

PONTIFÍCIA UNIVERSIDADE CATÓLICA DE MINAS GERAIS
Programa de Pós-Graduação em Geografia - Tratamento da Informação Espacial

Daniela Martins Cunha

**VARIABILIDADE DAS CHUVAS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DOCE –
MG/ES NO PERÍODO DE 1991 A 2017**

Belo Horizonte

2019

Daniela Martins Cunha

**VARIABILIDADE DAS CHUVAS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DOCE –
MG/ES NO PERÍODO DE 1991 A 2017**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia – Tratamento da Informação Espacial da Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais, como requisito parcial para obtenção do título de Doutora em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Alecir Antônio Maciel Moreira

Área de concentração: Análise Espacial

Belo Horizonte

2019

FICHA CATALOGRÁFICA

Elaborada pela Biblioteca da Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais

C972v	Cunha, Daniela Martins Variabilidade das chuvas na Bacia Hidrográfica do Rio Doce –MG/ES no período de 1991 A 2017 / Daniela Martins Cunha. Belo Horizonte, 2019. 281 f.: il. Orientador: Alecir Antônio Maciel Moreira Tese (Doutorado) - Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais. Programa de Pós-Graduação em Geografia - Tratamento da Informação Espacial 1. Precipitação (Meteorologia) - Variabilidade. 2. Chuvas - Frequência da intensidade. 3. Bacias hidrográficas. 4. Análise espacial (Estatística). 5. Estações meteorológicas. 6. Climatologia. 7. Doce, Rio (MG e ES). I. Moreira, Alecir Antônio Maciel. II. Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais. Programa de Pós-Graduação em Geografia - Tratamento da Informação Espacial. III. Título. SIB PUC MINAS CDU: 556.51
-------	--

Ficha catalográfica elaborada por Fabiana Marques de Souza e Silva - CRB 6/2086

Daniela Martins Cunha

**VARIABILIDADE DAS CHUVAS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DOCE –
MG/ES NO PERÍODO DE 1991 A 2017**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia – Tratamento da Informação Espacial da Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais, como requisito parcial para obtenção do título de Doutora em Geografia.

Área de concentração: Análise Espacial

Prof. Dr. Alecir Antônio Maciel Moreira - PUC Minas (Orientador)

Prof. Dr. Humberto Catuzzo - UFVJM (Banca Examinadora)

Prof. Dr. João Henrique Rettore Totaro - PUC Minas (Banca Examinadora)

Prof. Dr. Paulo Fernando Braga Carvalho- PUC Minas (Banca Examinadora)

Prof. Dr. Wellington Lopes Assis - UFMG (Banca Examinadora)

Belo Horizonte, 16 de agosto de 2019.

*Aos meus pais, Ildo e Maria,
gratidão eterna por todo o amor,
dedicação e incentivo.*

AGRADECIMENTOS

À Deus pela vida repleta de bençãos.

Aos meus pais, Ildo e Maria, pelo incentivo, carinho e dedicação. Ao Gabriel, meu sobrinho e amor incondicional. Aos demais familiares.

À minha companheira, Juscilei, pela paciência, compreensão, carinho e incentivo.

Ao meu orientador, professor Alecir Antônio Maciel Moreira, pelo crédito em mim depositado e conselhos.

À PUC-Minas e em especial ao Programa de Pós-Graduação em Geografia: Tratamento da Informação Espacial, e ao UNEC Caratinga, pela realização do DINTER.

Ao Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Minas Gerais, campus Governador Valadares – IFMG-GV.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Geografia da PUC-Minas.

Ao pessoal administrativo do Programa de Pós-Graduação em Geografia da PUC-Minas e ao Sebastião do UNEC.

Ao Inmet, ANA, CPTEC/Inpe, CHM/SMM, NCDC/NOAA e *Australian Bureau of Meteorology*, pela disponibilização de dados que subsidiaram a construção do banco de dados da pesquisa.

Aos meus amigos, aos colegas de doutorado e a todos aqueles que, direta ou indiretamente, contribuíram para o desenvolvimento desta tese.

RESUMO

Este estudo trata da variabilidade espacial e temporal das precipitações na Bacia Hidrográfica do Rio Doce e da atuação de sistemas e oscilações atmosféricas nessa variação. Seu objetivo geral é identificar a variabilidade das chuvas na BH do Rio Doce tendo por base o Índice de Anomalias de Chuva no período de 1991 a 2017 e analisar a relação das anomalias encontradas com a Oscilação de Madden e Julian – OMJ. Os principais procedimentos metodológicos utilizados foram: revisão bibliográfica sobre sistemas e oscilações atmosféricas que atuam na bacia, além de sua caracterização fisiográfica e dos fatores estáticos e dinâmicos que influenciam na precipitação regional; uso dos dados de precipitação disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia – Inmet; preenchimento de falhas dos dados por meio da correlação e da regressão linear com os dados de precipitação disponibilizados pela Agência Nacional das Águas – ANA e validação dos resultados com o Teste de Dupla Massa; verificação da variabilidade das chuvas por intermédio do Índice de Anomalias de Chuva – IAC; definição de anos e de estações chuvosas padrão – habitual, seca e úmida, com o uso do IAC, de planilhas cromáticas e de mapas; análise do ritmo das chuvas nas estações chuvosas padrão habitual, seco e chuvoso e sua relação com os sistemas e oscilações atmosféricas cujos dados foram obtidos nos sites do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC/Inpe, do Centro de Hidrografia da Marinha/Serviço Meteorológico Marinho – CHM/SMM, do *National Climatic Data Center* – NCDC/NOAA e do *Australian Bureau of Meteorology*, e, por fim, tratamento e interpolação dos dados com o uso do *software Excel 2010 sistema operacional Windows* e do *software ArcGIS 10.0TM*. Como resultados obtidos, têm-se a caracterização pluviométrica da bacia por meio dos dados das normais pluviométricas de 1961 a 1990 e de 1981 a 2010 obtidos no Inmet; a apresentação da variação espacial e temporal da precipitação e do IAC no período de 1991 a 2017 nas estações meteorológicas pesquisadas e no território da bacia; a análise da variabilidade espacial e temporal das precipitações e do IAC nos anos-padrão e nas estações chuvosas padrão – habitual, úmida e seca, e a análise do ritmo das chuvas por estação chuvosa. Dentre as considerações finais destaca-se que não foi encontrada tendência entre as fases da OMJ e a atuação dos sistemas atmosféricos analisados, mas a intensidade da OMJ apresentou relação, principalmente, com a duração em dias dos episódios de ZCAS e com o posicionamento desse sistema atmosférico no território da bacia.

Palavras-chave: Variabilidade da precipitação. Índice de anomalia de chuva. Sistemas atmosféricos. Oscilação de Madden e Julian.

ABSTRACT

This study deals with the spatial and temporal variability of precipitation in the Doce River basin and the performance of atmospheric systems and oscillations in this variation. Its general objective is to identify the rainfall variability in the Doce River basin based on the Rainfall Anomalies Index from 1991 to 2017 and to analyze the relationship of the anomalies found with the Madden-Julian Oscillation (MJO). The main methodological procedures used were: bibliographical review on systems and atmospheric oscillations that operate in the basin, besides its physiographic characterization and the static and dynamic factors that influence in the regional precipitation; use of precipitation data provided by the National Institute of Meteorology (Inmet); filling of data faults through correlation and linear regression with precipitation data made available by the National Water Agency (ANA) and validation of the results with the Double Mass Test; verification of rainfall variability through the Rainfall Anomaly Index (RAI); definition of years and standard rainy seasons - usual, dry and wet, using RAI, chromatic spreadsheets and maps; analysis of the rainfall rhythm in the standard, dry and rainy standard years and its relation with the atmospheric systems and oscillations whose data were obtained in the sites of the Center of Weather Forecast and Climate Studies - CPTEC/Inpe, of the Navy Hydrographic Center/Marine Meteorological Service – CHM/SMM, National Climatic Data Center - NCDC and the Australian Bureau of Meteorology, and, finally, data processing and interpolation using the software Excel 2010 Windows operating system and ArcGIS 10.0TM software. As results obtained, the pluviometric characterization of the basin is obtained through the pluviometric data from 1961 to 1990 and from 1981 to 2010 obtained from Inmet; the presentation of the spatial and temporal variation of the precipitation and the RAI in the period from 1991 to 2017 in the meteorological stations surveyed and in the territory of the basin; the analysis of the spatial and temporal variability of the precipitations and the RAI in the standard years and in the standard rainy seasons - habitual, humid and dry, and the analysis of the rhythm of the rains by rainy season. Among the final considerations, it should be noted that no trend was found between the phases of the MJO and the performance of the atmospheric systems analyzed, but the MJO intensity was mainly related to the duration in days of the SACZ episodes and to the positioning of this system the territory of the basin.

Keywords: Precipitation variability. Rainfall Anomaly Index. Atmospheric systems. Madden-Julian Oscillation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da Bacia Hidrográfica do Rio Doce	43
Figura 2 – Representação esquemática das variações de tempo e espaço da perturbação associada à oscilação de 40-50 dias.....	55
Figura 3 – Diagrama de fases da OMJ	62
Figura 4 – Oceano Pacífico Tropical em condições de normalidade	67
Figura 5 – Padrões de IOS em condições de El Niño e La Niña	68
Figura 6 – Oceano Pacífico Tropical em condições de El Niño.....	69
Figura 7 – Oceano Pacífico Tropical em condições de La Niña	69
Figura 8 – Padrões de temperatura na superfície do mar em condições de El Niño e La Niña	70
Figura 9 – Estágios de desenvolvimento de um sistema frontal.....	77
Figura 10 – Carta sinótica de superfície	78
Figura 11 – Espacialização da ZCAS	81
Figura 12 – Espacialização da ZCOU	84
Figura 13 – Centros de pressão e ventos médios ao nível do mar em janeiro (a) e julho (b)...	86
Figura 14 - Hipsometria da BH do Rio Doce	88
Figura 15 - Correntes perturbadas que atuam na região Sudeste	91
Figura 16 – Organograma metodológico.....	97
Figura 17 – Mapa de localização das estações meteorológicas do Inmet utilizadas na caracterização climática da bacia e no cálculo do IAC	98
Figura 18 – Mapa de localização das estações meteorológicas e dos postos pluviométricos	107
Figura 19 – Exemplo dos mapas com a espacialização do IAC anual na BH do Rio Doce...	113
Figura 20 – Exemplo dos mapas com a espacialização do IAC por estação chuvosa na BH do Rio Doce	114
Figura 21 – Identificação das regiões de Niño	119
Figura 22 - Mapa da Normal Pluviométrica de 1961 a 1990 da BH do Rio Doce.....	139
Figura 23 - Mapa da Normal Pluviométrica de 1981 a 2010 da BH do Rio Doce.....	140
Figura 24 - Mapas de precipitação média dos meses das estações seca e chuvosa da BH do Rio Doce.....	146
Figura 25 - Mapas de precipitação média dos meses das estações seca e chuvosa da BH do Rio Doce.....	147
Figura 26 - Climogramas das estações meteorológicas localizadas na BH do Rio Doce segundo a Normal Climatológica de 1961 a 1990	151
Figura 27 - Climogramas das estações meteorológicas localizadas na BH do Rio Doce segundo a Normal Climatológica de 1981 a 2010	152

Figura 28 - Climogramas das estações do entorno da BH do Rio Doce segundo a NP1 e a NP2	154
Figura 29 – Gráficos com a distribuição da precipitação anual das estações meteorológicas da BH do Rio Doce – 1991 a 2017.....	157
Figura 30 – Precipitação média anual de 1991 a 2017 da BH do Rio Doce	159
Figura 31 – Mapas de precipitação média dos meses das estações seca e chuvosa da BH do Rio Doce de 1991 a 2017	160
Figura 32 – Gráficos com a distribuição das anomalias de chuva das estações meteorológicas da BH do Rio Doce – 1991 a 2017	162
Figura 33 – Espacialização do IAC na BH do Rio Doce – 1991 a 2005.....	165
Figura 34 – Espacialização do IAC na BH do Rio Doce – 2006 a 2017.....	166
Figura 35 – Média das anomalias de chuva mensais na BH do Rio Doce – 1991 a 2017	167
Figura 36 – Anomalias de chuva positivas e negativas anuais na BH do Rio Doce – 1991 a 2017	170
Figura 37 – Gráficos com a distribuição percentual dos meses secos, úmidos e normais das estações meteorológicas da BH do Rio Doce – 1991 a 2017	174
Figura 38 – Número de meses secos da BH do Rio Doce no período de 1991 a 2017	177
Figura 39 – Número de meses úmidos da BH do Rio Doce no período de 1991 a 2017	178
Figura 40 – Mapa com a distribuição anual da precipitação na BH do Rio Doce durante o ano-padrão habitual de 2000.....	179
Figura 41 – Espacialização das chuvas ocorridas nos seis meses chuvosos da bacia durante o ano-padrão habitual – 2000	181
Figura 42 – Espacialização das chuvas ocorridas nos seis meses secos da bacia durante o ano-padrão habitual – 2000	182
Figura 43 – Mapa da anomalia de chuva anual da BH do Rio Doce no ano-padrão habitual – 2000	183
Figura 44 – Espacialização das anomalias mensais do ano-padrão habitual – 2000.....	185
Figura 45 – Mapa com a distribuição anual da precipitação na BH do Rio Doce durante o ano-padrão úmido – 2005.....	187
Figura 46 – Espacialização das chuvas ocorridas nos seis meses chuvosos da bacia durante o ano-padrão úmido – 2005.....	189
Figura 47 – Espacialização das chuvas ocorridas nos seis meses secos da bacia durante o ano-padrão úmido – 2005.....	189
Figura 48 – Mapa da anomalia de chuva anual da BH do Rio Doce no ano-padrão úmido – 2005	191
Figura 49 – Espacialização das anomalias mensais do ano-padrão úmido – 2005	194
Figura 50 – Mapa com a distribuição anual da precipitação na BH do Rio Doce durante o ano-padrão seco – 2014.....	196

Figura 51 – Espacialização das chuvas ocorridas nos seis meses chuvosos da bacia durante o ano-padrão seco – 2014	198
Figura 52 - Espacialização das chuvas ocorridas nos seis meses secos da bacia durante o ano-padrão seco – 2014	199
Figura 53 – Mapa da anomalia de chuva anual da BH do Rio Doce no ano-padrão seco – 2014	200
Figura 54 – Espacialização das anomalias mensais do ano-padrão seco – 2014	202
Figura 55 – Gráficos com a distribuição da precipitação média por estação chuvosa das estações meteorológicas da BH do Rio Doce – 1991 a 2017	205
Figura 56 – Espacialização do IAC na BH do Rio Doce – estações chuvosas de 1991 a 2005	208
Figura 57 – Espacialização do IAC na BH do Rio Doce – estações chuvosas de 1991 a 2005	209
Figura 58 – Atuação espacial dos sistemas atmosféricos na Bacia Hidrográfica do Rio Doce durante a estação chuvosa habitual de 2011/2012	213
Figura 59 – Gênese das chuvas ocorridas na Bacia Hidrográfica do Rio Doce durante a estação chuvosa habitual de 2011/2012	214
Figura 60 – Atuação espacial dos sistemas atmosféricos na BH do Rio Doce durante a estação chuvosa úmida de 2010/2011	225
Figura 61 – Gênese das chuvas ocorridas na BH do Rio Doce durante a estação chuvosa úmida de 2010/2011	226
Figura 62 – Atuação espacial dos sistemas atmosféricos na BH do Rio Doce durante a estação chuvosa seca de 2014/2015	235
Figura 63 – Gênese das chuvas ocorridas na BH do Rio Doce durante a estação chuvosa seca de 2014/2015	236

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1– Correlação e regressão linear entre a variável dependente (Aimorés) e a independente (São Sebastião da Encruzilhada) para os anos de 1999 a 2011.....	124
Gráfico 2 – Correlação e regressão linear entre a variável dependente (Caratinga) e a independente (Bom Jesus do Galho) para os anos de 2003 a 2008	125
Gráfico 3 – Correlação e regressão linear entre a variável dependente (CMD/Inmet) e a independente (CMD/ANA) para os anos de 2004 a 2007 e de 2009 a 2013.....	125
Gráfico 4 – Correlação e regressão linear entre a variável dependente (Gov. Valadares/Inmet) e a independente (Gov. Valadares/ANA) para os anos de 1997 a 2000 e de 2008 a 2013	126
Gráfico 5 – Correlação e regressão linear entre a variável dependente (Linhares) e a independente (Povoação) para os anos de 2000 a 2010	126
Gráfico 6 – Correlação e regressão linear entre a variável dependente (Timóteo) e a independente (Mário de Carvalho) para os anos de 1995 a 1999 e de 2015 a 2017	127
Gráfico 7 – Correlação e regressão linear entre a variável dependente (Viçosa) e a independente (São Miguel do Anta) para os anos de 2003 a 2007 e de 2012 a 2015.....	128
Gráfico 8 – Correlação e regressão linear entre a variável dependente (Barbacena) e a independente (Desterro do Melo) para os anos de 2001 a 2004 e de 2006 a 2011	128
Gráfico 9 – Correlação e regressão linear entre a variável dependente (Caparaó) e a independente (Fazenda Vargem Alegre) para os anos de 2005 a 2010 e de 2012 a 2017	129
Gráfico 10 – Correlação e regressão linear entre a variável dependente (Diamantina) e a independente (Gouveia) para os anos de 1993 a 1995 e de 2009 a 2011	129
Gráfico 11 – Teste de Dupla Massa – Aimorés e São Sebastião da Encruzilhada – 1997 a 2013	131
Gráfico 12 – Teste de Dupla Massa – Caratinga e Bom Jesus do Galho – 1992 a 2002	132
Gráfico 13 – Teste de Dupla Massa – Conceição do Mato Dentro/Estação Inmet e Posto ANA – 1992 a 2017	132
Gráfico 14 – Teste de Dupla Massa – Governador Valadares/Estação Inmet e Posto ANA – 1991 a 2015	133
Gráfico 15 – Teste de Dupla Massa – Linhares e Povoação – 1991 a 2017	133
Gráfico 16 – Teste de Dupla Massa – Timóteo e Mário de Carvalho – 1991 a 2014	134
Gráfico 17 – Teste de Dupla Massa – Viçosa e São Miguel do Anta – 1994 a 2016.....	134
Gráfico 18 – Teste de Dupla Massa – Barbacena e Desterro do Melo – 1990 a 1999 e 2011 a 2017	135
Gráfico 19 – Teste de Dupla Massa – Caparaó e Fazenda Vargem Alegre – 1990 a 2004....	135
Gráfico 20 – Teste de Dupla Massa – Diamantina e Gouveia – 2002 a 2007 e 2009 a 2017	136
Gráfico 21 - Precipitação média sazonal da BH do Rio Doce e entorno segundo a NC de 1961 a 1990	142
Gráfico 22 - Precipitação média sazonal da BH do Rio Doce e entorno segundo a NC de 1981 a 2010	142

Gráfico 23 - Precipitação acumulada média por período: verão (chuvoso) e inverno (seco) segundo a Normal Climatológica de 1961 a 1990.....	144
Gráfico 24 - Precipitação acumulada média por período: verão (chuvoso) e inverno (seco) segundo a Normal Climatológica de 1981 a 2010.....	144
Gráfico 25 – Precipitação média anual da BH do Rio Doce – 1991 a 2017	155
Gráfico 26 – Precipitação média mensal na BH do Rio Doce – 1991 a 2017.....	161
Gráfico 27 – Anomalias de chuva na BH do Rio Doce – média de 1991 a 2017	164
Gráfico 28 – Distribuição da quantidade de meses úmidos, secos e normais na BH do Rio Doce de 1991 a 2017.....	169
Gráfico 29 – Distribuição da quantidade de meses úmidos, secos e normais na BH do Rio Doce por estação – verão e inverno	171
Gráfico 30 – Distribuição dos meses com anomalias positivas das estações da BH do Rio Doce – 1991 a 2017	171
Gráfico 31 – Distribuição dos meses com anomalias negativas das estações da BH do Rio Doce – 1991 a 2017	172
Gráfico 32 – Distribuição percentual dos meses secos, úmidos e normais da BH do Rio Doce – 1991 a 2017	175
Gráfico 33 – Distribuição da precipitação média mensal na BH do Rio Doce no ano-padrão habitual de 2000.....	180
Gráfico 34 – Anomalias de chuva mensais médias da BH do Rio Doce no ano-padrão habitual – 2000	184
Gráfico 35 – Distribuição da precipitação média mensal na BH do Rio Doce no ano-padrão úmido – 2005.....	188
Gráfico 36 – Anomalias de chuva mensais médias da BH do Rio Doce no ano-padrão úmido – 2005	192
Gráfico 37 – Distribuição da precipitação média mensal na BH do Rio Doce no ano-padrão seco – 2014.....	197
Gráfico 38 – Anomalias de chuva mensais médias da BH do Rio Doce no ano-padrão seco – 2014	201
Gráfico 39– Precipitação média na BH do Rio Doce conforme as estações chuvosas de 1991 a 2017	204

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Classificação da anomalia de precipitação conforme o Índice de Anomalia de Chuva (IAC).....	108
Tabela 2– Anomalias de chuva anuais conforme o IAC	109
Tabela 3– Anomalias de chuva por estação chuvosa conforme o IAC	110
Tabela 4– Intervalos de classes das anomalias de chuva conforme o IAC	111
Tabela 5– Síntese dos intervalos de classes das anomalias de chuva por ano e por estação meteorológica	111
Tabela 6 – Síntese dos intervalos de classes das anomalias de chuva por estação chuvosa e por estação meteorológica.....	112
Tabela 7– Modelo de anomalias de chuva mensais obtidos por estação meteorológica	116
Tabela 8- Normais Pluviométricas das estações meteorológicas da BH do Rio Doce e entorno	138
Tabela 9– Precipitação acumulada mensal por estação meteorológica segundo a Normal Climatológica de 1961 a 1990	149
Tabela 10 – Precipitação acumulada mensal por estação meteorológica segundo a Normal Climatológica de 1981 a 2010	149
Tabela 11– Síntese das ocorrências mensais do IAC por estação meteorológica – 1991 a 2017	176
Tabela 12– Estações chuvosas e a atuação do El Niño e do La Niña.....	210
Tabela 13– Número de estações chuvosas segundo os padrões habitual, úmido e seco por intensidade do ENOS.....	211

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Comportamento da perturbação associada à oscilação de 40-50 dias	56
Quadro 2 – Massas de ar que atuam sobre o Brasil e a BH do Rio Doce	74
Quadro 3 – Planilha cromática elaborada para detectar as falhas de coleta de dados das estações meteorológicas.....	102
Quadro 4 – Relação das estações meteorológicas e dos postos pluviométricos utilizados no preenchimento das falhas.....	106

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA	Agência Nacional das Águas
AS	América do Sul
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
BDMEP	Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa
BH	Bacia Hidrográfica
CHM	Centro de Hidrografia da Marinha
CMD	Conceição do Mato Dentro
CPRM	Serviço Geológico do Brasil
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DIP	Distância Inversa Ponderada
DISME	Distrito de Meteorologia
ENOS	El Nino Oscilação Sul
EOFs	Funções ortogonais empíricas
FP	Frentes polares
FPA	Frente Polar Atlântica
hPa	Hectopascal
IAC	Índice de Anomalia de Chuvas
IDW	Inverso Quadrado da Distância
IGY	International Geophysical Year
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
INW	Linhas de instabilidade de noroeste
IOS	Índice de Oscilação Sul
IT	Linhas de Instabilidade
L	Leste
mEa	Massa Equatorial Atlântica
mEc	Massa Equatorial Continental
mEm	Massa Equatorial Marítima
mPa	Massa Polar Marítima
mTa	Massa Tropical Atlântica
mTc	Massa Tropical Continental

mTm	Massa Tropical Marítima
N	Norte
NC	Normal Climatológica
NCAR	Centro Nacional de Pesquisa Atmosférica
NCDC	Centro Nacional de Dados Climáticos
NCEP	Centro Nacional de Previsão Ambiental
NE	Nordeste
NO	Noroeste
NOAA	Administração Oceânica e Atmosférica Nacional
NP1	Normal Pluviométrica de 1961 a 1990
NP2	Normal Pluviométrica de 1981 a 2010
NPs	Normais Pluviométricas
OMJ	Oscilação de Madden e Julian
OMM	Organização Meteorológica Mundial
ONU	Organização das Nações Unidas
PC	Componentes Principais
PIB	Produto Interno Bruto
PNM	Pressão ao nível do mar
RMM	Índices Multivariados
ROL	Radiação de Onda Longa
S	Sul
SE	Sudeste
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SMM	Serviço Meteorológico Marinho
SO	Sudoeste
TSM	Temperatura da superfície do mar
UV	Ultravioleta
W	Oeste
ZC	Zona de Convergência
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	35
2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E REFERENCIAL CONCEITUAL	41
2.1 Localização da área de estudo	41
2.1.1 O desastre ambiental de 2015.....	45
2.2 Clima e variabilidade	49
2.2.1 Variabilidade e o Índice de Anomalia de Chuva.....	51
2.3 Oscilação de Madden e Julian	53
2.3.2 OMJ – influências na América do Sul/no Brasil	63
2.4 El Nino Oscilação Sul	66
2.5 Principais sistemas produtores do tempo na Bacia Hidrográfica do Rio Doce	71
2.5.1 Massas de ar.....	72
2.5.2. Frentes e sistemas frontais.....	75
2.5.3 Instabilidades Tropicais.....	79
2.5.4 Zona de Convergência do Atlântico Sul e Zona de Convergência de Umidade	80
2.5.5 Alta Subtropical do Atlântico Sul.....	85
2.6 Fatores estáticos e dinâmicos que influenciam na precipitação regional	88
3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	97
3.1 Obtenção dos dados	97
3.2 Tabulação dos dados	100
3.3 Preenchimento das falhas dos dados de precipitação.....	104
3.4 Verificação da variabilidade das chuvas por meio do cálculo da anomalia de chuva	107
3.5 Definição dos anos-padrão e das estações chuvosas padrão	109
3.5.1 Dados mensais dos três anos-padrão	116
3.6 Análise do ritmo das chuvas e sua relação com os sistemas e as oscilações atmosféricas	117
3.7 Tratamento e interpolação dos dados.....	120
4 ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	123
4.1 Correlação e regressão linear do período amostral.....	123
4.1.1 Teste de validação dos resultados.....	130
4.2 Caracterização pluviométrica	136
4.3 Variação temporal e espacial da precipitação na bacia – 1991 a 2017	155
4.3.1 Anomalias de chuva na bacia	161

4.3.2 Variabilidade no ano-padrão habitual.....	178
4.3.2.1 Anomalias de chuva no ano-padrão habitual.....	182
4.3.3 Variabilidade no ano-padrão úmido	186
4.3.3.1 Anomalias de chuva no ano-padrão úmido	191
4.3.4 Variabilidade no ano-padrão seco	195
4.3.4.1 Anomalias de chuva no ano-padrão seco	200
4.4 O ritmo das chuvas nas estações chuvosas	203
4.4.1 Anomalias de chuva nas estações chuvosas e o fenômeno ENOS	207
4.4.2 Análise do ritmo das chuvas na estação chuvosa habitual – 2011/2012	212
4.4.3 Análise do ritmo das chuvas na estação chuvosa úmida – 2010/2011	223
4.4.4 Análise do ritmo das chuvas na estação chuvosa seca – 2014/2015	234
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	243
REFERÊNCIAS	253
APÊNDICE A- Análise do ritmo das chuvas na estação chuvosa habitual	265
APÊNDICE B- Análise do ritmo das chuvas na estação chuvosa úmida.....	271
APÊNDICE C- Análise do ritmo das chuvas na estação chuvosa seca	277

1 INTRODUÇÃO

As variações da quantidade e da qualidade dos recursos hídricos em uma bacia hidrográfica dependem do clima e das características físicas e biológicas dos ecossistemas que a compõem. Dessa forma, dentre os componentes que definem o equilíbrio dinâmico para o ciclo da água, ou seja, as características e vazões de água em uma determinada bacia, destacam-se a quantidade e a distribuição das precipitações, as quais apresentam variações espaciais e temporais (SALATI; LEMOS; SALATI, 2006).

As precipitações nas regiões tropicais possuem, principalmente, variações sazonais e diurnas, sendo também possível ocorrer dentro dessas variações, durante o ano, outras variabilidades. Isso porque, especialmente na região dos trópicos, as chuvas são altamente variáveis em sua incidência, não existindo regularidade e confiabilidade na quantidade de precipitação a ser esperada. Além da esperada variação da precipitação ocorrida nas regiões tropicais, a Bacia Hidrográfica do Rio Doce também conta com outra condição que pode tornar a precipitação na bacia ainda mais susceptível à variabilidade. Ela se localiza em uma região de transição climática onde diversos sistemas produtores do tempo, com origem nas baixas e médias latitudes, podem chegar a atuar, o que torna o estudo da variabilidade das chuvas na região de extrema importância. Os desvios ou anomalias de chuva se caracterizam pelo excesso ou pela escassez de chuvas, sendo ambos prejudiciais e impactantes para as economias locais, o que acentua a vulnerabilidade da população em geral e de alguns grupos sociais mais especificamente.

A Bacia do Rio Doce é formada por 230 municípios distribuídos nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo, em sua maioria pequenos e médios, dependentes da produção agrícola, localizados ora em regiões planálticas, ora no domínio dos “Mares de Morros”, ora em depressões interplanálticas e planícies fluviais, o que, por consequência, impõe que a ocupação urbana ocorra ao longo dos terraços fluviais ou em encostas. Nas áreas urbanas da bacia, as chuvas concentradas no verão são responsáveis por perdas materiais e humanas ao ocasionarem grandes inundações, congestionamentos nos centros urbanos das cidades médias e deslizamentos em encostas íngremes normalmente povoadas. Nos últimos anos, a escassez de chuvas durante o inverno tem sido cada vez mais sentida em virtude da redução dos níveis hídricos dos mananciais e da consequente falta de água. Na área rural, principalmente os pequenos e médios produtores rurais sofrem muito com os excessos e a escassez de chuvas. No setor agrícola, o excesso de chuvas do verão e a estiagem do inverno, tal como os veranicos que na bacia ocorrem no período chuvoso, ocasionam perdas econômicas que afetam os produtores

rurais e são, por consequência, repassadas aos consumidores localizados, em especial, nas áreas urbanas.

Assim, considerando o contingente populacional que depende da água na bacia, pode-se afirmar que em situações de anomalias a população regional fica exposta a desastres sociais severos, como: 1- queda da produção agrícola, que gerará consequências diretas em uma cadeia econômica de compra e venda de mercadorias e nos meios de transporte, afetando inúmeros empregos que dependem dessa produção; 2- perdas materiais e imateriais, com enchentes e deslizamentos de terras no período de chuvas intensas e concentradas; 3- racionamento de água e de energia elétrica, assim como seu encarecimento, nos períodos de estiagem prolongada; e 4- diminuição da produção em pequenas e grandes indústrias, sobretudo nos períodos de estiagem para as que requerem em seu processo produtivo grandes volumes de água.

Soma-se aos desastres sociais acima – os quais demonstram a situação de vulnerabilidade econômica, social e ambiental da bacia diante das condições climáticas e mais especificamente da ocorrência de chuvas – o rompimento da barragem de rejeitos da mineração ocorrida em novembro de 2015 no município de Mariana- MG. Os impactos ambientais, econômicos, culturais e sociais ocasionados pelo rompimento da barragem deixaram diversas populações da bacia ainda mais vulneráveis e dependentes das condições climáticas, especialmente das chuvas, para a realização de atividades econômicas como a agricultura e a pesca, para a diminuição da turbidez da água e o posterior abastecimento urbano, para o espalhamento da mancha de lama que chegou à foz do rio e prejudicou a atividade turística, dentre outras.

As condições de vulnerabilidade de diversas populações mormente as mais carentes das áreas urbanas, os pequenos agricultores, pescadores e indígenas residentes na Bacia do Rio Doce, e de forma mais específica no entorno de seu canal principal, da cabeceira à foz tornaram-se ainda mais patentes após o rompimento da barragem. A bacia, antes do rompimento, já passava por situações de enfermidade, como o aumento, em alguns trechos do rio Doce, da concentração de cianobactérias, decorrente, dentre outros fatores, da escassez de chuvas, o que ocasionou a diminuição da água nos canais fluviais e intensificou o acúmulo dessas bactérias. A vulnerabilidade anterior e após o rompimento da barragem intensificam a necessidade de mais estudos sobre a bacia. O entendimento da variabilidade das chuvas na região se faz ainda mais necessário a fim de minimizar as condições de vulnerabilidade em relação aos recursos hídricos.

Dessa forma, reafirma-se a necessidade de respostas sobre a indagação de quais seriam os fatores responsáveis pelas anomalias de chuva na bacia, o que influencia, por exemplo, a

atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS, da Alta Subtropical do Atlântico Sul – ASAS e das frentes polares – FP na região, fazendo com haja uma oscilação dos índices de chuvas. Muitos trabalhos já foram realizados sobre a atuação do El Niño Oscilação Sul – ENOS na formação e atuação desses sistemas e sobre suas consequências em diversas regiões do Brasil. Todavia há uma oscilação atmosférica intrassazonal tropical conhecida como Oscilação de Madden e Julian – OMJ, caracterizada por forte convecção, ventos e chuvas intensas, que se forma na região do oceano Índico e se propaga pelo Pacífico Ocidental chegando até o continente americano, e que pode afetar, de forma dependente ou independente da ocorrência do ENOS, a formação e a atuação desses sistemas.

Baseando-se nas proposições acima, chega-se a determinadas perguntas sobre a variabilidade das chuvas na região da bacia: 1- existe uma tendência temporal em meses e anos para a ocorrência de anomalias positivas e negativas de precipitação? 2- As anomalias, positivas e negativas, distribuem-se espacialmente com uniformidade em toda a bacia? 3- A Oscilação de Madden e Julian atua na distribuição dos sistemas produtores do tempo na bacia e, por consequência é responsável pela ocorrência das anomalias?

Em decorrência dessas perguntas, o trabalho tem como objetivo geral analisar a variabilidade das chuvas na Bacia Hidrográfica do Rio Doce por intermédio do Índice de Anomalias de Chuva no período de 1991 a 2017, assim como a relação das anomalias encontradas com a atuação de oscilações atmosféricas como a Oscilação de Madden e Julian.

Já seus objetivos específicos são:

- 1- caracterizar e comparar a pluviosidade ocorrida na bacia por meio dos dados das Normais Pluviométricas do Instituto Nacional de Meteorologia – Inmet de 1961 a 1990 e de 1981 a 2010;
- 2- apresentar a variação temporal e espacial da precipitação pluviométrica da Bacia do Rio Doce ocorrida no período de 1991 a 2017 (27 anos) a partir dos dados obtidos no Inmet e tratados pelo cálculo da anomalia de chuva;
- 3- caracterizar a variação temporal e espacial da precipitação e as anomalias de chuvas ocorridas na bacia nos anos-padrão úmido, seco e habitual e nas estações chuvosas úmida, seca e habitual;
- 4- realizar uma análise do ritmo das chuvas ocorridas nas estações chuvosas úmida, seca e habitual, relacionando, simultaneamente, o volume de chuvas com a atuação dos sistemas produtores do tempo na bacia, e com as oscilações atmosféricas – ENOS e OMJ;

A hipótese norteadora da pesquisa é a de que a ocorrência de anomalias de chuva positivas e negativas na Bacia do Rio Doce não possui uma tendência temporal, com uma sequência igualmente intercalada de anos e estações chuvosas de ocorrência, mas possui uma tendência espacial, especialmente quando analisada em um ano ou estação chuvosa, ocorrendo uma única anomalia simultaneamente em toda a região da bacia. As anomalias resultam da atuação diferenciada dos sistemas produtores do tempo na bacia, os quais, por sua vez, podem sofrer influência da OMJ em sua atuação.

A escolha de uma bacia hidrográfica para a realização do estudo deve-se ao fato inicial desta ser uma unidade bem caracterizada, que permite uma integração multidisciplinar entre diferentes estudos. Em muitos países e regiões, está cada vez mais consolidada a concepção de que uma bacia hidrográfica é a unidade mais apropriada para o gerenciamento, a otimização de usos múltiplos e o desenvolvimento sustentável (TUNDISI, 2005). Tomando como referência o olhar múltiplo e integrador que por si só torna uma bacia hidrográfica um território de pesquisa e gerenciamento de recursos, o estudo da precipitação e de sua variabilidade nesta unidade contribui não apenas para a sua caracterização climatológica, mas também serve de subsídio para diversos estudos posteriores nas diferentes áreas ambientais.

Além disso, a BH do Rio Doce está inserida em um importante espaço geográfico, abrangendo terras dos estados de Minas Gerais e Espírito Santo, nos quais é possível encontrar as mais diferentes atividades econômicas. Os subafluentes, afluentes e o próprio rio Doce são utilizados para a produção agrícola em pequenas, médias e grandes propriedades, na atividade mineradora, para o abastecimento de água das cidades, assim como para o abastecimento industrial, merecendo destaque a região do Vale do Aço, em Minas Gerais, receptora de efluentes domésticos, industriais e minerais, tratados e não tratados, e também utilizados em atividades turísticas em áreas de cachoeiras e no próprio litoral onde deságua o rio.

O trabalho proposto contribui para uma melhor compreensão da variabilidade temporal e espacial das chuvas na Bacia do Rio Doce e, por consequência, serve de subsídio ao planejamento de atividades econômicas, agrícolas e comerciais, e ainda para o planejamento do uso racional da água nas suas mais diversas regiões, urbanas e rurais, nas quais a escassez já se faz sentir. Desta forma, para responder às questões propostas, o trabalho está estruturado em sete capítulos. Nesta Introdução, são apresentados o tema, os objetivos, a hipótese norteadora e a justificativa da pesquisa realizada.

No capítulo dois, tem-se o referencial conceitual, no qual apresenta-se a localização da área de estudo e o resultado de algumas pesquisas sobre o desastre ambiental ocorrido na bacia em novembro de 2015. Nesse capítulo também são tratados conceitos importantes que

conduzem o leitor a uma melhor compreensão do estudo, com definições e a caracterização do clima e da variabilidade, da OMJ, do ENOS, dos principais sistemas atmosféricos atuantes na bacia e dos fatores estáticos e dinâmicos que influenciam o clima na bacia.

No capítulo três, apresentam-se os procedimentos metodológicos utilizados na realização da pesquisa, perpassando pela descrição da obtenção dos dados, da realização de sua tabulação, do preenchimento de falhas, da obtenção da variabilidade das precipitações pelo uso do Índice de Anomalia de Chuvas (IAC), do procedimento para a definição dos anos-padrão chuvoso, seco e habitual, da análise do ritmo das chuvas nas estações chuvosas padrão e de sua relação com a OMJ e, por fim, explicita-se como foi realizado o tratamento e interpolação dos dados da pesquisa.

No capítulo quatro, realiza-se análise e discussão dos resultados obtidos com a pesquisa. O capítulo é dividido em quatro partes principais, na primeira, apresentam-se os resultados da aplicação da correlação linear e da regressão linear no processo de preenchimento dos dados falhados, tal como a validação dos resultados por meio do Teste de Dupla Massa. O item do capítulo é importante no processo de demonstração da confiabilidade dos dados, os quais, por sua vez, afiançam os resultados obtidos. Na segunda parte, realiza-se a caracterização pluviométrica da bacia a partir dos dados das Normais Climatológicas disponibilizados pelo Inmet.

Na terceira parte do capítulo, analisa-se a variação temporal e espacial das chuvas ocorridas entre 1991 e 2017 na bacia, assim como as anomalias de chuva ocorridas no mesmo período. Faz-se também a mesma caracterização para cada ano-padrão, o úmido, o seco e o habitual. E, na quarta e última parte do capítulo, realiza-se a análise do ritmo das chuvas por estação chuvosa padrão, uma vez que essa estação concentra, em média, 85% do volume de chuvas da bacia, sendo assim considerado que as anomalias ocorridas nesse período são mais impactantes para a população. A análise do ritmo das chuvas por estação chuvosa padrão – habitual, úmida e seca – é realizada por meio da relação entre a ocorrência das chuvas diárias em cada estação meteorológica da bacia e os sistemas atmosféricos atuantes, verificando-se a influência ou não das oscilações atmosféricas como o ENOS e a OMJ.

2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E REFERENCIAL CONCEITUAL

Neste capítulo, são apresentados a localização e a caracterização da área de estudo bem como uma revisão bibliográfica sobre o desastre ambiental ocorrido na bacia em 2015 e os conceitos norteadores e necessários ao entendimento do clima e de sua variabilidade. Os conceitos, a caracterização e a descrição das oscilações e dos sistemas são explicadas por meio de referências clássicas da climatologia e da meteorologia e, no caso da OMJ, com base também em trabalhos científicos de seus descobridores. O objetivo do capítulo é auxiliar no entendimento desses conceitos, os quais serão tratados/citados posteriormente nos demais capítulos.

Além desses conceitos, apresenta-se também uma revisão sobre os fatores estáticos e dinâmicos que influenciam a ocorrência e a distribuição da precipitação local. A variabilidade no padrão das chuvas na bacia resulta da localização do relevo e da altitude em seu território, os quais, por sua vez, podem influenciar na distribuição e atuação dos sistemas produtores de chuvas. Assim, entender o espaço onde está inserida a bacia e os sistemas e oscilações atmosféricas que nela atuam, permite compreender a importância de se estudar e analisar o padrão das chuvas, a fim de buscar mecanismos preventivos ao efeito das anomalias de chuva para os cursos d'água e, conseqüentemente, para a população.

2.1 Localização da área de estudo

Os rios “são cursos naturais de água doce, com canais definidos e fluxo permanente ou sazonal para um oceano, lago ou outro rio.” (RICCOMINI; GIANNINI; MANCINI, 2001, p. 192). Eles são os principais componentes de uma bacia de drenagem ou bacia hidrográfica, importantes vias de transporte, fonte de energia hidroelétrica, água potável, recursos pesqueiros e de água para irrigação (RICCOMINI; GIANNINI; MANCINI, 2001).

Para Leinz e Amaral (1972, p. 118) “as águas correntes que brotam das fontes, mais as águas de chuva que se escoam imediatamente, vão formando pequenos córregos, que se ajuntam, se avolumam, dando finalmente origem aos rios.” Por esse conceito, evidencia-se a importância das chuvas na alimentação imediata dos rios, sendo estas também responsáveis pela manutenção dos cursos d'água mesmo em períodos de estiagem, quando os rios são abastecidos pelas reservas de água das nascentes, resultantes da infiltração da água das chuvas.

De acordo com Coelho Netto (2005, p. 97-98), a bacia de drenagem “é uma área da superfície terrestre que drena água, sedimentos e materiais dissolvidos para uma saída comum,

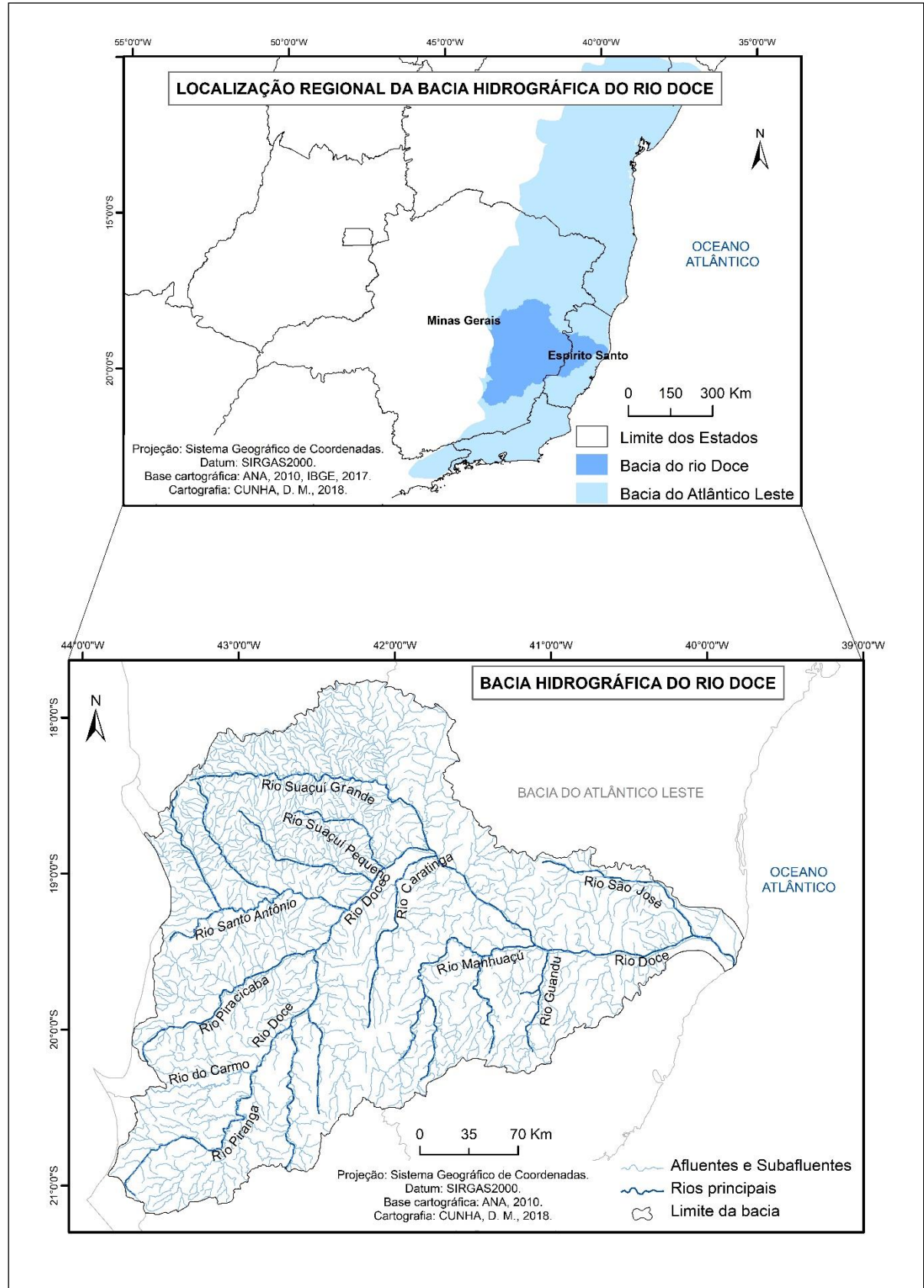
num determinado ponto de um canal fluvial.” Ainda conforme o autor, várias unidades espaciais como encostas, topos, fundos de vales, canais, corpos de água subterrânea, sistemas de drenagem urbanos e áreas irrigadas se interligam e compõem uma bacia de drenagem, a qual é delimitada por um divisor de drenagem ou divisor de águas, ou ainda por um interflúvio.

Para Guerra e Guerra (2005, p. 77) “a noção de bacia hidrográfica obriga naturalmente a existência de cabeceiras ou nascentes, divisores d’água, cursos d’água principais, afluentes, subafluentes, etc.” O divisor é uma linha que une os pontos de cotas máximas de altitude ao redor da bacia, separando-os de outras. Ele determina o escoamento das precipitações fazendo com que esta alimente uma ou outra bacia. Assim, as águas descem das vertentes e se dirigem para os pontos de menor profundidade da bacia, também conhecidos como talvegues.

Segundo Pires, Santos e Del Prette (2002, p. 17) o conceito de bacia hidrográfica em uma perspectiva hidrológica relaciona-se ao “conjunto de terras drenadas por um corpo d’água principal e seus afluentes e representa a unidade mais apropriada para o estudo qualitativo e quantitativo do recurso água e dos fluxos de sedimentos e nutrientes” e, em uma perspectiva do planejador direcionado à conservação dos recursos naturais, o conceito tem sido ampliado, abrangendo os aspectos hidrológicos, o conhecimento da estrutura biofísica da bacia, as mudanças nos padrões de uso da terra e suas implicações ambientais.

A BH do Rio Doce é de domínio federal e situa-se na região Sudeste, entre os paralelos 17°45' e 21°15' S, e os meridianos 39°30' e 43°45' W, integrando a região hidrográfica do Atlântico Leste, possuindo uma área de drenagem de aproximadamente 86.715 km². De sua área total, 86,1 %, ou 71.863 km², localizam-se no estado de Minas Gerais, que compreende 202 municípios, e o restante, 13,9 %, ou 11.602 km², no estado do Espírito Santo, com 28 municípios (Figura 1). A bacia possui um perímetro, ou seja, um comprimento médio ao longo do divisor de águas de 2.848,6 km. As nascentes do canal principal situam-se em altitudes superiores a 1.200 m nas serras da Mantiqueira (município de Ressaquinha) e Espinhaço, e seu comprimento total é de 853 km. O rio Doce forma-se do encontro das águas do rio Piranga com o rio do Carmo, no município de Rio Doce, em Minas Gerais, e deságua no povoado de Regência, no Espírito Santo (Figura 1). O comprimento total dos cursos d’água, incluindo o curso principal, é de 24.069,5 km (COELHO, 2007; CONSÓRCIO ECOPLAN-LUME, 2010; NASCIMENTO, 2013).

Figura 1 - Mapa de localização da Bacia Hidrográfica do Rio Doce



Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos de ANA (2010); IBGE (2017).

Seus principais afluentes são os rios Piracicaba, Suaçuí Grande, Suaçuí Pequeno e Santo Antônio, localizados em Minas Gerais, e São José, no Espírito Santo, pela margem esquerda; já pela margem direita, os rios Caratinga e Manhuaçu, em Minas Gerais, e Guandu, no Espírito Santo (Figura 1). Ao sul, limita-se com a Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul; a oeste, com a Bacia do Rio São Francisco e, em pequena extensão, com a Bacia do Rio Grande; ao norte, com a Bacia do Rio Jequitinhonha e a Bacia do Rio Mucuri; a noroeste, com a Bacia do Rio São Mateus; e a leste, com o Oceano Atlântico. O rio Doce é formado inicialmente pelo rio Xopotó, que deságua no rio Piranga, recebendo, na confluência com o ribeirão do Carmo, o nome de rio Doce, limite dos municípios de Ponte Nova, Rio Doce e Santa Cruz do Escalvado, todos localizados em Minas Gerais (COELHO, 2007; CONSÓRCIO ECOPLAN-LUME, 2010).

Em Minas Gerais a bacia está dividida em seis unidades ou regiões: D01 – Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio Piranga; D02 – Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio Piracicaba; D03 – Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio; D04 – Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio Suaçuí; D05 – Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio Caratinga; e D06 – Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio Manhuaçu. No estado do Espírito Santo não existem subdivisões administrativas da bacia, mas têm-se os Comitês das Bacias Hidrográficas do rio Santa Maria do Doce, do rio Guandu e do rio São José (CONSÓRCIO ECOPLAN-LUME, 2010).

As atividades econômicas da bacia são diversificadas, destacando-se a agropecuária (reflorestamento, lavouras tradicionais, cultura de café, cana-de-açúcar, criação de gado leiteiro e de corte e suinocultura.); a agroindústria (sucroalcooleira); a mineração (ferro, ouro, bauxita, manganês, pedras preciosas e outros); a indústria (celulose, siderurgia e laticínios); o comércio e serviços de apoio aos complexos industriais; e a geração de energia elétrica (CONSÓRCIO ECOPLAN-LUME, 2010).

De acordo com Felipe et. al (2016), a calha do rio Doce passa há pelo menos 150 anos por um processo de desmatamento e urbanização iniciado pela indústria madeireira – a qual subsidiou a pecuária e a urbanização – e posteriormente influenciado pela indústria siderúrgica e pela silvicultura, responsáveis pela industrialização em territórios da bacia. Ainda segundo os autores, processo similar ocorreu com a implantação da atividade mineradora na bacia, que também se estabeleceu sem se basear em premissas ambientais, acarretando, ao longo dos anos, alteração na dinâmica fluvial e no potencial de autodepuração das águas, o que já tornava o rio Doce um rio enfermo no início do século XXI.

Mesmo com a enfermidade referenciada pelos autores anteriormente, o rio Doce sempre se manteve importante e necessário para o fornecimento de água para a população e para o suprimento hídrico em atividades produtivas locais, tanto rurais como urbanas. Além disso, o relatório do Instituto Mineiro de Gestão das Águas – Igam publicado em março de 2015 apresenta indícios de melhoria da qualidade da água na maior parte dos pontos amostrados. Um exemplo foi a diminuição da contagem dos valores de cianobactérias que, antes de 2014, apresentava valores de densidade acima de 10.000 cél/mL e, no ano em questão, não registrou valores superiores a 10.000 cél/mL nas estações monitoradas (IGAM, 2015). Ainda assim, ressalva-se que a efetivação da ocupação territorial da Bacia do Rio Doce trouxe consigo diversos conflitos de interesse, dentre eles, o político, o econômico e o ambiental, sendo tal cenário mais efetivamente tratado no próximo subitem deste capítulo, que trata do desastre ambiental de 2015.

2.1.1 O desastre ambiental de 2015

É sabido que a atividade agropecuária e a silvicultura predominam em grandes áreas da Bacia do Rio Doce, sendo sustentação econômica, principalmente, dos pequenos municípios, os quais são maioria na bacia. Por outro lado, a mineração é uma das principais atividades econômicas do estado de Minas Gerais, e alguns municípios da Bacia do Rio Doce têm nessa atividade sua sustentação econômica, uma vez que ela é responsável por diversos empregos no setor urbano e industrial e pela arrecadação tributária. Todavia, do ponto de vista ambiental, a mineração é uma das atividades econômicas mais impactantes ao meio ambiente devido à quantidade de resíduos que ela produz, os quais, na maioria das vezes, escorrem e contaminam, em sua maioria, os cursos d'água.

De acordo com Espindola e Guerra (2017), as exportações de minério de ferro, aço e celulose da Bacia do Rio Doce geram divisas para todo o país. Ainda conforme os autores, nos vales dos rios Piracicaba e Doce destaca-se a produção de aço, realizada pelas empresas ArcelorMittal, Aperam South América e a Usiminas; e de celulose, pela Cenibra – Celulose Nipo-Brasileira S.A e pela Fibria. Também operam na Bacia do Rio Doce a mineradora de ouro Anglogold Ashanti Mineração, e na produção do minério de ferro, a Vale, a BHP Billiton, a Samarco e a Anglo American.

Pelas empresas citadas anteriormente, reforça-se mais uma vez a importância do setor mineral como fonte de empregos e divisas para diversos municípios da Bacia do Rio Doce, especialmente os localizados no estado de Minas Gerais, visto que os municípios capixabas

pertencentes à bacia destacam-se pela produção agrícola, principalmente de frutas e, no caso de Linhares, também pela exploração do petróleo e gás. Contudo, mesmo não possuindo território em exploração do minério de ferro, tanto municípios capixabas como mineiros vivenciaram no ano de 2015 o maior desastre ambiental da história da Bacia do Rio Doce. Em 5 de novembro daquele ano, ocorreu o rompimento da barragem de Fundão, uma barragem de rejeitos de extração e beneficiamento de minério de ferro da empresa Samarco Mineração S.A., situada no município de Mariana- MG, região de cabeceira de afluentes formadores do rio Doce.

Segundo Saadi e Campos (2015), o rompimento da barragem projetou rio abaixo uma avalanche com 34 milhões de metros cúbicos de lama, a qual, em um efeito imediato, soterrou quase toda a vila de Bento Rodrigues, localizada a 5,6 km a jusante, matando 19 pessoas. Posteriormente, atingiu a vila de Paracatu e a parte baixa da vila de Barra Longa, respectivamente a 42,5 km e a 76 km a jusante. A lama continuou a percorrer o fundo do vale e alcançou a represa da UHE Candonga/Risoleta Neves, a aproximadamente 115 km. Em seu percurso causou vasta destruição no canal e nos baixos terraços e encostas constituintes das margens dos rios Gualaxo do Norte e do Carmo, afluentes do rio Doce. Grande parte da carga sedimentar ficou depositada no barramento de Candonga e também nas UHEs de Baguari, na altura de Governador Valadares, de Aimorés e de Mascarenhas. Ainda assim, a corrente de lama percorreu com alta turbidez todo o canal do rio Doce até atingir sua foz, em Regência – ES (SAADI; CAMPOS, 2015).

Para Saadi e Campos (2015), o rompimento da barragem ocasionou uma tragédia trifacial: social, ambiental e político-administrativa. De acordo com os autores, o acidente pode estar associado a vários fatores, como erros técnicos e de gestão, e à ocorrência de abalos sísmicos naquele dia.

Não é de hoje que abalos sísmicos ocorridos no Quadrilátero Ferrífero têm motivado discussões a respeito da necessidade de um projeto de monitoramento efetivo, não somente sísmico como também geodésico, conforme propomos após o sismo com Magnitude 3,3 que sacudiu a região de Belo Horizonte e Nova Lima em 08/07/2005. É o caso de se pensar, por outro lado, se o maior erro não tem sido o próprio fato de permitir a localização deste conjunto de barragens (onde o risco de liquefação já lhe é inerente) em uma área de comprovada mobilidade neotectônica e atividade sísmica desde o Século 19, ainda com magnitudes estimadas mais elevadas que as da atualidade. (SAADI; CAMPOS, p. 98, 2015).

Wanderley, Mansur e Pinto (2016) correlacionam o aumento do risco de rompimento de barragens de rejeitos da mineração ao ciclo *pós-boom* do preço dos minérios, destacando como megaciclo o período de 2003 a 2013, período em que as importações globais saltaram de US\$ 38 bilhões para US\$ 277 bilhões. Para os autores, os episódios de rompimento das

barragens não são eventos fortuitos, mas inerentes à dinâmica econômica do setor mineral; assim, tanto a volatilidade dos preços como o rompimento das barragens seriam uma característica intrínseca ao mercado de minérios.

Ainda de acordo com os autores, tanto o governo federal como o governo do estado de Minas Gerais tratam com leniência a mineração, autorizando a implantação e operação de infraestruturas em situações precárias, o que pode ser o fator responsável pelos desastres envolvendo tal atividade, especialmente em Minas Gerais. Acrescentam a isto o frágil processo de licenciamento ambiental, monitoramento e fiscalização (WANDERLEY; MANSUR; PINTO, 2016).

No entendimento de Espindola e Guerra (2017), o rompimento da barragem, tratado como acidente pelas empresas e como crime pelos atingidos, pode ser entendido como um desastre tecnológico, uma vez que “resultou de opções técnicas, decisões administrativas e priorização de resultados econômico-financeiros por parte dos tomadores de decisão da Samarco/Vale/BHP.” (ESPINDOLA; GUERRA, p. 221, 2017).

Saadi e Campos (2015) destacam dois efeitos da lama em sua trajetória: o primeiro, no Alto Rio Doce, no qual o volume e a energia carregados pela corrente lamosa subiram distâncias maiores que 2 km dos canais e margens dos afluentes, dentre eles, o rio Gualaxo do Sul e o Piranga em suas confluências com o rio do Carmo; o segundo, no Baixo Rio Doce, no qual a lama afetou águas e ambientes de pequenos afluentes ocupados por manguezais e avançou 20 km mar adentro a partir de sua foz.

Silva, Ferreira e Scotti (2015) assinalam os três principais impactos causados pela lama no ambiente físico da bacia: 1- impactos na qualidade e disponibilidade da água causados pelo assoreamento dos cursos d'água e pelo depósito de lama sobre as matas ciliares; por acúmulo de sedimentos instáveis nas margens dos cursos d'água; por contaminação química de éster-aminas e de metais como arsênio e chumbo, dentre outros; por elevação da turbidez das águas; por ressuspensão de sedimentos antes estabilizados; e por perda de biodiversidade da fauna e flora; 2- impactos na vegetação ripária, sendo estimada a perda de um total de 1.587 ha de vegetação, dos quais 511,08 ha de Mata Atlântica; e 3- impactos no solo e na fertilidade ocasionados pela alteração da composição granulométrica do solo, que passou a ser de cerca de 90% de areia e silte, o que implica baixa fertilidade; pela compactação do material depositado nas margens e pela formação de crostas ferruginosas; pela baixa coesão e pela ausência de estrutura do solo; pela elevação da concentração de metais como ferro e alumínio; pelas evidências de alteração do pH da mata ciliar; e pela presença de grande quantidade de aminas com potencial tóxico.

Os impactos ao ambiente físico da bacia após o rompimento da barragem também são apresentados em outros trabalhos, dentre eles, o de Carvalho *et al* (2017), que realizaram uma pesquisa responsável por avaliar a contaminação das águas do rio Doce por metais pesados após o rompimento da barragem de Fundão em três pontos nas proximidades da região do distrito de Bento Rodrigues, município de Mariana – MG. Como resultado principal, nos pontos amostrais investigados foi encontrada concentração de metais superiores aos valores permitidos pela legislação brasileira, sendo que o alumínio se destacou com as maiores concentrações. Os autores destacam ainda que para a aquisição do reequilíbrio químico do sistema aquático faz-se necessário a recuperação da área.

Os impactos ocasionados ao ambiente físico agravaram ainda mais os impactos ao ambiente humano e social. Segundo Silva e Andrade (2016), milhares de hectares de terra utilizados em atividades produtivas como o plantio foram impactados, assim como milhares de agricultores, comerciantes e pescadores ficaram sem trabalho, sendo que mais de um milhão de pessoas foram atingidas. Muitas cidades da bacia ficaram sem abastecimento de água potável. Tal situação, conforme os autores, ainda é mais agravada na região do Alto Rio Doce, área próxima ao rompimento da barragem, pois somam-se aos problemas anteriores a demissão de trabalhadores indiretos da Samarco e a ameaça de demissão dos trabalhadores diretos caso a empresa não volte a operar.

Os danos econômicos, sociais, culturais e ambientais causados pelo rompimento da barragem ainda persistem em toda a bacia. Ainda há insegurança quanto à potabilidade da água captada no rio Doce para o abastecimento urbano. Ainda há populações indígenas sem condições de voltar a sobreviver e se sustentar do rio. Ainda há pescadores desempregados. Ainda há agricultores que perderam solos produtivos e água de qualidade para sua irrigação. Ainda há cidades praianas que não recuperaram a totalidade de seu turismo.

Acrescenta-se, assim, à vulnerabilidade da bacia, aqui entendida como território físico e humano, decorrente do rompimento da barragem, a vulnerabilidade ocasionada pela variabilidade climática, pois, essa última pode agravar ainda mais a primeira, tanto em situações de anomalias positivas como de anomalias negativas. Por conseguinte, nos próximos itens deste capítulo e nos próximos capítulos a temática variabilidade das chuvas na bacia será tratada, a começar pelo próximo subitem, que apresenta os conceitos e a relação entre o clima e a variabilidade.

2.2 Clima e variabilidade

No cotidiano, poucas são as pessoas que conseguem fazer uma distinção entre tempo e clima. De forma simplificada, pode-se afirmar que o primeiro é um conceito da meteorologia e diz respeito às condições momentâneas da atmosfera, ou seja, as condições de temperatura, umidade, pressão atmosférica, pluviosidade, dentre outros elementos que caracterizam o tempo. Já o segundo, relacionado à climatologia, é uma síntese das condições do tempo de um determinado local observadas em um período de 25-30 anos ou 30-35 anos.

O clima em um sentido restrito é geralmente definido como o "clima médio", ou mais rigorosamente, como a descrição estatística em termos da média e variabilidade de quantidades relevantes ao longo de um período de tempo variando de meses a milhares ou milhões de anos. O período clássico é de 30 anos, conforme definido pela Organização Meteorológica Mundial (OMM). Essas quantidades são mais frequentemente variáveis de superfície, como temperatura, precipitação e vento. O clima, num sentido mais amplo, é o estado, incluindo uma descrição estatística, do sistema climático. (WMO, 2017, p. 1, tradução nossa).

De acordo com Conti e Furlan (1998), o clima pode ser considerado um recurso natural à disposição do homem. É matéria de interesse comum da humanidade por decisão da Organização das Nações Unidas – ONU de 1989. O clima é responsável pela distribuição dos animais e vegetais no globo, tal como, em grande parte, pela distribuição da água doce no mundo. Também dependem das condições do clima a geração de energia elétrica, energia eólica, energia solar e a produção agrícola.

O clima inclui “considerações dos desvios em relação à média (isto é, variabilidade), condições extremas, e as probabilidades de frequência de ocorrência de determinadas condições de tempo.” (AYOADE, 2003, p. 2). De acordo com Tucci e Braga (2003, p. 1), a variabilidade climática é o “processo de variação do clima condicionado por fatores naturais existentes no globo terrestre e suas interações.” Para Marengo e Dias (2006, p. 63) a variabilidade climática “é inerente ao sistema climático e pressupõe alternância, ou seja, superposição de variações cíclicas ou quase cíclicas. A detecção de uma tendência no clima requer, portanto, que a amplitude da variabilidade natural seja quantificada.” Esse conceito é similar ao de Ramos, Viana e Espírito Santo *et al* (2008, p. 164), os quais definem variabilidade como uma “variação das condições climáticas em torno da média climatológica.”

A Organização Meteorológica Mundial – OMM define, de forma mais ampla, variabilidade climática como sendo:

Variações no estado médio e outras estatísticas (tais como desvios-padrão, a ocorrência de extremos, etc.) do clima em todas as escalas temporais e espaciais além daquelas de eventos climáticos individuais. O termo é frequentemente utilizado para denotar desvios de estatísticas climáticas ao longo de um dado período de tempo (por exemplo, um mês, estação ou ano) a partir das estatísticas de longo prazo relativas ao período de calendário correspondente. Nesse sentido, a variabilidade climática é medida por esses desvios, geralmente denominados, anomalias. A variabilidade pode ser devida a processos internos naturais dentro do sistema climático (variabilidade interna) ou a variações no forçamento externo natural ou antropogênico (variabilidade externa). (WMO, 2017, p. 1, tradução nossa).

Da variabilidade climática decorre a variabilidade da precipitação pluvial, a qual atua no controle do ciclo hidrológico e pode ser considerada uma das variáveis climáticas que mais influenciam a paisagem e o meio ambiente (MARCUIZZO; GOULARTE, 2012). A população, a economia e o meio ambiente podem ser afetados de forma direta ou indireta pelas “quantidades relativas de precipitação pluvial (volume), seu regime sazonal ou diário (distribuição temporal) e as intensidades de chuvas individuais (volume/duração).” (BRITTO; BARLETTA; MENDONÇA, 2008, p. 38).

Segundo Thornton *et al.* (2014), os sistemas biológicos e os pequenos agricultores de países que dependem do sistema agrícola já sentem os impactos da variabilidade climática. Os autores demonstram como a variabilidade da precipitação anual acarreta mudanças no Produto Interno Bruto – PIB agrícola de três países da África Subsaariana. Essa situação pode também ser encontrada em muitos outros países tropicais que dependem economicamente da produção agrícola. Ainda de acordo com Thornton *et al.* (2014), os custos econômicos da variabilidade climática e dos eventos extremos aumentaram oito vezes entre as décadas de 1960 e 1990 em todo o globo, sendo que, proporcionalmente, em relação ao PIB, os gastos são muito mais elevados nos países em desenvolvimento do que nos países desenvolvidos – até 8% nos casos mais extremos.

Dentre os tipos de variabilidade temporal das chuvas, destacam-se a diurna, a sazonal, a intrassazonal e a interanual, sendo as duas últimas as utilizadas neste estudo. A variação diurna da chuva ocorre particularmente nas baixas latitudes, posto que está sujeita a intensas taxas de evaporação e influência de diversas atividades humanas, como a agrícola e o tráfego aéreo. Há dois tipos gerais de variação diurna da precipitação pluvial. O primeiro tipo é o continental ou interior, amplamente convectivo, com máximos de precipitação durante o final da manhã ou tarde, encontrado nas grandes massas de terra e onde a precipitação normalmente ocorre nas horas mais quentes do dia, momento em que o aquecimento solar é mais intenso e o índice de variação térmico mais elevado, tornando o ar mais leve (AYOADE, 2003).

O segundo tipo é o marítimo ou litorâneo e ocorre sobre os oceanos e nas áreas costeiras ou proximidades de grandes lagos. Possui um máximo de precipitação durante a noite e início da manhã, quando o ar marítimo é mais instável (AYOADE, 2003). Possivelmente ele é causado por algum tipo de convecção noturna resultante “do aumento da inclinação do índice de variação térmica à medida que a troposfera superior é resfriada pelas perdas de radiação a partir do topo das nuvens.” (NIEUWOLT, 1977 apud AYOADE, 2003, p. 170).

A variabilidade sazonal da precipitação refere-se à distribuição das chuvas conforme as estações do ano. Nas regiões tropicais, é comum a existência de seis meses de verão chuvoso e seis meses de inverno seco. Tal regime de precipitação pluvial sazonal, no qual as chuvas caem principalmente no verão, é denominado por Ayoade (2003) de precipitação pluvial continental. Conforme Ayoade (2003, p.167) a sazonalidade da precipitação nas latitudes baixas “é controlada, principalmente, pela migração norte-sul do cinturão de ventos que, juntamente com suas zonas associadas de convergência e divergência, segue o curso do sol.” Ou seja, as populações que vivem entre 0° e 30° estão mais sujeitas às instabilidades da atmosfera, dentre elas, a Zona de Convergência Intertropical – ZCIT, as quais definem a sazonalidade das chuvas (CONTI; FURLAN, 1998).

Já “os períodos de variações intrasazonais situam-se na banda 10-100 dias.” (FERRAZ, 2004, p. 2). A variabilidade interanual “corresponde à variação da chuva, ano a ano, levando em conta os totais registrados e sua comparação com a média.” (CONTI, 2011, p. 58). Para o conhecimento desse tipo de variabilidade, são necessárias séries temporais mais longas, com registro de dados de dezenas de anos (CONTI, 2011).

A variabilidade da precipitação pode ser medida através de diversos tipos de índices. Em decorrência desta característica, é apresentado no próximo subitem, o Índice de Anomalia de Chuva, medida utilizada neste trabalho para medir a variabilidade das chuvas.

2.2.1 Variabilidade e o Índice de Anomalia de Chuva

A variabilidade climática é medida por desvios que, por sua vez, podem ser denominados de anomalias (WMO, 2017). A anomalia climática pode ser conceituada como “uma flutuação extrema de um elemento em uma série climatológica, com desvios acentuados do padrão observado de variabilidade.” (RAMOS; VIANA; ESPÍRITO SANTO, 2008, p. 164).

Com a finalidade de obter a variabilidade das chuvas, elemento de uma série climatológica, utiliza-se neste estudo o IAC. O Rainfall Anomaly Index – RAI ou Índice de Anomalia de Chuva – IAC, é um dos índices utilizados para o cálculo das anomalias de

precipitação positivas e negativas desenvolvido por Rooy. Para o cálculo, são necessários apenas os dados de precipitação. Segundo Fernandes *et al.* (2009, p. 22), “Rooy (1965) descreve que o índice visa tornar o desvio da precipitação em relação à condição normal de diversas regiões passíveis de comparação.” Ainda conforme os autores, “Oladipo (1985) encontrou que diferenças entre o Índice de Anomalia de Precipitação e os mais complicados índices de Palmer e Bhalme-Mooley são insignificantes.” (FERNANDES *et al.*, 2009, p. 22).

Conforme Chechi e Sanches (2013) o IAC tem sido utilizado para se avaliar o comportamento das precipitações em relação à influência do fenômeno ENOS e de outras oscilações. Para Sanches, Verdum e Fisch (2014) o IAC é uma importante ferramenta de análise das precipitações que apresenta simplicidade procedimental, utilizando os recursos computacionais (planilha eletrônica) e a determinação qualitativa de anomalias extremas.

Diversas pesquisas utilizaram o IAC como recurso para a análise das precipitações e para a obtenção de sua variabilidade temporal e espacial. Dentre as mais recentes, realizadas em diferentes regiões do Brasil, são apresentadas três. Costa e Rodrigues (2017) utilizou o IAC no estudo da variação espaço-temporal das chuvas na Bacia Salgado, localizada no estado do Ceará. O estudo foi realizado através de dados diários de precipitação de sete estações meteorológicas para o período entre 1974 e 2015 e obteve, dentre outros resultados, a ocorrência de 19 anos chuvosos e de 23 anos secos, sendo 1985 o mais chuvoso e 1993 o mais seco, tendo a relação dos anos extremos do IAC sofrido com influências das anomalias da temperatura da superfície do mar no Pacífico e no Atlântico.

Noronha, Hora e Silva (2016) avaliaram a intensidade da anomalia do regime de chuva na microbacia de Santa Maria/Cambiocó, localizada no Rio de Janeiro. Utilizaram dois postos pluviométricos, ambos localizados no Município de Itaperuna, extraídos dos sítios na internet do HidroWeb da ANA e do Inmet. Dentre suas conclusões, inferiram que o período seco não se acentuou ao longo do tempo, não tendo sido possível também verificar a relação entre as anomalias climáticas (El Niño/La Niña) e o índice de anomalia de chuva.

Gross (2015) analisou as relações entre os municípios do estado do Rio Grande do Sul afetados pelas estiagens no período de 1991 a 2012, de acordo com os decretos de situação de emergência e com o IAC. Utilizou séries históricas de 22 anos de dados de precipitação de 1991 a 2012 de 57 estações meteorológicas obtidos no site da ANA e no Inmet e, para o mesmo período, dados de decretos da Defesa Civil. Dentre as análises e os resultados, evidencia-se que a maior frequência de anomalias de chuva negativas ocorreu na região sudoeste do estado, fazendo desta uma região merecedora de atenção.

Em sequência, no próximo item do capítulo, caracteriza-se a Oscilação de Madden e Julian, seu conceito, processo de formação, alguns resultados de pesquisas recentes que contribuem para o melhor entendimento de sua dinâmica e também pesquisas sobre sua influência na América do Sul e no Brasil.

2.3 Oscilação de Madden e Julian

A Oscilação de Madden e Julian – OMJ são perturbações atmosféricas em larga escala geradas pela convecção tropical na bacia do Pacífico, se desloca de oeste para leste na faixa equatorial num período que pode durar entre 30 e 90 dias. Essas perturbações afetam a circulação atmosférica de baixos e altos níveis na troposfera. Como a atmosfera é um fluido, qualquer perturbação nela é propagada e acaba se deslocando pelo restante do globo, atravessando o Oceano Pacífico, a América do Sul, o Oceano Atlântico e o continente Africano, até retornar para o Oceano Índico. A OMJ acaba modificando a configuração normal da célula de Walker no Pacífico Tropical, alterando por sua vez as áreas de movimentos ascendentes/subsidente e na formação/inibição da precipitação.

Madden e Julian, em uma pesquisa na estação da Ilha de Canton, localizada no Oceano Pacífico (3° S, 172° W), realizaram análises espectrais de dados diários de pressão e vento zonal troposférico para um período de dez anos (junho de 1957 a março de 1967) e observaram uma frequência de oscilação muito menor que a de qualquer outro modo de onda, mas que era maior do que a esperada de qualquer componente de uma variação sazonal. Foram surpreendidos pela existência da oscilação e, posteriormente, examinaram os espectros com base na teoria de significância e de antemão enfatizaram que a oscilação é um fenômeno de banda relativamente amplo (MADDEN; JULIAN, 1971).

Com as características mais fundamentais da oscilação obtidas pela análise do registro diário de Canton, os pesquisadores concluíram que essa oscilação, que dura de 40 a 50 dias, e mesmo toda a troposfera não pode ser descrita como uma onda de propagação, mas como uma grande célula de circulação (milhares de quilômetros) orientada em planos zonais, próxima ao Equador (MADDEN; JULIAN, 1971).

Após a descoberta inesperada da oscilação de 40-50 dias, Madden e Julian realizaram outras pesquisas a fim de melhor caracterizar o fenômeno. Em um desses trabalhos, buscaram determinar a escala espacial da oscilação associada aos picos espectrais e apresentaram algumas de suas características quadridimensionais. Para isso, utilizaram longas séries de tempo (5-10 anos) de estação de pressão e dados da atmosfera superior de várias estações, principalmente

tropicais, as quais foram submetidas a análises espectrais e espectrais cruzadas, além de análises diárias da pressão do nível do mar. As análises utilizadas fornecem cobertura espacial completa da pressão do nível do mar sobre todo o cinturão tropical por um período de 18 meses, e foram obtidas durante o *International Geophysical Year* (IGY) (Ano Geofísico Internacional), as quais estão incluídas na maior parte das séries temporais das estações (MADDEN; JULIAN, 1972).

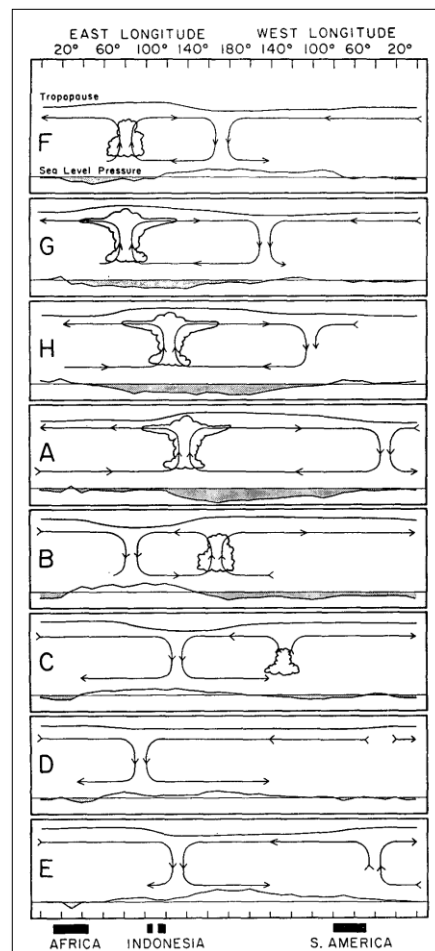
Como resultado do trabalho, Madden e Julian (1972) confirmaram as seguintes ideias a respeito da oscilação: 1- ela pode estar realmente associada a algo muito grande, possivelmente de escala global; 2- possui um grau de estacionariedade no tempo, ou seja, a oscilação de 40-50 dias não é um fenômeno temporário dos anos 1950 e 1960, mas também apareceu em outros tempos, podendo ter ocorrido na África Oriental, embora não tenha sido tão forte como no Pacífico Equatorial; 3- a oscilação da pressão parece estar confinada a cerca de 10° do Equador. Além disso, os espectros apresentados indicam que ela pode afetar uma porção extremamente grande da faixa equatorial, estendendo-se pelo menos por todo o Oceano Pacífico; 4- a frequência da oscilação parece mudar com o tempo entre limites um pouco maiores, definidos pelos autores anteriormente. Ainda sobre a frequência da oscilação, a análise espectral cruzada realizada indicou que a variação da pressão se movia rapidamente na direção leste através do Pacífico, tendo a mesma propagação e direção, as variações de temperatura. A rápida propagação, juntamente com a frequência relativamente baixa do pico espectral, sugere que a estrutura espacial da variação da pressão deve variar com o tempo enquanto se propaga para o leste.

Para o estabelecimento da extensão da área do fenômeno, Madden e Julian (1972) tomaram como referência a estação de Canton e seu espectro cruzado com as demais 24 estações foi calculado. Como resultado da análise, verificaram que a perturbação ocorre primeiro nas estações no extremo ocidental da região, após três dias muda de Singapura para Canton e depois de outros três dias, chega a Balboa. No Equador, a perturbação se propaga de oeste a leste, com cerca de 200° de longitude, em 6-7 dias. A evidência da rápida propagação sugere que a perturbação deve também possuir características de uma oscilação permanente para que possa ser refletida por um período da ordem de 45 dias na série temporal de uma única estação. Verificou-se, ainda, que ela se propaga mais lentamente na direção sul. Os espectros computados em locais diferentes indicaram a escala da perturbação, e os computados em dois períodos de tempo diferentes demonstram seu grau de estrutura espacial.

Uma análise da oscilação em escala sinótica permitiu uma melhor interpretação dos resultados espectrais cruzados. Tal interpretação é apresentada em resumo na Figura 2, a qual

representa as variações de tempo e espaço/variações no plano zonal da perturbação associada à oscilação de 40 a 50 dias, tendo como apoio dados obtidos com a pesquisa de anomalias de pressão, das células de circulação zonal e as anomalias de temperatura da tropopausa baseadas nos 100mb, admitindo que as temperaturas relativamente altas de 100mb correspondem a alturas de tropopausa relativamente baixas.

Figura 2 – Representação esquemática das variações de tempo e espaço da perturbação associada à oscilação de 40-50 dias



Fonte: Madden e Julian (1972).

Na Figura 2, as datas são indicadas simbolicamente por letras à esquerda de cada gráfico e correspondem às datas associadas à oscilação na pressão da estação de Canton. As perturbações são plotadas na parte inferior de cada gráfico com anomalias negativas sombreadas. As células de circulação são baseadas na perturbação média do vento zonal apresentada. As regiões de convecção aumentada em larga escala são indicadas esquematicamente pelas nuvens cúmulos e cumulonimbus. A altura relativa da tropopausa é indicada no topo de cada gráfico (MADDEN; JULIAN, 1972). A letra A representa a fase em

que há baixa pressão em Canton e a letra E, alta pressão. O comportamento da perturbação indicado na Figura 2 é explicado com mais detalhes no Quadro 1.

Quadro 1 – Comportamento da perturbação associada à oscilação de 40-50 dias

Tempo	Comportamento da perturbação associada à oscilação de 40-50 dias
F	Há uma anomalia de pressão negativa sobre a África Oriental e o Oceano Índico em tempo F. Especula-se que esse é um tempo de crescente convecção em larga escala sobre a região do Oceano Índico. A célula de circulação zonal a leste da convecção atinge apenas a linha de data. Nairóbi está sob a influência da célula de circulação ocidental e, portanto, experimenta fortes ventos troposféricos superiores soprando do leste e baixas pressões superficiais.
G	Com o tempo G, a anomalia de pressão se espalhou para o leste, junto com a célula de circulação oriental.
H	No tempo H, as células de circulação da zona central indicam que o centro da convecção em grande escala se deslocou para o leste através da Indonésia. Isso explica a rápida mudança de temperaturas máximas a leste para 150mb entre G e A em Cingapura.
A	Pelo tempo A, as duas células de circulação são quase simétricas.
B	No B, as células ocidentais e as pressões aumentam em relação ao Oceano Índico, estimando o enfraquecimento da convecção, que agora está centrada perto da linha de data.
C	Convecção fraca ainda é indicada no tempo C, principalmente porque a evidência espectral do período IGY sugere que há um máximo fraco na proporção de mistura de 700mb neste momento em Balboa.
D	No tempo D, não existe uma lei de convergência troposférica que acompanhe a divergência troposférica superior que agora está localizada sobre o Atlântico. Por causa disso e da evidência de que a oscilação não afeta as pressões ou os baixos ventos troposféricos na região do Atlântico-Oeste Africano, uma região de convecção avançada não é indicada neste momento.
E	O esquema no tempo E baseado primariamente na perturbação média computada para o IGY pode ser comparado diretamente com a evidência espectral. Duas células de circulação quase simétricas resultam da perturbação média, enquanto os espectros sugerem duas células de circulação assimétricas. Essa aparente discrepância é resolvida quando se considera que os ângulos de fase baseados no espectro cruzado são integrados para toda a forma de onda e assim refletem quaisquer assimetrias que ocorram.

Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos de Madden e Julian (1972).

Madden e Julian demonstraram que a oscilação de 40-50 dias evidente, inicialmente, em Canton está associada à perturbação que afeta todos os trópicos. Conceberam que uma convecção de modo semelhante nos Oceanos Índico e Pacífico Oeste, gera a onda da tropopausa que viaja ao redor da Terra (enquanto as convecções se enfraquecem sobre o Pacífico Central) a tempo de interagir de alguma forma para iniciar a convecção novamente sobre o Oceano Índico (MADDEN; JULIAN, 1972).

Depois da descoberta de Madden e Julian muitos estudos foram realizados com a finalidade de melhor compreender o ciclo de vida da OMJ, tendo sido inclusive seu conceito e periodicidade redefinido por muitos pesquisadores. De acordo com Ferraz (2004, p. 2), por

exemplo, a OMJ é um tipo de oscilação que “consiste de células de circulação de grande escala, orientadas no plano equatorial, que se movem para leste, do Oceano Índico para o Pacífico Central (...) sendo frequentemente referida como oscilação de 30-60 dias”. Para Deng, Mcfarlane e Flaherty (2012, p. 3342), a OMJ é “um modo dominante de variabilidade intrasazonal (30 a 90 dias) na atmosfera tropical.”

Segundo Hendon, Zhang e Glick (1999) a OMJ é uma perturbação da convecção e da circulação (vento predominantemente zonal) em escala planetária que se propaga para o leste ao longo do Equador através do território indiano e oceânico do Pacífico Ocidental com um período de 40 a 50 dias e um comprimento de onda local de cerca de 20.000 km, sendo mais proeminente durante a primavera e o verão austral tardios. Para Muza (2005, p. 70), a OMJ é “fisicamente entendida como uma célula de grande circulação orientada no plano zonal para leste ao invés da propagação como uma onda, apresentando alguns aspectos semelhantes à circulação de Walker.” De acordo com Moum *et al.* (2016, p. 2, tradução nossa),

A Oscilação de Madden Julian (OMJ) é uma oscilação intrasazonal tropical que se forma no Oceano Índico e cuja assinatura de superfície dominante nos oceanos Equatorial Indiano e Pacífico Ocidental é um pulso de ventos intensos e precipitação intensa, juntamente com convecção atmosférica profunda com duração de 2-3 dias em um determinado local, cobrindo uma área de 50.000 km² e recorrendo a intervalos de 30 a 90 dias. Seu sinal se propaga ao redor do globo na faixa equatorial, onde influencia fenômenos climáticos tão díspares quanto os furacões do Atlântico e o *Pineapple Express* ao longo da costa oeste da América do Norte. Aqui, usamos o termo "pulso" para representar a rajada de vento a oeste na superfície do mar, começando no momento em que a tensão do vento superficial excede um valor limite e terminando quando a tensão cai abaixo desse valor.

Conforme estudos de revisão realizados por Deng, Mcfarlane e Flaherty (2012), um componente importante da OMJ é a organização e evolução da convecção tropical, a qual começa a partir do Oceano Índico, se propaga no Pacífico Ocidental e decai no Pacífico Central. Seus aspectos convectivos geralmente terminam na linha da data, enquanto a circulação atmosférica (atividade de ondas) continua se propagando para o leste. Destacam, ainda, baseados na revisão bibliográfica, a estrutura zonal assimétrica da OMJ, que

corresponde à propagação para o leste do centro convectivo da OMJ: a leste da convecção profunda associada à OMJ, baixa convergência de umidade e anomalias de movimento ascendentes favorecem o desenvolvimento de nova convecção; enquanto a oeste da convecção profunda OMJ, divergência de baixo nível, movimento descendente e anomalias secas desencorajam o desenvolvimento da convecção (por exemplo, Zhang 2005; Kiladis *et al.* 2005). (DENG; MCFARLANE; FLAHERTY, 2012, p. 3342).

Ainda segundo os autores,

Teorias têm sido propostas para explicar o mecanismo físico da OMJ: instabilidade condicional de onda do segundo tipo (CISK; Lau e Peng 1987), feedback de evaporação do vento (Emanuel 1987; Neelin *et al.* 1987), convergência de umidade por atrito (por exemplo, Wang 1988) e mecanismo de recarga de descarga (Blade' e Hartmann 1993; Maloney e Hartmann 1998). Embora nenhuma dessas teorias tenha sido geralmente aceita para explicar todos os aspectos da OMJ, cada uma delas contribui para a compreensão da OMJ. (DENG; MCFARLANE; FLAHERTY, 2012, p. 3343).

A oscilação ocorre em uma escala de tempo intrasazonal inicialmente estabelecida por Madden e Julian (1971) como sendo de 40-50 dias e tratada em estudos posteriores como sendo de 30-60 dias ou ainda de 30-90 dias. Tal periodicidade foi objeto de pesquisa de Yamasaki (2011). Sua pesquisa buscou melhor compreender a OMJ a partir de um modelo de resolução de convecção de mesoescala desenvolvido por ele em 1980. Ele descreve em seu trabalho resultados de experimentos numéricos que foram realizados com a intenção de compreender três questões principais: o período (ou escala de tempo) da OMJ; o sistema de nuvens de escala sinótica observada na OMJ e como a convecção se comporta nela. Yamasaki (2011) destaca ainda que a estrutura hierárquica da OMJ pode ser descrita em termos como convecção em larga escala, convecção em escala sinótica, aglomerado de nuvens em mesoescala, convecção em mesoescala e convecção de cúmulos. Os três primeiros sistemas convectivos podem ser referidos como sistema convectivo de larga escala, sistema convectivo de escala sinótica e sistema convectivo de mesoescala, respectivamente. E o super-grupo de nuvens pertence ao sistema convectivo de escala sinótica.

Um dos resultados que o autor não esperava antes de realizar os experimentos numéricos era que o período da OMJ não mudasse marcadamente com o aumento da anomalia de Temperatura da Superfície do Mar – TSM, ou seja, determiná-lo é algo, portanto, complicado. Entre dois casos extremos (TSM uniforme na direção longitudinal e grande anomalia de TSM correspondente ao Oceano Pacífico indiano/ocidental), existe um regime em que o período varia em uma ampla faixa de 20 a 60 dias. No caso da TSM longitudinalmente uniforme, as ondas Kelvin propagadas para o leste são dominantes, enquanto no caso de uma piscina aquecida forte, um sistema convectivo quase-estacionário (com uma variação de tempo pronunciada) é formado na área da piscina quente, e aumenta fortemente as ondas Kelvin que se propagam para o leste ao redor do globo. Em um certo regime entre os dois casos extremos, atividades convectivas com duas propriedades diferentes coexistem, e estas interagem fortemente (YAMASAKI, 2011).

Outro resultado notável dos experimentos numéricos é que os aglomerados de nuvens de mesoescala, que constituem sistema convectivo de escala sinótica (incluindo super-grupo de

nuvens), consistem muito frequentemente de dois ou três sistemas convectivos de mesoescala, cada um dos quais tem a escala meso- α da menor parte, e um novo sistema convectivo de mesoescala tende a se formar a oeste do existente. Os fluxos de baixa altitude do norte e sudoeste do ar, cuja origem é o ar nos ventos de oeste no lado equatorial dos altos subtropicais, contribuem para essa característica (YAMASAKI, 2011).

Jones, Waliser e Gautier (1998) examinaram os padrões em larga escala de fluxos de calor da superfície e anomalias de TSM nos oceanos Índico e Pacífico durante o ciclo de vida e influenciados pela OMJ. Eles caracterizaram o ciclo de vida no estudo por variações na convecção tropical, especificamente aquela que ocorre na escala intrassazonal. Utilizaram dados do Projeto Internacional de Climatologia das Nuvens Satélite (janeiro de 1985 a abril de 1991) e análises de superfície do Centro Europeu para as Previsões Meteorológicas a Médio Prazo (janeiro de 1985 a dezembro 1994) para derivar fluxos de superfície de radiação de ondas curtas, calor latente, sua diferença e a TSM.

Foram encontrados picos espectrais intrassazonais na TSM em todo o oceano tropical – Índico, Pacífico e Atlântico. Contudo é nos oceanos Índico e Pacífico Ocidental que ocorrem as amplitudes máximas da OMJ, o que gera indagações sobre quais são os mecanismos de condução da oscilação na TSM e como a variabilidade intrassazonal desta pode ser um feedback para ela. Os estudos concentrados nos oceanos Índico e Pacífico Ocidental demonstraram que as variações na circulação atmosférica, por convecção e larga escala, modificam fortemente os fluxos da superfície oceânica da radiação líquida de ondas curtas e do calor latente, ou seja, as variações nos componentes de energia superficial influenciam nas variações de TSM (JONES; WALISER; GAUTIER, 1998).

Embora não sejam os únicos processos, durante o ciclo de vida da OMJ, as mudanças na radiação de onda curta da rede de superfície e os fluxos de calor latente contribuem de forma significativa para a variabilidade da TSM. A dinâmica do oceano equatorial superior, dentre outros fatores, também é importante e é possível que os mecanismos que influenciam na oscilação da TSM variem de acordo com a localização geográfica. Nos oceanos Índico e Pacífico Ocidental, as variações na convecção e, consequentemente, na radiação de ondas curtas na superfície, são intensas, enquanto no Atlântico Equatorial elas são menos pronunciadas. Finalmente, foram encontradas relações importantes entre a variabilidade na OMJ e os fluxos de calor de superfície, e as variações intrassazonais na TSM podem ser um mecanismo importante a ser utilizado em simulações numéricas do ciclo de vida da OMJ (JONES; WALISER; GAUTIER, 1998).

Hendon, Zhang e Glick (1999) propuseram um trabalho cujo objetivo é compreender a variabilidade interanual da convecção intrassazonal tropical durante o verão austral, uma vez que a OMJ se relaciona a vários fenômenos. Foi realizada uma avaliação da variabilidade com o uso da ROL, um proxy amplamente utilizado para a convecção tropical. Inicialmente, verificou-se que a intensidade da OMJ varia de ano para ano, principalmente devido a mudanças no número de eventos discretos. Quanto à distribuição geográfica, foi constatado que flutuações interanuais no nível da atividade da OMJ ocorrem, primariamente, em conjunto com flutuações da convecção intrassazonal. Assim, a atividade acelerada da OMJ coincide com a atividade convectiva intrassazonal ocorrida na África Equatorial e no sul do Equador nos oceanos Índico e Pacífico Ocidental e no Brasil, ou seja, ocorre em conjunto com a variância zonal intrassazonal aumentada em regiões onde ela é normalmente grande (África Equatorial e oceanos Pacífico Indiano e Ocidental e, em menor grau, no Brasil).

Ainda de acordo com Hendon, Zhang e Glick (1999), variações interanuais do nível de atividade convectiva da OMJ ocorrem, em grande parte, independente do ENOS, exceto durante eventos quentes excepcionais, quando a atividade convectiva da OMJ é diminuída. Observa-se, em geral, um deslocamento para o leste da atividade intrassazonal de banda larga e da atividade coerente de propagação durante os episódios quentes de ENOS, mas esse deslocamento não ocorre necessariamente acompanhado do aumento ou da diminuição sistemática da atividade geral. Enfim, os autores constataram que o nível de atividade da OMJ a cada ano varia independentemente da TSM anômala, em especial a associada com o ENOS. A atividade da OMJ tende a mudar para o leste durante os episódios quentes de ENOS, mas o nível de atividade não é sistematicamente afetado, exceto durante eventos quentes excepcionais, quando ela diminui. Anos de atividade de OMJ aumentada, no entanto, exibem distribuições coerentes de convecção média anômala. O efeito líquido das anomalias de ROL médias durante anos de atividade aumentada de OMJ faz com que a distribuição da convecção climatológica ao longo e apenas ao sul do Equador seja mais uniforme da África para o leste até cerca de 150°W. Durante grandes eventos ENOS, a distribuição quase contínua da convecção equatorial da África para a linha de data é interrompida, com condições suprimidas se desenvolvendo para o norte da Austrália em conjunto com o deslocamento da convecção para leste após a linha de data (HENDON; ZHANG; GLICK, 1999)

Moum *et al.* (2016) estudaram o feedback do oceano para pulsos da OMJ no Oceano Índico Equatorial. Partiram da ideia inicial de que, em virtude da alta capacidade térmica e da densidade do oceano, ele responde lentamente a distúrbios atmosféricos energéticos que se movem e evoluem rapidamente como a OMJ. Tais fatores também significam que a resposta

oceânica continua após a perturbação atmosférica ter passado e, assim, consequentemente, pode haver um efeito dessa resposta de evolução lenta nas perturbações atmosféricas subsequentes. Em outras palavras, o maior conteúdo de calor oceânico remanescente após o pulso fraco da OMJ pode contribuir para o pulso seguinte mais forte, o que os levou à hipótese de que pulsos mais fortes (mais fracos) são sempre seguidos de pulsos fracos (fortes).

Moum *et al.* (2016) utilizaram, como procedimento da pesquisa, um conjunto de produtos de dados de reanálise com início em 1980 e que inclui informações para identificar pulsos de OMJ e quantificar sua intensidade, bem como a temperatura da superfície do mar (TSM) pré e pós-pulsos. Os dados revelaram 84 pulsos da OMJ entre 1980 e 2013, dos quais 18 pares separados por 55 dias foram identificados. As medições da resposta do oceano aos ventos superficiais intensos e ao resfriamento por dois pulsos da OMJ sucessivos, separados por várias semanas, mostram correntes oceânicas persistentes e mistura subsuperficial após a passagem do pulso, reduzindo assim a energia térmica do oceano disponível para pulsos posteriores em uma quantidade significativamente maior que somente através do resfriamento da superfície atmosférica.

Esses pares de pulsos mostraram uma correlação significativa entre o resfriamento da TSM produzido pelo pulso inicial e a intensidade do pulso seguinte. A mudança na TSM também se correlacionou negativamente com a intensidade de cada pulso de OMJ. Tomados em conjunto, observa-se um feedback negativo entre pulsos de OMJ sucessivos, apoiando assim a hipótese. Portanto, os autores propõem que o oceano introduz um efeito de memória na OMJ pelo qual cada evento é governado em parte pelo evento anterior, e consideram que os fluxos de superfície e os processos internos dos oceanos devem contribuir para a intensidade da OMJ (MOUM *et al.* 2016).

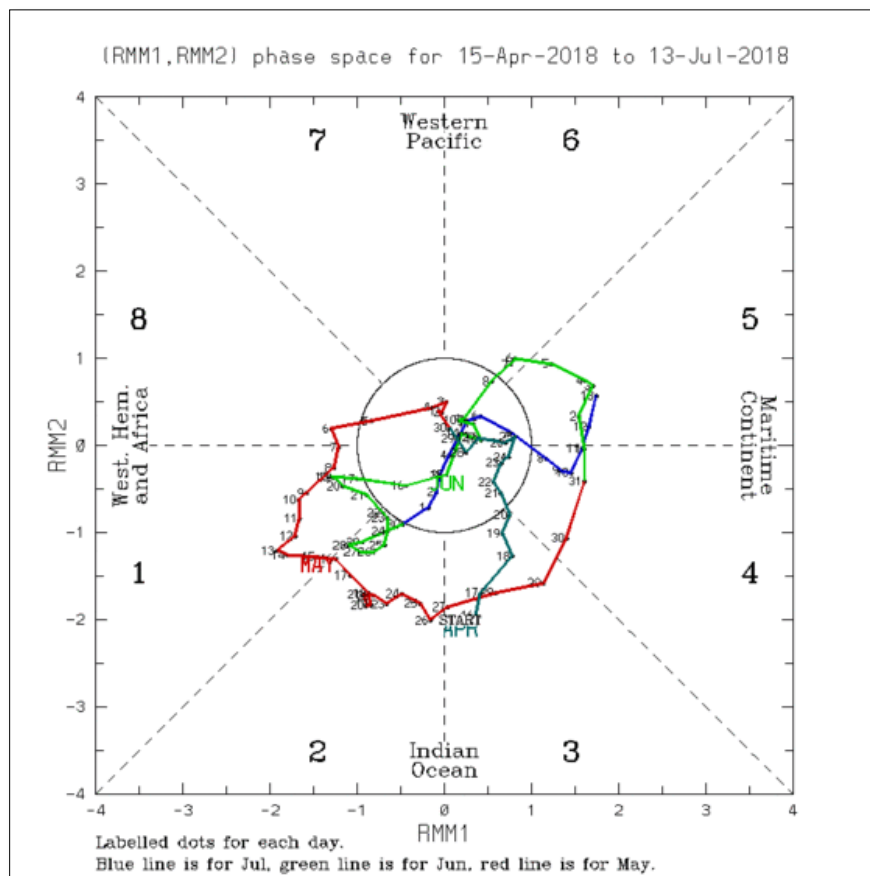
Wheeler e Hendon (2004) apresentaram um índice que visa descrever e extrair com eficiência a variabilidade atmosférica diretamente relacionada à OMJ desenvolvida no *Australian Bureau of Meteorology*. O índice mostra relações definitivas com os efeitos climáticos que são conhecidos como relacionados à OMJ. Após muitos testes, eles escolheram as duas principais funções ortogonais empíricas (EOFs) dos campos combinados de ROL (radiação de ondas longas), do vento zonal de 850 hPa e do vento zonal de 200 hPa para as médias das latitudes 15° S - 15° N. O domínio da análise EOF abrange todas as longitudes nesta faixa média equatorial e a OMJ é definida como o principal par de EOFs. Os componentes principais do principal par de EOFs formam os Índices Multivariados (RMM), utilizados para monitorar e prever a OMJ.

