

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**AVALIAÇÃO DA PREVISÃO NUMÉRICA SAZONAL
DE PRECIPITAÇÃO PARA O RIO GRANDE DO SUL**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Jéssica Stobienia Gonçalves

**Santa Maria, RS, Brasil
2015**

AVALIAÇÃO DA PREVISÃO NUMÉRICA SAZONAL DE PRECIPITAÇÃO PARA O RIO GRANDE DO SUL

Jéssica Stobienia Gonçalves

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Climatologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia**

Orientador: Prof. Dr.^a Simone Erotildes Teleginski Ferraz

Santa Maria, RS, Brasil
2015

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Naturais e Exatas
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia**

A comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Dissertação de Mestrado

**AVALIAÇÃO DA PREVISÃO NUMÉRICA SAZONAL DE
PRECIPITAÇÃO PARA O RIO GRANDE DO SUL**

elaborada por
Jéssica Stobienia Gonçalves

como requisito parcial para a obtenção do grau de
Mestre em Meteorologia

COMISSÃO EXAMINADORA:

Simone Erotildes Teleginski Ferraz, Dr.
(presidente/orientador)

Nathalie Tissot Boiaski, Dr. (UFSM)

Nereu Augusto Streck, Dr. (UFSM)

Santa Maria, 04 de março de 2015.

AGRADECIMENTO

Agradeço à professora Dra. Simone Ferraz pela orientação e paciência ao longo desses seis anos que estive colaborando com meu crescimento pessoal e profissional.

À professora Dra. Rita Alves que me acolheu e me ajudou a dar continuidade a este trabalho.

Aos professores Dr. Jônatan Tatsch, Dra. Nathalie Boiaski, Dr. Franciano Puhales e Dr. Nereu Streck pela ajuda e apoio.

Aos técnicos administrativos Daniel Santos e Pablo Oliveira pelas dúvidas sanadas e disponibilidade sempre que precisei.

A todos os professores que fizeram parte desta construção de conhecimento.

À Universidade Federal de Santa Maria pela estrutura e qualidade de ensino do curso de Pós-Graduação em Meteorologia.

Ao CNPq pelos projetos de pesquisa, a FAPERGS/PROBIC e a CAPES pelas bolsas de iniciação científica e Mestrado ao longo de minha formação e ao CRS/INPE pela infraestrutura.

Agradeço aos meus pais Fabio e Lidia, a minha avó Leda que infelizmente não conseguiu ver este trabalho ser concluído, aos meus irmãos Jaqueline e Fabio e ao meu marido Maurício que estiveram sempre ao meu lado me ajudando e apoiando em minhas decisões.

A todas as pessoas amigas que me apoiaram, ensinaram, corrigiram e estiveram ao meu lado sempre que precisei em especial a Karine Loro, Daniela Wilhelm e Fernanda de Souza.

Muito Obrigada!

EPÍGRAFE

A tarefa mais importante de um cientista é certamente contribuir para o avanço de sua área de conhecimento. A segunda tarefa mais importante é escapar da visão estreita de uma especialização excessiva, interessando-se ativamente por outros campos em busca do aperfeiçoamento pelo saber que é a missão cultural da ciência. A terceira tarefa é estender aos demais a compreensão de seus conhecimentos, reduzindo ao mínimo o jargão científico.

(Karl Popper)

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

**AVALIAÇÃO DA PREVISÃO NUMÉRICA SAZONAL DE
PRECIPITAÇÃO PARA O RIO GRANDE DO SUL**
AUTORA: JÉSSICA STOBHENIA GONÇALVES
ORIENTADORA: SIMONE EROTILDES TELEGINSKI FERRAZ
Data e Local da Defesa: Santa Maria, 04 de março de 2015.

Com a finalidade de se obter uma previsão climática sazonal de precipitação de qualidade para o Estado do Rio Grande do Sul foram realizadas e avaliadas nove tipos de simulações que utilizam diferentes esquemas de parametrização cumulus, disponíveis no Modelo Regional Climático RegCM versão 4. As parametrizações testadas foram Grell com fechamento Arakawa e Schubert - AS e Fritsch e Chappell – FC, MIT-Emanuel e convecção mista que é a utilização dos diferentes esquemas de convecção sobre a terra e o mar. O método de avaliação consistiu de análises estatísticas qualitativas e quantitativas das previsões climáticas de precipitação sobre cinco regiões do Rio Grande do Sul no período de agosto de 2013 a agosto de 2014. As estatísticas aplicadas foram Diagrama de Taylor, análise de erro aleatório e sistemático, índice de concordância e tabela de contingência. As previsões foram avaliadas através dos dados observados de estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia. As análises mostraram que o RegCM4 apresentou correlações maiores e erros menores em comparação com o Modelo Global. Os melhores resultados foram observados na metade norte e oeste do Estado com as parametrizações Grell FC, Grell AS e a combinação de Emanuel simulado sobre o oceano e Grell AS sobre a terra. Apesar de algumas regiões não terem sido representadas adequadamente pelo Modelo Regional Climático RegCM4, ainda assim ele teve um bom desempenho em reduzir as superestimativas de precipitação observadas na simulação do Modelo Global e melhora na distribuição temporal da mesma.

Palavras-chave: Previsão Climática. Precipitação. Parametrização Cumulus.

ABSTRACT

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

EVALUATION FORECAST NUMERICAL OF SEASONAL PRECIPITATION FOR THE RIO GRANDE DO SUL

AUTORA: JÉSSICA STOBIENIA GONÇALVES

ORIENTADORA: SIMONE EROTILDES TELEGINSKI FERRAZ

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 04 de março de 2015.

In order to obtain an increase of quality seasonal climate forecast of precipitation, for the state of Rio Grande do Sul, were implemented and evaluated nine types of simulations that uses different cumulus parameterization schemes available in the Regional Climate Model version 4 RegCM4. The tested parameterizations were Grell with closure Arakawa and Schubert - AS and Fritsch and Chappell - FC, MIT-Emanuel and mixed convection that is the use of different convection schemes on the land and the sea. The evaluation method consisted of analysis qualitative and quantitative statistics of seasonal precipitation climate forecasts of five regions of Rio Grande do Sul, from August 2013 to August 2014. The statistics applied were Taylor diagram, random and systematic error analysis, concordance index and contingency table. The forecasts were evaluated using observed data from meteorological stations of the Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). The analysis showed the RegCM4 had higher correlations and lower errors compared to the Global Model. The best results were observed in the northern and western part of the state with the parameterizations Grell FC, Grell AS and the combination of Emanuel simulated ocean and Grell AS on land. Although some regions were not adequately represented by the Regional Climate Model RegCM4, yet it performed well reducing the overestimation of precipitation observed in the simulation of the Global Model and improved temporal distribution of the same.

Keywords: Climate Forecasting. Precipitation. Cumulus parameterization.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	4
1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	6
1.1 Precipitação no Rio Grande do Sul	6
1.1.1 Corrente de Jato	7
1.1.2 Bloqueios Atmosféricos	8
1.1.3 Distúrbios Baroclínicos: Ciclogênese e Frentes Frias	8
1.1.4 Baixa do noroeste da Argentina e Baixa do Chaco: relação com SCM's	9
1.1.5 Oscilação de Madden e Julian e Zona de Convergência do Atlântico Sul	10
1.1.6 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis	11
1.1.7 ENOS: El Niño e La Niña	11
1.1.8 Oscilação Decadal do Pacífico	13
1.2 Simulações de precipitação utilizando RegCM	14
2. DADOS	16
2.1 CFSv2	17
2.2 Reanálise	17
2.3 Dados de superfície	17
2.4 Previsões sazonais	17
2.5 Dados de validação	18
3. METODOLOGIA	20
3.1 Modelo Regional RegCM4	20
3.2 Parametrizações de cumulus	20
3.2.1 O esquema Grell	22
3.2.2 O esquema MIT-Emanuel	25
3.3 Análises estatísticas	25
3.3.1 Diagrama de Taylor	26
3.3.2 Erros	29
3.3.3 Índices de concordância	30
3.3.4 Tabela de contingência	31
4. RESULTADOS	34
4.1 Região centro-leste	38
4.2 Região sul-sudoeste	40
4.3 Região norte-nordeste	43
4.4 Região oeste	46
4.5 Região noroeste	49

5. CONCLUSÃO	53
5.1 Sugestões para trabalhos futuros	54
REFERÊNCIAS	55
APÊNDICE	65
Apêndice A – Climatologia de precipitação de jan/1979 a dez/2009	65
Apêndice B – Tabela de contingência 3×3	67
Apêndice C – Anomalias de precipitação no Estado do Rio Grande do Sul	70
Apêndice D – Teste t	73

INTRODUÇÃO

Ter uma estimativa da quantidade de precipitação disponível a médio e longo prazo para determinada região é uma informação essencial para o planejamento de diversas atividades na sociedade, por exemplo: irrigação agrícola, abastecimento de reservatórios de hidrelétricas e para o consumo humano e animal, estimativas de vazão de rios, planejamento de produção industrial, planejamento turístico, entre outras aplicações. O clima e seu regime de chuvas são fatores chave para a manutenção dos recursos hídricos brasileiros, propiciando uma rede hidrográfica extensa formada por rios de grande volume de água. Com exceção das nascentes do rio Amazonas, que recebe águas provenientes do derretimento de neve das geleiras andinas, a origem das águas de todos os rios brasileiros são as chuvas (ANA, 2007).

