas etapas em que a Tese desenvolveu-se, de acordo o cronograma apresentado na Figura 4.2. Os resultados da primeira etapa estão relacionados à análise dos efeitos da variabilidade da atividade solar no clima da Terra em curta escala de tempo (dias) por meio dos dados do fluxo de GCR durante eventos de FD, de séries de temperatura média diária da superfície desses períodos e de séries da variação da diferença da temperatura entre os períodos de FD e os períodos calmos (anos de mínimo solar: 1987, 1996 e 2008). Para tal análise foram utilizados os métodos estatísticos de séries de época superposta, de correlação linear, de correlação cruzada e o teste de hipótese e significância t de Student. Na segunda etapa foram obtidos os resultados da investigação dos efeitos dos GCR e consequentemente da variabilidade solar no clima terrestre em longas escalas de tempo (anos / décadas). Para tanto, foram utilizados dados de R_z , $F_{10.7}$ e de GCR, de anomalias de temperatura da superfície e de temperatura superfície-oceano de diversas faixas latitudinais do globo (média Global, média para cada hemisfério, 24° N - 24° S, 24° N - 90° N, 24° N - 44° N, 44° N - 64° N, 64° N - 90° N, 24° S - 90° S, 24° S - 44° S, 44° S - 64° S, 64° S - 90° S), de SOI e de QBO estratosférica nos níveis de pressão 30 hPa, 50 hPa e 70 hPa. As análises dessa segunda etapa consistem em: análise por transformada ondeleta de Meyer, análise espectral pelo método de regressão iterativa (ARIST) e de correlação cruzada entre os dados.

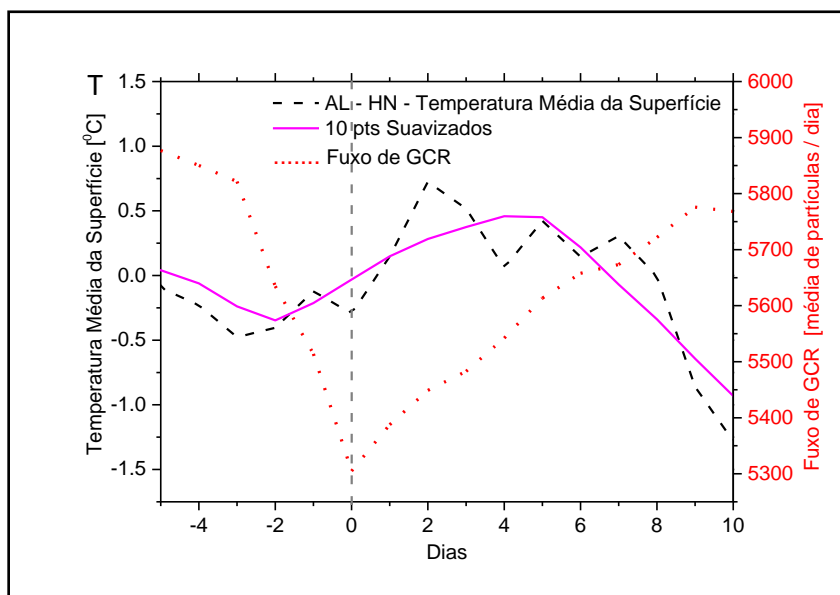
5.1 Análises de curtas escalas de tempo (primeira etapa)

5.1.1 Séries de época superposta

5.1.1.1 Temperatura média diária da superfície e fluxo de GCR durante os eventos de FD

Os resultados obtidos a partir da compilação em séries temporais superpostas dos dados de temperatura média diária da superfície das 10 estações de cada faixa latitudinal (20° - 30° , 40° - 50° e 60° - 70°) dos Hemisférios Norte e Sul estudada nesse trabalho e de GCR durante os 16 dias em torno dos 10 FDs mais intensos ocorridos entre 1987 e 2015 (Figura 4.2) são apresentados nas Figuras 5.1, 5.2, 5.3, 5.4, 5.5 e 5.6. Em todas as figuras a curva colorida contínua (rosa para o Hemisfério Norte e azul para o Hemisfério Sul) representa a média suavizada de 10 pontos da curva preta tracejada, que se refere aos dados de temperatura. A curva vermelha tracejada caracteriza o fluxo de GCR e a linha vertical tracejada na cor cinza indica o dia de menor fluxo de partículas dos períodos estudados (dia 0).

Figura 5.1 - Análise de série de época superposta da temperatura média diária da superfície T (linha preta tracejada) da região de altas laltitudes (60⁰ - 70⁰) do Hemisfério Norte e do fluxo de GCR (linha tracejada vermelha).



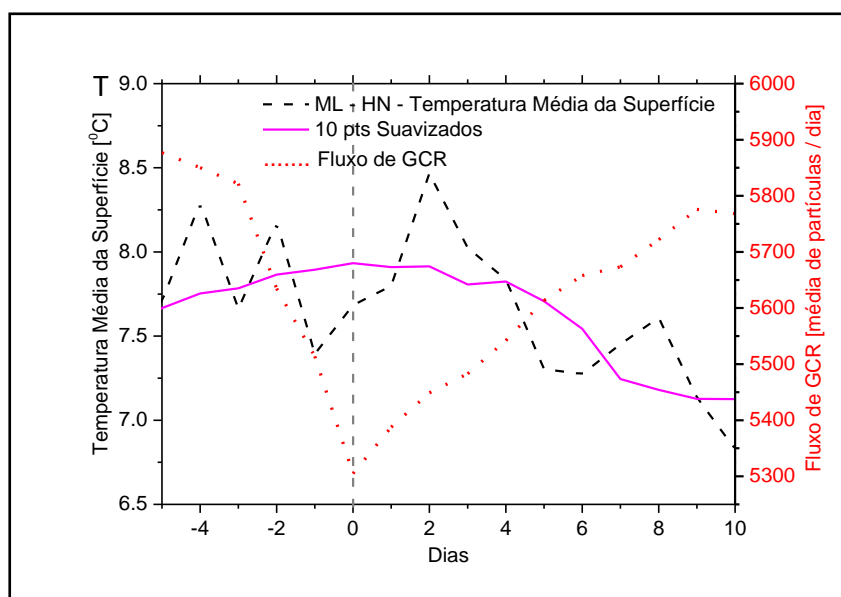
A linha contínua na cor rosa representa a suavização em 10 pontos da curva da temperatura média da superfície. AL: Alta Latitude; HN: Hemisfério Norte.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.1 é possível notar um comportamento de anticorrelação entre os dados de temperatura e o fluxo de GCR, indicando que a temperatura aumenta enquanto o fluxo de partículas de GCR decresce e vice-versa. Além disso, observa-se uma defasagem de alguns dias (2 a 6 dias) entre os picos de mínimo fluxo de GCR e de máximo valor da temperatura da superfície do período estudado. A anticorrelação e um atraso (lag temporal) entre os resultados referentes aos efeitos do FD em parâmetros atmosféricos como a microfísica das nuvens e a variação da temperatura diurna da superfície também são observados em outros trabalhos (ex.: SVENSMARK; BONDO; SVENSMARK, 2009, SVENSMARK; ENGHOFF; SVENSMARK, 2012; SVENSMARK, 2015; DRAGIC et al, 2011). Tais características de

anticorrelação e defasagem entre os dados de GCR e de temperatura também foram observadas nos resultados obtidos para as outras duas faixas latitudinais do Hemisfério Norte investigadas (40° - 50° e 20° - 30°), como mostram as Figuras 5.2 e 5.3.

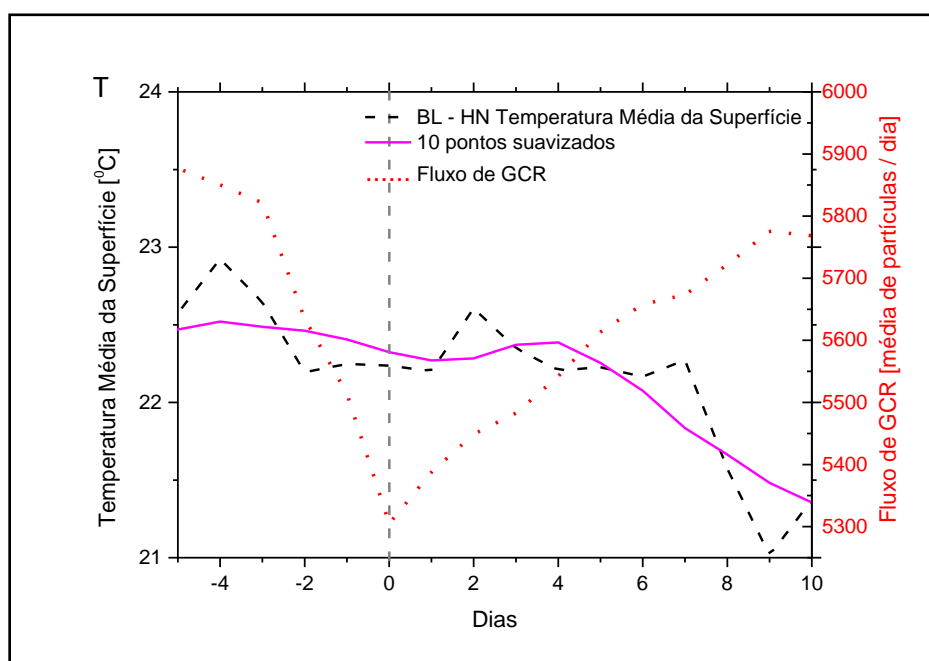
Figura 5.2 - Análise de série de época superposta da temperatura média diária da superfície T (linha preta tracejada) da região de médias latitudes (40° - 50°) do Hemisfério Norte e do fluxo de GCR (linha tracejada vermelha).



A linha contínua na cor rosa representa a suavização em 10 pontos da curva da temperatura média da superfície. ML: Média Latitude; HN: Hemisfério Norte.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.3 - Análise de série de época superposta da temperatura média diária da superfície T (linha preta tracejada) da região de baixas latitudes (20° - 30°) do Hemisfério Norte e do fluxo de GCR (linha tracejada vermelha).



A linha contínua na cor rosa representa a suavização em 10 pontos da curva da temperatura média da superfície. BL: Baixa Latitude; HN: Hemisfério Norte.

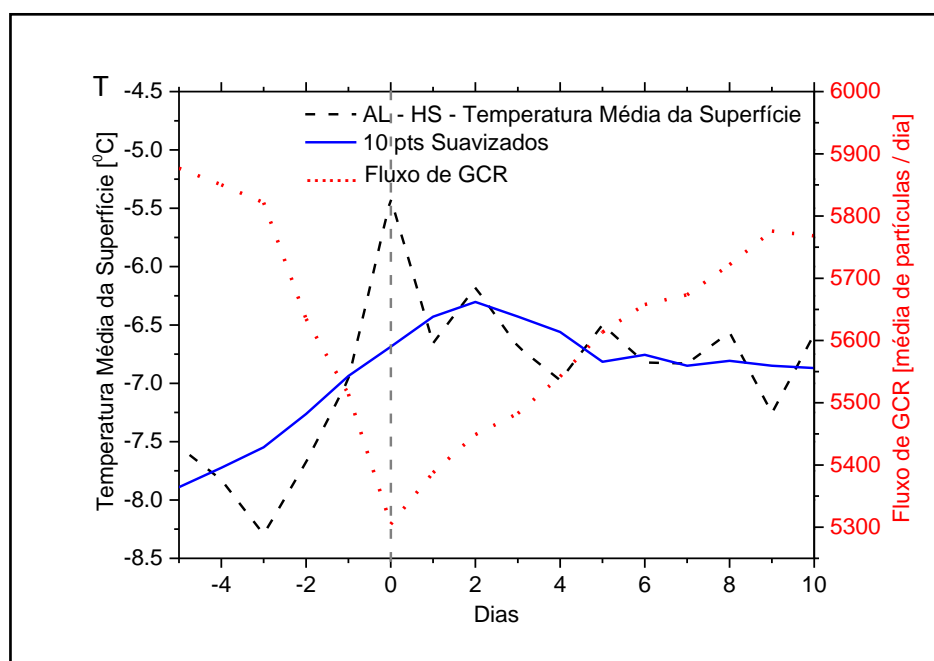
Fonte: Produção do autor.

É possível justificar esse atraso para a resposta da variação da temperatura, em relação ao fluxo de GCR, assumindo a importância de partículas ionizadas como embrionárias no processo de condensação do vapor de água para a formação das nuvens de forma heterogênea. Pois, a supersaturação na atmosfera para o desenvolvimento das gotículas e formação das nuvens de forma homogênea (apenas com gotículas de água) chega a porcentagem insatisfatória para o processo (WALLACE; HOBBS, 1940; DICKINSON, 1975). Então, a formação e crescimento das partículas e as possíveis mudanças nos parâmetros atmosféricos ocorrem em vários estágios de acordo com a taxa de ionização induzida pelos GCR nos componentes neutros da atmosfera

terrestre, levando para isso alguns dias, de acordo com as diversas condições atmosféricas (SVENSMARK; ENGHOFF; SVENSMARK, 2012). Segundo Svensmark; Enghoff; Svensmark (2012), na presença de uma maior taxa de ionização os aerossóis formados com aproximadamente 1nm precisam crescer e atingir um tamanho acima de ~100nm para se tornarem aptos a serem candidatos a CCN. Além disso, eles precisam estar ativos para que de acordo com a taxa de supersaturação na atmosfera, juntem-se com as gotículas de água e formem as nuvens. De acordo com os autores, a resposta de todo esse processo na atmosfera é de aproximadamente uma semana. Já em um período de decréscimo de partículas, como durante os períodos de FD estudados, deverá ocorrer então, o processo inverso quando há uma menor taxa de ionização e conseqüentemente um decréscimo da nucleação. A mudança dos padrões atmosféricos ao longo de alguns dias, nesse caso, é caracterizada possivelmente por uma diminuição na cobertura de nuvens e de aerossóis, possibilitando que uma maior taxa de radiação solar incida na superfície e acarrete em um possível aumento de temperatura, em consonância com o que foi observado nos resultados desse trabalho. Pois, vale lembrar que além das nuvens, os aerossóis também auxiliam no espalhamento e reflexão da radiação incidente na superfície terrestre, como apresentado no esquema do balanço radiativo (Figura 1.1).

Nos resultados obtidos para o Hemisfério Sul foram também observados nas faixas latitudinais alta (60° - 70°) e média (40° - 50°), como mostram as Figuras 5.4 e 5.5, a anticorrelação entre a redução de GCR e o aumento da temperatura da superfície. Portanto, o atraso de resposta da variação da temperatura, em relação ao fluxo de GCR, não ocorre, como o que foi observado para o Hemisfério Norte.

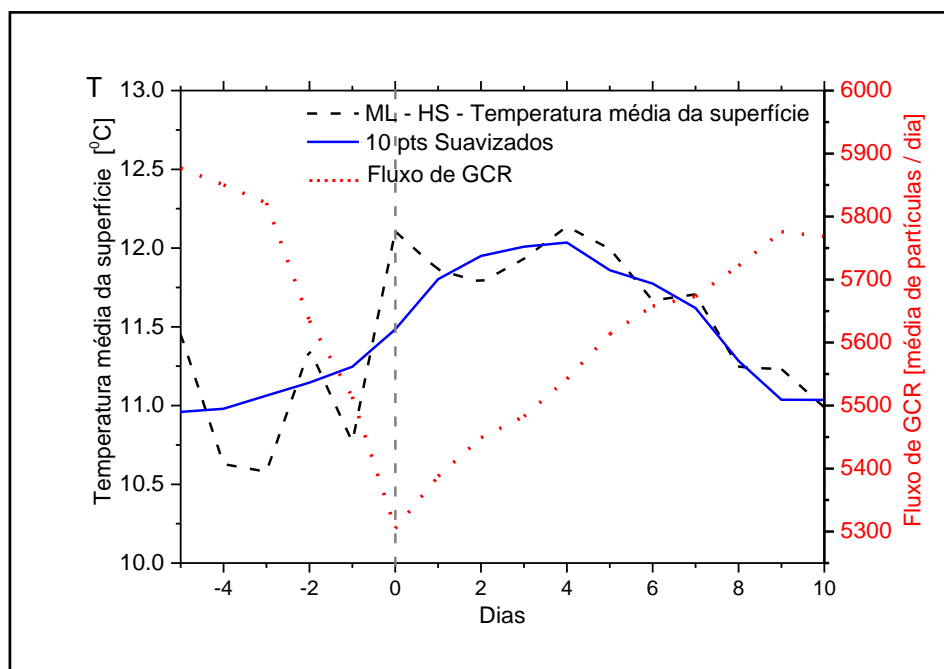
Figura 5.4 - Análise de série de época superposta da temperatura média diária da superfície T (linha preta tracejada) da região de altas latitudes (60⁰ - 70⁰) do Hemisfério Sul e do fluxo de GCR (linha tracejada vermelha).



A linha contínua na cor azul representa a suavização em 10 pontos da curva da temperatura média da superfície. AL: Alta Latitude; HS: Hemisfério Sul.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.5 - Análise de série de época superposta da temperatura média diária da superfície T (linha preta tracejada) da região de médias latitudes (40° - 50°) do Hemisfério Sul e do fluxo de GCR (linha tracejada vermelha).

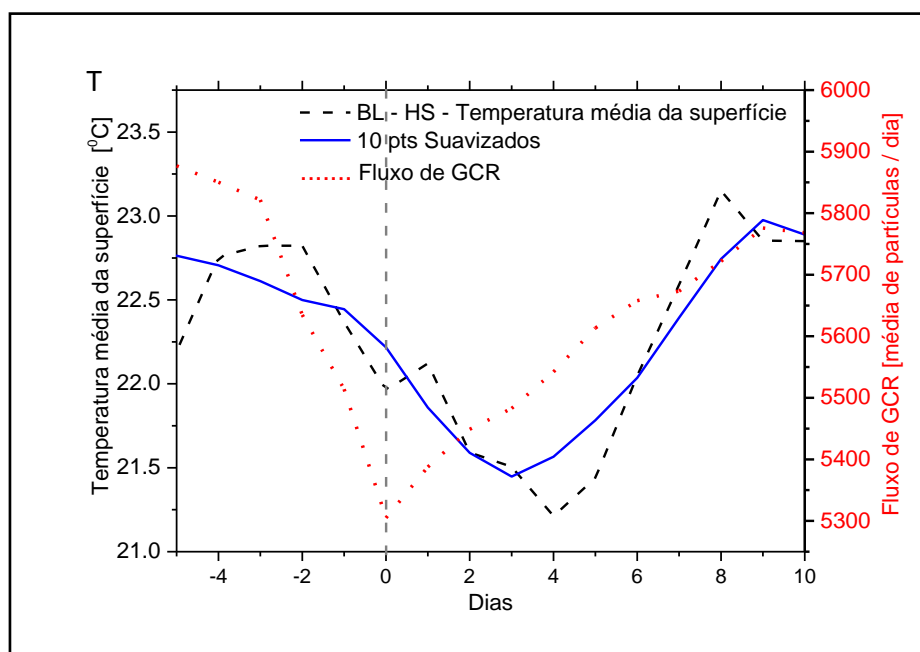


A linha contínua na cor azul representa a suavização em 10 pontos da curva da temperatura média da superfície. ML: Média Latitude; HS: Hemisfério Sul.

Fonte: Produção do autor.

Já na Figura 5.6, que representa a análise feita na região de baixas latitudes (20° - 30°) do Hemisfério Sul, ao contrário das outras faixas latitudinais dos dois hemisférios, a correlação entre os dados de temperatura e GCR apresentou-se positiva.

Figura 5.6 - Análise de série de época superposta da temperatura média diária da superfície T (linha preta tracejada) da região de baixas latitudes (20° - 30°) do Hemisfério Sul e do fluxo de GCR (linha tracejada vermelha).



A linha contínua na cor azul representa a suavização em 10 pontos da curva da temperatura média da superfície. BL: Baixa Latitude; HS: Hemisfério Sul.

Fonte: Produção do autor.

A correlação positiva observada na Figura 5.6 demonstra que durante o decréscimo de partículas de GCR e consequentemente da ionização atmosférica, também ocorreu o decréscimo de temperatura e no momento de recuperação, com o aumento das partículas na atmosfera e da ionização, a temperatura também voltou a aumentar. Devido a ausência de dados para os períodos estudados em estações meteorológicas de outras longitudes dessa faixa latitudinal (20° - 30°), a maioria das estações da baixa latitude do Hemisfério Sul com dados de temperatura utilizadas concentrou-se na América do Sul, mais especificamente, nos países Brasil, Argentina e Paraguai. Além das estações dessa faixa longitudinal estreita, foi possível adquirir dados

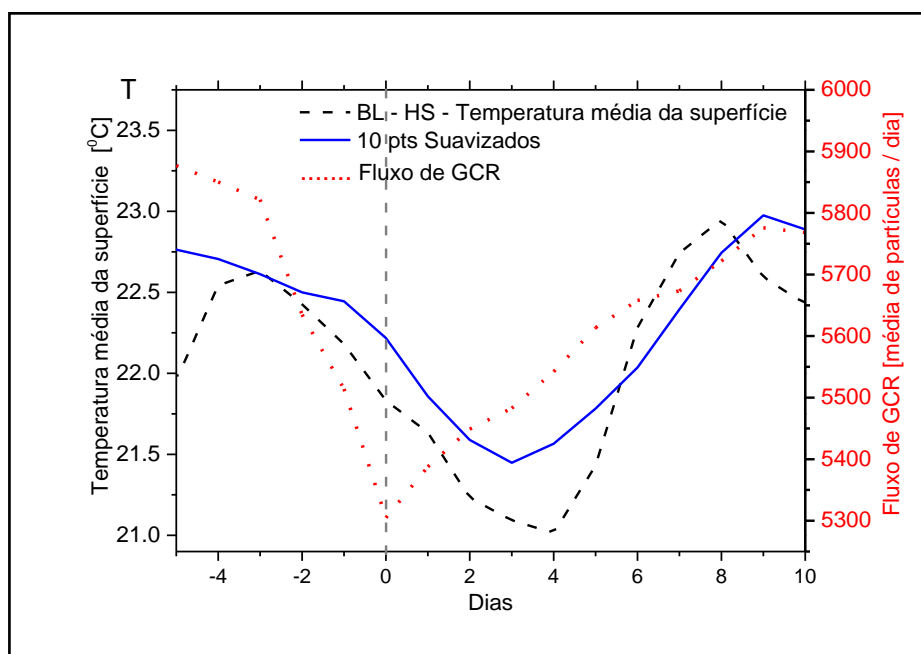
apenas de uma única estação meteorológica na Austrália. Então, a discrepância nos resultados dessa faixa latitudinal em relação às outras pode ser justificada pela conjugação de diversos fatores que se concentram na região da América do Sul, e que podem influenciar os parâmetros atmosféricos dessa região durante curtos intervalos de tempo.

Dentre os fatores que interferem na atmosfera da região sul americana e que poderiam estar sobrepondo-se aos efeitos dos GCR na temperatura da baixa latitude do Hemisfério Sul, pode-se citar:

1) Complexidade climática da América do Sul: essa região do continente americano, como apresentado por Reboita et al. (2012), possui uma grande complexidade climatológica. A geografia diversificada da América do Sul e a presença dos oceanos adjacentes, Atlântico e Pacífico, propiciam o desenvolvimento e atuação de diferentes sistemas atmosféricos de grande escala, contribuintes para a não homogeneidade espacial e temporal da precipitação (REBOITA, 2012; da SILVA, 2010). O ENSO, por exemplo, é um desses fenômenos correspondente à oscilação da temperatura da superfície das águas do Pacífico, com uma flutuação entre o aquecimento e o esfriamento de 2 a 7 anos, chamados respectivamente de El Niño e La Niña, capaz de interferir no padrão de ventos do globo e conseqüentemente o regime de chuvas e temperatura do ar de regiões tropicais e de médias latitudes (HAIGH, 2011; HARRISON; LARKIN, 1998; CLARKE, 2008; McPHADEN; ZEBIAK; GLANTZ, 2006). Em um dos intervalos de FD estudados (08/03/89 a 23/03/89), como apresentado na Tabela 4.1, existe a presença de um evento de La Niña de magnitude forte, que poderia estar influenciando na ocorrência da diminuição de temperatura de todo o conjunto de dados. Mas, como pode ser observado na Figura 5.7, a ausência dos dados de temperatura média da superfície do período de FD do mês de março do ano de 1989 analisado, quando ocorreu uma La Niña de magnitude forte, não afeta o conjunto de dados da série superposta. Assim, um aumento de temperatura, como

esperado, não ocorre, descartando-se então, a possibilidade da influência relacionada a esse fenômeno de oscilação atmosfera-oceano na série temporal investigada. Além disso, existem os sistemas atmosféricos, especificamente da faixa latitudinal baixa, aqui investigada, caracterizados por: sistemas frontais, ciclones, Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), linhas de instabilidade, sistemas convectivos alongados persistentes, Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCANs) e as circulações de brisa. Os sistemas frontais correspondem à zona de encontro entre duas massas de ar com propriedades térmicas distintas. Sendo assim, com a ocorrência de frentes frias, a massa de ar frio força a massa de ar mais quente a subir, devido ao fato desta última ser menos densa, favorecendo a formação de nuvens e de chuva. Os ciclones são sistemas de baixa pressão que causam ventos fortes, precipitação e redução de temperatura. Os VCANs são também sistemas de baixa pressão com núcleo frio, tipicamente do verão austral. São formados entre 5.000 m e 11.000 m de altura, mas que em algum estágio do seu ciclo de vida podem estender-se até a superfície e influenciar a formação de ciclones também em superfície, causando precipitação (REBOITA, 2012). As linhas de instabilidade são basicamente formadas por um conjunto de nuvens do tipo cumulonimbus alinhadas, que se deslocam de maneira uniforme, mantendo uma certa identidade durante seu tempo de vida, que varia entre poucas horas até um dia. E os CCM caracterizam-se por aglomerados de nuvens com forma circular com curto tempo de vida (em média 12 horas) que causam precipitação intensa (SILVA DIAS, 1987). Estes sistemas atmosféricos poderiam então, estarem sobrepondo-se, ou mesmo, camuflando os efeitos da diminuição da taxa de GCR na atmosfera no aumento da temperatura. Mas, somente a continuidade de trabalhos de pesquisa com foco na América do Sul podem no futuro elucidar tal questão.

Figura 5.7 - Análise de série de época superposta da temperatura média diária da superfície T (linha preta tracejada) da região de baixas latitudes (20° - 30°) do Hemisfério Sul com a ausência dos dados do período da ocorrência de La Niña de forte magnitude (março/1989) e análise do fluxo de GCR (linha tracejada vermelha).



A linha contínua na cor azul representa a suavização em 10 pontos da curva da temperatura média da superfície. BL: Baixa Latitude; HS: Hemisfério Sul.

Fonte: Produção do autor.

2) Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS): De acordo com Hartmann; Pacca (2009) o centro da AMAS, definido como ponto de menor intensidade geomagnética, encontra-se na costa brasileira, mais precisamente do sul do Brasil, seguindo na direção oeste da faixa latitudinal que abrange aproximadamente 26° S. Sabe-se que a anomalia permite uma maior precipitação de partículas energéticas do cinturão de Van Allen na atmosfera Terrestre, durante o período de maior atividade solar, quando aumentam as ocorrências de tempestades geomagnéticas (PINTO et al, 1992). De acordo com o Campo de Referência Geomagnética Internacional (IGRF - International

Geomagnetic Reference Field) a AMAS tem diminuído de cerca de 25.500 nT para cerca de 22.500 nT desde 1900, podendo amplificar os efeitos relacionados à penetração de partículas na atmosfera terrestre. Sugere-se então, que o aumento dessas partículas na atmosfera da região da América do Sul que abrange a AMAS poderia estar contribuindo para uma maior taxa de ionização, mesmo em períodos de decréscimo de GCR. Com isso, há a possibilidade do aumento da ionização na atmosfera, com a formação de uma maior quantidade de CCN, podendo acarretar em uma maior fração de cobertura de nuvens, de acordo com as condições atmosféricas (umidade, pressão). Assim, uma maior nebulosidade diminuiria a incidência de radiação solar na superfície e causaria o decréscimo da temperatura observado nos resultados. Em Vieira; da Silva (2006) percebeu-se que na região sudeste do oceano Pacífico o efeito das nuvens no fluxo radiativo na atmosfera está correlacionado com a intensidade do campo geomagnético, por meio dos efeitos do fluxo de raios cósmicos na baixa atmosfera. Essa correlação é maior na região central da AMAS, onde foi observado um resfriamento de aproximadamente 18 W/m^2 . Já nas regiões do entorno foi encontrado um aquecimento de aproximadamente 20 W/m^2 (VIEIRA; da SILVA, 2006).

3) Aerossóis Vulcânicos: na Tabela 4.1 é possível observar os eventos vulcânicos listados com índice de explosividade de moderado (VEI: 3) a muito forte (VEI: 6), ocorridos em diversas regiões do globo (Ex.: Filipinas, Nova Guiné), durante alguns intervalos de tempo investigados. Os aerossóis emitidos por esses eventos com tais magnitudes podem alcançar uma coluna de 3 a 25 km de altitude (https://ngdc.noaa.gov/nndc/servlet/ShowDatasets?dataset=102557&search_look=50&display_look=50), por isso, são chamados de aerossóis estratosféricos (SALBY, 1995). Ao contrário dos aerossóis troposféricos, que podem ser removidos rapidamente por processos associados com a precipitação, os aerossóis estratosféricos residem por um tempo mais longo na atmosfera. Isso faz com que os aerossóis lançados por eventos vulcânicos alterem a

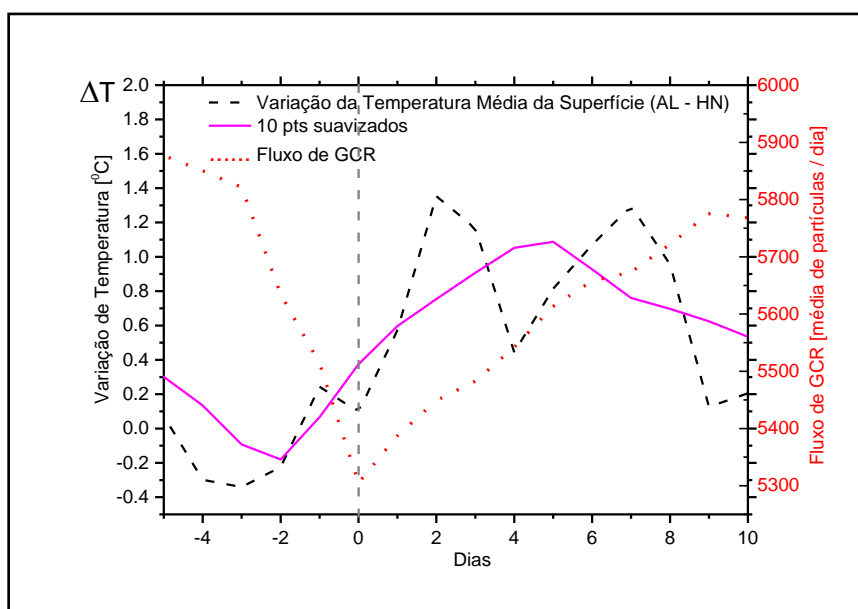
profundidade ótica da atmosfera e com isso, a absorção da radiação solar em ondas curtas pela superfície terrestre (SALBY, 1995). De acordo com Salby (1995) a densidade dos aerossóis estratosféricos diminui verticalmente de forma mais lenta que a dos aerossóis troposféricos. Na Troposfera o fluxo da massa de ar e calor ocorre predominantemente de forma vertical caracterizada pelo processo de convecção e na estratosfera esse transporte vertical é fraco, predominando o transporte horizontal (advecção) (SALBY, 1995). Sabendo disso, os efeitos dos aerossóis vulcânicos dos eventos ocorridos durante os intervalos de FD investigados, uma vez tendo atingido a estratosfera, poderiam ter se dispersado para outras áreas do globo, alterando assim, a incidência de radiação solar da baixa latitude sul e auxiliando na diminuição de temperatura observada. Um estudo específico sobre os dados globais / regionais de aerossóis, como os disponibilizados pela Rede Robótica de Aerosol (AERONET) ou mesmo, pela investigação da profundidade ótica atmosférica via dados de sensores / satélites, poderia auxiliar na confirmação de tal fato.

5.1.1.2 Variação da diferença da temperatura média diária da superfície entre o período conturbado e o período calmo x fluxo de GCR durante os eventos de FD

Os resultados para as 3 faixas latitudinais dos dois Hemisférios referentes às séries temporais superpostas da variação da diferença da temperatura média diária da superfície entre o intervalo conturbado (período de FD) e o intervalo calmo (mínimo solar sem a ocorrência de eventos de FD) em relação à série temporal superposta de GCR durante os 16 dias em torno dos 10 FD mais intensos ocorridos entre 1987 e 2015 ($\Delta T = T_{FD} - T_{calmo}$) são apresentados pelas Figuras 5.8, 5.9, 5.10, 5.11, 5.12 e 5.13. Em todas as figuras a curva colorida contínua (rosa para o Hemisfério Norte e azul para o Hemisfério Sul) representa a média suavizada em 10 pontos da curva preta tracejada referente aos dados de variação da temperatura (média entre as 10 estações), a curva vermelha tracejada caracteriza o fluxo de GCR (média entre os 10 eventos de

FD) e a linha vertical tracejada na cor cinza indica o dia de menor fluxo de partículas no período estudado (dia 0).

Figura 5.8 - Análise de série de época superposta da variação da temperatura média diária da superfície ΔT (linha preta tracejada) da região de altas latitudes (60° - 70°) do Hemisfério Norte e do fluxo de GCR (linha tracejada vermelha).



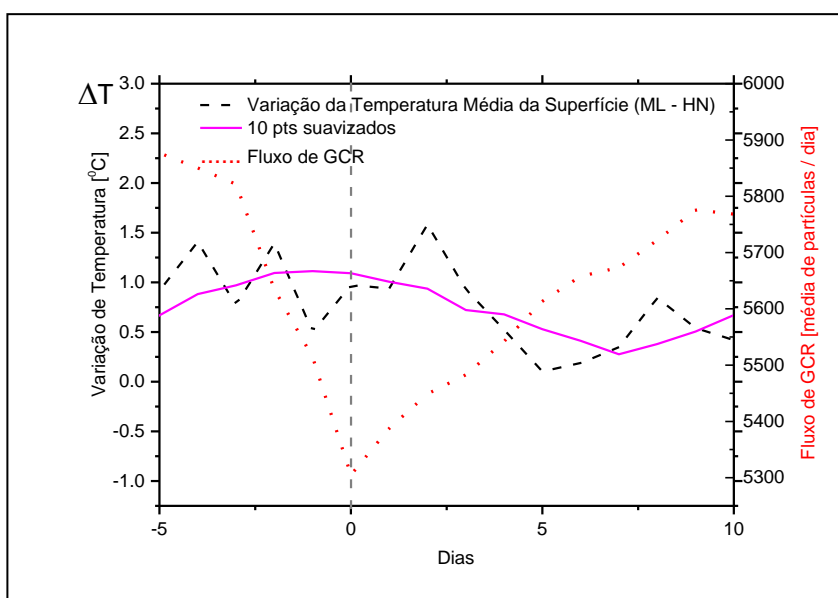
A linha contínua na cor rosa representa a suavização em 10 pontos da curva da variação da temperatura média da superfície. AL: Alta Latitude; HN: Hemisfério Norte.

Fonte: Produção do autor.

O resultado apresentado pela Figura 5.8 mostra uma variação positiva entre a temperatura média diária da superfície no período conturbado e no período calmo ($\Delta T > 0$). Isso quer dizer que durante o período de FD, na análise de curta escala de tempo, a temperatura média da superfície apresentou-se com um valor maior do que no período calmo. Tal variação positiva mostra-se anticorrelacionada à série temporal do fluxo de GCR durante os períodos de

FD. Entre o pico de maior variação de temperatura e o menor pico de partículas (dia 0), há um atraso de alguns dias (2 a 6 dias), como também foi visto, nesse trabalho, junto aos resultados dos dados de temperatura média da superfície durante os períodos de FD. Sendo assim, as mesmas considerações propostas no item 5.1.1.1 podem ser utilizadas como discussões dos resultados apresentados aqui nesse item nas Figuras 5.8, 5.9, 5.10, 5.11 e 5.12. Os resultados referentes à variação de temperatura, nessa seção apresentados, foram testados pelo método de hipótese e significância t de Student, disposto no item 5.1.4 dessa Tese.

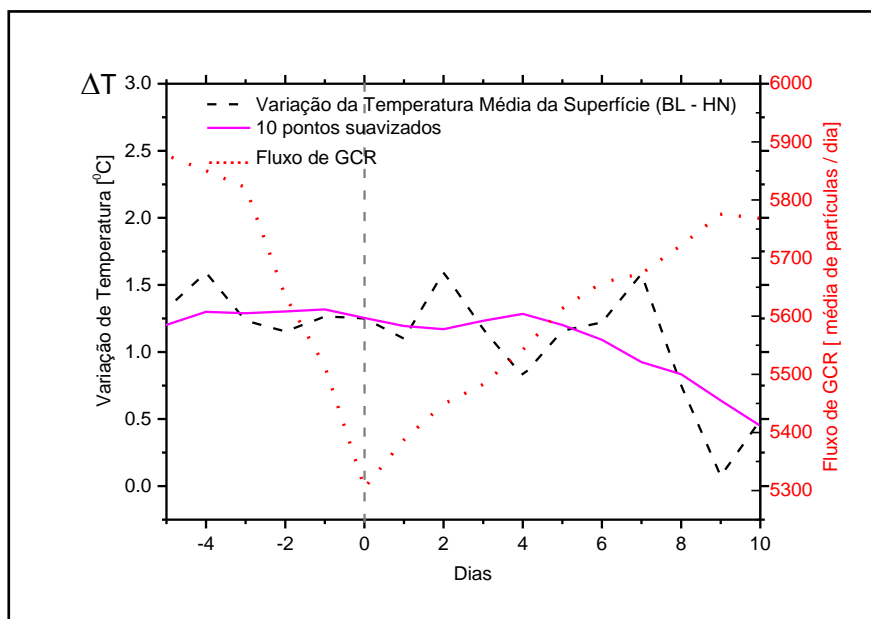
Figura 5.9 - Análise de série de época superposta da variação da temperatura média diária da superfície ΔT (linha preta tracejada) da região de médias latitudes (40° - 50°) do Hemisfério Norte e do fluxo de GCR.



A linha contínua na cor rosa representa a suavização em 10 pontos da curva da variação da temperatura média da superfície. ML: Média Latitude; HN: Hemisfério Norte.

Fonte: Produção do autor.

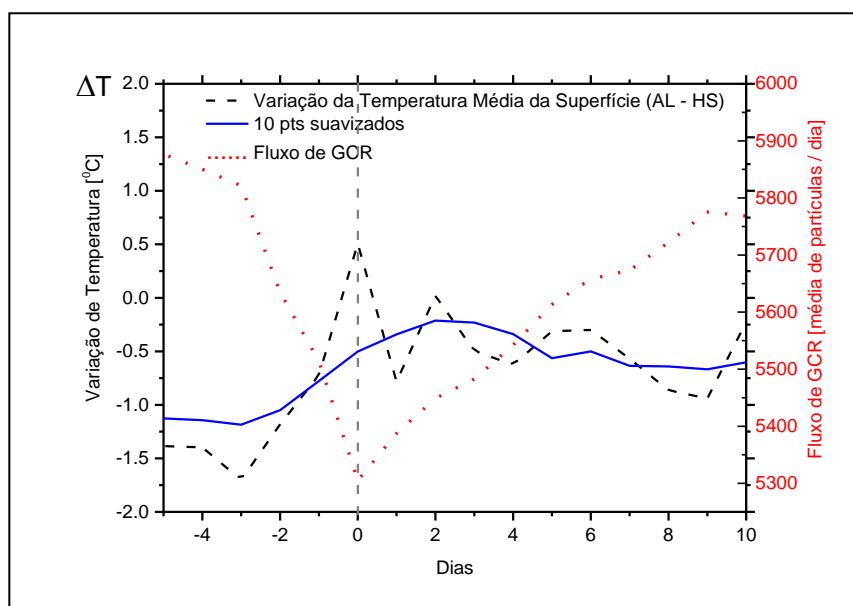
Figura 5.10 - Análise de série de época superposta da variação da temperatura média diária da superfície ΔT (linha preta tracejada) da região de baixas latitudes ($20^0 - 30^0$) do Hemisfério Norte e do fluxo de GCR.



A linha contínua na cor rosa representa a suavização em 10 pontos da curva da variação da temperatura média da superfície. BL: Baixa Latitude; HN: Hemisfério Norte.

Fonte: Produção do autor.

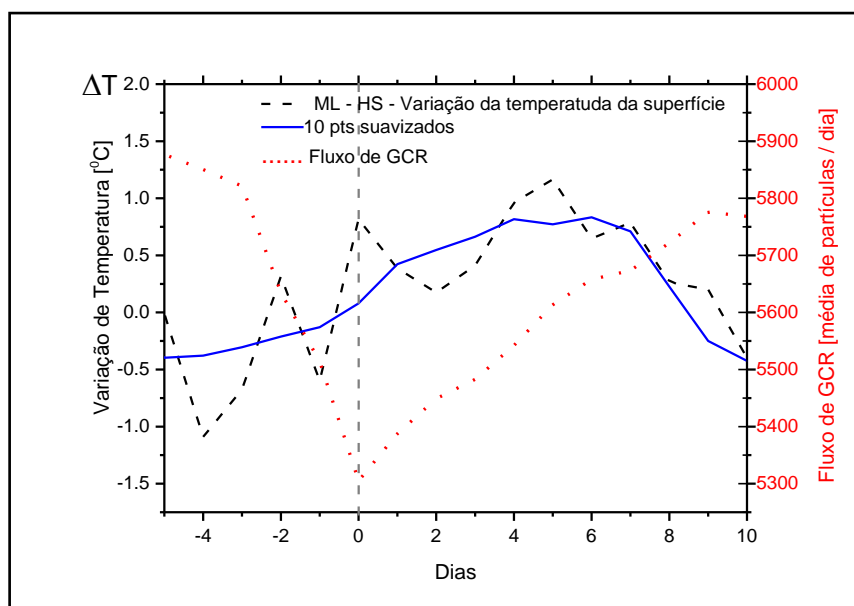
Figura 5.11 - Análise de série de época superposta da variação da temperatura média diária da superfície ΔT (linha preta tracejada) da região de altas latitudes ($60^0 - 70^0$) do Hemisfério Sul e do fluxo de GCR.



A linha contínua na cor azul representa a suavização em 10 pontos da curva da variação da temperatura média da superfície. AL: Alta Latitude; HS: Hemisfério Sul.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.12 - Análise de série de época superposta da variação da temperatura média diária da superfície ΔT (linha preta tracejada) da região de médias latitudes ($40^0 - 50^0$) do Hemisfério Sul e do fluxo de GCR.

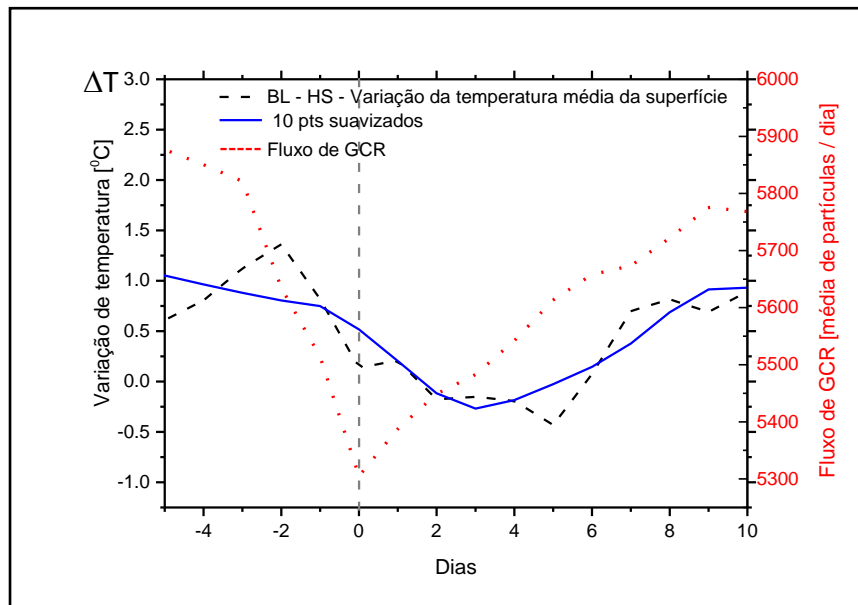


A linha contínua na cor azul representa a suavização em 10 pontos da curva da variação da temperatura média da superfície. ML: Média Latitude; HS: Hemisfério Sul.

Fonte: Produção do autor.

Já na Figura 5.13 é possível observar-se uma variação negativa da temperatura ($\Delta T < 0$) entre os dois períodos e com isso, uma correlação positiva com os dados de GCR em torno dos eventos de FD. A variação negativa demonstra que a temperatura durante o período calmo apresentou-se maior do que no período conturbado. Camp; Tung (2007) também encontraram em suas análises estatísticas uma resposta positiva da temperatura Global em relação à variação dos períodos de mínima e máxima atividade solar, durante o ciclo de 11 anos, com um nível de significância de 95%. Essa resposta foi encontrada com predominância para o Hemisfério Norte e com uma amplificação para as regiões polares, como encontrada nesse trabalho.

Figura 5.13 - Análise de série de época superposta da variação da temperatura média diária da superfície ΔT (linha preta tracejada) da região de baixas latitudes ($20^0 - 30^0$) do Hemisfério Sul e do fluxo de GCR.



A linha contínua na cor azul representa a suavização em 10 pontos da curva da variação da temperatura média da superfície. BL: Baixa Latitude; HS: Hemisfério Sul.

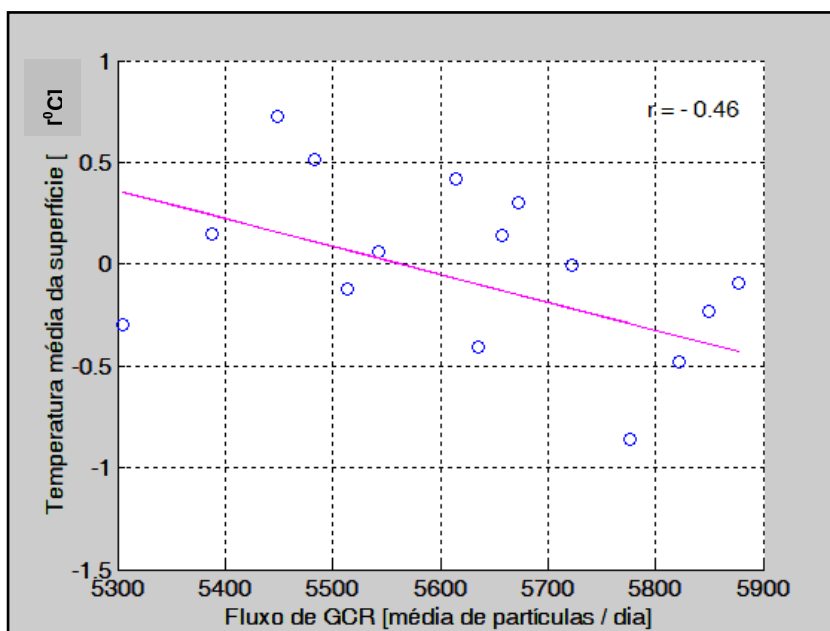
Fonte: Produção do autor.

Como nos resultados das análises das séries superpostas de temperatura média da superfície durante os períodos de FD, os dados resultantes da variação da temperatura para a região de baixas latitudes do Hemisfério Sul também mostraram-se contrários aos das outras faixas latitudinais nos dois hemisférios. Pode-se dizer que o que possivelmente limitou o aumento da temperatura no período conturbado da região de baixas latitudes do Hemisfério Sul, tenha originado-se da sobreposição de um fator ou de vários fatores elencados no item 5.1.1.1.

5.1.2 Correlação linear

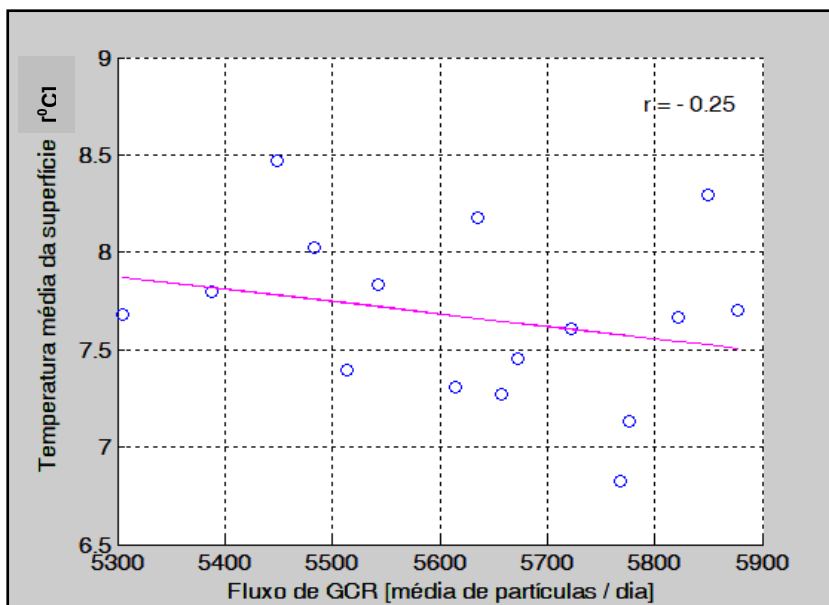
Nesta sessão são apresentados os resultados referentes à investigação da correlação linear entre T (temperatura média diária da superfície) das regiões latitudinais estudadas e o fluxo de GCR durante os eventos de FD. Por meio dessa análise estatística foi possível obter o grau da correlação ou de anticorrelação junto ao coeficiente de correlação linear (r) entre os dados de cada faixa latitudinal (baixa, média e alta) dos dois hemisférios, como segue apresentado nas Figuras 5.14, 5.15, 5.16, 5.17, 5.18 e 5.19.

Figura 5.14 - Análise de correlação da temperatura média diária da superfície (T) da região de altas latitudes (60⁰ - 70⁰) do Hemisfério Norte com o fluxo de GCR.



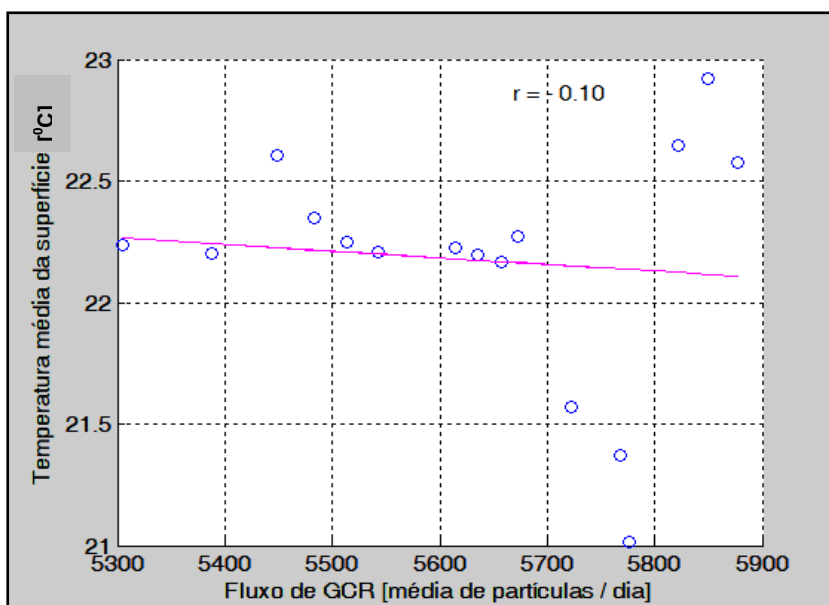
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.15 - Análise de correlação da temperatura média diária da superfície (T) da região de médias latitudes (30⁰ - 40⁰) do Hemisfério Norte com o fluxo de GCR.



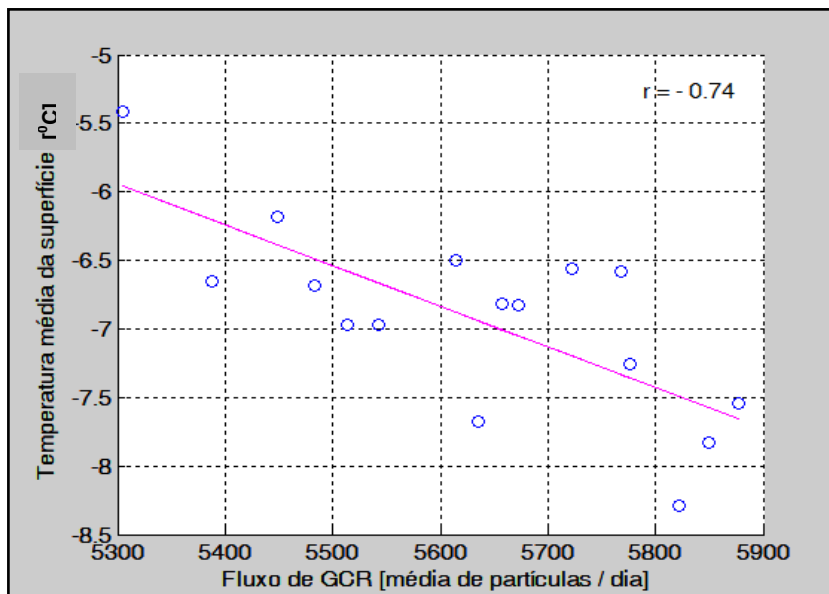
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.16 - Análise de correlação da temperatura média diária da superfície (T) da região de baixas latitudes (20⁰ - 30⁰) do Hemisfério Norte com o fluxo de GCR.



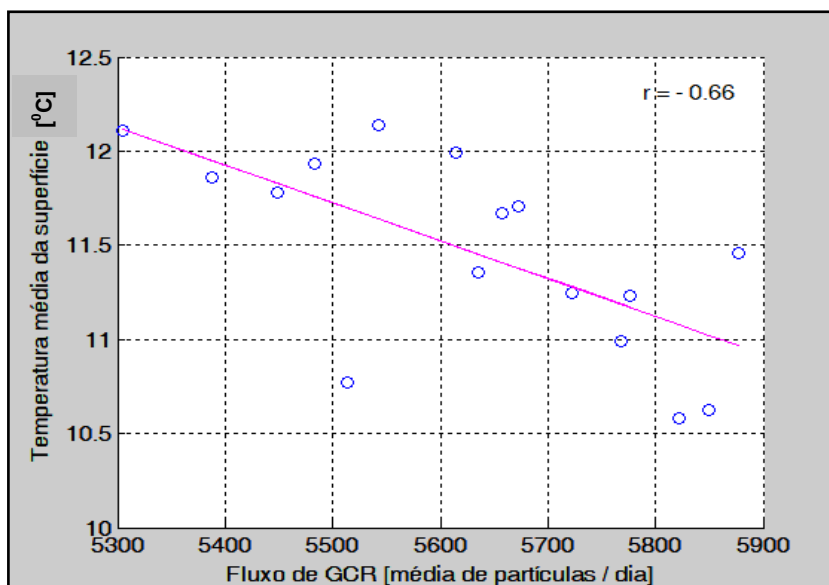
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.17 - Análise de correlação da temperatura média diária da superfície (T) da região de altas latitudes (60⁰ - 70⁰) do Hemisfério Sul com o fluxo de GCR.



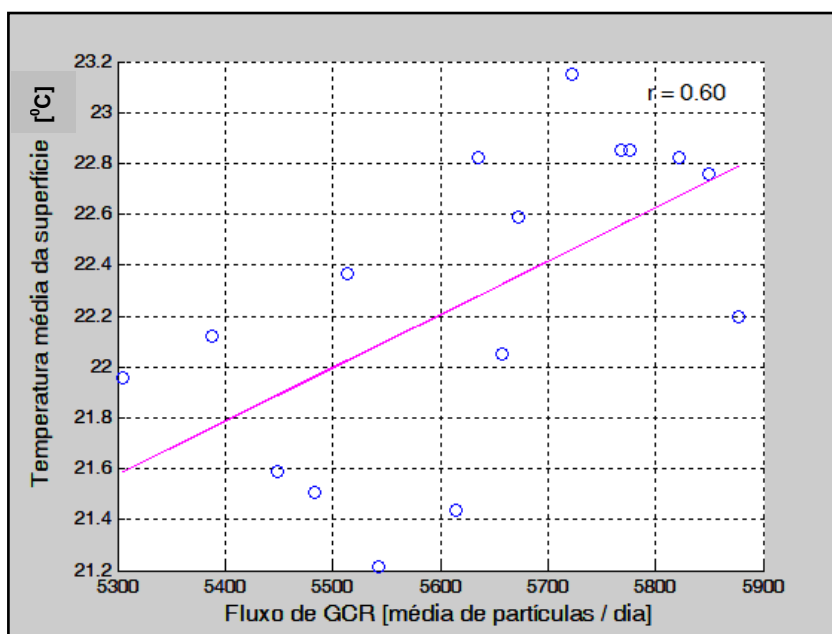
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.18 - Análise de correlação da temperatura média diária da superfície (T) da região de médias latitudes (40⁰ - 50⁰) do Hemisfério Sul com o fluxo de GCR.



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.19 - Análise de correlação da temperatura média diária da superfície (T) da região de baixas latitudes (20° - 30°) do Hemisfério Sul com o fluxo de GCR.



Fonte: Produção do autor.

A partir dos coeficientes de correlação obtidos é possível observar uma anticorrelação linear (correlação linear negativa) entre os dados de temperatura média e o fluxo de GCR para todas as faixas latitudinais (baixa, média e alta) do Hemisfério Norte e para as faixas de alta e média latitude do Hemisfério Sul. Além disso, nas regiões onde foi observada a anticorrelação entre os dados, é possível verificar uma diminuição no valor dos coeficientes do ajuste linear de altas para baixas latitudes, como listado na Tabela 5.1. Isso demonstra um decréscimo da correlação linear entre os dados dos polos para o equador, levando à suposição de que há uma dependência latitudinal dos efeitos da ionização induzida pelos GCR em parâmetros atmosféricos, como nesse caso, a temperatura. A dependência latitudinal do processo de ionização atmosférica tem sido também observada por Svensmark; Friis Christensen (1997), Usoskin et al (2004), Usoskin; Kolvatsov (2006), Usoskin; Gladysheva; Kolvatsov (2004),

Usoskin; Kolvatsov (2008), Kovatsov; Usoskin (2007) e pode ser explicada pela relação da incidência vertical das partículas energéticas de até 15 GeV na atmosfera terrestre (GRIEDER, 2001) com o P_c , que determina uma condição mínima de energia das partículas dos raios cósmicos para penetrarem o campo magnético terrestre, como discutido anteriormente no Capítulo 3. Sendo assim, de acordo com a configuração das linhas de campo geomagnético, abertas nas regiões polares e fechadas na região equatorial, essa condição mínima de energia aumenta dos polos para o equador. Isso faz com que se tenha uma maior quantidade de partículas incidentes na atmosfera nos polos e uma menor quantidade no equador, já que nessa região o limite de energia para penetração no campo é maior. Já o coeficiente de correlação entre os dados de temperatura e GCR obtido para a região de baixas latitudes do Hemisfério Sul foi positivo. Esses resultados obtidos com a análise de correlação linear entre os dados de temperatura média da superfície e os dados de GCR durante os períodos de FD confirmaram os resultados obtidos na análise de séries de época superposta.

Tabela 5.1 - Coeficientes de correlação linear (r) entre os dados de temperatura média da superfície (T) e de GCR.

LATITUDES	HEMISFÉRIO NORTE	HEMISFÉRIO SUL
ALTA (60° - 70°)	- 0,46	- 0,74
MÉDIA (30° - 40°)	- 0,25	- 0.66
BAIXA (20° - 30°)	- 0,10	0,60

Fonte: Produção do autor.

A Tabela 5.2 apresenta os coeficientes angulares ou declividade das retas ajustadas para a análise de correlação linear entre os dados de temperatura média da superfície e de GCR, das regiões de baixas, médias e altas latitudes dos dois hemisférios (Norte e Sul).

Tabela 5.2 - Coeficientes angulares das retas ajustadas para a análise de correlação linear entre os dados de temperatura média da superfície (T) e de GCR.

LATITUDES	HEMISFÉRIO NORTE [^o C/média de partículas dia ⁻¹]	HEMISFÉRIO SUL [^o C/média de partículas dia ⁻¹]
ALTA (60 ^o - 70 ^o)	- 0.0014	- 0.0030
MÉDIA (30 ^o - 40 ^o)	- 0.0006	- 0.0020
BAIXA (20 ^o - 30 ^o)	- 0.0003	0.0021

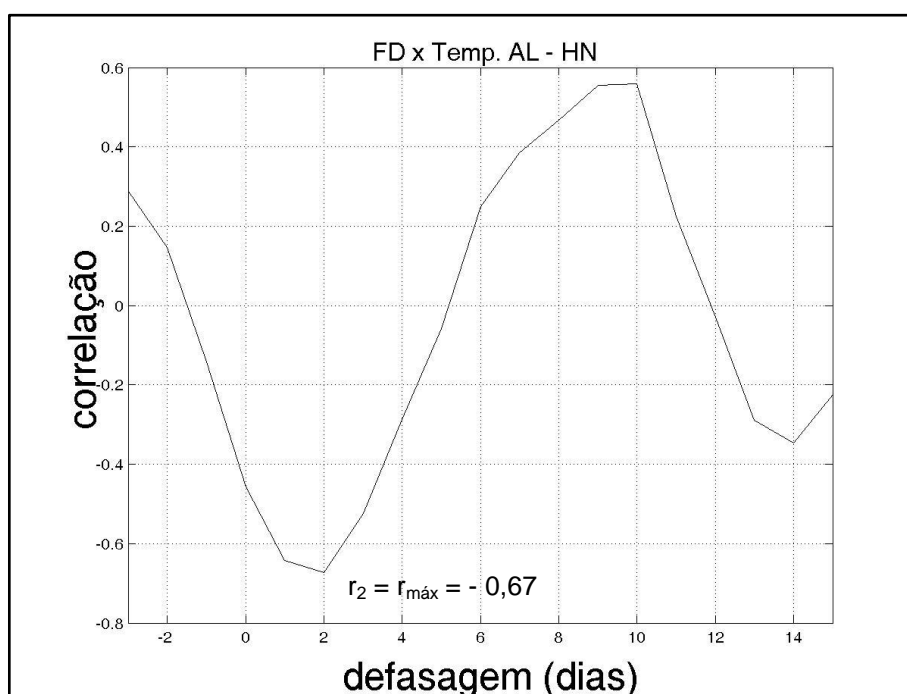
Fonte: Produção do autor.

5.1.3 Correlação cruzada entre os dados de curta escala de tempo

Nessa sessão foi analisada a correlação cruzada entre o fluxo de GCR e os dados de temperatura média diária da superfície (T) para o intervalo de 16 dias em função do tempo de atraso de resposta do segundo em relação aos possíveis efeitos gerados pelo primeiro, observados por meio da defasagem positiva. Os resultados podem ser observados nas Figuras 5.20, 5.21, 5.22, 5.23, 5.24 e 5.25. O método de correlação cruzada permite a obtenção das

defasagens entre os dados, por meio dos coeficientes de correlação, dispostos na Tabela 5.3.

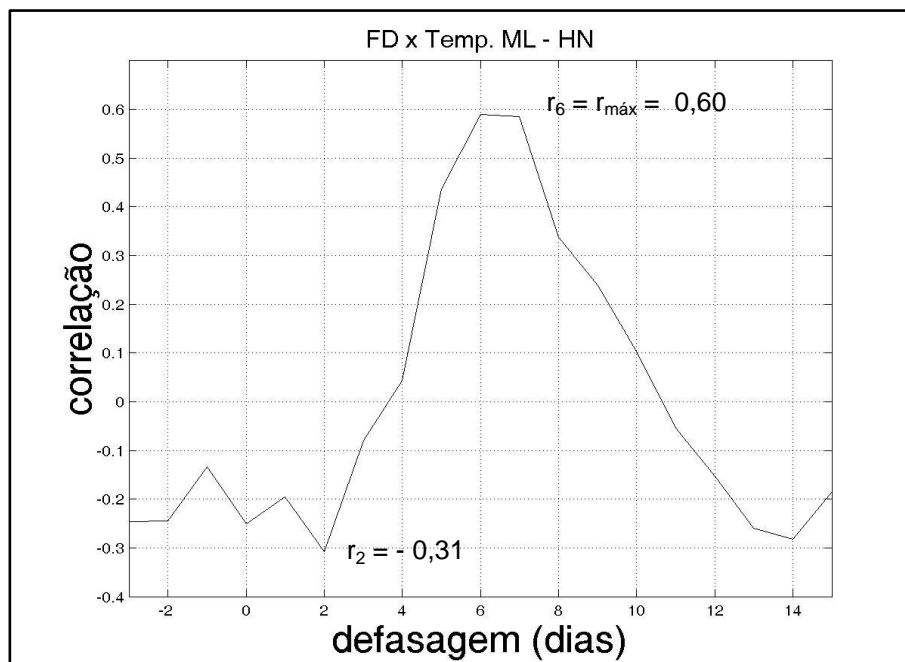
Figura 5.20 - Correlação cruzada entre o fluxo de GCR e os dados de temperatura média da superfície (T) da região de altas latitudes (60° - 70°) do Hemisfério Norte, no intervalo de 16 dias.



AL: Alta Latitude; HN: Hemisfério Norte. r_2 : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 2 dias. $r_{\text{máx}}$: coeficiente de correlação cruzada máxima.

Fonte: Produção do autor.

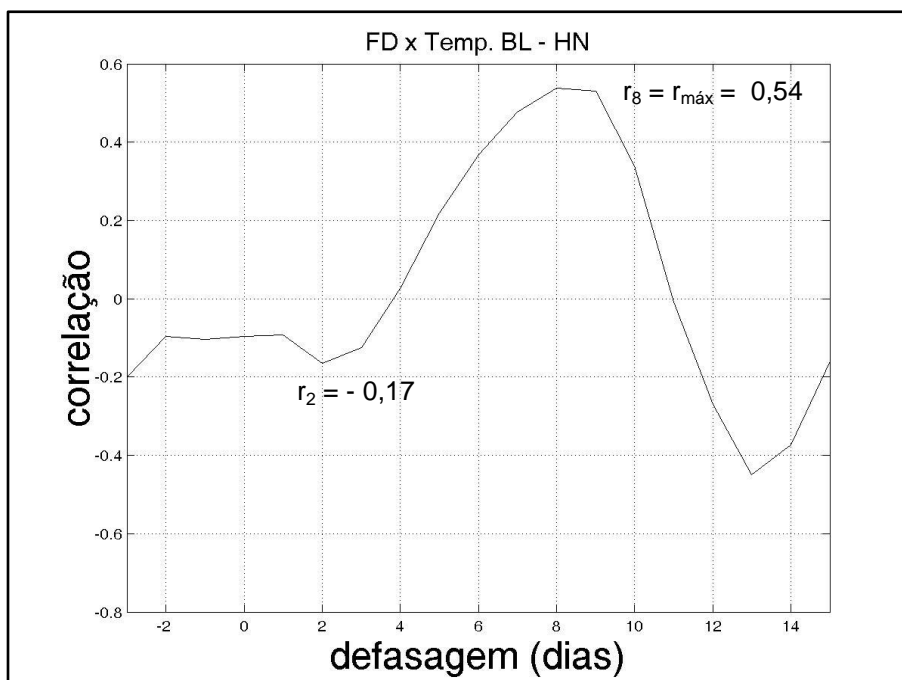
Figura 5.21 - Correlação cruzada entre o fluxo de GCR e os dados de temperatura média da superfície (T) da região de médias latitudes (40⁰ - 50⁰) do Hemisfério Norte, no período de 16 dias.



ML: Média Latitude; HN: Hemisfério Norte. r_2 : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 2 dias. r_6 : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 6 dias. $r_{\text{máx}}$: coeficiente de correlação cruzada máxima.

Fonte: Produção do autor.

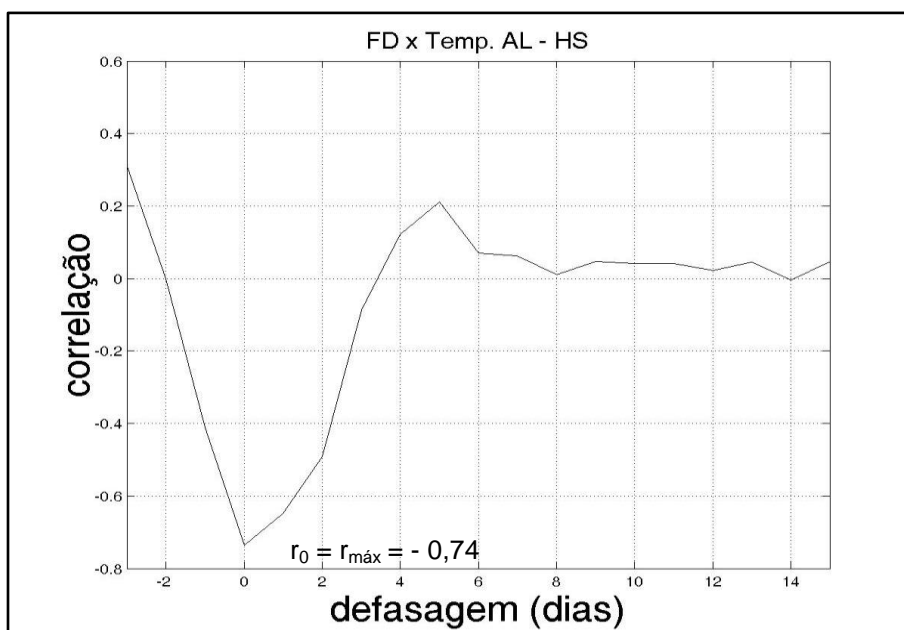
Figura 5.22 - Correlação cruzada entre o fluxo de GCR e os dados de temperatura média da superfície (T) da região de baixas latitudes ($20^0 - 30^0$) do Hemisfério Norte, no período de 16 dias.



BL: Baixa Latitude; HN: Hemisfério Norte. r_2 : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 2 dias. r_8 : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 8 dias. $r_{\text{máx}}$: coeficiente de correlação cruzada máxima.

Fonte: Produção do autor.

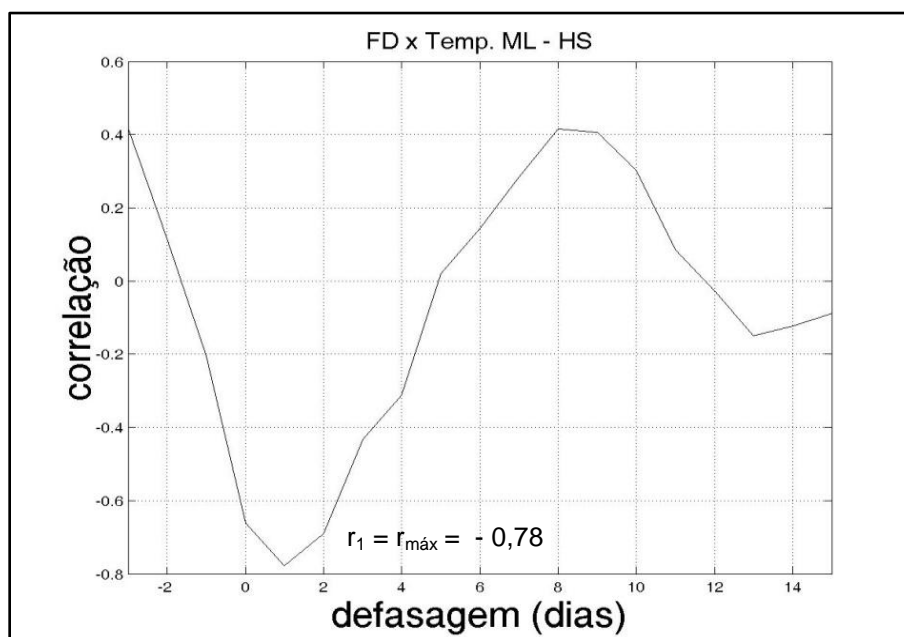
Figura 5.23 - Correlação cruzada entre o fluxo de GCR e os dados de temperatura média da superfície (T) da região de altas latitudes (60⁰ - 70⁰) do Hemisfério Sul, no período de 16 dias.



AL: Alta Latitude; HS: Hemisfério Norte. r_0 : coeficiente de correlação, quando não há defasagem. $r_{\text{máx}}$: coeficiente de correlação cruzada máxima.

Fonte: Produção do autor.

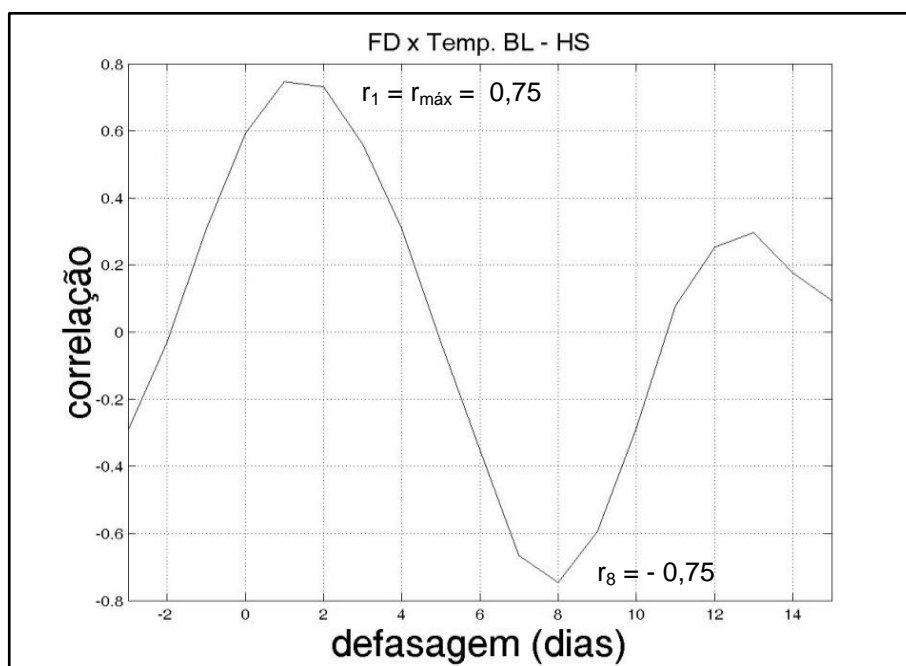
Figura 5.24 - Correlação cruzada entre o fluxo de GCR e os dados de temperatura média da superfície (T) da região de médias latitudes (40⁰ - 50⁰) do Hemisfério Sul, no período de 16 dias.



ML: Média Latitude; HS: Hemisfério Norte. r_1 : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 1 dia. $r_{\text{máx}}$: coeficiente de correlação cruzada máxima.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.25 - Correlação cruzada entre o fluxo de GCR e os dados de temperatura média da superfície (T) da região de baixas latitudes (20⁰ - 30⁰) do Hemisfério Sul, no período de 16 dias.



BL: Baixa Latitude; HS: Hemisfério Norte. r_1 : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 1 dia. r_8 : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 8 dias. $r_{\text{máx}}$: coeficiente de correlação cruzada máxima.

Fonte: Produção do autor.

Tabela 5.3 - Coeficientes de correlação cruzada (R) entre os dados de temperatura média da superfície e de GCR em relação a D_0 ($D = 0$ dia): R_0 e D_2 ($D = 2$ dias): R_2 , e coeficientes de correlação máxima ($R_{m\acute{a}x}$) referentes à defasagem máxima ($D_{m\acute{a}x}$), das três faixas latitudinais (alta, média e baixa) dos dois hemisférios (Norte e Sul).

LAT	HEMISFÉRIO NORTE			HEMISFÉRIO SUL		
	R_0	R_2	$R_{m\acute{a}x}$	R_0	R_2	$R_{m\acute{a}x}$
ALTA	-0,46	-0,67	2 dias -0,67	-0,74	-0,50	0 dia -0,74
MÉDIA	-0,25	-0,31	6 dias 0,60	- 0,66	-0,69	1 dia -0,78
BAIXA	-0,10	-0,17	8 dias 0,54	0,60	0,73	1 dia 0,75

LAT: Latitude; ALTA: ($60^0 - 70^0$); MÉDIA: ($40^0 - 50^0$); BAIXA: ($20^0 - 30^0$).

Fonte: Produção do autor.

De acordo com os coeficientes de correlação cruzada, apresentados na Tabela 5.3, foi possível observar que no Hemisfério Norte, para a defasagem igual a zero (coeficiente linear), a anticorrelação entre os dados de temperatura média da superfície e GCR decresce da região de alta latitude em direção à de baixa latitude. Para uma defasagem de 2 dias, esse mesmo decréscimo ocorre, mas, com coeficientes de correlação que demonstram uma anticorrelação entre os dados ainda maior que a encontrada em $D = 0$ dias, destacando-se o coeficiente da região de alta latitude de -0.67 . A defasagem de 2 a 3 dias, como já discutido, refere-se ao intervalo necessário para um início de resposta dos parâmetros atmosféricos em relação aos possíveis efeitos do fluxo de GCR, como sugerido em outros trabalhos (ex.: SVENSMARK; BONDO; SVENSMARK, 2009, SVENSMARK; ENGHOFF; SVENSMARK, 2012, DRAGIC et al, 2011).

O decréscimo da anticorrelação entre os dados de alta para baixa latitude observado nos resultados do Hemisfério Norte pode apresentar a dependência latitudinal dos efeitos da ionização induzida pelos GCR na Troposfera. Como visto nessa Tese de Doutorado, em outros trabalhos (ex.: USOSKIN et al, 2004, USOSKIN; KOVALTSOV, 2006, USOSKIN; GLADYSHEVA; KOVALTSOV, 2004, USOSKIN; KOVALTSOV, 2008, KOVALTSOV; USOSKIN, 2007) os efeitos da ionização induzida pelos GCR na Troposfera também parecem diminuir dos polos para o equador.

No Hemisfério Sul o comportamento da intensidade de anticorrelação entre os dados de temperatura e GCR, com defasagem igual a zero, também é decrescente de alta para média latitude, sendo condizente aos resultados da literatura. Mas, a análise para $D = 2$ dias apresenta uma anticorrelação aparentemente crescente em direção ao equador. O que difere muito nesse hemisfério, em relação aos resultados obtidos para o Hemisfério Norte, é a correlação cruzada positiva obtida para as regiões de baixa latitude tanto para $D = 0$ dia, quanto para $D = 2$ dias. Com isso, percebe-se que o comportamento

atmosférico do Hemisfério Sul em relação aos efeitos da variabilidade da atividade solar em curto período de tempo, representada pela taxa de GCR e consequentemente pela taxa de ionização induzida por essas partículas na Troposfera terrestre, não segue o mesmo padrão de efeitos causados na Troposfera do Hemisfério Norte. Especificamente os resultados encontrados na regiões de baixa altitude sul, limitadas às estações da América do Sul, como já discutido, poderiam ser explicados pelas argumentações apresentadas no item 5.1.1.1.

Quanto aos coeficientes de correlação máxima, para a região de altas latitudes do Hemisfério Norte confere-se um valor negativo para o intervalo de resposta de 2 dias, como esperado. Mas, para as outras duas faixas latitudinais (média e baixa) do mesmo hemisfério, os resultados apresentam-se positivos e com um tempo de resposta de 6 e 8 dias, respectivamente, nas faixas latitudinais média e baixa, para a variação da temperatura em relação aos efeitos dos GCRs. No Hemisfério Sul os coeficientes de correlação máxima apresentam-se negativos nas faixas latitudinais alta e média e positivos nas regiões de baixas latitudes, com um período de resposta encontrado de 0 a 2 dias.

5.1.4 Teste estatístico de hipótese e significância (*t* de Student)

Nessa seção são apresentados os resultados referentes ao teste estatístico de hipótese e significância de *t* de Student para verificar se existe alguma diferença significativa entre os valores da temperatura média diária da superfície durante os intervalos conturbados (T_{FD}) e os intervalos calmos (T_{calmo}). Os resultados são apresentados na Tabela 5.4.

Por meio dos resultados apresentados na Tabela 5.4 é possível perceber que, condizente a outros resultados obtidos nesse trabalho, a Troposfera de todas as regiões latitudinais do Hemisfério Norte, dentro de um período de 16 dias, mostra-se influenciada pelos efeitos da taxa de GCR junto à variável

temperatura, uma vez que foi evidenciada a variação positiva entre as temperaturas médias dos dois intervalos estudados pela rejeição de H_0 .

Nos resultados referentes ao Hemisfério Sul a H_0 é aceita para a variação de temperatura média da superfície das regiões latitudinais média e alta, e rejeitada na faixa de baixas latitudes. O aceite de H_0 indica que $\mu_1 = \mu_2$, ou seja, que não ocorreu variação de temperatura média significativa entre os períodos conturbado e calmo.

Tabela 5.4 - Resultados estatísticos do teste de hipótese/significância entre as médias das amostras (n=16) de temperatura dos períodos de FD (5 dias antes ao dia 0 até 10 dias após) e dos períodos calmos.

Região	t	H ₀ ($\mu_1 = \mu_2$) $t \leq 2,60$	H ₁ ($\mu_1 > \mu_2$) $t > 2,60$	S _{FD}	μ_1	C _U FD	S _{Calmo}	μ_2	C _U Calmo
HN - AL	3,2893	Rejeitada	Aceita	0,5107	-0,0905	564,23	0,4123	-0,5624	73,30
HN - ML	7,1007	Rejeitada	Aceita	0,4368	7,6654	5,70	0,2293	6,8919	3,33
HN - BL	10,932	Rejeitada	Aceita	0,4855	22,1757	2,19	0,2041	21,0644	0,97
HS - AL	-4,8215	Aceita	Rejeitada	0,6913	-6,9225	9,99	0,2420	-6,2364	3,88
HS - ML	1,326	Aceita	Rejeitada	0,5182	11,4651	4,52	0,2660	11,2553	2,36
HS - BL	3,4159	Rejeitada	Aceita	0,6022	22,2678	2,70	0,2495	21,8125	1,14

HN: Hemisfério Norte; HS: Hemisfério Sul; AL: Alta Latitude; ML: Média Latitude; BL: Baixa Latitude; H₀: $\mu_1 = \mu_2$; H₁: $\mu_1 > \mu_2$; Significância de 1% ou 0,01; $t_{15; 0,99} = 2,60$; S_{FD}: Desvio padrão da amostra de temperatura do período de FD; μ_1 : Média da amostra de temperatura do períodos de FD; C_UFD $[(S_{FD} / |\mu_1|) \cdot 100]$: Coeficiente de variação da amostra de temperatura do período de FD; S_{Calmo} $[(S_{Calmo} / |\mu_2|) \cdot 100]$: Desvio padrão da amostra de temperatura do período calmo; μ_2 : Média da amostra de temperatura do período calmo; C_UCalmo: Coeficiente de variação da amostra de temperatura do período calmo.

Fonte: Produção do autor.

Os resultados encontrados nessa análise para o Hemisfério Sul, não estão de acordo com os encontrados por outras análises estatísticas realizadas aqui nesse trabalho, como por exemplo, a análise de correlação linear. Esperava-se que a variação de temperatura entre os períodos conturbado e calmo fosse significativa diante da análise de hipótese e significância t de Student para a região de médias e altas latitudes do Hemisfério Sul, uma vez que os dados de temperatura média da superfície mostraram-se anticorrelacionados ao fluxo de GCR, possuindo assim, uma variação positiva diária diante dos dois intervalos analisados. Os resultados do teste de hipótese e significância t de Student e das outras análises estatísticas para o Hemisfério Sul não seguem o mesmo padrão dos resultados do Hemisfério Norte. Tudo isso pode vir a confirmar o quanto complexa é a investigação sobre a relação dos efeitos dos GCRs nessa porção do planeta e ainda as diferenças existentes nos resultados encontrados diante de cada metodologia estatística utilizada.

Como discutido nos resultados referentes à análise de época superposta desse trabalho (Item 5.1.1.1), o Hemisfério Sul, mais especificamente a América do Sul, onde se concentram a maioria das estações meteorológicas de baixas latitudes aqui analisadas, é uma região de ocorrência de vários fenômenos meteorológicos de larga escala, dos quais seus efeitos nos parâmetros atmosféricos / climáticos podem estar sobrepondo-se aos efeitos dos GCR. Isso ocorre com mais ênfase nesse hemisfério devido a uma distribuição diferenciada no que diz respeito à porção continente e oceano em relação ao Hemisfério Norte.

O Hemisfério Sul é rodeado pelos oceanos Pacífico e Atlântico, enquanto que no Hemisfério Norte a porção continental predomina. A maior porção oceânica, proporciona uma constante interação oceano - atmosfera, com um importante papel no clima da região e em suas variações (WANG; XIE; CARTON, 2004). De acordo com Feulner et al. (2013) a diferença de distribuição de massa de continentes e oceanos entre os hemisférios, além da possibilidade de

contribuição das correntes oceânicas, que transportam calor do Hemisfério Sul em direção ao Hemisfério Norte, são alguns dos aspectos que levam à diferença entre os padrões de temperaturas dos dois hemisférios. As regiões polares de ambos os hemisférios são também diferentes em relação às suas geografias: enquanto o Ártico está parcialmente coberto por gelo e rodeado por continentes, a Antártica é continuamente coberta por gelo envolto por um oceano aberto (FEULNER et al., 2013). Para Feulner et al (2013) essa característica faz com que a Antártica tenha uma adicional contribuição com o albedo (razão entre a radiação refletida pela superfície e a radiação incidente sobre ela) nas diferenças da temperatura, fazendo com que o Hemisfério Sul possua temperaturas menores do que as do Hemisfério Norte.

Um outro fenômeno característico do Hemisfério Sul, são as frentes frias resultantes do deslocamento de ar da Antártica, que levam aproximadamente de 6 a 8 dias para chegar até o continente sul americano. Essas frentes de ar mais frio e pesado encontram-se com as massas de ar quente e menos densas, sendo sobrepostas por elas. Essas frentes encontram-se devido à presença de um gradiente de pressão que desloca uma massa em direção à outra, provocando com o passar do tempo a formação de nuvens e precipitações. Isso ocorre porque a massa de ar quente e úmida, por ser menos densa, é forçada a subir, resfriando-se adiabaticamente e atingindo temperaturas abaixo do ponto de orvalho. Com isso, o ar frio invade e domina o ar da superfície (VIANELLO; ALVES, 1991).

5.2 Análises de longas escalas de tempo (segunda etapa)

5.2.1 Análise por transformada ondeleta de Meyer

Os resultados das análises por transformada e ondeleta de Meyer referentes aos dados de R_z , $F_{10.7}$, GCR, SOI, QBO, anomalia da temperatura da superfície e da temperatura superfície-oceano Global, do Hemisfério Norte e do

Hemisfério Sul para o intervalo de 1964 a 2015, além de suas relações, são apresentados pelas figuras a seguir. As figuras que compõem os dados originais das séries temporais, encontram-se disponíveis no Apêndice B. Os resultados das análises por transformada ondeleta de Meyer referentes à anomalia da temperatura da superfície e temperatura superfície-oceano das demais faixas latitudinais estudadas dos Hemisférios Norte e Sul (região equatorial a 24° , de 24° a 44° , 24° a 90° , 44° a 64° e 64° a 90°), e suas relações com os dados de indicadores da atividade solar para o intervalo de 1964 a 2015, encontram-se no Apêndice C.

A seleção do intervalo da maioria das séries para 1964 - 2015, mesmo que se tenha adquirido dados de temperatura e R_z desde 1880, de $F_{10.7}$ desde 1947, de QBO desde 1953 e de SOI desde 1951, deu-se com o intuito de padronizar um intervalo comum entre os dados analisados. Como os dados de GCR no monitor de nêutrons de Oulu estão disponíveis somente a partir do ano de 1964, esse acabou sendo o ano inicial de referência para o intervalo comum entre todos os dados, que termina em 2015.

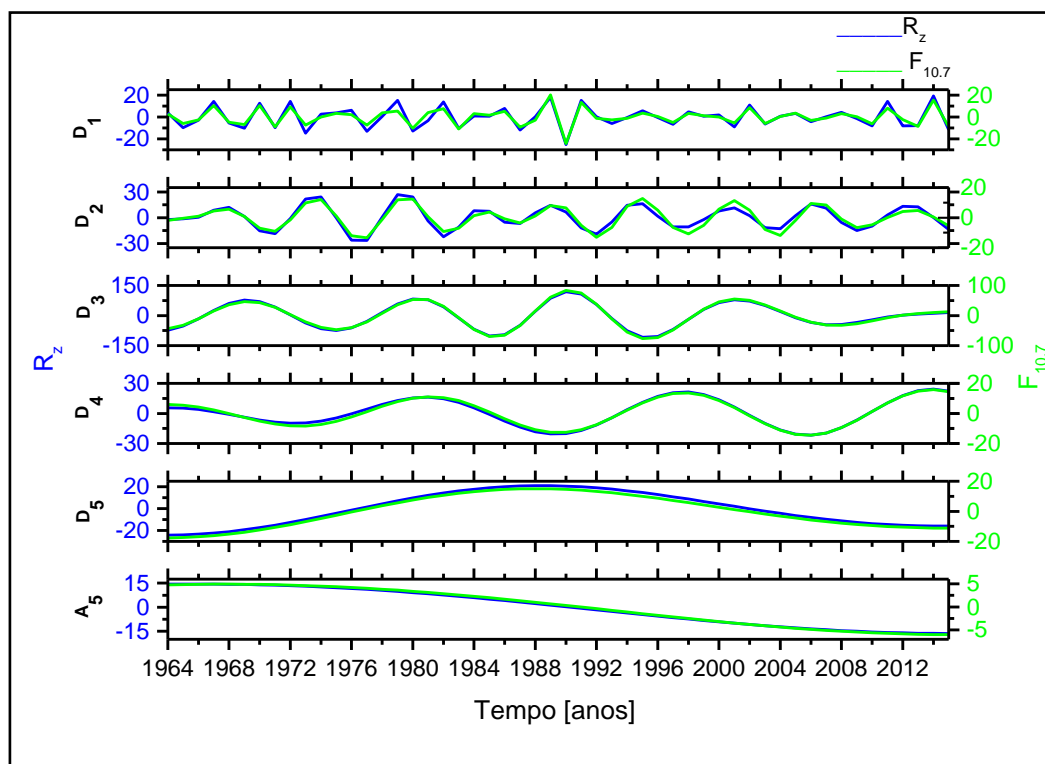
Como apresentado no item 4.1.2.1 da metodologia, os níveis de decomposição utilizados nesse trabalho correspondem aproximadamente aos seguintes filtros de banda passante: D_1 : 2 a 4 anos, D_2 : 4 a 8 anos, D_3 : 8 a 16 anos, D_4 : 16 a 32 anos, D_5 : 32 a 64 anos, D_6 : 64 a 128 anos, D_7 : 128 a 256 anos. A aproximação A_n analisada em todas as decomposições, representa uma tendência / previsão dos ciclos para um período maior do que o número de pontos dos dados analisados (long trend ou longa tendência).

5.2.1.1 R_z x $F_{10.7}$

A Figura 5.26 apresenta a decomposição dos dados de R_z e $F_{10.7}$ em cinco níveis de frequência, para o intervalo de 1964 a 2015. A tendência A_5

representa a previsão do comportamento dos dados em ciclos com mais de 64 anos.

Figura 5.26 - Decomposição dos dados de R_z (linha azul) e de $F_{10.7}$ (linha verde).