De acordo com Alvarez *et al.* (2015, p. 2, tradução nossa):

O índice RMM é definido a partir das duas séries temporais de componentes principais, com RMM1 associado a EOF1 e RMM2 a EOF2. O índice é usado para descrever a evolução temporal da amplitude e da fase da OMJ e é dividido em oito fases, de acordo com a região em que a convecção é aumentada. O mesmo par de EOF é usado durante todo o ano e, apesar da forte sazonalidade na latitude da convecção, durante todas as estações, nas fases 8 e 1 a convecção é máxima no hemisfério ocidental e na África, as fases 2 e 3 correspondem a um máximo sobre o Oceano Índico, as fases 4 e 5 atingem o pico no continente marítimo, e as fases 6 e 7 sobre o Pacífico ocidental.

Os índices RMM e as fases da OMJ são representados em um diagrama de fases, conforme pode ser visualizado na Figura 3:

Figura 3 – Diagrama de fases da OMJ



Fonte: Australian Government Bureau of Meteorology (2018).

O diagrama de fases da OMJ ilustra a progressão da OMJ através de diferentes fases, que geralmente coincidem com as localizações ao longo do equador em todo o mundo. O RMM1 e o RMM2 são métodos matemáticos que combinam a quantidade de nuvens e ventos nos níveis superior e inferior da atmosfera para fornecer uma medida da força e localização da OMJ. Quando o índice está dentro do círculo central, a OMJ é considerada fraca, o que significa que é difícil discernir usando os métodos de RMM. Fora deste círculo, o índice é mais forte e normalmente se movimentará no sentido anti-horário, à medida que a OMJ se move de oeste para leste. (AUSTRALIAN GOVERNMENT BUREAU OF METEOROLOGY, 2018).

A criação do RMM permite descrever e acompanhar a evolução da OMJ em suas diferentes fases em tempo real e, por consequência, aliado a outros estudos já realizados sobre a oscilação, consegue prever suas possíveis consequências. Observa-se que muitas pesquisas já utilizaram o índice ou os dados que compõem as EOFs. Na próxima seção deste capítulo, são apresentados alguns resultados desses dados especificamente relacionados às influências da OMJ nos sistemas atmosféricos que atuam na América do Sul e, principalmente, no Brasil.

2.3.2 OMJ – influências na América do Sul/no Brasil

Existem estudos que demonstram a influência da OMJ em sistemas produtores de tempo em diversas localidades de sua atuação, dentre eles a América do Sul. No Brasil, os sinais mais evidentes da OMJ no regime anual das chuvas ocorrem nas regiões Norte e Nordeste. Aqui são demonstradas algumas dessas pesquisas que tiveram por objetivo, de forma geral, verificar a relação da OMJ com a variabilidade do tempo na América do Sul.

Cunningham e Cavalcanti (2006) investigaram a variabilidade intrassazonal da ZCAS aplicando técnicas estatísticas ao conjunto diário de dados de reanálise do Centro Nacional de Previsão Ambiental/Centro Nacional de Pesquisa Atmosférica (NCEP/NCAR) e aos satélites da Administração Oceânica e Atmosférica Nacional (NOAA), interpolados diariamente, ROL, ambos de 1979 a 1999. Suas discussões se pautaram em dois aspectos: a convecção na região da Indonésia, que supostamente fazia parte do ciclo OMJ e afetava a América do Sul tropical, e as teleconexões ligando o padrão do trem de ondas do Pacífico Sul Americano à convecção na ZCAS.

Os resultados indicaram que parte da variabilidade intrassazonal na convecção da ZCAS pode estar relacionada a esses dois mecanismos principais. Dar-se-á ênfase aqui apenas ao primeiro por se tratar, segundo os autores, da progressão equatorial para leste da convergência da OMJ com a convecção sobre trechos tropicais do Brasil. Esse mecanismo de modo zonal tropical apresenta um padrão de convecção "circular" entre a Indonésia e a porção tropical da América do Sul. Os autores ainda destacam que a variabilidade intrassazonal na ZCAS não é isolada, mas está conectada a outras frequências de variabilidade, especialmente à banda de alta frequência e aos sistemas frontais (CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006)

Muza *et al.* (2009) investigaram as relações entre a OMJ e os extremos de tempo nas escalas intrassazonais no sudeste da América do Sul e no Atlântico subtropical durante o verão austral. Para identificar objetivamente a importância de fases distintas da OMJ na modulação da precipitação sobre a América do Sul, utilizaram a função ortogonal empírica (EOF) das

anomalias intrasazonais de longa onda de saída (20-90 dias) para as latitudes de 15° S-15° N em todas as longitudes de 1979 a 2002. Os dois modos EOF principais caracterizam as fases canônicas da oscilação sobre o Pacífico Equatorial.

Na escala de tempo intrassazonal, foi encontrada uma grande correspondência entre eventos extremos e a propagação de trens de ondas extratropicais. Também foram identificadas as relações entre a frequência dos eventos e as fases da OMJ. Fases distintas de propagação da OMJ têm diferentes impactos na frequência de eventos extremos, úmidos e secos, na região de estudo. Associações entre variabilidade intrassazonal e eventos extremos de chuvas e secas em escalas de tempo de baixa frequência indicam um padrão muito complexo de covariável. O número e a intensidade dos eventos intrassazonais podem influenciar a precipitação total da estação, dependendo do tempo (MUZA *et al.* 2009).

Alvarez *et al.* (2015) destacam vários estudos sobre os impactos globais e regionais da OMJ, dentre eles, a influência da oscilação na América do Sul. Ela já foi encontrada tanto na ocorrência de precipitações de verão como em eventos extremos úmidos e secos. Não obstante, o conhecimento detalhado da influência da OMJ no clima da América do Sul ainda é bastante incompleto. Segundo os autores, a OMJ modula as precipitações nas áreas de ZCAS e, parcialmente, a variabilidade intrassazonal da temperatura do ar na superfície. Assim, baseando-se na sazonalidade do clima da América do Sul e da OMJ, Alvarez *et al.* (2015) realizaram uma análise quantitativa da variabilidade da precipitação e temperatura nesse continente que podem ser explicados pela influência da OMJ. Na realização da pesquisa foram utilizados dados de reanálise do NCEP-NCAR e o Índice Multivariado (RMM) no monitoramento da OMJ.

Em relação às anomalias de temperatura, Alvarez *et al.* (2015) as descreveram usando o modelo de regressão linear e tiveram como resultado, dentre outros, para o Brasil, as seguintes alterações decorrentes da atuação da OMJ: no período DJF as anomalias mostram frio (quente) nas fases 1-3 (5-7); no período MAM, as anomalias frias (quentes) são mais fortes no sul para as fases 8 a 2 (4-6); e em SON, na fase 8, as anomalias do frio começam a se desenvolver na região continental da ZCAS, que são evidentes até a fase 2; e das fases 4 a 6 anomalias quentes são observados na região da ZCAS. As variações de precipitação na América do Sul associadas à OMJ também foram quantificadas em termos da probabilidade, escalonadas de tal forma que uma razão de probabilidade maior que (menor que) 1,0 significaria uma chance aumentada (reduzida) de precipitação acima do limiar durante uma determinada fase da OMJ.

Durante o DJF, há uma probabilidade aumentada de precipitação acima do limiar no leste do Brasil durante a fase 1, que desaparece na fase 2, exceto ao longo da costa norte. Na

fase 5, mas também perceptível nas fases 4 e 6, há uma redução nas probabilidades sobre a maior parte do leste do Brasil, incluindo a região climatológica da ZCAS, com índices abaixo de 0,4 em algumas regiões. Na fase OMJ 8, o centro e o leste do Brasil mostram regiões de razões acima de 1,2, em associação com nível de divergência sobre essa região. Em MAM, durante a fase 2, e em menor extensão nas fases 1 e 3, grande parte do leste do Brasil exibe probabilidades elevadas de precipitação, embora o padrão de anomalia não seja claro. Nessa área, a razão muda para abaixo de 1,0 na fase 8. JJA é a estação seca em toda a América do Sul, sendo observadas, apenas na fase 8 da OMJ, razões de excesso de precipitação no sudeste do Brasil. SON possui características tanto de verão quanto de inverno. Durante as fases 4 e 5, as taxas de probabilidade de precipitação são menores que 1,0 no leste do Brasil, mas são mais fracas que aquelas observadas em DJF. Por outro lado, durante a fase 7, taxas aumentadas são observadas na região do Brasil central – 15° S. A configuração entre as fases 3 e 5 reduziria as chances de aumento da precipitação (ALVAREZ *et al.* 2015).

Carvalho, Jones e Liebmann (2004) investigaram as ligações entre as ocorrências da ZCAS e as variações intrassazonais através da análise de compósitos de ROL, de ventos de baixo nível (850 hPa) e de anomalias de altura geopotencial de 200 hPa (10 a 90 dias) para o período de 1979 a 2000. Eles utilizaram quatro fases indicadas por componentes principais (PC), PC1+, PC1-, PC2+ e PC2- para identificar padrões de convecção de uma propagação ativa da OMJ. Na fase PC2- em que a convecção suprimida é observada sobre o continente marítimo e a atividade convectiva melhorada está localizada no leste da América do Sul, a OMJ modula a persistência da ZCAS e a ocorrência de chuvas extremas no Brasil. Essa fase da OMJ modula a persistência de episódios intensos de ZCAS.

Os autores também encontraram um relacionamento significativo entre a OMJ e a ocorrência de chuvas extremas no Brasil. Na fase da OMJ em que a convecção suprimida é observada sobre a Indonésia e a convecção aumentada sobre o Pacífico Central ocorre um aumento na precipitação diária de percentil 95 de mais de 5 mm dia⁻¹ sobre o leste do Brasil tropical, onde a climatologia de DJF está entre 15 e 20 mm dia⁻¹. Já na fase da OMJ caracterizada pela convecção aumentada sobre a Indonésia e a supressão sobre o Pacífico Central, a precipitação diária de percentil 95 no leste e sudeste do Brasil diminui (aumenta) e outras fases da OMJ não parecem modular a climatologia do período DJF (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004).

Além da OMJ, que é uma oscilação de escala intrassazonal, o El Niño Oscilação Sul – ENOS, uma oscilação de escala interanual, também pode influenciar os sistemas produtores do tempo da América do Sul e, conseqüentemente, do Brasil e da BH do Rio Doce.

A próxima seção deste capítulo trata do ENOS, de seu conceito e principais características.

2.4 El Niño Oscilação Sul

Na seção 2.3, que discorre sobre a OMJ, citou-se o trabalho de Hendon, Zhang e Glick (1999), no qual os autores verificaram que somente durante eventos quentes excepcionais o ENOS altera a atividade convectiva da OMJ, diminuindo-a. Para eles as variações interanuais da atividade convectiva da OMJ ocorreriam de forma independente do ENOS. Por outro lado, segundo Lima (2015), a OMJ afeta a região pela qual passa e também sistemas atmosféricos da região dos trópicos e extratropicos como o ENOS.

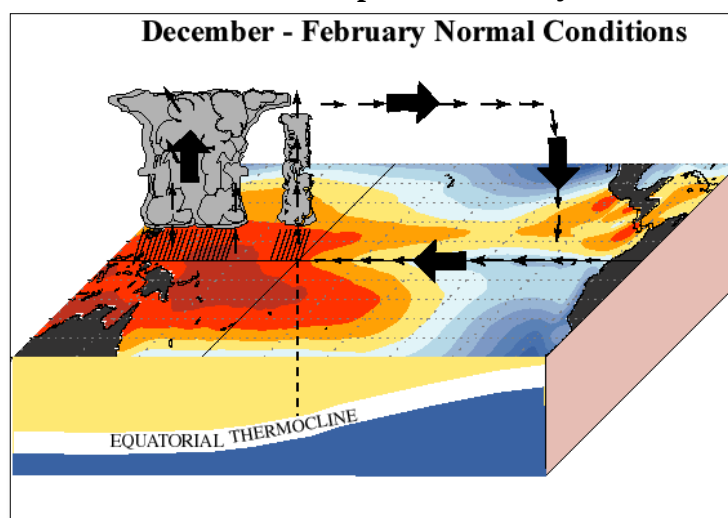
A variabilidade interanual da atmosfera é mais pronunciada na região dos trópicos, especialmente nos oceanos Índico e Pacífico, onde são evidentes, entre outras coisas, falhas ocasionais na monção indiana, padrões de chuva e vento incomuns em todo o Oceano Pacífico Equatorial atingindo até a América do Sul e se estendendo além dos trópicos. Essa variabilidade está relacionada a um fenômeno conhecido há muito tempo e suas manifestações interanuais não estão limitadas apenas a atmosfera. O fenômeno "El Niño" é conhecido há séculos pelos habitantes da costa equatorial do Peru e, até a metade do século XX, o conhecimento sobre ele estava praticamente limitado a essa região, onde se manifesta como um calor incomum das águas superficiais (geralmente frias) no extremo oriente do Pacífico Equatorial, ocasionando, por consequência, diminuição da atividade pesqueira e chuvas incomuns (MARSHALL; PLUMB, 2008, tradução nossa).

A inversão dos sistemas de pressão atmosférica entre as costas da Austrália e do Peru ocasionam mudanças de tempo identificadas em ambas as regiões. A variabilidade climática tropical foi descrita na década de 1920 pelo meteorologista Gilbert Walker, que a denominou de "Oscilação do Sul" (MARSHALL; PLUMB, 2008, tradução nossa; STEINKE, 2012). O El Niño Oscilação Sul ou ciclo ENOS é um ciclo climático que ocorre naturalmente e se refere às variações ano a ano coerentes e às vezes muito fortes nas temperaturas da superfície do mar, com precipitação convectiva, pressão do ar da superfície e circulação atmosférica que ocorrem no Oceano Pacífico Equatorial. El Niño e La Niña representam extremos opostos no ciclo ENOS – sua fase quente e fria, respectivamente (NOAA, 2005, tradução nossa).

Em condições de normalidade, sobre o Pacífico Tropical ocorrem fluxos de ventos leste-oeste de baixo nível e ventos de oeste de nível superior. Tal padrão de ventos está associado à baixa pressão do ar e ao movimento ascendente no Pacífico Tropical Ocidental e à alta pressão

e ao movimento descendente no Pacífico Oriental. Tais condições caracterizam a circulação equatorial Walker, que é um recurso primário de circulação em larga escala em todo o Pacífico. Dessa forma, na região do Oceano Pacífico Tropical as temperaturas da superfície dos oceanos contribuem significativamente para os padrões observados de precipitação tropical. A maior precipitação é encontrada em toda a Indonésia e no Pacífico Tropical Ocidental, e a menor quantidade de chuvas é normalmente encontrada no Pacífico Equatorial Oriental. Além disso, a termoclina oceânica contribui para esse padrão de precipitação, uma vez que ela separa as águas mornas das águas frias e profundas do oceano, sendo as primeiras mais profundas no oeste do Pacífico. As variações leste-oeste resultantes nas temperaturas médias do oceano superior resultam das variações leste-oeste da altura do nível do mar, que é mais alta no oeste do que no leste (Figura 4) (NOAA, 2005, tradução nossa).

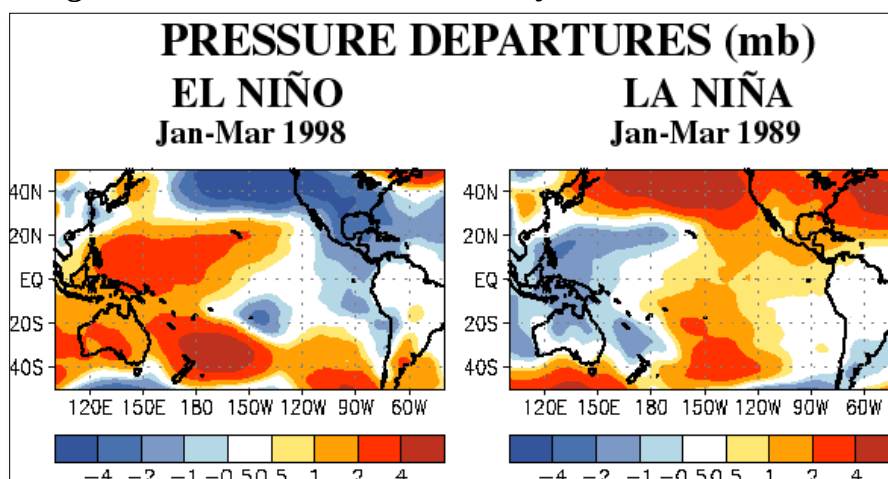
Figura 4 – Oceano Pacífico Tropical em condições de normalidade



Fonte: NOAA (2005).

A combinação de episódios de desvios positivos de TSM no Pacífico Oriental, acompanhada das variações no campo de pressão do ar ainda maiores, conhecida como Índice de Oscilação Sul – IOS, geralmente negativo, é chamada de El Niño (STEINKE, 2012; MINUZZI, 2003; NOAA, 2005, tradução nossa). O IOS positivo, por sua vez, é denominado La Niña. A fase negativa da Oscilação Sul refere-se à situação em que a pressão aérea anormalmente alta cobre a Indonésia e o Pacífico Tropical Ocidental e a pressão atmosférica anormalmente baixa cobre o Pacífico Tropical Oriental. Em contraste, a fase positiva refere-se à situação em que a pressão do ar anormalmente baixa cobre a Indonésia e o Pacífico Tropical Ocidental e a pressão atmosférica anormalmente alta cobre o Pacífico Tropical Oriental (Figura 5) (NOAA, 2005, tradução nossa).

Figura 5 – Padrões de IOS em condições de El Niño e La Niña



Fonte: NOAA (2005).

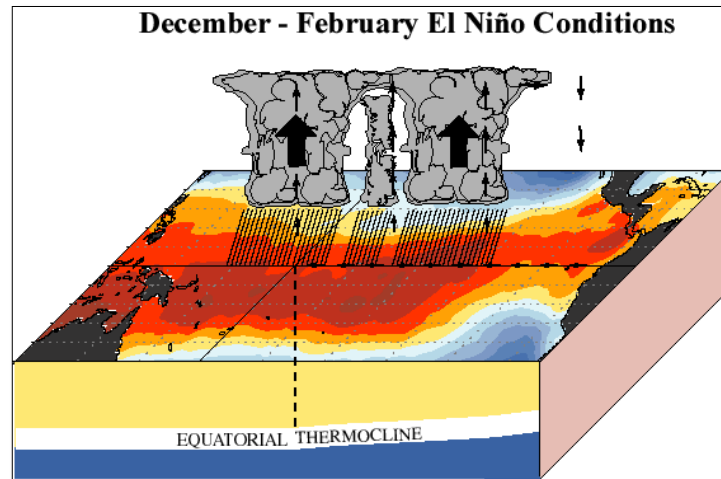
O El Niño é um fenômeno meteorológico de escala global, resultante do aquecimento anômalo das águas do Oceano Pacífico Equatorial centro-leste próximo à costa do Peru, país do continente sul-americano. Pode ter duração de seis a 18 meses, tal como La Niña, que é o resfriamento anômalo dessas mesmas águas (BAPTISTA, 2009; MELO, 1999).

O El Niño ocorre quando o IOS se torna negativo, a pressão ao nível do mar – PNM diminui na costa do Peru, o que promove um aquecimento dessas águas (STEINKE, 2012). Tal situação resulta em um enfraquecimento dos ventos alísios, assim, o Oceano Pacífico Equatorial começa a aquecer, provocando uma mudança na circulação da célula de Walker, e seu ramo ascendente passa a se localizar no Pacífico Equatorial leste. E a subsidência do ar ocorre na região da Indonésia, no norte e leste da Amazônia e no norte do Nordeste brasileiro (Figura 6) (MINUZZI, 2003).

Em outras palavras, durante a fase de desenvolvimento do El Niño, há um aumento da profundidade da termoclina no Pacífico Tropical Oriental caracterizada por uma camada anormalmente profunda de água morna. A inclinação da termoclina é reduzida e, em episódios de El Niño muito fortes, ela pode se tornar plana por todo o Pacífico Tropical por períodos de vários meses. Em paralelo a essas condições, a altura do nível do mar é mais alta que o normal sobre o Pacífico Oriental, resultando em uma diminuição da inclinação da altura da superfície do oceano (NOAA, 2005, tradução nossa). O deslocamento da piscina de águas aquecidas para o leste, causa também, para o mesmo sentido, o deslocamento da convecção, movendo o padrão de circulação atmosférica com ela: a pressão aumenta no oeste e diminui no meio do oceano. Esse ajuste da circulação de Walker, que corresponde a um IOS negativo, leva a um

enfraquecimento ou, em um evento forte, a um colapso dos ventos alísios do Leste, pelo menos na parte ocidental do oceano (Figura 6) (MARSHALL; PLUMB, 2008).

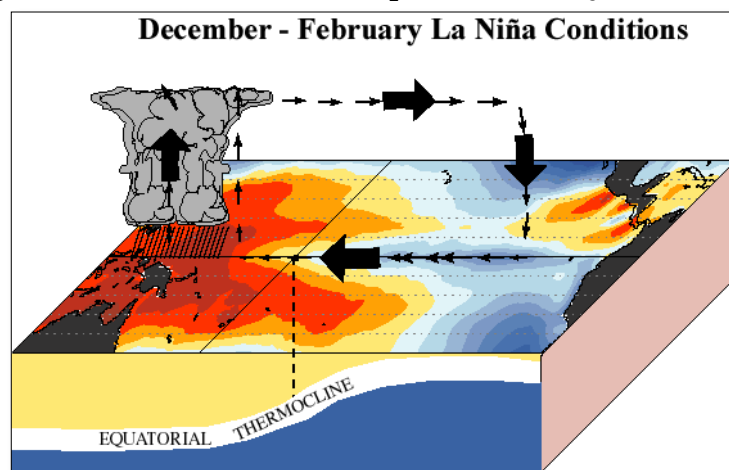
Figura 6 – Oceano Pacífico Tropical em condições de El Niño



Fonte: NOAA (2005).

Já La Niña ocorre quando o IOS se torna positivo e a PNM aumenta na costa do Peru como resultado do resfriamento das águas do Pacífico, diminuindo, por conseguinte, na Austrália. Tal fato aumenta o gradiente horizontal de PNM em todo o Pacífico e fortalece os alísios. Com esse fortalecimento, a ressurgência é intensificada e o Pacífico Oriental fica com águas mais frias que o normal (MINUZZI, 2003) (Figura 7).

Figura 7 – Oceano Pacífico Tropical em condições de La Niña



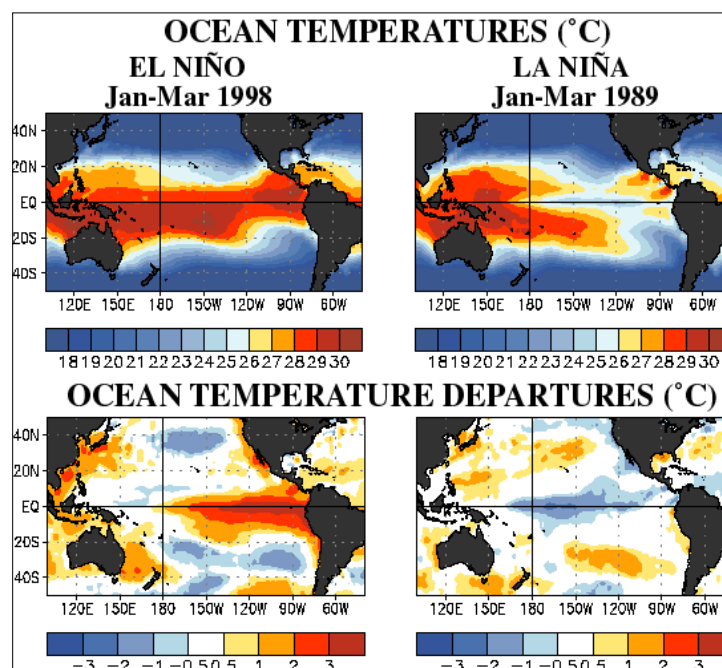
Fonte: NOAA (2005).

Durante a fase de desenvolvimento de La Niña forma-se uma camada anormalmente rasa de água quente no Pacífico Tropical Oriental e, consequentemente, uma profundidade reduzida da termoclina oceânica. A inclinação da termoclina é, dessa forma, aumentada e em

episódios muito fortes de La Niña, ela pode ficar muito próxima da superfície oceânica por um longo período. Esse resfriamento é bastante benéfico para a vida marinha em toda a região pois representa o aparecimento de águas ricas em nutrientes muito próximas à superfície do oceano. A altura do nível do mar fica, portanto, mais baixa que o normal sobre o Pacífico Oriental, resultando em um aumento da inclinação da superfície do oceano na direção oeste (Figura 7) (NOAA, 2005, tradução nossa).

Em geral, os episódios de El Niño refletem períodos de temperaturas da superfície do mar excepcionalmente quentes no Pacífico Tropical Oriental. As temperaturas podem variar entre 2 °C e 3,5 °C acima do normal entre a linha da data e a costa oeste da América do Sul. Já os episódios de La Niña representam períodos de temperaturas abaixo da média da superfície do mar no Pacífico tropical oriental. As temperaturas médias podem variar de -1 °C a -3 °C abaixo do normal entre a linha de data e a costa oeste da América do Sul (Figura 8) (NOAA, 2005, tradução nossa).

Figura 8 – Padrões de temperatura na superfície do mar em condições de El Niño e La Niña



Fonte: NOAA (2005).

As áreas de águas excepcionalmente quentes coincidem com as regiões de precipitação tropical acima da média. Já as de temperaturas abaixo da média coincidem com a área de chuvas bem abaixo da média. Em ambas, os padrões de precipitação tropical, vento e pressão do ar sobre o Oceano Pacífico Equatorial, estão mais fortemente ligados às temperaturas subjacentes

da superfície do mar. É durante os meses de dezembro a abril que as condições de El Niño e La Niña são tipicamente mais fortes, começando a se formar durante junho a agosto e decaindo durante maio a julho do ano seguinte (NOAA, 2005, tradução nossa).

Consideram-se, em geral, como efeitos desses fenômenos que o El Niño inverte as condições normais climáticas e La Niña as intensifica. O El Niño provoca alterações no regime de precipitações atmosféricas em várias partes da terra, sendo que, no Brasil, ocasiona uma redução de chuvas nas regiões Norte e Nordeste e um aumento na região Sul (BAPTISTA, 2009; RIZZI; LOPES; MALDONADO, 2001; MELO, 1999).

A ocorrência do El Niño e de La Niña dependem crucialmente do feedback entre o oceano e a atmosfera, o que é demonstrado em modelos acoplados oceano-atmosfera de vários graus de complexidade, nos quais flutuações semelhantes ao ENOS podem surgir espontaneamente. Estudos foram realizados com modelos acoplados de complexidade variada. Além disso, o forçamento estocástico do sistema por sistemas climáticos de latitude média – que podem chegar aos trópicos para induzir "rajadas de vento de oeste" – também pode desempenhar um papel no desencadeamento de eventos ENOS (MARSHALL; PLUMB, 2008).

A seguir são apresentados e caracterizados os principais sistemas atmosféricos de escala sinótica produtores do tempo na BH do Rio Doce.

2.5 Principais sistemas produtores do tempo na Bacia Hidrográfica do Rio Doce

Fragoso (2008) apresenta as escalas espaciais e temporais nos quais diferentes processos e interações podem ocorrer e resultar em precipitações. Segundo o autor, há um consenso em relação ao número de divisões das escalas atmosféricas: microescala, escala local, mesoescala e macroescala. Todavia os limites espaciais e temporais, tal como a terminologia dos esquemas de classificação podem sofrer alteração de um autor para outro.

De um modo geral, os sistemas atmosféricos onde se produzem as precipitações se relacionam à escala sinótica, ou macroescala, e à mesoescala. A escala sinótica define o contexto geral de formação dos sistemas atmosféricos; nela, os movimentos horizontais do ar são predominantes, associando-se a gradientes térmicos horizontais. Já a mesoescala condiciona a estrutura interna e a evolução dos sistemas atmosféricos, mais influenciados pelos gradientes térmicos verticais e pelas instabilidades convectivas (FRAGOSO, 2008).

Nesse contexto, serão tratados nos próximos itens, por intermédio de uma abordagem conceitual, os principais sistemas atmosféricos que atuam na BH do Rio Doce segundo a escala sinótica (massas de ar, sistemas frontais, IT, ZCAS, ZCOU e ASAS).

2.5.1 Massas de ar

Muitas são as definições encontradas para as massas de ar, as quais, por sua vez, possuem em comum duas características centrais: são porções da atmosfera e são homogêneas, ou seja, possuem características de temperatura e umidade comuns. Como exemplos de conceitos, cita-se que as massas de ar são: “grandes porções de ar com propriedades bastante uniformes.” (VIANELLO; ALVES, 2012, p. 313); “um corpo de ar com milhares de quilômetros de diâmetro e com características uniformes. As massas de ar são grandes células de ar na troposfera, por isso na circulação secundária.” (BORSATO; MENDONÇA, 2015, p. 116); “expressão usada especificamente para designar uma grande porção da atmosfera, cobrindo milhares de quilômetros da superfície terrestre e que apresenta uma distribuição vertical aproximadamente uniforme, tanto da temperatura, como da umidade.” (VAREJÃO-SILVA, 2006, p. 369).

A extensão de uma massa de ar pode variar de algumas centenas a milhares de quilômetros, tanto na horizontal como na vertical. Para formar esses vastos corpos de ar horizontais e com propriedades uniformes, são necessários contatos prolongados com áreas extensas, planas, de baixa altitude e homogêneas como oceanos, grandes florestas, grandes desertos, extensas áreas glaciais, nos quais ocorra a estagnação da circulação atmosférica, uma condição em que as propriedades termodinâmicas (temperatura e umidade) permaneçam sem alteração por um período de tempo suficiente para formar um volume de massa de ar homogêneo. Acrescenta-se também que a presença de um amplo anticiclone favorece a formação das massas de ar, pois ocasiona divergência à superfície e, em consequência ventos fracos que geram pequena turbulência mecânica, indispensável à mistura do ar. Dessa forma, as regiões de altas pressões subtropicais e polares, onde a circulação atmosférica é mais estável, são mais favoráveis à formação das massas de ar. Quanto mais contato com a superfície, mais a camada de ar adquire propriedades termodinâmicas da superfície e fica mais espessa (AYOADE, 2003; VAREJÃO-SILVA, 2006; MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007; VIANELLO; ALVES, 2012).

A estrutura vertical de uma massa de ar possui relação com os processos que determinam sua formação, os quais podem ser de radiação ou de convecção. A partir de sua base, a massa

de ar pode se resfriar por radiação, o que a torna estável, pois possui um gradiente térmico fraco na vertical, ou se aquecer por condução, o que a torna instável, pois há alteração de seu gradiente térmico com a altitude, o que determina instabilidade em seu interior, sendo caracterizada pela convecção (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007). “É a distribuição vertical da temperatura que condiciona o estado de equilíbrio atmosférico em massa de ar.” (VAREJÃO-SILVA, 2006, p. 370).

As massas de ar podem se modificar à medida que deixam sua região de origem (região onde adquirem suas propriedades e características de temperatura e umidade) (AYOADE, 2003; VIANELLO; ALVES, 2012; BORSATO; MENDONÇA, 2015). As modificações podem ser térmicas (influência térmica da superfície sobre a qual passa, o que resultará em trocas diabáticas com a superfície e também em consequência de movimentos verticais) ou dinâmicas (relações da massa com anticiclones e depressões). Se a massa é quente ou menos fria e passa por uma superfície mais fria, ela será esfriada por baixo, o que a tornará estável, pois será criada uma inversão térmica que impedirá os movimentos verticais. O contrário ocorrerá se a massa de ar for fria e passar por uma região quente. Nesse caso, a massa em contato com a superfície será aquecida por condução e ficará instável, pois ocorrerá uma acentuada convecção ocasionada pelo gradiente vertical de temperatura negativo (AYOADE, 2003; VIANELLO; ALVES, 2012).

A massa de ar polar atlântica – mPa atuante na BH do Rio Doce, tanto no verão como no inverno, é um exemplo importante de modificação de massas de ar para a região da bacia e outras do Brasil. De acordo com Mendonça e Danni-Oliveira (2007), a MPA é uma massa de ar fria e seca em sua região de origem, a Patagônia, e à medida que passa pelas águas mais aquecidas do Oceano Atlântico adquire umidade; além disso, ela provoca quedas nas temperaturas do Brasil e também se aquece com a maior radiação das regiões de menor latitude. A movimentação de uma massa de ar “ressalta o dinamismo da atmosfera na sua interação com a superfície a partir do movimento do ar.” (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007, p. 100).

As massas de ar possuem uma relação direta com a sua superfície de origem e sua classificação se baseia em suas propriedades térmicas, o que as subdivide em frias e quentes, originando quatro tipos: massa equatorial (E), tropical (T), polar (P) e, em algumas classificações, ártica ou antártica (A). O conceito de temperatura da massa, por sua vez, é expresso em relação à superfície sobre a qual ela se desloca ou em relação a uma massa vizinha, sendo, portanto, um conceito relativo. É também habitual classificá-las segundo seu teor de umidade em continentais (c) e marítimas (m) (VAREJÃO-SILVA, 2006; VIANELLO; ALVES, 2012).

No Quadro 2, são apresentadas as principais características das massas de ar que atuam sobre o Brasil e, em negrito, situam-se as que atingem em algum período do ano a BH do Rio Doce.

Quadro 2 – Massas de ar que atuam sobre o Brasil e a BH do Rio Doce

NOME	SIGLA	CARACTERÍSTICAS
Massa Equatorial Continental	mEc, cE ou Ec	Quente e úmida, origina-se em uma região de calmaria (doldrum)/baixas pressões atmosféricas sobre a Floresta Amazônica. A baixa pressão da região permite os movimentos ascendentes e convergentes, os quais possibilitarão alta concentração de umidade nas camadas superiores da atmosfera resultantes da evapotranspiração da floresta e da evaporação dos corpos hídricos locais, bem como da evaporação oceânica transportada pelos alísios.
Massa Equatorial Marítima ou Massa Equatorial Atlântica	mEm, mEa, mE ou Em	Quente e úmida, origina-se sobre o Oceano Atlântico como resultado da convergência ocasionada pelos ventos alísios (Zona de Convergência Intertropical – ZCIT). São atraídas para a região continental atingindo o Norte e o Nordeste do Brasil devido às diferenças de pressão existentes entre as superfícies continentais e atmosféricas.
Massa Tropical Continental	mTc, cT ou Tc	Quente e seca, origina-se sobre a região da depressão do Chaco, localidade quente e árida a leste da Cordilheira dos Andes, de baixa pressão atmosférica, o que ocasiona forte convergência do ar, a qual não forma nuvens devido à baixa umidade da superfície de origem.
Massa Tropical Marítima ou Massa Tropical Atlântica	mTm, mTa, mT ou Tm	Origina-se no Oceano Atlântico, mais precisamente do Anticiclone do Atlântico Sul. Trata-se de uma região de alta pressão atmosférica com movimento subsidente do ar, o qual não permite que o calor e a umidade oceânica cheguem aos níveis mais altos da massa, ficando limitados às camadas inferiores. A massa é formada por duas camadas, uma inferior, fria e úmida; e uma superior, quente e seca. A umidade da parte inferior, formada no verão, pode originar nuvens do tipo <i>cumulus</i> de pequena extensão vertical que, associadas à orografia, originam poucas chuvas na região litorânea; quando a massa atinge a porção continental, está quente e seca. No inverno, o anticiclone se desloca para o continente e passa a ter apenas a subsidência continental, com pouca ou nenhuma umidade, tornando-se predominantemente seca.
Massa Polar Marítima	mPm, mP ou Pm	Origina-se na região de anticiclones migratórios da região Subantártica e pode chegar ao Brasil devido à Cordilheira dos Andes, que funciona como uma barreira e condiciona sua trajetória para leste ou para oeste. Na trajetória leste se ramifica em outras duas, uma em direção à depressão do Chaco, outra em direção ao Oceano Atlântico, quando pode atingir a região Sudeste. Devido à subsidência resultante da alta pressão de sua região de origem, é uma massa estável, fria e seca, contudo ao adentrar a região continental, vai perdendo suas características originais, adquirindo calor e até mesmo umidade, especialmente no verão, sendo, contudo, mais intensa no inverno, quando ocasiona maiores quedas nas temperaturas, podendo atingir até a região Norte.

Fonte: Organizado pela autora com dados extraídos de Vianello; Alves (2012) e Nascimento (2016).

“As massas de ar são muito importantes no estudo do tempo e do clima porque os influenciam diretamente na área na qual predominam.” (AYOADE, 2003, p. 101). Na BH do Rio Doce e, mais especificamente em suas regiões de altitudes mais elevadas, a topografia funciona como barreira às massas de ar, impedindo sua passagem e fazendo com que se avolumem e ascendam para transpor o relevo, fato que favorece o processo de condensação e, conseqüentemente, a formação de chuvas, denominadas, devido ao processo de formação, de chuvas orográficas. As massas também são responsáveis pela formação de chuvas frontais, as quais resultam do contato de massas de ar com características diferentes. O contato das massas de ar caracteriza os sistemas frontais, ou seja, a formação de frentes, tema apresentado no próximo subitem.

2.5.2. Frentes e sistemas frontais

As frentes podem ser conceituadas como zonas de transição relativamente estreitas ou uma região de encontro entre duas massas de ar de origem e características diferentes. O termo frente tem sua base na terminologia militar e faz uma analogia ao encontro de forças bélicas em campos de batalha (VIANELLO; ALVES, 2012; PEDROSO, 2014). As frentes podem ser visualizadas em cartas sinóticas nas quais aparecem como linhas responsáveis por forte descontinuidade de elementos meteorológicos como temperatura, precipitação e ventos (VIANELLO; ALVES, 2012).

A origem das frentes é também denominada frontogênese e, para que elas ocorram, são necessárias três condições: 1- duas massas de ar adjacentes e de temperaturas diferentes; 2- gradiente de pressão/circulação atmosférica com forte fluxo convergente o qual transportará uma massa em direção à outra; e 3- força de Coriolis suficiente para garantir que o ar quente não permaneça sobre o ar frio. Caso as condições acima deixem de atuar ocorre a frontólise, ou seja, a dissipação da frente (AYOADE, 2003; VIANELLO; ALVES, 2012).

De um modo geral, as frentes podem ser frias ou quentes. As frentes frias ocasionam a substituição do ar quente que existia sobre a superfície por ar frio, ocorrendo quando há o avanço de uma massa de ar frio, de origem polar, em latitudes mais baixas. O ar frio, mais denso, provoca a ascensão do ar quente e, conseqüentemente, a formação de nuvens com desenvolvimento vertical e precipitação. A diminuição constante da pressão atmosférica, o aumento constante ou gradual da temperatura, o aumento gradual da umidade e a intensificação dos ventos antecedem a chegada de uma frente fria, sendo tais características alteradas após sua passagem (AYOADE, 2003; ANDRADE, 2005; VAREJÃO-SILVA, 2006; PEDROSO, 2014).

As frentes quentes, por sua vez, ocasionam a substituição do ar frio por ar quente e ocorrem quando a massa de ar quente, de origem equatorial, avança para latitudes mais altas. Com o avanço das frentes quentes também ocorrem movimentos ascendentes do ar. Ele se eleva ao longo da superfície frontal e move-se por cima do ar frio e, por consequência, também provoca precipitações. As chuvas assim geradas podem ser contínuas e de intensidade leve à moderada, em situação de ar estável, ou intensas com trovoadas e aguaceiros no caso de ar instável. Na aproximação da frente quente pode ocorrer pequena ou nenhuma queda da pressão atmosférica, pequenas variações na temperatura durante as chuvas, de modo que a umidade não muda significativamente e os ventos recuam e aumentam a velocidade. Após sua passagem, a pressão pode sofrer uma elevação lenta e contínua, as temperaturas permanecem com pequena variação, a umidade geralmente reduz e ocorrem rajadas e depois estabilidade dos ventos (AYOADE, 2003; ANDRADE, 2005; VAREJÃO-SILVA, 2006; PEDROSO, 2014).

Quanto ao deslocamento, o avanço de uma frente quente é mais lento que o avanço de uma frente fria, pois o ar frio que se estende sobre a superfície pré-frontal, tendendo à estabilidade, oferece maior resistência ao avanço da frente quente. Além do deslocamento rápido ou lento, as frentes também podem ser estacionárias, ou seja, sem nenhum ou com pouco avanço das massas de ar uma sobre a outra. Nelas, o movimento do ar ocorre de forma paralela à linha da frente e pode ocasionar precipitação leve e estratiforme, mas significativa caso seja estacionária por muito tempo (ANDRADE, 2005; VAREJÃO-SILVA, 2006; VIANELLO; ALVES, 2012).

O avanço das frentes frias no Brasil, denominadas Frente Polar Atlântica – FPA, contribui de forma significativa para a caracterização do tempo e do clima. De acordo com Cavalcanti e Kousky (2009), as frentes frias podem afetar o tempo de todo o continente sul americano. No inverno, são acompanhadas de massas de ar frio, as quais ocasionam friagens e geadas especialmente nas regiões Sul e Sudeste do Brasil e, quando fortes, podem também levar friagem até as regiões Norte e Nordeste. No verão, quando são menos frequentes, interagem com o ar úmido continental e produzem muita convecção, causando muitos desastres, como inundações e deslizamentos. Ainda segundo os autores, “existe uma sazonalidade na ocorrência de passagens de frentes frias, que são mais frequentes de maio a setembro e menos frequentes durante o verão do Hemisfério Sul (dezembro a fevereiro) [...] Elas são mais raras ao norte de 20° durante o verão (dezembro a fevereiro).” (CAVALCANTI; KOUSKY, 2009, p. 139).

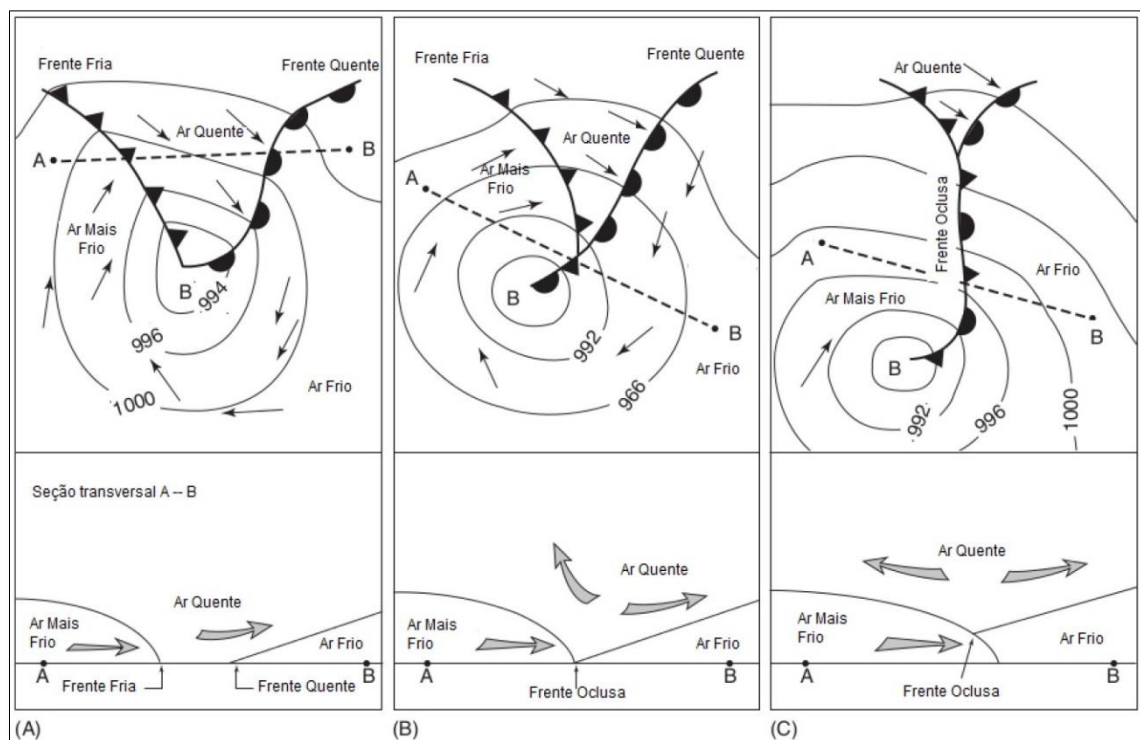
Os sistemas frontais podem ser definidos como “distúrbios transitórios de alta frequência, com atuação mais comum sobre América do Sul (AS), que, na maioria das vezes, geram fortes alterações nas condições de tempo.” (CRUZ, 2008, p. 01). Eles são constituídos,

classicamente, por uma frente fria, uma frente quente e um centro de baixa pressão em superfície, denominado ciclone (ANDRADE, 2005; CRUZ, 2008).

São critérios que podem ser utilizados para a determinação objetiva da passagem de um sistema frontal: “1) uma diminuição da temperatura em 925 hPa de, pelo menos, 2°C; 2) um aumento da PNM de, pelo menos, 2 hPa; e 3) existência de ventos de sul de, pelo menos, 2 m s⁻¹.” (CAVALCANTI; KOUSKY, 2009, p. 138). Os sistemas frontais podem ainda ser identificados por meio da observação de imagens de satélite e de cartas sinóticas.

A Figura 9 apresenta os estágios de desenvolvimento de um sistema frontal e suas seções transversais. Em A, observa-se um ciclone em estágio maduro e o respectivo posicionamento das frentes fria e quente. O setor quente da superfície se estreita à medida que a frente fria, com deslocamento mais rápido que a frente quente, avança. Em B, o ciclone se encontra parcialmente em oclusão e, em C, o ciclone, totalmente ocluído, está em fase de dissipação. Nota-se ainda em B e C que todo o ar quente foi elevado e permaneceu no solo apenas o ar frio (VIANELLO; ALVES, 2012; PEDROSO, 2014).

Figura 9 – Estágios de desenvolvimento de um sistema frontal



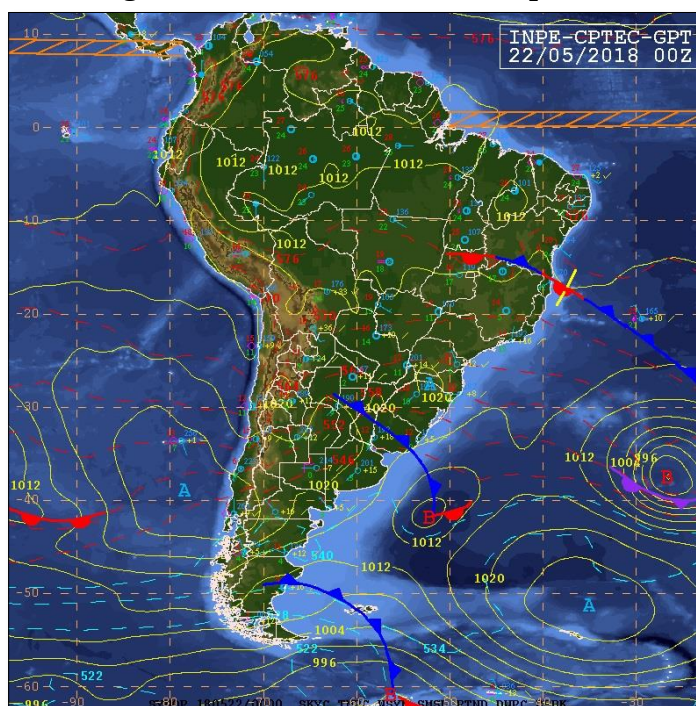
Fonte: Adaptado por PEDROSO (2014) para o HS de *The Atmosphere*, 5th edn. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall (1992).

Ainda tomando como referência a Figura 9, pode-se afirmar que ela também exemplifica a formação de uma frente ocluída fria. A oclusão ocorre quando o setor frio de uma frente alcança

e obstrui o setor quente de outra frente em torno de um ciclone. Nesse caso ocorre a elevação e o afastamento da superfície de todo o ar quente e a frente desaparece da superfície. A frente oclusa fria é aquela em que o ar pós-frontal/atrás da frente fria é mais frio que o ar pré-frontal/adiante da frente quente, o que força o ar quente a subir, persistindo sobre a superfície a frente fria. Já na frente oclusa quente, o ar pós-frontal da frente fria é mais quente que o ar pré-frontal da frente quente, assim é o da frente fria que é forçado a subir, desaparecendo da superfície. Nas frentes oclusas a nebulosidade e a precipitação ocorrem nos dois lados das frentes e diminuem à medida que a oclusão evolui (ANDRADE, 2005; VAREJÃO-SILVA, 2006; PEDROSO, 2014; VIANELLO; ALVES, 2012)

Os sistemas frontais e as frentes se formam ou podem atingir o continente sul americano e o seu entorno como os oceanos Atlântico e Pacífico e a região Subantártica, conforme pode ser visualizado na carta sinótica de superfície do dia 22 de maio de 2018 da 00Z (Figura 10).

Figura 10 – Carta sinótica de superfície



Fonte: Cptec/Inpe (2018).

Pela análise da carta, observa-se a formação de um sistema frontal nas regiões nordeste da Argentina e central do Uruguai, estendendo-se para o Oceano Atlântico, onde há um centro de baixa pressão atmosférica próximo aos 40° S e 50° O. É possível também situar na carta todos os quatro tipos de frente: 1- uma frente quente próxima aos 40° S e 90° O no Oceano Pacífico (linha contínua com semicírculos, ambos na cor vermelha); 2- uma frente oclusa no Oceano Atlântico nas proximidades dos 40° S e 30° O (linha contínua com semicírculos e

triângulos equiláteros, todos na cor roxa); 3- uma frente fria no sul do continente (linha contínua com triângulos equiláteros, ambos na cor azul); e 4- uma frente estacionária também na região continental e abrangendo o norte de Goiás, sul da Bahia e pequena extensão do Oceano Atlântico (linha contínua com semicírculos vermelhos e triângulos equiláteros azuis).

No próximo subitem, é apresentado outro importante sistema produtor do tempo na região da BH do Rio Doce, com atuação, principalmente, no verão, período no qual é responsável por grandes volumes de chuvas: a Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS.

2.5.3 Instabilidades Tropicais

De acordo com Nimer (1989), as Instabilidades Tropicais ou IT são constituídas de ar em convergência que podem se tornar chuva caso ele seja convectivamente instável. Ainda segundo o autor, as IT têm sua origem “ligada principalmente ao movimento ondulatório que se verifica na FG da FPA, onde a sucção do ar quente do quadrante norte, em contato com o ar frio polar, dá origem a ciclones a partir dos quais surgem *instabilidades tropicais* praticamente normais à KF.” (NIMER, 1989, p. 18. Grifos do autor). Assim, para Nimer (1989), a origem das IT ocorre, principalmente, do movimento ondulatório resultante da frontogênese (FG) da FPA, ou seja, do contato do ar frio desta com o ar quente tropical, situação comum no processo de formação das Frentes Frias, denominadas por ele por KF.

Ainda conforme Nimer (1989), a propagação das IT precede a Frente Fria (FF) em até 1.000 km anunciando sua chegada, sendo que ela mesma pode não ocorrer. Enquanto a FPA avança para norte, as IT se dirigem para leste, ou seja, para a região Sudeste. Abreu (1998b, p. 18-19) afirma que as IT “são centros de baixa pressão, semiestacionários observados durante a primavera e o verão que, como mencionado por Nimer, estão associadas ao intenso aquecimento do continente brasileiro nestas estações”. Além disso, a autora descreve que “as IT tem como características o rápido deslocamento, formação e dissipação.” (ABREU, 1998b, p. 19).

Para Berezuk (2007) e Cupolillo (2008), especialmente durante o verão, as temperaturas mais elevadas resultantes do maior aquecimento continental ocorrido em consequência do aumento da incidência solar no Hemisfério Sul, junto com a maior umidade do ar, favorecem a atividade convectiva, ou seja, a ascensão de parcelas úmidas do ar, as quais originarão, principalmente no final da tarde, nuvens de chuvas e, em algumas situações, ocasionam tempestades severas regionais e até mesmo locais. As precipitações resultantes desse mecanismo são as IT, popularmente conhecidas como “chuvas de verão”.

Cupolillo (2008) afirma também que as IT são sistemas convectivos de larga escala, ou seja, células convectivas de mesoescala com até 50 km de extensão, com formação relacionada, para alguns autores, à atuação da Alta da Bolívia. Já segundo Zandonadi (2013), as IT são, resumidamente, “sistemas de formação rápida, influenciadas principalmente pelas altas temperaturas, formando células convectivas de ampla expressão e podendo originar grandes volumes de chuvas em curtos espaços de tempo.” (ZANDONADI, 2013, p. 96).

As IT são sistemas atmosféricos tropicais importantes na gênese das chuvas ocorridas especialmente durante o verão na BH do Rio Doce. Além disso, podem contribuir no processo de formação de outros sistemas conforme se verá no subitem que trata da ZCAS.

2.5.4 Zona de Convergência do Atlântico Sul e Zona de Convergência de Umidade

A Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS é caracterizada por uma alongada distribuição de nebulosidade no sentido noroeste-sudeste, facilmente identificada em imagens de satélite, estacionada por quatro ou mais dias. Ela atua desde o sul da região Amazônica até a porção central do Atlântico Sul, resultando da intensidade de calor e de umidade provenientes das massas de ar quente e úmidas dessas regiões (MENDONÇA E DANNI-OLIVEIRA, 2007; QUADRO, 1994; RODRIGUES, 2012; STEINKE, 2012; VIEIRA, 2013). De acordo com Vieira (2013), a banda de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste somente foi observada por pesquisadores na década de 70 por meio da extração de campos médios de ROL de imagens de satélite.

Segundo Quadro (1994), a ZCAS é um fenômeno atmosférico associado a vários fenômenos, dentre eles: a penetração de sistemas frontais com origem no sul do continente sul-americano e associado com a convecção tropical e a observação em alguns casos do vórtice ciclônico em altos níveis sobre a região NE e oceano adjacente, particularmente durante épocas de ocorrência de El Niño. Quando o vórtice não está configurado, observa-se um cavado atuando sobre a região.

Ainda conforme Quadro (1994), a ZCAS pode também ser influenciada pela Alta Subtropical do Atlântico Sul – ASAS e pelo cavado semi-estacionário a leste da Cordilheira dos Andes, os quais são fatores responsáveis pela sua manutenção e posicionamento. Na baixa troposfera, na região da ZCAS, a ASAS contribui na borda sudoeste para a convergência do ar tropical com o extratropical e, ao mesmo tempo, o cavado semipermanente na média troposfera serve de recipiente para sistemas de baixa pressão e vórtices de mesoescala (SATYAMURTY e RAO apud QUADRO, 1994).

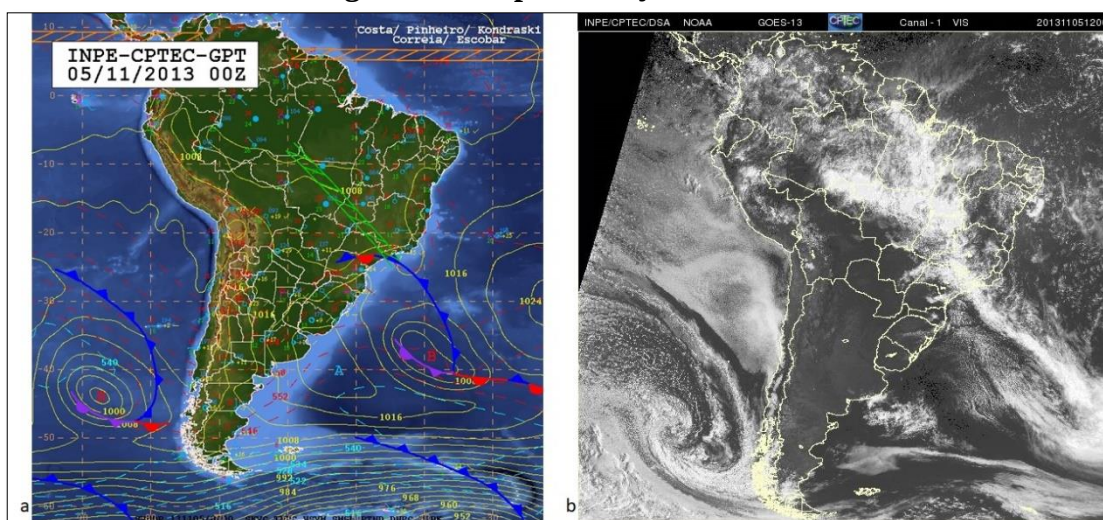
De acordo com Abreu (1998b), o advento da imagem de satélite meteorológico ocorrido nos últimos 20 anos permitiu observar que a associação das frentes frias (sistema de latitude média) que atingem a região Sudeste do Brasil com as IT (sistema de latitude tropical) originam a ZCAS. Assim, a ZCAS é o resultado da associação da FPA com a convecção tropical, em especial a proveniente da região amazônica. Para a autora,

O papel da FPA na dinâmica de formação da ZCAS é essencial. Ela funciona como um canalizador da convergência do ar nos baixos níveis da atmosfera que alinha, na sua direção as IT e, conduz a umidade originada na região amazônica, para sudeste. O ar úmido e quente sobe, resfria e condensa, formando nuvens ao longo da FPA. A orientação noroeste-sudeste da ZCAS é determinada pela contribuição da FPA, que sobre o continente, apresenta esta mesma direção preferencial. (ABREU, 1998b, p. 19).

Além da associação de diversos sistemas para a formação e manutenção da ZCAS, é notável que estes estão fortemente relacionados à convecção tropical e a consequente liberação de calor latente na região Amazônica, principalmente ao se observar o fato de a ZCAS ocorrer no verão do Hemisfério Sul (VIEIRA, 2013), com atuação acentuada durante o final da primavera e início do verão (NOGUÉS-PAEGLE *et al.* 2002).

Na Figura 11, é possível observar a espacialização da ZCAS em uma carta sinótica de superfície (a) e em uma imagem de satélite no canal 1 visível (b). Na carta sinótica a ZCAS é representada por duas linhas paralelas interligadas em um formato parecido com uma “escada” na cor verde na direção NO-SE. Já na imagem de satélite, ela aparece como uma distribuição alongada da nebulosidade também na direção NO-SE, da Amazônia até o Atlântico Sul.

Figura 11 – Espacialização da ZCAS



Fonte: Cptec/Inpe (2018).

O posicionamento da ZCAS pode variar espacialmente influenciado pela topografia do continente sul-americano. Os Andes funcionam como uma barreira à circulação atmosférica e induzem/redirecionam a precipitação amazônica, intensificando a ZCAS. Em dezembro, ela se localiza mais ao leste e causa alta precipitação em grande parte do Brasil. Em janeiro, ela se encontra mais a oeste e, conseqüentemente, a maior precipitação ocorre no Altiplano, onde há ao longo da costa leste dos Andes, o influxo em baixos níveis de ar úmido e instável de noroeste e, em fevereiro, à medida que esse fluxo de umidade diminui, há uma redução da precipitação (NOGUÉS-PAEGLE *et al.* 2002; CARVALHO; JONES, 2009; VIEIRA, 2013).

De acordo com Liebmann *et al.* (1999) a disponibilidade de umidade também é um fator determinante da localização da ZCAS. Ainda segundo os autores, em uma situação de ZCAS forte, há o fornecimento de umidade tanto pela Bacia Amazônica quanto pelo Oceano Atlântico Tropical. Já em uma situação de ZCAS fraca, a convecção é desenvolvida mais ao sul (em torno de 30° S) e a umidade parece ser transportada da Amazônia através de um intenso jato de baixa intensidade.

Em algumas imagens de satélite, a ZCAS pode ser observada se estendendo da Amazônia até o Oceano Atlântico Subtropical, e em outras ela se estende somente até a região Sudeste (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004; CARVALHO; JONES, 2009). A maior ou menor influência de sistemas atmosféricos como a Frente Polar e a Alta Subtropical do Atlântico Sul serão determinantes para a disponibilidade de umidade no ramo oceânico da ZCAS, o que determinará a localização de sua atividade convectiva até o Sudeste ou até o Atlântico.

Amaro, Lacerda e Molion (2010) realizaram um estudo cujo objetivo era analisar um episódio de ZCAS que ocorreu na América do Sul nos meses de novembro, dezembro e janeiro de 2009. Como resultado observaram que a ZCAS se associou mais à alta atividade convectiva sobre o continente, devido aos fatores termodinâmicos e dinâmicos e, por isso, propuseram o nome Zona de Convergência na América do Sul e não no Atlântico Sul.

Além da variabilidade espacial, a ZCAS também possui variabilidade em diferentes escalas de tempo, embora raramente persista por mais de dez dias. A variabilidade temporal da ZCAS é modulada, dentre outras, pelas escalas sinótica, intrassazonal e interanual (LIEBMANN *et al.*, 1999; NOGUÉS-PAEGLE *et al.* 2002; CARVALHO; JONES, 2009; MUZA *et al.* 2009; VIEIRA, 2013).

A escala sinótica, menor que dez dias, talvez seja uma das forçantes mais coerentes na determinação da variabilidade temporal da ZCAS. As frentes frias que migram para o norte da Argentina e para o sul do Brasil atingem latitudes mais baixas e são acompanhadas por

convecção sobre a Amazônia Ocidental e Sul, e esse reforço na atividade convectiva estende-se para a ZCAS e afeta sua localização (NOGUÉS-PAEGLE *et al.* 2002; CARVALHO; JONES, 2009; MUZA *et al.* 2009).

Em escala intrassazonal, a variabilidade da ZCAS tem sido associada à Oscilação de Madden e Julian, conforme já visto no item 2.2.2 OMJ – Influências na América do Sul/no Brasil, deste capítulo. Na escala interanual, as fases extremas do ciclo ENOS (El Niño e La Niña) têm um impacto significativo na variabilidade e no padrão de precipitação sobre a América do Sul tropical, ocasionando aumento ou diminuição das chuvas e inclusive a ocorrência de eventos extremos de chuva e seca (NOGUÉS-PAEGLE *et al.* 2002; CARVALHO; JONES, 2009; MUZA *et al.* 2009). “Em escalas de tempo interanual e mais longas, a ZCAS está associada a uma circulação turbulenta superior troposférica que é quase isolada durante o pico do verão, mas é fortemente teleconectada com o ENOS durante a primavera austral.” (NOGUÉS-PAEGLE *et al.* 2002, p. 24, tradução nossa).

Carvalho, Jones e Liebmann (2004), por exemplo, realizaram uma pesquisa na qual buscaram, dentre outras perguntas, verificar quais mudanças sistemáticas ocorreram na ZCAS associada ao ENOS durante o período de 1979 a 2000. Para entender o papel dos episódios de El Niño/La Niña na modulação da variabilidade interanual das categorias de ZCAS, eles calcularam o número de eventos observados em fases distintas do ENOS. Foram selecionados seis anos em cada fase para garantir que um número igual de anos fosse analisado. Também foram utilizadas as categorias intensa/fraca, definidas independentemente do aspecto geográfico da ZCAS. Elas foram caracterizadas, dentre outros aspectos, pela intensa associação a anomalias negativas de ROL em uma grande área tropical da América do Sul, estendendo-se da Amazônia Ocidental até o Oceano Atlântico, e pela fraca associação com anomalias ROL positivas sobre a América do Sul tropical. Também a associaram a anomalias negativas de ROL no sudeste da América do Sul. Segundo os autores,

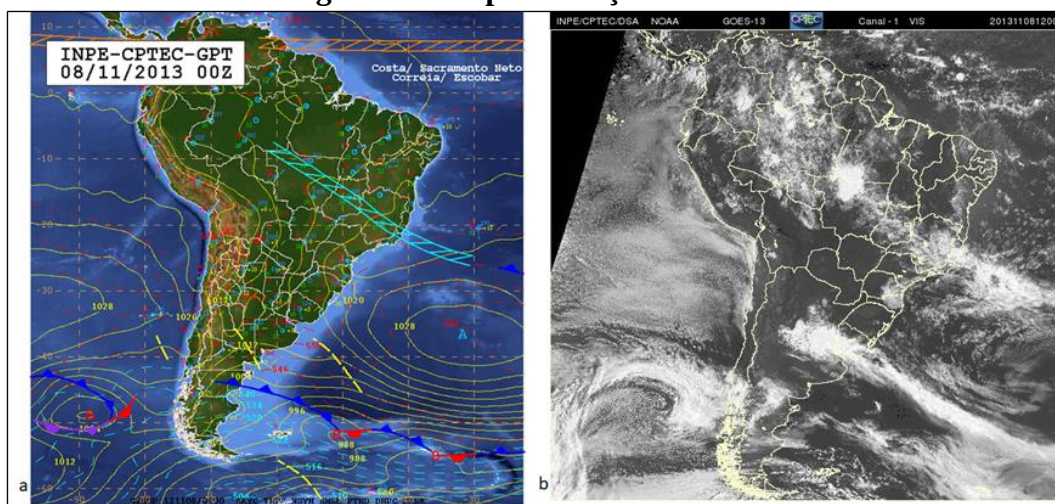
Categorias intensas e fracas possuem a mesma frequência relativa durante as três fases do ENOS independente da persistência (não mostrada). No entanto, a frequência de eventos oceânicos e continentais parece ser modulada pelas fases ENOS, o que é mais evidente para longa persistência. As fases quentes (frias e neutras) do ENOS parecem favorecer a ocorrência de categorias oceânicas (continentais). Para eventos oceânicos com persistência maior que 3 dias (35 eventos), cerca de 50% ocorreram durante as fases quentes, enquanto cerca de 25% ocorreram durante as fases neutra e fria. A mesma tendência também é observada se considerarmos apenas eventos com persistência ≥ 5 dias. Uma tendência oposta é observada para categoria continental com persistência > 3 dias (24 eventos). Ou seja, cerca de 46% dos eventos continentais com persistência ≥ 4 dias ocorreram durante as fases neutra e fria, enquanto apenas 8% (2 eventos) ocorreram durante as fases quentes. (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004, p. 99)

Os autores observaram categorias de ZCAS que persistem por mais de três dias em todas as estações de verão. Fases ENOS parecem modular o número de eventos persistentes oceânicos e continentais sem influência clara em categorias intensas ou fracas.

Quanto à persistência, segundo Sacramento Neto, Escobar e Silva (2010), o episódio de ZCAS deve ter duração mínima de quatro dias, podendo persistir até dez dias, pois, com duração de apenas três dias e com padrão de ocorrência similar ao da ZCAS, o Grupo de Previsão do Tempo – GPT do CPTEC passou a denominá-la de Zona de Convergência de Umidade – ZCOU. A ZCOU é, assim, a denominação dada pelo GPT a um canal de convergência de umidade e massa bastante similar a ZCAS, sem possuir, entretanto, a configuração clássica de ZCAS já prevista na literatura. A ZCOU possui um padrão similar, mas não clássico de ZCAS, ocorrendo da associação da convecção com vários sistemas, como o sistema frontal, e se estendendo no sentido NO-SE, desde a Amazônia até a região Sudeste e Oceano Atlântico, mas não dura o período mínimo para que seja denominada de ZCAS (SACRAMENTO NETO; ESCOBAR; SILVA, 2010; BARBOSA; DALLAROSA; SARAIVA, 2010; REBOITA *et al.* 2012; PALLOTTA; NAKAZATO, 2014; FARIAS, 2016).

Na Figura 12, é possível observar a espacialização da ZCOU em uma carta sinótica de superfície (a) e em uma imagem de satélite no canal 1 visível (b). Na carta sinótica, a ZCOU é representada por duas linhas paralelas interligadas em um formato parecido com uma “escada” na cor azul ciano, com direção NO-SE. Já na imagem de satélite, ela aparece como uma distribuição alongada da nebulosidade também com direção NO-SE, da Amazônia até o Atlântico Sul.

Figura 12 – Espacialização da ZCOU



Fonte: Cptec/Inpe (2018).

A ZCOU e a ZCAS possuem parâmetros comuns; ambas são zonas de convergência de umidade identificadas por muita nebulosidade e precipitação, conforme se pode comparar nas figuras 11 e 12. A diferença entre os sistemas está em sua duração e em seu padrão de escoamento. A ZCOU dura até três dias e há a ressalva de que se persistir por um quarto dia o sistema passe a denominar ZCAS. Ainda em relação à duração, a ZCOU pode ser atribuída a uma ZCAS previamente estabelecida e em dissipação, onde ainda se pode identificar uma organização da banda de nebulosidade. Quanto ao padrão de escoamento, a diferença refere-se, principalmente, aos baixos e médios níveis, os quais não favorecem a persistência da nebulosidade e da precipitação, o que não permite a formação da ZCAS, sendo assim caracterizada como ZCOU (SACRAMENTO NETO; ESCOBAR; SILVA, 2010; PALLOTTA; NAKAZATO, 2014; PINHO, 2014).

Sacramento Neto, Escobar e Silva (2010) descrevem o que seria a principal diferença entre um episódio de ZCAS e um de ZCOU. Para os autores, no episódio de ZCAS, “a convergência de massa em camadas baixas e médias aparecem praticamente em fase, podendo-se identificar apenas uma zona de convergência de umidade se estendendo desde o sul da Região Norte até o oceano Atlântico Sul.” (SACRAMENTO NETO; ESCOBAR; SILVA, 2010, p. 05). Já na ZCOU, descrevem ser “possível identificar duas regiões de convergência de massa e umidade, uma direcionada à região de ZCAS e outra para o centro-norte da Argentina e o oeste da Região Sul do Brasil.” (SACRAMENTO NETO; ESCOBAR; SILVA, 2010, p. 5), sendo que a segunda região de convergência de umidade resulta da aproximação de um cavado na troposfera média no Pacífico, próximo do norte do Chile (SACRAMENTO NETO; ESCOBAR; SILVA, 2010).

Outro importante sistema produtor do tempo no Brasil e que afeta a BH do Rio Doce é a Alta Subtropical do Atlântico Sul – ASAS, sobre a qual existem poucos estudos, especialmente relacionados a como esse sistema modula o tempo e o clima. Seu conceito e principais características são apresentados no próximo subitem deste capítulo.

2.5.5 Alta Subtropical do Atlântico Sul

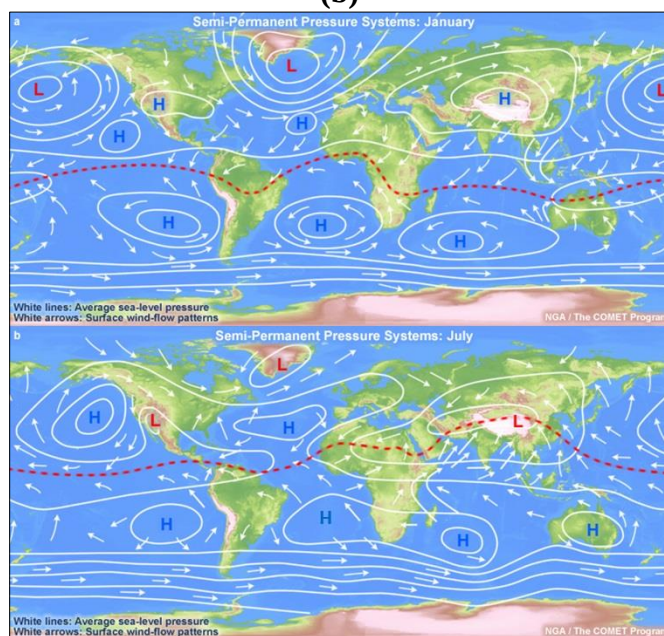
As altas subtropicais ou anticiclones subtropicais, ou, ainda, altas semipermanentes, são sistemas de alta pressão que se formam nas regiões subtropicais em torno de 30° de latitude nos principais oceanos de nosso planeta, nos dois hemisférios, e consistem em extensas áreas de ar subsidente seco e quente. Estão associadas à circulação média meridional da atmosfera,

surgindo devido às células de Hadley, consistindo na ascensão do ar quente na região equatorial e na posterior divergência na alta troposfera em forma de ar frio na direção das regiões subtropicais em ambos os hemisférios nas quais, em torno dos 30° de latitude, ocorre sua subsidência. Ou seja, localizam-se nas porções orientais dos oceanos, onde a subsidência em grande escala equilibra a forte divergência de baixo nível (BASTOS; FERREIRA, 2000; ITO; AMBRIZZI, 2000; RICHTER; MECHOSO; ROBERTSON, 2007; DEGOLA, 2013).

Os anticiclones se constituem de ar quente e neles a pressão decresce de forma lenta com a altitude. Formam uma circulação fechada em todos os níveis e, por isso estendem-se verticalmente da alta troposfera/tropopausa até a superfície oceânica, atingindo mais de 10 km de altura. São milhares de quilômetros de ar seco subsidente, os quais, à medida que descem, aquecem a atmosfera e provocam a diminuição da umidade relativa, o que torna a atmosfera estável, com tempo seco e sem nebulosidade (BASTOS; FERREIRA, 2000; ITO; AMBRIZZI, 2000; DEGOLA, 2013).

Os anticiclones ou os centros de alta pressão são caracterizados nas cartas sinóticas por núcleos de pressão mais elevados e delimitados por uma ou mais isóbaras fechadas (DEGOLA, 2013). Na Figura 13, observa-se o posicionamento dos anticiclones no verão (janeiro) e no inverno (julho), a e b, respectivamente. Os anticiclones subtropicais têm seus centros representados pela letra H; a letra L representa centros de ciclones; e a linha tracejada, a Zona de Convergência Intertropical – ZCIT.

Figura 13 – Centros de pressão e ventos médios ao nível do mar em janeiro (a) e julho (b)



Fonte: COMET Program (2018).

No Atlântico Sul, o anticiclone que se forma próximo ao Brasil recebe o nome de Alta Subtropical do Atlântico Sul – ASAS, e é responsável pelo clima em diversas regiões do país, tanto no verão como no inverno. Durante o verão, as temperaturas são mais altas no continente e mais baixas nos oceanos e, por isso, a ASAS se localiza sobre os oceanos e de forma mais configurada. Já no inverno, as temperaturas são mais baixas no continente, o que ocasiona uma migração da ASAS para a região mais próxima a este (BASTOS; FERREIRA, 2000).

Richter, Mechoso e Robertson (2007) utilizaram um modelo de circulação geral atmosférica (AGCM) para estudar a dinâmica da ASAS. Usando simulações de controle e experimentos investigaram sua sensibilidade à orografia prescrita, temperaturas da superfície do mar e umidade do solo. O principal fator de controle da força e da posição da ASAS durante o inverno é o padrão de subsidência em larga escala, o qual depende da convecção tropical, localizada em grande parte ao norte do Equador em julho, em especial os centros de convergência de verão da África ocidental e Ásia. Os autores endossam a ideia de que os anticiclones subtropicais são um produto da circulação de Hadley. Além disso, destacam o importante papel dos processos terrestres na climatologia sobre o Oceano Atlântico, dentre eles, a distribuição da TSM do Atlântico Sul, a orografia e as temperaturas do solo nos continentes adjacentes, e as circulações de monções do hemisfério de verão para as características climatológicas do hemisfério de inverno.

Ito e Ambrizzi (2000) realizaram uma pesquisa sobre a variação latitudinal e longitudinal da posição central da ASAS nos meses de inverno – junho, julho e agosto – no período de 1982-1996. Constataram que, durante o mês de julho, a ASAS fica mais próxima do continente sul-americano que nos outros meses, e em relação à latitude, verificaram pouca variação de sua posição nos meses de estudo.

A ASAS influencia o tempo e o clima do Brasil no inverno e no verão, e se persistir em uma região por mais de dez dias, pode atuar como um sistema de bloqueio à entrada de sistemas frontais (ITO; AMBRIZZI, 2000). Degola (2013) apresenta estudos que afirmam que com mais de seis dias de permanência sobre uma região a ASAS já atua como um sistema de bloqueio.

No inverno, a ASAS favorece a formação de nevoeiros de radiação e geadas nas regiões Sul e Sudeste se o ar for úmido e houver inversões térmicas nos grandes centros. No verão, os ventos de NE predominam ao longo do litoral da região Sudeste, favorecendo o transporte de umidade do Oceano Atlântico para o ramo oceânico da ZCAS na região Nordeste. Por outro lado, os ventos de superfície chegam enfraquecidos, o que diminui o transporte de vapor de água para essa região (BASTOS; FERREIRA, 2000). Também no verão, a ASAS pode avançar

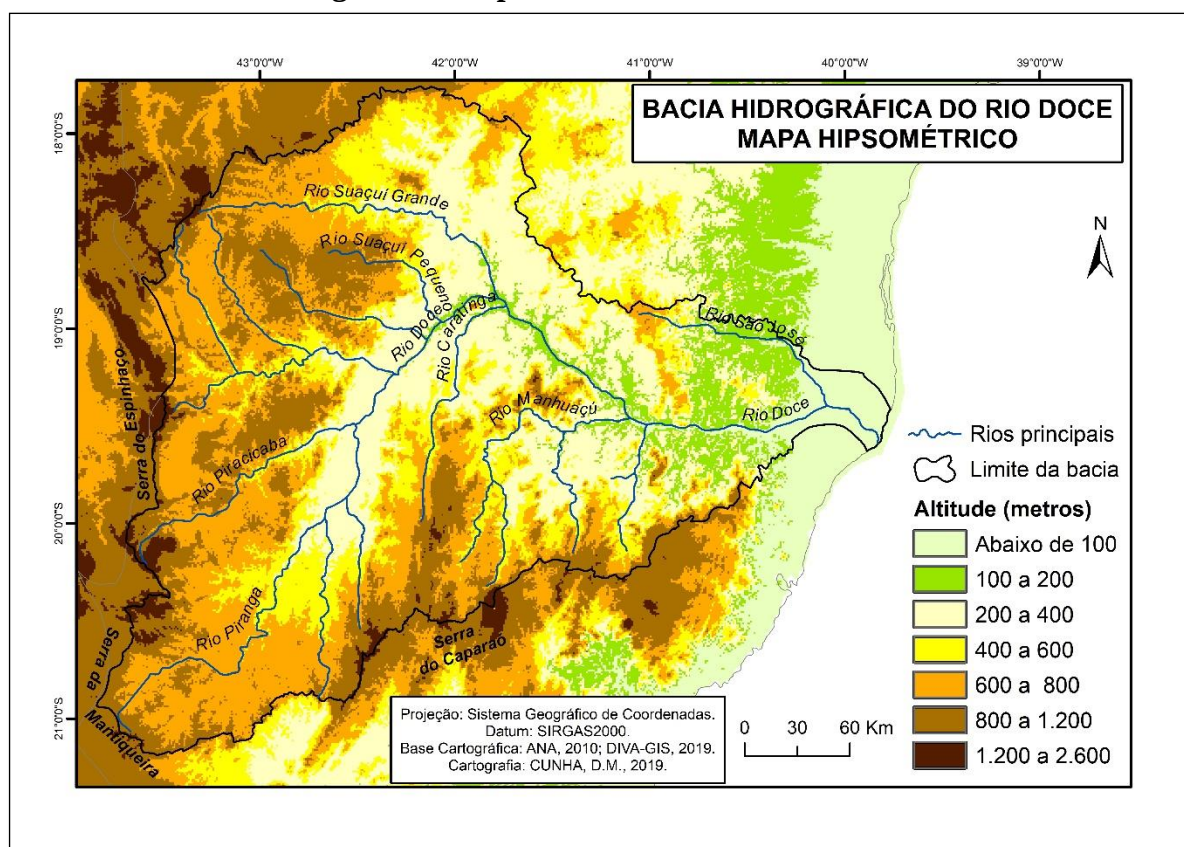
sobre o Brasil e causar curtos períodos de estiagem durante a estação chuvosa, com duração de dez a 20 dias, o que caracteriza episódios denominados veranicos (DEGOLA, 2013).

Após serem apresentados as características dos principais sistemas atmosféricos que modulam o tempo e o clima da BH do Rio Doce, no próximo item deste capítulo apresentar-se-á outro importante tema, os fatores estáticos e dinâmicos que influenciam na distribuição da precipitação na bacia.

2.6 Fatores estáticos e dinâmicos que influenciam na precipitação regional

O mapa hipsométrico da bacia permite uma análise da distribuição das altitudes que a compõem e determina os trajetos dos seus principais cursos d'água (Figura 14).

Figura 14 - Hipsometria da BH do Rio Doce



Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos do DIVA-GIS, 2019.

Nota-se que as altitudes variam de 0 a 2.600 m, estando as mais baixas localizadas nas porções leste e nordeste da bacia, e as mais altas nas porções oeste e sul. No leste da bacia, as áreas mais baixas se distribuem especialmente pelo estado do Espírito Santo, no qual se

encontra a foz da bacia, e as regiões mais elevadas encontram-se principalmente no estado de Minas Gerais, destacando-se, nos limites oeste e sudoeste da bacia, as serras do Espinhaço e da Mantiqueira. Contudo as maiores altitudes da bacia localizam-se em sua porção sul, na Serra do Caparaó, que se distribui pelos territórios mineiro e capixaba (Figura 14).

A compartimentação altimétrica da bacia influencia na distribuição de seus cursos d'água e na taxonomia de seu relevo. Além disso, é considerada um importante fator estático que influencia no clima regional, e em consequência desse aspecto, será sempre levada em consideração durante a apresentação, análise e discussão dos resultados obtidos neste trabalho.

Saadi e Campos (2015) distinguem cinco compartimentos geomorfo-estruturais de oeste para leste na Bacia do Rio Doce, cujas características se relacionam à organização do relevo associada à rede hidrográfica e às diferentes unidades geológicas. No oeste da bacia localizam-se cristas e fragmentos de planaltos pertencentes à Serra do Espinhaço/Quadrilátero Ferrífero, com altitudes de até 2.000 m, com orientação NE-SW, onde se localizam cabeceiras dos afluentes e formadores de margem esquerda do rio Doce (Carmo, Piracicaba, Santo Antônio-Guanhães e Suaçuí Grande) (SAADI; CAMPOS, 2015).

A leste da formação anterior e com limite a leste no eixo rio Doce – rio Piranga, está situado o segundo compartimento, planáltico, com topos entre 500 e 900 m, com relevo de característica do “mar de morros”. Nele estão os médios e baixos cursos dos rios Piracicaba, Santo Antônio e Suaçuí Grande. Mais a leste está localizado o terceiro compartimento, uma depressão interplanáltica que se estende entre altitudes de 350 m, próxima à confluência dos rios do Carmo e Piranga, a cerca de 170 m de Governador Valadares. Também a leste deste, localiza-se o quarto compartimento de “mar de morros”, com uma infinidade de morros e colinas que alcançam altitudes que variam entre 300 a 1.200 m. Nele o rio Doce escoia de NW para SE. Por fim, há o compartimento dos tabuleiros litorâneos seguidos por planícies flúvio-marinhas cujas altitudes ficam abaixo de 200 m, no qual se localiza a foz do rio Doce (SAADI; CAMPOS, 2015).

O clima de determinada região ocorre da associação de fatores estáticos com fatores dinâmicos – os sistemas regionais de circulação atmosférica. Na região SE, a diversidade climática é marcada por três fatores estáticos principais: a posição latitudinal, a proximidade com a borda do Atlântico e a topografia acidentada (NIMER, 1989). Sant'Anna Neto (2005) e Nunes, Vicente e Candido (2009) também citam a posição latitudinal (15° e 25° S), a disposição longitudinal (do litoral do Atlântico até aproximadamente 1.000 km de distância do mar), a altimetria e a disposição do relevo como fatores estáticos que influenciam no clima da região SE.

A localização na zona tropical e a faixa litorânea favorecem a forte evaporação e condensação resultante da radiação e da presença do oceano (NIMER, 1989). Além de favorecer a evaporação e condensação que influenciam no regime de chuvas da região, a localização na zona tropical e a consequente radiação são fatores determinantes para a ocorrência de temperaturas médias mais elevadas, inclusive durante o inverno em algumas áreas da região SE e também da BH do Rio Doce.

Em relação à topografia, na região Sudeste encontra-se a mais acidentada e com os maiores contrastes morfológicos do Brasil. Possui superfícies cristalinas e sedimentares e vales fluviais amplos, encaixados como o do rio Doce. Sua topografia mais elevada favorece a precipitação uma vez que aumenta a turbulência do ar pela ascendência orográfica, principalmente durante a passagem de correntes perturbadas nessas regiões (NIMER, 1989).

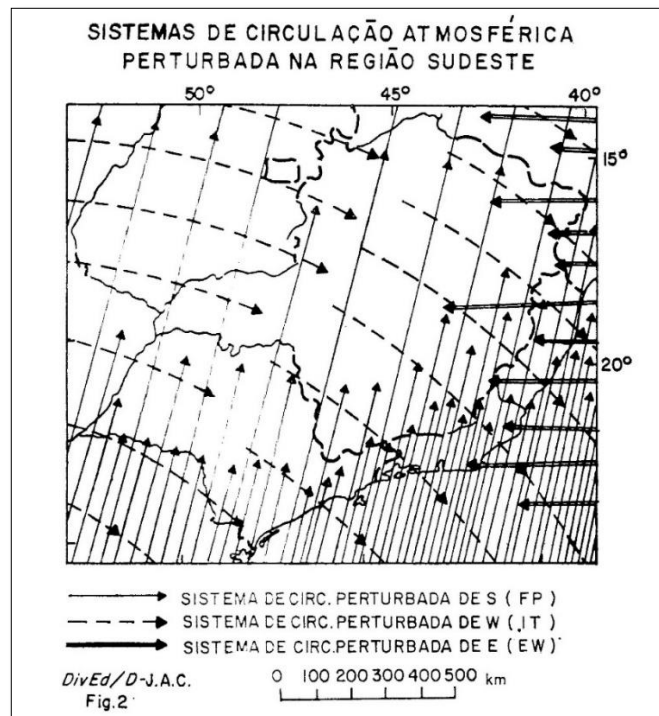
O litoral que se estende de norte a sul na porção leste da região permite a penetração dos ventos alísios responsáveis pela manutenção da umidade nas vertentes a barlavento. Já as serras produzem o clima tropical de altitude (alteração nas temperaturas) e influenciam na distribuição das chuvas gerando umidade nas vertentes leste e sudeste e sombras de chuvas nas vertentes oeste e norte. A disposição de algumas serras, como a do Espinhaço no sentido norte-sul, favorece a penetração do ar polar e dificulta a entrada das correntes de leste. Entre as serras aparecem os vales amplos e rebaixados, que favorecem a turbulência do ar gerando vários tipos climáticos. A rugosidade do relevo e os efeitos da continentalidade são fundamentais para a redução da umidade e o aumento da temperatura da zona costeira (L) ao interior (O) da região SE (SANT'ANNA NETO, 2005).

Além dos fatores estáticos nomeados anteriormente, Minuzzi (2003) cita também o fator vegetação. Explica a diversidade de tipos climáticos da região SE pela existência de fatores geográficos como a topografia, as diferentes altitudes e a vegetação – que interagem com a atmosfera influenciando nela – bem como pela atuação de fatores locais, como a concentração de grandes áreas urbanas onde, através das atividades humanas, é possível alterar as condições climáticas locais e criar microclimas. Contudo, como na região da BH do Rio Doce há o grande predomínio de pequenas e médias cidades, sem grandes concentrações urbanas e industriais (excetuando-se apenas o Vale do Aço), neste trabalho não será dada ênfase para o fator local como modificador do clima, uma vez que, como dito, influencia o local e não a região.

No Brasil, a distribuição e a variabilidade das chuvas estão associadas à atuação e sazonalidade dos sistemas convectivos de macro e mesoescala, especialmente a Frente Polar Atlântica – FPA. A variabilidade das chuvas no país repercute mais sobre a vida das pessoas que os totais de chuva (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007). Na região SE, durante todo

o ano sopram ventos de L e NE provenientes das altas pressões subtropicais – o anticiclone semifixo do Atlântico Sul. Esse anticiclone mantém a estabilidade do tempo na região, ensolarado e sem chuvas, que cessa apenas com a chegada de três correntes perturbadas (Figura 15) (NIMER, 1989).

Figura 15 - Correntes perturbadas que atuam na região Sudeste



Fonte: Nimer (1989).

As correntes perturbadas do Sul são representadas pelo anticiclone polar que chega no SE com ventos de S e SE. No inverno, com maior energia, a alta polar possui trajetória entre a alta do Pacífico e a Cordilheira dos Andes; assim, sua porção setentrional dissipa-se (frontólise) nos Andes e a meridional se perde no Oceano Atlântico após atingir a região Sudeste. Devido à sua trajetória, as precipitações tornam-se pouco expressivas nesse período, pois o anticiclone polar acaba chegando com pouca umidade à região SE. Soma-se a este o fato de a Massa Tropical Marítima em ascensão sobre a rampa frontal da FP também possuir pouca umidade no inverno (NIMER, 1989).

Em outras palavras, a FPA que influencia o clima da BH do Rio Doce se origina, principalmente, no Pacífico Sul, atravessa os Andes no sul do continente e, devido aos efeitos da rotação do planeta e da presença da cordilheira, desloca-se em direção ao Equador com uma orientação noroeste/sudeste (ABREU, 1998b). Ela causa pouca chuva em virtude do baixo teor de umidade no ar, e a massa de ar fria na retaguarda desse sistema frontal, originada do sul do

continente e conhecida como Massa Polar – MP, atinge o estado mineiro e a bacia provocando quedas de temperaturas do ar (ABREU, 1998b; CUPOLILLO, 2008).

No verão, por sua vez, essas frentes são responsáveis pela abundante precipitação na região SE. Nesse período, a frente polar possui menos energia e por isso não percorre a trajetória do Pacífico; assim, ao transpor os Andes, ela estaciona e avança para NE, e a região do Chaco impede sua progressão pelo interior, o que faz a FP se dissipar ou recuar como frente quente e, enquanto isso, o anticiclone polar é desviado para o litoral do Brasil, atingindo a região SE. Na região SE ainda chega com energia suficiente para avanço (frontogênese), estabelecendo o equilíbrio dinâmico entre a alta do Atlântico Sul e a alta polar, o que, devido a maré barométrica ocasiona o semiestacionamento da FP sobre a região por dois a três dias, acompanhada de chuvas diárias por até mais de dez dias (NIMER, 1989).

As correntes de sul, ou seja, as massas de ar polar ou anticiclone polar atlântico, entram em contato com as massas tropicais (de leste e norte) e as equatoriais (de noroeste e oeste) e formam extensas zonas de perturbação frontal responsáveis por altos volumes de precipitação na região SE, decrescendo de sul a norte, excetuando-se as ilhas úmidas decorrentes da rugosidade do relevo (SANT'ANNA NETO, 2005). Rossato (2011) apresenta o papel do relevo na formação da instabilidade atmosférica – ele pode ocasionar uma instabilidade condicional ou convectiva ao expor uma de suas vertentes à maior insolação ou ao favorecer o deslocamento do ar/sua ascensão. Dessa forma, o relevo, particularmente o encontrado nas regiões serranas do Espinhaço e da Mantiqueira na Bacia do Rio Doce, podem contribuir como um condicionante local para a formação de chuvas.

As correntes perturbadas de oeste são ventos de O e NO trazidos por linhas de instabilidade tropicais, ou seja, depressões barométricas induzidas em pequenas dorsais de altas. São comuns no verão quando o forte aquecimento do continente ocasiona uma diminuição da pressão e, conseqüentemente, a convergência dinâmica do ar, o que favorece a formação das chuvas de verão ou de convergência ou convectivas. São chuvas de final de tarde ou início da noite, as quais podem ser intensas ou não, podendo também ficar circunscritas às serras e suas proximidades, onde ocorre a formação inicial das nuvens cúmulos (NIMER, 1989). As correntes de oeste são as zonas de convergência, no Brasil e, mais especificamente, na região da bacia, contribuem para a formação da ZCAS.

As correntes perturbadas de leste são ventos de L para O, característicos dos litorais das regiões tropicais atingidos pelos alísios, atualmente denominadas de ondas de leste. Constituem uma espécie de pseudofrentes que ocorrem nos seios dos anticiclones tropicais, onde a inversão térmica superior desaparece, o que permite a mistura do ar das duas camadas horizontais dos

alísios e a formação de chuvas mais ou menos abundantes que anunciam sua passagem. Em Minas Gerais raramente ultrapassam a Serra do Espinhaço, sendo mais frequentes no inverno e raramente no outono (NIMER, 1989).

Todas as correntes perturbadas citadas por Nimer (1989), atualmente identificadas por massas de ar, frentes polares, ondas de leste e zonas de convergência, possuem atuação sobre Minas Gerais e, por consequência, sobre a BH do Rio Doce. O estado de Minas Gerais “por sua localização geográfica sofre a influência de fenômenos meteorológicos de latitudes médias e tropicais que imprimem à região características de um clima de transição. Duas estações bem definidas podem ser identificadas: uma seca e uma chuvosa.” (ABREU, 1998b, p. 17). A estação seca ocorre no período de abril a setembro, e a estação chuvosa de outubro a março.

Regionalizando, tanto em Minas Gerais como na BH do Rio Doce, o caráter de transição climática se inclina mais para os climas tropicais das latitudes baixas que para os climas temperados das latitudes médias. Isso porque nas latitudes baixas o traço marcante do ritmo climático é definido pelas chuvas, as quais dividem as estações em duas: a chuvosa e a seca e, nas latitudes médias, a variação da temperatura é que define o clima, pois esta influi mais nas atividades humanas que a variabilidade pluviométrica (NIMER, 1989).

A BH do Rio Doce é influenciada, assim como Minas Gerais, por frentes polares, ondas de leste e linhas de instabilidade que se originam do deslocamento de três massas de ar: a Tropical Atlântica (mTa), a Polar Atlântica (mPa) e Equatorial Continental (mEc). A atuação dessas massas pode ser facilmente distinguida nas duas estações da bacia, a primavera-verão, ou estação chuvosa e o outono-inverno, ou estação seca. Segundo Nascimento (2016), durante a primavera-verão a maior incidência de radiação solar sobre o Hemisfério Sul fortalece a formação das baixas pressões sobre a região amazônica devido à diferença de aquecimento entre as superfícies continentais e oceânicas, o que favorece a formação da mEc, que consegue estender sua atuação sobre grande parte do Brasil. O contrário ocorrerá durante o outono-inverno, quando a incidência de radiação solar diminui o que intensifica as altas pressões da região subantártica e fortalece a mPa e, consequentemente, sua atuação sobre o Brasil.

A mEc ocasionará altas temperaturas máximas e mínimas médias e, em algumas situações, chuvas, na bacia durante a primavera e o verão. As chuvas poderão ainda ser intensificadas nesse período pela formação de frentes resultantes do contato da mEc com a mPa, as quais, junto com outros fatores, contribuirão também para a formação e atuação da ZCAS. Além disso, a mEc, em determinadas situações em que se encontrará mais fortalecida, ocasionará incursões limitadas da mPa impedindo a aproximação dessas massas sobre a região e pressionando a mTa, enfraquecida nesse período, fazendo com que sua atuação fique mais

restrita à porção litorânea da bacia. No inverno, a mTa fica mais fortalecida sobre a região da bacia, atuando como um bloqueio atmosférico e impedindo principalmente a entrada da mPa o que ocasiona um tempo demasiado seco nessa região. Em decorrência de algum enfraquecimento da mTa, há a incursão da mPa, ocasionando, nesse período, temperaturas mais amenas e, em algumas situações, a formação de frentes com baixos volumes de precipitação.

De acordo com Mendonça e Danni-Oliveira (2007) as chuvas de verão da região Sudeste são provocadas preferencialmente pela atuação da Frente Polar Atlântica – FPA e das Linhas de Instabilidade de Noroeste – INW. A FPA, nesse período, mais úmida e dinamizada com a presença de calhas induzidas geradoras de chuvas, recebe a oposição da mTa. Para os autores, a intensidade dessas chuvas irá depender da permanência e das oscilações da frente, as quais, muitas vezes, provocam fortes chuvas em decorrência de seu recuo como frente quente. A INW contribuirá para a intensidade das chuvas de verão, especialmente quando a Massa Equatorial Continental – mEc, quente e úmida, atua de forma facilitada pelo aprofundamento da Massa Tropical Continental – mTc.

Assim, além da atuação dos sistemas atmosféricos da baixa troposfera (massas de ar e frentes), a região SE e, por consequência, a BH do Rio Doce, tem seu regime de chuvas influenciado por outros sistemas de perturbação e instabilidade atmosférica. A dinâmica atmosférica das baixas e médias latitudes faz com que a região possua um clima de transição marcado, dentre outros, no verão, pela formação da ZCAS, e no inverno, pela atuação da ASAS.

Segundo Abreu (1998a), o regime climático da BH do Rio Doce tem características semelhantes aos sistemas de escoamento atmosférico que atuam no estado de Minas Gerais. Mesmo com a atuação da FPA ao longo do litoral, o inverno na região é seco em decorrência da atuação da circulação anti-horária e subsidente da ASAS e da mPa. No verão, há a ação das instabilidades tropicais (correntes de oeste provenientes da mEc) conjuntamente com os sistemas frontais (FPA) que estacionam na região, minimizando o efeito da circulação oceânica, podendo originar a ZCAS.

No verão da região SE, a ASAS se posiciona mais sobre o oceano, o que favorece a atuação dos sistemas convectivos ou instabilidades tropicais (correntes de oeste provenientes da mEc) sobre a região (CUPOLILLO, 2008). A organização da convecção tropical, manifestada por uma banda de nebulosidade convectiva, é um dos fenômenos que caracterizam a interação entre os sistemas de latitudes médias e de latitudes tropicais denominadas Zona de Convergência (ZC). Quando a interação ocorre entre as frentes frias que chegam à região SE com linhas de Instabilidade Tropical (IT) ocorre a formação da ZCAS. Esta possui direção preferencial noroeste/sudeste e é mais atuante nos meses de maior convecção tropical –

novembro a março – sendo responsável pela precipitação de verão ocorrida em diversas regiões, dentre elas a Sudeste, região na qual as chuvas intensas e prolongadas são conhecidas como “invernadas” (ABREU, 1998b).

A ASAS e a FPA são sistemas atmosféricos que influenciam no processo de formação da ZCAS no verão, a qual é responsável pelos altos volumes de chuva na Bacia do Rio Doce. Já no inverno, quando as temperaturas são menores sobre o continente, a ASAS alcança sua posição mais oeste e se estende pela região Sudeste, onde ocasiona diminuição nas chuvas (VIANELLO; ALVES, 2012; REBOITA *et al.* 2010). Ela inibe a entrada de frentes e as chuvas apenas ocorrem quando estes sistemas conseguem sobrepor-la. Além disso, causa inversões térmicas e concentração de poluentes em diversos centros urbanos (REBOITA *et al.* 2010; BASTOS; FERREIRA, 2000).