Dada a importância de se ter uma boa estimativa de precipitação é indispensável saber qual técnica para obtê-la é mais eficaz. A estimativa de precipitação pode ser feita de diversas maneiras. Pode-se simplesmente utilizar as normais climatológicas (médias de precipitação feitas ao longo de pelo menos trinta anos) para estimar o comportamento da próxima estação e/ou utilizar um método mais apurado como a utilização de um modelo climático. As previsões climáticas sazonais podem ser realizadas tanto com modelos estatísticos (uso de métodos estatísticos na simulação do comportamento da atmosfera) quanto dinâmicos (método que utiliza equações matemáticas para representar os processos físicos que ocorrem na atmosfera). A climatologia funciona como uma referência de valores normais a serem esperados em determinado período enquanto que a previsão climática sazonal informa a tendência do comportamento climático no período pretendido. Logo, a previsão sazonal de precipitação se torna muito importante em vários setores da sociedade seja para a tomada de decisões em várias áreas em relação às tendências climáticas, como para servir de alerta de eventuais anomalias extremas de precipitação em longo prazo.

A previsão sazonal feita por Modelos Climáticos Globais (MCG) possui resolução horizontal de centenas de quilômetros enquanto que por modelos regionais possui dezenas de quilômetros. Como a convecção e a própria precipitação são diretamente influenciadas pelo relevo e vegetação, muitas vezes os MCG não conseguem prevê-la adequadamente devido a sua baixa resolução espacial fazendo com que o modelo não consiga representar características locais (Nicolini et al., 2002). Neste caso a alternativa é a utilização de Modelos Climáticos Regionais (MCR) que, através do downscaling dinâmico (utilização do clima

simulado pelo MCG para definir o clima na fronteira lateral do domínio espacial do MCR), aninhados a MCG apresentam uma resolução maior e deste modo, são capazes de resolver processos de sub-grade que envolve topografia, cobertura de superfície e limites entre continente e oceano (Machado e Rocha, 2011).

Apesar de MCR serem mais adequados para previsão climática sazonal de precipitação, alguns processos ainda não são adequadamente descritos dentro destes modelos. Um desses processos é a convecção cumulus que é o processo de formação de nuvens cumulus e é representado dentro do MCR pela parametrização cumulus. Como cada região possui características físicas próprias (relevo e vegetação) é necessário avaliar qual parametrização se ajusta melhor na representação da convecção local.

Este trabalho tem o propósito de realizar previsões sazonais de precipitação para todo o Rio Grande do Sul e validar o desempenho do Modelo Climático Regional RegCM4 através das parametrizações cumulus.

1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

1.1 Precipitação no Rio Grande do Sul

O Rio Grande do Sul - RS, situado na região Sul do Brasil, possui uma distribuição de precipitação aproximadamente uniforme ao longo do ano (GRIMM, 2009). O posicionamento geográfico nos subtropicais, a proximidade com a Cordilheira dos Andes e a proximidade com o Oceano Atlântico caracterizam o regime de precipitação do RS. A precipitação do Sul do Brasil é afetada por diversos fenômenos de variabilidade interanual, como o El Niño e de baixíssima frequência, como a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), passando também por fenômenos da escala intra-sazonal, como a Oscilação de Madden-Julian (Pampuch e Ferraz, 2012).

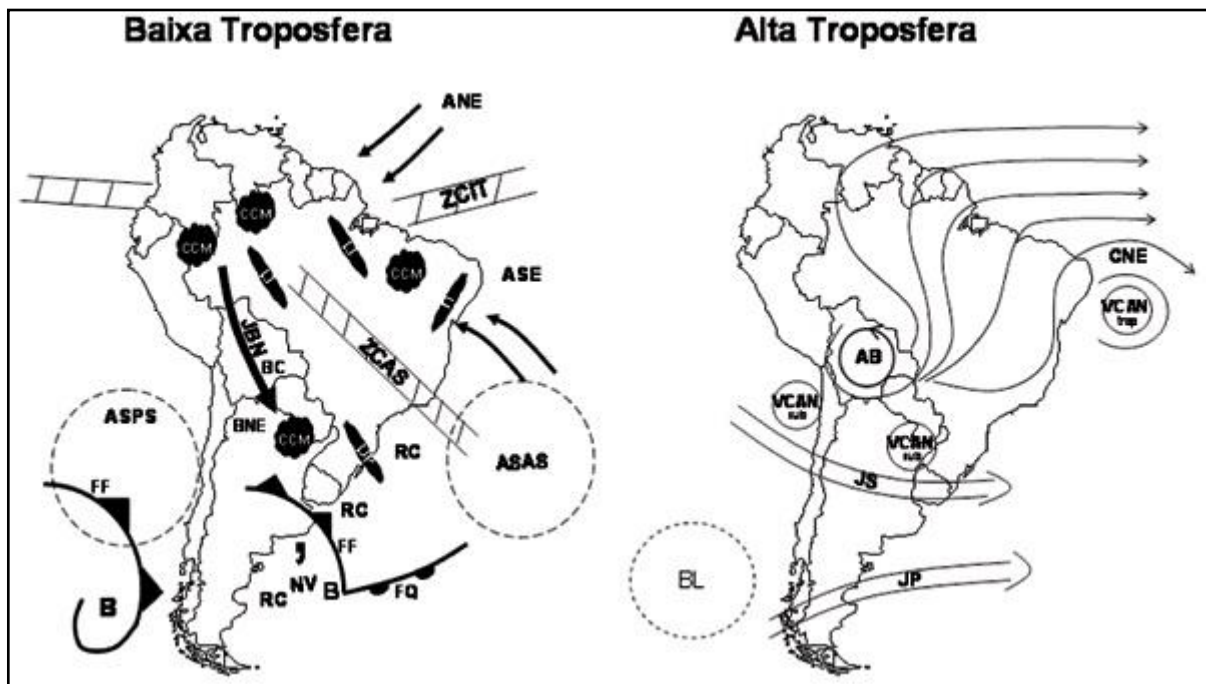


Figura 1.1.1 – Fenômenos atmosféricos atuantes na América do Sul. Representação esquemática dos sistemas atmosféricos na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul (cedida por REBOITA et al., 2010; pg. 199). Na baixa troposfera tem-se: ANE ventos alísios de nordeste, ASE ventos alísios de sudeste, ASAS anticiclone subtropical do Atlântico Sul, ASPS anticiclone subtropical do Pacífico Sul, B baixa pressão, BC baixa do Chaco, BNE baixas do noroeste argentino, CCM complexo convectivo de mesoescala, FF frente fria, FQ frente quente, JBN jato de baixos níveis a leste dos Andes, LI linha de instabilidade tropical, LIP linha de instabilidade pré-frontal, NV

nuvem vírgula, RC regiões ciclogênicas, ZCAS zona de convergência do Atlântico Sul e ZCIT zona de convergência intertropical. Na alta troposfera tem-se: AB alta da Bolívia, BL região de bloqueios atmosféricos, CNE cavado do nordeste do Brasil, JS jato subtropical, JP jato polar, VCAN sub vórtices ciclônicos de altos níveis subtropicais, VCAN trop vórtices ciclônicos de altos níveis tropicais.

Para entender os fenômenos atmosféricos que afetam a precipitação no RS é necessário analisar não somente os fenômenos que ocorrem sobre o Estado, mas sim sobre uma ampla região a sua volta que acabam influenciando-o na condição de tempo e clima. Por exemplo, a umidade para convecção na região Sul do Brasil possui basicamente duas fontes (MARENGO et al. 2004): umidade da bacia Amazônica transportada pelo Jato de Baixos Níveis da América do Sul - JBNAS predominantemente no período do verão que ocorre devido à presença da Cordilheira do Andes que canaliza essa umidade, e umidade do Oceano Atlântico Sul transportada pela Alta Subtropical do Atlântico Sul - ASAS predominantemente no período de inverno. A seguir é descrito alguns destes fenômenos:

1.1.1 Corrente de Jato

Segundo Pezzi, Rosa e Batista (1996) em altos níveis da atmosfera, próximo à tropopausa, existe uma região na qual a componente do vento zonal de oeste, atinge valores máximos. Este componente aumenta com a altura devido à existência de gradientes meridionais de temperatura. O escoamento caracterizado por valores máximos é denominado de Corrente de Jato.