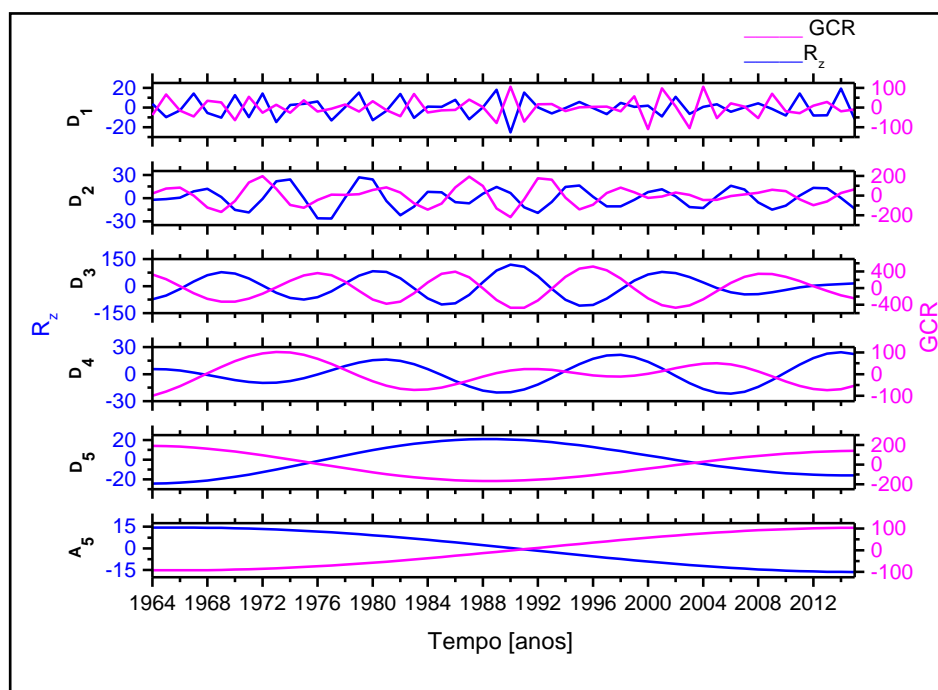
Fonte: Produção do autor.

Sabe-se que os indicadores R_z e $F_{10.7}$ estão diretamente relacionados com a atividade solar, representando o primeiro o número de manchas solares e o segundo o fluxo de ondas de rádio no comprimento de 10,7 cm. Então, como já era de se esperar, é possível notar, por meio da Figura 5.26, uma grande similaridade entre as duas curvas, nos diferentes níveis de decomposição.

5.2.1.2 GCR x R_z

Na Figura 5.27 é apresentada a decomposição dos dados de GCR e de R_z em cinco níveis de frequência para o intervalo de 1964 a 2015.

Figura 5.27 - Decomposição dos dados de GCR (linha magenta) e de R_z (linha azul).



Fonte: Produção do autor.

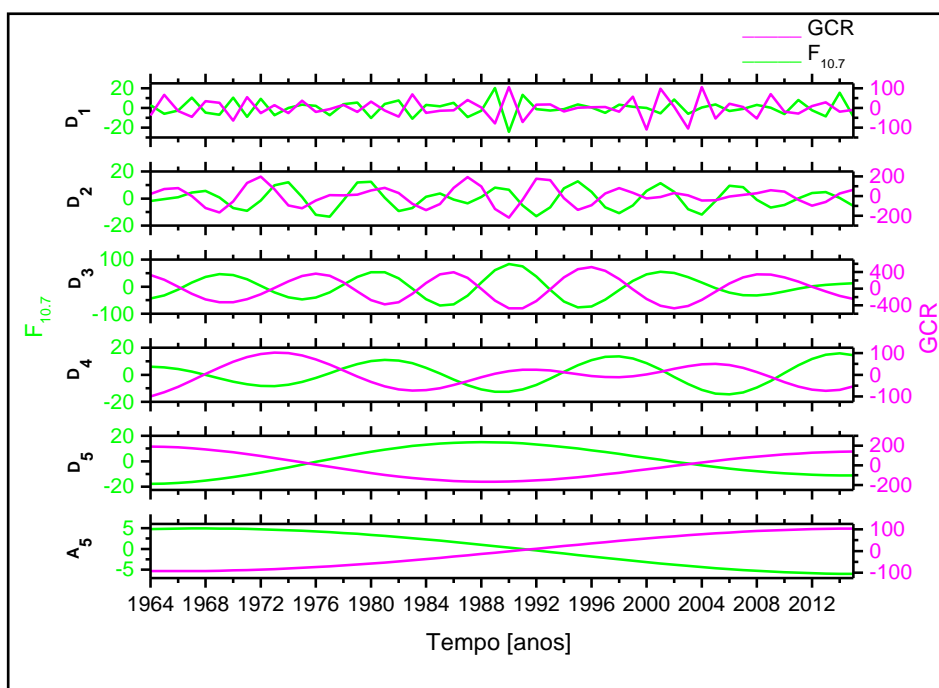
Nos níveis de decomposição da Figura 5.27 é possível observar como ocorre a relação de antifase entre a atividade solar, indicada por R_z , e o fluxo de GCR no período estudado. Essa relação em antifase apresenta-se melhor definida nos níveis de decomposição D_3 , D_4 e D_5 . O nível D_3 engloba o período de 11 anos do ciclo solar (ciclo de Schwabe) e em D_4 encontra-se o ciclo de 22 anos de atividade magnética solar (ciclo de Hale). A antirrelação entre esses dois parâmetros, nos períodos de 11 e 22 anos, como vista nesse trabalho, é bem conhecida e tem sido apresentada em outros trabalhos de pesquisa (Ex.: MURSULA; USOSKIN, 2003; BADRUDDIN, 2012). O nível D_5 abrange o

período de 32 a 64 anos, o que poderia caracterizar o ciclo de Wolf - Gleissberg, com oscilações da atividade solar desde aproximadamente 70 até 100 anos. Em A_5 pode-se observar a tendência de uma antirrelação entre os dados para uma periodicidade maior que 64 anos.

5.2.1.3 GCR x $F_{10.7}$

Na Figura 5.28 é apresentada a decomposição dos dados de GCR e de $F_{10.7}$ em cinco níveis de frequência, para o intervalo de 1964 a 2015.

Figura 5.28 - Decomposição do GCR (linha magenta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



Fonte: Produção do autor.

Como na Figura 5.27, a Figura 5.28 mostra a antirrelação entre a atividade solar, nesse caso indicada por $F_{10.7}$ e o fluxo de GCR no período estudado. Como já discutido, o fluxo de $F_{10.7}$, diferentemente de R_z , é um parâmetro físico e caracteriza quantitativamente a condição magnética do Sol. Sendo assim, a anticorrelação entre atividade solar e GCR já identificada por meio da

investigação junto ao R_z , acaba sendo reforçada ao ser observada também junto ao $F_{10.7}$. O R_z é um parâmetro que sintetiza informação sobre a atividade solar junto à observação do número de manchas solares e está diretamente relacionado ao $F_{10.7}$.

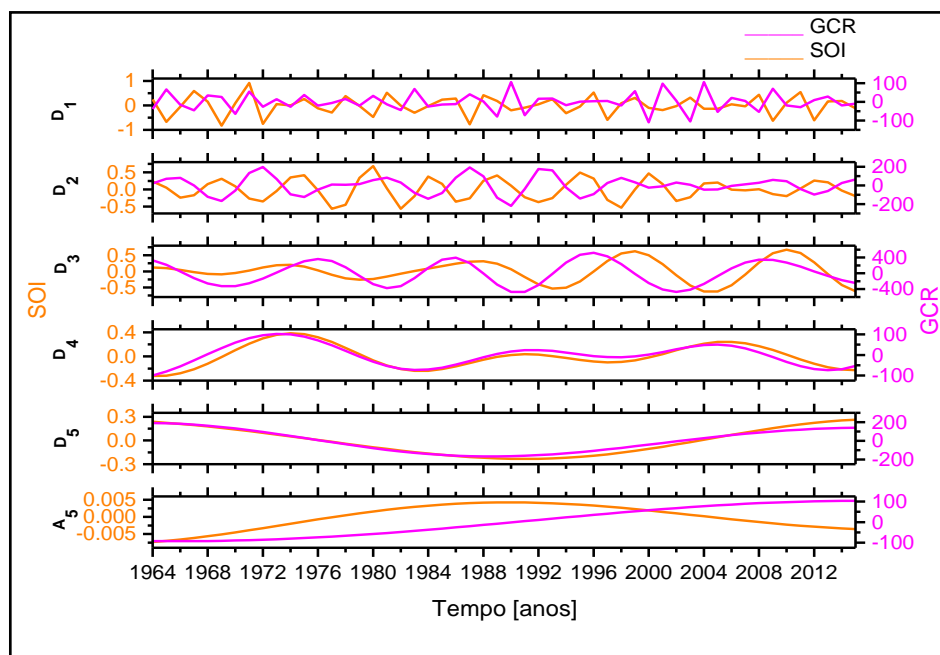
Na Figura 5.28 a antifase entre $F_{10.7}$ e GCR também apresenta-se melhor definida nos níveis de decomposição D_3 , D_4 e D_5 , enfatizando mais uma vez os ciclos de 11 e 22 anos de atividade solar, além de ciclos maiores como de 32 a 64 anos e acima disso, como mostra a previsão de antirrelação dada em A_5 .

Observando as linhas do indicador solar (R_z e $F_{10.7}$) e de GCR dispostas em antifase, é possível perceber tanto na Figura 5.27, quanto na 5.28 a variação do fluxo de partículas em relação à intensidade das atividades magnéticas que caracterizam os ciclos solares. Como já discutido nesse trabalho, isso deve-se à modulação solar, dependente do nível da atividade magnética do Sol. As fases do ciclo 24 que se inicia em 2008, nas bandas de decomposição D_3 , que caracterizam períodos de 11 anos, podem ser dadas como exemplo. Considerando que o ciclo 24 teve um pico menor que o ciclo passado (ciclo 23) na fase de máxima atividade solar em 2014 (<http://www.swpc.noaa.gov/products/solar-cycle-progression>), é possível notar um fluxo maior de GCR nesse período em relação ao ciclo 23.

5.2.1.4 GCR x SOI

A Figura 5.29 apresenta a decomposição dos dados de GCR e de SOI em cinco níveis de frequência, para o intervalo de 1964 a 2015.

Figura 5.29 - Decomposição do GCR (linha magenta) e do SOI (linha laranja).



Fonte: Produção do autor.

É possível perceber uma forte relação entre o comportamento dos dados de GCR e SOI nas bandas D_4 e D_5 ao longo dos ciclos. D_4 engloba o período de 22 anos de atividade magnética do Sol e D_5 caracteriza ciclos entre 32 e 64 anos. Em D_3 uma relação positiva entre eles também ocorre, mas, com uma certa defasagem. Já em D_2 , que representa o período entre 4 e 8 anos, uma antirrelação parece acontecer.

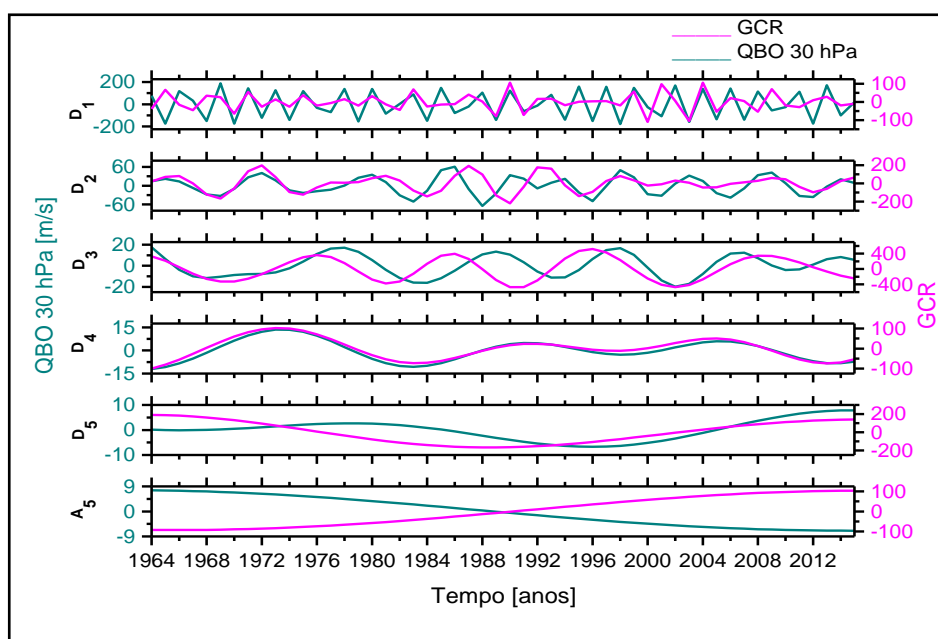
O SOI caracteriza-se pelo índice que mede as flutuações de larga escala na pressão do ar entre oeste e leste do Pacífico tropical, como já apresentado. Tal flutuação acontece entre o aquecimento e o resfriamento dentro de um período de 2 a 7 anos, que representam respectivamente os fenômenos El Niño e La Niña, capazes de afetar o padrão de ventos do globo e com isso, o regime de chuvas e temperatura do ar da superfície de regiões tropicais e de médias latitudes (HAIGH, 2011; HARRISON; LARKIN, 1998; CLARKE, 2008; McPHADEN; ZEBIAK; GLANTZ, 2006). De acordo com Rampelotto et al.

(2012) esses fenômenos parecem possuir uma relação com a atividade solar, o que pode ser observado por meio da banda D_2 (4 a 8 anos), que abrange exatamente o período recorrente do ENSO, antirrelacionado ao fluxo de GCR, o qual se sabe que se apresenta também antirrelacionado aos índices de atividade solar (R_z e $F_{10.7}$). Sendo assim, pode-se dizer que dentro do período de 4 a 8 anos, o ENSO apresenta-se relacionado positivamente à atividade solar. Como visto em A_5 , essa mesma relação também ocorre em ciclos com períodos maiores de 64 anos. Mas, nas outras bandas de decomposição como D_3 , D_4 e D_5 , o SOI apresenta-se em fase com o fluxo de GCR, mostrando-se antirrelacionado à atividade magnética do Sol. A relação positiva entre o SOI e a atividade solar, no período de 4 a 8 anos, também foi encontrada em outros trabalhos (ex.: RIGOZO et al, 2003; SOUZA ECHER et al., 2008).

5.2.1.5 GCR x QBO

As Figuras 5.30, 5.31 e 5.32 apresentam a decomposição em cinco níveis de frequência dos dados de GCR e respectivamente de QBO 30 hPa, 50 hPa e 70 hPa, para o intervalo de 1964 a 2015. Os níveis de pressão de QBO estratosférica investigados, representam respectivamente as altitudes aproximadamente de 24 km, 20 km e 18 km, referentes às médias zonais de ventos (m/s) estratosféricos mais próximos da Troposfera, possibilitando assim, investigar a ocorrência de algum efeito desse parâmetro na temperatura da superfície.

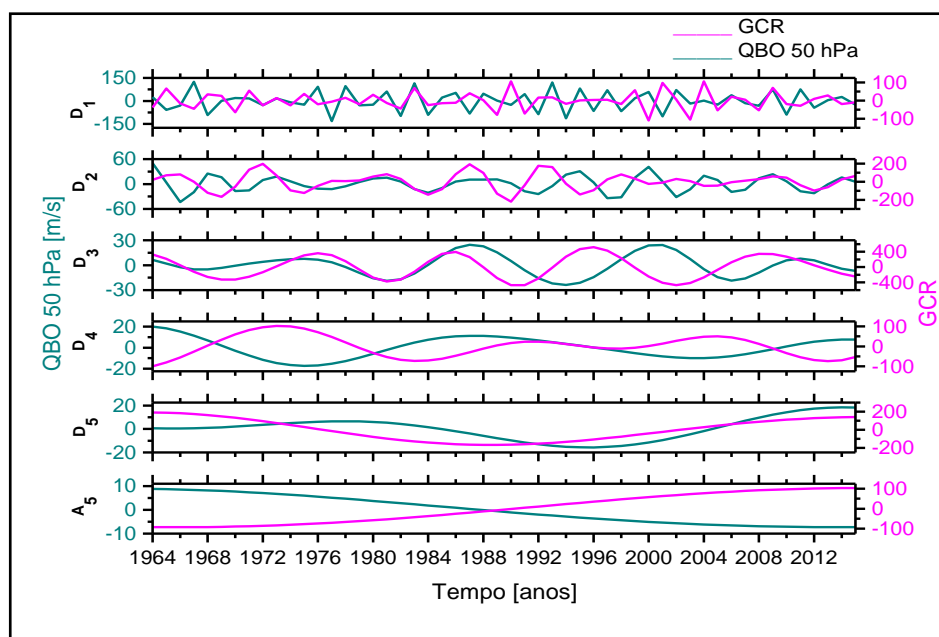
Figura 5.30 - Decomposição do GCR (linha magenta) e da QBO 30 hPa (linha verde-escura).



Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.30 é possível observar uma relação positiva, no nível D_4 (16 a 32 anos), entre os dados de QBO 30 hPa e GCR, durante todo o período investigado. Nas bandas D_2 (4 a 8 anos) e D_3 (8 a 16 anos) os dados também parecem estar em fase, mas, com uma certa defasagem na maior parte do período. Tanto em D_2 quanto em D_3 GCR e QBO 30 hPa mostram-se melhor relacionados entre 1964 - 1974. Já em D_5 (32 a 64 anos) e na tendência A_5 os dados possuem uma antirrelação. Uma vez que o fluxo de GCR encontra-se antirrelacionado ao índice de atividade solar, estando a QBO estratosférica no nível de pressão 30 hPa diretamente relacionada ao GCR, também estará possivelmente antirrelacionada à atividade magnética do Sol.

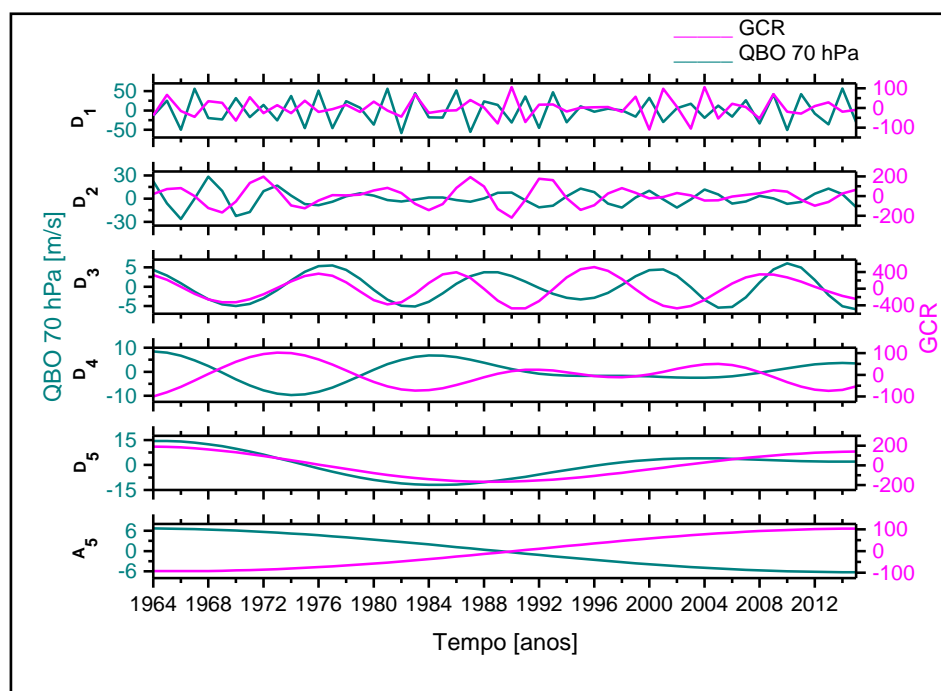
Figura 5.31 - Decomposição do GCR (linha magenta) e da QBO 50 hPa (linha verde-escura).



Fonte: Produção do autor.

A relação entre os dados de GCR e QBO 50 hPa, como se pode ver na Figura 5.31 ocorre de forma irregular nas bandas D_2 e D_3 . Em D_2 de 1964 a 1970 os dados mostram-se antirrelacionados. A partir de 1970 até 1988 permanecem aparentemente em fase com uma defasagem em alguns pontos do intervalo. De 1988 até 2008 os dados estão antirrelacionados e defasados, voltando a estarem relacionados novamente a partir de 2008 até 2015. No nível D_3 os dados permanecem em fase de 1964 a 1992 e de 2010 a 2015. De 1992 até 2010 encontram-se antirrelacionados, com uma certa defasagem. No nível de decomposição D_4 encontram-se diretamente relacionados entre 1992 a 1998, enquanto no restante do intervalo encontram-se de forma antirrelacionada. Já em D_5 e na tendência A_5 , os dados permanecem antirrelacionados ao longo de todo o intervalo.

Figura 5.32 - Decomposição do GCR (linha magenta) e da QBO 70 hPa (linha verde-escura).



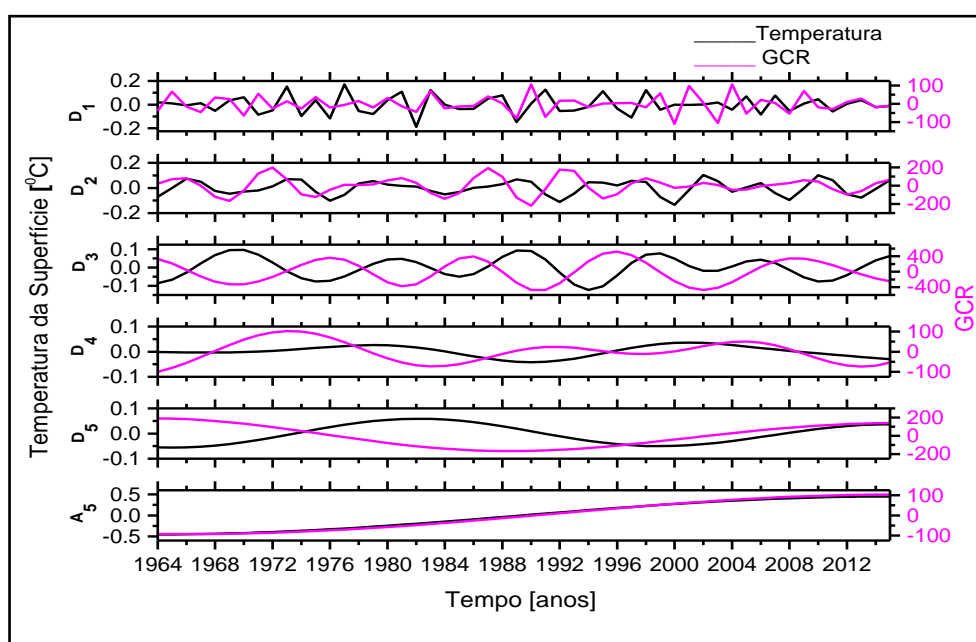
Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.32 os dados de GCR e QBO 70 hPa encontram-se no nível D₂ em antifase nos intervalos de 1964 a 1970 e de 1983 a 2015. Entre 1970 e 1983 os dados parecem estar positivamente relacionados, mas, em defasagem em alguns pontos desse intervalo. Em D₃ os dados estão diretamente relacionados de 1964 a 1985 e de 2004 a 2015. Somente entre aproximadamente 1993 a 2004 que apresentam-se em antifase. Em D₄ possuem uma relação positiva somente entre 1991 a 2008, possuindo no restante do intervalo uma antirrelação. Em D₅ GCR e QBO estão em fase de 1964 a 2006, tornando-se em antifase até 2015. A longa tendência A₅ parece indicar que os dados estão antirrelacionados em períodos que formam ciclos maiores que 64 anos.

5.2.1.6 Temperatura da superfície x GCR

As Figuras 5.33, 5.34 e 5.35 apresentam a decomposição dos dados de GCR e da anomalia da temperatura da superfície respectivamente para âmbito global, média do Hemisfério Norte e média do Hemisfério Sul, em cinco níveis de frequência, para o intervalo de 1964 a 2015.

Figura 5.33 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície Global (linha preta) e do GCR (linha magenta).

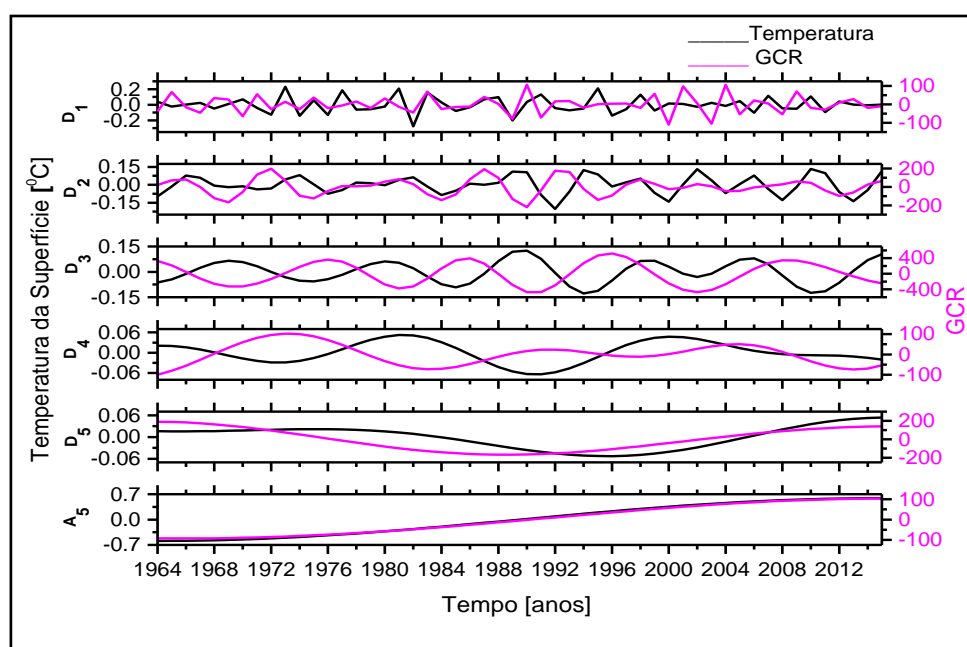


Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.33 é possível observar que em âmbito global no nível de decomposição D₂ (4 a 8 anos) os dados de GCR e anomalia da temperatura da superfície encontram-se em fase quase em todo o intervalo analisado. Somente entre 1988 e 1998 apresentam-se antirrelacionados. Em D₃ e D₄, bandas que abrangem respectivamente os ciclos de 11 e 22 anos de atividade solar, os dados apresentam-se antirrelacionados, mas, com alguma defasagem. Somente em um pequeno intervalo de 1998 a aproximadamente 2006 do nível D₃ que os dados apresentam-se em fase. Em D₅ permanecem

antirrelacionados de 1964 até 1996, quando entram em fase e seguem assim até 2015. Na tendência A_5 os dados encontram-se diretamente relacionados e a anomalia da temperatura apresenta-se em constante crescimento desde aproximadamente o ano de 1970.

Figura 5.34 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do GCR (linha magenta).

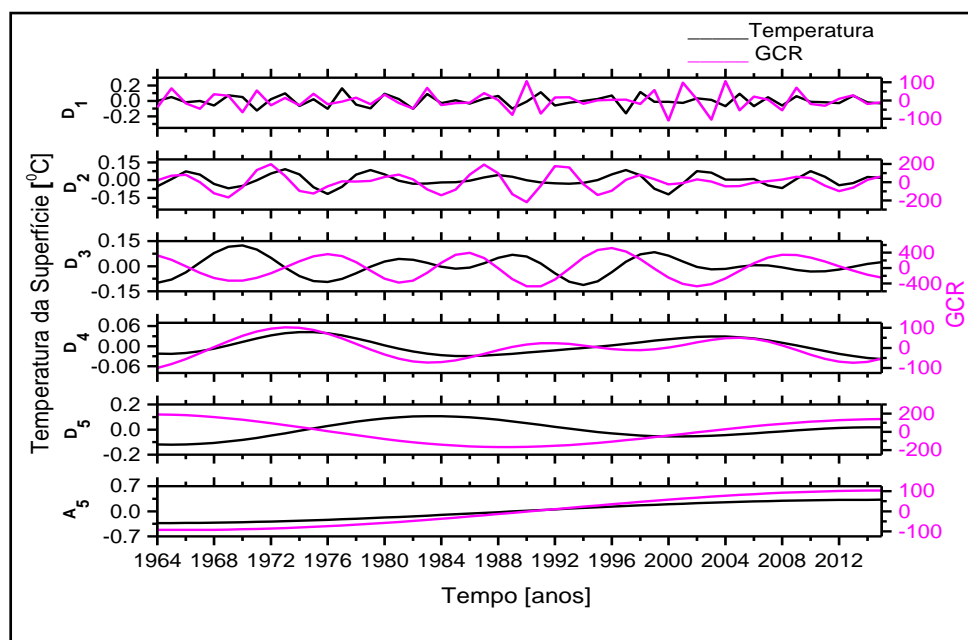


Fonte: Produção do autor.

A relação entre os dados de GCR e da anomalia da temperatura da superfície no Hemisfério Norte apresenta-se bem parecida com a relação entre os mesmos dados em âmbito global, como pode ser observado na Figura 5.34. Uma antirrelação na banda D_2 também ocorre entre o intervalo de 1988 e 1998, enquanto os dados permanecem em fase no restante do intervalo, mas, com uma determinada defasagem. Nessa faixa latitudinal, não só em D_3 e D_4 , mas, também em D_5 os dados apresentam-se antirrelacionados, porém, em fase no intervalo de 1998 a 2007 do nível D_3 . Na tendência A_5 , como em âmbito global, os dados do Hemisfério Norte encontram-se diretamente relacionados e a

anomalia da temperatura em constante crescimento desde aproximadamente o ano de 1970.

Figura 5.35 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do GCR (linha magenta).



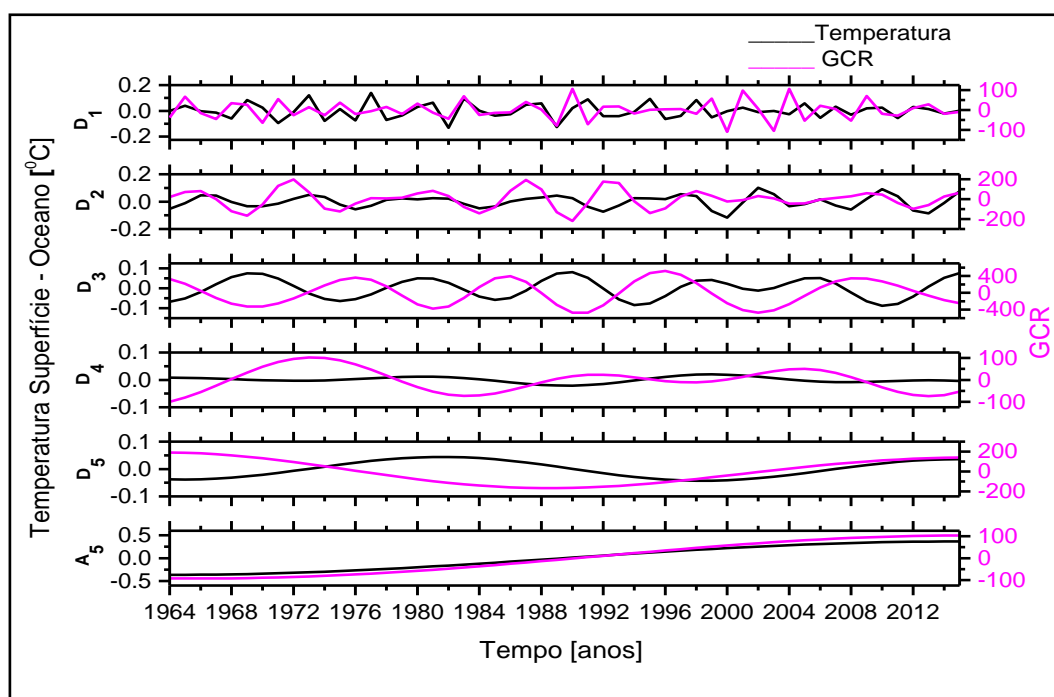
Fonte: Produção do autor.

É possível observar-se na Figura 5.35 que a relação entre os dados de GCR e anomalia da temperatura da superfície no Hemisfério Sul ocorre de forma um pouco diferente do que em âmbito global e no Hemisfério Norte. No Hemisfério Sul os dados apresentam-se em fase durante todo o intervalo analisado do nível de decomposição D_2 . Em D_3 apresentam-se em antifase com defasagem de aproximadamente 2 anos, também durante todo o intervalo. Enquanto que no Hemisfério Norte e globalmente os dados encontram-se antirrelacionados em D_4 , no Hemisfério Sul, estão diretamente relacionados nessa banda, que abrange o ciclo de 22 anos de atividade magnética do Sol. Em D_5 permanecem em antifase e na tendência A_5 encontram-se em fase, onde o aumento da temperatura é menos evidente do que nas outras duas faixas latitudinais investigadas.

5.2.1.7 Temperatura superfície - oceano x GCR

As Figuras 5.36, 5.37 e 5.38 apresentam a decomposição dos dados de GCR e anomalia da temperatura superfície - oceano, para âmbito global, média do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul, em cinco níveis de frequência, para o intervalo de 1964 a 2015. A temperatura superfície - oceano caracteriza-se por uma combinação entre a temperatura do ar da superfície e a temperatura da superfície dos oceanos disponível em <https://data.giss.nasa.gov/gistemp>.

Figura 5.36 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano Global (linha preta) e do GCR (linha magenta).



Fonte: Produção do autor.

A temperatura superfície - oceano foi também analisada, no intuito de investigar a ocorrência ou não de uma diferença de comportamento em relação à temperatura do ar da superfície perante os parâmetros indicadores de atividade solar. Pois, de acordo com Lutgens; Tarbuck (2010), as variações da

temperatura do ar da superfície são maiores sobre a superfície do continente do que sobre a água, devido a vários fatores, como:

1) a temperatura da água aumenta e decresce mais lentamente do que a temperatura do continente (temperatura da superfície). Isso dá-se devido a alta mobilidade da água, que faz com que o calor seja distribuído por convecção ao longo da considerável massa, ocasionando mudanças diárias em até 6 metros de profundidade ou mais, além de mudanças anuais em camadas de 200 a 600 m abaixo da superfície. Em contrapartida, o calor não penetra profundamente no solo ou rocha, permanecendo próximo à superfície, sendo distribuído lentamente por condução. Com isso, as variações diárias são pequenas e abrangem uma profundidade de 10 cm até 1 m. Já as variações anuais alcançam uma profundidade de até 15 m.

2) O comportamento espectral da água e do solo é diferente. A água absorve mais radiação solar e portanto, aquece mais do que a superfície do solo. Com isso na água a radiação é mais absorvida do que refletida, possibilitando um aquecimento mais profundo. Já o solo, sendo opaco reflete mais do que absorve a radiação fazendo com que a radiação absorvida permaneça apenas na sua superfície.

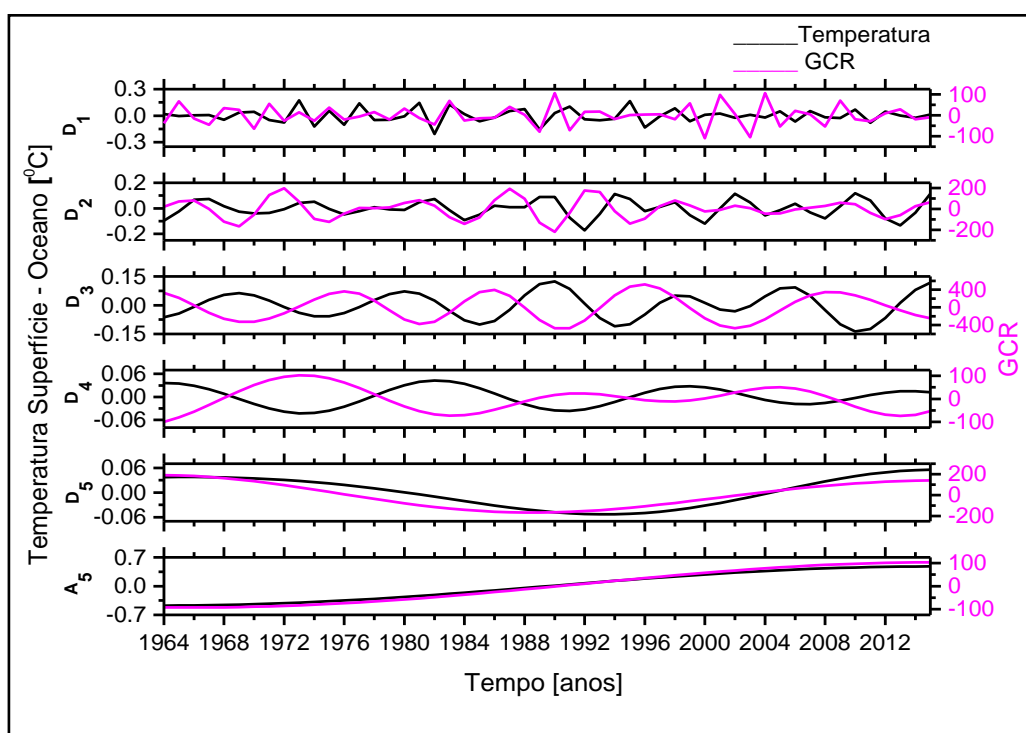
3) O calor específico da água (calor necessário para aumentar a temperatura de 1g de uma substância em 1^oC) é três vezes maior que o da superfície da Terra. Então, a água requer muito mais calor que o solo para aumentar a temperatura de uma mesma quantidade de massa.

4) Os corpos d'água possuem taxa de evaporação maior que a da superfície. Esse processo está relacionado com o processo de resfriamento.

Mas, por meio dessas três figuras (5.36, 5.37 e 5.38) é possível perceber que os resultados da decomposição da relação entre os dados de GCR e de anomalia da temperatura superfície - oceano são muito semelhantes aos encontrados para a relação entre os dados de GCR e anomalia da temperatura da superfície. Uma diferença pode ser encontrada em relação à amplitude da

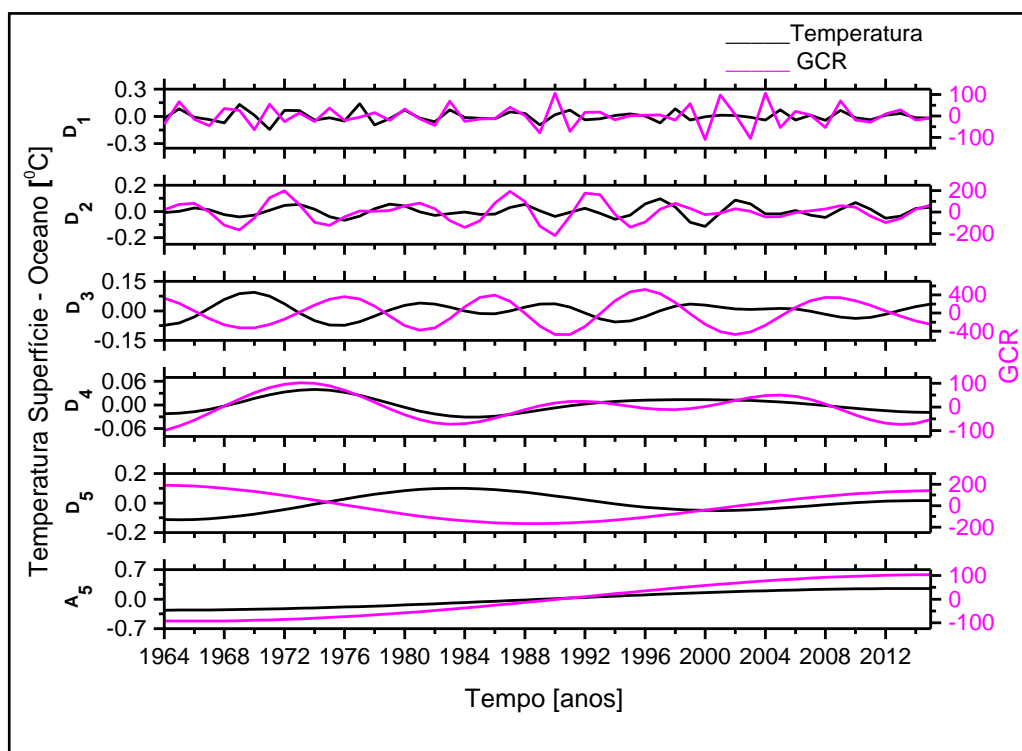
temperatura, devido às diferenças nas variações entre a temperatura da superfície e a conjugação da mesma com a temperatura da superfície dos oceanos apresentadas. Mas, a relação juntamente com o fluxo de GCR em todos os níveis de decomposição, tanto para âmbito global, quanto para os dois Hemisférios (Norte e Sul), permanece a mesma.

Figura 5.37 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do GCR (linha magenta).



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.38 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do GCR (linha magenta).



Fonte: Produção do autor.

A Tabela 5.5 apresenta um resumo dos resultados da relação entre as decomposições das bandas D_3 e D_4 dos dados de GCR e anomalia da temperatura superfície e da anomalia da temperatura superfície - oceano, para o âmbito global, média do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul, e para as outras faixas latitudinais investigadas (região equatorial a 24° , de 24° a 44° , 24° a 90° , 44° a 64° e 64° a 90°) dos Hemisférios Norte e Sul, para o intervalo de 1964 a 2015. As bandas D_3 e D_4 englobam respectivamente os ciclos solares de 11 e 22 anos. As Figuras referentes aos resultados para as outras faixas latitudinais acima indicadas encontram-se no Apêndice C.

Tabela 5.5 - Relação entre as decomposições das bandas D₃ e D₄ dos dados de GCR e anomalia da temperatura superfície e da anomalia da temperatura superfície - oceano, de 1964 a 2015, para as diversas faixas latitudinais dos Hemisférios Norte e Sul.

REGIÃO	FAIXA LATITUDINAL	Banda D ₃ (ciclo 11 anos)		Banda D ₄ (ciclo 22 anos)	
		Temp. superfície x GCR	Temp. superfície - oceano x GCR	Temp. superfície x GCR	Temp. superfície - oceano x GCR
Global	Média	antifase	antifase	antifase	antifase
HN	Média	antifase	antifase	antifase	antifase
	Eq. - 24⁰	antifase	antifase	antifase	antifase
	24⁰ - 44⁰	antifase	antifase	antifase	antifase
	44⁰ - 64⁰	antifase	antifase (1974 - 1998)	antifase	antifase
	64⁰ - 90⁰	antifase (1964 - 1998)	antifase (1964 - 1998)	fase	fase
	24⁰ - 90⁰	antifase	antifase	antifase	antifase

(continua)

Tabela 5.5 - Conclusão.

REGIÃO	FAIXA LATITUDINAL	Banda D ₃ (ciclo 11 anos)		Banda D ₄ (ciclo 22 anos)	
		Temp. superfície x GCR	Temp. superfície - oceano x GCR	Temp. superfície x GCR	Temp. superfície - oceano x GCR
HS	Média	antifase	antifase	fase	fase
	Eq. - 24 ⁰	antifase	antifase	antifase	antifase
	24 ⁰ - 44 ⁰	antifase	antifase	antifase (1984 - 2015)	antifase (1994 - 2015)
	44 ⁰ - 64 ⁰	antifase (1964 - 2004)	antifase (1964 - 2008)	fase	antifase
	64 ⁰ - 90 ⁰	antifase (1964 - 2004)	antifase (1964 - 1998)	fase	fase
	24 ⁰ - 90 ⁰	antifase	antifase (1964 - 1998)	fase	fase

HN: Hemisfério Norte; HS: Hemisfério Sul.

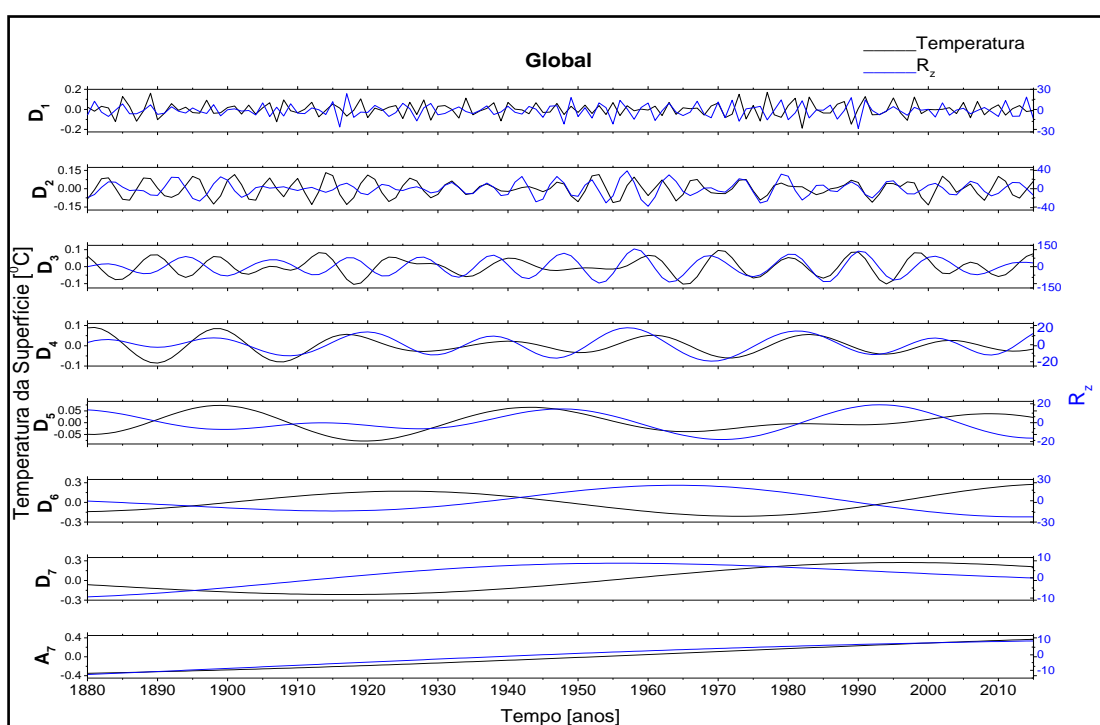
Fonte: Produção do autor.

Observando os resultados da relação entre as decomposições dos dados de GCR e de anomalia da temperatura da superfície e da superfície - oceano é possível perceber, como esperado, que na maioria dos intervalos de tempo analisados das diversas faixas latitudinais do globo, predomina a antirrelação entre eles, principalmente durante os ciclos de 11 anos de atividade solar. Os resultados apontaram para uma relação positiva durante os ciclos de 22 anos apenas nas faixas de alta latitude (64⁰ - 90⁰) do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul e na média geral desse último.

5.2.1.8 Temperatura da superfície x R_z

As Figuras 5.39, 5.40 e 5.41 apresentam as decomposições da temperatura da superfície em relação a R_z em sete níveis de frequência, de 1880 a 2015, para âmbito global e referentes às médias dos Hemisférios Norte e Sul. O aumento do número de níveis de decomposição aqui dá-se devido ao maior tempo de dados disponíveis de anomalia da temperatura da superfície Global e do R_z .

Figura 5.39 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície Global (linha preta) e do R_z (linha azul).

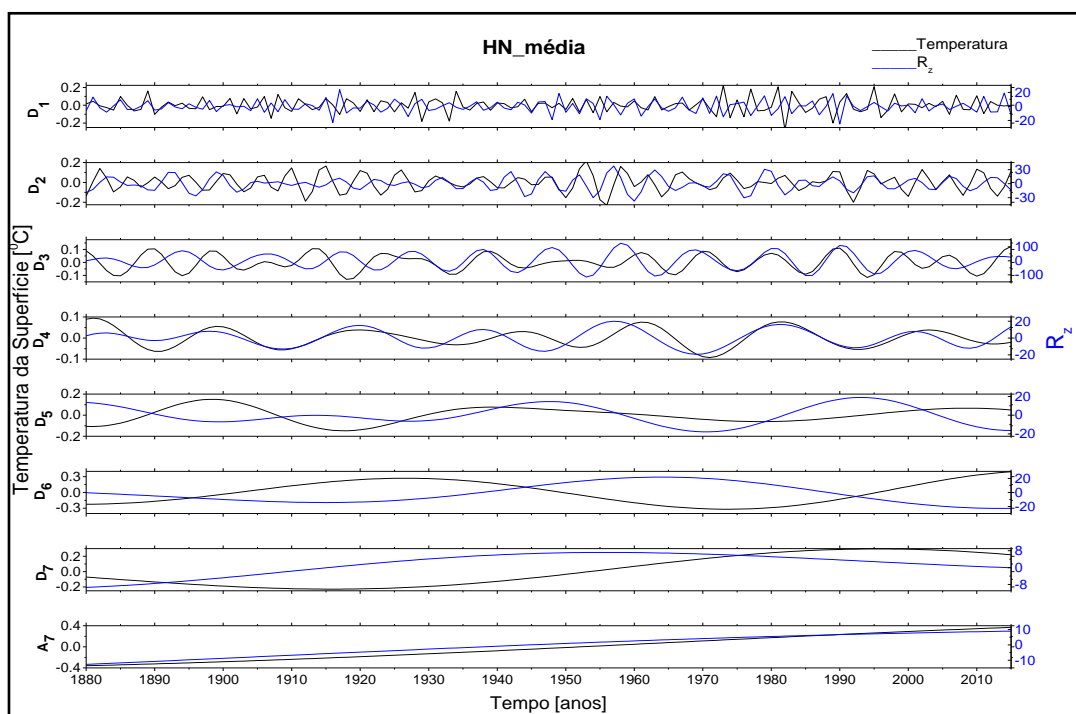


Fonte: Produção do autor.

É possível notar por meio das Figuras 5.39, 5.40 e 5.41 uma forte relação, nas três faixas latitudinais, entre a temperatura da superfície e o R_z em torno do nível D_4 , referente à banda de 22 anos do ciclo de atividade solar. Esse mesmo resultado foi encontrado em Souza Echer et al. (2012) para a relação entre a temperatura da superfície e o R_z no intervalo de 1880 a 2005. Em D_3 , banda que abrange o ciclo de 11 anos, os dados permanecem antirrelacionados de

1880 a aproximadamente 1950, a partir do qual é possível ver os sinais em fase nas três faixas, como também apresentado em Souza Echer et al (2012). A partir de 2005 é possível observar, nesta mesma banda, que se inicia novamente uma antirrelação entre os dados. Além disso, percebe-se a diminuição do R_z em 2014 (período de máxima atividade do ciclo 24) em relação aos outros ciclos. Na banda D_2 (4 a 8 anos), em todas as faixas latitudinais, os dados de temperatura e R_z apresentam-se em fase, mas, com uma certa defasagem na maior parte do intervalo. Em D_5 os dados globais e do Hemisfério Norte encontram-se em fase apenas no intervalo de 1930 a 1980.

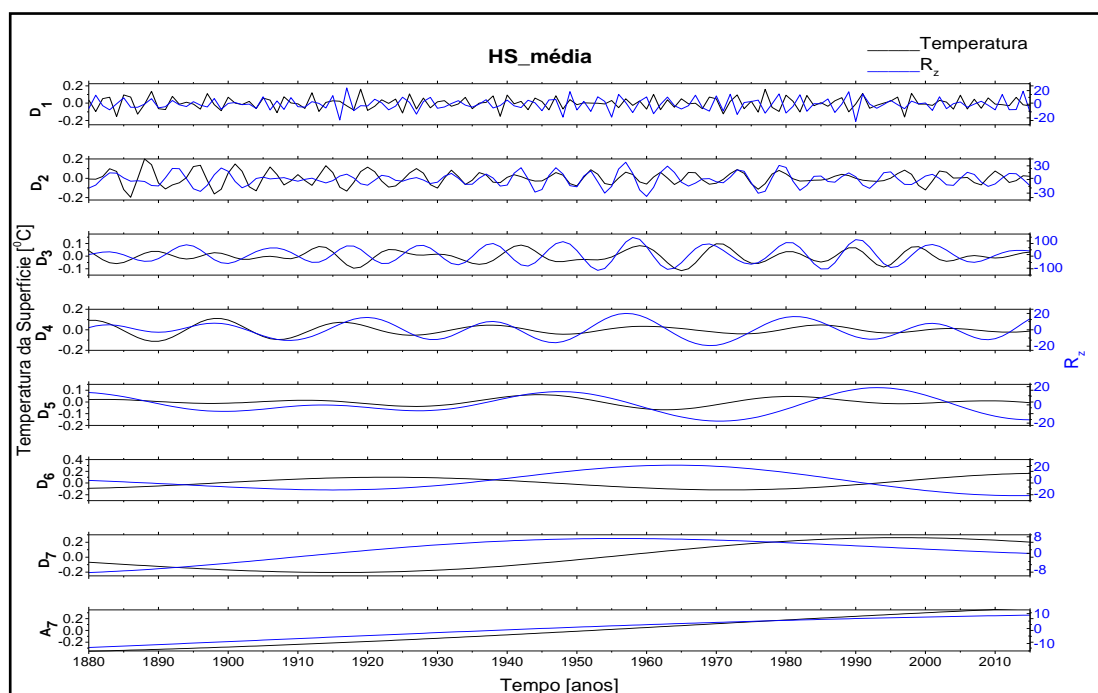
Figura 5.40 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do R_z (linha azul).



Fonte: Produção do autor.

Já no Hemisfério Sul, como mostra a Figura 5.41, os dados permanecem diretamente relacionados em todo o intervalo da banda. Nos níveis D_6 e D_7 os dados encontram-se antirrelacionados tanto globalmente, quanto nos Hemisférios Norte e Sul. Na tendência A_7 o comportamento observado é de que os dados de temperatura da superfície e R_z estejam diretamente relacionados diante de ciclos com periodicidades maiores que 128 anos.

Figura 5.41 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do R_z (linha azul).



Fonte: Produção do autor.

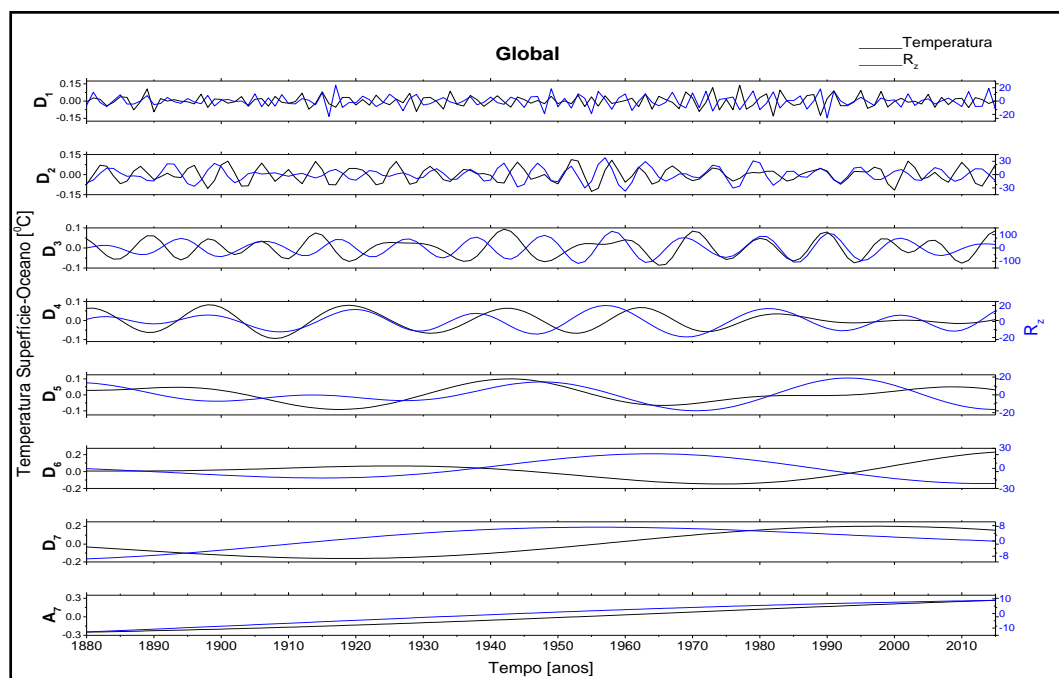
Em todas as faixas latitudinais é visível a tendência crescente da temperatura apresentada em A_7 .

5.2.1.9 Temperatura superfície - oceano x R_z

As Figuras 5.42, 5.43 e 5.44 apresentam as decomposições da temperatura superfície - oceano em relação a R_z em sete níveis de frequência, de 1880 a

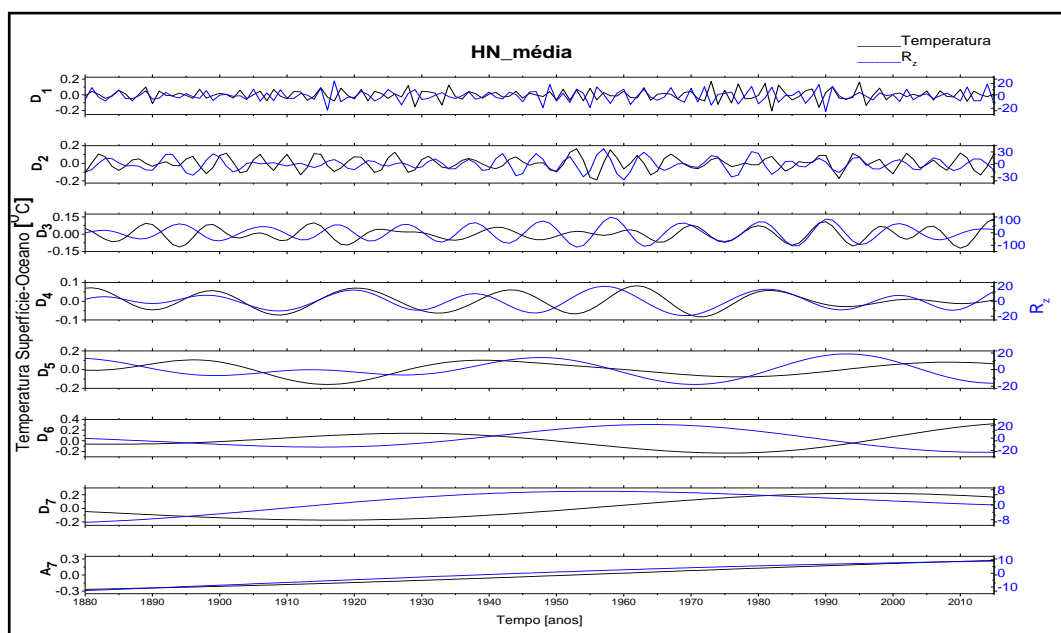
2015, respectivamente para âmbito global e referentes às médias dos Hemisférios Norte e Sul. Esse intervalo maior de análise foi possível perante a relação entre esses dois grupos de dados, por encontrarem-se disponíveis a partir de 1880.

Figura 5.42 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano Global (linha preta) e do R_z (linha azul).



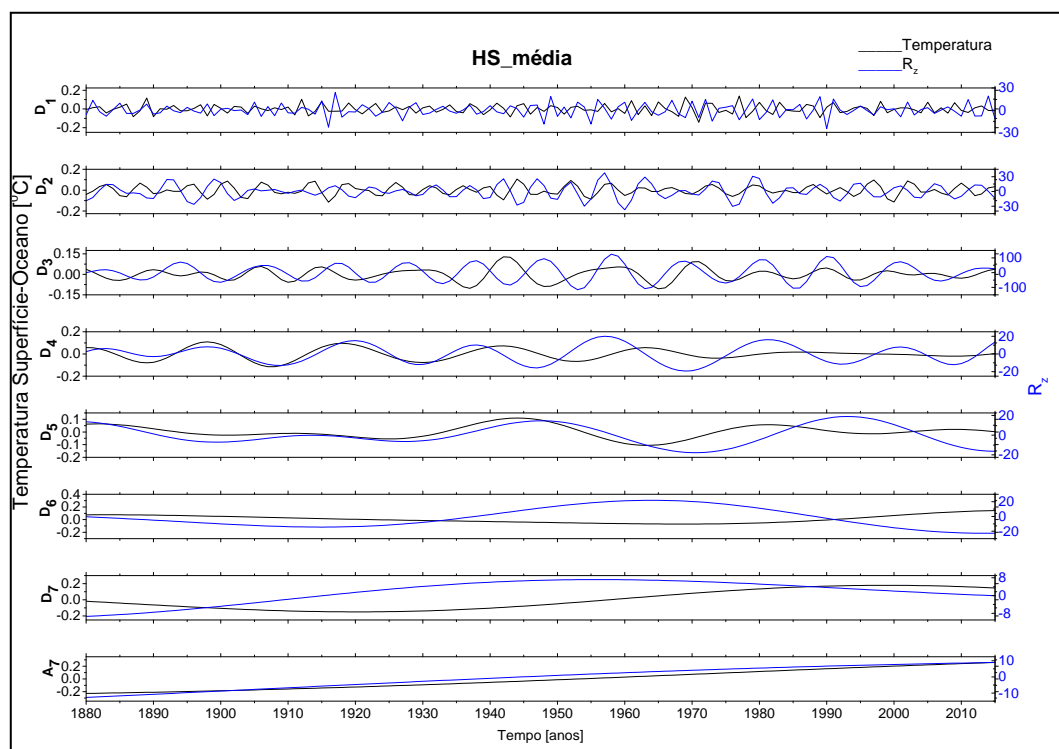
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.43 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do R_z (linha azul).



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.44 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do R_z (linha azul).



Fonte: Produção do autor.

Apesar de uma possível diferença de amplitude da variação / anomalia da temperatura, entre a temperatura superfície - oceano e a temperatura da superfície em torno dos ciclos observados, os resultados das decomposições da temperatura superfície - oceano em relação a R_z , apresentados pelas Figuras 5.42, 5.43 e 5.44, mostram-se muito similares aos resultados apresentados pelas Figuras 5.39, 5.40 e 5.41, os quais estão discriminados no item 5.2.1.8 desse capítulo.

A Tabela 5.6 apresenta um resumo dos resultados da relação entre as decomposições das bandas D_3 e D_4 dos dados de anomalia da temperatura da superfície e superfície - oceano, e de R_z , para o âmbito global, média do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul, além das outras faixas latitudinais investigadas (região equatorial a 24^0 , de 24^0 a 44^0 , 24^0 a 90^0 , 44^0 a 64^0 e 64^0 a 90^0) dos dois hemisférios, para o intervalo de 1880 a 2015. As Figuras referentes às relações das decomposições dos dados das outras 5 faixas latitudinais indicadas acima encontram-se no Apêndice C.

Tabela 5.6 - Relação entre as decomposições das bandas D₃ e D₄ dos dados de anomalia da temperatura da superfície e superfície - oceano, e de R_z, de 1880 a 2015, para as diversas faixas latitudinais dos Hemisférios Norte e Sul.

REGIÃO	FAIXA LATITUDINAL	Banda D ₃ (ciclo 11 anos)		Banda D ₄ (ciclo 22 anos)	
		Temp. superfície x R _z	Temp. superfície - oceano x R _z	Temp. superfície x R _z	Temp. superfície - oceano x R _z
Global	Média	antifase (1880-1930) fase (1930-2015)	antifase (1880-1955) fase (1955-2015)	fase	fase
HN	Média	antifase (1880-1925) fase (1925-2015)	fase (1955-2000)	fase	fase
	Eq. - 24⁰	fase	fase	fase	fase
	24⁰ - 44⁰	fase	fase	fase	fase
	44⁰ - 64⁰	antifase (1880-1935) fase (1935- 2015)	antifase (1880-1975) fase (1975-2015)	fase	fase
	64⁰ - 90⁰	fase	fase	fase	fase
	24⁰ - 90⁰	antifase (1880-1930) fase (1930- 2015)	antifase (1880-1930) fase (1930- 2015)	fase	fase

(continua)

Tabela 5.6 - Conclusão.

REGIÃO	FAIXA LATITUDINAL	Banda D ₃ (ciclo 11 anos)		Banda D ₄ (ciclo 22 anos)	
		Temp. superfície x R _z	Temp. superfície - oceano x R _z	Temp. superfície x R _z	Temp. superfície - oceano x R _z
HS	Média	antifase (1880-1955) fase (1955- 2015)	antifase (1835-1955)	fase	fase
	Eq. - 24 ⁰	antifase (1880-1955) fase (1955- 2015)	antifase (1880-1955) fase (1955- 2015)	fase	fase
	24 ⁰ - 44 ⁰	antifase (1835-1955)	antifase (1830-1955)	fase	fase
	44 ⁰ - 64 ⁰	fase	fase	fase	fase
	64 ⁰ - 90 ⁰	fase (1903 - 2015)	fase (1903 - 2015)	antifase (1903 - 2015)	antifase (1903 - 2015)
	24 ⁰ - 90 ⁰	antifase (1830-1955)	antifase (1830-1955)	fase	fase

HN: Hemisfério Norte; HS: Hemisfério Sul.

Fonte: Produção do autor.

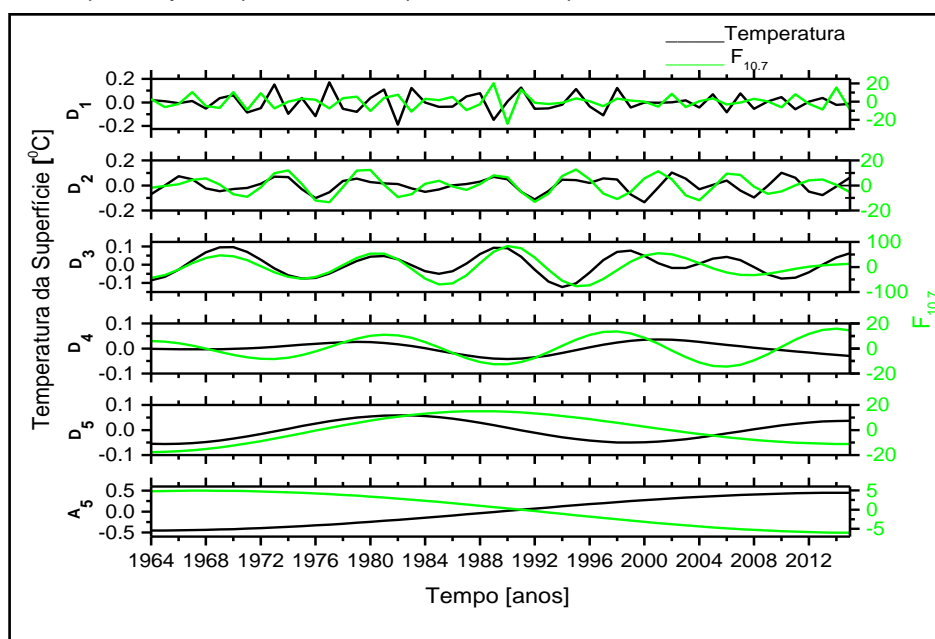
Os resultados apresentados na Tabela 5.6, referentes à relação entre as decomposições dos dados de anomalia da temperatura da superfície, temperatura superfície - oceano e de R_z, nas diversas faixas latitudinais do globo, confirmam uma maior relação entre si durante os ciclos de 22 anos. Durante os ciclos de 11 anos é possível perceber que os dados encontram-se em fase principalmente nas faixas latitudinais do Hemisfério Norte e nas regiões de alta latitude do Hemisfério Sul. Nas outras faixas latitudinais os

dados permanecem ora em fase, ora em antifase, durante esse intervalo de tempo da banda que abrange o ciclo de 11 anos. É possível perceber também que os resultados referentes à temperatura superfície - oceano são similares aos que se referem à temperatura da superfície.

5.2.1.10 Temperatura da superfície x $F_{10.7}$

As Figuras 5.45, 5.46 e 5.47 apresentam as decomposições da anomalia da temperatura da superfície, respectivamente para âmbito global, em relação à média do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul juntamente às decomposições do $F_{10.7}$, em cinco níveis de frequência, de 1964 a 2015. Vale lembrar que o intervalo iniciado pelo ano de 1964 deve-se ao fato dos dados de fluxo de GCR estarem disponíveis somente a partir dele, sendo 1964 um ano comum para início da análise de quaisquer outros dados utilizados nesse trabalho.

Figura 5.45 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície Global (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).

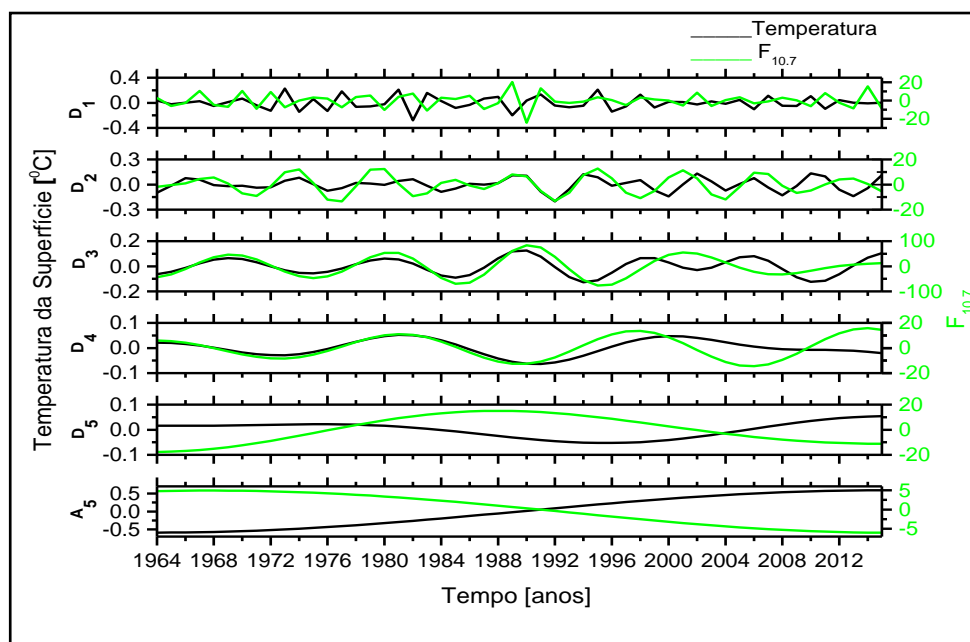


Fonte: Produção do autor.

O índice $F_{10.7}$ retrata a condição física do Sol e suas possíveis variações relacionadas às características magnéticas. Pois, como já mencionado, está relacionado à emissão da radiação no comprimento 10,7 cm produzida como resultado do aquecimento não radiativo do plasma coronal das regiões ativas do Sol (TAPPING, 1987). Por isso, é um indicador mais preciso que o R_z sobre as condições dos ciclos solares. Mas, como pode-se notar nas Figuras 5.45, 5.46 e 5.47, há uma grande similaridade dos resultados apresentados entre 1964 - 2015 com o que foi apresentado no mesmo intervalo nas Figuras 5.42, 5.43 e 5.44, sobre a relação da anomalia da temperatura da superfície com o R_z .

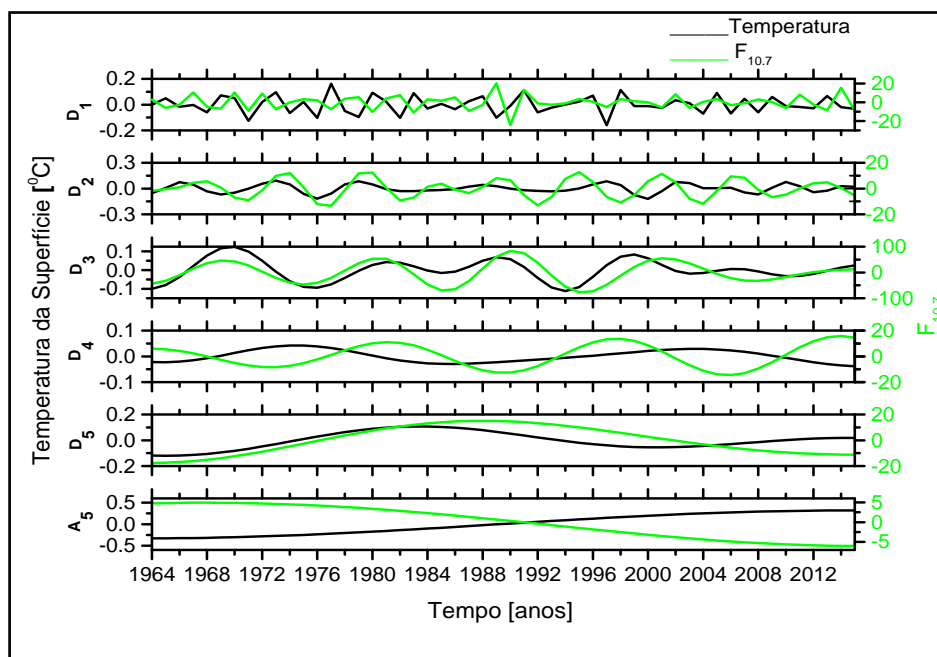
Na banda D_2 (4 a 8 anos), para todas as faixas latitudinais, os dados de temperatura e $F_{10.7}$ apresentam-se em fase, com uma certa defasagem de aproximadamente 2 anos, até próximo a 2010, quando parecem entrar em antifase. Em D_3 , banda que abrange o ciclo de 11 anos, os dados encontram-se em fase nas três faixas latitudinais, como também apresentado em Souza Echer et al. (2012). No nível D_4 , referente à banda de 22 anos do ciclo de atividade solar, é aparente o pronunciamento da relação entre os dados em âmbito global e no Hemisfério Norte. Mas, no Hemisfério Sul, em todo esse intervalo, os dados parecem estar em antifase. Na banda D_5 é possível notar que em âmbito global e no Hemisfério Sul os dados encontram-se em fase até aproximadamente o ano de 2004, quando iniciam uma antirrelação entre si. Mas, nesse mesmo nível de decomposição, no Hemisfério Norte, de 1964 a 2015, os dados encontram-se em uma antirrelação. Em A_5 é apresentada uma tendência de antirrelação entre os dados em periodicidades maiores que 64 anos.

Figura 5.46 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.47 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).

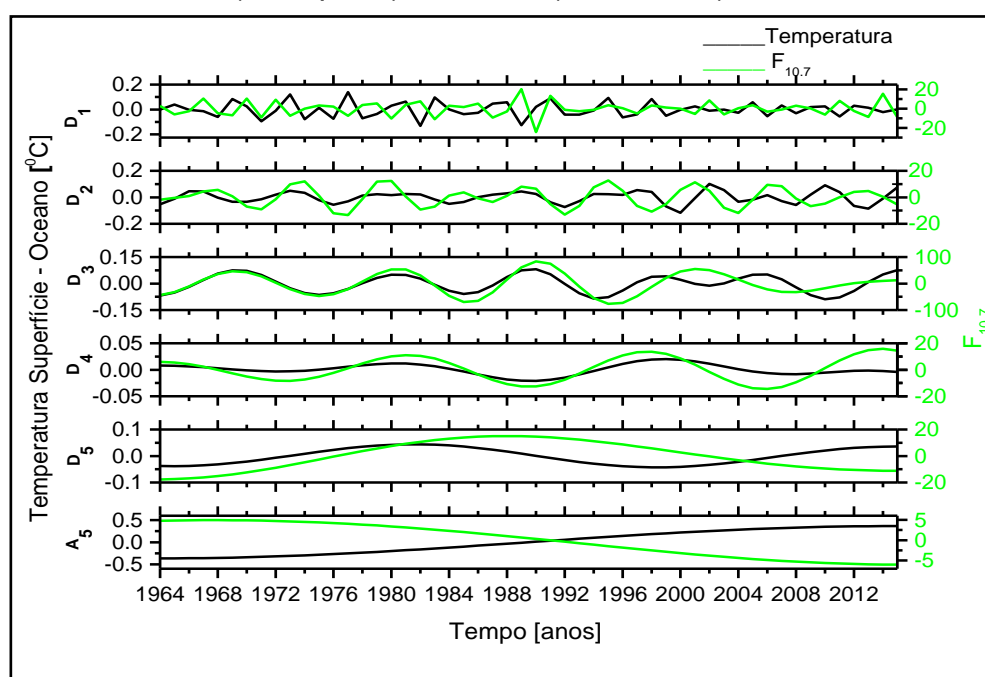


Fonte: Produção do autor.

5.2.1.11 Temperatura superfície - oceano x $F_{10.7}$

As Figuras 5.48, 5.49 e 5.50 apresentam as decomposições da anomalia da temperatura superfície - oceano, respectivamente para âmbito global, em relação à média do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul, juntamente às decomposições do $F_{10.7}$, em cinco níveis de frequência, de 1964 a 2015.

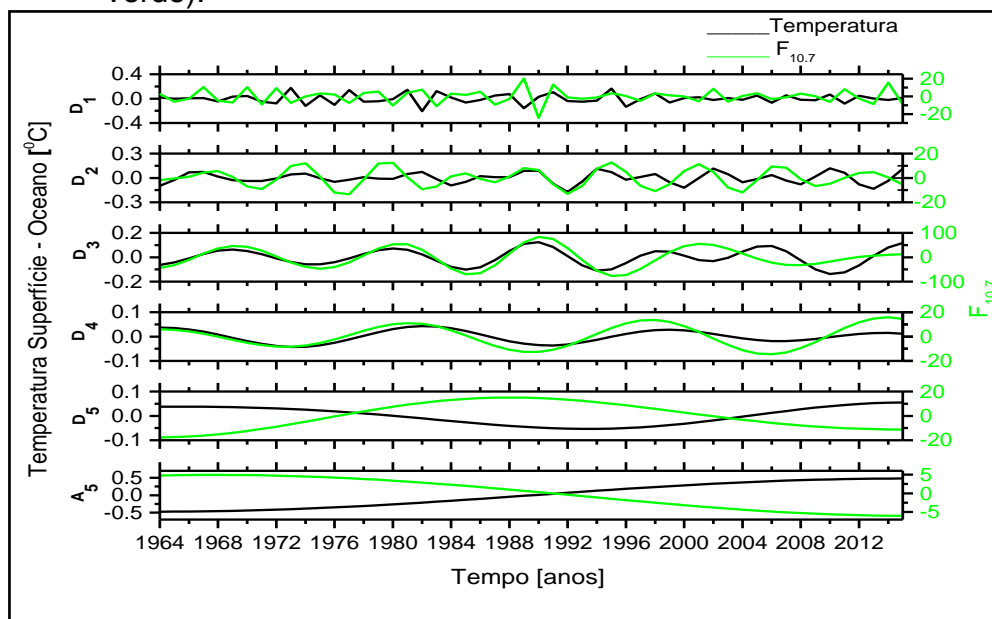
Figura 5.48 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano Global (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



Fonte: Produção do autor.

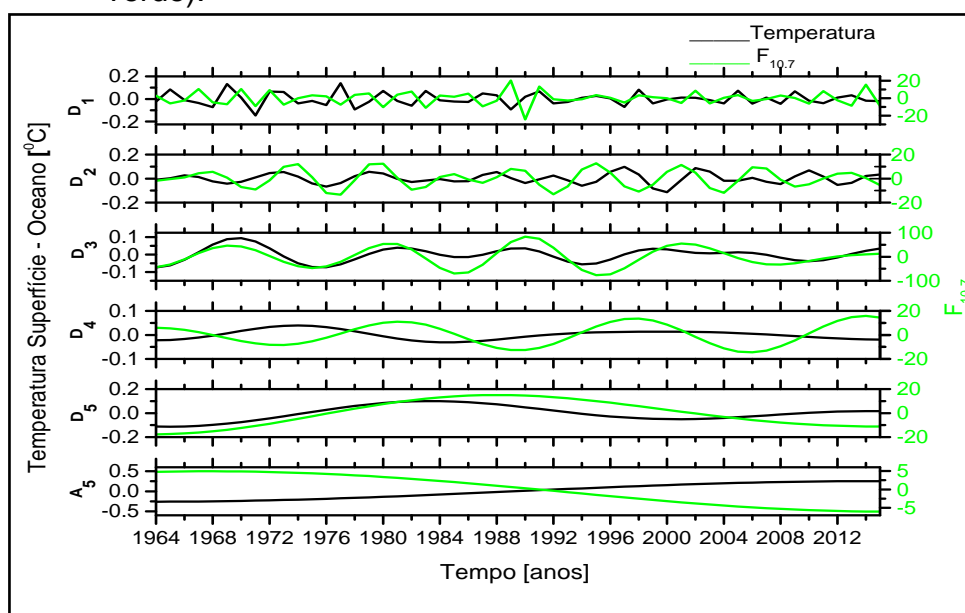
Os resultados obtidos pelas Figuras 5.48, 5.49 e 5.50 mostram-se muito similares aos das Figuras 5.45, 5.46 e 5.47, apresentados no item 5.2.1.10. Assim, mais uma vez confirma-se que a diferença que ocorre entre as temperaturas da superfície e superfície - oceano dão-se provavelmente devido à amplitude das mesmas, e não devido aos seu comportamento diante da relação com os parâmetros analisados.

Figura 5.49 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.50 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



Fonte: Produção do autor.

A Tabela 5.7 apresenta um resumo dos resultados da relação entre as decomposições das bandas D₃ e D₄ dos dados de anomalia da temperatura da superfície e superfície - oceano e de F_{10.7} para o âmbito global, média do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul, além das outras faixas latitudinais investigadas (região equatorial a 24^o, de 24^o a 44^o, 24^o a 90^o, 44^o a 64^o e 64^o a 90^o) dos dois hemisférios, para o intervalo de 1964 a 2015. As Figuras referentes às relações das decomposições dos dados das 5 faixas latitudinais indicadas encontram-se no Apêndice C.

Tabela 5.7 - Relação entre as decomposições das bandas D₃ e D₄ dos dados de temperatura da superfície e superfície - oceano, e de F_{10.7}, de 1964 a 2015, para as diversas faixas latitudinais dos hemisférios norte e sul.

REGIÃO	FAIXA LATITUDINAL	Banda D ₃ (ciclo 11 anos)		Banda D ₄ (ciclo 22 anos)	
		Temp. superfície x F _{10.7}	Temp. superfície - oceano x F _{10.7}	Temp. superfície x F _{10.7}	Temp. superfície - oceano x F _{10.7}
Global	Média	fase	fase	fase	fase
HN	Média	fase	fase	fase (1964 - 2010)	fase
	Eq. - 24^o	fase	fase	fase	fase
	24^o - 44^o	fase	fase	fase	fase
	44^o - 64^o	fase	fase (1977 - 1999)	fase	fase (1964 - 2000)
	64^o - 90^o	fase (1964 - 1992)	fase (1964 - 1992)	antifase	antifase
	24^o - 90^o	fase	fase (1964 - 2000)	fase (1964 - 2010)	fase (1964 - 2010)

(continua)

Tabela 5.7 - Conclusão.

REGIÃO	FAIXA LATITUDINAL	Banda D ₃ (ciclo 11 anos)		Banda D ₄ (ciclo 22 anos)	
		Temp. superfície x F _{10.7}	Temp. superfície - oceano x F _{10.7}	Temp. superfície x F _{10.7}	Temp. superfície - oceano x F _{10.7}
HS	Média	fase	fase	antifase	antifase
	Eq. - 24 ⁰	fase	fase (1964 - 2004)	fase	fase
	24 ⁰ - 44 ⁰	fase	fase	fase	fase (1980 - 2015)
	44 ⁰ - 64 ⁰	fase	fase	antifase	fase
	64 ⁰ - 90 ⁰	fase	fase (1964 - 2006)	antifase	antifase
	24 ⁰ - 90 ⁰	fase	fase	antifase	antifase

HN: Hemisfério Norte; HS: Hemisfério Sul.

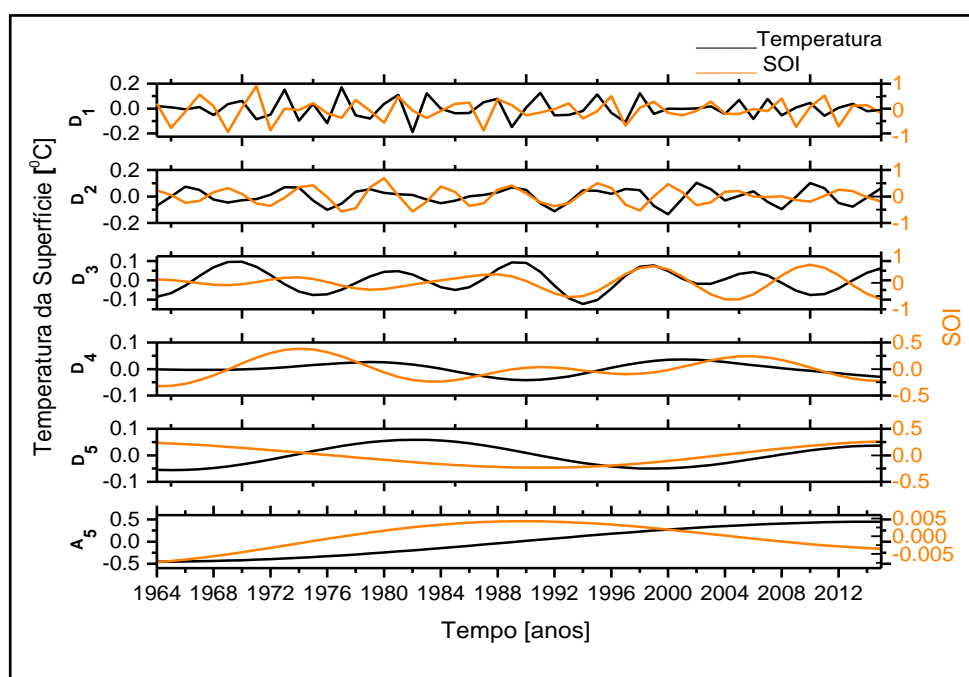
Fonte: Produção do autor.

Por meio da Tabela 5.7 é possível perceber que na relação entre as decomposições dos dados de temperatura e F_{10.7}, no intervalo de tempo de 1964 a 2015 investigado, ao contrário da relação entre as decomposições de temperatura e R_z investigadas para o intervalo de 1880 a 2015, a relação positiva predomina durante os ciclos de 11 anos. Durante os ciclos de 22 anos as relações positivas entre os dados também ocorre na maioria das faixas latitudinais. Mas, foram encontradas antirrelações entre eles, como por exemplo, nas regiões de altas latitudes dos dois Hemisférios (Norte e Sul).

5.2.1.12 Temperatura da superfície x SOI

As Figuras 5.51, 5.52 e 5.53 apresentam as decomposições da anomalia da temperatura da superfície, respectivamente para âmbito global, em relação à média do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul, juntamente às decomposições do SOI, em cinco níveis, de 1964 a 2015.

Figura 5.51 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície Global (linha preta) e do SOI (linha laranja).

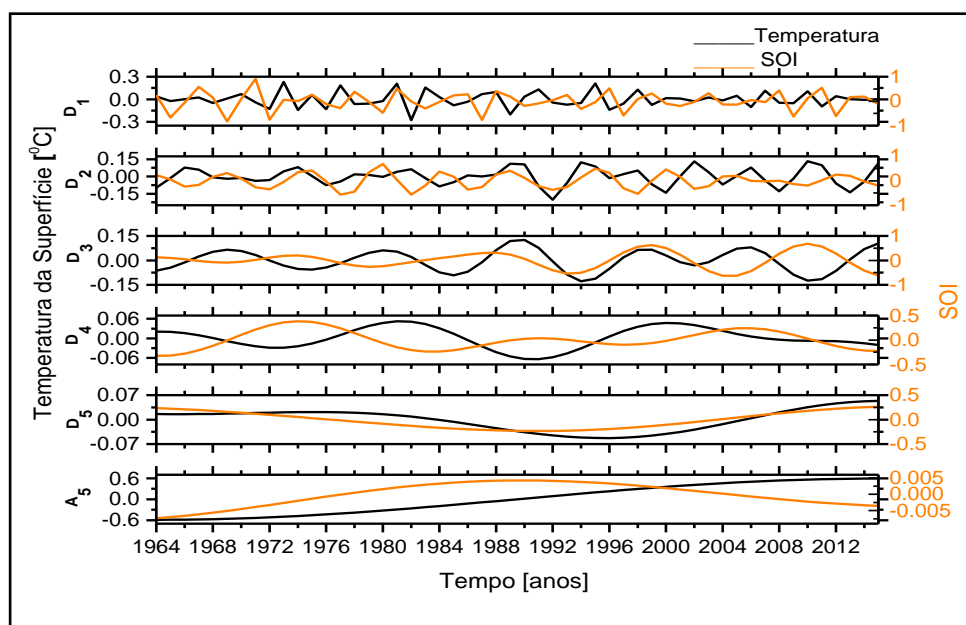


Fonte: Produção do autor.

Em âmbito global a relação entre a anomalia da temperatura da superfície e o SOI apresenta-se irregular no nível de decomposição D_2 (4 a 8 anos). No início do intervalo dessa banda os dados parecem estar em antifase até aproximadamente o ano de 1970, quando entram em fase com defasagem até 1988, iniciando uma relação positiva sem defasagem que permanece até 1996. De 1996 até 2015 os dados encontram-se em uma antirrelação. Na banda D_3 (8 a 16 anos) o intervalo onde os dados encontram-se em fase, mesmo que com

alguma defasagem, é apenas entre 1986 e 2002, apresentando-se em antifase no restante de todo o intervalo. No nível D_4 (16 a 32) a relação positiva entre eles inicia-se próximo de 2002 até 2015, pois, desde 1964 até 2002 mostram-se antirrelacionados. Em D_5 permanecem em antifase de 1964 até aproximadamente 1995, quando entram em fase. Em A_5 de 1964 até 2000 os dados parecem relacionados uma vez que ambos crescem. Após esse período iniciam uma antirrelação, que permanece pelo menos até 2015. Nesse intervalo em que estão antirrelacionados a temperatura tende a continuar crescendo, enquanto que o SOI decresce, sugerindo a intervenção de algum outro fator na temperatura.

Figura 5.52 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do SOI (linha laranja).

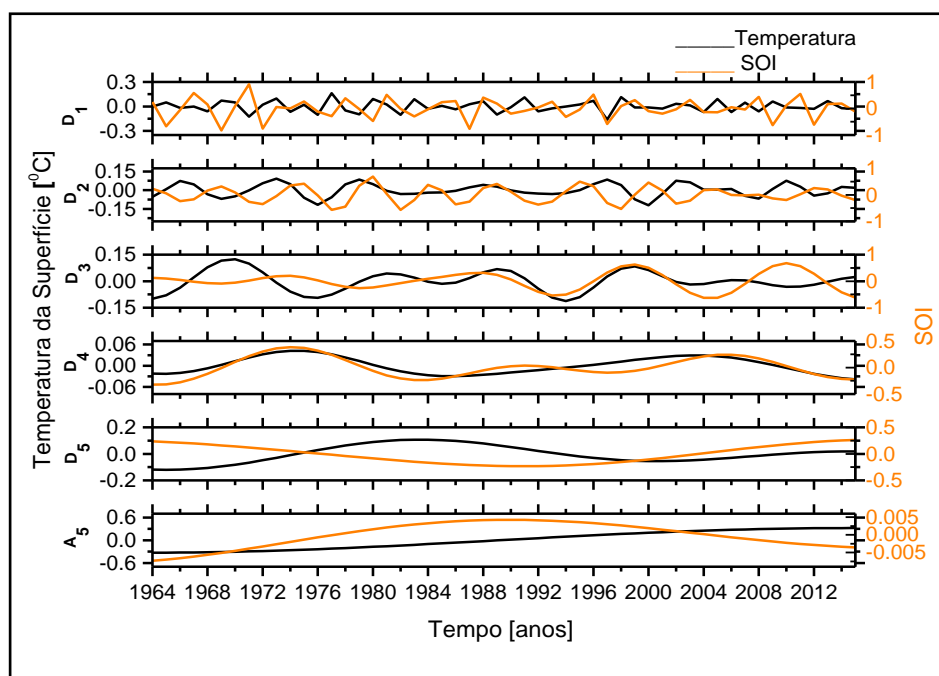


Fonte: Produção do autor.

A relação entre os dados da anomalia da temperatura da superfície e do SOI no Hemisfério Norte, apresentado pela Figura 5.52, no nível D_2 , mostra-se, como em âmbito global, bastante irregular. Em D_3 uma relação direta entre os dados ocorre apenas entre 1994 e 2002. Em D_4 os dados apresentam-se

antirrelacionados em todo o intervalo. Em D_5 (32 a 64 anos) o dados permanecem em fase de 1964 a 2015, com uma certa defasagem. Em A_5 de 1964 até 2000 os dados parecem relacionados uma vez que ambos crescem. Após esse período iniciam uma antirrelação, que permanece pelo menos até 2015. Nesse intervalo em que estão antirrelacionados a temperatura tende a continuar crescendo, enquanto que o SOI decresce. Em A_5 o mesmo que acontece para âmbito global, parece acontecer para o Hemisfério Norte: de 1964 até 2000 os dados parecem relacionados uma vez que ambos aumentam, após esse intervalo tornam-se antirrelacionados.