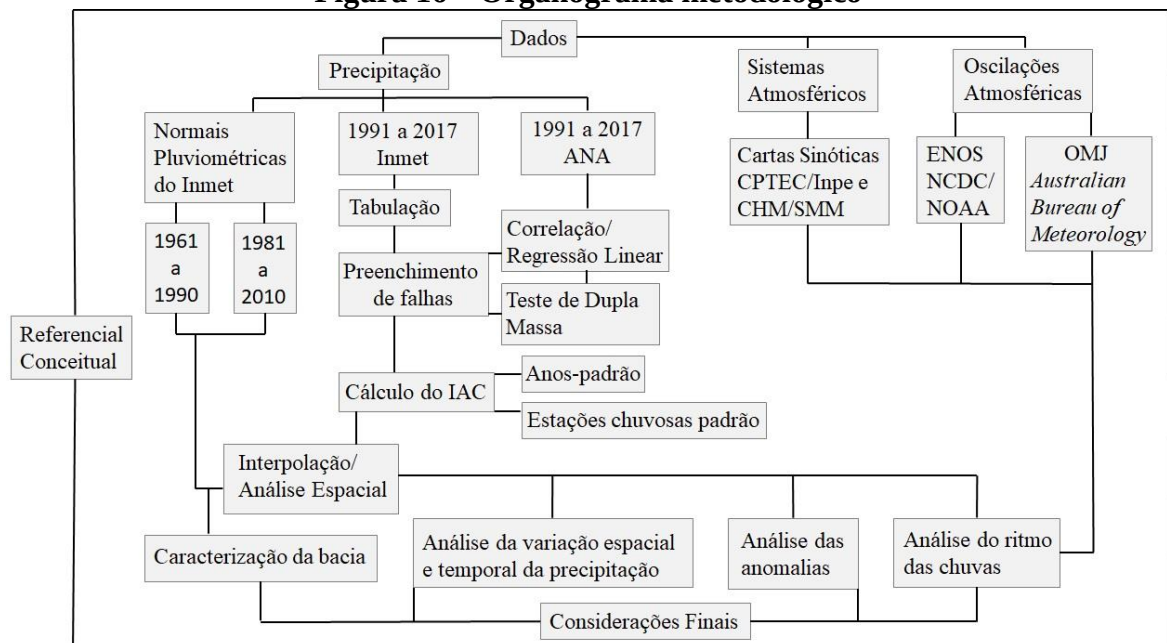
O inverno da região Sudeste e da BH do Rio Doce é ameno em razão da grande quantidade de energia que atinge a região durante o ano. A ASAS atua como uma circulação continental antes da FPA atingir o estado, e como circulação predominante do quadrante sudeste após a passagem do sistema. Na região da bacia, a proximidade com a costa brasileira possibilita o acúmulo de umidade no ar, tanto no inverno quanto no verão, contudo, no inverno, a atuação da circulação anti-horária e subsidente da ASAS e a presença da mPa fazem com que a região experimente um inverno seco (CUPOLILLO, 2008).

Após serem apresentados os conceitos e as características das oscilações e dos principais sistemas atmosféricos que modulam o tempo e o clima da BH do Rio Doce, no próximo capítulo apresentar-se-ão os procedimentos metodológicos utilizados para verificar e analisar a relação da variabilidade das precipitações nessa bacia com as oscilações que nela atuam.

3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Neste capítulo são descritas todas as etapas, os procedimentos e os métodos utilizados durante a pesquisa para a obtenção e tratamento dos dados sintetizados no organograma abaixo (Figura 16). São empregados, fundamentalmente, recursos da estatística, do Sistema de Informação Geográfica – SIG e do Índice de Anomalia de Chuvas – IAC.

Figura 16 – Organograma metodológico



Fonte: Elaborado pela autora (2019).

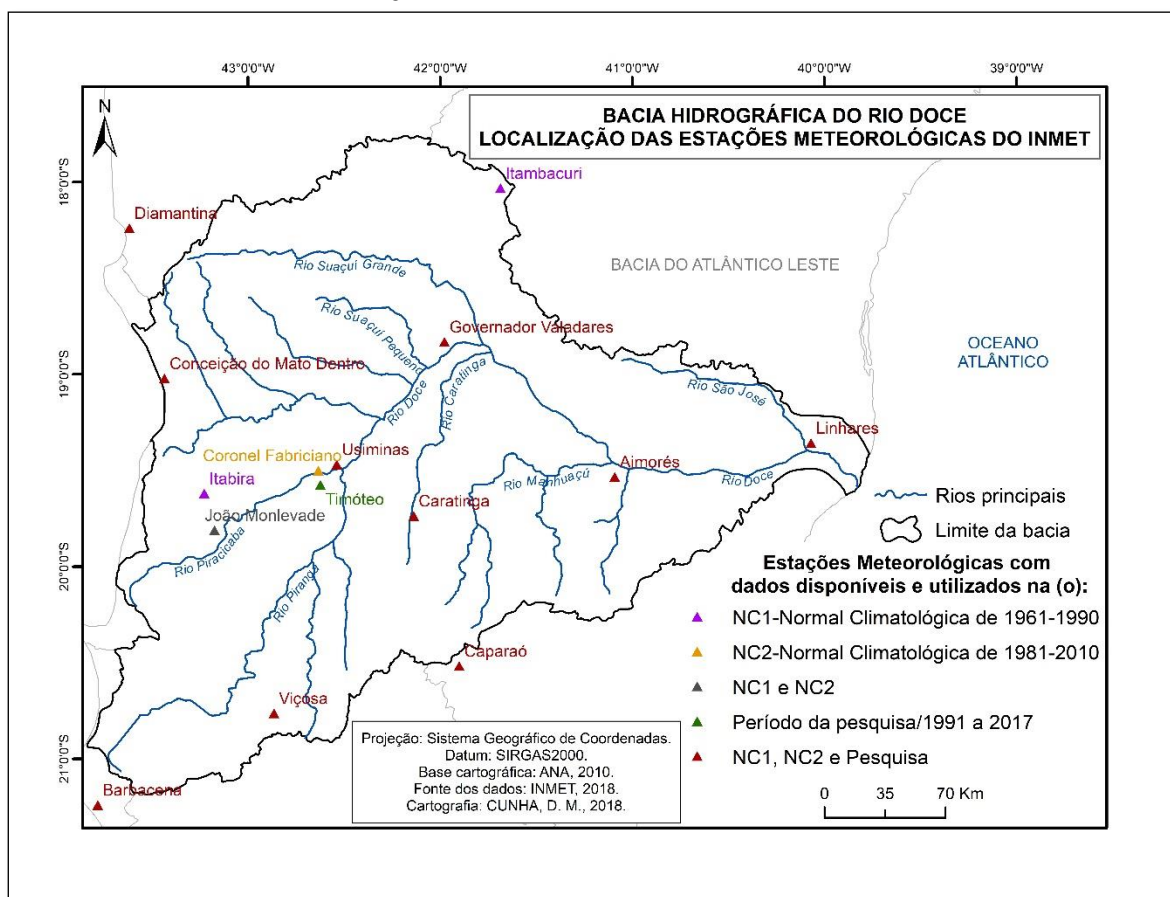
3.1 Obtenção dos dados

A caracterização climática da BH do Rio Doce fundamenta-se em uma revisão bibliográfica que contempla os fatores estáticos e dinâmicos que influenciam o clima. São utilizados os dados de precipitação da Normal Climatológica – NC de 1961-1990 e da NC de 1981-2010 do Inmet (INMET, 2018b). Com esses dados confeccionaram-se climogramas, mapas e tabelas que apresentam o comportamento da precipitação nas diferentes estações meteorológicas e, consequentemente, nos territórios da bacia.

Para a elaboração dos mapas de precipitação anual e de precipitação nas estações seca e chuvosa da NC de 1961-1990, utilizaram-se dados disponibilizados pelo Inmet de 13 estações climatológicas, 12 no estado de Minas Gerais (Aimorés, Barbacena, Caparaó, Caratinga, Conceição do Mato Dentro – CMD, Diamantina, Governador Valadares, Itabira, Itambacuri, João Monlevade, Usiminas e Viçosa) e uma no estado do Espírito Santo (Linhares) (Figura 17).

Já para a elaboração dos mapas de precipitação anual e de precipitação nas estações seca e chuvosa da NC de 1981-2010, utilizaram-se dados de 12 estações climatológicas também pertencentes ao Inmet e disponibilizados pelo instituto, 11 no estado de Minas Gerais (Aimorés, Barbacena, Caparaó, Caratinga, CMD, Coronel Fabriciano, Diamantina, Governador Valadares, João Monlevade, Usiminas e Viçosa) e uma no estado do Espírito Santo (Linhares) (Figura 17).

Figura 17 – Mapa de localização das estações meteorológicas do Inmet utilizadas na caracterização climática da bacia e no cálculo do IAC



Fonte: Elaborado pela autora com dados extraído do Inmet (2018a e 2018b).

Observa-se que da NC de 1961-1990 para a de 1981-2010 algumas estações foram retiradas (Itabira e Itambacuri) e uma outra acrescentada (Coronel Fabriciano), o que se deve ao processo de ativação/desativação de estações por parte do Inmet. Destaca-se em ambas as NCs e no período da pesquisa o uso de três estações fora do perímetro da bacia (Barbacena, Caparaó e Diamantina), o que ocorre devido à proximidade delas com os cursos d'água que a constituem, fato esse que influi nos dados e permite uma melhor interpolação.

Para o cálculo da anomalia de chuvas, utilizaram-se dados de precipitação diária de sete estações meteorológicas, convencionais e automáticas, em operação, localizadas na BH do Rio Doce; seis no estado de Minas Gerais (Aimorés, Caratinga, CMD, Governador Valadares, Timóteo e Viçosa) e uma no estado do Espírito Santo (Linhares), além de três estações do entorno localizadas em Minas Gerais (Barbacena, Caparaó e Diamantina), todas pertencentes ao Inmet (Figura 17). Após a tabulação dos dados e a verificação das falhas existentes, procedimentos descritos posteriormente, averiguou-se que o período de maior consistência dos dados disponíveis é o dos anos 1991 a 2017.

Os dados das estações localizadas nos municípios de Aimorés, Caratinga, CMD, Viçosa, Barbacena, Caparaó e Diamantina foram obtidos por meio do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa – BDMEP. O BDMEP é um banco de dados meteorológicos disponível no portal do Inmet com dados diários digitais de séries históricas de estações meteorológicas convencionais contendo precipitação ocorrida nas últimas 24 horas, temperatura do bulbo seco, temperatura do bulbo úmido, temperatura máxima, temperatura mínima, umidade relativa do ar, pressão atmosférica ao nível da estação, insolação, direção e velocidade do vento. Os dados estão disponibilizados a partir de 1961 para as estações que possuem, e de acordo com as normas técnicas internacionais da Organização Mundial Meteorológica – OMM (INMET, 2018a).

No município de Aimorés, todavia, a estação meteorológica convencional funcionou somente até meados do ano 2014, tendo sido substituída por uma estação meteorológica automática que entrou em operação no início de 2008. Assim, por meio de e-mail, o 5º Distrito de Meteorologia – 5º Disme do Inmet disponibilizou em arquivo de extensão .txt o banco de dados dessa estação, dados esses que foram convertidos para o Excel para melhor manuseio e tratamento, tendo sido utilizados para completar os dados da estação convencional dos anos de 2013 a 2017. Optou-se por utilizar os dados da estação automática a partir de 2013, porque somente a partir desse ano não foram encontradas falhas em seus dados. No ano de 2012, por exemplo, a estação convencional não coletou dados no mês de julho, enquanto a estação automática não realizou coleta entre os meses de maio a setembro. Desta forma, a escolha priorizou o banco de dados que tivesse o menor número de falhas.

No município de Governador Valadares também foram utilizados dados da estação convencional, a qual esteve em operação de 1/1/1970 a 27/8/2007, e dados da estação automática, que entrou em operação em 29/5/2007, ambos os históricos de dados também fornecidos por e-mail pelo 5º Disme/Inmet em extensão .pdf, os quais foram posteriormente convertidos para o Excel. O mesmo ocorreu com os municípios de Ipatinga (Usiminas) e

Timóteo, ambos localizados na Região Metropolitana do Vale do Aço. Devido à proximidade e similaridade geográfica desses municípios, fez-se uma junção do banco de dados da estação convencional da Usiminas localizada em Ipatinga, que operou de 1/2/1979 a 1/5/2005, com os dados da estação automática de Timóteo, que entrou em operação em 22/2/2006, ambos históricos também fornecidos por e-mail pelo 5º Dismet/Inmet em extensão .pdf, posteriormente convertidos para o Excel. Por fim, os dados das estações convencional e automática de Linhares-ES foram obtidos via e-mail diretamente com a sede do Inmet em Brasília. A estação convencional operou neste município de 1/7/1970 a 13/3/2009, e a estação automática a partir de 27/10/2006. Utilizaram-se, portanto, os dados da estação convencional até o ano de 2006, e da estação automática a partir de 2007.

No preenchimento dos dados faltados (procedimento apresentado na seção 3.3) foram utilizados os dados de estações pluviométricas mantidas pela Agência Nacional das Águas – ANA e operadas pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM, os quais foram obtidos no sítio eletrônico do Sistema de Informações Hidrológicas – Hidroweb pertencente à ANA. Antes, contudo, de apresentar o procedimento utilizado no preenchimento de falhas dos dados utilizados, na próxima seção deste capítulo apresenta-se o procedimento utilizado na tabulação dos dados que contribuiu para a escolha do período da pesquisa – 1991 a 2017.

3.2 Tabulação dos dados

Zavattini e Boin (2013) sugerem a tomada de procedimentos simples e úteis na organização e tabulação dos dados de uma pesquisa, uma vez que, antes de aplicar técnicas para a análise dos dados, é necessário homogeneizar as séries temporais da área de estudo. Para os autores, a homogeneização é condição *sine qua non* quando se pretende comparar resultados entre diferentes localidades da área de estudo ou entre a área de estudo e demais áreas. Descrevem ser incorreto juntar estatisticamente fenômenos meteorológicos e eventos climáticos de datas diversas. Desta forma, quando o tempo inicial e final da pesquisa não é padronizado, trata-se em um mesmo conjunto de fenômenos meteorológicos e de eventos climáticos que podem ter períodos distintos.

Assim, em um primeiro momento, foi organizado um banco de dados contendo o total pluviométrico diário das sete estações inseridas na bacia que seria utilizado no cálculo das anomalias de chuva para o período de 1980-2017, a fim de se verificar o comportamento da precipitação e, por conseguinte, de detectar a existência ou não de falhas de dados diários. O período foi escolhido tendo por base a existência de anos de dados comuns a todas as estações

meteorológicas localizadas no interior da bacia, visto que essas estações possuem coletas de dados iniciados em anos diferentes, sendo, dentre as atuais estações em operação, a do município de Caratinga a mais antiga da bacia, com início em 15/3/1924, e a do município de Ipatinga (Usiminas) a mais recente, com início em 1/2/1979.

Após a organização de todos os dados diários de precipitação de 1980 a 2017 em planilhas do Excel, verificou-se, por meio de uma tabela dinâmica elaborada por estação meteorológica, o número de dias com coleta de dados para cada mês/ano, o que possibilitou verificar os meses em que ocorreu coleta em todos os dias, os meses com até dez dias de falhas, os meses com mais de dez dias de falhas e os meses sem coleta. Tais informações foram simbolizadas em uma planilha do Excel que reuniu as informações de todas as estações por mês e por ano.

A planilha foi posteriormente transformada em uma planilha cromática única, a fim de se obter melhor visualização e verificação da ocorrência das falhas, simultaneamente, em todas as estações. Por seu intermédio, fica mais perceptível a maior ocorrência de falhas durante a década de 1980 em todas as estações (Quadro 3). A existência de falhas foi assim observada, principalmente nas estações convencionais, podendo se relacionar à ausência do observador, a falhas nos instrumentos, à perda de anotações ou dos registros dos dados, tradicionalmente realizados de forma manual.

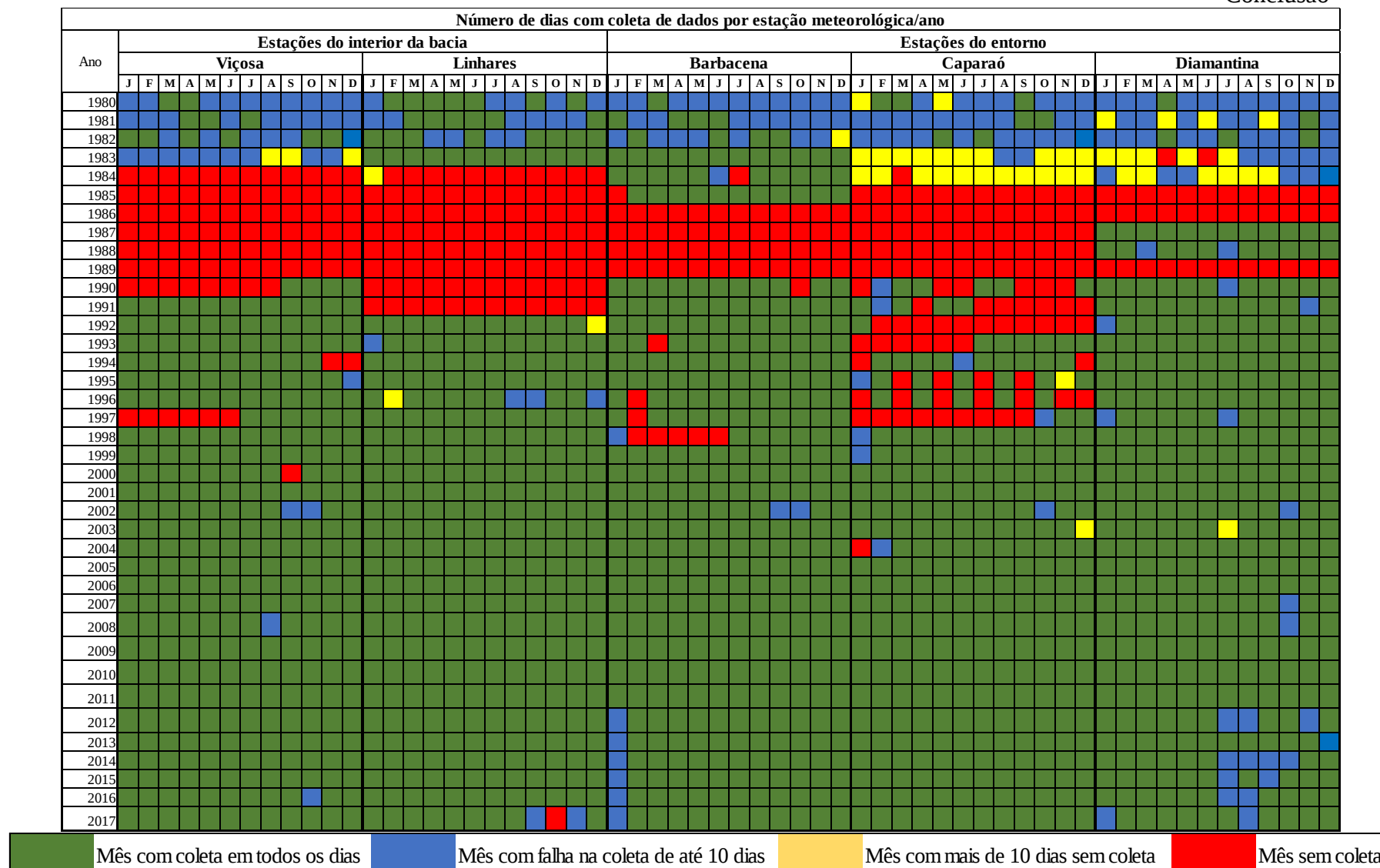
O esquema cromático visa facilitar a visualização e utilização das informações de um dado posto pluviométrico (ausência ou presença de falhas diárias) da planilha (ZANDONADI, 2013; CHIERICE, 2013; FONTÃO, 2014). Neste trabalho fez-se uma adaptação do esquema cromático apresentado por Zandonadi (2013), o qual se baseou nas cores dos semáforos de trânsito. Dessa maneira, utilizam-se aqui as células verdes para indicar estações meteorológicas que tiveram coleta de dados em todos os dias do mês; a célula amarela para representar os meses que tiveram mais de dez dias de falhas em sua coleta; a célula vermelha para o mês sem coleta; acrescentando-se a cor azul para indicar os meses que tiveram até dias dez dias de falhas (Quadro 3).

No geral, muitos meses sem coleta de dados foram observados entre os anos de 1984 a 1990, sendo que, de 1980 a 1983 também ocorreram muitas falhas. Tal fato fez com que a delimitação do tempo da pesquisa fosse repensada e, conseqüentemente, escolhido um período em que ocorresse a menor quantidade de falhas mensais, fossem elas de até dez dias, de mais de dez dias ou dos dias sem coleta, em todas as estações simultaneamente.

Quadro 3 – Planilha cromática elaborada para detectar as falhas de coleta de dados das estações meteorológicas

[illegible]

Conclusão



Fonte: Resultado da pesquisa.

Portanto levou-se em consideração a ocorrência das falhas para a escolha do período da pesquisa, que ficou delimitado para os anos de 1991 a 2017 e, consequentemente, para a verificação da variabilidade das chuvas através do cálculo das anomalias de chuva. Durante esse período, com base em uma decisão empírica que visava viabilizar a realização da pesquisa, as estações que ainda apresentaram falhas na coleta de dados tiveram seus valores preenchidos por meio da técnica da correlação e da regressão linear explicadas na próxima seção do capítulo.

3.3 Preenchimento das falhas dos dados de precipitação

Para o preenchimento de falhas de dados de precipitação, Bertoni e Tucci (2009) sugerem diversos métodos, como o de ponderação regional, de regressão linear e de ponderação regional com base em regressões lineares. Dentre tais métodos, fez-se opção pelo uso da regressão linear aplicada aos totais mensais de precipitação, uma vez que se trata de um método mais aprimorado, que permite a correlação de um posto de coleta com falhas com um posto vizinho sem falhas para aquele período. Para Naghettini e Pinto (2007), a teoria da regressão e da correlação ocupam um lugar de destaque dentro do conjunto de métodos estatísticos que visam estudar a associação entre duas ou mais variáveis aleatórias.

A correlação é uma medida relativa que indica a relação entre duas variáveis; o valor de seu coeficiente revela unicamente o grau de relação estatística e não o porquê de se existir a relação, o que será explicado posteriormente pelo trabalho do geógrafo (GERARDI; SILVA, 1981). “O coeficiente de correlação linear r mede a força da correlação linear entre valores quantitativos emparelhados de x e y em uma amostra.” (TRIOLA, 2013, p. 417). O coeficiente de correlação linear é comumente chamado de coeficiente de correlação de Pearson (*Pearson product moment*) dado pela fórmula (COLE, 1972; GERARDI; SILVA, 1981; CRESPO, 2009):

$$r = \frac{n\sum xy - (\sum x)(\sum y)}{\sqrt{n\sum x^2 - (\sum x)^2} \cdot \sqrt{n\sum y^2 - (\sum y)^2}}$$

em que n é o número de observações.

O índice de correlação entre cada par de variáveis sempre se encontra entre +1 e -1. Dessa forma, uma correlação de 1 indica uma correlação positiva perfeita entre duas variáveis; já -1 indica uma correlação negativa perfeita; e em torno de 0 indica nenhuma correlação ou uma correlação fraca (COLE, 1972; GERARDI; SILVA, 1981; NAGHETTINI; PINTO, 2007; CRESPO, 2009; TRIOLA, 2013). Por outro lado, um coeficiente de correlação 0 pode não

indicar que não há correlação entre as duas variáveis, sendo possível se tratar de outra correlação que não seja do tipo linear (GERARDI; SILVA, 1981).

A análise de regressão descreve através de um modelo matemático a relação entre duas variáveis; trata-se, portanto, de um processo mais completo para estudar o relacionamento entre variáveis dependentes e independentes. Ele tem por objetivo responder se por intermédio de uma variável é possível prever a outra, ou seja, estima o relacionamento entre as variáveis, exprimindo uma em termos de uma função linear da outra (GERARDI; SILVA, 1981; CRESPO, 2009; ROGERSON, 2012).

Essa análise admite que existe um relacionamento linear entre a variável dependente/estação com falha (y) e a variável independente/estação sem falha (x), realizando o ajuste de uma reta ao conjunto de dados observados, preocupando-se com a interpretação e a análise dos efeitos de x sobre y e com a natureza do ajuste (ROGERSON, 2012; SILVESTRE, 2016). O resultado da análise de regressão é uma equação que permite prever os valores de y com base nos valores de x . Quando há apenas uma variável explicativa independente, realiza-se uma regressão simples, a qual é dada pela seguinte equação (ROGERSON, 2012):

$$y = a + bx$$

“onde y é o valor predito da variável dependente, x é o valor observado da variável independente, a é o intercepto (ou ponto onde a linha intercepta o eixo vertical) e b é a inclinação da reta.” (ROGERSON, 2012, p. 202). As quantidades a e b são parâmetros que descrevem a reta, estimados com base nos dados.

Além da equação de regressão, obtém-se também o coeficiente de determinação (r^2), o que se refere à proporção da variabilidade total em y explicada pela regressão. O coeficiente de determinação é igual ao quadrado do coeficiente de correlação. O valor (r^2) varia de 0 a 1, em que o 0 indica que nenhuma variabilidade em y foi explicada pela variável x , enquanto o valor 1 implica que a reta de regressão se ajusta perfeitamente em todos os pontos observados (ROGERSON, 2012).

Dessa forma, com a finalidade inicial de medir a força da associação linear entre variáveis, foram escolhidas estações pluviométricas operadas pela ANA, denominadas variáveis independentes, localizadas no interior da bacia, para fazer a correlação com as estações meteorológicas, variáveis dependentes, as quais tinham dados mensais de precipitação a serem preenchidos. Para a escolha das estações pluviométricas levou-se em consideração alguns quesitos, como a localização latitudinal e longitudinal relativamente próxima à da

estação meteorológica e a localização altimétrica de ambas, sendo considerada relevante a maior similaridade (VICENTE, 2005; AGUIAR; NUNES, 2006; CASTELLANO, 2016).

Além disso, no processo de escolha da estação pluviométrica, fez-se uma análise preliminar de seu banco de dados, a fim de verificar se ela dispunha tanto de um período de dados comum com o da estação meteorológica para a realização da correlação como da coleta de dados nos meses faltantes nas estações para que estes depois pudessem ser utilizados no preenchimento das falhas. Os postos pluviométricos utilizados no preenchimento das falhas podem ser observados no Quadro 4.

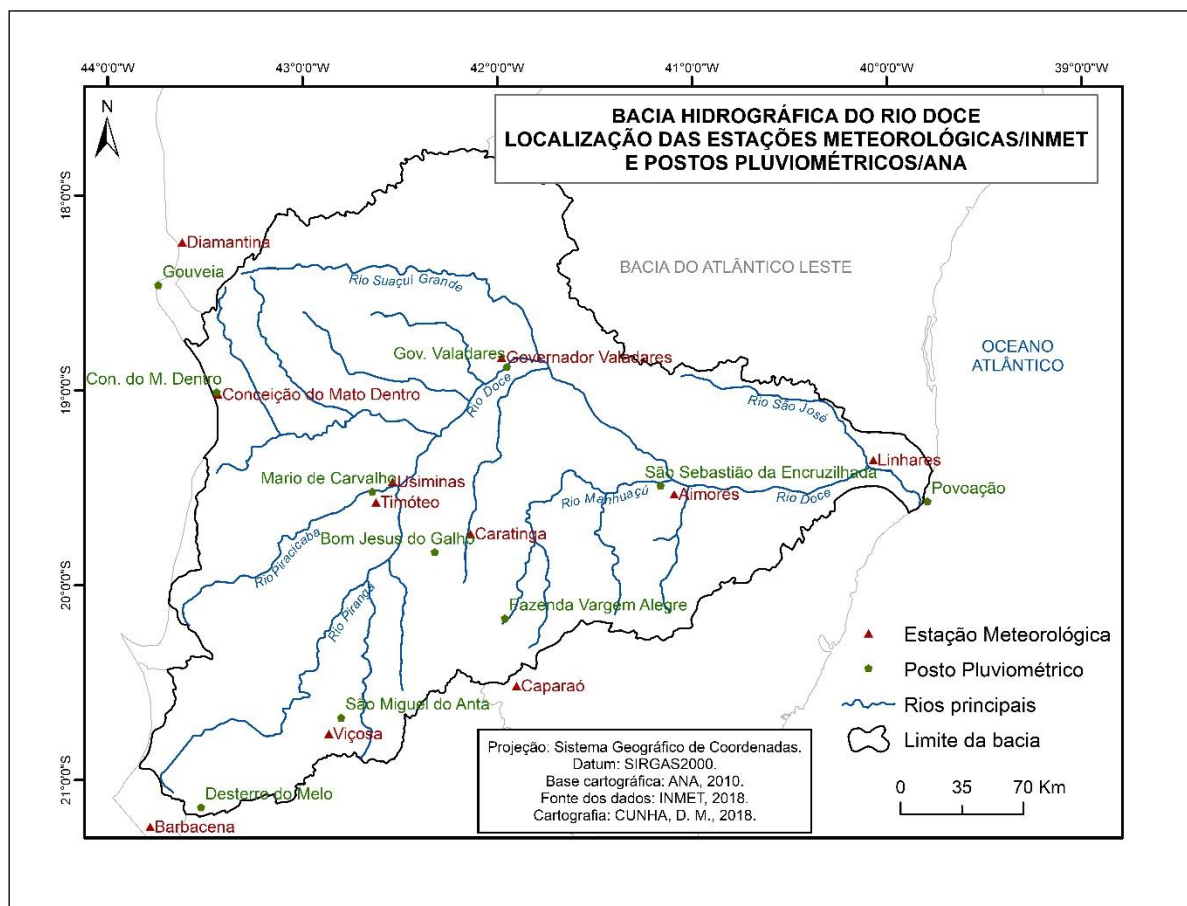
Quadro 4 – Relação das estações meteorológicas e dos postos pluviométricos utilizados no preenchimento das falhas

VARIÁVEL DEPENDENTE				VARIÁVEL INDEPENDENTE			
Estação Meteorológica	Lat.	Long.	Alt.	Posto Pluviométrico	Lat.	Long.	Alt.
Aimorés	-19,53	-41,09	288,00	São Sebastião da Encruzilhada	-19,49	-41,16	115,00
Caratinga	-19,74	-42,14	609,65	Bom Jesus do Galho	-19,83	-42,32	505,00
CMD	-19,02	-43,43	652,00	CMD/	-19,01	-43,44	675,00
Gov. Valadares	-18,83	-41,98	198,00	Gov. Valadares	-18,88	-41,95	150,00
Linhares	-19,36	-40,07	38,00	Povoação	-19,57	-39,79	3,00
Timóteo	-19,57	-42,62	493,00	Mario de Carvalho	-19,52	-42,64	232,00
Usiminas	-19,46	-42,53	298,60				
Viçosa	-20,76	-42,86	698,00	São Miguel do Anta	-20,68	-42,80	583,00
Barbacena	-21,25	-43,76	1.126,00	Desterro do Melo	-21,14	-43,52	780,00
Caparaó	-20,51	-41,90	843,18	Fazenda Vargem Alegre	-20,17	-41,96	-
Diamantina	-18,23	-43,64	1.296,12	Gouveia	-18,46	-43,74	1.200,00

Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos da ANA (2018) e Inmet (2018a).

Na Figura 18, é possível identificar a distribuição espacial das estações meteorológicas e dos postos pluviométricos utilizados no preenchimento das falhas de dados das primeiras. Por meio dela é possível observar que, em geral, as estações e os postos estão espacialmente próximos. Destacam-se como estações e postos mais próximos os localizados nos municípios de CMD e de Governador Valadares e, como mais distantes, os utilizados no preenchimento das falhas de Caparaó, Caratinga e Linhares, pois foram utilizados, respectivamente, os dados dos postos localizados no município de Manhuaçu (Fazenda Vargem Alegre) e Bom Jesus do Galho, e do distrito de Povoação, pertencente a Linhares.

Figura 18 – Mapa de localização das estações meteorológicas e dos postos pluviométricos



Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos da ANA (2018) e do Inmet (2018a).

Após o preenchimento das falhas e de posse de todos os dados para o período de 1991 a 2017 de todas as estações, foram verificadas as anomalias de chuva mensais e anuais, cujo procedimento utilizado para sua obtenção é apresentado no próximo subitem.

3.4 Verificação da variabilidade das chuvas por meio do cálculo da anomalia de chuva

O IAC calcula as anomalias de precipitação em relação à média da série histórica, ou seja, apresenta uma equação para precipitações acima da média e outra para as precipitações abaixo da média da série histórica, conforme as equações 1 e 2. Para anomalias de precipitação positivas, o parâmetro M é a média dos dez valores mais elevados de precipitação do período estudado; para as anomalias negativas, o parâmetro X representa os dez valores mais baixos de precipitação do mesmo período (GROSS, 2015; FERNANDES *et al.* 2009; CHECHI; SANCHES, 2013; SANCHES; VERDUM; FISCH, 2014).

$IAC = 3[(N - \bar{N})/(M - \bar{N})]$ Para anomalias positivas (1)

$IAC = -3[(N - \bar{N})/(X - \bar{N})]$ Para anomalias negativas (2)

Em que:

N = precipitação (mm) observada atual (do mês ou do ano em que será calculado o IAC);

$\bar{N}$ = precipitação média da série histórica (mm);

M = média dos dez valores mensais ou anuais mais altos;

X = média dos dez valores mensais ou anuais mais baixos. (GROSS, 2015; FERNANDES *et al.* 2009; CHECHI e SANCHES, 2013; SANCHES; VERDUM; FISCH, 2014).

Os valores encontrados são classificados de acordo com a metodologia do IAC apresentada na Tabela 1.

Tabela 1 – Classificação da anomalia de precipitação conforme o Índice de Anomalia de Chuva (IAC)

IAC	Classificação
$\geq 4,00$	Extremamente úmido
3,00 a 3,99	Umidade alta
2,00 a 2,99	Umidade moderada
0,5 a 1,99	Umidade baixa
- 0,49 a 0,49	Normal
- 1,99 a - 0,5	Seca suave
- 2,99 a - 2,00	Seca moderada
- 3,99 a - 3,00	Seca alta
$\leq - 4,00$	Extremamente seca

Fonte: Fernandes *et al.* (2009).

Por meio do IAC, obtiveram-se as anomalias de chuva mensais, anuais e por estações chuvosas para todas as estações meteorológicas da BH do Rio Doce, as quais serão apresentadas posteriormente. Os dados foram utilizados para uma análise da variabilidade das chuvas na bacia, sendo que, por meio deles, se obteve a variabilidade mensal, anual e sazonal, e pôde-se verificar a ocorrência de anos-padrão habitual, seco e úmido, tal como de estações chuvosas habitual, seca e úmida, escolhidos conforme procedimento apresentado a seguir.

3.5 Definição dos anos-padrão e das estações chuvosas padrão

Após calculados os dados do IAC anual e das estações chuvosas para todas as estações meteorológicas da bacia no período de estudo de 1991 a 2017, organizaram-se duas planilhas nas quais podem ser observados os resultados (tabelas 2 e 3). Essas planilhas contribuem para a obtenção dos anos-padrão habitual, seco e úmido, bem como das estações chuvosas habitual, seca e úmida.

Tabela 2– Anomalias de chuva anuais conforme o IAC

Ano	Estações Meteorológicas do Inmet									
	Aim.	Ctga	CMD	G. Val.	Lin.	Tim.	Viç.	Barb.	Cap.	Diam.
1991	1,58	1,33	2,06	3,90	-3,87	-1,28	4,18	1,69	-1,82	5,04
1992	3,53	0,09	6,65	4,41	3,76	3,14	2,40	0,83	0,40	6,21
1993	-2,42	-2,22	-4,56	-1,10	-0,96	-4,47	-5,12	-1,99	-2,66	-2,97
1994	-1,70	3,52	-2,58	-0,94	1,42	-0,98	0,95	-1,55	7,31	1,72
1995	1,68	1,29	1,80	2,85	1,27	0,31	-2,12	-1,84	-4,02	2,50
1996	-0,84	1,06	-0,12	0,02	-0,71	-0,93	-1,74	0,40	-0,86	-2,48
1997	1,90	4,20	1,05	2,08	-3,41	-0,46	1,09	-2,91	2,40	0,70
1998	-1,55	-2,07	-1,33	-1,83	-3,32	-0,03	-1,64	-0,82	-3,30	-0,33
1999	-1,23	-1,12	-3,33	-0,11	-1,45	-1,11	-0,81	-4,18	-3,43	-0,72
2000	-1,14	-1,14	-0,60	-1,06	1,00	0,69	-0,80	-1,63	1,03	2,23
2001	-0,29	-0,93	-2,03	-1,53	2,78	-2,41	-1,44	-1,17	-0,55	-2,15
2002	2,25	4,30	0,20	-1,01	-1,39	-1,70	1,00	1,44	0,92	0,59
2003	-0,63	-3,14	-1,69	-2,91	-2,52	-3,48	-1,70	-0,93	-1,95	-2,31
2004	3,64	2,96	1,57	1,49	4,51	5,37	6,78	7,25	3,68	1,99
2005	4,25	4,69	5,20	2,59	3,74	4,03	2,14	5,13	3,51	2,00
2006	1,80	-0,05	0,85	-0,06	3,05	1,50	-0,88	-1,45	-1,10	4,90
2007	-5,08	-2,29	-4,09	-3,14	-2,04	-3,94	-3,44	0,45	-0,80	-4,63
2008	-1,40	0,44	2,07	-2,27	2,01	2,32	5,39	5,23	3,43	1,42
2009	0,34	2,43	2,46	5,12	6,46	3,43	3,83	2,40	4,47	1,16
2010	1,25	1,03	0,61	0,43	0,77	-0,52	1,06	3,35	2,00	-2,72
2011	0,19	0,69	4,68	2,05	0,11	3,55	2,12	-0,68	1,24	0,34
2012	-1,73	-2,77	-1,31	-3,40	0,19	-4,40	0,27	-2,60	-3,94	-1,02
2013	8,11	4,22	2,45	3,02	0,92	5,66	0,71	1,14	0,88	2,00
2014	-4,02	-5,04	-4,57	-5,91	-2,88	-2,81	-5,90	-3,60	-3,17	-4,75
2015	-5,62	-4,74	-3,07	-4,48	-5,31	-4,41	-1,36	0,87	-3,57	-1,44
2016	-1,48	-1,86	0,82	2,49	-3,43	-0,49	-0,59	1,50	0,15	-2,18
2017	-5,00	-4,74	-2,74	-3,57	-1,77	-0,48	-5,54	-6,70	-1,37	-2,81

Fonte: Resultado da pesquisa.

Tabela 3– Anomalias de chuva por estação chuvosa conforme o IAC

Estação Chuvosa	Estações Meteorológicas do Inmet									
	Aim.	Ctga	CMD	G. Val.	Lin.	Tim.	Viç.	Barb.	Cap.	Diam.
1991/1992	-0,33	-2,55	3,59	4,45	-0,97	-1,15	-0,3	-2,3	-5,09	6,12
1992/1993	-0,14	-2,67	2,40	-2,15	-1,01	0,36	-2,09	-2,17	0,56	1,50
1993/1994	-0,22	3,08	-4,76	1,41	1,81	0,52	1,14	-2,53	3,21	2,23
1994/1995	-5,02	-2,72	-2,32	-3,29	-3,72	-4,55	-3,78	-3,61	1,19	2,94
1995/1996	0,25	1,41	0,18	2,96	-0,45	-1,66	-3,36	-0,15	-3,81	-3,41
1996/1997	5,97	7,28	3,71	6,27	1,16	2,81	2,08	2,31	1,75	1,66
1997/1998	-1,37	0,66	-0,66	2,36	-3,34	-2,31	-1,88	-3,65	-0,39	-1,31
1998/1999	-1,29	-2,62	-1,44	-2,76	-2,2	1,2	0,34	-1,64	-4,25	1,29
1999/2000	1,17	1,96	0,17	2,69	1,06	2	0,73	-3,02	0,95	1,85
2000/2001	-2,62	-3,24	-3,89	-4,24	-1,03	-3,98	-3,21	-3,52	-0,67	-1,80
2001/2002	2,16	3,14	0,18	2,22	3,96	1,3	2,4	0,59	1,29	1,58
2002/2003	2,19	2,76	0,08	-2,52	-3,89	-2,21	-0,09	3,57	3,32	-1,92
2003/2004	4,08	-0,53	1,04	0,45	2,43	1,93	4,84	0,54	-0,58	0,92
2004/2005	2,46	4,72	4,77	1,74	1,95	5,29	1,83	5,67	4,30	3,55
2005/2006	-0,05	-3,84	0,38	-0,47	1,12	0,17	-1,89	2,41	-2,72	0,30
2006/2007	1,81	2,47	-0,17	1,49	4,63	2,19	1,38	3,59	2,01	6,09
2007/2008	-4,37	-1,19	-2,90	-2,22	-2,15	-1,96	-2,85	1,51	-1,17	-4,79
2008/2009	-0,58	0,53	5,23	2,33	7,14	4,55	6,86	4,27	6,67	1,70
2009/2010	-2,86	-0,81	-0,30	-0,09	2,03	-0,11	-2,13	1,85	-1,55	-2,16
2010/2011	3,47	2,53	3,72	3,5	1,51	1,03	5,22	2,3	5,31	-1,13
2011/2012	-1,48	0,45	4,98	-0,02	0,85	3,15	3,51	1,74	-1,48	2,28
2012/2013	-0,22	0,55	-1,31	-0,09	-1,85	-3,26	-1,14	-2,53	-2,52	-1,04
2013/2014	6,44	-0,95	-2,13	0,89	3,37	5,57	-3,27	-3,39	-2,08	-2,81
2014/2015	-4,61	-4,79	-3,29	-8,36	-2,47	-4,8	-3,2	-0,67	-3,15	-2,81
2015/2016	-4,73	-3,28	-3,11	-1,96	-5,68	-3,52	-1,56	2,3	-3,35	-4,67
2016/2017	-1,65	-3,10	-4,84	-2,03	-3,67	-1,75	-4,22	-3,29	-0,77	-4,32

Fonte: Resultado da pesquisa.

Contudo, como se trata de uma planilha numérica, não é possível obter por seu intermédio uma visualização e uma análise rápida e mais acurada dos dados. Assim, tomando por base as considerações assinaladas, estabeleceu-se que cada classificação do IAC seria representada por uma classe de cor. Desta forma, como o IAC possui nove classificações, foram definidos nove intervalos de classe representados por cores, conforme pode ser visualizado na Tabela 4. E após definidas as classes, reorganizou-se a planilha com os dados das anomalias utilizando as cores dos intervalos de classe (tabelas 5 e 6).

Tabela 4– Intervalos de classes das anomalias de chuva conforme o IAC

Classes	Classificação	IAC
	Extremamente úmido	$\geq 4,00$
	Umidade alta	3,00 a 3,99
	Umidade moderada	2,00 a 2,99
	Umidade baixa	0,5 a 1,99
	Normal	- 0,49 a 0,49
	Seca suave	- 1,99 a - 0,5
	Seca moderada	- 2,99 a - 2,00
	Seca alta	- 3,99 a - 3,00
	Extremamente seca	$\leq - 4,00$

Fonte: Elaborado pela autora.

Tabela 5– Síntese dos intervalos de classes das anomalias de chuva por ano e por estação meteorológica

Ano	Estações Meteorológicas do Inmet									
	Aim.	Ctga	CMD	G. Val.	Lin.	Tim.	Viç.	Barb.	Cap.	Diam.
1991										
1992										
1993										
1994										
1995										
1996										
1997										
1998										
1999										
2000										
2001										
2002										
2003										
2004										
2005										
2006										
2007										
2008										
2009										
2010										
2011										
2012										
2013										
2014										
2015										
2016										
2017										

Fonte: Resultado da pesquisa.

Tabela 6 – Síntese dos intervalos de classes das anomalias de chuva por estação chuvosa e por estação meteorológica

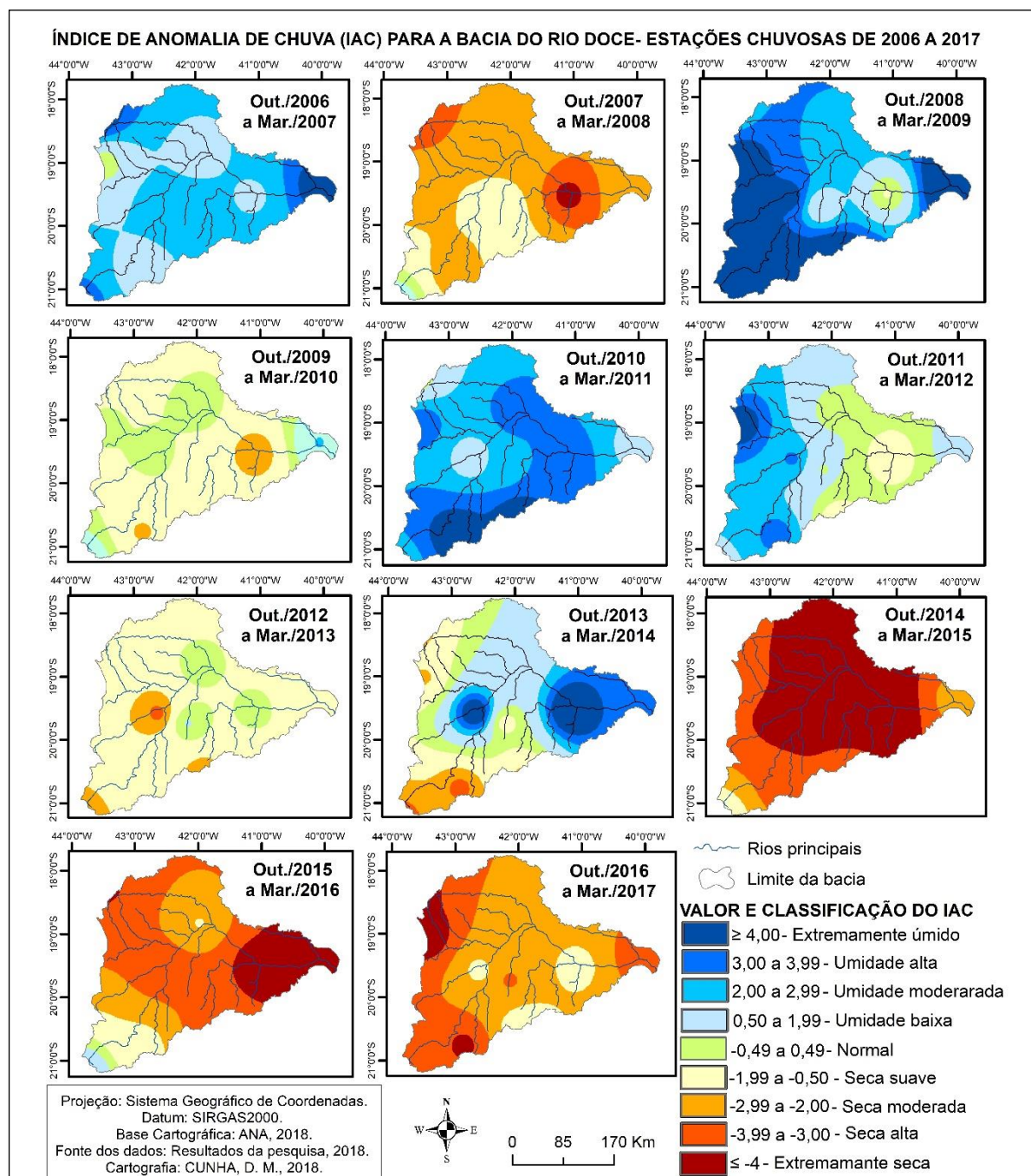
Estação Chuvosa	Estações Meteorológicas do Inmet									
	Aim.	Ctga	CMD	G. Val.	Lin.	Tim.	Viç.	Barb.	Cap.	Diam.
1991/1992										
1992/1993										
1993/1994										
1994/1995										
1995/1996										
1996/1997										
1997/1998										
1998/1999										
1999/2000										
2000/2001										
2001/2002										
2002/2003										
2003/2004										
2004/2005										
2005/2006										
2006/2007										
2007/2008										
2008/2009										
2009/2010										
2010/2011										
2011/2012										
2012/2013										
2013/2014										
2014/2015										
2015/2016										
2016/2017										

Fonte: Resultado da pesquisa.

A planilha cromática objetiva sintetizar e permitir uma análise visual rápida da distribuição espacial e temporal das anomalias de chuva. Sua leitura permite identificar que em suas colunas tem-se a distribuição espacial das anomalias, ou seja, é privilegiada a localização do fenômeno. Mesmo na distribuição espacial é possível identificar o comportamento anual da anomalia. Na leitura de linha por linha pode-se observar a distribuição temporal das anomalias, sua sucessão e evolução cronológica no conjunto da região (ZAVATTINI; BOIN, 2013; NASCIMENTO, 2016).

Todavia, devido ao número de classes, nove, obtidas de acordo com a classificação do IAC, observou-se que a análise visual para a escolha dos anos e das estações chuvosas padrão pelas planilhas cromáticas não gerou uma identificação rápida do fenômeno. Desta forma, para

Figura 20 – Exemplo dos mapas com a espacialização do IAC por estação chuvosa na BH do Rio Doce



Fonte: Resultado da pesquisa.

Para a escolha do ano-padrão seco e do ano-padrão úmido, priorizaram-se os anos que receberam e tiveram a maior parte da bacia ocupada pelas classificações extremamente seco e extremamente úmido, respectivamente (Figura 19), sendo observadas depois as maiores ocupações territoriais pelas demais classificações das anomalias, como de seca alta e umidade alta, sempre em ordem decrescente, da anomalia mais extrema à menos extrema. Assim, pela

análise temporal da planilha e espacial dos mapas destaca-se em toda a BH do Rio Doce como ano-padrão seco o ano de 2014, e como ano-padrão úmido, o de 2005.

Já para a escolha do ano-padrão habitual levou-se em consideração, inicialmente, a distribuição temporal da classificação normal. Todavia, tal classificação apresenta-se distribuída de forma muito dispersa na planilha e, por isso, para a escolha desse ano, também se considerou a linha da tabela em que aparecessem melhor distribuídas as classificações de umidade baixa à seca suave. Observação parecida foi encontrada na análise dos mapas, nos quais também se seguiu o mesmo parâmetro de escolha. Enquadraram-se nesse contexto os anos de 1996 e 2000, tendo sido escolhido o ano de 2000, especialmente, devido às observações obtidas com a espacialização dos dados e pela proximidade temporal com os demais anos-padrão, o que pode permitir uma melhor análise dos fatores responsáveis pela distribuição diferenciada das anomalias de um ano para outro.

A escolha das estações chuvosas seguiu os mesmos procedimentos utilizados na escolha dos anos-padrão. Em resumo, utilizaram-se dos dados da planilha cromática e do mapeamento das 26 estações chuvosas do período, priorizando para a estação chuvosa úmida as regiões com classificação extremamente úmida, seguida das classificações umidade alta e umidade moderada; e para a estação chuvosa padrão seca, as regiões com classificação extremamente seco, e, posteriormente, as classificações seca alta e seca moderada (Figura 20). O procedimento, observação temporal da tabela e espacial dos mapas, permitiu identificar como estação chuvosa padrão úmida a estação chuvosa de outubro de 2010 a março de 2011; e como estação chuvosa padrão seca a estação chuvosa de outubro de 2014 a março de 2015.

Em relação à estação chuvosa padrão habitual, optou-se pela escolha da estação chuvosa de outubro de 2011 a março de 2012. A escolha se justifica, sobretudo, pela distribuição regional das anomalias de chuva, que seguiram o padrão de distribuição das precipitações na bacia, com um oeste comumente mais chuvoso devido à influência da altitude e de um centro leste menos chuvoso ou dentro da classificação normal. A escolha também se baseou no parâmetro anterior, porque tanto pela análise visual da tabela cromática como dos mapas das anomalias das estações chuvosas não se observou, nem do ponto de vista temporal nem do espacial, uma estação chuvosa na qual predominassem exclusivamente anomalias de chuva dentro das classificações normal, umidade baixa e seca suave.

Além dos procedimentos anteriores também foi levado em consideração, especialmente em relação à estação chuvosa úmida e à estação chuvosa habitual, a escolha de anos mais recentes. Tal fato foi relevante porque viabilizou as análises do ritmo das chuvas, uma vez que

há maior facilidade de encontrar cartas sinóticas, imagens de satélites e boletins técnicos em nível diário disponíveis de anos mais recentes.

A distribuição mensal das anomalias nos três anos-padrão também foi analisada e espacializada no capítulo seis deste trabalho, junto com a análise espacial e temporal desses anos. As anomalias mensais foram obtidas conforme procedimento apresentado no próximo subitem desta seção.

3.5.1 Dados mensais dos três anos-padrão

O comportamento das anomalias mensais dos três anos-padrão foi obtido após a realização do cálculo das anomalias mensais de cada estação meteorológica, cujos resultados podem ser observados na Tabela 7.

Tabela 7– Modelo de anomalias de chuva mensais obtidos por estação meteorológica

Anomalias de chuva mensais da Estação Meteorológica de Aimorés												
Ano	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
1991	4,51	2,15	3,19	-3,73	-0,18	0,05	1,92	2,02	1,55	-2,56	-2,35	0,10
1992	2,68	2,56	-1,67	-3,17	3,91	0,14	1,89	6,98	0,31	6,24	-0,26	0,44
1993	-1,42	-1,76	-4,36	2,57	4,42	-2,27	-3,60	2,70	2,89	-2,35	-4,53	1,71
1994	-1,64	-3,62	8,30	3,51	-0,55	-3,44	-3,33	-3,42	-3,80	-3,51	-1,46	-3,01
1995	-2,19	-2,49	-1,03	3,11	0,54	-2,76	2,78	-1,95	-3,70	2,83	0,31	4,53
1996	-3,97	-3,81	-2,84	-0,81	-2,25	0,46	-3,05	1,55	6,53	1,32	4,70	-1,49
1997	3,90	-1,81	7,62	-2,01	-1,89	-2,64	-4,01	0,28	1,10	1,19	-1,70	-1,59
1998	1,03	-0,21	-1,76	-4,41	-1,52	-0,98	-2,16	-2,56	-3,63	5,37	-1,97	-1,66
1999	-2,63	-2,58	1,35	-0,67	-3,25	-1,53	-2,92	-2,86	-2,87	0,22	3,07	-1,14
2000	2,53	-1,85	-1,67	-3,10	-3,36	-2,82	-2,85	-0,40	0,58	-3,30	0,61	0,33
2001	-2,04	-3,87	-1,47	-2,11	0,47	-0,49	-2,64	-0,45	1,20	0,38	3,81	0,21
2002	-0,67	3,44	-1,97	-3,12	4,27	-2,58	0,15	3,61	11,58	-2,95	2,46	0,80
2003	1,83	0,27	1,22	-2,60	-3,29	-3,62	-2,30	4,63	-1,31	-2,90	-3,04	1,77
2004	6,83	4,81	2,82	0,65	-3,14	1,94	3,40	-2,41	-2,88	0,82	-2,28	0,36
2005	3,50	8,28	-2,24	-1,52	8,98	9,43	2,29	-0,28	-0,53	-1,81	1,83	-0,25
2006	-3,23	0,72	2,15	3,06	-0,97	-1,47	-0,59	-2,94	1,33	-2,13	1,79	3,24
2007	1,11	1,69	-4,48	-2,50	-3,36	-2,52	0,64	-2,23	0,17	-3,42	-3,23	-3,48
2008	0,67	0,00	-1,48	0,54	-3,54	-3,62	-2,92	-2,86	-2,33	-3,48	1,85	-0,83
2009	1,62	-3,95	0,15	4,30	-2,19	11,53	-0,52	-1,75	-2,03	7,12	-3,66	-1,59
2010	-3,44	-2,74	-1,64	2,35	3,03	-2,94	3,75	-2,96	-1,91	0,84	3,85	2,26
2011	-1,37	-0,64	2,23	5,31	-3,71	1,01	1,04	-3,34	-2,88	2,17	-0,15	-1,17
2012	1,49	-3,30	-4,69	-1,10	1,54	-3,07	-0,11	8,73	0,39	-3,17	3,99	-4,31
2013	-0,44	2,14	0,97	0,03	0,46	3,64	-2,37	-1,59	0,02	2,10	-0,30	14,57
2014	-3,32	-0,69	-2,37	1,28	-1,08	-2,21	9,86	-1,59	-1,48	-2,06	-0,91	-3,20
2015	-4,29	2,51	-2,85	-0,19	2,10	-0,92	-0,59	-2,20	-3,30	-1,81	-3,75	-3,16
2016	0,71	-1,75	-2,45	-3,26	0,05	0,46	1,25	-3,37	2,92	-2,40	2,64	-2,53
2017	-3,24	1,69	-0,53	3,87	0,74	1,34	1,82	-3,27	-2,58	0,28	-4,48	-5,48

Fonte: Resultado da pesquisa.

As anomalias mensais de cada estação foram posteriormente utilizadas na confecção de mapas de anomalias de chuva mensais da bacia para cada ano-padrão, os quais demonstram, assim, a distribuição espacial e temporal das anomalias de chuva mensais de cada ano-padrão. Em resumo, para cada ano-padrão confeccionaram-se mapas mensais das anomalias de chuva o que possibilitou a identificação de meses mais secos e úmidos em cada ano na BH do Rio Doce.

Após identificar as anomalias de chuva anuais, mensais e por estação chuvosa, bem como os anos-padrão e as estações chuvosas padrão, é necessário compreender como os sistemas e as oscilações atmosféricas contribuem para a distribuição das anomalias, ou seja, qual o papel destes na variabilidade da pluviosidade na BH do Rio Doce. Para obter essas respostas, realizou-se uma análise do ritmo das chuvas na bacia e de sua relação com os sistemas e as oscilações atmosféricas, conforme procedimento apresentado a seguir.

3.6 Análise do ritmo das chuvas e sua relação com os sistemas e as oscilações atmosféricas

Após identificados e analisados os dados dos anos-padrão da BH do Rio Doce tal como o comportamento das anomalias de chuva mensais em cada ano-padrão, observou-se que as anomalias de chuva, tanto positivas como negativas influenciam de forma mais representativa os seis meses, de outubro a março, da estação chuvosa da BH do Rio Doce. É na estação chuvosa que, em média (1991-2017), se concentram cerca de 85% de toda a precipitação ocorrida na bacia, contrapondo-se à estação seca, de abril a setembro, que concentra apenas 15%. Logo, anomalias de chuva positivas e negativas relacionadas ao volume de chuvas ocorrido durante a estação seca não impactam tanto a bacia como as anomalias positivas e negativas ocorridas durante a estação chuvosa.

Pela característica descrita anteriormente, optou-se por verificar a relação da variabilidade das chuvas ocorridas durante as estações chuvosas padrão, habitual, úmida e seca com a influência ou não da Oscilação de Madden e Julian – OMJ na região. Analisou-se a magnitude da ocorrência e o comportamento dos sistemas e das oscilações atmosféricas atuantes nessas estações chuvosas por estação meteorológica, a fim de se obter uma espacialização em toda a bacia. Para a análise da relação do comportamento da pluviosidade durante as estações chuvosas padrão com os sistemas e as oscilações atmosféricas, foi realizada uma adaptação da metodologia da análise rítmica proposta por Monteiro (MONTEIRO, 1962; ROSSATO, 2011; ZANDONADI, 2013; ZAVATTINI; BOIN, 2013; FONTÃO, 2014; NASCIMENTO, 2016).

Neste trabalho, utilizam-se apenas os dados de precipitação e faz-se uma análise do ritmo das chuvas. Para cada estação chuvosa padrão, representa-se a distribuição da chuva ocorrida durante aquela estação por estação meteorológica junto com a representação do sistema atmosférico e da oscilação ocorrida diariamente. Assim, por meio da representação gráfica desses dados, relacionam-se os índices pluviométricos registrados com o comportamento do sistema/da oscilação atmosférica, verificando-se como estes atuaram e contribuíram para o excesso ou o déficit de chuvas daquela estação chuvosa.

Para a análise de ocorrências de sistemas como massas de ar, ZCOU, ZCAS, ASAS e FPA, são utilizadas cartas sinóticas de superfície da 00 UTC indicativas das linhas de pressão, bem como imagens de satélites meteorológicos mostrando as nebulosidades atuantes sobre a América do Sul a fim de se identificar quais sistemas produtores do tempo atuaram na área de estudo e, por conseguinte, podem estar associados às anomalias encontradas. As imagens de satélite e as cartas sinóticas foram obtidas por meio de consultas aos sites do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – Cptec/Inpe e do Centro de Hidrografia da Marinha/Serviço Meteorológico Marinho – CHM/SMM.

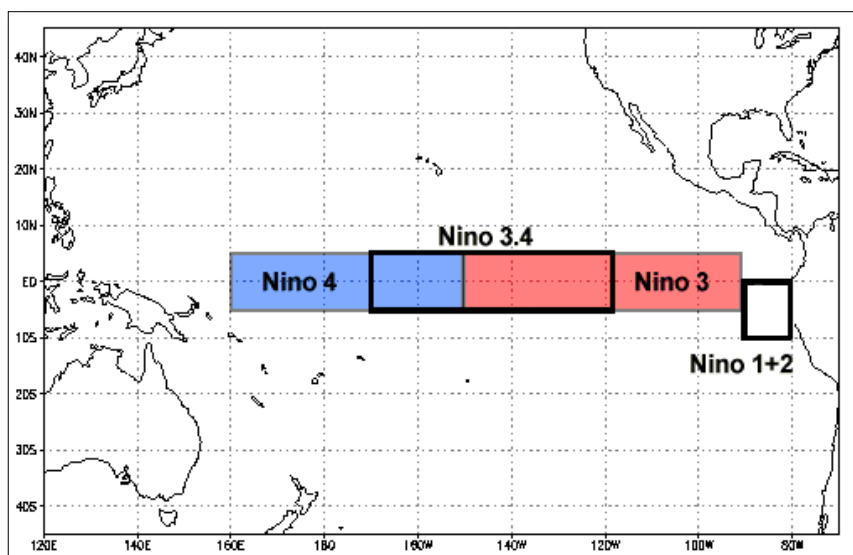
Os sistemas atmosféricos, como a ZCOU, ZCAS, ASAS e FPA, são facilmente identificados por símbolos sinóticos específicos encontrados nas cartas sinóticas, e pela organização da nebulosidade, a qual pode ser observada nas imagens de satélite conforme apresentado no referencial conceitual.

As massas de ar, por sua vez, de acordo com Hiera (2016), podem ser identificadas nas cartas sinóticas por meio da observação do valor da isóbara próxima à área de estudo e da localização de seu centro. Ainda segundo o autor, valores de pressão atmosférica acima de 1.013hPa são considerados de alta pressão e, portanto, se relacionam às massas de ar Polar Atlântica ou Tropical Atlântica, sendo que a Polar Atlântica pode ter seu centro localizado no sul do Brasil, no sul da região Centro-Oeste e no Oceano Atlântico, próximo ao continente, e a Tropical Atlântica no Oceano Atlântico, especialmente em áreas mais próximas ao seu interior. Já os valores abaixo de 1.013hPa são considerados de baixa pressão e estão relacionados às massas de ar Equatorial Continental, a qual “não possui um centro de ação caracterizado por um núcleo de baixa pressão, portanto, a sua identificação é mais segura apoiando-se em imagens de satélite no canal infravermelho” (HIERA, 2016, p. 67).

Para a obtenção de informações sobre os eventos ENOS, foi realizada uma pesquisa histórica do registro de ocorrência destes no site do Centro Nacional de Dados Climáticos – NCDC/NOAA. Nele obtiveram-se os anos de ocorrência do El Niño e La Niña, e a intensidade dessas oscilações, se neutra, fraca, moderada ou forte. A oscilação é identificada e selecionada

através do Índice Oceânico Niño, que tem sua intensidade historicamente classificada pelos cientistas pela análise das anomalias mensais de temperatura da superfície do mar da região Niño 3.4, localizado entre as latitudes 5° Norte e 5° Sul e as longitudes 170° e 120° Oeste. A região de Niño 3.4 é a mais comumente utilizada e o limiar mais usado é o aumento da TSM normal para valores maiores ou iguais a + 0.5 ° C. (Figura 21) (BAPTISTA, 2009; NOAA, 2017).

Figura 21 – Identificação das regiões de Niño



Fonte: NOAA (2017).

As informações sobre a OMJ foram obtidas no site do *Australian Bureau of Meteorology*, onde é possível encontrar os valores diários do índice RMM o qual descreve a evolução temporal da amplitude e da fase da OMJ (mais detalhes sobre o índice são apresentados na revisão conceitual sobre a OMJ no subitem 2.3). Esse índice demonstra a amplitude da OMJ e a fase em que ela se encontra diariamente. Por intermédio do índice pode-se verificar com quais sistemas atmosféricos atuantes na bacia a OMJ pode estar relacionada e seus efeitos na distribuição da precipitação em cada estação chuvosa padrão.

Por fim, como procedimento utilizado na pesquisa, descreve-se o recurso utilizado no processo de espacialização dos resultados e sua representação em mapas, gráficos e tabelas, no próximo subitem.

3.7 Tratamento e interpolação dos dados

A seleção da série histórica e o tratamento estatístico dos dados de chuva referentes à série temporal definida para esta pesquisa tal como o cálculo da correlação linear, a determinação da equação de regressão linear, a confecção dos gráficos e das tabelas foram realizados através do *software Excel 2010* e do sistema operacional *Windows*, de propriedade da *Microsoft Corporation®*. O *ArcGIS 10.0™* foi utilizado para o mapeamento da localização e para a delimitação da BH do Rio Doce e das estações meteorológicas pesquisadas, assim como para a espacialização por meio da interpolação dos dados das normais climatológicas utilizadas na caracterização da bacia e das anomalias das chuvas mensais, anuais e por estação chuvosa.

Os principais métodos de interpolação são: 1- Inverso Quadrado da Distância ou Distância Inversa Ponderada (DIP ou IDW); 2- Krigagem; 3- Curvatura Mínima; 4- Métodos Multiquadráticos; e, 5- Triangulação de Delaunay (ESRI, 2010). Não há um acordo sobre a superioridade de um método interpolador sobre o outro. A análise espacial pela interpolação será influenciada pela resolução espacial e temporal dos dados, além de pela localização geográfica e pela topografia da área (ESRI, 2010; FIM *et al.* 2017).

A não existência do acordo sobre a superioridade de um ou outro método interpolador foi confirmada após a leitura de trabalhos que utilizaram tanto o método IDW como a Krigagem na interpolação de dados de precipitação. Observou-se em trabalhos de pesquisa envolvendo a interpolação de dados de precipitação que alguns pesquisadores utilizaram os vários métodos de interpolação disponíveis para criar as superfícies, compará-las e escolher a de melhor representação, enquanto outros utilizaram critérios estatísticos, conforme o conjunto de dados disponíveis para escolher o método. Quando este se tratava da Krigagem, o semivariograma utilizado ora foi o esférico, mais comumente aplicado, ora foi outro, também escolhido por meio de critério estatístico.

Assim, a exemplo de alguns trabalhos, nesta pesquisa realizou-se uma escolha subjetiva do método de interpolação. Após a aplicação de todos no processo de interpolação dos dados, verificou-se que o interpolador IDW apresentou os melhores resultados, semelhantes aos encontrados por Minuzzi (2003), Cupolillo (2006) e Cupolillo (2008) em mapeamentos de Minas Gerais e da BH do Rio Doce e em outros trabalhos realizados com dados pluviométricos de outras bacias (AMORIM *et al.* 2008; MAGALHÃES *et al.* 2013; OLIVEIRA *et al.* 2014; FIM *et al.* 2017).

A escolha também se baseou na característica do interpolador, uma vez que o IDW é determinístico e não probabilístico como a Krigagem, ou seja, cria superfícies com valores mais

próximos do real (CASTRO FILHO; STEINKE; STEINKE, 2012; OLIVEIRA *et al.* 2014). No IDW, os valores mais próximos do local não amostrado são mais representativos, de forma que a influência de um determinado ponto em relação a outro diminui com a distância. O IDW permite ao usuário controlar a significância de pontos conhecidos sobre os valores interpolados a partir dos pontos de saída (SILVA, 2003; ESRI, 2010).

No próximo capítulo realiza-se a análise e discussão dos dados por meio da apresentação dos resultados da correlação e regressão linear do período amostral; das características pluviométricas da bacia conforme as normais climatológicas do INMET; da variação temporal e espacial da precipitação para o período de 1991 a 2017, e da análise do ritmo das chuvas nas estações chuvosas.

4 ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Este capítulo trata da apresentação dos resultados obtidos com a aplicação da correlação e da regressão linear no processo de preenchimento das falhas dos dados meteorológicos. Realiza-se também a caracterização pluviométrica da bacia por meio do mapeamento e da análise dos dados de precipitação das normais climatológicas de 1961 a 1990 e de 1981 a 2010 do Inmet. Analisa-se a variação espacial e temporal da precipitação na bacia para o período de estudo – 1991 a 2017, e as anomalias de chuva ocorridas em toda a bacia e por estação meteorológica, realizando-se ainda uma caracterização espacial e temporal da precipitação e das anomalias ocorridas durante os anos-padrão habitual, seco e úmido.

Por fim, a variabilidade e as anomalias de chuva das estações chuvosas da bacia são apresentadas, tal como a atuação e a contribuição dos sistemas atmosféricos na gênese das chuvas durante as estações chuvosas padrão habitual, seca e úmida. O ritmo das chuvas é apresentado a partir de uma análise diária da distribuição das chuvas, da atuação dos sistemas atmosféricos na bacia e da fase e intensidade da OMJ por estação chuvosa padrão.

4.1 Correlação e regressão linear do período amostral

Como visto anteriormente, nos procedimentos metodológicos, as estações meteorológicas da BH do Rio Doce possuem falhas mensais nos dados de precipitação durante o período de 1991 a 2017. Algumas têm apenas um mês de falha no ano; outras, mais de três meses. Sendo assim, para o preenchimento dessas falhas, foram escolhidos postos pluviométricos e, posteriormente, realizados os cálculos de correlação linear (r) a partir de um período comum, sem falhas de dados entre as variáveis dependentes (estações) e independentes (postos).

Com a obtenção do coeficiente de correlação (r) e a verificação da existência de uma correlação positiva (valor próximo a 1) entre as variáveis, confeccionou-se um gráfico de dispersão dos dados utilizados na correlação e na sequência obteve-se a reta de regressão, a equação de regressão a ser utilizada no preenchimento das falhas existentes nas estações e o coeficiente de determinação. Os procedimentos foram todos realizados no *software Excel* e os resultados da correlação e da regressão serão demonstrados na sequência.

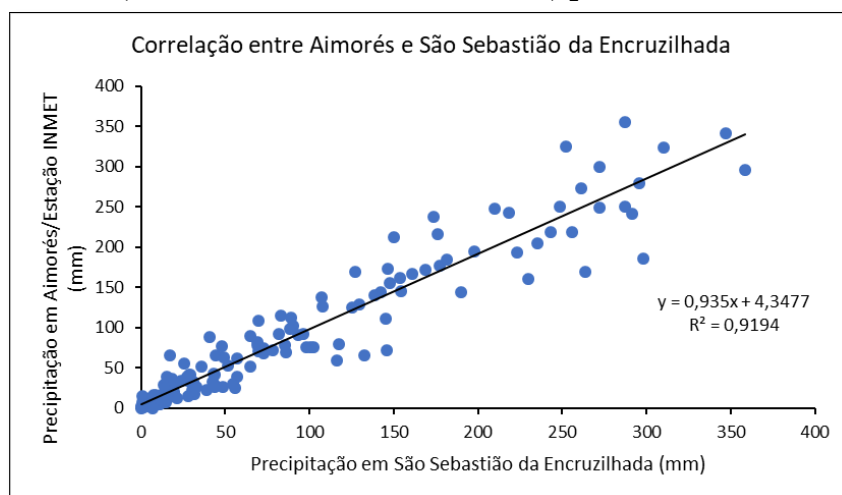
A linha diagonal dos gráficos representa a distribuição normal teórica, e os pontos a distribuição dos resíduos observada. Ou seja, a linha exhibe os resultados da regressão simples, que é uma variável independente ou explicativa e a variável dependente ou resposta. Pequenos

resíduos irão indicar que existe grande correspondência entre o valor observado e o valor predito, assim, espera-se que não exista grande fuga dos pontos em relação à reta teórica.

Para o preenchimento das falhas dos dados de precipitação da estação meteorológica de Aimorés foi utilizado o posto pluviométrico de São Sebastião da Encruzilhada. O cálculo de correlação entre essas variáveis foi realizado por meio da observação de ausência de falhas de dados em todos os meses dos anos de 1999 a 2011 tanto para a estação como para o posto. Como resultado obteve-se uma correlação positiva entre as duas variáveis, uma vez que foi encontrado para o coeficiente de correlação o valor $r = 0,958867$.

A correlação positiva foi confirmada pela reta de regressão a qual indica uma relação entre as variáveis, em que ambas apresentam um aumento gradativo de suas precipitações. Além da reta de regressão, obteve-se a equação de regressão $y = 0,935x + 4,3477$, utilizada para estimar os valores das falhas da estação de Aimorés, sendo ainda observado que o coeficiente de determinação foi satisfatório, $r^2 = 0,9194$ (Gráfico 1).

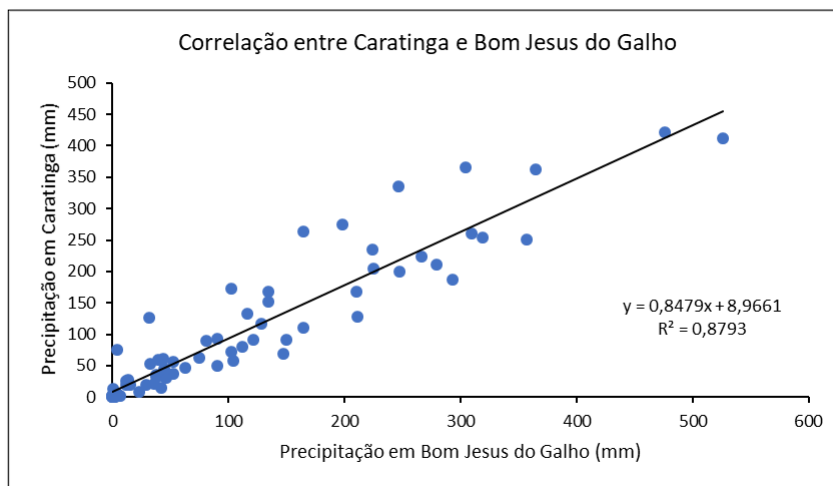
Gráfico 1– Correlação e regressão linear entre a variável dependente (Aimorés) e a independente (São Sebastião da Encruzilhada) para os anos de 1999 a 2011



Fonte: Resultado da pesquisa.

As falhas dos dados de precipitação da estação meteorológica de Caratinga foram preenchidas por intermédio da correlação com o posto pluviométrico de Bom Jesus do Galho. Utilizaram-se os dados dos anos de 2003 a 2008 para realizar o cálculo de correlação. Obteve-se uma correlação positiva entre as duas variáveis, visto que foi encontrado para o coeficiente de correlação o valor $r = 0,937714$. A correlação positiva foi confirmada pela reta de regressão, que indica uma relação entre as variáveis. A equação de regressão $y = 0,8479x + 8,9661$ foi utilizada para estimar os valores das falhas de dados da estação de Caratinga e o coeficiente de determinação foi satisfatório; $r^2 = 0,8793$ (Gráfico 2).

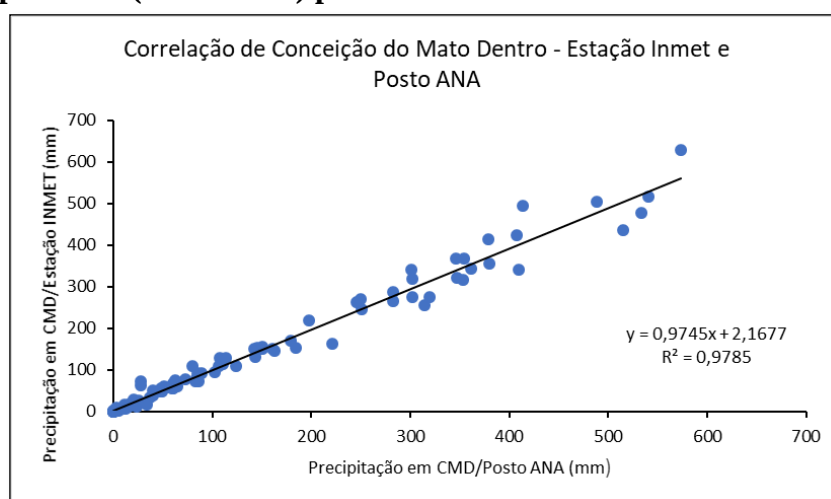
Gráfico 2 – Correlação e regressão linear entre a variável dependente (Caratinga) e a independente (Bom Jesus do Galho) para os anos de 2003 a 2008



Fonte: Resultado da pesquisa.

O posto pluviométrico de CMD preencheu as falhas da estação de CMD. Foram utilizados os dados dos anos de 2004 a 2007 e de 2009 a 2013, por meio dos quais se obteve uma correlação positiva no valor de $r = 0,9892146$. A equação de regressão ($y = 0,9745x + 2,1677$) foi utilizada na estimativa dos valores da estação de CMD, e o coeficiente de determinação é de $r^2 = 0,9785$ (Gráfico 3).

Gráfico 3 – Correlação e regressão linear entre a variável dependente (CMD/Inmet) e a independente (CMD/ANA) para os anos de 2004 a 2007 e de 2009 a 2013

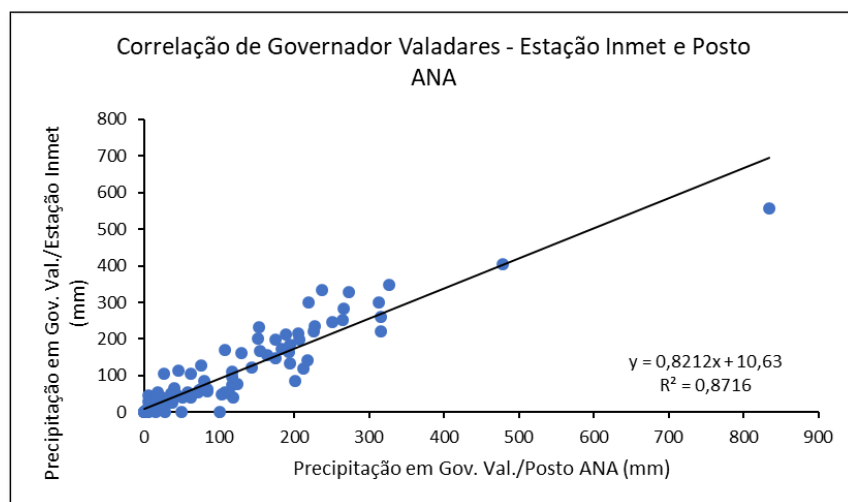


Fonte: Resultado da pesquisa.

Em Governador Valadares também se utilizou os dados do posto pluviométrico da Agência Nacional das Águas – ANA de mesma denominação para preencher as falhas da estação a partir da correlação linear dos anos de 1997 a 2000 e de 2008 a 2013. Encontrou-se

uma correlação positiva, $r = 0,93361$, e um coeficiente de determinação, $r^2 = 0,8716$. A equação utilizada para descobrir os valores da variável dependente foi: $y = 0,8212x + 10,63$ (Gráfico 4).

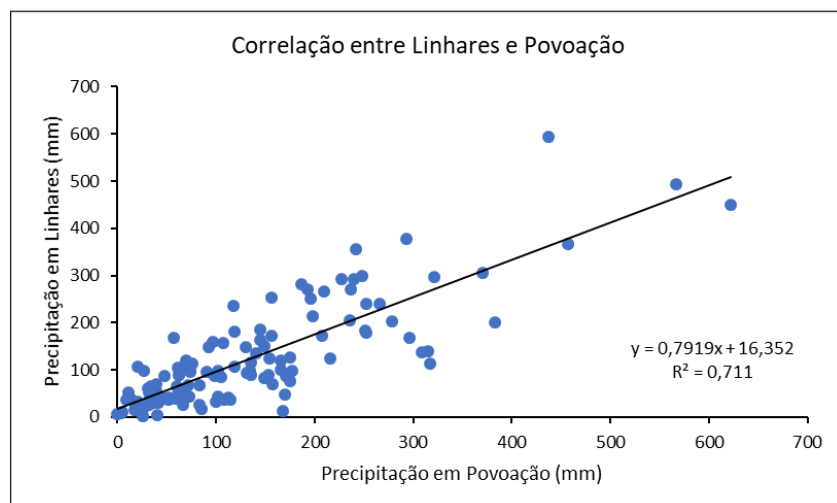
Gráfico 4 – Correlação e regressão linear entre a variável dependente (Gov. Valadares/Inmet) e a independente (Gov. Valadares/ANA) para os anos de 1997 a 2000 e de 2008 a 2013



Fonte: Resultado da pesquisa.

Para o preenchimento das falhas da estação de Linhares utilizou-se o posto pluviométrico de Povoação, distrito de Linhares e fez-se a correlação dos anos de 2000 a 2010. A correlação encontrada foi positiva, com valor de $r = 0,842769$. O valor do coeficiente de determinação foi $r^2 = 0,711$. A equação utilizada para descobrir os valores da variável dependente foi $y = 0,7919x + 16,352$ (Gráfico 5).

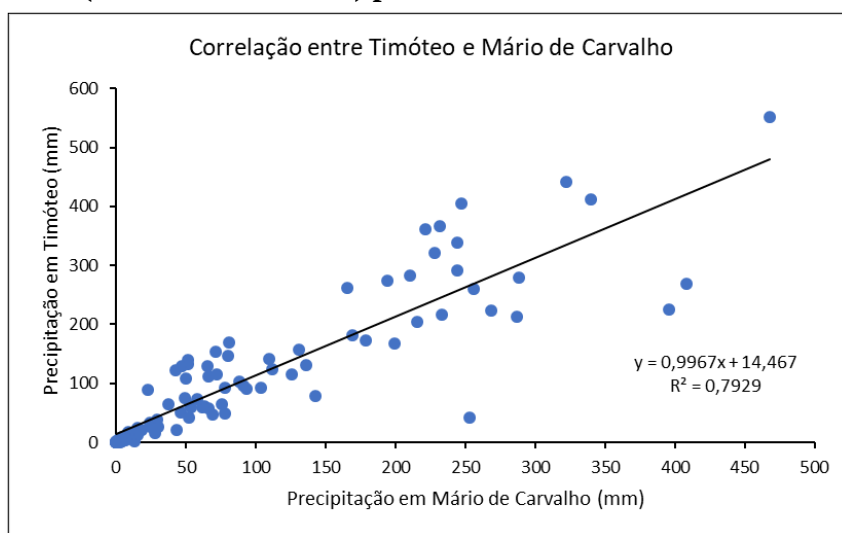
Gráfico 5 – Correlação e regressão linear entre a variável dependente (Linhares) e a independente (Povoação) para os anos de 2000 a 2010



Fonte: Resultado da pesquisa.

Os dados da estação de Timóteo foram preenchidos tendo por base os dados do posto Mário de Carvalho, localizado no município de Coronel Fabriciano. A correlação foi realizada entre os anos de 1995 a 1999 e de 2015 a 2017. A correlação foi de $r = 0,890406$, também positiva como as demais. O coeficiente de determinação possui valor de $r^2 = 0,7929$ e a equação utilizada para descobrir os valores da variável dependente: $y = 0,9967x + 14,467$ (Gráfico 6).

Gráfico 6 – Correlação e regressão linear entre a variável dependente (Timóteo) e a independente (Mário de Carvalho) para os anos de 1995 a 1999 e de 2015 a 2017

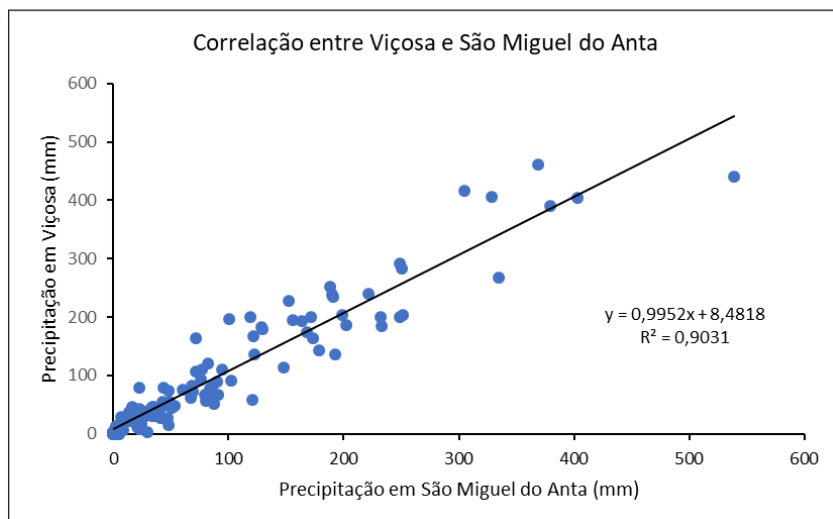


Fonte: Resultado da pesquisa.

As falhas da estação de Viçosa foram preenchidas utilizando-se os dados do posto de São Miguel do Anta. A correlação dos dados foi positiva, com um coeficiente de $r = 0,950299$, tendo sido utilizados os dados dos anos de 2003 a 2007 e de 2012 a 2015. Destaca-se que, em ambos, estação e posto, foram encontradas muitas falhas nos dados, restando poucos períodos consecutivos para a realização da correlação. Obteve-se o coeficiente de determinação $r^2 = 0,9031$, e a equação de regressão para preenchimento das falhas: $y = 0,9952x + 8,4818$ (Gráfico 7).

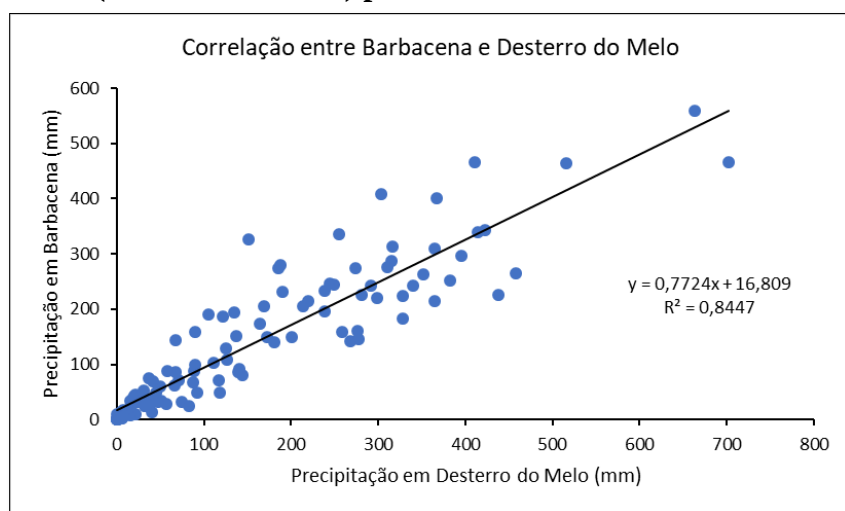
Para preencher as falhas da estação de Barbacena, utilizaram-se os dados do posto pluviométrico de Desterro do Melo. A correlação entre os dados foi positiva, tendo sido encontrado $r = 0,919062593$ para os dados compreendidos entre os anos de 2001 a 2004 e de 2006 a 2011. O coeficiente de determinação obtido foi $r^2 = 0,8447$, e a equação de regressão para o preenchimento das falhas: $y = 0,7724x + 16,809$ (Gráfico 8).

Gráfico 7 – Correlação e regressão linear entre a variável dependente (Viçosa) e a independente (São Miguel do Anta) para os anos de 2003 a 2007 e de 2012 a 2015



Fonte: Resultado da pesquisa.

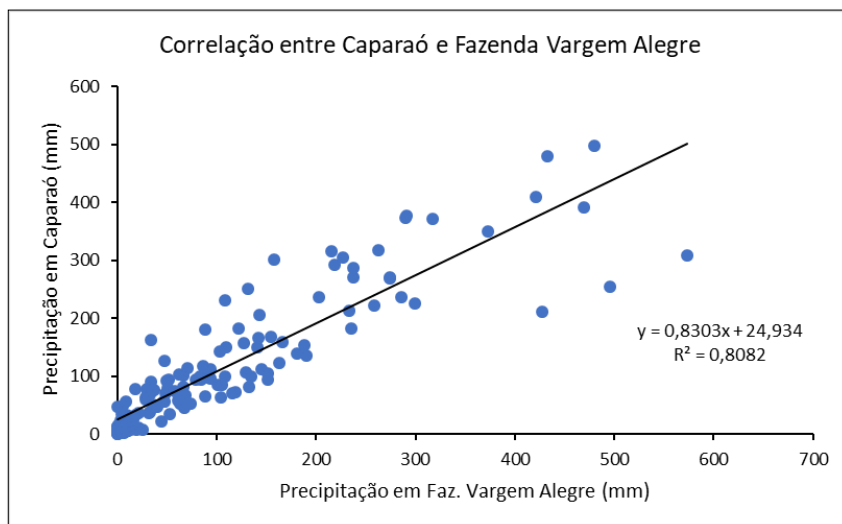
Gráfico 8 – Correlação e regressão linear entre a variável dependente (Barbacena) e a independente (Desterro do Melo) para os anos de 2001 a 2004 e de 2006 a 2011



Fonte: Resultado da pesquisa.

As falhas da estação de Caparaó foram preenchidas por intermédio dos dados do posto da Fazenda Vargem Alegre, situada no município de Manhuaçu, localidade mais próxima com banco de dados disponível. A correlação obtida foi positiva com valor de $r = 0,899012$ para os dados dos anos de 2005 a 2010 e de 2012 a 2017. Obteve-se como coeficiente de determinação $r^2 = 0,8082$, e a equação de regressão utilizada no preenchimento das falhas foi: $y = 0,8303x + 24,934$ (Gráfico 9).

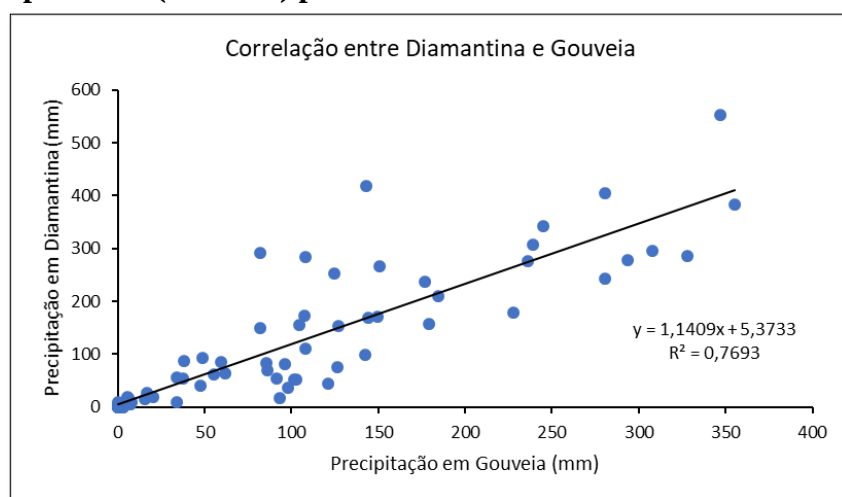
Gráfico 9 – Correlação e regressão linear entre a variável dependente (Caparaó) e a independente (Fazenda Vargem Alegre) para os anos de 2005 a 2010 e de 2012 a 2017



Fonte: Resultado da pesquisa.

De todas as estações utilizadas na pesquisa, a de Diamantina foi a que apresentou menor quantidade de falhas, especialmente para o período de 1991 a 2017. Contudo, ainda assim fez-se a correlação desta com o posto pluviométrico de Gouveia e, como resultado, obteve-se uma correlação positiva $r = 0,8770829$. O coeficiente de determinação foi $r^2 = 0,7693$ e a equação de regressão utilizada no preenchimento das falhas: $y = 1,1409x + 5,3733$ (Gráfico 10).

Gráfico 10 – Correlação e regressão linear entre a variável dependente (Diamantina) e a independente (Gouveia) para os anos de 1993 a 1995 e de 2009 a 2011



Fonte: Resultado da pesquisa.

Todas as correlações obtidas entre os pares de variáveis utilizados foram positivas, e especialmente as correlações realizadas para as estações de CMD, Aimorés, Barbacena, Viçosa,

Caratinga e Governador Valadares ficaram muito próximas a 1, o que demonstra a força da correlação linear entre os valores de x e y das amostras. Destaca-se também que os valores dos coeficientes de determinação obtidos com a regressão linear realizada para essas estações foram muito satisfatórios, pois obtiveram valores, no geral, superiores a 80%, ou seja, r^2 superior a 0,80, portanto próximos a 1, o que indica que a reta de regressão se ajusta quase que perfeitamente nos pontos observados.

Os menores valores de correlação e coeficiente de determinação foram encontrados no preenchimento das falhas das estações de Linhares, Timóteo e Diamantina. Evidencia-se, contudo, que os valores da correlação obtidos também foram positivos, e que os coeficientes foram, respectivamente de 71%, 76% e 79%, ou seja, o modelo de regressão linear explica mais de 70% do preenchimento das falhas, o que é considerado bom (SILVESTRE, 2016). Dessa forma, mesmo tendo obtido valores satisfatórios para a correlação linear e para o coeficiente de determinação, foram também realizados testes de validação dos resultados, os quais são apresentados no próximo subitem.

4.1.1 Teste de validação dos resultados

Para a validação dos dados obtidos por intermédio da aplicação da correlação e da regressão no preenchimento das falhas mensais foi utilizado o teste de Dupla Massa. O método da Dupla Massa foi desenvolvido pelo *Geological Survey* (USA) e é amplamente utilizado no Brasil para a análise de consistência de séries pluviométricas, sendo válido apenas para as séries mensais ou anuais (ANA, 2012; BERTONI; TUCCI, 2009; CHIERICE, 2013; HIERA, 2016).

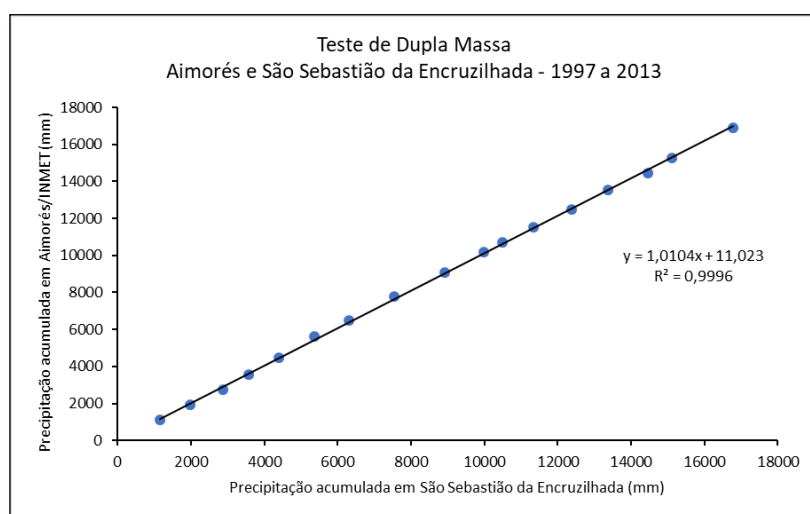
O método da Dupla Massa consiste em construir um gráfico cartesiano onde sejam plotados nas ordenadas os valores acumulados correspondentes ao posto a validar e, nas abscissas, de um outro posto confiável adotado como base de comparação, podendo ser os valores plotados mensais ou anuais. Se os dados do posto a consistir são proporcionais aos observados na base de comparação, os pontos devem se alinhar segundo uma única reta, sendo que, a declividade da reta irá indicar o fator de proporcionalidade entre as séries (ANA, 2012; BERTONI; TUCCI, 2009; CHIERICE, 2013; SILVESTRE, 2016).

Segundo Silvestre (2016, p.156), “a linearidade é avaliada a partir da equação da reta construída e do coeficiente de determinação, obtido pelo método de minimização da soma dos quadrados dos desvios, que nada mais é do que construir uma equação utilizando o ajuste de um modelo de regressão linear simples”. Ainda de acordo com a autora, “a análise proposta pelo método da Dupla Massa é muito simples, e baseia-se apenas na análise visual da regressão

e no valor do coeficiente de determinação (R^2) do modelo. Alguns autores sugerem que o valor de $R^2 \geq 0,7$ ou (70%)” (SILVESTRE, 2016, p. 156).

Após preenchidos os dados faltantes da estação de Aimorés fez-se a validação dos dados aplicando o teste de Dupla Massa entre os dados falhos preenchidos e o posto pluviométrico de São Sebastião da Encruzilhada. Foram plotados os valores anuais de 1997 a 2013, obtendo-se um resultado satisfatório, sendo observada uma homogeneidade dos dados e um alto coeficiente de determinação: $R^2 = 0,9996$ ou 99,96%. Observa-se também que os pontos do gráfico se alinharam em uma reta aproximada, o que indica proporcionalidade entre os dados da estação meteorológica e do posto pluviométrico em questão (Gráfico 11).

Gráfico 11 – Teste de Dupla Massa – Aimorés e São Sebastião da Encruzilhada – 1997 a 2013

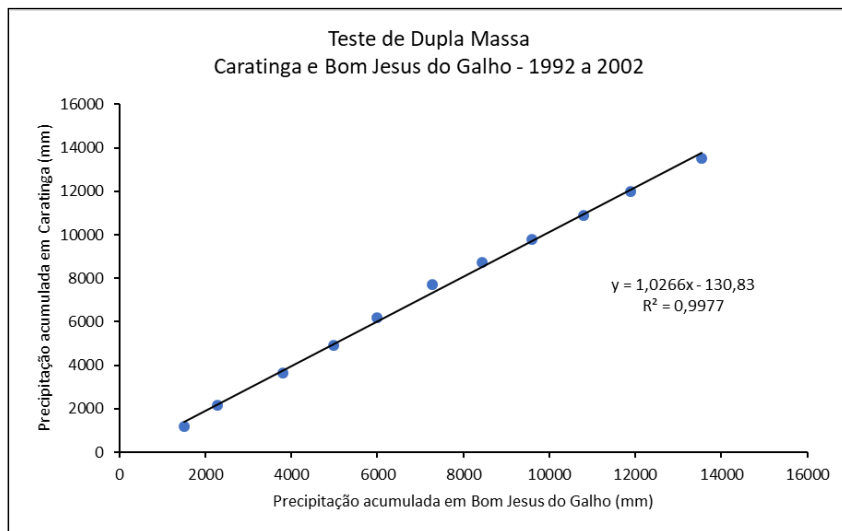


Fonte: Resultado da pesquisa.

Para a validação dos dados preenchidos da estação de Caratinga aplicou-se o teste de Dupla Massa com o posto pluviométrico de Bom Jesus do Galho. Foram plotados os valores anuais de 1992 a 2002, e o resultado demonstra um alto coeficiente de determinação, $R^2 = 0,9977$ ou 99,77%, e homogeneidade dos dados (Gráfico 12). O teste de Dupla Massa da estação de CMD foi realizado com o posto pluviométrico da ANA de mesma denominação, compreendendo os anos de 1992 a 2017. Para esse teste o grau de confiabilidade é de 99,96%, ou seja, um excelente resultado (Gráfico 13). Para a validação dos resultados da estação de Governador Valadares também foram utilizados dados do posto da ANA de mesmo nome. O teste de Dupla Massa compreendeu os anos de 1991 a 2015. O coeficiente de determinação desse teste também foi alto, com um grau de confiabilidade de 99,88% (Gráfico 14). Nos

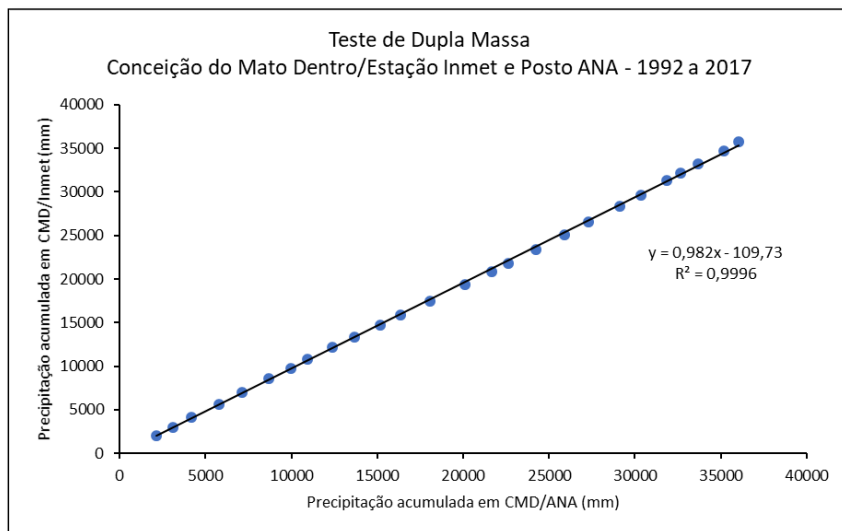
gráficos também se observa proporcionalidade entre os dados a partir da análise do alinhamento dos pontos em relação a reta.