Na América do Sul - AS há duas correntes de jato atuantes: Corrente de Jato Polar a qual não é muito regular e está associada ao forte gradiente horizontal de temperatura que ocorre nas estreitas zonas frontais, localizando-se no lado equatorial destas, geralmente entre as latitudes de 35°S a 70°S sendo mais próximo ao equador durante o inverno. E a Corrente de Jato Subtropical que está associada à circulação da Célula de Hadley e geralmente fica localizada no limite polar dessa célula, entre as latitudes de 20°S a 35°S, sendo sua posição mais regular migrando em direção ao equador no período de inverno e em direção aos pólos no verão (PEZZI, ROSA e BATISTA, 1996).

Ao norte da entrada e ao sul da saída da corrente de jato há convergência em superfície intensificando sistemas sinóticos que ocorrem nessas regiões. No sul da AS, as

correntes de jato estão associadas a bloqueios, sistemas frontais e sistemas convectivos, principalmente durante o inverno, quando os ventos de oeste estão mais intensos (CRUZ, RAO e GAN, 2008).

1.1.2 Bloqueios Atmosféricos

Em latitudes médias o escoamento zonal atmosférico em altos níveis caracteriza-se por ser de oeste deslocando os sistemas sinóticos para leste. Em condições de bloqueio a presença de um anticiclone quase estacionário de grande amplitude em torno de 45°S interrompe esse escoamento. Quando isso ocorre a Corrente de Jato é dividida em dois ramos ocasionando um rompimento do padrão zonal e impedindo o deslocamento de oeste dos sistemas sinóticos forçando um escoamento meridional (AMBRIZZI, MARQUES e NASCIMENTO, 2009).

Existem dois tipos principais de bloqueios: o tipo “omega” e o tipo dipolo. O bloqueio tipo “omega” consiste do domínio de uma alta pressão no nível de 500 hPa da atmosfera. Com essa configuração, o escoamento de oeste em altos níveis contorna este padrão no formato da letra grega Ω (omega invertido do HS), caracterizando a bifurcação do jato. O bloqueio do tipo dipolo caracteriza-se por uma baixa desprendida em direção das latitudes mais baixas, encontrando-se meridionalmente em fase com um anticiclone de bloqueio nas latitudes mais altas. Quando este tipo de sistema se configura, as condições a ele associadas persistem durante dias, modificando os padrões de precipitação e temperatura em uma grande região (PEDROSO, 2014).

Os bloqueios que afetam a região sul do Brasil têm origem sobre o Oceano Pacífico Sul e, conforme Mendes et al.(2005), em sua maioria, ocorrem no período do inverno e geralmente estão associados com anomalias negativas de precipitação.

1.1.3 Distúrbios Baroclínicos: Ciclogênese e Frentes Frias

A instabilidade baroclínica proporciona um modo pelo qual perturbações atmosféricas infinitesimais podem ser amplificadas em perturbações de grande amplitude. Em muitas situações, contudo, afirma-se que distúrbios meteorológicos também podem se desenvolver rapidamente a partir de anomalias preexistentes de vorticidade na ausência de instabilidade baroclínica (PEDROSO, 2014).

Ciclogênese é a formação e desenvolvimento de ciclones na atmosfera. A ciclogênese é favorecida pela advecção de vorticidade na troposfera média e superior, o que ocorre normalmente na parte dianteira de um cavado de onda curta (GAN e SELUCHI, 2009). Os ciclones que ocorrem em latitudes médias são chamados de ciclones extratropicais e são caracterizados por terem núcleo frio, serem assimétricos e se formarem em regiões onde os gradientes horizontais de temperatura e o consequente cisalhamento vertical do vento horizontal são mais intensos. A instabilidade baroclínica é um dos mecanismos de formação dos ciclones extratropicais. Estes sistemas possuem frentes associadas e decaem quando a instabilidade baroclínica enfraquece (DUTRA, 2012).

Frente fria é caracterizada quando uma massa de ar frio avança deslocando o ar quente de seu caminho. De acordo com Bluestein (1993), as frentes frias são frequentemente definidas como zonas alongadas de forte gradiente de temperatura e estabilidade estática relativamente alta. Os sistemas frontais possuem escala na ordem de 100 Km de comprimento e 10 Km de largura. Com a passagem de uma frente fria, a temperatura e a umidade diminuem, a pressão sobe e o vento muda de direção, normalmente de noroeste para sudoeste, geralmente ocorrendo precipitação na retaguarda ou dianteira da frente (INMET, 2014).

As frentes frias afetam o tempo sobre a América do Sul durante todo o ano, mas são mais frequentes de junho a setembro (CAVALCANTI e KOUSKY, 2009), com deslocamento de sudoeste para nordeste sobre o continente e Oceano Atlântico adjacente, sendo a principal fonte de chuvas no Sul do Brasil (CERA, 2011). As frentes frias são fenômenos frequentes e grandes moduladores do regime de chuvas e temperatura na região Sul do Brasil. O regime mais uniforme de chuvas na região Sul, é associado principalmente ao constante número de passagens frontais durante o ano todo, e que aumenta durante o inverno (PEDROSO, 2014). Isso caracteriza um regime de latitudes médias, onde a precipitação é devido à penetração de sistemas frontais com mais frequência associados com ciclones extratropicais migratórios (GRIMM, FERRAZ e GOMES, 1998).

1.1.4 Baixa do noroeste da Argentina e Baixa do Chaco: relação com SCM's

No noroeste da Argentina localiza-se um centro de baixa pressão permanente chamado de Baixa do noroeste da Argentina – BNOA que, conforme Seluchi e Saulo (2012) trata-se de uma depressão de origem térmica, explicada pelo aquecimento da baixa e média troposfera, principalmente em função dos fortes fluxos superficiais de calor sensível presentes no verão e

em função da advecção térmica horizontal associada à atividade baroclínica no inverno. No verão é observada a formação de uma segunda baixa na região, chamada de Baixa do Chaco, esta segundo Seluchi e Saulo (2012) se desenvolve numa atmosfera mais instável do ponto de vista termodinâmico, com maior conteúdo de umidade e afetada por precipitações mais abundantes, dentro de uma massa de ar típica das latitudes tropicais, não possui tanta influência da atividade transiente e desenvolve-se ao norte do jato subtropical enquanto que a BNOA se desenvolve mais ao sul do jato.

Estes centros de baixa pressão intensificam-se no semestre quente fortalecendo os ventos meridionais em baixos níveis (JBNAS) transportando calor e umidade dos trópicos para a região sul do Brasil. Esse transporte favorece a formação de Sistemas Convectivos de Mesoescala - SCM. O maior número de eventos de SCM's são observados no semestre quente conforme Nicolini et al. (2002). Segundo Grimm (2009) os Complexos Convectivos de Mesoescala – CCMs que são um tipo de SCM são responsáveis por grande parte da precipitação total do Rio Grande do Sul e segundo Dias (1987) são caracterizados por serem conjuntos de Cumulonimbus cobertos por densa camada de Cirrus que podem ser facilmente identificados em imagens de satélite como sendo sistemas de nuvens aproximadamente circulares e com um crescimento explosivo num intervalo de tempo de 6 a 12 horas.

1.1.5 Oscilação de Madden e Julian e Zona de Convergência do Atlântico Sul

A Oscilação de Madden e Julian - OMJ caracteriza-se pelo deslocamento para leste de uma célula zonal de grande escala termicamente direta no plano equatorial que causa variações na convecção tropical com duração de aproximadamente 30 a 60 dias e possui relação com a posição e intensidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS (KAIANO e KOUSKY, 1992; CASARIN e KOUSKY, 1986). De acordo com Grimm e Silva Dias (1995), a OMJ pode influenciar na convecção sobre a ZCAS através de uma anomalia de convecção na Zona de convergência do Pacífico Sul - ZCPS que intensifica um cavado em altos níveis sobre o sudeste da América do Sul.

A OMJ é o modo equatorial mais importante na escala intra-sazonal, com impactos nas distribuições anômalas de precipitação nos trópicos e subtropicais (KAYANO, JONES e DIAS, 2009). Casarin e Kousky (1986) e Ferraz (2004) sugeriram que o dipolo oscilante de precipitação entre o Sul e o Sudeste do Brasil e alguns casos de seca no Sul estão ligadas a anomalias de nebulosidade e do escoamento a nível global, ou seja, a OMJ.