Figura 5.53 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do SOI (linha laranja).



Fonte: Produção do autor.

Nos níveis de decomposição D_3 e D_4 , dos dados no Hemisfério Sul, que abrangem respectivamente os ciclos de 11 e 22 anos de atividade magnética, é possível observar uma relação entre eles durante grande parte do intervalo de

análise, com alguma defasagem em alguns pontos. Em D_3 uma antirrelação parece ocorrer de 1964 a aproximadamente 1984 e a partir de 2008 até 2015. Na banda D_2 (4 a 8 anos), dentro do período de recorrência dos eventos El Niño e La Niña, os dados também apresentam-se em fase, com uma certa defasagem, na maior parte do intervalo analisado. Em D_5 permanecem antirrelacionados de 1964 até 1998 e em A_5 a tendência apresentada é de antirrelação entre eles para periodicidades acima de 64 anos.

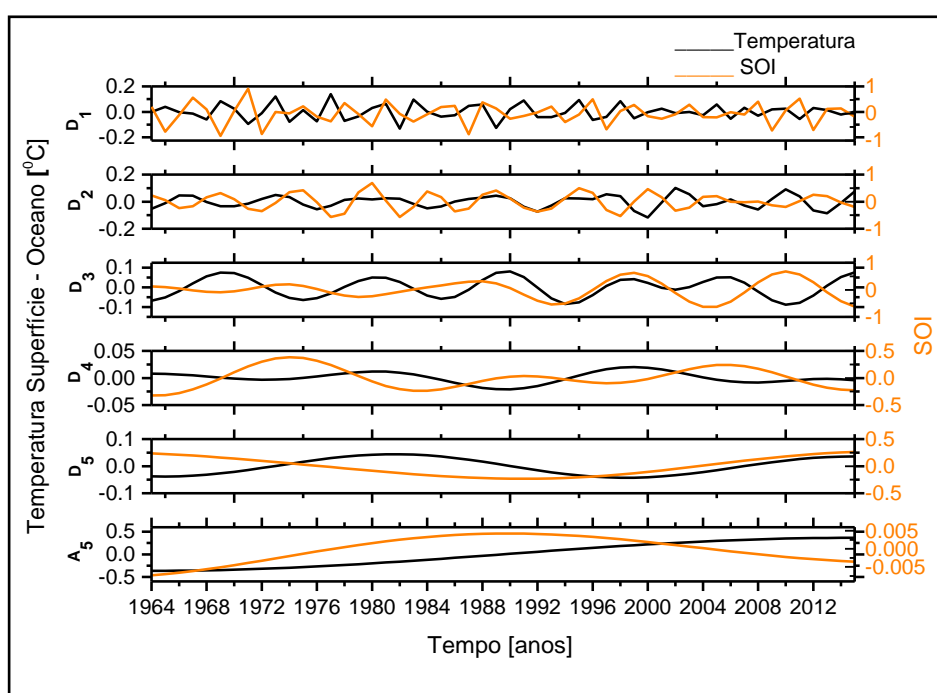
A direta relação da temperatura com o SOI, no Hemisfério Sul, observada nas bandas de decomposição que abrangem periodicidades do ciclo solar (11 e 22 anos) e do tempo de recorrência dos fenômenos climáticos El Niño e La Niña (2 a 4 anos) já era esperada. Pois, o SOI trata-se de um indicador da oscilação do oceano Pacífico durante os episódios de El Niño (período quente / negativo) e La Niña (período frio / positivo). Esses dois fenômenos influenciam os padrões climáticos de várias regiões do globo, mais, especificamente do Hemisfério Sul, por meio dos parâmetros atmosféricos como a temperatura e a precipitação, conectados de alguma forma com a atividade solar, como já encontrado em outros trabalhos de pesquisa (Ex.: RAMPELOTTO et al., 2012; HAIGH, BLACKBURN; DAY, 2005).

Pela análise da relação entre a decomposição da média Global dos dados (Figura 5.51) é possível perceber que o parâmetro temperatura mostra-se antirrelacionado ao SOI na maioria dos ciclos das duas faixas latitudinais. Já pelos resultados obtidos para a média do Hemisfério Sul, é possível notar a direta relação desses fenômenos na temperatura de tal região do globo em periodicidades que abrangem os ciclos solares e o tempo de recorrência dos mesmos.

5.2.1.13 Temperatura superfície-oceano x SOI

As Figuras 5.54, 5.55 e 5.56 apresentam as decomposições da anomalia da temperatura superfície - oceano, respectivamente para âmbito global, em relação à média do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul, juntamente às decomposições do SOI, em cinco níveis de frequência, de 1964 a 2015.

Figura 5.54 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano Global (linha preta) e do SOI (linha laranja).

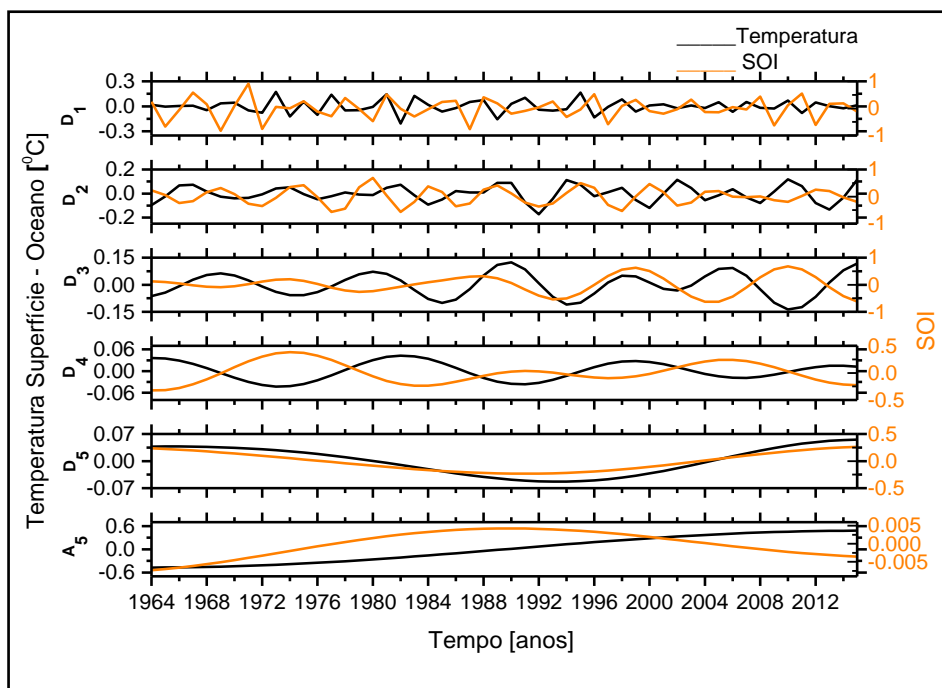


Fonte: Produção do autor.

Os resultados das decomposições da anomalia da temperatura superfície - oceano em relação ao SOI apresentados pelas Figuras 5.54, 5.55 e 5.56, comparados aos resultados obtidos nas decomposições da anomalia da temperatura da superfície (Figuras 5.53, 5.54 e 5.55) são muito similares. Como nas outras análises, pode estar ocorrendo uma diferença de amplitude entre o comportamento da temperatura da superfície e da temperatura superfície-

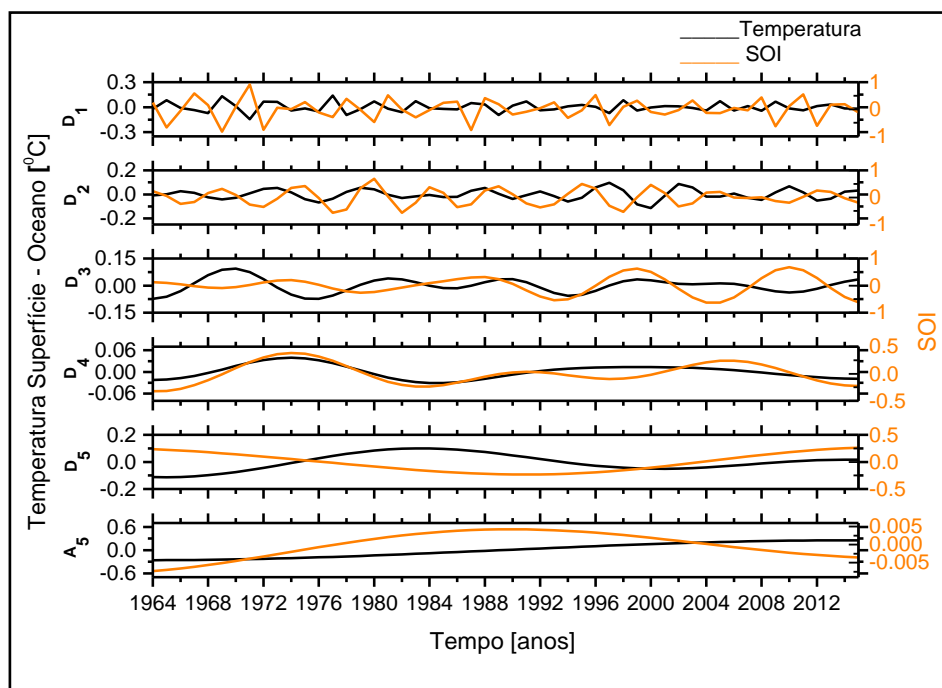
oceano, mas, não existe nenhuma diferença aparente da resposta das temperaturas em relação à influência do parâmetro analisado.

Figura 5.55 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e do SOI (linha laranja).



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.56 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e do SOI (linha laranja).



Fonte: Produção do autor.

A Tabela 5.8 apresenta um resumo dos resultados da relação entre as decomposições das bandas D_3 e D_4 dos dados de anomalia da temperatura da superfície e superfície - oceano e de SOI para o âmbito global, média do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul, além das outras faixas latitudinais investigadas (região equatorial a 24° , de 24° a 44° , 24° a 90° , 44° a 64° e 64° a 90°) dos dois hemisférios, para o intervalo de 1964 a 2015. As Figuras referentes às relações das decomposições dos dados das 5 faixas latitudinais indicadas encontram-se no Apêndice C.

Tabela 5.8 - Relação entre as decomposições das bandas D₃ e D₄ dos dados de anomalia da temperatura da superfície e superfície - oceano, e de SOI, de 1964 a 2015, para as diversas faixas latitudinais dos hemisférios norte e sul.

REGIÃO	FAIXA LATITUDINAL	Banda D ₃ (ciclo 11 anos)		Banda D ₄ (ciclo 22 anos)	
		Temp. superfície x SOI	Temp. superfície - oceano x SOI	Temp. superfície x SOI	Temp. superfície - oceano x SOI
Global	Média	antifase	antifase	antifase	antifase
HN	Média	antifase	antifase	antifase	antifase
	Eq. - 24⁰	fase (1982 - 2002)	fase (1982 - 2002)	antifase	antifase
	24⁰ - 44⁰	fase (1982 - 2002)	fase (1982 - 2002)	antifase	antifase
	44⁰ - 64⁰	fase (1964 - 2002)	fase (1964 - 2002)	antifase	antifase
	64⁰ - 90⁰	fase	fase (1998 - 2015)	fase	fase
	24⁰ - 90⁰	fase (1964 - 2002)	fase (1964 - 2002)	antifase	antifase

(continua)

Tabela 5.8 - Conclusão.

REGIÃO	FAIXA LATITUDINAL	Banda D ₃ (ciclo 11 anos)		Banda D ₄ (ciclo 22 anos)	
		Temp. superfície x SOI	Temp. superfície - oceano x SOI	Temp. superfície x SOI	Temp. superfície - oceano x SOI
HS	Média	fase (1984 - 2008)	fase (1984 - 2008)	fase	fase
	Eq. - 24 ⁰	fase (1978 - 2002)	fase (1978 - 1996)	antifase	antifase
	24 ⁰ - 44 ⁰	fase (1988 - 2002)	fase (1984 - 2008)	fase (1964 - 1984)	fase (1964 - 1982)
	44 ⁰ - 64 ⁰	fase (1988 - 2015)	antifase	antifase (1986 - 1996)	antifase
	64 ⁰ - 90 ⁰	fase (1988 - 2015)	fase (1988 - 2015)	fase	fase
	24 ⁰ - 90 ⁰	fase (1988 - 2015)	fase (1988 - 2015)	fase	fase

HN: Hemisfério Norte; HS: Hemisfério Sul.

Fonte: Produção do autor.

Por meio da Tabela 5.8 é possível perceber que para âmbito global a relação entre os dados de anomalia da temperatura da superfície e superfície oceano e de SOI permanece negativa nos intervalos de tempo que abrangem tanto os ciclos solares de 11 anos quanto os de 22 anos. No Hemisfério Norte durante os ciclos de 11 anos, apesar da relação positiva prevalecer, intercala-se com a relação negativa entre os dados em todas as faixas latitudinais. Durante os ciclos de 22 anos os dados do Hemisfério Norte encontram-se em fase apenas na regiões de alta latitude (64⁰ - 90⁰). Como já era esperado, no Hemisfério Sul a relação positiva entre a anomalia da temperatura e o SOI parece prevalecer tanto nos ciclos de 11 a anos, quanto nos de 22 anos, em todas as faixas

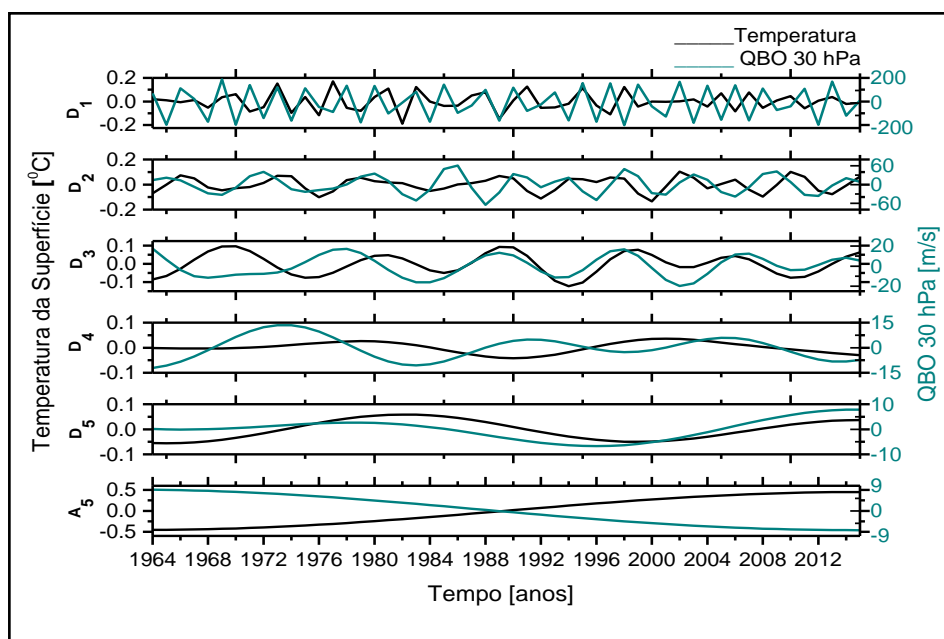
latitudinais investigadas. Isso confirma, como já discutido nessa Tese, a influência periódica da oscilação do oceano Pacífico nos parâmetros atmosféricos como a temperatura principalmente da porção sul do globo, devido aos episódios de El Niño e La Niña.

Uma vez que a relação positiva entre temperatura e SOI prevalece durante os ciclos solares de 11 e 22 anos no Hemisfério Sul, pode se concluir que nesse hemisfério há uma relação positiva também entre SOI e a atividade solar. Sendo assim, o fluxo de GCR deveria estar influenciando de modo antirrelacionado o índice de oscilação do oceano Pacífico durante os intervalos que abrangem os ciclos solares. Como se pode observar na Tabela 5.5 essa antirrelação ocorre para todas as faixas latitudinais dos dois hemisférios durante os ciclos de 11 anos e para a maioria delas durante os ciclos de 22 anos. Uma relação positiva entre GCR e temperatura ocorre nas regiões de altas latitudes dos dois hemisférios durante os ciclos de 22 anos.

5.2.1.14 Temperatura da superfície x QBO

As Figuras 5.57, 5.58 e 5.59 apresentam as decomposições da anomalia da temperatura da superfície, para âmbito global, juntamente às decomposições da QBO 30 hPa, QBO 50 hPa e QBO 70 hPa respectivamente, em cinco níveis, de 1964 a 2015.

Figura 5.57 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície Global (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde-escura).

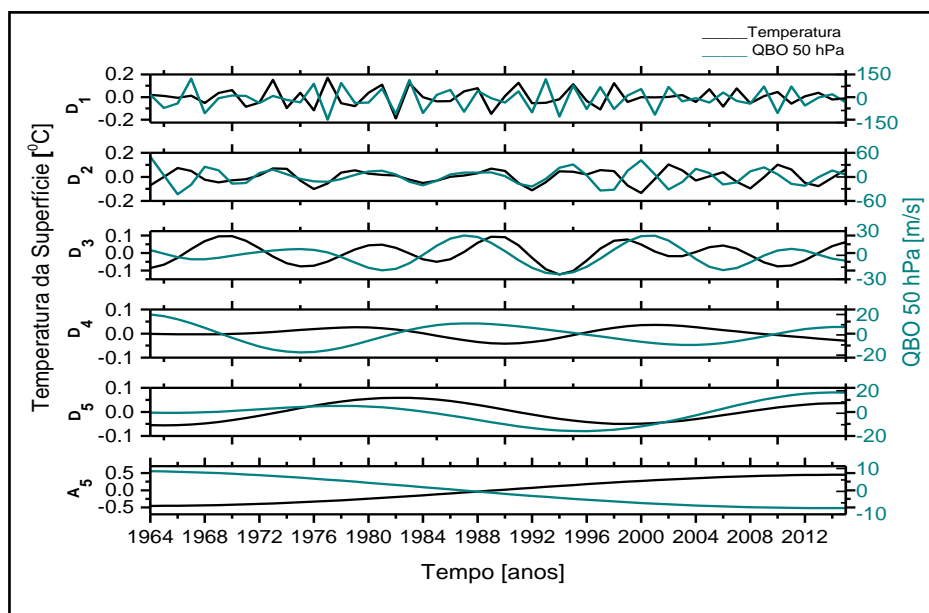


Fonte: Produção do autor.

A anomalia da temperatura da superfície em âmbito global mostra-se em fase junto aos dados de QBO 30 hPa, com alguma defasagem, no nível de decomposição D_2 . Esse nível de decomposição abrange ciclos de periodicidade de 4 a 8 anos. No nível D_1 , que caracteriza o período de oscilação dos ventos estratosféricos de 2 anos, a relação entre os dados é bastante irregular. Em D_3 os dados mostram-se antirrelacionados de 1964 até aproximadamente 1974, quando entram em aparente relação, porém, com defasagem, permanecendo até 1986. Em D_4 (16 a 32 anos) os dados de anomalia da temperatura da superfície Global e de QBO 30 hPa mostram-se antirrelacionados em todo o intervalo. Na banda D_5 os dados parecem estar em fase durante todo o intervalo, mas, com alguma defasagem. Essa banda abriga o ciclo de 30 anos, utilizado para o estudo das oscilações do clima em todo o globo. Estando os ventos, que caracterizam a QBO 30 hPa, mais próximos da Troposfera, pode-se dizer que há uma possibilidade da influência desse fenômeno na Troposfera, uma vez que pode ocorrer um acoplamento / interação desta camada

atmosférica com a estratosfera. A_5 apresenta uma tendência de antirrelação entre eles para ciclos de periodicidade maior que 64 anos.

Figura 5.58 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície Global (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde-escura).

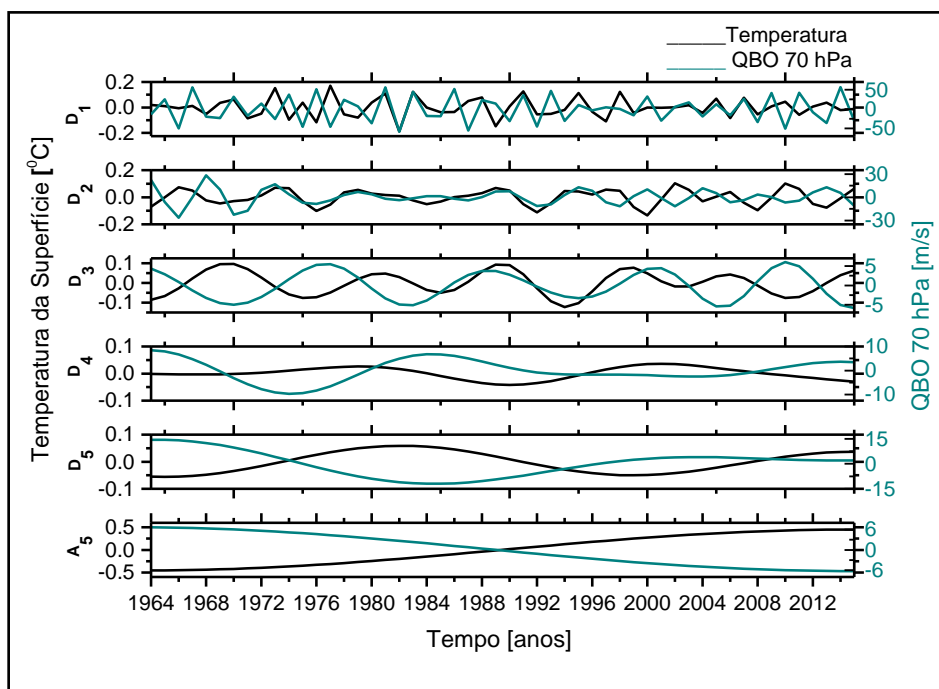


Fonte: Produção do autor

A relação entre a anomalia da temperatura e o QBO 50 hPa, na banda D_2 , apresentada pela Figura 5.58, ocorre em fase desde 1970 até aproximadamente 1996 e de 2010 a 2015, mas, nos outros intervalos os dados encontram-se antirrelacionados. No nível de decomposição D_3 os dados permanecem em quase todo o intervalo antirrelacionados. Somente de 1984 até aproximadamente 2004 é que se encontram em fase. Em D_4 , banda que engloba o ciclo de 22 anos de atividade solar, os dados permanecem antirrelacionados durante todo o intervalo. Na banda D_5 há uma relação direta entre a anomalia da temperatura e o QBO 50 hPa, mas, com defasagem, durante todo o intervalo. Em A_5 há uma tendência de antirrelação entre eles para ciclos de periodicidade maior que 64 anos. Os resultados apresentados nas bandas em relação aos dados da decomposição da anomalia da

temperatura Global e QBO 50 hPa (Figura 5.64), são similares aos obtidos pela relação entre a anomalia de temperatura Global e o QBO 30 hPa (Figura 5.63).

Figura 5.59 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície Global (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde-escura).

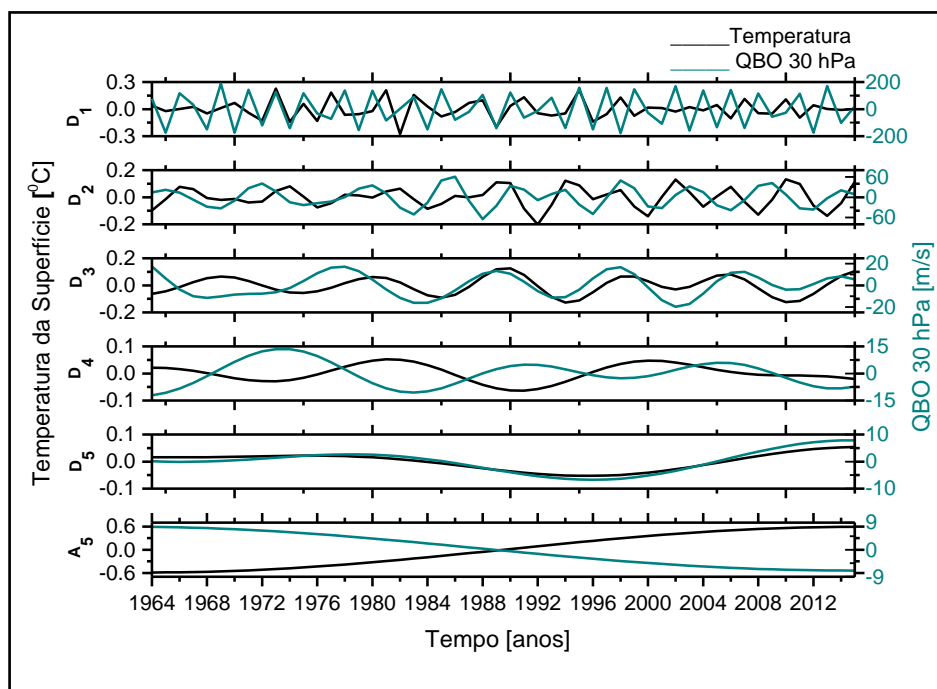


Fonte: Produção do autor.

Por meio da Figura 5.59 é possível observar que a relação entre os dados de anomalia da temperatura em âmbito global e de QBO 70 hPa nas bandas D₂, D₃, D₄ e A₅, mostra-se similar à relação apresentada pelas Figuras 5.63 e 5.64. Uma diferença nessa relação ocorre diante do nível de decomposição D₅ quando os dados encontram-se em antifase durante todo o intervalo.

As Figuras 5.60, 5.61 e 5.62 apresentam as decomposições da anomalia da temperatura da superfície, referentes à média do Hemisfério Norte, juntamente às decomposições da QBO 30 hPa, QBO 50 hPa e QBO 70 hPa respectivamente, em cinco níveis, de 1964 a 2015.

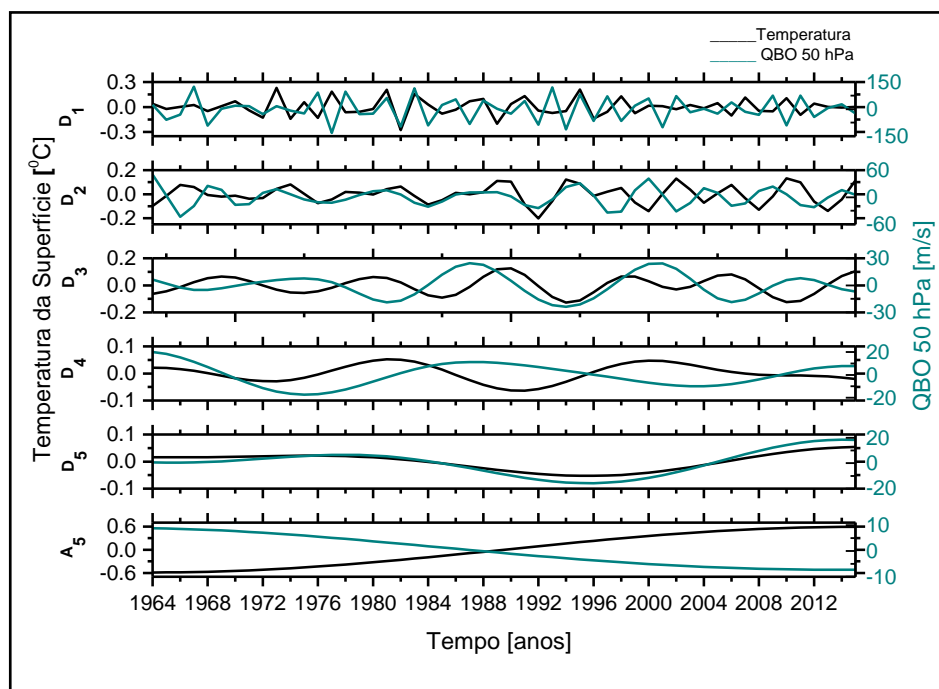
Figura 5.60 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde-escura).



Fonte: Produção do autor.

Os resultados em todas as bandas apresentados na Figura 5.60, referentes às decomposições da anomalia da temperatura da superfície média do Hemisfério Norte e da QBO 30 hPa, são muito similares aos apresentados pela Figura 5.57 onde a relação apresentada é entre a anomalia da temperatura Global com a QBO 30 hPa. No Hemisfério Norte, a relação entre os dados no nível D_5 é ainda mais visível do que a apresentada para âmbito global.

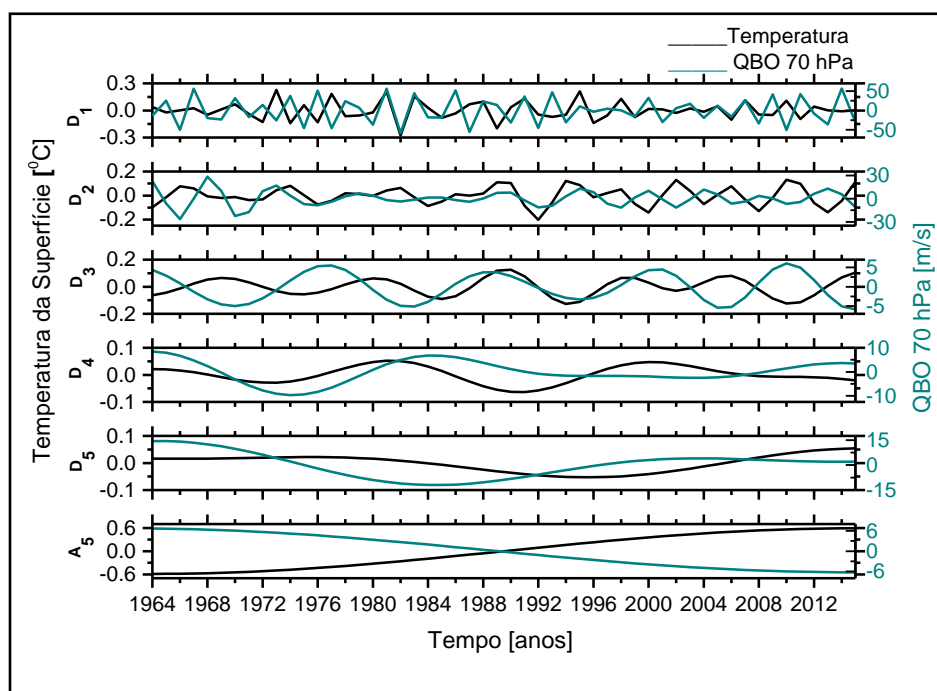
Figura 5.61 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde-escura).



Fonte: Produção do autor.

A relação entre a anomalia da temperatura da superfície média do HN - Hemisfério Norte e a QBO 50 hPa, apresentada pelas decomposições da Figura 5.61 mostra-se muito similar à relação dos dados em âmbito global, apresentada pela Figura 5.58. Aqui também, na banda D_5 , a relação entre os dados mostra-se mais intensa do que a apresentada em âmbito global.

Figura 5.62 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HN - Hemisfério Norte (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde-escura).

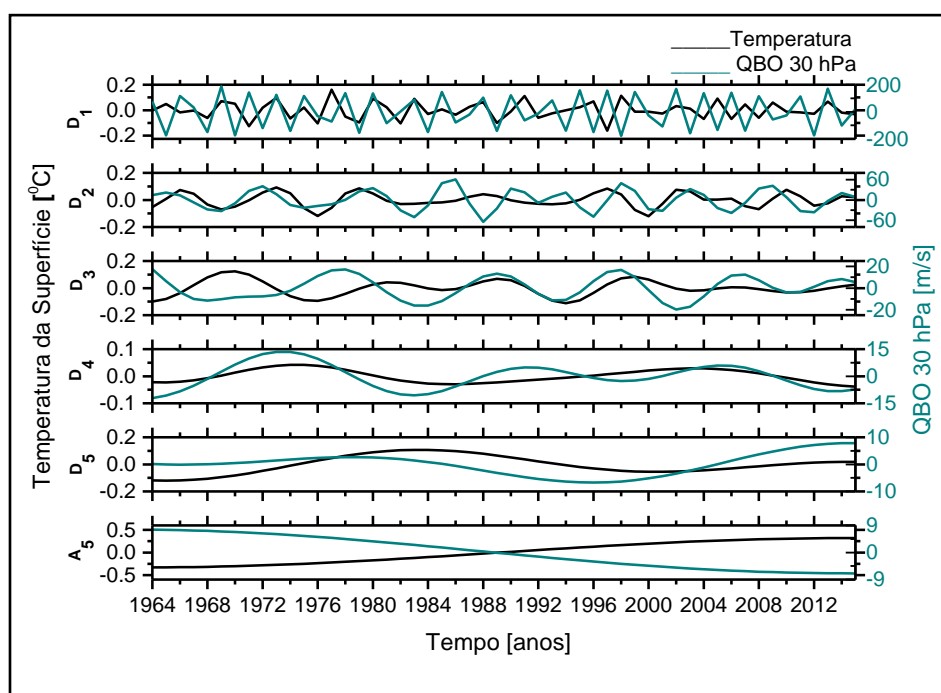


Fonte: Produção do autor.

A relação entre os dados de anomalia da temperatura média do Hemisfério Norte e de QBO 70 hPa nas bandas D_2 , D_3 , D_4 e A_5 , apresentada pela Figura 5.62, mostra-se similar à relação encontrada entre a anomalia da temperatura no Hemisfério Norte e as QBOs 30hPa e 50 hPa (Figuras 5.60 e 5.61, respectivamente). A única diferença, como também relatada para âmbito global, é que no nível de decomposição D_5 os dados encontram-se em antifase durante todo o intervalo, enquanto nas outras decomposições desse mesmo nível os dados estão em fase.

As Figuras 5.63, 5.64 e 5.65 apresentam as decomposições da anomalia da temperatura da superfície, referentes à média do Hemisfério Sul, juntamente às decomposições da QBO 30 hPa, QBO 50 hPa e QBO 70 hPa respectivamente, em cinco níveis, de 1964 a 2015.

Figura 5.63 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde-escura).

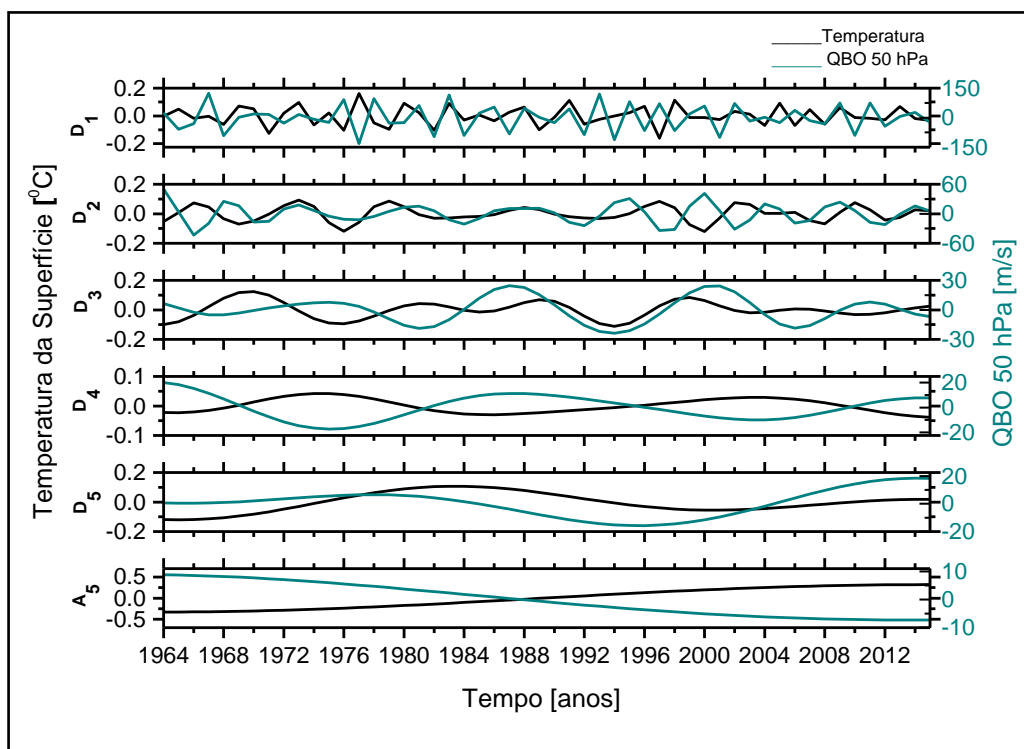


Fonte: Produção do autor.

A relação entre as decomposições dos dados de anomalia de temperatura média do Hemisfério Sul e dos dados de QBO 30 hPa, mostram-se muito similares ao que foi apresentado para âmbito global e para o Hemisfério Norte.

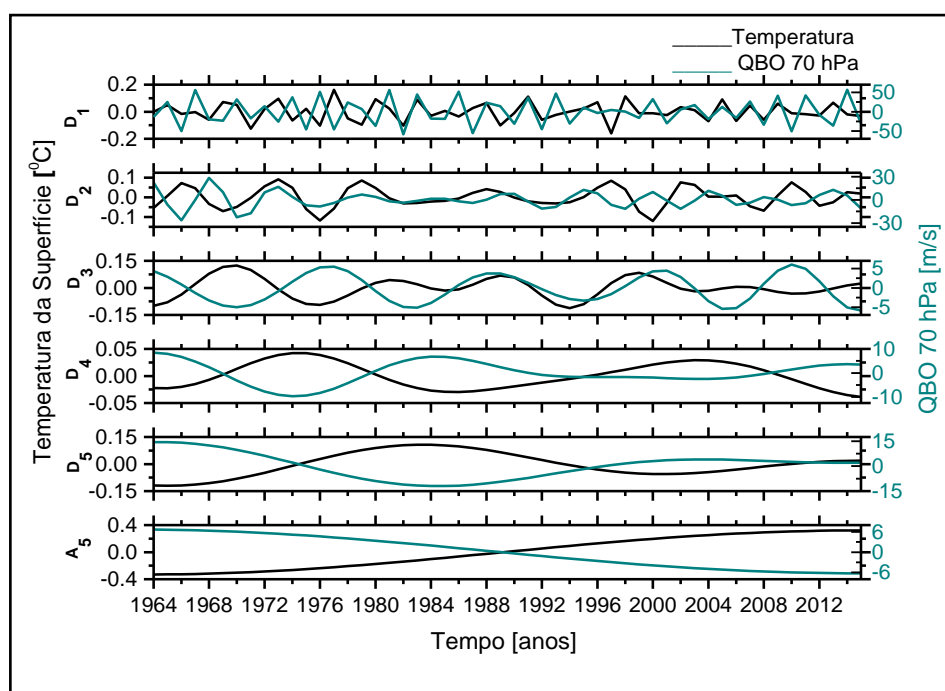
A mesma coisa acontece com as decomposições da temperatura do Hemisfério Sul e as QBOs 50 hPa e 70 hPa, em relação aos dados de âmbito global e referentes ao Hemisfério Norte.

Figura 5.64 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde-escura).



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.65 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície média do HS - Hemisfério Sul (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde-escura).



Fonte: Produção do autor.

5.2.1.15 Temperatura superfície-oceano x QBO

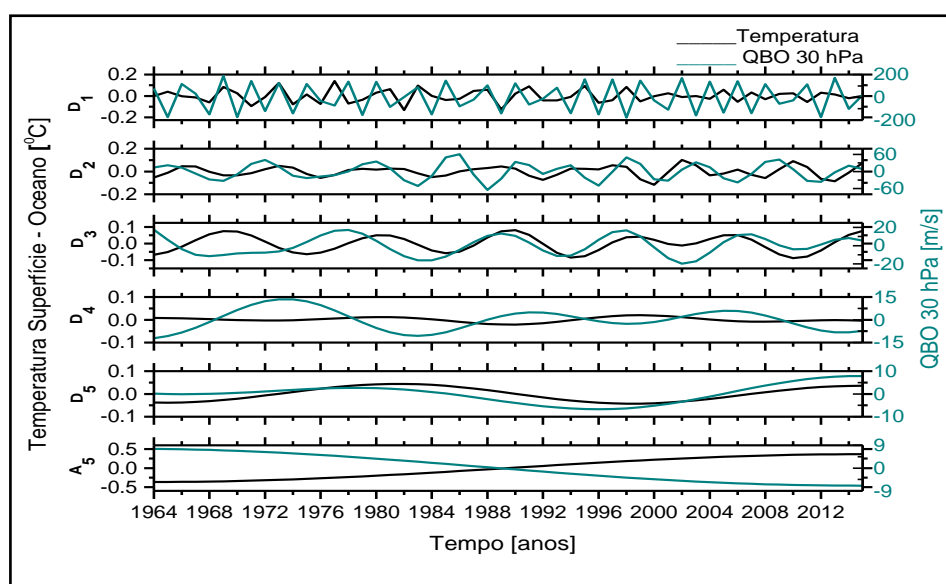
As Figuras 5.66, 5.67 e 5.68 apresentam as decomposições da anomalia da temperatura superfície-oceano para âmbito global, juntamente às decomposições da QBO 30 hPa, QBO 50 hPa e QBO 70 hPa respectivamente, em cinco níveis, de 1964 a 2015.

As Figuras 5.69, 5.70 e 5.71 apresentam as decomposições da anomalia da temperatura superfície-oceano média do Hemisfério Norte, juntamente às decomposições da QBO 30 hPa, QBO 50 hPa e QBO 70 hPa respectivamente, em cinco níveis, de 1964 a 2015.

As Figuras 5.72, 5.73 e 5.74 apresentam as decomposições da anomalia da temperatura superfície-oceano média do Hemisfério Sul, juntamente às decomposições da QBO 30 hPa, QBO 50 hPa e QBO 70 hPa respectivamente, em cinco níveis, de 1964 a 2015.

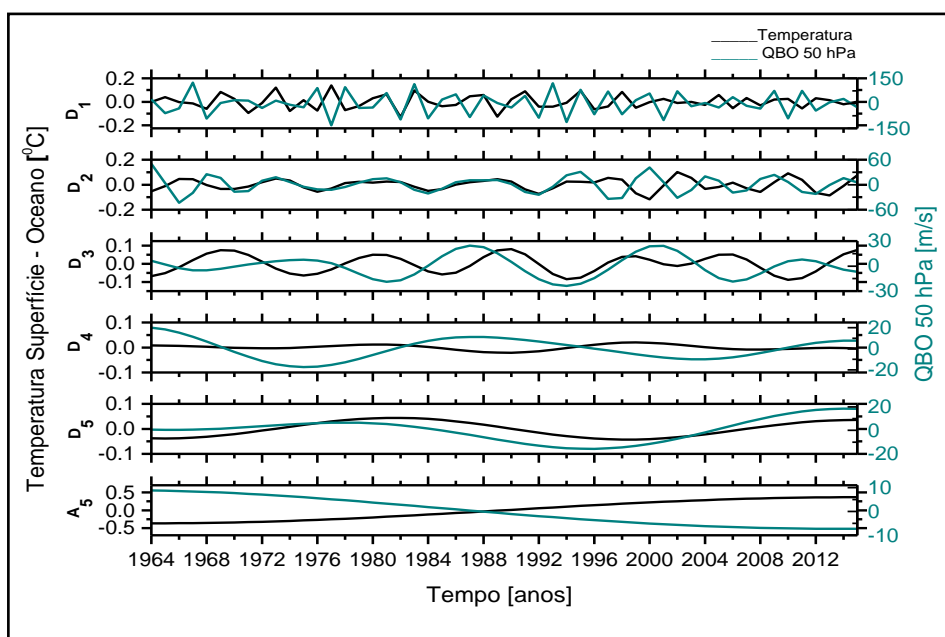
É possível observar, por meio de todas essas figuras acima citadas, que não houve grande diferença entre a relação da anomalia da temperatura superfície-oceano e da QBO nos níveis de pressão 30hPa, 50 hPa e 70 hPa, em comparação aos resultados referentes às decomposições que consideram a anomalia da temperatura da superfície, tanto para âmbito global, quanto em relação à média dos dois Hemisférios (Norte e Sul). Como já discutido anteriormente uma pequena diferença de amplitude pode ocorrer devido à diferença entre as temperaturas, sendo que uma considera apenas a temperatura do ar da superfície da Terra e a outra caracteriza-se pela combinação entre a temperatura do ar da superfície da Terra e a temperatura da superfície dos oceanos.

Figura 5.66 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano Global (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde-escura).



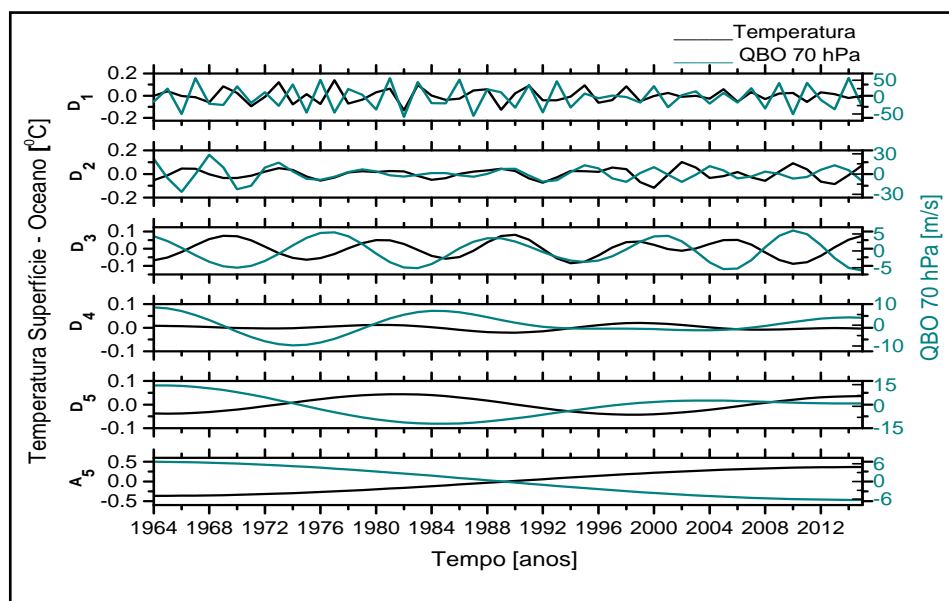
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.67 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano Global (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde-escura).



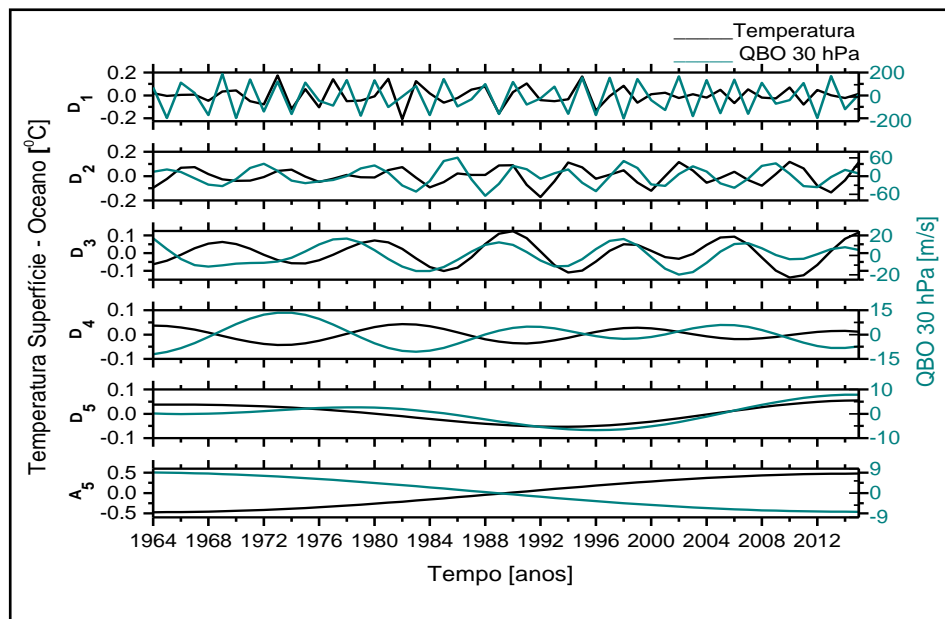
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.68 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano Global (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde-escura).



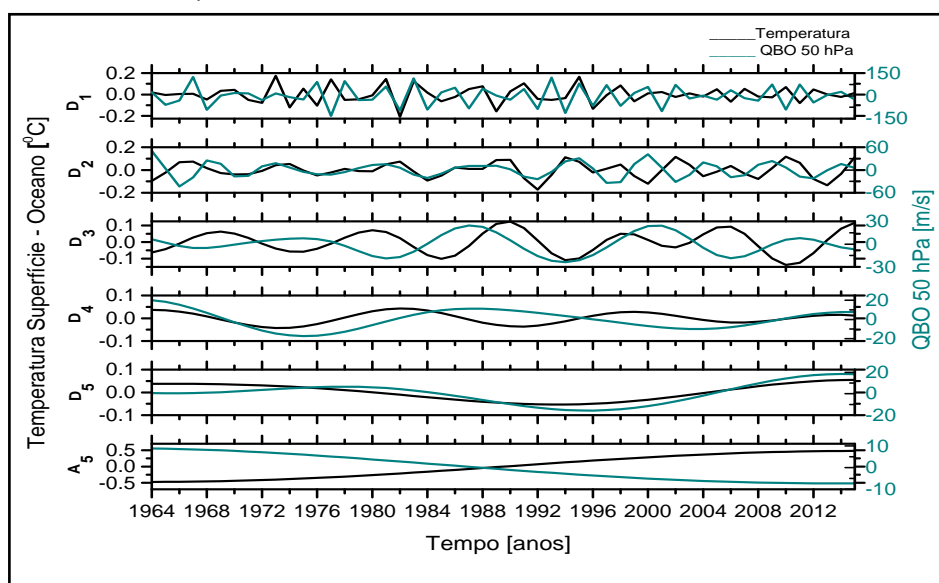
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.69 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HN - Hemisfério Norte e da QBO 30 hPa (linha verde-escura).



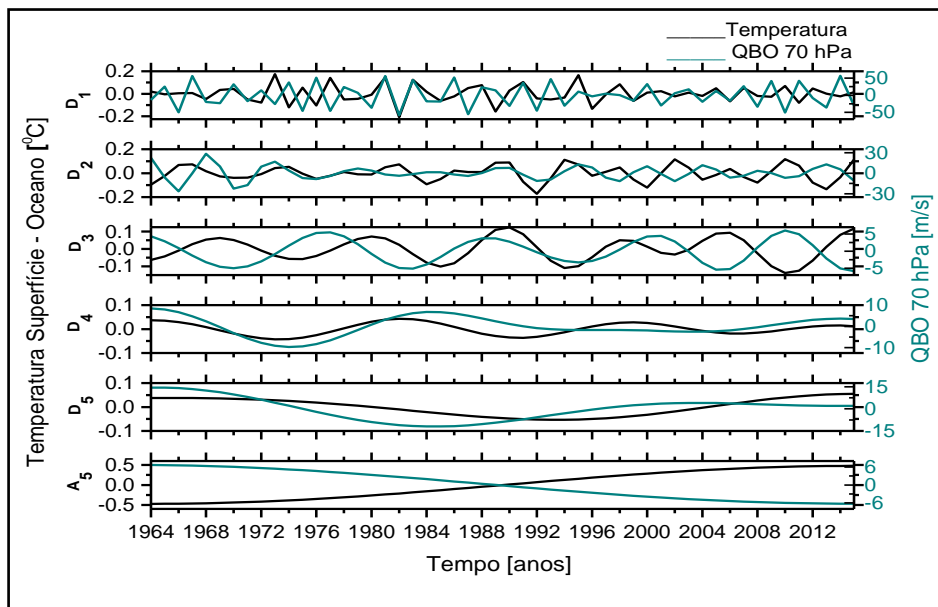
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.70 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HN - Hemisfério Norte e da QBO 50 hPa (linha verde-escura).



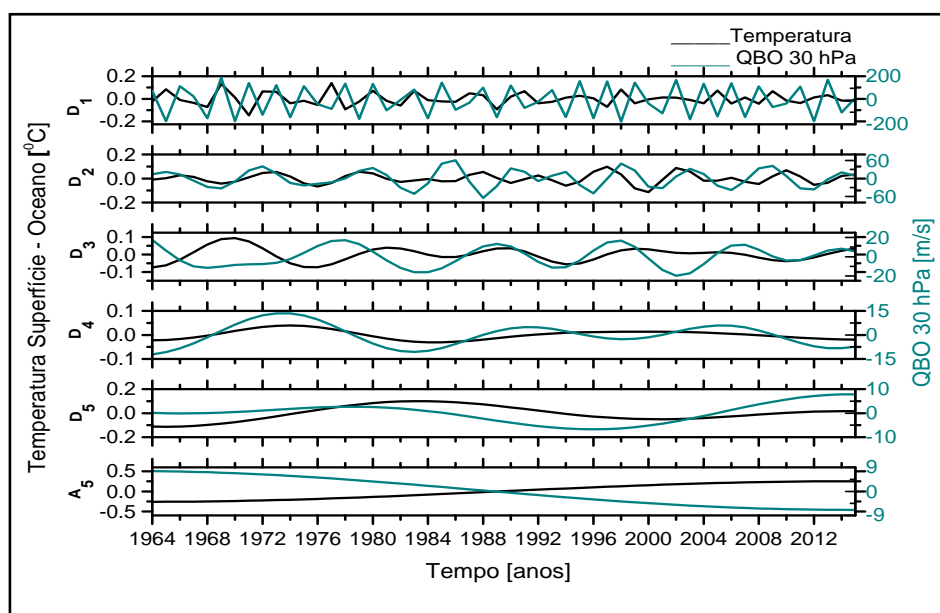
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.71 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HN - Hemisfério Norte e da QBO 70 hPa (linha verde-escura).



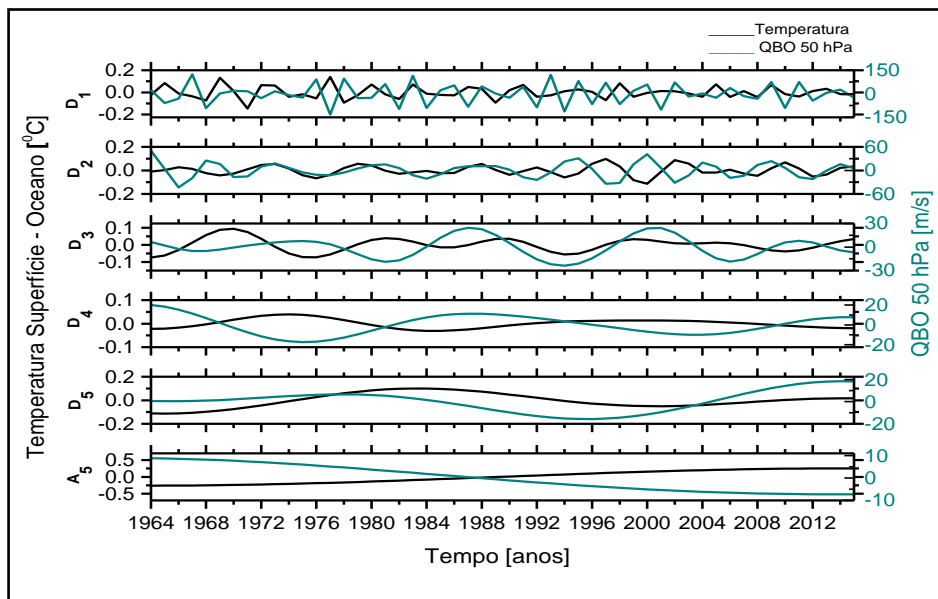
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.72 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HS - Hemisfério Sul e da QBO 30 hPa (linha verde-escura).



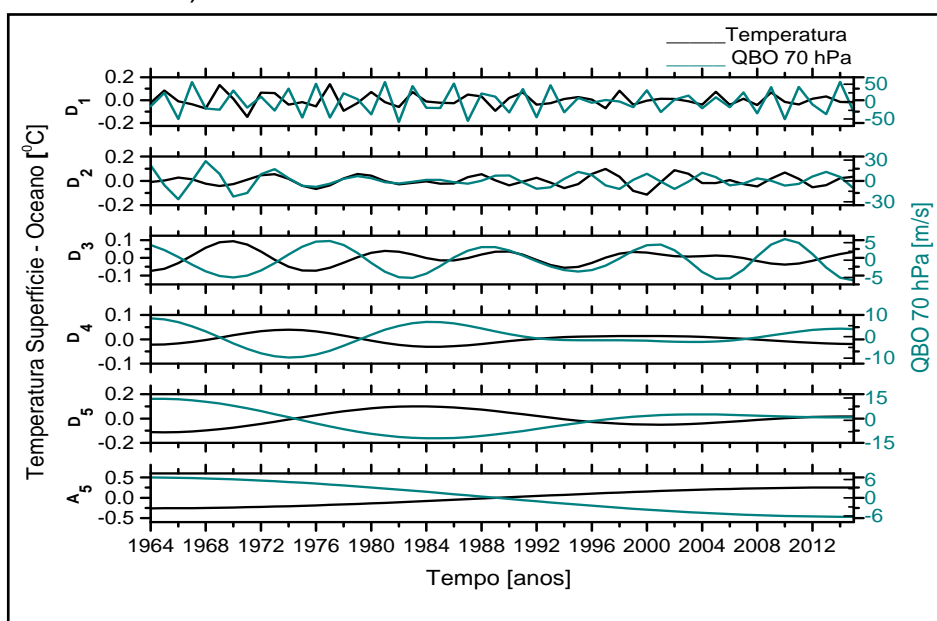
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.73 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HS - Hemisfério Sul e da QBO 50 hPa (linha verde-escura).



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.74 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano média do HS - Hemisfério Sul e da QBO 70 hPa (linha verde-escura).



Fonte: Produção do autor.

As Tabelas 5.9, 5.10 e 5.11 apresentam um resumo dos resultados da relação entre as decomposições das bandas D₃ e D₄ dos dados de anomalia da temperatura da superfície e superfície - oceano e da oscilação da QBO estratosférica para os níveis de pressão respectivamente de 30 hPa, 50 hPa e 70 hPa, para âmbito global, média do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul, e para as outras faixas latitudinais investigadas (região equatorial a 24^o, de 24^o a 44^o, 24^o a 90^o, 44^o a 64^o e 64^o a 90^o) dos dois hemisférios, para o intervalo de 1964 a 2015. As Figuras referentes às relações das decomposições dos dados das 5 faixas latitudinais indicadas acima encontram-se no Apêndice C.

Tabela 5.9 - Relação entre as decomposições das bandas D₃ e D₄ dos dados de anomalia da temperatura da superfície e superfície - oceano, e de QBO 30hPa, de 1964 a 2015, para as diversas faixas latitudinais dos Hemisférios Norte e Sul.

REGIÃO	FAIXA LATITUDINAL	Banda D ₃ (ciclo 11 anos)		Banda D ₄ (ciclo 22 anos)	
		Temp. superfície x QBO 30 hPa	Temp. superfície - oceano x QBO 30 hPa	Temp. superfície x QBO 30 hPa	Temp. superfície - oceano x QBO 30 hPa
Global	Média	fase (1980 - 2015)	fase (1980 - 2015)	antifase	antifase
HN	Média	fase (1980 - 2015)	fase (1973 - 2015)	antifase	antifase
	Eq. - 24 ^o	fase (1973 - 2015)	fase (1973 - 2015)	antifase	antifase
	24 ^o - 44 ^o	fase (1973 - 2015)	fase (1973 - 2015)	antifase	antifase
	44 ^o - 64 ^o	fase	fase	antifase	antifase

(continua)

Tabela 5.9 - Conclusão.

REGIÃO	FAIXA LATITUDINAL	Banda D ₃ (ciclo 11 anos)		Banda D ₄ (ciclo 22 anos)	
		Temp. superfície x QBO 30 hPa	Temp. superfície - oceano x QBO 30 hPa	Temp. superfície x QBO 30 hPa	Temp. superfície - oceano x QBO 30 hPa
HN	64° - 90°	fase (1985 - 2015)	fase (1985 - 2015)	fase	fase
	24° - 90°	fase (1973 - 2015)	fase (1980 - 2015)	antifase	antifase
HS	Média	fase (1985- 2015)	fase (1986- 2015)	fase	fase
	Eq. - 24°	fase (1987- 2015)	fase (1987- 2015)	antifase	antifase
	24° - 44°	fase (1973- 2015)	fase (1973- 2015)	antifase	antifase (1984- 2015)
	44° - 64°	fase (1986- 2004)	fase (1973- 1991)	antifase	antifase
	64° - 90°	fase (1986- 2008)	fase (1986- 2004)	fase	fase
	24° - 90°	fase (1980- 2008)	fase (1986- 1989)	fase	fase

HN: Hemisfério Norte; HS: Hemisfério Sul.

Fonte: Produção do autor.

Tabela 5.10 - Relação entre as decomposições das bandas D₃ e D₄ dos dados de anomalia da temperatura da superfície e superfície - oceano, e de QBO 50hPa, de 1964 a 2015, para as diversas faixas latitudinais dos Hemisférios Norte e Sul.

REGIÃO	FAIXA LATITUDINAL	Banda D ₃ (ciclo 11 anos)		Banda D ₄ (ciclo 22 anos)	
		Temp. superfície x QBO 50 hPa	Temp. superfície - oceano x QBO 50 hPa	Temp. superfície x QBO 50 hPa	Temp. superfície - oceano x QBO 50 hPa
Global	Média	fase (1984 - 2004)	fase (1984 - 2004)	antifase	antifase
HN	Média	fase (1984 - 2004)	fase (1984 - 1999)	antifase (1984 - 2005)	antifase
	Eq. - 24⁰	fase (1984 - 2004)	antifase	antifase (1985 - 2005)	fase
	24⁰ - 44⁰	fase (1984 - 2004)	fase (1984 - 2004)	antifase (1985 - 2008)	antifase (1985 - 2004)
	44⁰ - 64⁰	antifase (1977 - 2015)	antifase (1977 - 2015)	antifase	antifase
	64⁰ - 90⁰	antifase	antifase	antifase	antifase
	24⁰ - 90⁰	antifase	antifase	antifase	antifase

(continua)

Tabela 5.10 - Conclusão.

REGIÃO	FAIXA LATITUDINAL	Banda D ₃ (ciclo 11 anos)		Banda D ₄ (ciclo 22 anos)	
		Temp. superfície x QBO 50 hPa	Temp. superfície - oceano x QBO 50 hPa	Temp. superfície x QBO 50 hPa	Temp. superfície - oceano x QBO 50 hPa
HS	Média	fase (1984 - 2004)	antifase	antifase	antifase
	Eq. - 24⁰	fase (1984 - 2004)	antifase	fase	fase
	24⁰ - 44⁰	fase (1984 - 2004)	fase (1984 - 2004)	antifase (1964 - 2004)	antifase
	44⁰ - 64⁰	fase (1984 - 2015)	antifase	antifase	antifase
	64⁰ - 90⁰	fase (1990 - 2015)	fase (1990 - 2015)	antifase	antifase
	24⁰ - 90⁰	fase (1984 - 2015)	fase (1984 - 2015)	antifase	antifase

HN: Hemisfério Norte; HS: Hemisfério Sul.

Fonte: Produção do autor.

Tabela 5.11 - Relação entre as decomposições das bandas D₃ e D₄ dos dados de anomalia da temperatura da superfície e superfície - oceano, e de QBO 70hPa, de 1964 a 2015, para as diversas faixas latitudinais dos Hemisférios Norte e Sul.

REGIÃO	FAIXA LATITUDINAL	Banda D ₃ (ciclo 11 anos)		Banda D ₄ (ciclo 22 anos)	
		Temp. superfície x QBO 70 hPa	Temp. superfície - oceano x QBO 70 hPa	Temp. superfície x QBO 70 hPa	Temp. superfície - oceano x QBO 70 hPa
Global	Média	fase (1984 - 2004)	fase (1984 - 2003)	antifase	fase (1992 - 2015)
HN	Média	fase (1984 - 2004)	fase (1984 - 2003)	fase	fase
	Eq. - 24⁰	fase (1973 - 2003)	fase (1973 - 1998)	fase	fase
	24⁰ - 44⁰	fase (1973 - 2003)	fase (1973 - 2003)	fase	fase
	44⁰ - 64⁰	fase (1985 - 2003)	fase (1985 - 2003)	antifase	antifase
	64⁰ - 90⁰	antifase	antifase	antifase	antifase
	24⁰ - 90⁰	fase (1984 - 2004)	fase (1984 - 2004)	antifase	antifase

(continua)

Tabela 5.11 - Conclusão.

REGIÃO	FAIXA LATITUDINAL	Banda D ₃ (ciclo 11 anos)		Banda D ₄ (ciclo 22 anos)	
		Temp. superfície x QBO 70 hPa	Temp. superfície - oceano x QBO 70 hPa	Temp. superfície x QBO 70 hPa	Temp. superfície - oceano x QBO 70 hPa
HS	Média	fase (1985 - 2004)	fase (1986 - 2002)	antifase	antifase
	Eq. - 24 ⁰	fase (1986 - 1998)	antifase	fase	fase
	24 ⁰ - 44 ⁰	fase (1986 - 2004)	fase (1986 - 2002)	antifase	antifase
	44 ⁰ - 64 ⁰	fase (1986 - 2015)	antifase	antifase	antifase
	64 ⁰ - 90 ⁰	fase (1985 - 2015)	fase (1985 - 2015)	antifase	antifase
	24 ⁰ - 90 ⁰	fase (1986 - 2015)	fase (1986 - 2015)	antifase	antifase

HN: Hemisfério Norte; HS: Hemisfério Sul.

Fonte: Produção do autor.

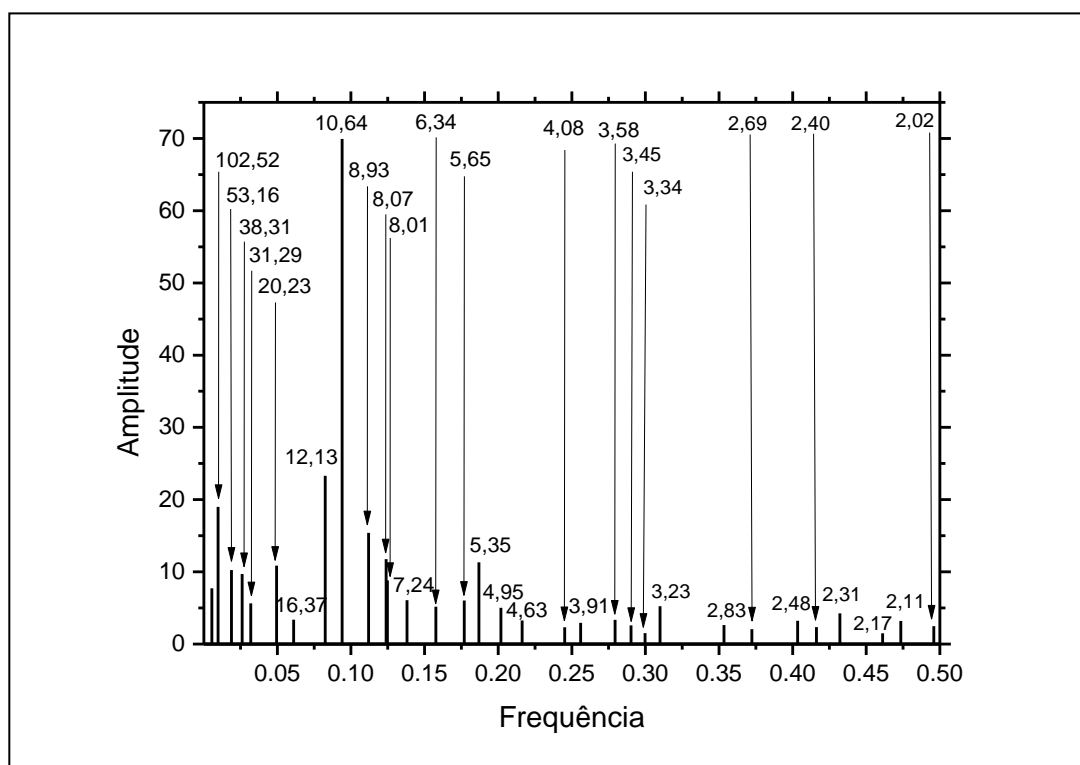
Para todos os níveis de pressão em hPa da QBO estratosférica (30 hPa, 50 hPa e 70 hPa), é possível observar junto às tabelas 5.9, 5.10 e 5.11 que mesmo que a relação entre os dados de anomalia da temperatura da superfície e de QBO nas bandas D₃ e D₄ esteja em fase não - estacionária intermitente, a antirrelação entre eles predomina, principalmente durante o ciclo de 22 anos.

5.2.2 Análise pelo método de regressão iterativa ARIST

5.2.2.1 Análise espectral do R_z

A Figura 5.75 apresenta o espectro de amplitude das periodicidades dos dados de R_z de 1880 a 2015, encontrado a partir do método de regressão iterativa das bandas decompostas em sete níveis, pelo método ondeletas.

Figura 5.75 - Espectro de amplitude do R_z com limite de confiança de 95% (2σ).



Os números apresentados na Figura (alguns indicados por setas) caracterizam o tempo em anos de cada frequência.

Fonte: Produção do autor.

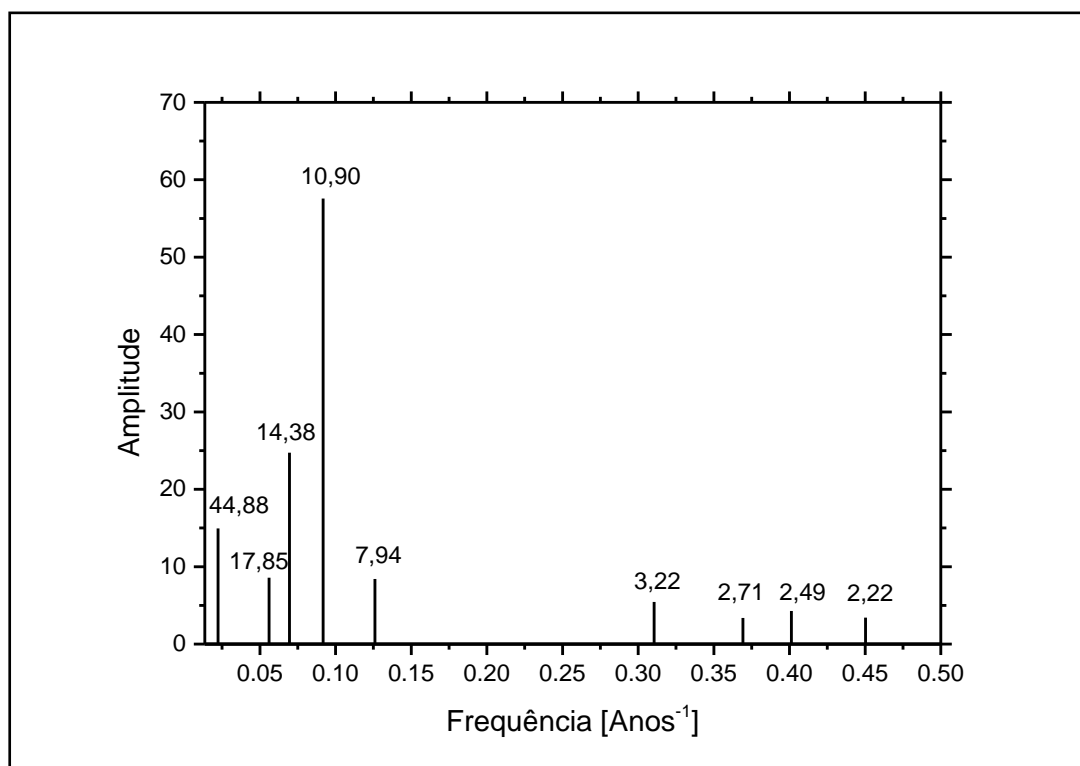
Como foi mencionado, o limite de confiança de 95% (2σ) está relacionado a uma amplitude com valor maior que 2σ (desvio padrão) para cada período encontrado.

Diante das periodicidades indicadas na Figura 5.75, é possível perceber as de 10,64 e 12,13 anos com maiores amplitudes nos dados de R_z . Tais periodicidades podem estar relacionadas ao ciclo de atividade solar de aproximadamente 11 anos. Rigozo et al (2001) também encontraram essa periodicidade na análise espectral de R_z e de grupos de manchas solares (R_G), para o intervalo de 1700 a 1995. Outras amplitudes mais evidentes denotam outros ciclos solares, como as que se aproximam de 22 e 100 anos, as quais podem estar caracterizando respectivamente o ciclo de Hale e o ciclo de Wolf - Gleissberg. Periodicidades entre 8 e 9 anos também exibiram maior amplitude. Já as com menores amplitudes, como as de 2 a 4 anos e de 4 a 7 anos, podem estar relacionadas às oscilações do Sol com efeitos na atmosfera terrestre, resultando nos fenômenos de QBO ou QTO (Oscilação Quasi Triannual) estratosférica e de ENSO, que respectivamente possuem esses períodos de recorrência. Rampelotto et al. (2012) registraram tais periodicidades na variabilidade de chuvas e temperatura da região sul do Brasil, com uma possível conexão com a influência da atividade solar e do ENSO. Por meio da análise espectral de wavelet cruzada de dados de anéis de árvores do Chile Rigozo et al (2007) também encontraram sinais de eventos do ENSO referentes às mesmas periodicidades. Periodicidades similares às encontradas nessa análise em relação à atividade solar também têm sido encontradas em outros trabalhos (Ex.: PRESTES et al., 2006; KANE, 2005; RIGOZO et al, 2004; SOUZA ECHER et al, 2008).

5.2.2.2 Análise espectral do $F_{10.7}$

A Figura 5.76 apresenta o espectro de amplitude das periodicidades dos dados de $F_{10.7}$, de 1947 a 2015, encontrado a partir do método de regressão iterativa das bandas decompostas em seis níveis, pelo método de ondeletas. Como já discutido, tanto o $F_{10.7}$ quanto o R_z representam, de alguma forma, a intensidade da atividade solar. Mas, enquanto que o primeiro faz isso fisicamente, o segundo representa de modo visual, junto ao número de manchas solares ao longo de um ciclo.

Figura 5.76 - Espectro de amplitude do $F_{10.7}$ com limite de confiança de 95% (2σ).



Os números apresentados na Figura representam o tempo em anos de cada frequência.

Fonte: Produção do autor.

Dentro do limite de dados disponíveis de $F_{10.7}$ (68 anos) é possível observar por meio da Figura 5.76 a periodicidade de aproximadamente 11 anos (10,90), de maior amplitude, relacionada diretamente ao ciclo de manchas solares. Tanto no espectro de $F_{10.7}$ como no de R_z é possível observar que além do período de 11 anos, existem também as periodicidades de 2 a 4 anos, com menores amplitudes, relacionadas à QBO e QTO solar. A periodicidade de aproximadamente 8 anos (7,94) também é encontrada entre os espectros do $F_{10.7}$.

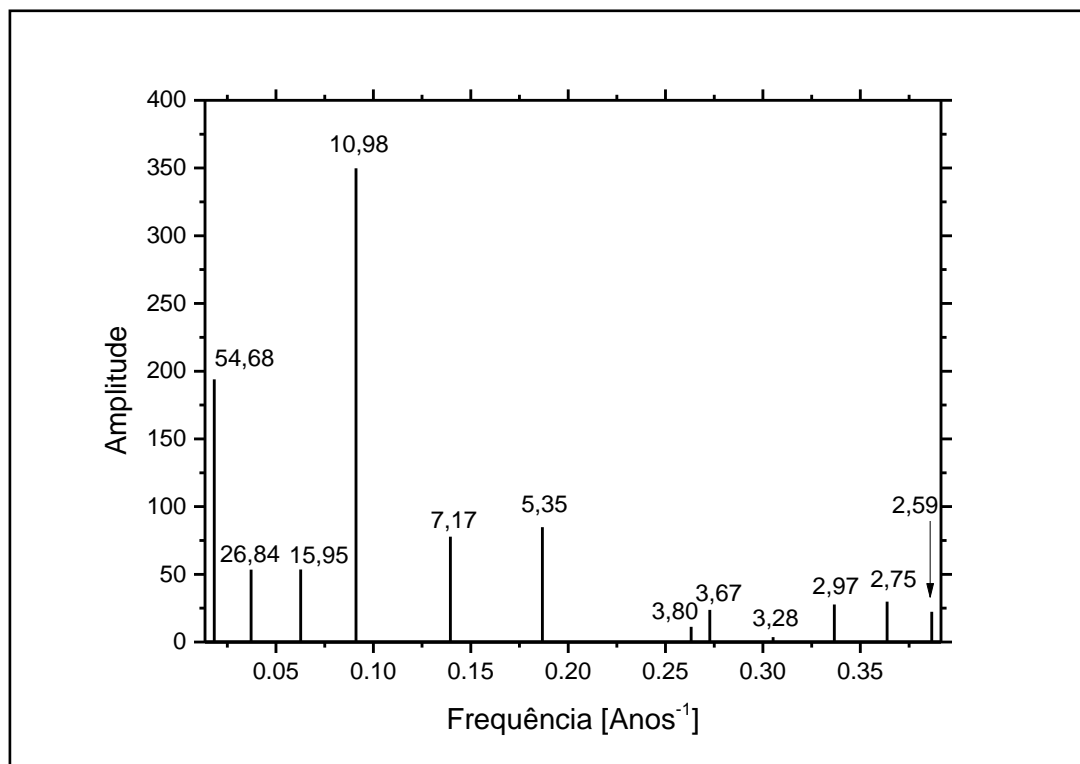
5.2.2.3 Análise espectral do GCR

A Figura 5.77 apresenta o espectro de amplitude das periodicidades do fluxo de GCR, de 1964 a 2015, encontrado a partir do método de regressão iterativa das bandas dos dados decompostos em cinco níveis, pelo método ondeletas.

O período de aproximadamente 11 anos de atividade solar, é também encontrado com maior amplitude na análise espectral do fluxo de GCR. Outro período com amplitude bastante significativa é o de 54,68 anos que pode estar relacionado ao ciclo de Gleissberg, sendo um sub harmônico de períodos maiores como de 100 e de 200 anos. Yousef (2000) encontrou a modulação desse ciclo solar em parâmetros atmosféricos como temperatura da superfície e a precipitação, e em fenômenos como o El Niño.

Outros períodos com amplitudes significantes que aparecem no fluxo de GCR são os de 5,35 e 7,17 anos, similares aos encontrados nos espectros de R_z e $F_{10.7}$ e condizentes aos períodos de ocorrência do ENSO. Ainda há as periodicidades de 26,84 anos (~27 / 30 anos), de 15,95 (~16 anos) e as entre 2 e 4 anos, que coincidem com a periodicidade da QBO estratosférica.

Figura 5.77 - Espectro de amplitude do fluxo de GCR com limite de confiança de 95% (2σ).



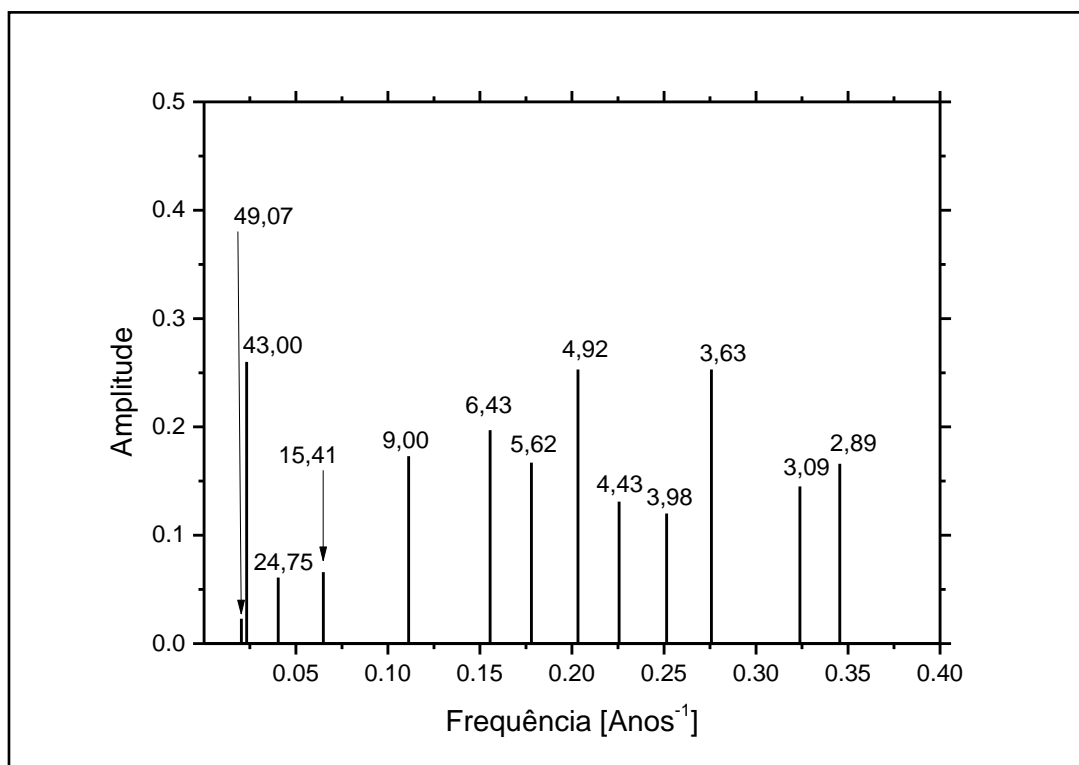
Os números apresentados na Figura representam o tempo em anos de cada frequência.

Fonte: Produção do autor.

5.2.2.4 Análise espectral do SOI

A Figura 5.78 apresenta o espectro de amplitude das periodicidades do SOI, de 1951 a 2015, encontrado a partir do método de regressão iterativa das bandas dos dados decompostos em seis níveis, pelo método de ondeletas.

Figura 5.78 - Espectro de amplitude do SOI com limite de confiança de 95% (2σ).



Os números apresentados na Figura representam o tempo em anos de cada frequência.

Fonte: Produção do autor.

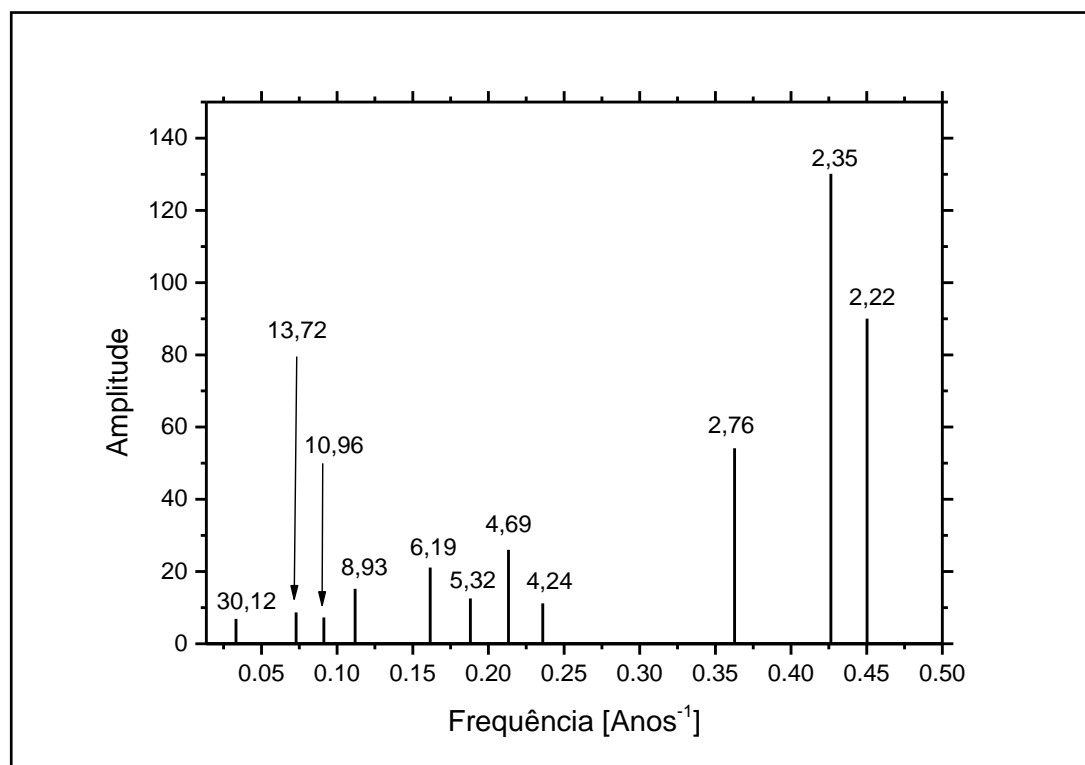
É possível observar na Figura 5.78 que os períodos entre 2 e 7 anos e o período de 43 anos possuem maior amplitude em relação às demais periodicidades obtidas no espectro. Considerando que o SOI caracteriza-se pelo índice de oscilação oceano - atmosfera que varia entre períodos de aquecimento (El Niño) e resfriamento (La Niña) da superfície da parte leste do

oceano Pacífico, em período intercalado com uma frequência de 2 a 7 anos, já era esperado que essas periodicidades fossem encontradas no espectro, como foi sugeridas em outros trabalhos (Ex.: RIGOZO et al, 2004; RIGOZO et al, 2007; KANE, 2005). Tais periodicidades também foram encontradas nos espectros dos índices solares (R_z e $F_{10.7}$), de GCR e de QBO desse trabalho. Os períodos de 40 a 50 anos encontrados no espectro do SOI, podem estar relacionados a harmônicos referentes ao ciclo de Gleissberg que abrangem periodicidades com mais de 80 anos. Já a periodicidade de 9,0 anos pode estar relacionada, de acordo com Scafetta (2010), com o ciclo de precessão Lunar, quando a cada cerca de 8,85 anos a linha de órbita da Lua em relação à Terra gira em torno do seu maior eixo. Assim, estando os ciclos lunares claramente presentes nos registros de variações oceânicas, por meio da força gravitacional, a Lua pode parcialmente interferir no clima, uma vez que modula as correntes oceânicas. Já a periodicidade de 24,75 anos pode estar relacionada ao ciclo de polaridade magnética do Sol de 22 anos, como encontrado em Rampelotto et al. (2012), por meio da direta relação com taxas de precipitação da região sul do Brasil. A influência do ENSO nos padrões atmosféricos pode ser explicada pela interação oceano - atmosfera, que envolve a dinâmica dos oceanos, convecção atmosférica e os ventos no Pacífico equatorial, com um papel importante nos padrões e variações do clima global (WANG; XIE; CARTON, 2004).

5.2.2.5 Análise espectral da QBO

As Figuras 5.79, 5.80 e 5.81 apresentam, respectivamente, o espectro de amplitude das periodicidades da QBO 30 hPa, da QBO 50 hPa e da QBO 70 hPa, de 1953 a 2015, encontrado a partir do método de regressão iterativa das bandas decompostas em cinco níveis, pelo método de ondeletas.

Figura 5.79 - Espectro de amplitude da QBO 30 hPa com limite de confiança de 95% (2σ).

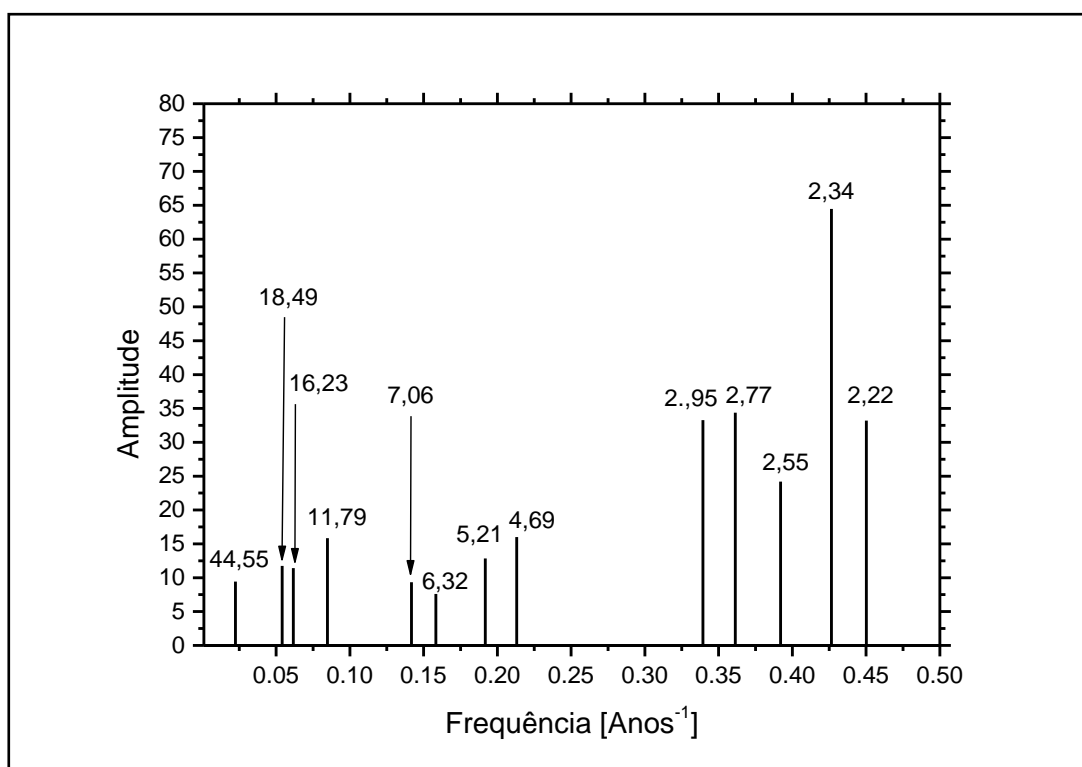


Os números apresentados na Figura (alguns indicados por setas) caracterizam o tempo em anos de cada frequência.

Fonte: Produção do autor.

As periodicidades com maiores amplitudes encontradas na Figura 5.79, referentes ao espectro da QBO 30 hPa estratosférica, estão entre 2 e 3 anos, as quais indicam exatamente o período da ocorrência da oscilação dos ventos estratosféricos intercalados ora para leste ora para oeste. Períodos entre 3 e 7 anos também foram encontrados nesse espectro, estando possivelmente relacionados ao ciclo de ocorrência do ENSO. Em amplitudes menores estão dispostos o período de aproximadamente 9 anos, possivelmente relacionado ao ciclo lunar, como discutido anteriormente, o de 11 anos, relacionado ao ciclo de atividade solar e o período de 30 anos, que pode indicar uma relação com o ciclo de variação climática.

Figura 5.80 - Espectro de amplitude da QBO 50 hPa com limite de confiança de 95% (2σ).



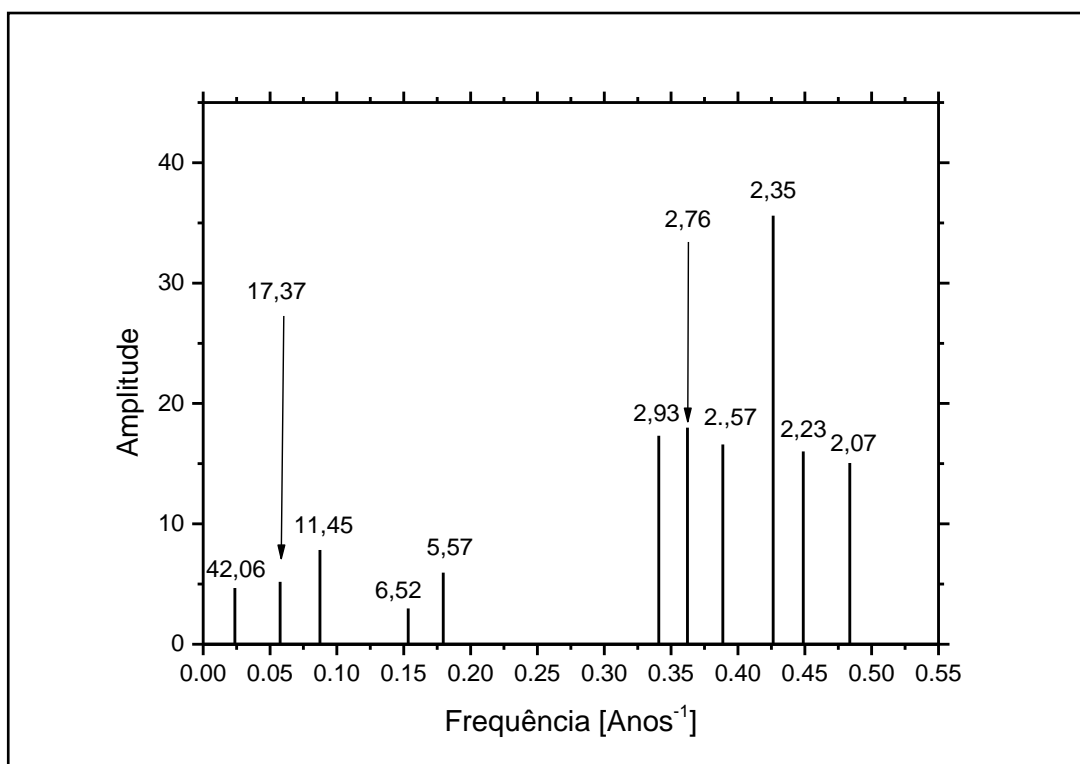
Os números apresentados na Figura (alguns indicados por setas) caracterizam o tempo em anos de cada frequência.