Gráfico 12 – Teste de Dupla Massa – Caratinga e Bom Jesus do Galho – 1992 a 2002



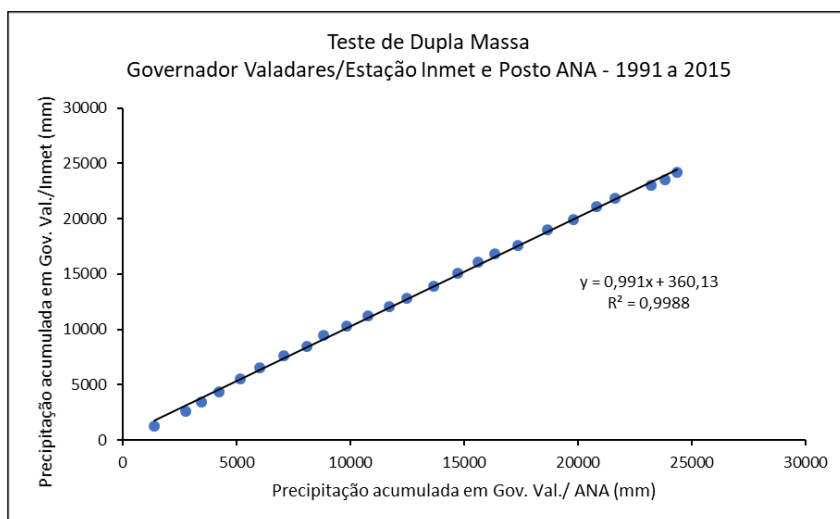
Fonte: Resultado da pesquisa.

Gráfico 13 – Teste de Dupla Massa – Conceição do Mato Dentro/Estação Inmet e Posto ANA – 1992 a 2017



Fonte: Resultado da pesquisa.

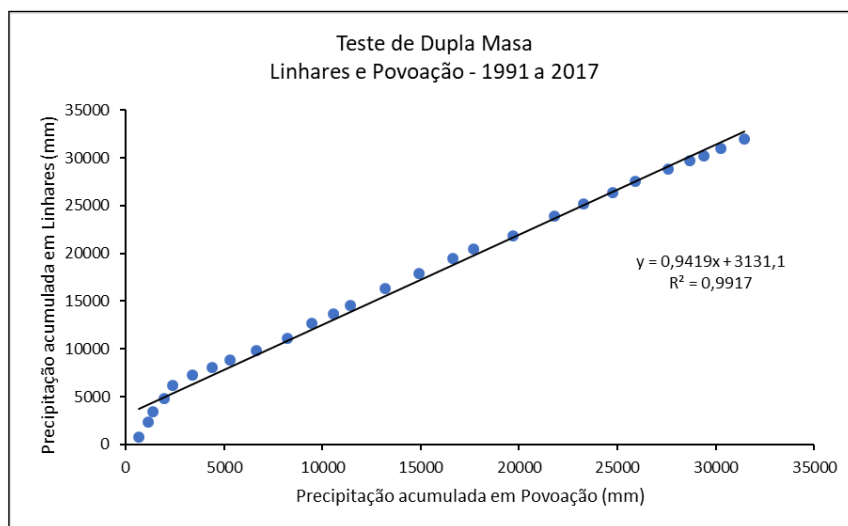
Gráfico 14 – Teste de Dupla Massa – Governador Valadares/Estação Inmet e Posto ANA – 1991 a 2015



Fonte: Resultado da pesquisa.

A validação dos dados preenchidos da estação de Linhares foi realizada com base nos dados do posto de Povoação. O teste de Dupla Massa foi realizado com os dados dos anos de 1991 a 2017, obtendo um alto coeficiente de determinação, com grau de confiabilidade de 99,17% (Gráfico 15).

Gráfico 15 – Teste de Dupla Massa – Linhares e Povoação – 1991 a 2017



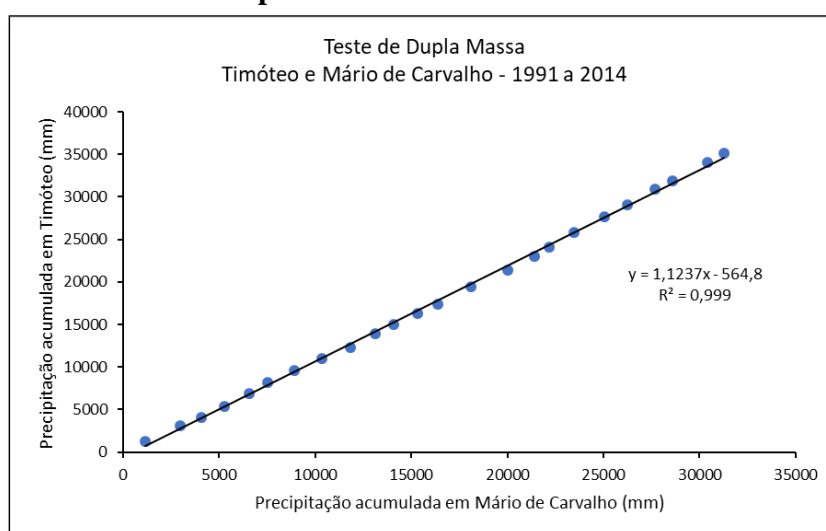
Fonte: Resultado da pesquisa.

No Teste de Dupla Massa de Linhares e Povoação observa-se que, inicialmente, três pontos se alinham em uma declividade diferente até certo instante, e os demais pontos em outra declividade a partir deles. Tal característica indica uma mudança de tendência na estação a consistir, neste caso, a estação meteorológica de Linhares. Essa mudança pode ser causada,

dentre outros, por erros na leitura dos instrumentos meteorológicos ou por alterações no espaço/ambiente próximo ao local de medição.

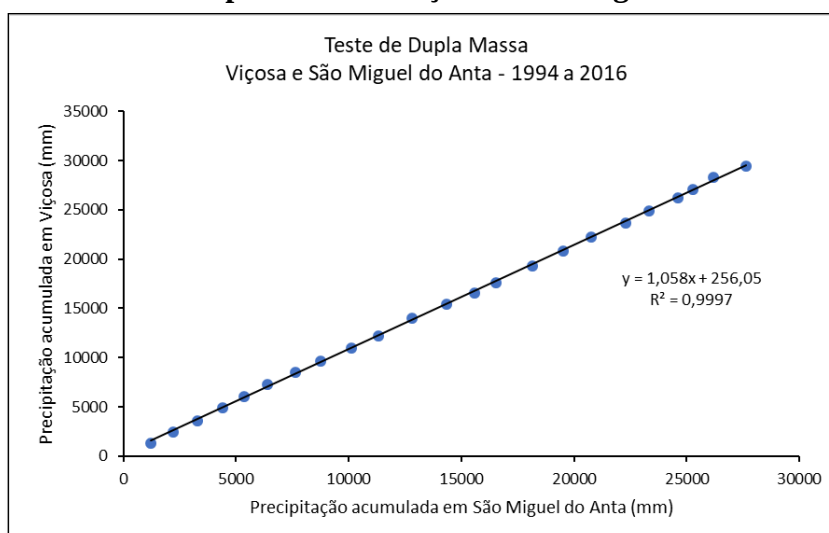
O teste de Dupla Massa da estação de Timóteo foi realizado com os dados do posto de Mário de Carvalho no período de 1991 a 2014. O coeficiente de determinação obtido nesse teste revelou um grau de confiabilidade de 99,9%, também muito alto, um modelo quase perfeito (Gráfico 16). Os dados da estação de Viçosa e do posto de São Miguel do Anta do período de 1994 a 2016 foram utilizados no teste de validação cujo grau de confiabilidade expressou um valor satisfatório de 99,97% (gráfico 17). E novamente se observa proporcionalidade entre os dados a partir da análise do alinhamento dos pontos em relação a reta.

Gráfico 16 – Teste de Dupla Massa – Timóteo e Mário de Carvalho – 1991 a 2014



Fonte: Resultado da pesquisa.

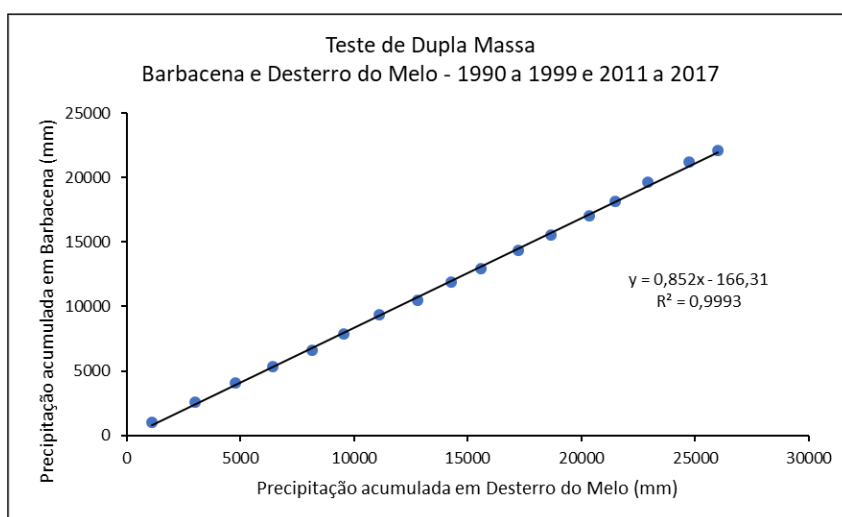
Gráfico 17 – Teste de Dupla Massa – Viçosa e São Miguel do Anta – 1994 a 2016



Fonte: Resultado da pesquisa.

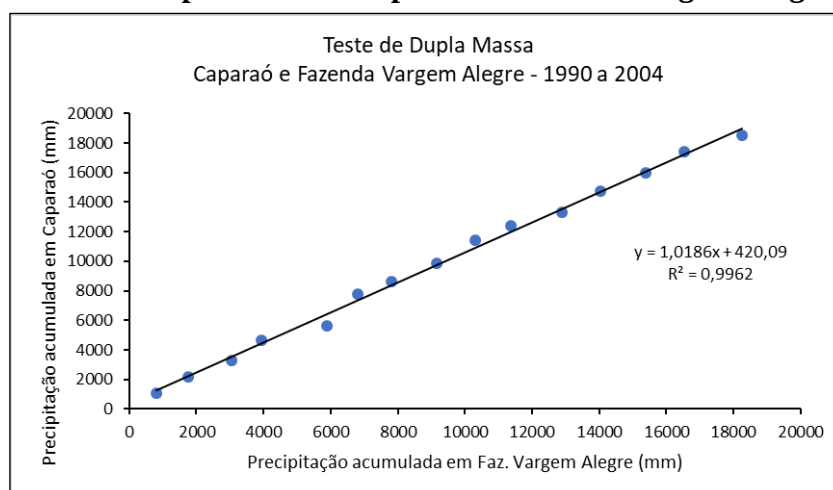
O teste entre Barbacena e Desterro do Melo utilizou os dados dos anos de 1990 a 1999 e de 2011 a 2017. O grau de confiabilidade do teste expressou um valor muito satisfatório de 99% (Gráfico 18). O valor de confiabilidade muito satisfatório de 99% também foi encontrado nos testes de validação entre os dados de Caparaó e da Fazenda Vargem Alegre no período de 1990 a 2004 (Gráfico 19), e de Diamantina e Gouveia no período de 2002 a 2007 e de 2009 a 2017 (Gráfico 20). Em todos os gráficos também se observa o alinhamento dos pontos em uma reta aproximada, indicando proporcionalidade entre os dados da estação meteorológica e do posto pluviométrico.

Gráfico 18 – Teste de Dupla Massa – Barbacena e Desterro do Melo – 1990 a 1999 e 2011 a 2017

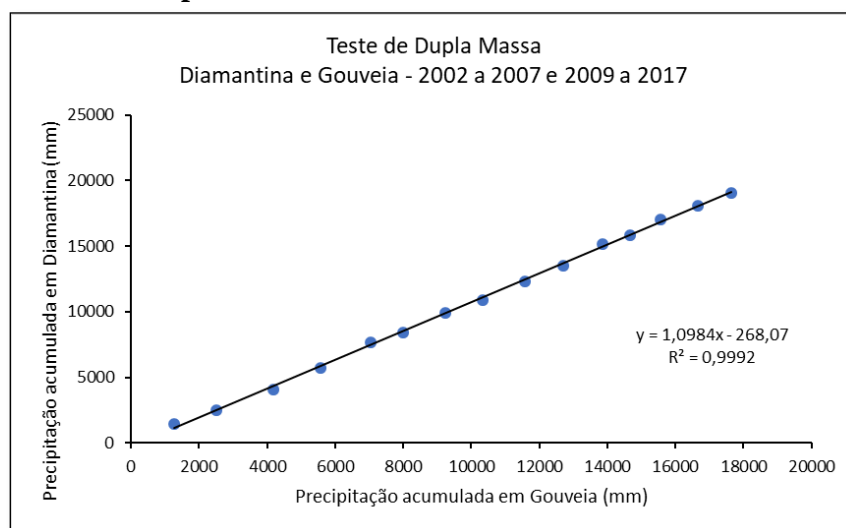


Fonte: Resultado da pesquisa.

Gráfico 19 – Teste de Dupla Massa – Caparaó e Fazenda Vargem Alegre – 1990 a 2004



Fonte: Resultado da pesquisa.

Gráfico 20 – Teste de Dupla Massa – Diamantina e Gouveia – 2002 a 2007 e 2009 a 2017

Fonte: Resultado da pesquisa.

A análise visual de todas as retas de regressão dos gráficos dos testes de Dupla Massa demonstra uma homogeneidade dos dados utilizados. Além disso, para todos os testes encontrou-se um alto coeficiente de determinação, superior a 99%, ou seja, modelos quase perfeitos, o que é justificado pela proximidade entre as estações meteorológicas e postos pluviométricos utilizados. A menor distância entre as estações meteorológicas e postos pluviométricos são indicativos de regimes pluviométricos semelhantes, o que torna o Teste da Dupla Massa mais mensurável. Tais resultados demonstram a confiabilidade dos dados obtidos após o preenchimento das falhas.

No próximo item deste capítulo a pluviosidade na bacia é caracterizada segundo os dados das normais climatológicas do Inmet de 1961 a 1990 e de 1981 a 2010.

4.2 Caracterização pluviométrica

A precipitação é qualquer deposição em forma líquida ou sólida derivada da atmosfera. Refere-se às várias formas líquidas e congeladas de água, como as chuvas, neve, granizo, orvalho, geada e nevoeiro, sendo que apenas os dois primeiros contribuem significativamente para os totais de precipitação. Na região dos trópicos, precipitação pluviométrica (chuvas) é normalmente utilizada como sinônimo de precipitação, pois a neve inexiste (AYOADE, 2003; BERTONI; TUCCI, 2009).

O regime de chuvas da BH do Rio Doce, conforme já visto anteriormente, é influenciado e caracterizado pela sua posição geográfica em relação à influência marítima, à atuação das

frentes polares, das ZCAS, das ASAS e pelos contrastes morfológicos – diferenças altimétricas e disposição do relevo.

Segundo Nimer (1989), no Brasil, dos exemplos que se dispõe, a precipitação é tanto maior quanto mais elevada for a cota altimétrica da encosta – ao contrário do esperado, quando se pensa em chuva ocasionada apenas pela umidade do ar, uma vez que as precipitações tendem a diminuir com o aumento da altitude, que gera o decréscimo de vapor de água contido na coluna de ar. Isso não impede, todavia, que fatores dinâmicos e locais interfiram na pluviosidade, exemplo do que ocorre na região SE, onde as áreas mais serranas e suas proximidades, especialmente as situadas ao longo da trajetória das frentes polares e da ZCAS, por ele denominadas de correntes perturbadas, se destacam no sentido do acréscimo da precipitação.

Nimer (1989) constatou em seu estudo que em Governador Valadares a precipitação já atingiu 852 mm, o mais baixo índice de altura de precipitação anual na região SE. Verificou que a menor precipitação desse município se deve à sua posição a NE da região SE, onde menos frequentemente chegam as frentes polares, e ao fato de as massas de ar marítimas atingirem mais o Espírito Santo e o NE de Minas, ficando assim a área na dependência da atuação das linhas de instabilidade vindas da região Norte do país.

Os fatores estáticos e dinâmicos que atuam na distribuição das chuvas na BH do Rio Doce contribuem, por conseguinte, para sua maior ou menor ocorrência em determinadas áreas. Na Tabela 8, é possível observar tal distribuição por estação meteorológica conforme os dados das Normais Pluviométricas – NPs de 1961 a 1990 e de 1981 a 2010 as quais passarão a ser denominadas, respectivamente, de NP1 e NP2 neste estudo.

Comparando a NP1 com a NP2 identifica-se que nas estações meteorológicas de Aimorés, CMD e Governador Valadares ocorreu um decréscimo da média anual das chuvas. Na estação de Aimorés foi identificada a maior queda absoluta, de 244,1 mm, podendo-se afirmar que ocorreu uma redução nas médias anuais de 20,9 % da NP1 para a NP2. Nas demais estações, Caratinga, João Monlevade, Linhares, Usiminas e Viçosa, tal como nas do entorno, Barbacena, Caparaó e Diamantina, com dados de ambas as NPs, observou-se um aumento na média das chuvas. O maior acréscimo foi visualizado na estação Usiminas, que passou de 1.036 mm para 1.359,5 mm, ou seja, um acréscimo de 323,1 mm ou 31,2%.

A Tabela 8 também permite identificar uma diferença da pluviosidade média anual entre as estações meteorológicas da NP1 em torno de 400 mm entre as estações de CMD e Usiminas, e da NP2 em quase 500 mm, entre as estações de Coronel Fabriciano e Aimorés, o que demonstra uma maior variação dos dados da NP1 para a NP2.

Tabela 8- Normais Pluviométricas das estações meteorológicas da BH do Rio Doce e entorno

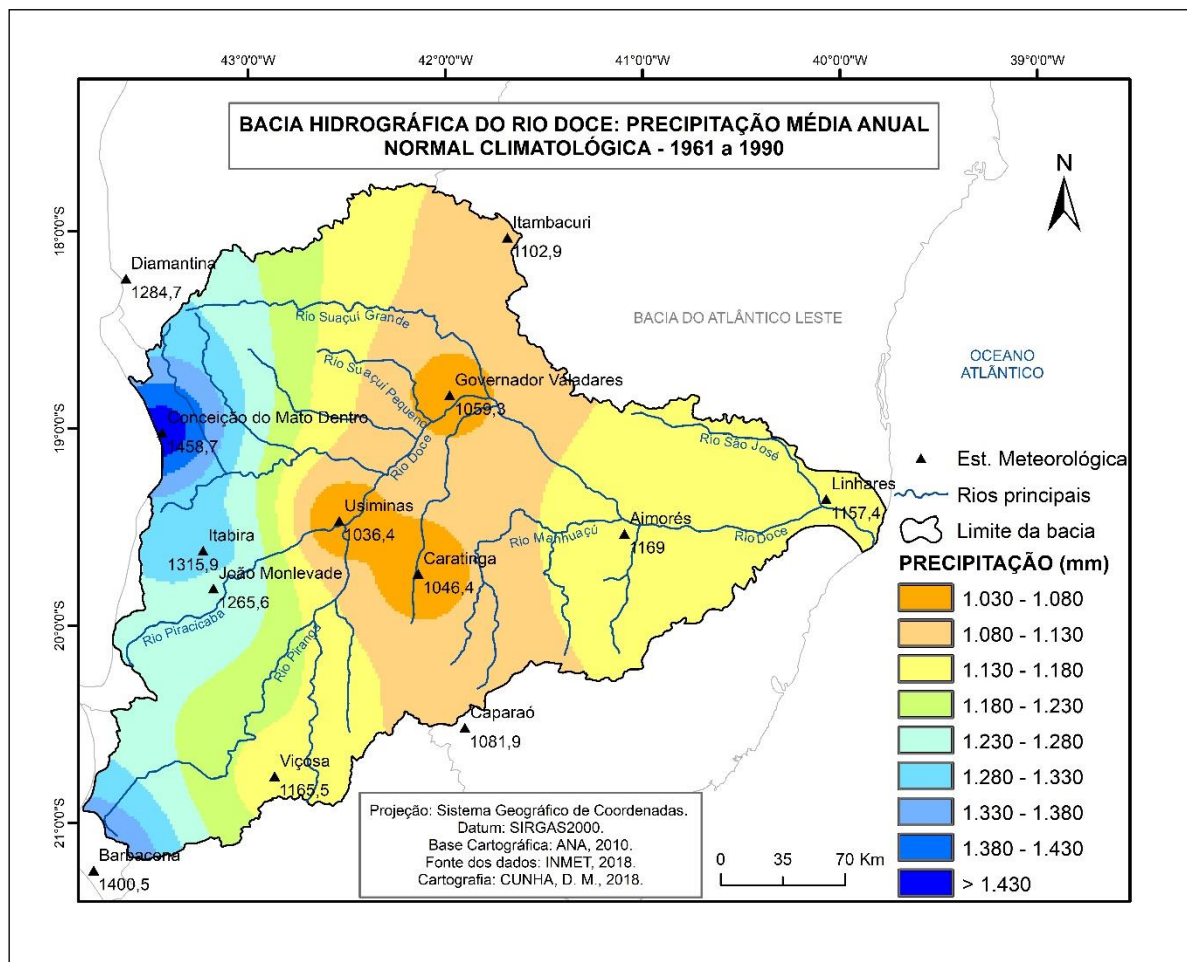
Estação Meteorológica	Normal Pluviométrica (mm)		Diferença (NP2 -NP1)	Diferença em %
	1961-1990 (NP1)	1981-2010 (NP2)		
Aimorés	1.169	924,9	-244,1	-20,9
Caratinga	1.046,40	1.201,70	155,3	14,8
Conceição do Mato Dentro	1.458,70	1.383,90	-74,8	-5,1
Governador Valadares	1.059,30	985,6	-73,7	-7,0
João Monlevade	1.265,60	1.401,30	135,7	10,7
Linhares	1.157,40	1.267,20	109,8	9,5
Usiminas	1.036,40	1.359,50	323,1	31,2
Viçosa	1.165,50	1.289	123,5	10,6
Itabira	1.315,90	-	-	-
Itambacuri	1.102,90	-	-	-
Coronel Fabriciano	-	1.414,90	-	-
Barbacena	1400,5	1458	57,5	4,1
Caparaó	1081,9	1322,7	240,8	22,3
Diamantina	1284,7	1375,3	90,6	7,1

Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos de Inmet (2018b).

Nota: na tabela não foram inseridas a NP2 de Itabira e Itambacuri e a NP1 de Coronel Fabriciano porque as mesmas não estão disponibilizadas, as primeiras devido a desativação das estações e a segunda por não conter dados que satisfizessem os procedimentos utilizados para o cálculo da NP1.

A espacialização dos dados da NP1 e da NP2 no território da bacia é apresentada nas figuras 22 e 23. Na Figura 22, como dito anteriormente, verifica-se uma variação de cerca de 400 mm da estação com maior média pluviométrica anual (Conceição do Mato Dentro) para a de menor média pluviométrica anual (Usiminas). Os totais anuais médios de chuva mais baixos, os quais variam de 1.030 a 1.180mm na NP1, predominam em grande parte da bacia, especialmente em suas regiões central, leste, nordeste e sudeste. Destacam-se nessa faixa com menor pluviosidade média anual o registro da estação meteorológica Usiminas (1.036,4 mm), localizada no município de Ipatinga, e com maior pluviosidade média anual a estação de Aimorés (1.169 mm). Já nas regiões oeste, sudoeste e noroeste ocorrem os totais anuais médios mais elevados de pluviosidade, os quais podem atingir o volume de 1.458,7 mm (Conceição do Mato Dentro).

Figura 22 - Mapa da Normal Pluviométrica de 1961 a 1990 da BH do Rio Doce



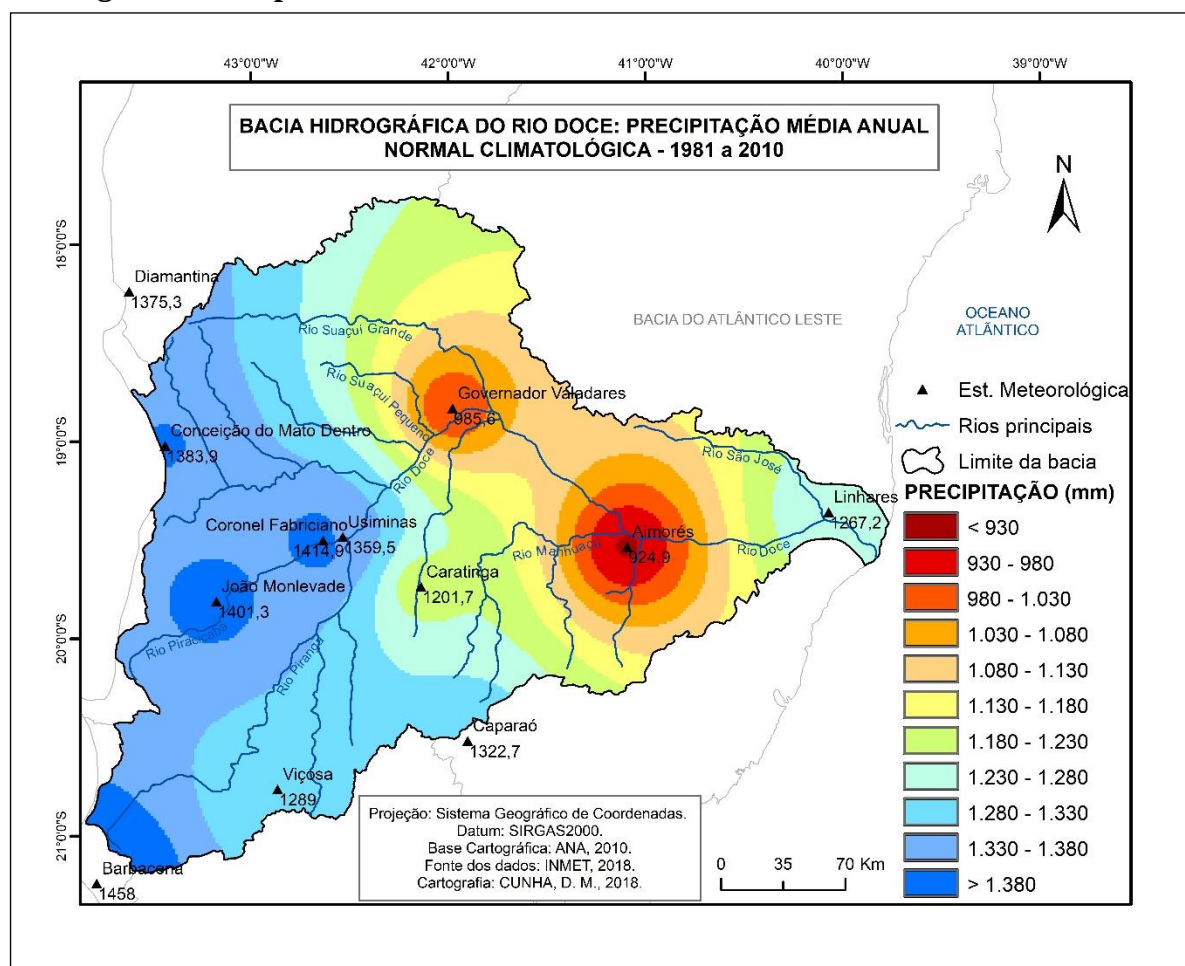
Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos do Inmet (2018b).

Na Figura 23, é possível visualizar uma variação da pluviosidade média anual da NP2 de forma mais acentuada, a qual chega a quase 500 mm, estando a maior média localizada na estação de Coronel Fabriciano (1.414,9 mm) e a menor na estação de Aimorés (924,9 mm). Diferente do primeiro mapa, neste, os menores totais anuais médios de chuva, com valores bem mais baixos, variando de cerca de 930 mm a 1.180 mm, ficam mais concentrados em parte da região central, tendendo um pouco para as regiões leste, nordeste e sudeste, especialmente no entorno das estações de Aimorés e Governador Valadares, destacando-se nessa região a estação de Aimorés, que obteve a maior perda na média de chuvas da NP1 para a NP2.

Há, por outro lado, quando se comparam as figuras 22 e 23, uma expansão dos totais anuais médios de chuva mais altos da região litorânea sentido centro da bacia – onde se destaca a estação de Linhares – e, principalmente, das regiões oeste, noroeste e sudoeste também no sentido centro da bacia, sendo uma exceção nessa região apenas a estação de Conceição do Mato Dentro. Salienta-se ainda que, mesmo com a diminuição da média anual de chuva da NP1

para a NP2, a estação de Conceição do Mato Dentro ainda possui uma média consideravelmente superior à média das estações de Aimorés e Governador Valadares, o que não ocasionou, junto com a ausência de dado da estação de Itabira uma grande alteração na distribuição das chuvas nessa porção da bacia.

Figura 23 - Mapa da Normal Pluviométrica de 1981 a 2010 da BH do Rio Doce



Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos do Inmet (2018b).

Nota: os mapas foram elaborados por intermédio da interpolação dos dados existentes para ambas as NPs, fato que pode influenciar nos resultados, uma vez que há alteração no número de estações de uma NP para outra.

Nota-se também, ao comparar os dois mapas, um processo de afunilamento das médias anuais de chuvas mais baixas da NP1 para a NP2 para as regiões que estão no entorno das estações de Aimorés e Governador Valadares. Essas estações e, por conseguinte, a região onde elas se encontram, estão na contramão em relação à maior parte da bacia, a qual teve um considerável acréscimo nas médias anuais de chuva da NP1 para a NP2.

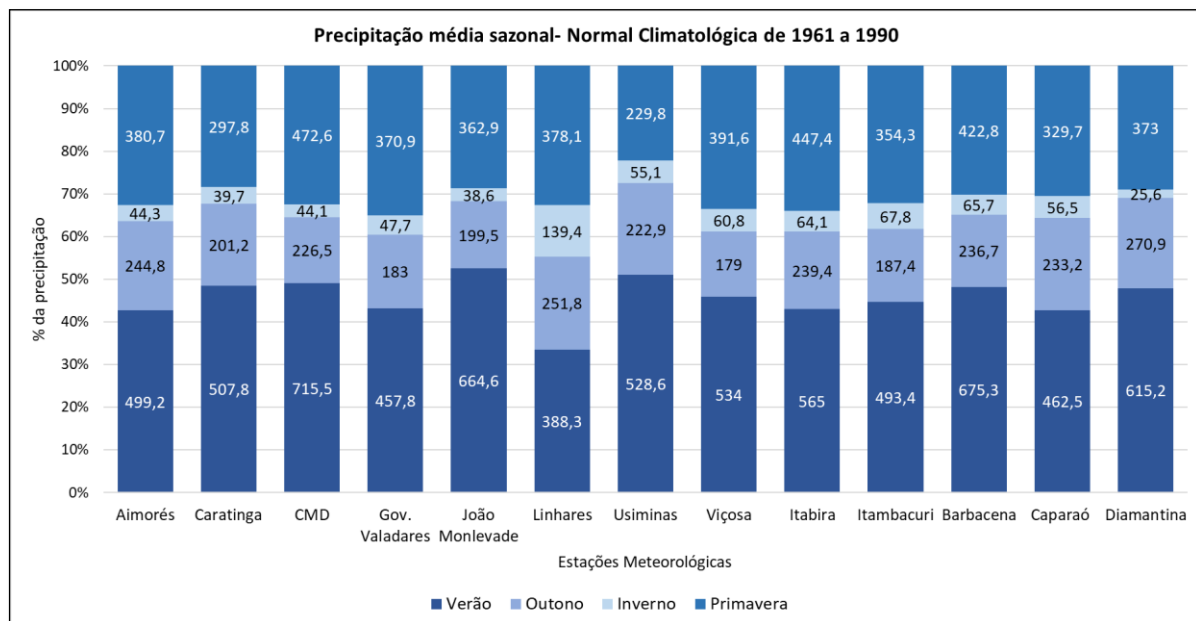
Outro aspecto importante da pluviosidade é a sua variabilidade. Na BH do Rio Doce, a variação sazonal da precipitação, ou seja, a distribuição da precipitação conforme a estação do

ano, não ocorre de forma uniforme. Os gráficos 21 e 22 demonstram a precipitação média sazonal de acordo com a NP1 e a NP2 das estações meteorológicas localizadas na bacia. Em ambos os gráficos é possível observar que os maiores totais pluviométricos médios, tanto em valores absolutos como relativos, ocorrem no verão (dezembro, janeiro e fevereiro) e na primavera (setembro, outubro e novembro). Na NP1, a concentração da chuva anual média da bacia durante essas estações do ano está em torno de 76,6 %, e na NP2, 75,7 %, sendo que, considerando as estações do entorno, os percentuais mudam para 76,5 e 76,1 %, respectivamente, ou seja, em ambas as situações há um pequeno decréscimo na concentração das chuvas de verão-primavera da NP1 para a NP2. Destaca-se que em ambos os gráficos e em todas as estações as precipitações de verão são consideravelmente superiores às de primavera.

Pelos dados da NP1, verifica-se que as estações do interior da bacia registram, em média, 45,4 % das chuvas anuais durante o verão e 31,2 % na primavera. Considerando as estações do entorno, os percentuais mudam para 45,6 e 30,8 %, respectivamente. Levando em conta os dados de todas as estações, João Monlevade e Usiminas tiveram as maiores médias percentuais de precipitação durante o verão, com uma concentração de 52,5 % (664,6 mm) e 51 % (528,6 mm), respectivamente, e Linhares a menor, com 33,5 % (388,3 mm). Na primavera, as maiores médias percentuais de chuvas se concentram em Governador Valadares – 35 % (370,9 mm) e Itabira – 34 % (447,4 mm), e a menor na estação Usiminas – 22,2 % (229,8 mm) (Gráfico 21).

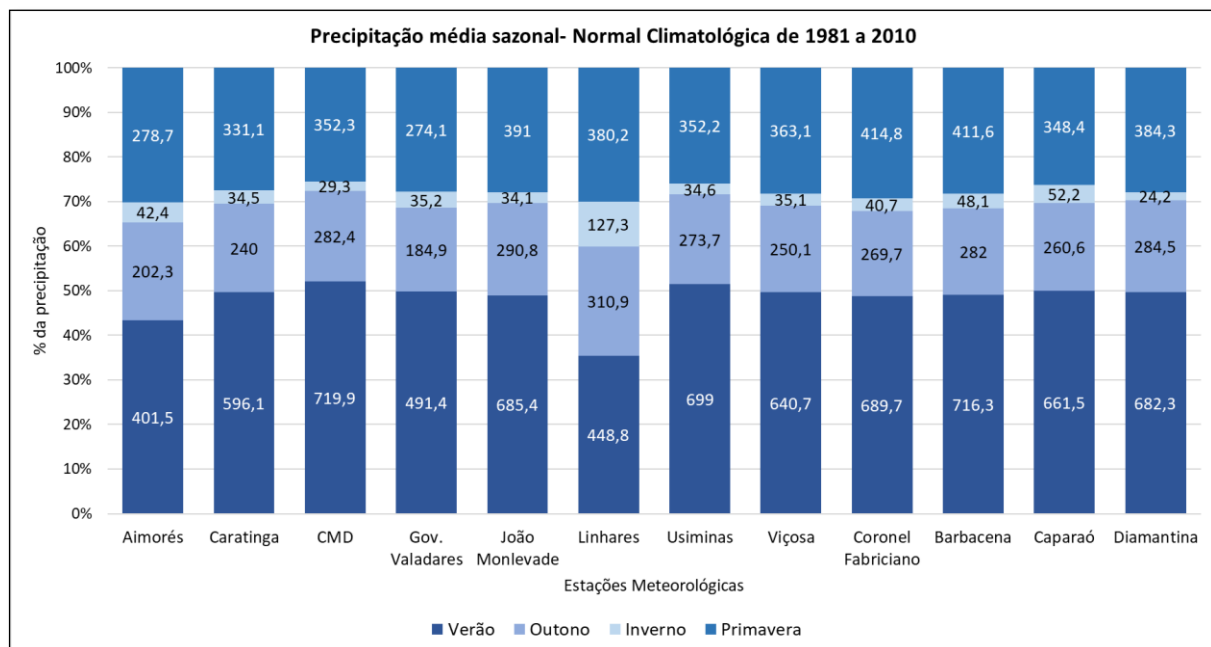
Na NP2, as estações do interior da bacia registram, em média, 47,7 % das chuvas anuais durante o verão e 28 % na primavera. Considerando o entorno, os valores são 48,2 e 27,9%. Da NP1 para a NP2 ocorre um acréscimo das chuvas de verão e um decréscimo nas de primavera em ambos os casos, percentuais do interior e com o entorno. As maiores e menores médias de precipitação durante o verão na NP2 são bem similares às da NP1, ocorrendo a alteração de apenas uma localidade, o que não acontece na primavera, na qual tanto os valores como as localidades foram alteradas. Considerando todas as estações, as maiores médias percentuais registradas durante o verão são as das estações de CMD – 52 % (719,9 mm) e Usiminas – 51,4 % (699 mm), e a menor, de Linhares – 35,4 % (448,8 mm). Durante a primavera, as maiores médias percentuais se concentram em Aimorés – 30,1 % (278,7 mm) e Linhares – 30 % (380,2 mm), e a menor em Conceição do Mato Dentro – 25,4 % (352,3 mm) (Gráfico 22).

Gráfico 21 - Precipitação média sazonal da BH do Rio Doce e entorno segundo a NC de 1961 a 1990



Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos do Inmet (2018b).

Gráfico 22 - Precipitação média sazonal da BH do Rio Doce e entorno segundo a NC de 1981 a 2010



Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos do Inmet (2018b).

As menores concentrações pluviométricas, por sua vez, ocorrem no inverno (junho, julho e agosto) e no outono (março, abril e maio). Na NP1, essa concentração ficou em 23,4 % (ou 23,5 % com o entorno), e na NP2, com um valor um pouco superior, 24,3 % (23,9 % com o entorno). Contudo, quando se comparam as estações inverno e outono, é notável que, no

outono, o volume de chuva é muito superior ao do inverno. Em média, na NP1, 18,2 % das precipitações ocorrem no outono e apenas 5,2 % no inverno (18,6 e 4,9 % com o entorno). A localidade de Linhares se destaca por ser, dentre as demais, a que possui maior concentração de chuvas no inverno, 12,4 % (139,4 mm), percentual em média 50 % mais elevado que nas demais estações, sendo que a de Diamantina possui o menor percentual, 1,9 % (25,6 mm). No outono, as maiores concentrações ocorrem nas estações de Linhares e Caparaó, 21,8 % (251,8 mm) e 21,55 % (233,2 mm), respectivamente, e a menor em Viçosa, 15,4 % (179 mm) (Gráfico 21).

Da NP1 para a NP2, há um acréscimo na média das chuvas de outono ocorridas na bacia, que passam a ser de 20,5 %, e um decréscimo da média das chuvas de inverno, as quais correspondem a 3,8 % (20,4 e 3,6 % com o entorno). Linhares permanece com os maiores registros médios de chuvas da bacia durante o outono, 24,5 % (310,9 mm) e inverno, 10 % (127,3 mm), e Governador Valadares possui o menor registro do outono, 18,8 % (184,9 mm), ficando Diamantina com o menor volume médio de chuvas do inverno, 1,76 % (24,2 mm) (Gráfico 22).

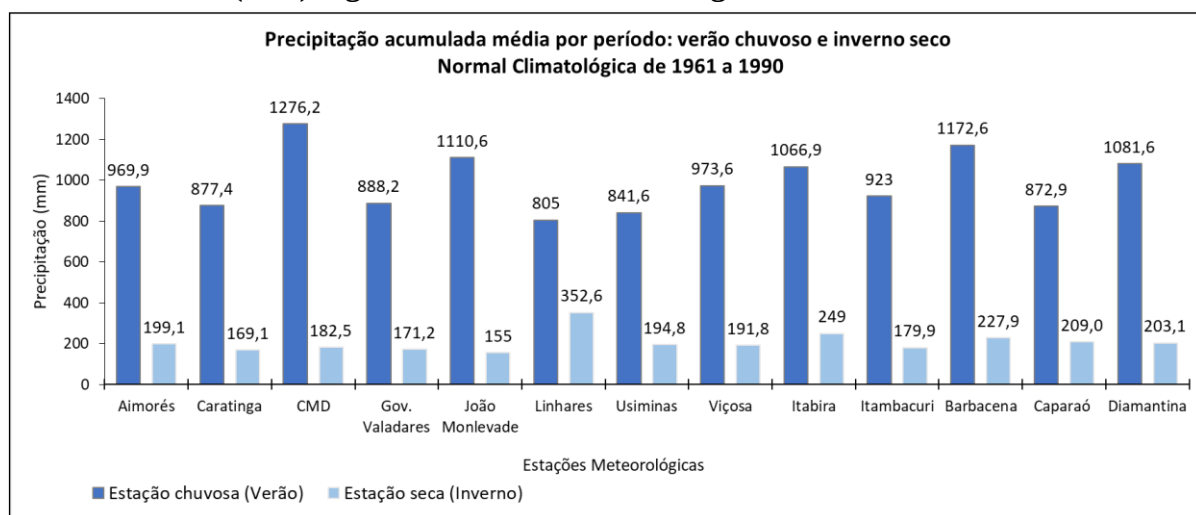
Outra variação sazonal da precipitação adotada é a que considera a divisão do ano em seis meses de verão chuvoso (outubro a março) e seis meses de inverno seco (abril a setembro). Tal sazonalidade constitui uma característica marcante da BH do Rio Doce, controlando diversas atividades humanas, principalmente a agrícola.

Segundo Vianello e Alves (2012), no Brasil ocorre uma migração sazonal dos centros de pressão, responsáveis pela definição da estação chuvosa e da estação seca. A estação chuvosa ocorre no verão, quando predomina sobre o continente um centro de baixa pressão com ar quente ascendente produtor de nebulosidade. Já a estação seca ocorre no inverno, quando o Anticiclone Semipermanente do Atlântico Sul – ASAS se desloca para o continente e impede a formação das chuvas.

A existência, na bacia, de duas estações do ano definidas pelo padrão de distribuição das chuvas fica evidente quando se observa e compara a distribuição da precipitação acumulada média dos meses da estação seca (inverno) e da estação chuvosa (verão) (gráficos 23 e 24). A comparação coloca em foco dois grandes contrastes da pluviosidade na bacia, onde, em média, na NP1, 82,6 % de toda a chuva se concentra nos seis meses da estação chuvosa e na NP2, 84,8 %, considerando os dados do entorno, 82,7 e 85,1 %. Pouquíssima chuva ocorre nos seis meses de inverno (abril a setembro), 17,4 % na NP1 e 17,3 na NP2, respectivamente, com o entorno, os percentuais mudam para 15,2 % e 14,9 %. Além da ocorrência de seis meses evidentemente mais secos, nota-se que da NP1 para a NP2 tal situação se agravou, pois há um decréscimo no

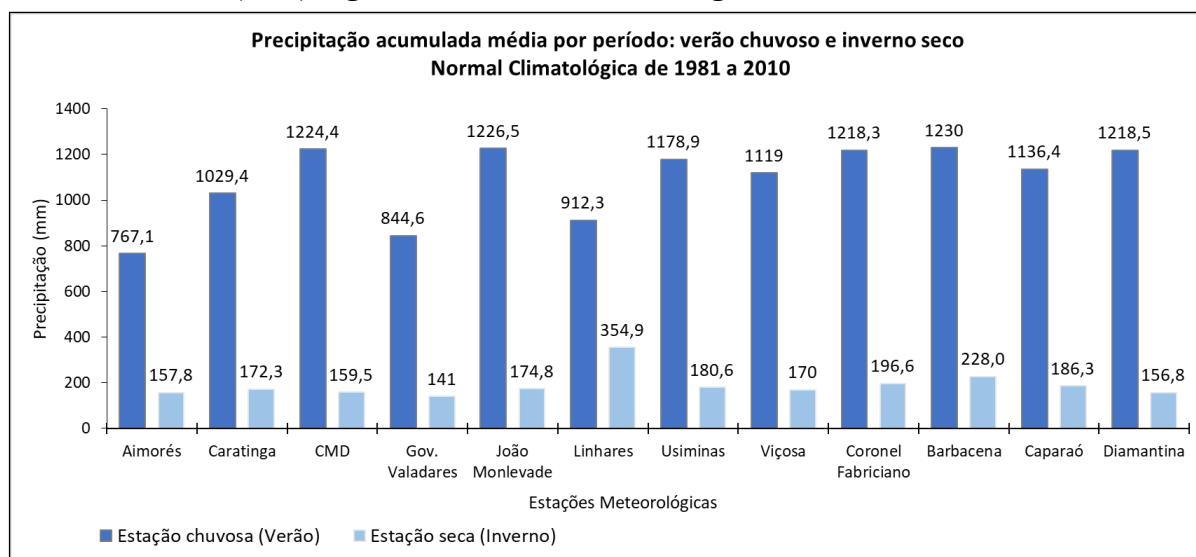
percentual médio de chuvas na bacia durante o inverno. Na NP1, a concentração das chuvas durante o verão é evidente em todas as estações meteorológicas da bacia, sendo mais acentuada, em valores absolutos, em CMD e Barbacena, e menos acentuada em Linhares. Já na NP2, os maiores volumes ocorrem em Barbacena e João Monlevade, e o menor, em Aimorés (gráficos 23 e 24).

Gráfico 23 - Precipitação acumulada média por período: verão (chuvoso) e inverno (seco) segundo a Normal Climatológica de 1961 a 1990



Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos do Inmet (2018b).

Gráfico 24 - Precipitação acumulada média por período: verão (chuvoso) e inverno (seco) segundo a Normal Climatológica de 1981 a 2010



Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos do Inmet (2018b).

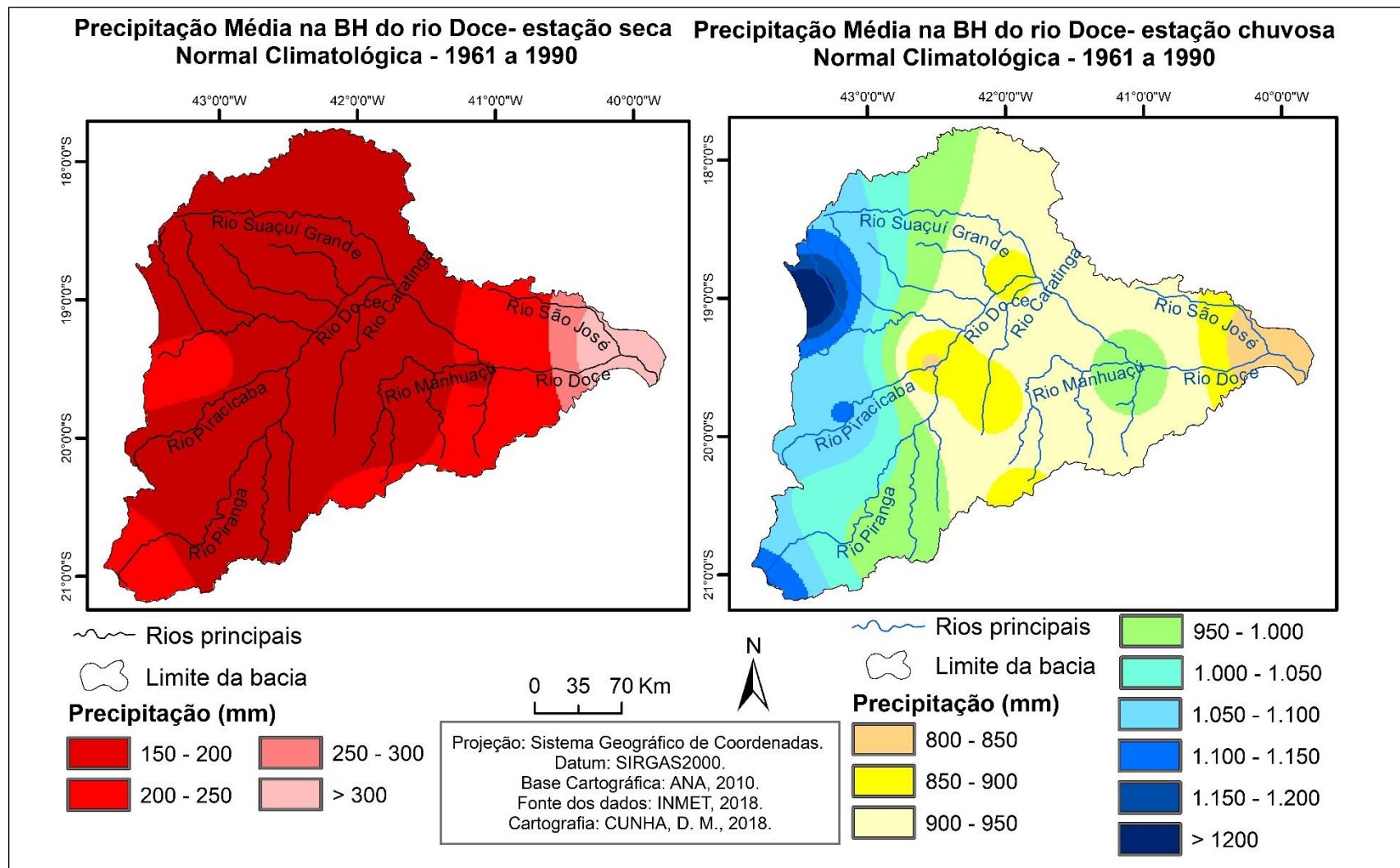
Em João Monlevade, nos seis meses da estação chuvosa da NP1, registra-se uma pluviosidade acumulada média de 1.110,6 mm, enquanto nos seis meses da estação seca tem-se 155 mm, ou seja, no verão ocorre 87,6 % das chuvas de todo o ano, restando 12,4 % para o inverno. Situação muito similar é a de CMD, onde 87,5 % (1.276,2 mm) das chuvas ocorrem no verão e apenas 12,5 % (182,5 mm) no inverno. Linhares se destaca, dentre as estações, por ser a que possui menor concentração de chuvas no verão em que a média de precipitação é de 805 mm, 69,5 %, enquanto no inverno, a média é de 352,6 mm, 30,5 % (Gráfico 23).

Na NP2, o valor absoluto das chuvas de verão de Barbacena (1.230 mm) quase se equipara ao de João Monlevade (1.226,5 mm) e CMD (1.224 mm). Em relação a valores relativos, os maiores percentuais são registrados em Diamantina e CMD, os quais concentram no verão cerca de 88 % de toda a chuva anual média registrada nessas localidades, restando cerca de 12 % para o período do inverno. Diferente do ocorrido na NP1, destacam-se na NP2 com os menores volumes absolutos de chuvas concentradas no verão as localidades de Aimorés (767,1 mm) e Governador Valadares (844,6 mm) que correspondem, respectivamente, a 83 e 85,7 %. Já os valores relativos continuam mais baixos em Linhares – 72% das chuvas dessa localidade que correspondem a 912,3 mm (Gráfico 24).

A distribuição da precipitação em Linhares é influenciada pela sua posição próxima ao litoral, ou seja, pela maritimidade, que contribui, diante da realidade das demais localidades da bacia, para uma melhor distribuição das chuvas entre o verão e o inverno. As demais regiões têm sua precipitação fortemente marcada pela disposição do relevo na bacia e pela atuação dos sistemas atmosféricos como ZCAS, ASAS e frente polar, fatores esses vistos anteriormente. Assim, a diminuição da precipitação em estações como Aimorés e Governador Valadares, localizadas em regiões da bacia com altimetria mais baixas, pode ser explicada pela menor atuação de sistemas atmosféricos como a ZCAS e por frentes que ficam mais restritas às porções de maior altitude, e pela maior incursão, inclusive durante o verão, da ASAS sobre essa região.

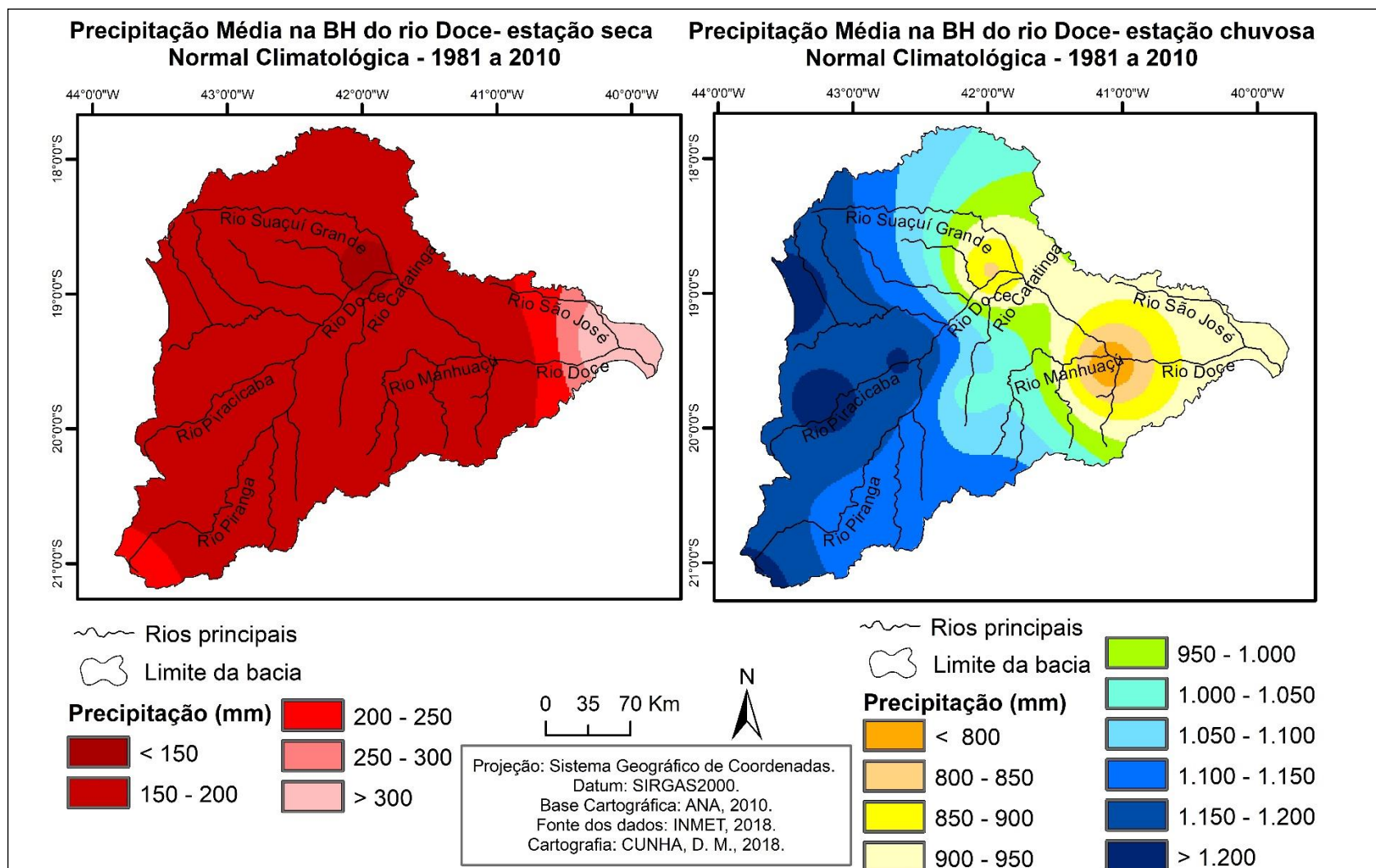
As figuras 24 e 25 espacializam os dados exibidos anteriormente. Apresentam os dados das precipitações médias segundo a NP1 e a NP2, respectivamente, ocorridas nos meses da estação seca e da estação chuvosa e espacializados na BH do Rio Doce. Por intermédio delas é possível identificar a quantidade de precipitação que cai durante os seis meses de inverno e os seis meses de verão no território da bacia.

**Figura 24 - Mapas de precipitação média dos meses das estações seca e chuvosa da BH do Rio Doce
Normal Climatológica de 1961 a 1990**



Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos do Inmet (2018b).

**Figura 25 - Mapas de precipitação média dos meses das estações seca e chuvosa da BH do Rio Doce
Normal Climatológica de 1981 a 2010**



Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos do Inmet (2018b).

Comparando a figura 24 com a 25, verifica-se que grande parte da bacia durante a estação seca possui uma pluviosidade média de 150 e 200 mm, identificando-se um aumento da área da bacia com essa pluviosidade da NP1 para a NP2. Além disso, identifica-se, na Figura 25, o aparecimento, durante a estação seca, de uma área no entorno de Governador Valadares com precipitação média abaixo de 150 mm.

Se, por um lado, a área de baixa pluviosidade durante a estação seca se expandiu na bacia da NP1 para a NP2, por outro, durante a estação chuvosa, o que se observa é uma expansão da área com maiores médias de chuva. Na NP1, grande parte da bacia durante o verão registrou uma precipitação média de 850 a 950 mm; já na NP2, houve o predomínio espacial de registros acima de 1.000 mm. Destaca-se, ainda, que na área litorânea a média aumentou de 800 – 850mm na NP1 para 900 – 950 mm na NP2, e que as áreas de menores médias, abaixo de 850 mm, ficaram bem restritas ao entorno das localidades de Aimorés e Governador Valadares (figuras 24 e 25).

Referente à precipitação média mensal observada na NP1, o mês de dezembro aparece como o mais chuvoso em sete estações: Aimorés (214 mm), Itabira (274 mm), Itambacuri (237 mm), Linhares (142 mm), Usiminas (227 mm), Viçosa (211 mm) e Caparaó (183 mm). Os demais meses mais chuvosos são: janeiro em cinco estações (Caratinga, Conceição do Mato Dentro, João Monlevade, Barbacena e Diamantina), e novembro, com registro apenas em Governador Valadares (Tabela 9).

Agosto é o mês com menor precipitação média em seis estações: Aimorés (9 mm), CMD (10 mm), Itabira (19 mm), Itambacuri (18 mm), João Monlevade (10 mm) e Barbacena (21 mm). Junho aparece como o mês menos chuvoso nas estações de Caratinga, Linhares, Viçosa e Caparaó, e julho em Governador Valadares, Usiminas e Diamantina (Tabela 9).

O mês de dezembro se mantém como o mais chuvoso na NP2 em praticamente todas as estações: Aimorés (189 mm), Caratinga (279 mm), Conceição do Mato Dentro (332 mm), Coronel Fabriciano (313 mm), Governador Valadares (235 mm), João Monlevade (327 mm), Usiminas (311 mm), Caparaó (282 mm) e Diamantina (303 mm). O mês de novembro é o mais chuvoso em Linhares (221 mm), e o mês de janeiro, o mais chuvoso em Viçosa (255 mm) e Barbacena (291 mm) (Tabela 10).

Na NP2, somente a estação de Linhares registrou a menor média mensal de precipitação no mês de agosto – 35 mm. Nas demais estações, o menor volume médio de precipitação mensal ocorreu no mês de julho, o que faz deste o mês mais seco da bacia, no qual as precipitações não atingem 10 mm em nove estações. Dentre as localidades com menor registro de chuvas em julho, destaca-se Diamantina, com 5 mm (Tabela 10).

Tabela 9– Precipitação acumulada mensal por estação meteorológica segundo a Normal Climatológica de 1961 a 1990

Estação Meteorológica	PRECIPITAÇÃO ACUMULADA MENSAL											
	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
Aimorés	193	92	127	75	43	14	21	9	37	132	212	214
Caratinga	214	98	109	66	26	7	18	15	37	96	165	195
Conceição do Mato Dentro	280	169	132	72	23	16	18	10	44	164	265	267
Governador Valadares	168	129	91	57	35	19	14	15	31	125	215	161
Itabira	161	130	121	82	36	21	24	19	67	137	244	274
Itambacuri	172	85	106	59	23	24	26	18	31	127	197	237
João Monlevade	255	164	119	49	31	13	16	10	36	123	203	246
Linhares	142	105	107	88	57	32	64	44	68	136	174	142
Usiminas	190	112	109	66	49	18	8	29	26	76	128	227
Viçosa	181	142	102	47	29	17	26	17	54	129	209	211
Barbacena	252	179	137	61	39	24	21	21	63	130	230	245
Caparaó	172	107	125	66	41	15	22	20	45	122	163	183
Diamantina	239	141	133	104	34	9	7	9	39	117	217	236

Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos do Inmet (2018b).

Tabela 10 – Precipitação acumulada mensal por estação meteorológica segundo a Normal Climatológica de 1981 a 2010

Estação Meteorológica	PRECIPITAÇÃO ACUMULADA MENSAL											
	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
Aimorés	146	67	116	52	34	14	10	19	29	72	178	189
Caratinga	221	97	144	71	26	13	7	16	42	80	209	279
Conceição do Mato Dentro	260	129	182	76	24	10	9	10	30	85	237	332
Coronel Fabriciano	240	137	163	67	41	15	7	18	49	108	258	313
Governador Valadares	173	84	113	49	23	14	8	14	34	70	170	235
João Monlevade	233	126	193	69	29	14	6	14	43	98	250	327
Linhares	156	104	147	106	58	43	49	35	64	95	221	189
Usiminas	261	128	159	77	37	10	8	17	32	100	221	311
Viçosa	255	132	166	55	29	15	8	13	51	105	208	253
Barbacena	291	156	178	65	39	18	12	19	76	127	209	270
Caparaó	249	131	166	65	30	15	12	25	39	101	209	282
Diamantina	237	143	185	77	23	6	5	13	33	119	233	303

Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos do Inmet (2018b).

Há uma pequena variação de meses mais chuvosos de uma NP para outra, mas destaca-se que, em geral, em ambas eles estão na estação verão e resultam, principalmente, das

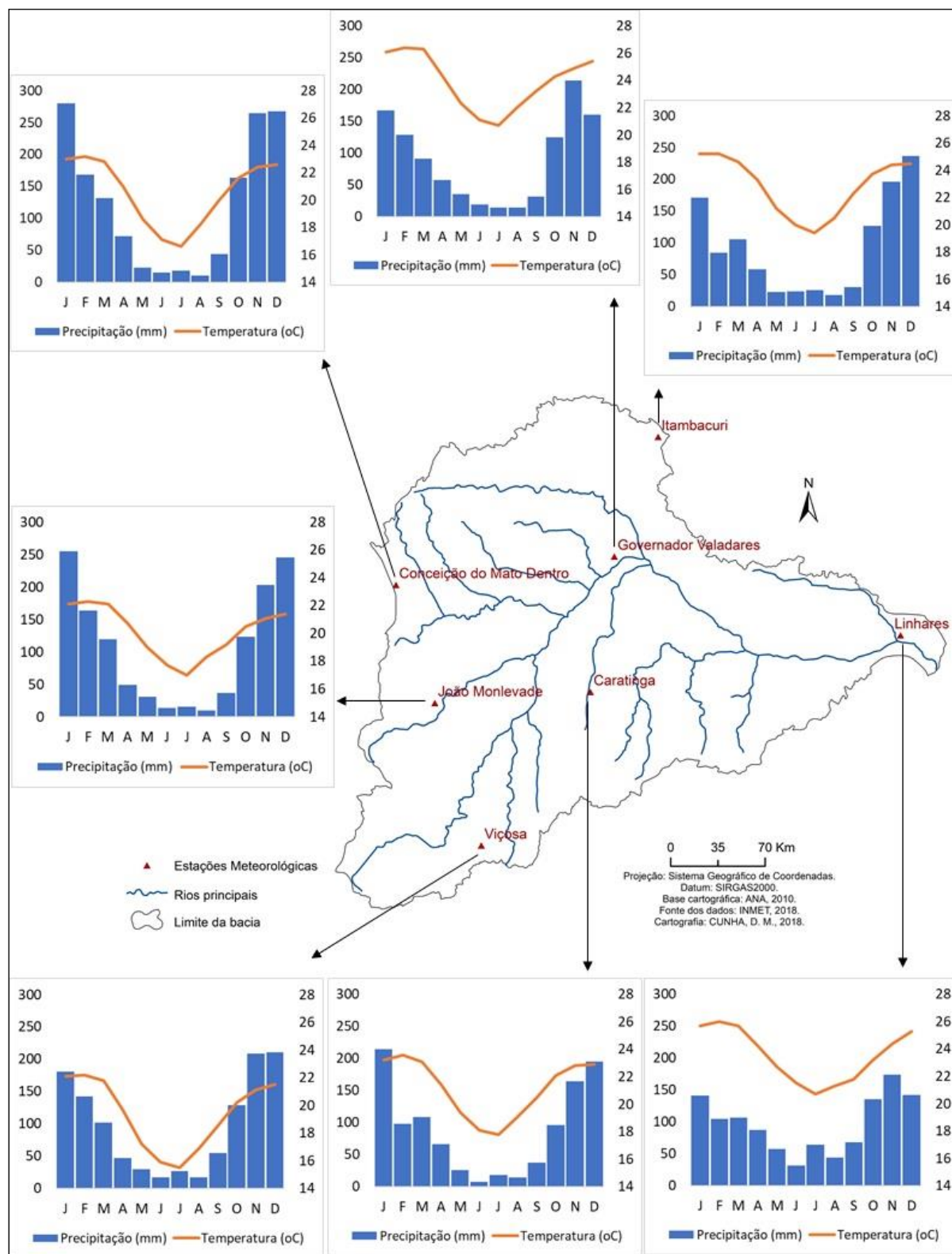
influências de avanços de frentes e da formação da ZCAS. O mínimo de chuvas nos meses de inverno se deve à ausência da atuação da ZCAS e à consequente dependência das frentes polares, que chegam à região mais enfraquecidas. Além disso, durante essa estação há um predomínio da atuação na região continental da ASAS, a qual impede a formação de nuvens de chuva. No Espírito Santo, o decréscimo de chuvas frontais é compensado pelo acréscimo das chuvas provenientes das massas de ar úmidas oceânicas e, por isso são observadas maiores médias mensais durante o inverno em Linhares.

Por fim, apresentam-se como gráficos-síntese das chuvas e temperaturas médias das NPs os climogramas das estações meteorológicas da BH do Rio Doce e de seu entorno. Observa-se, inicialmente, nos climogramas da NP1 das estações localizadas no interior da bacia, nos municípios mineiros de Itambacuri, Governador Valadares, CMD, João Monlevade, Viçosa e Caratinga, todos localizados na porção mais continental da bacia, a presença de pelo menos quatro meses de baixa precipitação. A redução do total pluviométrico mensal ocorre durante a estação de inverno, sendo em alguns climogramas observada maior estiagem entre os meses de maio a setembro (Itambacuri, Governador Valadares, CMD e Caratinga) e em outros de abril a setembro (João Monlevade e Viçosa). Destaca-se ainda que, excetuando a estação de Linhares, nas demais há um trimestre com os menores índices pluviométricos, o qual ocorre nos meses de junho, julho e agosto (Figura 26).

Nos climogramas da NP2, os municípios mineiros continuam registrando a presença de pelo menos quatro meses de baixa precipitação na estação de inverno. A maior estiagem ocorre entre os meses de maio a setembro em todas as estações localizadas em Minas Gerais, assim como o trimestre com os menores índices pluviométricos, em junho, julho e agosto (Aimorés, Caratinga, CMD, Coronel Fabriciano, Governador Valadares, João Monlevade, Usiminas e Viçosa) (Figura 27).

Ainda nos climogramas dessas estações, tanto da NP1 como da NP2, verifica-se também que as chuvas se concentram no verão prolongado, o qual se estende de outubro a março, destacando-se em todos como o trimestre mais chuvoso os meses de novembro, dezembro e janeiro. Em relação às médias de temperaturas mensais, evidenciam-se os seis meses de verão (outubro a março) com temperaturas mais elevadas, e os seis meses de inverno (abril a setembro) com temperaturas um pouco mais baixas (figuras 26 e 27).

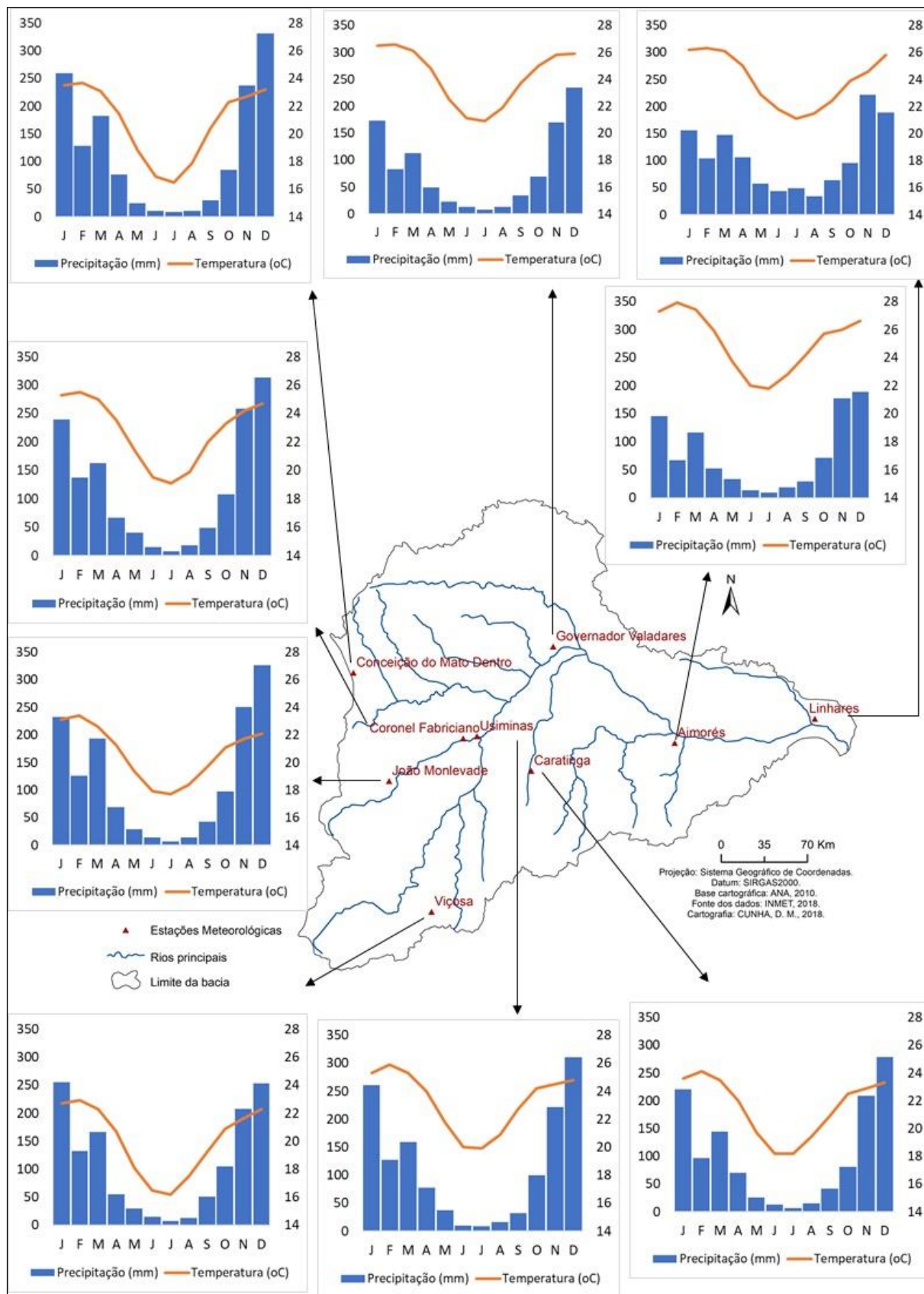
Figura 26 - Climogramas das estações meteorológicas localizadas na BH do Rio Doce segundo a Normal Climatológica de 1961 a 1990



Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos do Inmet (2018b).

Nota: os climogramas das estações meteorológicas de Aimorés, Itabira e Usiminas não foram elaborados em virtude da ausência de dados da temperatura média compensada.

Figura 27 - Climogramas das estações meteorológicas localizadas na BH do Rio Doce segundo a Normal Climatológica de 1981 a 2010



Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos do Inmet (2018b).

Dentre os climogramas da NP1, o de Governador Valadares apresenta temperaturas elevadas durante todo o ano (média de 23,9 °C), com uma pequena queda no inverno, em que a menor média mensal foi registrada no mês de julho (20,7 °C), e a média mensal mais elevada no mês de fevereiro (26,4 °C). O mês de julho também se destaca com o menor total pluviométrico mensal (14,3 mm), e o mês de novembro com o maior (214,7 mm) (Figura 26). Já na NP2, destaca-se a estação de Aimorés com os maiores registros de temperatura, com uma média anual de 25,1 °C. Nessa localidade, a menor média de temperatura também ocorreu em julho (21,7 °C), mês que também obteve a menor precipitação (9,9 mm), e a maior média em fevereiro (27,9 °C), sendo que a maior precipitação ocorre em dezembro (188,5 mm) (Figura 27).

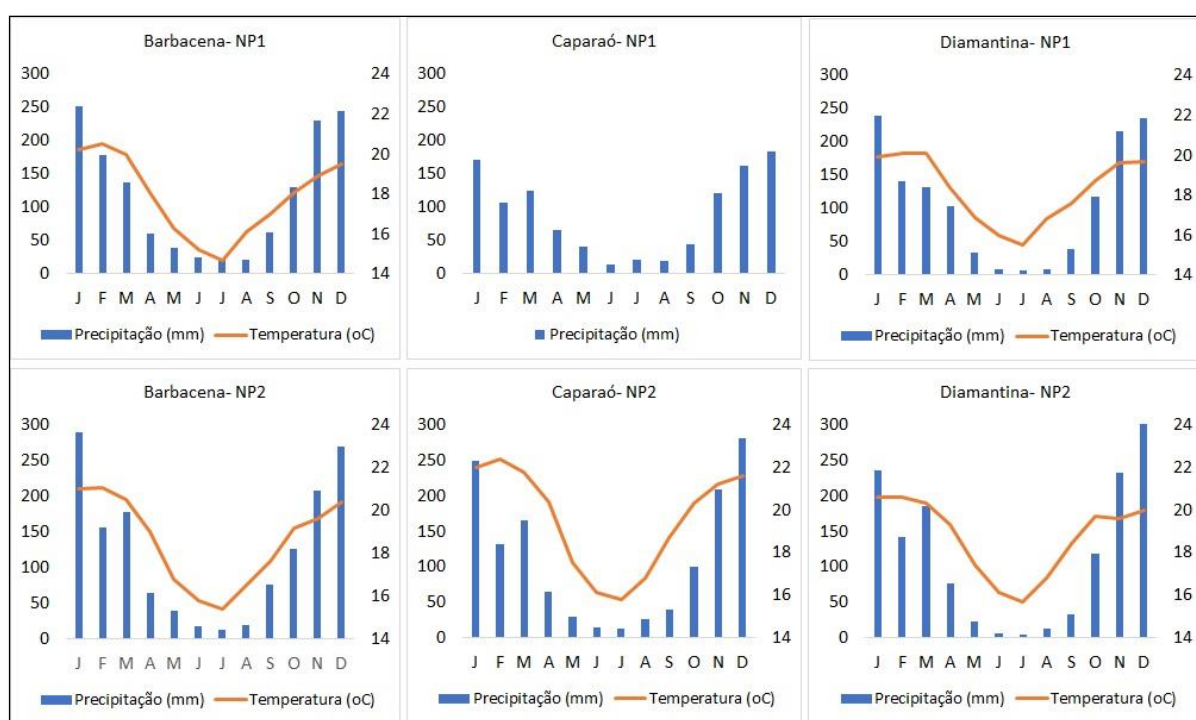
Baseando-se na localização geográfica, ressalta-se que, caso existisse o registro das temperaturas médias compensadas de Aimorés na NP1, é muito provável que essa localidade também apresentasse nessa NP as temperaturas mais elevadas. Fato similar ao ocorrido com Viçosa, em que ambas as NPs apresentaram as temperaturas mais baixas da bacia, o que pode ser explicado pela localização geográfica desse município, na porção sul da bacia e em uma região de altitude mais elevada. Em Viçosa, a média da temperatura anual na NP1 é de 19,4 °C; os meses de menor e maior média de temperatura são julho (15,5 °C) e fevereiro (22,2 °C). Em relação aos totais pluviométricos mensais, o mês de junho possui o menor (17,1 mm), e o mês de dezembro o maior (211 mm) (Figura 26). Já na NP2, registra-se uma média anual de temperatura de 20,1°C, um ligeiro aumento em relação à anterior, também observada nos meses de menor e maior média, respectivamente, julho (16,2 °C) e fevereiro (22,9 °C). O mês de julho também possui o menor total pluviométrico (7,5 mm), e o de janeiro, o maior (255,3 mm) (Figura 27).

Destaca-se, ainda, o climograma da estação de Linhares, no estado do Espírito Santo, o qual apresenta condições de temperatura média muito similares às de Governador Valadares-MG. Em Linhares, a temperatura média mais baixa foi registrada no mês de junho (20,7 °C) na NP1, e no mês de julho (21,1 °C) na NP2, e a temperatura média mais alta, no mês de fevereiro em ambas as NPs (26 °C e 26,3 °C, respectivamente). No entanto, ele difere dos demais climogramas no aspecto pluviosidade. Nota-se uma melhor distribuição das chuvas ao longo do ano, onde apenas os meses de junho e agosto na NP1 possuem pluviosidade abaixo de 50mm, registrando junho 31,6 mm, e agosto, 43,7 mm. E na NP2, junho, julho e agosto possuem pluviosidade abaixo de 50 mm (43,4 mm, 49,4 mm e 34,5 mm, respectivamente). No inverno dessa localidade não se observa uma grande redução do total pluviométrico mensal e inexistem um trimestre ou quatro meses mais secos como nas demais (figuras 26 e 27). Tal

comportamento da pluviosidade se justifica pela maior proximidade de Linhares com o litoral, sofrendo essa região maior influência da maritimidade, ou seja, das massas de ar oceânicas carregadas de umidade e que atingem a região, especialmente no inverno.

Em relação às estações meteorológicas do entorno, as quais se localizam nas porções sul (Caparaó), sudoeste (Barbacena) e noroeste (Diamantina), respectivamente, nas serras do Caparaó, da Mantiqueira e do Espinhaço, é notável a influência fisiográfica sobre os dados de chuva e temperatura, conforme se pode observar nos climogramas (Figura 28).

Figura 28 - Climogramas das estações do entorno da BH do Rio Doce segundo a NP1 e a NP2



Fonte: Elaborado pela autora com dados extraídos do Inmet (2018b).

Nota: não foi possível elaborar o climograma da estação de Caparaó – NP1 porque os dados de temperatura média não estão disponibilizados.

Os climogramas representam os acréscimos nas médias de chuvas ocorridos da NP1 para a NP2 em todas as estações durante o período chuvoso (outubro a março), e pequenos decréscimos durante o período seco (abril a setembro). Em todas as estações, em razão, especialmente, da influência da altitude, observam-se temperaturas médias no inverno bem baixas, em geral entre 15 e 16 °C, e no verão também, relativamente baixas, em torno de 21°C (Figura 28).

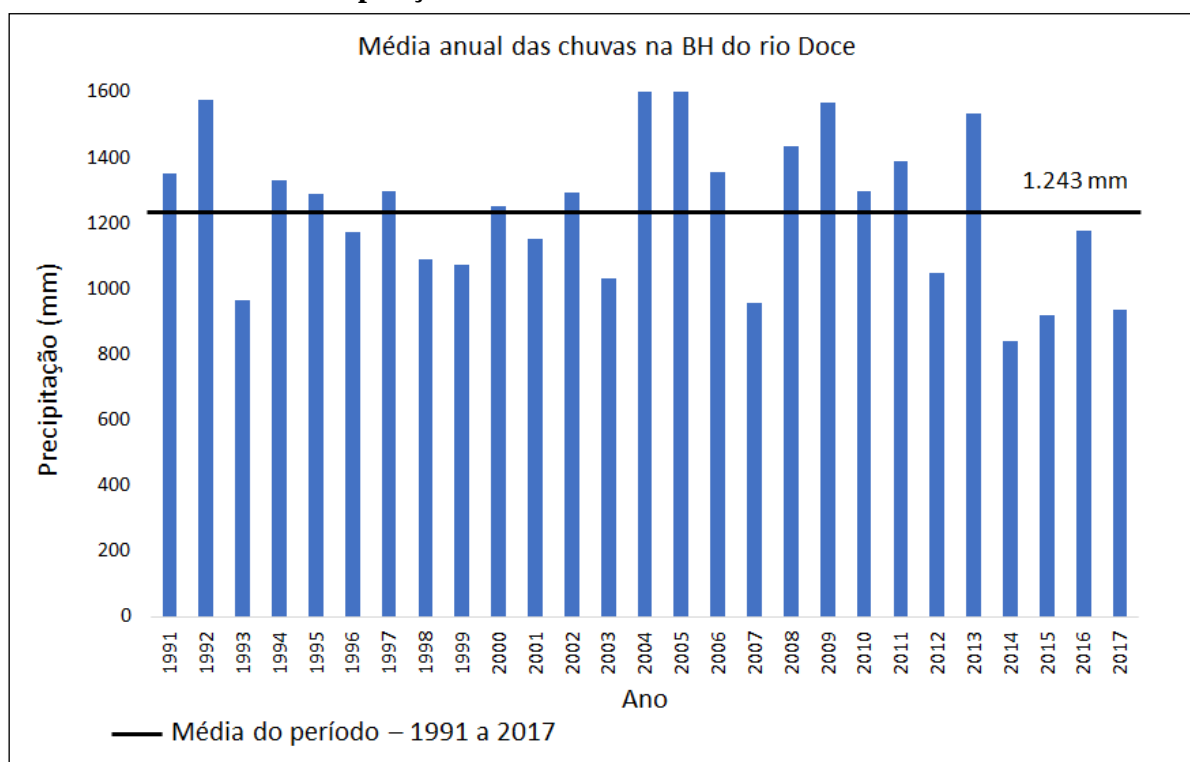
Após caracterizar o comportamento da pluviosidade na BH do Rio Doce de acordo com os dados das últimas normais climatológicas, no próximo capítulo apresenta-se a variação

espacial e temporal da precipitação na bacia para o período de estudo – 1991 a 2017. Além disso, identificam-se as anomalias de chuva médias ocorridas em toda a bacia e por estação meteorológica, realizando-se ainda uma caracterização espacial e temporal da precipitação e das anomalias ocorridas durante os ano-padrão em estudo.

4.3 Variação temporal e espacial da precipitação na bacia – 1991 a 2017

Com o objetivo de obter a distribuição temporal das chuvas ocorridas na BH do Rio Doce no período de 1991 a 2017, foi calculada a média aritmética do total anual das chuvas das estações meteorológicas do interior e do entorno da bacia. Como resultado chegou-se ao que pode ser observado no Gráfico 25, o qual representa a distribuição do total médio anual das chuvas na bacia. No gráfico, também é possível observar uma reta que identifica a média de chuva ocorrida na bacia para o período de 1991 a 2017, que foi de 1.243 mm.

Gráfico 25 – Precipitação média anual da BH do Rio Doce – 1991 a 2017



Fonte: Resultado da pesquisa.

Ainda pela análise do gráfico identifica-se que os anos mais chuvosos em toda a bacia foram aqueles com totais médios de chuva superiores a 1.600 mm, destacando-se, com volumes de chuvas um pouco superiores a esse valor, em ordem decrescente, os anos de 2004 e 2005

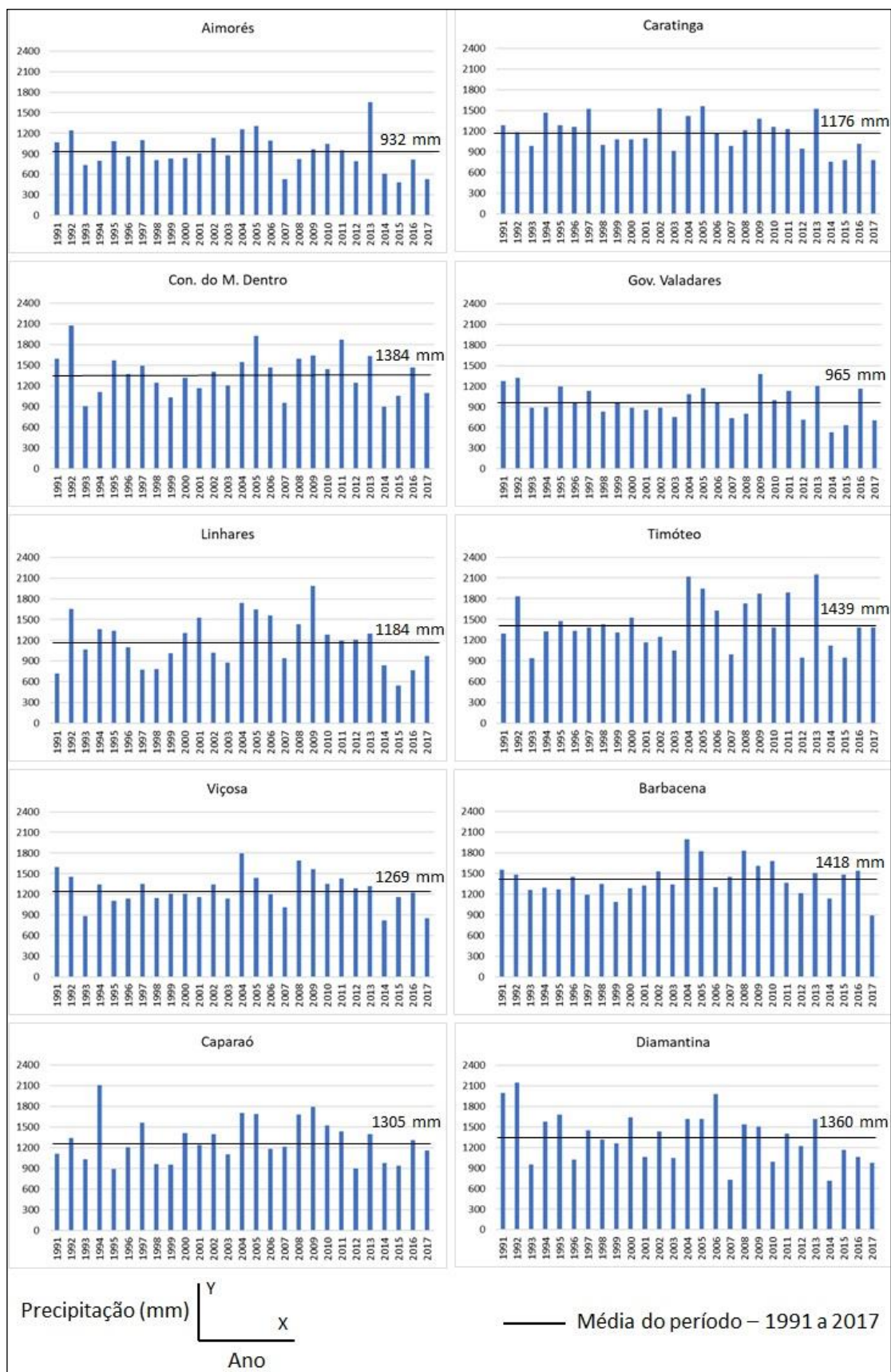
(em milímetros: 1.628,3 e 1.613,3). Por outro lado, identificam-se como os mais secos do período na bacia, com totais médios de chuva inferiores a 950 mm, em ordem decrescente, os anos de 2017, 2015 e 2014 (em milímetros: 934,5; 921,8 e 841,3). Dos vinte e sete anos estudados, quinze registraram precipitação acima da média: 1991, 1992, 1994, 1995, 1997, 2000, 2002, 2004, 2005, 2006, 2008, 2009, 2010, 2011 e 2013. E doze registraram precipitação abaixo da média: 1993, 1996, 1998, 1999, 2001, 2003, 2007, 2012, 2014, 2015, 2016 e 2017 (Gráfico 25).

Tomando como referência os anos que se destacaram com volumes de chuva muito superiores ou muito inferiores à média do período para a bacia, e a atuação do fenômeno ENOS nesses anos, observa-se, em geral, que não há uma relação direta entre o ENOS e o volume de chuva ocorrido, excetuando-se o ano 2015, que foi mais seco e registrou doze meses de atuação do El Niño. O ano de 2004, com chuva superior à média da bacia, se dividiu em seis meses de neutralidade e seis meses de El Niño, ambos atuando durante a estação chuvosa, a qual influencia diretamente nos volumes de chuvas anuais e, conseqüentemente, nas médias de chuva.

O ano de 2005, também chuvoso, iniciou com dois meses de El Niño e terminou com dois meses de La Niña, ambos também ocorrendo durante a estação chuvosa da bacia, sendo os demais de neutralidade. No ano de 2014, com baixa média de precipitação, predominou os meses de neutralidade, sendo apenas os dois últimos de El Niño, ou seja, o fenômeno ocorreu durante meses da estação chuvosa, o que pode ter influenciado no baixo volume de chuvas. Por outro lado, no ano de 2017, também mais seco da bacia, predominou meses de neutralidade, sendo os três últimos meses do ano, período da estação chuvosa, de La Niña, fenômeno que tende a ocasionar maiores volumes de chuva.

A análise da distribuição da precipitação no período de 1991 a 2017, por estação meteorológica, identifica que apenas nas estações de Caratinga, CMD e Linhares o número de anos com volumes de chuva superiores à média foi maior que o número de anos com volumes de chuva inferiores à média. Quatorze anos registraram precipitação acima da média e treze anos registraram precipitação abaixo da média. Os anos mais úmidos de Caratinga, CMD e Linhares foram, respectivamente, 2005 (1.567,5 mm), 1992 (2.074,5 mm) e 2009 (1.985,6 mm), e os mais secos foram 2014 em Caratinga (754,3 mm) e CMD (904 mm) e 2015 em Linhares (546,8 mm) (Figura 29).

Figura 29 – Gráficos com a distribuição da precipitação anual das estações meteorológicas da BH do Rio Doce – 1991 a 2017



Fonte: Resultado da pesquisa.

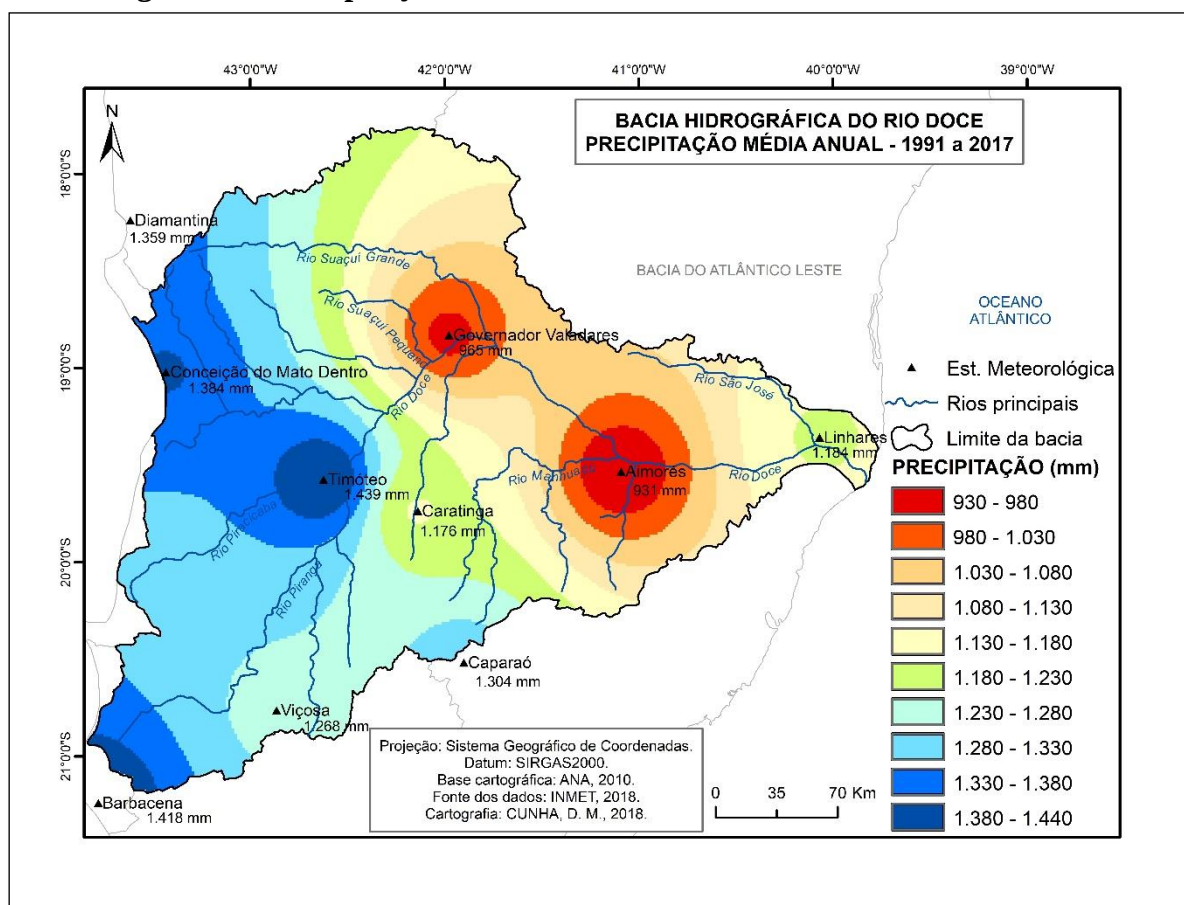
Nas estações meteorológicas de Barbacena, Caparaó, Diamantina e Viçosa, treze anos registraram precipitação acima da média, e quatorze anos precipitação abaixo da média. O ano de 2004 foi o mais chuvoso em Barbacena (1.997,2 mm) e em Viçosa (1.798 mm). Já em Caparaó e Diamantina, os anos mais chuvosos foram 1994 (2.108,4 mm) e 1992 (2.146,5 mm), respectivamente. O ano de 2014 novamente destaca-se como o mais seco em Diamantina (712 mm) e em Viçosa (824,6 mm). Em Barbacena e Caparaó os anos mais secos foram, respectivamente, 2017 (888,7 mm) e 1995 (892,9 mm) (Figura 29).

Em Aimorés e Governador Valadares doze anos registraram precipitação acima da média, destacando-se com os maiores registros, respectivamente, os anos de 2013 (1.653,3 mm) e 2009 (1.375,6 mm). Nestas estações, por conseguinte, o número de anos com registros de chuva abaixo da média, foi quinze. Em Aimorés o ano de 2015 foi o mais seco com o registro de apenas 484,1 mm, e em Governador Valadares o ano de 2014 registrou o menor volume de chuva do período, somente 530 mm (Figura 29).

Na estação de Timóteo foi registrado, durante o período da pesquisa, a maior quantidade de anos com chuvas abaixo da média – dezessete anos, e apenas dez anos com chuvas acima da média. O ano mais chuvoso dessa estação foi o de 2013 (2.153, 1 mm) e o mais seco, 1993 (940,4 mm) (Figura 29).

Na Figura 30, tem-se a espacialização da precipitação média anual ocorrida na bacia no período de 1991 a 2017. Observa-se a localização das menores médias da bacia no entorno das estações de Governador Valadares e Aimorés, e as maiores, no entorno de CMD e Timóteo. No período, ocorreu uma variação da pluviosidade de cerca de 500 mm da estação com maior média registrada (Timóteo – 1.439,2 mm) para a de menor média (Aimorés – 931,5 mm). Nota-se, em geral, pela distribuição da precipitação, sua concentração nas regiões de maior altitude da bacia, o que reafirma a condição do relevo desta como fator estático importante no processo de distribuição da umidade e da precipitação. A estação de Linhares e seu entorno, mesmo possuindo altitudes mais baixas que a região do entorno de Governador Valadares e Aimorés, possui uma condição um pouco diferenciada em relação a estas devido à proximidade com o litoral, o que ocasiona nessa região totais de chuva um pouco superiores.

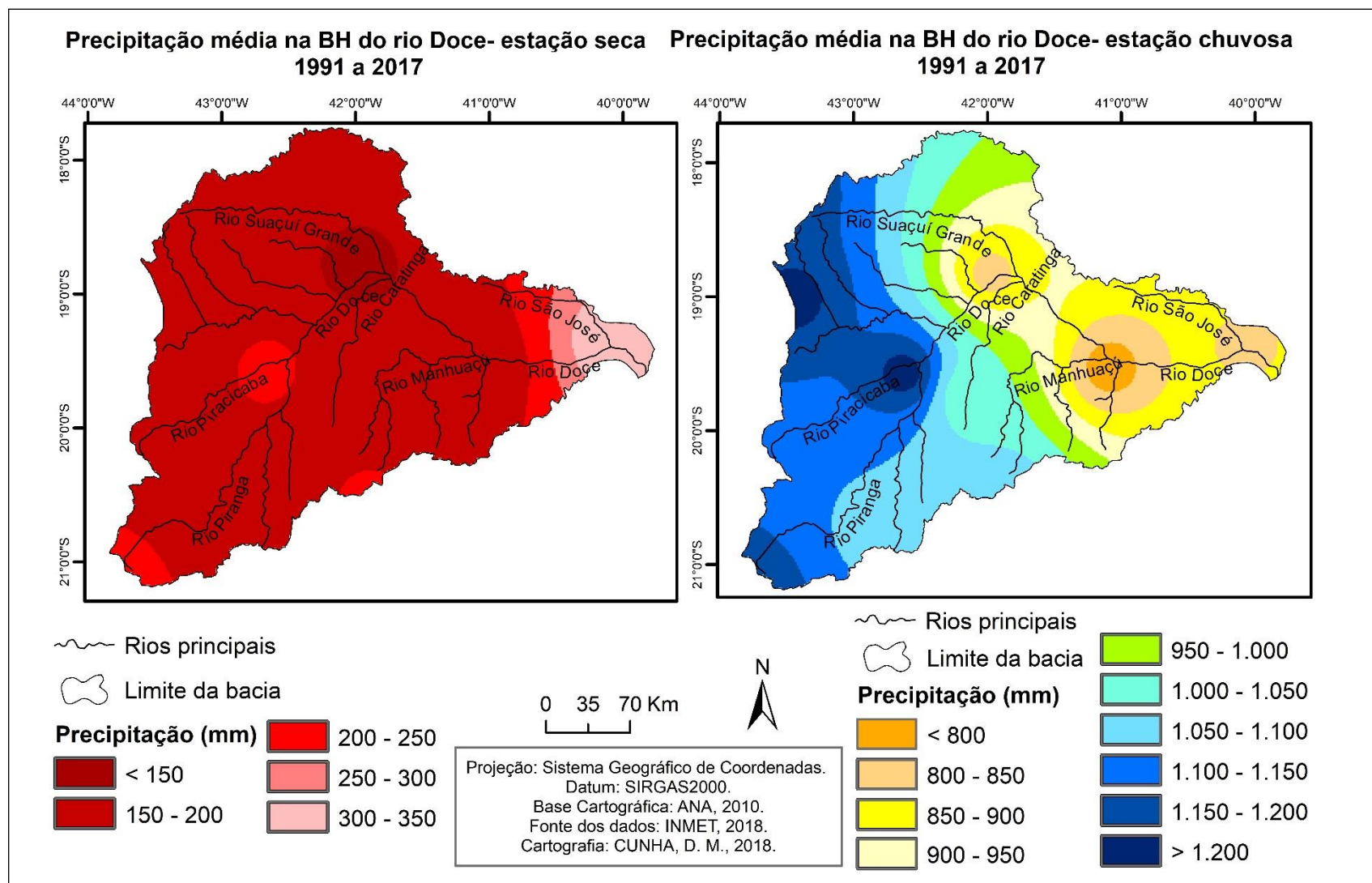
Figura 30 – Precipitação média anual de 1991 a 2017 da BH do Rio Doce



Fonte: Resultado da pesquisa.

A distribuição desigual da precipitação entre os seis meses de inverno e os seis meses de verão durante o período de 1991 a 2017 pode ser visualizada na Figura 31. Durante os meses da estação seca, no período de estudo, a precipitação na bacia variou em média de 135 a 345 mm, estando praticamente toda a bacia exposta aos menores valores e apenas sua porção litorânea a valores um pouco mais elevados (Figura 31). Tal característica resulta das massas de ar seco predominantes nesse período sobre a bacia, estando as poucas chuvas associadas ao avanço de frentes e à atuação da borda úmida da Massa Tropical Atlântica especialmente no litoral. Já durante os meses da estação chuvosa, os valores da precipitação variaram, em média, de 770 mm, localizados principalmente no entorno da estação de Aimorés, à 1.230 mm, nas proximidades de CMD, Timóteo e Barbacena (Figura 31). A concentração das chuvas no entorno da região oeste da bacia resultou, especialmente, da atuação do relevo dessa região, que funciona como uma barreira natural à umidade amazônica – ZCAS (porções oeste e parte do noroeste) e às frentes frias (porção sudoeste), fazendo com que nessa região ocorra maior volume de chuvas que nas demais.