A ZCAS é um fenômeno que ocorre no semestre quente mais especificamente no verão e que influencia indiretamente a precipitação no Sul do Brasil. Caracteriza-se por ser uma banda de nebulosidade e chuvas com orientação noroeste-sudeste que se estende desde a Amazônia até o sudeste do Brasil e está associada a um escoamento convergente de umidade na baixa troposfera (CARVALHO e JONES, 2009). Quando é observada a formação de ZCAS parte da umidade que seria transportada pelo JBNAS para a região sul do Brasil é transportada para a região Sudeste fazendo com que haja uma diminuição na precipitação da região sul.

1.1.6 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

O Vórtice Ciclônico de Altos Níveis - VCAN é um sistema de baixa pressão na alta troposfera. Os VCANs caracterizam-se por apresentar um centro mais frio que sua periferia (FERREIRA, RAMIREZ e GAN, 2009). Conforme Reinke et al. (2006) os VCANs do tipo Palmém que possuem origem subtropical formam-se em qualquer época do ano e geralmente desenvolvem-se sobre o Oceano Pacífico Sul. Muitas vezes, ao cruzarem os Andes, esses sistemas provocam chuva e ventos fortes e, dependendo da intensidade e permanência, causam sérios problemas locais e regionais no Uruguai, Argentina, Paraguai e Região Sul do Brasil.

1.1.7 ENOS: El Niño e La Niña

O El Niño Oscilação Sul – ENOS representa o padrão El Niño/La Niña que consiste em uma anomalia da Temperatura da superfície do mar (TSM), Ventos Alísios e oscilações na pressão atmosférica sobre o Oceano Pacífico Equatorial entre os hemisférios oriental e ocidental (OS – Oscilação Sul) (CPTEC, 2014). Esse padrão possui duração de aproximadamente 12 a 18 meses ocorrendo em intervalos de 2 a 7 anos.

O Índice de Oscilação Sul (IOS) definido como a diferença da pressão normalizada entre Tahiti (Polinésia Francesa) e Darwin (Austrália) é uma medida da força dos ventos alísios sobre o oceano Pacífico Equatorial. IOS positivo (pressão maior no Tahiti) está associada a águas mais frias do que o normal na região central e leste do Oceano Pacífico Equatorial e Ventos Alísios mais fortes indicando La Niña. IOS negativo (pressão maior em

Darwin) está associado a águas mais quentes na região central e leste do Oceano Pacífico Equatorial e Ventos Alísios mais fracos do que o normal indicando El Niño (MCPHADEN, 2015).

A TSM associada à pressão ao nível do mar no Pacífico Equatorial influencia a circulação zonal da atmosfera que por sua vez influencia a TSM nesta região. Temos em condições normais de circulação atmosférica ascensão de ar na parte oeste do Pacífico Equatorial e subsidência na parte leste (Célula de Walker) causando chuvas frequentes na parte oeste e escassez na parte leste do oceano. Devido à circulação atmosférica de leste-oeste as águas mais quentes são “empurradas” para a região oeste do oceano forçando ressurgência na região leste onde é observada TSM menor.

Em anos de El Niño é observado um enfraquecimento dos ventos alísios na região do oceano Pacífico Equatorial com isso há diminuição da ressurgência de águas mais frias na região leste próximo à costa da América do Sul causando um deslocamento das águas mais quentes da região oeste para leste aquecendo toda a superfície do mar na região equatorial. Esse aquecimento anormal da TSM causa um deslocamento do ramo ascendente da circulação de Walker para a região central e leste do Oceano Pacífico Equatorial fazendo aumentar a convecção nesta região onde normalmente é esperado escassez de chuva e um deslocamento do ramo descendente sobre a parte norte da Amazônia e da Região Nordeste do Brasil, determinando seca acentuadas nessas regiões. Em eventos de El Niño também é observado anomalia na circulação da Célula de Hadley (norte-sul) que se intensifica influenciando na corrente de jato que intensificada determina bloqueios na atmosfera, fazendo com que as frentes frias fiquem semi-estacionárias sobre o extremo sul do Brasil (CUNHA, 2002).

Em eventos de La Niña têm-se Ventos Alísios mais fortes aumentando a ressurgência e consequente resfriamento das águas na costa da América do Sul e Oceano Pacífico Equatorial central. Esse aumento dos ventos acaba represando as águas mais quentes no setor oeste do Oceano Pacífico Equatorial e com isso há um deslocamento da circulação de Walker para oeste intensificando a convecção a nordeste do Oceano Índico e a oeste do Oceano Pacífico Equatorial central passando pela Indonésia. A circulação da Célula de Hadley sofre enfraquecimento e com isso diminuem os bloqueios na atmosfera, fazendo com que as frentes frias passem rapidamente sobre a Região Sul do Brasil ou, até mesmo, desviem sua rota, passando sobre o oceano, consequentemente diminuindo a quantidade de precipitação pluvial (CUNHA, 2002).

Eventos de ENOS causam anomalias na precipitação na região Sul do Brasil. Essas anomalias relacionam-se à propagação de ondas de Rossby a partir de fontes anômalas de

calor nos trópicos, associadas às anomalias de convecção durante eventos de ENOS (GRIMM, 2009). Grande parte das anomalias positivas de precipitação no Sul do Brasil na primavera de El Niño é devido à intensificação de Complexos Convectivos de Mesoescala na região os quais são responsáveis por grande parte da precipitação de primavera. A sua intensificação está associada com o fortalecimento do jato subtropical sobre a região. É observada também uma circulação ciclônica anômala no Sul da América do Sul e uma circulação anticiclônica sobre o sudeste do Brasil favorecendo o desenvolvimento de sistemas baroclínicos causando chuvas anômalas no Sul do Brasil. Em eventos de La Niña é observado que esse padrão é invertido (GRIMM, FERRAZ e GOMES, 1998). Assim os eventos de El Niño, em geral, estão associados a anomalias positivas de precipitação no Rio Grande do Sul enquanto que em anos de La Niña a anomalias negativas de precipitação.

1.1.8 Oscilação Decadal do Pacífico

A Oscilação Decadal do Pacífico - ODP é a flutuação da Temperatura da Superfície do Mar no Pacífico em uma escala de tempo interdecadal. Sendo considerado um padrão do tipo ENOS de mais longa duração (MANTUA et. al., 1997; CERA, FERRAZ e BENDER, 2009).

Eventos de ODP são mais persistentes do que eventos de ENOS chegando a apresentar 20 a 30 anos de duração. A ODP é identificada a partir de anomalias mensais da temperatura da superfície do mar (TSM) e pressão (PNM) sobre o Oceano Pacífico Norte. Quando a TSM apresenta anomalias negativas no Oceano Pacífico Norte Central e Oeste e positivas ao longo da costa oeste das Américas e no Pacífico Tropical Central e Leste associada à média de PNM baixa no Pacífico Norte, a ODP tem valores positivos. Quando os padrões de anomalias climáticas são invertidos a ODP tem valores negativos (MANTUA et. al., 1997; KAYANO e ANDREOLI, 2009).

Rebello (2008) mostrou que anomalias positivas de ODP estão associadas a anomalias positivas de precipitação no Sul do Brasil enquanto que anomalias negativas estão associadas a anomalias negativas de precipitação.

1.2 Simulações de precipitação utilizando RegCM

O modelo RegCM por ser um modelo de área limitada e com uma grade mais refinada em comparação com modelos globais está sendo utilizado por muitos pesquisadores para simular o clima regional. Vários testes com o modelo estão sendo feitos por muitos autores no mundo todo sendo possível observar algumas características do modelo nestes trabalhos. Alguns destes trabalhos mostram que quando simulada a precipitação com a parametrização convectiva Grell o modelo tende a gerar chuva fraca sobre oceanos tropicais e quando utilizado a parametrização MIT-Emanuel tende a gerar chuva forte sobre o continente, principalmente em eventos de precipitação muito intensa (GIORGI et. al., 2012).

Giorgi et. al. (2012) reuniu vários trabalhos mostrando o comportamento do modelo RegCM4 sobre algumas regiões do mundo. Sobre a África a precipitação é superestimada sobre o oeste e região de monções do leste Africano no período de abril a setembro e sobre o Lago Victoria e áreas do sudeste Africano no período de outubro a março. O modelo subestima a precipitação sobre a região da Bacia do Baixo Congo. E nas regiões sul, equatorial norte e equatorial sul o modelo reproduz bem o ciclo anual da precipitação.