Fonte: Produção do autor.

Os espectros da QBO 50 hPa e da QBO 70 hPa, apresentados pelas Figuras 5.80 e 5.81, são muito similares ao espectro da QBO 30 hPa (Figura 5.79), como pode ser visto na Tabela 5.12, com exceção da periodicidade de aproximadamente 40 anos observada nas Figuras 5.80 e 5.81, a qual pode estar relacionada a um harmônico do ciclo de Gleissberg (mais de 80 anos), também encontrada nos espectros de outros parâmetros como dos índices solares (R_z e $F_{10.7}$) e do SOI, mas, não encontrada no espectro da QBO 30 hPa. Uma periodicidade com significativa amplitude encontrada no espectro da QBO 50 hPa e da QBO 70 hPa foi a de aproximadamente 17 anos, que pode estar relacionada ao harmônico do período de mudança climática de 30 anos. Uma outra periodicidade aparente apenas no espectro da QBO 50 hPa foi a de 18,49

anos, a qual pode estar também relacionada ao sub harmônico do clima ou do ciclo lunar.

Figura 5.81 - Espectro de amplitude da QBO 70 hPa com limite de confiança de 95% (2σ).



Os números apresentados na Figura (alguns indicados por setas) caracterizam o tempo em anos de cada frequência.

Fonte: Produção do autor.

Tabela 5.12 - Relação das periodicidades e respectivos eventos relacionados ao espectro das QBOs 30 hPa, 50 hPa e 70 hPa.

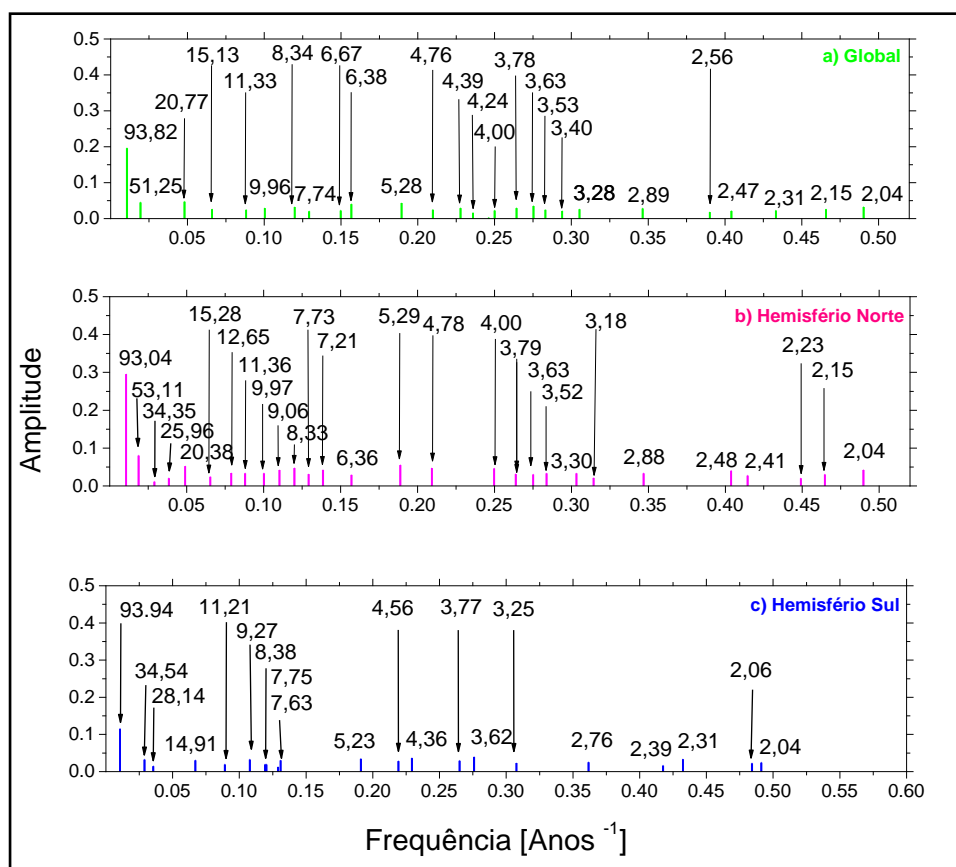
EVENTO	Periodicidades	Periodicidades	Periodicidades
	[anos] QBO 30 hPa	[anos] QBO 50 hPa	[anos] QBO 70 hPa
QBO estratosférica	2,22	2,22	2,07
	2,35	2,34	2,23
	2,75	2,55	2,35
		2,77	2,57
		2,95	2,76
			2,93
ENSO	4,24	4,69	5,57
	4,69	5,21	6,52
	5,32	6,32	
	6,19	7,06	
Ciclo lunar	8,93	18,49 (?)	17,37 (?)
Ciclo solar	10,96	11,79	11,45
Variações Climáticas	30,12	18,49 (?)	17,37 (?)
Ciclo de Gleissberg	-	44,55	42,06

Fonte: Produção do autor.

5.2.2.6 Análise espectral da temperatura da superfície

A Figura 5.82 apresenta o espectro de amplitude das periodicidades da anomalia da temperatura da superfície Global (a), média do Hemisfério Norte (b) e média do Hemisfério Sul (c), de 1880 a 2015, encontrado a partir do método de regressão iterativa das bandas dos dados decompostos em sete níveis, pelo método de ondeletas.

Figura 5.82 - Espectro de amplitude da anomalia da temperatura da superfície Global (a), média do Hemisfério Norte (b) e média do Hemisfério Sul (c), com limite de confiança de 95% (2σ), do intervalo de 1880 a 2015.



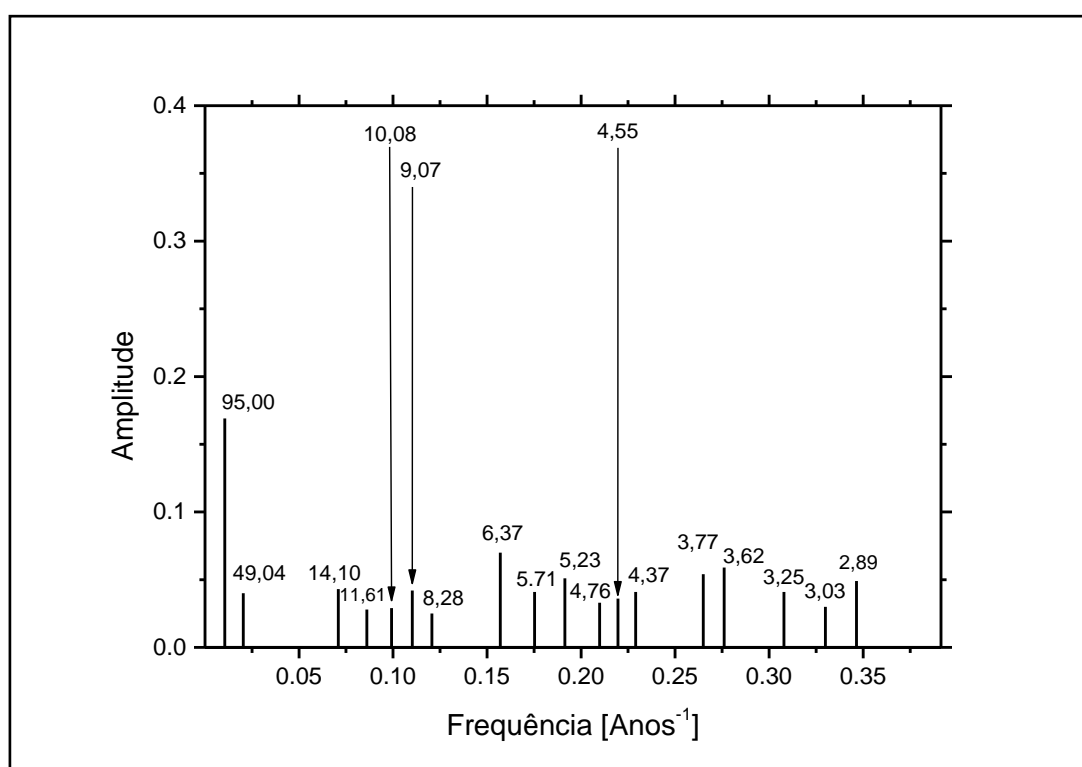
Os números apresentados na Figura (alguns indicados por setas) caracterizam o tempo em anos de cada frequência.

Fonte: Produção do autor.

Na análise espectral da anomalia da temperatura da superfície apresentada pela Figura 5.82 é possível perceber que o sinal de aproximadamente 11 anos, que pode estar relacionado ao ciclo de manchas solares, aparece em todas as faixas latitudinais (Global, média do HN e média do HS). Um outro sinal, possivelmente relacionado à inversão de polaridade magnética do Sol, de aproximadamente 20 anos, foi encontrado apenas nos espectros da anomalia da temperatura Global e da média do HN. Souza Echer et al (2012), analisando a anomalia da temperatura da superfície de 1880 a 2005, encontrou esse sinal no espectro da temperatura de todas as faixas latitudinais. Uma periodicidade evidente nas três faixas latitudinais e também encontrada por Souza Echer et al (2012) é a de cerca de 9 anos. Scafetta (2010) tem encontrado esse forte sinal nos registros de temperatura, o qual pode estar relacionado à influência da força gravitacional que a Lua exerce nas correntes oceânicas e consequentemente ao clima. Uma possível explicação, já discutida, seria devido à longa tendência dos ciclos da órbita lunar em torno da Terra, que variam de 9 em 9 anos aproximadamente. Um outro pico com uma amplitude bastante significativa, encontrada tanto para âmbito global quanto para as médias dos Hemisférios Norte e Sul é o de aproximadamente 90 anos, o qual pode estar relacionado ao ciclo de Gleissberg, como vem sendo apresentado nos resultados dos outros espectros. Além desses, picos com periodicidades que variam entre 2 a 3 anos e de 3 a 7 anos também são evidentes, com possíveis relações, respectivamente, com a QBO e o ENSO.

A Figura 5.83 apresenta o espectro de amplitude das periodicidades da anomalia da temperatura da região equatorial (24⁰N a 24⁰S), de 1880 a 2015, encontrado a partir do método de regressão iterativa das bandas decompostas em sete níveis, pelo método de ondeletas.

Figura 5.83 - Espectro de amplitude da anomalia da temperatura da superfície da região equatorial (24⁰N a 24⁰S), com limite de confiança de 95% (2 σ), do intervalo de 1880 a 2015.



Os números apresentados na Figura (alguns indicados por setas) caracterizam o tempo em anos de cada frequência.

Fonte: Produção do autor.

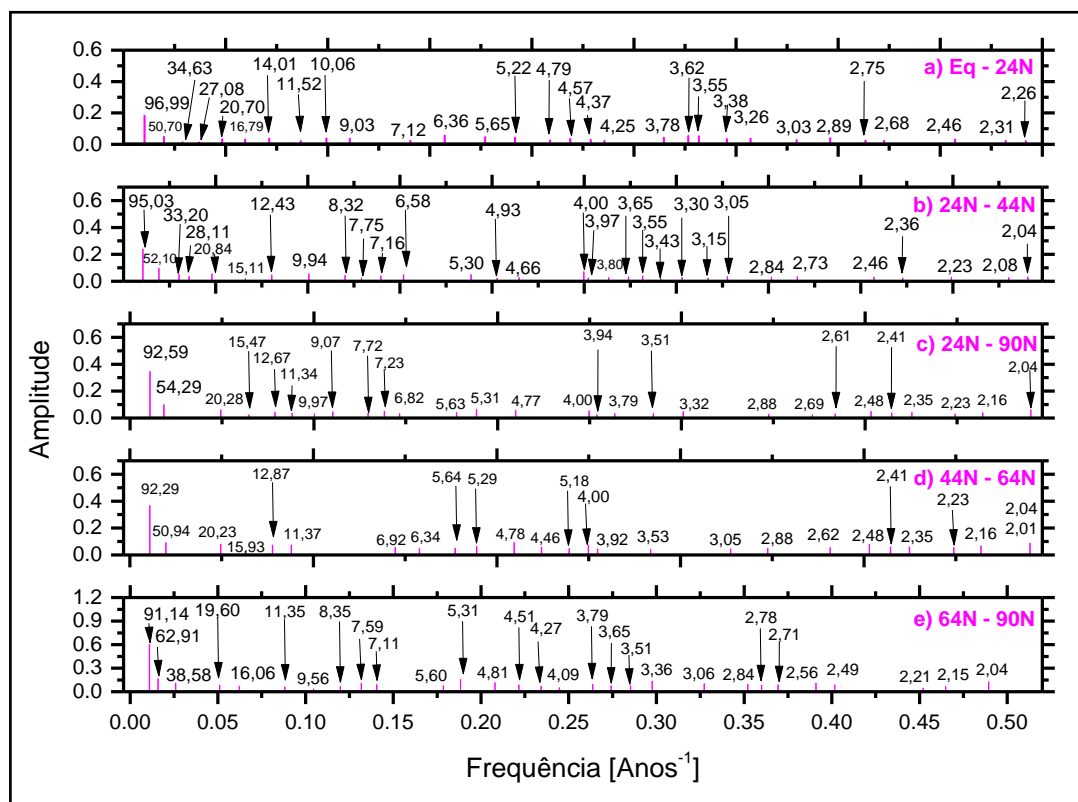
É possível perceber no espectro da anomalia da temperatura da região equatorial (Figura 5.83) o sinal de aproximadamente 11 anos, possivelmente relacionado ao ciclo de atividade solar, além da periodicidade de 8 a 9 anos, referente ao ciclo lunar. Uma significativa amplitude aparece para os períodos de aproximadamente 50 e 100 anos, provavelmente relacionadas ao ciclo de

Gleissberg ou de Suess. Outros sinais apresentados, também encontrados nos espectros da anomalia da temperatura analisada em escala global e em relação à média do HN e do HS, são os dos períodos entre 2 e 3 anos e de 3 a 7 anos, provavelmente indicadores dos efeitos da QBO e do ENSO na temperatura, como discutido anteriormente.

A Figura 5.84 apresenta o espectro de amplitude das periodicidades da anomalia da temperatura da superfície de várias faixas latitudinais do Hemisfério Norte, de 1880 a 2015, encontrado a partir do método de regressão iterativa das bandas decompostas em sete níveis, pelo método de ondeletas, sendo: região equatorial a 24⁰N (a), de 24⁰N a 44⁰N (b), 24⁰N a 90⁰N (c), 44⁰N a 64⁰N (d) e 64⁰N a 90⁰N (e).

É possível perceber nos espectros de todas as faixas latitudinais do Hemisfério Norte o sinal do ciclo solar de aproximadamente 11 anos, a periodicidade que se aproxima de 9 anos, indicando o ciclo lunar e uma intensa amplitude do período entre 50 a 100 anos, que evidencia os ciclos de Gleissberg ou Suess. Além disso, em todos os espectros também aparecem amplitudes de 2 a 3 anos e de 3 a 7 anos, respectivamente relacionadas aos períodos de QBO e do ENSO. O sinal relacionado ao ciclo de inversão da polaridade magnética do Sol de 22 anos também é observado em todas as faixas de latitude estudadas. Já o sinal referente ao período de variação climática de aproximadamente 30 anos é observado nas seguintes faixas latitudinais: Eq. - 24⁰N, 24⁰N - 44⁰N e 64⁰N - 90⁰N. Tais periodicidades referentes à modulação solar e lunar na temperatura da superfície têm sido encontradas também em outros trabalhos como já discutido anteriormente (SOUZA ECHER et al, 2012; SCAFETTA, 2010).

Figura 5.84 - Espectro de amplitude da temperatura da superfície do Hemisfério Norte em diferentes faixas latitudinais: Eq. - 24°N (a), de 24°N - 44°N (b), 24°N - 90°N (c), 44°N - 64°N (d) e 64°N - 90°N (e), com limite de confiança de 95% (2σ), do intervalo de 1880 a 2015.

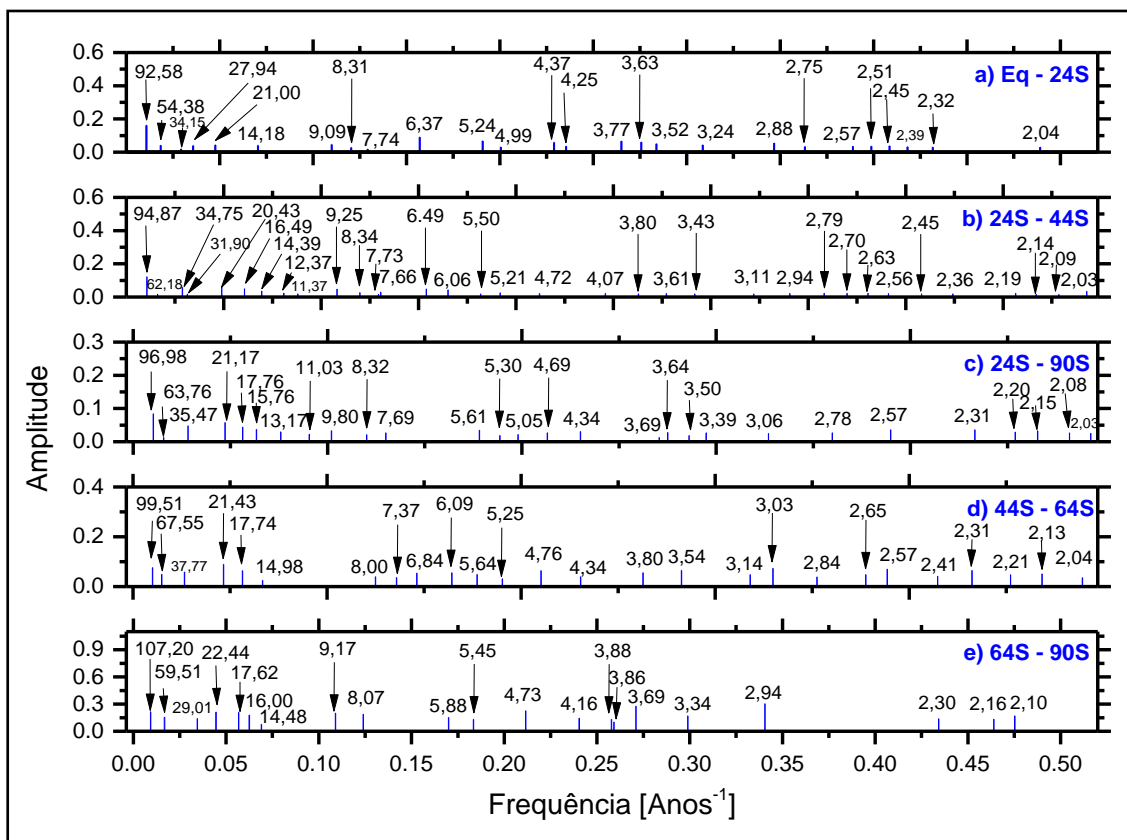


Os números apresentados na Figura (alguns indicados por setas) caracterizam o tempo em anos de cada frequência.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.85 apresenta o espectro de amplitude das periodicidades da anomalia da temperatura da superfície de várias faixas latitudinais do Hemisfério Sul, de 1880 a 2015, encontrado a partir do método de regressão iterativa das bandas decompostas em sete níveis, pelo método de ondeletas, sendo: região equatorial a 24°S (a), de 24°S a 44°S (b), 24°S a 90°S (c), 44°S a 64°S (d) e 64°S a 90°S (e).

Figura 5.85 - Espectro de amplitude da temperatura da superfície do Hemisfério Sul em diferentes faixas latitudinais: Eq - 24S (a), 24S - 44S (b), 24S - 90S (c), 44S - 64S (d) e 64S - 90S (e), com limite de confiança de 95% (2σ), do intervalo de 1880 a 2015.



Os números apresentados na Figura (alguns indicados por setas) caracterizam o tempo em anos de cada frequência.

Fonte: Produção do autor.

Enquanto que no Hemisfério Norte o sinal de 11 anos do ciclo solar aparece nos espectros de todas as faixas latitudinais estudadas, nos espectros do Hemisfério Sul a amplitude dessa periodicidade aparece apenas nas faixas de 24^oS - 44^oS e 24^oS - 90^oS, não sendo perceptível na região do equador e na região de latitudes mais altas. Já o sinal de 22 anos, na temperatura é evidente em todas as faixas latitudinais do Hemisfério Sul, sendo suas amplitudes maiores que as dos ciclos de 11 anos, quando este se faz presente no

espectro. Essa predominância do sinal de 22 anos em relação ao ciclo solar de 11 anos em parâmetros atmosféricos, como a temperatura, têm sido observado também por Souza Echer et al. (2012). Souza Echer et al (2012) explica que este mecanismo de modulação da temperatura da superfície pode estar relacionado ao campo magnético solar e à variabilidade do vento solar, influenciando a atmosfera possivelmente por meio da modulação dos GCR na cobertura de nuvens ou no campo elétrico atmosférico. A periodicidade que indica a variação do clima (~30 anos) é evidente nos espectros de todas as faixas latitudinais, como também o sinal dos harmônicos dos ciclos de Gleissberg ou Suess (50 a 100 anos). O sinal do ciclo lunar (~9 anos) também está presente em todas as faixas latitudinais, além das amplitudes relacionadas aos sinais da QBO / QTO (2 a 3 anos) e do ENSO (3 a 7 anos).

A Tabela 5.13 apresenta os significantes períodos da anomalia da temperatura da superfície de 1880 a 2015, encontrados nos espectros das diversas faixas latitudinais estudadas.

Tabela 5.13 - Períodos significantes da anomalia da temperatura da superfície de diversas faixas latitudinais, de 1880 a 2015.

Faixa latitudinal	Períodos [anos]
Global	2,04 - 2,89; 3,28 - 7,74; 8,34 - 9,96; 11,33; 15,13; 20,77; 51,25 e 93,82.
HN	2,04 - 2,88; 3,18 - 7,73; 8,33 - 9,97; 11,36; 12,65; 15,28; 20,38 - 25,96; 34,35; 53,11; 93,04
HS	2,04 - 2,76; 3,25 - 7,75; 8,38 - 9,27; 11,21 - 14,91; 28,14; 34,54 e 93,94.

(continua)

Tabela 5.13 - Conclusão.

Faixa latitudinal	Períodos [anos]
Eq. - 24 ⁰ N	2,26 - 2,89; 3,03 - 7,12; 9,03; 10,06 - 11,52; 14,01; 20,70; 27,08; 34,63; 50,70 e 96,99.
24 ⁰ N - 44 ⁰ N	2,04 - 2,84; 3,05 - 7,75; 8,32 - 9,94; 12,43; 15,11; 20,84; 28,11; 33,20, 52,10 e 95,03.
24 ⁰ N - 90 ⁰ N	2,04 - 2,88; 3,32 - 7,72; 9,07 - 9,97; 11,34 - 12,67; 15,47; 20,28; 54,29 e 92,59.
44 ⁰ N - 64 ⁰ N	2,01 - 2,88; 3,05 - 6,92; 11,37; 12,87; 15,93; 20,23; 50,94 e 92,29.
64 ⁰ N - 90 ⁰ N	2,04 - 2,84; 3,06 - 7,59; 8,35 - 9,56; 11,35; 16,06, 19,60; 38,58; 62,91 e 91,14.
24 ⁰ N a 24 ⁰ S	2,89; 3,03 - 6,37; 8,28 - 9,07; 10,08 - 11,61; 14,10; 49,04 e 95,00
Eq - 24S	2,04 - 2,88; 3,24 - 7,74; 8,31 - 9,09; 14,18; 21,00; 27,94 - 34,15; 54,38 e 92,58.
24S - 44S	2,03 - 2,94; 3,11 - 7,73; 8,34 - 9,25; 11,37 - 12,37; 14,39; 16,49; 20,43; 31,90 - 34,75; 62,18 e 94,87.
24S - 90S	2,03 - 2,78; 3,06 - 7,69; 8,32 - 9,80; 11,03 - 13,17; 15,76; 17,76; 21,17; 35,47; 63,76 e 96,98.
44S - 64S	2,04 - 2,84; 3,03 - 7,37; 8,00; 14,98; 17,78; 21,43; 37,77; 67,55 e 99,51.
64S - 90S	2,10 - 2,94; 3,34 - 5,88; 8,07 - 9,17; 14,48; 16,00; 17,62; 22,44; 29,01; 59,51 e 107,20.

HN: Hemisfério Norte; HS: Hemisfério Sul.

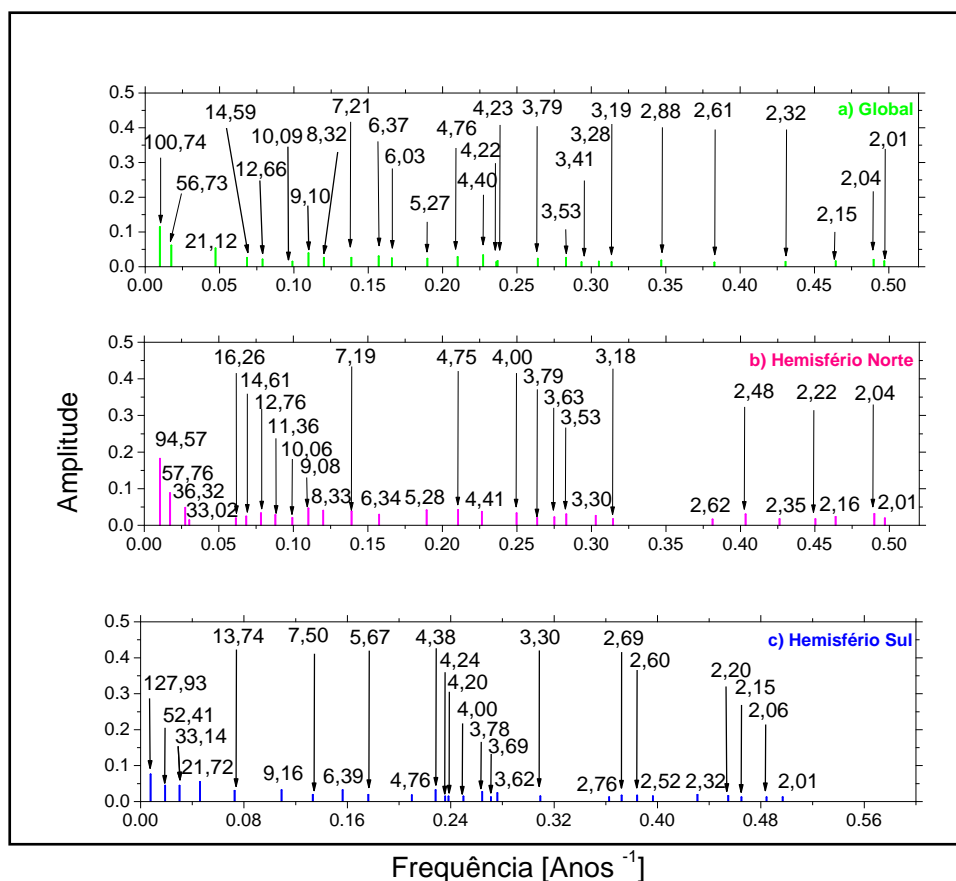
Fonte: Produção do autor.

5.2.2.7 Análise espectral da temperatura superfície - oceano

A Figura 5.86 apresenta o espectro de amplitude das periodicidades da anomalia da temperatura superfície - oceano Global (a), média do Hemisfério Norte (b) e média do Hemisfério Sul (c), de 1880 a 2015, encontrado a partir do método de regressão iterativa das bandas decompostas em sete níveis, pelo método de ondeletas.

Dentre os períodos obtidos no espectro de amplitude da anomalia da temperatura superfície - oceano está o relacionado ao ciclo solar de aproximadamente 11 anos para as três faixas latitudinais apresentadas pela Figura 5.86 (Global, HN e HS). A periodicidade de 22 anos não aparece no espectro do Hemisfério Norte, enquanto faz-se presente nos espectros de âmbito global e do Hemisfério Sul. Como nos espectros da amplitude da anomalia da temperatura da superfície, na Figura 5.86 também são evidentes em todas as faixas latitudinais os sinais de aproximadamente 9 anos, relacionado ao ciclo lunar e os que estão entre 2 e 3 anos e entre 3 a 7 anos, referentes à QBO / QTO e ENSO, respectivamente. O sinal da variação climática, de aproximadamente 30 anos encontra-se presente apenas no espectro de amplitude da anomalia da temperatura superfície - oceano do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul. Em relação ao espectro da média Global, esse período não é observado. Já as amplitudes dos períodos entre 50 e 100 anos, relacionadas ao ciclo de Gleissberg ou Suess podem ser observadas no espectro da anomalia da temperatura superfície - oceano, em todas as faixas latitudinais investigadas, como ocorre no espectro da temperatura da superfície.

Figura 5.86 - Espectro de amplitude da temperatura superfície - oceano Global (a), do Hemisfério Norte (b) e do Hemisfério Sul (c), com limite de confiança de 95% (2σ), do intervalo de 1880 a 2015.

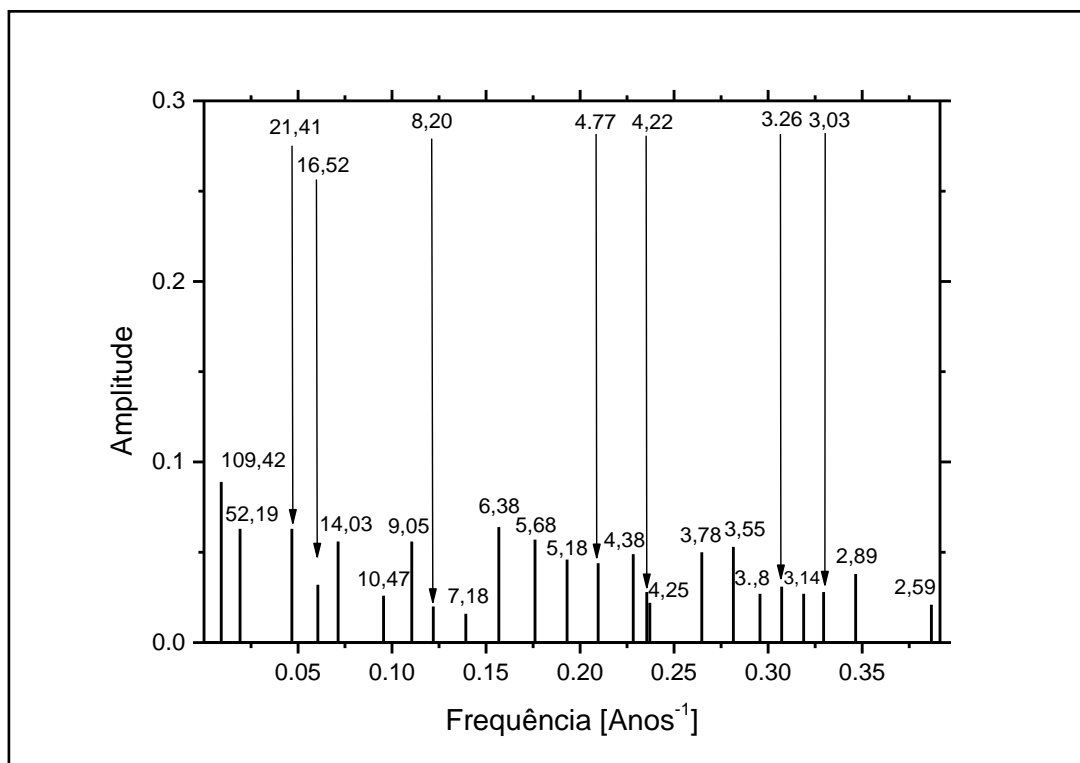


Os números apresentados na Figura (alguns indicados por setas) caracterizam o tempo em anos de cada frequência.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.87 apresenta o espectro de amplitude com as periodicidades encontradas na anomalia da temperatura superfície - oceano da região equatorial (24°N a 24°S), de 1880 a 2015, a partir do método de regressão iterativa das bandas decompostas em sete níveis, pelo método de ondeletas.

Figura 5.87 - Espectro de amplitude da temperatura superfície - oceano da região equatorial (24°N a 24°S), com limite de confiança de 95% (2σ), do intervalo de 1880 a 2015.



Os números apresentados na Figura (alguns indicados por setas) caracterizam o tempo em anos de cada frequência.

Fonte: Produção do autor.

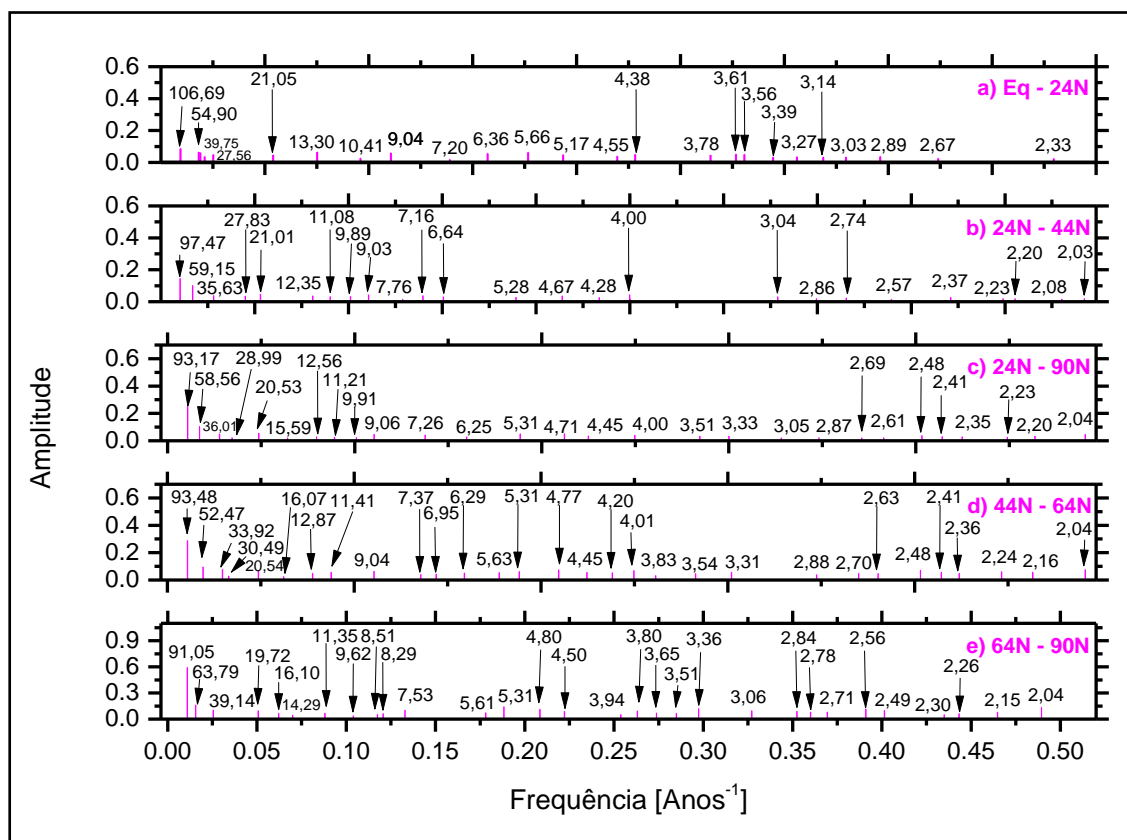
Como o espectro da anomalia da temperatura da superfície (Figura 5.83), o espectro da anomalia da temperatura superfície - oceano da região equatorial (Figura 5.87) apresenta o sinal de aproximadamente 11 anos, relacionado ao ciclo de atividade solar, além da periodicidade de 8 a 9 anos, possivelmente referente ao ciclo lunar. O ciclo de Gleissberg ou de Suess (50 a 100 anos) também mostra-se presente, além dos sinais referentes aos períodos entre 2 e 3 anos e de 3 a 7 anos, indicadores dos efeitos da QBO / QTO e do ENSO. Uma diferença do espectro apresentado pela Figura 5.87 com o da Figura 5.83 é o sinal de 22 anos do ciclo de inversão de polaridade magnética solar, que se

encontra presente no espectro de amplitude da anomalia da temperatura superfície - oceano (Figura 5.87), mas, é ausente no da anomalia da temperatura da superfície (Figura 5.83) da faixa equatorial.

A Figura 5.88 apresenta o espectro de amplitude das periodicidades da anomalia da temperatura superfície - oceano de várias faixas latitudinais do Hemisfério Norte, de 1880 a 2015, encontrado a partir do método de regressão iterativa das bandas decompostas em sete níveis, pelo método de ondeletas, sendo: região equatorial a 24⁰N (a), de 24⁰N a 44⁰N (b), 24⁰N a 90⁰N (c), 44⁰N a 64⁰N (d) e 64⁰N a 90⁰N (e).

O espectro das amplitudes da anomalia da temperatura superfície - oceano mostra-se muito similar ao da anomalia da temperatura da superfície, apresentado na Figura 5.84, para todas as faixas latitudinais. Na Figura 5.88 também é possível perceber em todas as faixas latitudinais do Hemisfério Norte o sinal do ciclo solar de aproximadamente 11 anos, a periodicidade que se aproxima de 9 anos e uma maior amplitude para o período entre 50 e 100 anos, relacionada aos ciclos de Gleissberg ou Suess, como tem sido proposto. Além disso, ainda estão presentes em todos os espectros as periodicidade entre 2 e 3 anos e entre 3 e 7 anos, respectivamente relacionadas aos períodos de QBO / QTO e do ENSO, e o sinal relacionado ao ciclo de inversão da polaridade magnética do Sol de 22 anos. Já o sinal referente ao período de variação climática de aproximadamente 30 anos é observado nas seguintes faixas latitudinais: 24⁰N - 44⁰N, 24⁰N - 90⁰N e 44⁰N - 64⁰N.

Figura 5.88 - Espectro de amplitude da temperatura superfície-oceano do Hemisfério Norte em diferentes faixas latitudinais: Eq - 24N (a), 24N - 44N (b), 24N - 90N (c), 44N - 64N (d) e 64N - 90N (e), com limite de confiança de 95% (2σ), do intervalo de 1880 a 2015.

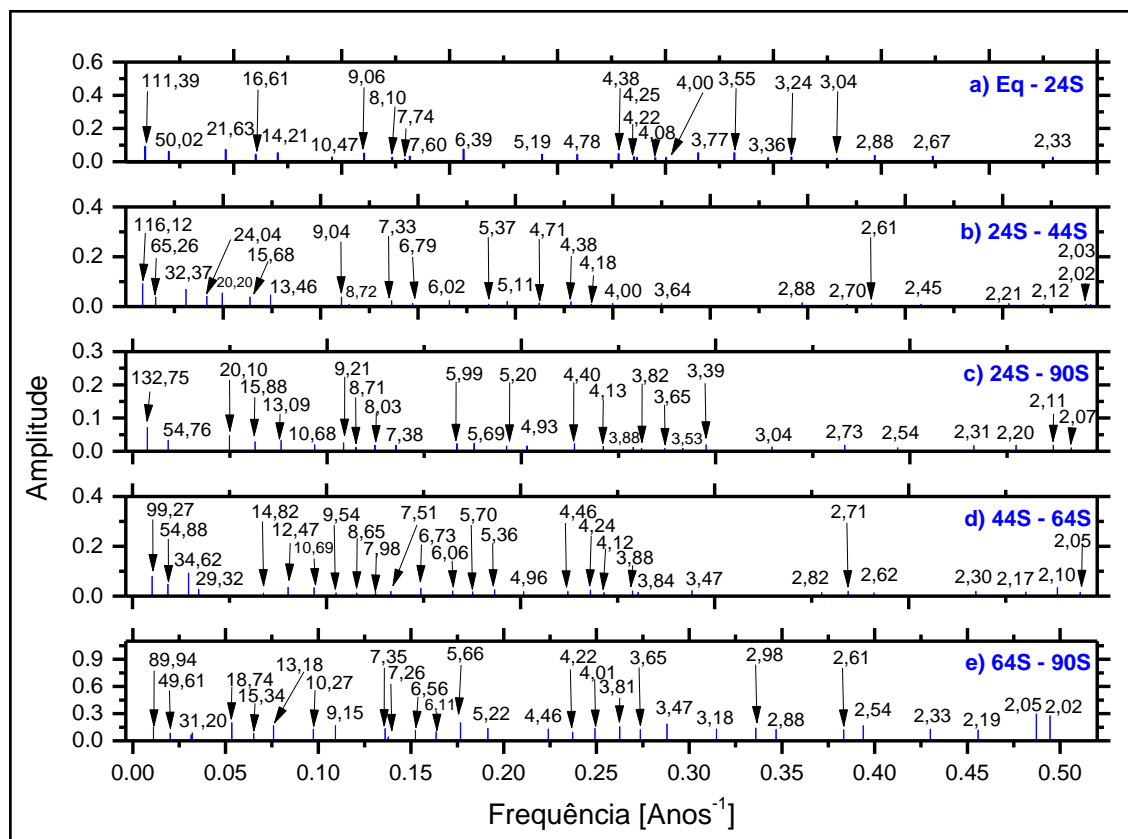


Os números apresentados na Figura (alguns indicados por setas) caracterizam o tempo em anos de cada frequência.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.89 apresenta o espectro de amplitude das periodicidades da anomalia da temperatura superfície - oceano de várias faixas latitudinais do Hemisfério Sul, de 1880 a 2015, encontrado a partir do método de regressão iterativa das bandas decompostas em sete níveis, pelo método de ondeletas, sendo: região equatorial a 24°S (a), de 24°S a 44°S (b), 24°S a 90°S (c), 44°S a 64°S (d) e 64°S a 90°S (e).

Figura 5.89 - Espectro de amplitude da temperatura superfície - oceano do Hemisfério Sul em diferentes faixas latitudinais: Eq - 24S (a), 24S - 44S (b), 24S - 90S (c), 44S - 64S (d) e 64S - 90S (e), com limite de confiança de 95% (2σ), do intervalo de 1880 a 2015.



Os números apresentados na Figura (alguns indicados por setas) caracterizam o tempo em anos de cada frequência.

Fonte: Produção do autor.

As periodicidades encontradas nos espectros da amplitude da temperatura superfície - oceano das várias faixas latitudinais apresentados na Figura 5.89, mostram-se muito similares aos resultados encontrados na Figura 5.85. Junto às periodicidades encontradas na Figura 5.89 pode-se perceber sinais que provavelmente representem os efeitos da QBO estratosférica (2 a 3 anos) e do ENSO (3 a 7 anos), como vem sendo discutido nesse trabalho. O sinal referente à variação climática de aproximadamente 30 anos pôde ser

observado nas faixas latitudinais 24⁰S - 44⁰S, 44⁰S - 64⁰S e 64⁰S - 90⁰S. A periodicidade de aproximadamente 9 anos, encontrada em outros espectros desse trabalho, referente aos efeitos do ciclo lunar, também é vista na anomalia da temperatura superfície - oceano de todas as faixas latitudinais do Hemisfério Sul, o que também ocorre com os períodos de aproximadamente 50 e 100 anos, os quais podemos relacionar ao ciclo de Gleissberg ou Suess, como visto anteriormente. A periodicidade do ciclo solar de 22 anos (ciclo de Hale) aparece apenas nas faixas Eq. - 24⁰S, 24⁰S - 44⁰S e 24⁰S - 90⁰S.

A Tabela 5.14 apresenta os períodos significantes de anomalia da temperatura superfície - oceano encontrados nas diversas faixas latitudinais investigadas, de 1880 a 2015.

Tabela 5.14 - Períodos significantes da anomalia da temperatura superfície - oceano de diversas faixas latitudinais, de 1880 a 2015.

Faixa latitudinal	Períodos [anos]
Global	2,01 - 2,88; 3,19 - 7,21; 8,32; 9,10; 10,09; 12,66; 21,12; 53,73 e 100,74.
HN	2,04 - 2,62; 3,18 - 7,19; 8,33; 9,08; 10,06; 11,36; 12,76; 16,26; 33,02; 36,32; 57,76 e 94,57.
HS	2,01 - 2,76; 3,30 - 7,50; 9,16, 13,74; 21,72; 33,14; 52,41 e 127,93.
Eq. - 24 ⁰ N	2,33 - 2,89; 3,03 - 7,20; 9,04; 10,41; 13,30; 21,05; 27,56; 39,75; 54,90 e 106,69.
24 ⁰ N -44 ⁰ N	2,03 - 2,86; 3,04 - 7,76; 9,03 - 9,89; 11,08; 12,35; 21,01; 27,83; 35,63; 59,15 e 97,47.

(continua)

Tabela 5.14 - Conclusão.

Faixa latitudinal	Períodos [anos]
24 ⁰ N - 90 ⁰ N	2,04 - 2,87; 3,05 - 7,26; 9,06 - 9,91; 11,21; 12,56; 15,59; 20,53; 28,99 - 36,01; 58,56 e 93,17.
44 ⁰ N - 64 ⁰ N	2,04 - 2,88; 3,31 - 7,37; 9,04; 11,41; 12,87; 16,07; 20,54; 30,49; 33,92; 52,47 e 93,48.
24 ⁰ N - 90 ⁰ N	2,04 - 2,87; 3,05 - 7,26; 9,06 - 9,91; 11,21; 12,56; 15,59; 20,53; 28,99 - 36,01; 58,56 e 93,17.
64 ⁰ N - 90 ⁰ N	2,04 - 2,84; 3,06 - 7,53; 8,29 - 9,62; 11,35; 14,29; 16,10; 19,72; 39,14; 63,79 e 91,05.
24 ⁰ N a 24 ⁰ S	2,59 - 2,89; 3,14 - 7,18; 8,20; 9,05; 10,47; 14,03; 16,52; 21,41; 52,19 e 109,42.
Eq - 24S	2,33 - 2,88; 3,04 - 7,74; 8,10 - 9,06; 10,47; 14,21; 16,61; 21,62; 50,02 111,39.
24 ⁰ S - 44 ⁰ S	2,02 - 2,88; 3,64 - 7,33; 8,72 - 9,04; 13,46; 15,68, 20,20 - 24,04; 32,37; 65,26 e 116,12.
24 ⁰ S - 90 ⁰ S	2,07 - 2,73; 3,04 - 7,38; 8,03 - 9,21; 10,68 - 13,09; 15,88; 20,10; 54,76 e 132,75.
44 ⁰ S - 64 ⁰ S	2,05 - 2,82; 3,47 - 7,98; 8,65 - 9,54; 10,69; 12,47; 14,82; 29,32; 34,62; 54,88 e 99,27.
64 ⁰ S - 90 ⁰ S	2,02 - 2,98; 3,18 - 7,35; 9,15; 10,27 - 13,18; 15,34; 18,74; 31,20 e 89,94.

HN: Hemisfério Norte; HS: Hemisfério Sul.

Fonte: Produção do autor.

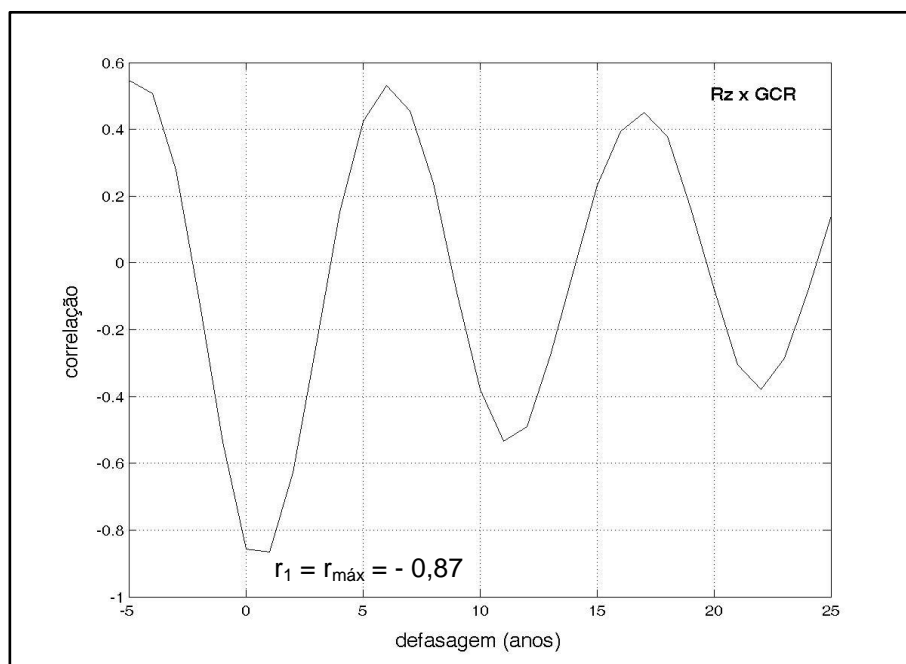
5.2.3 Correlação cruzada entre os dados de longo intervalo de tempo

Nessa seção são apresentados os resultados da correlação entre os dados de longo intervalo de tempo de GCR, R_z , $F_{10.7}$, temperatura da superfície, SOI e QBO. A defasagem positiva foi a escolhida para a análise, pelo fato de se estar observando na sequência o que ocorre com o segundo parâmetro em relação à influência do primeiro. Por exemplo, na análise realizada para $R_z \times GCR$, a observação é feita em relação aos efeitos da atividade solar, representada por R_z , no fluxo de GCR ao longo do intervalo estudado.

5.2.3.1 $R_z \times GCR$

A Figura 5.90 apresenta o resultado da correlação cruzada entre os dados de R_z e GCR, para o intervalo de 1964 a 2015.

Figura 5.90 - Correlação cruzada entre os dados de R_z e GCR de 1964 a 2015.



r_1 : coeficiente de correlação máxima quando a defasagem é de 1 ano.

$r_{máx}$: coeficiente de correlação máxima.

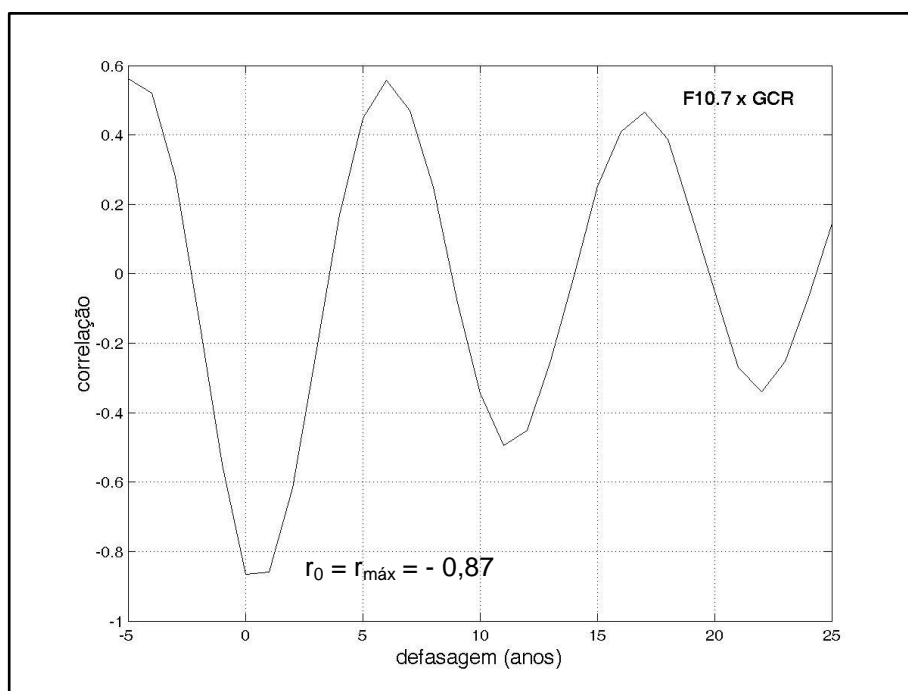
Fonte: Produção do autor.

É possível observar na correlação cruzada entre os dados do fluxo de GCR e o proxy solar R_z que o coeficiente de correlação máxima dá-se com uma defasagem de 1 ano (- 0,87). Este coeficiente é muito similar ao valor do coeficiente linear (- 0,86), quando a defasagem é igual a zero. Tal resultado já era esperado e comprova a anticorrelação existente entre o fluxo de GCR e a atividade solar, devido ao mecanismo de modulação do Sol na heliosfera junto às partículas energéticas. Tal mecanismo é explicado por Parker (1965) com a teoria de transporte do vento solar na heliosfera ao longo de um ciclo de 11 anos. É possível observar também, que à medida que a defasagem entre os dados das duas séries temporais aumenta a correlação diminui, mostrando que os dois parâmetros estão de fato relacionados entre si. Isso quer dizer que quase não existe defasagem entre o tempo de resposta no fluxo de GCR em relação a uma possível causa da atividade solar.

5.2.3.2 $F_{10.7}$ x GCR

A Figura 5.91 apresenta o resultado da correlação cruzada entre os dados do outro proxy solar, que é o $F_{10.7}$ e de GCR, de 1964 a 2015. O $F_{10.7}$ também representa a intensidade da atividade solar, como o R_z , mas, por meio de um parâmetro físico (espectro eletromagnético emitido pelo Sol no comprimento de onda de 10,7 cm), como já discutido nesse trabalho. Sendo assim, já se esperava que o resultado da correlação cruzada entre $F_{10.7}$ e a taxa de GCR fosse similar ao resultado encontrado na correlação cruzada entre os dados de R_z e de GCR. Nesse caso o coeficiente máximo de correlação encontrado foi de - 0,87, com defasagem igual a 0. Tal qual na correlação cruzada entre R_z e GCR, na correlação entre $F_{10.7}$ e de GCR a defasagem entre os dados aumenta, enquanto a correlação diminui.

Figura 5.91 - Correlação cruzada entre os dados de $F_{10.7}$ e GCR, de 1964 a 2015.



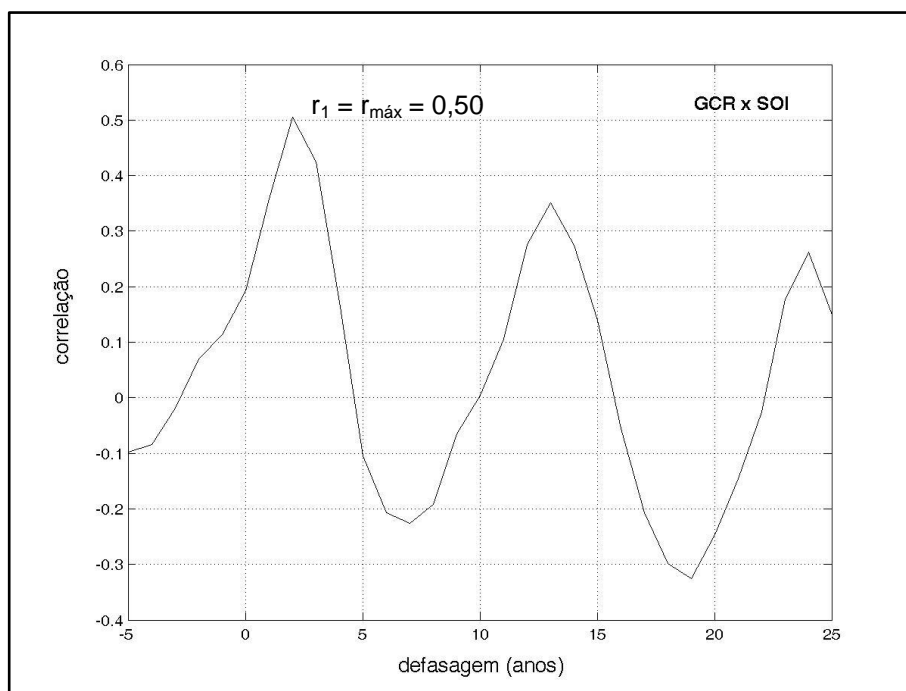
r_0 : coeficiente de correlação quando a defasagem é zero. $r_{máx}$: coeficiente de correlação máxima.

Fonte: Produção do autor.

5.2.3.3 GCR x SOI

A Figura 5.92 apresenta a correlação cruzada entre os dados de GCR e SOI, de 1964 a 2015.

Figura 5.92 - Correlação cruzada entre os dados de GCR e SOI, de 1964 a 2015.



r_1 : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 1 ano. $r_{\text{máx}}$: coeficiente de correlação máxima.

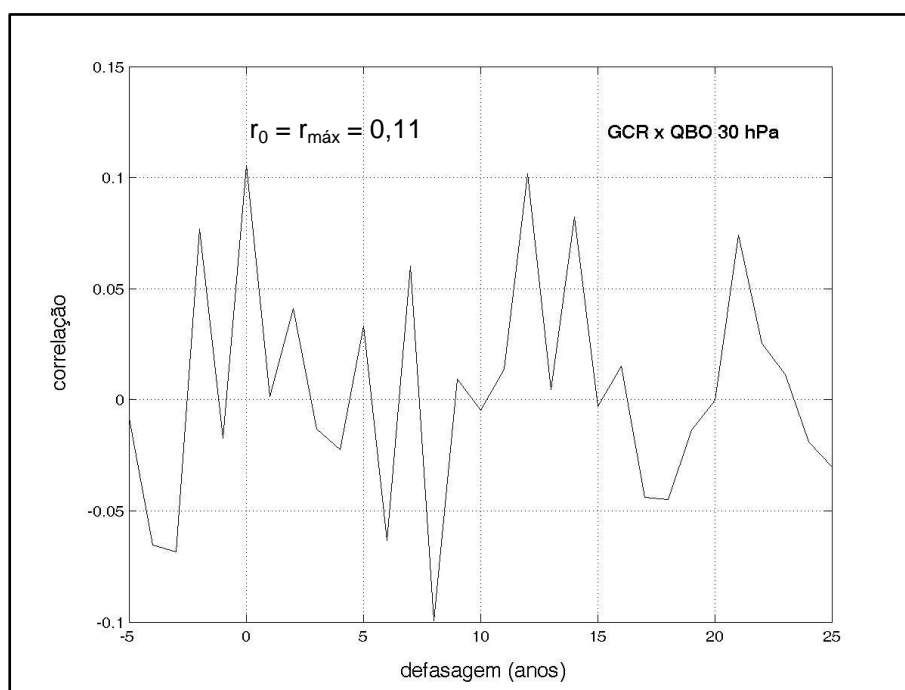
Fonte: Produção do autor.

O SOI, como já apresentado, é caracterizado pelo índice que indica a oscilação negativa (El Niño) ou positiva (La Niña) do oceano Pacífico. Os eventos de El Niño e La Niña têm uma recorrência dentro de um período de 3 a 7 anos, intercalando-se entre si e coincidem respectivamente com períodos quentes e frios das águas do leste do Pacífico. É possível perceber uma correlação máxima, positiva, que ocorre com uma defasagem da resposta do SOI em relação ao fluxo de GCR de um ano ($r_1 = r_{\text{máx}} = 0,50$) e à medida em que a defasagem de resposta entre os dados aumenta, a correlação diminui.

5.2.3.4 GCR x QBO

A Figura 5.93 apresenta a correlação cruzada entre os dados de GCR e QBO 30 hPa, de 1964 a 2015.

Figura 5.93 - Correlação cruzada entre os dados de GCR e QBO 30 hPa, de 1964 a 2015.



r_0 : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 0. $r_{máx}$: coeficiente de correlação máxima.

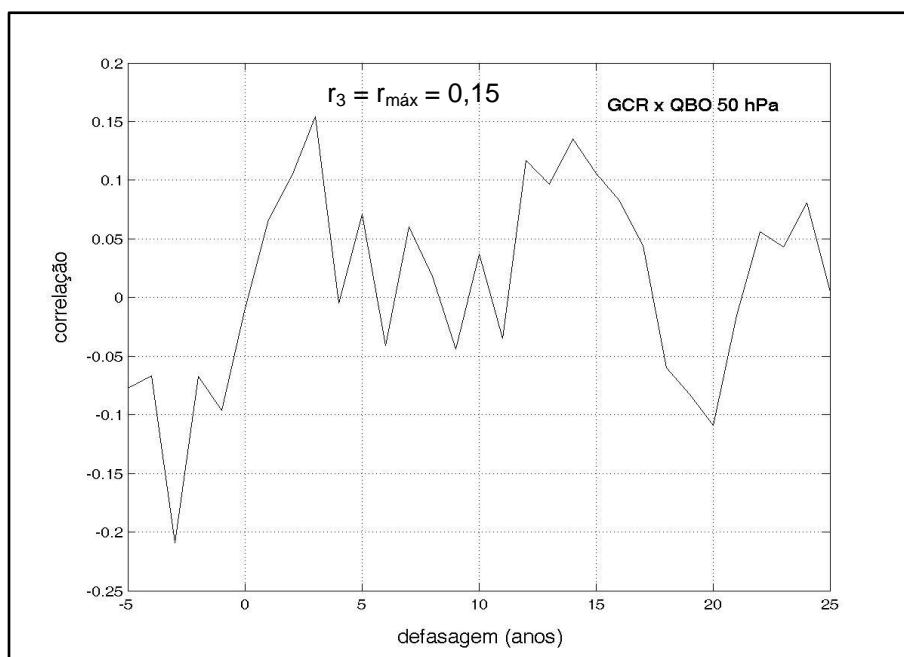
Fonte: Produção do autor.

Por meio do resultado do coeficiente de correlação cruzada é possível perceber que o melhor tempo de resposta entre os dados é o tempo 0, quando os dados encontram-se completamente alinhados, mas, com uma baixa correlação ($r = 0,11$). À medida que a defasagem entre eles aumenta, o coeficiente de correlação diminui ainda mais. Isso demonstra que, nesse trabalho, não foi encontrada uma relação de causa e efeito entre o fluxo de GCR e os dados de QBO estratosférica no nível de pressão de 30 hPa.

O fato da propagação dos ventos da QBO 30 hPa ocorrerem aproximadamente a 24 km de altitude, pode explicar a falta de relação entre os dados, uma vez que, o processo de ionização induzida pelos GCR na atmosfera começa aproximadamente a 18km de altitude, não promovendo acima dessa altitude nenhum efeito atmosférico.

A Figura 5.94 apresenta a correlação cruzada entre os dados de GCR e QBO 50 hPa, de 1964 a 2015. Por meio dela, é possível observar que a correlação máxima (0,15) entre o fluxo de GCR e a QBO estratosférica em 50 hPa é positiva e ocorre com uma defasagem de resposta de 3 anos. O período de 3 anos está relacionado ao período de recorrência (de 2 a 3 anos) dos ventos estratosféricos que se intercalam na direção para leste e para oeste, mas, ainda assim, a correlação entre os dados mostra-se muito fraca.

Figura 5.94 - Correlação cruzada entre os dados de GCR e QBO 50 hPa, de 1964 a 2015.

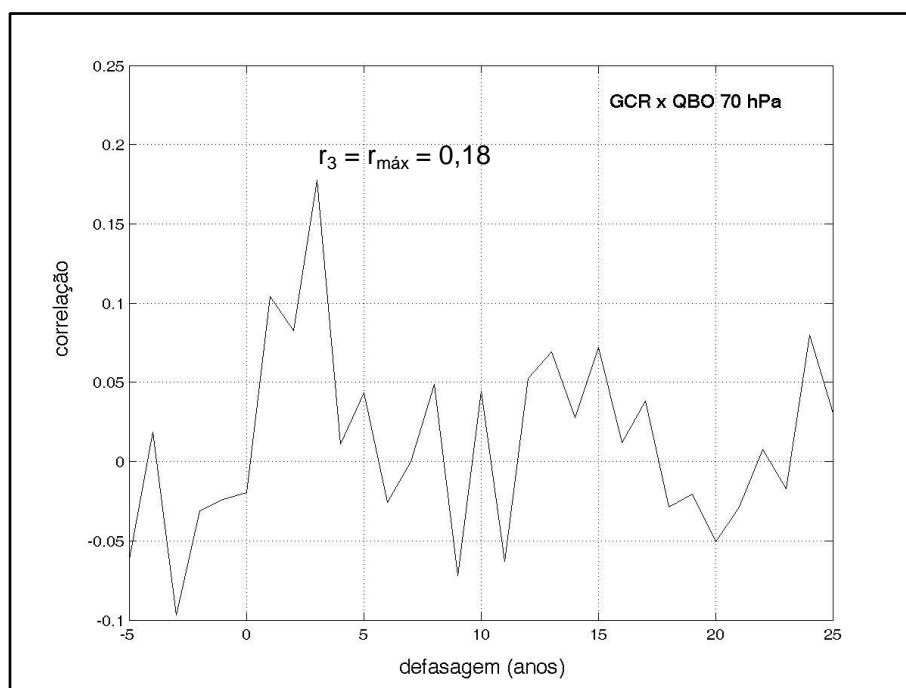


r_3 : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 3 anos. $r_{\text{máx}}$: coeficiente de correlação máxima.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.95 apresenta a correlação cruzada entre os dados de GCR e QBO 70 hPa, de 1964 a 2015. Como na correlação entre o fluxo de GCR e de QBO 50 hPa, a correlação máxima entre os dados de GCR e a QBO 70 hPa, também é positiva (0,18) e dá-se com uma defasagem de 3 anos, período de recorrência desse fenômeno estratosférico. Ainda nesse caso a correlação é muito fraca, não apresentando uma significância de relação entre os dados.

Figura 5.95 - Correlação cruzada entre os dados de GCR e QBO 70 hPa, de 1964 a 2015.



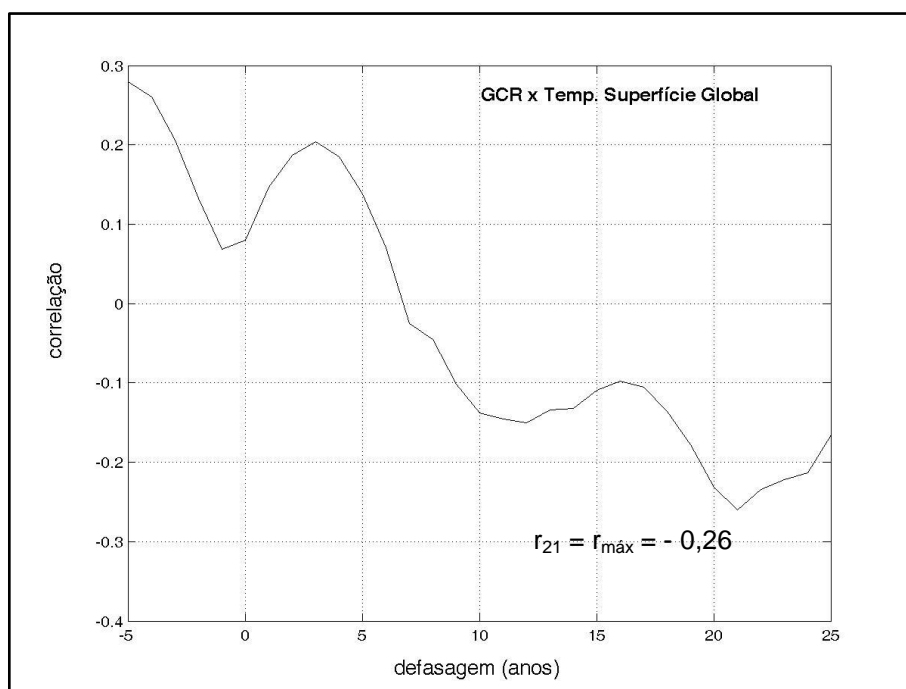
r_3 : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 3 anos. $r_{\text{máx}}$: coeficiente de correlação máxima.

Fonte: Produção do autor.

5.2.3.5 GCR x Temperatura da superfície

A Figura 5.96 apresenta a correlação cruzada entre os dados de GCR e a anomalia da temperatura média da superfície Global, de 1964 a 2015. Nessa correlação cruzada, o coeficiente máximo é de - 0,26 com uma defasagem de 21 anos de resposta dos efeitos dos GCRs na temperatura da superfície Global. Esse período de 21 anos pode estar relacionado ao período de 22 anos do ciclo de atividade solar, que é o período de inversão magnética do Sol que interfere no fluxo de GCR na heliosfera e conseqüentemente na atmosfera terrestre, como apresentado no Capítulo 3.

Figura 5.96 - Correlação cruzada entre os dados de GCR e anomalia da temperatura média da superfície Global, de 1964 a 2015.



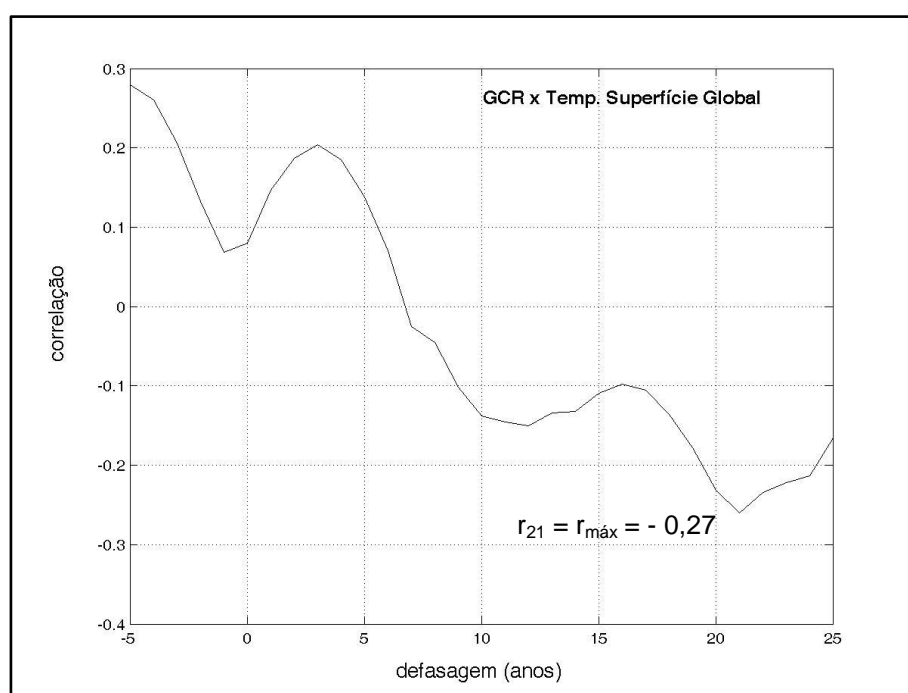
r_{21} : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 21 anos.

$r_{\text{máx}}$: coeficiente de correlação máxima.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.97 apresenta a correlação cruzada entre os dados de GCR e a anomalia da temperatura da superfície média do Hemisfério Norte, de 1964 a 2015. A correlação máxima entre os dados no Hemisfério Norte é negativa (- 0,27) e dá-se quando a defasagem de resposta entre eles é de 21 anos, como ocorreu na correlação cruzada entre os GCR e a anomalia da temperatura da superfície média Global.

Figura 5.97 - Correlação cruzada entre os dados de GCR e anomalia da temperatura média da superfície do Hemisfério Norte (HN), de 1964 a 2015.



r_{21} : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 21 anos.

$r_{m\acute{a}x}$: coeficiente de correlação máxima.

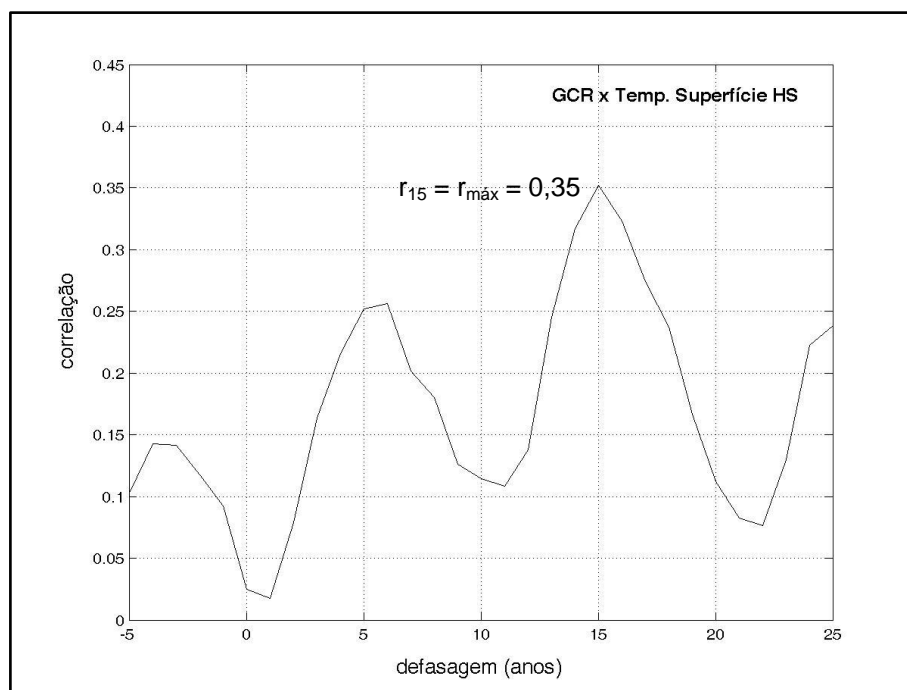
Fonte: Produção do autor.

Uma anticorrelação no comportamento dos dados das séries decompostas tanto para âmbito global, como para o Hemisfério Norte, nas bandas D_3 e D_4

(Figura 5.39 e Figura 5.40), que representam respectivamente os ciclos de 11 e 22 anos de atividade solar, também foi encontrada, com uma certa defasagem de aproximadamente 1 ou dois anos.

A Figura 5.98 apresenta a correlação cruzada entre os dados de GCR e a anomalia da temperatura da superfície média do Hemisfério Sul, de 1964 a 2015. A correlação máxima entre os dados no Hemisfério Sul é positiva (0,35) e dá-se quando a defasagem de resposta entre eles é de 15 anos. Esse tempo de resposta na temperatura da superfície do Hemisfério Sul sugere um "sub - período" do período de mudança típica assinada pelas variações climáticas de 30 anos.

Figura 5.98 - Correlação cruzada entre os dados de GCR e anomalia da temperatura média da superfície do Hemisfério Sul (HS), de 1964 a 2015.



r_{15} : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 15 anos.

$r_{\text{máx}}$: coeficiente de correlação máxima.

Fonte: Produção do autor.

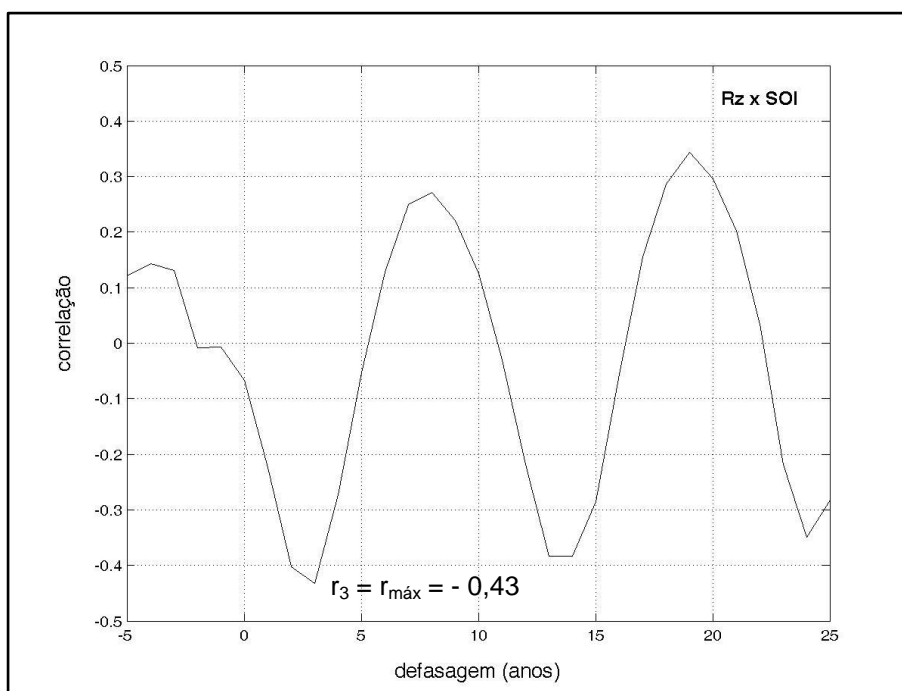
A correlação positiva entre a anomalia da temperatura da superfície média do Hemisfério Sul e o fluxo de GCR também foi encontrada nos resultados da decomposição dos dados em bandas, para a banda D_4 que representa o ciclo de 22 anos (Figura 5.41).

Coincidentemente ou não, os mesmos tipos de relação (positiva e negativa) entre os dados de GCR e temperatura da superfície também ocorreram, de alguma forma, na análise de curto período. Pois, na análise de curtas escalas de tempo os dados mostraram-se anticorrelacionados em todas as faixas latitudinais do Hemisfério Norte, além da alta e média latitudes do Hemisfério Sul e correlacionados na baixa latitude do Hemisfério Sul.

5.2.3.6 R_z x SOI

A Figura 5.99 apresenta a correlação cruzada entre os dados de R_z e SOI, de 1964 a 2015.

Figura 5.99 - Correlação cruzada entre os dados de R_z e SOI, de 1964 a 2015.



r_3 : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 3 anos. $r_{máx}$: coeficiente de correlação máxima.

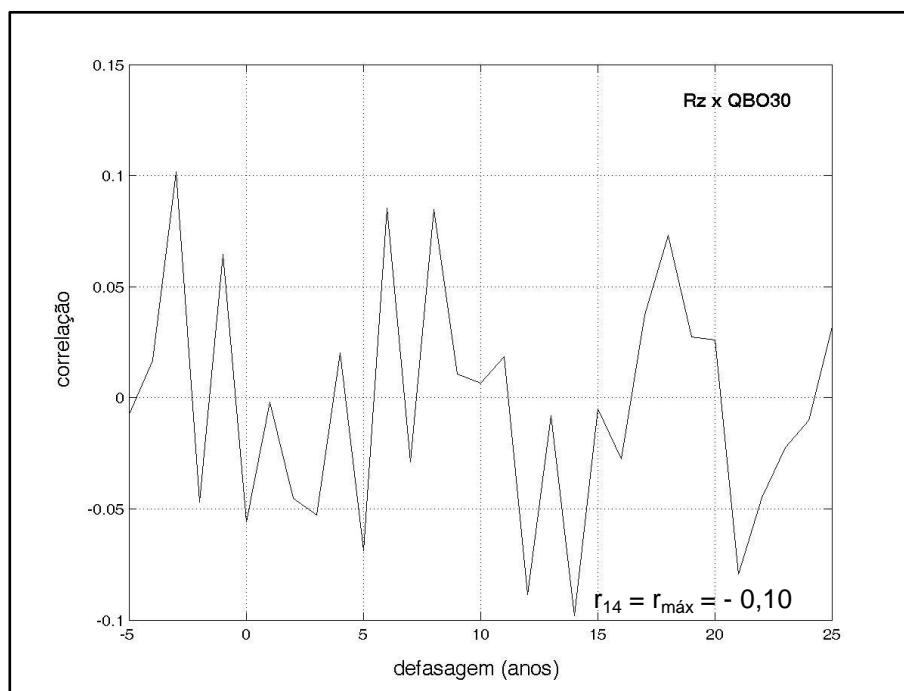
Fonte: Produção do autor.

É possível perceber, que a correlação máxima entre os dados de R_z e SOI é negativa (- 0,43) e dá-se com uma defasagem de 3 anos. Como já discutido, o SOI caracteriza o índice referente à oscilação do oeste do Pacífico relacionada aos fenômenos El Niño e La Niña, com uma recorrência de 3 a 7 anos, intercalando-se entre si.

5.2.3.7 R_z x QBO

A Figura 5.100 apresenta a correlação cruzada entre os dados de R_z e QBO 30 hPa, de 1964 a 2015.

Figura 5.100 - Correlação cruzada entre os dados de R_z e QBO 30 hPa, de 1964 a 2015.



r_{14} : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 14 anos.

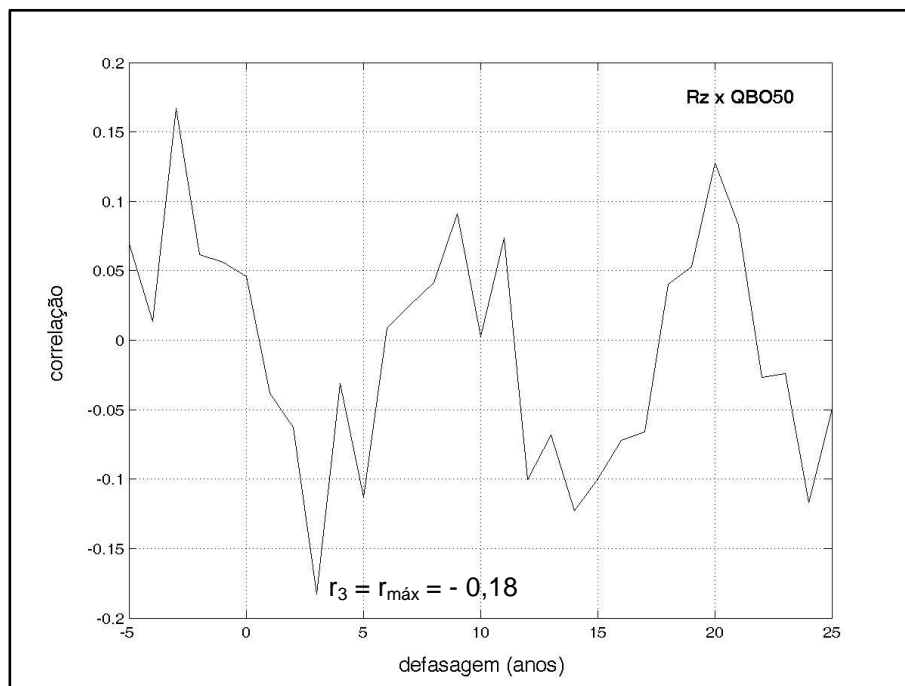
$r_{máx}$: coeficiente de correlação máxima.

Fonte: Produção do autor.

O coeficiente da correlação cruzada máxima encontrado entre os dados de R_z e QBO 30 hPa, com uma defasagem de 14 anos, é muito pequeno (- 0,10). Isso indica que a resposta da QBO 30 hPa em relação aos efeitos da atividade solar não é significativa.

A Figura 5.101 apresenta a correlação cruzada entre os dados de R_z e QBO 50 hPa, de 1964 a 2015.

Figura 5.101 - Correlação cruzada entre os dados de R_z e QBO 50 hPa, de 1964 a 2015.

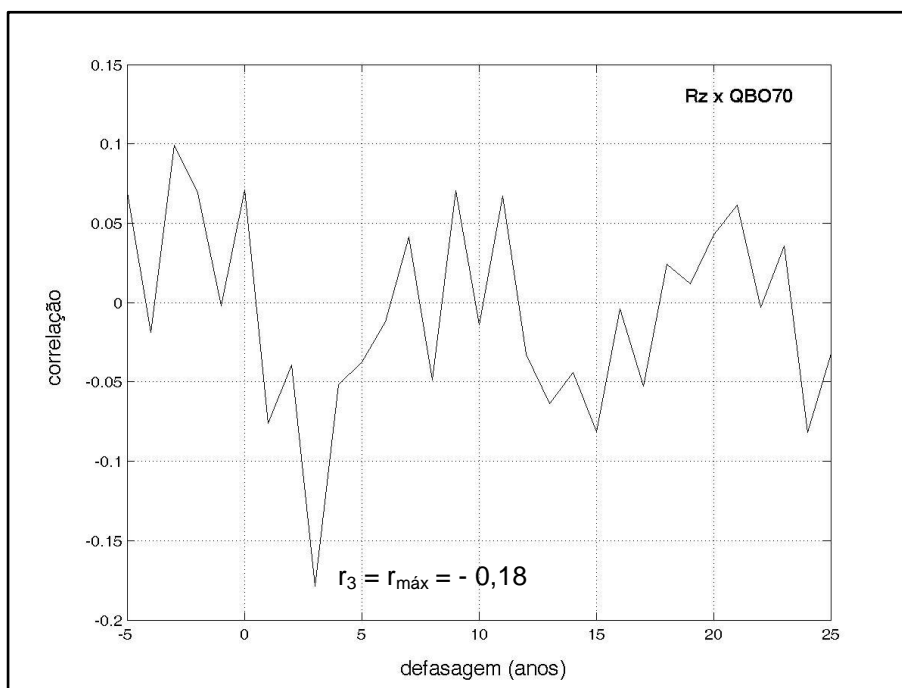


r_3 : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 3 anos. $r_{\text{máx}}$: coeficiente de correlação máxima.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.102 apresenta a correlação cruzada entre os dados de R_z e QBO 50 hPa, de 1964 a 2015.

Figura 5.102 - Correlação cruzada entre os dados de R_z e QBO 70 hPa, de 1964 a 2015.



r_3 : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 3 anos. $r_{\text{máx}}$: coeficiente de correlação máxima.

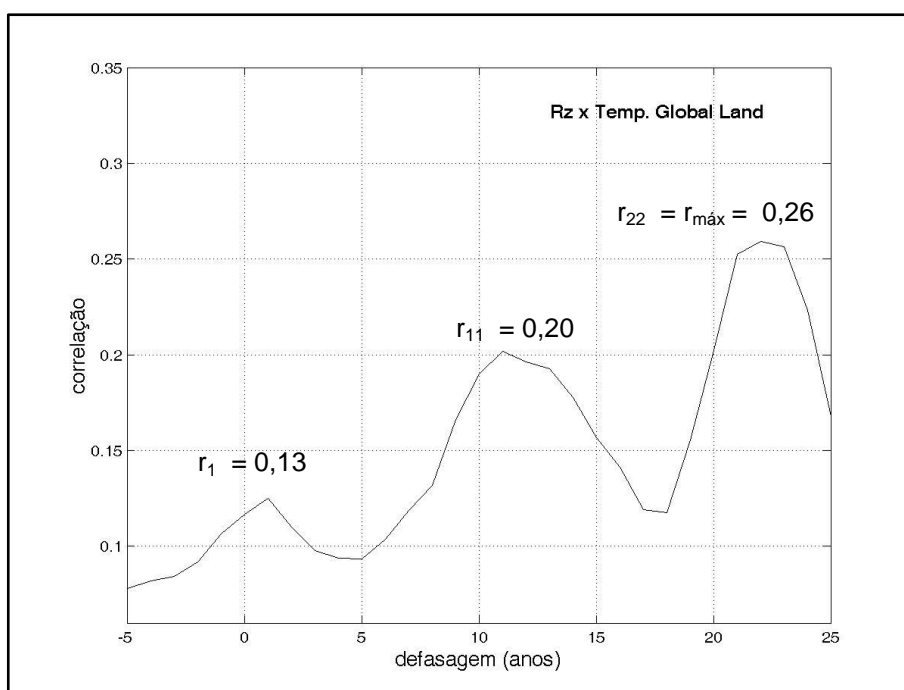
Fonte: Produção do autor.

É possível observar que tanto para a correlação cruzada entre os dados de R_z e de QBO 50 hPa, quanto entre os dados de R_z e QBO 70 hPa, o coeficiente máximo dá-se com uma defasagem de 3 anos. Esse intervalo de tempo de resposta pode estar relacionado ao período de recorrência da QBO estratosférica, como já discutido no item 5.2.3.4 desse trabalho. Em ambos os casos a correlação mostra-se negativa, mas ainda assim, com um valor pequeno, não apresentando grande significância estatística da relação entre eles.

5.2.3.8 R_z x Temperatura da superfície

A Figura 5.103 apresenta a correlação cruzada entre os dados de R_z e anomalia da temperatura média da superfície Global, de 1800 a 2015.

Figura 5.103 - Correlação cruzada entre os dados de R_z e anomalia da temperatura média da superfície Global, de 1880 a 2015.

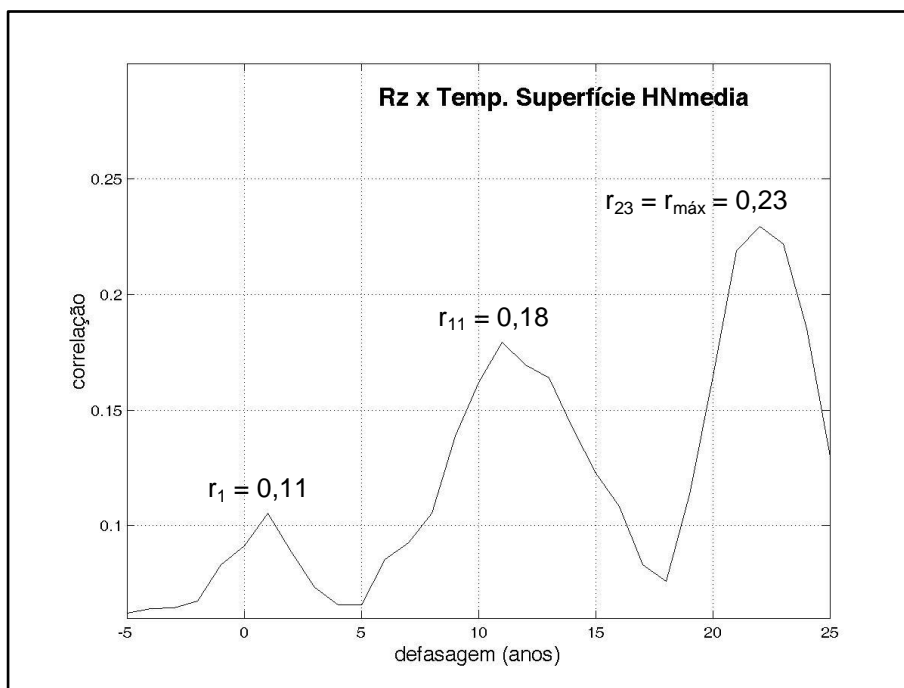


r_1 : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 1 ano. r_{11} : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 11 anos. r_{22} : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 22 anos. $r_{\text{máx}}$: coeficiente de correlação máxima.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.104 apresenta a correlação cruzada entre os dados de R_z e anomalia da temperatura média da superfície do Hemisfério Norte, de 1964 a 2015.

Figura 5.104 - Correlação cruzada entre os dados de R_z e anomalia da temperatura média da superfície do Hemisfério Norte (HN), de 1964 a 2015.

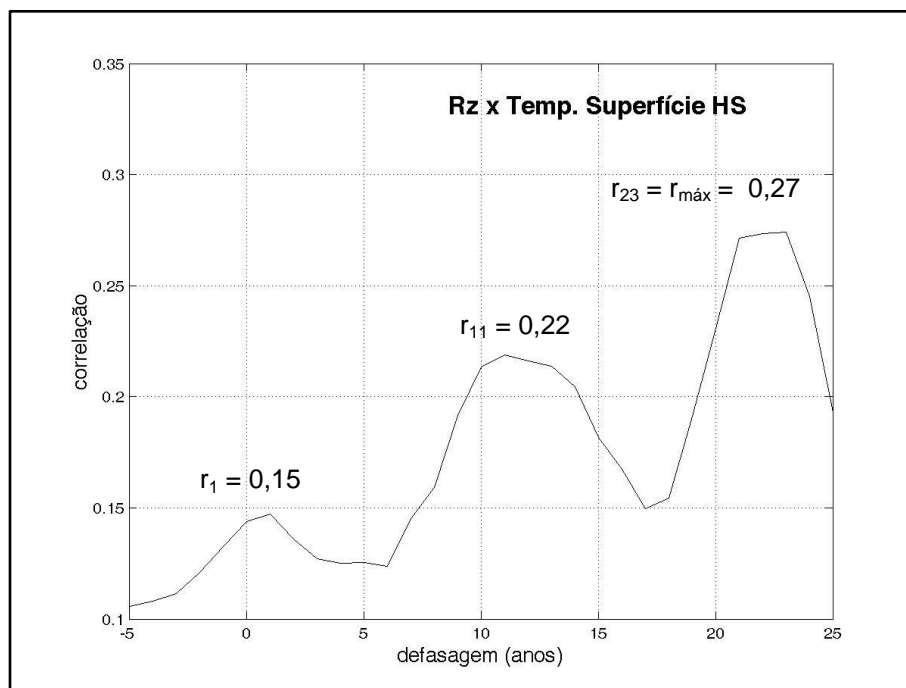


r_1 : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 1 anos. r_{11} : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 11 anos. r_{23} : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 23 anos. $r_{\text{máx}}$: coeficiente de correlação máxima.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.105 apresenta a correlação cruzada entre os dados de R_z e anomalia da temperatura média da superfície do Hemisfério Sul, de 1964 a 2015.