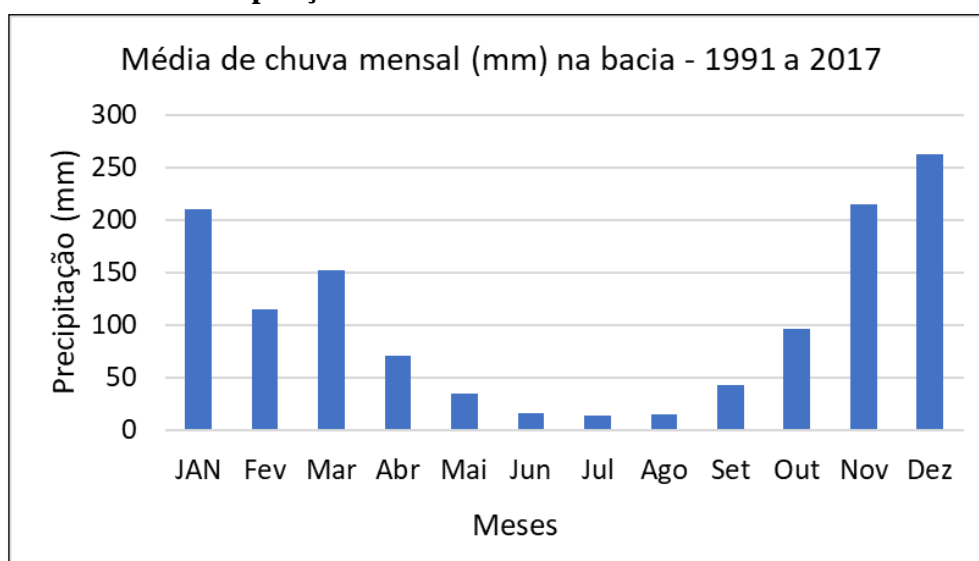
Figura 31 – Mapas de precipitação média dos meses das estações seca e chuvosa da BH do Rio Doce de 1991 a 2017



Fonte: Resultado da pesquisa.

Durante os meses da estação chuvosa ocorre cerca de 85% de toda a precipitação anual da bacia, o que corresponde a uma média zonal de 1.050 mm, havendo uma maior concentração das chuvas nos meses de dezembro, novembro e janeiro, destacando-se o primeiro com o maior volume médio, 262 mm. Os meses de fevereiro, março e outubro registraram os menores volumes, sendo que o mês de outubro registrou o menor valor médio, 96 mm. Já durante os meses da estação seca, ocorreu cerca de 15% de toda a precipitação da bacia, ou seja, 193 mm. O mês de abril se destacou como o único mês com precipitação acima de 50 mm, registrando em média 71 mm. Os demais meses, maio a setembro, registraram volumes de chuvas mensais inferiores a 50 mm, sendo o mês de julho o mais seco do período, com precipitação de cerca de 13 mm (Gráfico 26).

Gráfico 26 – Precipitação média mensal na BH do Rio Doce – 1991 a 2017



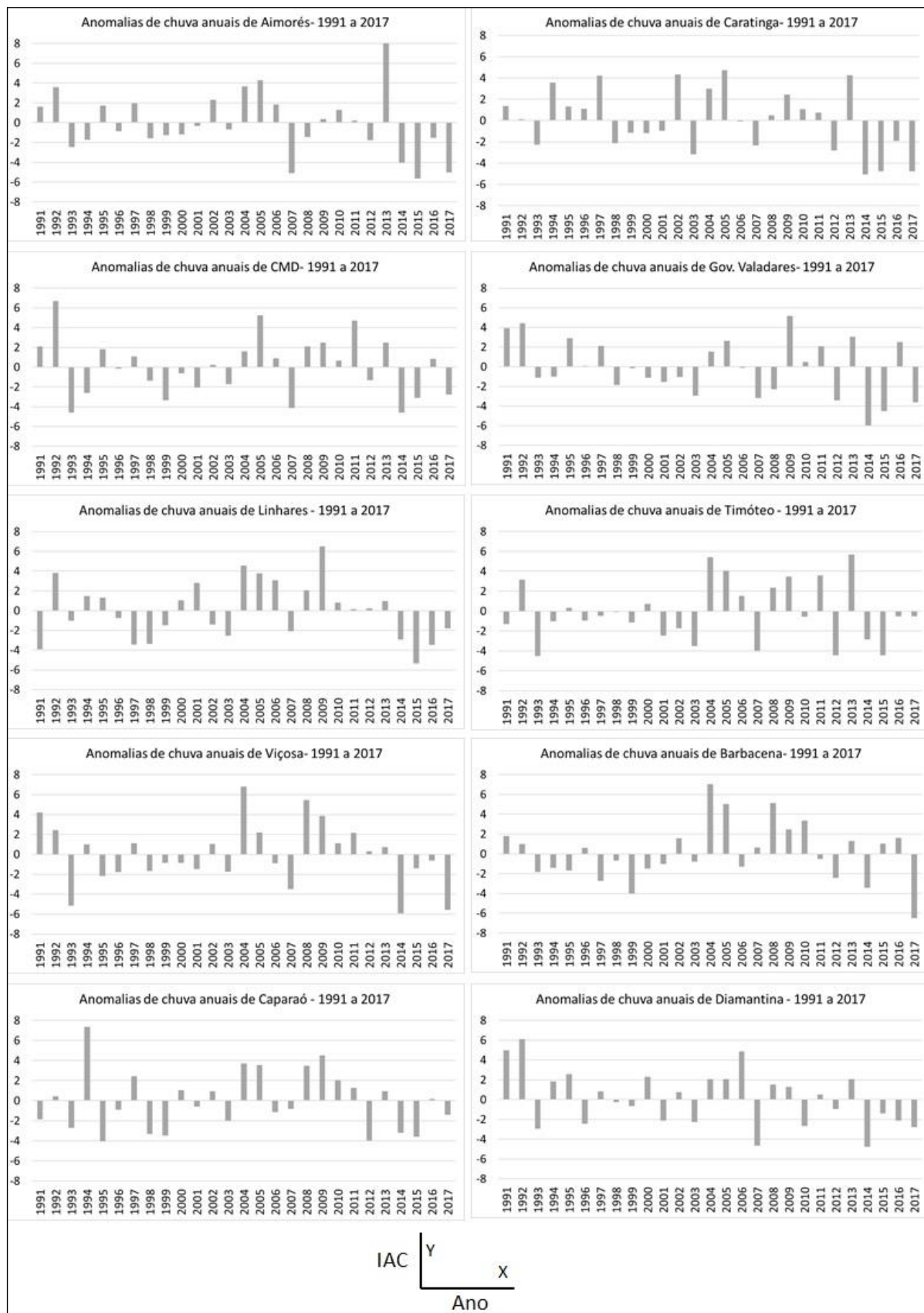
Fonte: Resultado da pesquisa.

No próximo item deste capítulo são apresentadas as variabilidades pluviométricas de acordo com as anomalias de chuva ocorridas na bacia durante o período de 1991 a 2017. Os dados das anomalias são apresentados tanto por estação meteorológica como para a bacia, compreendendo ainda, para ambas, as anomalias anuais e mensais.

4.3.1 Anomalias de chuva na bacia

A variabilidade interanual das precipitações na bacia foi obtida e representada pelas anomalias de chuva. Inicialmente, com base nos totais de chuvas anuais de cada estação meteorológica, calcularam-se as anomalias anuais, conforme pode ser visualizado na Figura 32.

Figura 32 – Gráficos com a distribuição das anomalias de chuva das estações meteorológicas da BH do Rio Doce – 1991 a 2017

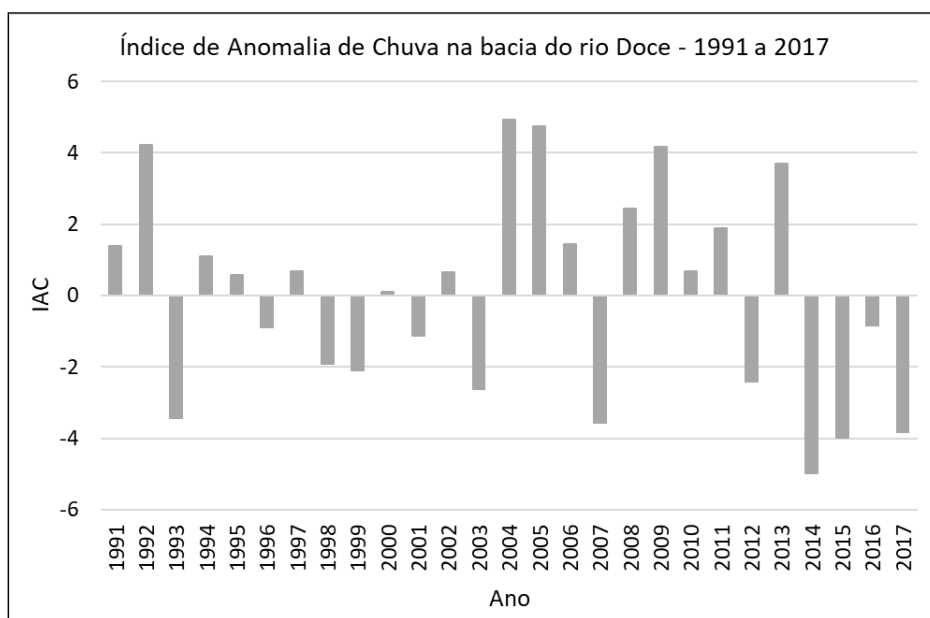


Fonte: Resultado da pesquisa.

Ao se analisarem as anomalias de chuva anuais calculadas por estação meteorológica, foi possível identificar que, em quatro das setes estações, predominaram durante o período pesquisado anos com anomalias negativas. Destacaram-se nessa situação as estações de Timóteo, com 17 anos de anomalias negativas; Aimorés e Governador Valadares, com 15 anos; e Viçosa, Barbacena e Caparaó, com 14 anos. Nas estações de Caratinga, CMD, Linhares e Diamantina ocorreram 14 anos de anomalias positivas e 13 de anomalias negativas (Figura 32). Dado coincidente com a distribuição da precipitação anual nessas estações meteorológicas (Figura 29).

Observam-se ainda duas sequências de quatro anos consecutivos de anomalias negativas em cinco das dez estações. O primeiro quadriênio é formado pelos anos de 1998, 1999, 2000 e 2001, ocorrido nas estações de Aimorés, Caratinga, CMD, Governador Valadares e Timóteo. O segundo, pelos anos de 2014, 2015, 2016 e 2017, ocorrido nas estações de Aimorés, Caratinga, Linhares, Timóteo, Viçosa e Diamantina. Já em relação às anomalias positivas, a única sequência mais expressiva encontrada de quadriênio é a ocorrida entre os anos de 2008 a 2011 nas estações de Caratinga, CMD e Caparaó, e de 2007 a 2010, em Barbacena. Destaca-se, ainda, o período de anomalias positivas ocorridas de 2008 a 2013 nas estações de Linhares e Viçosa. Verifica-se, assim, que as estações da bacia foram mais afetadas durante o período estudado por sequencias de anos secos, ficando os anos úmidos distribuídos de forma mais dispersa (Figura 32).

Usando a média anual de chuvas ocorridas em cada estação meteorológica calculou-se a média de chuvas anual da bacia e, tendo por base essa média, também se calcularam as anomalias de chuva anuais da bacia. Após esses cálculos, obteve-se um gráfico síntese das anomalias ocorridas de 1991 a 2017 em toda a bacia (Gráfico 27). Observa-se, pela análise do Gráfico 27, uma situação pouco desigual, quando comparada ao que ocorreu por estação meteorológica. Nesse gráfico, a distribuição das anomalias positivas se sobrepõe ao número de anomalias negativas na bacia, tendo as primeiras ocorrido em 15 anos e as segundas em 12 anos. Destaca-se a existência de dois quadriênios de anomalias, uma positiva, ocorrida de 2008 a 2011, e uma negativa, de 2014 a 2017 (Gráfico 27).

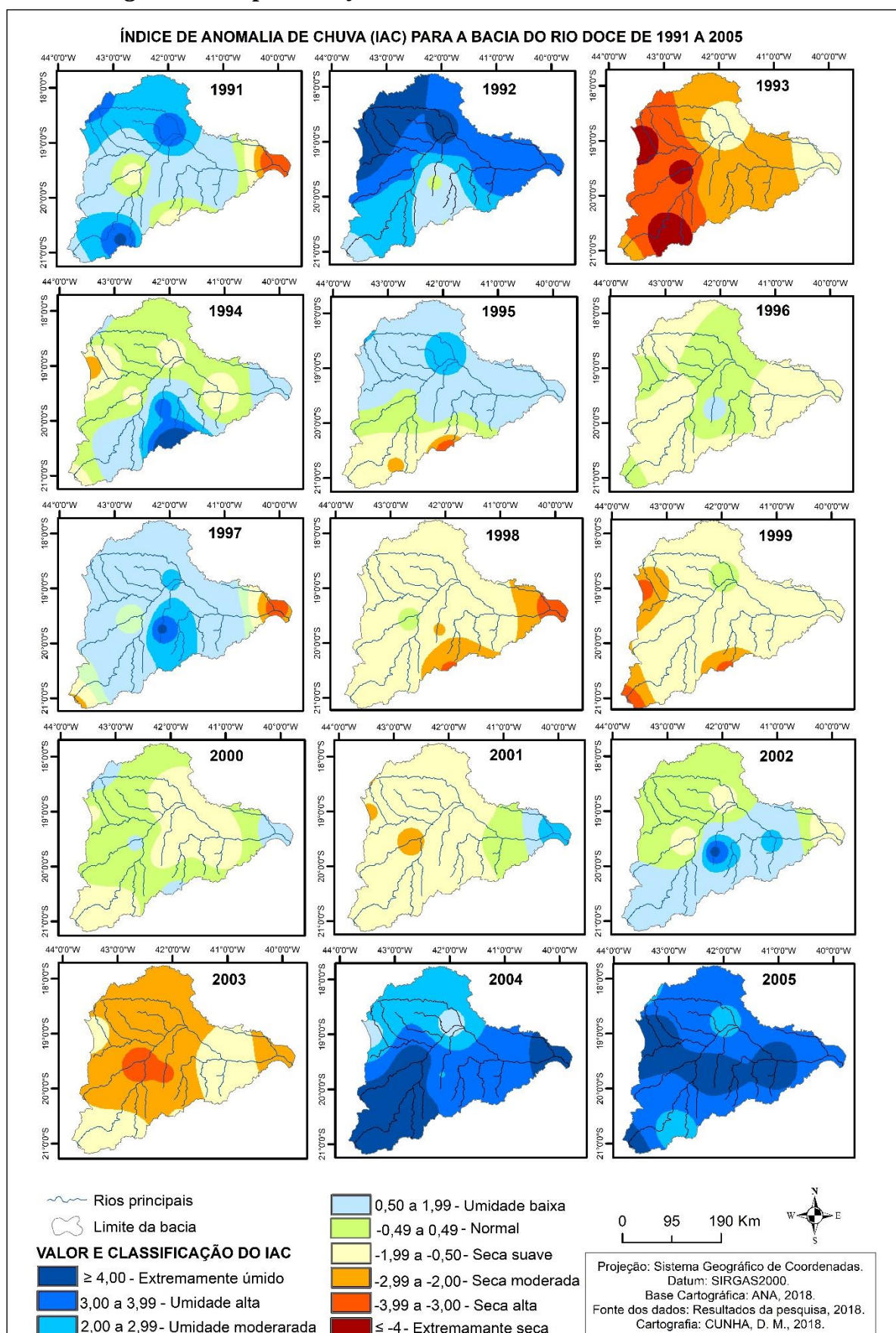
Gráfico 27 – Anomalias de chuva na BH do Rio Doce – média de 1991 a 2017

Fonte: Resultado da pesquisa.

Os anos de 1992, 2004, 2005 e 2009 se destacaram pela ocorrência de índices mais acentuados de umidade, podendo ser classificados como extremamente úmidos, e os anos de 2014 e 2015, pela ocorrência de índices mais acentuados de seca, caracterizados por seca extrema. O ano de 2014 registrou o valor negativo anual médio do IAC mais expressivo, -4,98, e os anos de 2004 e 2005 os valores positivos do IAC mais acentuados, 4,92 e 4,73, respectivamente (Gráfico 27). Uma melhor visualização e interpretação do IAC anual da bacia pode ser verificado por meio de sua espacialização, conforme demonstrado nas figuras 33 e 34.

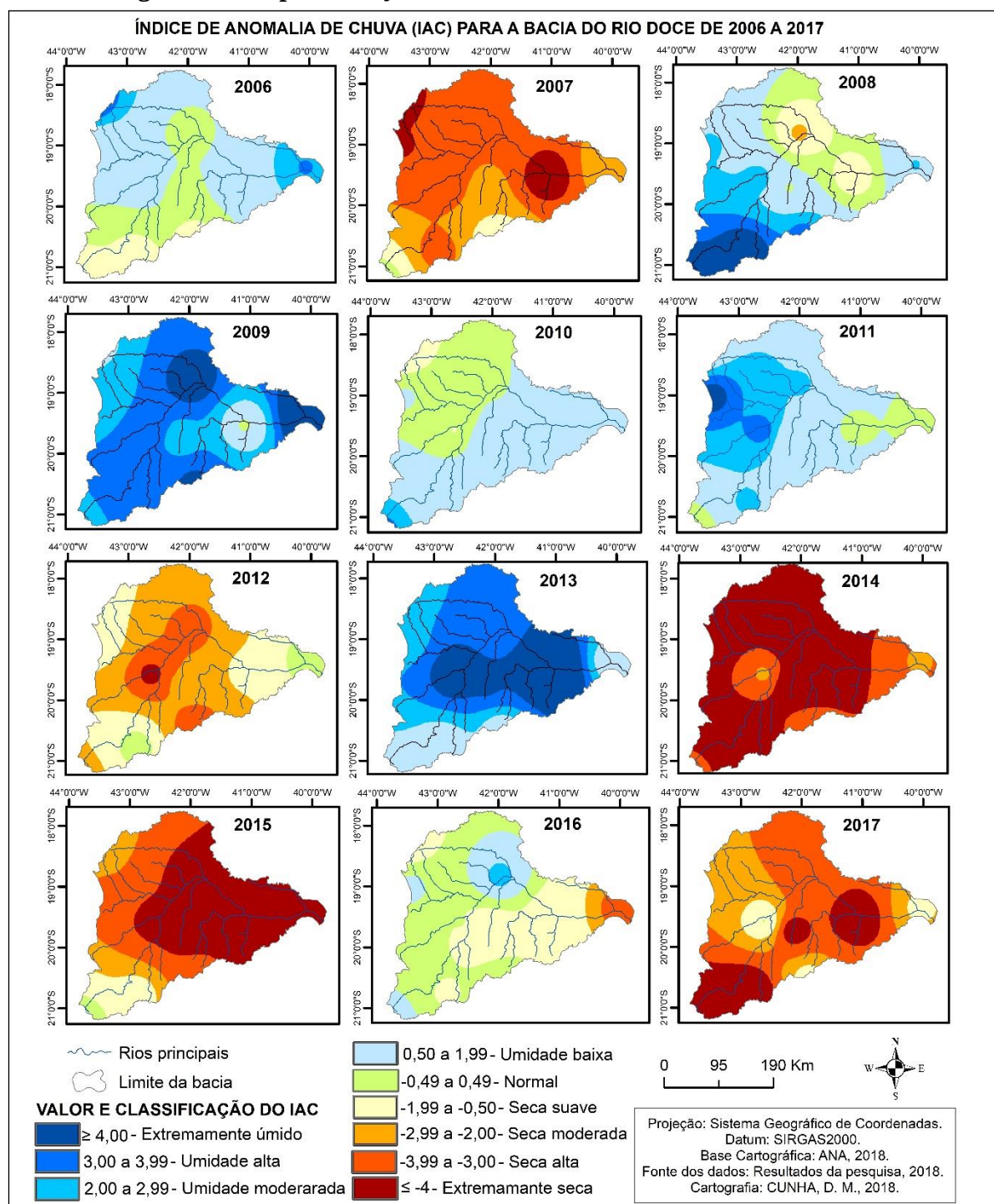
A espacialização do IAC converge com os dados de precipitação média anual de chuvas na bacia e com os do IAC médio anual da bacia (gráficos 25 e 27, respectivamente). As figuras 33 e 34 foram determinantes para a escolha do ano-padrão úmido, uma vez que, pelo valor médio anual de chuvas na bacia e, conseqüentemente, pelo valor médio do IAC anual, o ano de 2004 se destaca sobre o ano de 2005, com valores superiores. Contudo, ao se espacializarem os dados, verifica-se que, no ano de 2004, no entorno das estações meteorológicas de Governador Valadares e CMD, foi registrado IAC entre 0,50 a 1,99, ou seja, umidade baixa; logo foram os dados das outras estações que tornaram as médias mais elevadas. Por outro lado, na espacialização dos dados do ano de 2005, não há registro de áreas de umidade baixa; os menores registros são de umidade moderada, entre 2,00 a 2,99 no entorno, principalmente, de Governador Valadares e Viçosa. Ou seja, ocorreu no ano de 2005 melhor distribuição territorial da umidade, a qual variou entre índices mais elevados, de umidade moderada a extremamente úmido em toda a bacia, fator determinante para a escolha desse ano como o ano-padrão úmido.

Figura 33 – Espacialização do IAC na BH do Rio Doce – 1991 a 2005



Fonte: Resultado da pesquisa.

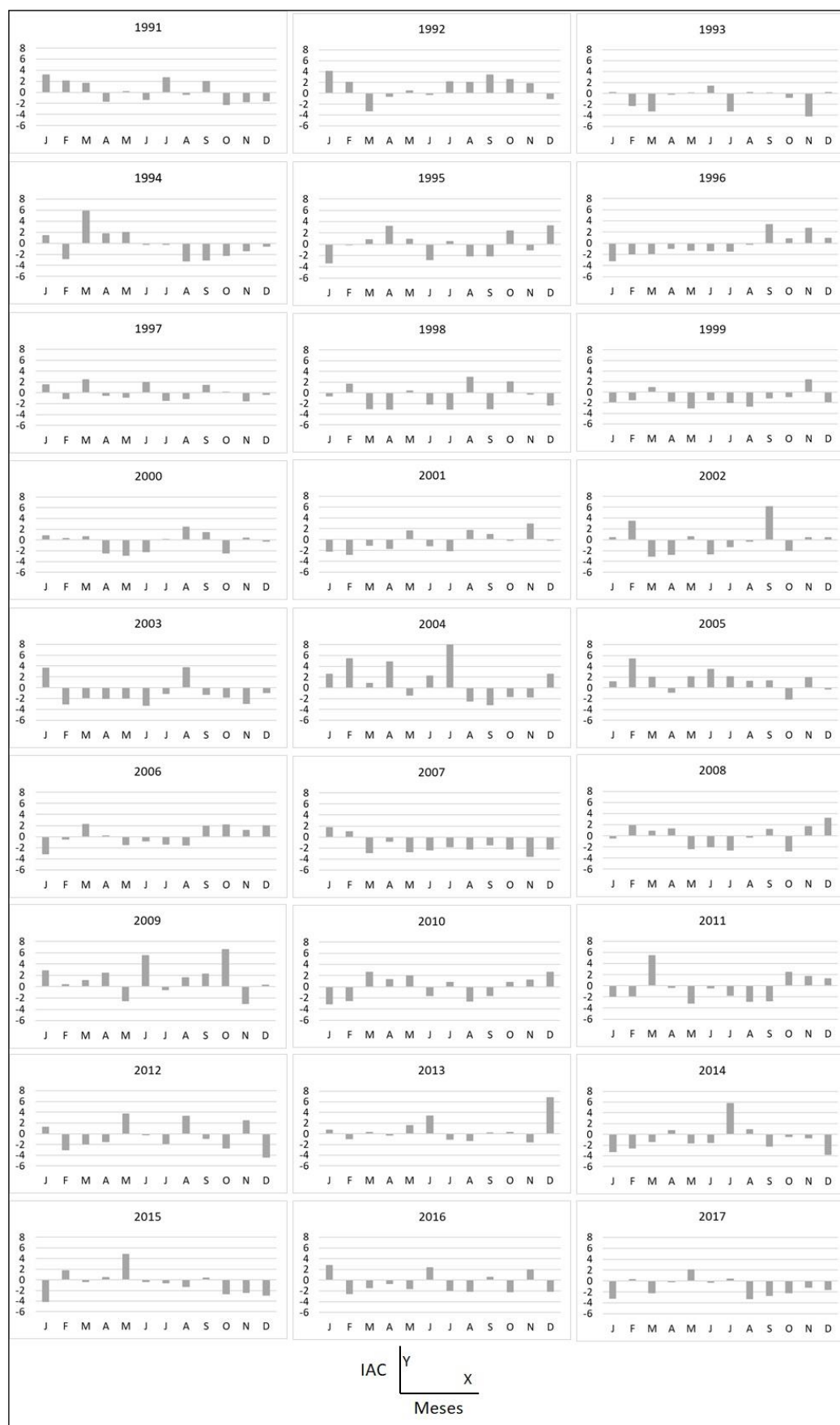
Figura 34 – Espacialização do IAC na BH do Rio Doce – 2006 a 2017



Fonte: Resultado da pesquisa.

Calcularam-se também, para cada ano e estação meteorológica, as anomalias mensais. Com esse dado, foi possível calcular a anomalia média mensal de cada ano da bacia e, consequentemente, obter a distribuição das anomalias de chuva mensais por ano, conforme identificado na Figura 35.

Figura 35 – Média das anomalias de chuva mensais na BH do Rio Doce – 1991 a 2017



Fonte: Resultado da pesquisa.

De 1991 a 1999, o número de meses com anomalias positivas por ano oscilou na bacia, ora aumentando, ora diminuindo, mas, no geral, as quedas foram mais significativas, passando de oito meses em 1992 para dois meses em 1999. Paralelo a esse fato, houve o aumento do número de meses com anomalias negativas, as quais predominaram no maior número de anos. Somente no ano de 1993 as anomalias negativas ocorreram em maior número nos meses de verão da bacia (outubro a março), e nos anos de 1995 a 1997 e de 1999 o cenário muda um pouco, e as anomalias negativas passaram a predominar no inverno ou ocorreram em igual número tanto no verão como no inverno (1991, 1992, 1994 e 1998) (Figura 35).

De 2000 a 2010, ocorreu um maior número de anos em que as anomalias positivas mensais foram predominantes (2000, 2004, 2005, 2009 e 2010). Nos anos de 2002, 2006 e 2008, ocorreram seis meses de anomalias positivas e seis meses de anomalias negativas, e nos demais anos o número de meses com anomalias negativas foi maior (2001, 2003 e 2007). O predomínio de meses com anomalias negativas durante o verão ocorreu somente nos anos de 2001 e 2005. No ano de 2003 a distribuição de meses com anomalias positivas e negativas foi igualitária entre o verão e o inverno. Nos demais anos, tanto os com predomínio de anomalias positivas como aqueles em que anomalias positivas e negativas ocorreram em igual número, as anomalias negativas mensais foram predominantes nos meses de inverno (Figura 35).

De 2011 a 2017, predominou um número reduzido de meses com anomalias positivas em relação aos com anomalias negativas, sendo que somente no ano de 2013 o número de meses com anomalias positivas foi superior ao de anomalias negativas. O número de meses de anomalias positivas e negativas se distribuiu de forma igualitária entre o verão e o inverno nos anos de 2012 e 2016. Nos anos de 2014, 2015 e 2017, as anomalias negativas ficaram mais concentradas nos meses de verão, e o oposto ocorreu nos anos de 2011 e 2013, quando se concentraram no inverno. De modo geral, durante os 27 anos de pesquisa, predominaram na bacia anos em que o número de meses com anomalias negativas foi superior, ocorrido em 14 anos, enquanto o número de meses com anomalias positivas predominou apenas em oito anos, ficando os outros cinco anos com distribuição igual de meses com anomalias positivas e negativas no ano (Figura 35).

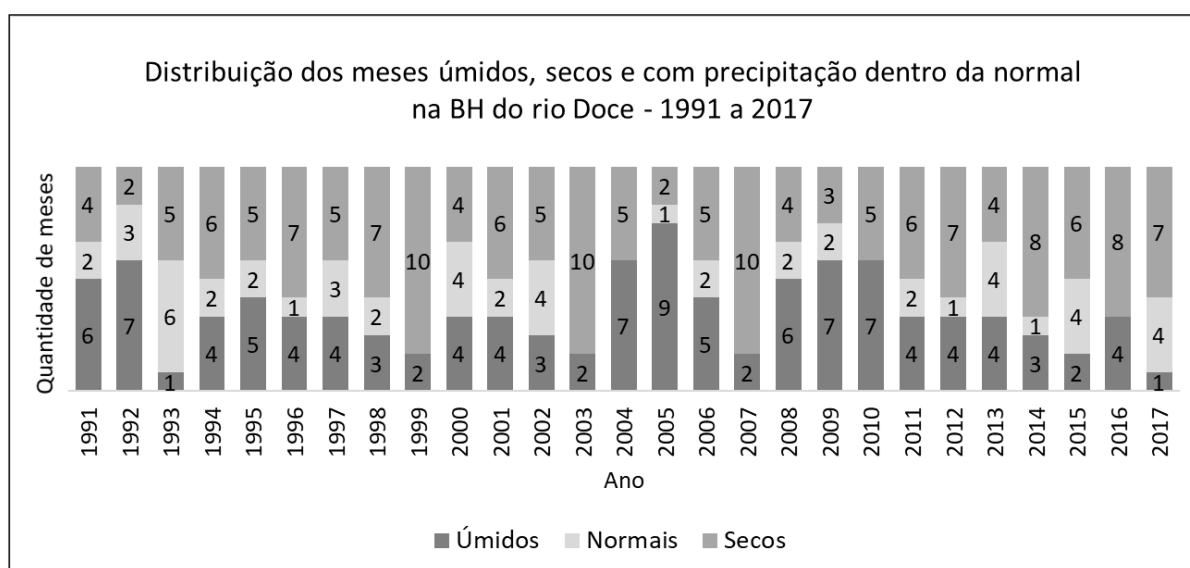
Além disso, o número de anos em que ocorreu um maior número de meses com anomalias negativas durante o inverno (14 anos) foi superior ao número de anos em que essas anomalias ocorreram durante o verão (seis anos). Destaca-se, contudo, que os impactos dessa anomalia negativa foram maiores no verão, uma vez que foi nessa estação que se registraram, conforme os dados de 1991 a 2017, em média, cerca de 85% das chuvas na bacia. Os demais

sete anos apresentaram igual distribuição de meses de anomalias negativas entre as duas estações.

O mês de julho de 2004 destaca-se em toda a bacia pelo registro do maior valor positivo do IAC (7,99), caracterizando-se como um mês extremamente úmido, o que não significa dizer que tenha chovido muito em valores absolutos, uma vez que julho foi o mês com menor média de chuvas da bacia (13 mm). E o mês de novembro, com a segunda maior média mensal de chuvas na bacia (215 mm), em 1993 registrou o maior valor negativo do IAC (-4,09), ou seja, foi um mês extremamente seco. Nota-se assim, mais uma vez que os impactos do IAC foram maiores nos meses da estação chuvosa que nos meses da estação seca (Figura 35).

Ainda tomando por base as anomalias mensais ocorridas por ano foi possível identificar anualmente a quantidade de meses úmidos, secos e com precipitação dentro do esperado (normal) para toda a bacia – valor médio. Como meses úmidos consideraram-se todos os que obtiveram classificação do IAC variando de umidade baixa a extremamente úmido e como meses secos, os que tiveram IAC de seca suave a extremamente seca. Como resultado obteve-se o número de meses úmidos, normais e secos da bacia por ano (Gráfico 28).

Gráfico 28 – Distribuição da quantidade de meses úmidos, secos e normais na BH do Rio Doce de 1991 a 2017



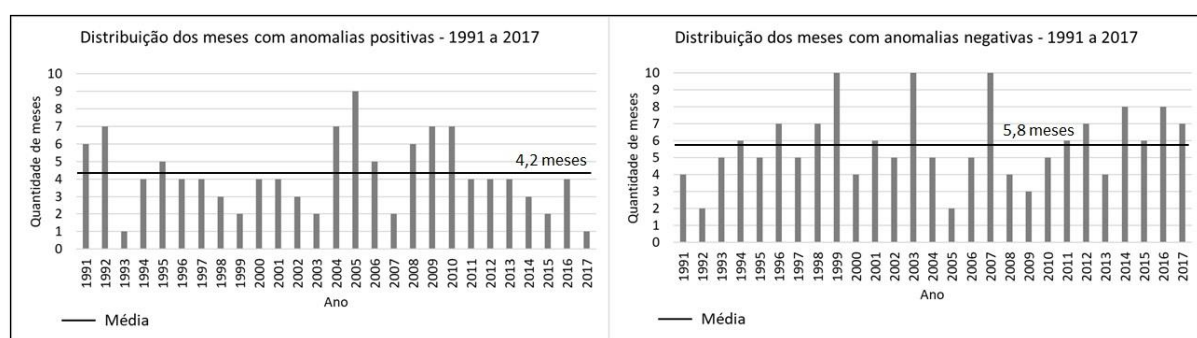
Fonte: Resultado da pesquisa.

Observa-se que o ano de 2005 se destacou com uma quantidade de meses úmidos superior aos demais, seguido dos anos 1992, 2004, 2009 e 2010. Já nos anos de 1999, 2003 e 2007, predominaram, na bacia, os meses secos. O ano de 1993 se destaca pelo maior número de meses com precipitação próxima à média esperada. Por outro lado, existiram anos em que

ocorreram apenas meses com anomalias positivas ou com anomalias negativas, sem precipitações na classificação normal, como se nota em 1999, 2003, 2004, 2007, 2010 e 2016 (Gráfico 28).

Quando representada em gráfico a quantidade de meses por ano para a bacia em que ocorreram apenas anomalias positivas e anomalias negativas, é possível verificar com maior exatidão os anos em que ocorreu maior quantidade de meses com anomalias positivas (1992, 2004, 2005, 2009 e 2010), e os anos em que ocorreu uma maior quantidade de meses com anomalias negativas (1999, 2003 e 2007) (Figura 36).

Figura 36 – Anomalias de chuva positivas e negativas anuais na BH do Rio Doce – 1991 a 2017

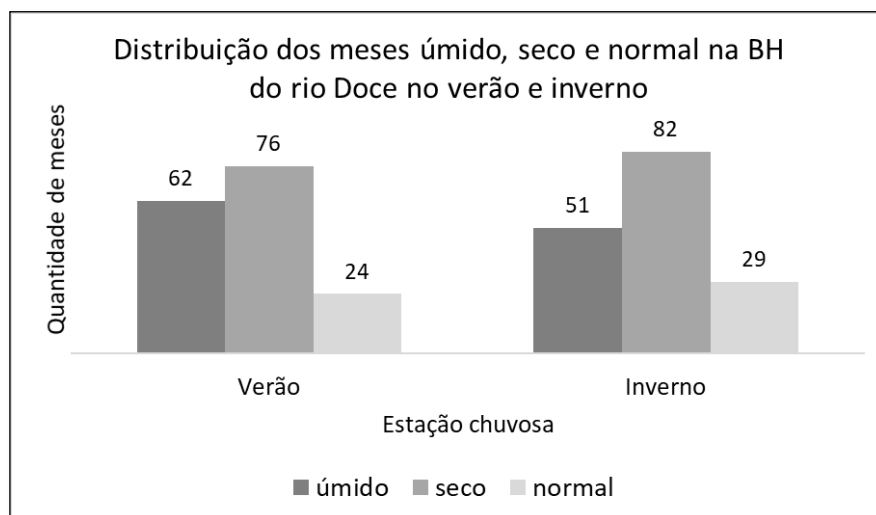


Fonte: Resultado da pesquisa.

Nota-se, ainda, pela análise da Figura 36, que a média de meses com anomalias positivas está abaixo da média de meses com anomalias negativas, 4,2 e 5,8 meses, respectivamente. Pode-se assim afirmar que, durante o período da pesquisa, registrou-se em média na bacia, mais meses secos que úmidos. Além disso, verifica-se que, nos últimos sete anos, de 2011 a 2017, o número de meses com anomalias positivas ficaram abaixo da média, ou seja diminuíram, enquanto que, o número de meses com anomalias negativas, em geral, aumentaram nesse mesmo período, no qual excetua-se apenas o ano de 2013 com valor abaixo da média.

A distribuição na BH do Rio Doce dos meses úmidos, secos e com precipitação normal, ou seja, próximo à média esperada, nos seis meses de verão e nos seis meses de inverno, demonstra que em ambas as estações houve um predomínio de meses secos, seguidos dos úmidos e dos normais. Em toda a bacia, de 1991 a 2017, o que totaliza 324 meses, ocorreram 76 e 82 meses secos no verão e no inverno, respectivamente, e 62 e 51 meses úmidos, no verão e no inverno (Gráfico 29).

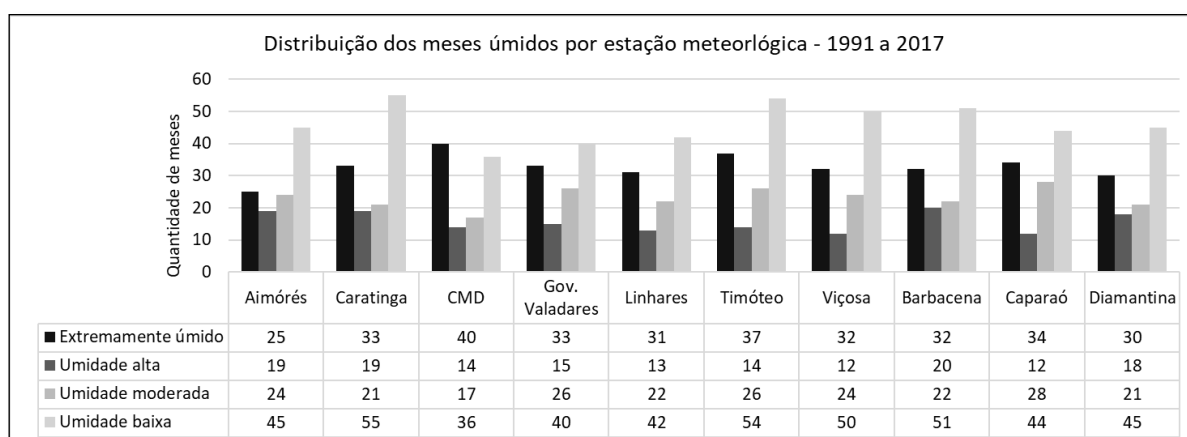
Gráfico 29 – Distribuição da quantidade de meses úmidos, secos e normais na BH do Rio Doce por estação – verão e inverno



Fonte: Resultado da pesquisa.

No Gráfico 30, tem-se a apresentação da distribuição da quantidade de meses com anomalias positivas e respectivas classificações de cada estação meteorológica. A quantidade de meses com umidade baixa predominou em nove das dez estações, destacando-se com os maiores números as estações de Caratinga e Timóteo. Somente na estação de CMD a quantidade de meses extremamente úmidos foi superior às demais classificações. O número de meses com umidade alta é o que possui menor representação em todas as estações da bacia.

Gráfico 30 – Distribuição dos meses com anomalias positivas das estações da BH do Rio Doce – 1991 a 2017



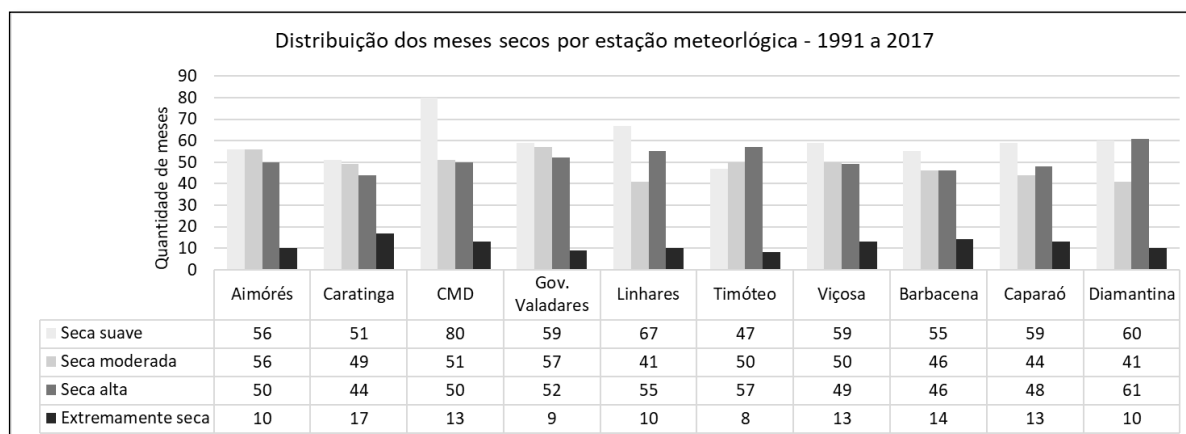
Fonte: Resultado da pesquisa.

Os meses com maior valor de anomalia positiva por estação meteorológica foram: Aimóres – dezembro de 2013 (14,56); Caratinga – julho de 1992 (10,11); CMD – julho de 2004

(18,44); Governador Valadares – junho de 2009 (16,1); Linhares – outubro de 2009 (11,52); Timóteo – julho de 2004 (11,4); Viçosa – dezembro de 2008 (11,65); Barbacena – abril de 2004 (12,5); Caparaó – junho de 2016 (9,8); e Diamantina – outubro de 2009 (10,4) (Gráfico 30). As anomalias positivas muito altas de Aimorés e Viçosa no mês de dezembro são indicativas de chuvas em grande volume nessas estações e da ocorrência de desastres sociais, visto que é nesse mês que costumam ocorrer médias de chuvas mais elevadas. O contrário se espera das altas anomalias ocorridas nos meses de junho e julho, pois esses meses são os que possuem menor média de chuvas mensais, logo uma anomalia muito positiva não significa volumes absolutos muito altos, e sim um volume relativo alto para a época.

No Gráfico 31, por sua vez, é representada a quantidade de meses com classificações de anomalias negativas por estação. A quantidade de meses com seca suave predominou em oito das dez estações. Nas estações de Timóteo e Diamantina, houve o predomínio de quantidade de meses com seca alta. A distribuição da quantidade de meses de seca moderada e seca alta está, em geral, bem próxima nas estações, sendo que nas estações de Linhares, Timóteo, Caparaó e Diamantina a quantidade de meses de seca alta foi superior à quantidade de meses de seca moderada.

Gráfico 31 – Distribuição dos meses com anomalias negativas das estações da BH do Rio Doce – 1991 a 2017



Fonte: Resultado da pesquisa.

Os maiores valores de anomalias negativas mensais por estação registrados foram: Aimorés – dezembro de 2017 (-5,48); Caratinga – dezembro de 2012 (-5,5); CMD – dezembro de 2015 (-5,8); Governador Valadares – dezembro de 2014 (-5,11); Linhares – novembro de 2015 (-4,8); Timóteo – dezembro de 2012 (-5,68); Viçosa – dezembro de 1998 (-5,99); Barbacena – dezembro de 2017 (-6,9); Caparaó – novembro de 1995 (-6,1); e Diamantina –

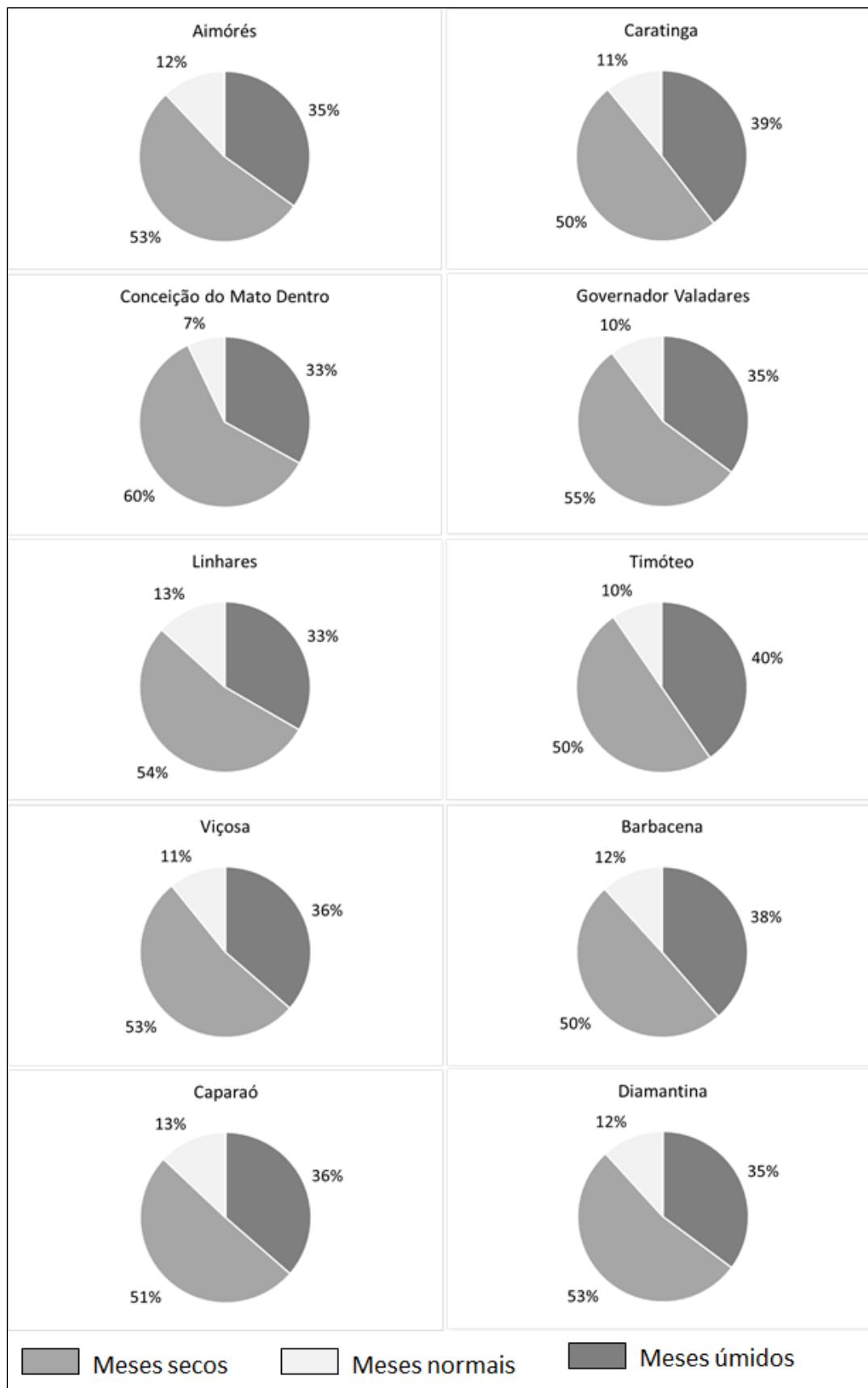
dezembro de 2012 (-4,9) (Gráfico 31). Os valores extremos das anomalias negativas foram, em geral, relativamente menores quando comparados aos valores extremos de anomalias positivas. Todavia os maiores valores negativos ocorreram todos em meses chuvosos na bacia – dezembro e novembro – logo sugere-se que o déficit de chuvas desses meses pode ter ocasionado danos à população como a diminuição da oferta de água para o abastecimento.

A quantidade de meses com seca extrema foi a mais baixa em todas as estações – Gráfico 31, e quando comparada à quantidade de meses com umidade extrema do Gráfico 30, nota-se que as estações tiveram uma quantidade muito superior de meses extremamente úmidos em relação aos extremamente secos. Ou seja, há uma tendência de ocorrência de eventos extremos na bacia, caracterizados como de chuva extrema, que normalmente resulta em grandes desastres sociais, como grandes inundações e deslizamentos de terra em encostas íngremes com ocupação humana e perdas agrícolas nas áreas rurais.

Por outro lado, mesmo sendo os valores de ocorrência de eventos de extrema umidade muito superiores aos de seca extrema, de um modo geral, o que se observa é que o número de meses com anomalias negativas é superior ao número de meses com anomalias positivas. Na Figura 37, apresenta-se a distribuição percentual da quantidade de meses úmidos, secos e com precipitação normal por estação meteorológica para o período de 1991 a 2017. Consideraram-se como meses úmidos aqueles que abrangiam a classificação do IAC da categoria de extremamente úmido à umidade baixa, e como meses secos, aqueles que compreendiam a classificação de seca suave à extremamente seca.

O percentual da quantidade de meses secos foi maior que o de meses úmidos em todas as estações da bacia. A estação de CMD destacou-se com o maior percentual de meses secos do período, 60%; já as estações de Caratinga, Timóteo e Barbacena possuíram o menor percentual, 50%. A estação de Timóteo obteve o maior percentual de quantidade de meses úmidos na bacia, 40%, e CMD e Linhares, o menor percentual, 33%. As estações de Linhares e Caparaó se destacaram por serem as que possuíram o maior percentual de meses com precipitação normal, ou seja, próximo à média de precipitação esperada, 13%, e CMD, o menor percentual, 7% (Figura 37).

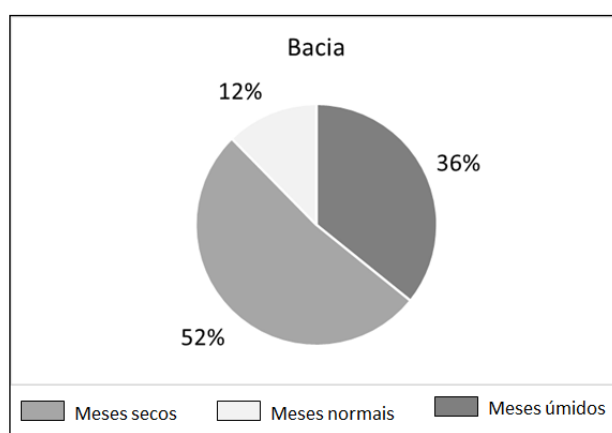
Figura 37 – Gráficos com a distribuição percentual dos meses secos, úmidos e normais das estações meteorológicas da BH do Rio Doce – 1991 a 2017



Fonte: Resultado da pesquisa.

A média de meses úmidos, secos e normais das estações identifica o que ocorreu em toda a bacia, na qual, para o período em estudo, também se observou o predomínio de meses secos (52%) seguidos de úmidos (36%) e com precipitação normal (12%) (Gráfico 32). Os valores identificam, assim, que a população da Bacia do Rio Doce vivencia e está mais exposta às consequências das anomalias negativas, ou seja, a escassez de água, que pode influenciar nos abastecimentos urbano e industrial, na produção agropecuária, industrial e mineral, o que, por consequência, afeta o setor terciário. Conforme visto no Gráfico 28, tal situação de escassez se fez sentir especialmente nos anos de 2014 e 2015.

Gráfico 32 – Distribuição percentual dos meses secos, úmidos e normais da BH do Rio Doce – 1991 a 2017



Fonte: Resultado da pesquisa.

Na Tabela 11, apresenta-se uma síntese geral das ocorrências do IAC nas estações meteorológicas da bacia. Neste também se apresenta o total de meses de ocorrência do IAC para cada classificação, e seu respectivo percentual ocorrido em toda a bacia. Reafirmando o que já foi apresentado anteriormente, os maiores percentuais de classificação do IAC na bacia foram: 18,3% dos meses com seca suave, seguidos de seca alta e seca moderada, respectivamente, 15,8% e 15%. E os menores percentuais foram de meses com seca extrema – 3,6%; umidade alta – 4,8%; e umidade moderada – 7,1%. Tomando como referência apenas o total de meses com anomalias positivas e negativas têm-se, respectivamente, 1.176 e 1.707 meses. Dos 1.176 meses de anomalias positivas da bacia, 39,3% foram de umidade baixa, e 13,3%, de umidade alta. O percentual de meses extremamente úmidos também chama a atenção, 27,8%. No somatório, prevalecem os percentuais de umidade baixa e umidade moderada. Já em relação aos meses de anomalias negativas, 34,7% registraram seca suave, e apenas 6,9%, seca extrema. Predominaram na bacia eventos de seca suave e seca alta (Tabela 11).

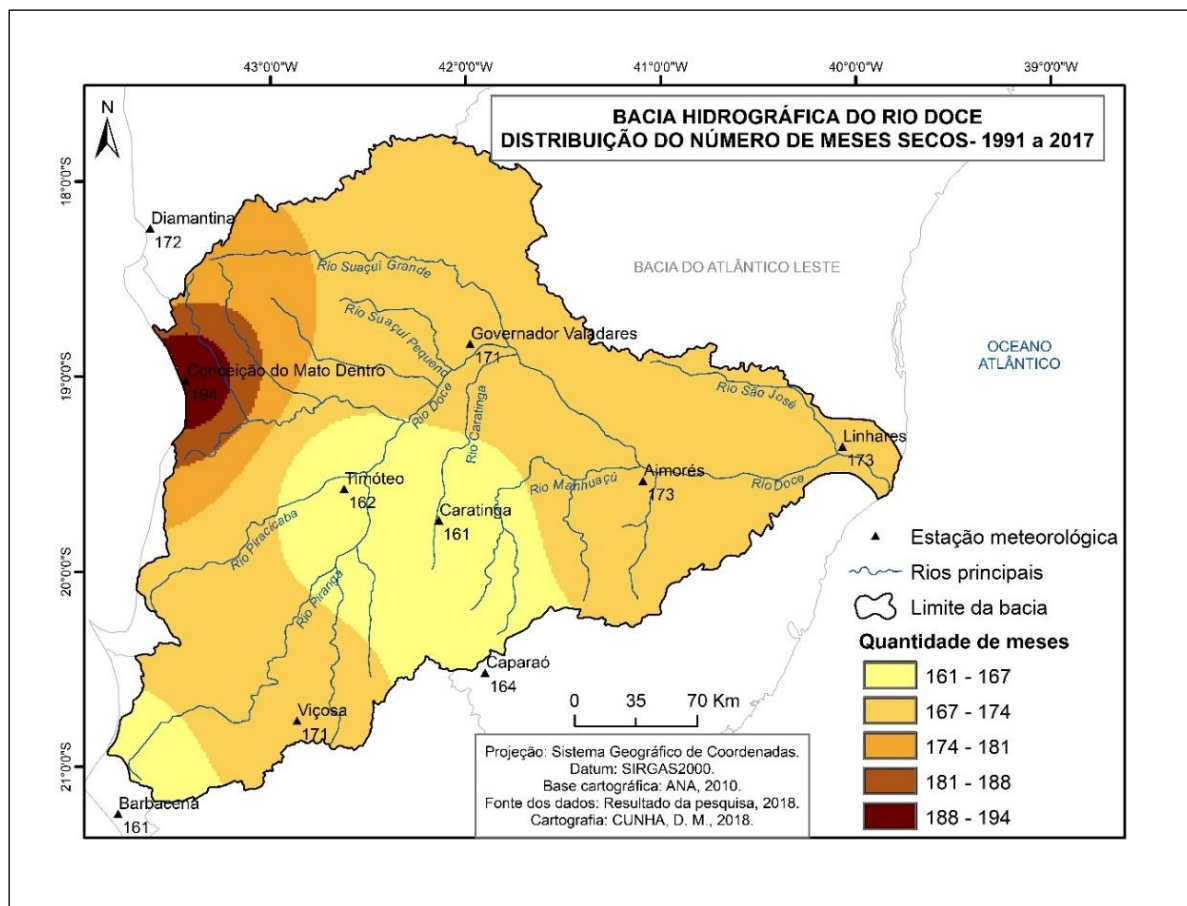
Tabela 11– Síntese das ocorrências mensais do IAC por estação meteorológica – 1991 a 2017

Classificação do IAC	Total de meses por classificação		Número de ocorrências mensais por estação para o período de 1991 a 2017										Total de meses com anomalias positivas e negativas	
	%	Quant.	Aim.	Carat.	CMD	Gov. Val.	Linh.	Tim.	Viç.	Barb.	Cap.	Diam.	Quant.	% em relação ao total de meses com anomalias
Extremamente úmido	10	327	25	33	40	33	31	37	32	32	34	30	1176	28
Umidade alta	5	156	19	19	14	15	13	14	12	20	12	18		13
Umidade moderada	7	231	24	21	17	26	22	26	24	22	28	21		20
Umidade baixa	14	462	45	55	36	40	42	54	50	51	44	45		39
Normal	11	357	39	35	23	33	43	31	35	38	42	38	-----	
Seca suave	18	593	56	51	80	59	67	47	59	55	59	60	1707	35
Seca moderada	15	485	56	49	51	57	41	50	50	46	44	41		28
Seca alta	16	512	50	44	50	52	55	57	49	46	48	61		30
Extremamente seca	4	117	10	17	13	9	10	8	13	14	13	10		7
Totais	100	3240	324	324	324	324	324	324	324	324	324	324	-----	

Fonte: Resultado da pesquisa.

Ainda considerando como meses secos aqueles que tiveram classificação do IAC de seca suave à seca extrema, fez-se a espacialização da quantidade de meses secos que ocorreram na bacia durante o período de estudo. Observa-se que, em geral, esse número variou de 167 a 174 meses em grande porção da bacia. As estações de Caratinga, Barbacena e Timóteo registraram a menor quantidade de meses secos e a estação de CMD, a maior (Figura 38).

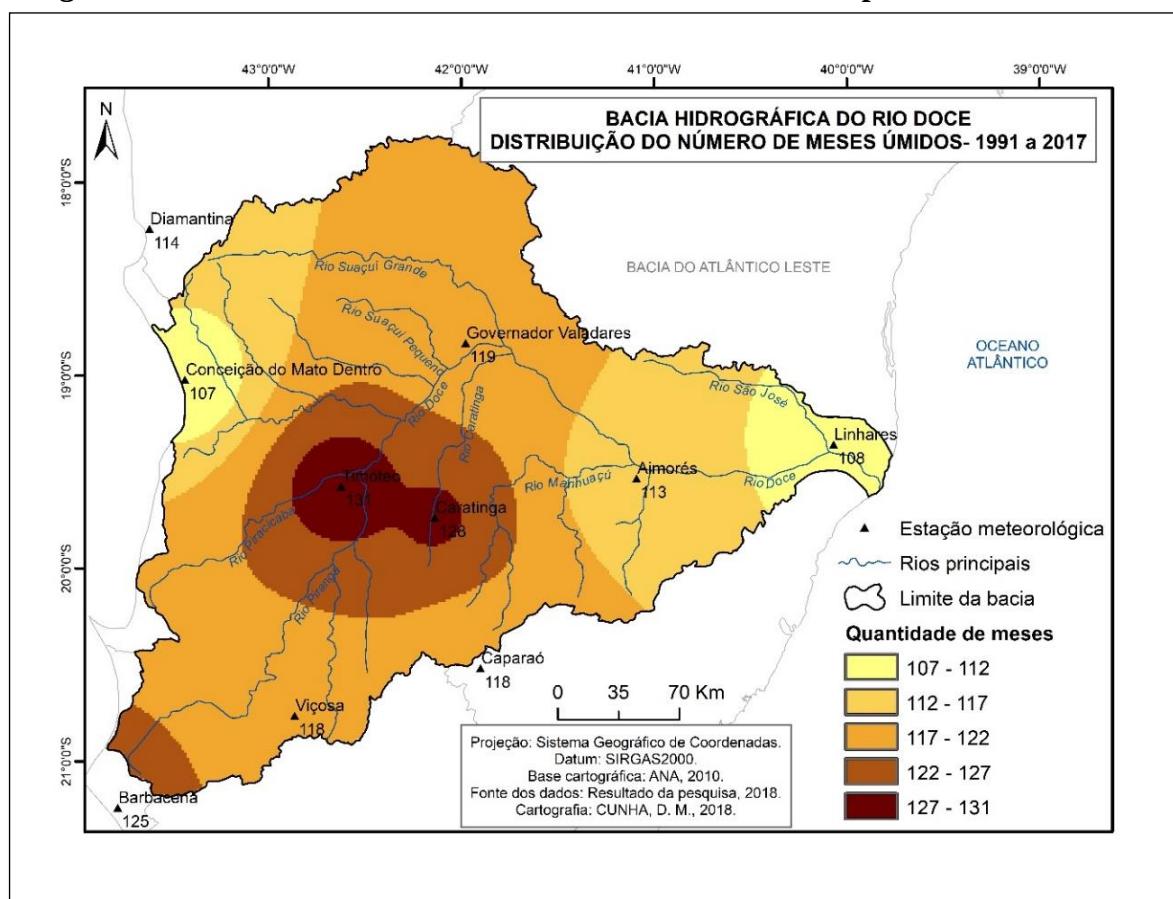
Figura 38 – Número de meses secos da BH do Rio Doce no período de 1991 a 2017



Fonte: Resultado da pesquisa.

Com a espacialização do número de meses úmidos nota-se que a maior quantidade de meses, 127 a 131, se localiza nas estações de Timóteo e Caratinga, enquanto a menor quantidade, de 107 a 112, foi registrada nas estações de Conceição do Mato Dentro e de Linhares (Figura 39).

Figura 39 – Número de meses úmidos da BH do Rio Doce no período de 1991 a 2017



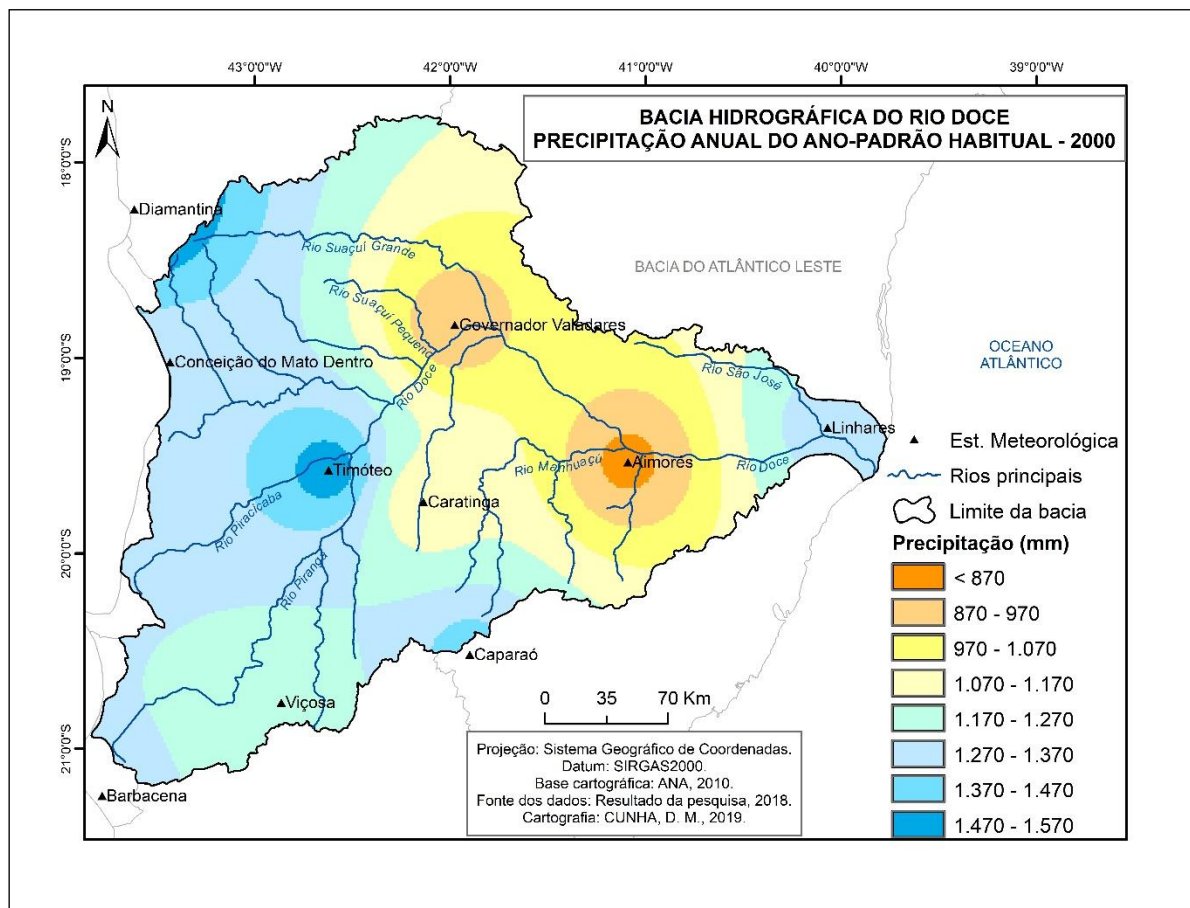
Fonte: Resultado da pesquisa.

No próximo subitem do capítulo, são apresentados o comportamento temporal e espacial das precipitações e anomalias de chuva de acordo com o ano-padrão em estudo. A análise temporal levará em consideração os dados de média anual e os dados mensais, já a análise espacial dar-se-á por meio da espacialização dos dados no espaço da bacia.

4.3.2 Variabilidade no ano-padrão habitual

No ano-padrão habitual, as precipitações na bacia variaram de menos de 870 mm a cerca de 1.570 mm, sendo os registros mais baixos encontrados na região da estação meteorológica de Aimorés (840,6 mm), e os mais altos em Timóteo (1.525,8 mm) e Diamantina (1.641,5 mm). Comparando-os com os dados da média do período de 1991 a 2017, no qual o registro mais baixo também foi realizado em Aimorés (931,5 mm) e o mais elevado em Timóteo (1.439,2 mm), verifica-se certa proximidade entre os dados registrados (Figura 40).

Figura 40 – Mapa com a distribuição anual da precipitação na BH do Rio Doce durante o ano-padrão habitual de 2000

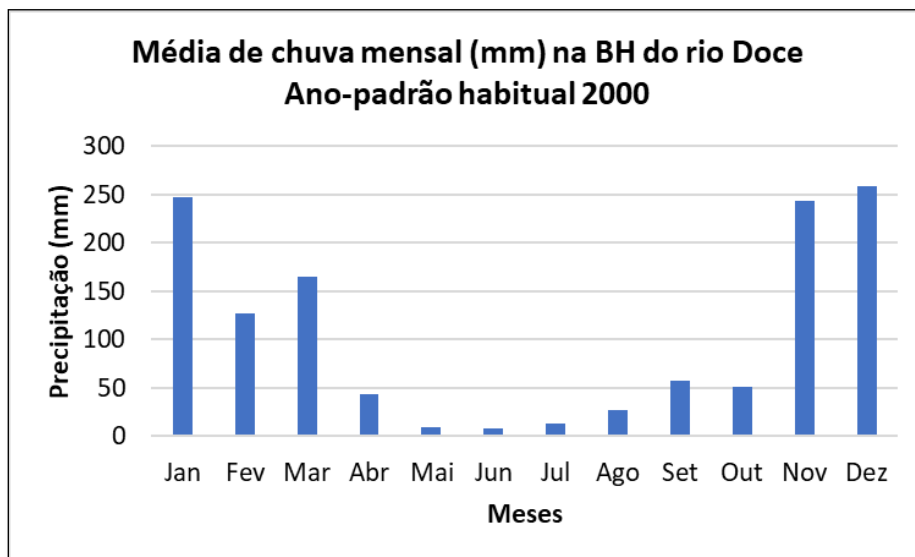


Fonte: Resultado da pesquisa.

Tanto no mapa da precipitação média anual de 1991 a 2017 como no mapa do ano-padrão habitual, os menores valores de precipitação também ocorreram nas porções nordeste e sudeste da bacia, mais especificamente nos entornos das estações de Aimorés e Governador Valadares. Já os maiores valores de precipitação ocorreram nas porções oeste, noroeste e sudoeste, no entorno das estações de Timóteo, Diamantina e Barbacena (Figura 40). Verifica-se, assim, em geral, que também no ano-padrão habitual, os maiores volumes de precipitação da bacia localizaram-se, principalmente, nas bordas das serras do Espinhaço e da Mantiqueira, e os menores nas depressões do rio Doce.

A média anual das precipitações na bacia no período de 1991 a 2017 é de 1.243 mm, e no ano-padrão habitual a precipitação anual registrada foi de 1.251,4 mm, ou seja, no geral, valores muito próximos. Seguindo ainda o padrão dos dados encontrados na bacia, no ano-padrão habitual, a maior concentração das chuvas também ocorreu nos seis meses da estação chuvosa, e a menor, nos seis meses da estação seca (Gráfico 33).

Gráfico 33 – Distribuição da precipitação média mensal na BH do Rio Doce no ano-padrão habitual de 2000



Fonte: Resultado da pesquisa.

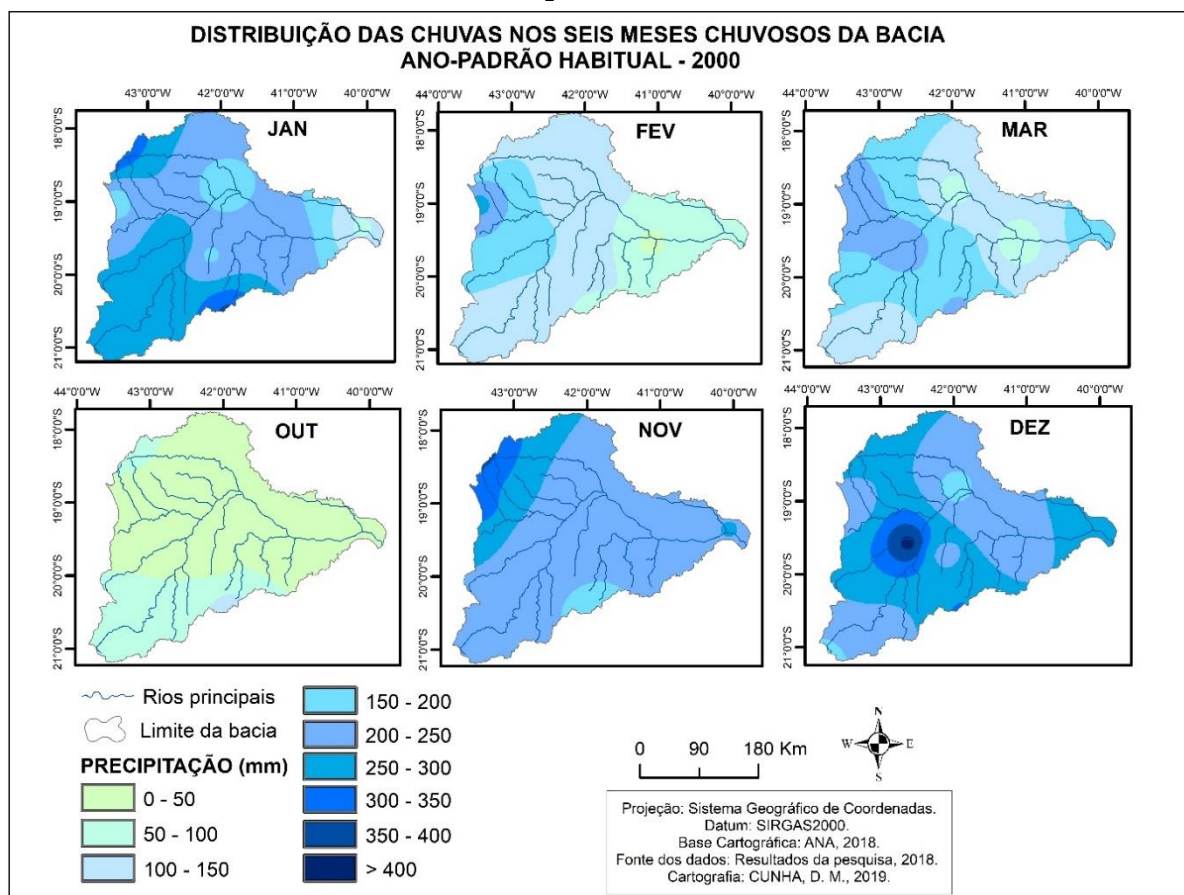
Conforme a média de chuva mensal do período de 1991 a 2017 na bacia, os maiores volumes de chuvas foram registrados nos meses de dezembro (263 mm) e novembro (215 mm), e os menores, em julho (13 mm) e agosto (15 mm). Já no ano-padrão habitual, os maiores volumes foram registrados nos meses de dezembro (259 mm) e janeiro (248 mm), e os menores, em junho (8 mm) e maio (10 mm). Ainda sobre os meses chuvosos do ano-padrão habitual, destaca-se que fevereiro, março e novembro registraram chuvas acima da média do período, e o mês de outubro, valores muito abaixo, 50 mm apenas, quando a média é de 96 mm. Sobre os meses mais secos, destaca-se que agosto e setembro tiveram registros acima da média e os demais abaixo da média, ressaltando que o mês de setembro registrou 57 mm, dado comumente encontrado somente no mês de abril, tratando-se dos seis meses secos da bacia (Gráfico 33).

Durante a estação chuvosa do ano-padrão habitual, ocorreram cerca de 87% das chuvas da bacia, o que corresponde, em média, a 1.092 mm de chuvas, sendo pouca a diferença em relação à média do período, 85% e 1.050 mm, ou seja, uma amplitude de apenas 42 mm. Na estação seca, ocorreram 13% das chuvas; em valor absoluto, 159 mm de chuva, uma diferença de apenas 34 mm em relação à média do período, que é de 193 mm. A espacialização das chuvas nos seis meses das estações chuvosa e seca pode ser verificada nas figuras 41 e 42, respectivamente.

Dos seis meses da estação chuvosa do ano-padrão habitual, os meses de dezembro, novembro e janeiro destacaram-se com os maiores valores de precipitação e melhor espacialização desta pelo território da bacia. O mês de outubro, por outro lado, manteve-se como

o mês de menor precipitação durante essa estação. Em geral, observa-se que as maiores precipitações desse período ocorreram, ora na região oeste da bacia, ora no noroeste, ora na sudoeste, ou em mais de uma dessas regiões ao mesmo tempo. Já as menores precipitações ocorreram na região centro-leste da bacia (Figura 41).

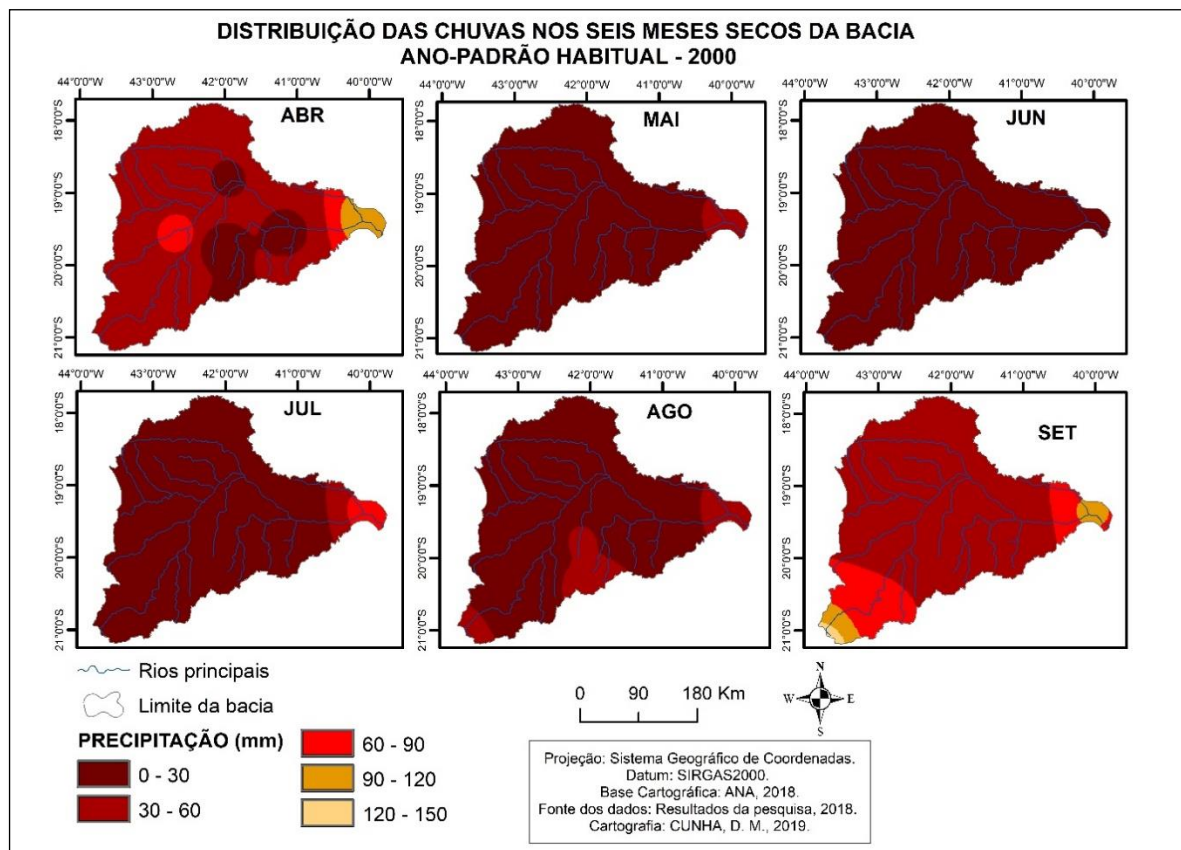
Figura 41 – Espacialização das chuvas ocorridas nos seis meses chuvosos da bacia durante o ano-padrão habitual – 2000



Fonte: Resultado da pesquisa.

Em relação aos seis meses secos da bacia, abril a setembro, observa-se que, no ano-padrão habitual, o mês de junho se destacou, uma vez que, neste, toda a bacia possuiu um valor de precipitação que variou entre 0 a 30 mm. Destacaram-se ainda como os meses mais secos dessa estação maio, julho e agosto. Neles, é comum um ligeiro aumento das precipitações na porção mais a leste da bacia, próximo à foz do rio Doce, o que pode ser explicado pela atuação da borda úmida da mTa. Tal característica também pode ser enunciada para os meses de abril e setembro, sendo que, nesse último, também se observaram maiores valores de precipitação na porção sudoeste da bacia, o que pode estar associado à atuação conjunta de dois fatores, o relevo e a chegada de frentes frias, os quais podem favorecer a formação de precipitação (Figura 42).

Figura 42 – Espacialização das chuvas ocorridas nos seis meses secos da bacia durante o ano-padrão habitual – 2000



Fonte: Resultado da pesquisa.

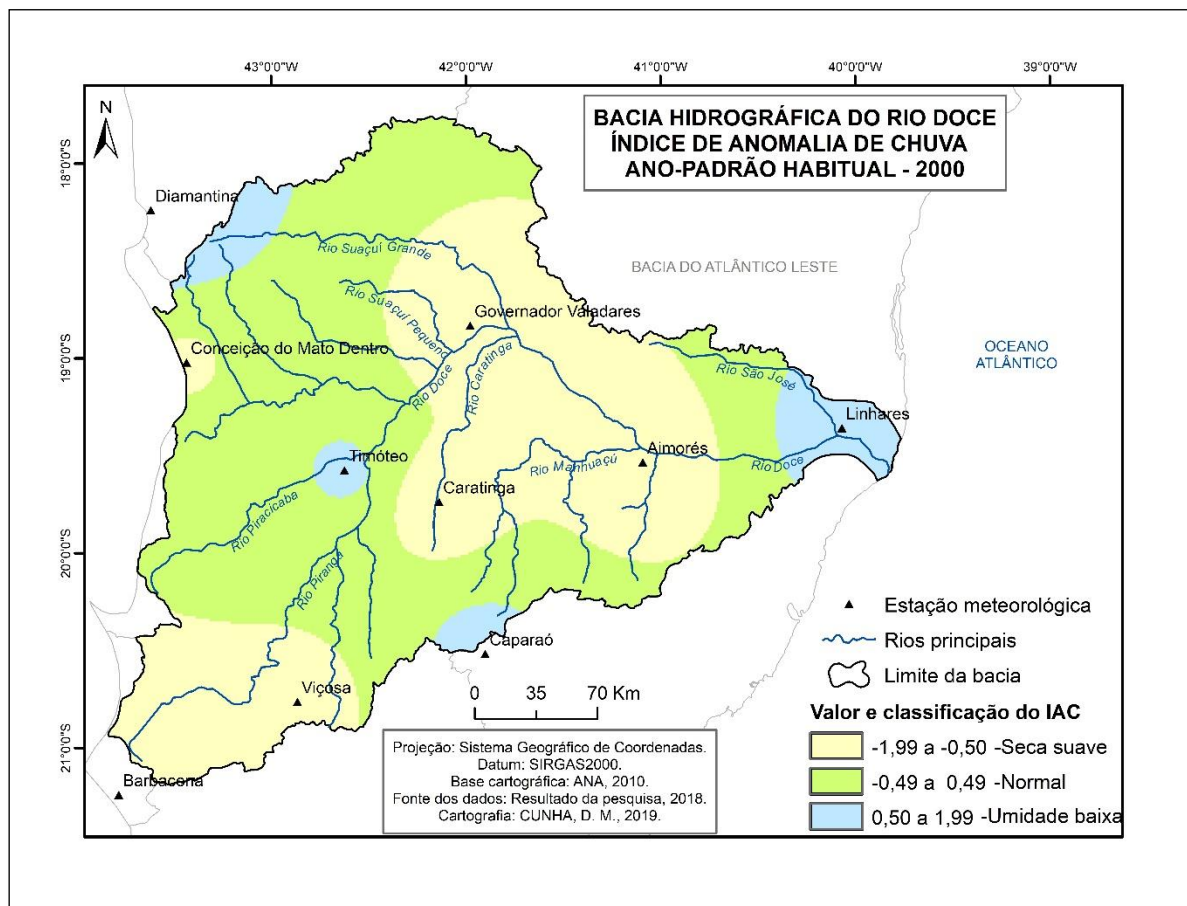
Após observada a distribuição espacial das precipitações no ano-padrão habitual, a qual, em geral, esteve próxima aos valores médios anteriormente analisados, será realizada a análise das anomalias de chuva nesse mesmo ano no próximo subitem.

4.3.2.1 Anomalias de chuva no ano-padrão habitual

O ano padrão-habitual se caracteriza por apresentar valores de volumes de chuvas mais próximos à média e, portanto, as anomalias de chuva são menos acentuadas. Observa-se que nesse ano, as anomalias foram classificadas de seca suave à umidade baixa (Figura 43).

As áreas de umidade baixa foram as menores e ficaram restritas às regiões do entorno das estações de Caparaó, Diamantina, Timóteo e Linhares. Já as de seca suave foram maiores e abrangeram as demais estações da bacia, sendo, portanto, as áreas intermediárias entre estas classificadas como normal (Figura 43).

Figura 43 – Mapa da anomalia de chuva anual da BH do Rio Doce no ano-padrão habitual – 2000



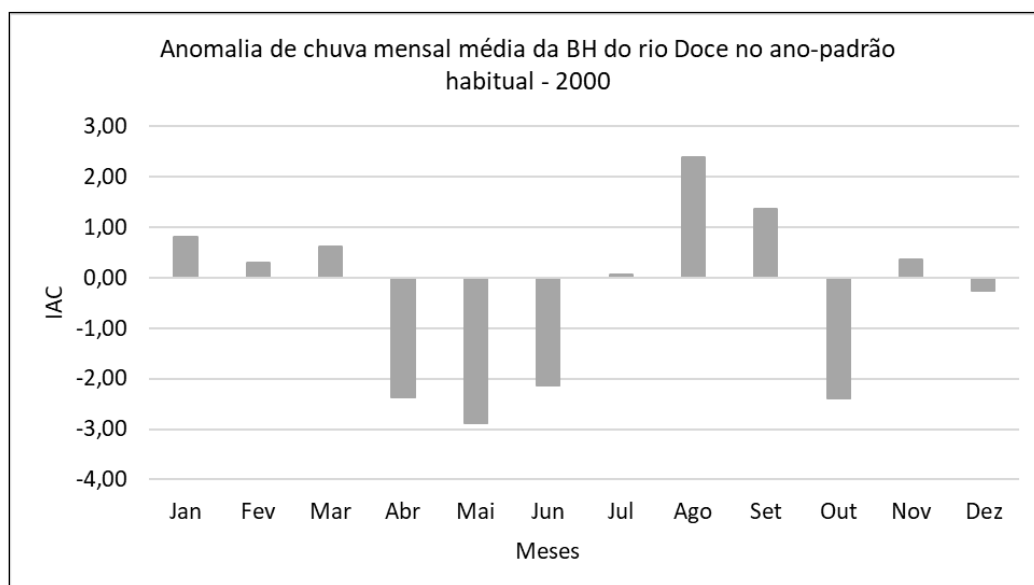
Fonte: Resultado da pesquisa.

Os dados de anomalias de chuva mensais médios da bacia do ano-padrão habitual demonstram que as anomalias negativas, mesmo em menor número, ocorreram em apenas cinco meses, e foram mais acentuadas que as anomalias positivas ocorridas em sete meses. Dentre estes, os meses de fevereiro, julho, novembro e dezembro obtiveram IAC com valor entre -0,49 a 0,49, o que os classifica como normal. Observa-se que três dos quatro meses com classificação normal, são da estação chuvosa da bacia, fato que contribui para a classificação do ano como habitual, uma vez que essa estação concentra os maiores volumes de chuvas da bacia e são os desvios positivos ou negativos ocorridos nesta os que mais impactam nos dados (Gráfico 34).

Os meses de abril, maio, junho e outubro tiveram IAC com valor variando de -2,99 a -2,00, o que os classifica como meses de seca moderada, sendo tal classificação um pouco mais severa no mês de outubro, uma vez que este é um mês da estação chuvosa e com volume de chuvas superior aos demais que pertencem à estação seca. Os meses de janeiro, março e setembro foram de umidade baixa, e o mês de agosto obteve a maior classificação do IAC, tendo sido de umidade moderada. Nota-se, mais uma vez que a umidade baixa ocorrida em

apenas dois meses da estação chuvosa e em um da estação seca, junto com a umidade moderada que também ocorreu na estação seca, foram dados que contribuíram para a classificação do ano 2000 como habitual (Gráfico 34).

Gráfico 34 – Anomalias de chuva mensais médias da BH do Rio Doce no ano-padrão habitual – 2000

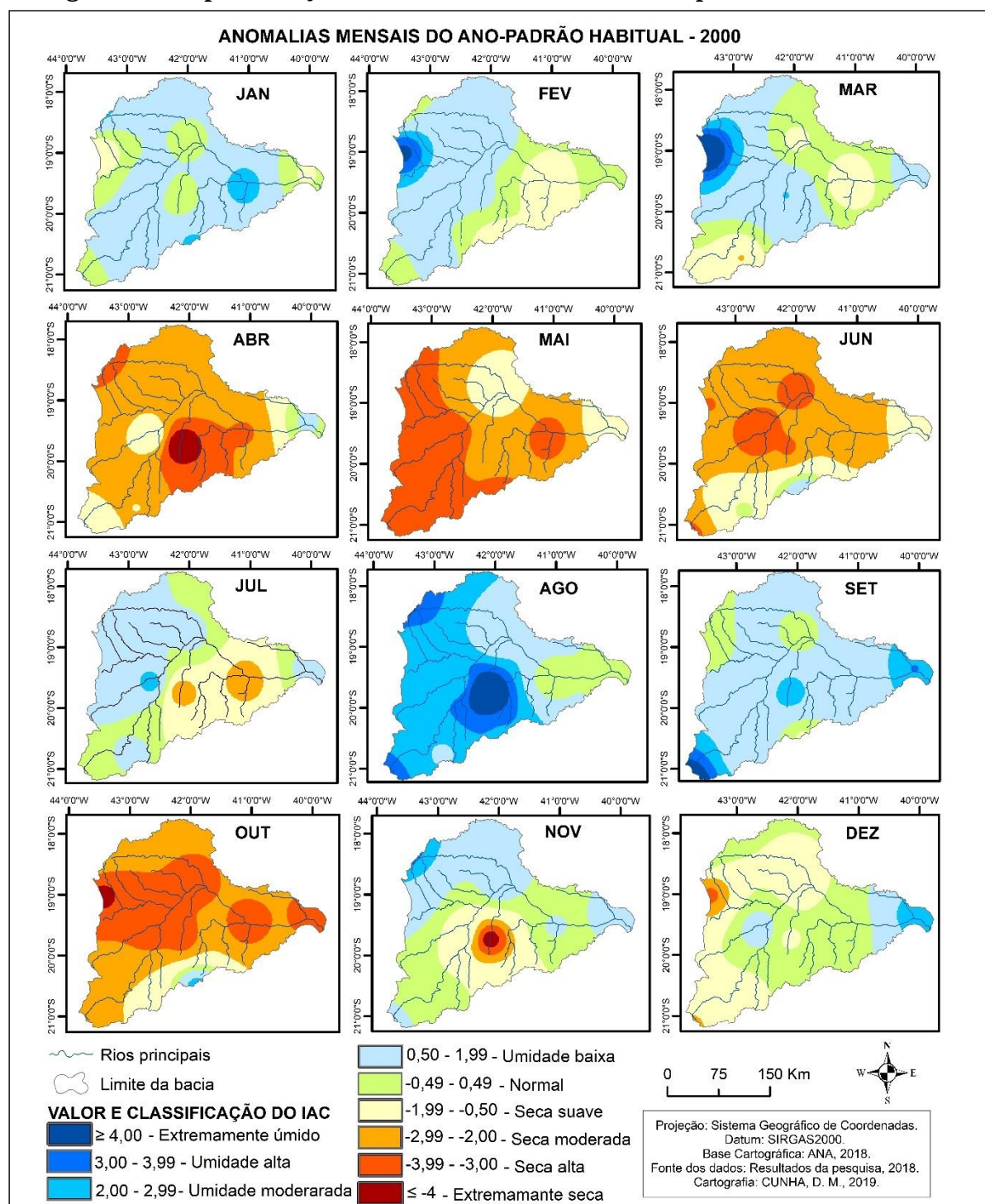


Fonte: Resultado da pesquisa.

A espacialização dos valores mensais das anomalias de chuva na bacia pode ser observada na Figura 44. Os meses de abril, maio e junho da estação seca e outubro da estação chuvosa registraram as maiores áreas de seca da bacia, especialmente a seca moderada e a seca alta. Os demais meses da estação chuvosa tiveram extensas áreas da bacia classificadas como umidade baixa, seca suave e normal, sendo que, novembro e dezembro se destacaram por terem registrado em pequenas áreas anomalias de chuva classificadas de seca moderada à extremamente seca (Figura 44).

O mês de agosto pode ser considerado o que registrou maiores áreas da bacia com anomalias que se classificam como sendo de umidade baixa a extremamente úmido, as quais também puderam ser observadas no mês de setembro, ambos pertencentes à estação seca. No mês de julho, as áreas de umidade se concentraram nas porções oeste e noroeste da bacia, tal como na área próxima à foz do rio Doce e em uma pequena porção do sudoeste da bacia. Destacaram-se ainda neste mês, áreas de seca moderada no entorno das estações de Aimorés e Caratinga (Figura 44).

Figura 44 – Espacialização das anomalias mensais do ano-padrão habitual – 2000



Fonte: Resultado da pesquisa.

A espacialização das anomalias de chuva na bacia durante o ano-padrão habitual deve-se à atuação de sistemas atmosféricos. Mais especificamente, durante a estação chuvosa, destaca-se: no mês de janeiro, ocorreu a atuação de um episódio de ZCAS no início do mês, e posteriormente uma frente fria ocasionou chuvas; no mês de fevereiro, as chuvas também decorreram de um episódio de ZCAS e dos sistemas frontais que ocasionaram chuvas isoladas;

no mês de março, as chuvas resultaram apenas da instabilidade ocasionada pela passagem de sistemas frontais; no mês de outubro, os sistemas frontais pouco contribuíram para a formação das chuvas; no mês de novembro, as chuvas que ocorreram também resultaram, principalmente dos sistemas frontais; e no mês de dezembro, dois episódios de ZCAS atingiram o sudeste mas ocasionaram baixos volumes de precipitação na bacia (CLIMANÁLISE, 2019).

Na estação seca as chuvas resultaram, principalmente, da atuação dos sistemas frontais, os quais favoreceram a formação de maior instabilidade e, conseqüentemente, de mais chuvas, especialmente em agosto, setembro e julho. Nos demais meses, abril, maio e junho, os sistemas frontais favoreceram, no geral, a formação de nebulosidade e alguns chuviscos (CLIMANÁLISE, 2019).

Observou-se, após a análise dos dados de chuva e das anomalias de chuva do ano-padrão habitual, que o habitual, necessariamente, não equivale à média. Por outro lado, os maiores desvios em relação à média foram observados nos ano-padrão úmido, próximo item do capítulo, e no ano-padrão seco.

4.3.3 Variabilidade no ano-padrão úmido

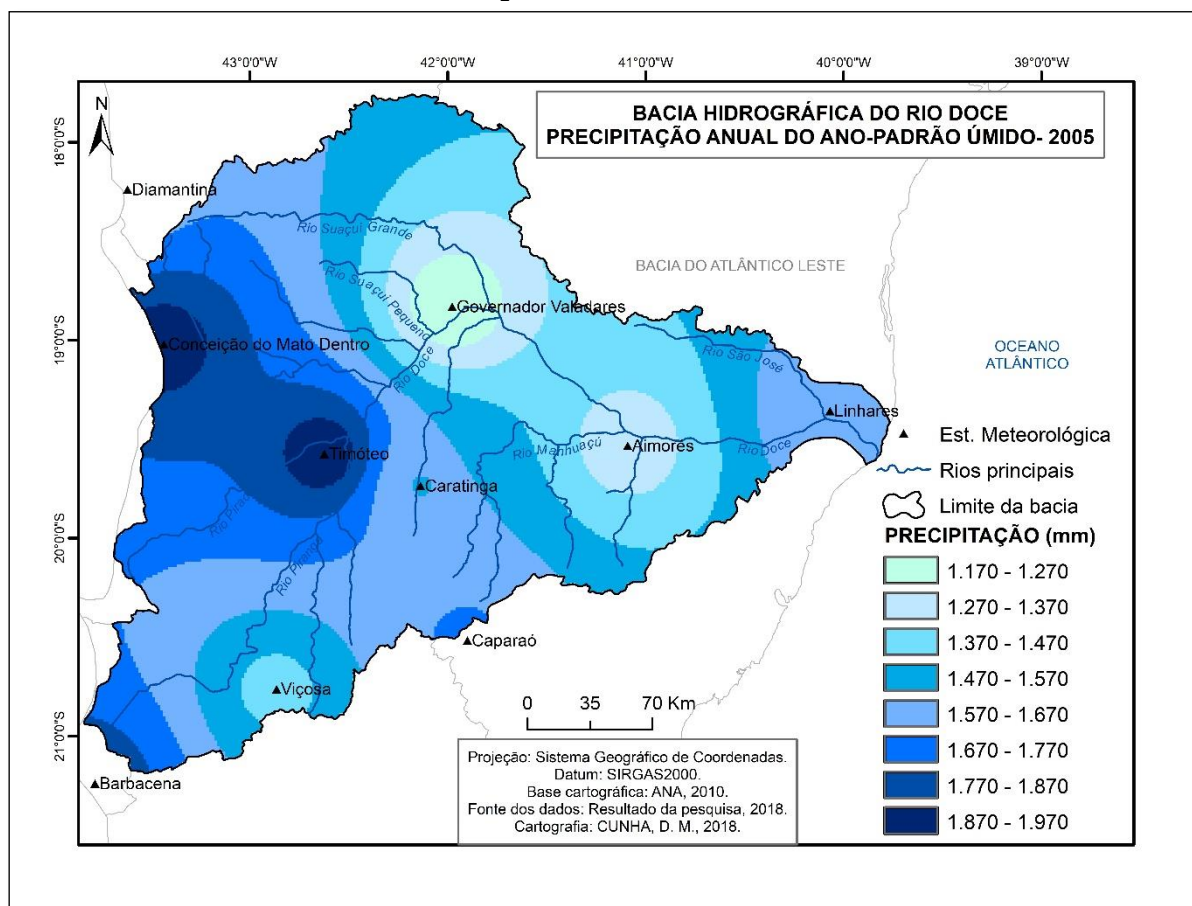
A distribuição da precipitação anual na bacia durante o ano-padrão úmido de 2005 variou de 1.170 mm a 1.970 mm (Figura 45), sendo que em média tal variação para o período de 1991 a 2017, conforme visto no item 4.3 do capítulo, foi de cerca de 930 mm a 1.440 mm. Ainda comparando os dados, a estação de Timóteo se manteve como a que registrou o maior volume de chuva na bacia, 1.947,4 mm durante o ano-padrão úmido, e 1.439,2 mm de precipitação média para o período 1991 a 2017. Em relação ao menor valor de precipitação registrado, observa-se uma pequena alteração, uma vez que, em relação à média do período em estudo, o menor volume foi registrado em Aimorés e, no ano-padrão úmido, o menor volume foi registrado em Governador Valadares, 1.172,9 mm (Figura 45).

Por outro lado, o padrão de distribuição espacial das chuvas se assemelha ao ocorrido no mapa das médias (Figura 30) e do ano-padrão habitual (Figura 40), ou seja, verifica-se também no ano-padrão úmido que as maiores precipitações foram registradas nas bordas serranas da bacia e as menores nas regiões de depressão (Figura 45).

No ano-padrão úmido de 2005, o volume de precipitação anual média na bacia foi de 1.613 mm, enquanto a média anual registrada de 1991 a 2017 foi de 1.243 mm, ou seja, o volume de precipitação anual do ano-padrão úmido foi 30% mais elevado quando comparado à média de precipitação obtida no período de 1991 a 2017. Esse percentual em milímetros de

chuva representa, em média, 370 mm. As estações de Aimorés, Linhares e CMD registraram o maior acréscimo de precipitação em percentual, 40,6, 39,2 e 39% respectivamente. Já em relação a valores absolutos os maiores acréscimos foram registrados nas estações de CMD e Timóteo, 540 e 508 mm de chuvas registradas acima da média esperada.

Figura 45 – Mapa com a distribuição anual da precipitação na BH do Rio Doce durante o ano-padrão úmido – 2005



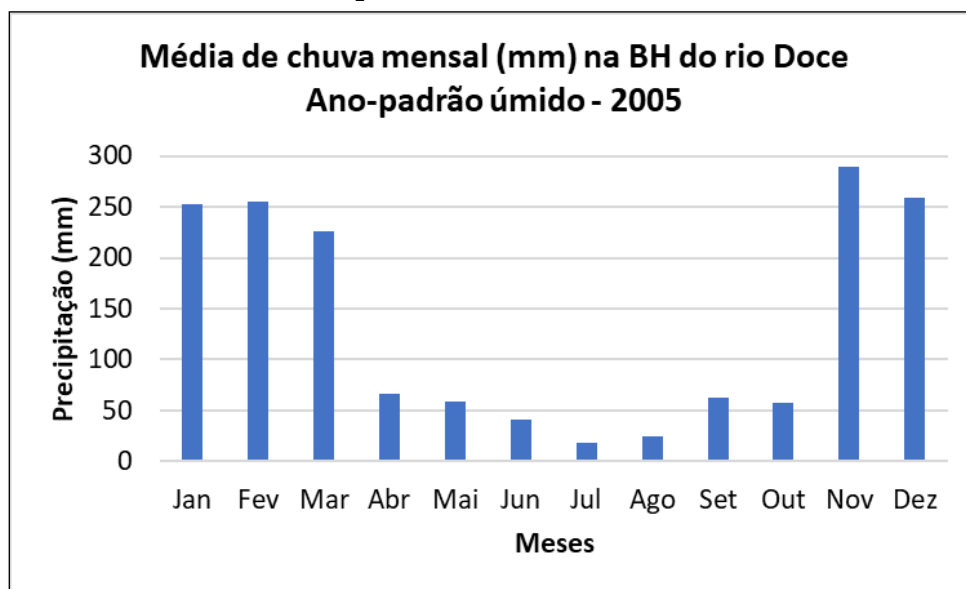
Fonte: Resultado da pesquisa.