Sobre a América do Sul (AS) o modelo subestima a precipitação sobre a Bacia do Prata e a Bacia Amazônica. Foi observado que a mudança no parâmetro Peff (podendo ser Dry ou Wet) contido na parametrização convectiva Grell influencia na quantidade de chuva simulada sobre toda a América do Sul. No caso Dry foi observado uma subestimação da precipitação sobre a Bacia Amazônica, que é melhor simulada com o parâmetro WET. Por outro lado, ao longo das regiões costeiras do nordeste do Brasil, a precipitação é melhor simulada no modo DRY do que no modo WET, que superestimou a precipitação. Na região centro-sul da AS o ciclo anual da precipitação foi bem representado utilizando o modo WET, com o modo DRY houve subestimação. Na região Sul da AS o modelo conseguiu representar bem o regime pluviométrico tanto para a configuração WET quanto DRY.

No Leste da Ásia em todas as sub-regiões, o comportamento sazonal da precipitação de monção é bem reproduzido, com superestimativas de precipitação na primavera sobre a região norte e leste Asiático e uma subestimação de chuva de monção durante a fase madura nas regiões leste do continente asiático e sul da Índia.

Sobre a Europa foi observado que as simulações que utilizaram uma configuração de convecção mista (combinação de Grell sobre a terra e MIT-Emanuel sobre o oceano) apresentaram melhor desempenho. Houve a tendência de o modelo superestimar a precipitação na estação fria sobre a Europa Central e Oriental e subestimar no semestre quente

na região sudeste. No norte da Europa o modelo superestima a precipitação no inverno e primavera. No verão foi observado tendência em subestimar a precipitação em toda a Europa.

2. DADOS

Nas previsões sazonais de precipitação o modelo RegCM4 utiliza os dados do modelo Global *The NCEP Climate Forecast System Version 2* (CFSv2) (SAHA et al., 2014) como condição inicial e de contorno, na climatologia são utilizados dados de Reanálise do National Center for Environmental Prediction (NCEP) (KANAMITSU et al, 2002) e na validação do modelo os dados de estação do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e dados de Liebmann (LIEBMANN e ALLURED, 2005). Informações sobre esses dados são mostradas a seguir.

O domínio utilizado pelo modelo RegCM4 (Figura 2.1) está compreendido entre as latitudes 43,37°S e 15,56°S e longitude 76,74°W e 31,38°W com resolução horizontal de 0,27° (aproximadamente 26 Km) e o passo no tempo utilizado foi de 6 em 6hs.

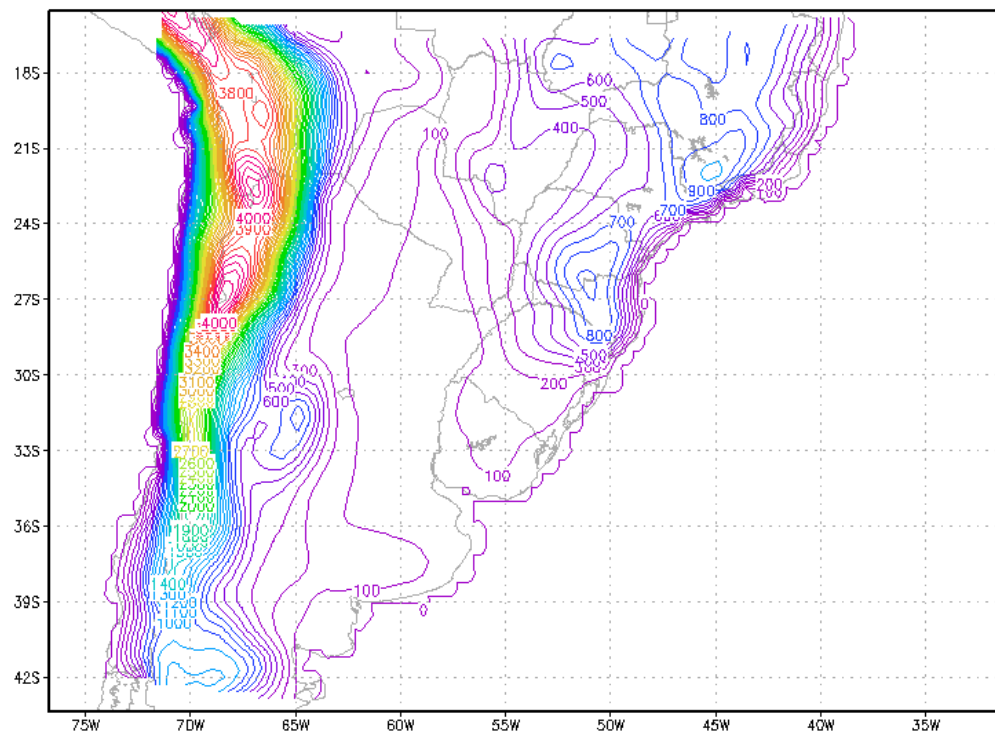


Figura 2.1 – Domínio do modelo RegCM4 utilizado nas simulações. As linhas coloridas representam a topografia do modelo.

2.1 CFSv2

O modelo Global CFSv2 possui resolução horizontal de 1° e resolução temporal de 6 horas (00:00, 06:00, 12:00, 18:00). Os dados utilizados nas previsões do RegCM4 foram temperatura, altura geopotencial, vento zonal, vento meridional e umidade relativa em 18 níveis verticais de pressão e temperatura da superfície do mar (TSM). O período utilizado foram as datas das rodadas conforme Tabela 2.4.1 sendo a primeira data começando dia 05 de julho de 2013 e a última dia 20 de abril de 2014.

2.2 Reanálise

A Reanálise I do NCEP possui resolução espacial de 2,5° e resolução temporal de 6 horas (00:00, 06:00, 12:00, 18:00). Os dados utilizados para a climatologia gerada pelo RegCM4 foram temperatura, altura geopotencial, vento zonal, vento meridional e umidade relativa em 18 níveis verticais de pressão. O período utilizado foi de janeiro de 1979 a dezembro de 2009 de modo a construir uma climatologia de precipitação de trinta anos para cada esquema convectivo testado.

2.3 Dados de superfície

A topografia e tipos de cobertura de solo usadas nas simulações do modelo RegCM4 utilizam arquivos globais com uma resolução espacial de um quilômetro e são fornecidos pelo United States Geological Survey (USGS) e pelo Global Land Cover Characterization (GLCC) que interpolados com o RegCM4 fornecem as condições de fronteira sobre o continente.

2.4 Previsões sazonais

O período de previsões analisado compreende o período de agosto/2013 a agosto/2014. Foram realizadas 34 simulações de 5 meses de duração para cada uma das 9 parametrizações com condições iniciais indicadas na Tabela 2.4.1. Os dois primeiros meses de cada simulação foram considerados como período de *spin-up* sendo, portanto descartados. As

previsões que apresentaram valor mensal superior/inferior a média mais/menos um desvio padrão foram descartadas.

Tabela 2.4.1 – Período de início de cada simulação, período de *spin-up* e período da previsão.

Início da rodada	Período de spin-up	Período da previsão	Início da rodada	Período de spin-up	Período da previsão
20130605	06 e 07	ASO	20131105	11 e 12	JFM
20130617	06 e 07	ASO	20131124	11 e 12	JFM
20130623	06 e 07	ASO	20131201	12 e 01	FMA
20130630	06 e 07	ASO	20131208	12 e 01	FMA
20130714	07 e 08	SON	20131216	12 e 01	FMA
20130721	07 e 08	SON	20131222	12 e 01	FMA
20130728	07 e 08	SON	20131230	12 e 01	FMA
20130811	08 e 09	OND	20140105	01 e 02	MAM
20130818	08 e 09	OND	20140112	01 e 02	MAM
20130825	08 e 09	OND	20140119	01 e 02	MAM
20130902	09 e 10	NDJ	20140128	01 e 02	MAM
20130909	09 e 10	NDJ	20140202	02 e 03	AMJ
20130922	09 e 10	NDJ	20140209	02 e 03	AMJ
20131006	10 e 11	DJF	20140216	02 e 03	AMJ
20131013	10 e 11	DJF	20140408	04 e 05	JJA
20131021	10 e 11	DJF	20140413	04 e 05	JJA
20131028	10 e 11	DJF	20140420	04 e 05	JJA

A primeira coluna é a data que iniciou a rodada, a segunda coluna são os meses utilizados para estabilizar o modelo e a terceira coluna são os meses resultantes da previsão.