Figura 5.105 - Correlação cruzada entre os dados de R_z e anomalia da temperatura média da superfície do Hemisfério Sul (HS), de 1964 a 2015.



r_4 : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 4 anos. r_{10} : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 10 anos. r_{23} : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 23 anos. $r_{máx}$: coeficiente de correlação máxima.

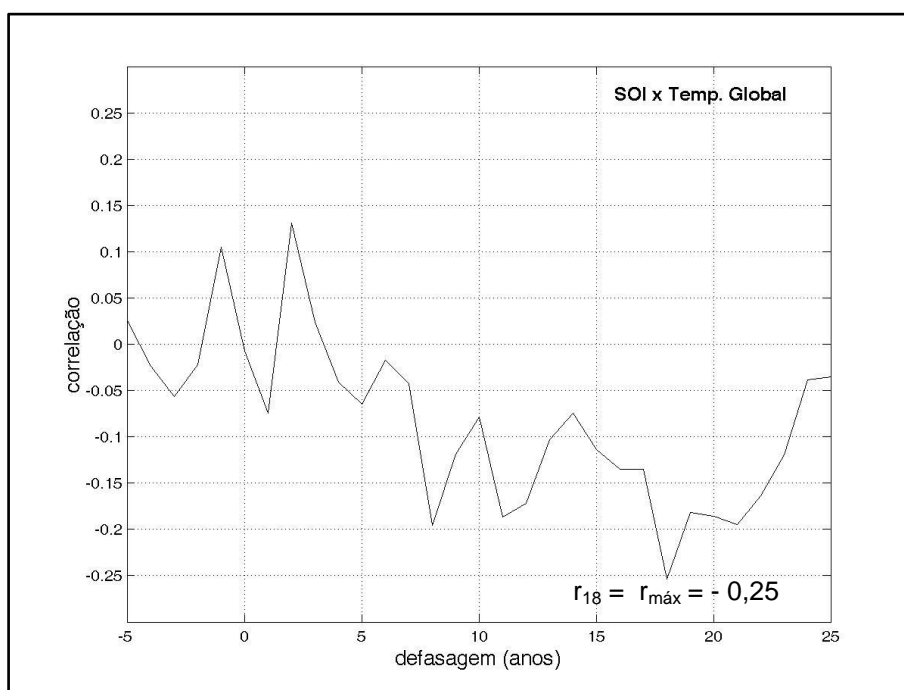
Fonte: Produção do autor.

É possível observar junto aos coeficientes que a correlação cruzada máxima entre os dados de R_z e a anomalia da temperatura da superfície tanto para âmbito global, do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul, é positiva e dá-se com uma defasagem de aproximadamente 22 anos. Quando se analisa os tempos de resposta de 11 anos da temperatura da superfície em relação à atividade solar, vê-se também que os coeficientes são positivos, mostrando assim uma correlação direta entre os dados. Os dois períodos de defasagem de 11 e 22 anos podem estar relacionados aos ciclos de 11 e 22 anos de atividade solar.

5.2.3.9 SOI x Temperatura da superfície

A Figura 5.106 apresenta a correlação cruzada entre os dados de SOI e da anomalia da temperatura média da superfície Global, de 1964 a 2015.

Figura 5.106 - Correlação cruzada entre os dados de SOI e da anomalia da temperatura da superfície média Global, 1964 a 2015.



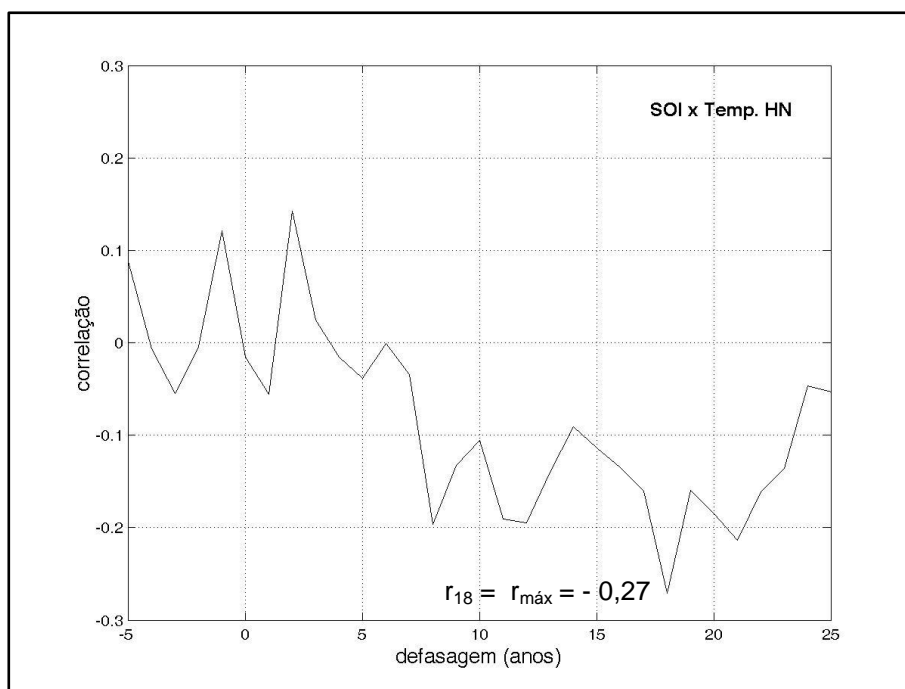
r_{18} : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 18 anos.

$r_{\text{máx}}$: coeficiente de correlação máxima.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.107 apresenta a correlação cruzada entre os dados de SOI e da anomalia da temperatura média da superfície do Hemisfério Norte, de 1964 a 2015.

Figura 5.107 - Correlação cruzada entre os dados de SOI e da anomalia da temperatura da superfície média do Hemisfério Norte, 1964 a 2015.

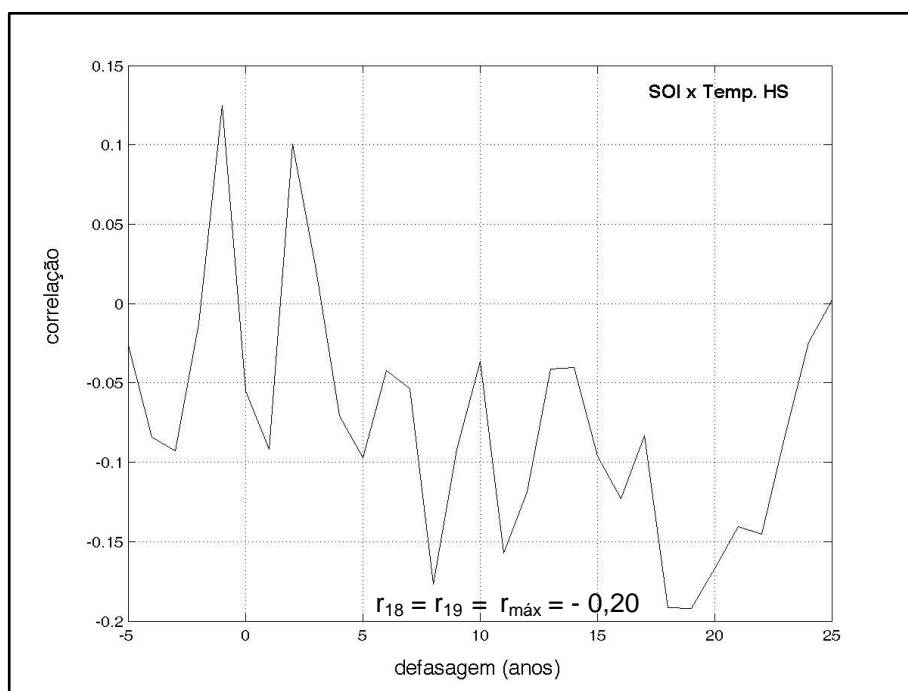


r_{18} : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 18 anos. $r_{\text{máx}}$: coeficiente de correlação máxima.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.108 apresenta a correlação cruzada entre os dados de SOI e da anomalia da temperatura média da superfície do Hemisfério Sul, de 1964 a 2015.

Figura 5.108 - Correlação cruzada entre os dados de SOI e da anomalia da temperatura da superfície média do Hemisfério Sul, 1964 a 2015.



r_{18} : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 18 anos.

r_{19} : coeficiente de correlação, quando a defasagem é de 19 anos.

$r_{m\acute{a}x}$: coeficiente de correlação máxima.

Fonte: Produção do autor.

Por meio das Figuras 5.106, 5.107 e 5.108 pode-se perceber que os resultados obtidos na análise da correlação cruzada entre os dados de SOI e anomalia da temperatura média da superfície foram muito similares para as três faixas: Global, Hemisfério Norte e Hemisfério Sul. Para todas as faixas do globo analisadas a correlação cruzada máxima entre os dados foi negativa e com uma defasagem de 18 e 19 anos. Em outros tempos de resposta da temperatura em relação ao SOI como de 3 anos (tempo aproximado de recorrência dos fenômenos El Niño e La Niña) a correlação mostrou-se positiva. E para o tempo de defasagem relacionada ao ciclo solar de 11 anos, a correlação aparece como positiva.

A Tabela 5.15 apresenta os coeficientes de correlação cruzada máxima ($r_{\text{máx}}$) encontrados entre os diversos dados e a defasagem relacionada a eles.

Tabela 5.15 - Coeficientes de correlação cruzada máxima ($r_{\text{máx}}$) e a defasagem.

Dados	Coeficiente de correlação máxima ($r_{\text{máx}}$)	Defasagem [anos]
GCR x R_z	- 0,87	1
GCR x $F_{10.7}$	- 0,87	0
GCR x SOI	0,50	1
GCR x QBO 30 hPa	0,11	0
GCR x QBO 50 hPa	0,15	3
GCR x QBO 70 hPa	0,18	3
GCR x Temp. Global	- 0,26	21
GCR x Temp. HN	- 0,27	21
GCR x Temp. HS	0,35	15
R_z x SOI	- 0,43	3
R_z x QBO 30 hPa	- 0,10	14
R_z x QBO 50 hPa	- 0,18	3
R_z x QBO 70 hPa	- 0,18	3
R_z x Temp. Global	0,26	22
R_z x Temp. HN	0,23	22
R_z x Temp. HS	0,27	23
SOI x Temp. Global	- 0,25	18
SOI x Temp. HN	- 0,27	18
SOI x Temp. HS	- 0,20	18

Fonte: Produção do autor.

6 CONCLUSÃO E TRABALHOS FUTUROS

O estudo sobre a variabilidade da atividade solar e o seu efeito sobre outros forçantes, como os GCRs, e seus possíveis impactos no clima da Terra investigados nessa Tese de Doutorado, têm sido há alguns anos motivo de intenso debate e pesquisa na comunidade científica. Isso ocorre por ainda não existir um consenso sobre os principais mecanismos que de fato podem proporcionar tal relação (Sol - GCR - Clima) e nem sobre como isso acontece nas diversas regiões do planeta. Além disso, esse é um assunto bastante polêmico, por estar de alguma forma relacionado aos tópicos sobre a mudança climática global.

Há uma grande importância e urgência de entender como efetivamente o clima da Terra comporta-se, uma vez que os impactos da variação climática geralmente abrangem vastos segmentos da vida terrestre como: a biologia, a saúde, a agricultura, o meio ambiente, a economia etc. De acordo com Hoyt; Schatten (1997) se por exemplo, parâmetros meteorológicos como a temperatura e a precipitação variam com a atividade solar e interferem no clima / tempo das diversas regiões do planeta, formas de vida sensíveis a pequenas mudanças poderão apresentar drásticas respostas nos seus ciclos vitais, vindo a morrerem ou mesmo a serem extintas, podendo vir a causar, de forma interdependente, consequências desastrosas em toda a cadeia. Um outro exemplo da interação da variação climática com a biosfera, são as informações apresentadas pelo crescimento de anéis de árvores, diretamente relacionado à taxa de fotossíntese e conseqüentemente à produção de matéria orgânica pelas plantas durante a exposição, em determinados períodos, a diferentes taxas de radiação solar e precipitação (RIGOZO et al., 2002; ODUM; BARRET, 2007). A variação da taxa de fotossíntese (taxa de produção de biomassa) comparada à taxa de cobertura de nuvens e conseqüentemente à fração de irradiância solar incidente na superfície têm implicações também na taxa de produção primária (fotossintética) dos oceanos (MADRUGA; SOUZA;

PEREIRA, 2003). Para a saúde as consequências da exposição exagerada e sem proteção à radiação UV B (0,28 - 0,32 μm) podem causar desde o eritema até o câncer de pele (KIRCHHOFF,1995; KIRCHHOFF; NASSER, 1996; KIRCHHOFF et al.,1997; SILVA; YAMAMOTO; CORRÊA, 2018; SILVA, 2015). Ainda em se tratando da variação da atividade solar no clima, relacionada à taxa de cobertura de nuvens, pode-se citar em termos econômicos, a energia solar utilizada como fonte renovável / sustentável, diretamente relacionada à taxa de irradiância incidente na atmosfera da Terra.

Sabe-se que o clima terrestre é altamente complexo e depende tanto de forçantes antrópicos, quanto de forçantes naturais, como por exemplo as erupções vulcânicas, a entrada de partículas no sistema terrestre, as variações geomagnéticas, os efeitos dos aerossóis antropogênicos e dos aerossóis biogênicos, além dos gases efeitos estufa. Todos esses fatores podem modificar a taxa da radiação solar incidente na atmosfera terrestre e conseqüentemente alterar parâmetros responsáveis por caracterizarem o clima / tempo, como por exemplo a temperatura. Pode-se citar ainda, fenômenos climáticos relacionados à geografia local que determinam as condições meteorológicas de uma determinada região do globo terrestre.

Contudo, o intuito desse trabalho foi o de verificar as influências exercidas pelas partículas energéticas chamadas de GCRs em diferentes latitudes da Troposfera terrestre e em diversas escalas de tempo, especificamente no parâmetro temperatura do ar ao nível da superfície terrestre. De acordo com Tinsley; Brown; Scherrer (1989) os GCR são portadores da variabilidade solar na Troposfera.

As conclusões que aqui se chegou com os resultados das investigações feitas sugerem que de alguma forma e em diferentes intensidades / significância, existe uma conexão entre as partículas vindas de fora do nosso Sistema Solar com o clima terrestre. Pôde-se perceber que essa relação dá-se de diferentes

maneiras de acordo com o intervalo de tempo investigado e a região do planeta observada. Para uma melhor compreensão do que foi encontrado, uma relação resumida dos resultados de cada fase desse trabalho é apresentada nos itens a seguir.

6.1 Resultados da primeira etapa (curta escala de tempo)

Na primeira etapa foram investigados os efeitos do fluxo de GCR, durante os eventos de FD, na variação da média da temperatura diária da superfície em curta escala de tempo (16 dias em torno dos eventos de FD) das três faixas latitudinais (baixa, média e alta). Além disso, foi observada a variação diária da diferença entre a temperatura média da superfície durante os eventos de FD (período conturbado) e o período calmo (média dos anos de 1987, 1996 e 2008). Para tanto foram realizadas as análises estatísticas de época superposta, de correlação linear, de correlação cruzada e análise de significância pelo método *t* de Student. A partir dos resultados dessas análises concluiu-se que:

- 1) Como esperado e observado por outros autores, existe uma anticorrelação entre os dados de temperatura média diária da superfície e o fluxo de GCR em todas as faixas latitudinais investigadas do Hemisfério Norte, sendo alta (60° - 70°), média (40° - 50°) e baixa (20° - 30°) latitudes. Isso indica que a temperatura aumentou quando ocorreu um decréscimo de ionização por GCR na atmosfera.
- 2) Existe uma dependência latitudinal da taxa de ionização induzida pelos GCR e seus efeitos na atmosfera do Hemisfério Norte, uma vez que a anticorrelação entre os dados de GCR e temperatura aumenta do equador para o polo.
- 3) No Hemisfério Sul a anticorrelação entre os dados foi encontrada apenas nas faixas latitudinais alta (60° - 70°) e média (40° - 50°). O coeficiente dessa

anticorrelação também é crescente em direção ao polo. Mas, a correlação entre os dados na faixa latitudinal baixa (20° - 30°) mostrou-se positiva.

4) Em todas as faixas latitudinais (baixa, média e alta) dos dois hemisférios, onde a variação de temperatura da superfície foi positiva em relação ao decréscimo de partículas na atmosfera, o pico de maior elevação da temperatura ocorreu alguns dias após o pico de menor fluxo de GCR (2 a 6 dias). Isso sugere que existe um tempo de defasagem para a resposta dos efeitos do fluxo de GCR na atmosfera.

5) Nas regiões de baixa latitude do Hemisfério Sul, onde foi observada uma correlação positiva entre o fluxo de GCR e a temperatura, o pico de menor temperatura também ocorreu após alguns dias do pico de menor fluxo de GCR.

6) A variação da temperatura da superfície entre os períodos de FD e os períodos de mínima atividade solar (média dos anos de 1987, 1996 e 2008), mostrou-se positiva em todas as faixas latitudinais do Hemisfério Norte e nas faixas de alta e média latitude do Hemisfério Sul. Assim, com exceção da baixa latitude do Hemisfério Sul, nos intervalos analisados de todas as outras faixas latitudinais, a temperatura média diária da superfície apresentou-se maior durante o período conturbado, do que nos períodos calmos.

7) Os resultados obtidos com o teste de hipótese e significância t de Student, demonstraram a variação positiva significativa da temperatura da superfície entre os períodos de FD e os períodos de mínima atividade solar em todas as faixas latitudinais estudadas no Hemisfério Norte, confirmando os resultados obtidos nas análises de época superposta.

8) Os resultados do teste de t de Student obtidos para o Hemisfério Sul, não se mostraram de acordo com o que foi observado na análise de época superposta,

onde a H_1 ($\mu_1 > \mu_2$) deveria ser aceita para a alta e média latitudes desse hemisfério.

Diante desses resultados, a dependência latitudinal observada junto aos coeficientes de correlação linear pode estar relacionada à configuração do campo geomagnético, por meio do parâmetro de rigidez geomagnética P_c como observado por Usoskin et al (2004), Usoskin; Kolvatsov (2006), Usoskin; Gladysheva; Kolvatsov (2004), Usoskin; Kolvatsov (2008), Kovatsov; Usoskin (2007). Pois, o P_c , como já discutido, determina uma condição mínima de energia para a penetração de partículas energéticas nas linhas do campo magnético terrestre. Essa condição mínima de energia aumenta dos polos em direção ao equador, fazendo com que ocorra uma maior incidência de GCR e possivelmente uma maior taxa de ionização induzida nas regiões de altas latitudes.

O atraso de resposta de alguns dias em relação aos efeitos do decréscimo de GCR na temperatura média diária da superfície pode estar ocorrendo muito provavelmente, devido ao tempo necessário para o desenvolvimento dos estágios de modificação dos parâmetros atmosféricos em relação à taxa de ionização induzida pelos GCR na atmosfera, como proposto por Svensmark; Enghoff; Svensmark (2012). Nesse caso, durante os eventos de FD, com a diminuição de partículas energéticas na atmosfera, diminuirá também a taxa de ionização que conseqüentemente acarretará em menor quantidade de CCN e de cobertura de nuvens. Isso acarretará em uma maior taxa de radiação solar incidente e em uma maior temperatura na superfície terrestre.

A correlação positiva entre os dados de temperatura e GCR observada nas regiões de baixa latitude do Hemisfério Sul, junto à análise da variação de temperatura diária, pode ser explicada por alguns fatores que influenciam no clima dessa região do globo, já apresentados nesse trabalho, como: a presença de diversos fenômenos climáticos relacionados à geografia diversificada da

América do Sul; a presença de oceanos adjacentes que propiciam o desenvolvimento de diversificados sistemas atmosféricos; presença da AMAS (Anomalia Magnética do Atlântico Sul), a qual permite uma maior entrada de partículas energéticas do cinturão de Van Allen na atmosfera terrestre; e a ocorrência de eventos vulcânicos de moderados a muito fortes, durante alguns dos intervalos analisados, os quais podem ter modificado a quantidade de aerossóis na atmosfera e conseqüentemente aumentado a taxa de núcleos de condensação de nuvens. Nesse caso, a prevalência dos efeitos de algum ou a conjunção de todos esses fatores na temperatura, em uma curta escala de tempo, podem estar sobressaindo-se aos efeitos dos GCR e fazendo com que mesmo em períodos de decréscimo de partículas na atmosfera, uma alta taxa de CCN continue ocorrendo, modificando assim, os padrões de condensação do vapor d'água. A mesma conclusão pode se dar ao resultado da variação negativa de temperatura entre os períodos de FD e os períodos calmos encontrado também nas regiões de baixa latitude do Hemisfério Sul.

6.2 Resultados da segunda etapa (longa escala de tempo)

Na segunda etapa dessa Tese, foi feita a análise da decomposição dos dados de longas escalas de tempo, considerando especialmente as influências do fluxo de GCR e conseqüentemente da atividade solar junto aos indicadores (R_z e $F_{10.7}$) na anomalia da temperatura da superfície e superfície - oceano, além da influência de outros parâmetros com possíveis reflexos no clima terrestre, como o SOI e a QBO estratosférica. Com isso, chegou-se às seguintes conclusões:

Como era de se esperar, as decomposições entre o fluxo de GCR e os indicadores de atividade solar (R_z e $F_{10.7}$) mostraram-se em antifase na maioria das bandas, principalmente as que englobam os ciclos solares de 11 e 22 anos. Por meio dos coeficientes de correlação cruzada máxima (- 0,87) com uma defasagem que varia até 1 ano, também foi possível concluir que há uma forte

anticorrelação entre eles. Essa anticorrelação vêm sendo apresentada por outros trabalhos de pesquisa citados no corpo da Tese e evidencia mais uma vez o efeito de modulação da atividade magnética do Sol nas partículas energéticas de GCR que se encontram meio interplanetário.

Tal modulação refletiu nos resultados da relação entre as decomposições dos dados de GCR e anomalia da temperatura da superfície, uma vez que, tanto para âmbito global, média do Hemisfério Norte, média do Hemisfério Sul e para as outras faixas latitudinais investigadas de ambos os hemisférios, apresentaram-se antirrelacionadas na maior parte dos intervalo das bandas de decomposição que engloba principalmente os ciclos solares de 11 anos. Durante os ciclos de 22 anos a relação entre as decomposições dos dados prevaleceu em antifase na maioria das faixas latitudinais do Hemisfério Norte, mas, no Hemisfério Sul essa relação entre os dados aparece principalmente em fase. O que aconteceu também nos resultados entre a relação de curto período entre os dados de GCR e temperatura da região de baixas latitudes do Hemisfério Sul.

Essas relações podem ser confirmadas junto ao coeficiente máximo de correlação cruzada entre os dados de anomalia de temperatura e o fluxo de GCR que aparece como negativo e com uma defasagem de 21 anos para a média Global e para o Hemisfério Norte. Já no Hemisfério Sul a correlação máxima apresentou-se positiva com uma defasagem de 15 anos. Mas, a longa tendência (mais de 64 anos) entre os dados decompostos de GCR e da anomalia da temperatura, apresentou-se em fase em todas as faixas latitudinais de anomalia da temperatura estudadas (média Global, média do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul).

O predomínio da anticorrelação entre temperatura e o fluxo de GCR durante os ciclos de 11 anos apresentado pelos resultados sugere a influência da taxa de ionização nos padrões de condensação do vapor d'água na atmosfera

acompanhados pela taxa de formação de CCN. A diferença dos resultados encontrados para o Hemisfério Norte e Hemisfério Sul, mostra mais uma vez, a possível modificação do comportamento físico das partículas energéticas em diferentes cenários da atmosfera terrestre, ou até mesmo, a prevalência de fenômenos atmosféricos / climáticos próprios da região sobre os efeitos das partículas.

Uma outra confirmação referente à relação Sol / GCR / clima em longa escala de tempo deu-se com os resultados da relação $R_z / F_{10.7}$ - anomalia da temperatura. Pelo fato das decomposições do R_z e $F_{10.7}$ possuírem intervalos de tempo diferentes, devido à diferença da disponibilidade dos dados dos indicadores solares, os resultados da relação da anomalia da temperatura com cada um dos indicadores foram um pouco diferentes.

Os dados de decomposição de anomalia da temperatura e R_z mostraram-se muito bem relacionados para as três faixas latitudinais (Global, Hemisfério Norte e Hemisfério Sul) e para as demais faixas investigadas, em relação à banda que abrange o ciclo de 22 anos de atividade solar. Na banda referente ao ciclo de 11 anos os dados encontram-se completamente em fase nas regiões de alta latitude dos dois hemisférios. Nas outras faixas latitudinais permanecem em fase não-estacionária intermitente. Na relação entre a decomposição da anomalia da temperatura e o $F_{10.7}$, os dados encontram-se em fase para todas as faixas latitudinais na banda D_3 (11 anos) e prevalecem em fase na banda D_4 , apesar de apresentarem-se em antifase em algumas faixas latitudinais. O coeficiente de correlação máxima entre R_z e anomalia da temperatura mostrou-se positivo e com uma defasagem de 22 anos para as faixas latitudinais investigadas (Global, Hemisfério Norte e Hemisfério Sul).

Esses resultados confirmam a relação positiva que prevalece entre os ciclos de atividade solar e a temperatura, encontrada em outros trabalhos citados nessa Tese, sugerindo a influência do fluxo de GCR, de modo antirrelacionado, na

temperatura da superfície, uma vez que é modulado pela atividade magnética do Sol.

Na relação do fluxo de GCR com outros parâmetros como por exemplo o SOI encontrou-se junto à análise de decomposição uma antifase entre os dados na banda D_2 . Essa banda engloba os períodos de recorrência dos fenômenos El Niño e La Niña (4 a 8 anos). Conseqüentemente nesse mesmo intervalo de tempo, tomando como exemplo os resultados obtidos nessa Tese sobre a relação entre o fluxo de GCR e os indicadores R_z e $F_{10.7}$, percebeu-se que o SOI possui uma correlação positiva com a atividade solar. Essa mesma relação foi também encontrada em outros trabalhos (RAMPELOTTO et al, 2012; RIGOZO et al, 2003), como mencionado anteriormente. Nas outras bandas de decomposição, inclusive as que se referem aos ciclos de atividade solar de 11 e 22 anos, a relação entre os dados de GCR e SOI aparece de forma positiva, ou seja, os mesmos apresentam-se correlacionados nos intervalos que abrangem os ciclos de 11, 22, 32 e 64 anos, além de terem a mesma previsão para um intervalo de tempo acima disso. Apenas na banda D_3 (8 a 16 anos) os dados apresentam-se em fase, mas, com uma defasagem de resposta entre 1 a 2 anos. O coeficiente de correlação cruzada máxima entre o fluxo de GCR e SOI que se deu com uma defasagem de 1 ano apresentou-se positivo (0,50) e à medida que o tempo de defasagem aumenta a correlação diminui.

A relação positiva do SOI com a atividade solar pode ser confirmada junto aos resultados da decomposição do mesmo parâmetro com a temperatura do Hemisfério Sul, onde apareceu uma relação positiva entre eles durante os ciclos solares de 11 e 22 anos. Enquanto isso, os resultados da mesma relação no Hemisfério Norte e em escala global prevaleceram em antifase. Já o coeficiente de máxima correlação entre eles aparece negativo para todas as faixas latitudinais (Global, HN e HS) e com uma defasagem de 18 anos.

Nas decomposições que apresentam a relação entre os dados de GCR e QBO foi possível perceber que os resultados diferem para os distintos níveis de pressão do índice de QBO estratosférica analisados, ora apresentando-se em fase ora em antifase nas diferentes bandas. No nível D₃, relacionado ao ciclo de 11 anos de atividade solar os dados apresentaram-se em fase, na maior parte do intervalo dos três níveis de pressão de QBO (30 hPa, 50 hPa e 70 hPa), mas, com alguma defasagem entre si. O mesmo parece ocorrer nas bandas D₁ e D₂ que abrangem o período de recorrência da QBO estratosférica. Em relação à banda D₄ os dados mostraram-se em fase apenas para o nível de pressão da QBO de 30 hPa. Mas, a tendência para períodos maiores de 64 anos para a relação entre o fluxo de GCR e todos os níveis de pressão de QBO analisados mostrou-se em antifase. Os coeficientes de máxima correlação cruzada entre os dados de GCR e as QBOs nos níveis de pressão de 30 hPa, 50 hPa e 70 hPa, mostram a fraca correlação entre eles, por meio respectivamente dos valores de 0,11, 0,15 e 0,18. Os coeficientes de correlação máxima entre GCR e QBO 50 e 70 hPa, resultaram-se de uma defasagem de resposta de 3 anos.

Nos resultados da análise espectral dos dados de anomalia da temperatura da superfície / superfície - oceano é possível perceber as periodicidades referentes aos sinais dos ciclos solares de 11 e 22 anos, ao ENSO (3 a 7 anos) e a períodos que marcam ciclos climáticos como o de 30 anos. O período de 22 anos aparece com uma amplitude ainda maior que o de 11 anos. Diante dessa análise é possível ver também tais periodicidades nos dados de GCR, $R_z / F_{10.7}$, SOI e QBO, evidenciando mais uma vez a influência da atividade magnética solar em parâmetros que podem interferir na temperatura da Terra.

6.3 Trabalhos futuros

Como trabalhos futuros pretende-se analisar os efeitos de parâmetros atmosféricos, tais como da temperatura e da pressão atmosférica na

intensidade do fluxo de GCRs junto à Rede Global de Detectores de Múons (GMDN), no período de 2013 a 2018. Sabe-se que de um modo geral o fluxo de GCRs incidente na Terra é influenciado por efeitos de origem terrestre e extra-terrestre, sendo estes últimos caracterizados basicamente pelos efeitos da intensidade da atividade magnética do Sol na heliosfera, como apresentado nessa tese de Doutorado. Dentre os efeitos de origem terrestre mais significantes para o fluxo de múons, incluem-se as variações sazonais e diurnas de temperatura e pressão, relacionadas às modificações periódicas na estrutura atmosférica ocorridas entre o inverno e o verão e entre o dia e a noite, respectivamente. Através da análise dos dados da GMDN, que é composta por quatro detectores localizados no Hemisfério Norte (Nagoya - Japão e Kuwait - Kuwait) e no Hemisfério Sul (São Martinho da Serra - Brasil e Hobart - Austrália), pretende-se comparar a variação do fluxo das partículas secundárias na atmosfera em cada uma das regiões e até mesmo verificar se há a predominância de algum dos efeitos atmosféricos investigados nessa variação regional / latitudinal. Essas análises irão auxiliar na compreensão sobre os fenômenos relacionados aos estudos realizados durante essa Tese de Doutorado, como a física dos raios cósmicos, a física atmosférica, a atividade solar e magnetosférica. Além disso, o objetivo com tais trabalhos também é o de analisar os efeitos nos múons causados por partículas primárias incidentes com diversas energias, através dos canais multidirecionais de cada detector. Isso ajudará no entendimento da dependência da energia junto ao efeito da temperatura, que não é completamente conhecida.

Para tanto, serão levadas em consideração as seguintes etapas:

- 1) analisar e corrigir os efeitos atmosféricos, iniciando-se pelos efeitos da pressão e depois da temperatura, no fluxo de raios cósmicos galácticos de cada um dos quatro detectores da rede global de múons, de 2013 a 2018;

- 2) analisar e corrigir os efeitos da temperatura e somente depois o da pressão no fluxo de raios cósmicos galácticos de cada um dos quatro detectores da rede global de múons, de 2013 a 2018;
- 3) comparar os resultados obtidos nas duas primeiras etapas e conjugar os dois efeitos para compreender se são realmente independentes ou se agem de forma combinada;
- 4) analisar os efeitos atmosféricos no fluxo de partículas primárias incidentes com diversas energias nos canais multidirecionais de cada detector, para entender se há uma relação entre a energia das partículas e os efeitos atmosféricos;
- 5) comparar os resultados obtidos para o Hemisfério Norte com os do Hemisfério Sul e entre cada detector, com diferentes P_c ;
- 6) comparar os resultados obtidos com os encontrados na literatura junto a outras metodologias.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOT, C. G., FOWLE, F.E.; ALDRICH, L. B. The variation of the Sun. **Astrophysical Journal**, v.38, p.181–186, 1913.
- ARNOLD, F. Atmospheric aerosol and cloud condensation nuclei formation: a possible influence of cosmic rays? **Space Science Reviews**, v.125, p.169–186, 2006. DOI: 10.1007/s11214-006-9055-4.
- AXFORD, W. I; SUESS, S. T. The outer heliosphere. In: SUESS, S. T.; TSURUTANI, B. T. (Eds.). **From the Sun**: auroras, magnetic storms, solar flares, cosmic rays. Washington: AGU Books, 1998.
- BAI, T.; CLIVER, E. W. A 154 day periodicity in the occurrence rate of proton flares. **Astrophysical Journal**, v.363, p.299–309, 1990.
- BALDWIN, M. P. et al. The quasi-biennial oscillation. **Reviews of Geophysics**, v.39, n.2, p.179–229, 2001.
- BAUMJOHANN, W.; TREUMANN, R. A. **Basic space plasma physics**. [S.l.]: World Scientific, 1997. 329p.
- BAUMJOHANN, W.; NAKAMURA, R. **Magnetospheric contributions to the terrestrial magnetic field**. Amsterdam; London: Elsevier, 2007. p 77-92.
- BAZILEVSKAYA, G. A. et al. Structure and maximum phase of solar cycles 21 and 22. **Solar Physics**, v.197, p.157–174, 2000.
- BAZILEVSKAYA, G. A. et al. Correlation of the quasi-biennial oscillations in galactic cosmic rays and in the solar activity indices. **Journal of Physics: Conference Series**, v.632, 012050, 2015. DOI:10.1088/1742-6596/632/1/0120502015.
- BELOV, A. V. et al. Frequency of forrush effects as an index of solar activity. In: INTERNATIONAL COSMIC RAY CONFERENCE PUNE, 29., 2005. **Proceedings...** 2005. p.375-378.
- BELOV, A. V. Forbush effects and their connection with solar, interplanetary and geomagnetic phenomena. In: UNIVERSAL HELIOPHYSICAL PROCESSES IAU SYMPOSIUM, 2008. **Proceedings...** IAU, 2008.
- BENEVOLENSKAYA, E. E. Double magnetic cycle of solar activity. **Solar Physics**, v.161, p.1–8, 1995.

- BEER, J. et al. Solar variability traced by cosmogenic isotopes. **International Astronomical Union Colloquium**, v.143, p.291-300, 1994. DOI:10.1017/S0252921100024799.
- BEER, J.; VONMOOS, M.; MUSCHELER, R. Solar variability over the past several millenia. **Space Science Review**, v.125, p.67, 2006. DOI: <https://doi.org/10.1007/s11214-006-9047-4>.
- BADRUDDIN, O. P. M. A. Solar modulation of cosmic rays during the declining and minimum phases of solar cycle 23: comparison with past three solar cycles. **Solar Physics**, v.279, p.269–288, 2012. DOI 10.1007/s11207-012-9970-3.
- CANE, H. V. Coronal mass ejections and forrush decreases. **Space Science Reviews**, v.93, n.1/2, p.55 -77, 2000.
- CAMP, C. D.; TUNG, K. K. Surface warming by the solar cycle as revealed by the composite mean difference projection. **Geophysical Reserach Letters**, v.34, L14703, 2007. DOI 10.1029/2007GL030207.
- CHANDRA, S., McPETERS, R. D. The solar cycle variation of ozone in the stratosphere inferred from Nimbus 7 and NOAA 11 satellites. **Journal of Geophysical Research**, v.99, p.20665–20671, 1994.
- CLARKE, A. J. **An introduction to the dynamics of El Niño and the southern oscillation**. Elsevier: New York, 2008. 308p.
- CLEM, J. M.; DORMAN, L. I. Neutron monitor response functions. **Space Science Reviews**, v.93, n.1, p.335-359, 2000.
- COSMIC RAY STATION. **Oulu nêutron monitor**. Disponivel em: <http://cosmicrays oulu.fi/#solar>. Acesso em: 18 out. 2015.
- COSTA NETO, P. L. O. **Estatística**. São Paulo: Edgard Blücher, 1939. 264p.
- DAVIS, John C. **Statistics and data analysis in geology**. 3.ed. New York: Phoenix Color, 2002. 638 p.
- DICKINSON, R. E. Solar variability and the lower atmosphere. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.56, p.1240–1248, 1975. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/15200477>.
- DORMAN, L. **Cosmic rays in the Earth's atmosphere and underground**. New York: Springer, 2004. 862 p.
- DRAGIC, A. et al. Forbush decreases: clouds relation in the neutron monitor era. **Astrophysical Space Science Transactions**, v.7, p.315-318, 2011.

DRAGIC, A. et al. Further investigations into the connection between cosmic rays and climate. **arXiv:1304.7879**, 2013. Disponível em: <https://arxiv.org/abs/1304.7879>.

ECHER, E. Multi-resolution analysis of global total ozone column during 1979–1992 Nimbus-7 TOMS period. **Annales Geophysicae**, v.22, p.1487–1493, 2004.

ECHER, E. et al. Introduction to space weather. **Advances in Space Research**, v.35, n.5, p.855-865, 2005.

ECHER, E. et al. Multi-resolution analysis of global surface air temperature and solar activity relationship. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.71, p.41–44, 2009.

EDDY, J. A. The maunder minimum. **Science**, v.192, n. 4245. p. 1189-1202, 1976.

EDDY, J. A. The historical record of solar activity. **Proceedings of the Conference Ancient Sun**, p.119-124, 1980.

ENGHOFF, M. B. et al. Evidence for the role of ions in aerosol nucleation. **Journal of Physical Chemistry A**, v.112, p.10305–10309, 2008.

FEULNER, G. et al. On the origin of the surface air temperature difference between the hemispheres in Earth's present-day climate. **Journal of Climate**, v.26, p.7136 -7150, 2013.

FORBUSH, S. E. On the effects in cosmic-ray intensity observed during the recent magnetic storm. **Physical Review**, v.51, p.1108, 1937.

FORBUSH, S. E. On world-wide changes in cosmic-ray intensity. **Physical Review**, v.54, p.975, 1938.

FORBUSH, S. E et al. Statistical considerations in the analysis of solar oscillation data by the superposed epoch method. **Solar Physics**, v.82, p.113-122, 1983.

FRÖHLICH, C. Solar irradiance variability since 1978. **Space Science Review**, v.125, p.53, 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s11214-006-9046-5>.

FRÖHLICH, C.; LEAN, J. The Sun's total irradiance: cycles, trends and related climate change uncertainties since 1976. **Geophysical Research Letters**, v.25, n.23, p.4377-4380, 1998.

FRÖHLICH, C.; LEAN, J. Solar radiative output and its variability: evidence and mechanisms. **The Astronomy and Astrophysics Review**, v.12, p.273–320, 2004.

GOPALSWAMY, N. et al. CMEs during the two peaks in cycle 24 and their space weather consequences. **Sun and Geosphere**, v.10, n.2, p.111–118, 2015.

GRIEDER, P. K. F. **Cosmic rays at Earth: researcher's reference manual and data book**. Amsterdam: Elsevier, 2001.

GURNEY, R. J.; FOSTER, J. L.; PARKINSON, C. L. (Eds.). **Atlas of satellite observations related to global change**. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. 470p.

HAIGH, J. D. The impact of solar variability on climate. **Science**, v.272, p.981-984, 1996.

HAIGH, J. D.; BLACKBURN, M.; DAY, R. The response of tropospheric circulation to perturbations in lower-stratospheric temperature. **Journal of Climate**, v.18, p.3672-3685, 2005.

HAIGH, J. D. The Sun and the Earth's climate. **Living Review in Solar Physics**, v.4, p.2, 2007. Disponível em: <http://www.livingreviews.org/lrsp-2007-2>.

HAIGH, J. D. **Solar influences on climate**. London: Imperial College, 2011. Disponível em: <https://www.imperial.ac.uk/media/imperial-college/grantham-institute/public/publications/briefing-papers/Solar-Influences-on-Climate---Grantham-BP-5.pdf>. Acesso em: 06 abr. 2017.

HALE, G. E. On the probable existence of a magnetic field in sun-spots. **Astrophysical Journal**, v.28, p.315–343, 1908.

HALE, G. E et al. The magnetic polarity of sun-spots. **Astrophysical Journal**, v.49, p.153–178, 1919.

HARRISON, D. E.; LARKIN, N. K. El Niño-southern oscillation sea surface temperature and wind anomalies, 1946–1993. **Reviews of Geophysics**, v.36, n.3, p.353-399, 1998.

HARTMANN, G. A.; PACCA, I. G. Time evolution of the South Atlantic Magnetic Anomaly. **Sciences**, v.81, p.243–255, 2009.

HATHAWAY, D. H. The solar cycle. **Living Reviews in Solar Physics**, v.7, n.1, 2010. Disponível em: <http://www.livingreviews.org/lrsp-2010-1>.

HATHAWAY, D. H. The solar cycle. **Living Reviews in Solar Physics**, v.12, n.4, 2015. DOI 10.1007/lrsp-2015-4.

HAURWITZ, M. W; BRIER, G. W. A critique of the superposed epoch analysis method: its application to solar - weather relations. **Monthly Weather Review**, v.109, p.2074-2079,1981.

HEBER, B; POTGIETER, M. S. Cosmic rays at high heliolatitudes. **Space Science Reviews**, v.127, n.1, p.117-194, 2006.

HOYT, D. V.; SCHATTEN, K. H. **The role of the Sun in climate change**. New York: Oxford University Press, 1997.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Mundo planisfério político**. 2006. Disponível em: https://atlasescolar.ibge.gov.br/images/atlas/mapas_mundo/mundo_planisferio_politico_a3.pdf.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPOS E ESTUDOS CLIMÁTICOS – INPE/CPTEC. **Possível ocorrência de El Niño durante OND-2018**. 2018. Disponível em: <http://enos.cptec.inpe.br/>.

IQBAL, M. **An introduction to a solar radiation**. Toronto: Academic Press, 1983. 390p.

JACOBSON, M. Z. **Fundamentals of atmospheric modeling**. 2 ed. New York: Cambridge University Press, 2005. 813 p.

JONES, P.A. Cloud-cover distributions and correlations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 31, p. 732-741, 1992.

JOKIPII, J. R. Cosmic rays. In: SUESS, S. T.; TSURUTANI, B. T. (Eds.). **From the Sun: auroras, magnetic storms, solar flares, cosmic rays**. Washington: AGU Books,1998.

KANE, R. P. Differences in the quasi-biennial oscillation and quasi-triennial oscillation characteristics of the solar, interplanetary, and terrestrial parameters. *Journal of Geophysical Research*, v.110, A01108, 2005. DOI:10.1029/2004JA010606.

KIRCHHOFF, V. W. J. H. **Ozônio e radiação UV-B**. São José dos Campos: Transtec, 1995. 73p.

KIRCHHOFF, V. W. J. H.; Nasser, N. A radiação UV-B e seus efeitos na pele humana. In: SEMINÁRIO DE INTERAÇÕES GEOMÉDICAS, 2., 1996, Campina Grande. **Anais...** Campina Grande: Universidade Federal da Paraíba, 1996.

KIRCHHOFF, V. W. J. H.; CASICCIA, C. A. R.; ZAMORANO, F. The ozone hole over Punta Arenas, Chile. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D7, p. 8945-8953, 1997.

KIRKBY, J. Cosmic rays and climate. **Surveys in Geophysics**, v.28, p.333, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s10712-008-9030-6>.

KIRKBY, J. et al. Role of sulphuric acid, ammonia and galactic cosmic rays in atmospheric aerosol nucleation. **Nature**, v.476, p.429, 2011.

KIRKBY, J. et al. Ion-induced nucleation of pure biogenic particles. **Nature**, v.533, p.521–526, 2016. DOI:10.1038/nature17953.

KNAACK, R.; STENFLO, J. O. Spherical harmonic decomposition of solar magnetic fields. **Astronomy and Astrophysics**, v.438, p.349–363, 2005. DOI: 10.1051/0004-6361:20052765.

KOVALTSOV, G. A.; USOSKIN, I. G. Regional cosmic rays induced ionization and geomagnetic field changes. **Advances in Geosciences**, v.13, p.31-35, 2007.

KUMAR, P.; FOUFOULA-GEORGIU, E. Wavelet analysis for geophysical applications. **Reviews in Geophysics**, v.35, p.385–412, 1997.

KÜRTE, A et al. Experimental particle formation rates spanning tropospheric sulfuric acid and ammonia abundances, ion production rates, and temperature. **Journal of Geophysical Research - Atmospheres**, v.121, n.20, p.12377-12400, 2016.

LABITZKE, K.; VAN LOON, H. Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere, Part I: the troposphere and stratosphere in the northern hemisphere winter. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v.50, p.197–206, 1988.

LABITZKE, K. On the solar cycle–QBO relationship: a summary. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.67, p.45–54, 2005.

LARMOR, J. How could a rotating body such as the sun become a magnet? **Report of the British Association for the Advancement of Science**, p.159–160, 1919.

LEAN, J. Variations in the Sun's radiative output. **Reviews of Geophysics**, v.29, p.505-535, 1991.

LEAN, J. L.; RIND, D. Climate forcing by changing solar radiation. **Journal of Climate**, v.11, p.3069-3094, 1998.

LEAN, J. L.; RIND, D. Evaluating sun - climate relationships since the Little Ice Age. **Journal of Atmospheric and Solar - Terrestrial Physics**, v.61, p.25 - 36, 1999.

LENOBLE, J.; MISHCHENKO, M. I.; HERMAN, M. Absorption and scattering by molecules and particles. In: LENOBLE, J.; REMER, L.; TANRÉ, D. (Eds.). **Aerosol remote sensing**. Berlin: Springer, 2013. p.13-5.

LOOKWOOD, J. A. Forbush decrease in the cosmic radiation. **Space Science Reviews**, v.12, p.658-715, 1971.

LÜDECKE, H.-J.; WEISS, C. O.; HEMPELMANN, A. Paleoclimate forcing by the solar De Vries/Suess cycle. **Climate of the Past Discussions**, v.11, p.279–305, 2015.

LUTGENS, F. K.; TARBUCK, E. J. **The atmosphere**: an introduction to meteorology. 11 ed. USA: Pearson Prentice Hall, 2010, 508p.

MADRUGA, J. L.; SOUZA, M. P.; PEREIRA, E. B. Avaliação da influência da cobertura efetiva de nuvens na concentração de biomassa no Oceano Atlântico Sul utilizando dados de satélite. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 11., 2003, Belo Horizonte. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2003. p.1587-1590.

McPHADEN, M. J.; ZEBIAK, S. E. ; GLANTZ, M. H. ENSO as an Integrating Concept in Earth Science. **Science**, v.314, n.5806, p.1740-1745, 2006. DOI: 10.1126/science.1132588.

MARSH, N; SVENSMARK, H. Cosmic rays, clouds and climate. **Space Science Reviews**, v.94, p.215–230, 2000.

MARSH, N; SVENSMARK, H. Low cloud properties influenced by cosmic rays. **Physical Review Letters**, v.85, n.23, p.5004-5007, 2000a.

MEEHL, G. A. et al. Coupled air–sea response mechanism to solar forcing in the Pacific region. **Journal of Climate**, v.21, p.2883, 2008.

MEEHL, G. A. et al. Amplifying the Pacific climate system response to a small 11-year solar cycle forcing. **Science**, v.325, p.1114, 2009.

MODZELEWSKA, R; ALANIA, M. V. The 27-Day Cosmic Ray Intensity Variations During Solar Minimum 23/24. **Solar Physics**, v.286, p.593–607, 2013. DOI 10.1007/s11207-013-0261-4.

MORAAL, H.; BELOV, A.; CLEM, J. M. Design and co-ordination of Multi-Station International Neutron Monitor Networks. **Space Science Reviews**, v.93, n.1/2, p.285-303, 2000.

MORETTIN, P. A.; BUSSAB, W. O. **Estatística Básica**. 7 ed.. São Paulo: Saraiva, 2012, 540 p.

MURSULA, K.; USOSKIN, I. **Heliospheric physics and cosmic rays**. University of Oulu, 2003. Disponível em: http://cc.oulu.fi/~usoskin/Lect_2003.pdf.

MURSULA, K.; ZIEGER, B.; VILPPOLA, J. H. Mid-term quasi-periodicities in geomagnetic activity during the last 15 solar cycles: connection to solar dynamo strength. **Solar Physics**, v.212, p.201–207, 2003.

MUSALEM-RAMIREZ, O. O et al. A catalog of Forbush decreases of the cosmic radiation for the period 1997-2007. In: INTERNATIONAL COSMIC RAY CONFERENCE, 33., 2013, Rio de Janeiro. **Proceedings...** Disponível em: <http://www.cbpf.br/~icrc2013/papers/icrc2013-0393.pdf>. Acesso em: 05 fev. 2015.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION - NASA. **Solar system magnetism**. Disponível em: https://www.nasa.gov/pdf/626531main_Solar_System_Magnetism.pdf. Acesso em: 23 fev. 2017a.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION - NASA. **What is the solar cycle?** Disponível em: <https://spaceplace.nasa.gov/solar-cycles/en/>. Acesso em: 15 fev. 2017b.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION - NASA. **Spiraling loops**. Disponível em: <https://sdo.gsfc.nasa.gov/gallery/main/item/154>. Acesso em: 23 fev. 2017c.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION – NOAA. **Jet Stream**. Disponível em: <https://oceanservice.noaa.gov/education/yos/resource/JetStream/atmos/atmprofile.htm>. Acesso em: 11 abr. 2017.

NATURAL RESOURCES CANADA. **Solar radio flux**: plot of monthly averages. 2018. Disponível em: <http://www.spaceweather.ca/solarflux/sx-6-mavg-en.php>.

NETWORK OF COSMIC RAY STATIONS. **Santiago neutron monitor**. Disponível em: <http://cr0.izmiran.ru/sntg/main.htm>. Acesso em: 23 fev. 2017a.

NETWORK OF COSMIC RAY STATIONS. **Haleakala neutron monitor**. Disponível em: <http://cr0.izmiran.ru/hle1/main.htm>. Acesso em: 23 fev. 2017b.

NEUTRON MONITOR DATABASE. **NMDB**: real-time database for high resolution neutron monitor measurements. Disponível em: <http://www.nmdb.eu/?q=node/138> . Acesso em: 15 abr. 2015.

NEY, E. P. Cosmic radiation and the weather. **Nature**, v.183, p.451–452, 1959. DOI: <http://dx.doi.org/10.1038/183451a0>.

ODUM, E. P.; BARRET, G. W. **Fundamentos de ecologia**. São Paulo: Thomson Learning, 2007. 612 p.

ORMES, J. F. Cosmic rays and climate. **Advances in Space Research**, 2017. DOI: 10.1016/j.asr.2017.07.028.

OTAOLA, J. A; VALDÉS - GALICIA, J. F. **Los rayos cósmicos**: mensajeros de las estrellas. México: Fondo de Cultura Económica, 1995. Disponível em: <http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx/sites/ciencia/volumen3/ciencia3/108/htm/losrayos.htm>. Acesso em: 17 set. 2015.

ÖZQÜÇ, A; ATAÇ, T; RYBÁK, J. Temporal variability of the flare index (1966–2001). **Solar Physics**, v.214, p.375–396, 2003.

PARKER, E. N. Dynamical theory of the solar wind. **Space Sci Rev**, 4: 666, 1965. <https://doi.org/10.1007/BF00216273>.

PACINI, A. A. Cosmic rays: bringing messages from the sky to the Earth's surface. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v.39, n.1, e1306, 2017. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/1806-9126-RBEF-2016-0168>.

PEIXOTO, J. P; OORT, A. H. **Physics of climate**. New York: American Institute of Physics, 1991. 520 p.

PERCIVAL, D. B.; WALDEN, A. T. **Wavelet methods for time series analysis**. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. 594 p.

PEREIRA E. B.; COLLE, S. A energia que vem do sol. **Ciência Hoje**, v.22, n 130, p. 24-35,1997.

PINTO, O.; GONZALEZ, W. D.; PINTO, I. R. C. A.; GONZALEZ, A. L. C.; MENDES, O. The South Atlantic Magnetic Anomaly: three decades of research.

Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, v.54, n.9, p.1129-1134, 1992. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(92\)90137-A](https://doi.org/10.1016/0021-9169(92)90137-A).

PORTUGAL, W.; PACINI, A. A. A influência dos raios cósmicos galácticos no clima terrestre. **Revista Univap**, v.19, n.34, 2013. Disponível em: <https://revista.univap.br/index.php/revistaunivap/article/view/235>.

PORTUGAL, W. et al. Possible effects on Earth's climate due to reduced atmospheric ionization by GCR during Forbush Decreases. **Proceedings of the International Astronomical Union**, v;12, S328, p.298-300, 2016. DOI:10.1017/S1743921317003647.

POTGIETER, M. S. The modulation of galactic cosmic rays in the heliosphere: theory and models. **Space Science Reviews**, v.83, p.147–158, 1998.

POTGIETER, M. S. Solar modulation of cosmic rays. **Living Reviews in Solar Physics**, v.10, n.3, 2013. Disponível em: <http://solarphysics.livingreviews.org/Articles/lrsp-2013-3/>. Acesso: 20 out. 2015.

PRESTES, A. et al. Spectral analysis of sunspot number and geomagnetic indices (1868–2001). **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.68, n.2, p.182 - 190, 2006.

PUDOVKIN, M. I.; VERETENENKO, S. V. Cloudiness decreases associated with Forbush decreases of galactic cosmic rays. *Journal of Atmospheric And Terrestrial Physics*, v.57, p.1349–1355, 1995. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/0021-9169\(94\)00109-2](http://dx.doi.org/10.1016/0021-9169(94)00109-2).

RAMPELOTTO, P. H. et al. Variability of rainfall and temperature (1912–2008) parameters measured from Santa Maria (291410 S, 531480 W) and their connections with ENSO and solar activity. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.77, p.152–160, 2012.

REBOITA, M. S. et al. Entendendo o tempo e o clima na América do Sul. **Terra e Didática**, v.8, n.1, p.34-50, 2012.

RIEGER, E. et al. A 154-day periodicity in the occurrence of hard solar flares? **Nature**, v.312, p.623–625, 1984.

RIGOZO, N. R.; NORDEMANN, D. J. R. Iterative regression analysis of periodicities in geophysical record time series. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 16, p.2-3,1998.

RIGOZO, N. R. et al. Reconstruction of Wolf sunspot numbers on the basis of spectral characteristics and estimates of associated radio flux and solar wind parameters for the last millennium. **Solar Physics**, v.203, p.179–191, 2001.

- RIGOZO, N. R.; NORDEMANN, D. J. R.; ECHER, E.; ZANANDREA, A. ; GONZALEZ, W. D. Solar variability effects studied by tree-ring data wavelet analysis. **Advances in Space Research**, v.29, n.12, p. 1985-1988, 2002.
- RIGOZO, N. R. et al. Wavelet analysis of solar-ENSO imprints in tree ring data from southern Brazil in the last century. **Climatic Change**, v.60, p.329 -340, 2003.
- RIGOZO, N. R. et al. ENSO influence on tree ring data from Chile and Brazil. **Geofísica Internacional**, v.43, n.2, p.287-294, 2004.
- RIGOZO, N. R. et al. Comparative study between four classical spectral analysis methods. **Applied Mathematics and Computation**, v.168, p.411 - 430, 2005.
- RIGOZO, N. R. et al. Solar and climate signal records in tree ring width from Chile (AD 1587–1994). **Planetary and Space Science**, v.55, p.158–164, 2007. DOI:10.1016/j.pss.2006.06.019.
- ROSA, L. P. et al. A model for the data extrapolation of greenhouse gas emissions in the Brazilian hydroelectric system. **Environmental Research Letters**, v.11, n.6, 2016. DOI:10.1088/1748-9326/11/6/064012.
- ROSSI, B. **Cosmic rays**. New York:: MacGraw Hill, 1964.
- SCAFETTA, N. Empirical evidence for a celestial origin of the climate oscillations and its implications. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.72, n.13, 2010. Disponível em: <http://doi.org/10.1016/j.jastp.2010.04.015>.
- SALBY, M. L. **Fundamentals of atmospheric physics**. New York: [s.n.], 1995. 627p.
- SALBY, M. L.; CALLAGHAN, P. F. Influence of the solar cycle on the general circulation of the stratosphere and upper troposphere. **Space Science Reviews**, v.125, p.287–303, 2006.
- SCIENTIFIC GAMER. **How is sunspot formed?** Disponível em: <http://scientificgamer.com/how-is-sunspot-formed/>. Acesso em: 23 fev. 2017.
- SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. **Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change**. 2 ed. New Jersey: John Wiley & Sons, 2006. 1225 p.

SILVA, A. S.; YAMAMOTO, A. L. C.; CORRÊA, M. P. A semiempirical approach to the determination of daily erythemal doses. **Photochemistry and Photobiology**, v.94, n.4, p.791-796, 2018. DOI: 10.1111/php.12909.

SILVA, A. S. The diffuse component of erythemal ultraviolet radiation. **Photochemical and Photobiological Sciences**, v.14, n.11, p.1941-51, 2015. DOI: 10.1039/c5pp00131e.

SILVA, A. V. R. **Nossa estrela: o Sol**. São Paulo: Livraria da Física, 2006. 166p.

SILVA, L. A. **Energética atmosférica na América do Sul e oceanos adjacentes e impactos climáticos de agentes naturais**. 2010. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.

SILVA DIAS, M. A . F. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.2, p.122-150, 1987.

SIMPSON, J. A. Cosmic-Radiation Intensity-Time Variations and Their Origin. III. The Origin of 27-Day Variations. **Phys. Rev.** 94, 426, 1954.

SIMPSON, J. A. Elemental and isotopic composition of the galactic cosmic rays. **Annual Reviews**, 33, 323 – 381, 1983.

SINGH, Y. P.; BADRUDDIN. Statistical considerations in superposed epoch analysis and its applications in space research. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.68, p.803–813, 2006.

SMITH, E. J. The heliospheric current sheet. **Journal of Geophysical Research**, v.106, n.A8, p.15,819-15,831, 2001.

SOLANKI, S. K. Sunspots: an overview. **The Astronomy and Astrophysics Review**, v.11, p.153–286, 2003. DOI: 10.1007/s00159-003-0018-4.

SOLANKI, S. K.; INHESTER. B.; SCHÜSSLER, M. The solar magnetic field. **Reports on Progress in Physics**, v.69, p.563–668, 2006. DOI:10.1088/0034-4885/69/3/R02.

SOUZA ECHER M. P. et al. Wavelet analysis of a centennial (1895–1994) southern Brazil rainfall series (Pelotas, 31°46'19"S 52°20' 33"W). **Climatic Change**, v.87, p.489–497, 2008.

SOUZA ECHER, M. P. et al. Long term relation between solar activity and surface temperature at different geographical regions. **Proceedings of the International Astronomical Union**, v.7, n.S286, p.418-422, 2011. DOI:10.1017/S1743921312005170.

SOUZA ECHER, M. P. et al. On the relationship between global, hemispheric and latitudinal averaged air surface temperature (GISS time series) and solar activity. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.74, p.87–93, 2012.

SPIEGEL, M. R. **Estatística**: resumo da teoria, 875 problemas resolvidos, 619 problemas propostos. São Paulo: MacGraw-Hill, 1977. 580p.

SVENSMARK, H. **Cosmoclimatology**: a new view on climate change. 2009. Disponível em: http://www.iuf-berlin.org/wm_files/wm_pdf/prof._svensmark_cosmoclimatology_berlin_2009.pdf.

SVENSMARK, H; FRIIS – CHRISTENSEN, E. Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage - a missing link in solar - climate relationships. **Journal of Atmospheric and Solar - Terrestrial Physics**, v.59, n.11, p.1225-1232, 1997.

SVENSMARK, H. et al. Experimental evidence for the role of ions in particle nucleation under atmospheric conditions. **Proceeding of the Royal Society of London A**, v.463, p.385 - 396, 2006.

SVENSMARK, H.; BONDO T.; SVENSMARK, J. Cosmic ray decreases affect atmospheric aerosols and clouds. **Geophysical Research Letters**, v.36, n.15, L15101, 2009. DOI: 10.1029/2009GL038429.

SVENSMARK, J.; ENGHOFF, M. B.; SVENSMARK, H. Effects of cosmic ray decreases on cloud microphysics. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v.12, p.3595-3617, 2012.

SVENSMARK, H; ENGHOFF, M. B.; PEDERSEN, J. O. P. Response of cloud condensation nuclei (> 50 nm) to changes in ion-nucleation. **Physics Letters A**, v.377, p.2343 - 2347, 2013.

SVENSMARK, H. Cosmic rays, clouds and climate. **Europhysics News**, v.46, p.26–29, 2015. DOI: <http://dx.doi.org/10.1051/e pn/2015204>.

TAPPING, K. F. Recent solar radio astronomy at centimeter wavelengths: The temporal variability of the 10.7 cm flux. **Journal of Geophysical Research**, v.92, n.D1, p.829-838, 1987.

TAPPING, K. F.; CHARROIS, D. P. Limits to the accuracy of the 10.7 cm flux. **Solar Physics**, v.150, p.305–315, 1994.

TINSLEY, B. A.; BROWN, G. M.; SCHERRER, P. H. Solar variability influences on weather and climate: possible connections through cosmic ray fluxes and storm intensification. **Journal of Geophysical Research**, v.94, n.D12, 1989. DOI: <https://doi.org/10.1029/JD094iD12p14783>.

TOBIAS S. M. The solar dynamo. **Philosophical Transactions of Royal Society of London A**, v.360, p.2741-2756, 2002. DOI: 10.1098/rsta.2002.1090.

TOLEDO, G. L.; OVALLE, I. I. **Estatística básica**. 2. ed. São Paulo: Atlas, 1985. 457 p.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.79, p.61–78, 1998. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2).

TRÖSTL, J. et al. The role of low-volatility organic compounds in initial particle growth in the atmosphere. **Nature**, v.533, p.527–531, 2016. DOI:10.1038/nature18271.

USOSKIN, I. G. et al. On-line database of cosmic ray intensities. In: INTERNATIONAL COSMIC RAY CONFERENCE, 27., 2001, Hamburg, Germany. **Proceedings...** 2001.

USOSKIN, I. G. A history of solar activity over Millennia. **Living Review on Solar Physics**, v.10, n.1, 2003.

USOSKIN, I. G et al. Latitudinal dependence of low cloud amount on cosmic ray induced ionization. **Geophysical Research Letters**, v.31, L16109, 2004.

USOSKIN, I. G.; GLADYSHEVA, O. G.; KOVALTSOV, G. A. Cosmic ray-induced ionization in the atmosphere: spatial and temporal changes. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.66, p.1791-1796, 2004.

USOSKIN, I. G.; KOVALTSOV, G. A. Cosmic ray induced ionization in the atmosphere: full modeling and practical applications. **Journal of Geophysical Research – Atmospheres**, v.111, n.D2, p.1206, 2006. DOI:10.1029/2006JD007150, 2006.

USOSKIN, I. G.; KOVALTSOV, G. A. Numerical model of cosmic ray induced ionization in the Atmosphere. In: INTERNATIONAL COSMIC RAY CONFERENCE, 30., 2008. **Proceedings...** 2008. p.705-708.

USOSKIN, I. G.; KOVALTSOV, G. A. Cosmic rays and climate of the Earth: possible connection. **Comptes Rendus Geoscience**, v.340, n.7, p.441-450, 2008a.

USOSKIN, I. G. A history of solar activity over millennia. **Living Review on Solar Physics**, v.10, n.1, 2013. Disponível em: <http://www.livingreviews.org/lrsp-2013-1>.

USOSKIN, I. G. et al. Ionization effect of solar particle GLE events in low and middle atmosphere. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v.11, p.1979–1988, 2011.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa, MG: UFV, 1991. 449 p.

VIEIRA, L. E.; SILVA, L. A. Geomagnetic modulation of clouds effects in the Southern Hemisphere Magnetic Anomaly through lower atmosphere cosmic ray effects. **Geophysical Research Letters**, v.33, L14802, 2006. DOI:10.1029/2006GL026389.

VILLORESI, G. et al. Latitude survey of cosmic ray nucleonic component (Italy-Antarctic, 1996- 1997). In: INTERNATIONAL COSMIC RAY CONFERENCE, 25., 1997, Durban. **Proceedings...** 1997.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. 2. ed. Washington: Elsevier, 1940. 483 p.

WANG, C.; XIE, S.-P.; CARTON, J. A. A global survey of ocean-atmosphere interaction and climate variability. In: _____ (Eds.). **Earth's climate: the ocean-atmosphere interaction: from basin to global scales**. Washington: American Geophysical Union, 2004. 405 p.

YOUSEF, S. M. The solar Wolf-Gleissberg cycle and its influence on the Earth. In: INTERNATIONAL CONFERENCE FOR ENVIRONMENTAL HAZARDOUS MITIGATION (ICEHM2000), 2000, Cairo, Egypt. **Proceedings...** 2000. p.267-293,

YU, F.; TURCO, R. P. Ultrafine aerosol formation via ion-mediated nucleation. **Geophysical Research Letters**, v.27, p.883–886, 2000. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1029/1999GL011151>.

YU, F.; TURCO, R. P. From molecular clusters to nanoparticles: role of ambient ionization in tropospheric aerosol formation. **Journal of Geophysical Research**, v.106, p.4797–4814, 2001. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1029/2000JD900539>.

APÊNDICE A - RELAÇÃO DOS PERÍODOS DE MÍNIMA ATIVIDADE SOLAR ANALISADOS.

Tabela A.1 - Relação dos períodos do ano de 1987 (mínimo solar) analisados, os períodos de El Niño e La Niña e suas magnitudes.

FD	Períodos analisados	El Niño	La Niña
1	31/10/1987 (26/10 a 10/11)	Moderado	-
2	24/03/1987 (19/03 a 03/04)	Moderado	-
3	29/10/1987 (24/10 a 08/11)	Moderado	-
4	13/03/1987 (08/03 a 23/03)	Moderado	-
5	09/03/1987 (04/03 a 19/03)	Moderado	-
6	27/07/1987 (22/07 a 06/08)	Forte	-
7	30/11/1987 (25/11 a 10/12)	Moderado	-
8	13/09/1987 (08/09 a 23/09)	Moderado	-
9	10/11/1987 (05/11 a 20/11)	Moderado	-
10	25/06/1987 (20/06 a 05/07)	Moderado	-

A erupção vulcânica ocorrida no ano de 1987 com VEI (Índice de Explosividade Vulcânica) igual a 3 data-se de 25/01/1987. Os VEI e as referências latitudinais e longitudinais dos eventos encontram-se disponíveis em https://ngdc.noaa.gov/nndc/servlet/ShowDatasets?dataset=102557&search_look=50&display_look=50. Os índices dos eventos de El Niño e La Niña que representam suas magnitudes podem ser encontrados em http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml, além de <http://ggweather.com/enso/oni.htm>. A ausência de eventos está representada por (-).

Fonte: Produção do autor.

Tabela A.2 - Relação dos períodos do ano de 1996 (mínimo solar) analisados, os períodos de El Niño e La Niña e suas magnitudes.

FD	Períodos analisados	El Niño	La Niña
1	31/10/1996 (26/10 a 10/11)	-	Fraca
2	24/03/1996 (19/03 a 03/04)	-	Fraca
3	29/10/1996 (24/10 a 08/11)	-	Fraca
4	13/03/1996 (08/03 a 23/03)	-	Fraca
5	09/03/1996 (04/03 a 19/03)	-	Fraca
6	27/07/1996 (22/07 a 06/08)	-	Fraca
7	30/11/1996 (25/11 a 10/12)	-	Fraca
8	13/09/1996 (08/09 a 23/09)	-	Fraca
9	10/11/1996 (05/11 a 20/11)	-	Fraca
10	25/06/1996 (20/06 a 05/07)	-	Fraca

As erupções vulcânicas ocorridas no ano de 1996 com VEI (Índice de Explosividade Vulcânica) igual a 3 datam-se de 30/04/1996, 30/09/1996 e 03/12/1996. Os VEI e as referências latitudinais e longitudinais dos eventos encontram-se disponíveis em https://ngdc.noaa.gov/nndc/servlet/ShowDatasets?dataset=102557&search_look=50&display_look=50. Os índices dos eventos de El Niño e La Niña que representam suas magnitudes podem ser encontrados em http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml, além de <http://ggweather.com/enso/oni.htm>. A ausência de eventos está representada por (-).

Fonte: Produção do autor.

Tabela A.3 - Relação dos períodos do ano de 2008 (mínimo solar) analisados, os períodos de El Niño e La Niña e suas magnitudes.

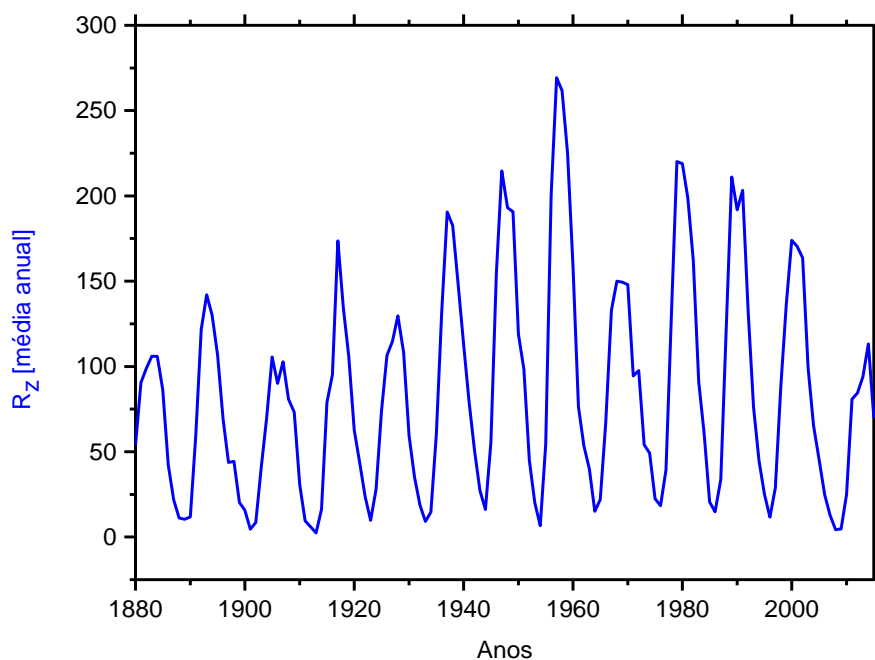
FD	Períodos analisados	El Niño	La Niña
1	31/10/2008 (26/10 a 10/11)	-	Fraca
2	24/03/2008 (19/03 a 03/04)	-	Moderada
3	29/10/2008 (24/10 a 08/11)	-	Fraca
4	13/03/2008 (08/03 a 23/03)	-	Moderada
5	09/03/2008 (04/03 a 19/03)	-	Moderada
6	27/07/2008 (22/07 a 06/08)	-	Fraca
7	30/11/2008 (25/11 a 10/12)	-	Fraca
8	13/09/2008 (08/09 a 23/09)	-	Fraca
9	10/11/2008 (05/11 a 20/11)	-	Fraca
10	25/06/2008 (20/06 a 05/07)	-	Fraca

As erupções vulcânicas ocorridas ano de 2008 com VEI (Índice de Explosividade Vulcânica) igual a 3 datam-se de 08/08/2008 e 22/08/2008. Os VEI e as referências latitudinais e longitudinais dos eventos encontram-se disponíveis em https://ngdc.noaa.gov/nndc/servlet/ShowDatasets?dataset=102557&search_look=50&display_look=50. Os índices dos eventos de El Niño e La Niña que representam suas magnitudes podem ser encontrados em http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml, além de <http://ggweather.com/enso/oni.htm>. A ausência de eventos está representada por (-).

Fonte: Produção do autor.

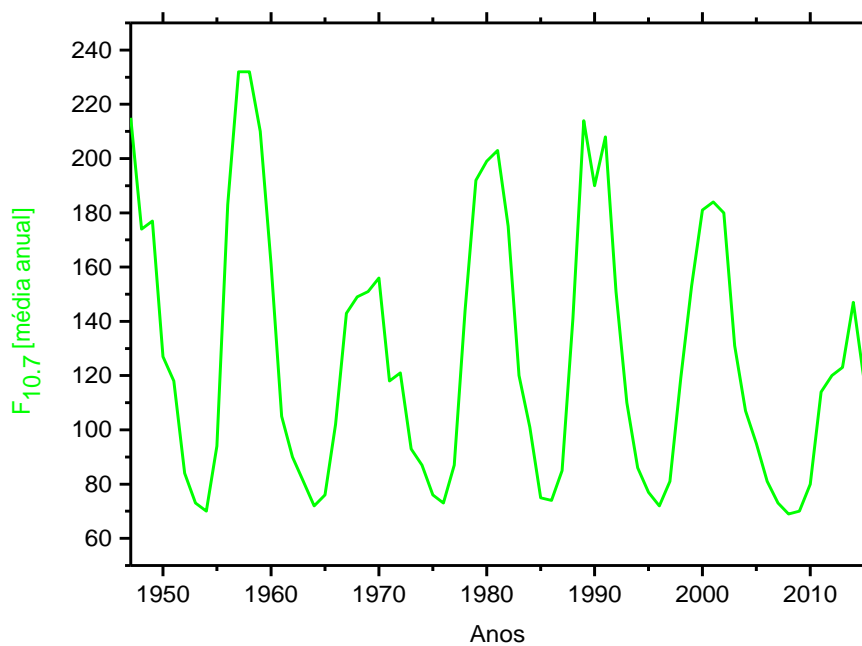
APÊNDICE B - SÉRIES TEMPORAIS DE LONGAS ESCALAS DE TEMPO

Figura B.1 - Média anual do número de manchas solares, de 1880 a 2015.



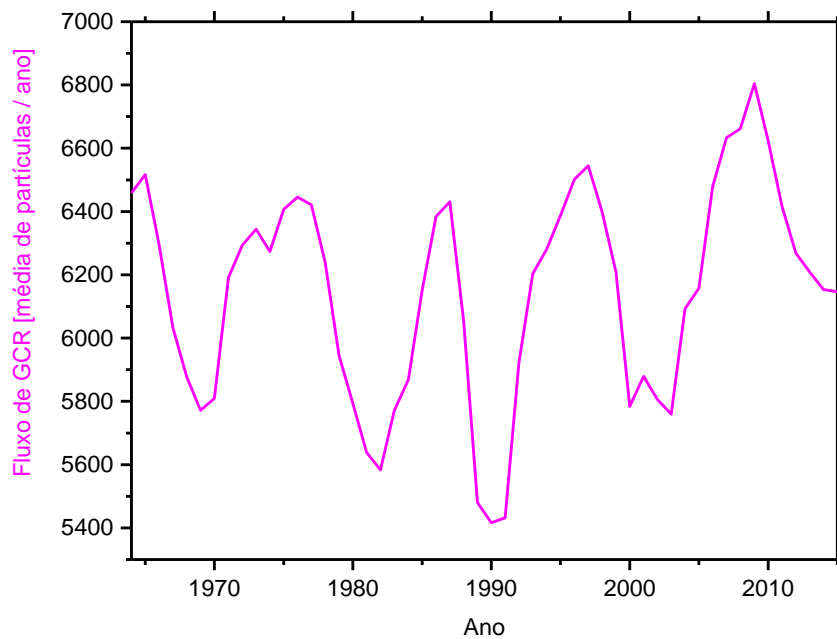
Fonte: Produção do autor.

Figura B.2 - Média anual de $F_{10.7}$, de 1947 a 2015.



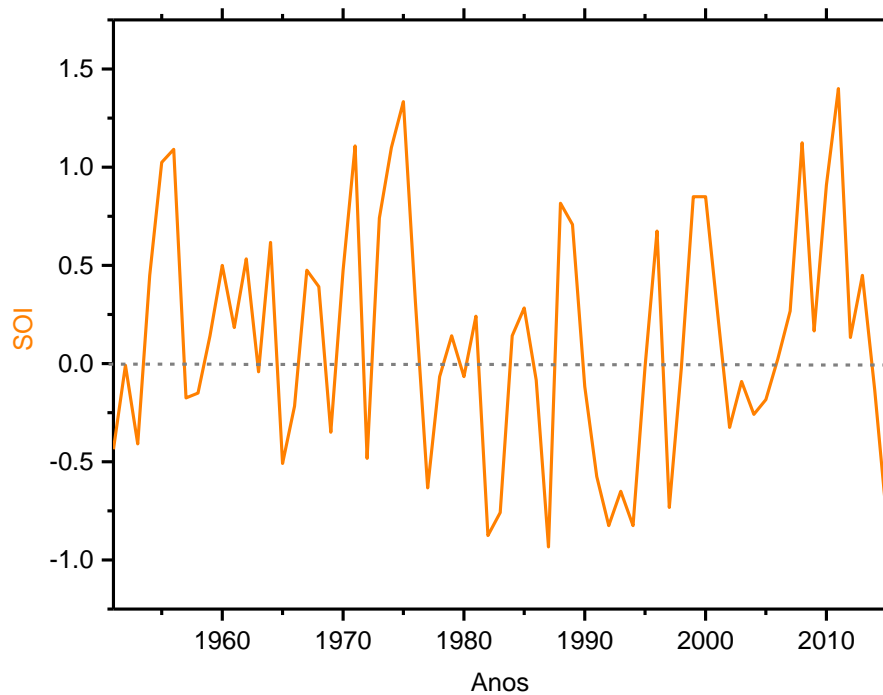
Fonte: Produção do autor.

Figura B.3 - Taxa anual de GCR , de 1964 a 2015.



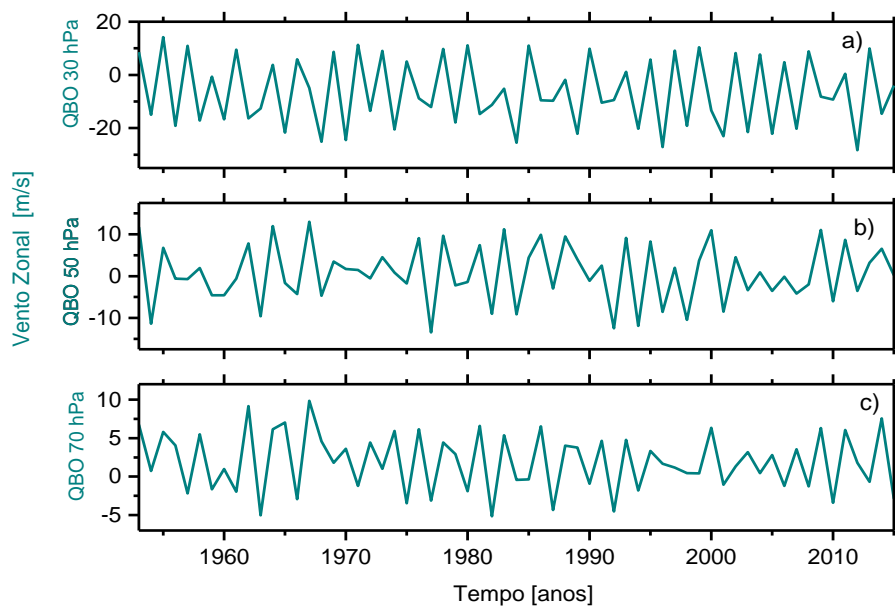
Fonte: Produção do autor.

Figura B.4 - Taxa anual do SOI, de 1953 a 2015.



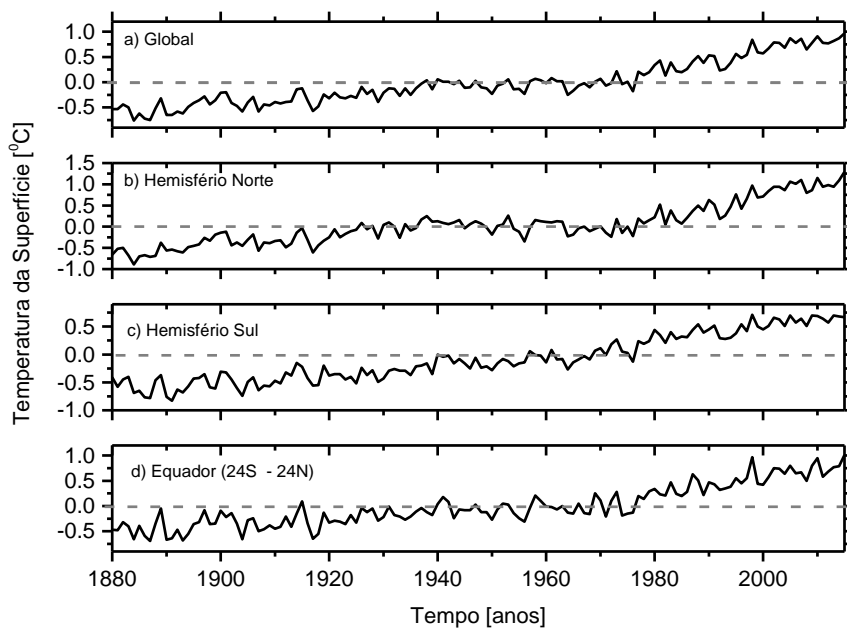
Fonte: Produção do autor.

Figura B.5 - Média anual do vento zonal (m/s) em a) 30 hPa, b) 50 hPa, c) 70 hPa, de 1953 a 2015.



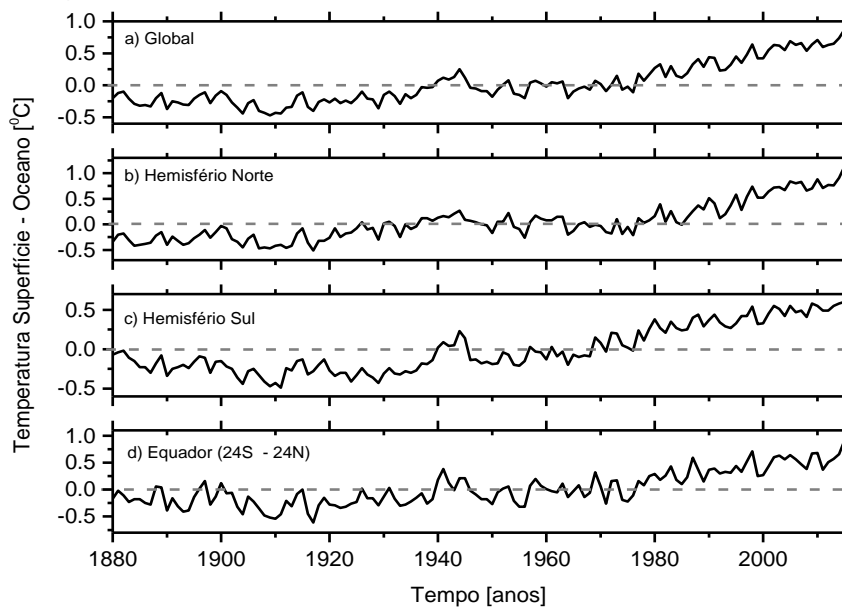
Fonte: Produção do autor.

Figura B.6 - Séries temporais da anomalia da temperatura da superfície Global (a), do Hemisfério Norte (b), do Hemisfério Sul (c) e da região equatorial (d).



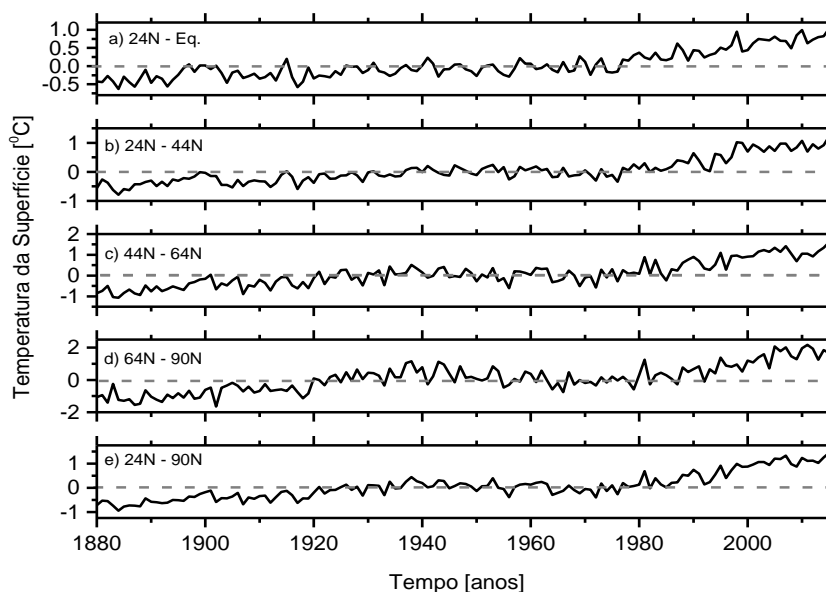
Fonte: Produção do autor.

Figura B.7 - Séries temporais da anomalia da temperatura superfície - oceano Global (a) , do Hemisfério Norte (b), do Hemisfério Sul (c) e da região equatorial (d).



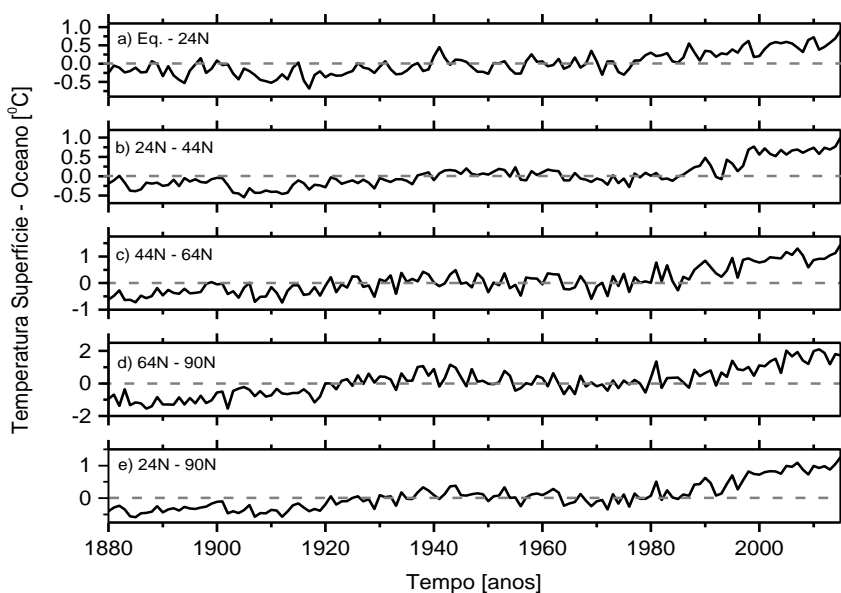
Fonte: Produção do autor.

Figura B.8 - Séries temporais da anomalia da temperatura da superfície do Hemisfério Norte em diferentes faixas latitudinais: Eq. - 24N (a), 24N - 44N (b), 44N - 64N (c), 64N - 90N (d) e 24N - 90N (e).



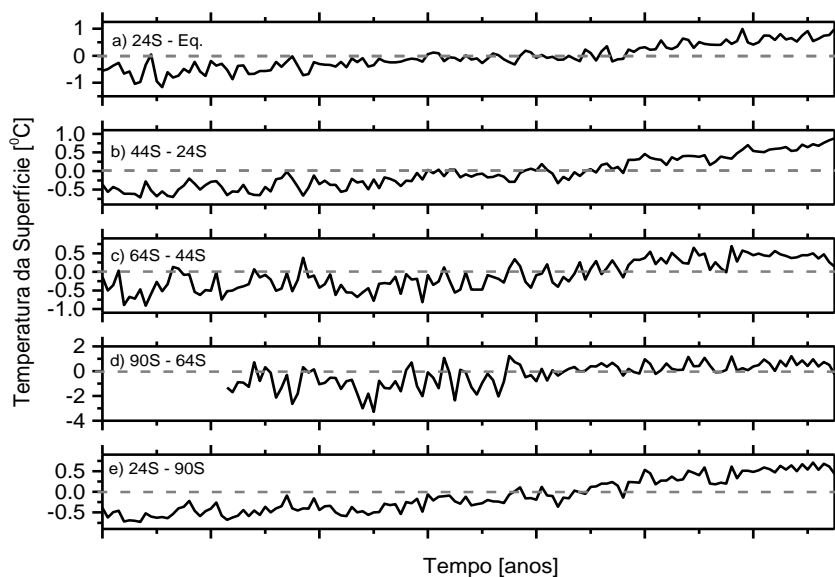
Fonte: Produção do autor.

Figura B.9 - Séries temporais da anomalia da temperatura superfície - oceano do Hemisfério Norte em diferentes faixas latitudinais: Eq. - 24N (a), 24N - 44N (b) , 44N - 64N (c), 64N - 90N (d) e 24N - 90N (e).



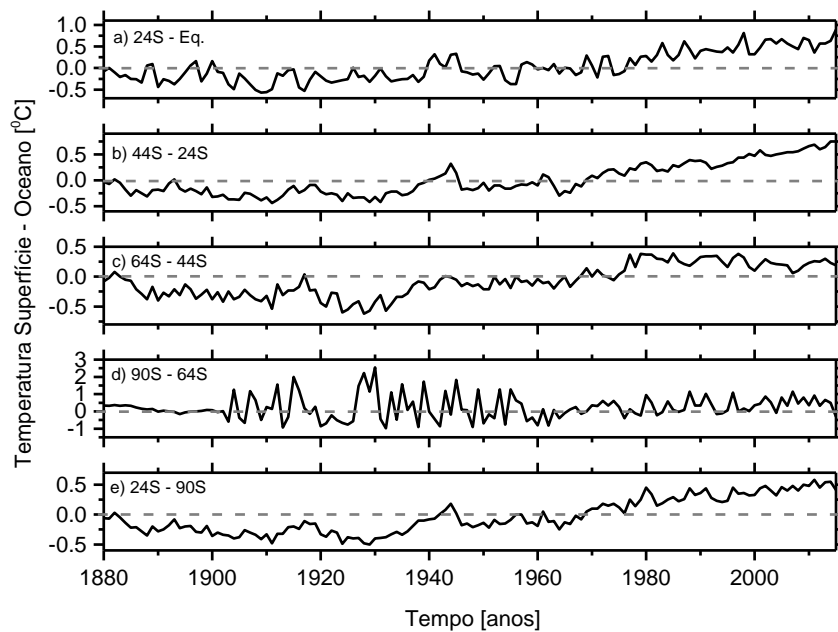
Fonte: Produção do autor.

Figura B.10 - Séries temporais da anomalia da temperatura da superfície do Hemisfério Sul em diferentes faixas latitudinais: 24S - Eq. (a) 44S - 24S (b) , 64S - 44S (c), 90S - 64S (d) e 90S - 24S (e).



Fonte: Produção do autor.

Figura B.11 - Séries temporais da anomalia da temperatura superfície - oceano do Hemisfério Sul em diferentes faixas latitudinais: 24S - Eq. (a) 44S - 24S (b) , 64S - 44S (c), 90S - 64S (d) e 90S - 24S (e).