O menor acréscimo de precipitação em valores relativos foi registrado nas estações de Viçosa e Diamantina, 13,2 e 18,6%, respectivamente. Em termos de valores absolutos, os menores acréscimos de precipitação em relação à média do período em estudo, foram registrados também nas estações anteriores e em Governador Valadares. Viçosa obteve um acréscimo de apenas 167 mm, Governador Valadares de 208 mm e Diamantina de 253 mm.

Na bacia, existem os seis meses mais chuvosos, de outubro a março, e os seis meses mais secos, de abril a setembro. Esse padrão de distribuição das chuvas se manteve durante o ano-padrão úmido de 2005. Os maiores volumes de chuvas ocorridos em média na bacia durante 2005 foram registrados em cinco dos seis meses de verão chuvoso, novembro a março,

destacando-se com os maiores acréscimos em relação à média os meses de novembro (290 mm), dezembro (259 mm) e fevereiro (256 mm) (Gráfico 35).

Gráfico 35 – Distribuição da precipitação média mensal na BH do Rio Doce no ano-padrão úmido – 2005



Fonte: Resultado da pesquisa.

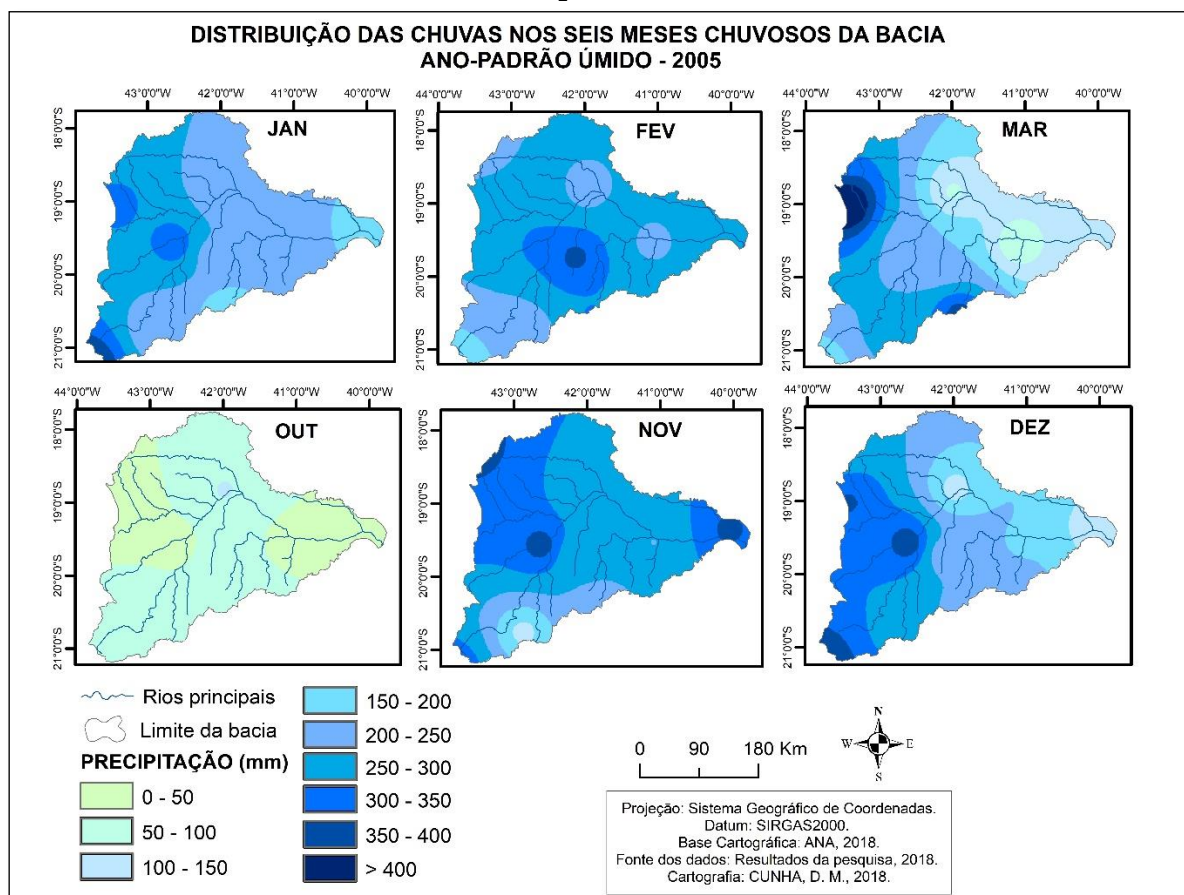
Dos meses chuvosos, destaca-se ainda o mês de outubro pelo registro de dados atípico quando comparado à média, uma vez que durante o ano-padrão úmido registrou volumes mais baixos, 57 mm, sendo a média desse mês para o período de estudo de 96 mm. Em relação aos seis meses do período mais seco na bacia, destacaram-se os meses de setembro e maio que, durante o ano chuvoso, registraram volumes de chuvas superiores a 50 mm, 63 mm e 59 mm, respectivamente. Em média, durante o período mais seco, valor superior a 50 mm foi registrado apenas no mês de abril (Gráfico 35).

A quantidade de chuvas ocorrida durante o período chuvoso do ano-padrão de 2005 corresponde a cerca de 1.340 mm e durante o período seco a 272 mm, respectivamente, 209 mm e 80 mm a mais que a média de 1991 a 2017. Assim, durante o período chuvoso do ano-padrão úmido, ocorreu cerca de 83% das chuvas e apenas 17% durante o período mais seco, valor em percentual um pouco diferente da média do período estudado, que é, respectivamente, de 85% e 15%, o que demonstra, proporcionalmente, um maior acréscimo das chuvas durante a estação seca. Nas figuras 46 e 47 é possível observar a espacialização das chuvas dos meses chuvosos e secos da bacia durante o ano-padrão úmido de 2005.

Observa-se que, no ano-padrão úmido de 2005, o mês de outubro destoa dos demais meses, como observado em outros dados, em relação ao volume de chuvas, sendo que os

menores valores desse mês foram registrados nas porções oeste/noroeste e litorânea/leste da bacia. E excetuando-se o mês de março, que registrou no entorno das estações de Aimorés e Governador Valadares precipitações de 50 a 100 mm, nos demais meses, a menor precipitação observada na bacia foi de 100 a 150 mm (Figura 46).

Figura 46 – Espacialização das chuvas ocorridas nos seis meses chuvosos da bacia durante o ano-padrão úmido – 2005



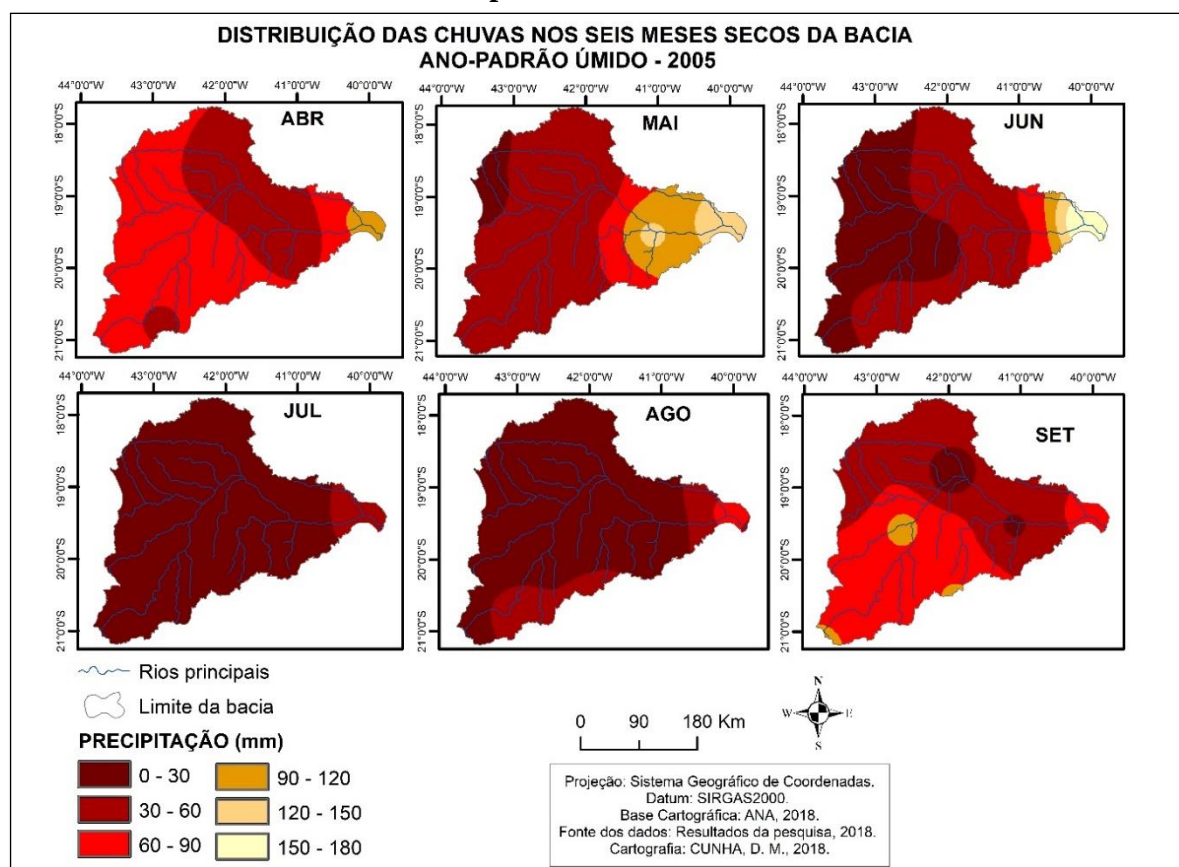
Fonte: Resultado da pesquisa.

Ainda com relação à espacialização das precipitações no período chuvoso, observa-se que, excetuando-se os meses de fevereiro e outubro, nos demais meses os maiores valores registrados ficaram concentrados na porção oeste da bacia, ora se estendendo no sentido noroeste, ora no sentido sudoeste, ora em ambos, padrão de distribuição da precipitação também observado no ano-padrão habitual. No mês de fevereiro, os maiores valores se concentraram no entorno das estações de Caratinga e Timóteo, porção mais central da bacia, e no mês de outubro, no entorno da estação de Governador Valadares, sendo que nas mediações dessa estação e da de Aimorés, nos meses de fevereiro e março, foram registrados valores mais baixos quando comparados aos do restante da bacia. A porção litorânea da bacia, próxima à

estação de Linhares registrou os menores volumes de chuva nos meses de janeiro, outubro e dezembro (Figura 46).

Na Figura 47, é possível observar como os valores de precipitação mensal do período seco são bem inferiores aos do período chuvoso. O mês de julho foi o mais seco em toda a bacia, restando apenas uma pequena porção próximo a Linhares com um volume um pouco acima do restante da bacia. O mês de maio destacou-se por possuir maiores valores de chuva na porção da bacia próxima ao litoral e no entorno da estação de Aimorés, fato semelhante ao que ocorreu com a precipitação nos meses de junho e abril, especialmente em relação à região litorânea.

Figura 47 – Espacialização das chuvas ocorridas nos seis meses secos da bacia durante o ano-padrão úmido – 2005



Fonte: Resultado da pesquisa.

A espacialização das chuvas na bacia nos sugere a atuação de fatores estáticos e dinâmicos na distribuição das chuvas durante o ano-padrão úmido. Especialmente, durante os seis meses chuvosos, a condição do relevo e o avanço da ZCAS na porção mais oeste da bacia foram fatores decisivos na concentração das chuvas nessa região. Por outro lado, durante os

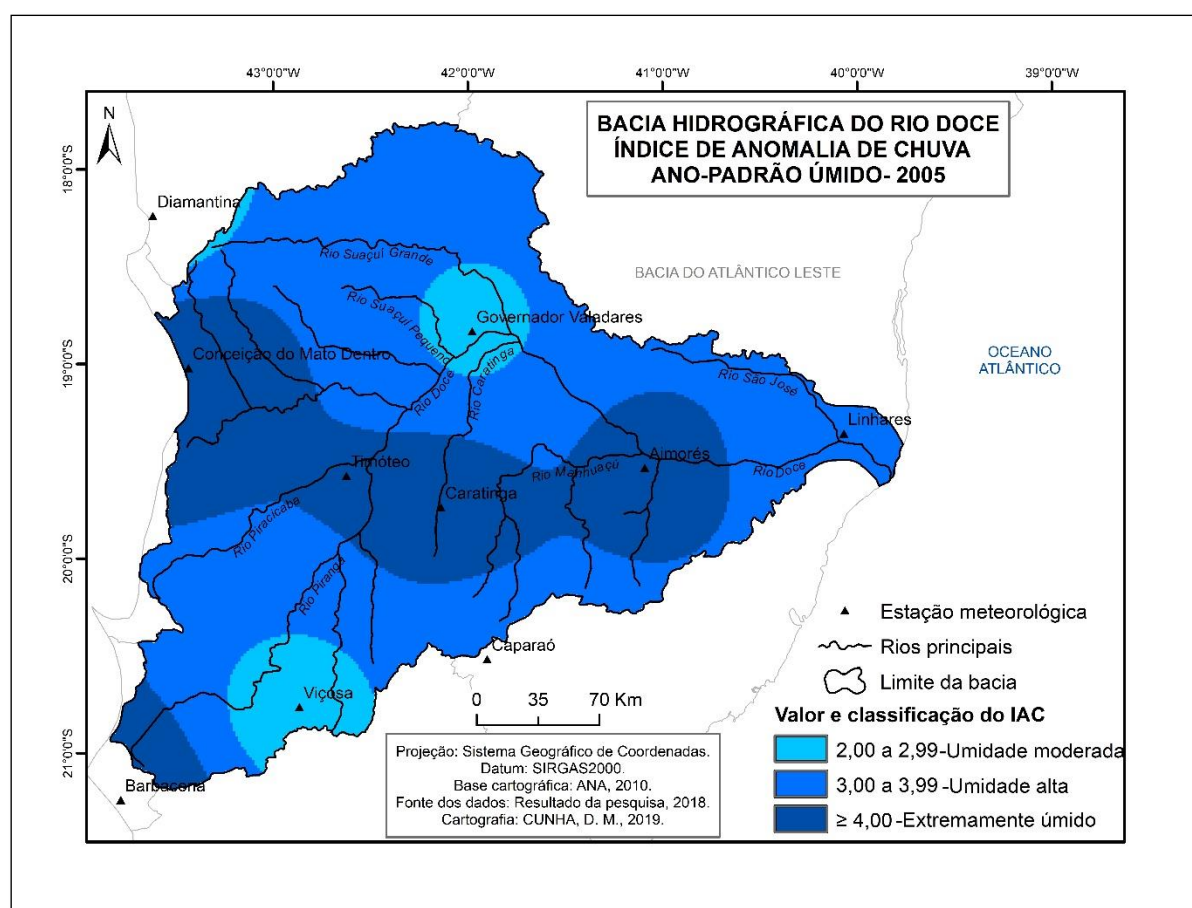
seis meses secos, a área da bacia próxima ao litoral apresentou os maiores volumes de chuva registrados, o que se relaciona ao posicionamento da mTa e das FP.

Em seguida será realizada a análise das anomalias de chuva ocorridas durante o ano-padrão úmido.

4.3.3.1 Anomalias de chuva no ano-padrão úmido

A anomalia de chuva anual do ano-padrão úmido de 2005 identifica que a bacia se dividiu em três classificações do IAC: umidade moderada, umidade alta e extremamente úmido. Nota-se, assim, que o ano-padrão úmido registrou anomalias anuais que atingiram patamares de classificações de IAC muito elevados (Figura 48).

Figura 48 – Mapa da anomalia de chuva anual da BH do Rio Doce no ano-padrão úmido – 2005



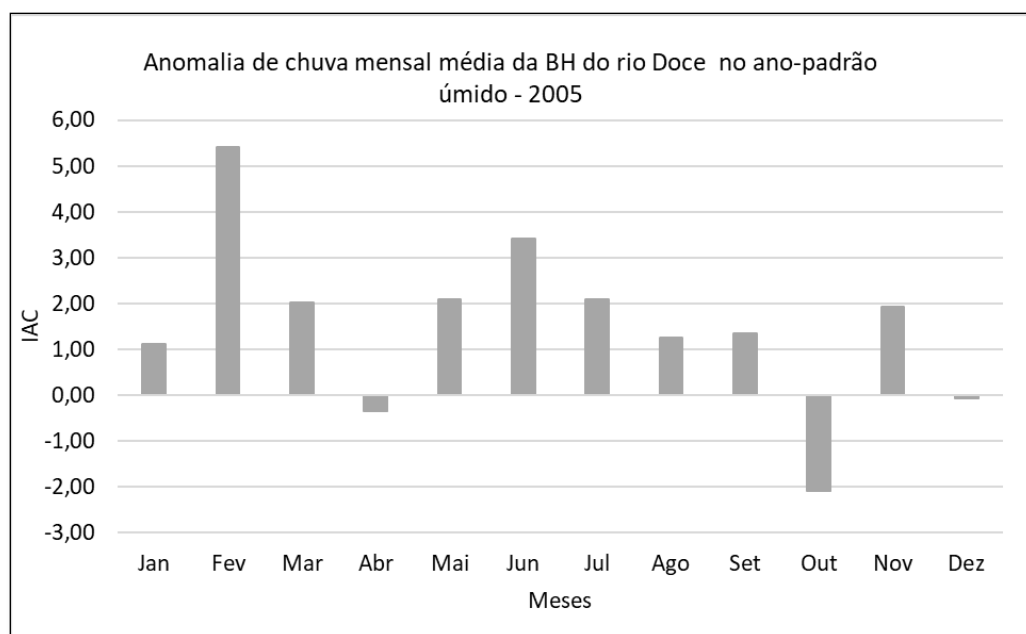
Fonte: Resultado da pesquisa.

As maiores anomalias com valor superior a 4,00, classificadas como extremamente úmido, estenderam-se da porção oeste da bacia onde está localizada a estação de CMD,

passando por sua porção central no entorno das estações de Timóteo e Caratinga, até Aimorés, localizada mais ao leste. Já as menores anomalias, com valor entre 2,00 a 2,99, classificadas como umidade moderada, ocorreram no entorno das estações de Governador Valadares e Viçosa. As demais áreas da bacia, em sua maior proporção, foram de umidade moderada, com valor de anomalia entre 3,00 a 3,99 (Figura 48).

A associação da espacialização anual das anomalias na bacia no ano padrão-úmido com a observação dos dados de anomalias mensais médios do Gráfico 36 permite inferir que as precipitações ocorridas no mês de fevereiro contribuíram significativamente para o enquadramento do ano de 2005 como úmido. Pela análise do gráfico, tem-se que sete dos doze meses do ano de 2005 tiveram classificação média do IAC variando de 1,00 a 2,00, ou seja, pode-se dizer que sete foram meses com baixa umidade, três do período chuvoso (janeiro, março e novembro) e quatro do período seco (maio, julho, agosto e setembro).

Gráfico 36 – Anomalias de chuva mensais médias da BH do Rio Doce no ano-padrão úmido – 2005



Fonte: Resultado da pesquisa.

Os meses de abril e dezembro obtiveram representações do IAC abaixo de 0, contudo não chegaram a -0,49, o que os enquadra na classificação normal, ou seja, tiveram precipitação dentro da média esperada. Já o mês de outubro obteve IAC maior que -2,0, isto é, foi um mês de seca moderada. Os meses com maior IAC foram junho e fevereiro. Junho obteve um IAC superior a 3,00, o que o caracteriza como um mês de alta umidade, todavia trata-se de um mês em que a média de precipitação é baixa, assim, ter tido uma alta umidade não implica grandes

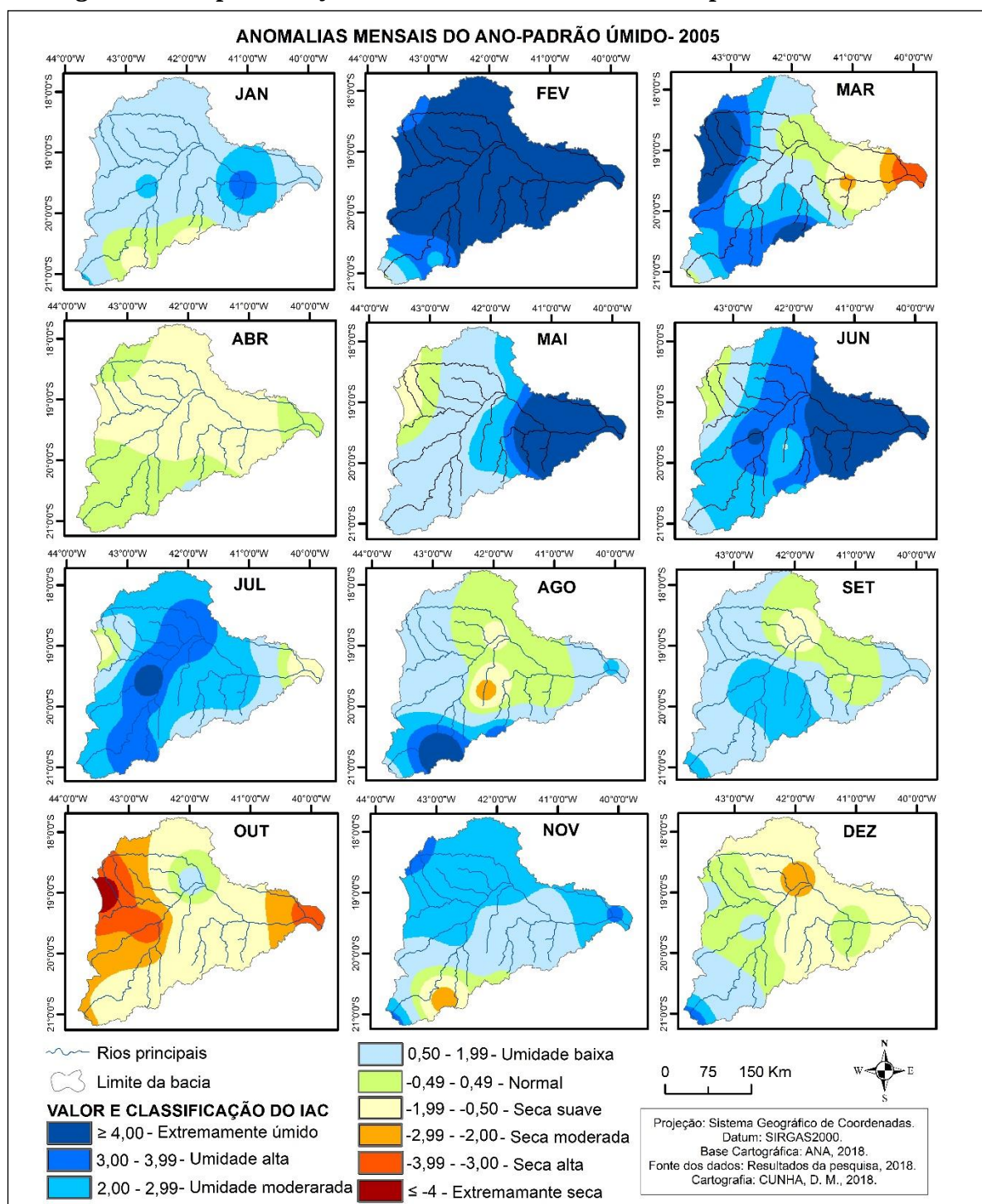
volumes de chuva. O contrário pode-se dizer em relação ao mês de fevereiro, o qual foi extremamente úmido, com IAC superior a 5,00, possuindo precipitação média alta, tendo ocorrido, assim, nesse mês, altos volumes de precipitação, o que permite inferir que foram as precipitações desse mês as responsáveis pela classificação do ano de 2005 como extremamente úmido (Gráfico 36).

Além da representação da média mensal do IAC para a bacia, na figura 49 é possível observar as anomalias mensais do ano-padrão úmido de 2005 espacializadas, sendo assim melhor identificadas suas áreas de ocorrência e padrão de distribuição. Através da espacialização, mais uma vez pode-se afirmar que o mês de fevereiro do ano de 2005 foi realmente determinante para a caracterização do ano como úmido. Neste, predominou em praticamente toda a bacia IAC superior a 4,00, ou seja, foi um mês extremamente úmido em quase todo o território da bacia. No período chuvoso da bacia (outubro a março), excetuando-se o mês de fevereiro, apenas no mês de março foi possível encontrar, nas porções oeste e sul, áreas extremamente úmidas. Nos meses de janeiro e novembro, sobressaíram áreas com umidade baixa e moderada, sendo que, em ambos, na porção sul da bacia, destacou-se a ocorrência de anomalias negativas, com seca suave e até mesmo seca moderada em novembro (Figura 49).

Já nos meses de outubro e dezembro, também do período chuvoso, destacou-se a ocorrência de seca suave na porção central da bacia, tendendo para o norte e o sul em ambos os meses. No mês de outubro, enfatiza-se ainda que as porções leste e oeste da bacia sofreram com áreas expostas à seca alta, no leste, e seca extrema no oeste. Ainda nesse mês, foi somente no entorno da estação de Governador Valadares que ocorreu umidade baixa, sendo que no mês de dezembro apenas no entorno desta ocorreu seca moderada. Também sobre o mês de dezembro, nota-se que os maiores índices de umidade foram encontrados na porção sudoeste da bacia (Figura 49).

Em relação aos meses do período seco, dá-se ênfase aos meses de maio e junho com grandes extensões da bacia úmidas, sobressaindo em ambos a porção leste, que nesses meses ficou extremamente úmida. Observa-se também que foram pequenas as áreas de seca nos meses de julho, agosto e setembro, nos quais também predominou a umidade, sobretudo a baixa e a moderada. Somente o mês de abril apresentou extensa área de seca suave na porção central-norte da bacia, ficando as demais áreas com IAC normal, ou seja, com precipitação próxima ao esperado (Figura 49).

Figura 49 – Espacialização das anomalias mensais do ano-padrão úmido – 2005



Fonte: Resultado da pesquisa.

Durante a estação chuvosa, as anomalias mensais positivas do ano-padrão úmido, sucintamente, ocorreram no mês de fevereiro e resultaram de um episódio de ZCAS que permaneceu por mais tempo na bacia devido à organização da atividade convectiva resultante da atuação de sistema frontal, o que ocasionou umidade extrema em praticamente todo o território da bacia. Em situação oposta, o mês de outubro se caracterizou por massas de ar frio

de fraca intensidade, o que não gerou chuvas e, consequentemente o predomínio de anomalias negativas na bacia. Os demais meses da estação chuvosa deste ano, janeiro, março, novembro e dezembro foram marcados, em geral, por sistemas frontais de fraca intensidade, com poucos episódios de ZCAS que atingiram a região da bacia, o que resultou ora em territórios de seca no mês de dezembro, ora em territórios de maior umidade, como em março e novembro (CLIMANÁLISE, 2019).

Na estação seca da bacia, marcada por baixos volumes pluviométricos, observa-se que os meses de maio, junho e julho se destacaram como meses de umidades elevadas. Em maio e julho as frentes frias que atingiram a bacia ocasionaram atividade convectiva e, como resultado, instabilidade atmosférica, o que ocasionou um maior volume de precipitação em grande parte de seu território. No mês de junho, a maior precipitação ocorreu também graças à atuação de sistemas frontais, e mais especificamente, da associação destes com um sistema de baixa pressão que estava localizado sobre o oceano. Agosto e setembro também tiveram porções da bacia com maior umidade, as quais resultaram, ainda, da maior atuação das frentes frias (CLIMANÁLISE, 2019). O mês de abril foi o que registrou grandes porções de seca suave e, por outro lado, anomalias dentro da normal esperada, sendo que estas podem ser relacionadas à atuação conjunta das frentes e à disposição do relevo.

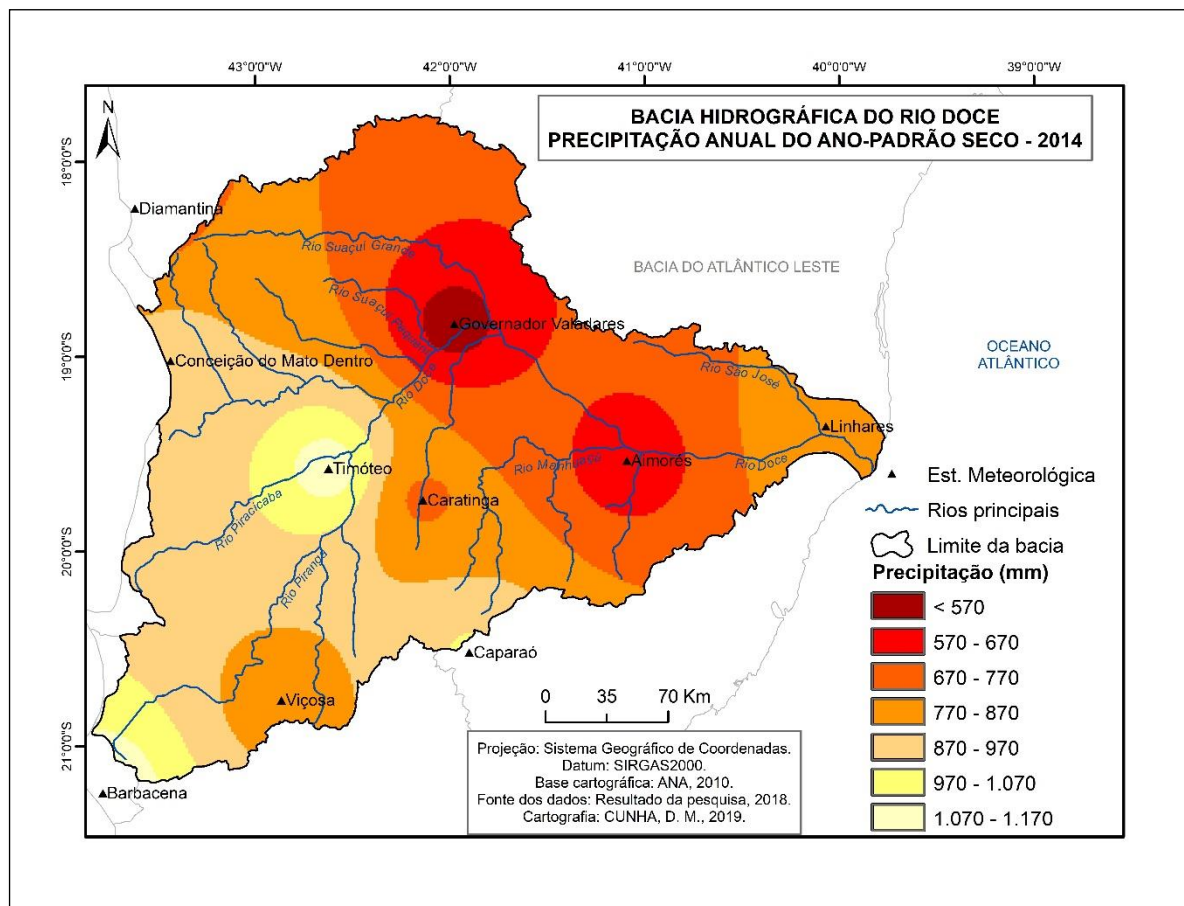
Com a análise do ritmo das chuvas, pretende-se verificar quais fatores dinâmicos atuaram e contribuíram no processo de distribuição das chuvas e, em consequência, das anomalias na bacia. Antes, contudo, são apresentados no próximo subitem as características da variabilidade no ano-padrão seco.

4.3.4 Variabilidade no ano-padrão seco

No ano-padrão seco de 2014, as precipitações variaram na bacia de menos 570 mm a aproximadamente 1.170 mm, sendo que, em média tal variação para o período em estudo, 1991 a 2017, é de cerca de 930 mm a 1.440 mm. A menor precipitação anual foi registrada na estação de Governador Valadares (530 mm) e as maiores em Timóteo (1.125,6 mm) e Barbacena (1.134 mm). Em média, choveu na bacia durante o ano-padrão seco 841,3 mm, cerca de 401 mm ou 32% a menos quando se compara com a média do período, que é de 1.243 mm (Figura 50).

A distribuição espacial das localidades com menores e maiores registros de precipitação se assemelha ao encontrado na média do período e nos demais anos-padrão. Os registros mais elevados localizaram-se próximos às bordas serranas, e os mais baixos, nas depressões do rio Doce (Figura 50).

Figura 50 – Mapa com a distribuição anual da precipitação na BH do Rio Doce durante o ano-padrão seco – 2014



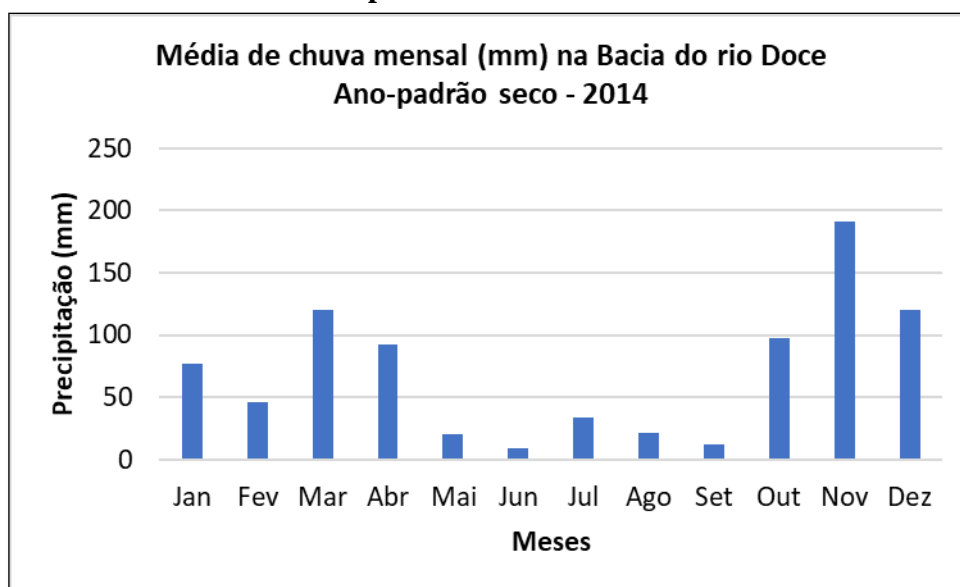
Fonte: Resultado da pesquisa.

Durante o ano-padrão seco, as estações de Diamantina e CMD registraram os maiores déficits de chuva em relação à média do período. Estas estações registraram na média de 1991 a 2017, respectivamente, 1.359,4 mm e 1384,5 mm; já no ano-padrão seco, 712,3 mm e 903,9 mm, dados que resultam em uma diferença de 647,1 mm e 480,6 mm, ou ainda, déficits de precipitação de cerca de 47,6 e 34,7%. Ainda em relação aos valores relativos, Governador Valadares, Caratinga e Viçosa registraram déficits de precipitação maiores que CMD. Nestas estações, os déficits foram, em valores percentuais, respectivamente de 45%, 35,8% e 35%.

Analisando os valores absolutos de precipitação anual durante o ano-padrão seco, as estações de Governador Valadares e Aimorés registraram os menores valores (530 mm e 611,4 mm) como o ocorrido nos demais anos-padrão. Já em relação às menores diferenças entre a média de precipitação do período e o registrado em 2014 têm-se as estações de Barbacena e Timóteo com déficits de 284,1 mm e 313,6 mm ou 20% e 21,7%, respectivamente. Além disso, estas estações registraram os maiores valores absolutos de precipitação do ano-padrão seco, 1.134 mm em Barbacena, e 1.125,6 mm em Timóteo.

No Gráfico 37 tem-se a distribuição mensal média das chuvas durante o ano padrão-seco de 2014. Observa-se neste que as chuvas continuaram concentradas nos seis meses da estação chuvosa, contudo com valores bem inferiores à média do período. No ano-padrão seco, o mês de novembro destacou-se como o mais chuvoso, com 191,2 mm, seguido dos meses de dezembro e março com 120,4 mm e 120,1 mm, respectivamente. Os meses de dezembro, novembro e março registraram, em média, de acordo com os dados do período de 1991 a 2017, respectivamente, 262,8 mm, 214,9 mm e 151,4 mm, ou seja, valores muito superiores aos registrados no ano-padrão seco. As diferenças negativas também foram muito acentuadas nos meses de janeiro e fevereiro que registraram, no ano-padrão seco, 77,1 mm e 45,8 mm, enquanto, em média registram 210 mm e 115 mm, respectivamente. Observa-se, por fim, que somente o mês de outubro apresentou registro de precipitação (97,1 mm) no ano seco um pouco superior à média (96 mm).

Gráfico 37 – Distribuição da precipitação média mensal na BH do Rio Doce no ano-padrão seco – 2014



Fonte: Resultado da pesquisa.

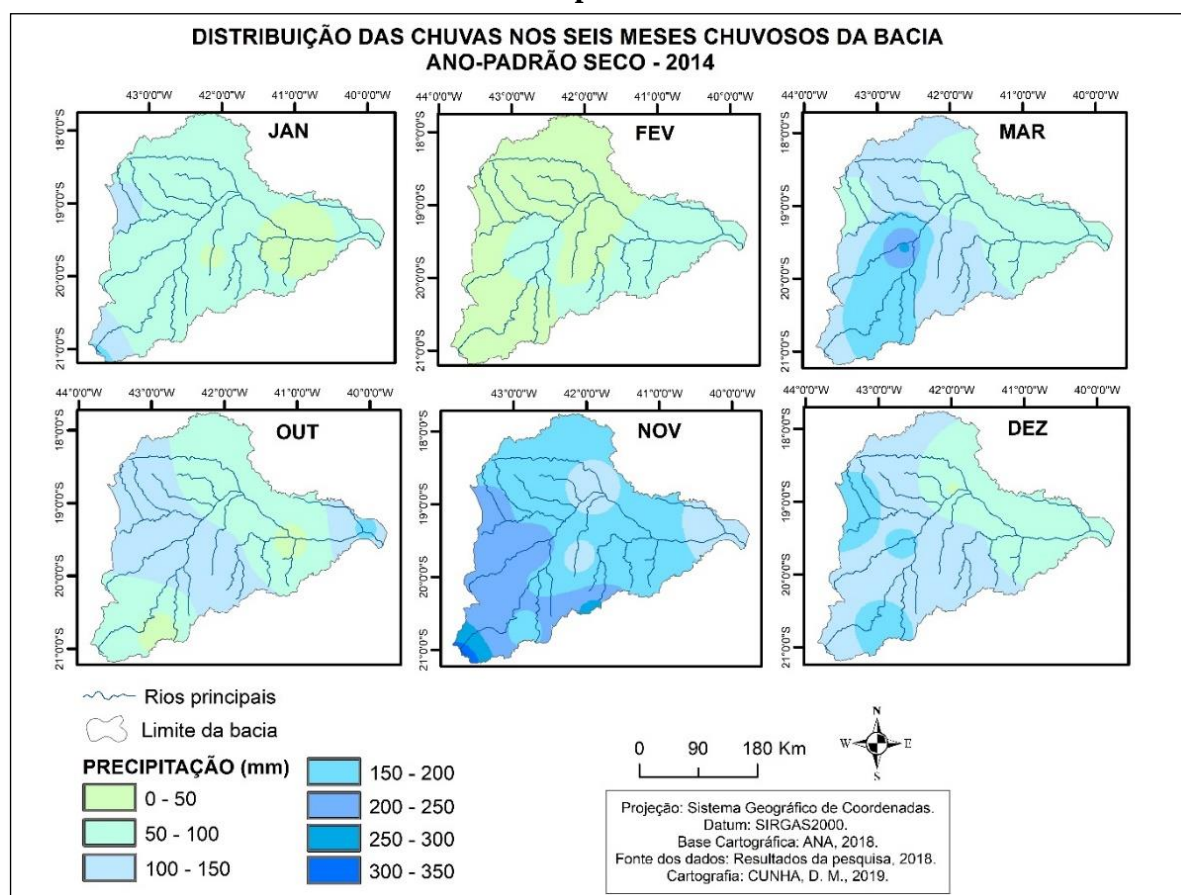
Nos seis meses da estação seca da bacia, de abril a setembro, os volumes de chuva também foram bem baixos no ano-padrão seco. Destacaram-se, nesse período, com valores superiores à média (71 mm, 13 mm e 15 mm), os meses de abril, julho e agosto, que registraram no ano-padrão seco, 91,9 mm, 34 mm e 21 mm, respectivamente. Observa-se que, mesmo com o acréscimo, especialmente nos meses de julho e agosto, as precipitações registradas foram relativamente baixas quando se pensa em um período de ocorrência de 30 dias. Nos demais meses, maio, junho e setembro, que já possuem médias de precipitação bem baixas (35 mm, 16

mm, 42 mm), as precipitações registradas no ano seco foram ainda mais baixas: 20,4 mm, 9,5 mm e 11,9 mm, respectivamente (Gráfico 37).

As médias de chuvas mensais na bacia durante o ano-padrão seco demonstram o quanto a diminuição das chuvas nos meses da estação chuvosa foi determinante na ocorrência do déficit de chuva do ano de 2014, fazendo deste um ano seco. De acordo com a média de 1991 a 2017, nos seis meses da estação chuvosa ocorreram na bacia cerca de 1.050 mm de chuva; no ano-padrão seco, nos seis meses chuvosos, ocorreu em média apenas 652 mm, um déficit de 398 mm, sendo que, ainda assim, esse volume correspondeu a 77% das chuvas do ano. Tal déficit acentua-se quando se compara a chuva ocorrida no ano padrão-úmido (1.340 mm) com a do ano-padrão seco, resultando em um déficit de 688 mm.

Na Figura 51, é possível observar a distribuição desse baixo volume de precipitação da estação chuvosa do ano-padrão seco no território da bacia, sendo que os meses de janeiro e fevereiro, comumente chuvosos, registraram os menores volumes de precipitação, ficando abaixo do mês de outubro que é o mês de menor registro de pluviosidade da estação chuvosa.

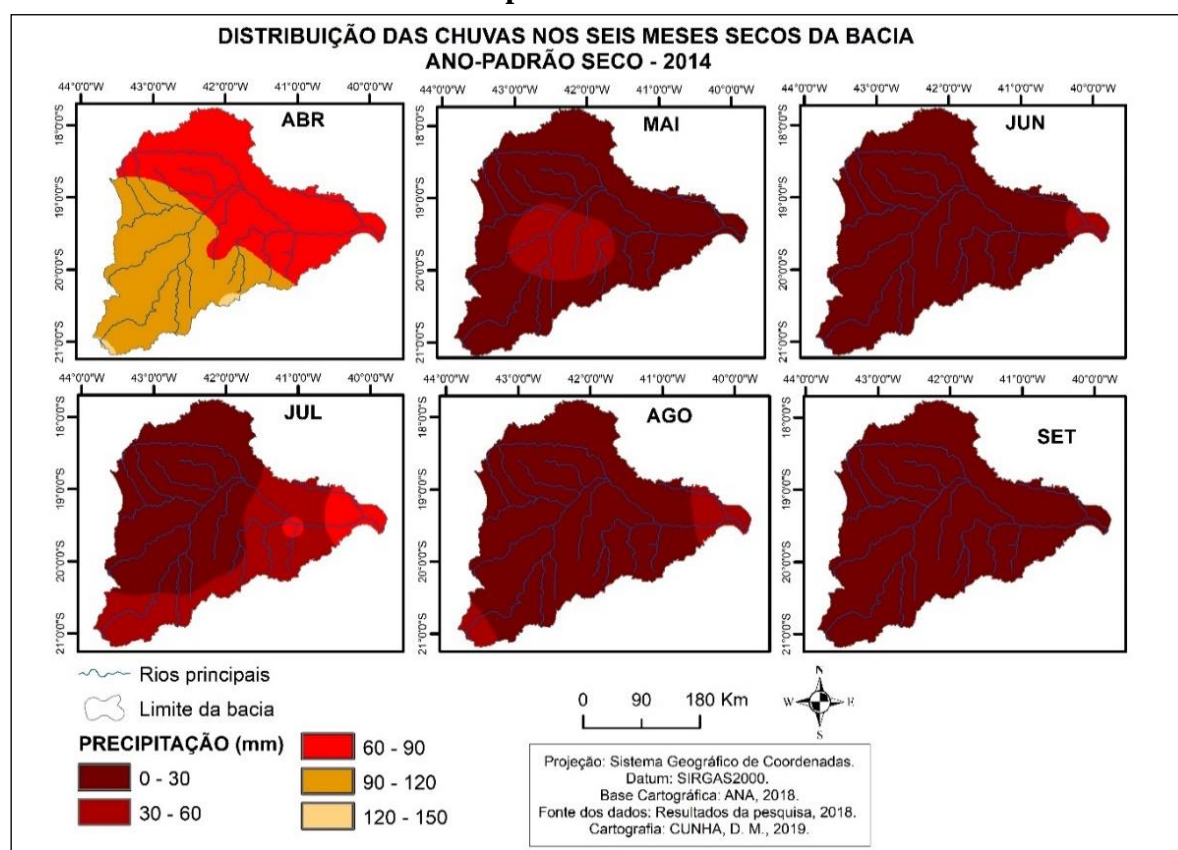
Figura 51 – Espacialização das chuvas ocorridas nos seis meses chuvosos da bacia durante o ano-padrão seco – 2014



Fonte: Resultado da pesquisa.

Nos seis meses da estação seca do ano-padrão de 2014, ocorreram 23% das chuvas desse ano; o volume médio de precipitação registrado foi de 189 mm, ou seja, também ocorreu nesse ano um déficit de chuvas tanto em relação à média de 1991 a 2017 (192 mm) como em relação ao ano-padrão úmido de 2005 (272 mm). Todavia esse déficit foi muito pequeno, 3 mm e 83 mm, respectivamente, o que, mais uma vez, ressalta que foram as anomalias ocorridas durante a estação chuvosa as principais responsáveis pela variabilidade de chuvas na bacia. Os meses de maio, junho, julho e agosto como nos demais anos-padrão, especialmente o habitual, registraram também no ano seco baixos índices de precipitação, em sua maioria, entre 0 e 30 mm (Figura 52).

Figura 52 - Espacialização das chuvas ocorridas nos seis meses secos da bacia durante o ano-padrão seco – 2014



Fonte: Resultado da pesquisa.

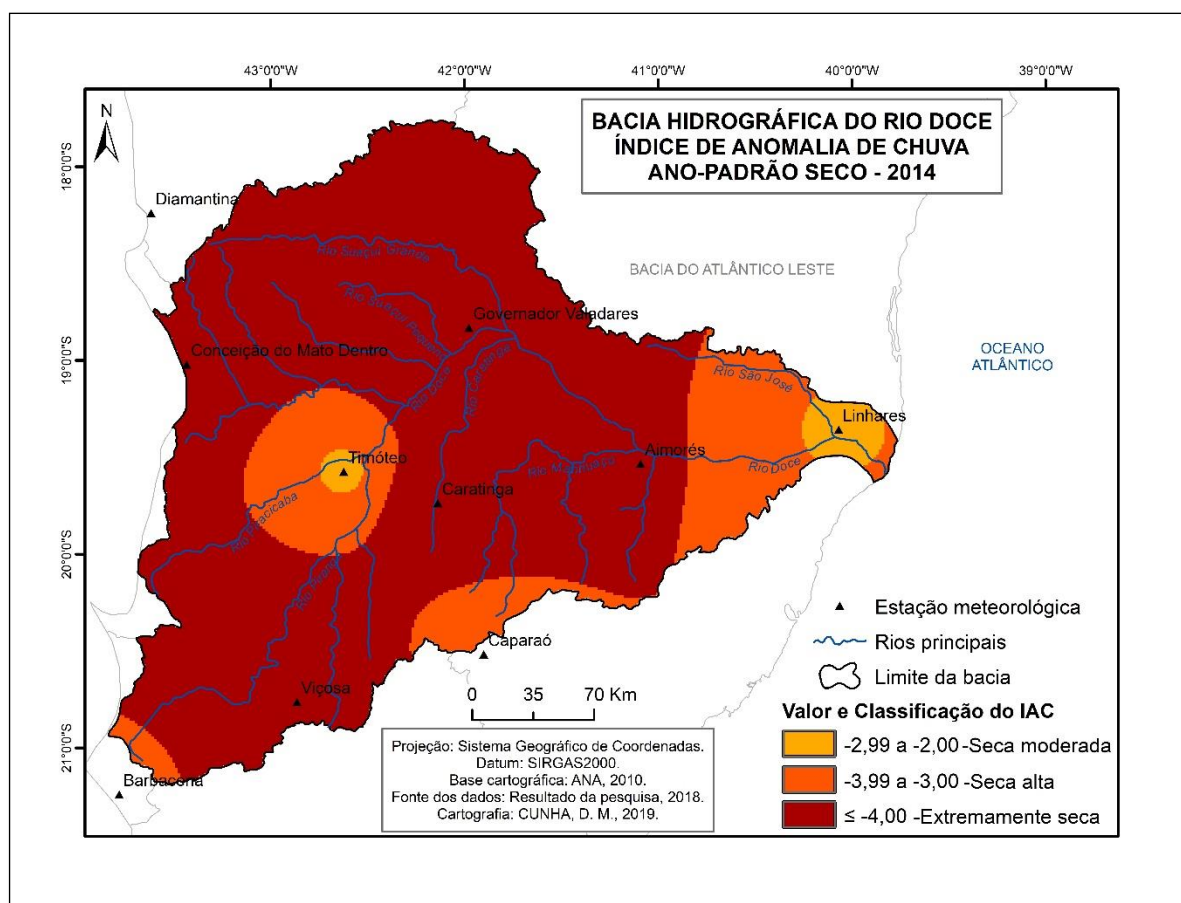
Ainda sobre a Figura 52, observa-se que os meses de abril e setembro se destacaram como os meses que registraram uma espacialização das chuvas bem diferente do verificado nos demais anos-padrão. No mês de abril, verificam-se volumes de precipitação muito superior ao esperado, enquanto no mês de setembro os volumes foram muito baixos. Tais volumes de

precipitação, tanto da estação seca como da chuvosa irão, por conseguinte, influenciar nas anomalias de chuva conforme apresentado a seguir.

4.3.4.1 Anomalias de chuva no ano-padrão seco

Os baixos volumes de precipitação ocorridos no ano de 2014 na BH do Rio Doce contribuíram para o registro de índices de anomalias de chuva negativos, os quais foram de -2,99 a valores inferiores a -4,00, ou seja, a bacia dividiu-se em áreas de seca moderada, seca alta e extremamente seca (Figura 53).

Figura 53 – Mapa da anomalia de chuva anual da BH do Rio Doce no ano-padrão seco – 2014



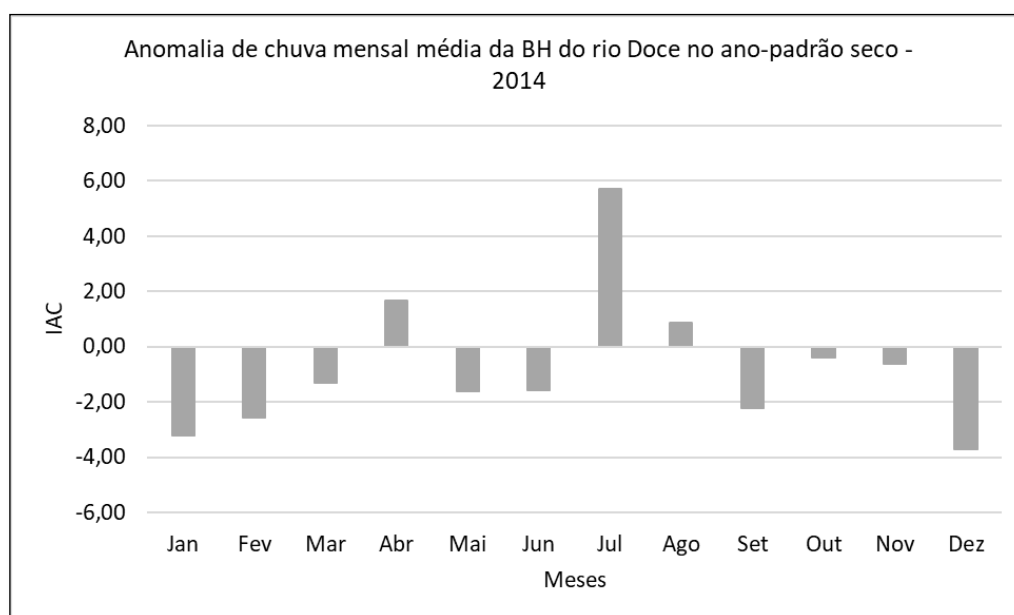
Fonte: Resultado da pesquisa.

As áreas de seca moderada ficaram restritas ao entorno das estações de Timóteo e Linhares as quais foram margeadas por áreas de seca alta. A seca alta também ocorreu em um pequeno entorno das estações de Caparaó e Barbacena. Por fim, a maior parte do território da

bacia registrou valor de IAC igual ou menor a -4,00, sendo assim, classificado como áreas extremamente secas durante o ano de 2014 (Figura 53).

O índice anual registrado e espacializado é também explicado pelas anomalias de chuva mensais médias registradas no Gráfico 38. Por intermédio do gráfico observa-se que nove dos doze meses do ano de 2014 tiveram IAC negativo. Destaca-se ainda que, desses nove meses, seis são meses da estação chuvosa (outubro a março), ou seja, o IAC negativo ocorreu primordialmente nos meses com maiores volumes de chuva, o que contribuiu para a classificação do ano como seco. Os meses de dezembro, janeiro e fevereiro destacaram-se como sendo os que registraram, em média, os valores negativos mais baixos, fazendo com estes tenham sido classificados como meses de seca moderada à alta (Figura 53).

Gráfico 38 – Anomalias de chuva mensais médias da BH do Rio Doce no ano-padrão seco – 2014

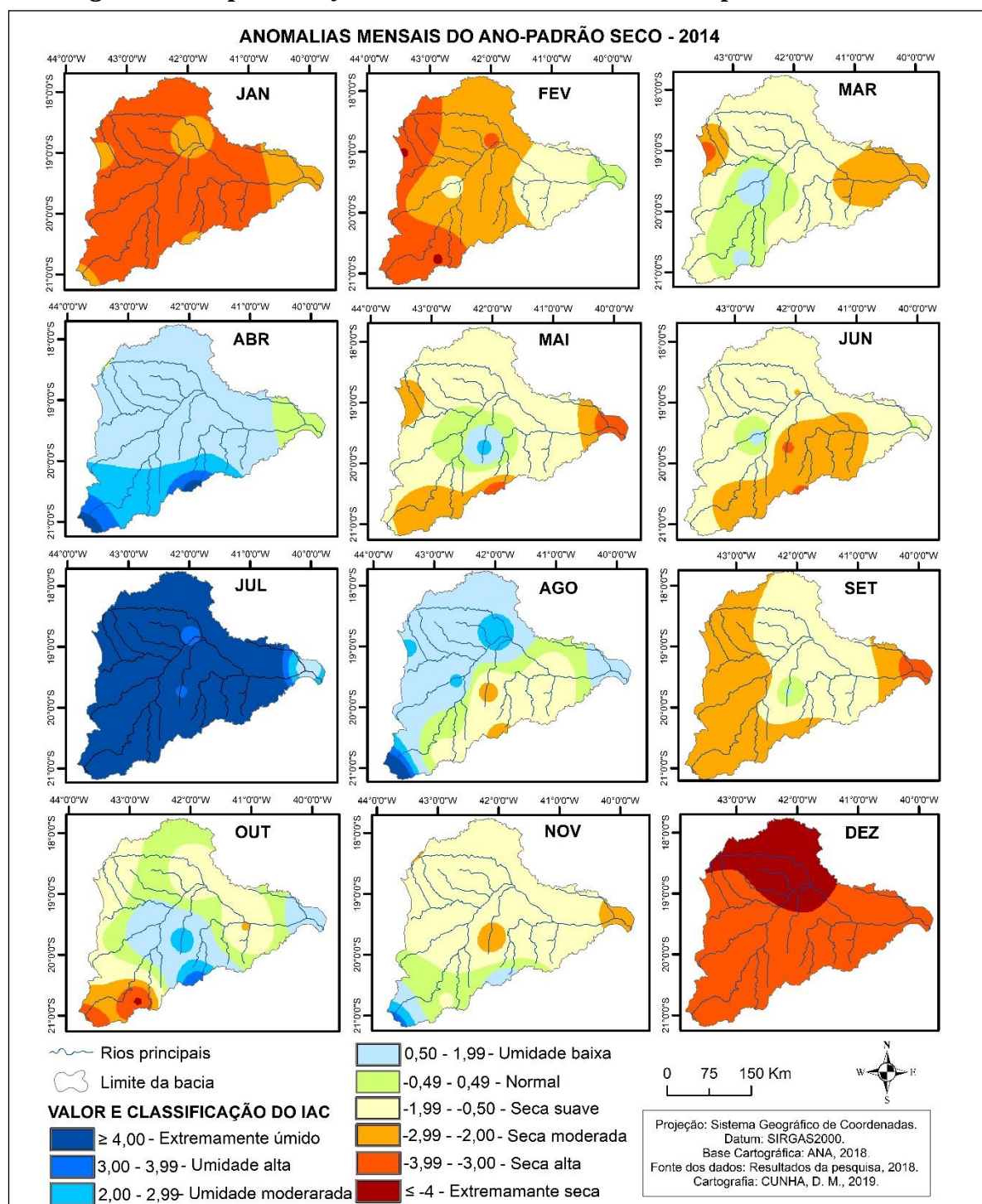


Fonte: Resultado da pesquisa.

Ao contrário do que normalmente ocorre na bacia, os meses de julho, abril e agosto foram meses chuvosos e por consequência, registraram anomalias positivas. O mês de julho destacou-se no período como um mês extremamente úmido, o que não implica alto volume de precipitação, já que a média de chuvas do mês registrou, em média, em torno dos 13 mm (Gráfico 38).

A espacialização das anomalias de chuva do ano-padrão seco de 2014 é apresentada na Figura 54.

Figura 54 – Espacialização das anomalias mensais do ano-padrão seco – 2014



Fonte: Resultado da pesquisa.

Na Figura 54, observa-se seca generalizada na bacia, especialmente nos meses chuvosos de dezembro e janeiro. No mês de dezembro de 2014, predominaram na porção norte da bacia baixos volumes de precipitação, o que caracteriza essa região como extremamente seca; já as demais regiões da bacia registraram seca alta. No mês de janeiro, predominou no território da

bacia seca alta seguida de poucas áreas de seca moderada, mais especificamente na porção leste da bacia e no entorno da estação de Governador Valadares (Figura 54).

O mês de fevereiro também se destacou, dentre os meses habitualmente chuvosos, com grandes porções do território da bacia com seca moderada e alta. Nos demais meses chuvosos, março, outubro e novembro, destacaram-se pequenas porções da bacia com seca moderada à alta, poucas porções com valores de umidade positiva e grandes com seca suave, principalmente em novembro e março (Figura 54).

As anomalias de chuva observadas durante os meses chuvosos do ano de 2014 podem ser explicadas, especialmente, por: mês de janeiro – ocorrência de bloqueio atmosférico e um fraco episódio de ZCAS na região Sudeste que não atingiu a bacia; mês de fevereiro – ausência de episódios de ZCAS, tendo ocorrido um fraco no mês de fevereiro sobre a região Sudeste; mês de março – ausência de episódios de ZCAS, tendo ocorrido dois episódios de ZCOU que não chegaram a caracterizar ZCAS e pouco atingiram a bacia; mês de outubro – chuvas isoladas resultantes da atuação de frentes frias em porções da bacia; mês de novembro – dois episódios fracos de ZCAS na região Sudeste que pouco atingiram a bacia; e mês de dezembro – dois episódios fracos de ZCAS na região Sudeste, sendo que apenas o primeiro atingiu a bacia, mas com pouco volume de precipitação (CLIMANÁLISE, 2019).

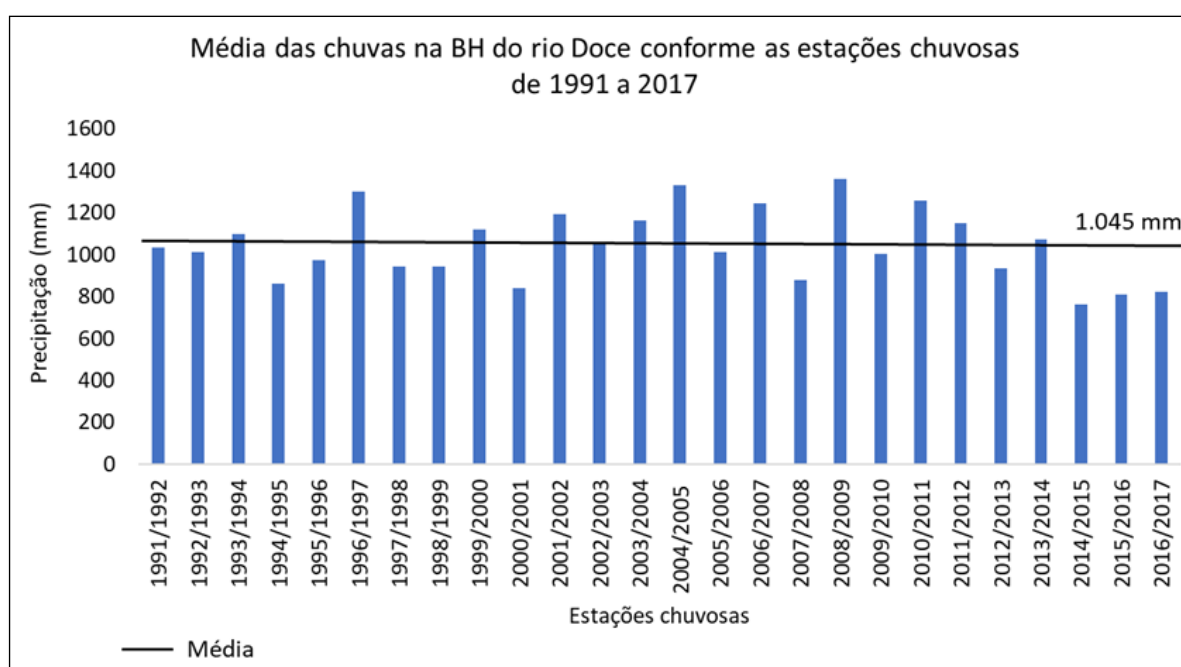
Após verificadas e analisadas as variabilidades temporal e espacial da precipitação na Bacia do Rio Doce por meio dos dados de precipitação e das anomalias de chuva, observou-se que as principais variações quanto ao volume de precipitação e, conseqüentemente, quanto às anomalias de chuva, ocorreram durante a estação chuvosa. E o que determina a maior ou menor atuação de alguns sistemas atmosféricos na bacia durante a estação, produzindo ou inibindo a atuação destes e a formação das chuvas, é a pergunta que se deseja responder no próximo item do capítulo.

4.4 O ritmo das chuvas nas estações chuvosas

Conforme apresentado no item 4.3 do capítulo, os meses da estação chuvosa da Bacia do Rio Doce concentram, em média, 85 % das chuvas anuais, enquanto nos meses da estação seca ocorrem os demais 15 %. Ao considerar as precipitações ocorridas nas estações meteorológicas pesquisadas, somente nas estações chuvosas (outubro a março) – compreendidas entre 1991-2017, nas quais os meses de janeiro, fevereiro e março de 1991, e outubro, novembro e dezembro de 2017 não entraram no cômputo – verificou-se que choveu, em média, na Bacia do Rio Doce cerca de 1.045 mm (Gráfico 39).

Das 26 estações chuvosas obtidas no período de 1991-2017, 12 registraram precipitação igual ou acima da média esperada para essa estação. As estações chuvosas de 1996/1997, 2004/2005, 2006/2007, 2008/2009 e 2010/2011 destacam-se por apresentarem os maiores valores médios de precipitação acima da média da bacia, e também acima de 1.200 mm. Já nas estações chuvosas de 2000/2001, 2014/2015, 2015/2016 e 2016/2017, ocorreram as menores médias de precipitação por estação chuvosa da Bacia do Rio Doce. Todas essas estações chuvosas registraram médias de chuva para a bacia menores que 850 mm (Gráfico 39).

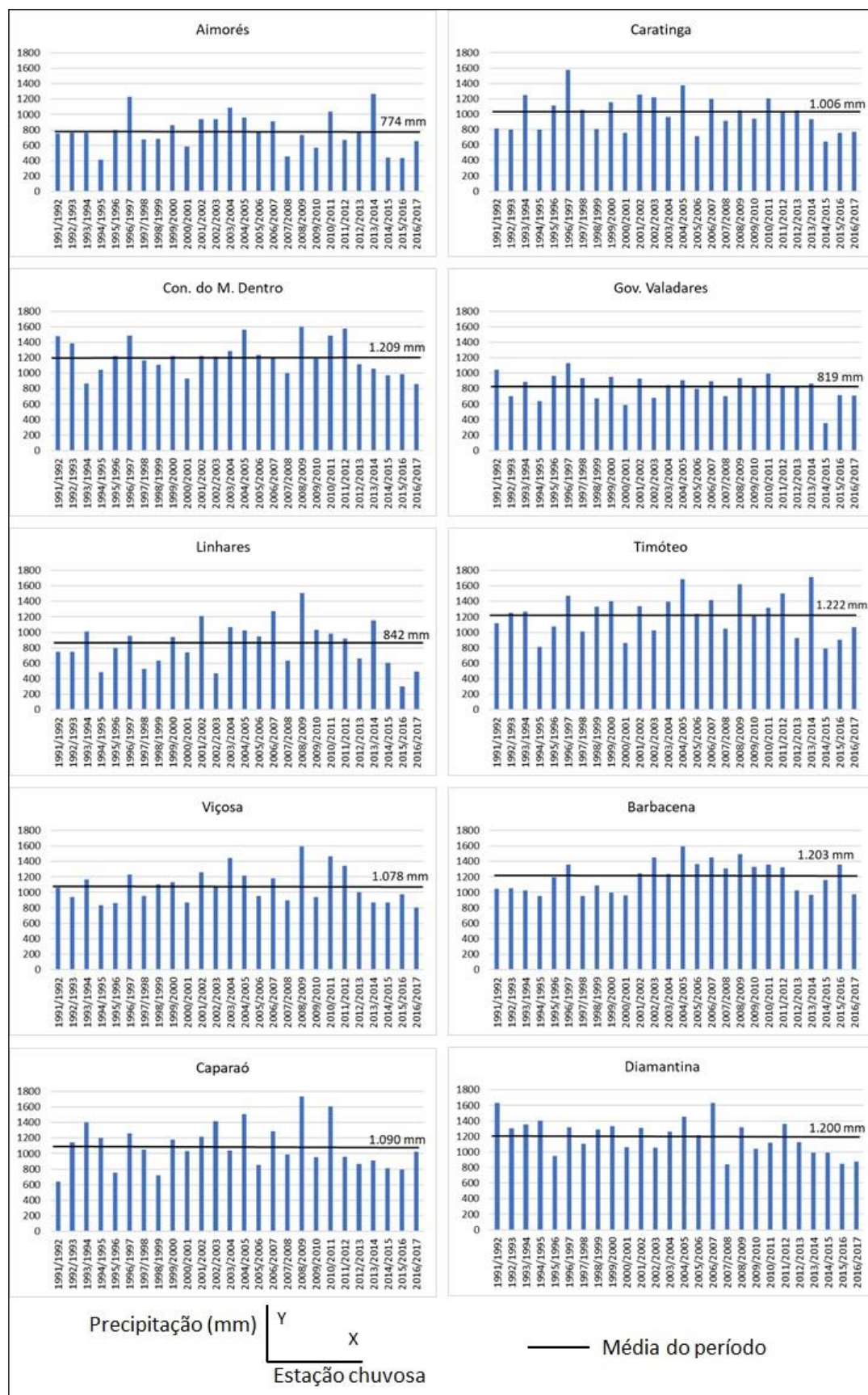
Gráfico 39– Precipitação média na BH do Rio Doce conforme as estações chuvosas de 1991 a 2017



Fonte: Resultado da pesquisa.

A Figura 55 apresenta gráficos das estações meteorológicas nos quais estão representadas a precipitação por estação chuvosa e a média da precipitação para o período por estações chuvosas. As menores médias de precipitação registradas durante as estações chuvosas de 1991-2017 foram as das estações meteorológicas de Aimorés (774 mm), Governador Valadares (819 mm) e Linhares (842 mm). As demais estações meteorológicas registraram médias de precipitação para as estações chuvosas superiores a 1.000 mm, sendo que as maiores médias foram encontradas nas estações de Timóteo (1.222 mm) e Conceição do Mato Dentro (1.209 mm) (Figura 55).

Figura 55 – Gráficos com a distribuição da precipitação média por estação chuvosa das estações meteorológicas da BH do Rio Doce – 1991 a 2017



Fonte: Resultado da pesquisa.

Ainda em relação à média da precipitação para as estações chuvosas das estações meteorológicas, nota-se que em apenas quatro das dez estações meteorológicas predominou estações chuvosas com chuvas acima da média. Tal característica é observada nas estações de Caratinga, CMD, Linhares e Diamantina, nas quais ocorreram quatorze estações chuvosas com chuvas acima da média e, por consequência, treze estações chuvosas com chuvas abaixo da média. Nas demais estações meteorológicas, nas quais predominou estações chuvosas com chuvas abaixo da média, destaca-se os registros da estação de Timóteo com dezessete estações chuvosas com chuvas abaixo da média. Nas estações de Aimorés e Governador Valadares, quinze estações chuvosas registraram chuvas abaixo da média. Já nas estações de Barbacena, Caparaó e Viçosa quatorze estações chuvosas registraram chuvas abaixo da média (Figura 55).

Observa-se uma certa similaridade geográfica em relação à localização e/ou altitude das estações meteorológicas e suas médias de precipitação para a estação chuvosa. Tal situação pode ser identificada, por exemplo, entre as estações meteorológicas de Aimorés e Governador Valadares, ambas localizadas na Depressão Interplanáltica do Rio Doce, região mais central da bacia, e entre Conceição do Mato Dentro e Diamantina, localizadas a sotavento da Serra do Espinhaço, porção oeste/noroeste da bacia. A similaridade geográfica referida é um fator estático que irá influenciar tanto no processo de formação das chuvas/da instabilidade como na atuação dos sistemas atmosféricos produtores do tempo.

Destaca-se também uma similaridade geográfica entre as estações de Barbacena e Viçosa, ambas localizadas na porção sudoeste da bacia, na região da Serra da Mantiqueira, a qual atua na produção de chuvas locais e favorece a atuação de sistemas como as massas polares e frentes frias. Linhares, por sua vez, possui uma localização diferenciada diante das demais estações meteorológicas, pois é a única litorânea e, por consequência, a mais exposta a determinados sistemas atmosféricos que se originam no litoral, como a Massa Tropical Atlântica, que pode atuar na porção litorânea oferecendo umidade, e chega à porção continentalizada da bacia mais seca. Em relação à estação de Timóteo, destaca-se que seus dados resultaram da junção dos dados da estação Usiminas, localizada em Ipatinga, com os da estação de Timóteo, e que tal fato pode justificar sua condição de média diferenciada em relação, principalmente, às estações com média negativa.

A atuação dos sistemas atmosféricos no processo de produção e a tendência da precipitação na BH do Rio Doce serão melhor analisadas nos próximos subitens, que tratarão da análise do ritmo das chuvas nas estações chuvosas. Antes, porém, no subitem que segue a este, apresentam-se as anomalias de chuva ocorridas durante as estações chuvosas da Bacia do Rio Doce e sua relação com o fenômeno ENOS.

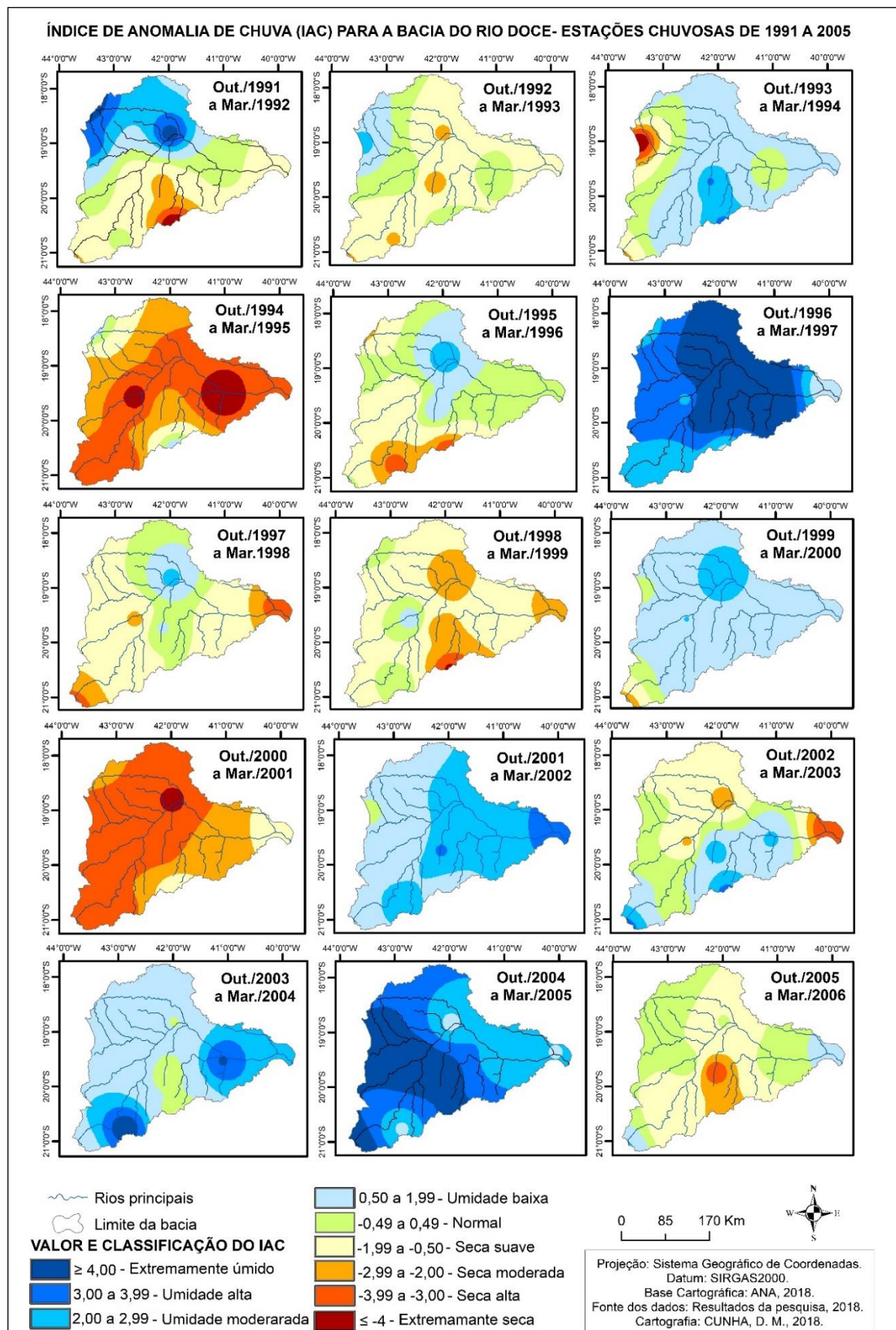
4.4.1 Anomalias de chuva nas estações chuvosas e o fenômeno ENOS

Durante o período de estudo, 1991-2017, ocorreram 26 estações chuvosas na Bacia do Rio Doce. Destas, destaca-se que nove foram úmidas, oito foram secas e outras nove foram habituais. As nove estações chuvosas com as maiores anomalias positivas de precipitação espacializadas em grande parte da bacia foram: 1993/1994, 1996/1997, 1999/2000, 2001/2002, 2003/2004, 2004/2005, 2006/2007, 2008/2009 e 2010/2011. Dentre as nove estações chuvosas úmidas, cinco ocorreram durante a década de 2000-2010 (figuras 56 e 57).

As oito estações chuvosas secas da bacia ocorreram em: 1994/1995, 1998/1999, 2000/2001, 2007/2008, 2012/2013, 2014/2015, 2015/2016 e 2016/2017. Observa-se que as três últimas estações chuvosas compreendidas no período da pesquisa se destacam por terem sido secas e, além disso, na estação de 2014/2015 foi registrada a maior área da bacia com anomalia de chuva negativa classificada como extremamente seca. A estação chuvosa seca de 2014/2015 também se destaca junto com as estações chuvosas secas de 2000/2001 e de 2016/2017, por serem as únicas que apresentaram em todo o território da bacia somente anomalias de chuva negativas, as quais variaram de seca suave a extremamente seca (figuras 56 e 57).

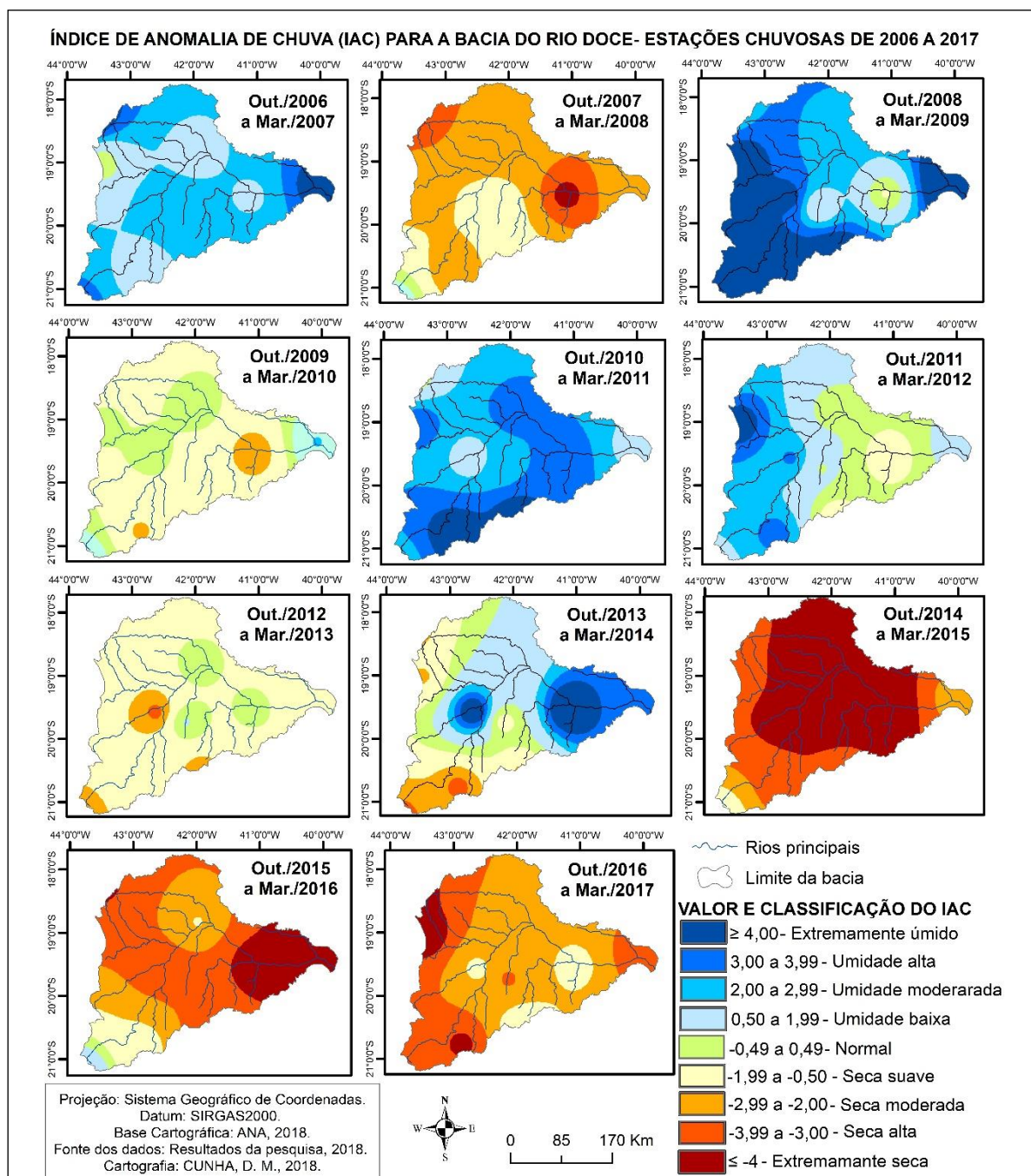
Para o estabelecimento das estações chuvosas habituais, consideraram-se as estações chuvosas nas quais foram espacializadas no território da bacia maiores áreas de classificação do IAC normal seguidas de uma distribuição junto a esta tanto de anomalias positivas como negativas. Verifica-se, durante o período de estudo, a ocorrência de nove estações chuvosas habituais, sendo quatro concentradas na primeira década do período em estudo: 1991/1992, 1992/1993, 1995/1996, 1997/1998, 2002/2003, 2005/2006, 2009/2010, 2011/2012 e 2013/2014. Pode-se ainda afirmar sobre as estações chuvosas habituais que há aquelas que, além de apresentarem espacializadas anomalias normais junto com as anomalias positivas e negativas, apresentaram também uma tendência para umidade ou para a seca, quando em áreas maiores da bacia se destacaram ora o IAC positivo, ora o IAC negativo, respectivamente. Tal fato pode ser observado nas estações chuvosas habituais de 2011/2012 e de 2013/2014, nas quais se destacaram na bacia áreas com IAC positivo, inclusive com trecho extremamente úmido, e nas estações chuvosas habituais de 1992/1993, 1997/1998, 2005/2006 e 2009/2010, com destaque para áreas de IAC negativo, sobretudo de seca suave (figuras 56 e 57).

Figura 56 – Espacialização do IAC na BH do Rio Doce – estações chuvosas de 1991 a 2005



Fonte: Resultado da pesquisa.

Figura 57 – Espacialização do IAC na BH do Rio Doce – estações chuvosas de 1991 a 2005



Fonte: Resultado da pesquisa.

Contabilizando as estações chuvosas secas com as estações chuvosas habituais com tendência para a seca, e as estações chuvosas úmidas com as estações chuvosas habituais com tendência para a umidade, verifica-se que das 26 estações chuvosas estudadas, 12 foram secas ou mais tendentes à seca, enquanto 12 foram úmidas ou mais tendentes à umidade, e somente duas fundamentalmente foram habituais.

A análise sazonal do padrão de distribuição do IAC permite uma percepção da variação das chuvas na bacia nas estações chuvosas e a verificação da relação ou não dessa variabilidade com a atuação do fenômeno atmosférico ENOS. A variabilidade dos padrões das estações chuvosas não apresentou relação com os fenômenos El Niño e La Niña. Os padrões habitual, úmido e seco de precipitação das estações chuvosas ocorreram tanto em anos neutros como em anos de ENOS positivos e negativos (Tabela 12).

Tabela 12– Estações chuvosas e a atuação do El Niño e do La Niña

Estação chuvosa	Padrão	ENOS	Intensidade
1991/1992	Habitual	El Niño	Moderada
1992/1993	Habitual	Neutro	Neutra
1993/1994	Úmido	Neutro	Neutra
1994/1995	Seco	El Niño	Fraca
1995/1996	Habitual	La Niña	Fraca
1996/1997	Úmido	Neutro	Neutra
1997/1998	Habitual	El Niño	Forte
1998/1999	Seco	La Niña	Moderada
1999/2000	Úmido	La Niña	Moderada
2000/2001	Seco	La Niña	Fraca
2001/2002	Úmido	Neutro	Neutra
2002/2003	Habitual	El Niño	Fraca
2003/2004	Úmido	Neutro	Neutra
2004/2005	Úmido	El Niño	Fraca
2005/2006	Habitual	La Niña	Fraca
2006/2007	Úmido	El Niño	Fraca
2007/2008	Seco	La Niña	Moderada
2008/2009	Úmido	La Niña	Fraca
2009/2010	Habitual	El Niño	Moderada
2010/2011	Úmido	La Niña	Moderada
2011/2012	Habitual	La Niña	Fraca
2012/2013	Seco	Neutro	Neutra
2013/2014	Habitual	Neutro	Neutra
2014/2015	Seco	El Niño	Fraca
2015/2016	Seco	El Niño	Forte
2016/2017	Seco	Neutro	Neutra

Fonte: Resultado da pesquisa; NOAA (2018).

Nota: Para a obtenção da intensidade do ENOS por estação chuvosa, utilizou-se o valor do IOS da região 3.4 fornecido pela NOAA. Calculou-se a média dos seis meses referente à estação chuvosa em estudo, sendo posteriormente classificada a intensidade do fenômeno ENOS segundo metodologia do Golden Gate Weather Services (2008).

O El Niño e o La Niña predominaram, ambos, em nove estações chuvosas, sendo que o La Niña não foi registrado com intensidade forte em nenhuma estação. Nas demais, oito estações chuvosas, não ocorreram ENOS positivos ou negativos, sendo, assim, de neutralidade. Observa-se nas estações chuvosas escolhidas como exemplo de padrão úmido e seco para análise do ritmo das chuvas que há uma relação do padrão para o ENOS ocorrido. Na estação chuvosa úmida de 2010/2011, ocorreu um La Niña de intensidade moderada; e na estação chuvosa seca de 2014/2015, ocorreu um El Niño de fraca intensidade. Na estação chuvosa seguinte a essa última, 2015/2016, ocorreu um El Niño de intensidade forte que, no entanto, não ocasionou seca tão severa como na estação de 2014/2015 (Tabela 12).

Nas duas estações chuvosas em que o El Niño foi de forte intensidade, ocorreram os padrões habitual e seco, tendo sido o habitual com tendência a seco (1997/1998). O El Niño de intensidade moderada também ocorreu em duas estações, sendo registrado somente o padrão habitual, no qual um foi tendente a seco (2009/2010); e o El Niño de intensidade fraca foi o mais registrado, ocorrendo cinco casos: dois em padrão úmido, dois em padrão seco e um em padrão habitual. Nota-se, assim, que em estações chuvosas com ocorrência de El Niño houve um predomínio do padrão habitual (quatro), seguido do seco (três) e do úmido (dois) (Tabela 13).

Tabela 13– Número de estações chuvosas segundo os padrões habitual, úmido e seco por intensidade do ENOS

ENOS	Intensidade	Padrão da estação chuvosa		
		Habitual	Úmido	Seco
El Niño	Fraco	1	2	2
	Moderado	2		
	Forte	1		1
Neutro	Neutro	2	4	2
La Niña	Fraca	3	1	1
	Moderada		2	2

Fonte: Resultado da pesquisa.

O La Niña também foi registrado em nove estações chuvosas, especificamente nas intensidades moderada e fraca. Os quatro registros de La Niña de intensidade moderada ficaram divididos entre os casos de padrões úmido e seco. Dos cinco registros de La Niña de fraca intensidade, três casos foram de padrão habitual, dos quais um foi tendente a seco (2005/2006) e outro tendente a úmido (2011/2012), e os outros dois casos foram de padrões seco e úmido.

Observa-se que nos anos de La Niña os padrões de precipitação das estações chuvosas ocorreram de forma equiparada (Tabela 13).

Nas estações chuvosas sem registro de El Niño ou La Niña, ou seja, nas estações em que o IOS foi neutro, houve o predomínio do padrão úmido, quatro casos, seguido com igual número de casos, dois cada, dos padrões habitual e seco, sendo que, um padrão habitual era tendente a seco e o outro tendente a úmido (Tabela 13).

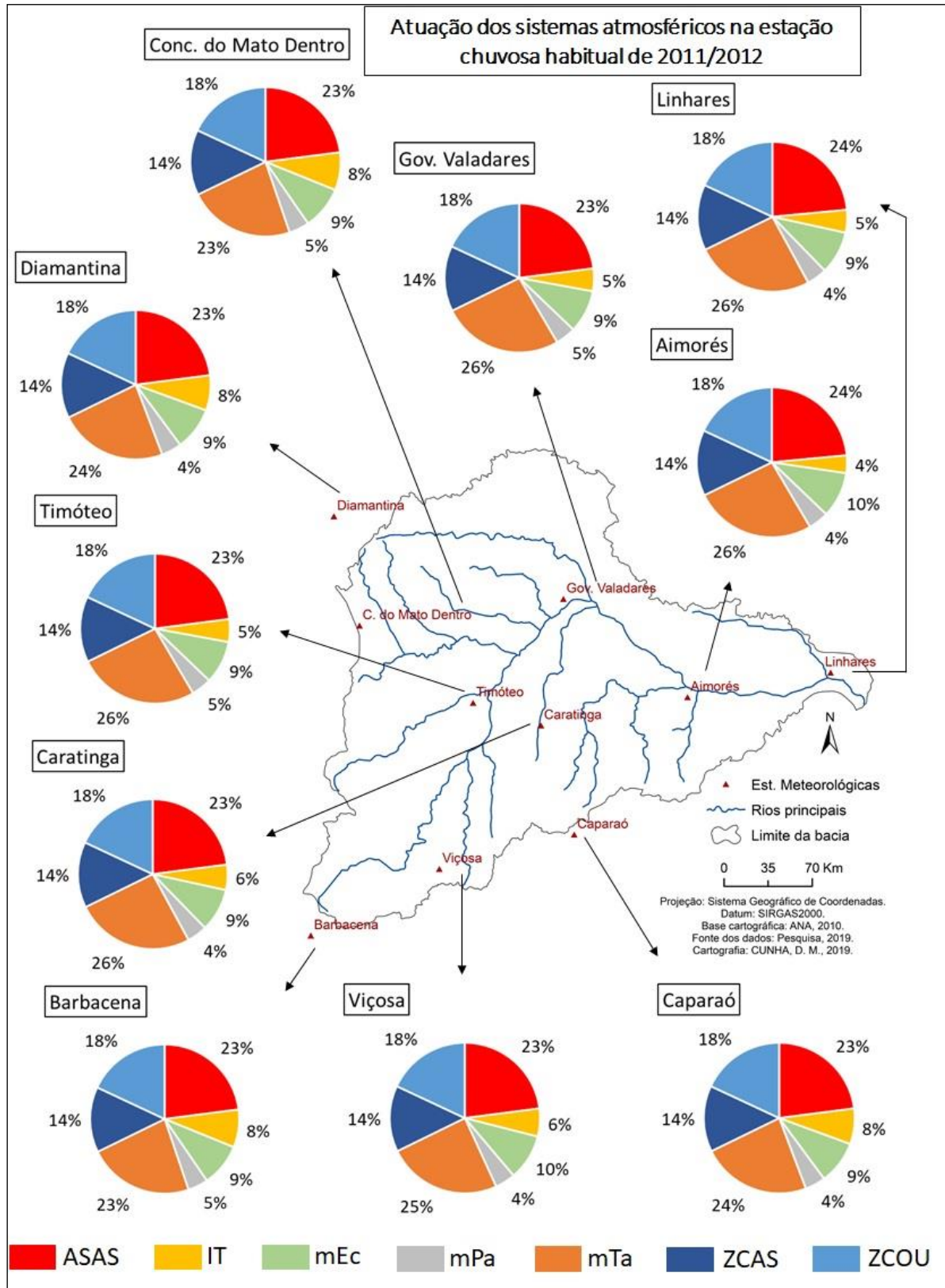
Após ser observado que os fenômenos El Niño e La Niña não apresentaram relação com o padrão de distribuição das chuvas durante as estações chuvosas estudadas, nos próximos subitens, por meio da análise do ritmo das chuvas em cada estação chuvosa padrão, será analisado se há relação da distribuição das chuvas com a OMJ, tal como também quais sistemas atmosféricos atuaram e foram responsáveis pela ocorrência ou não de chuvas na bacia durante as estações chuvosas padrão.

4.4.2 Análise do ritmo das chuvas na estação chuvosa habitual – 2011/2012

Na estação chuvosa habitual de outubro de 2011 a março de 2012, predominou no território da bacia a atuação de sistemas atmosféricos de origem tropical, conforme o esperado devido à sua localização latitudinal e ao período do ano – verão. A consideração anterior, posição latitudinal da bacia, junto com a sua extensão territorial, justificam também a pequena variação da atuação dos sistemas atmosféricos de uma estação meteorológica para outra, tanto as localizadas dentro da bacia como as que estão em seu entorno (Figura 58).

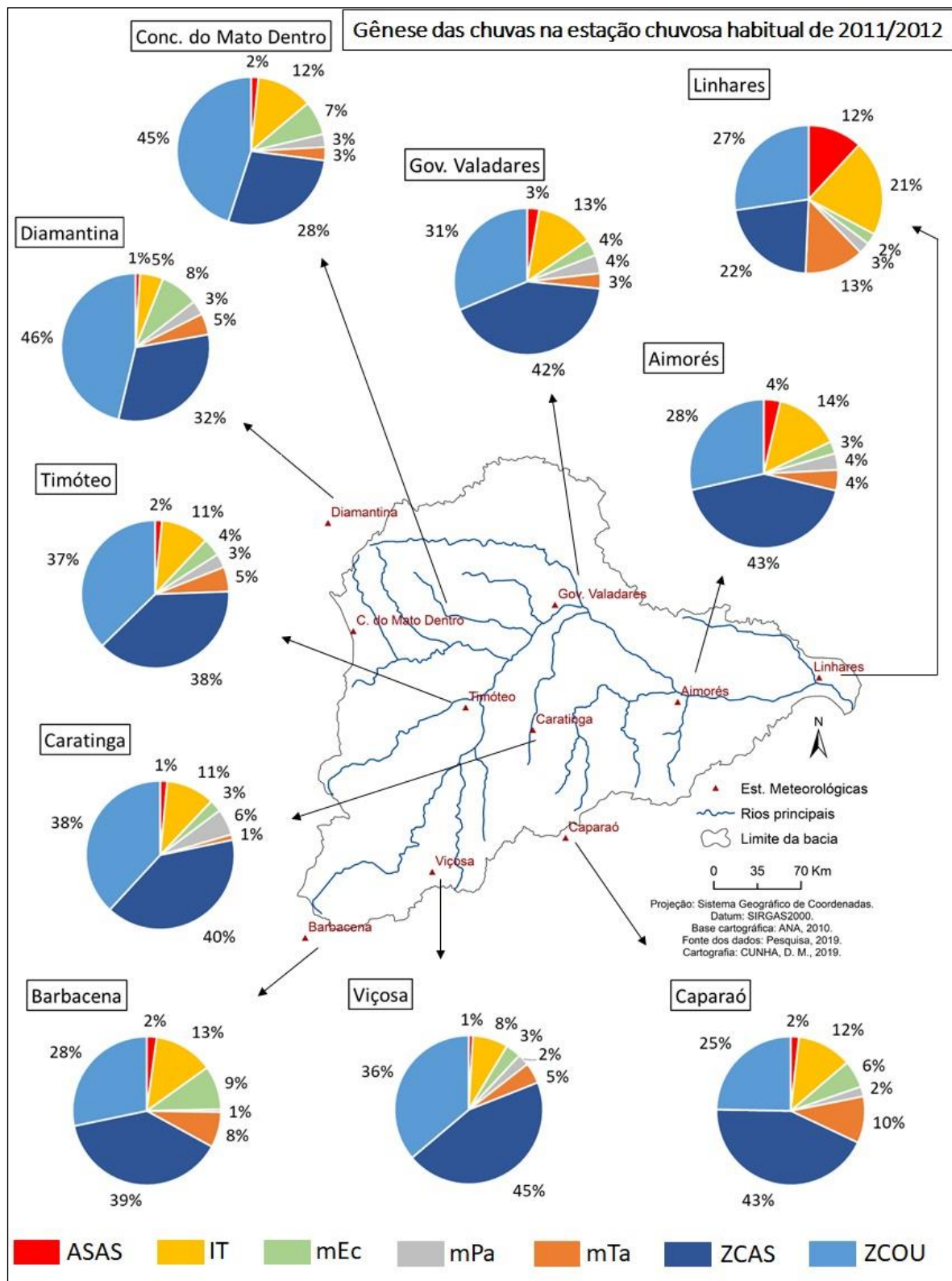
Dos sistemas tropicais que mais atuaram sobre a bacia durante a estação chuvosa habitual, destaca-se a Massa Tropical Atlântica – mTa e a Alta Subtropical do Atlântico Sul – ASAS, ambos os sistemas relacionados à gênese de pouquíssima chuva na bacia. De acordo com a Figura 58, observa-se que, em média, os dois sistemas atuaram em cerca de 48 % dos dias da estação chuvosa habitual, e que a atuação de ambos possui valor relativo muito próximo. Um pouco maior relaciona-se a atuação da mTa, com 25 %, e consequentemente, da ASAS, com 23 %. Todavia, como já comentado e esperado, em média esses sistemas foram responsáveis pela gênese de apenas 9 % das chuvas ocorridas na bacia durante a estação chuvosa habitual, tendo sido 6 %, em média, resultante da atuação da mTa, e 3 % decorrente da atuação da ASAS (Figura 59).

Figura 58 – Atuação espacial dos sistemas atmosféricos na Bacia Hidrográfica do Rio Doce durante a estação chuvosa habitual de 2011/2012



Fonte: Resultado da pesquisa.

Figura 59 – Gênese das chuvas ocorridas na Bacia Hidrográfica do Rio Doce durante a estação chuvosa habitual de 2011/2012



Fonte: Resultado da pesquisa.

A mTa origina-se de uma região de alta pressão atmosférica no oceano Atlântico, a ASAS, e atua de forma mais enfraquecida na região continental da bacia durante os meses mais

quentes do ano. Por outro lado, é no verão que suas camadas inferiores podem acumular umidade e originar nuvens cúmulus de pequena extensão vertical, que atuam no litoral ocasionando chuvas. Em seguida, elas avançam para a área continental, com característica de uma massa mais quente e seca, e no interior da bacia ocasionalmente geram chuvas, estando estas mais relacionadas ao contato da mTa com as regiões de maiores altitudes. Essas características justificam o maior percentual de chuvas provenientes da mTa, principalmente na estação litorânea de Linhares (13 %) e nas estações de maior altitude da bacia, localizadas em sua porção sul, Caparaó (10 %) e Barbacena (8%) (Figura 59).

A ASAS é um anticiclone constituído de ar quente no qual a pressão decresce com a altitude de forma lenta. O ar seco subsidente característico desse sistema aquece a atmosfera à medida que desce, provocando a diminuição da umidade relativa e tornando a atmosfera estável, com tempo seco e sem nebulosidade. Por essas características, a ASAS comumente não está associada à gênese de chuvas, salvo em situações em que o sistema se encontra enfraquecido ou em que, especialmente no verão, atuando na porção mais litorânea, empurre umidade dessa região para as áreas continentais próximas. Por essa atuação, como pode ser observado na Figura 59, ocasiona maior umidade nas estações litorâneas, especialmente em Linhares, onde foi responsável pela ocorrência de 12 % das chuvas. Nas demais regiões da bacia, a atuação persistente da ASAS por um período maior de tempo pode ocasionar um bloqueio atmosférico que impede a formação de chuvas por convecção e a atuação de sistemas geradores destas, o que justifica sua baixa relação com a gênese das chuvas nas demais porções da bacia (Figura 59).

A Zona de Convergência de Umidade – ZCOU e a Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS atuaram em média em 23 % dos dias da estação chuvosa habitual da BH do Rio Doce (Figura 58). E foram responsáveis por cerca de 71 % da gênese das chuvas na bacia. A ZCAS foi responsável por cerca de 37 % das chuvas ocorridas na bacia, enquanto que a ZCOU está relacionada, em média, à gênese de 24 % das chuvas (Figura 59).

A ZCAS é um sistema atmosférico associado e, ao mesmo tempo, resultante da atuação de outros sistemas, como o avanço de frentes. Ela se caracteriza por uma alongada faixa de nebulosidade que se estende da Amazônia ao Oceano Atlântico, posicionando-se, ora mais ao norte, ora mais ao sul e/ou ora mais ao centro da região sudeste e, consequentemente da BH do Rio Doce. Na estação chuvosa habitual, observou-se que a atuação da ZCAS esteve mais relacionada, em termos de valores relativos, à gênese das chuvas das estações meteorológicas localizadas na porção mais interior da bacia (Aimorés, Governador Valadares e Caratinga), excetuando-se as estações de Viçosa e Caparaó, localizadas no sul e que apresentam maiores

valores relativos de chuvas decorrentes da ZCAS – 45 % e 43 % respectivamente. O menor valor relativo se encontra na estação de Linhares, onde a ZCAS foi responsável por 22 % das chuvas ocorridas durante essa estação chuvosa (Figura 59).