2.5 Dados de validação

A região utilizada para a avaliação do modelo foi o Estado do Rio Grande do Sul – Brasil dividido em cinco regiões homogêneas de precipitação anual conforme descrito por Santos, 2011. Para a avaliação nas respectivas regiões foram feitas máscaras através do programa Grid Analysis and Display System (GrADS) sobre estas regiões homogêneas conforme a Figura 2.5.1 mostrando os limites das 5 regiões:

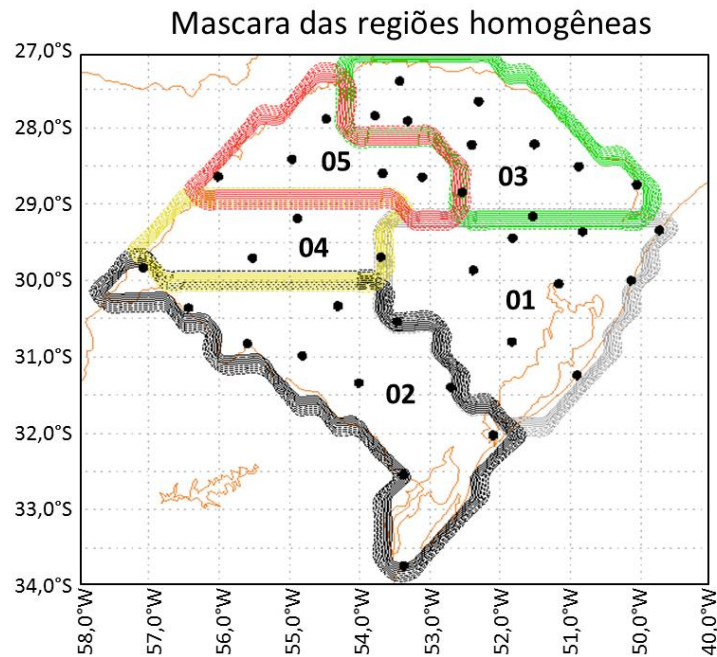


Figura 2.5.1 – Máscaras das 5 regiões de precipitação homogênea com a precipitação anual. Os pontos são a localização das estações automáticas do INMET utilizadas para validar as previsões do modelo RegCM4. As regiões foram originalmente definidas em Santos 2011, conforme o regime de precipitação em cada área. Sendo 1 para a região centro-leste, 2 para a região sul-sudoeste, 3 para a região norte-nordeste, 4 para a região oeste e 5 para a região noroeste.

Para validar as previsões foram utilizados os dados horários das estações automáticas (Figura 2.5.1) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Para o cálculo das anomalias dos dados observados foram utilizados os dados históricos diários de precipitação das estações convencionais do INMET no período de 1979 a 2009 no cálculo da climatologia de cada região. Para a climatologia, devido à falta de dados em uma das regiões foram utilizados também os dados de precipitação em grade de Liebmann que possuem frequência diária e espaçamento de 1° (LIEBMANN e ALLURED, 2005). Todos os dados utilizados na avaliação foram separados por região, assim obteve-se a média do acumulado mensal das estações que representam cada uma das cinco regiões analisadas.

3. METODOLOGIA

3.1 Modelo Regional RegCM4

O modelo utilizado neste estudo foi o “*Regional Climate Model*” versão 4 (RegCM4) desenvolvido originalmente pelo *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) e atualmente mantido pelo *Department Earth System Physics* (ESP) do *Abdus Salam - International Centre for Theoretical Physics* (ICTP). A primeira versão do RegCM4 descrita por Dickinson et al. (1989) e Giorgi & Bates (1989) teve como base o Modelo de Mesoescala MM4 (ANTHES et al., 1987).

Desde sua primeira versão o modelo RegCM4 passou por uma série de atualizações e melhoramentos na dinâmica, física e estrutura, chegando à sua última e atual versão RegCM4 (GIORGI et al., 2012).

A dinâmica do modelo RegCM4 é a mesma do seu predecessor RegCM43 que teve como base o modelo MM5 descrita por Grell et al. (1994) sendo um modelo hidrostático, compressível e com coordenada vertical sigma. Para integração no tempo utiliza um esquema “split-explicit” e inclui um algoritmo para reduzir a difusão horizontal na presença de intensos gradientes de topografia (GIORGI et al., 1993).

Em comparação com as versões anteriores, o modelo RegCM4 inclui uma nova descrição de superfície terrestre, camada limite planetária e sistemas de fluxo de ar sobre o mar. Apresenta um sistema misto de parâmetros de convecção, configuração de banda tropical e modificações na transferência radiativa e sistemas de camada limite. Além disso, ele possui uma atualização completa do código computacional tendo maior flexibilidade, portabilidade e facilidade na utilização (ELGUINDI, 2013).

3.2 Parametrizações de cumulus

A convecção é o mecanismo mais importante de transferência de calor e umidade na atmosfera, constituindo assim o elo importante na manutenção da circulação geral (SANTOS e DIAS, 2008). As variações no movimento de grande escala têm uma forte influência sobre a profundidade da camada ocupada pela convecção de pequena escala (consequentemente sobre as propriedades das circulações individuais) e sobre o transporte de calor, umidade e momento. Se o interesse principal é nesses transportes e seus efeitos sobre os sistemas de

movimento de grande escala ou nas circulações de pequena escala individuais (por exemplo, em sua capacidade de produzir nuvens e chuva), a interação entre a pequena e grande escala é um problema meteorológico importante (LUDLAM, 1966).

Os MCG's por terem uma resolução horizontal na ordem de centenas de quilômetros ou mais não conseguem resolver explicitamente as nuvens cumulus que possuem diâmetros na ordem de 1-10 km, portanto é utilizado MCR aninhados a MCG para simulá-las. Os MCG são utilizados para simular o comportamento da atmosfera em grande escala enquanto que os MCR como possuem maior resolução são utilizados para simular os movimentos de pequena escala representando assim as nuvens cumulus. A representação dos cumulus em termos de sub-grade é chamada parametrização de cumulus. A reprodução da circulação atmosférica em modelos numéricos é extremamente sensível a formulação da parametrização cumulus (PAN e RANDALL, 1998). Em termos gerais, a convecção cumulus modifica os campos de temperatura e umidade de grande escala através do desentranhamento e subsidência induzida pelos cumulus no ambiente. O desentranhamento causa esfriamento e umedecimento da grande escala e a subsidência induzida pelos cumulus causa aquecimento e secamento da grande escala (ARAKAWA e SCHUBERT, 1974).

Existem diversos esquemas desenvolvidos para a parametrização de cumulus, porém neste trabalho serão testados os esquemas Grell (GRELL, 1993), MIT-Emanuel (EMANUEL, 1991; EMANUEL e ZIVKOVIC-ROTHMAN, 1999) e convecção mista que é a capacidade do modelo de executar os diferentes esquemas de convecção sobre a terra e o mar. Os esquemas de parametrização de cumulus são apresentados na Tabela 3.2.1.

Tabela 3.2.1 - Esquemas de parametrização cumulus utilizados na previsão sazonal e climatologia do modelo RegCM4

Código da Simulação	Descrição	ICUP	Grell param	Peff mínimo	Peff máximo
01	Emanuel	4	--	-	
07	Grell FC	2	Dry	0,25	1,00
10	Emanuel terra – Grell FC oceano	98	Dry	0,25	1,00
13	Emanuel oceano – Grell FC terra	99	Dry	0,25	1,00
19	Emanuel terra – Grell FC oceano	98	Wet	0,25	0,50
22	Emanuel oceano – Grell FC terra	99	Wet	0,25	0,50

31	Emanuel oceano – Grell AS terra	99	Dry	0,25	1,00
34	Grell AS	2	Wet	0,25	0,50
37	Emanuel terra – Grell AS oceano	98	Wet	0,25	0,50

ICUP é o parâmetro que define o tipo de esquema de parametrização adotado; Grell param é um parâmetro do esquema Grell que permite controlar a fração da precipitação evaporada na corrente descendente – Peff, escolhendo dry tem-se Peff entre 0,25 e 1,0 que aumenta a fração de evaporação e escolhendo wet tem-se Peff entre 0,25 e 0,50 que diminui a fração de evaporação.

3.2.1 O esquema Grell

O esquema Grell considera a nuvem como duas circulações em equilíbrio, uma ascendente e outra descendente. Não há entranhamento lateral, somente na parte superior e inferior da nuvem, sendo o fluxo de massa constante no interior. A advecção de calor e umidade na nuvem é determinada pelo entranhamento e pelo fluxo de massa (Equação 1).

O esquema Grell começa a funcionar quando uma parcela de ar é levantada e atinge o Nível de Condensação por Levantamento (NCL) tornando-se saturada. Assim a condensação na corrente ascendente é calculada pelo levantamento de uma parcela saturada. Na corrente descendente o fluxo de massa depende da corrente ascendente, já que o fluxo de massa deve se manter constante dentro da nuvem.

$$m_0 = \frac{\beta l_1}{l_2} m_b \quad (1)$$

- m_0 é o fluxo de massa na corrente descendente;
- m_b é o fluxo de massa na corrente ascendente;
- l_1 é a condensação corrente ascendente;
- l_2 é a evaporação corrente descendente;
- β é a fração de condensação corrente ascendente que evapora na corrente descendente. β depende do cisalhamento do vento e varia entre 0,3 e 0,5.