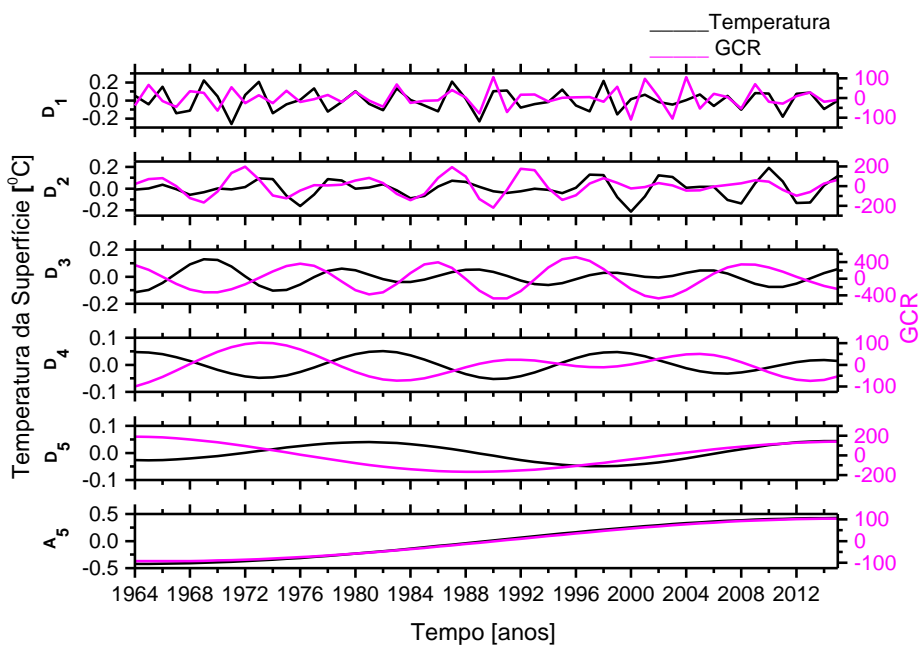
Fonte: Produção do autor.

APÊNDICE C - DECOMPOSIÇÃO DE SÉRIES TEMPORAIS DE LONGAS ESCALAS DE TEMPO

C.1 HEMISFÉRIO NORTE

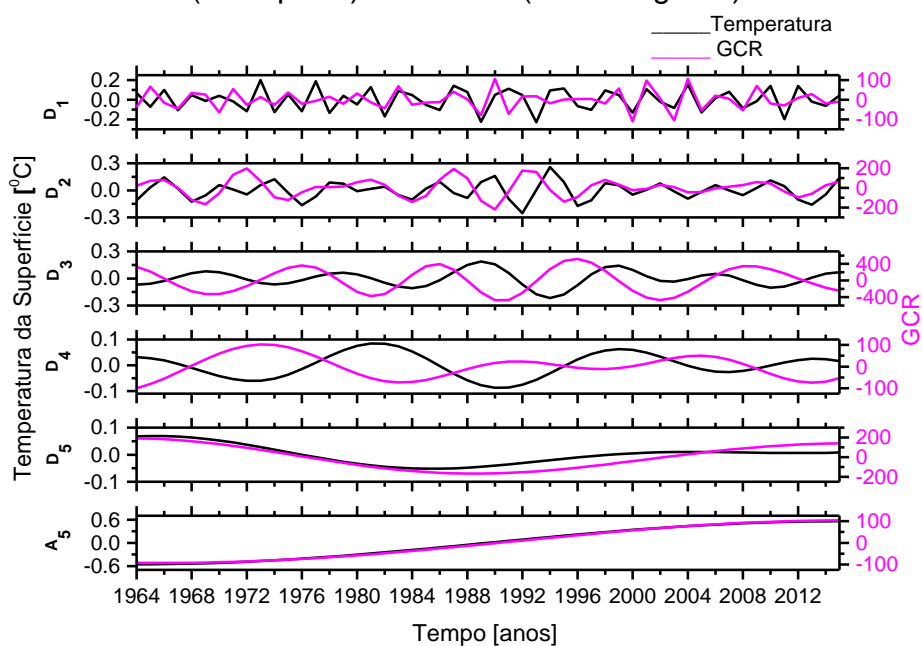
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE X GCR

Figura C.1 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24^oN (linha preta) e do GCR (linha magenta).



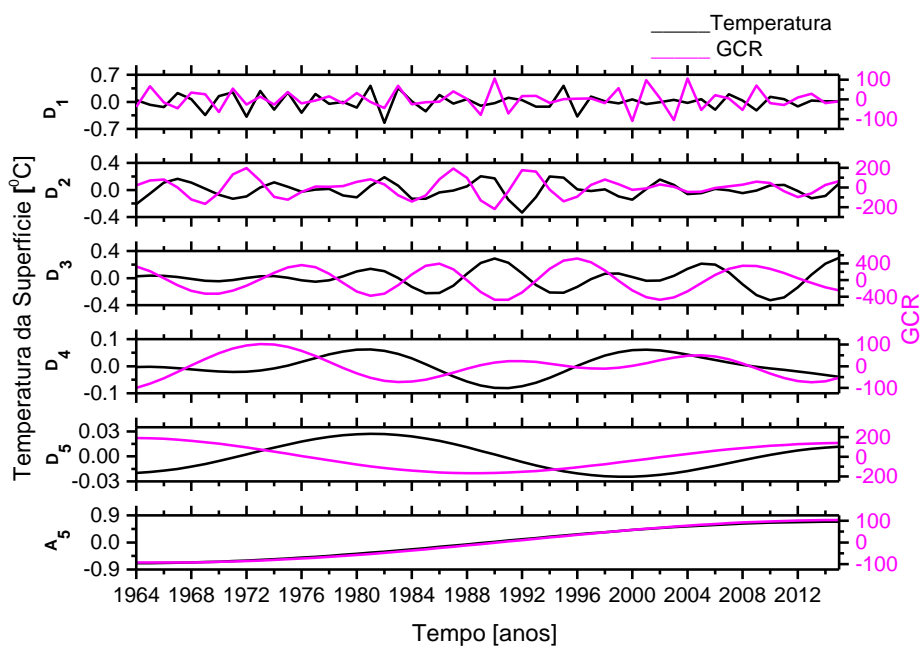
Fonte: Produção do autor.

Figura C.2 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24⁰N a 44⁰N (linha preta) e do GCR (linha magenta).



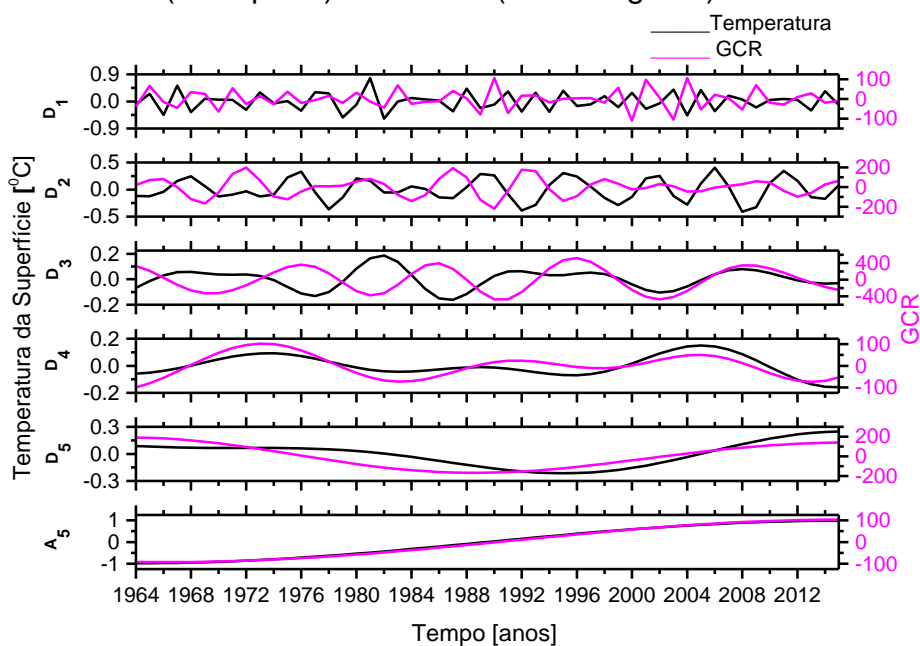
Fonte: Produção do autor.

Figura C.3 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44⁰N a 64⁰N (linha preta) e do GCR (linha magenta).



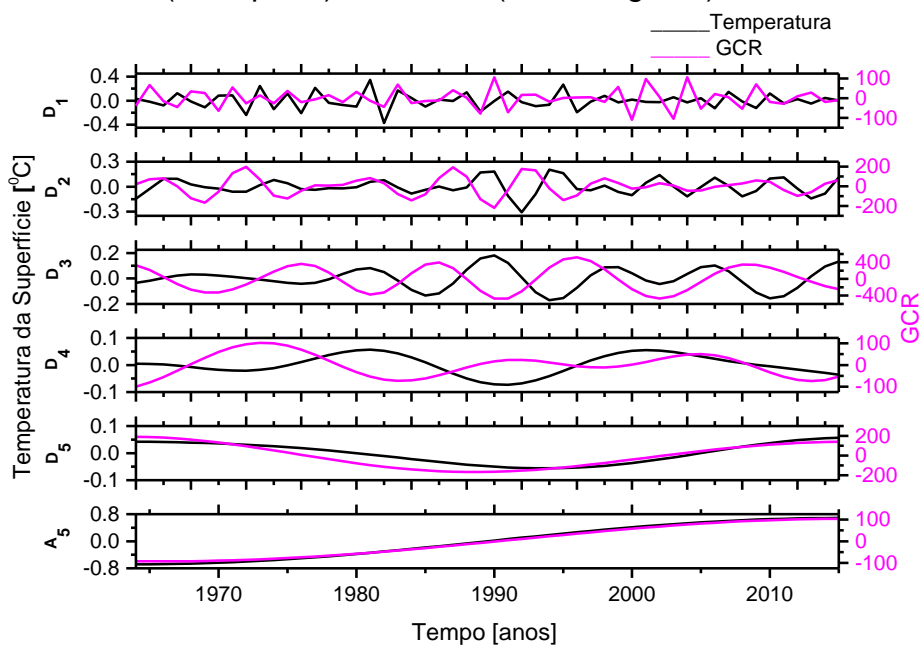
Fonte: Produção do autor.

Figura C.4 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64⁰N a 90⁰N (linha preta) e do GCR (linha magenta).



Fonte: Produção do autor.

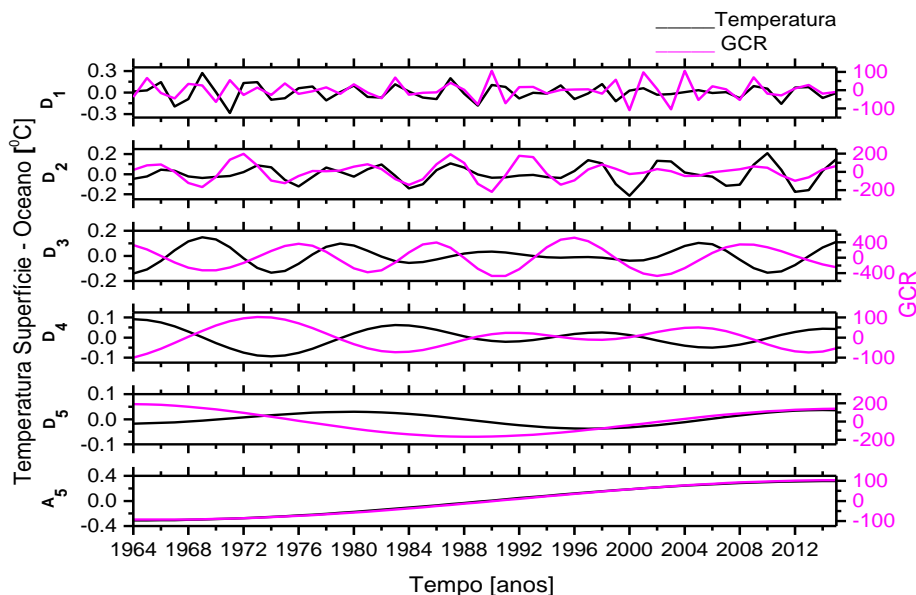
Figura C.5 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24⁰N a 90⁰N (linha preta) e do GCR (linha magenta).



Fonte: Produção do autor.

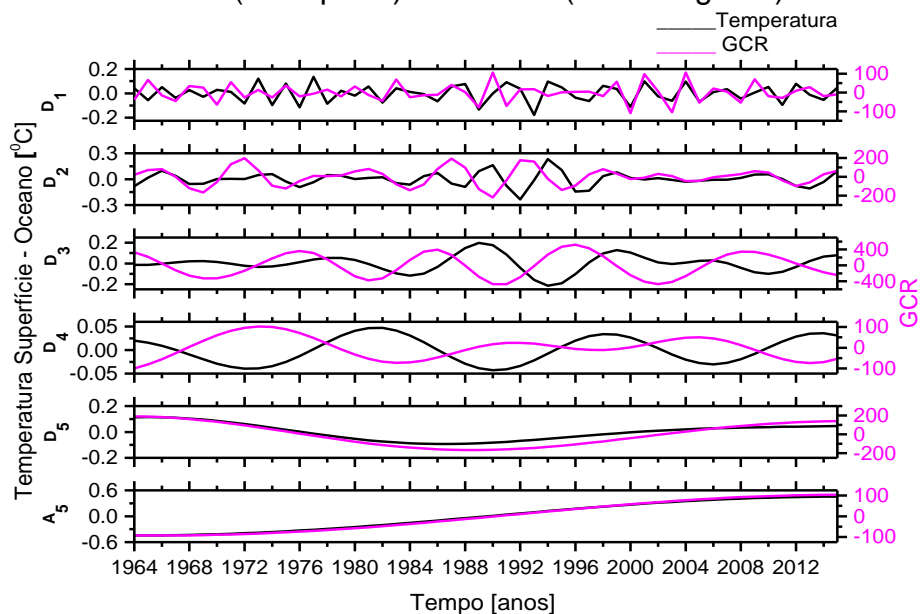
TEMPERATURA SUPERFÍCIE - OCEANO X GCR

Figura C.6 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24°N (linha preta) e do GCR (linha magenta).



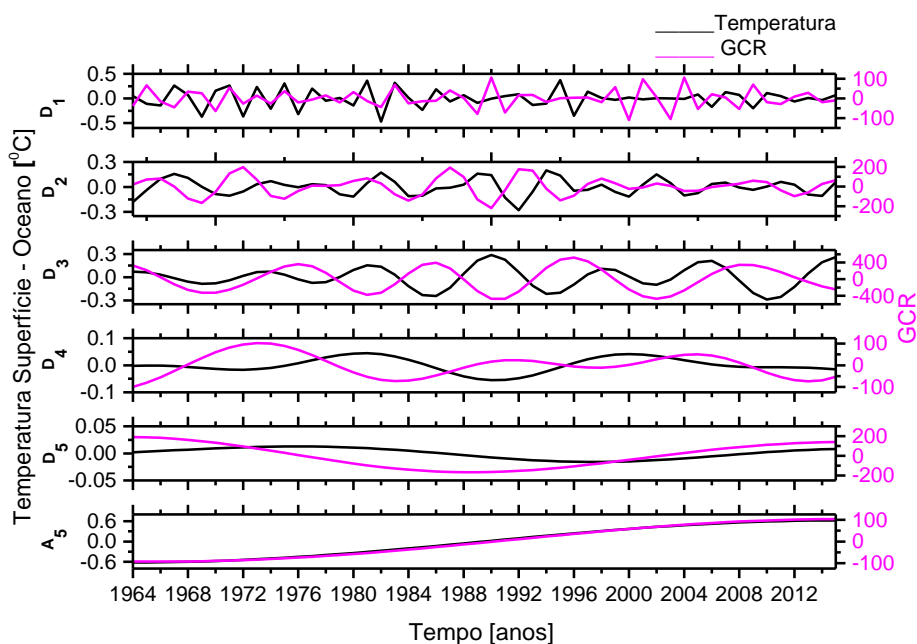
Fonte: Produção do autor.

Figura C.7 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24°N a 44°N (linha preta) e do GCR (linha magenta).



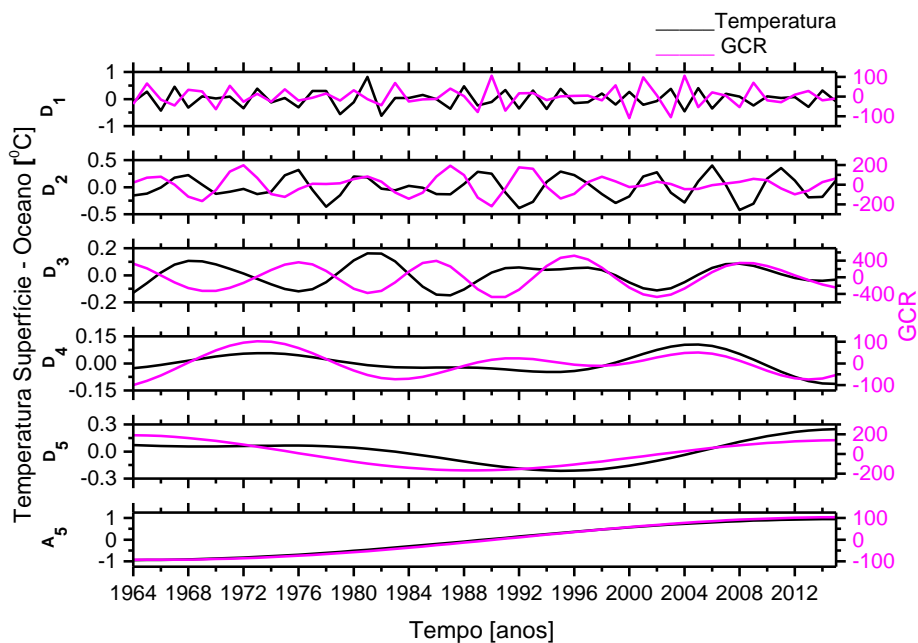
Fonte: Produção do autor.

Figura C.8 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44°N a 64°N (linha preta) e do GCR (linha magenta).



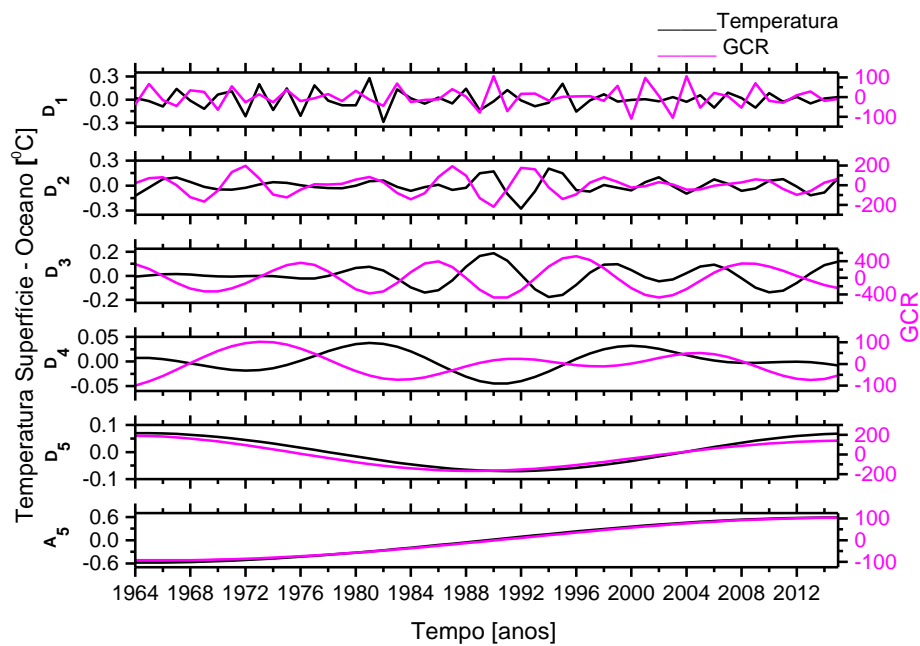
Fonte: Produção do autor.

Figura C.9 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64°N a 90°N (linha preta) e do GCR (linha magenta).



Fonte: Produção do autor.

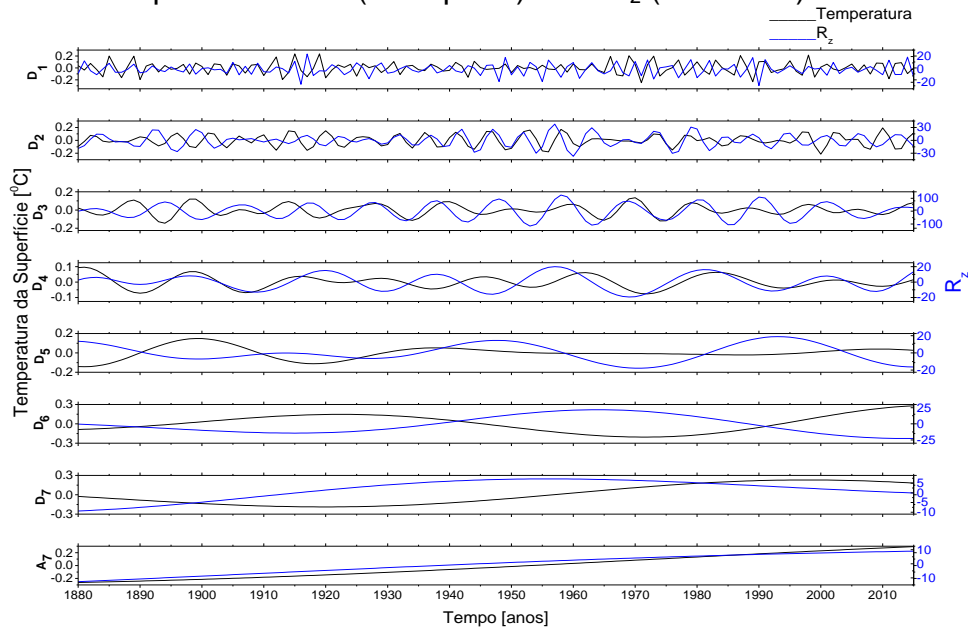
Figura C.10 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24⁰N a 90⁰N (linha preta) e do GCR (linha magenta).



Fonte: Produção do autor.

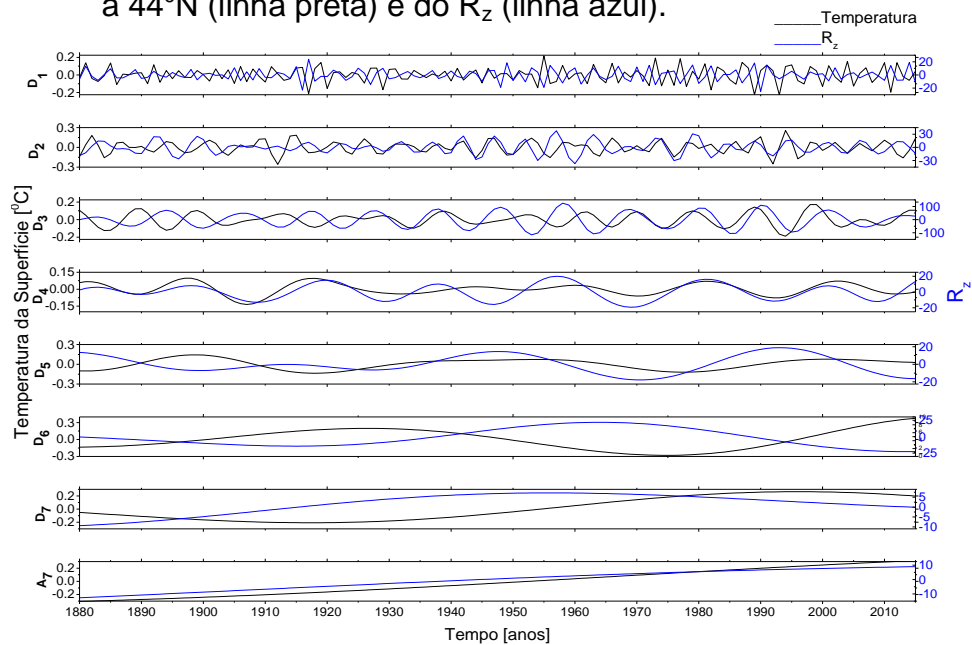
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE X R_z

Figura C.11 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24°N (linha preta) e do R_z (linha azul).



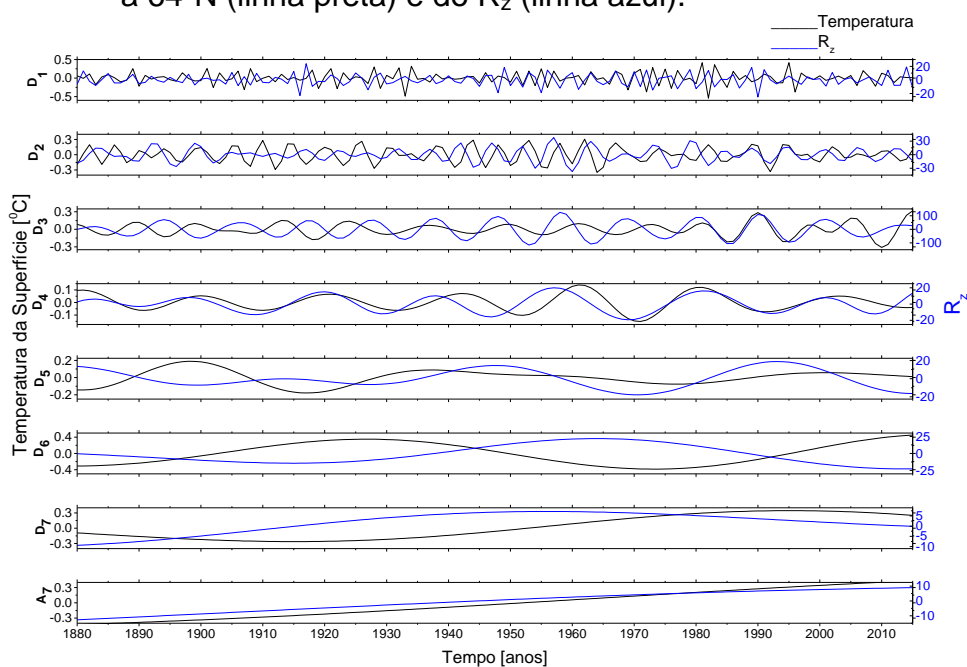
Fonte: Produção do autor.

Figura C.12 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°N a 44°N (linha preta) e do R_z (linha azul).



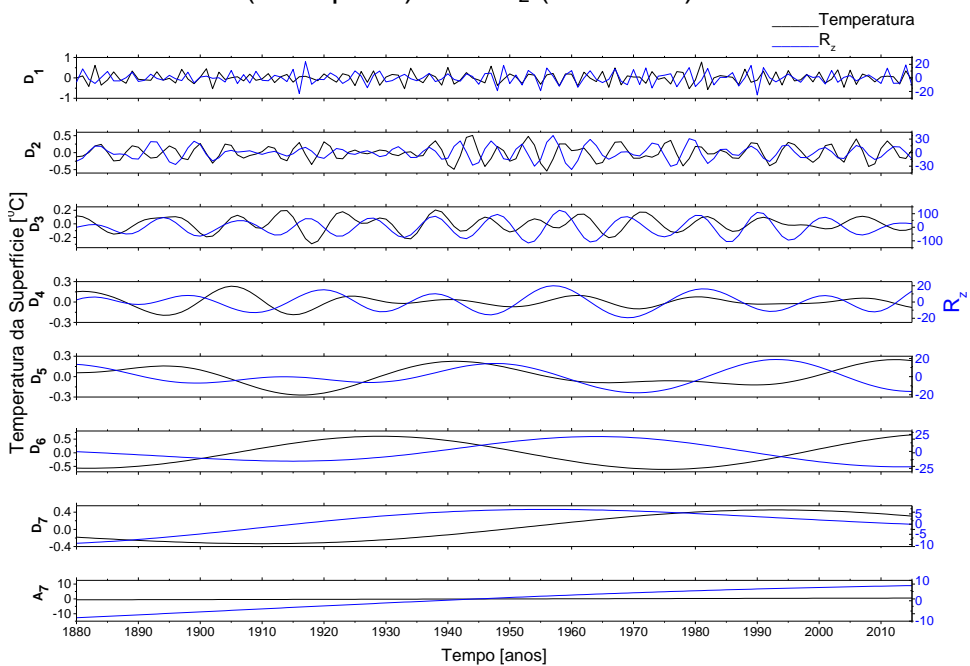
Fonte: Produção do autor.

Figura C.13 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44°N a 64°N (linha preta) e do R_z (linha azul).



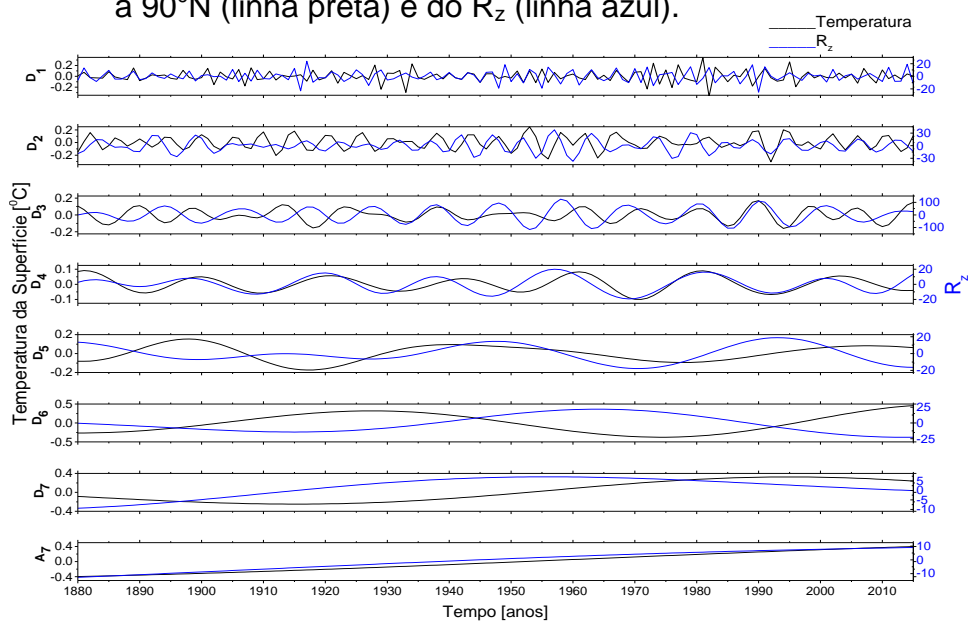
Fonte: Produção do autor.

Figura C.14 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64°N a 90°N (linha preta) e do R_z (linha azul).



Fonte: Produção do autor.

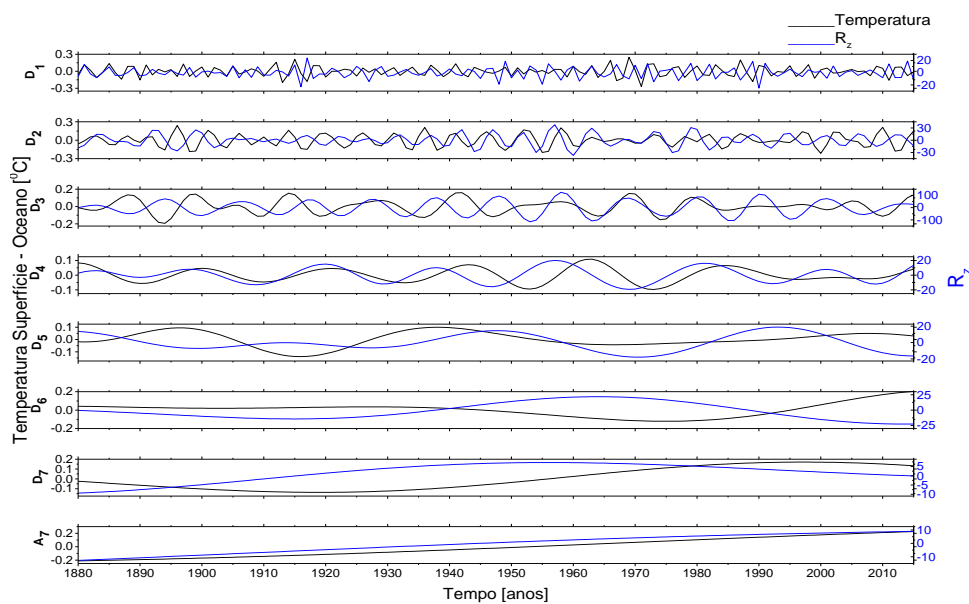
Figura C.15 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°N a 90°N (linha preta) e do R_z (linha azul).



Fonte: Produção do autor.

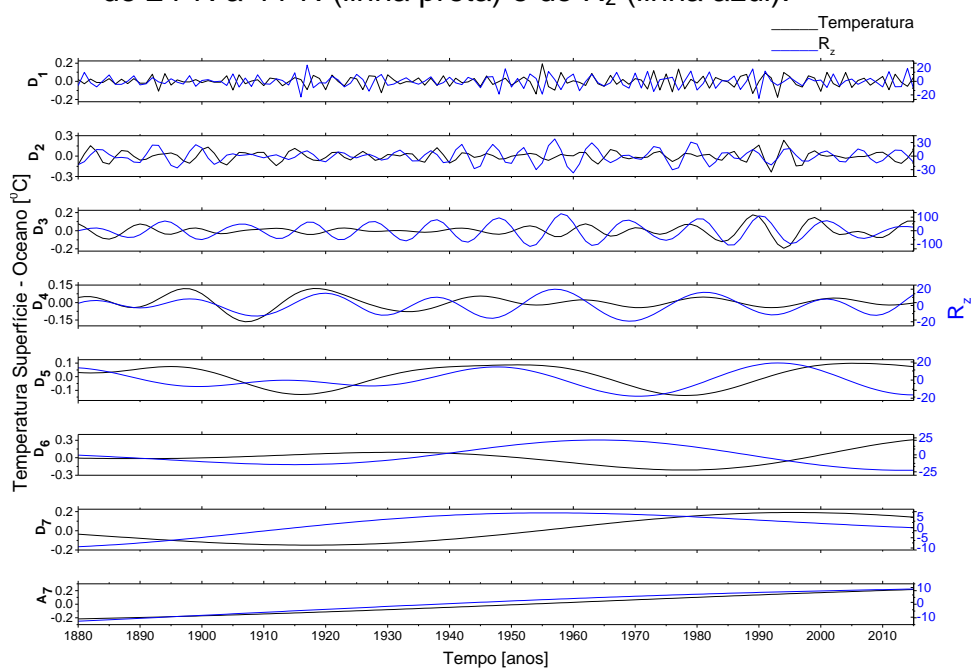
TEMPERATURA SUPERFÍCIE - OCEANO X R_z

Figura C.16 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24°N (linha preta) e do R_z (linha azul).



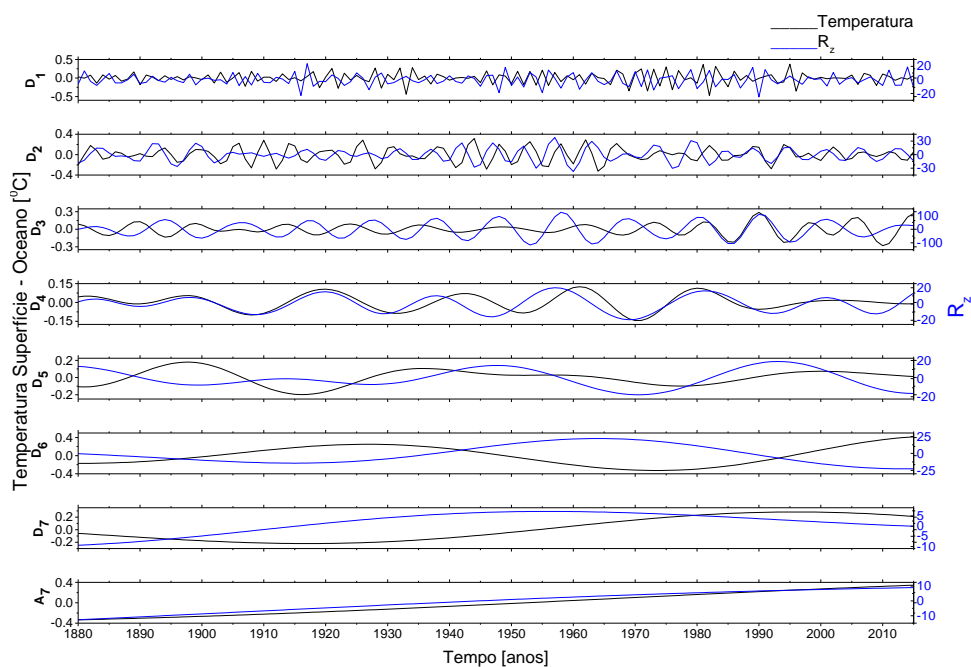
Fonte: Produção do autor.

Figura C.17 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24^oN a 44^oN (linha preta) e do R_z (linha azul).



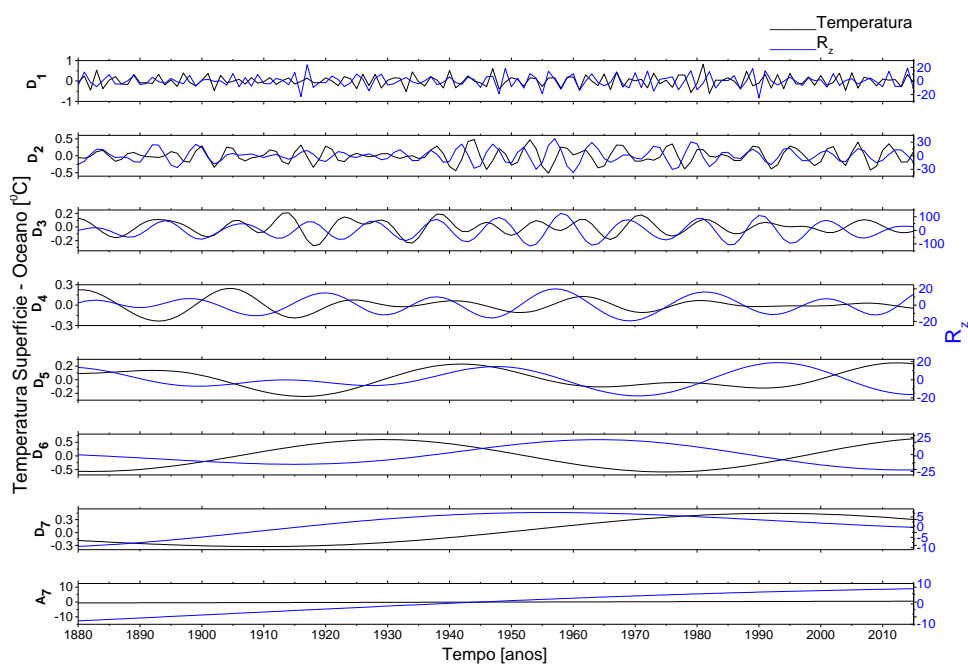
Fonte: Produção do autor.

Figura C.18 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44^oN a 64^oN (linha preta) e do R_z (linha azul).



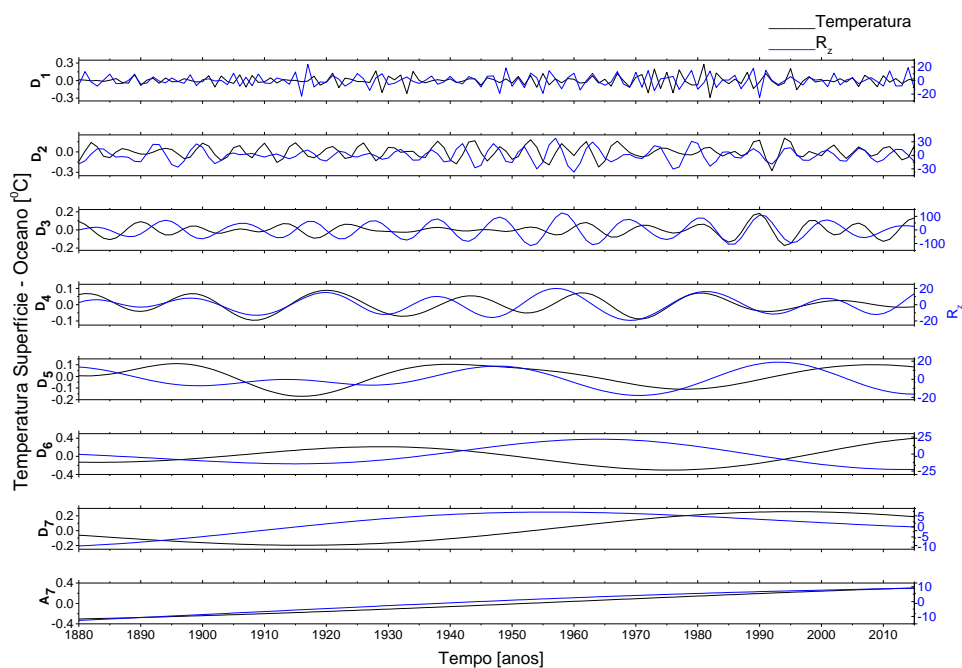
Fonte: Produção do autor.

Figura C.19 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64⁰N a 90⁰N (linha preta) e do R_z (linha azul).



Fonte: Produção do autor.

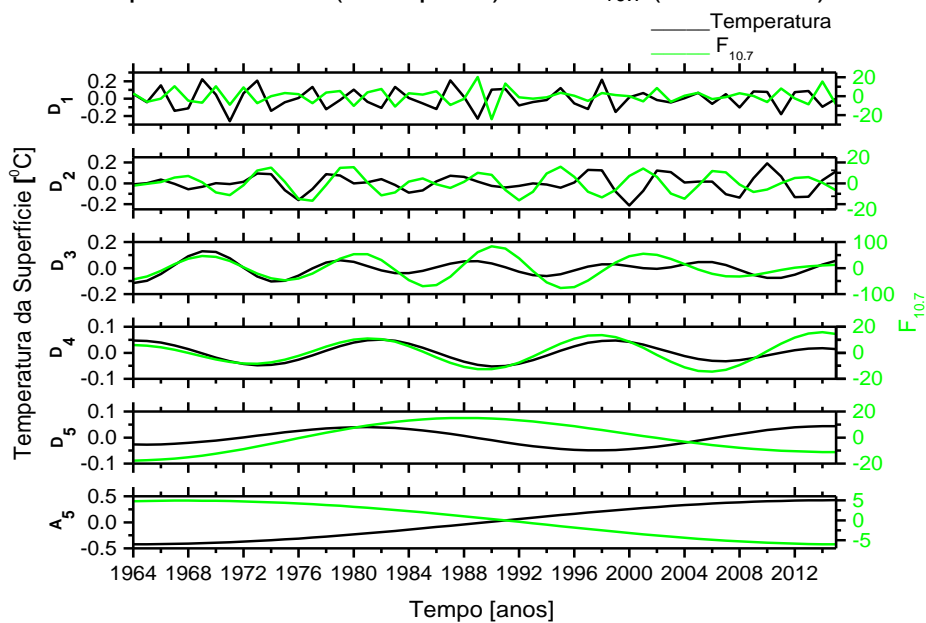
Figura C.20 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24⁰N a 90⁰N (linha preta) e do R_z (linha azul).



Fonte: Produção do autor.

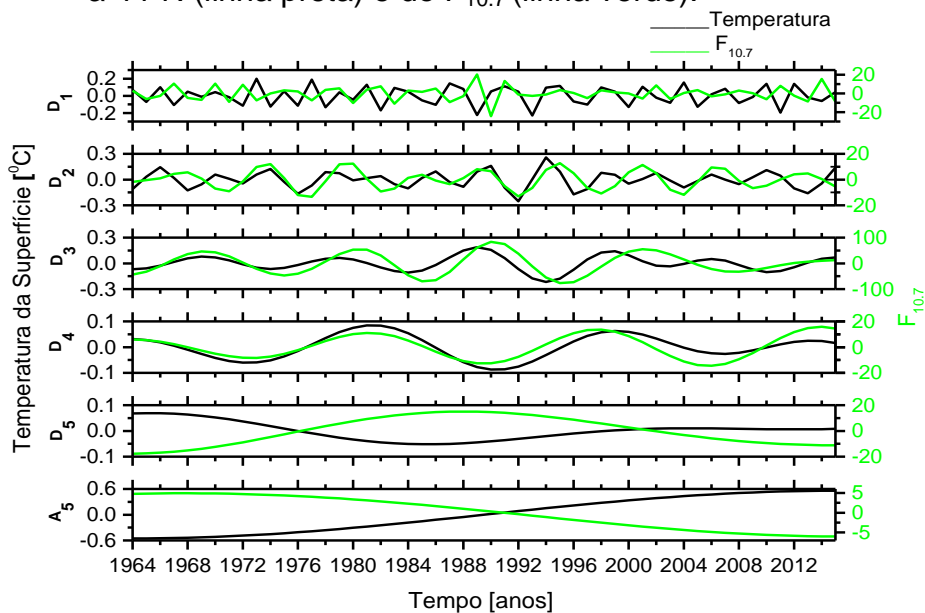
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE X $F_{10.7}$

Figura C.21 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24°N (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



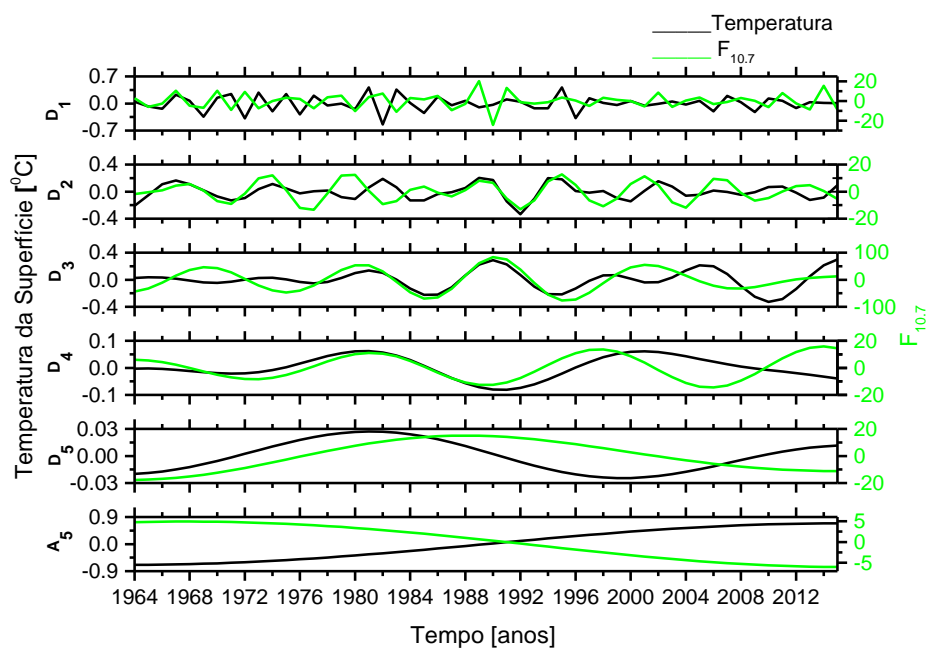
Fonte: Produção do autor.

Figura C.22 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°N a 44°N (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



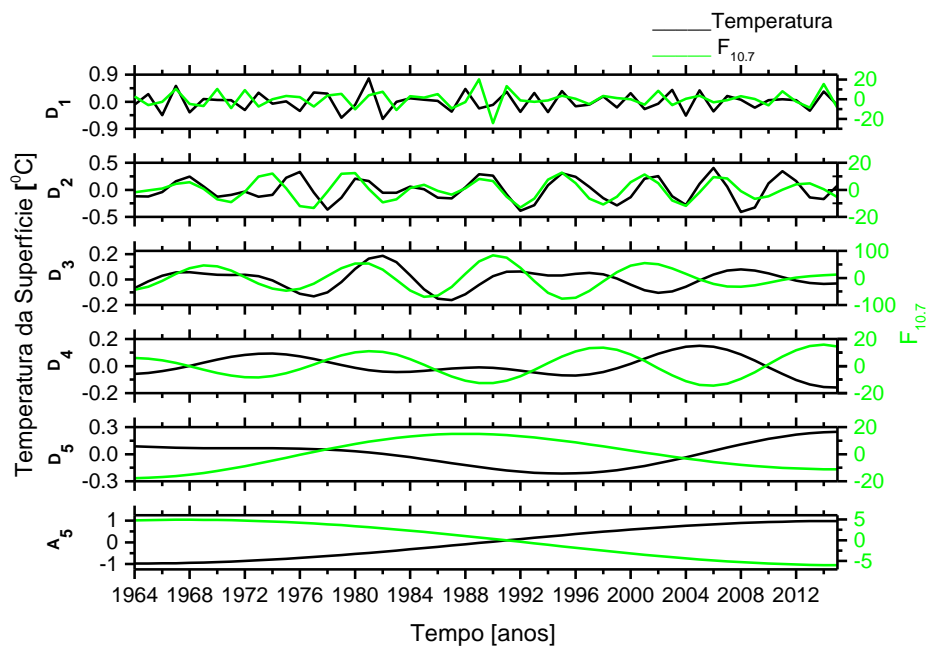
Fonte: Produção do autor.

Figura C.23 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44°N a 64°N (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



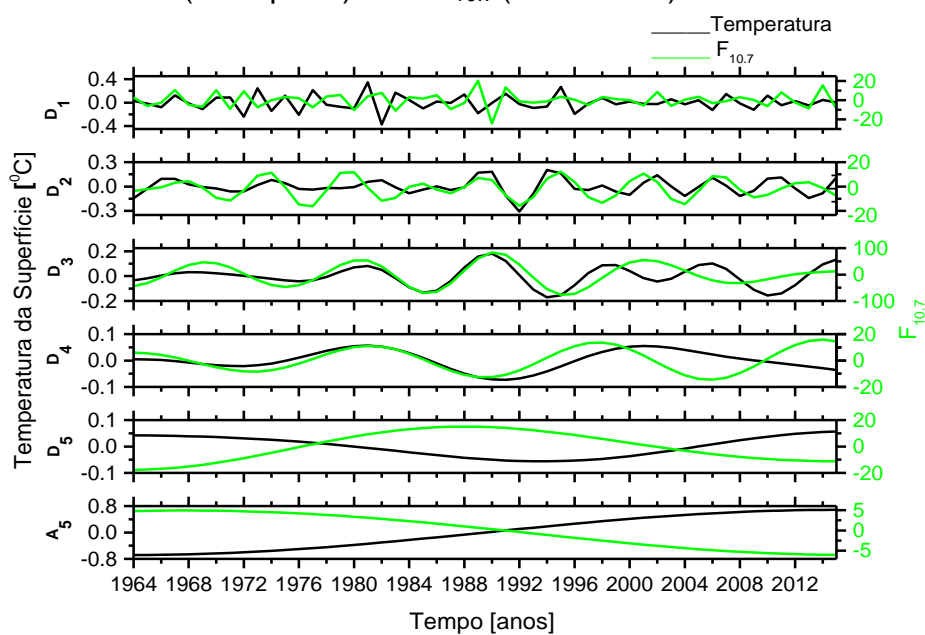
Fonte: Produção do autor.

Figura C.24 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64°N a 90°N (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



Fonte: Produção do autor.

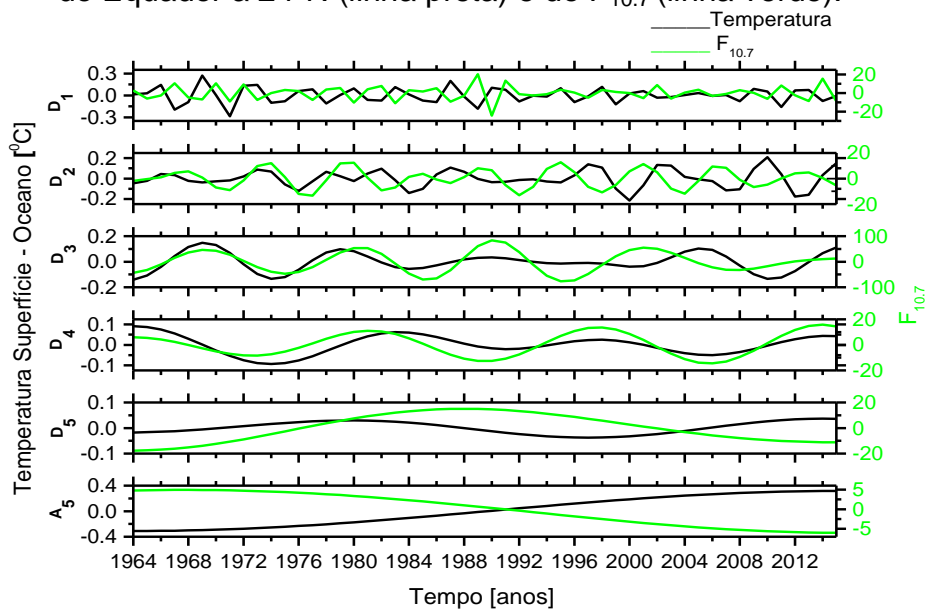
Figura C.25 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°N a 90°N (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



Fonte: Produção do autor.

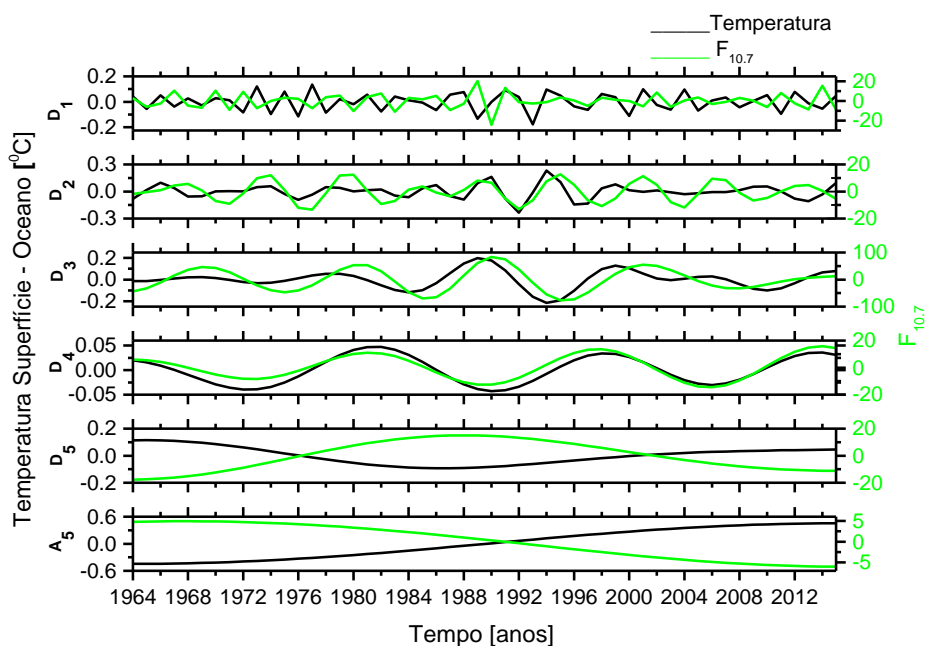
TEMPERATURA SUPERFÍCIE - OCEANO X $F_{10.7}$

Figura C.26 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24°N (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



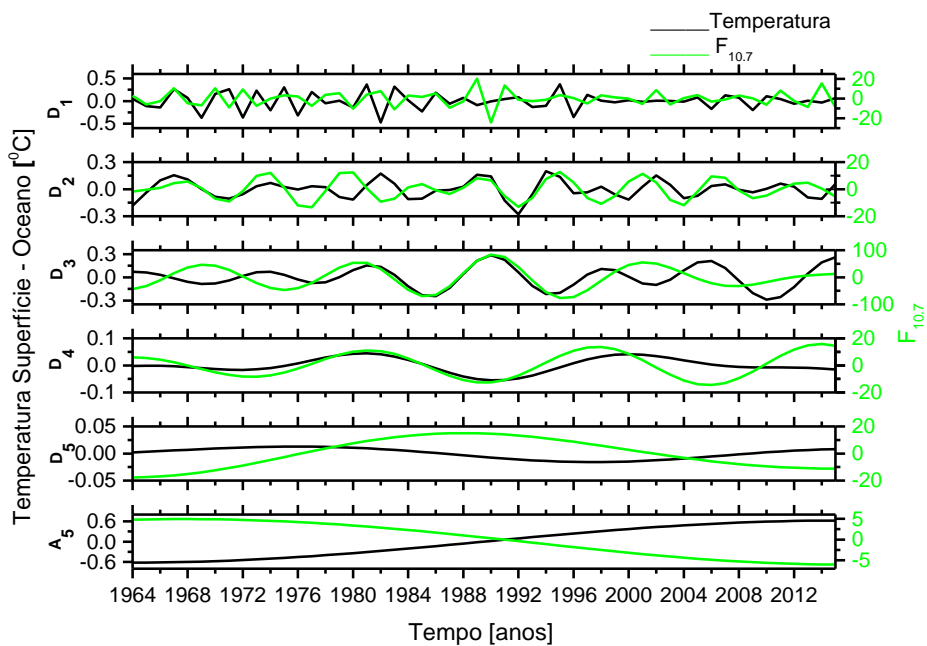
Fonte: Produção do autor.

Figura C.27 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24^oN a 44^oN (linha preta) e do F_{10.7} (linha verde).



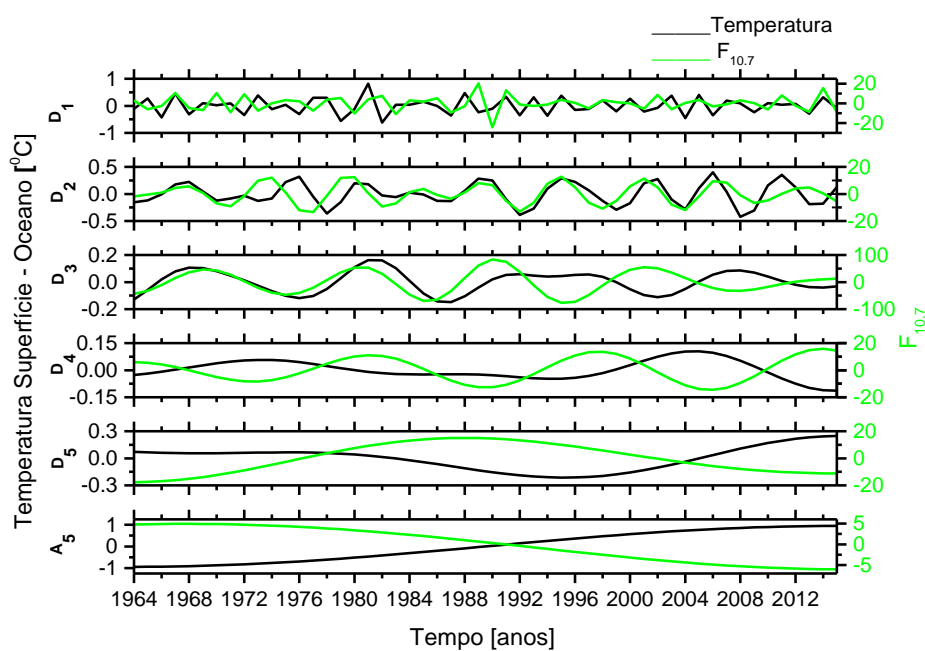
Fonte: Produção do autor.

Figura C.28 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44^oN a 64^oN (linha preta) e do F_{10.7} (linha verde).



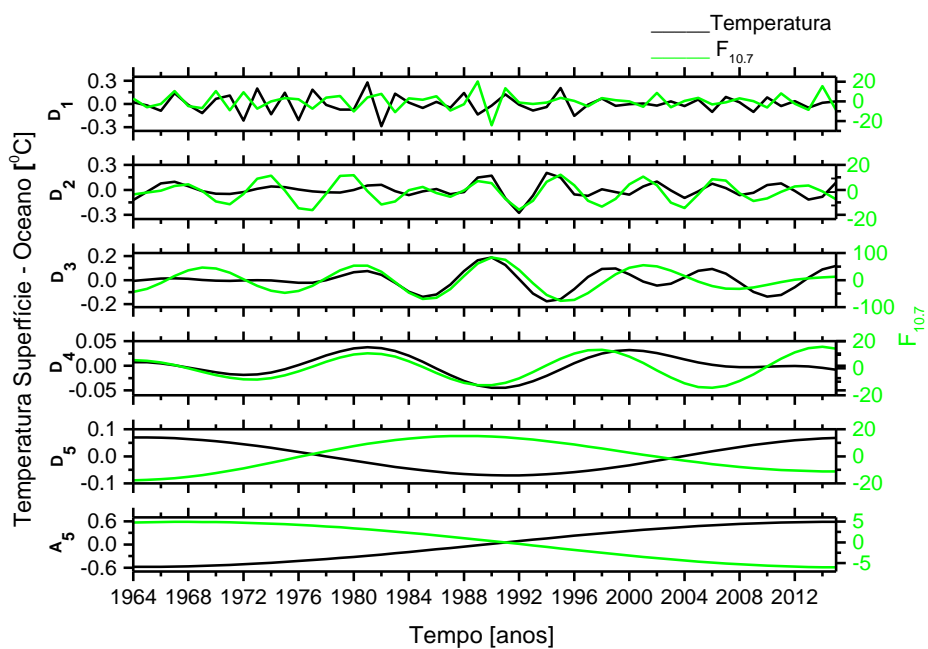
Fonte: Produção do autor.

Figura C.29 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64⁰N a 90⁰N (linha preta) e do F_{10.7} (linha verde).



Fonte: Produção do autor.

Figura C.30 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24⁰N a 90⁰N (linha preta) e do F_{10.7} (linha verde).



Fonte: Produção do autor.

TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE X SOI

Figura C.31 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24°N (linha preta) e do SOI (linha laranja).

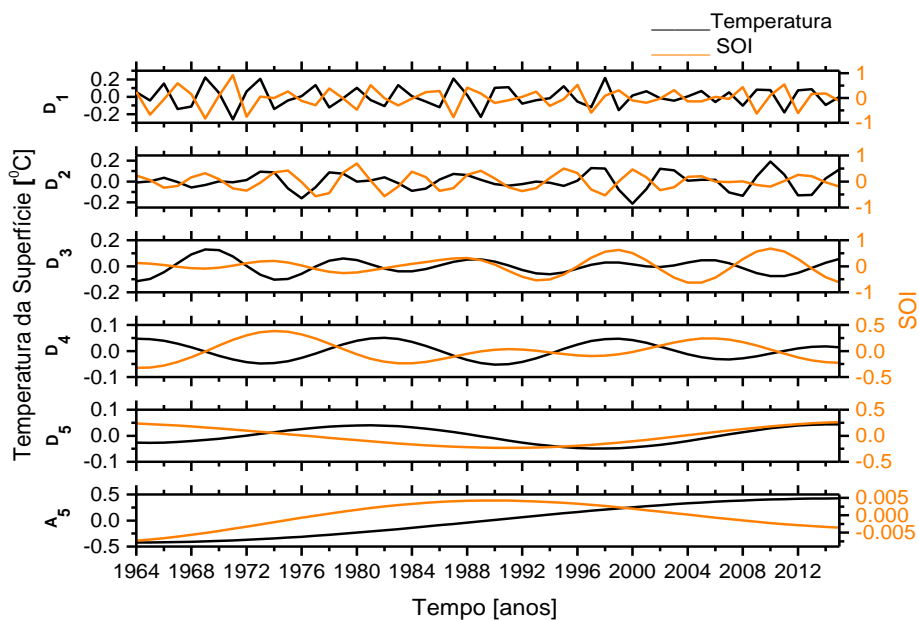


Figura C.32 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°N a 44°N (linha preta) e do SOI (linha laranja).

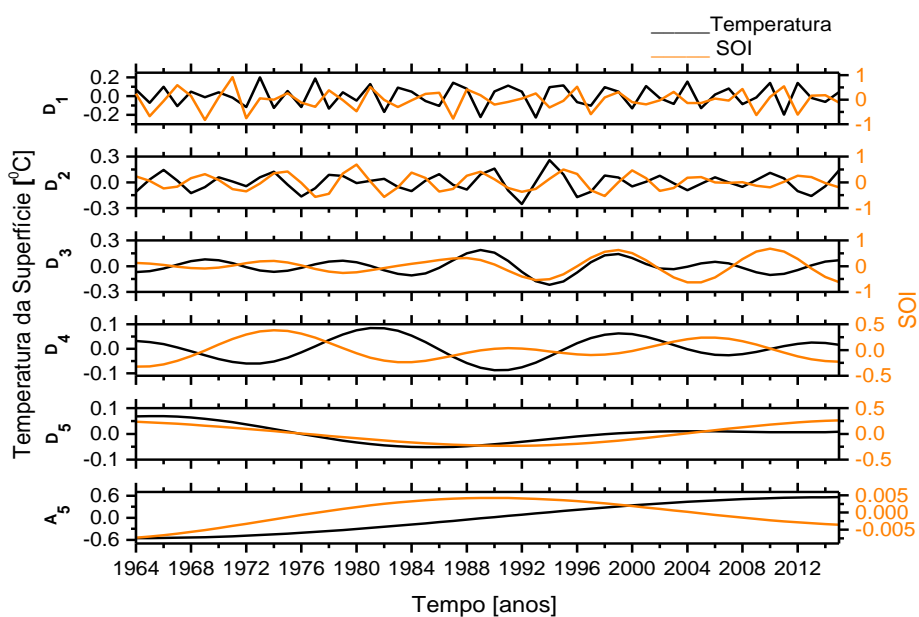
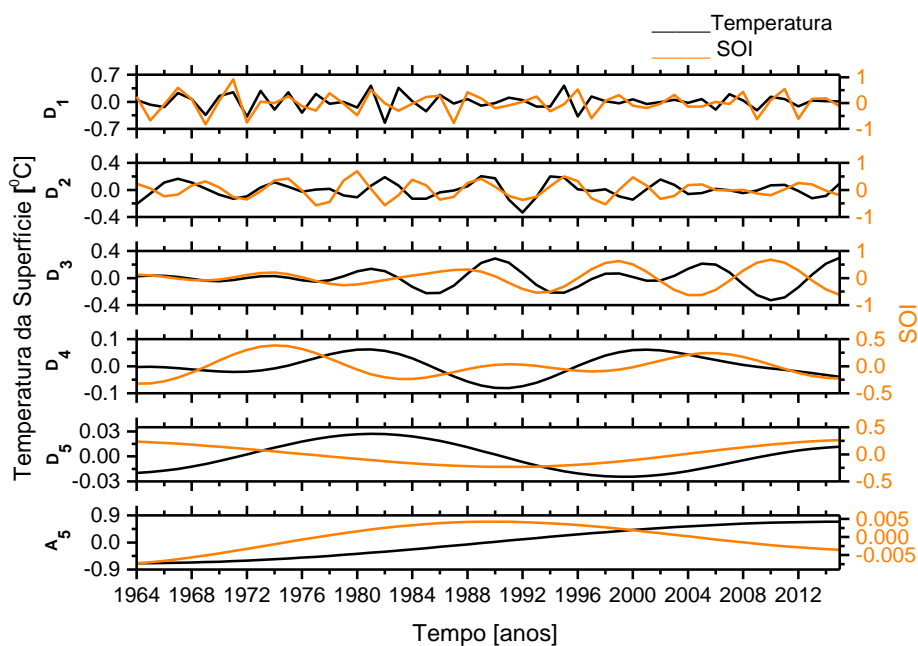
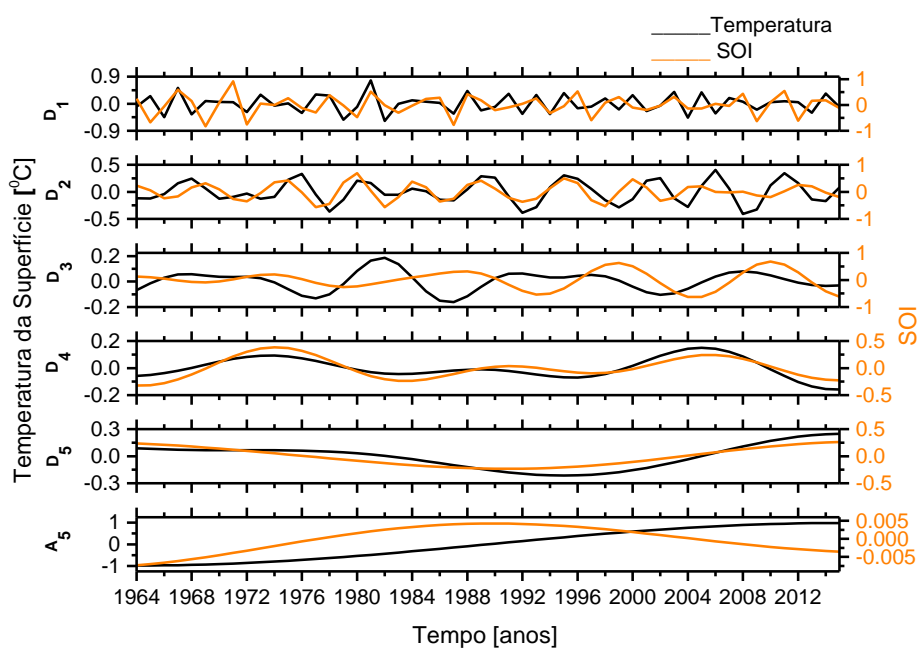


Figura C.33 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44°N a 64°N (linha preta) e do SOI (linha laranja).



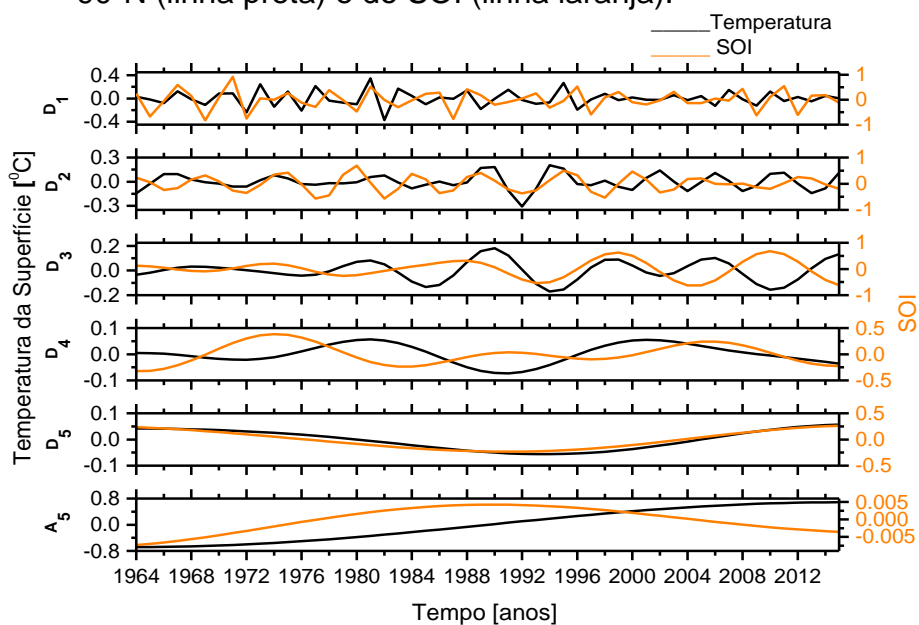
Fonte: Produção do autor.

Figura C.34 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64°N a 90°N (linha preta) e do SOI (linha laranja).



Fonte: Produção do autor.

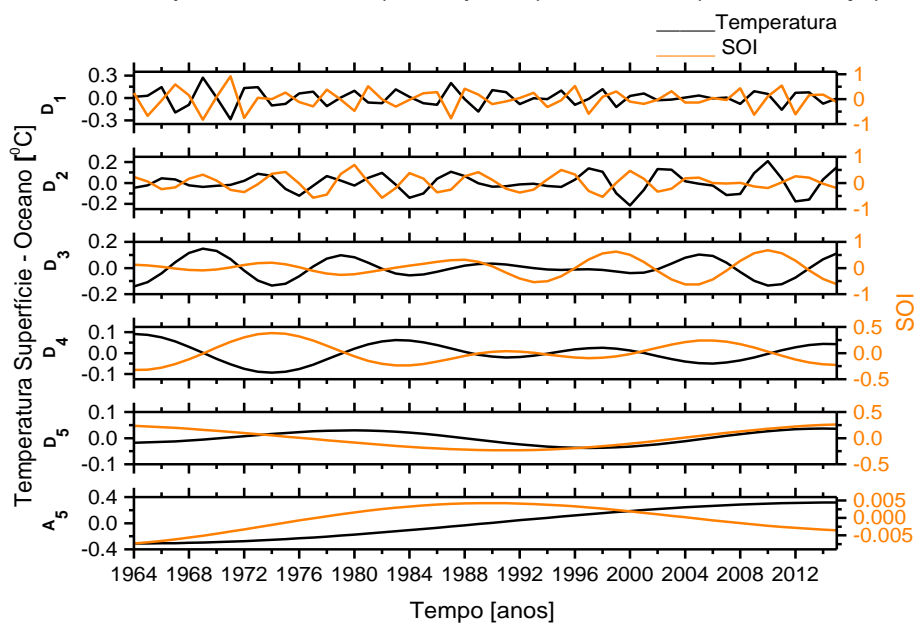
Figura C.35 - Decomposição da anomalia temperatura da superfície de 24⁰N a 90⁰N (linha preta) e do SOI (linha laranja).



Fonte: Produção do autor.

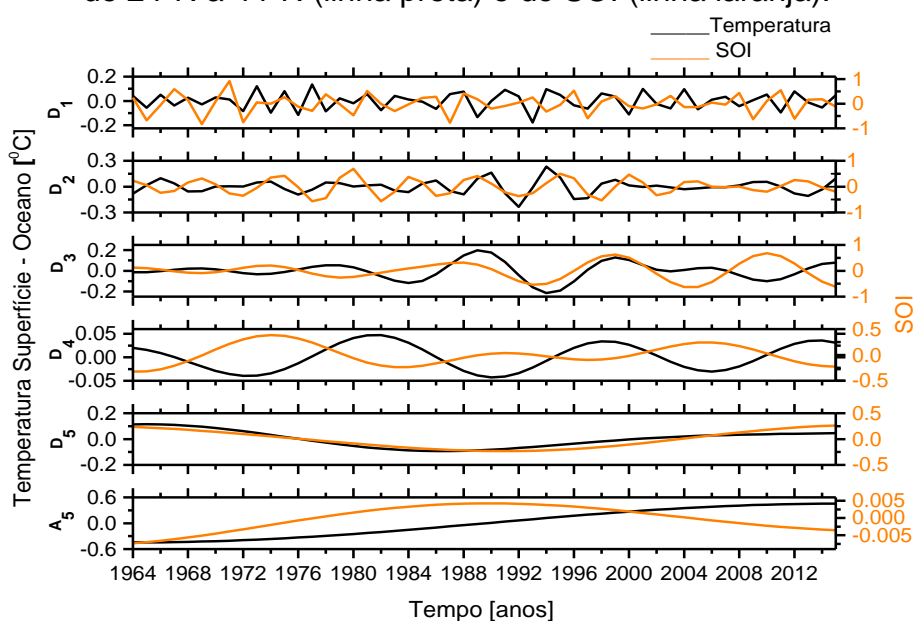
TEMPERATURA SUPERFÍCIE - OCEANO X SOI

Figura C.36 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24⁰N (linha preta) e do SOI (linha laranja).



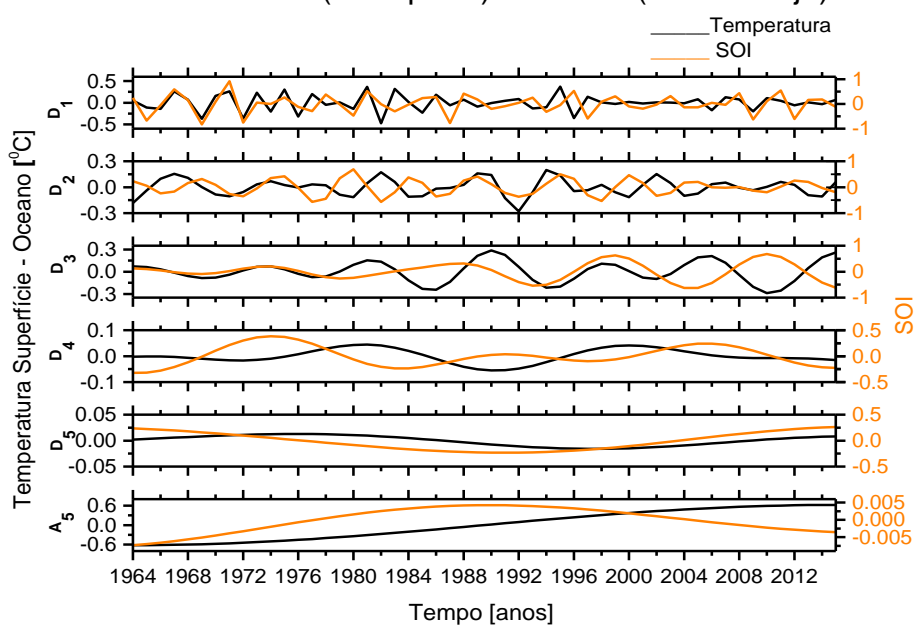
Fonte: Produção do autor.

Figura C.37 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24^oN a 44^oN (linha preta) e do SOI (linha laranja).



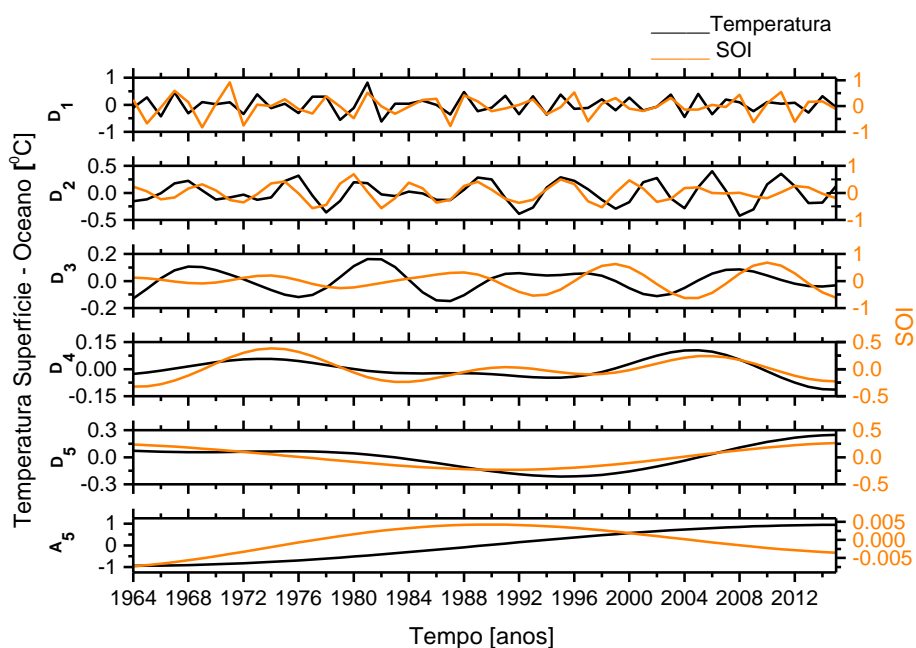
Fonte: Produção do autor.

Figura C.38 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44^oN a 64^oN (linha preta) e do SOI (linha laranja).



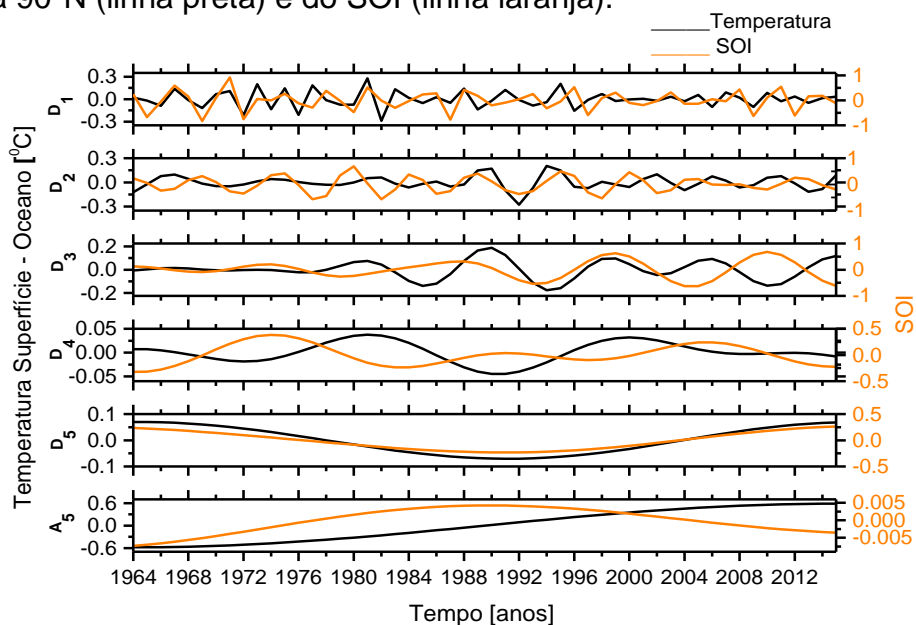
Fonte: Produção do autor.

Figura C.39 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64⁰N a 90⁰N (linha preta) e do SOI (linha laranja).



Fonte: Produção do autor.

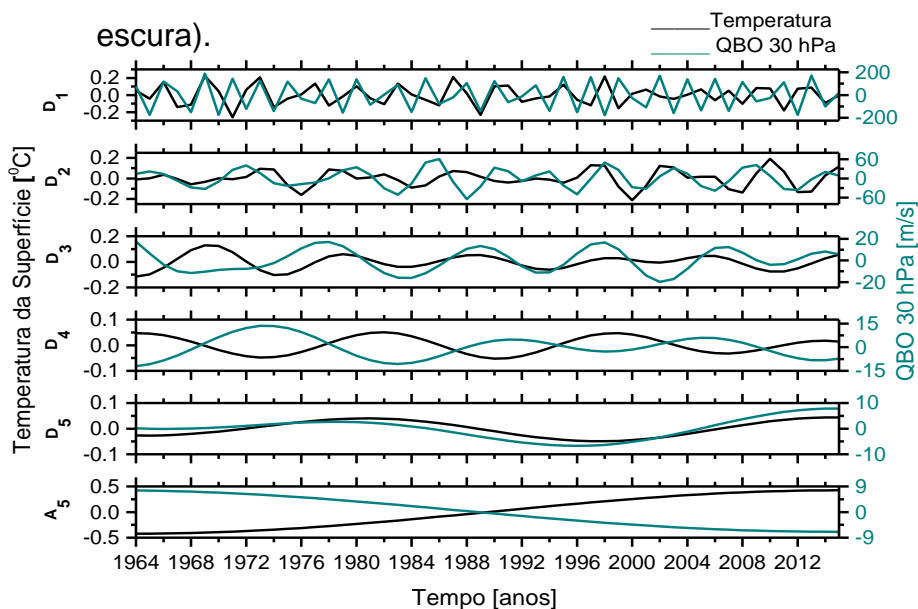
Figura C.40 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24⁰N a 90⁰N (linha preta) e do SOI (linha laranja).



Fonte: Produção do autor.

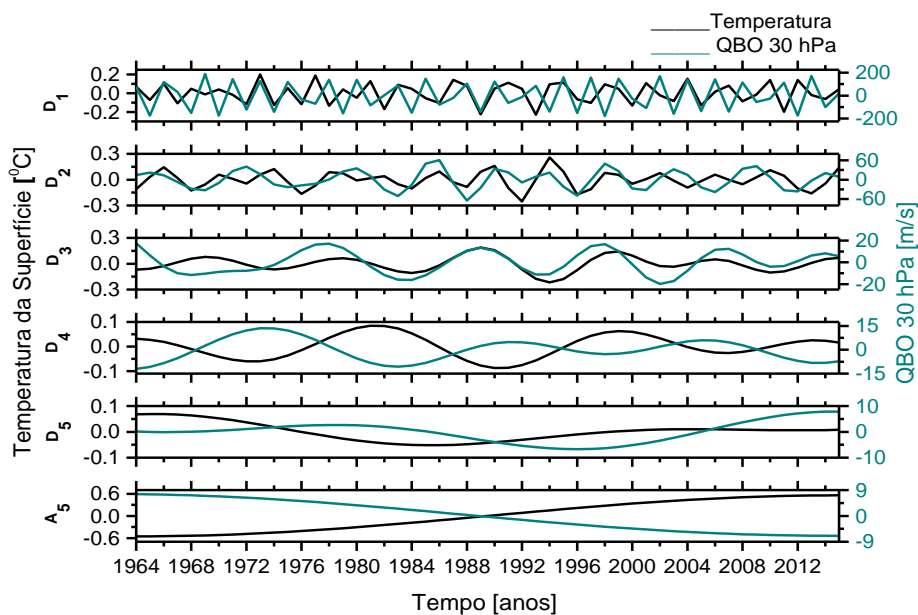
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE X QBO 30 hPa

Figura C.41 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24°N (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).



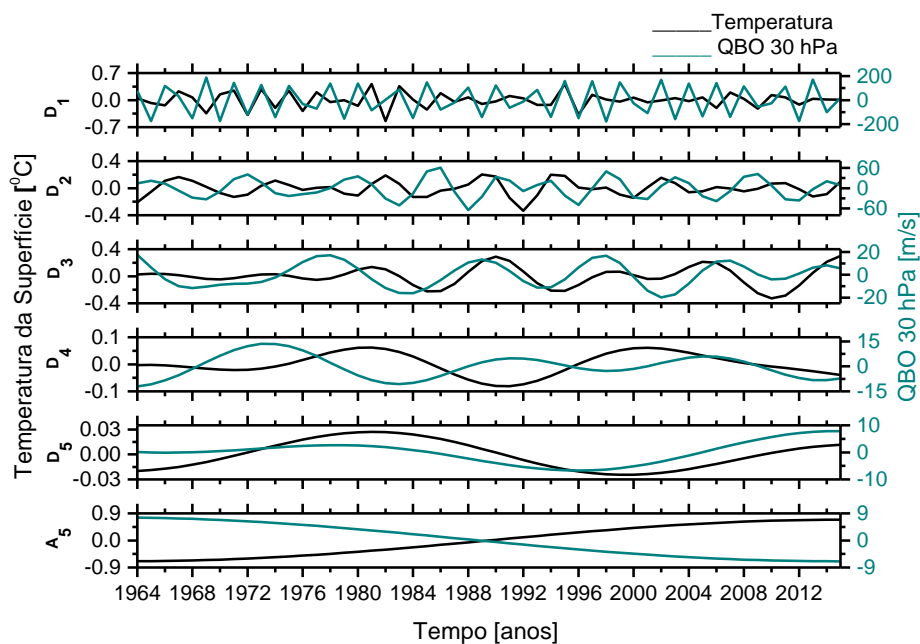
Fonte: Produção do autor.

Figura C.42 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°N a 44°N (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).



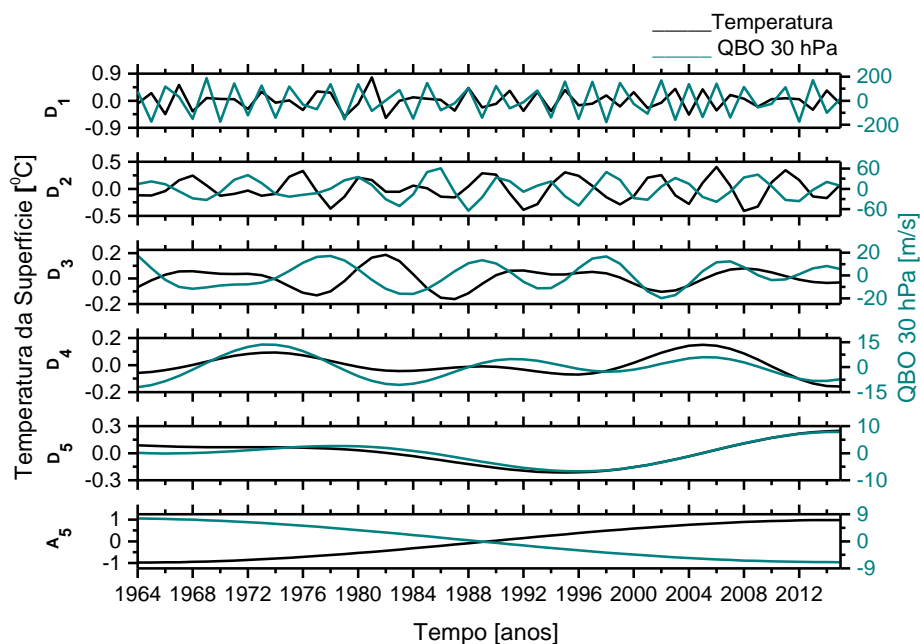
Fonte: Produção do autor.

Figura C.43 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44°N a 64°N (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).



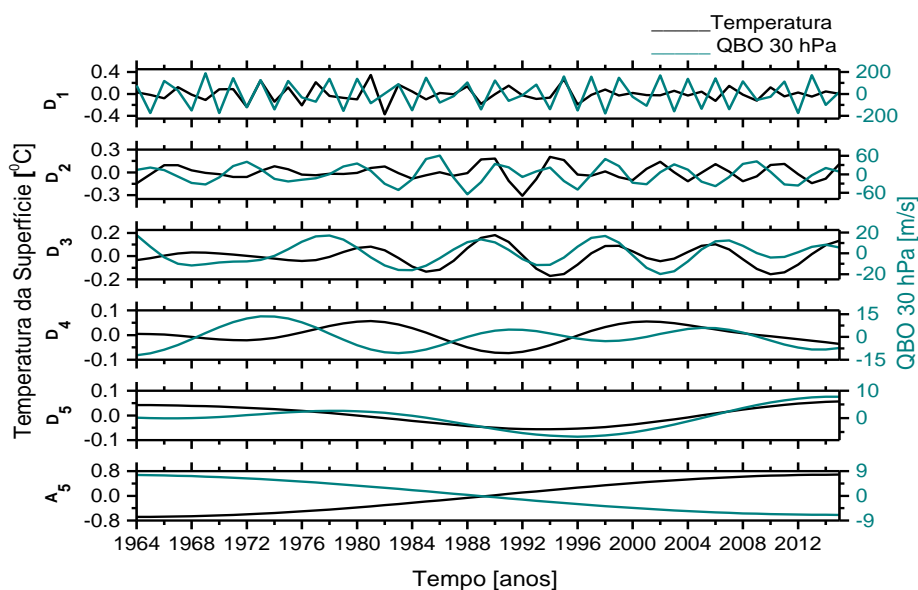
Fonte: Produção do autor.