A ZCOU se assemelha a ZCAS, pois também é uma zona de convergência de umidade caracterizada por muita nebulosidade e precipitação. Esses sistemas irão se diferenciar basicamente pela duração e pelo padrão de escoamento. Observar-se-á que o padrão de escoamento poderá se sobrepor ao critério de duração, posto que, é possível encontrar ZCOU com duração de mais de três dias. Pode, também, neste caso, a ZCOU ser atribuída a uma ZCAS estabelecida previamente, mas em processo de dissipação, com a possibilidade de identificação de uma organização da banda de nebulosidade.

Por essas características, e em especial, em virtude do padrão de escoamento em baixos e médios níveis, a ZCOU se associa a um menor volume de precipitação em relação à ZCAS, pois, conforme se pode observar na estação chuvosa habitual, mesmo a ZCOU tendo atuado tanto ou um pouco mais que a ZCAS, ela se relaciona em média à gênese de 34 % das chuvas ocorridas na bacia, valor relativo um pouco abaixo ao da ZCAS. Ainda em relação à ZCOU, observa-se que sua maior participação em valores relativos na gênese das chuvas ocorreu nas estações meteorológicas situadas no oeste-noroeste da bacia, Diamantina e Conceição do Mato Dentro, nas quais ela foi responsável, respectivamente, por 46 % e 45 % da gênese das chuvas. A estação de Caparaó registrou a menor participação da ZCOU na gênese de suas chuvas, 25% (Figura 59).

Os sistemas atmosféricos que registraram menor atuação durante a estação chuvosa habitual foram a Massa Equatorial Continental – mEC, as Instabilidades Tropicais – IT e a Massa Polar Atlântica – mPa. Esses sistemas, juntos, atuaram em média em 20 % dos dias na bacia, sendo que a mEc atuou em média em 9%, as IT em 7 % e a mPa em 4 % dos dias. Além da baixa atuação, eles também foram responsáveis, juntos, pela gênese, em média, de 20 % das chuvas ocorridas na bacia. As IT, mesmo com menor atuação, geraram 12 % das chuvas, um volume superior ao da mEc, de 5 %, e a mPa foi responsável pela gênese de apenas 3 % das chuvas, em média, na bacia (figuras 58 e 59).

A mEc é uma massa de ar quente e úmida. Ela possui características do seu local de origem, ou seja, alta concentração de umidade nas camadas superiores da atmosfera resultante da evapotranspiração da floresta amazônica e da evaporação dos corpos hídricos dessa região, tal como da evaporação oceânica transportada pelos alísios. Todavia, ao chegar à região da BH do Rio Doce, a mEc, em seu percurso, pode perder parte de suas características, principalmente

a umidade e, por consequência, não ocasionar o valor relativo de gênese de chuvas (em média 5 %) proporcional ao seu tempo de atuação na bacia (em média 9 %) (figuras 58 e 59).

As IT resultam da aproximação de massas de ar com características diferentes da massa de ar local, do avanço de frentes frias ou da termodinâmica da atmosfera, especialmente em regiões de maior altitude. A maior participação desse sistema na gênese das chuvas durante a estação chuvosa habitual ocorreu na estação de Linhares (21 %), já a menor ocorreu na estação de Diamantina (5 %), e nas demais estações a participação ocorreu com valores relativamente próximos (Figura 59).

A mPa normalmente está associada ao avanço de frentes e, mesmo quando essas frentes se dirigem para a região oceânica, a mPa, por estar em sua retaguarda, pode avançar pela região continental. Assim, ao avançar pelo continente, especialmente no verão, ela vai perdendo suas características originais – massa de ar estável, fria e seca – e adquirindo calor e umidade, podendo, dessa maneira, ocasionar chuvas. Contudo, por se tratar de um sistema atmosférico extratropical, a mPa atua e atuou, como já observado, em poucos dias durante a estação chuvosa habitual, destacando-se com valores um pouco maiores nas estações localizadas no interior da bacia (Figura 59). Em consequência de sua baixa atuação, e também de suas características, ela participa muito pouco da gênese das chuvas na bacia, inclusive nas estações meteorológicas onde mais atuou, o que demonstra proporcionalmente uma maior importância dos outros sistemas no fornecimento de chuvas para a bacia.

Observa-se em relação aos sistemas atmosféricos que menos produziram chuvas durante a estação chuvosa habitual – mPa, ASAS, mTa e mEc – que excetuando-se a primeira, os demais ocorreram em diferentes fases e intensidades da OMJ, destacando-se, contudo, que a atuação desses sistemas ocorreu predominantemente, independente do volume de chuvas, em situação de OMJ de forte intensidade. A mPa ocorreu nas fases 1, 2 e 3 da OMJ, e predominantemente em intensidade forte da OMJ. Esse sistema ocasionou chuva diária igual ou superior a 20 mm somente nas estações de Caratinga, maior registro – 52 mm, CMD, Diamantina, Timóteo e Viçosa, sendo que, apenas em Diamantina o volume de chuva ocorreu na intensidade forte da OMJ, as demais foram todas em OMJ fraca (Apêndice A).

A ASAS atuou em todas as fases da OMJ e principalmente em OMJ de forte intensidade. Ela ocasionou apenas dois registros de chuvas diários acima de 20 mm que ocorreram na estação de Linhares e em forte intensidade da OMJ, que estava na fase 2. A mTa teve atuação igual à da ASAS em relação às fases e intensidades da OMJ. Esse sistema ocasionou precipitações diárias igual ou superior a 20 mm apenas em cinco estações meteorológicas – Barbacena, Caparaó, Diamantina, Linhares e Timóteo, sendo que apenas na última o registro

foi superior a 30 mm, e eles ocorreram principalmente em OMJ de forte intensidade (Apêndice A).

A mEc, na estação chuvosa habitual, mesmo tendo tido uma atuação em número de dias superior às IT, esteve relacionada a gênese de um baixo volume de chuvas, somente 5 %. Ela atuou mais em dias de OMJ de forte intensidade, contudo, todos os registros de chuvas diários iguais ou superiores a 20 mm ocorreram em OMJ de fraca intensidade e na fase 8. Tais registros ocorreram em sete estações: Barbacena, Caparaó, Caratinga, CMD, Diamantina, Timóteo e Viçosa, todos no dia 15 de novembro, com destaque para as estações de CMD e Diamantina nas quais choveu, respectivamente, 92 mm e 75 mm (Apêndice A). No geral, não foi observada uma tendência entre a intensidade da OMJ e a intensidade da precipitação originada tanto da mEc como da mPa, da ASAS e da mTa (Apêndice A).

Em relação aos sistemas que mais produziram chuvas durante a estação chuvosa habitual, observa-se que eles também estão relacionados a diferentes fases da OMJ. Sete episódios de ZCAS se destacaram durante essa estação chuvosa em todas as estações meteorológicas da bacia, e eles ocorreram durante as fases 1, 4, 5 e 6 da OMJ, sendo que na fase 4 ocorreram dois episódios. Nota-se que o volume de chuvas resultante da atuação da ZCAS independe da fase da OMJ, uma vez que em uma mesma fase pode ocorrer alto e baixo volume de precipitação. Durante as fases 2, 3, 7 e 8 da OMJ não ocorreu episódio de ZCAS na estação chuvosa habitual (Apêndice A).

Depois da ZCAS, o sistema que mais provocou chuvas foi a ZCOU. Quatro dos seis episódios mais longos da ZCOU ocorreram predominantemente durante a fase 6 da OMJ, em dois destes de forma concomitante as fases 6 e 7. Os outros episódios mais longos ocorreram nas fases 3, 4 e 7 e episódios mais curtos nas fases 1, 2, 5 e 8. As IT são um sistema atmosférico que também se destacou na gênese das chuvas durante a estação chuvosa habitual. Elas ocorreram sempre em forma de eventos isolados, com duração de um a dois dias e em diferentes fases da OMJ: 1, 2, 3, 5 e 6. Na fase 7 da OMJ, foram registradas IT apenas nas estações de Barbacena, Caparaó e Viçosa; dessa forma, somente nas fases 4 e 8 não ocorreu nenhum registro de IT. Observa-se também em relação à ZCOU e às IT que a fase da OMJ não é determinante de volume de precipitação, posto que, assim como ocorrido na ZCAS, em uma mesma fase foi identificado alto e baixo volume de precipitação (Apêndice A).

Com relação à intensidade da OMJ, durante a estação chuvosa habitual, a OMJ de forte intensidade predominou em 75 % dos dias. Relacionando tal intensidade com os sistemas atmosféricos que mais produziram chuvas, observa-se, inicialmente com a ZCAS – sistema atmosférico que mais produziu chuvas durante essa estação –, que, dos sete episódios, os quais

ocorreram simultaneamente em todas as estações meteorológicas da bacia, quatro aconteceram em situação de OMJ de forte intensidade, um em OMJ de fraca intensidade, e dois de forma conjunta, com intensidades forte e fraca (Apêndice A).

O primeiro episódio de ZCAS ocorreu em 17 e 18 de outubro durante a fase 1 da OMJ, que atuou nesse período com forte intensidade. Nesse episódio a ZCAS se posicionou, conforme os dias de ocorrência, no centro da bacia e no norte de Minas. Os maiores volumes de chuva desta ZCAS ocorreram nas estações meteorológicas de Governador Valadares, 51 mm, e Caparaó, 48 mm, e os menores em Barbacena, 13 mm, e CMD, 16 mm. Considerando o volume de chuvas provenientes de episódios de ZCAS por estação meteorológica, esse se classifica como o terceiro mais chuvoso em três das dez estações meteorológicas – Aimorés, Diamantina, e Linhares, nas quais choveu aproximadamente, nos dois dias, 46 mm, 38 mm e 34 mm. Ao considerar o valor relativo, ou seja, a quantidade de chuvas ocorridas por dia, nas estações meteorológicas de Linhares e Aimorés, o primeiro episódio de ZCAS pode ser classificado como o primeiro e o segundo mais chuvoso, respectivamente (Apêndice A).

O segundo episódio de ZCAS teve duração de três dias e ocorreu de 2 a 4 de dezembro, durante a fase 4 da OMJ, que atuou com forte intensidade. Nesse episódio, a ZCAS se posicionou no primeiro dia no sul da bacia e nos demais dias no norte de Minas. Tal posicionamento justifica a ocorrência de chuvas proveniente desse episódio apenas em seu primeiro dia de atuação nas estações meteorológicas localizadas na porção mais ao sul da bacia e, conseqüentemente, o baixo volume de chuvas – Barbacena, 19 mm, e Viçosa, 17 mm. Baixos volumes de chuvas desse episódio também foram registrados em Caratinga, 19 mm, e Diamantina, 15 mm, enquanto que os maiores ocorreram em Governador Valadares, 54 mm, e CMD, 46 mm. Na estação de Linhares, comparando esse episódio com os demais, foi registrado o segundo maior volume de chuva. Nessa estação choveu nos três dias, aproximadamente, 44 mm de chuvas, também o segundo maior volume relativo de chuvas provenientes de ZCAS (Apêndice A).

O terceiro episódio de ZCAS ocorreu durante a fase 5 da OMJ entre os dias 9 a 11 de dezembro. Nos dois primeiros dias a OMJ atuou com forte intensidade, e no último, fraca intensidade. Nos dias 9 e 10 a ZCAS se posicionou no sul de Minas e, no dia 11, no centro da bacia. Os maiores registros de chuvas desse sistema ocorreram em Barbacena, 93 mm, e Caratinga, 76 mm. Em Barbacena, ao comparar a proporção chuvas por dia desse episódio com os demais ocorridos nessa estação, esse foi responsável pelo segundo maior valor relativo – 31 mm de chuvas por dia. Os menores registros de chuvas dessa ZCAS ocorreram em Aimorés e Governador Valadares, cerca de 6 mm de chuvas apenas em cada. Em Caparaó e Caratinga,

essa ZCAS, comparada às demais, foi responsável pelo terceiro maior volume de chuvas, respectivamente, 54 mm e 76 mm, sendo que em Caratinga foi responsável pelo maior volume de precipitação por dia de ocorrência, 25 mm (Apêndice A).

O quarto episódio de ZCAS da estação chuvosa habitual ocorreu durante a fase 4 da OMJ, de 15 a 20 de dezembro, em OMJ de fraca intensidade. Os volumes de precipitação desse episódio, em geral, foram altos, com exceção para o registrado em Aimorés, 11 mm. Os maiores volumes de chuva ocorreram em Timóteo, 239 mm, e CMD, 152 mm. Em relação ao volume total de chuvas por episódio de ZCAS e por estação meteorológica, nesse foi registrado o segundo maior volume em quatro estações meteorológicas (Caparaó, Diamantina, Governador Valadares e Viçosa) e o maior volume em três estações meteorológicas (Caratinga, CMD e Timóteo). Por outro lado, esse foi o episódio de ZCAS mais longo, com duração de seis dias, dessa forma, se for considerar a média de precipitação diária, apenas se manteriam na mesma posição as estações de Diamantina e Timóteo (Apêndice A). Por fim, observa-se que o posicionamento diário da ZCAS em relação à bacia, no primeiro dia foi sul de Minas, no segundo no sul da bacia e nos demais, no centro da bacia, o que interferiu na distribuição diária das chuvas conforme demonstram os gráficos do Apêndice A.

O quinto episódio de ZCAS ocorreu durante a fase 5 da OMJ de forte intensidade de 27 a 29 de dezembro. Durante esse episódio a ZCAS se posicionou, diária e respectivamente, no sul de Minas, no sul/oeste da bacia e no centro da bacia. Os maiores volumes de chuvas ocorreram nas estações de Timóteo, 70 mm, e Viçosa, 105 mm, sendo ainda registrado em ambas as estações o terceiro maior volume de chuvas proveniente de ZCAS durante a estação chuvosa úmida, e na estação de Viçosa o maior volume de chuvas por dia de ocorrência de ZCAS – 35 mm. Na estação de Aimorés essa ZCAS também se destacou quando comparada as demais, pois originou o segundo maior volume de chuvas – 53 mm. E, os menores volumes resultantes desse sistema ocorreram em Diamantina, 15,2 mm, e Linhares, 12,8 mm (Apêndice A).

O sexto episódio de ZCAS ocorreu de 2 a 6 de janeiro na fase 6 da OMJ que atuou com intensidade forte no primeiro e terceiro dia e intensidade fraca nos demais dias. Seu posicionamento em relação a bacia para cada dia de ocorrência e respectivamente, foi centro/sul da bacia, centro/norte da bacia, norte de Minas, centro da bacia e centro/sudeste da bacia. Analisando o valor absoluto e comparando esse episódio com os demais ocorridos em uma mesma estação meteorológica, ele se destaca como o mais chuvoso em seis estações meteorológicas. Com o maior volume por episódio e com os maiores volumes registrados nesse episódio destacam-se as estações de Caparaó, Diamantina e Viçosa, cerca de 147 mm, 183 mm

e 172 mm, respectivamente. Além disso, as estações meteorológicas de Aimorés, Caparaó e Diamantina registraram durante essa ZCAS a maior quantidade de chuvas por dia (Apêndice A).

O sétimo e último episódio de ZCAS dessa estação chuvosa ocorreu durante a fase 6 da OMJ de forte intensidade, de 28 a 30 de janeiro. Esse sistema se posicionou, no primeiro dia, no sul de Minas, no segundo, no sul da bacia, e no terceiro, no norte da bacia. Mesmo com um posicionamento no norte da bacia em seu terceiro dia, essa ZCAS não ocasionou chuvas nas estações de Aimorés e Governador Valadares. Por outro lado, na estação de Barbacena registrou o maior volume – 143 mm, volume muito superior ao registrado nas demais estações, fazendo com que esse episódio se destacasse como o de maior valor absoluto e relativo de chuvas, uma vez que ocasionou, em média, 47 mm de chuvas por dia (Apêndice A).

Pode-se, em geral, associar a intensidade mais fraca da OMJ com maiores volumes de precipitação ocorridos na bacia durante a atuação da ZCAS, posto que, dos sete episódios de ZCAS que atingiram toda a bacia, o terceiro e o sexto estiveram relacionados a uma maior gênese de chuvas e ocorreram durante intensidade fraca e fraca e forte da OMJ, respectivamente. Além desses, no terceiro episódio, com um dia de intensidade fraca, também foram registrados altos volumes em algumas estações meteorológicas, especialmente quando se compara os episódios. Por outro lado, a fase não teria a mesma atuação, uma vez que, tanto o segundo como o quarto episódio de ZCAS ocorreram durante a fase 4; o segundo foi pouco chuvoso, fase 4 e forte intensidade; e o quarto mais chuvoso, fase 4 e fraca intensidade. Ou seja, a gênese da chuva proveniente da atuação da ZCAS estaria mais relacionada com a intensidade da OMJ que com a fase.

Ainda em relação a ZCAS observou-se como a posição do sistema em relação a bacia foi determinante para a ocorrência de maiores e/ou menores volumes de chuva em determinadas estações meteorológicas. Assinala-se ainda que, durante a estação chuvosa habitual, em situação de OMJ de forte intensidade a ZCAS se localizou mais nos extremos da bacia e menos em seu centro. Ocorreram durante a intensidade forte da OMJ apenas três dias em que a ZCAS se localizou entre o centro e o centro sul da bacia, nos demais doze dias ela se localizou ao sul ou norte da bacia ou ao sul ou norte de Minas. Já nos dez dias de ZCAS com OMJ de fraca intensidade, em oito dias ela se posicionou entre o centro e o centro/norte ou centro/sudeste da bacia e em apenas dois dias no sul da bacia ou no sul de Minas.

Depois da ZCAS, a ZCOU foi o sistema atmosférico que mais gerou chuvas na Bacia do Rio Doce durante a estação chuvosa habitual. Ocorreram sete episódios de ZCOU que atingiu toda a bacia. O primeiro foi de 3 a 6 de outubro, durante uma OMJ de forte intensidade,

e nas fases 6 e 7. Esse episódio, em geral, ocasionou volumes de precipitações mais baixos, os quais diariamente ficaram, em média, abaixo de 10 mm, e, em alguns casos, sequer houve registro de precipitação. O segundo episódio de ZCOU ocorreu nos dias 23 e 24 de novembro, na fase 2 da OMJ de forte intensidade. Nesse episódio os registros de chuvas predominantes variaram de menos de 10 mm a menos de 20 mm na maioria das estações meteorológicas. Destacaram-se volumes diários registrados em Viçosa e Diamantina, cerca de 40 mm e 80 mm, respectivamente (Apêndice A).

O terceiro episódio de ZCOU também ocorreu em OMJ de forte intensidade e durante suas fases 3 e 4, do dia 26 de novembro a 1º de dezembro. Neste, os valores de precipitação foram maiores, com médias diárias maiores que 10 mm, e em alguns casos maiores que 20 mm. Destacam-se ainda, estações meteorológicas que registraram, em um dia, precipitações superiores a 50 mm, como Barbacena, CMD, Diamantina, Governador Valadares e Timóteo, tendo CMD e Governador Valadares registrado, respectivamente, 90 mm e 70 mm. O quarto episódio de ZCOU ocorreu de 30 de dezembro a 1º de janeiro, durante OMJ de forte intensidade e na fase 6. Em geral, registraram-se baixos volumes de precipitação; apenas nas estações meteorológicas de Diamantina, CMD e Timóteo ocorreram registros de precipitação diários superiores a 30 mm (Apêndice A).

Já o quinto episódio ocorreu de 07 a 10 de janeiro nas fases 6 e 7 de OMJ de forte e fraca intensidade, um dia e três dias para cada, respectivamente. Nessa ZCOU, as estações meteorológicas de Aimorés, Governador Valadares e Linhares registraram baixos volumes de precipitação diária, as quais não ultrapassaram 10 mm. A estação de Caparaó atingiu precipitação um pouco superior a 15 mm, e as demais estações registraram, dentre os volumes diários, alguns superiores a 20 mm, sendo que em Barbacena, CMD e Timóteo ocorreram os maiores registros em um dia, 50 mm na primeira e 40 mm nas outras (Apêndice A).

Um sexto episódio de ZCOU ocorrido do dia 17 ao dia 21 de março atingiu oito estações meteorológicas da bacia. Nesse período, a OMJ foi de forte intensidade e estava na fase 6. Nas estações de Aimorés, Governador Valadares e Linhares, esse episódio de ZCOU ocasionou pouquíssima chuva; diariamente choveu até 5mm e/ou 10 mm. Na estação de Caparaó, ocorreu registro diário superior a 15 mm; nas estações de CMD e Diamantina, superou 20 mm; e nas estações de Caratinga e Timóteo, o maior registro diário foi de 30 mm. O sétimo episódio de ZCOU ocorreu de 24 a 26 de março em OMJ de forte intensidade e na fase 7. Nesse episódio os volumes foram em geral muito baixos, abaixo de 10 mm, e em algumas estações meteorológicas, inexistentes. A estação de Caratinga se destacou por apresentar em um dia volume de precipitação no entorno de 30 mm (Apêndice A).

Em relação aos episódios de maior duração da ZCOU, a intensidade da OMJ não esteve diretamente relacionada à gênese das chuvas, pois tanto em episódios de fraca como de forte intensidade, as precipitações foram em geral mais baixas, ocorrendo também maior registro diário no quinto episódio tanto em situação de fraca como de forte intensidade, situação que também pode ser observada em eventos de duração de apenas um dia de ZCOU (Apêndice A). Por outro lado, os maiores volumes de precipitação ocorreram durante o terceiro episódio de ZCOU, que está relacionado à fase 3 da OMJ, enquanto os demais ocorreram nas fases 6 e 7.

Após a ZCOU, o sistema atmosférico que mais gerou chuva durante a estação chuvosa habitual foram as IT. As IT tiveram baixa atuação durante a estação chuvosa habitual (6 %), mas contribuíram em 12 % para a gênese das chuvas. Os dias de IT que registraram os volumes de chuvas maiores que 20 mm em diferentes estações meteorológicas da bacia ocorreram, primordialmente, em OMJ de forte intensidade e em diferentes fases (1, 2, 3, 5 e 6). Destaca-se aqui que apenas na estação meteorológica de Caparaó não foram registrados valores de chuvas maiores que 20 mm resultantes de IT. Além disso, os valores extremos de precipitação decorrentes de IT ocorreram tanto em OMJ de forte como de fraca intensidade, e o predomínio de registros ocorreu na intensidade forte. Exceção ocorreu no dia 31 de outubro, no qual a OMJ estava na fase 3 e com fraca intensidade, foram registrados em Linhares e Timóteo 65 mm e 40 mm de chuvas, respectivamente, resultante de IT. Já na intensidade forte da OMJ destaca-se o dia 13 de março, quando a OMJ estava na fase 5 e foi registrado em Barbacena 56 mm de chuvas com gênese nas IT (Apêndice A).

Após a análise da atuação dos sistemas atmosféricos, especialmente os produtores de chuvas na estação chuvosa da Bacia do Rio Doce e da OMJ, ambos durante a estação chuvosa habitual de 2011/2012, será realizada no próximo subitem a análise do ocorrido com a atuação dos sistemas e da OMJ durante a estação chuvosa úmida de 2010/2011.

4.4.3 Análise do ritmo das chuvas na estação chuvosa úmida – 2010/2011

Na estação chuvosa úmida de outubro de 2010 a março de 2011, observa-se o domínio e a atuação dos sistemas atmosféricos de origem tropical sobre toda a Bacia do Rio Doce, conforme o ocorrido durante a estação chuvosa habitual. E também em decorrência, principalmente, de sua localização e extensão territorial, a atuação dos sistemas não varia muito de uma estação meteorológica para outra. Dos sistemas tropicais que atuaram na bacia, destacam-se a mEc e a mTa, que, juntas, em média, atuaram em cerca de 46 % dos dias da

estação chuvosa úmida. Em virtude da localização latitudinal da Bacia do Rio Doce, a atuação dessas massas se deu de forma bem equivalente em todo o território da bacia, sendo a atuação da mTa (24 %), em percentual de dias, em média um pouco superior à atuação da mEc (22 %) (Figura 60).

Se, por um lado, essas massas demonstraram um domínio de atuação no território da bacia, por outro, elas foram responsáveis, em média, pela gênese de 20 % das chuvas ocorridas no período. A mEc foi responsável por cerca de 15 % das chuvas, enquanto a mTa, por cerca de 5 %. A mEc atuou especialmente nas regiões de maior altitude da bacia, contribuiu com 16 e 18 % das chuvas nas estações de Diamantina e Conceição do Mato Dentro, respectivamente, localizadas na região oeste/noroeste da bacia. Já na estação meteorológica de Barbacena, localizada na porção sudoeste da bacia, sua contribuição foi maior: 26 % das chuvas registradas durante a estação chuvosa úmida foram provenientes da mEc. As menores contribuições ocorreram nas estações de Caratinga e Aimorés, 9 % e 11%, respectivamente (Figura 61).

Nota-se um grande aumento da atuação da mEc na bacia durante a estação chuvosa úmida quando comparada à estação chuvosa habitual. O aumento da atuação em percentual de dias está acompanhado do aumento da participação da mEc na gênese das chuvas ocorridas também na estação chuvosa úmida. A mTa, mesmo tendo atuado em cerca de 24 % dos dias da estação chuvosa em todo o território da bacia, muito pouco contribuiu para a gênese das chuvas. Sua atuação se destacou, como na estação chuvosa habitual, na porção litorânea da bacia, tendo sido responsável pela gênese de 18 % das chuvas registradas na estação de Linhares. Nas demais regiões da bacia, atuou principalmente nas porções de maior altitude, ocasionando, contudo, cerca de 3 % das chuvas (figuras 60 e 61).

A ASAS foi o terceiro sistema atmosférico que mais atuou na bacia durante a estação chuvosa úmida, em média, 14 % dos dias, valor inferior à atuação desse sistema durante a estação chuvosa habitual (Figura 60). Esse sistema, por sua vez, pode atuar como um bloqueio atmosférico que impede a formação de precipitações e até mesmo a atuação de outros sistemas formadores de chuva. Por esse motivo não está associado, na maioria das vezes, à existência de precipitação, conforme se pode observar na Figura 61. Somente em situações de uma atuação ou bloqueio mais enfraquecido podem ocorrer pequenos volumes de precipitação, tendo estes correspondido, em maior proporção, somente na estação meteorológica de Linhares, a 4 % do total precipitado (Figura 61).

Figura 60 – Atuação espacial dos sistemas atmosféricos na BH do Rio Doce durante a estação chuvosa úmida de 2010/2011

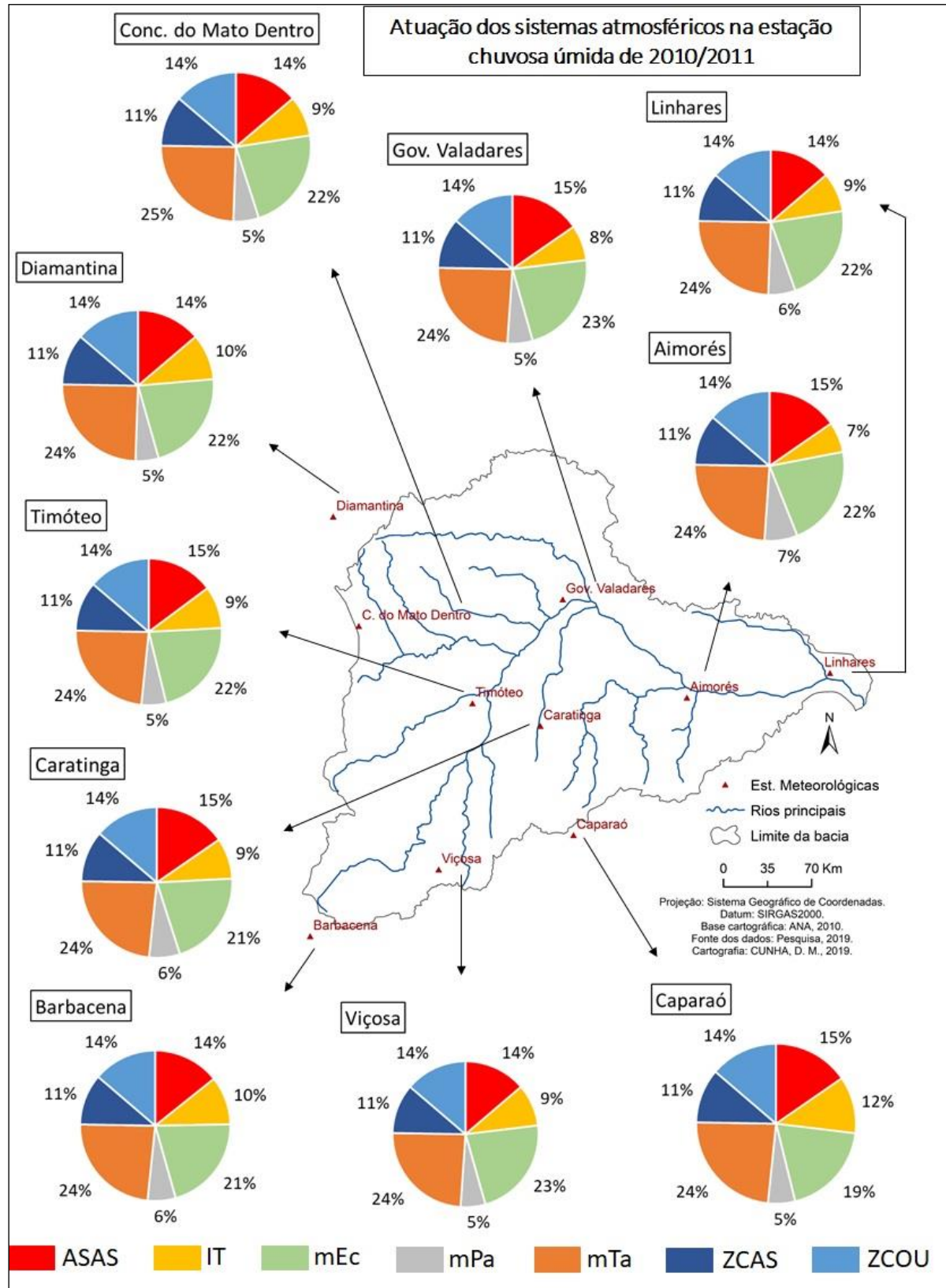
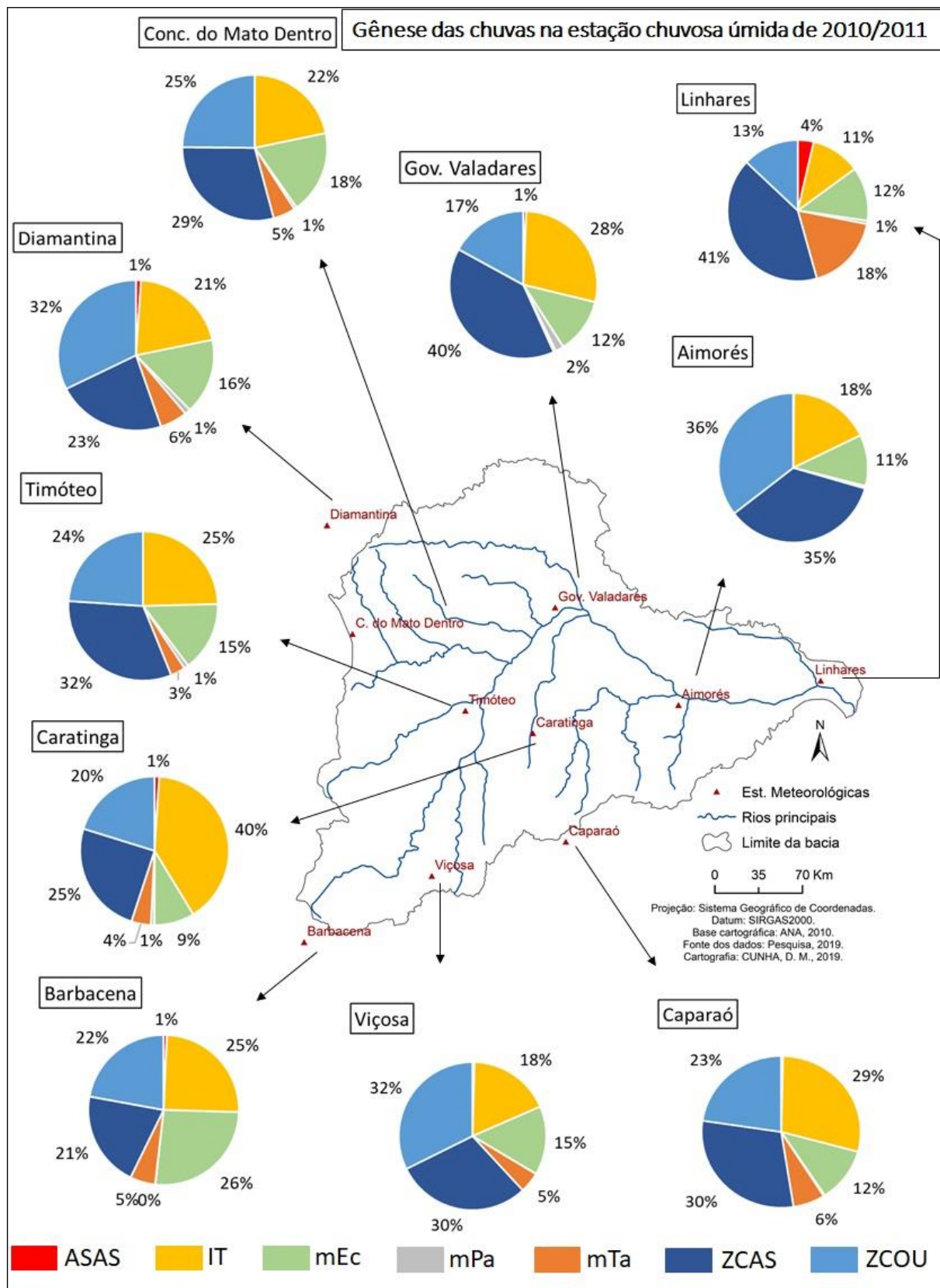


Figura 61 – Gênese das chuvas ocorridas na BH do Rio Doce durante a estação chuvosa úmida de 2010/2011



Fonte: Resultado da pesquisa.

A ZCAS também foi o terceiro sistema atmosférico que, em média, também mais atuou em percentual de dias na bacia – 14%. Já os sistemas atmosféricos que menos atuaram na bacia durante a estação chuvosa úmida foram a ZCOU – 11 %, as instabilidades tropicais – 9 % e a mPa – 6 % (Figura 60). A mPa tem maior atuação na bacia durante a estação seca, sendo, no entanto, possível sua atuação na estação chuvosa devido ao avanço de algumas frentes frias. Durante a estação chuvosa úmida de 2010/2011, as frentes frias não alcançaram o território da bacia, mas em alguns dias assumiram uma trajetória oceânica. Nos dias em que as frentes tiveram trajetória oceânica nas proximidades da região Sudeste, o sistema migratório de alta pressão que estava em sua retaguarda atingiu a bacia. Em sua atuação, todavia, a mPa foi responsável em média por menos de 1 % das chuvas ocorridas na bacia durante o período (Figura 61).

A ZCAS e a ZCOU atuaram, proporcionalmente, quase na mesma quantidade de dias em toda a bacia durante a estação chuvosa úmida, 11 e 14%, respectivamente, valor um pouco inferior à atuação desses sistemas durante a estação chuvosa habitual que foi de 14 % e 18 %, também respectivamente (figuras 60 e 61). Em média, o percentual de chuvas ocorridos na bacia resultante da ZCAS foi maior em relação à ZCOU, em ambas as estações chuvosas. Na estação chuvosa úmida, ZCAS e ZCOU foram responsáveis pela gênese de 31 % e 24 % das chuvas respectivamente, e proporcionalmente, principalmente em relação a ZCOU, valores bem inferiores ao observado durante a estação chuvosa habitual (37 % e 34 %, respectivamente).

Em Linhares, 41 % das chuvas do período resultaram da atuação da ZCAS, e o segundo maior registro foi encontrado na estação de Governador Valadares, 40 %. Tais registros em estações meteorológicas localizadas na porção mais a leste da bacia e próxima ao litoral demonstram a importância das frentes frias no processo de fornecimento de umidade e, conseqüentemente, de nebulosidade para a formação da ZCAS. Os menores percentuais de contribuição da ZCAS no volume das chuvas ocorreram nas estações meteorológicas do entorno da bacia, Barbacena e Diamantina que registraram, respectivamente, 21 % e 23 % em relação ao total do período. A ZCOU apresentou os maiores percentuais de contribuição no volume total das chuvas nas estações de Aimorés, Diamantina e Viçosa, 36 % na primeira e 32 % nas duas últimas e, o menor, 13 %, em e Linhares (Figura 61).

As IT foram responsáveis por cerca de 24 % das chuvas ocorridas na bacia durante a estação chuvosa úmida. A estação meteorológica de Caratinga se destacou com o maior percentual de chuvas ocorrido no período e provenientes das instabilidades tropicais, 40 %. Excetuando Linhares, que registrou o menor percentual de chuvas resultante das IT, 11 %, as demais estações tiveram percentuais que variaram entre 18 % e 29 % (Figura 61). As IT e a

ZCOU registraram o segundo maior percentual de chuvas ocorrido durante a estação chuvosa úmida, e junto com a ZCAS, esses sistemas contribuíram com cerca de 79 % da gênese das chuvas da bacia, tendo sido, assim, importantes para o excedente de chuvas ocorrido durante essa estação.

Na estação chuvosa úmida predominou, ao contrário do ocorrido na estação chuvosa habitual, dias de OMJ de fraca intensidade – 62 % dos dias da estação chuvosa úmida. Por outro lado, assim como na estação chuvosa habitual, também na estação chuvosa úmida, os sistemas atmosféricos que menos produziram chuvas durante essas estações foram praticamente os mesmos – mPa, ASAS e mTa, excetuando-se somente a mEc, que, nessa estação, ocasionou mais chuvas. A ASAS e a mTa ocorreram, novamente, em diferentes fases e intensidades da OMJ, contudo, nessa estação chuvosa, a atuação desses sistemas ocorreu com um pequeno predomínio em situação de OMJ de fraca intensidade, situação diferente da ocorrida na estação chuvosa habitual. A mPa ocorreu nas fases 3, 4, 5, 6 e 7 da OMJ, nas quais manteve o predomínio de uma intensidade forte (Apêndice B).

Analisando, por outro lado, os sistemas que foram responsáveis pela gênese de maior volume de chuvas, tem-se, em primeiro lugar, a ZCAS. Apenas na fase 2 da OMJ não ocorreu registro de sua atuação na bacia, tendo ela, por outro lado, atuado em todas as demais fases da OMJ: 1, 3, 4, 5, 6, 7 e 8. Observa-se ainda que a fase da OMJ não é determinante para a maior ou menor precipitação da ZCAS, pois, exemplificando, na fase 5, algumas vezes, foi registrado um maior número de dias com chuvas mais intensas em pelo menos cinco estações meteorológicas; em outras, menores volumes de chuva provenientes da ZCAS em todas as estações meteorológicas, as quais registraram valores de precipitação próximos a zero (Apêndice B).

Em relação às IT e à gênese das chuvas ocorrida na bacia durante a estação chuvosa úmida, esse sistema atuou em diferentes fases da OMJ. Somente durante a fase 1 da OMJ não houve registro das instabilidades tropicais em nenhuma estação meteorológica. Em relação à ZCOU, também se observou que durante a estação chuvosa úmida ocorreram registros em diferentes fases da OMJ, especificamente, 2, 3, 5, 6, 7 e 8, e, por consequência, não ocorreu nas fases 1 e 4. A fase da OMJ não é determinante para o volume de chuvas provenientes de ambos os sistemas, pois em episódios de ZCOU registrados na fase 6 da OMJ, por exemplo, verificou-se que ocorreram tanto os maiores como também os menores volumes de precipitação (Apêndice B).

Por fim, constata-se em relação aos sistemas produtores de chuva na bacia e às fases da OMJ que a mEc foi registrada em todas elas e foi responsável, no geral, por baixos volumes

diários de precipitação em toda a bacia, os quais ocorreram nas mais variadas fases da OMJ. Excetua-se apenas a estação meteorológica de Barbacena e outras situações mais pontuais ocorridas nas demais estações meteorológicas, em que a mEc originou maiores volumes diários de precipitação e estes ocorreram, predominantemente, nas fases 6 e 7 da OMJ (Apêndice B).

Em geral, pelas considerações realizadas acima, verifica-se que não há um padrão entre as fases da OMJ e os principais sistemas atmosféricos responsáveis pela formação de precipitações que atuaram na bacia durante a estação chuvosa úmida. Por outro lado, quando se comparam os dias de atuação desses sistemas com os valores de RMM que identificam a intensidade da OMJ, chega-se a algumas tendências. Um exemplo a ser citado diz respeito à atuação das IT; durante a estação chuvosa habitual, predominou OMJ de forte intensidade e a atuação do sistema durante esta intensidade, ocorrendo, no entanto, menor atuação em número de dias e menor volume de chuvas provenientes dessas; já na estação chuvosa úmida, predominou OMJ de fraca intensidade, maior atuação em dias e maior gênese de chuvas pelo sistema. Além disso, em algumas estações meteorológicas, atuaram, quase que em igual número de dias, nas intensidades forte e fraca da OMJ, e ocorreu maior gênese de chuvas por parte desse sistema durante a OMJ de fraca intensidade (Apêndices A e B).

As IT que ocasionaram os maiores volumes de chuvas em diferentes estações meteorológicas ocorreram, principalmente, em dias dos meses de dezembro de 2010 e março de 2011. Os registros dos maiores volumes de chuva foram realizados em diferentes dias desses meses, por exemplo, 26 de dezembro, em Caratinga, 105 mm; e em 17 de março, em Conceição do Mato Dentro, 110 mm – e em diferentes fases da OMJ, 5 e 2 respectivamente, ambas em OMJ de forte intensidade. Por outro lado, nos dias 8 e 9 de outubro, dias em que a OMJ se encontrava na fase 5 e com forte intensidade, o volume de chuvas provenientes das instabilidades foi muito baixo. Observa-se que predominou, principalmente, a fraca intensidade da OMJ nos dias com maiores volumes de precipitação originada das IT. Os dias com maior volume de chuvas provenientes das IT ocorreram, principalmente, nos meses de novembro, dezembro e janeiro. (Apêndice B).

Observa-se ainda em relação às IT que não há um padrão de atuação ao comparar os dados de chuvas extremas da estação chuvosa habitual com os da estação chuvosa úmida, pois, na primeira, as IT geraram maiores volumes de precipitação em OMJ de forte intensidade, e na segunda, em OMJ de fraca intensidade. Além disso, em relação à estação chuvosa habitual, que na estação chuvosa úmida houve um acréscimo de dias em que as IT atuaram em OMJ de fraca intensidade, e junto com isso ocorreu também um acréscimo da atuação, em dias, das IT, 6 % na estação chuvosa habitual para 9 % na estação chuvosa úmida. O aumento foi ainda maior

em relação à gênese das chuvas, uma vez que na estação chuvosa habitual esteve relacionada a apenas 12 % e na estação chuvosa úmida a 24 %, sendo o sistema responsável, junto a ZCOU, pelo segundo maior percentual de gênese de chuvas na bacia. Ou seja, pode-se dizer que a intensidade fraca da OMJ se relacionou à maior atuação e produção de chuvas das IT durante a estação chuvosa úmida.

A atuação da ZCOU na bacia durante a estação chuvosa úmida foi um pouco semelhante à atuação das IT. Registrou-se a atuação desse sistema atmosférico em praticamente todas as fases da OMJ – 2, 3, 5, 6, 7 e 8 – tendo sido constatados, principalmente nas fases 6 e 2 os maiores volumes de precipitação provenientes da ZCOU. Detectou-se ainda que os maiores volumes de chuvas resultantes da atuação da ZCOU ocorreram no dia 27 de outubro e em dias do mês de novembro, ambos meses de 2010, sendo que, o mês de novembro foi também aquele em que mais ocorreu registro de atuação do sistema na bacia (Apêndice B).

Seis episódios de maior duração da ZCOU ocorreram durante a estação chuvosa úmida. O primeiro foi de 7 a 9 de novembro, nas fases 6 e 7 da OMJ de fraca intensidade. Nesse episódio, apenas as estações meteorológicas de CMD, Governador Valadares e Linhares registraram em todos os dias baixos volumes de chuva ou mesmo nenhum; as demais estações registraram mais de 20 mm de chuva em ao menos um dia de ZCOU. Os maiores registros ocorreram em Aimorés, 60 mm, e Caparaó, 40 mm. O segundo episódio também ocorreu no mês de novembro, de 23 a 28, nas fases 2 e 3 da OMJ de fraca intensidade. Nesse episódio, em geral foram registradas precipitações menores que 10 mm. Somente nas estações de Aimorés, Barbacena, Caparaó, CMD, Diamantina, Timóteo e Viçosa ocorreu um ou mais dias com precipitação superior a 20 mm. Os valores extremos foram registrados em Barbacena e Timóteo, em torno de 50 mm cada, e em Viçosa, com cerca de 40 mm (Apêndice B).

O terceiro e quarto episódios de ZCOU com mais de um dia de duração ocorreram nos dias 1º e 2, e 15 e 16 de dezembro, nas fases: 3 no primeiro episódio, 6 e 7, no segundo, ambos em OMJ de fraca intensidade. No terceiro episódio, em geral, as estações registraram entre 10 mm e 20 mm de chuva. As estações de Caparaó e Timóteo se destacaram com os maiores registros, em média, 40 mm e 60 mm, respectivamente. No quarto episódio, somente cinco estações meteorológicas registraram precipitação superior a 20 mm, em pelo um dia, sendo elas: Caparaó, Caratinga, Diamantina, Governador Valadares e Viçosa. Diamantina e Viçosa também se destacaram com o registro dos maiores valores extremos, 50 mm e 60 mm, respectivamente (Apêndice B).

O quinto episódio de ZCOU ocorreu de 1º a 4 de janeiro, em OMJ de fraca intensidade e nas fases 6 e 7. Os maiores registros de precipitação ocorreram nas estações de Diamantina

e Viçosa, cerca de 30 mm em cada, e em Timóteo, cerca de 40 mm. Nas demais estações os valores médios foram de 10 mm a 20 mm, sendo que, em muitos dias não ocorreram registro de chuva. Por fim, observou-se, com base nos dados do Apêndice B, que apenas o último episódio de ZCOU da estação chuvosa úmida ocorreu em OMJ de forte intensidade – 11 a 13 de janeiro, com OMJ na fase 6. Nesse episódio poucos foram os dias em que as estações meteorológicas registraram volumes de precipitação de até 10 mm. Diamantina e CMD apresentaram os maiores registros diários de chuvas, 30 mm e 40 mm, respectivamente. Os demais episódios de ZCOU, excetuando-se o do dia 19 de outubro, independentemente do volume de chuvas resultantes desse sistema e da fase da OMJ, ocorreram em dias de OMJ de fraca intensidade (Apêndice B).

A atuação e a gênese de chuvas pela ZCOU durante a estação chuvosa úmida foram muito diferentes do ocorrido na estação chuvosa habitual. Enquanto na estação chuvosa úmida os maiores volumes de chuvas ocorreram nas fases 6 e 2 da OMJ, na estação chuvosa habitual foi na fase 3. Em relação à intensidade da OMJ, na estação chuvosa úmida a ZCOU atuou predominantemente em dias de OMJ de fraca intensidade, na qual também foram registrados grande parte dos valores diários de precipitação superiores a 20 mm, e na estação chuvosa habitual, tanto em dia de OMJ de fraca como de forte intensidade, tendo sido predominante a última, inclusive no que se refere ao registro dos maiores volumes de precipitação. Assim, de antemão, constata-se que a fase e a intensidade da OMJ não estariam diretamente relacionadas à atuação da ZCOU na gênese das chuvas na bacia.

A mEc, conforme já dito anteriormente, dos sistemas que produzem chuvas, foi o que mais atuou em número de dias na estação chuvosa úmida e o terceiro sistema com maior percentual de gênese de chuvas na bacia. No entanto volumes de chuvas mais elevados resultantes desse sistema ocorreram de forma muito isolada, uma vez que, na grande maioria dos dias de sua atuação a mEc gerou pouca chuva, tendo dias em que, inclusive, isso não ocorreu. Tanto nos dias em que ocasionou muita como pouca chuva sua atuação ocorreu em diferentes fases da OMJ, com valores de RMM mais baixos, ou seja, em OMJ de fraca intensidade. Destaca-se, assim, que as precipitações resultantes da atuação da mEc e superiores a 20 mm ocorreram tanto em dias de forte como de fraca intensidade da OMJ. E os eventos de chuvas extremos ocorreram predominantemente em OMJ de fraca intensidade, destacando-se os 63 mm e 57 mm registrados em Barbacena nos dias 23 de dezembro e 26 de outubro, respectivamente, e os 44 mm registrados em Aimorés no dia 26 de fevereiro, e em Caparaó, no dia 24 de fevereiro. Dentre os episódios em que a mEc gerou maior volume de chuvas em OMJ

de forte intensidade, sobressaem-se os 59 mm registrados em Barbacena no dia 17 de outubro, e os 60 mm registrados em CMD no dia 13 de março (Apêndice B).

Ocorreu ainda um aumento da atuação da mEc na estação chuvosa úmida quando comparada à sua atuação na estação chuvosa habitual, e, por consequência, um grande aumento da participação desse sistema na gênese das chuvas na estação chuvosa úmida. Tal como ocorreu com as IT, pode-se relacionar o aumento da atuação e da gênese das chuvas à maior ocorrência de OMJ de fraca intensidade durante a estação chuvosa úmida, visto que, foi verificado, tanto na estação chuvosa habitual como na estação chuvosa úmida, que os valores extremos de precipitação decorrentes da atuação da mEc ocorreram mais em situação de fraca OMJ.

Durante a estação chuvosa úmida de 2010/2011, foram registrados quatro ZCAS, a primeira de 1º a 4 de novembro, a segunda de 29 a 31 de dezembro, a terceira de 14 a 16 de janeiro, e a quarta de 1º a 10 de março. A primeira ZCAS ocorreu em uma OMJ de fraca intensidade, nas fases 4, 3, 1 e 5, conforme dias de atuação. Em seu primeiro dia atuou mais no sul de Minas, no segundo dia, na região central da bacia, e nos dois últimos, no norte de Minas e no norte de Minas/bacia, respectivamente. Os maiores volumes de chuvas desse sistema foram registrados em Aimorés, 116 mm, e Viçosa, 70 mm, e o menor em Barbacena, 25 mm. Quando comparada às demais ZCAS, por estação meteorológica, observa-se que nesse episódio sete estações meteorológicas registraram o terceiro maior volume de chuvas provenientes do sistema, e em cinco foi também registrado o terceiro maior volume de chuva por dia (Apêndice B).

A segunda ZCAS também ocorreu em um período de OMJ de fraca intensidade, predominando as fases 5 e 6. Ela se posicionou na bacia, conforme seus dias de ocorrência, no centro/norte da bacia, no norte da bacia e no centro/norte da bacia. Os maiores registros de chuvas desse episódio ocorreram em Aimorés, Caparaó e Linhares, 134 mm, 138 mm e 226 mm, respectivamente. E os menores em Barbacena, 8 mm, Caratinga, 23 mm, e Timóteo, 24 mm. Comparando o segundo episódio de ZCAS com os demais ocorridos em uma mesma estação meteorológica observa-se que esse foi responsável pelos maiores registros de chuvas em duas estações – Aimorés e Linhares; nelas e também em Caparaó, CMD e Governador Valadares esse episódio ocasionou a maior média de chuvas por dia resultante da atuação do sistema (Apêndice B).

A terceira ZCAS ocorreu em OMJ de forte intensidade e na fase 6. Nesse episódio se posicionou, por dia de ocorrência, respectivamente, no sul de Minas, no centro/sul da bacia e no sul da bacia. Os maiores volumes de chuva dessa ZCAS ocorreram em Caratinga, 72 mm,

Viçosa, 72 mm, e Timóteo, 76 mm; e os menores volumes em Diamantina, 10 mm, e Linhares, 4 mm. Nas estações de Barbacena, Caratinga, Timóteo e Viçosa ela foi responsável pelo segundo maior volume de chuvas quando comparada às demais ocorridas nas mesmas estações meteorológicas, e nas estações de Barbacena, Caratinga e Viçosa foram registradas as maiores médias de chuvas por dia resultante da atuação da ZCAS na estação chuvosa úmida (Apêndice B).

O quarto e último episódio de ZCAS ocorreu durante as fases 8, 7 e 1 da OMJ, sendo que, de 1º a 7 de março, a OMJ foi de fraca intensidade, e de 8 a 10 de março, foi de forte intensidade. De 1º a 7 de março seu posicionamento ocorreu entre o sul de Minas e o sul da bacia; no dia oito se localizou no centro da bacia, no dia nove no extremo norte de Minas e no dia dez no centro/norte da bacia. Os maiores volumes de chuvas ocorreram em Timóteo, 273 mm, e em Viçosa, 242 mm, e os menores em Aimorés, 70 mm, e Linhares, 109 mm. Essa ZCAS, em valores absolutos de precipitação, e comparada às demais, se destacou como a mais chuvosa em oito estações meteorológicas; com exceção para Aimorés na qual foi a terceira mais chuvosa, e Linhares, onde foi a segunda. Além disso, foi apenas em Aimorés e Linhares, que a proporção chuvas por dia foi baixa; e mesmo sendo o episódio mais longo em número de dias, em Timóteo, foi registrado o maior volume de chuvas por dia decorrente de ZCAS, e nas demais estações, o segundo maior valor relativo (Apêndice B).

Assim, em geral, verifica-se que os episódios de ZCAS mais fortes na bacia, tal como os registros de precipitação diários superiores a 20 mm resultantes do sistema, ocorreram, predominantemente, em períodos de fraca intensidade da OMJ. Já as ZCAS com volumes de precipitação mais baixos relacionam-se, principalmente, ao período de forte intensidade da OMJ. Salienta-se ainda que esse resultado é semelhante ao encontrado na estação chuvosa habitual, quando a atuação da ZCAS na gênese das chuvas e sua relação com a fase e intensidade da OMJ foram analisadas. Por fim, destaca-se que a intensidade fraca da OMJ durante a estação chuvosa úmida também favoreceu à maior atuação e, principalmente, aos maiores volumes de precipitação resultantes das IT, da ZCOU e da mEc, fazendo com que as IT, principalmente, gerassem valores de chuvas equiparados ao da ZCOU.

Realizadas estas observações, passar-se-á, no próximo subitem, para a análise da atuação dos sistemas atmosféricos e da OMJ durante a estação chuvosa seca de 2014/2015.

4.4.4 Análise do ritmo das chuvas na estação chuvosa seca – 2014/2015

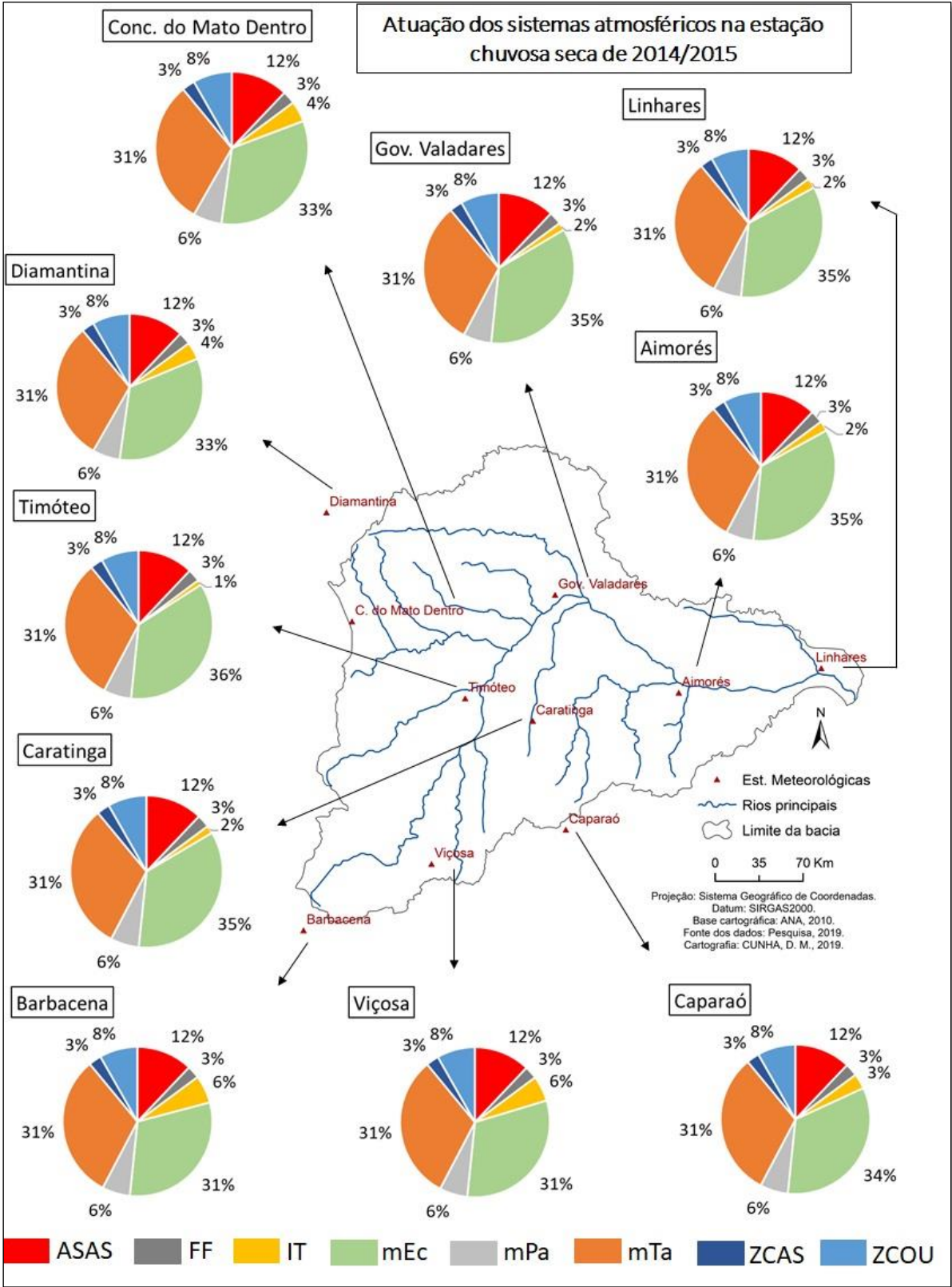
Na estação chuvosa seca de outubro de 2014 a março de 2015, também ocorreu o predomínio na Bacia do Rio Doce da atuação de sistemas atmosféricos de origem tropical. Assim como na estação chuvosa úmida, a atuação da mEc e da mTa se destacou e, juntas, considerando a média para a bacia, atuaram em cerca de 65 % dos dias da estação chuvosa seca. Média mais elevada quando comparada à das estações chuvosas anteriores. A atuação da mEc e da mTa ocorreu em média de 34 % e 31 % dos dias, respectivamente (Figura 62).

A maior atuação dessas massas não está diretamente relacionada a uma maior gênese de chuvas, especialmente em relação à mTa. Em média, as duas massas de ar foram responsáveis pela ocorrência de apenas 28 % das precipitações da bacia. A mEc, como nas demais estações, originou, em média, mais chuvas, cerca de 22 %, enquanto a mTa, cerca de 6 % (Figura 63). Em termos de valores relativos, tem-se um aumento da gênese das chuvas provenientes dessas massas de ar na estação chuvosa seca em relação, principalmente, à estação chuvosa habitual. Contudo a atuação mais destacada dessas massas e, principalmente, da mTa na gênese de chuvas, tanto na média da bacia como em algumas estações meteorológicas em valores relativos, deve-se, como será visto posteriormente, a uma menor atuação de outros sistemas durante a estação chuvosa seca, especialmente a ZCAS, que comumente eleva os volumes de precipitação na bacia.

Destaca-se ainda em relação à gênese das chuvas provenientes da mTa que a estação meteorológica de Linhares apresentou valor muito díspar quando comparado ao das demais estações meteorológicas, 22 % em Linhares e, em média, cerca de 4 % nas demais estações. Na estação de Linhares, a mTa se destacou como o terceiro sistema responsável pela maior gênese de chuvas ocorridas no período. Esse valor na estação de Linhares em relação às demais estações da bacia deve-se à localização litorânea dessa estação, na qual a mTa ainda chega com suas bordas mais úmidas e, à medida que avança para o interior da bacia, vai perdendo sua umidade (Figura 63).

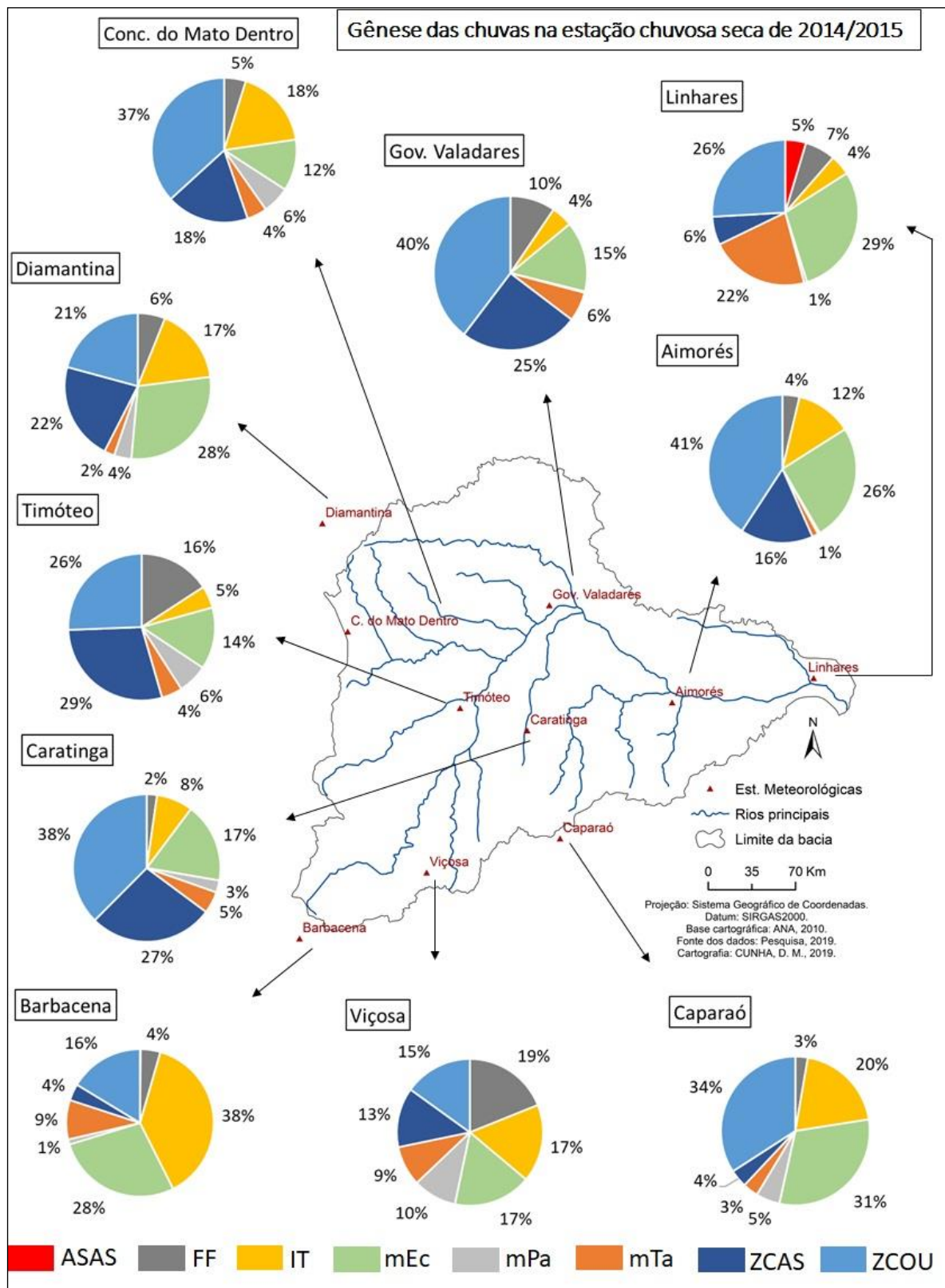
A ASAS, sistema atmosférico que normalmente não ocasiona precipitação, mas impede sua formação, foi o terceiro sistema que mais atuou na bacia durante a estação chuvosa seca, 12 % em média (Figura 62). Justamente por não estar relacionado à formação de precipitação, esperava-se uma atuação maior desse sistema durante a estação chuvosa seca, principalmente quando comparado à estação chuvosa úmida, na qual atuou em média 14 % (Figura 60).

Figura 62 – Atuação espacial dos sistemas atmosféricos na BH do Rio Doce durante a estação chuvosa seca de 2014/2015



Fonte: Resultado da pesquisa.

Figura 63 – Gênese das chuvas ocorridas na BH do Rio Doce durante a estação chuvosa seca de 2014/2015



Fonte: Resultado da pesquisa.

Ainda comparando a atuação da ASAS em estações chuvosas, observa-se que durante a estação chuvosa seca o sistema atuou de forma enfraquecida somente na estação de Linhares, na qual está relacionado à gênese de 5 % das chuvas, e nas demais estações não ocasionou precipitações (Figura 63). Assim, em média, na estação chuvosa habitual a ASAS esteve relacionada a uma maior gênese das precipitações (Figura 59).

A mPa e a Frente Fria (FF) são sistemas extratropicais que atuam em menor proporção durante a estação chuvosa da bacia. No caso da estação chuvosa seca, ambos atingiram o território da bacia, atuando em uma média de 6 % e 3 % dos dias, respectivamente (Figura 62). A mPa, que normalmente atua na retaguarda das frentes, foi responsável pela gênese, em média, de 4 % das chuvas ocorridas na bacia. Já as frentes frias que atingiram o território da bacia ocasionaram em média quase 8 % das chuvas (Figura 63).

Verifica-se na estação chuvosa seca um aumento da atuação em valores relativos da mPa na gênese das chuvas quando comparada às demais estações, principalmente, a estação chuvosa úmida. Além disso, destaca-se que na estação chuvosa seca, ao contrário do ocorrido nas demais estações, o avanço de FF pelo território da bacia contribuiu, principalmente nas estações meteorológicas de Viçosa e Timóteo, com um percentual considerável de ocorrência de chuvas (Figura 63).

Os principais sistemas atmosféricos geradores de chuvas na bacia durante a estação chuvosa são a ZCAS, a ZCOU e as IT, e durante a estação chuvosa seca, foram eles os que menos atuaram. A ZCOU atuou em média em 8 % dos dias, e a ZCAS e as IT em apenas 3 % deles (Figura 62). A menor atuação desses sistemas impactou os valores absolutos de precipitação na bacia, o que permitiu sua classificação como estação chuvosa seca. No entanto, proporcionalmente, esses sistemas e, principalmente, a ZCOU, ainda foram responsáveis, junto com a mEc, pelos maiores percentuais de chuvas ocorridos na bacia, em média, 29 % provenientes da ZCOU, 16 % da ZCAS e 15 % das IT (Figura 63). Estes são ainda valores baixos quando se compara a participação desses sistemas, principalmente a ZCAS, no processo de produção de chuvas ocorrido nas estações chuvosas habitual e úmida.

Nas estações meteorológicas localizadas na região central da bacia, de leste a oeste, foram registradas as maiores participações da ZCOU na gênese das chuvas, com destaque para as estações de Aimorés (41 %), Governador Valadares (40 %) e Caratinga (38 %). Característica um pouco similar foi verificada na gênese das chuvas resultante da ZCAS, sendo apenas acrescentada às localizações anteriormente citadas, a estação de Diamantina localizada no entorno noroeste da bacia e de Timóteo, na porção central. No caso da participação da ZCAS na gênese das chuvas, destacam-se as estações de Timóteo e Caratinga, com percentuais de 29

% e 27 %, respectivamente. Constata-se ainda que as menores participações desses sistemas na gênese das chuvas ocorreram nas estações mais ao sul da bacia, especialmente Barbacena e Caparaó e, na estação litorânea de Linhares (Figura 63).

Por outro lado, em relação às IT, nota-se que elas se destacaram na gênese das chuvas nas estações meteorológicas localizadas nas maiores altitudes da bacia, em sua porção noroeste (Serra do Espinhaço) e sul-sudoeste (serras da Mantiqueira e Caparaó). Foi na região sul-sudoeste da bacia que as IT mais promoveram chuvas durante a estação chuvosa seca, especialmente nas estações meteorológicas de Barbacena e Caparaó, as quais se destacam com os maiores registros, 38 % e 20 %, respectivamente. Já nas estações localizadas mais no interior da bacia e em seu litoral, as IT pouco contribuíram para a gênese das chuvas; nessa região, destaca-se com um valor mais elevado a estação de Aimorés, com 12 %, e nas demais estações, Caratinga, Timóteo, Linhares e Governador Valadares, a participação das IT na gênese das chuvas foi em média de 5 % (Figura 63).

Pode-se notar além da diminuição da participação das IT na gênese de chuvas na estação chuvosa seca em relação à estação chuvosa úmida em todas as estações meteorológicas da bacia – que houve uma inversão da localização das maiores e menores participações, uma vez que, durante a estação chuvosa úmida, conforme visto anteriormente, as IT foram responsáveis pela maior gênese das chuvas nas estações de Governador Valadares e Caratinga. Tal fato está associado, principalmente, à maior atuação da termodinâmica durante a estação chuvosa úmida em relação à estação chuvosa seca.

Além da ASAS, da mTa e da mPa, acrescentam-se as FF – que não atuaram nas estações chuvosas habitual e úmida – entre os sistemas atmosféricos que menos promoveram a formação de chuvas durante a estação chuvosa seca, estando estes associados, como também observado anteriormente, a diferentes fases da OMJ. A mTa, novamente, ocorreu em todas as fases da OMJ e com atuação distribuída quase que igualitariamente nas intensidades fraca e forte, pois houve um pequeno predomínio da última. Não foi observado maior ou menor tendência de precipitação oriunda desse sistema em alguma das intensidades, visto que somente foram registradas três precipitações diárias maiores que 20 mm resultantes da atuação desse sistema, duas em OMJ forte – Barbacena e Linhares, 35 mm em cada, e uma em intensidade fraca – Viçosa, 34 mm. A ASAS somente não ocorreu na fase 3 da OMJ e se distribuiu entre as duas intensidades com pequeno predomínio de atuação durante a intensidade fraca (Apêndice C).

A mPa atuou em praticamente todas as fases da OMJ, exceto a 7 e a 8, e nas intensidades fraca e forte da OMJ, com predomínio da última. Os maiores volumes de precipitação diários provenientes da mPa foram observados, em geral, durante a intensidade forte e, especialmente,

nas estações meteorológicas localizadas na porção sul da bacia, na qual destaca-se Viçosa com o registro de 56 mm. Já as FF tiveram atuação nas fases 1, 5 e 8 da OMJ e também nas intensidades fraca e forte, sendo que, durante a primeira, atuou mais; por outro lado, ocasionou maiores volumes de precipitação, principalmente nas estações meteorológicas localizadas mais ao sul da bacia, durante a intensidade forte da OMJ, na qual também destaca-se o registro de diário de 110 mm da estação de Viçosa, situações semelhantes à atuação da mPa (Apêndice C).

A ZCOU foi a responsável pela gênese do maior volume de chuvas durante a estação chuvosa seca. Ocorreram cinco episódios com duração de dois ou mais dias de ZCOU em toda a bacia, de 27 a 30 de outubro, durante as fases 3 e 4 da OMJ de fraca intensidade, nos dias 10 e 11 de novembro, com OMJ na fase 8 e forte intensidade, de 27 a 30 de novembro, durante as fases 3 e 4 da OMJ de forte intensidade, nos dias 14 e 15 de dezembro, durante as fases 6 e 7 da OMJ de fraca intensidade, e, o último, em 23 e 24 de dezembro, em OMJ na fase 3 e com forte intensidade. A ZCOU atuou, além dos episódios citados, em apenas mais um dia, na fase 1 da OMJ de intensidade fraca. Verifica-se que a ZCOU atuou, principalmente, em dias de OMJ de forte intensidade, e durante as fases 2 e 5 da OMJ não foram registrados episódios de ZCOU na estação chuvosa seca (Apêndice C).

O segundo sistema atmosférico com maior percentual de participação na gênese das chuvas na bacia durante a estação chuvosa seca é a mEc, que ocorreu em todas as fases da OMJ e em ambas as intensidades, fraca e forte, em maior número de dias na última. Situação similar ocorreu na atuação das IT, que atuou em ambas as intensidades da OMJ, mas predominantemente, na intensidade forte. As IT foram o quarto sistema em participação na gênese das chuvas na bacia durante a estação chuvosa seca, atuando apenas durante as fases 1, 2 e 4 da OMJ. A ZCAS, por outro lado, foi o terceiro sistema que mais atuou na gênese das chuvas durante a estação chuvosa seca. Durante toda essa estação, ocorreu somente um episódio mais duradouro de ZCAS, de 6 a 9 de fevereiro. Esse episódio ocorreu durante a fase 8 da OMJ de forte intensidade (Apêndice C).

Na estação chuvosa seca, tal como na estação chuvosa habitual, ocorreu o predomínio de dias com atuação da OMJ de forte intensidade. Todavia a proporção de dias na estação chuvosa seca com OMJ de forte intensidade, 58 %, foi muito menor quando se compara ao ocorrido na estação chuvosa habitual – 75 % dos dias com OMJ de forte intensidade. O predomínio da forte intensidade da OMJ será assim observado durante a atuação dos principais sistemas atmosféricos produtores de chuva na estação chuvosa seca.

Como já visto, nessa estação chuvosa seca, a ZCOU está relacionada ao maior percentual de gênese de chuvas. No primeiro episódio, em OMJ de fraca intensidade, em geral

as estações meteorológicas registraram baixos volumes de chuvas – até 10 mm; precipitações extremas e isoladas ocorreram em CMD, maior que 30 mm, Caparaó, maior que 40 mm, Linhares, maior que 70 mm, e Caratinga, quase 90 mm. No segundo episódio, mais curto que o anterior e em OMJ de forte intensidade, as estações meteorológicas também registraram baixos volumes de precipitação, pouco ultrapassando, em alguns casos, 10 mm. Eventos isolados ocorreram em Caparaó e Diamantina, que registraram cerca de 30 mm de chuvas cada, em Caratinga, cerca de 40 mm, e em CMD, cerca de 90 mm (Apêndice C).

No terceiro episódio da ZCOU, ocorrido de 27 a 30 de novembro, em OMJ de forte intensidade, verifica-se também, em geral, que foram registrados baixos volumes de precipitação; somente as estações meteorológicas de Aimorés, Barbacena, Caparaó, CMD, Linhares e Viçosa registraram, em pelo menos um dia cada, precipitações um pouco superior a 20 mm, tendo ocorrido os maiores registros em Aimorés, 40 mm, e Barbacena e Caparaó, 50 mm cada. No quarto episódio de ZCOU, dias 14 e 15 de dezembro, em OMJ de fraca intensidade, um número equivalente de estações meteorológicas registrou, em ao menos um dia, precipitação superior a 20 mm – Aimorés, Barbacena, Caparaó, CMD, Diamantina e Governador Valadares. Ocorreram em algumas estações meteorológicas volumes diários de precipitação superior ao observado no episódio anterior: 40 mm em Diamantina, 60 mm em CMD e Aimorés, cada, e 90 mm em Governador Valadares (Apêndice C).

O quinto episódio de ZCOU também ocorreu no mês de dezembro, dias 23 e 24, mas em OMJ de forte intensidade. Nesse episódio as estações de Aimorés e Governador Valadares praticamente não registraram chuvas, e Linhares valores abaixo de 10 mm. Nas demais estações foram registrados valores superiores a 20 ou 30 mm em pelo menos um dia. Destacam-se nesse episódio as estações de CMD, que registrou em um dia, valor superior a 40 mm, e no outro, superior a 60 mm, Diamantina, que registrou em cada dia, valores de chuvas acima de 40 mm, Caratinga, com um dia de registro acima de 50 mm, e Timóteo, com um dia de registro acima de 60 mm. E, por fim, evento de apenas um dia de ZCOU ocorreu no dia 22 de outubro, em OMJ de fraca intensidade. Esse episódio gerou pouco ou nenhum volume de chuva em grande parte das estações meteorológicas. Destaca-se apenas a estação de CMD na qual foi registrado cerca de 20 mm de chuva (Apêndice C).

Em geral, a atuação da ZCOU em relação às fases da OMJ, durante a estação chuvosa seca, se assemelha à sua atuação durante a estação chuvosa habitual e a estação chuvosa úmida, uma vez que em ambas a ZCOU atuou em diferentes fases, e nelas ocasionou tanto maiores como menores valores de precipitação. Em relação à intensidade da OMJ, assemelha-se também a ambas estações, uma vez que, atuou em todas, tanto em situação de fraca como de forte

intensidade, e nas diferentes intensidades, ocasionou tanto altos como baixos volumes de precipitação.

A mEc foi o segundo sistema em participação percentual na gênese de chuvas durante a estação chuvosa seca. De um modo geral, esse sistema esteve relacionado a menores volumes de precipitação diários na grande maioria dos dias de sua atuação, tal como ocorreu nas estações chuvosas habitual e úmida. Contudo foi observado que as precipitações com gênese nesse sistema e superiores ao registro de 20 mm diários estiveram relacionadas, principalmente, à intensidade forte da OMJ. Destacam-se durante essa estação chuvosa apenas três registros de precipitação mais elevados, iguais ou maiores a 50 mm, ocorridos em dia de OMJ de fraca intensidade, em 1º de outubro em Caparaó (54 mm), e nos dias 24 de janeiro e 1º de março em Diamantina (50 mm e 57 mm, respectivamente). Os demais valores registrados, também acima de 50 mm, outros quatro, ocorreram todos em OMJ de forte intensidade; exemplos são o do dia 14 de novembro em Caparaó, 89 mm, e o do dia 13 do mesmo mês em Barbacena, 74 mm (Apêndice C).

Observa-se em relação à atuação da mEc durante a estação chuvosa seca que nela ocorreram algumas situações diferentes das registradas nas estações chuvosas habitual e úmida. Inicialmente, houve maior participação percentual desse sistema na estação chuvosa seca, principalmente quando comparado à estação chuvosa habitual, o que pode ser justificado, na verdade, pela menor participação dos outros sistemas, em especial da ZCAS. Em relação à atuação do sistema e à intensidade da OMJ, na estação chuvosa seca os maiores volumes de chuva, maiores que 20 mm/dia, resultantes da mEc, foram registrados em OMJ de forte intensidade e, o contrário ocorreu especialmente na estação chuvosa habitual, na qual tais registros ocorreram em intensidade fraca da OMJ.

O terceiro sistema atmosférico que mais esteve relacionado à gênese das chuvas durante a estação chuvosa seca foi a ZCAS. Nessa estação, contudo, ocorreu somente um episódio de ZCAS, nas estações chuvosas habitual e úmida ocorreram em média quatro episódios. A menor atuação da ZCAS durante essa estação justifica assim sua menor participação na gênese das chuvas e, por consequência, a classificação dessa estação chuvosa como seca.

O único episódio de ZCAS ocorreu de 6 a 9 de fevereiro, durante a fase 8 da OMJ, que atuava com forte intensidade. Nesses quatro dias de ZCAS, ela atuou diariamente e, mais especificamente, nas porções sul-centro-centro-sul da Bacia do Rio Doce. Mesmo tendo ocorrido em OMJ de forte intensidade, ocasionou em algumas estações meteorológicas da bacia altos volumes de precipitação, como 197 mm em Diamantina, 168 mm em CMD e 148 mm em Caratinga. Situação atípica ao observado nas estações chuvosas habitual e úmida, nas quais os

maiores volumes de chuva com gênese da ZCAS ocorreram, principalmente, em OMJ de fraca intensidade (Apêndice C).

Por fim, o quarto sistema com maior participação na gênese das chuvas foram as IT. Elas tiveram atuação muito semelhante à da mEc durante a estação chuvosa seca. Assim como ocorrido com a mEc, os maiores volumes de chuvas resultantes das IT, superiores a 20 mm, estiveram relacionados, em sua grande maioria, à fase forte da OMJ. A mesma relação ocorreu com os volumes extremos de precipitação, uma vez que, somente no dia 28 de fevereiro, dia de OMJ de fraca intensidade, foram registrados em Caparaó 52 mm de chuva. Precipitações superiores a 50 mm foram registradas em cinco dias diferentes, e em OMJ de forte intensidade, três desses dias ocorreram na estação meteorológica de Barbacena – 24 de novembro e 8 e 31 de março, os quais registraram, em média, em cada dia, 72 mm. Os outros dois ocorreram em Caparaó, 53 mm, e Diamantina, 50 mm, em 3 de janeiro e 21 de março, respectivamente (Apêndice C).

A atuação das IT, especialmente em relação à intensidade da OMJ durante a estação chuvosa seca, foi semelhante ao ocorrido durante a estação chuvosa habitual, ou seja, os maiores volumes de chuva ocorreram em situação de forte intensidade da OMJ. Por outro lado, tal atuação é muito diferente do observado na estação chuvosa úmida, quando a maior gênese das chuvas se relaciona à intensidade fraca da OMJ.

Após analisado o ritmo das chuvas nas estações chuvosas da Bacia do Rio Doce em relação às fases e intensidades da OMJ, também será analisada sua relação com a vulnerabilidade socioambiental das populações urbana e rural residentes na bacia. Tal vulnerabilidade será apresentada a seguir conforme sua ocorrência por estação chuvosa, habitual, úmida e seca.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo da variabilidade das chuvas na Bacia do Rio Doce – tendo por base o referencial conceitual utilizado, a caracterização pluviométrica da bacia obtida por meio das Normais do Inmet e as técnicas empregadas no preenchimento das falhas dos dados, no cálculo do Índice de Anomalia de Chuvas – IAC e na análise do ritmo das chuvas e sua relação com os sistemas e oscilações atmosféricas produtores do tempo – permitiu uma análise mais aprofundada da distribuição espacial das chuvas na bacia, principalmente no período de 1991 a 2017.

Proporcionalmente, a variabilidade temporal das chuvas na bacia entre os seis meses da estação chuvosa e os seis meses da estação seca pouco alteraram da Normal Pluviométrica I – NPI para a Normal Pluviométrica II – NPII, passando, na estação chuvosa, com os dados das estações do entorno, de uma concentração de 82,7 % para 85,1 %. Além disso, essa variabilidade se manteve da NPII para o período da pesquisa – 1991 a 2017. Esse dado é importante, pois demonstra que eventos anuais isolados, como anos mais úmidos e/ou mais secos, não alteram os volumes médios de chuva em uma escala de tempo de muitos anos, tal como sua distribuição entre os seis meses da estação chuvosa e os seis meses da estação seca. O regime pluvial da bacia é bem definido com uma concentração das chuvas nos meses de outubro a março, tendo sido também observado que a concentração média das chuvas em maiores volumes ocorre nos meses de novembro, dezembro e janeiro, excetuando-se alguns anos e/ou estações chuvosas, como registrado no ano-padrão seco.

Em relação à variabilidade espacial das chuvas na bacia, identificou-se que os maiores volumes de chuvas registrados se concentraram, tanto na NPI como na NPII e nos anos da pesquisa, nas porções oeste, sudoeste e noroeste da bacia, havendo uma expansão dessas áreas a partir da NPII para a região mais central e ainda de maiores altitudes da bacia, expansão essa que se manteve após a espacialização dos dados do período da pesquisa. Quanto à região da bacia com menores volumes de chuva, identificou-se uma alteração da NPI para a NPII. Na primeira NP, as menores precipitações foram registradas na porção central da bacia, com extensão de norte a sul, abrangendo as estações meteorológicas de Governador Valadares e Caratinga. Já na NPII, as menores precipitações se mantiveram em Governador Valadares e entorno – porção nordeste da bacia – estendendo-se para a porção centro-leste no entorno da estação de Aimorés. Essa espacialização das precipitações também se manteve, considerando-se a análise dos dados de 1991 a 2017.

A variabilidade espacial das chuvas na bacia reafirma a importância dos fatores estáticos na gênese das chuvas em seu território, uma vez que os maiores volumes se concentram no entorno das regiões serranas e planálticas, e os menores, nas depressões interplanálticas do rio Doce, ficando sua porção litorânea em uma situação intermediária. O relevo e as altitudes da porção oeste e noroeste da bacia realizam um forçamento da atuação dos sistemas tropicais, especialmente os vindos da região norte, enquanto os da porção sudoeste e sul realizam um forçamento da atuação dos sistemas extratropicais, vindos da porção sul do país.

Identifica-se, com o estudo, que a variabilidade temporal e espacial das precipitações na bacia não sofreu alterações acentuadas, praticamente ocorrendo conforme o identificado em estudos anteriores já realizados sobre ela. Por outro lado, com base no IAC, realizou-se também uma análise anual da variação temporal e espacial das chuvas em anos recentes, 1991 a 2017. Em uma escala anual, podem-se identificar os anos de ocorrência e as áreas de abrangência de índices de anomalias positivos e negativos de precipitação na bacia. Em decorrência dessa análise, identificou-se, do ano 1991 a 2017, a partir da média das chuvas, um menor número de meses com anomalias positivas, e um maior número de meses com anomalias negativas, especialmente nos últimos anos da pesquisa, sendo tal situação merecedora de atenção e de estudos futuros a fim de se verificar a tendência desses valores médios.

Não foi identificada uma região específica da bacia com tendência a anomalias positivas ou negativas apenas. Em geral, a espacialização das anomalias anuais, e também por estação chuvosa, demonstra que as regiões mais chuvosas da bacia podem apresentar tanto anomalias positivas como negativas, assim como as regiões menos chuvosas. Por outro lado, em alguns dos anos e estações chuvosas estudados, a espacialização demonstra uma ligeira tendência das anomalias positivas e negativas serem mais representativas nas regiões de maior altitude da bacia. Tal situação, por sua vez, afeta toda a bacia, uma vez que o excesso ou a escassez de chuva nas cabeceiras afetarão os cursos d'água locais e os que estão a jusante.

A compreensão da frequência de ocorrência e das áreas mais afetadas por anomalias positivas e negativas de precipitação na Bacia do Rio Doce podem contribuir para mitigar os efeitos dessas anomalias para as populações residentes na bacia, tanto na área rural como urbana, uma vez que, estas populações são vulneráveis tanto ao excesso como à escassez das chuvas. O estudo da variação das chuvas e da distribuição das anomalias de chuva por ano-padrão foi fundamental para demonstrar que é, principalmente, a variação na ocorrência das chuvas durante a estação chuvosa que irá influenciar de forma mais significativa na oferta ou escassez de chuvas na bacia, já que, o volume de chuvas da estação seca é muito baixo e, por

consequência, as anomalias ocorridas nessa estação, sejam positivas ou negativas, não se relacionam a valores elevados de precipitação.

Assim, o estudo do ritmo das chuvas na estação chuvosa habitual, úmida e seca permitiu, dentre outras análises, verificar que a vulnerabilidade das populações a condições de anomalias positivas e negativas é agravada pela atuação diária dos sistemas atmosféricos produtores do tempo, sobretudo os relacionados à gênese dos maiores volumes de chuva na bacia. A análise do ritmo das chuvas demonstra que, independentemente da estação chuvosa, se habitual, úmida ou seca, as precipitações não se distribuem de forma homogênea pela bacia. As chuvas resultantes da ZCAS e da ZCOU são concentradas, na maioria das vezes, em episódios de poucos dias e com altos volumes de precipitação, nos quais podem ocorrer eventos de precipitação extrema. Dessa forma, esses sistemas poderão desencadear, devido à intensidade e concentração das chuvas, inundações na bacia e deixar grande número de pessoas desabrigadas.

A escolha de três estações chuvosas padrão que representam a dinâmica atmosférica e a identificação dos sistemas atmosféricos atuantes durante essas estações possibilitaram uma compreensão mais ampla da variabilidade das chuvas na bacia. Em geral, destaca-se que, mesmo com sua dimensão territorial e dinâmica altimétrica, na maioria dos dias, os sistemas conseguiram alcançar e atuar em todas as regiões da bacia. Algumas exceções, mais pontuais, ocorreram, por exemplo, em episódios de ZCAS e ZCOU que, em alguns momentos, ocasionaram mais chuvas em determinadas regiões da bacia e em outras apenas nebulosidade em razão do posicionamento desses sistemas em relação à própria bacia, e episódios de IT por vezes resultantes da termodinâmica local, ocasionando, por conseguinte, chuvas mais localizadas.

Constatou-se que a variabilidade das chuvas na bacia por estação chuvosa – habitual, úmida ou seca – é consequência de diversos aspectos, os quais relacionam a atuação dos sistemas e a gênese das chuvas. São eles, a ocorrência espacial quase totalitária dos mesmos sistemas atmosféricos na bacia; a influência do continente na atuação de alguns sistemas, como o processo de tropicalização das massas polares; a intensidade da atuação dos sistemas em determinadas regiões da bacia, como a maior gênese de chuvas pela mTa na região litorânea; e o trajeto assumido pelos sistemas no território da bacia, no qual se destaca o posicionamento da ZCAS.

Os períodos de estiagem, ou também denominados veranicos, ocorreram durante as três estações chuvosas padrão, o que nos permite considerá-los como uma característica intrínseca da estação chuvosa, seja ela habitual, úmida ou seca. Tal aspecto, por sua vez, permite afirmar

que os riscos e possíveis danos ocasionados por uma estação chuvosa seca não podem ser diretamente relacionados à ocorrência apenas de veranicos, especialmente os mais longos, mas também, e talvez até mais importante, à não atuação dos sistemas que produzem chuvas como a ZCAS, a ZCOU e as IT. Os veranicos da bacia ocorreram principalmente, em dias de atuação da mTa e da ASAS, sistemas atmosféricos que naturalmente não se relacionam à gênese de chuvas, e também em alguns dias de atuação da mEc que, na maioria das vezes, perde umidade em sua trajetória e, em consequência disso, também não origina chuvas na bacia.

A atuação dos sistemas atmosféricos produtores de chuvas na bacia não exclui a possibilidade de ocorrência de veranicos em uma estação chuvosa. Os efeitos do veranico, por outro lado, serão mais sentidos quando a atuação desses sistemas ocorrer com menor intensidade, mormente quando essa menor gênese de chuvas se estender de uma estação chuvosa para outra. Pôde-se verificar que a ocorrência consecutiva de duas estações chuvosas secas, nas quais os sistemas produtores de chuva não produzem grandes volumes de precipitação e que, por sua vez, ainda ocorrem após os seis meses secos da bacia, tendem a expor ainda mais as populações à situação de vulnerabilidade, ou seja, aos riscos da estiagem e do desabastecimento ou ao racionamento do uso da água.

Ainda sobre a análise das anomalias de chuva ocorridas nas estações chuvosas habitual, úmida e seca, verificou-se que estas não possuem relação direta com a ocorrência e a intensidade do fenômeno El Niño Oscilação Sul – ENOS. Ocorreram estações chuvosas habituais, úmidas e secas tanto em período de El Niño e do La Niña, como em anos de neutralidade do fenômeno. Assim, há tendências para afirmar que a classificação das estações chuvosas por meio das anomalias de chuva obtidas através da técnica do IAC não possui correspondência direta com a atuação do fenômeno ENOS. Consequentemente, ainda que o ENOS altere a circulação de macroescala e influencie a atuação das massas de ar no Brasil, na Bacia do Rio Doce, a tendência demonstra que esse fenômeno não influencia de forma direta o volume de chuvas nas estações chuvosas da bacia.

Na análise do ritmo das chuvas, pode-se também verificar a influência da OMJ sobre os sistemas produtores de chuva na bacia. As tendências encontradas nos permitem afirmar, no geral, que as fases da OMJ não estão diretamente relacionadas à atuação desses sistemas, excetuando-se observações em relação à ZCAS. A atuação da mTa e da ASAS, sistemas relacionados a poucos volumes de chuva na bacia, ocorreram em todas as fases da OMJ em todas as estações chuvosas padrão estudadas. Situação um pouco similar aos sistemas que produziram chuvas na bacia, pois considerando também todas as estações chuvosas estudadas, as IT e a mEc também ocorreram em todas as fases da OMJ. Já em relação a ZCAS verificou-

se que não ocorreu nenhum episódio de ZCAS durante a fase 2 da OMJ, quando a oscilação está sobre o Oceano Índico, e em relação à ZCOU, apenas registrou-se um dia de atuação desse sistema durante a fase 5 da OMJ, quando a oscilação se encontra na região do continente australiano. Verificou-se, ainda, em relação à atuação dos sistemas, que em uma mesma fase da OMJ foram registrados, em geral, tanto os maiores como os menores volumes de chuva. Constataram-se, portanto, duas tendências, a primeira é que a fase da OMJ não exerce influência sobre a intensidade das precipitações originadas dos sistemas atmosféricos, e a segunda é a não ocorrência de ZCAS na fase 2 da OMJ.

Quanto à intensidade da OMJ e à sua influência na atuação dos principais sistemas atmosféricos produtores do tempo na bacia, as análises permitiram verificar que:

1- Em relação à estação chuvosa habitual na qual a **OMJ forte atuou em 75 % dos dias**, as médias de atuação dos principais sistemas atuantes na bacia foram:

- a) a ZCAS e a ZCOU juntas atuaram em 32 % dos dias, com uma proporção maior para a ZCOU (18 %), e se relacionaram à gênese de 71 % das chuvas, sendo 37 % apenas das ZCAS;
- b) as IT atuaram em 6 % dos dias e ocasionaram a gênese de 12 % das chuvas, já a mEc atuou em 9 % dos dias e participou em 5 % da gênese das chuvas;
- c) a mTa e a ASAS atuaram e participaram da gênese de chuvas, respectivamente, em 25 % e 23 % dos dias, com 6 % e 3 % de chuvas, nessa ordem.

2 - Em relação à estação chuvosa úmida em que a **OMJ fraca predominou em 62 % dos dias**, as médias de atuação dos principais sistemas atuantes na bacia foram:

- a) a ZCAS e a ZCOU atuaram juntas em 25 % dos dias, com uma proporção maior também para a ZCOU (14 %), e produziram 55 % das chuvas, sendo 31 % da ZCAS;
- b) as IT atuaram em 9 % dos dias e geraram 24 % de precipitação, a mEc atuou em 22 % dos dias e participou em 15 % da gênese de chuvas;
- c) a mTa e a ASAS atuaram e participaram da gênese de chuvas, respectivamente, em 24 % e 14 % dos dias, com 5 % e menos de 1 % de chuvas, nessa ordem.

3 - Em relação à estação chuvosa seca com **OMJ forte em 58 % dos dias**, as médias de atuação dos principais sistemas atuantes na bacia foram:

- a) a ZCAS e a ZCOU atuaram, em média, em 11 % dos dias, com maior atuação da ZCOU (em 8 % dos dias), e produziram 45 % das chuvas, sendo 29 % da ZCOU;
- b) as IT atuaram em 3 % dos dias e participaram da gênese de 15 % das precipitações, já a mEc atuou em 34 % dos dias e ocasionou 22 % das precipitações;
- c) a mTa e a ASAS atuaram e participaram da gênese de chuvas, respectivamente, em 34 % e 12 % dos dias, ocasionando 6 % e menos de 1 % de chuvas, nessa ordem.

Considerando a intensidade da OMJ e o número de episódios de ZCAS por estação chuvosa na bacia, não se verifica uma relação direta entre esses. Seria uma tendência, por exemplo, a ocorrência de mais de um episódio de ZCAS na estação chuvosa seca, na qual houve o predomínio de OMJ de forte intensidade em 58 % dos dias, uma vez que na estação chuvosa habitual, com predomínio de OMJ de forte intensidade em 75 % dos dias, ocorreram sete episódios de ZCAS. Por consequência, na estação chuvosa úmida com predomínio de OMJ de fraca intensidade em 62 % dos dias, ocorreria um menor número de episódios. Ou seja, analisado esse dado e considerando o registro de ZCAS em intensidade fraca ou forte da OMJ, pode-se dizer que a intensidade da OMJ não foi determinante para a ocorrência ou não da ZCAS. Além disso, observado o tempo de atuação e o volume de chuvas ocorrido por estação chuvosa decorrente desse sistema, proporcionalmente pode-se afirmar que não ocorreu alteração na atuação da ZCAS na bacia em decorrência da intensidade da OMJ. Em outras palavras, em média, o volume de chuvas com gênese na ZCAS pela quantidade de dias de atuação do sistema por estação chuvosa foi muito similar, independentemente da intensidade da OMJ.

Por outro lado, se analisados os episódios de ZCAS individualmente por estação chuvosa, constata-se a tendência de que os episódios de maior duração em dias ocorrem em OMJ de fraca intensidade ou quando há a associação em um mesmo episódio da fraca e da forte intensidade. Na estação chuvosa habitual, quatro das sete ZCAS ocorreram em OMJ de forte intensidade e tiveram duração de dois ou três dias apenas; já no episódio predominantemente de OMJ fraca, a ZCAS atuou em seis dias e, nos outros dois em que ocorreu tanto a OMJ forte como a fraca, no episódio de duração de cinco dias, três dias foram de OMJ fraca e os outros dois, de forte; já no de duração de três dias, um apenas foi de OMJ fraca. Situação similar à ocorrida na estação chuvosa úmida, na qual dois episódios mais curtos, de três dias, ocorreram, um em intensidade forte e o outro em fraca; nos outros dois, no de quatro dias predominou apenas a OMJ fraca, e no de dez dias, o mais longo, sete dias foram de atuação de OMJ fraca. O único episódio de ZCAS com mais de três dias de ocorrência em OMJ de forte intensidade foi identificado na estação chuvosa seca, sendo que, nesta, o episódio teve duração de quatro dias. Tendo por base essas observações, pode-se afirmar que há uma tendência de que episódios mais longos de ZCAS ocorram em situação de OMJ de fraca intensidade e, por consequência, os mais curtos em OMJ de forte intensidade.

Outra tendência observada e analisada diz respeito à relação entre o posicionamento da ZCAS e a intensidade da OMJ. Considerando todas as estações chuvosas, ocorreram 22 dias de ZCAS em situação de OMJ de forte intensidade. Em 41 % desses dias, a ZCAS se posicionou

no centro ou no centro/norte, ou ainda no centro sul da bacia; em 18 % dos dias esteve mais ao norte ou mais ao sul da bacia; e nos demais, 41 % dos dias, posicionou-se no sul ou norte de Minas. Já em situação de OMJ de fraca intensidade, foram observados 29 dias de ocorrência de ZCAS. Em 45 % desses dias, a ZCAS se posicionou no centro da bacia e em alguns poucos dias no centro/norte ou no centro sul; em 31% dos dias seu posicionamento foi mais ao norte ou mais ao sul da bacia; e em 24 % dos dias, sua posição foi no sul ou no norte de Minas, tendo predominado a primeira. Observa-se com esses dados uma tendência de influência da intensidade da OMJ no posicionamento da ZCAS em relação à bacia. Com OMJ de fraca intensidade, a ZCAS se posicionou em 76 % dos dias de sua atuação no centro ou nas porções mais ao sul ou ao norte da bacia, enquanto em situação de OMJ de forte intensidade esse posicionamento correspondeu a 59 %. Sendo assim, pode-se afirmar que episódios de ZCAS em situação de OMJ de fraca intensidade tendem a se posicionar mais sobre a região da bacia e sul de Minas, e em situação de forte intensidade se posicionam menos sobre a bacia.

No caso da ZCOU, observou-se que durante as estações chuvosas habitual e úmida o volume de chuva gerado pela quantidade de dias de atuação da ZCOU foi praticamente o mesmo, já na estação chuvosa seca, essa relação foi maior. Na estação chuvosa habitual, a atuação da ZCOU aconteceu predominantemente em OMJ de forte intensidade; na estação chuvosa úmida, predominou a atuação em OMJ de fraca intensidade; e na estação chuvosa seca, a atuação ocorreu em quantidade similar de OMJ de fraca e forte intensidade. Tal observação indica que não há relação entre a atuação da ZCOU e a intensidade da OMJ.