A precipitação é descrita pela equação 2:

$$P^{cu} = l_1 m_b (1 - \beta) \quad (2)$$

Duas hipóteses de fechamento podem ser utilizadas: Arakawa e Schubert - AS (ARAKAWA & SCHUBERT, 1974) e Fritsch e Chappell - FC (FRITSCH & CHAPPELL, 1980).

As hipóteses adotadas pelos esquemas tratam da modulação da convecção pelo ambiente, que é o controle dinâmico na parametrização Grell (1993), da modulação do ambiente pela convecção (feedback) e do controle estático, ou seja, do modelo de nuvem usado para determinar as suas propriedades termodinâmicas.

A figura 3.2.1.1 é a base do fechamento de AS, neste fechamento é assumido que numa certa área há três tipos de nuvens: nuvens rasas na camada limite planetária (CLP), nuvens profundas originadas na CLP e nuvens profundas originadas acima da CLP, no entanto em quantidades pequenas de modo a cobrir apenas uma pequena área da grande escala.

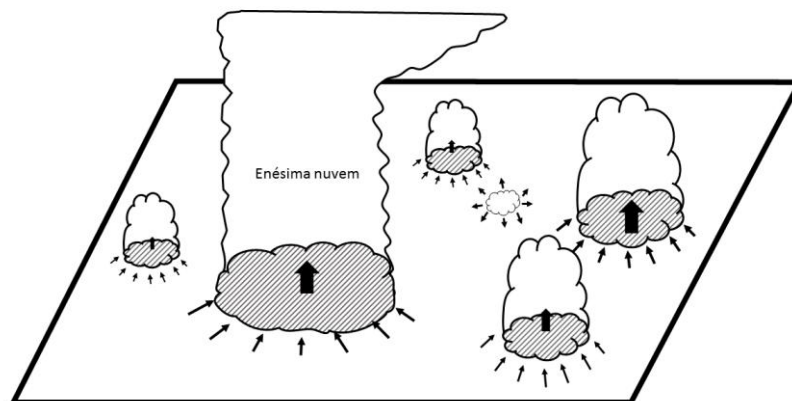


Figura 3.2.1.1: Área unitária horizontal em um nível entre a base e o topo da nuvem. As nuvens mais altas são mostradas penetrando neste nível e entranhando ar ambiente. A nuvem que tem perda de empuxo é mostrada desentranhando ar da nuvem para o ambiente - adaptado de Arakawa e Schubert, 1974.

No fechamento AS assume-se que as nuvens convectivas estabilizam o ambiente tão rápido quanto os processos não-convectivos desestabilizam.

$$m_b = \frac{ABE'' - ABE}{NA\Delta t} \quad (3)$$

- ABE é a energia disponível para a convecção;
- ABE'' é a energia disponível para a convecção gerada por processos não convectivos durante o intervalo de tempo Δt ;
- NA é a energia disponível para a convecção gerada por processos não convectivos.

A diferença $ABE'' - ABE$ pode ser pensada como a taxa de desestabilização ao longo do tempo Δt . ABE'' é calculado a partir dos campos atuais mais as futuras tendências resultantes da advecção de calor e umidade e o ajuste pela adiabática seca.

No fechamento FC assume-se que a convecção remove o ABE durante um determinado intervalo de tempo como se segue:

$$mb = \frac{ABE}{NA\tau} \quad (4)$$

Send τ o intervalo de tempo de remoção da ABE .

A diferença fundamental entre as duas hipóteses é que o fechamento AS relaciona os fluxos convectivos e precipitação às tendências no estado da atmosfera, enquanto que o fechamento FC relaciona os fluxos convectivos com o grau de instabilidade na atmosfera. Ambos os esquemas tendem a alcançar um equilíbrio estatístico entre convecção e os processos de grande escala.

Vários parâmetros presentes no esquema de convecção cumulus podem ser utilizados para aperfeiçoar o seu desempenho. Um dos parâmetros disponíveis é a fração da precipitação evaporada na corrente descendente (P_{eff}), com valores de 0 a 1, que basicamente mede a eficiência de precipitação. Maiores valores de P_{eff} estão relacionados à precipitação reduzida enquanto que menores valores de P_{eff} relacionam-se com maior precipitação.

3.2.2 O esquema MIT-Emanuel

O sistema assume que a mistura nas nuvens é episódica e não homogênea, ou seja, para cada nível da nuvem é calculado a quantidade de entranhamento/desentranhamento e por isso terá uma distribuição de massa diferente. Além disso, considera os fluxos convectivos baseado em um modelo idealizado de correntes ascendentes e descendentes dentro da nuvem (EMANUEL, 1991; EMANUEL e ZIVKOVIC-ROTHMAN, 1999).

A convecção é acionada quando o nível de flutuabilidade neutra ou nível de equilíbrio (nível em que uma parcela de ar, subindo ou descendo adiabaticamente, atinge a mesma densidade do seu ambiente) é maior do que o nível de base da nuvem. Quando isso ocorre a parcela de ar é elevada e uma fração do ar úmido contido nessa parcela condensa formando precipitação, enquanto que a fração restante constitui a nuvem.

Dentro da nuvem os movimentos descendentes e ascendentes ocorrem devido ao gradiente vertical de flutuabilidade que por sua vez fazem a mistura do ar de dentro e de fora da nuvem. A fração do total de fluxo de massa da base da nuvem que se mistura com o meio ambiente em cada nível é proporcional à taxa da variação da flutuação com a altitude.

Além de ser uma representação mais complexa da convecção o esquema Emanuel inclui uma formulação de auto-conversão da água da nuvem em precipitação no interior das nuvens cumulus que considera a existência de gelo fazendo a auto-conversão ser dependente da temperatura. Além disso, a precipitação é adicionada a uma única corrente descendente hidrostática, insaturada, que transporta calor e água. Por último, o esquema MIT-Emanuel considera o transporte de traçadores passivos (partículas suspensas) (GIORGI et al., 2013).

3.3 Análises estatísticas

Os dados simulados passaram por dois tipos de avaliação estatística:

- Qualitativas que compreende a Tabela de Contingência 3×3.
- E quantitativa que compreende as análises de Diagrama de Taylor, Erros e Índice de Concordância de Willmott;

A análise qualitativa foi realizada com as anomalias de precipitação do modelo Regional RegCM4 e dos dados observados de estação do INMET para cada região. Na análise

quantitativa além das estatísticas citadas foram calculadas as correlações tanto dos dados simulados quanto das anomalias geradas para cada região homogênea de precipitação.

Foi aplicado em todas as correlações o teste de *t de Student* assumindo *p-valor* de até 5%. O teste *t de Student* é um teste de significância onde se procura decidir entre duas hipóteses (nula e alternativa) qual é verdadeira sobre a amostra. Conhecendo a distribuição amostral da correlação podemos calcular o valor de *t* (Equação 5):

$$t = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (5)$$

Sendo *r* o coeficiente de correlação e *n* o número de dados da amostra. Ao encontrarmos o valor de *t* consultando uma tabela de distribuição de *t de Student* encontramos o *p-valor* que é a probabilidade da hipótese nula ser verdadeira. Neste caso a hipótese nula é quando temos correlação igual a zero. Ao adotarmos um nível de significância de 0,05 significa que em cerca de 5 chances em 100 rejeitaríamos a hipótese nula quando ela deveria ser aceita, ou seja, podemos ter 95% de confiança em que tenhamos tomado a decisão certa. Em tal caso dizemos que a hipótese nula foi rejeitada ao nível de 5% de significância, o que significa que podemos ter errado com uma probabilidade de 5%. (SPIEGEL, 1978). Em outras palavras, quanto menor o valor de *p-valor* maior será o nível de confiança da amostra. Cálculo do teste *t* no Apêndice D. Como a série de dados avaliada é pequena (13 amostras), valores que poderiam ser considerados baixos de correlações podem ter significância estatística alta por isso a importância de calcular este teste.

3.3.1 Diagrama de Taylor

O diagrama de Taylor descrito por Taylor (2001) é uma técnica estatística que compara dois conjuntos de dados, sendo um deles escolhido como a referência, através de estatísticas que possuem uma relação entre si.

Essa comparação é feita através das estatísticas (TAYLOR, 2005):

- Raiz da diferença do erro médio quadrático (E): Medida da diferença média entre duas amostras. É a soma da diferença entre o conjunto de dados e a referência, normalizados pela média dividida pelo número de dados do conjunto (Equação 6).

$$E^2 = \frac{1}{N} \sum_1^N [(f_n - \bar{f}) - (r_n - \bar{r})]^2 \quad (6)$$

Sendo f_n o conjunto de dados, \bar{f} a média do conjunto de dados, r_n o conjunto de dados de referência e \bar{r} a média do conjunto de dados de referência.