Figura C.44 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64°N a 90°N (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

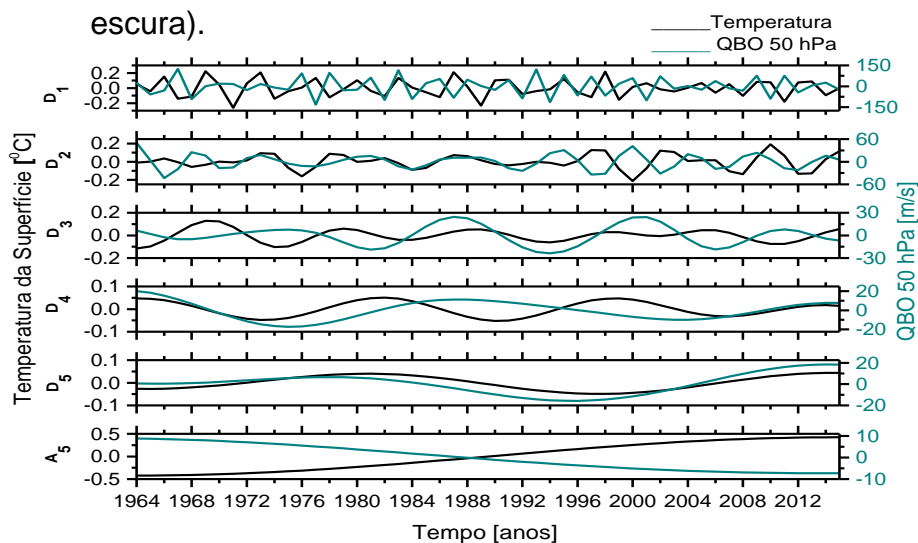
Figura C.45 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°N a 90°N (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

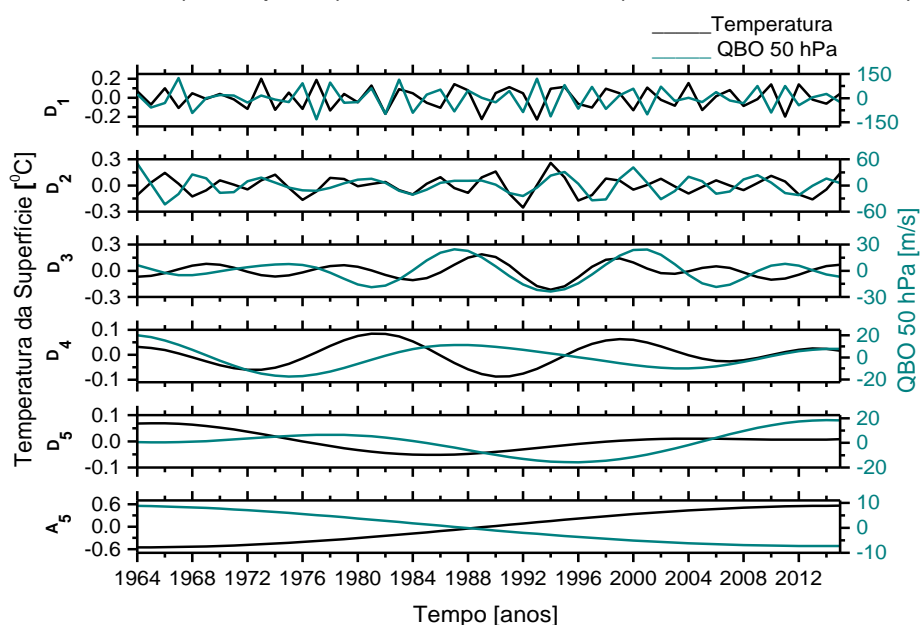
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE X QBO 50 hPa

Figura C.46 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24°N (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



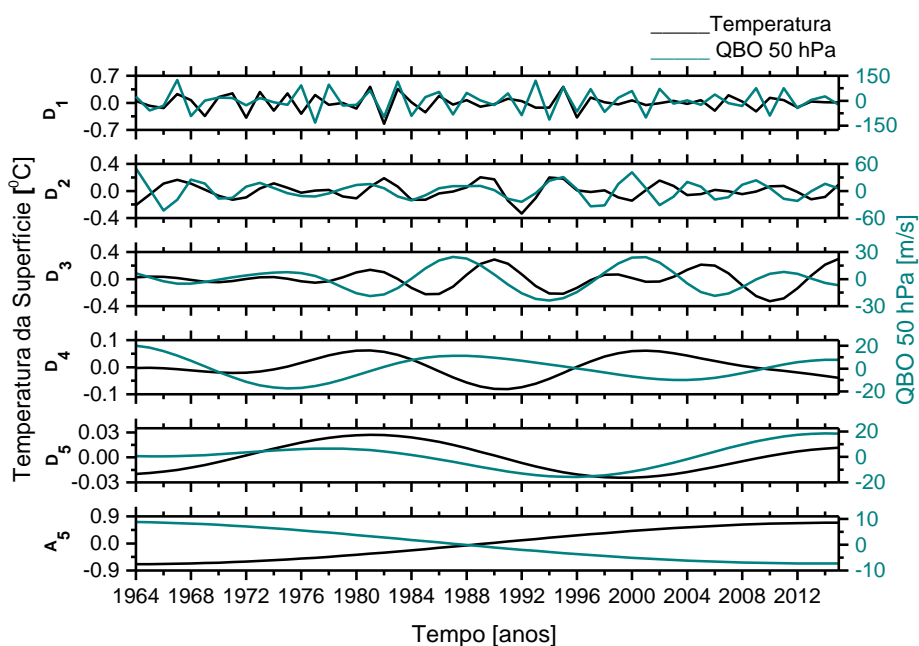
Fonte: Produção do autor.

Figura C.47 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24⁰N a 44⁰N (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



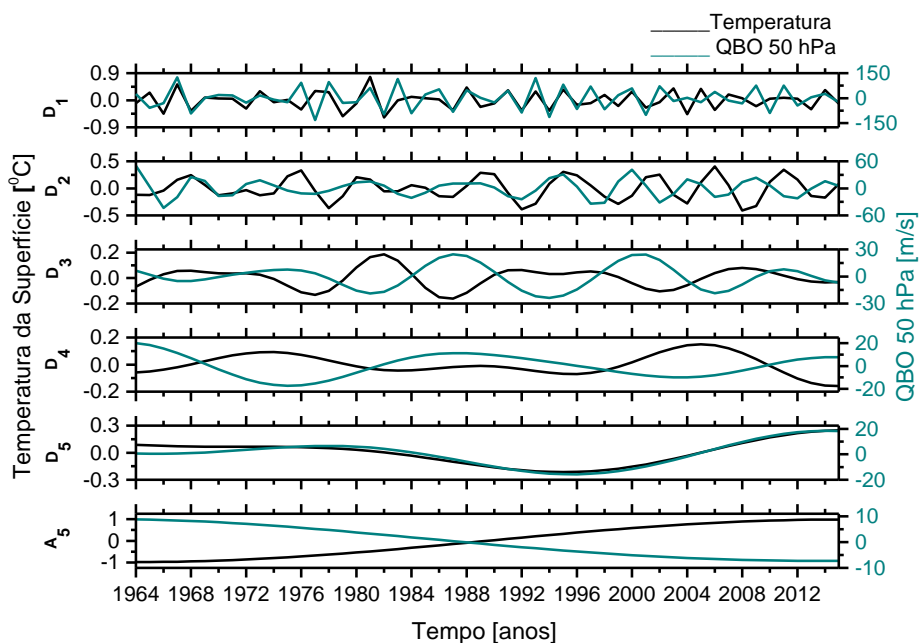
Fonte: Produção do autor.

Figura C.48 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44⁰N a 64⁰N (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



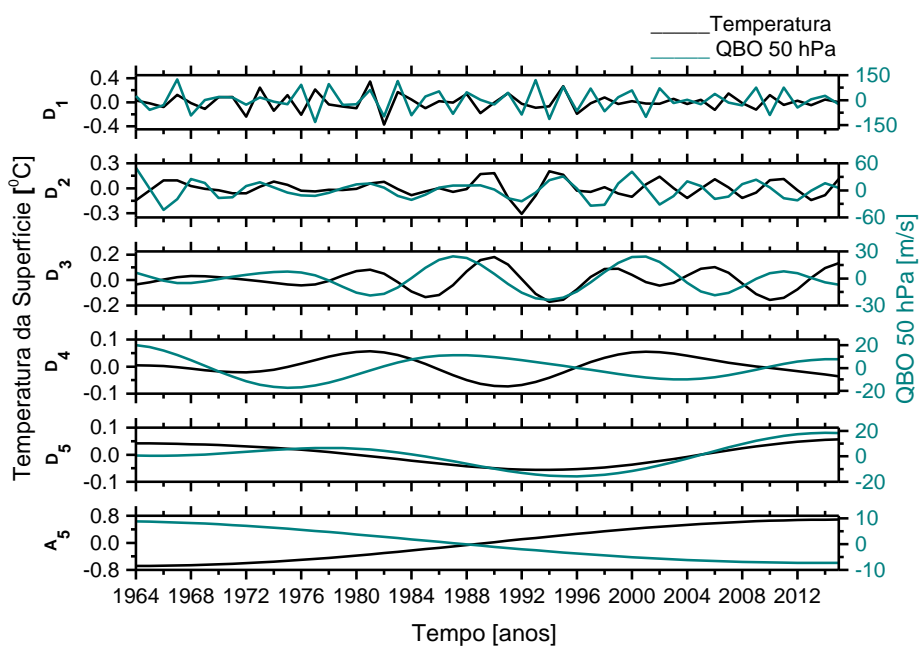
Fonte: Produção do autor.

Figura C.49 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64°N a 90°N (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

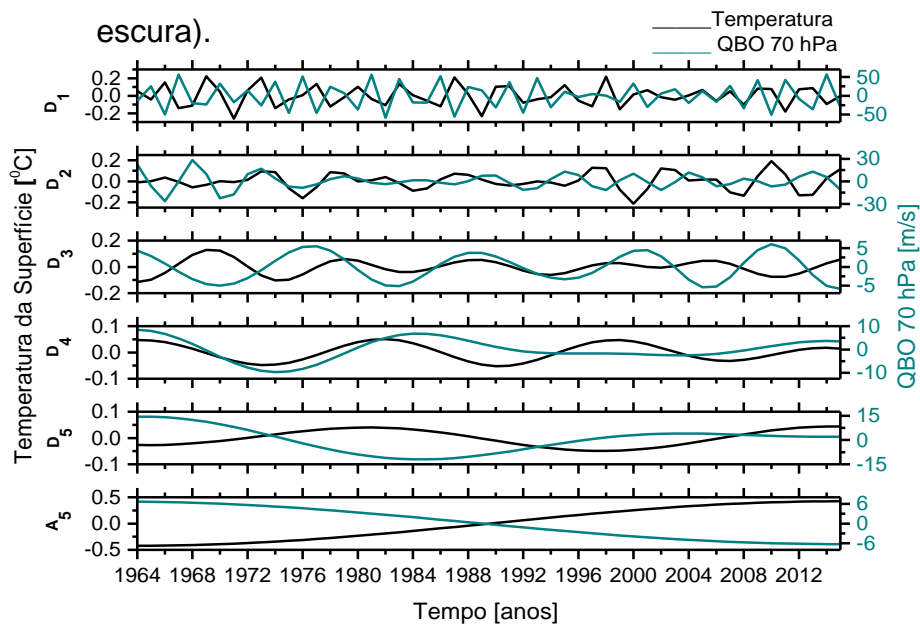
Figura C.50 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°N a 90°N (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

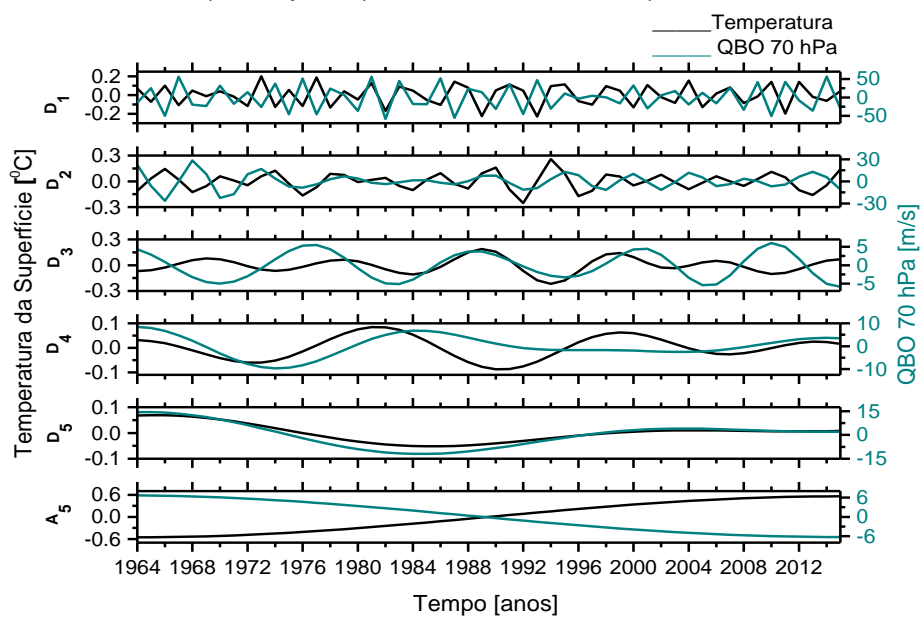
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE X QBO 70 hPa

Figura C.51 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24°N (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



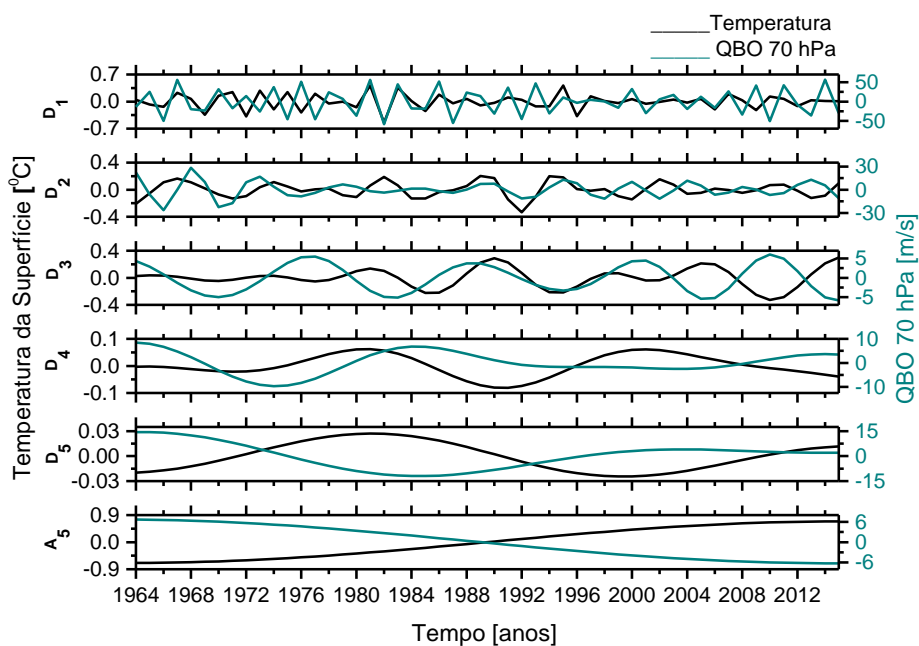
Fonte: Produção do autor.

Figura C.52 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°N a 44°N (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



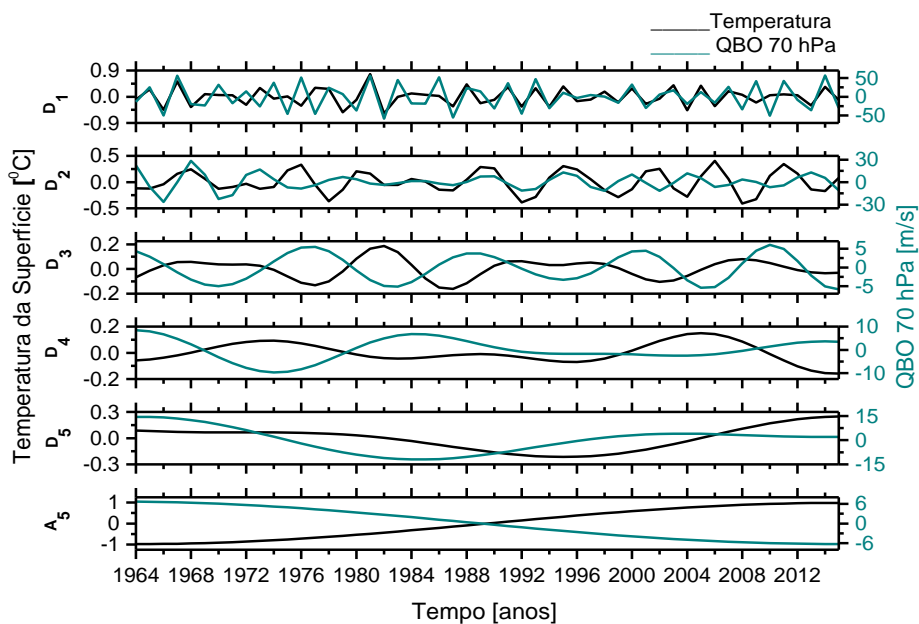
Fonte: Produção do autor.

Figura C.53 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44°N a 64°N (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



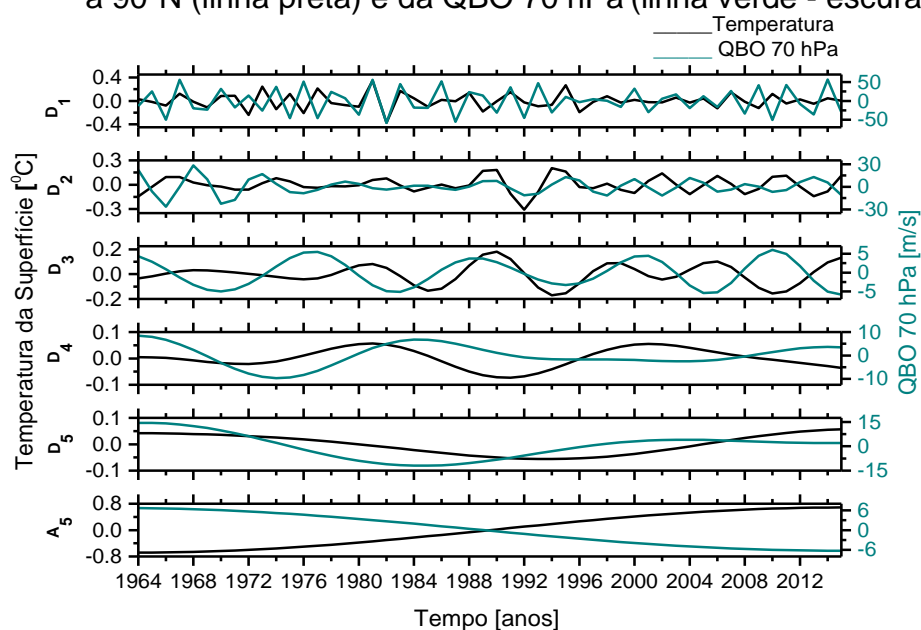
Fonte: Produção do autor.

Figura C.54 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64°N a 90°N (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

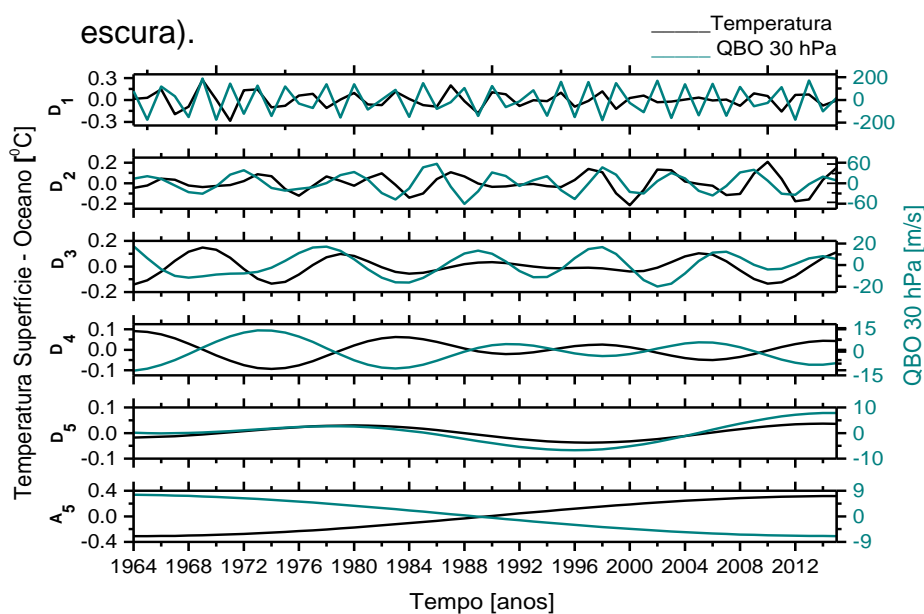
Figura C.55 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24⁰N a 90⁰N (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

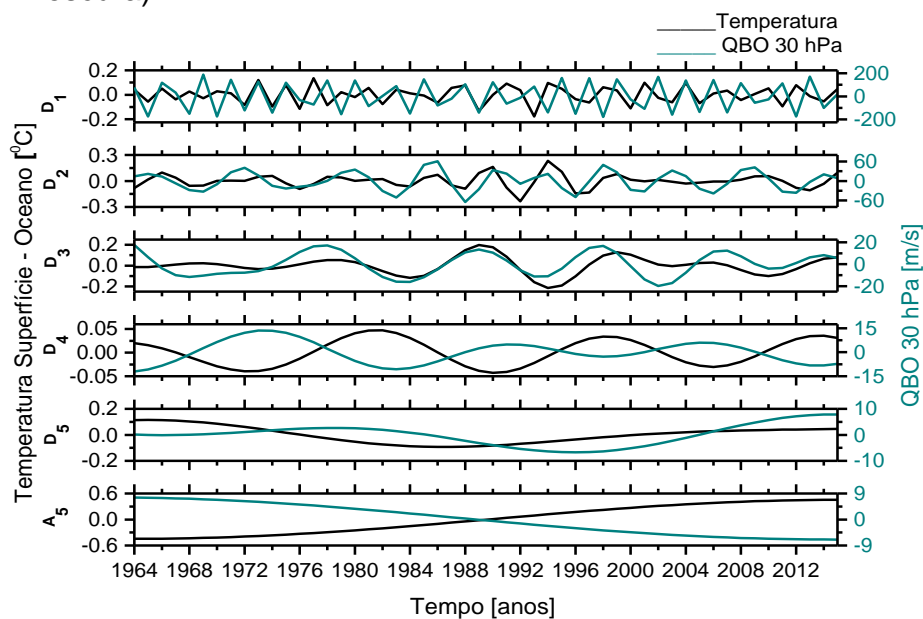
TEMPERATURA SUPERFÍCIE - OCEANO X QBO 30 hPa

Figura C.56 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24⁰N (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).



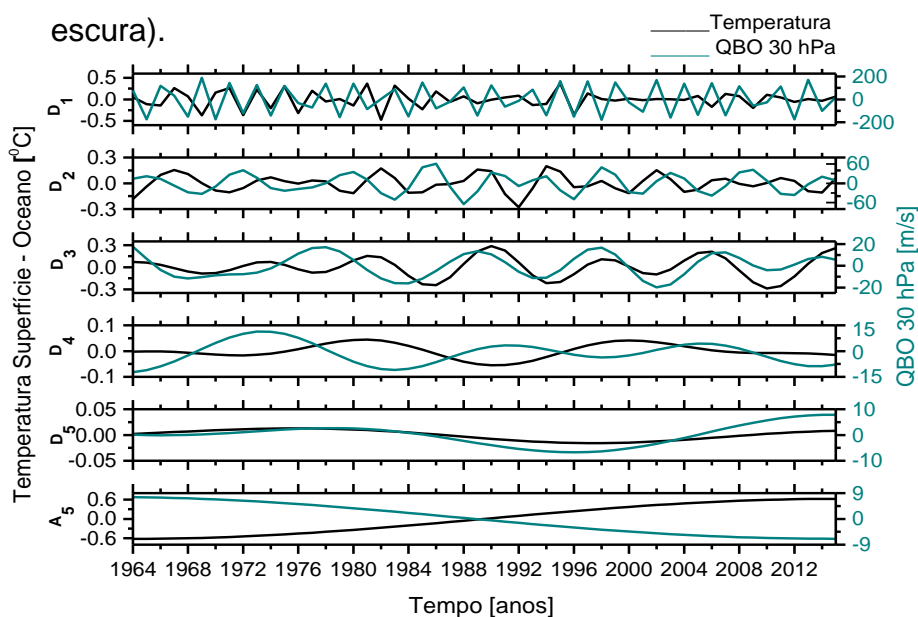
Fonte: Produção do autor.

Figura C.57 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24^oN a 44^oN (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).



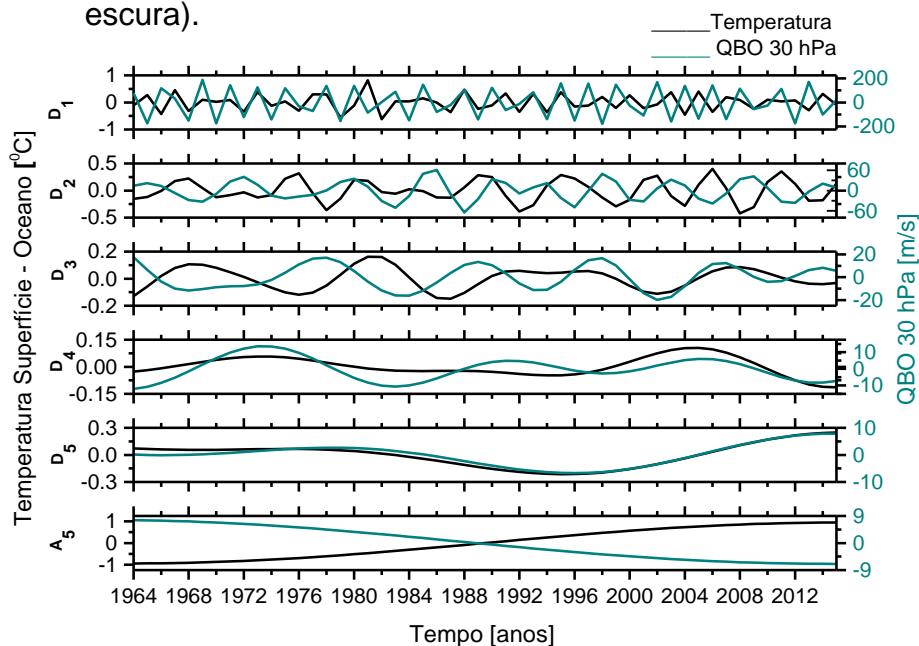
Fonte: Produção do autor.

Figura C.58 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44^oN a 64^oN (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).



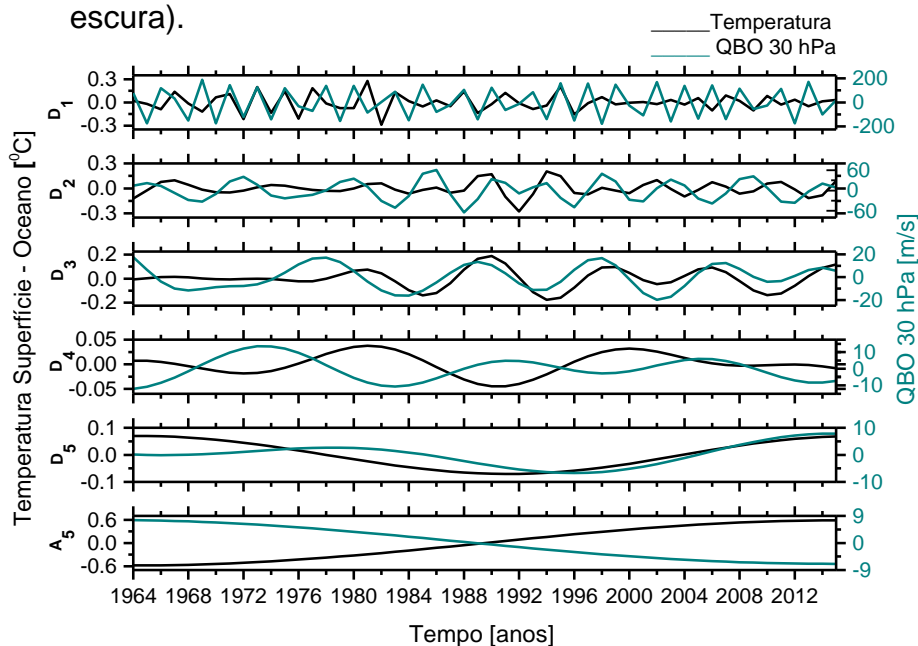
Fonte: Produção do autor.

Figura C.59 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64⁰N a 90⁰N (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

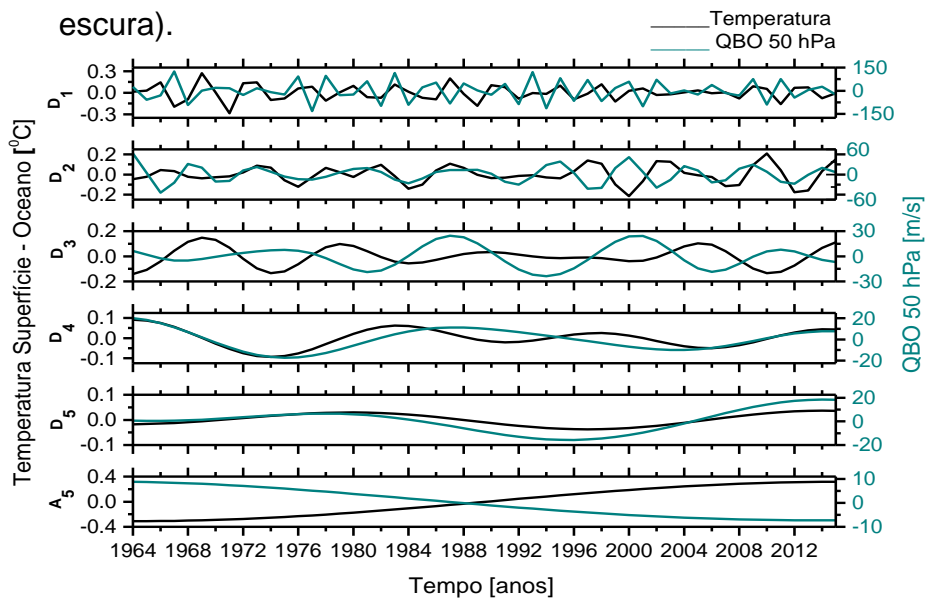
Figura C.60 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24⁰N a 90⁰N (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

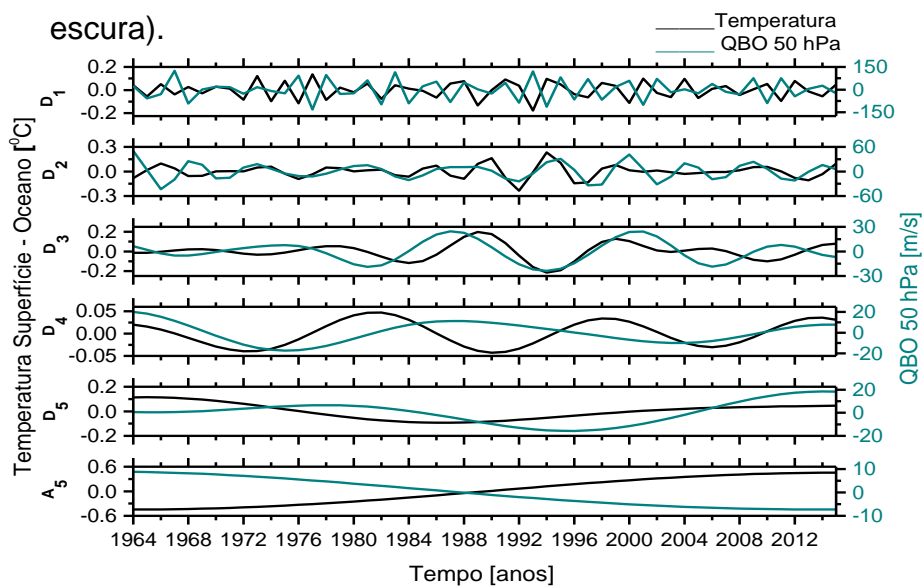
TEMPERATURA SUPERFÍCIE - OCEANO X QBO 50 hPa

Figura C.61 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24°N (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



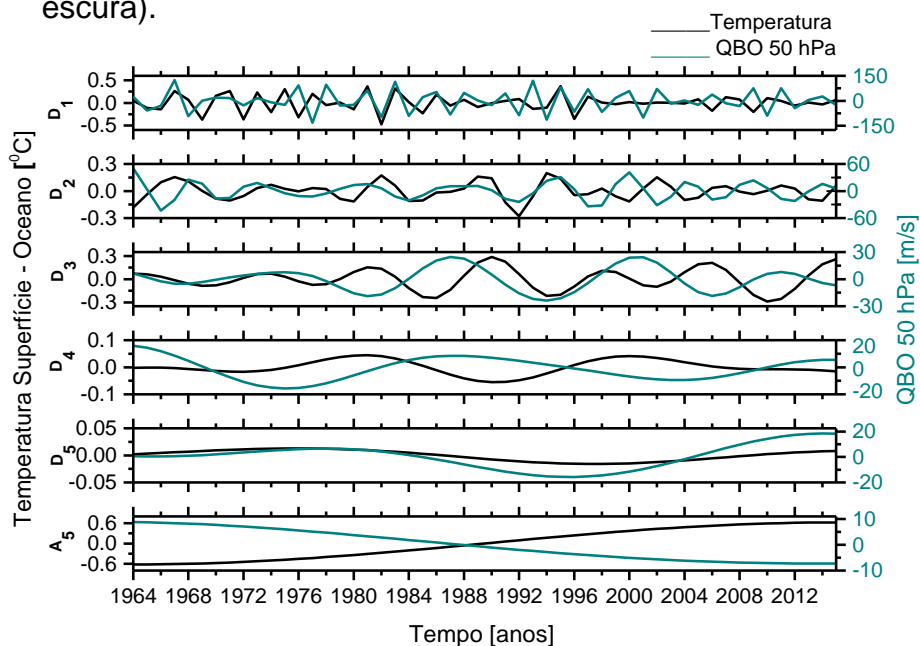
Fonte: Produção do autor.

Figura C.62 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24°N a 44°N (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



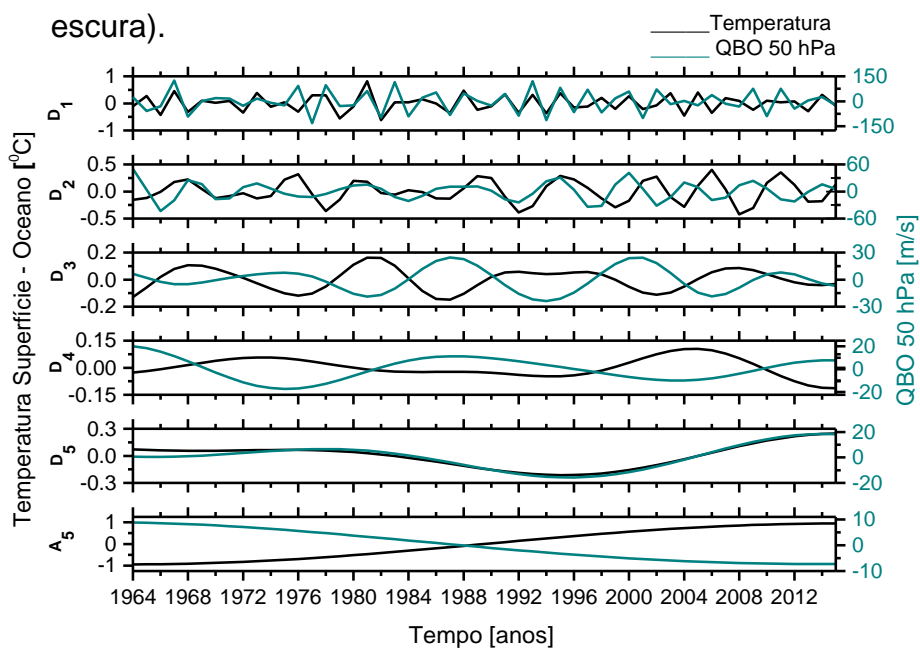
Fonte: Produção do autor.

Figura C.63 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44^oN a 64^oN (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



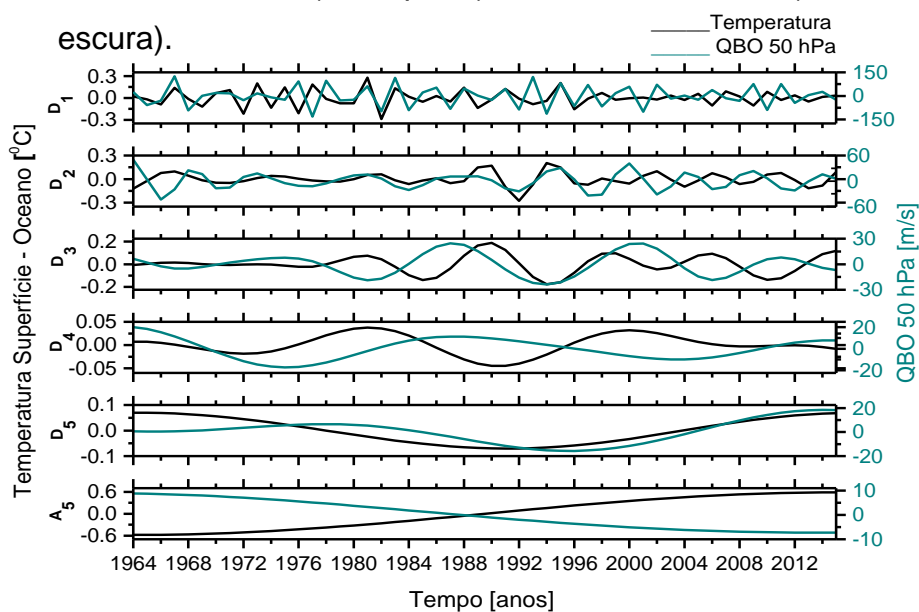
Fonte: Produção do autor.

Figura C.64 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64^oN a 90^oN (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

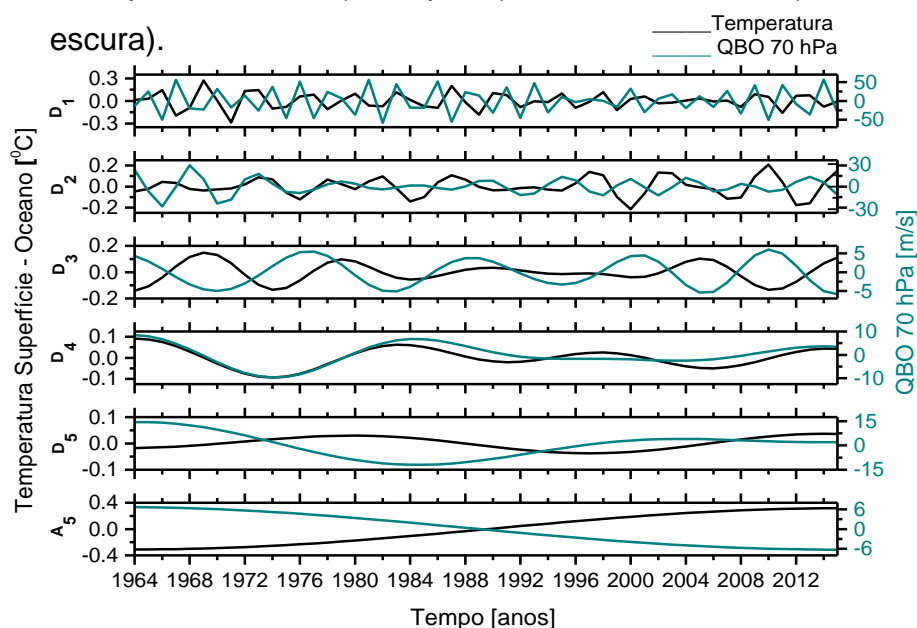
Figura C.65 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24⁰N a 90⁰N (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

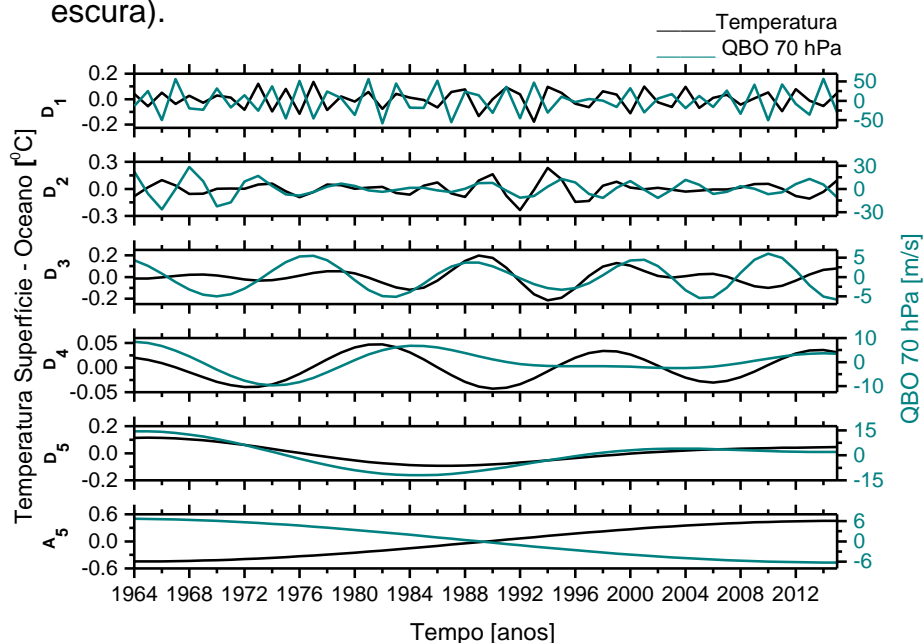
TEMPERATURA SUPERFÍCIE - OCEANO X QBO 70 hPa

Figura C.66 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24⁰N (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



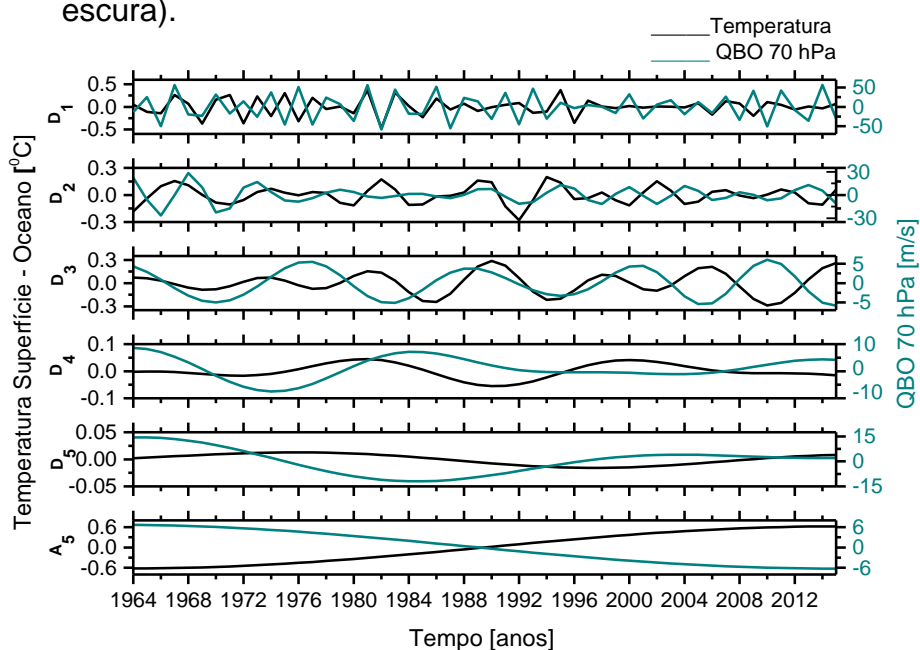
Fonte: Produção do autor.

Figura C.67 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24^oN a 44^oN (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



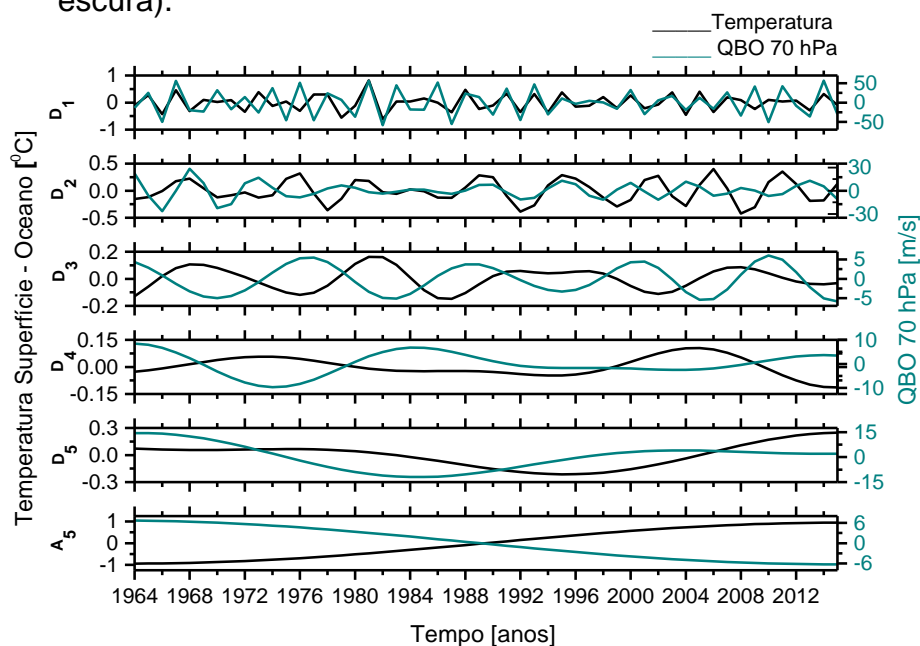
Fonte: Produção do autor.

Figura C.68 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44^oN a 64^oN (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



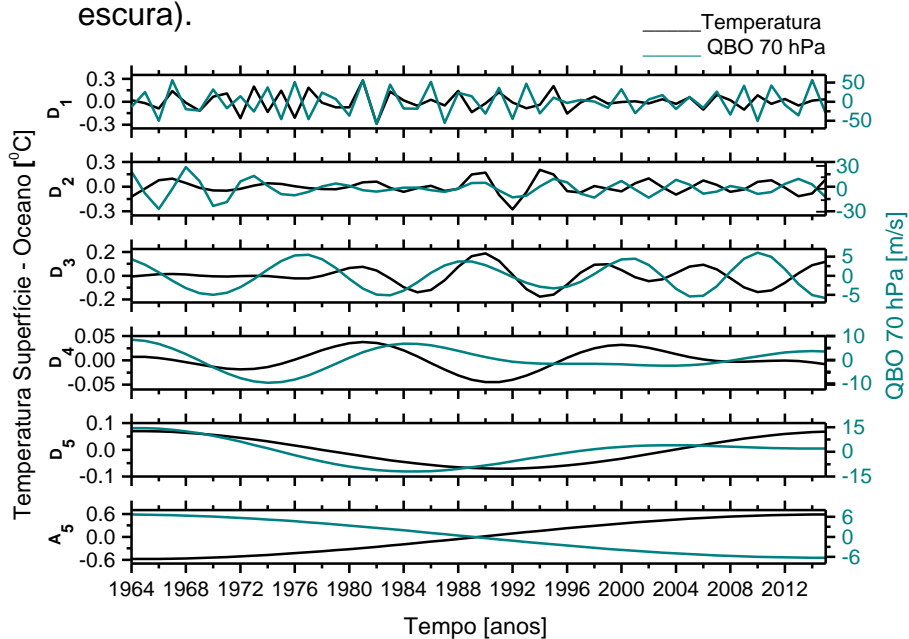
Fonte: Produção do autor.

Figura C.69 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64^oN a 90^oN (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

Figura C.70 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24^oN a 90^oN (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).

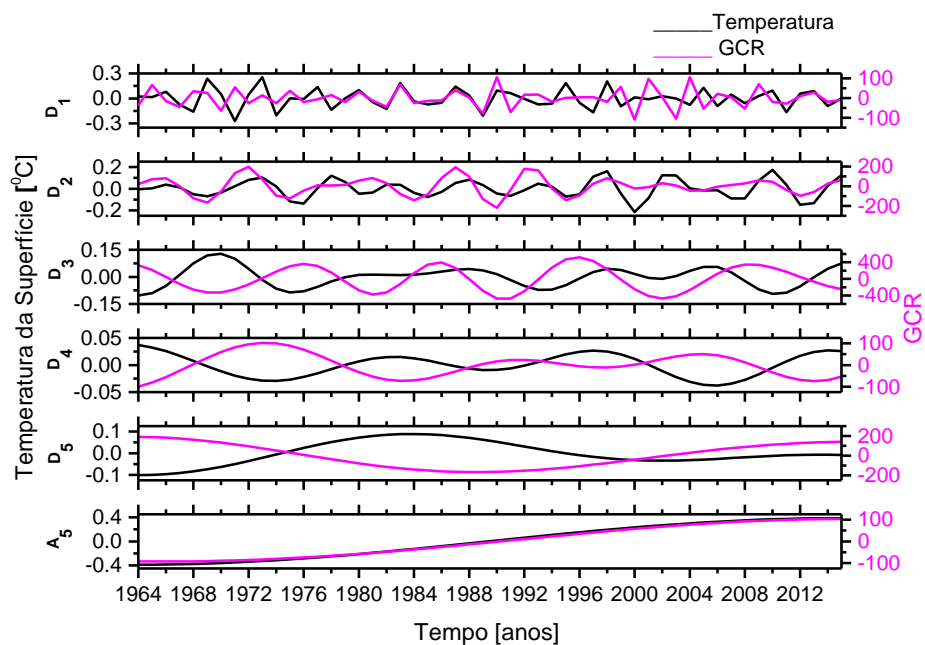


Fonte: Produção do autor.

C.2 HEMISFÉRIO SUL

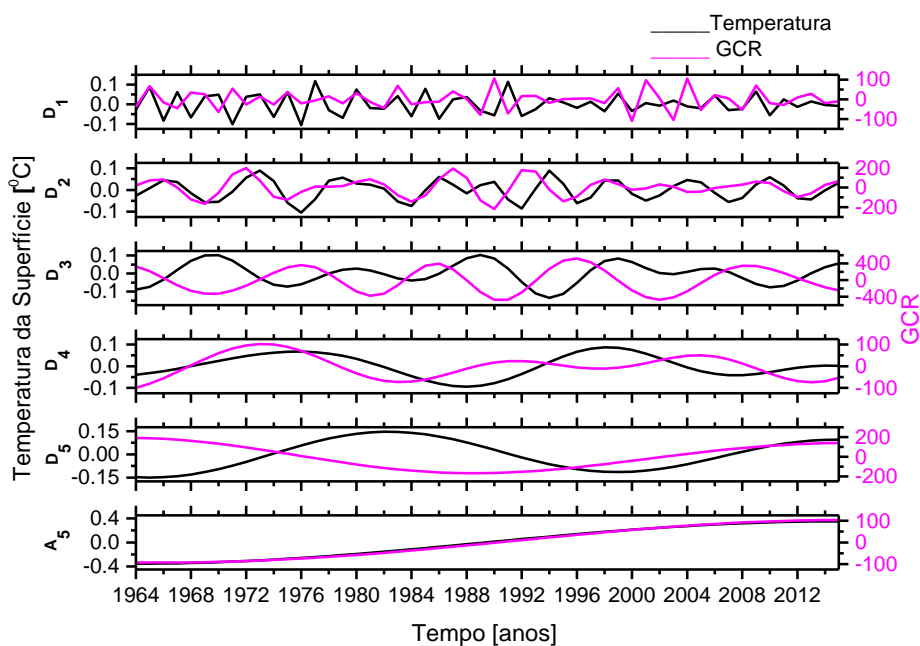
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE X GCR

Figura C.71 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24°S (linha preta) e do GCR (linha magenta).



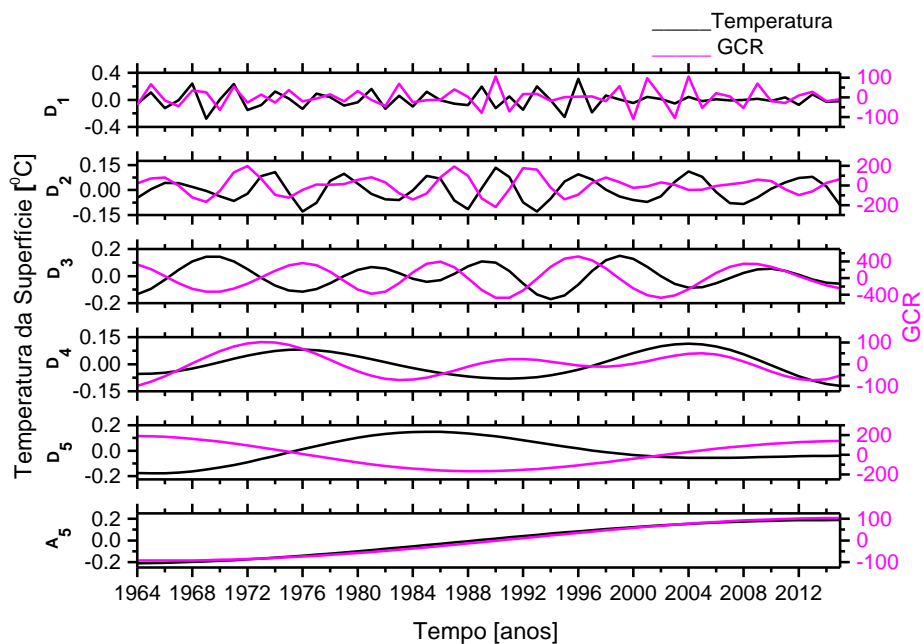
Fonte: Produção do autor.

Figura C.72 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°S a 44°S (linha preta) e do GCR (linha magenta).



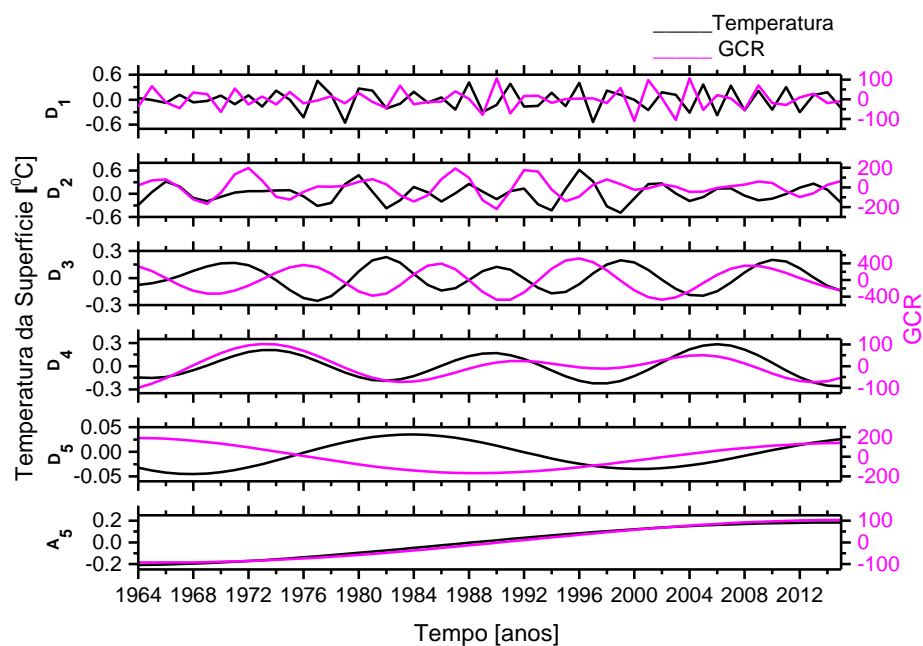
Fonte: Produção do autor.

Figura C.73 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44°S a 64°S (linha preta) e do GCR (linha magenta).



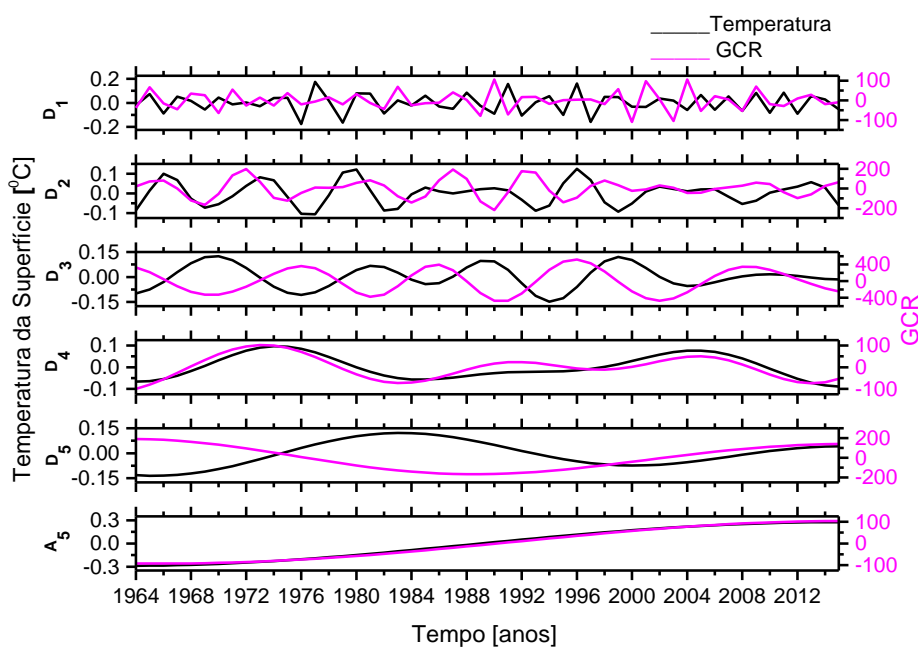
Fonte: Produção do autor.

Figura C.74 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64°S a 90°S (linha preta) e do GCR (linha magenta).



Fonte: Produção do autor.

Figura C.75 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°S a 90°S (linha preta) e do GCR (linha magenta).



Fonte: Produção do autor.

TEMPERATURA SUPERFÍCIE - OCEANO X GCR

Figura C.76 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24°S (linha preta) e do GCR (linha magenta).

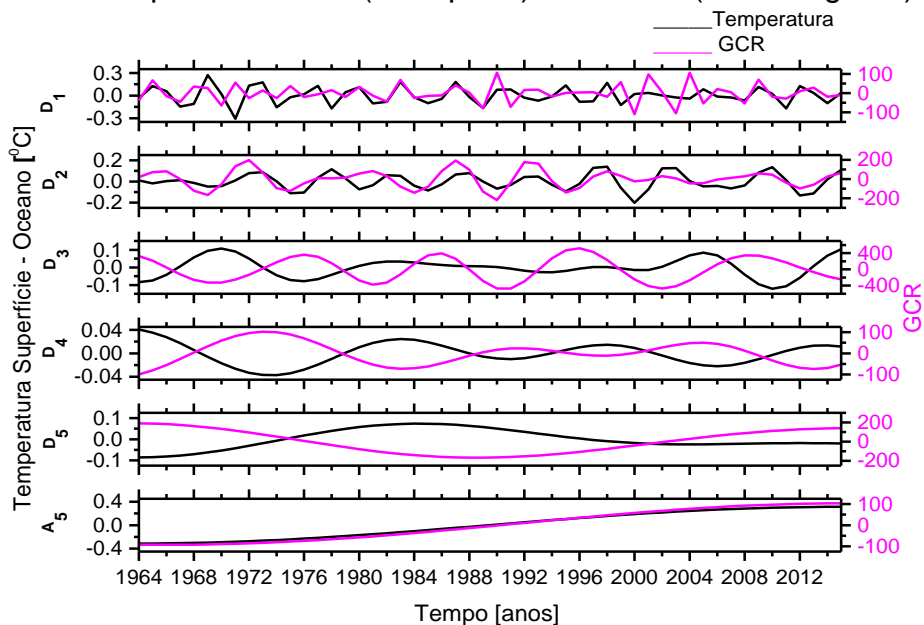


Figura C.77 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24°S a 44°S (linha preta) e do GCR (linha magenta).

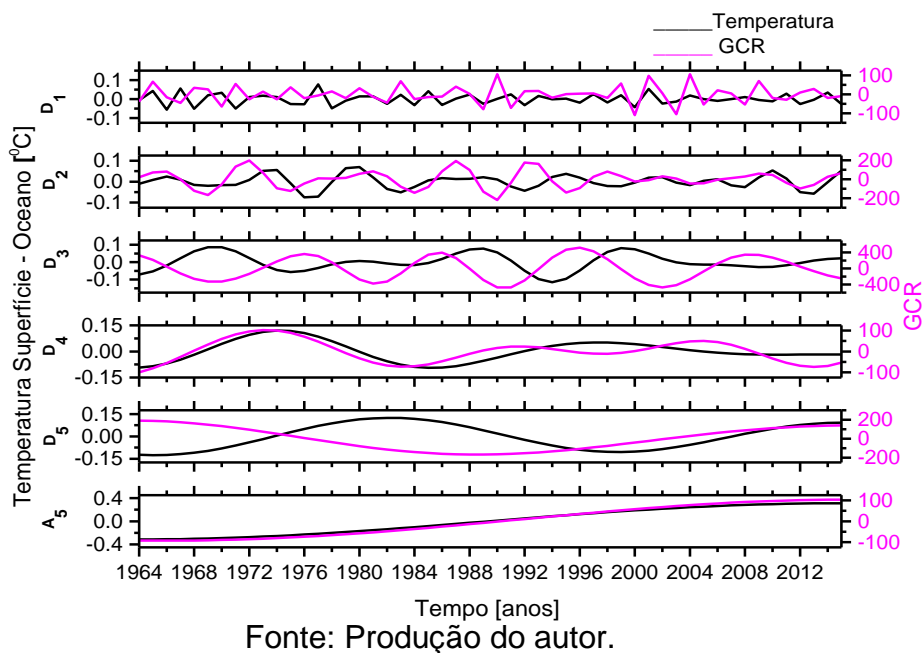
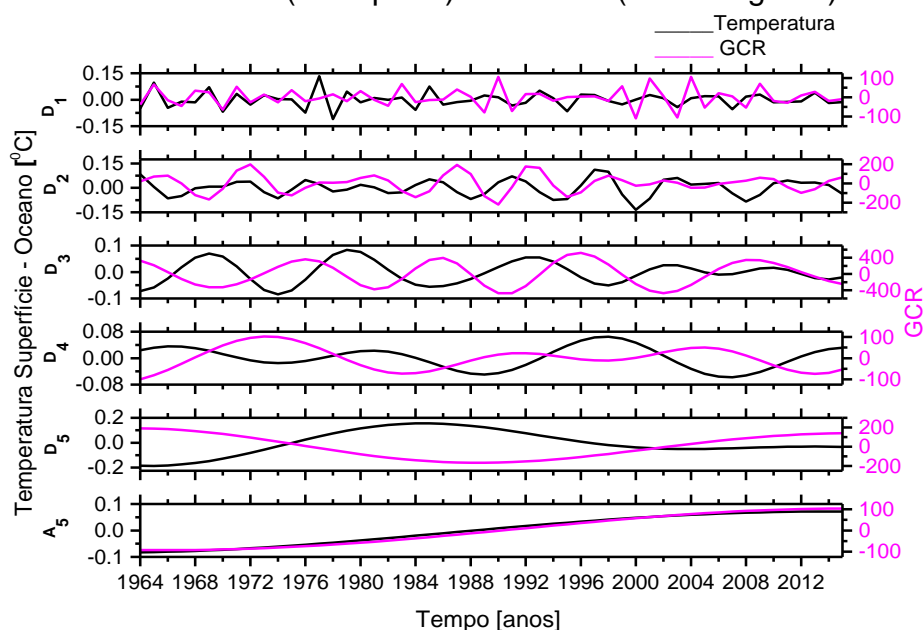
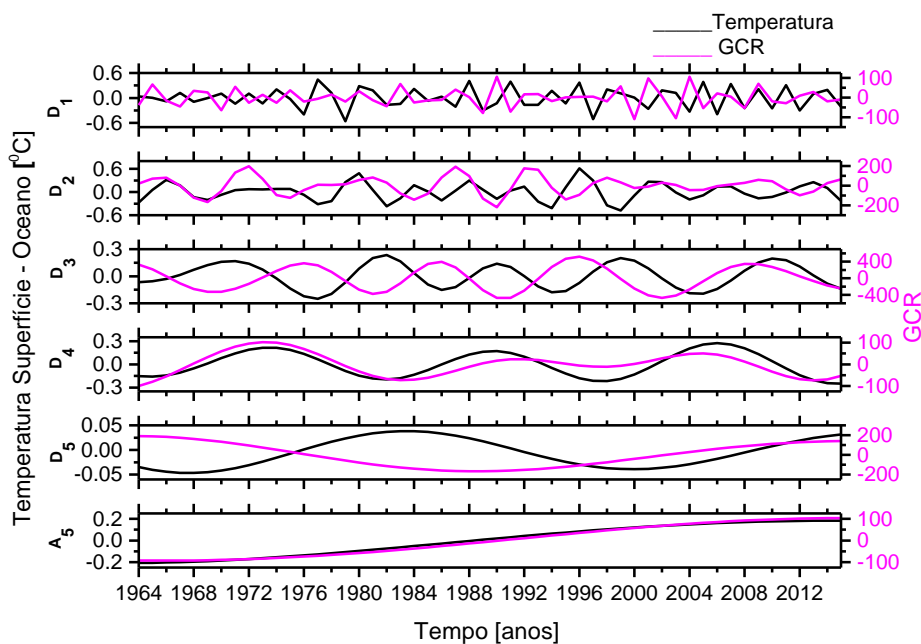


Figura C.78 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44°S a 64°S (linha preta) e do GCR (linha magenta).



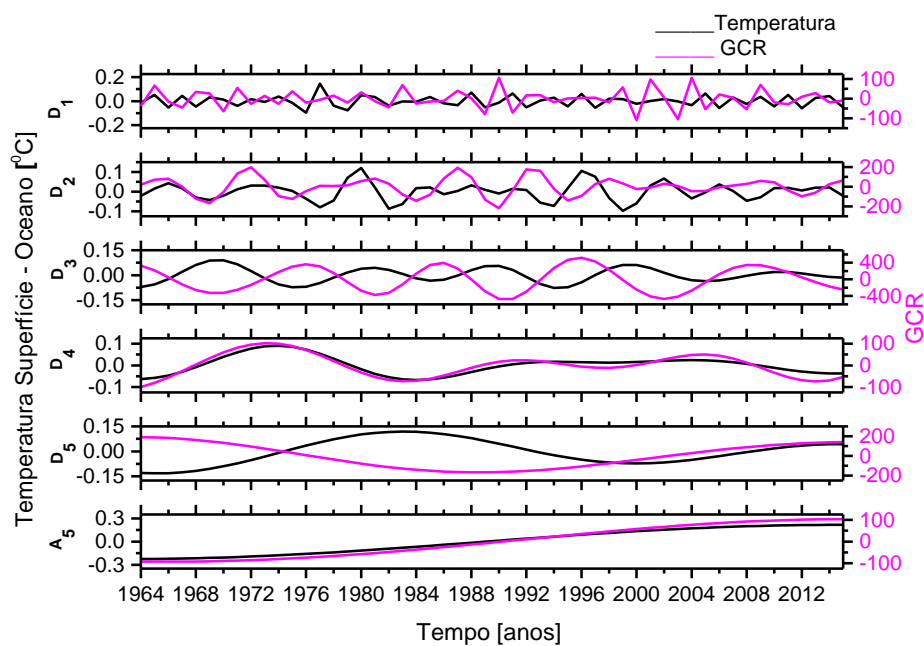
Fonte: Produção do autor.

Figura C.79 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64°S a 90°S (linha preta) e do GCR (linha magenta).



Fonte: Produção do autor.

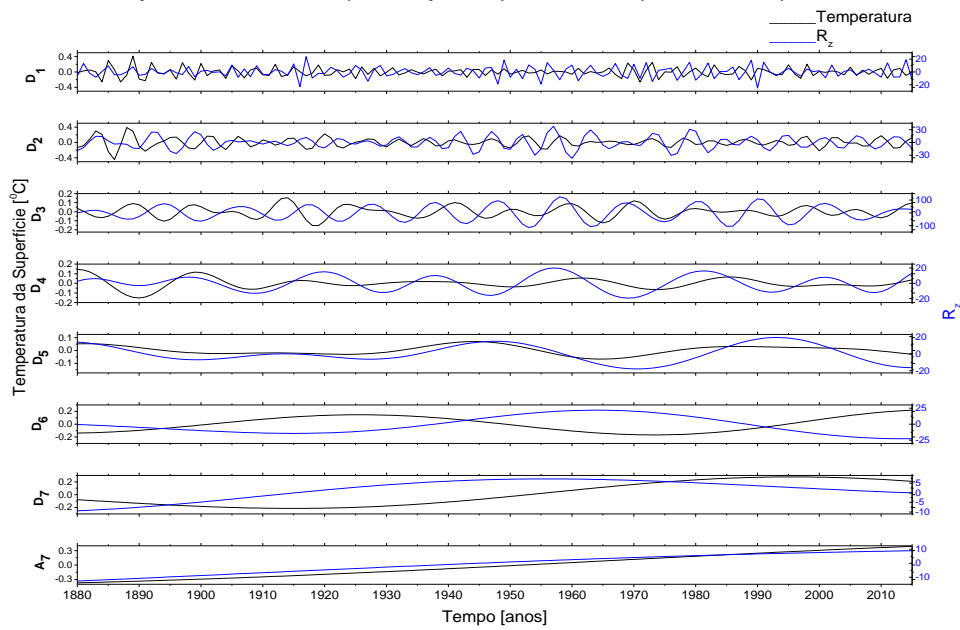
Figura C.80 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24°S a 90°S (linha preta) e do GCR (linha magenta).



Fonte: Produção do autor.

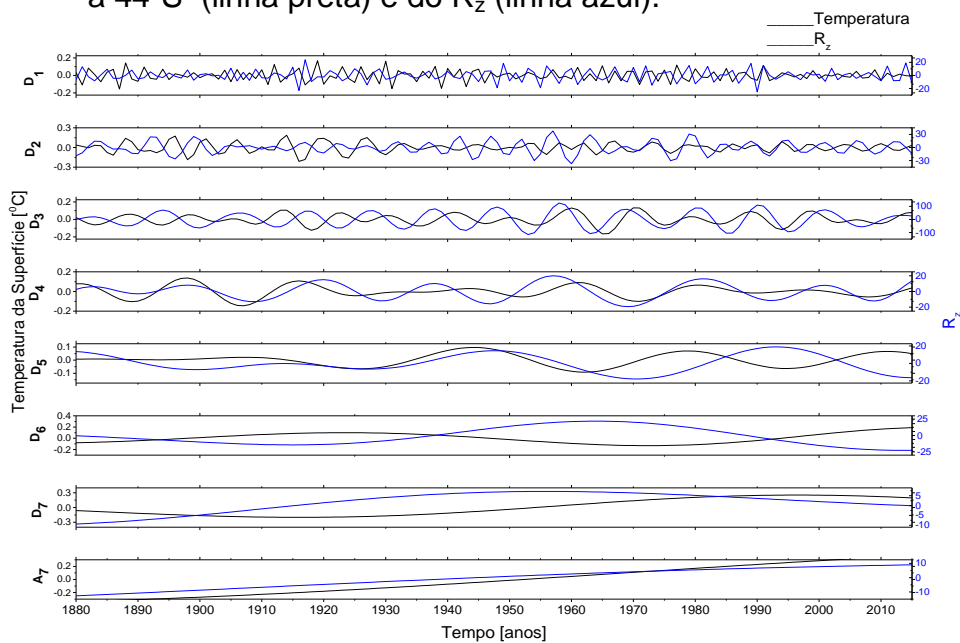
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE X R_z

Figura C.81 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24°S (linha preta) e do R_z (linha azul).



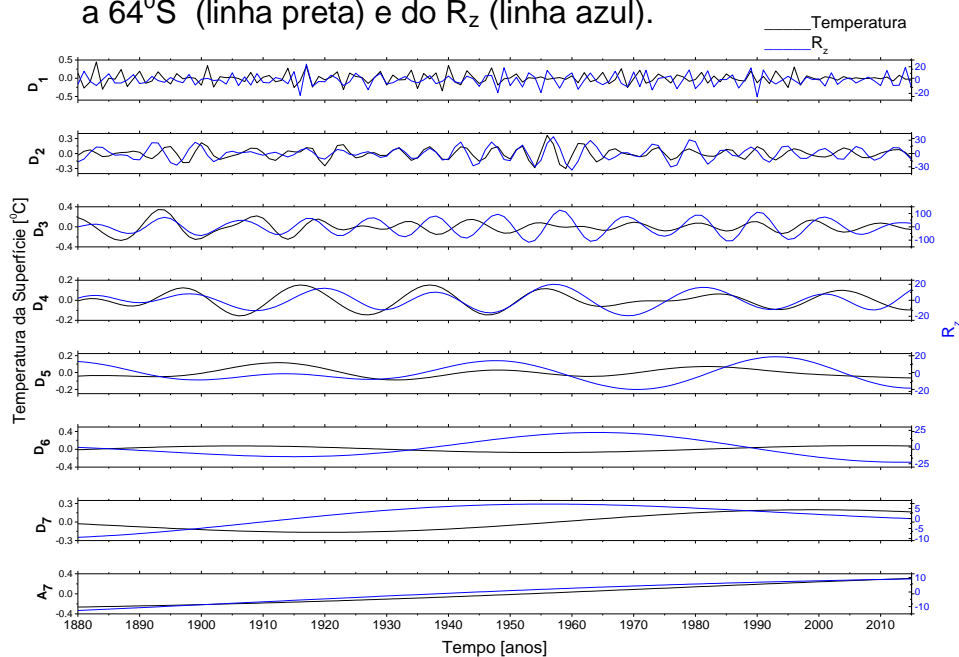
Fonte: Produção do autor.

Figura C.82 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°S a 44°S (linha preta) e do R_z (linha azul).



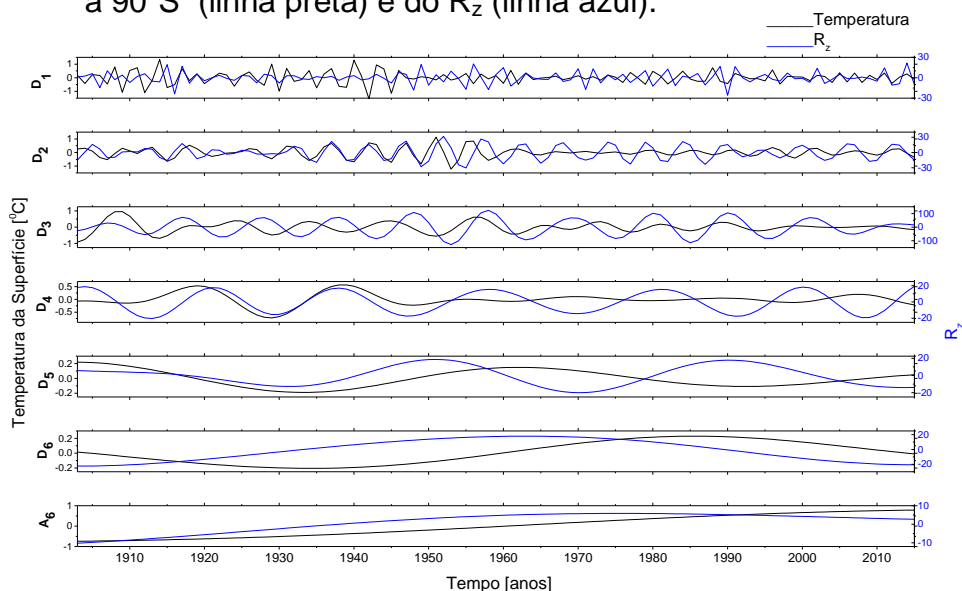
Fonte: Produção do autor.

Figura C.83 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44⁰S a 64⁰S (linha preta) e do R_z (linha azul).



Fonte: Produção do autor.

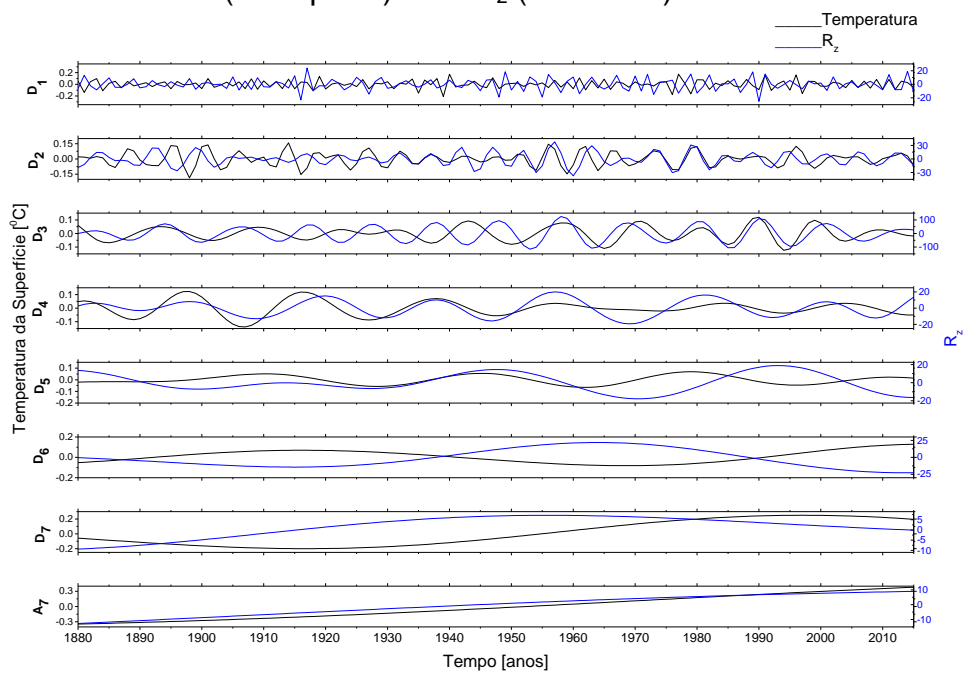
Figura C.84 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64⁰S a 90⁰S (linha preta) e do R_z (linha azul).



Os dados da anomalia da temperatura da superfície especificamente para a faixa latitudinal analisada (64⁰S a 90⁰S) estão disponíveis somente a partir do ano de 1903.

Fonte: Produção do autor.

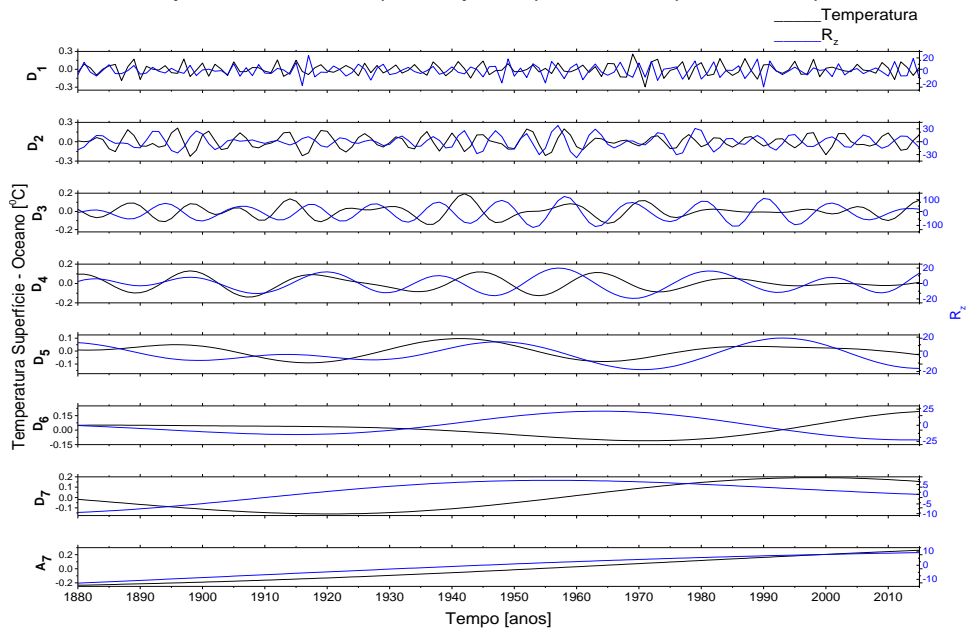
Figura C.85 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°S a 90°S (linha preta) e do R_z (linha azul).



Fonte: Produção do autor.

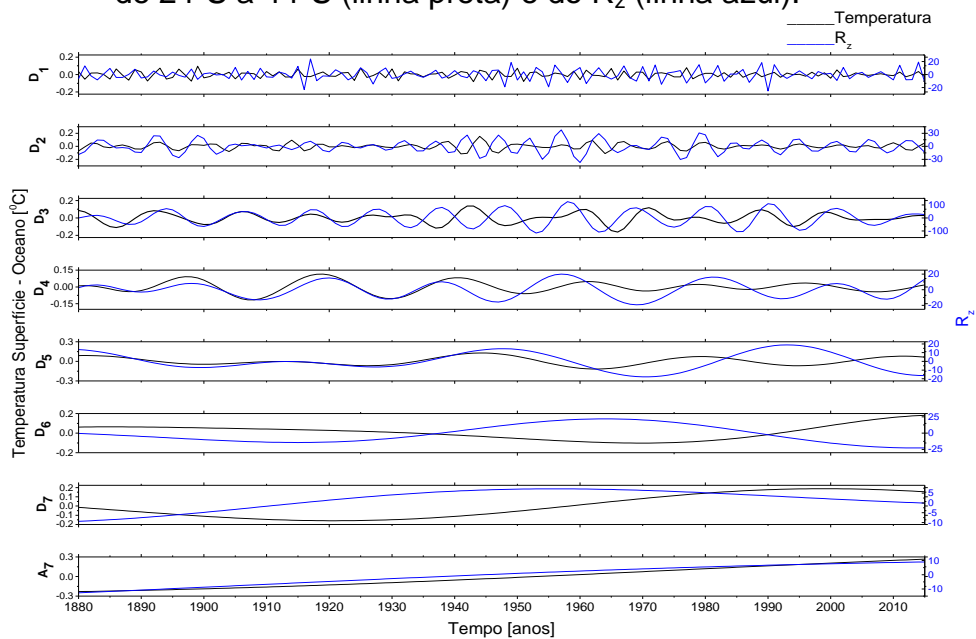
TEMPERATURA SUPERFÍCIE - OCEANO X R_z

Figura C.86 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24°S (linha preta) e do R_z (linha azul).



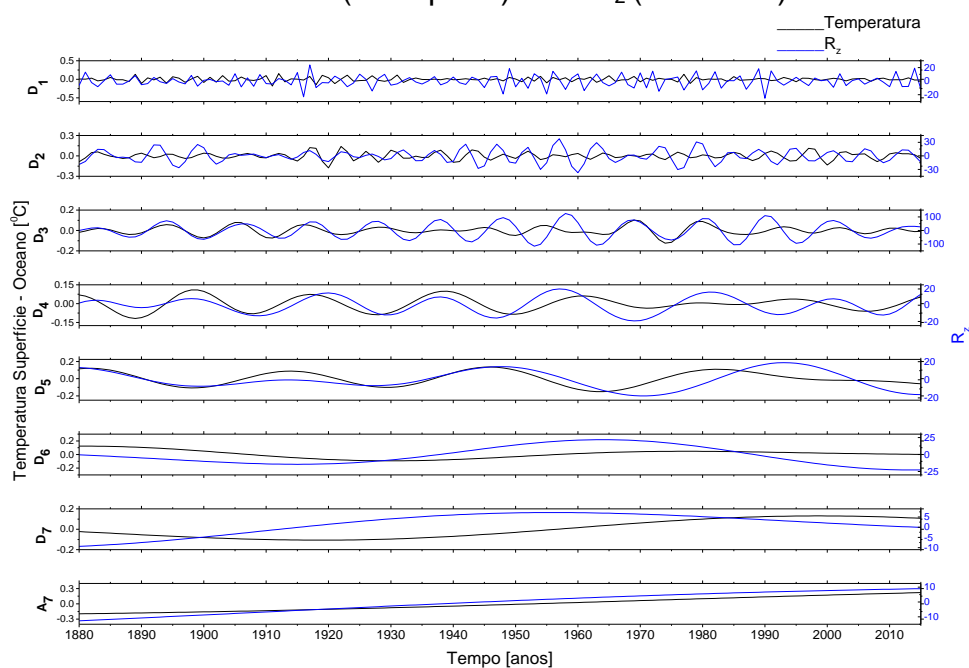
Fonte: Produção do autor.

Figura C.87 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24°S a 44°S (linha preta) e do R_z (linha azul).



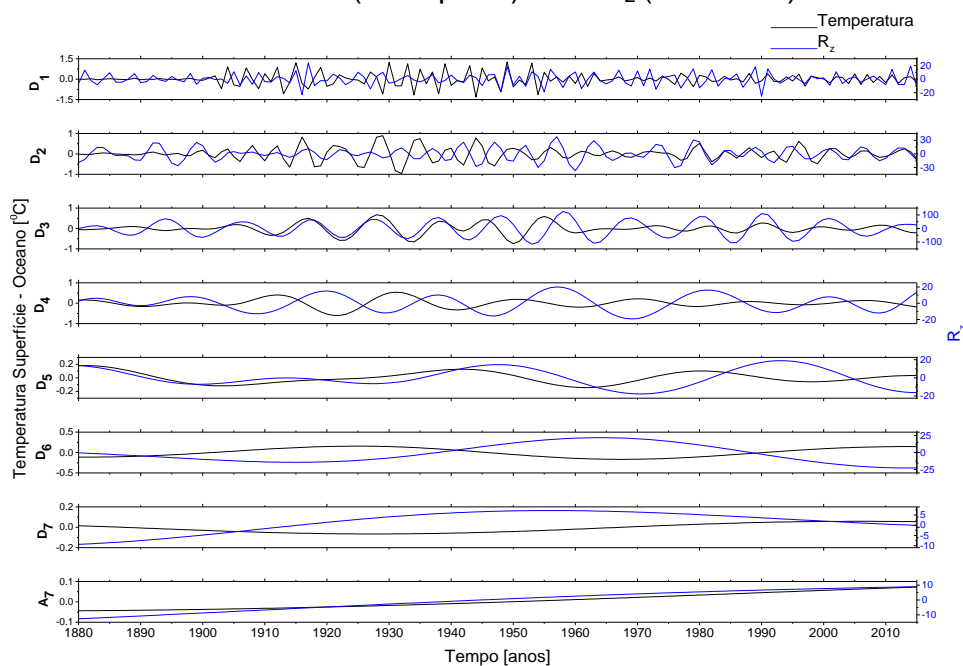
Fonte: Produção do autor.

Figura C.88 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44^oS a 64^oS (linha preta) e do R_z (linha azul).



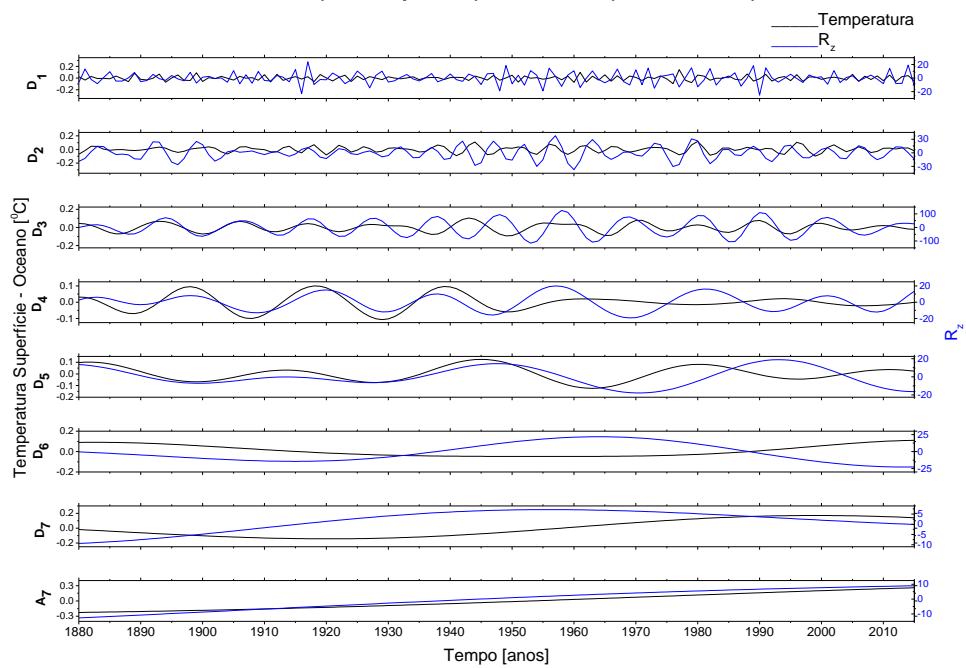
Fonte: Produção do autor.

Figura C.89 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64^oS a 90^oS (linha preta) e do R_z (linha azul).



Fonte: Produção do autor.

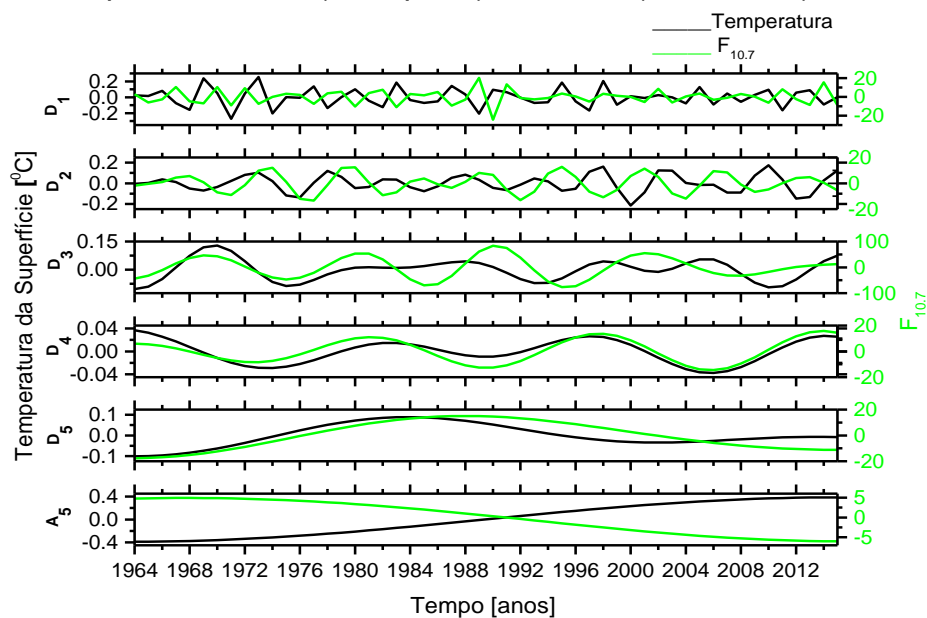
Figura C.90 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24^oS a 90^oS (linha preta) e do R_z (linha azul).



Fonte: Produção do autor.

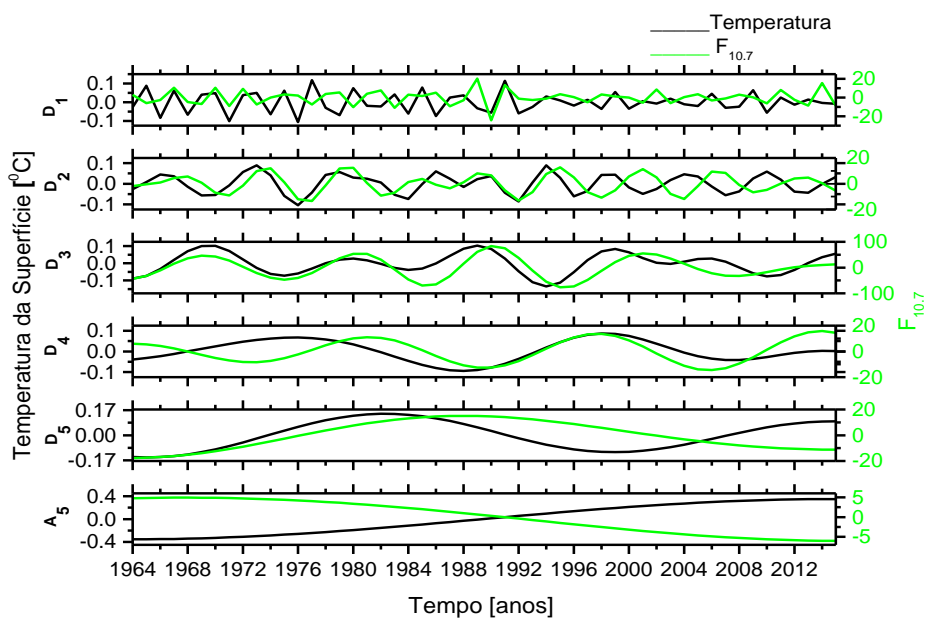
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE X $F_{10.7}$

Figura C.91 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24°S (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



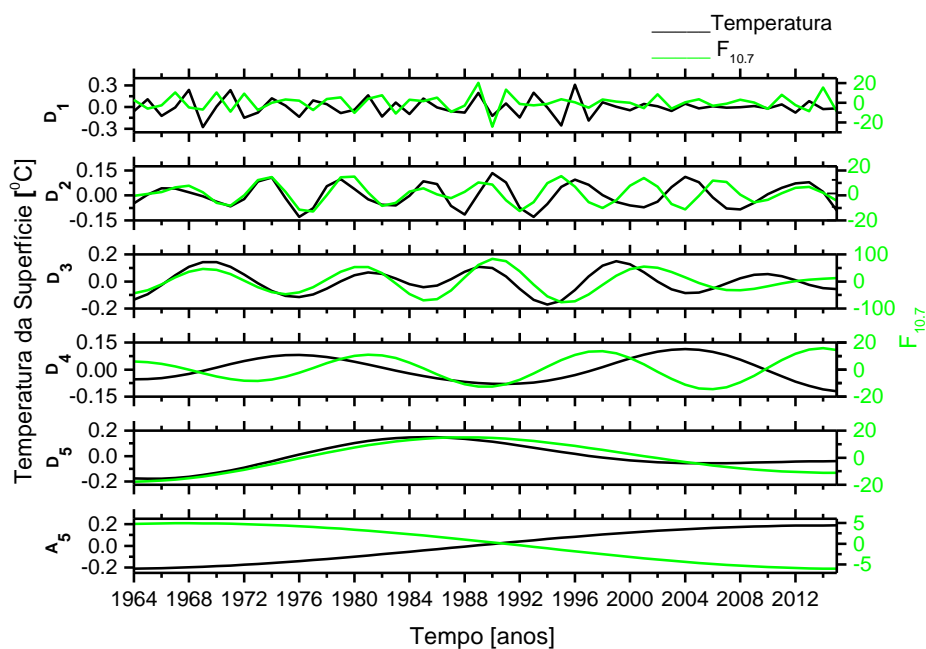
Fonte: Produção do autor.