A atuação das IT em dias foi maior durante a estação chuvosa úmida, na qual também se destacou como o segundo sistema, junto com a ZCOU, que mais participou na gênese das chuvas. Em relação à proporção entre dias de atuação e gênese de chuva, sua atuação durante a estação chuvosa seca se destaca. Os maiores volumes de precipitação originados das IT durante as estações chuvosas se relacionam tanto à OMJ de forte como de fraca intensidade. Durante as estações chuvosas habitual e seca, as estações meteorológicas localizadas em maiores altitudes apresentaram maiores volumes de chuvas resultantes das IT; já na estação chuvosa úmida, a termodinâmica da atmosfera permitiu que esses altos valores também ocorressem nas estações meteorológicas localizadas em menor altitude, no interior da bacia.

O volume de precipitação resultante das IT, praticamente equiparado ao da ZCOU, foi fundamental para a classificação da estação chuvosa de 2010-2011 como úmida. A maior atuação em dias e a gênese de chuvas durante a estação chuvosa úmida de OMJ de fraca intensidade, no entanto, não pode ser considerada uma tendência, posto que se deve também levar em consideração o ocorrido nas demais estações, especialmente na estação chuvosa seca,

na qual as IT atuaram em poucos dias, mas ocasionaram muita chuva, e em situação de OMJ tanto de forte como de fraca intensidade.

A atuação em dias e a gênese de chuvas relacionadas à mEc predominaram durante a estação chuvosa seca, e a maior atuação proporcional, chuvas por dia resultante desse sistema, ocorreu na estação chuvosa úmida. Observou-se ainda que, houve um aumento gradativo da atuação desse sistema da estação chuvosa habitual para a estação chuvosa úmida, e, posteriormente, da úmida para a seca. Já em relação ao volume absoluto de chuva gerado pelo sistema, o aumento ocorreu apenas da estação chuvosa habitual para a estação chuvosa úmida. Na estação chuvosa habitual, os maiores registros de chuvas diários, acima de 20 mm, resultantes da atuação da mEc, ocorreram predominantemente em OMJ de fraca intensidade; na estação chuvosa úmida, ocorreram tanto em situação de OMJ de forte como de fraca intensidade, tendo predominado a última; e na estação chuvosa seca, os maiores registros ocorreram, sobretudo em OMJ de forte intensidade. Ou seja, também não se observa nenhuma tendência em relação à atuação da mEc e à intensidade da OMJ.

Na estação chuvosa seca, a mEc ocasionou o segundo maior volume de chuvas. Por outro lado, pode-se afirmar que ela também contribuiu para a classificação da estação chuvosa de 2014-2015 como seca. Tal afirmativa advém do fato de que as chuvas provenientes da mEc tendem a ocorrer em forma de eventos extremos, ou seja, são muito concentradas; assim, na maioria dos dias em que esse sistema atuou na bacia, não ocasionou chuvas. Logo sua maior atuação na estação chuvosa de 2014-2015 também significa maior número de dias sem chuvas, o que contribuiu também para que essa estação se classificasse como seca. No geral, pode-se ainda afirmar que, pela proporção de dias de atuação e pelo volume de chuvas gerado, a mEc foi um dos sistemas que menos originou chuvas na bacia junto com a mTa. Na estação chuvosa seca, esses sistemas, junto com a ASAS, a mPa e as FF, atuaram em 86 % dos dias. A atuação desses sistemas, que não estão relacionados à gênese de muita chuva na bacia, em maior proporção, desencadearam uma estação chuvosa seca.

Quanto à atuação da mTa e da ASAS, principalmente, e à relação desses sistemas com a intensidade da OMJ, verificou-se que a maior quantidade de dias de atuação da mTa durante a estação chuvosa habitual ocorreu em OMJ forte, enquanto na estação chuvosa úmida foi mais em situação de OMJ fraca, e na estação chuvosa seca atuou um pouco mais em OMJ de forte intensidade. Os poucos episódios de chuvas provenientes desse sistema ocorreram tanto em OMJ forte como fraca em todas as estações chuvosas, na estação chuvosa úmida predominaram os ocorridos em OMJ fraca. Em relação à atuação da ASAS na estação chuvosa habitual, o sistema atuou mais em dias de OMJ de forte que de fraca intensidade, e nas estações chuvosas

úmida e seca atuou um pouco mais em dias de OMJ de fraca que de forte intensidade. Em todas essas atuações, o sistema também se relaciona à pouquíssima gênese de chuvas, tendo esses episódios isolados ocorrido tanto em situação de intensidade de OMJ fraca como forte.

Após as considerações realizadas, observa-se que a hipótese norteadora da pesquisa foi parcialmente confirmada. Confirmou-se que a ocorrência de anomalias de chuva, positivas e negativas na Bacia do Rio Doce não possui uma tendência temporal, uma sequência igualmente intercalada de anos e estações chuvosas de ocorrência. Considerando a variabilidade anual, por exemplo, de um ano seco para outro, há intervalos de um a cinco anos de ocorrência. Confirmou-se parcialmente que a ocorrência de anomalias de chuva positivas e negativas na bacia, em um ano ou em uma estação chuvosa, possui uma tendência espacial, ocorrendo uma única anomalia simultaneamente em toda a região da bacia. Tal hipótese não foi considerada totalmente confirmada porque ocorreram anos ou estações chuvosas em que não houve o predomínio de apenas uma anomalia de chuva distribuída em todo o espaço da bacia, ou seja, identificaram-se anos ou estações chuvosas em que a bacia apresentou regiões tanto com anomalias positivas como negativas simultaneamente. Confirmou-se também que as anomalias resultam da atuação diferenciada dos sistemas produtores do tempo na bacia, contudo, não foram encontradas evidências suficientes para afirmar que esses sistemas sofrem influência da OMJ em sua atuação. Observaram-se algumas tendências de influência em relação a algumas atuações, especialmente em relação à ZCAS, mas no geral não foram suficientes para confirmar a hipótese.

As questões relacionadas às chuvas na Bacia do Rio Doce ainda carecem de mais estudos, principalmente no que diz respeito aos fatores que impedem a atuação dos sistemas atmosféricos que as produzem. Com a utilização de dados mais recentes de chuvas da bacia, o trabalho apresenta análises importantes relacionadas à variabilidade temporal e espacial das chuvas na Bacia do Rio Doce, ou, melhor dizendo, sobre a irregularidade de ocorrência das chuvas na bacia, aspecto comum às regiões tropicais. O trabalho também reafirma tendências e afirmativas já realizadas em outros estudos, como, dentre outros, a falta de correspondência entre os anos de atuação do fenômeno ENOS e a gênese das chuvas na bacia.

Por outro lado, esta pesquisa não finda o campo de estudos da relação entre a possível atuação e até mesmo influência da OMJ sobre os sistemas atmosféricos que produzem chuvas na bacia e, por consequência, sobre sua influência nas chuvas que ocorrem nela, pois, mesmo não tendo sido confirmada a hipótese de que a OMJ influencia os sistemas atmosféricos produtores de chuvas na bacia, também não foram apresentadas evidências suficientes para refutá-la. Ao contrário, considera-se que as evidências, especialmente em relação à ZCAS,

apontam para a necessidade da realização de novas pesquisas, com o uso de outras fontes de dados, diferentes dos aqui utilizados, a fim de que se possa melhor compreender a OMJ e suas possíveis influências na BH do Rio Doce.

A realização de mais estudos sobre a dinâmica das chuvas na Bacia do Rio Doce é extremamente importante e necessária, uma vez que tais estudos poderão contribuir para amenizar as questões relacionadas às chuvas, especialmente no que se refere aos riscos e às vulnerabilidades decorrentes dos eventos extremos causadores de inundações e da escassez ou racionamento de água, que têm se tornado uma preocupação de diversos setores da sociedade e da população em geral nos últimos anos, sobretudo após o desastre ambiental de 2015.

REFERÊNCIAS

- ABREU, Magda Luzimar de. A Estação Chuvosa de Minas Gerais: A Zona de Convergência do Atlântico Sul. *In: Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica*, 3., 1998, Salvador. **Anais [...]**. Salvador: UFBA, 1998a.
- ABREU, Magda Luzimar de. Climatologia da estação chuvosa de Minas Gerais: de Nimer (1977) a Zona de Convergência do Atlântico Sul. **Revista Geonomos**, Belo Horizonte, v. 6, n. 2, p. 17-22, dez. 1998b.
- AGÊNCIA NACIONAL DAS ÁGUAS. **HidroWeb**: Sistema de Informações Hidrológicas. ANA, Brasília, 2018. Disponível em: < <http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Acesso em 17 jan. 2018.
- AGÊNCIA NACIONAL DAS ÁGUAS. **Orientações para consistência de dados pluviométricos**. Superintendência de Gestão da Rede Hidrometeorológica. Brasília: ANA, SGH, 2012.
- AGUIAR, Daniel Alves de; NUNES, Luci Hidalgo. Variabilidade pluviométrica de alguns municípios da Região Metropolitana de Campinas (SP) em dois períodos homogêneos. **Sociedade & Natureza**, Uberlândia, v. 18, n.35, p. 55- 64, 2006.
- ALVAREZ, Mariano S. *et al.* Influence of the Madden Julian oscillation on precipitation and surface air temperature in south america. **Climate Dynamics**, 2015. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00382-015-2581-6>. Acesso em: 15 jan. 2018.
- AMARO, Heriberto dos Anjos; LACERDA, Elisângela Gonçalves; MOLION, Luiz Carlos Baldicero. Um episódio da Zona de Convergência na América do Sul. *In: Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 16., 2010, São Paulo. **Anais eletrônicos [...]**. São Paulo: SBMET, 2010. Disponível em: http://www.sbmet.org.br/cbmet2010/artigos/452_29739.pdf. Acesso em: 07 nov. 2018.
- AMORIM, Raniéri Carlos Ferreira de; RIBEIRO, Aristides; LEITE, Christiane Cavalcante; LEAL, Brauliro Gonçalves; SILVA, Jonathas Batista Gonçalves. Avaliação do desempenho de dois métodos de espacialização da precipitação pluvial para o Estado de Alagoas. **Acta Scientiarum. Technology**, v. 30, n. 8, p. 87-91, 2008.
- ANDRADE, Kelen Martins. **Climatologia e Comportamento dos Sistemas Frontais sobre a América do Sul**. 2005. Dissertação (Mestrado) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005.
- AUSTRALIAN GOVERNMENT BUREAU OF METEOROLOGY. **Madden-Julian Oscillation (MJO)**. Disponível em: <http://www.bom.gov.au/climate/mjo/>. Acesso em: 19 jun. 2018.
- AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003.
- BARBOSA, Rafael Gomes; DALLAROSA, Ricardo; SARAIVA, Ivan. Características de um evento de precipitação ocorrido na cidade de Manaus-AM, associado à atuação da Zona de Convergência de Umidade. *In: Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 16., 2010, São Paulo.

Anais eletrônicos [...]. São Paulo: SBMET, 2010. Disponível em:

http://www.sbmec.org.br/cbmec2010/artigos/469_89513.pdf. Acesso em: 18 nov. 2018.

BARRY, Roger G.; CHORLEY, Richard J. **Atmosfera, tempo e clima**. Tradução de Ronaldo Catado Costa. 9. ed. Porto Alegre: Bookman, 2013.

BASTOS, Camila C.; FERREIRA, Nelson J. Análise Climatológica da Alta Subtropical do Atlântico Sul. *In*: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 11., 2000, Rio de Janeiro, **Anais [...]**. Rio de Janeiro: SBMET, 2000. p. 612-619.

BAPTISTA, Gustavo M. **Aquecimento global: ciência ou religião?** Brasília: Hinterlândia Editorial, 2009.

BEREZUK, André Geraldo. **Análise das adversidades climáticas no Oeste Paulista e Norte do Paraná**. 2007. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Presidente Prudente, 2007.

BERTONI, Juan Carlos; TUCCI, Carlos Eduardo Morelli. Precipitação. *In*: TUCCI, Carlos Eduardo Morelli (org.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. 4. ed. Porto Alegre: UFRGS/ABRH, 2009. p. 177-241.

BORSATO, Victor da Assunção; MENDONÇA, Francisco de Assis. Participação da massa polar Atlântica na dinâmica dos sistemas atmosféricos no centro sul do Brasil. **Mercator**, Fortaleza, v. 14, n. 1, p. 113-130, jan./abr. 2015.

BRITTO, Fabiane Pereira; BARLETTA, Rodrigo; MENDONÇA, Magaly. Variabilidade espacial e temporal da precipitação pluvial no Rio Grande do Sul: influência do fenômeno El Niño Oscilação Sul. **Revista Brasileira de Climatologia**, Associação Brasileira de Climatologia, v. 03 e 04, p. 37-48, 2008.

CARVALHO, Leila M.V; JONES, Charles. Zona de Convergência do Atlântico Sul. *In*: CAVALCANTI, Iracema Fonseca de Albuquerque *et al.* (org.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 95-109.

CARVALHO, Leila M.V; JONES, Charles; LIEBMANN, Brant. The South Atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88-108, 2004.

CARVALHO, Marllon Santos de; MOREIRA, Raner Moacir; RIBEIRO, Kátia Daniela; ALMEIDA, Alex Magalhães de. Concentração de metais no rio Doce em Mariana, Minas Gerais, Brasil. **Acta Brasiliensis**, v. 1, n.3, p. 37-41, 2017.

CASTELLANO, Marina Sória. **Extremos de chuva na região metropolitana de Campinas (SP): impactos, análise socioeconômica e políticas públicas**. 2016. Tese (Doutorado em Geografia) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2016.

CASTRO FILHO, Hugo Crisóstomo de; STEINKE, Ercília Torres; STEINKE, Valdir Adilson. Análise espacial da precipitação pluviométrica na bacia do Lago Paranoá: comparação de métodos de interpolação. **REVISTA GEONORTE**, Edição Especial 2, v.1, n.5, p.336-345, 2012.

CAVALCANTI, Iracema F. A.; KOUSKY, Vernon E. Frentes Frias sobre o Brasil. *In*: CAVALCANTI, Iracema Fonseca de Albuquerque *et al.* (org.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 135-147.

CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS/INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. **Boletim Técnico**. CPTEC/INPE, 2018. Disponível em: <http://tempo.cptec.inpe.br/boletimtecnico/pt>. Acesso em: 10 nov. 2018.

CHECHI, Leonardo; SANCHES, Fábio de Oliveira. O Uso do Índice de Anomalia de Chuva (IAC) na avaliação do Fenômeno do El Niño Oscilação Sul (ENOS) no Alto Uruguai Gaúcho entre 1957-2012. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Pernambuco, v.06, n.06, p. 1586-1597, 2013.

CHIERICE, Roseli Aparecida Fernandes. **Variabilidade espacial e temporal de precipitação pluviométrica na Bacia Hidrográfica do Rio Mogi Guaçu**. 2013. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 2013.

CLIMANÁLISE. Boletim de monitoramento e análise climática. INPE/CPTEC, 2019. Disponível em: <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/>. Acesso em: 15 jan. 2019.

COELHO, André Luiz Nascentes. **Alterações hidrogeomorfológicas no Médio/Baixo Rio Doce/ES**. 2007. Tese (Doutorado em Geografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2007.

COELHO NETTO, Ana L. Hidrologia de Encosta na Interface com a Geomorfologia. *In*: GUERRA, Antônio José Teixeira; CUNHA, Sandra Baptista da (org.). **Geomorfologia uma base de atualização e conceitos**. 6. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2005. p. 93-148.

COLE, J. P. **Geografia Quantitativa**. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia, 1972.

COMET Program. Chapter 3: Global Circulation. Disponível em: http://ftp.comet.ucar.edu/ootw/tropical/textbook_2nd_edition/navmenu.php_tab_4_page_2.3.0.htm. Acesso em 15 jun. 2018.

CONSÓCIO ECOPLAN-LUME. **Plano Integrado de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Doce e dos Planos de Ações de Recursos Hídricos para as Unidades de Planejamento e Gestão de Recursos Hídricos no Âmbito da Bacia do Rio Doce**. Contrato Nº 043/2008 – IGAM. Vol. 1. Relatório Final. Junho de 2010.

CONTI, José Bueno. **Clima e meio ambiente**. 7. ed. São Paulo: Atual, 2011.
CONTI, José Bueno; FURLAN, Sueli Angelo. Geoecologia: O clima, os solos e a biota. *In*: ROSS, Jurandir L. Sanches. **Geografia do Brasil**. 2. ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 1998. p. 67-208.

COSTA, Juliana Alcântara; RODRIGUES, Gláuber Pontes. Space-time distribution of rainfall anomaly index (RAI) for the Salgado Basin, Ceará State – Brazil. **Ciência e Natura**, Santa Maria, v.39 n.3, p. 627-634, Set-Dez 2017.

CRESPO, Antônio Arnot. **Estatística fácil**. 19. ed. São Paulo: Saraiva, 2009.

CRUZ, Cesar Duarte da. **Determinação sinótica dos fatores que favorecem as influências frontais sobre o estado de Alagoas**. 2008. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2008.

CUNNINGHAM, Christopher Alexander Castro; CAVALCANTI, Iracema Fonseca de Albuquerque. Intraseasonal modes of variability affecting the south atlantic convergence zone. **International Journal Climatology**, v. 26, p. 1165-1180, 2006.

CUPOLILLO, Fúlvio. **Diagnóstico Hidroclimatológico da Bacia do Rio Doce**. 2008. Tese (Doutorado em Geografia) - Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2008.

CUPOLILLO, Fúlvio; ABREU, Magda Luzimar de; CASTRO, Frederico do Valle Ferreira de. Climatologia do Regime Pluviométrico na Bacia do Rio Doce. *In: Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 14., 2006, Florianópolis. **Anais [...]**. Florianópolis, 2006. Disponível em: <http://www.cbmet.com/cbm-files/14-2378b1d14af7fa809e81461e34de2d30.pdf>. Acesso em: 27 jun. 2017.

DEGOLA, Thiago Souza Dias. **Impactos e Variabilidade do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul sobre o Brasil no clima presente e em cenários futuros**. 2013. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo- USP, São Paulo, 2013.

DENG, Liping; MCFARLANE, Sally A.; FLAHERTY, Julia E. Characteristics Associated with the Madden–Julian Oscillation at Manus Island. **Journal of Climate**, v. 26, p. 3342-3356, 2012.

ESPINDOLA, Haruf Salmen; GUERRA, Cláudio Bueno. Desastre da Samarco/Vale/BHP: uma tragédia em diferentes atos. **Revista do Lhiste**, Porto Alegre, v.4, n. 6, p. 221-235, jan/dez. 2017.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE. **Como criar e analisar superfícies utilizando o ArcGIS Spatial Analyst Versão 10**. ESRI. Rio de Janeiro: Apostila Academia GIS Imagem, junho de 2010.

FARIAS, Sylvia Elaine Marques de. **Estimativas satelitárias de precipitação sobre o bioma cerrado: possibilidades e perspectivas**. 2016. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais) - Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Goiânia, 2016.

FELIPPE, Miguel Fernandes; COSTA, Alfredo; FRANCO JÚNIOR, Roberto; MATOS, Ralfo Edmundo da Silva; MAGALHÃES JÚNIOR, Antônio Pereira. Acabou-se o que era Doce: notas geográficas sobre a construção de um desastre ambiental. *In: MILANEZ, Bruno; LOSEKANN, Cristiana (org.). Desastre no Vale do Rio Doce: antecedentes, impactos e ações sobre a destruição*. Rio de Janeiro: Folio Digital: Letra e Imagem, 2016. Disponível em: <http://www.global.org.br/wp-content/uploads/2017/02/Milanez-2016-Desastre-no-Vale-do-Rio-Doce-Web.pdf>. Acesso em: 12 nov. 2018.

FERNANDES, Diego Simões *et al.* **Índices para a quantificação da seca.** Embrapa Arroz e Feijão. Santo Antônio de Goiás, ed. 21, Dez. 2009.

FERRAZ, Simone Erotildes Teleginski. **Variabilidade Intrasazonal no Brasil e Sul da América do Sul.** 2004. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo- USP, São Paulo- SP, 2004.

FIM, Bárbara M.; ARAÚJO, Daiana L. de; LARA, Hélio G. de A.; ROIG, Henrique L. Interpolação espacial da precipitação mensal média no Distrito Federal, Brasil. *In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, 20., 2017, Florianópolis-SC. **Anais [...]**. Florianópolis, 2017. p.1-8. Disponível em: <http://anais.abrh.org.br/works/2361>. Acesso em: 24 out. 2018.

FONTÃO, Pedro Augusto Breda. **Ritmo das chuvas na bacia do Pardo (SP/MG): reflexos na vazão dos rios Pardo e Mogi-Guaçu.** 2014. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 2014.

FRAGOSO, Marcelo Henrique Carapito Martinho. **Climatologia das precipitações intensas no sul de Portugal.** 1. ed. Portugal: Fundação Calouste Gulbenkian, 2008.

GERARDI, Lúcia Helena de Oliveira; SILVA, Barbara-Christine Nentwig. **Quantificação em Geografia.** São Paulo: DIFEL, 1981.

GROSS, Joceli Augusto. **Índice de Anomalia de Chuva (IAC) dos municípios do Rio Grande do Sul afetados pelas estiagens no período de 1991 a 2012.** 2015. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia e Geociências da Universidade Federal de Santa Maria- UFSM, Santa Maria- RS, 2015.

GUERRA, Antônio Teixeira; GUERRA, Antônio José Teixeira. **Novo dicionário geológico-geomorfológico.** 4. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2005.

HENDON, Harry. H.; ZHANG, Chidong; GLICK, John D. Interannual variation of the Madden-Julian oscillation during austral summer. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2538-2550, 1999.

HIERA, Mitchel Druz . **A influência de fenômenos climáticos de macroescala (El niño e La niña) no regime das chuvas na Bacia Hidrográfica Paraguai 3.** 2016. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2016.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Mapas.** IBGE, 2017. Disponível em: <https://mapas.ibge.gov.br/bases-e-referenciais/bases-cartograficas/malhas-digitais>. Acesso em 21 dez. 2017.

INSTITUTO MINEIRO DE GESTÃO DAS ÁGUAS. **Qualidade das águas superficiais em Minas Gerais em 2014: resumo executivo.** Belo Horizonte: IGAM, 2015. 175p.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Banco de dados meteorológicos para ensino e pesquisa.** Brasília: INMET, 2018. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>. Acesso em: 01 jan. 2018a.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Normais Climatológicas do Brasil.**

Brasília: INMET, 2018. Disponível em:

<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas>. Acesso em: 02 fev. 2018b.

ITO, Ester Regina Kazuko; AMBRIZZI, Tércio. Climatologia da posição da alta subtropical do atlântico sul para os meses de inverno. *In: Congresso Latinoamericano e Iberico de Meteorologia*, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais [...]**. Rio de Janeiro, 2000. p. 860-865.

JONES, Charles; WALISER, Duane E.; GAUTIER, Catherine. The influence of the Madden-Julian Oscillation on ocean surface heat fluxes and sea-surface temperatures. **Journal of Climate**, v. 11, p. 1057-1072, 1998.

LEINZ, Viktor; AMARAL, Sérgio Estanislau do. **Geologia Geral**. 5. ed. São Paulo: Nacional, 1972.

LIEBMANN, Brant *et al.* Submonthly Convective Variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 12, p. 1877-1891, 1999.

LIMA, Alexandra Amaro de. **A variabilidade da precipitação sobre a América do Sul tropical associada a oscilações interanual e intrasazonal**. 2015. Tese (Doutorado em Clima e Ambiente) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus, 2015.

MADDEN, Roland A.; JULIAN, Paul R. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 28, p. 702-708, 1971.

MADDEN, Roland A.; JULIAN, Paul R. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 29, p. 1109-1123, 1972.

MAGALHÃES, Ivo Augusto Lopes; ALMEIDA, Keylla Lopes de; LIMA THIAGO, Carlos Roberto; GARDIMAN JUNIOR, Benvindo Sirtoli; ZANETTI, Sidney Sara; CECÍLIO; Roberto Avelino. Análise de métodos de interpolação para espacialização da precipitação pluvial na região Norte do estado do Espírito Santo, Brasil. *In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR*, 16., 2013, Foz do Iguaçu-PR. **Anais [...]**. Foz do Iguaçu, 2013. p. 5651-5657. Disponível em: <http://marte2.sid.inpe.br/col/dpi.inpe.br/marte2/2013/05.28.23.59.31/doc/p0801.pdf>. Acesso em: 24 out. 2018.

MARCUZZO, Francisco F. N.; GOULARTE, Elvis R. P. Índice de anomalia de chuvas do estado do Tocantins. **Geoambiente on-line**. Jataí, n. 19, p. 55-71, jul-dez. 2012.

MARENGO, José A.; SILVA DIAS, Pedro Leite da. Mudanças climáticas globais e seus impactos nos recursos hídricos. *In: REBOUÇAS, Aldo da Cunha.; BRAGA JUNIOR, Benedito Pinto Ferreira; TUNDISI, José Galizia (org.). Águas doces no Brasil: capital ecológico, uso e conservação*. 3. ed. São Paulo: Escrituras Editora, 2006. p. 63-109.

MARSHALL, John; PLUMB, R. Alan. Climate and climate variability. *In: MARSHALL, John; PLUMB, R. Alan. Atmosphere, ocean, and climate dynamics: An introductory text*. Elsevier Academic Press, 2008, p. 443-486.

MELO, Josemir Camilo de. O fenômeno El Niño e as secas no Nordeste do Brasil. **Raízes**, Campina Grande, ano XVIII, n. 20, p. 13-21, nov. 1999.

MENDONÇA, Francisco.; DANNI-OLIVEIRA, Inês Moresco. **Climatologia**: noções básicas e climas do Brasil. São Paulo: Oficina de texto, 2007.

MINUZZI, Rosandro Boligon. **Influência dos fenômenos El Niño e La Niña nos verânicos do estado de Minas Gerais**. 2003. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) - Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2003.

MONTEIRO, C. A. F. Da necessidade de um caráter genético à classificação climática (algumas considerações metodológicas a propósito do estudo do Brasil Meridional). **Revista Geográfica**, Rio de Janeiro, v. 31, n. 57, p. 29-44, 1962.

MOUM, James N. *et al.* Ocean feedback to pulses of the Madden–Julian Oscillation in the equatorial Indian Ocean. **Nature Communications**, p. 1-7, 2016.

MUZA, Michel Nobre. **A variabilidade intrasazonal e interanual dos eventos extremos de precipitação e seca no sul e sudeste do Brasil durante o verão austral**. 2005. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

MUZA, Michel Nobre *et al.* Intraseasonal and Interannual Variability of Extreme Dry and Wet Events over Southeastern South America and the Subtropical Atlantic during Austral Summer. **Journal of Climate**, v.22, p.1682-1699, 2009.

NAGHETTINI, Mauro; PINTO, Éber José de Andrade. **Hidrologia estatística**. Belo Horizonte: CPRM, 2007.

NASCIMENTO, Diego Tarley Ferreira. **Chuvas no estado de Goiás e no Distrito Federal a partir de estimativas por satélite e circulação atmosférica**. 2016. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2016.

NASCIMENTO, Rosilene Aparecida do. **Análise das inundações de 1979, 1997, 2008 e 2012 na bacia do rio Piranga-MG**. 2013. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Tratamento da Informação Espacial, Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2013.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION. **El Niño Southern Oscillation**. Maryland: NOAA, 2005. Disponível em: <https://http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/enso.shtml>. Acesso em: 19 jun. 2018.

NIMER, Edmon. **Climatologia do Brasil**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1989.

NOGUÉS-PAEGLE, Julia *et al.* Progress in Pan American clivar Research: Understanding the South American monsoon. **Meteorológica**, v. 27, p. 3-30. 2002.

NORONHA, Gustavo Carneiro de; HORA, Mônica de Aquino Galeano Massera da; SILVA, Luciene Pimentel da. Análise do Índice de Anomalia de Chuva para a Microbacia de Santa Maria/Cambiocó, RJ. [S.l.]: **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 1, 74-81, 2016.

NUNES, Luci Hidalgo; VICENTE, Andréa Koga; CANDIDO, Daniel Henrique. Clima da Região Sudeste do Brasil. In: CAVALCANTI, Iracema Fonseca de Albuquerque *et al.* (org.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 243-258.

OLIVEIRA, Daiane Evangelista de; ASSIS, Débora Couto de; PIMENTEL, Franciele de Oliveira; FERREIRA, Cássia de Castro Martins. Considerações sobre a precipitação na Bacia Hidrográfica do rio Paraibuna, MG/RJ, um resgate da série meteorológica compreendida entre 1980 e 2010. In: Congresso Brasileiro de Geógrafos, 7., 2014, Vitória. **Anais [...]**. Vitória: AGB, 2014.

PALLOTTA, Mariana; NAKAZATO, Renata Yumi. **Caracterização de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Zona de Convergência de Umidade (ZCOU) em janeiro e fevereiro de 2010**. Disponível em: http://dca.iag.usp.br/material/ritaynoue/aca-0523/2014_1oS_SIN2/pallotta_nakazato.pdf. Acesso em: 18 nov. 2018.

PEDROSO, Diego. **Bloqueios Atmosféricos e Sistemas Frontais sobre a América do Sul em Cenários de Clima Futuro**. 2014. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Universidade Federal de Santa, RS, 2014.

PINHO, Vinicius Nunes. Estudo das características hidroclimatológicas no município de Janaúba e método de estimativa de contribuição da precipitação na barragem do Município. 2014. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Alagoas, Instituto de Ciências Atmosféricas, Maceió, 2014.

PIRES, José Salatiel Rodrigues; SANTOS, José Eduardo dos; DEL PRETTE, Marcos Estevan. A Utilização do Conceito de Bacia Hidrográfica para a Conservação dos Recursos Naturais. In: SCHIAVETTI, Alexandre; CAMARGO, Antônio F. M. (org.). **Conceitos de bacias hidrográficas: teorias e aplicações**. Ilhéus, BA: Editus, 2002. p. 17- 36.

QUADRO, M. F. L. **Estudo de Episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) Sobre a América do Sul**. 1999. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1994.

RAMOS, M. A. B.; VIANA, S. ESPIRITO SANTO, E. B. do. Mudanças climáticas. In: SILVA, Cássio Roberto da (ed.). **Geodiversidade do Brasil**. Conhecer o passado, para entender o presente e prever o futuro. Rio de Janeiro: CPRM, 2008. p. 163-174.

REBOITA, Michelle Simões; GAN, Manoel Alonso; ROCHA, Rosmeri Porfírio da; AMBRIZZI, Tércio. Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia/Associação Brasileira de Climatologia**, Presidente Prudente: ABCLima, v. 25, n. 2, p.185-204, 2010.

REBOITA, Michelle Simões; KRUSCHE, Nisia; AMBRIZZI, Tércio; ROCHA, Rosmeri Porfírio da. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. **Terræ Didática**, v. 8, n. 1, p. 34-50, 2012.

RICCOMINI, C.; GIANNINI, P. C. F.; MANCINI, F. Rios e processos aluviais. In: TEIXEIRA, W. *et al.* (org.). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000. p. 191-214.

RICHTER, I.; MECHOSO, C. R.; ROBERTSON, A. W. What Determines the Position and Intensity of the South Atlantic Anticyclone in Austral Winter?- An AGCM Study. **Journal of Climate**, v. 21, p. 214-229, 2007.

RIZZI, R.; LOPES, P.; MALDONADO, F. **Influência dos Fenômenos “El Niño” e “La Niña” no rendimento da cultura da Soja no RS**. Trabalho Final (Especialização) - Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São José dos Campos- SP, 2001.

RODRIGUES, H. P. **Zona de Convergência do Atlântico Sul**: um estudo observacional e numérico. 2012. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2012.

ROGERSON, P. A. **Métodos estatísticos para geografia**: um guia para o estudante. Tradução de Paulo Fernando Braga Carvalho e José Irineu Rangel Rigotti. 3. ed. Porto Alegre: Bookman, 2012.

ROSSATO, M. S. **Os climas do Rio Grande do Sul**: variabilidade, tendências e tipologia. 2011. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

SAADI, Allaoua; CAMPOS, Jackson Cleiton Ferreira. Geomorfologia do caminho da lama: contexto e consequências da ruptura da Barragem do Fundão (novembro 2015, Mariana–MG). **Arquivos do Museu de História Natural e Jardim Botânico – UFMG**, Belo Horizonte. v. 24, n.1, p. 63-103, 2015.

SACRAMENTO NETO, O. B.; ESCOBAR, G. C. J.; SILVA, P. E. D. Método objetivo para identificar episódios de Zonas de Convergência de Umidade (ZCOU) no ambiente operacional do Centro de Previsão de Tempo e Estados Climáticos - CPTEC. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 16., 2010, São Paulo. **Anais eletrônicos [...]**. São Paulo: SBMET, 2010. Disponível em: [http://www.sbmet.org.br/cbmet2010/artigos/695 86757.pdf](http://www.sbmet.org.br/cbmet2010/artigos/695%2086757.pdf). Acesso em: 07 ago. 2017.

SALATI, Eneas; LEMOS, Haroldo Mattos de; SALATI, Eneida. Água e o desenvolvimento sustentável. In: REBOUÇAS, Aldo da Cunha.; BRAGA JUNIOR, Benedito Pinto Ferreira; TUNDISI, José Galizia (org.). **Águas doces no Brasil**: capital ecológico, uso e conservação. 3. ed. São Paulo: Escrituras Editora, 2006. p. 37-62.

SANCHES, F. de O.; VERDUM, R.; FISCH, G. O Índice de Anomalia de Chuva (IAC) na avaliação das precipitações anuais em Alegrete/RS (1928-2009). **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 15, n. 51, p. 73–84, Set/2014.

SANT'ANNA NETO, J. L. Decálogo da climatologia do sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Climatologia**/Associação Brasileira de Climatologia, Presidente Prudente: ABCLima, v.1, n.1, p.43-60, 2005.

SILVA, Ardemirio de Barros. **Sistemas de Informações Geo-referenciadas: conceitos e fundamentos**. Campinas, SP: Unicamp, 2003.

SILVA, Danielle Letícia da; FERREIRA, Matheus Carvalho; SCOTTI, Maria Rita. O maior desastre ambiental brasileiro: de Mariana (MG) a Regência (ES). **Arquivos do Museu de História Natural e Jardim Botânico – UFMG**, Belo Horizonte. v. 24, n.1, p. 136-158, 2015.

SILVA, Jarbas Vieira da; ANDRADE, Maria Júlia Gomes. Introdução. In: MILANEZ, Bruno; LOSEKANN, Cristiana (org.). **Desastre no Vale do Rio Doce: antecedentes, impactos e ações sobre a destruição**. Rio de Janeiro: Folio Digital: Letra e Imagem, 2016. Disponível em: <http://www.global.org.br/wp-content/uploads/2017/02/Milanez-2016-Desastre-no-Vale-do-Rio-Doce-Web.pdf>. Acesso em: 12 nov. 2018.

SILVESTRE, M. R. **Técnicas estatísticas utilizadas em climatologia geográfica: diagnóstico e propostas**. 2016. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual Paulista, Presidente Prudente, 2016.

STEINKE, E. T. **Climatologia Fácil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2012.

THORNTON, P. K. *et al.* Climate variability and vulnerability to climate change: a review. **Global Change Biology**, v. 20, p. 3313–3328, 2014.

TRIOLA, M. F. **Introdução à estatística: atualização da tecnologia**. Tradução de Ana Maria Lima de Farias, Vera Regina Lima de Farias e Flores. Rio de Janeiro: LTC, 2013.

TUCCI, Carlos Eduardo Morelli; BRAGA, Benedito. Clima e recursos hídricos. In: TUCCI, Carlos Eduardo Morelli; BRAGA, Benedito (org.). **Clima e recursos hídricos no Brasil**. Porto Alegre: ABRH, 2003. p. 1-30.

TUNDISI, José Galizia. **Água no século XXI: Enfrentando a escassez**. São Paulo: RIMa, IIE, 2. ed., 2005.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Recife: Versão digital 2, 2006. Disponível em: http://www.ikat.ufal.br/laboratorio/clima/data/uploads/pdf/METEOROLOGIA_E_CLIMATOLOGIA_VD2_Mar_2006.pdf. Acesso em: 13 mar. de 2018.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa. Imprensa Universitária, 2012.

VICENTE, A. K. **Eventos extremos de precipitação na Região Metropolitana de Campinas**. 2005. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2005.

VIEIRA, S. de O. **Efeitos da zona de convergência do atlântico sul (ZCAS) sobre as chuvas na região sul da Amazônia brasileira**. 2013. Tese (Doutorado em Clima e

Ambiente) - Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente do convênio INPA/UEA, Manaus, 2013.

WANDERLEY, Luiz Jardim; MANSUR, Maíra Sertã; PINTO, Raquel Giffoni. Avaliação dos antecedentes econômicos, sociais e institucionais do rompimento da barragem de rejeito da Samarco/Vale/BHP em Mariana (MG). *In: MILANEZ, Bruno; LOSEKANN, Cristiana (org.). Desastre no Vale do Rio Doce: antecedentes, impactos e ações sobre a destruição.* Rio de Janeiro: Folio Digital: Letra e Imagem, 2016. Disponível em: <http://www.global.org.br/wp-content/uploads/2017/02/Milanez-2016-Desastre-no-Vale-do-Rio-Doce-Web.pdf>. Acesso em: 12 nov. 2018.

WHEELER, Matthew C.; HENDON, Harry H. An all-season real-time multivariate MJO index: development of an index for monitoring and prediction. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 8, p.1917-1932, 2004.

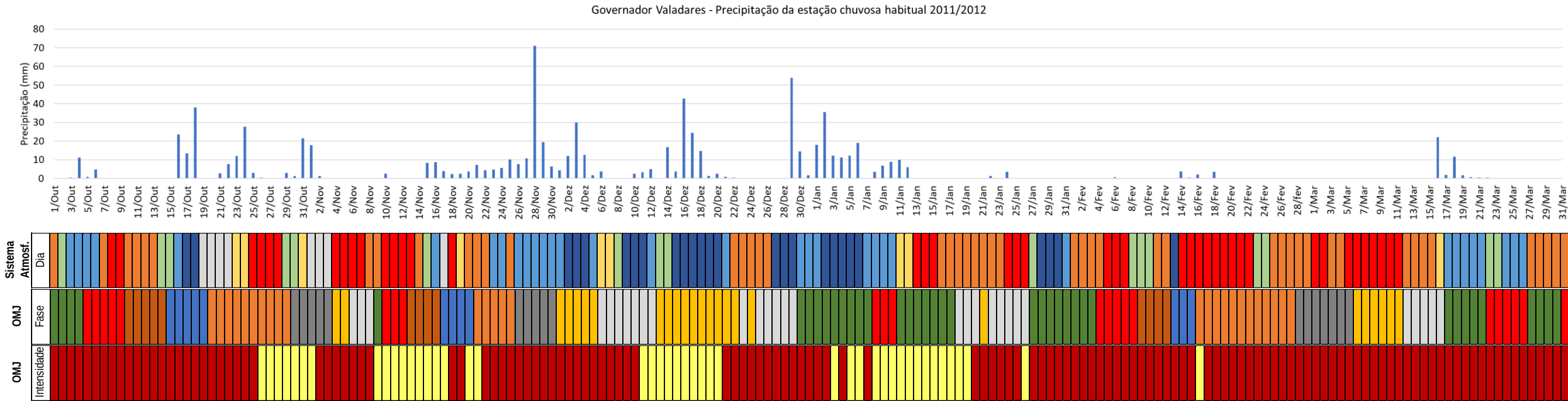
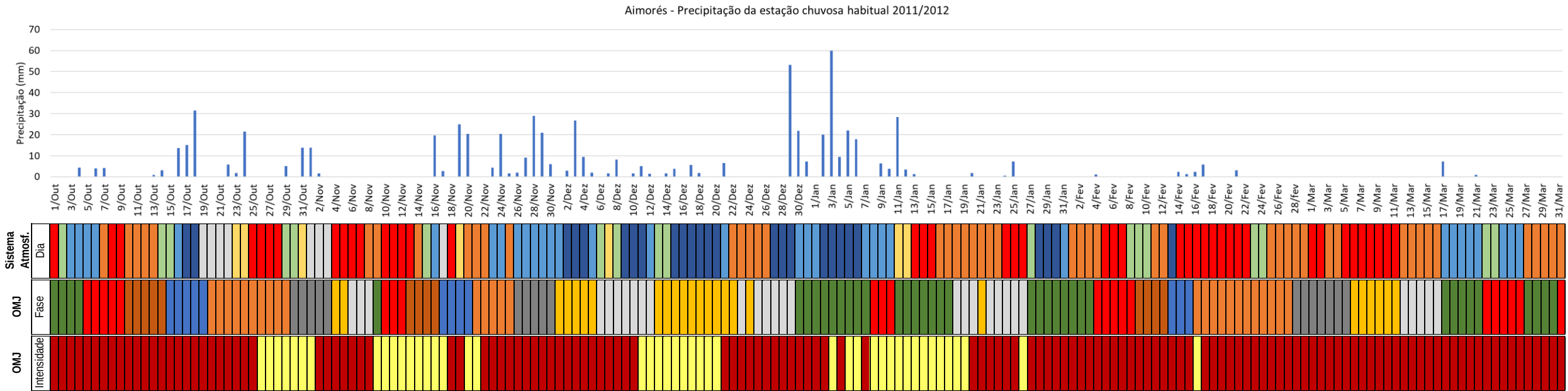
WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. Frequently Asked Questions (FAQ). Geneva, Switzerland: WMO, 2017. Disponível em: http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/ccl/faq/faq_doc_en.html. Acesso em: 10 jun. de 2018.

YAMASAKI, M. Toward an Understanding of the Madden-Julian Oscillation: With a Mesoscale-Convection-Resolving Model of 0.2 Degree Grid. **Advances in Meteorology**, v. 2011, p. 1-35, 2011.

ZANDONADI, L. **As Chuvas na Bacia hidrográfica do Rio Paraná, Brasil:** um estudo do ritmo climático e algumas considerações sobre a vazão hídrica. 2013. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 2013.

ZAVATTINI, J. A; BOIN, M. N. **Climatologia Geográfica:** teoria e prática de pesquisa. Campinas-SP: Alínea, 2013.

APÊNDICE A- Análise do ritmo das chuvas na estação chuvosa habitual



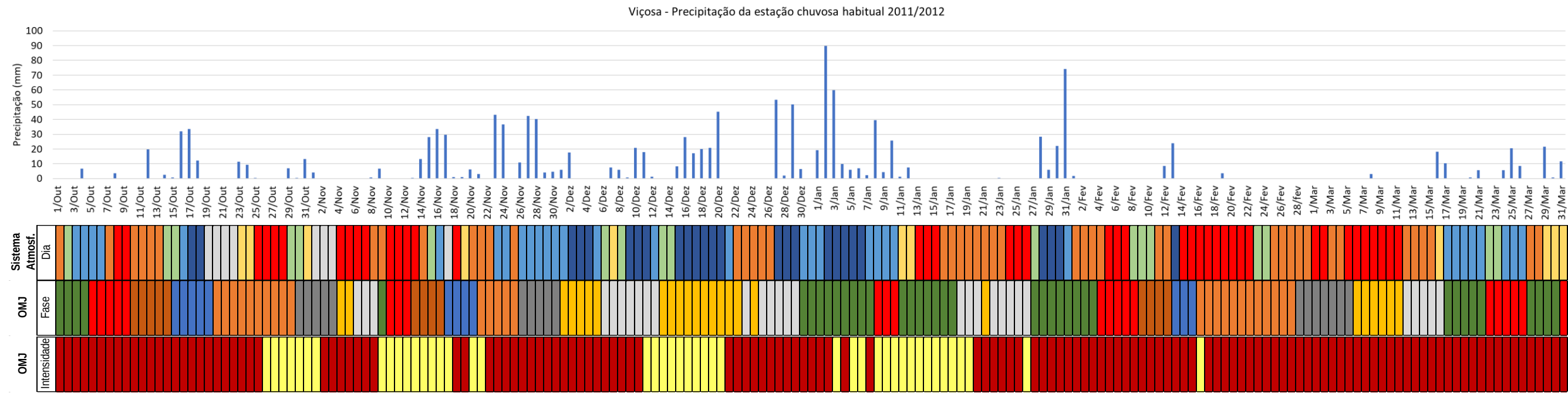
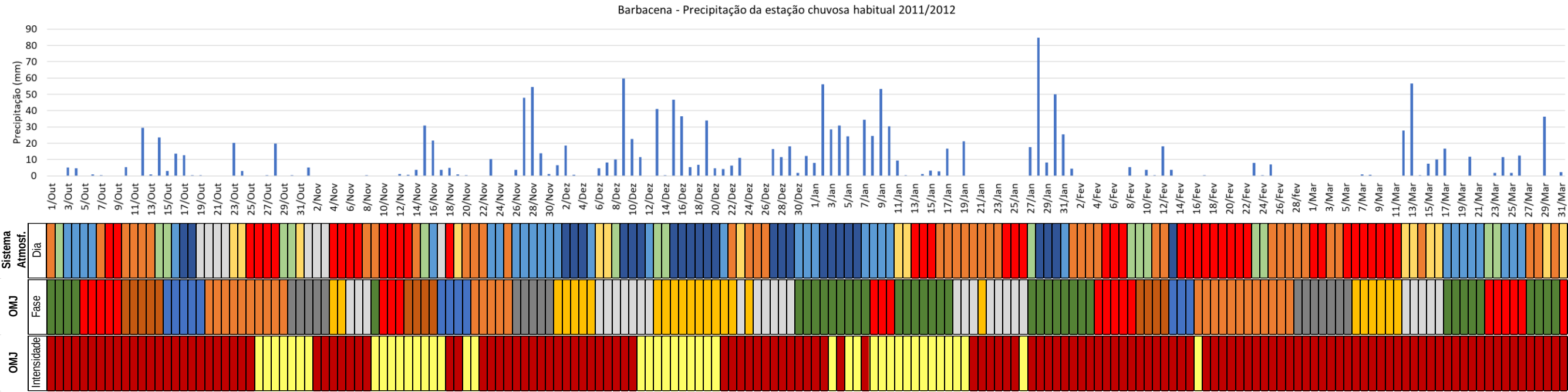
Sistemas atmosféricos	
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
IT	Instabilidade
mEc	Massa Equatorial Continental
mPa	Massa Polar Atlântica
mTa	Massa Tropical Atlântica
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade

Fases da OMJ



Intensidade da OMJ





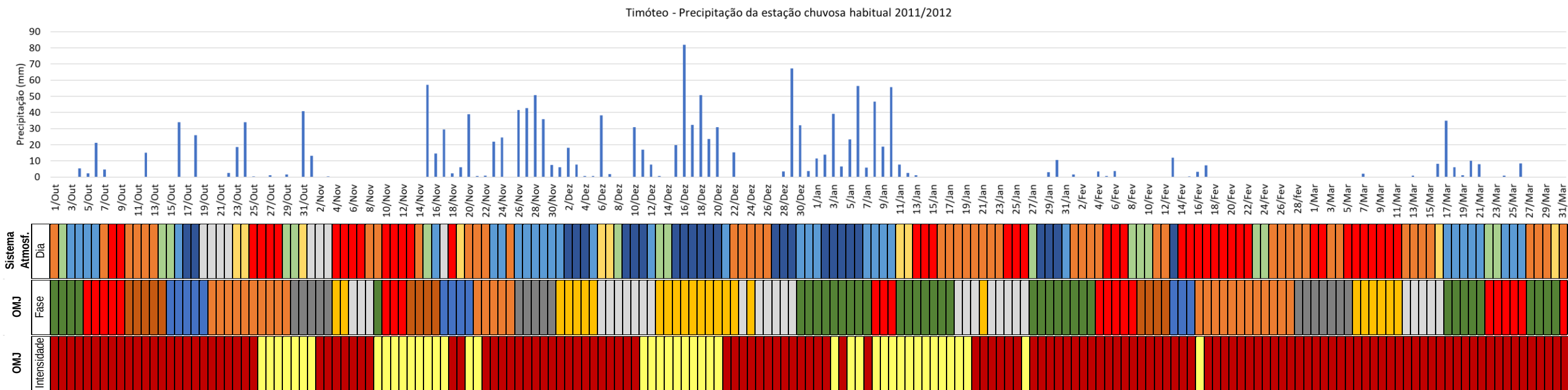
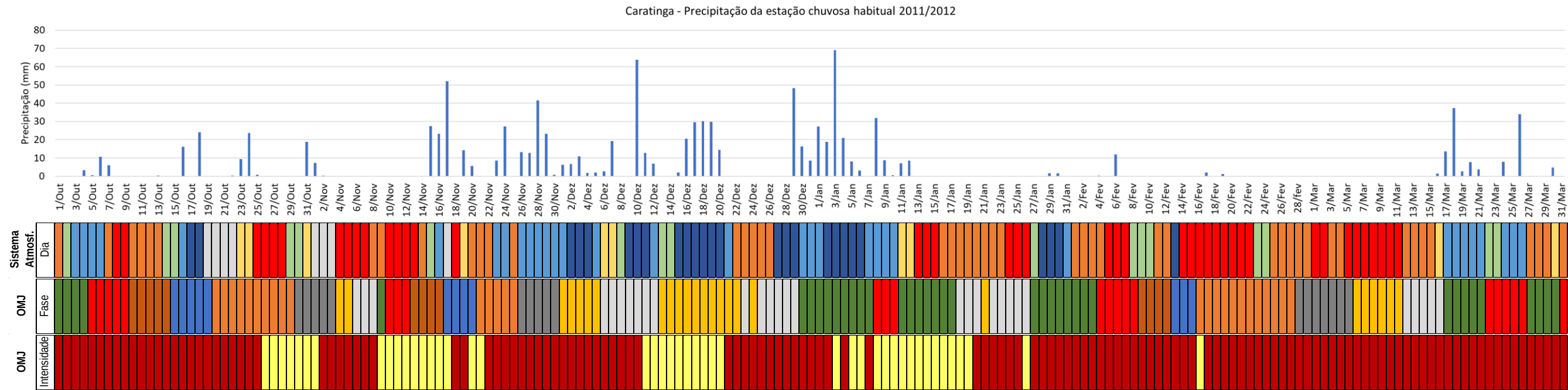
Sistemas atmosféricos	
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
IT	Instabilidade
mEc	Massa Equatorial Continental
mPa	Massa Polar Atlântica
mTa	Massa Tropical Atlântica
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade

Fases da OMJ



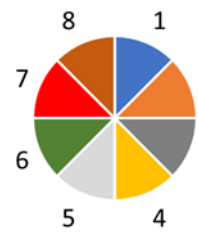
Intensidade da OMJ





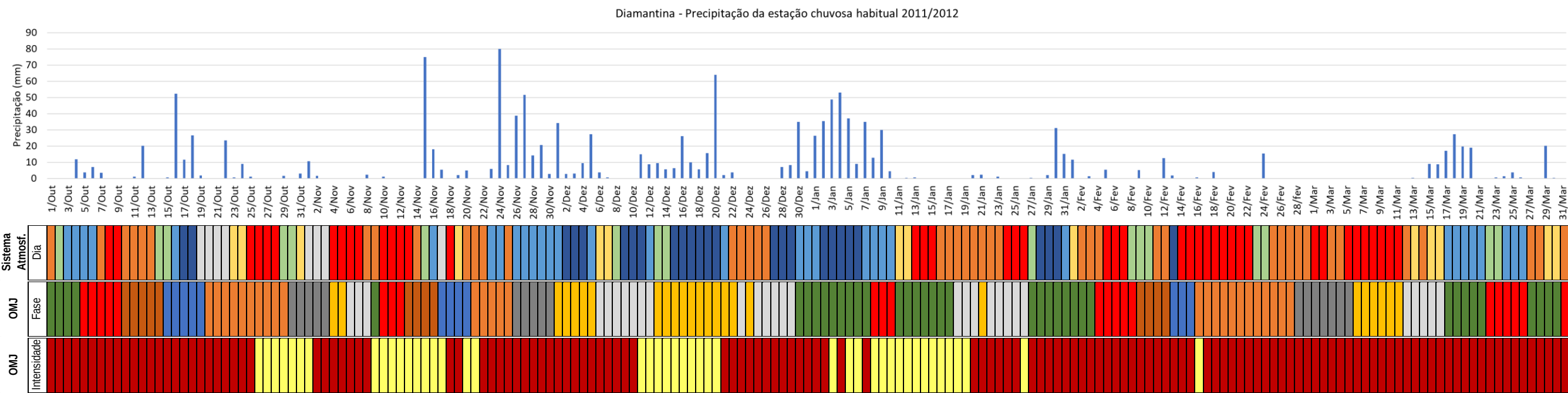
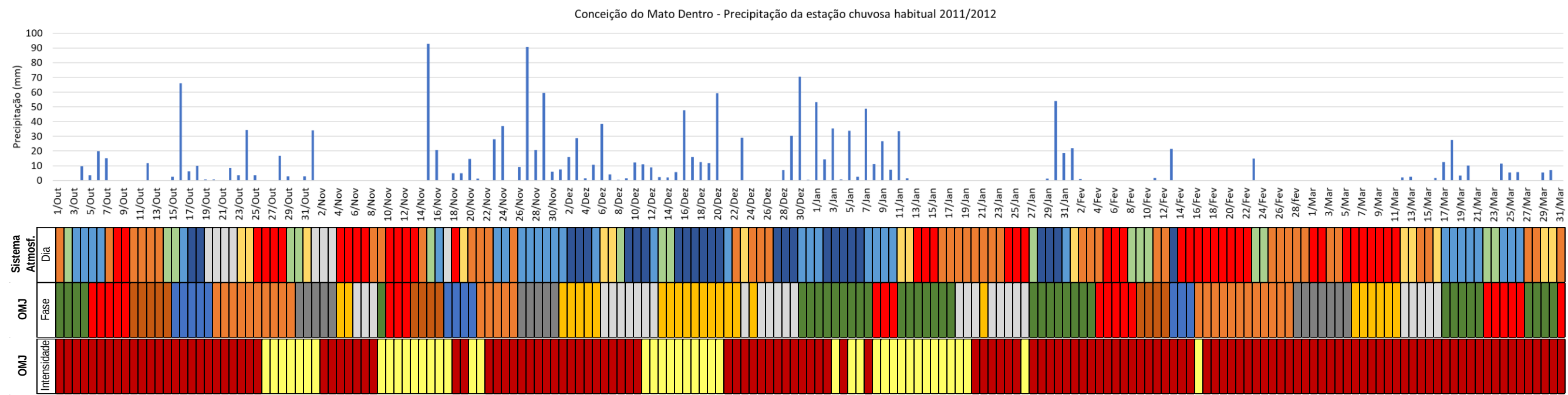
Sistemas atmosféricos	
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
IT	Instabilidade
mEc	Massa Equatorial Continental
mPa	Massa Polar Atlântica
mTa	Massa Tropical Atlântica
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade

Fases da OMJ



Intensidade da OMJ





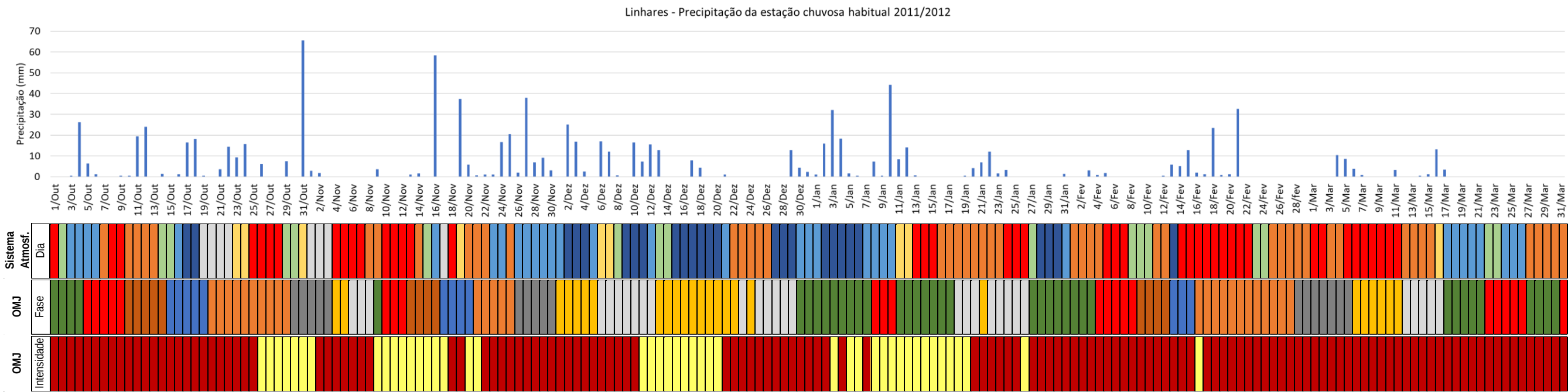
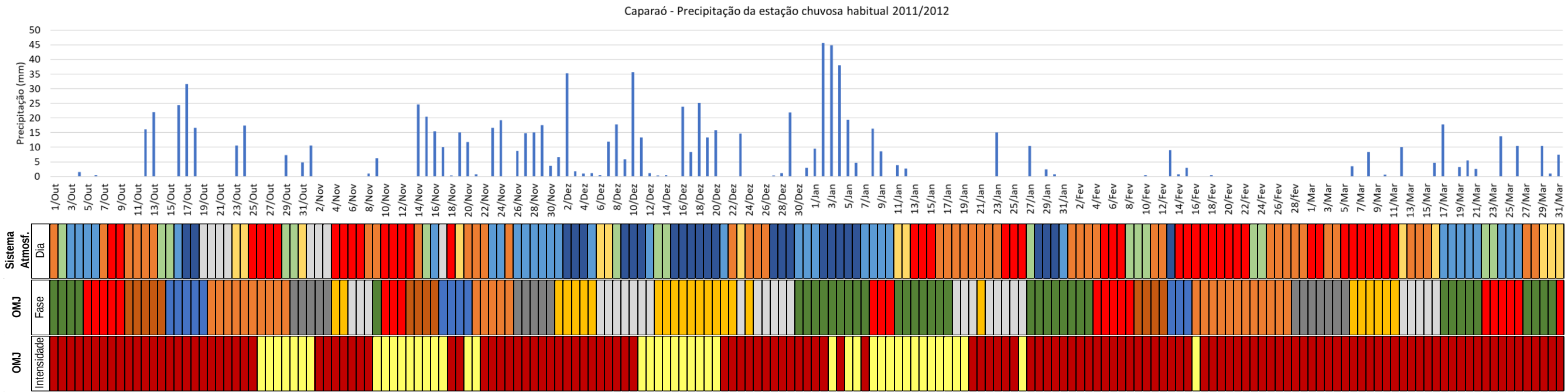
Sistemas atmosféricos	
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
IT	Instabilidade
mEc	Massa Equatorial Continental
mPa	Massa Polar Atlântica
mTa	Massa Tropical Atlântica
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade

Fases da OMJ



Intensidade da OMJ





Sistemas atmosféricos	
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
IT	Instabilidade
mEc	Massa Equatorial Continental
mPa	Massa Polar Atlântica
mTa	Massa Tropical Atlântica
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade

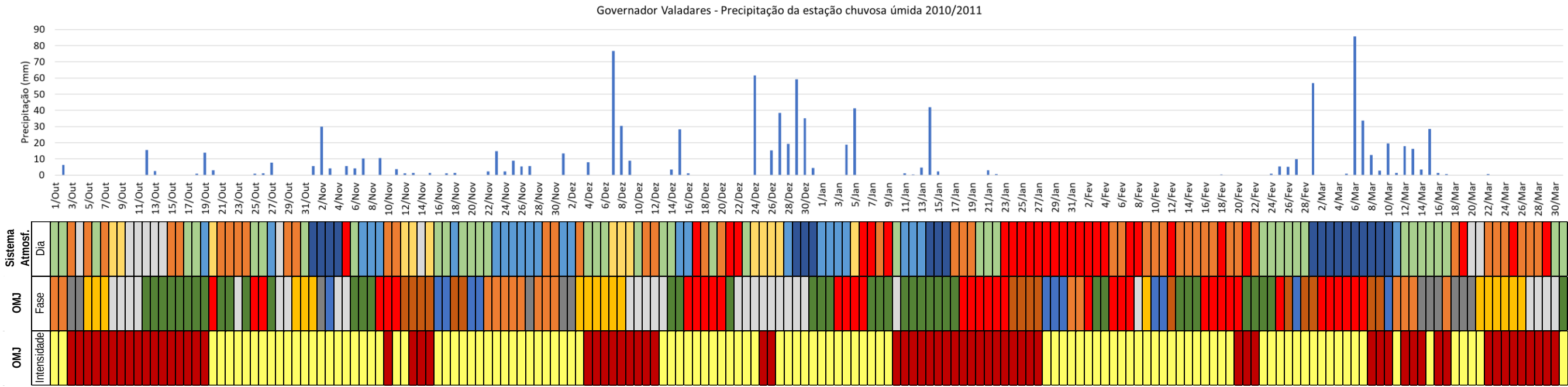
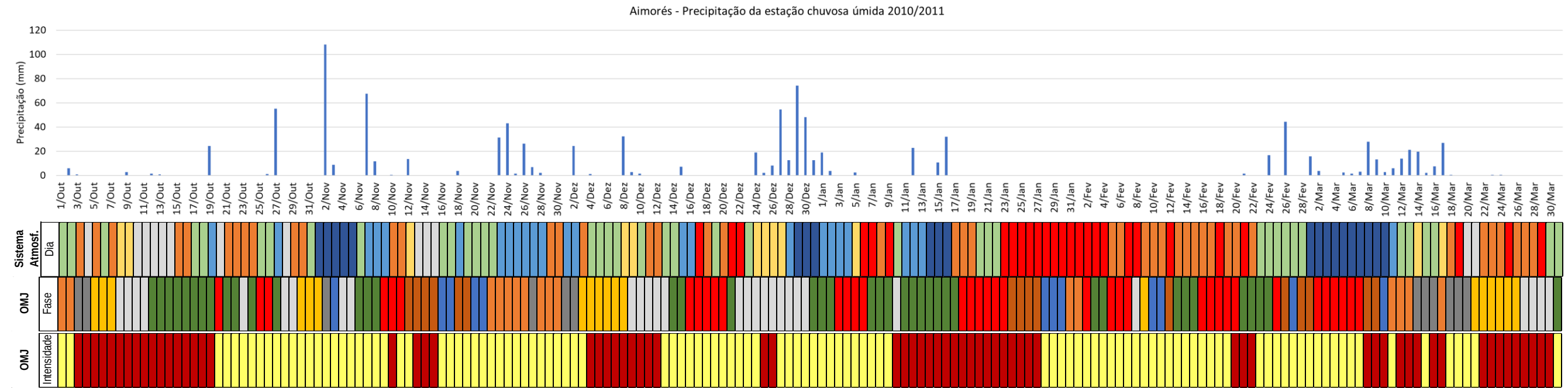
Fases da OMJ



Intensidade da OMJ



APÊNDICE B - Análise do ritmo das chuvas na estação chuvosa úmida



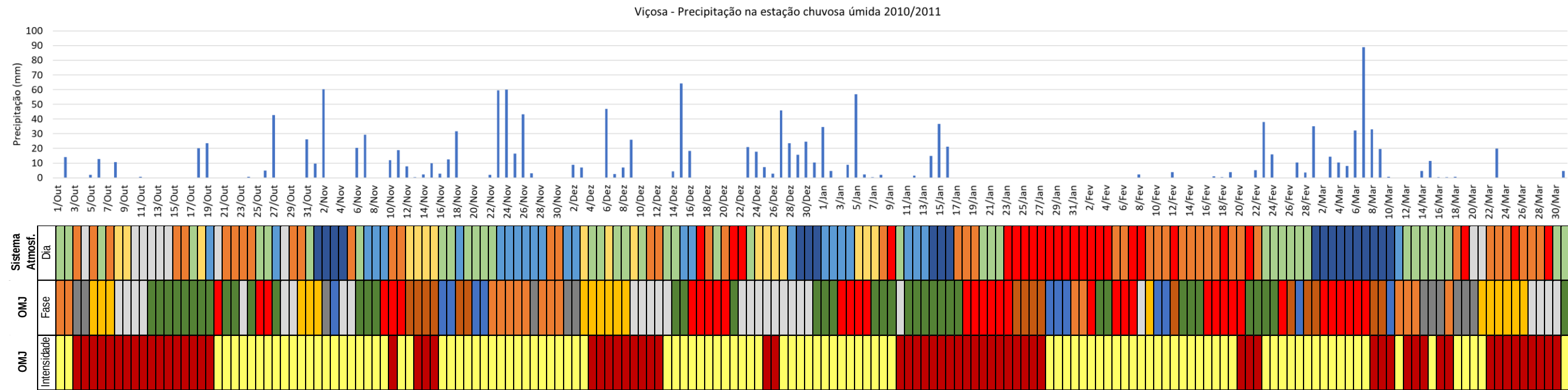
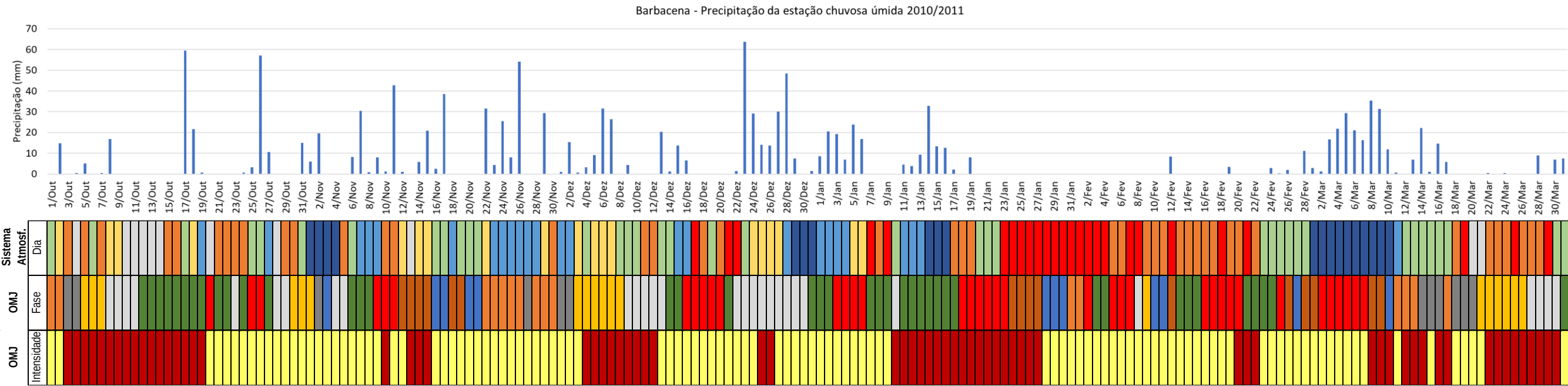
Sistemas atmosféricos	
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
IT	Instabilidade
mEc	Massa Equatorial Continental
mPa	Massa Polar Atlântica
mTa	Massa Tropical Atlântica
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade

Fases da OMJ



Intensidade da OMJ





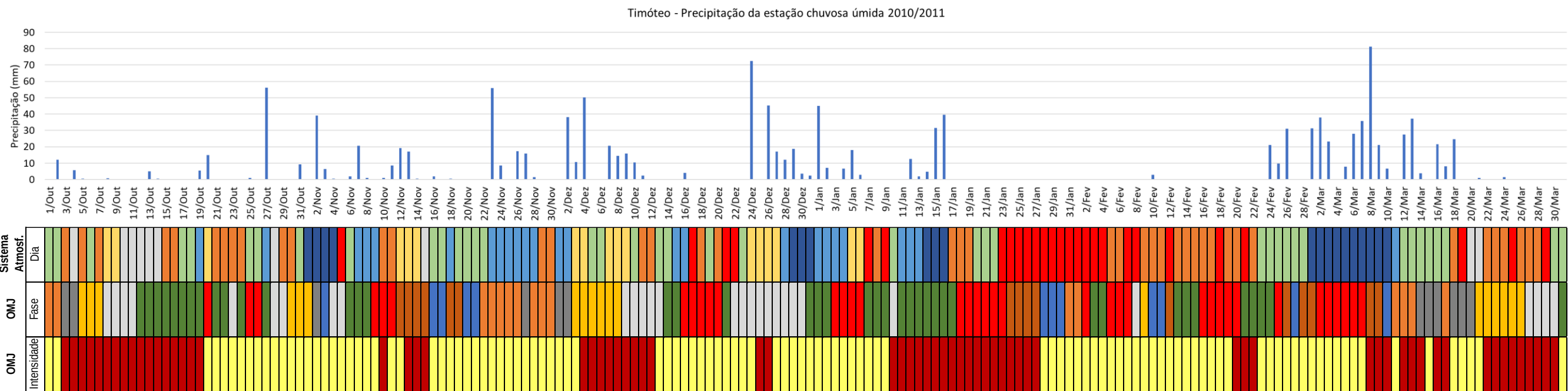
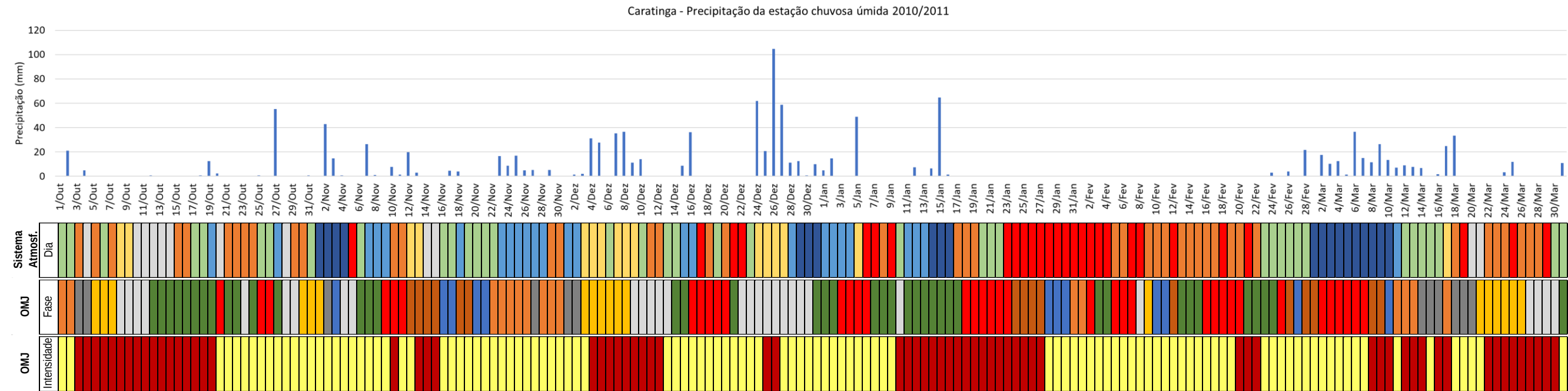
Sistemas atmosféricos	
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
IT	Instabilidade
mEc	Massa Equatorial Continental
mPa	Massa Polar Atlântica
mTa	Massa Tropical Atlântica
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade

Fases da OMJ



Intensidade da OMJ





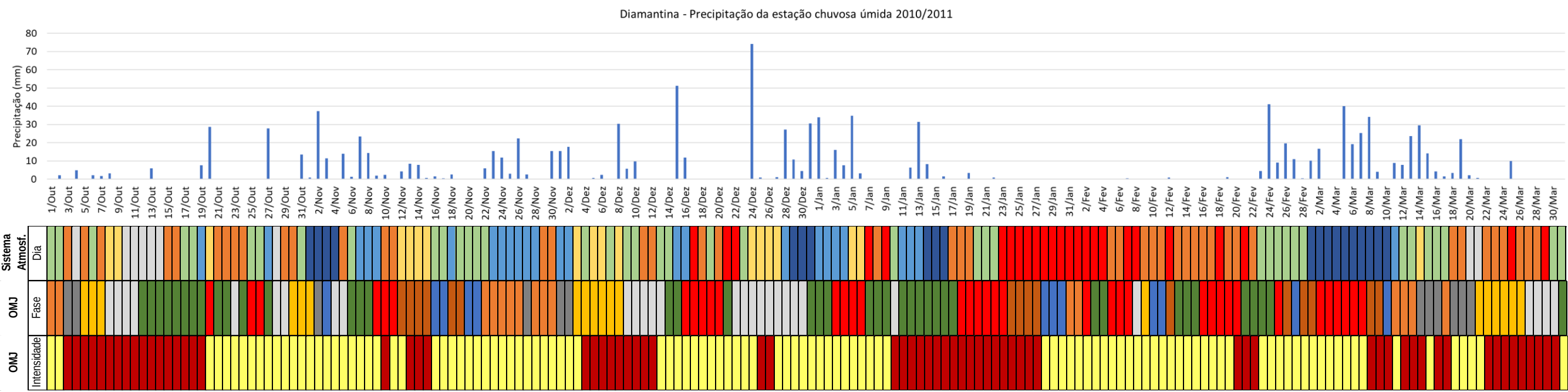
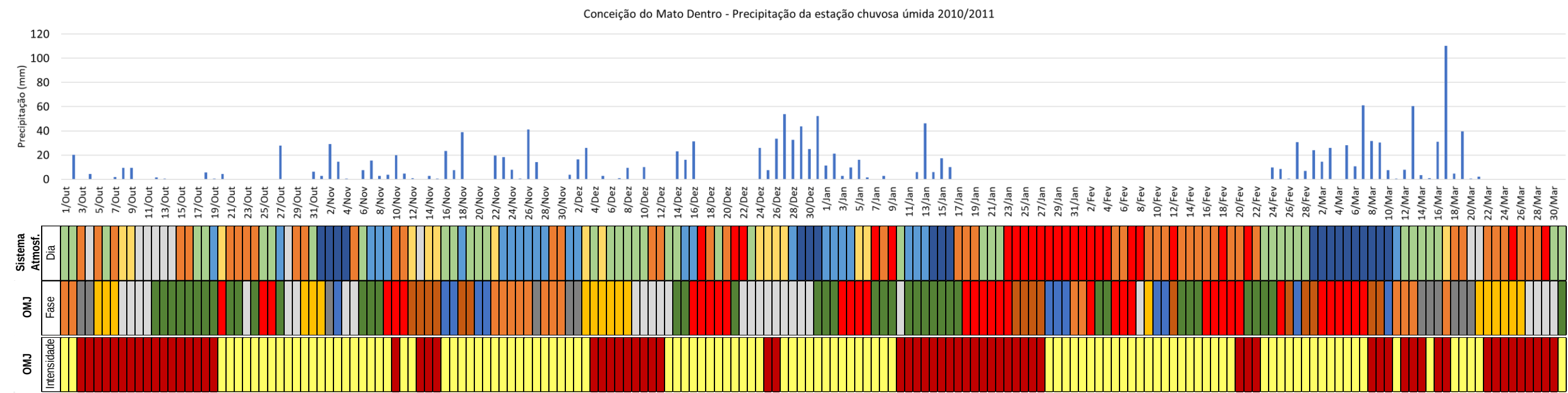
Sistemas atmosféricos	
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
IT	Instabilidade
mEc	Massa Equatorial Continental
mPa	Massa Polar Atlântica
mTa	Massa Tropical Atlântica
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade

Fases da OMJ



Intensidade da OMJ





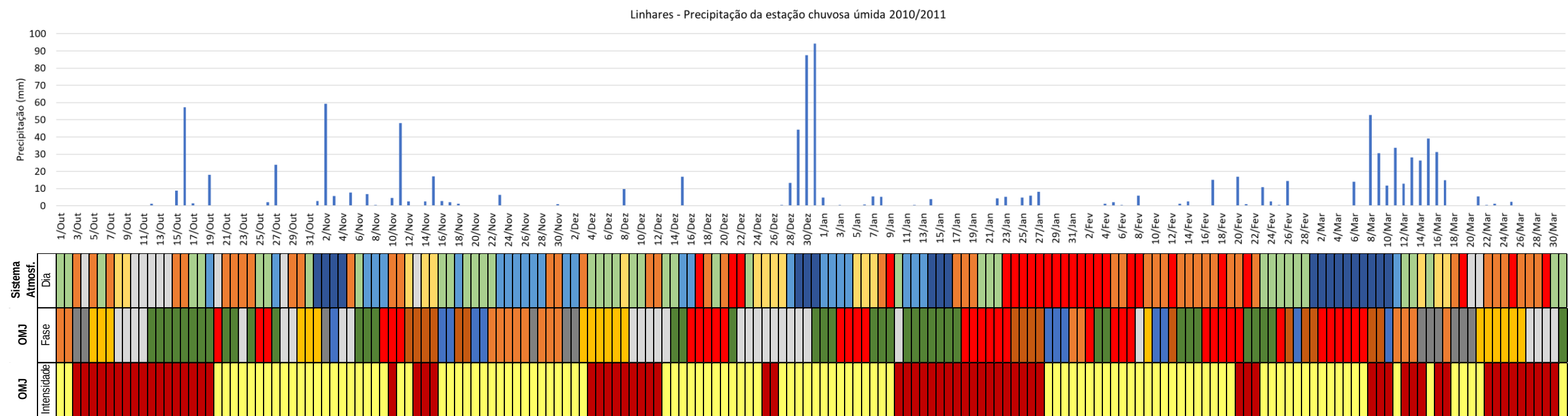
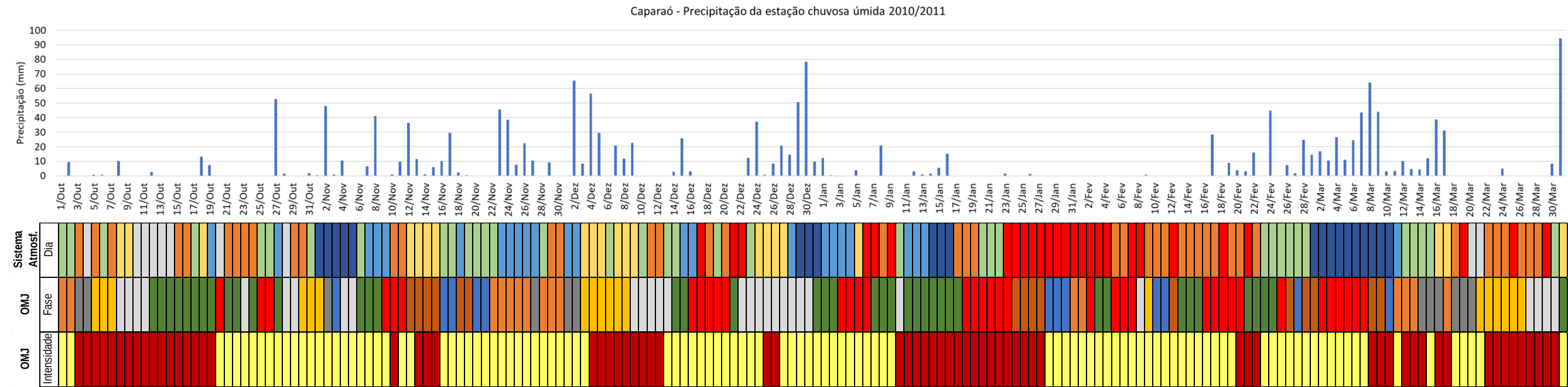
Sistemas atmosféricos	
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
IT	Instabilidade
mEc	Massa Equatorial Continental
mPa	Massa Polar Atlântica
mTa	Massa Tropical Atlântica
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade

Fases da OMJ



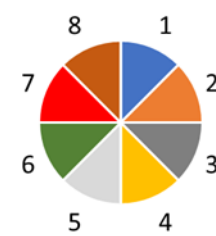
Intensidade da OMJ





Sistemas atmosféricos	
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
IT	Instabilidade
mEc	Massa Equatorial Continental
mPa	Massa Polar Atlântica
mTa	Massa Tropical Atlântica
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade

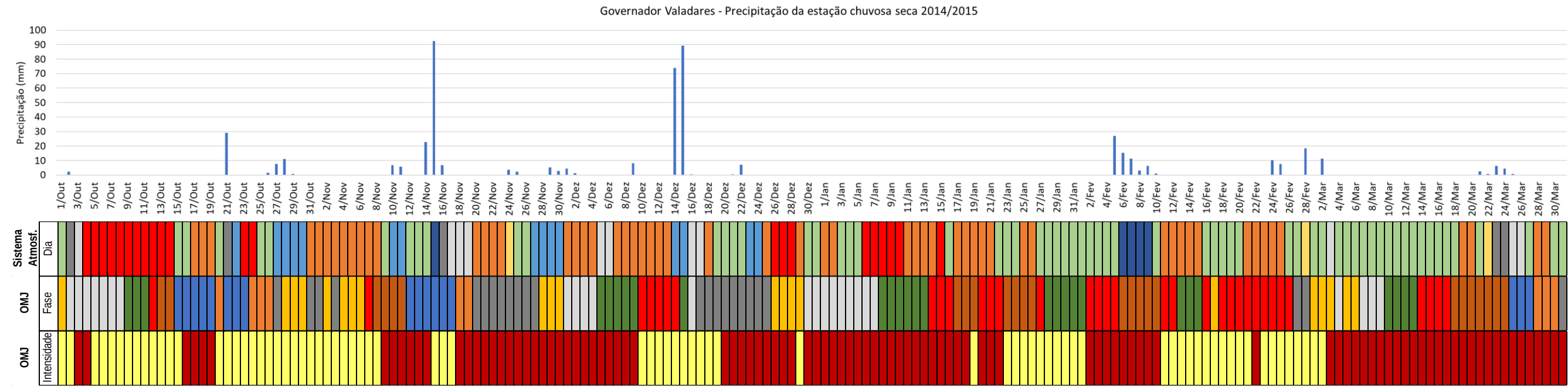
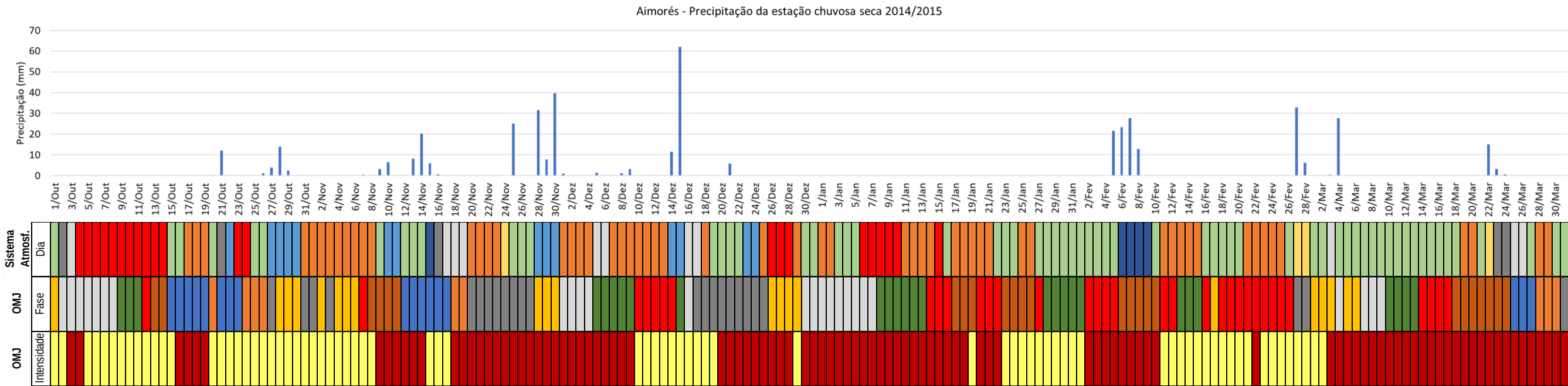
Fases da OMJ



Intensidade da OMJ



APÊNDICE C - Análise do ritmo das chuvas na estação chuvosa seca



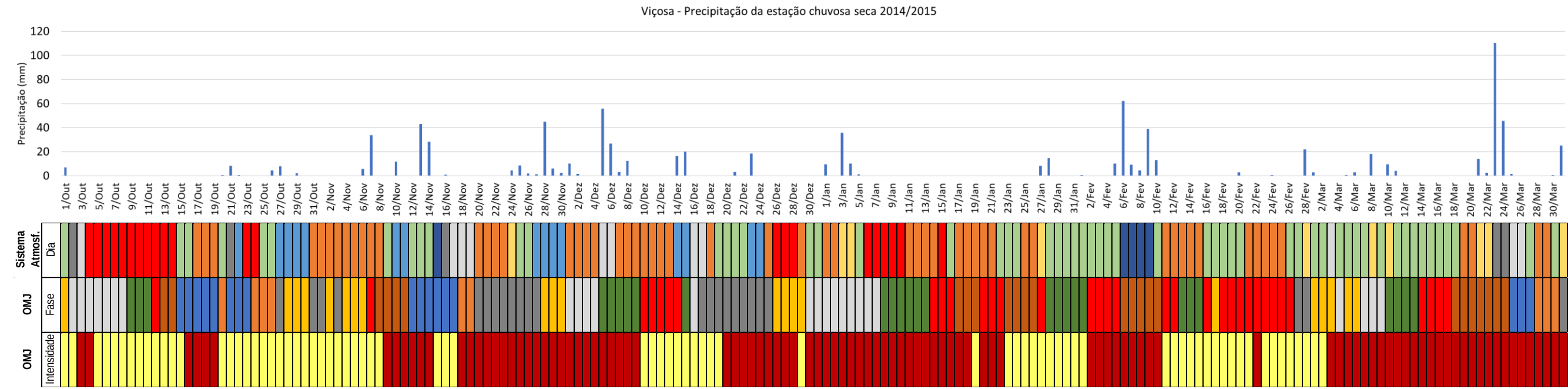
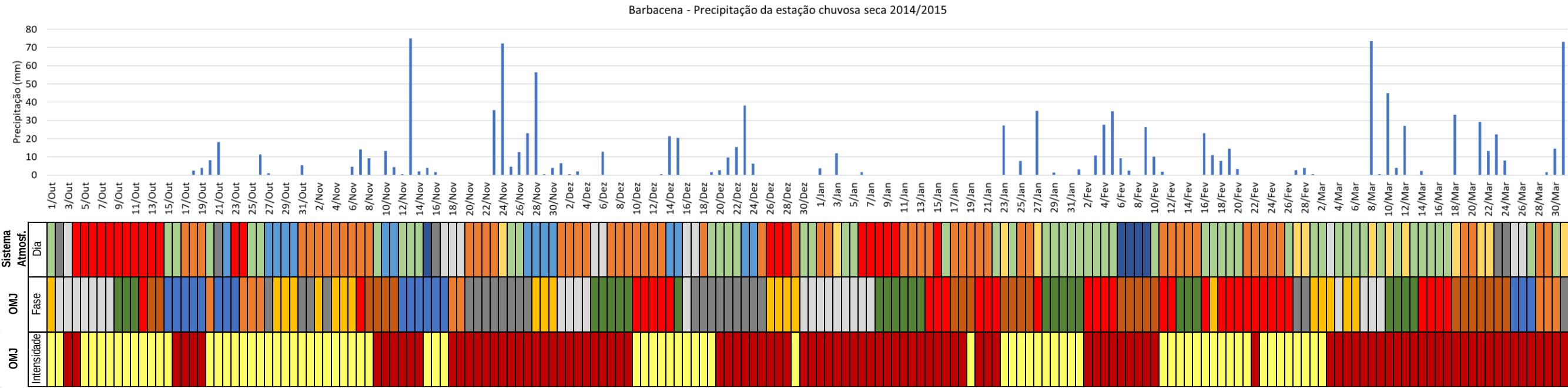
Sistemas atmosféricos	
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
IT	Instabilidade
mEc	Massa Equatorial Continental
mPa	Massa Polar Atlântica
mTa	Massa Tropical Atlântica
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade

Fases da OMJ



Intensidade da OMJ





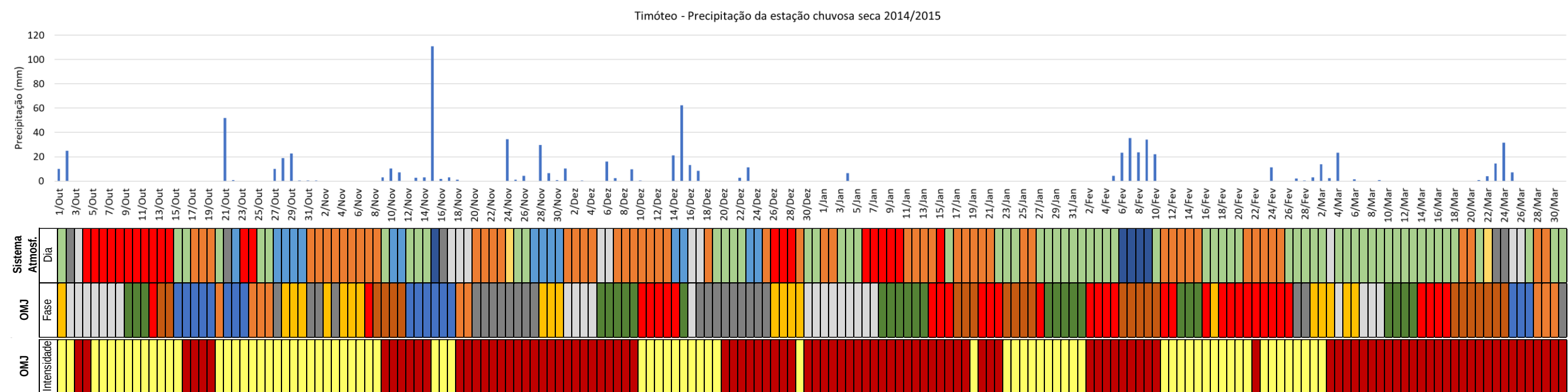
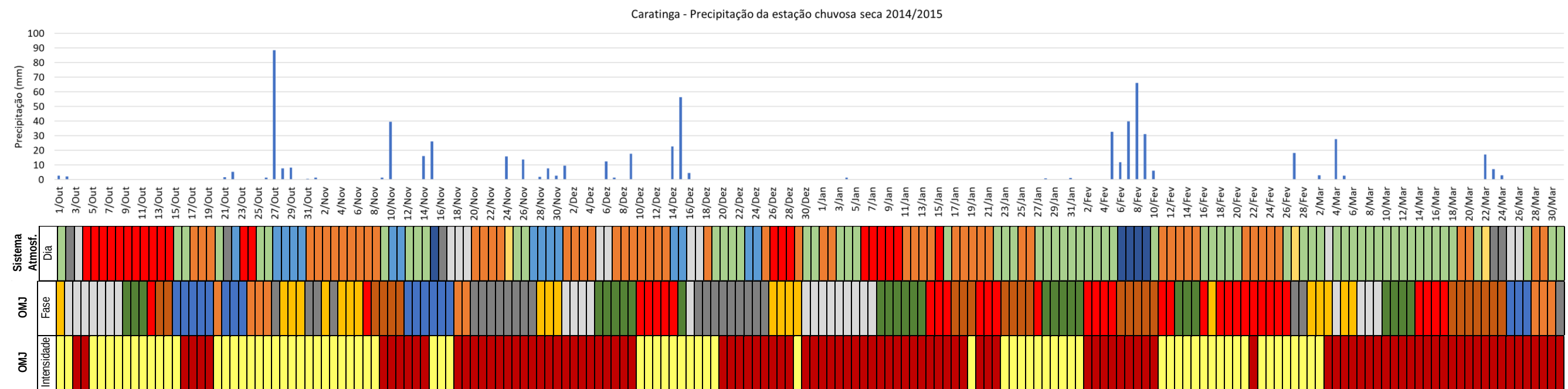
Sistemas atmosféricos	
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
IT	Instabilidade
mEc	Massa Equatorial Continental
mPa	Massa Polar Atlântica
mTa	Massa Tropical Atlântica
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade

Fases da OMJ



Intensidade da OMJ





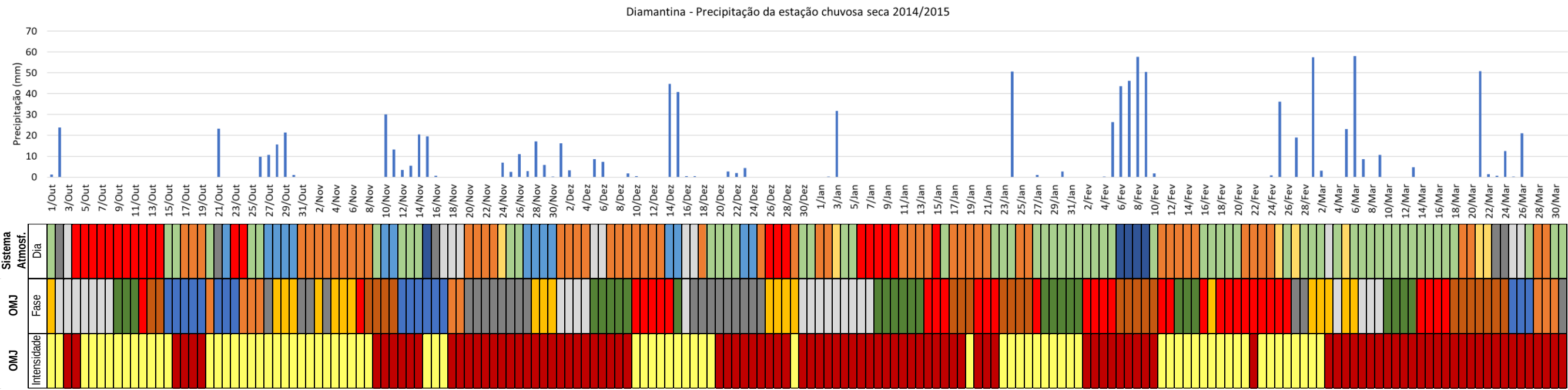
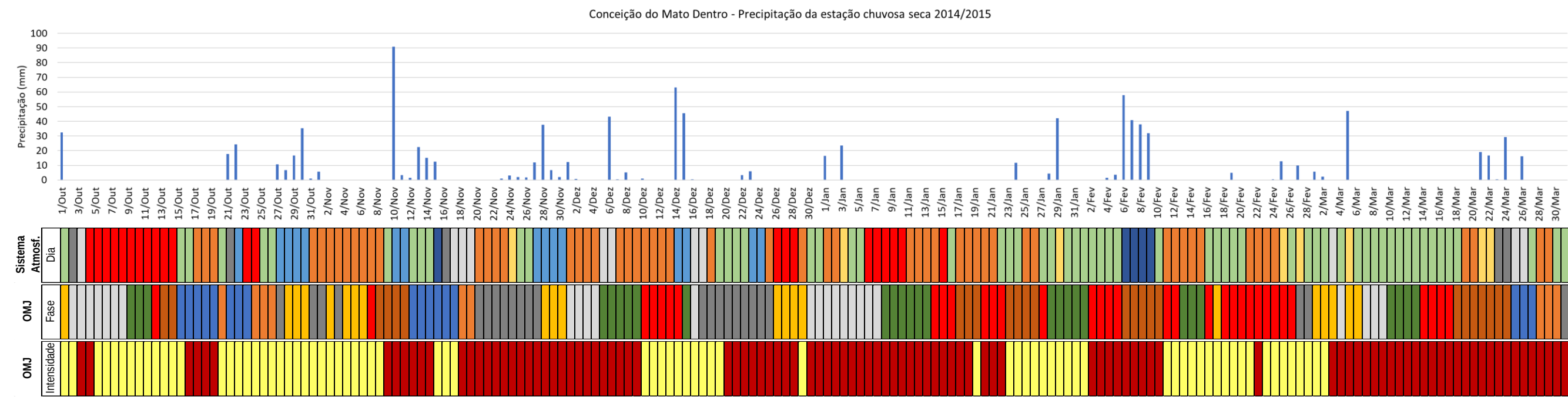
Sistemas atmosféricos	
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
IT	Instabilidade
mEc	Massa Equatorial Continental
mPa	Massa Polar Atlântica
mTa	Massa Tropical Atlântica
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade

Fases da OMJ



Intensidade da OMJ





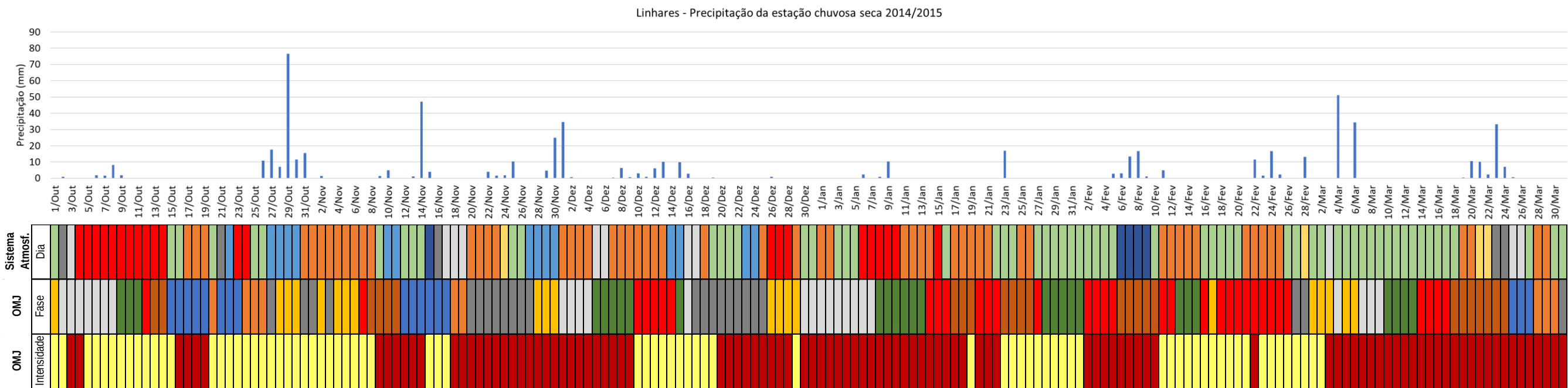
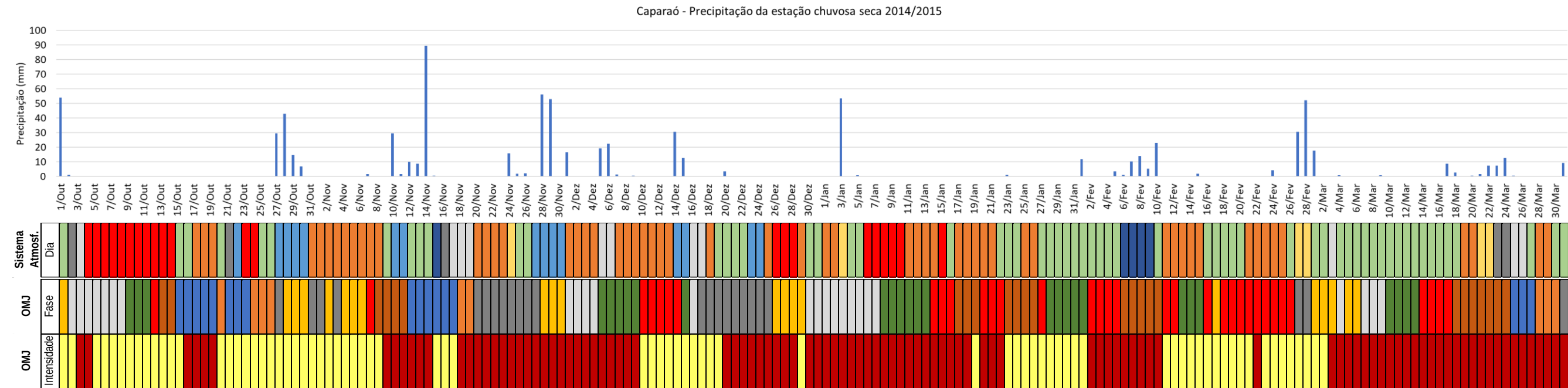
Sistemas atmosféricos	
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
IT	Instabilidade
mEc	Massa Equatorial Continental
mPa	Massa Polar Atlântica
mTa	Massa Tropical Atlântica
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade

Fases da OMJ



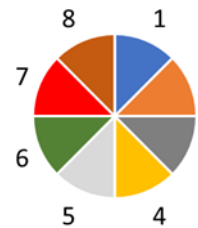
Intensidade da OMJ





Sistemas atmosféricos	
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
IT	Instabilidade
mEc	Massa Equatorial Continental
mPa	Massa Polar Atlântica
mTa	Massa Tropical Atlântica
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade

Fases da OMJ



Intensidade da OMJ