Figura C.92 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°S a 44°S (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



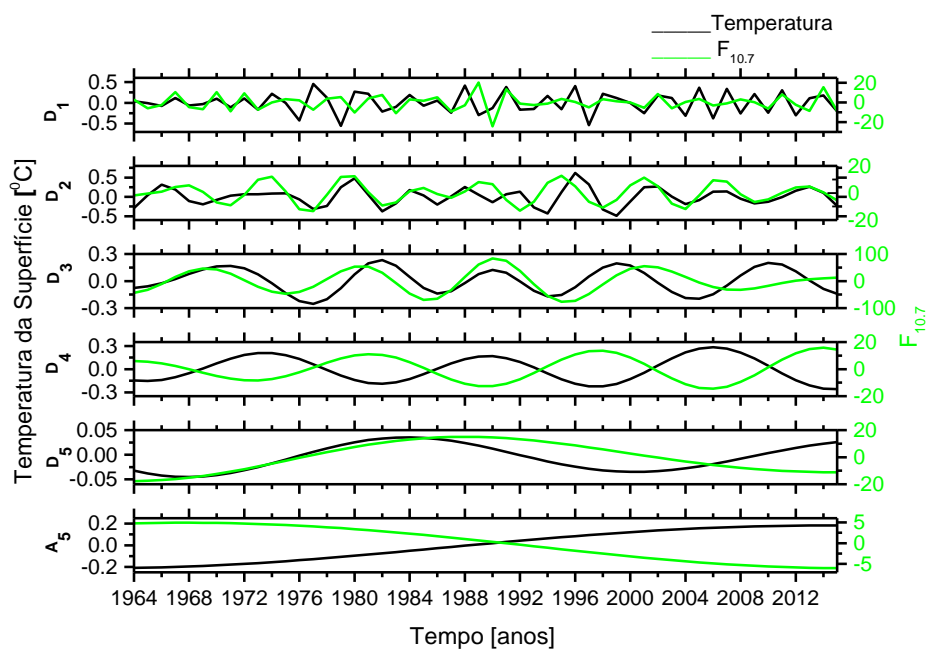
Fonte: Produção do autor.

Figura C.93 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44°S a 64°S (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



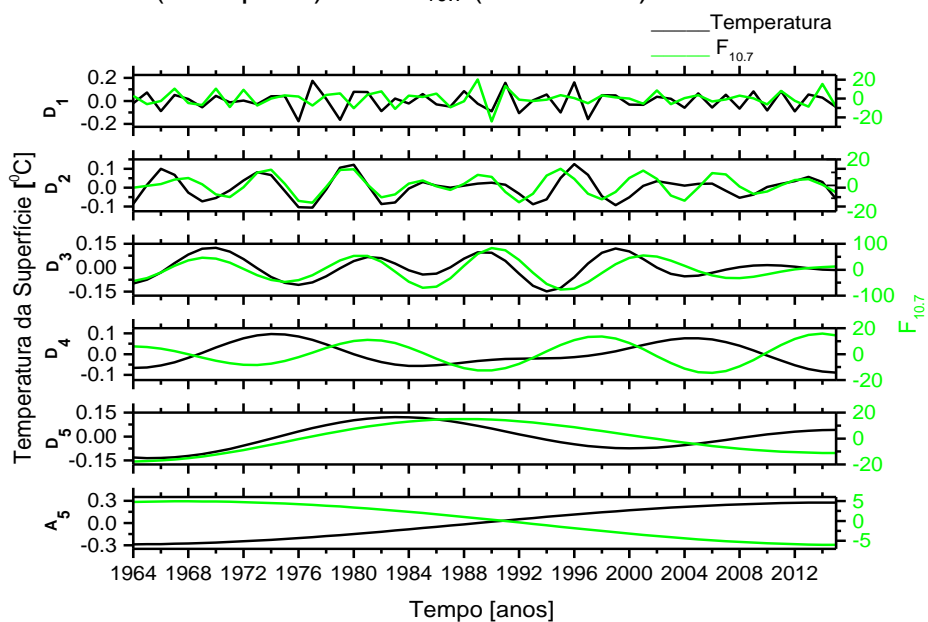
Fonte: Produção do autor.

Figura C.94 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64°S a 90°S (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



Fonte: Produção do autor.

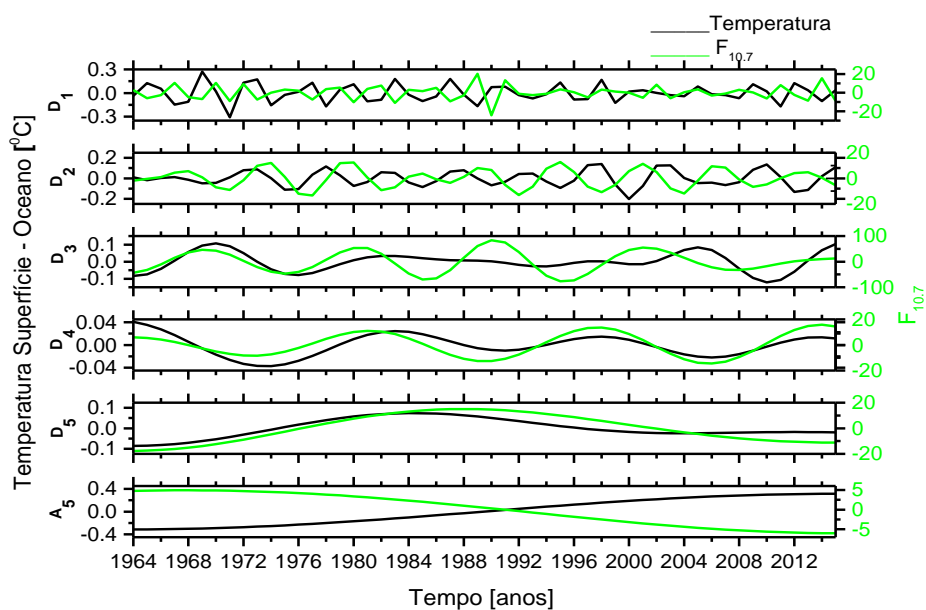
Figura C.95 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°S a 90°S (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



Fonte: Produção do autor.

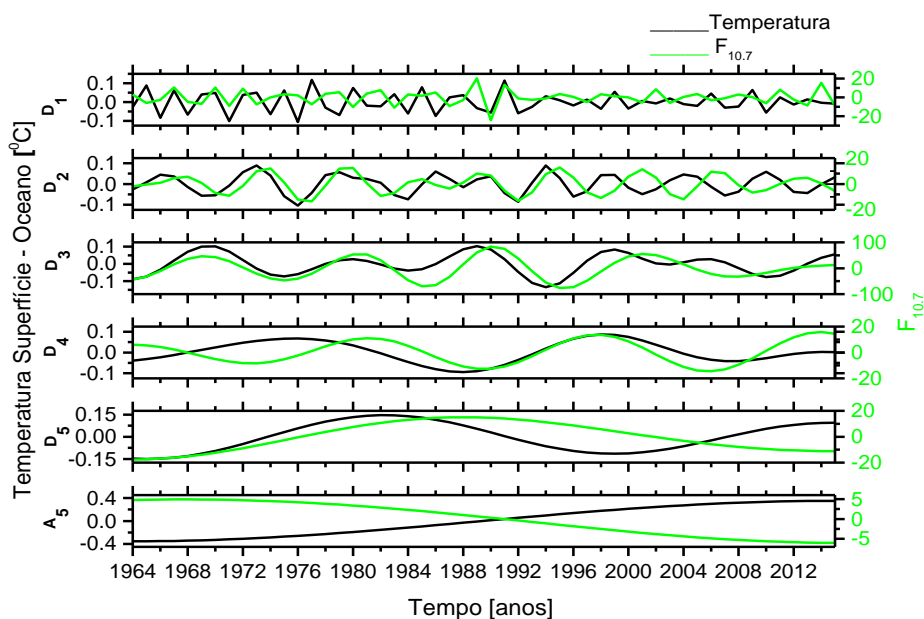
TEMPERATURA SUPERFÍCIE - OCEANO X $F_{10.7}$

Figura C.96 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24°S (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



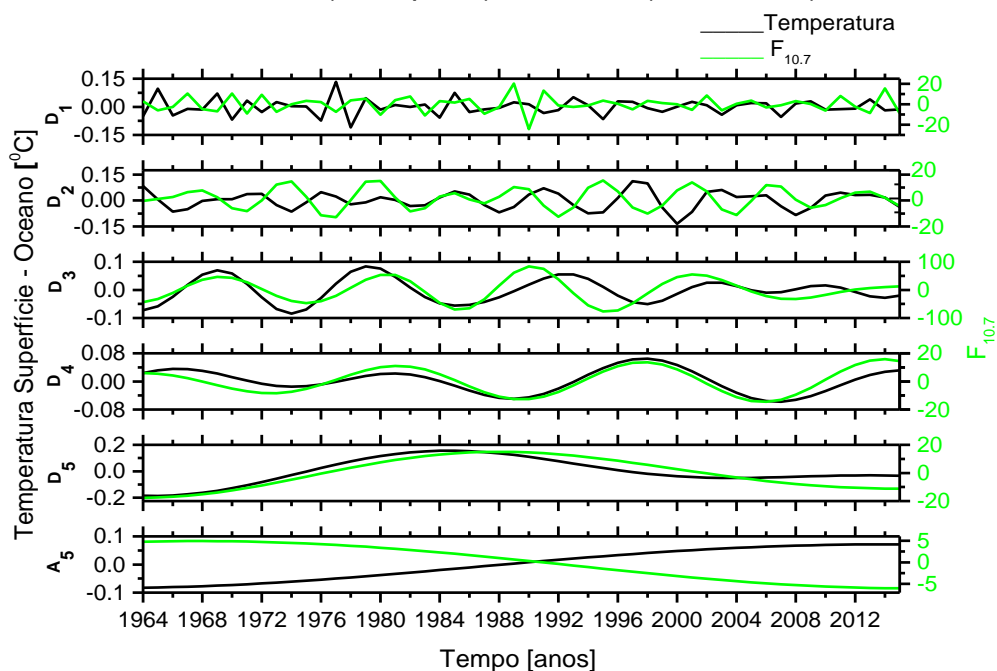
Fonte: Produção do autor.

Figura C.97 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24°S a 44°S (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



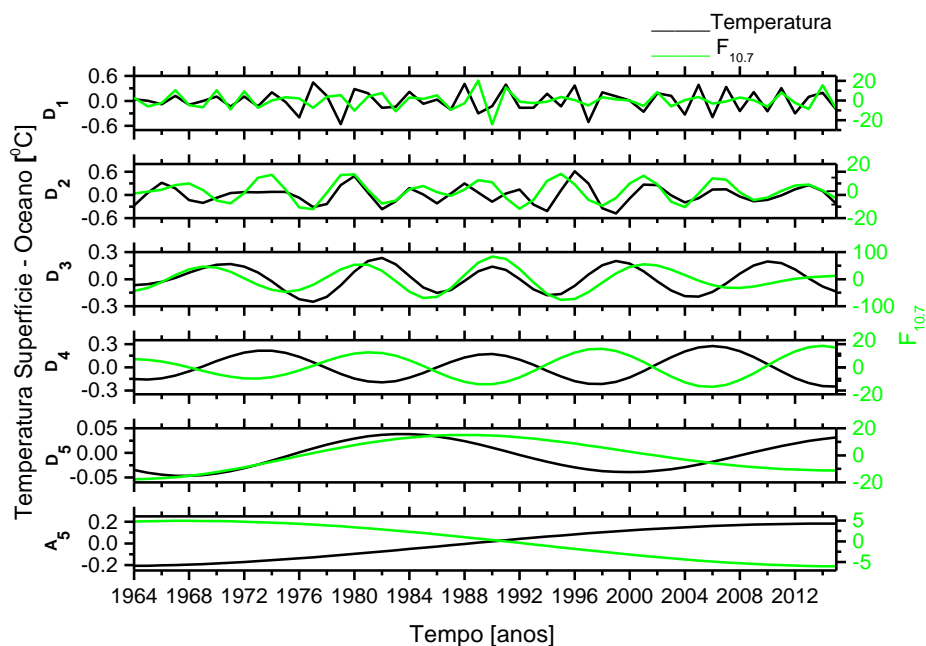
Fonte: Produção do autor.

Figura C.98 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44°S a 64°S (linha preta) e do $F_{10.7}$ (linha verde).



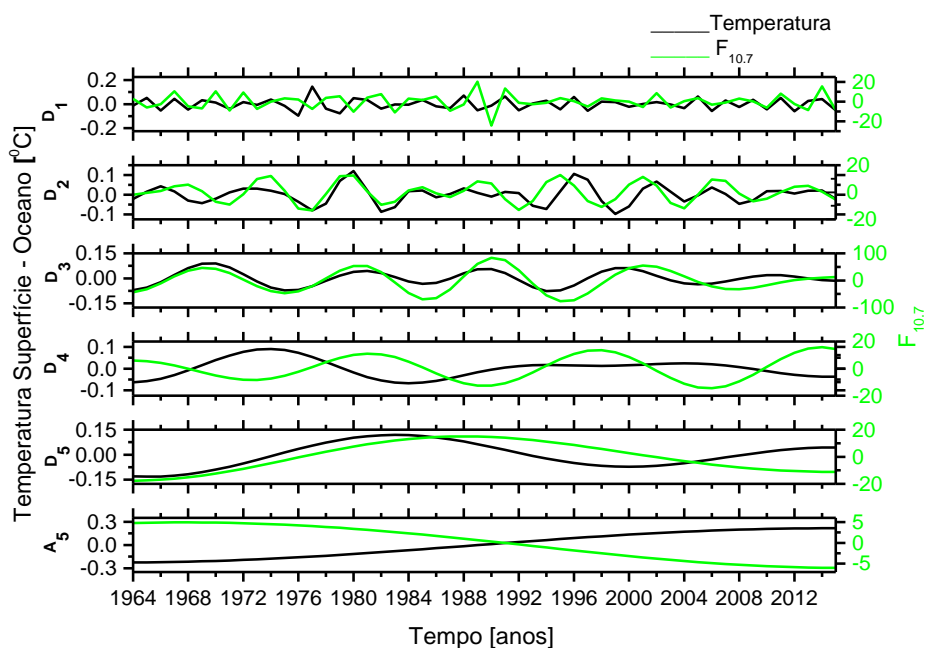
Fonte: Produção do autor.

Figura C.99 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64^oS a 90^oS (linha preta) e do F_{10.7} (linha verde).



Fonte: Produção do autor.

Figura C.100 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24^oS a 90^oS (linha preta) e do F_{10.7} (linha verde).



Fonte: Produção do autor.

TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE X SOI

Figura C.101 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24°S (linha preta) e do SOI (linha laranja).

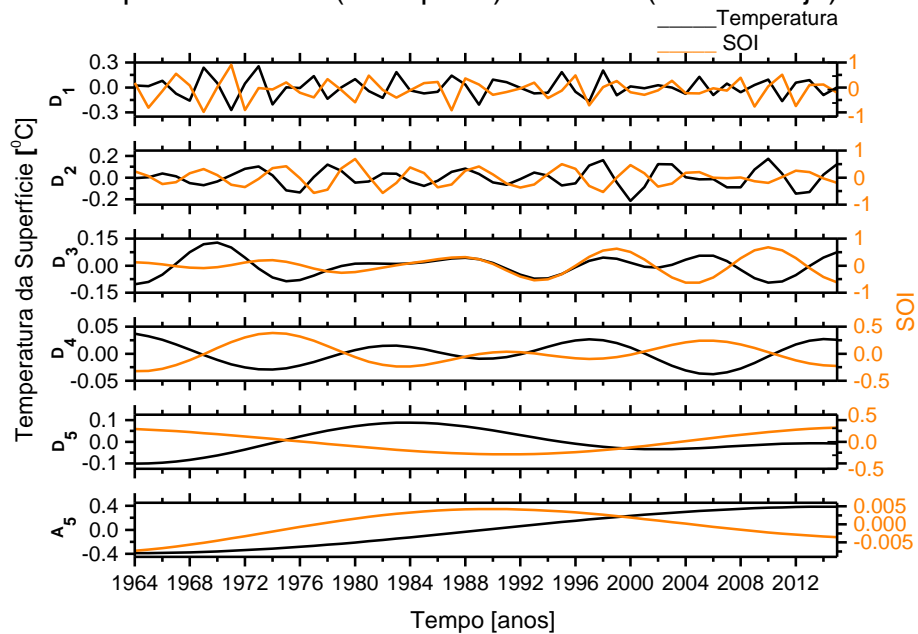


Figura C.102 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°S a 44°S (linha preta) e do SOI (linha laranja).

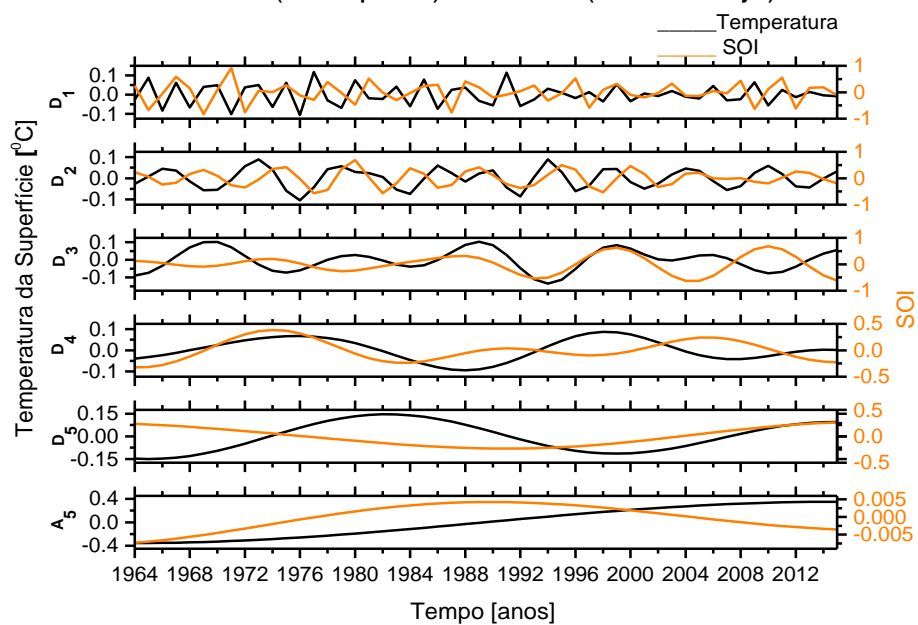
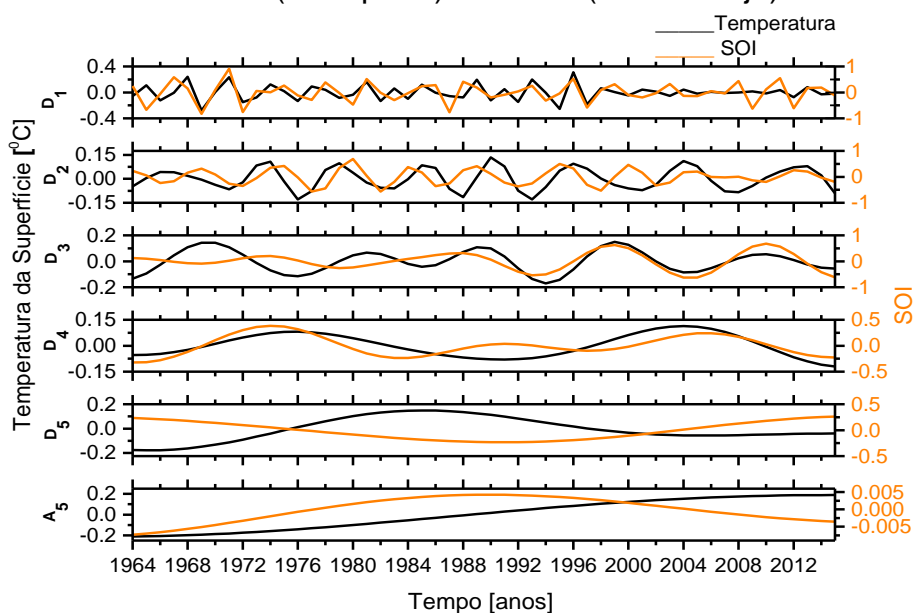
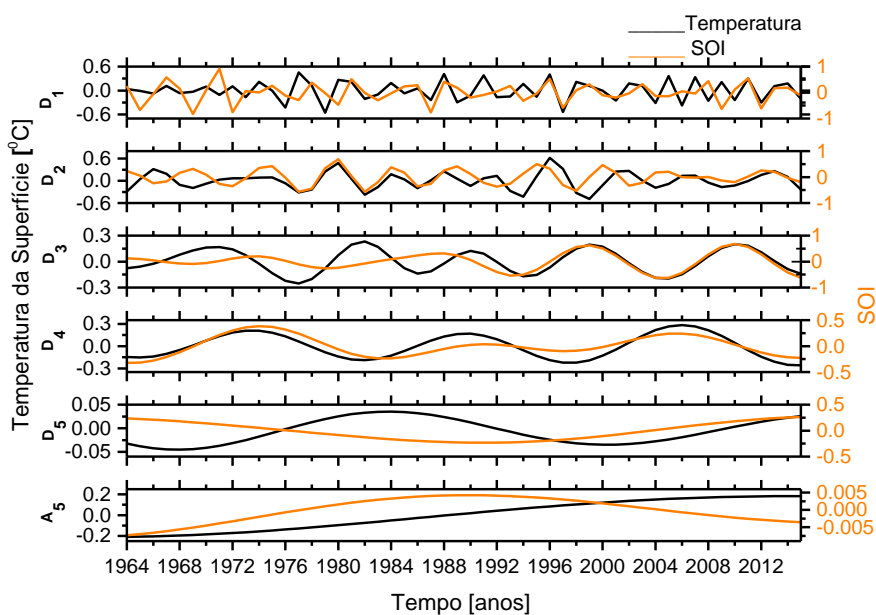


Figura C.103 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44°S a 64°S (linha preta) e do SOI (linha laranja).



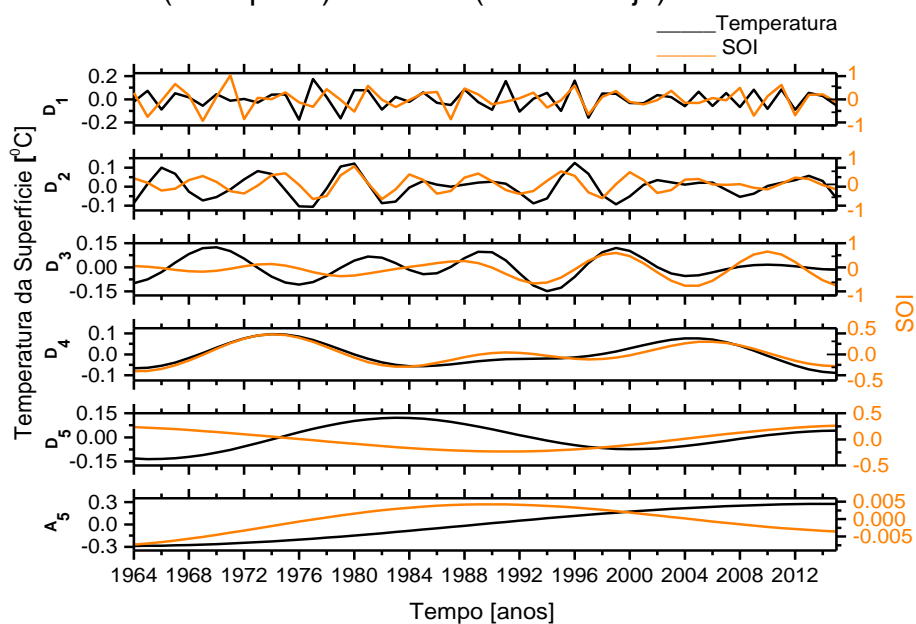
Fonte: Produção do autor.

Figura C.104 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64°S a 90°S (linha preta) e do SOI (linha laranja).



Fonte: Produção do autor.

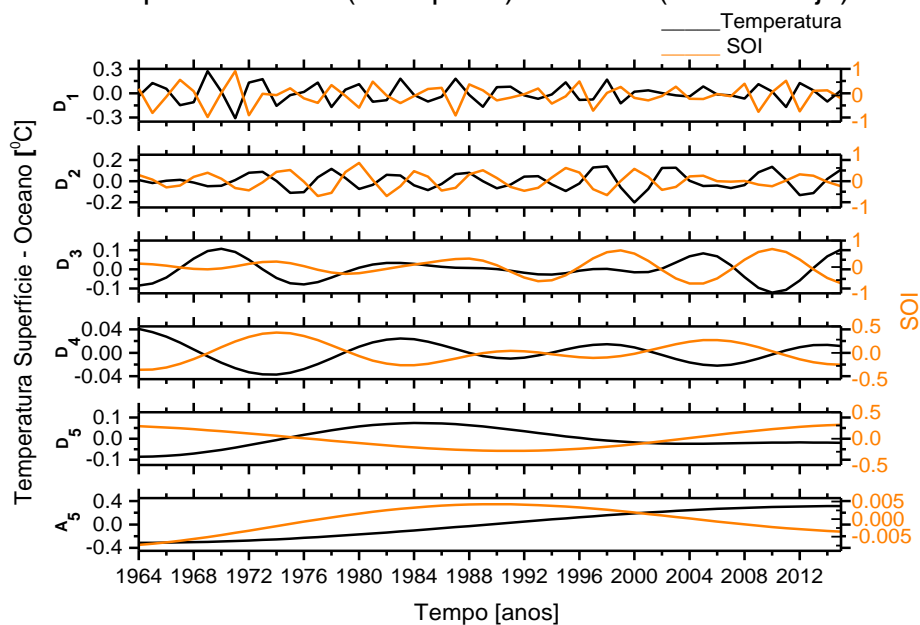
Figura C.105 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°S a 90°S (linha preta) e do SOI (linha laranja).



Fonte: Produção do autor.

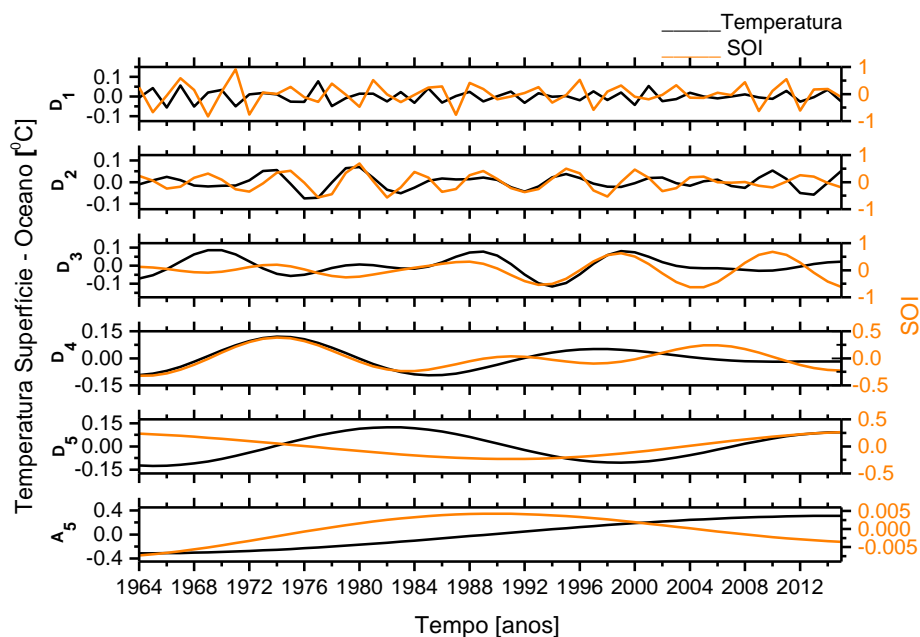
TEMPERATURA SUPERFÍCIE - OCEANO X SOI

Figura C.106 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24°S (linha preta) e do SOI (linha laranja).



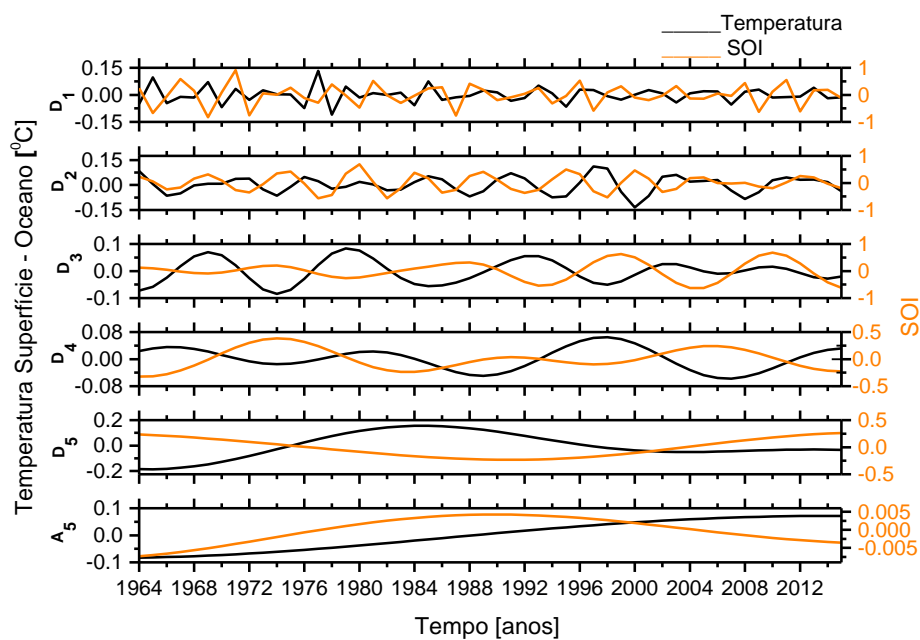
Fonte: Produção do autor.

Figura C.107 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24°S a 44°S (linha preta) e do SOI (linha laranja).



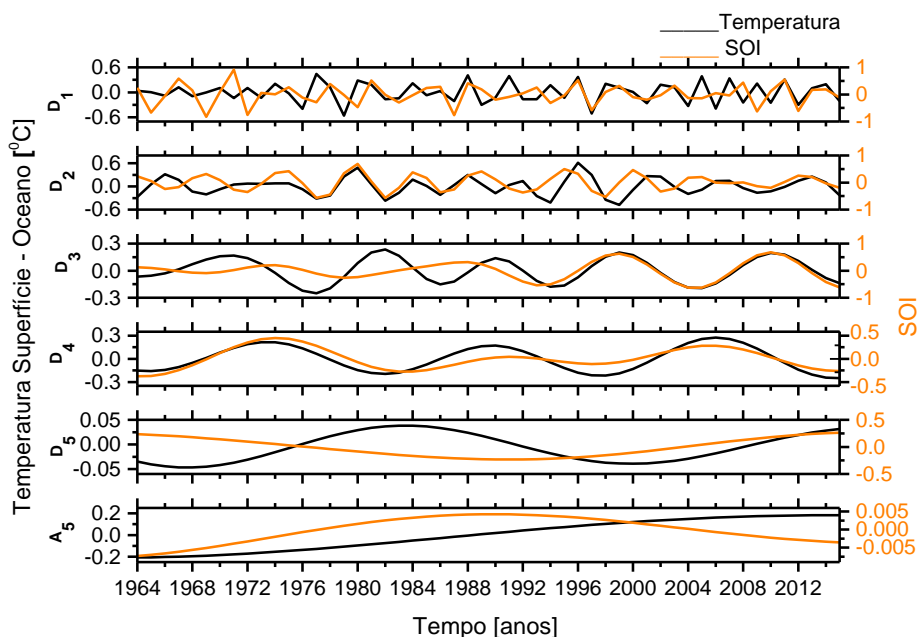
Fonte: Produção do autor.

Figura C.108 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44°S a 64°S (linha preta) e do SOI (linha laranja).



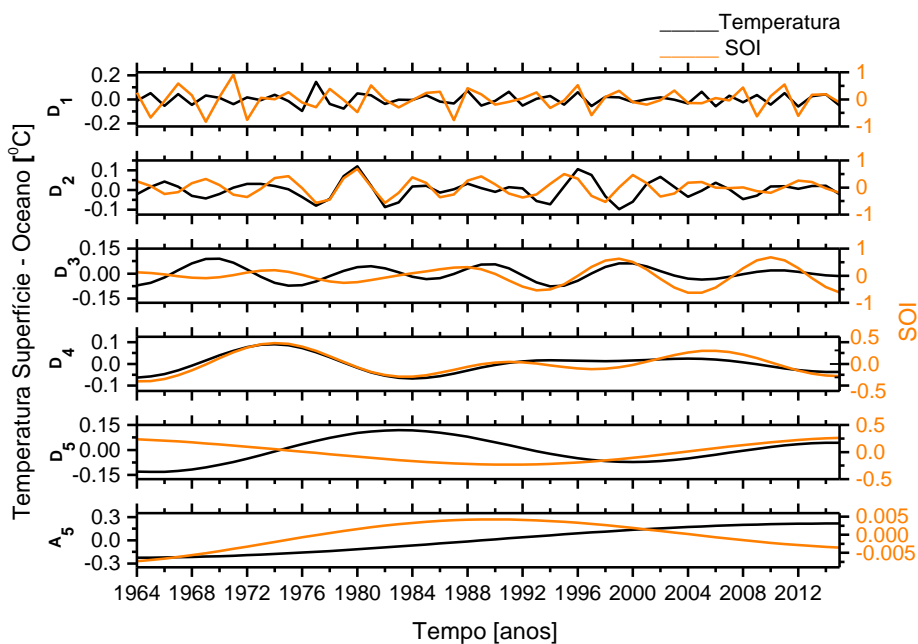
Fonte: Produção do autor.

Figura C.109- Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64^oS a 90^oS (linha preta) e do SOI (linha laranja).



Fonte: Produção do autor.

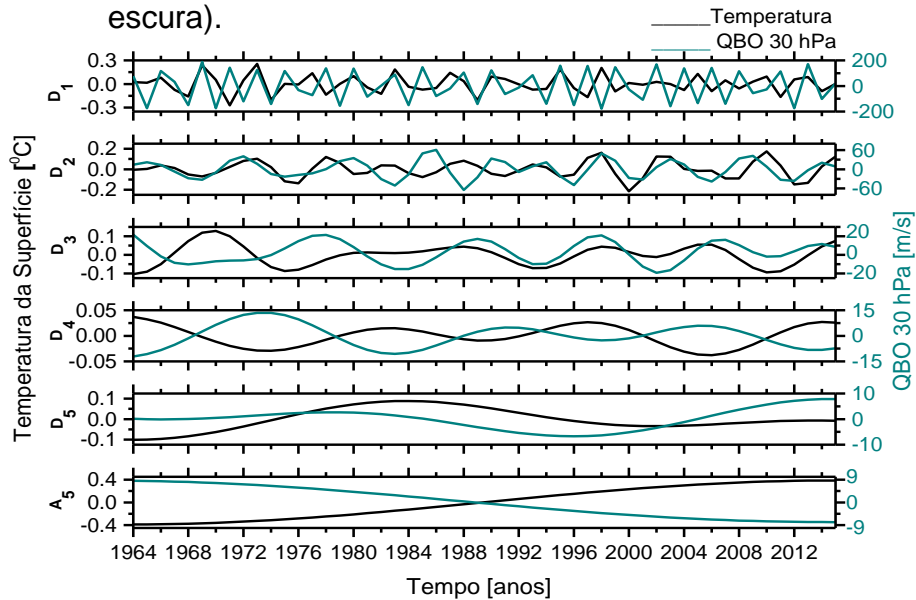
Figura C.110 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24^oS a 90^oS (linha preta) e do SOI (linha laranja).



Fonte: Produção do autor.

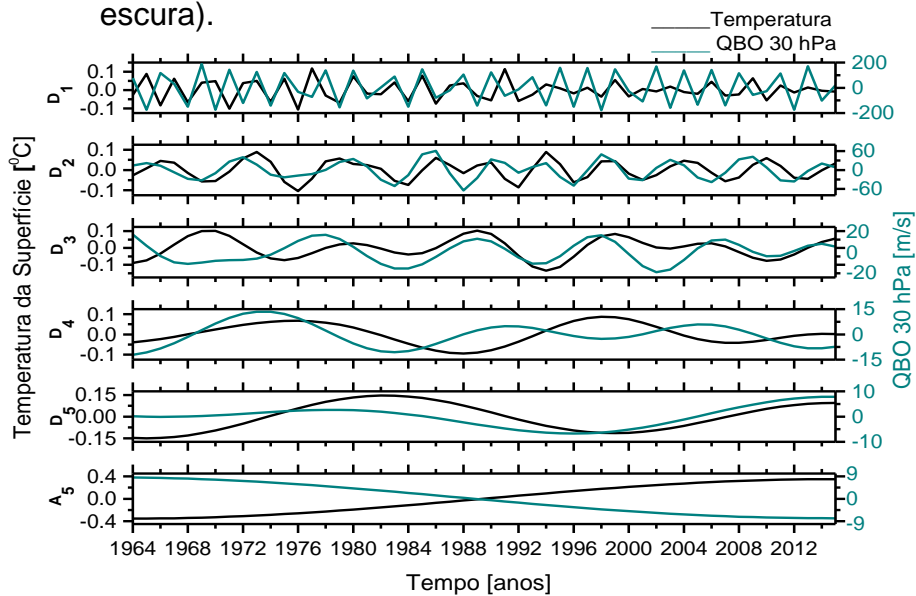
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE X QBO 30 hPa

Figura C.111 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24°S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).



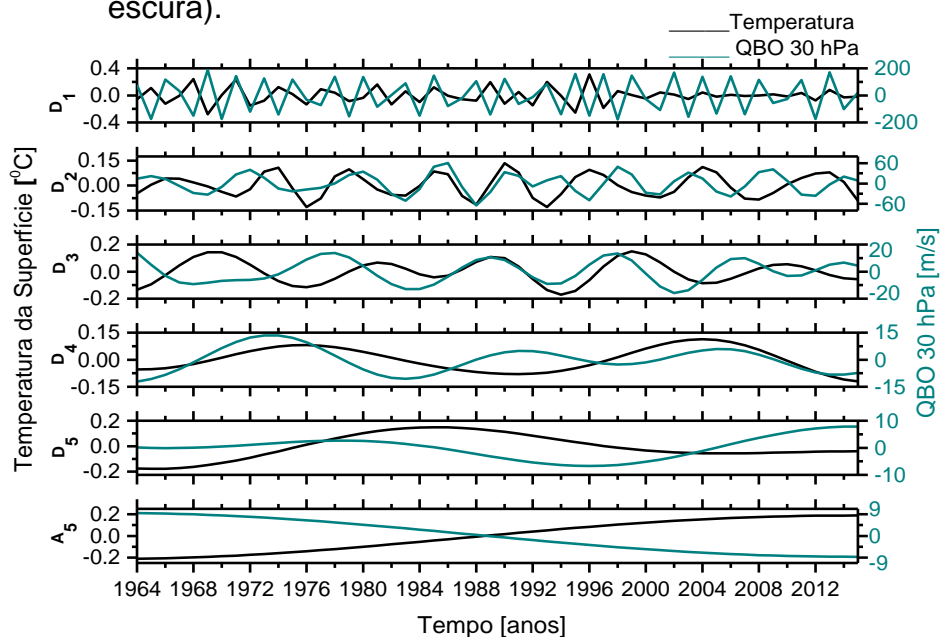
Fonte: Produção do autor.

Figura C.112 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°S a 44°S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).



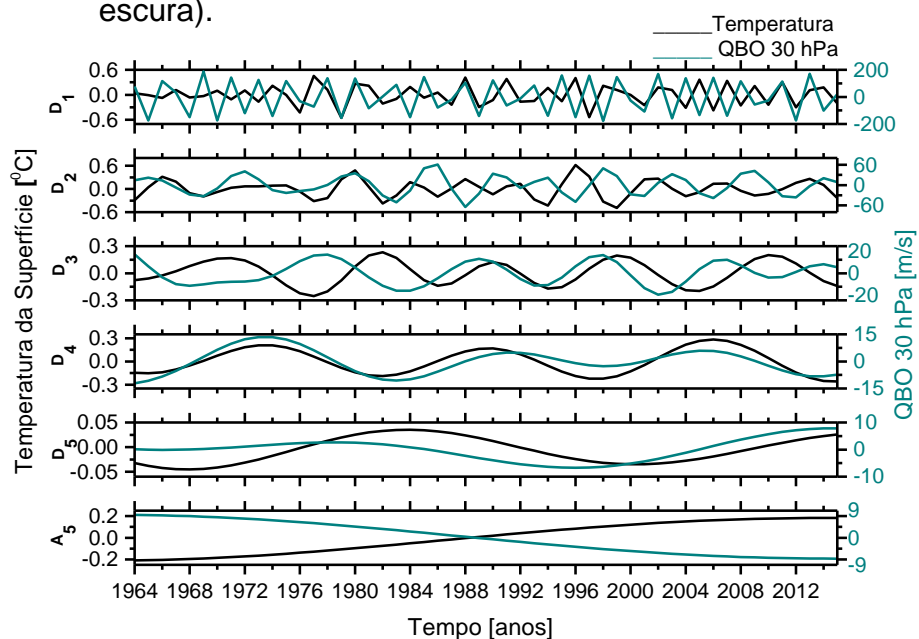
Fonte: Produção do autor.

Figura C.113 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44°S a 64°S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde escura).



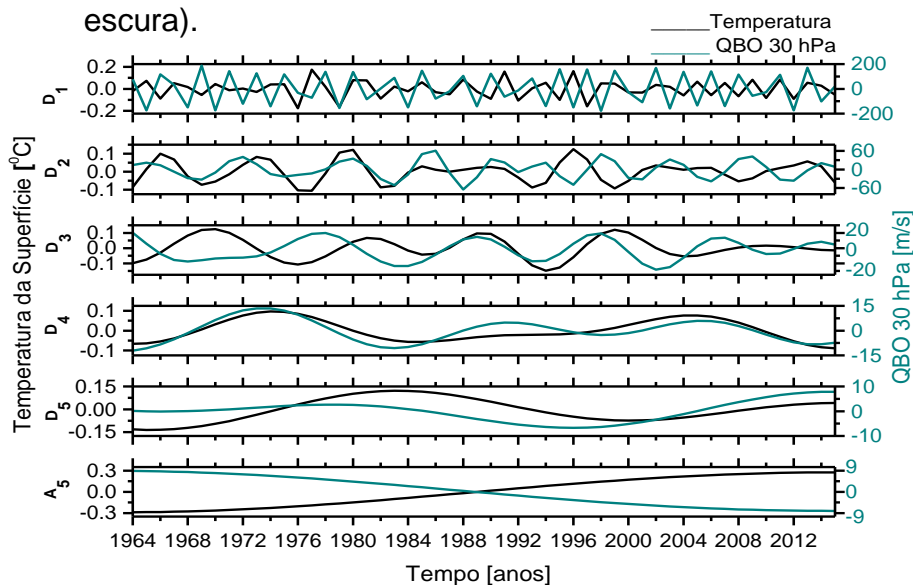
Fonte: Produção do autor.

Figura C.114 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64°S a 90°S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde escura).



Fonte: Produção do autor.

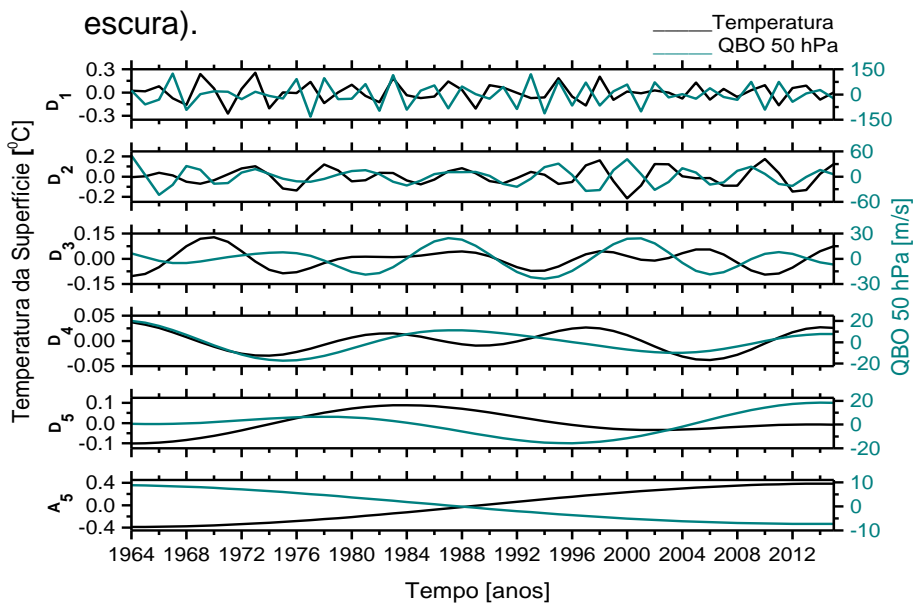
Figura C.115 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°S a 90°S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

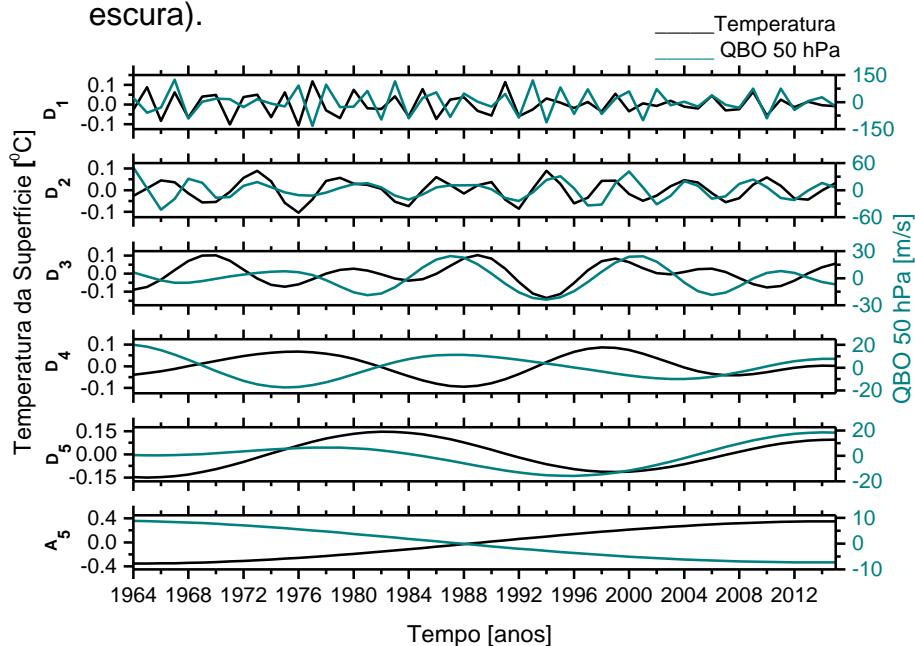
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE X QBO 50 hPa

Figura C.116 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24°S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



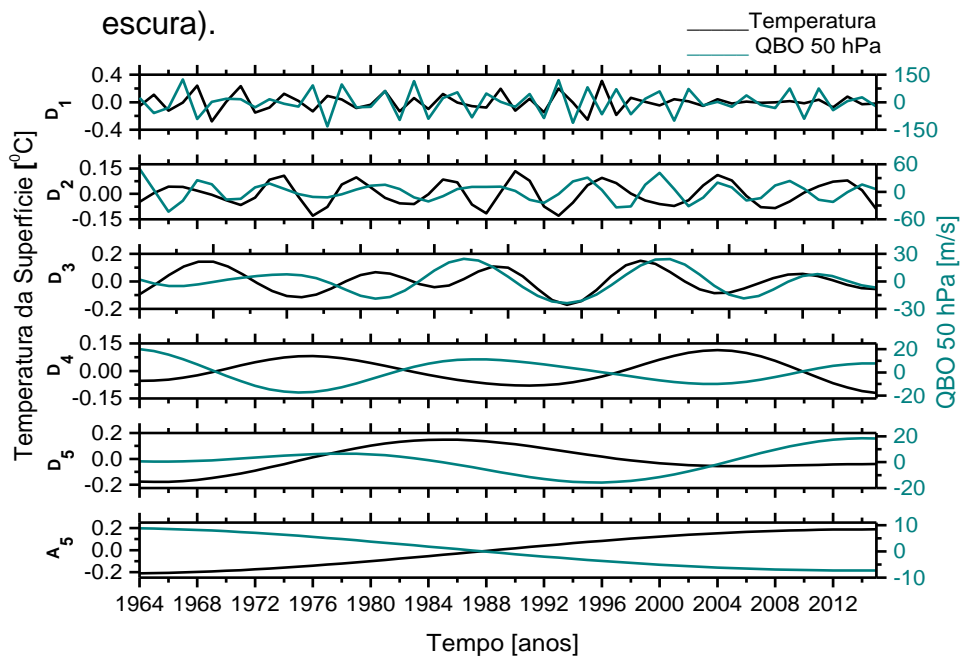
Fonte: Produção do autor.

Figura C.117 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°S a 44°S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



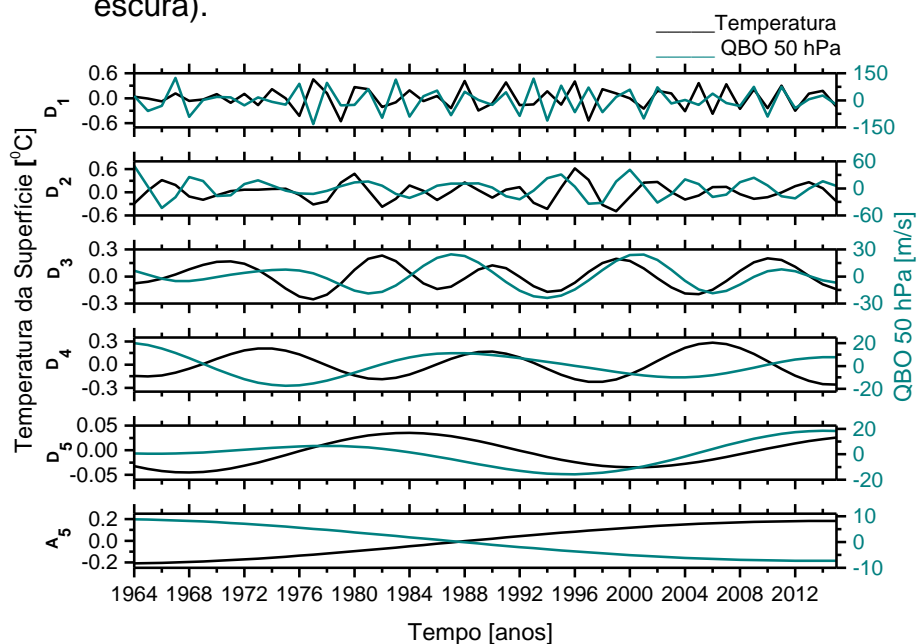
Fonte: Produção do autor.

Figura C.118 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44°S a 64°S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



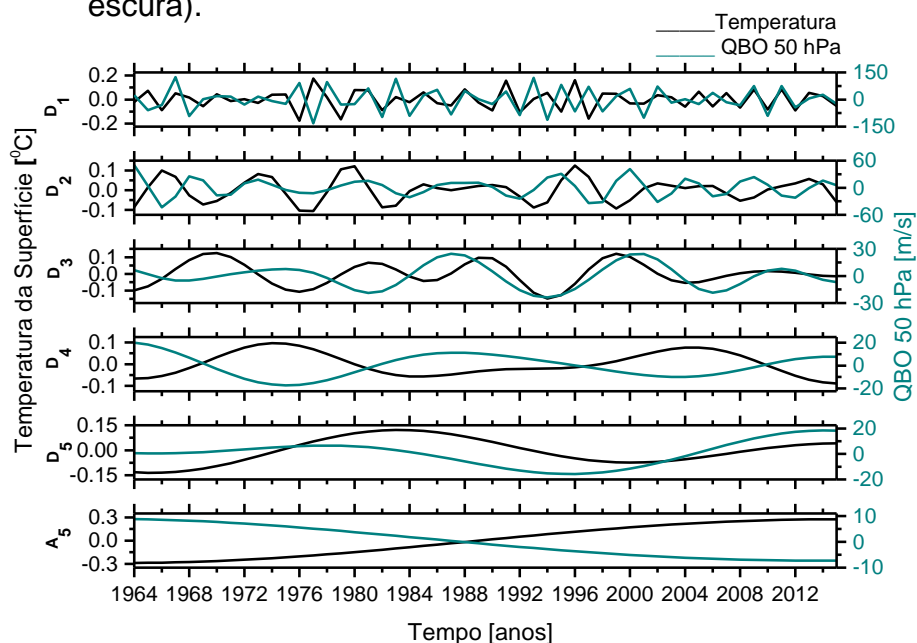
Fonte: Produção do autor.

Figura C.119 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64°S a 90°S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

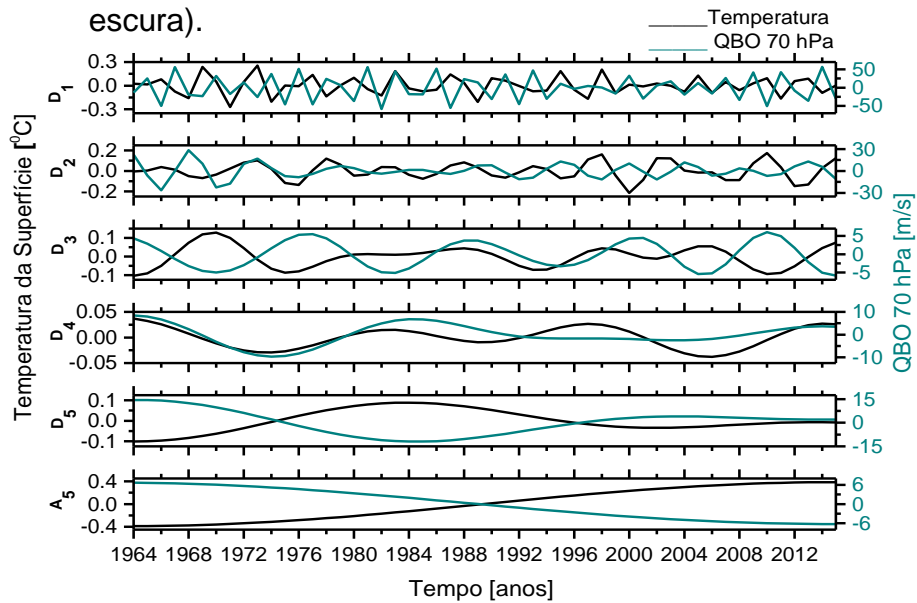
Figura C.120 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°S a 90°S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

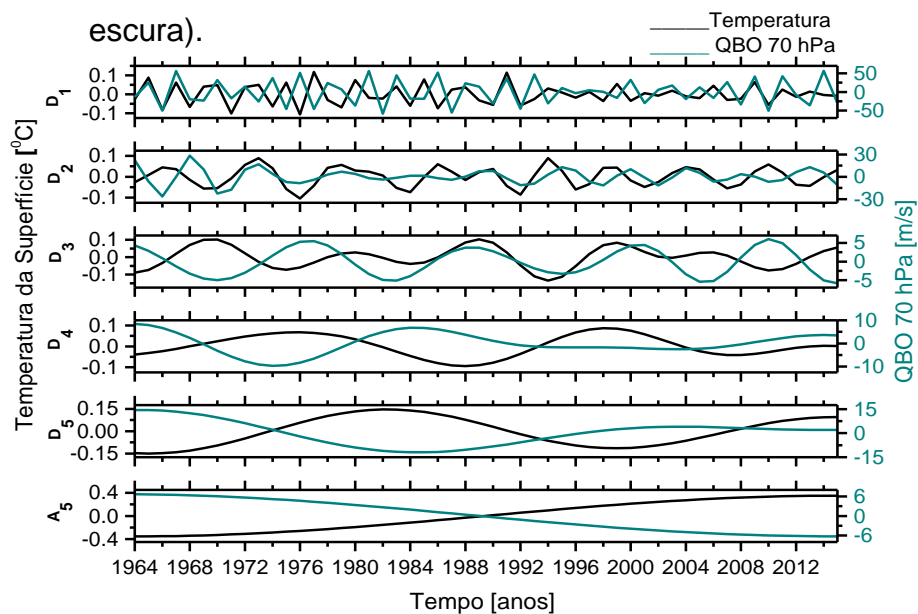
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE X QBO 70 hPa

Figura C.121 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície do Equador a 24°S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



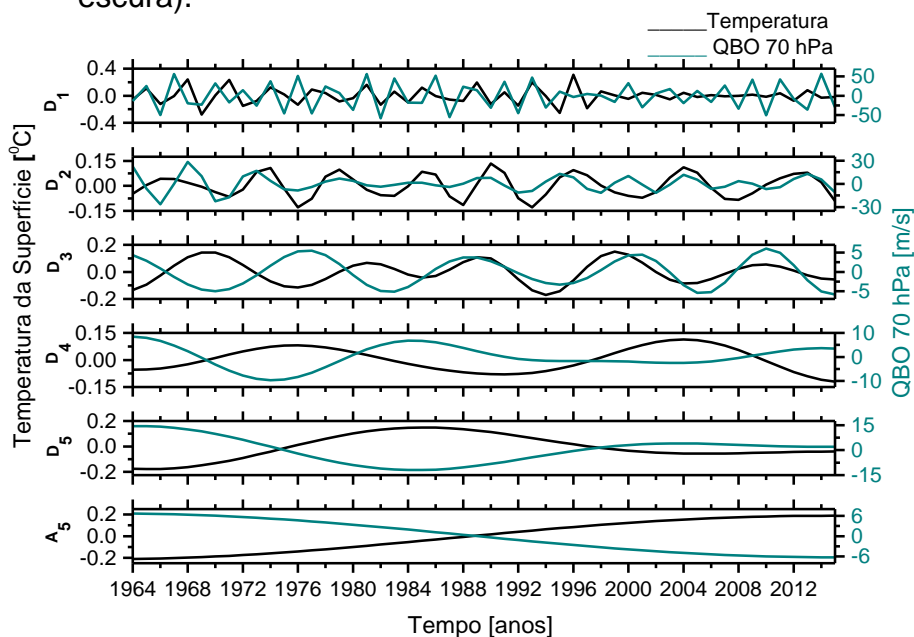
Fonte: Produção do autor.

Figura C.122 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°S a 44°S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



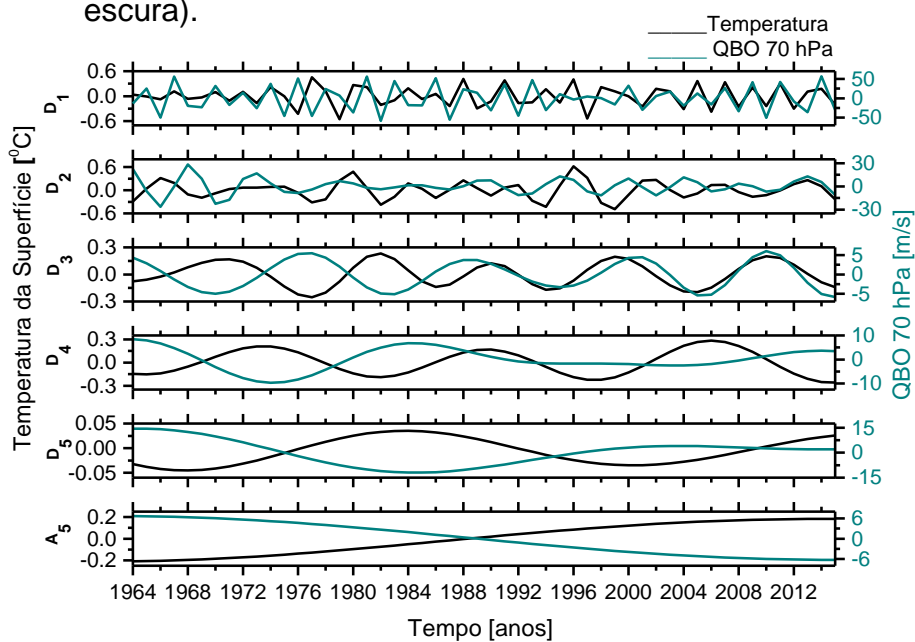
Fonte: Produção do autor.

Figura C.123 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 44°S a 64°S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



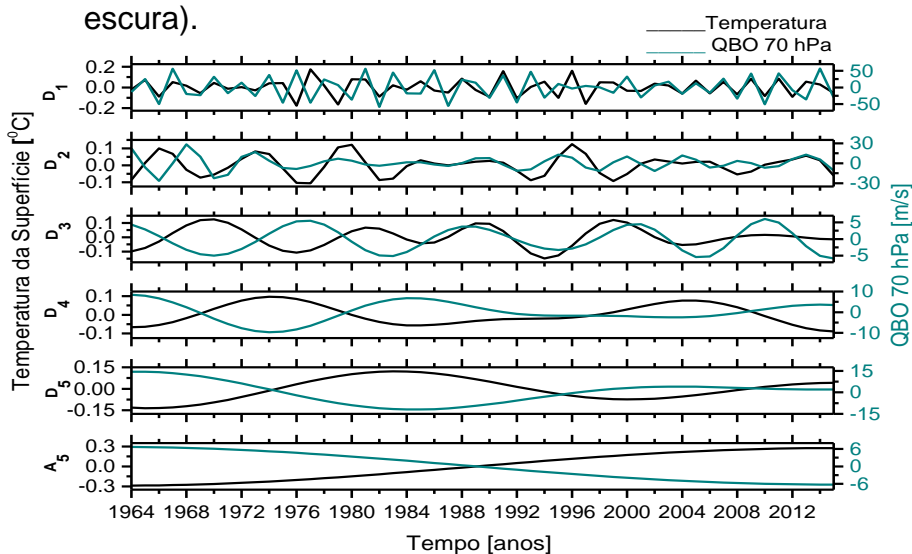
Fonte: Produção do autor.

Figura C.124 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 64°S a 90°S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

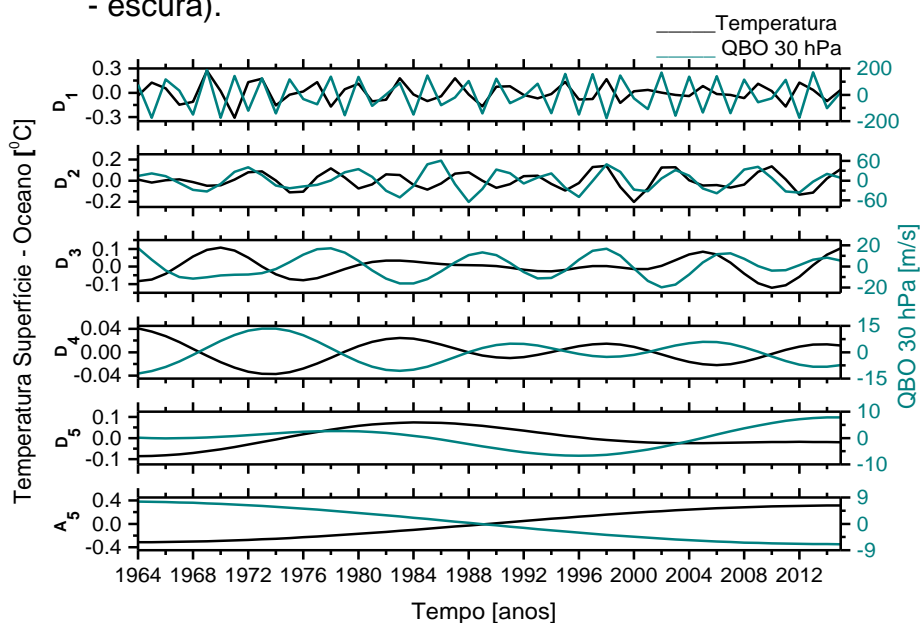
Figura C.125 - Decomposição da anomalia da temperatura da superfície de 24°S a 90°S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

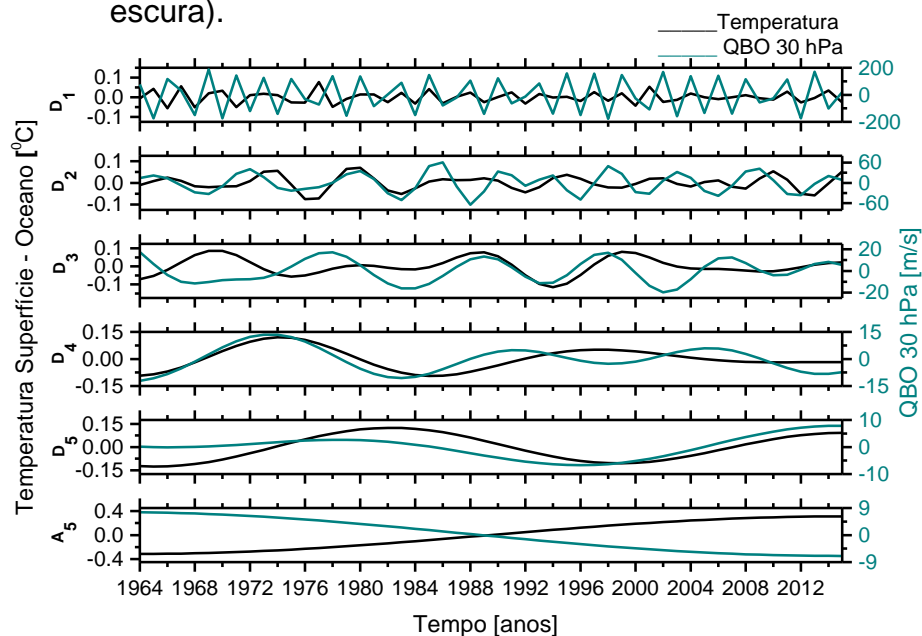
TEMPERATURA SUPERFÍCIE - OCEANO X QBO 30 hPa

Figura C.126 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24°S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).



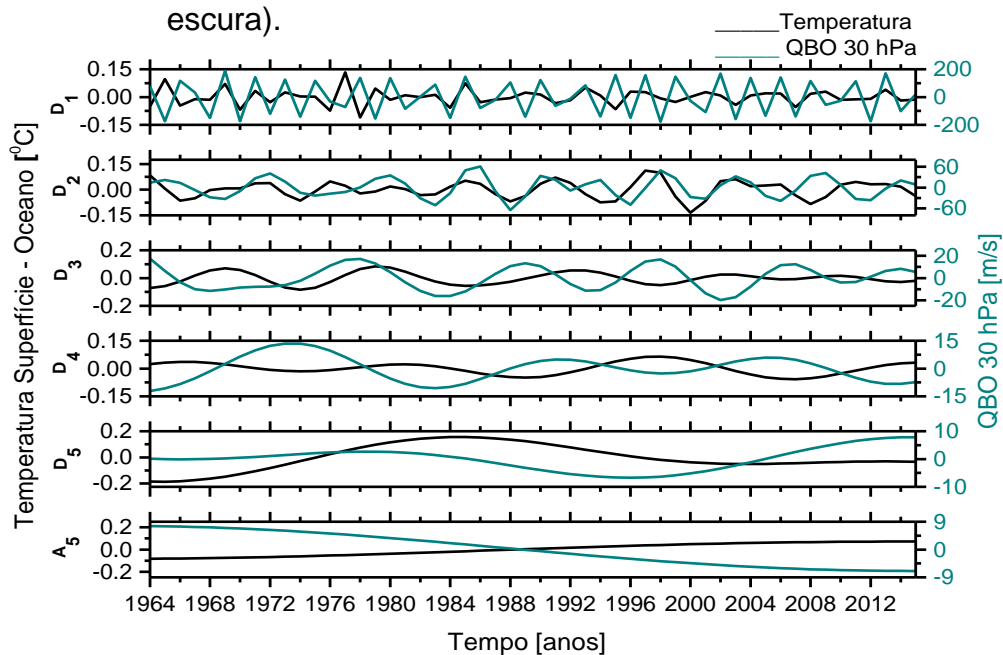
Fonte: Produção do autor.

Figura C.127 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24°S a 44°S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).



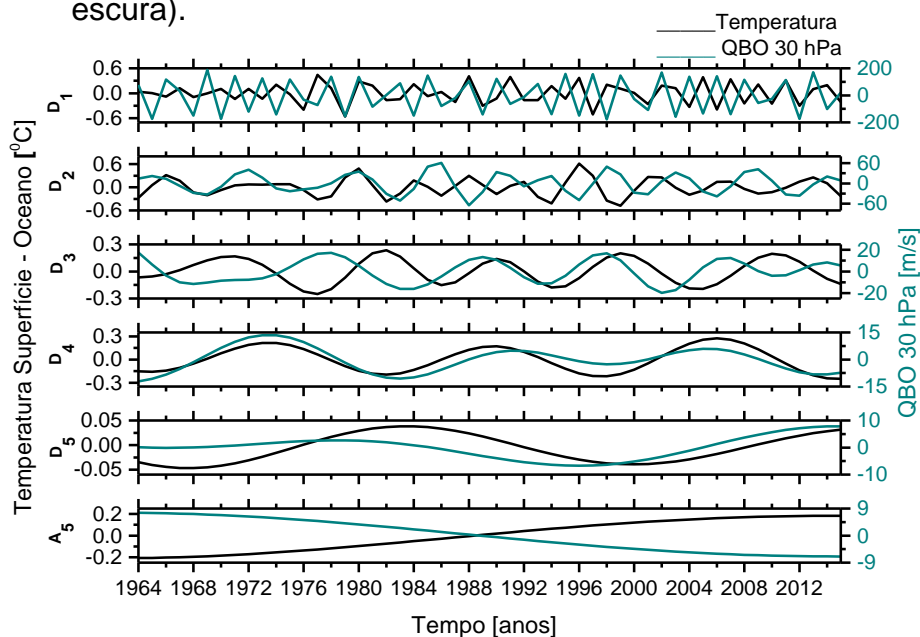
Fonte: Produção do autor.

Figura C.128 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44°S a 64°S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).



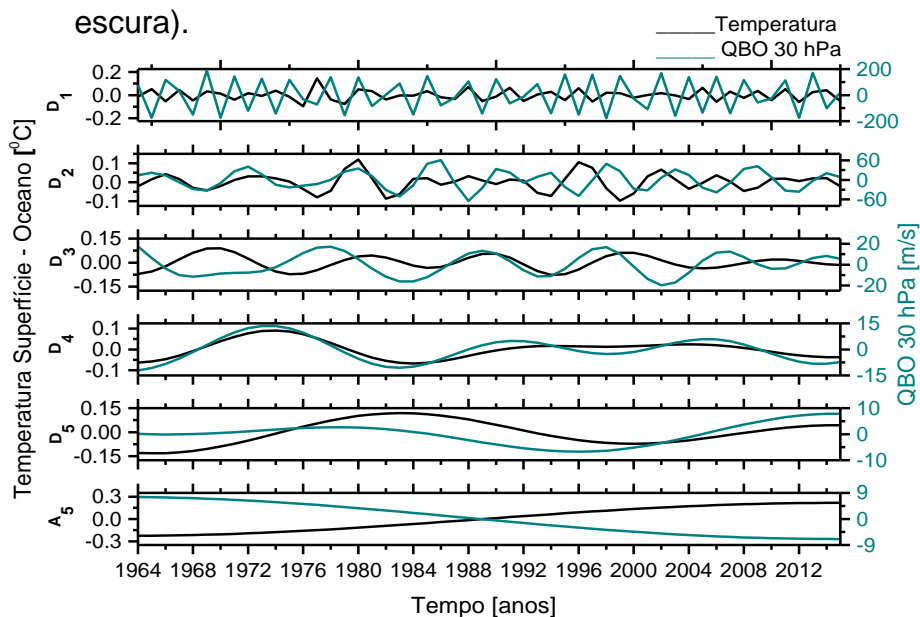
Fonte: Produção do autor.

Figura C.129 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64°S a 90°S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

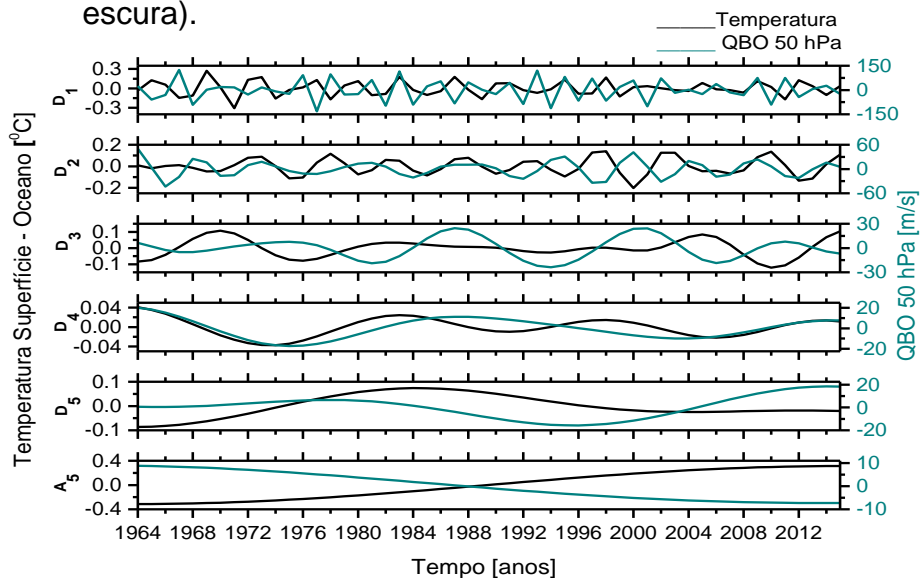
Figura C.130 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24°S a 90°S (linha preta) e da QBO 30 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

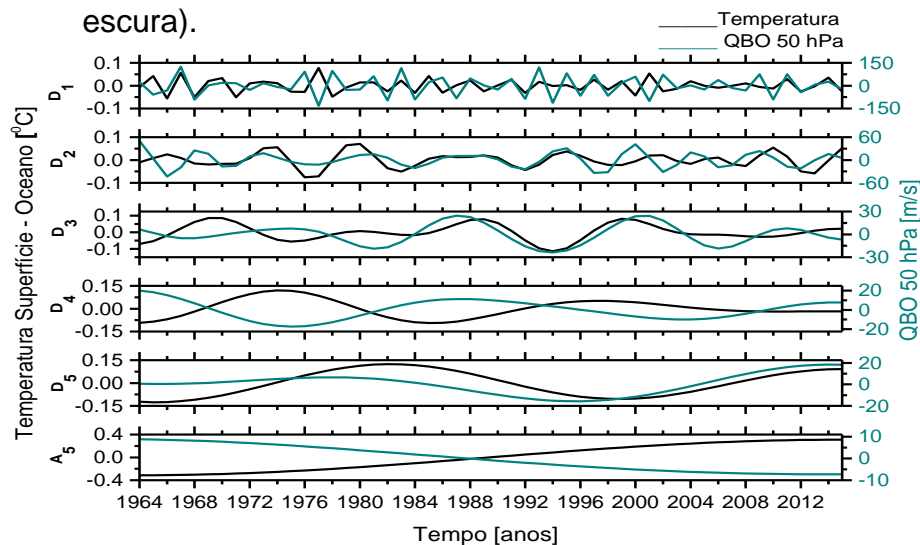
TEMPERATURA SUPERFÍCIE - OCEANO X QBO 50 hPa

Figura C.131 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano do Equador a 24°S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



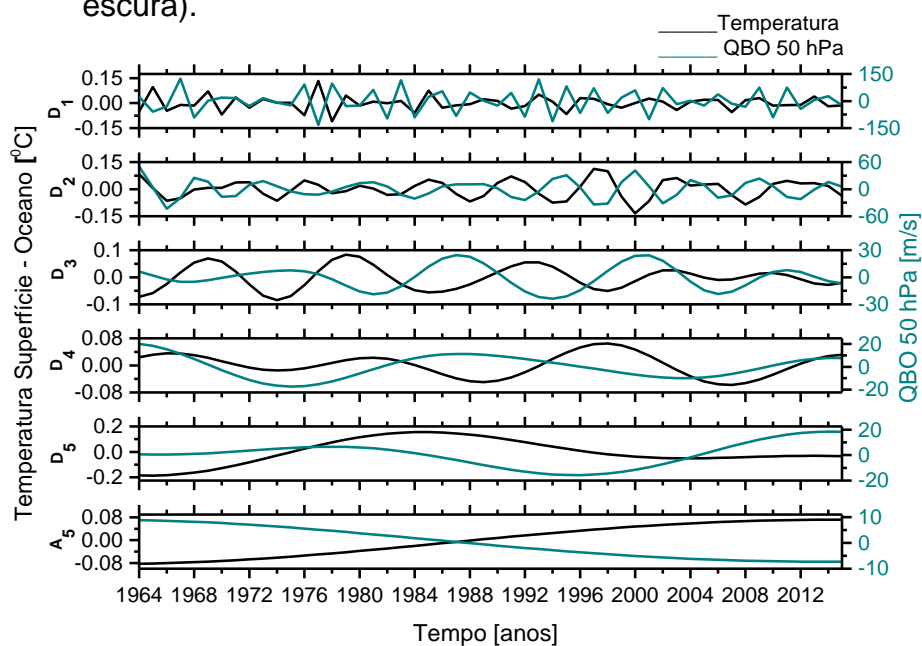
Fonte: Produção do autor.

Figura C.132 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24°S a 44°S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



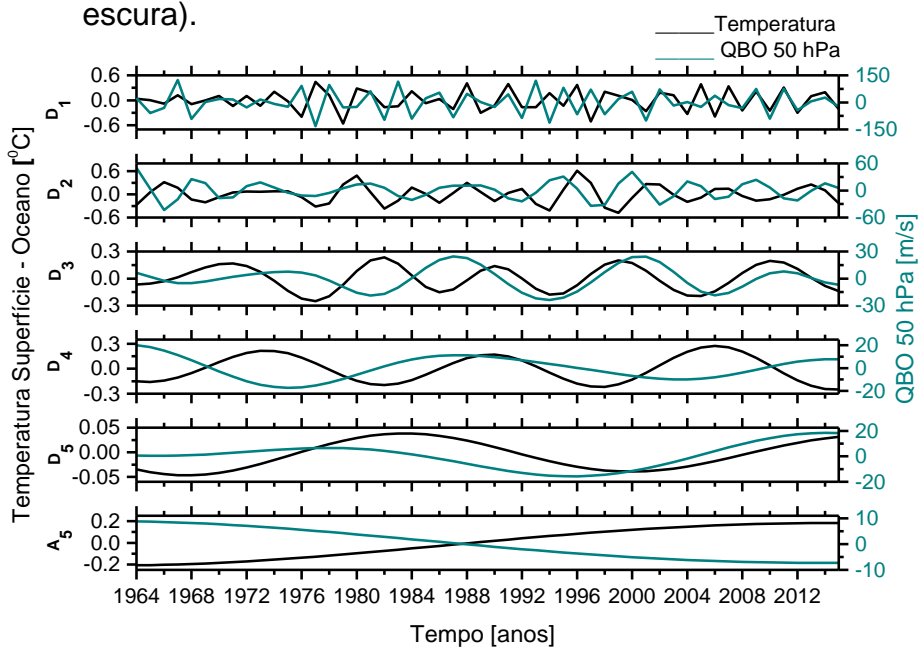
Fonte: Produção do autor.

Figura C.133 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 44°S a 64°S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



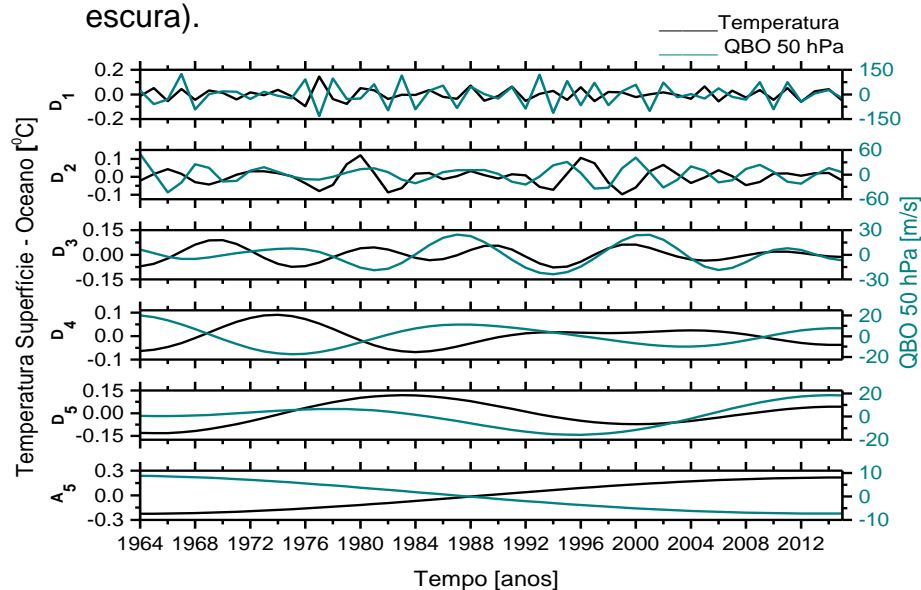
Fonte: Produção do autor.

Figura C.134 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 64°S a 90°S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

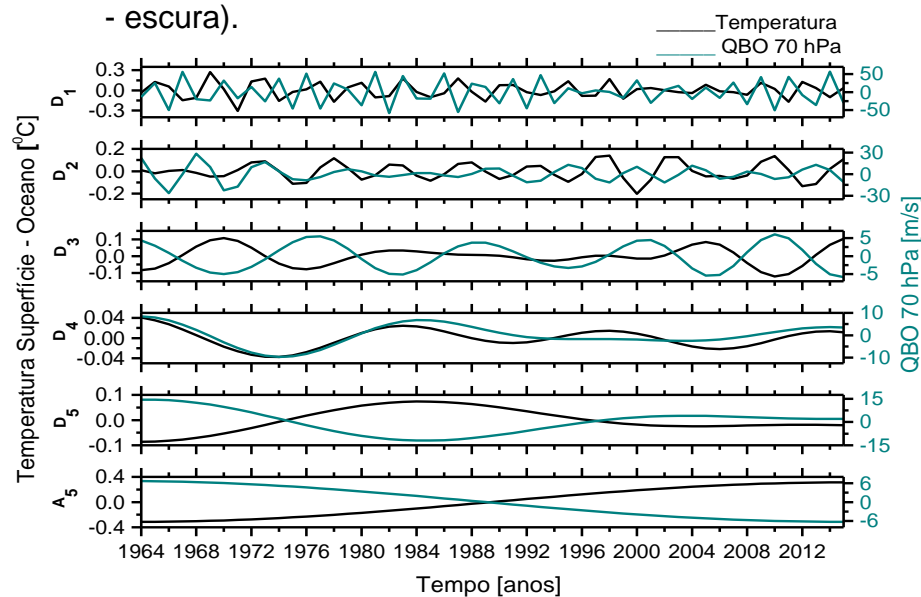
Figura C.135 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano de 24⁰S a 90⁰S (linha preta) e da QBO 50 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

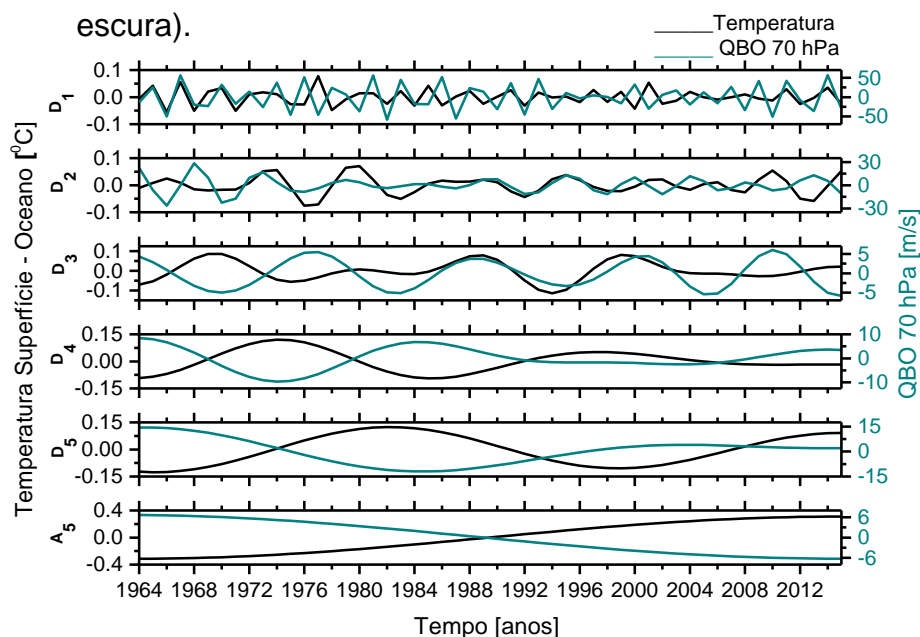
TEMPERATURA SUPERFÍCIE - OCEANO X QBO 70 hPa

Figura C.136 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície-oceano do Equador a 24⁰S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



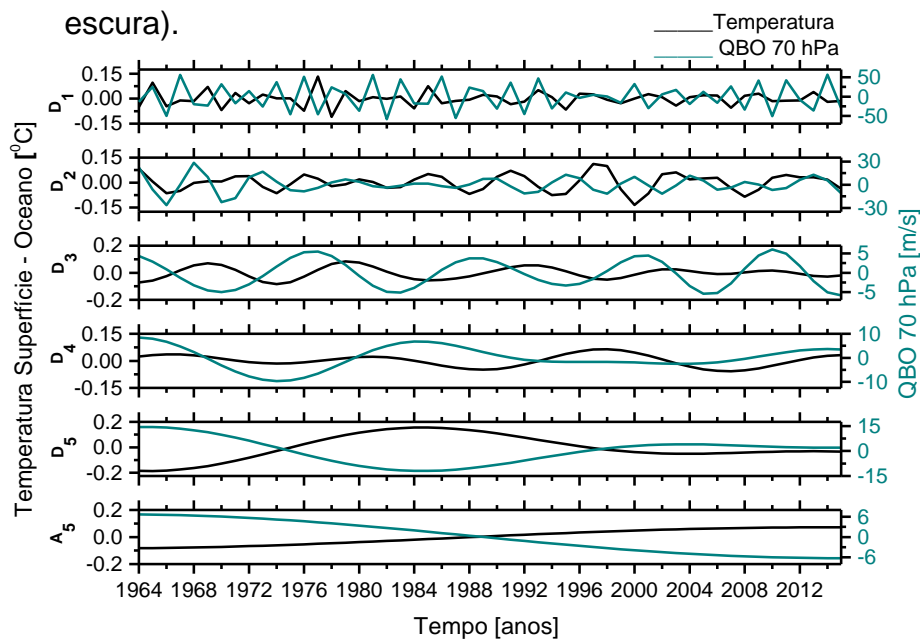
Fonte: Produção do autor.

Figura C.137 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano 24°S a 44°S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



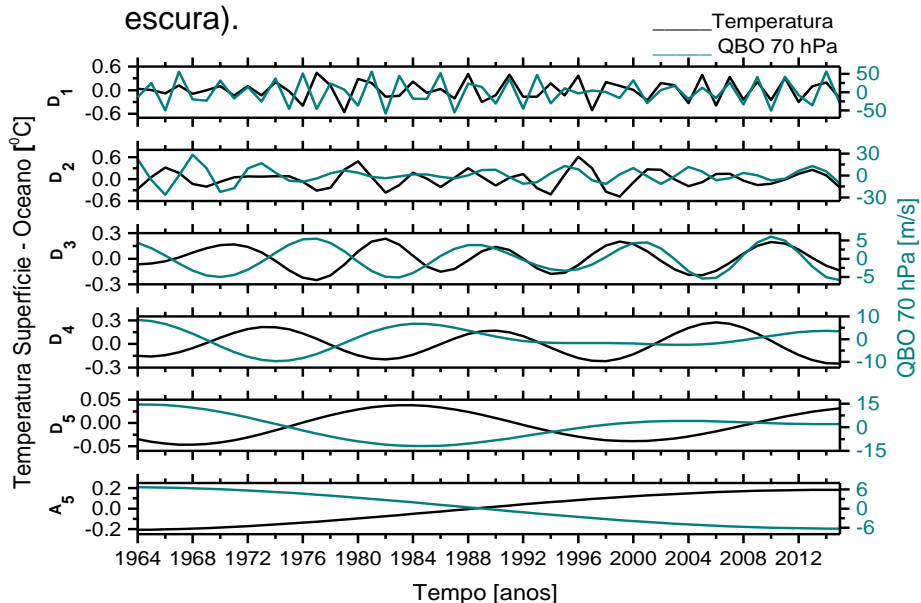
Fonte: Produção do autor.

Figura C.138 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano 44°S a 64°S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



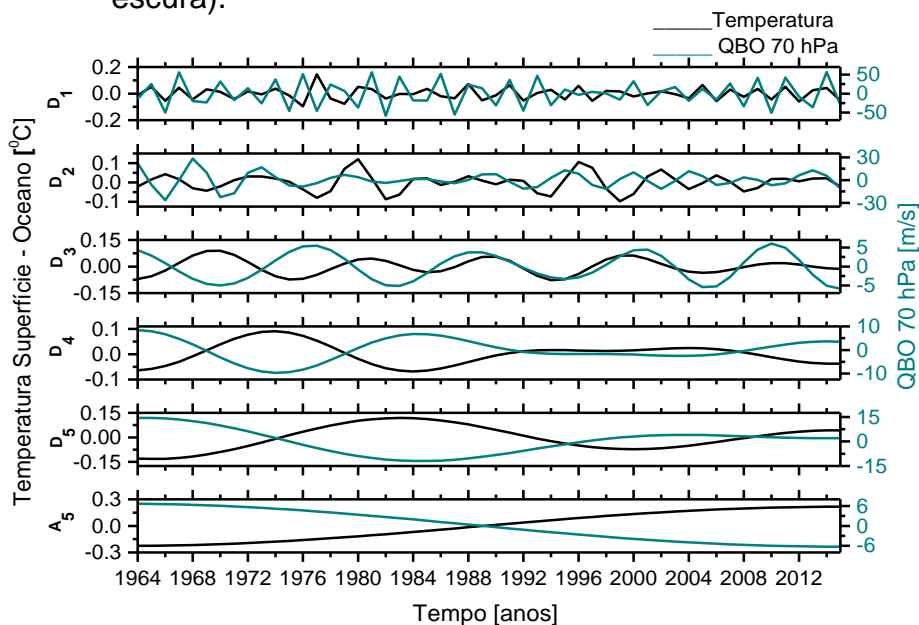
Fonte: Produção do autor.

Figura C.139 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano 64°S a 90°S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.

Figura C.140 - Decomposição da anomalia da temperatura superfície - oceano 24°S a 90°S (linha preta) e da QBO 70 hPa (linha verde - escura).



Fonte: Produção do autor.