- Desvio Padrão (σ): Medida de dispersão em relação à média. Soma da diferença entre o conjunto de dados e a média do conjunto dividido pelo número de dados do conjunto (Equação 7 e 8).

$$\sigma_f^2 = \frac{1}{N} \sum_1^N (f_n - \bar{f})^2 \quad (7)$$

$$\sigma_r^2 = \frac{1}{N} \sum_1^N (r_n - \bar{r})^2 \quad (8)$$

- Coeficiente de Correlação de Pearson (R): Medida do grau de relação linear entre duas amostras. Razão entre a covariância e o produto dos desvios padrões do conjunto de dados e a referência (Equação 9).

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum_1^N (f_n - \bar{f})(r_n - \bar{r})}{\sigma_f \sigma_r} \quad (9)$$

As estatísticas são relacionadas através da lei dos cossenos, podendo ser representadas em um mesmo diagrama através da Equação 10:

$$c^2 = a^2 + b^2 - 2ab \cos \varphi \quad (10)$$

Sendo $c = E$; $a = \sigma_f$; $b = \sigma_r$ e $R = \cos \varphi$.

Assim a estrutura do diagrama é dada conforme Figura 2.3.1:

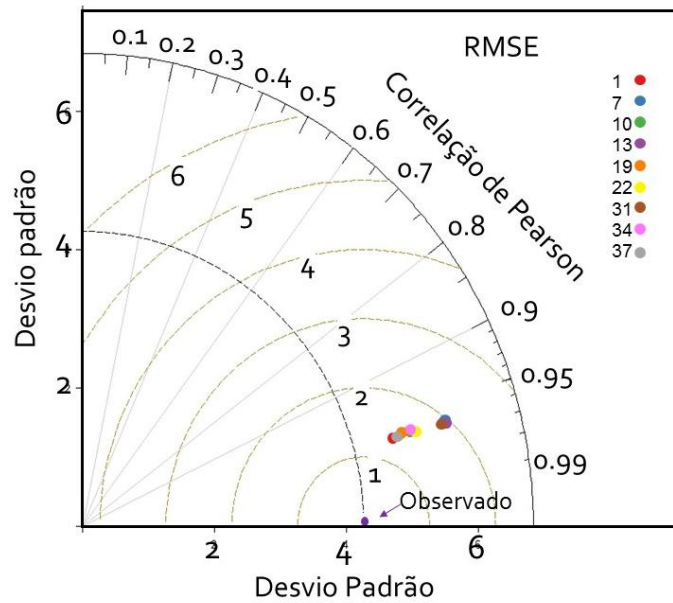


Figura 3.3.1 – Diagrama de Taylor.

Exemplo de diagrama de Taylor exibindo uma comparação estatística com as observações de estimativas × dados reais (Ferraz e Gonçalves, 2014).

Estas três estatísticas juntas fornecem uma informação de correspondência entre o conjunto de dados e a referência. Permitindo avaliar, por exemplo, a precisão de um modelo climático em representar o clima da região a ser analisada.

No diagrama (Figura 3.3.1) cada conjunto de dados é representado por um ponto que é definido conforme os valores de correlação, desvio padrão e Raiz do erro quadrático centrado na média. Quanto mais próximo os pontos estiverem maior o grau de similaridade entre eles. No diagrama de Taylor o desvio padrão é proporcional a distância radial até a origem. O erro médio quadrático normalizado é proporcional à distância do ponto no eixo x identificada como observado e o coeficiente de correlação é apresentado pelo valor no arco a direita.

O conjunto de dados considerado como o ideal seria aquele que apresentasse desvio padrão igual ao da referência, correlação igual a 1 e raiz do erro quadrático centrado na média igual a 0, ou seja, representaria perfeitamente o dado de referência.

3.3.2 Erros

A diferença entre um conjunto de dados e sua referência (conjunto dito como verdadeiro) chama-se erro. O erro pode ser dividido em dois tipos:

- Sistemático: é um erro fixo, se repete dentro do conjunto de dados.
- Aleatório: é um erro sem um padrão específico de repetição.

De acordo com Willmott (1982), um bom modelo de previsão deve ter um erro sistemático aproximadamente zero enquanto que o aleatório deve se aproximar da raiz do erro quadrático médio (RMSE).

Utilizando o erro quadrático médio (MSE), conforme observa-se na Equação 11:

$$MSE = MSE_s + MSE_u \quad (11)$$

Sendo MSE_s o erro sistemático e MSE_u o erro aleatório.

As duas estimativas de erro são descritas por Willmott (1981), Equações 12 e 13:

$$MSE_s = \frac{1}{N} \sum_1^N (F(r_n) - r_n)^2 \quad (12)$$

$$MSE_u = \frac{1}{N} \sum_1^N (f_n - F(r_n))^2 \quad (13)$$

$$F(r_n) = a + br_n \quad (14)$$

Sendo $F(r_n)$ (Equação 14) a regressão linear entre os dois conjuntos de dados.

Para se obter a proporção de erro no conjunto de dados calcula-se conforme Equações 15 e 16:

$$PE_s = \frac{MSE_s}{MSE} \quad (15)$$

$$PE_u = \frac{MSE_u}{MSE} \quad (16)$$

Sendo PE_s a percentagem de erro sistemático e PE_u a percentagem de erro aleatório.

E para se obter o erro médio sistemático e aleatório entre dois conjuntos de dados faz-se a raiz quadrada de MSE_s e MSE_u , (Equações 17 e 18).

$$RMSE_s = \left[\frac{1}{N} \sum_1^N (F(r_n) - r_n)^2 \right]^{1/2} \quad (17)$$

$$RMSE_u = \left[\frac{1}{N} \sum_1^N (f_n - F(r_n))^2 \right]^{1/2} \quad (18)$$

Portanto a raiz do erro médio quadrático é dada pela Equação 19:

$$RMSE = (MSE_s + MSE_u)^{1/2} \quad (19)$$

3.3.3 Índices de concordância

A maioria das medidas adimensionais do erro médio na avaliação de modelos é descritas a Equação 20, como proposto por Willmott (2011):

$$\rho = 1 - \frac{\delta}{\mu} \quad (20)$$

Sendo δ o erro médio e μ é a base de comparação.

Os índices de medida de erro são calculados utilizando o erro médio quadrático, mas o índice de concordância de Willmott (d_1) (Equação 21), foi estruturado utilizando a soma dos erros absolutos. Essa diferença é muito importante quando se trata de conjuntos de dados com valores de erro muito grandes, pois elevando ao quadrado eles predominam no somatório levando a uma medida desproporcional do erro da amostra.

$$d_1 = 1 - \frac{\sum_1^N |f_n - r_n|}{\sum_1^N (|f_n - \bar{r}| + |r_n - \bar{r}|)} \quad (21)$$

Os valores que o índice pode admitir são: $0 < d_1 < 1$. Sendo 1 uma previsão perfeita.

3.3.4 Tabela de contingência

A tabela de contingência 3×3 é um método de organizar e classificar as informações entre dois conjuntos de dados em três categorias (JOLLIFFE e STEPHENSON, 2003). É bastante utilizado para estudar a relação entre duas variáveis.

Os dados são categoricamente comparados numa tabela 3×3 (tabela 3.3.4.1) como se segue:

Tabela 3.3.4.1 – Tabela de contingência 3×3

		Observação			Distribuição da previsão
		<i>Abaixo</i>	<i>Normal</i>	<i>Acima</i>	
Previsão	<i>Abaixo</i>	P_{11}	P_{12}	P_{13}	$\sum P_{1j}$
	<i>Normal</i>	P_{21}	P_{22}	P_{23}	$\sum P_{2j}$
	<i>Acima</i>	P_{31}	P_{32}	P_{33}	$\sum P_{3j}$
Distribuição da observação		$\sum P_{i1}$	$\sum P_{i2}$	$\sum P_{i3}$	$\sum P_{ij}$

Sendo P_{ij} as frequências relativas em percentagem.

Considerando f_n como a previsão e r_n a observação, tem-se que a probabilidade de $f_n = r_n$ é $p(f_n, r_n) = P_{ij}$ sendo $i, j = 1, 2, \dots, n$. Ou seja, quando tivermos P_{11}, P_{22}, P_{33} a previsão será igual a observação.

A distribuição de probabilidade de previsões (Equação 22) e observações (Equação 23) é dada por:

$$p(f_n) = \sum_{j=1}^n P_{ij} = \hat{p}_i \quad (22)$$

$$p(r_n) = \sum_{j=1}^n P_{ji} = p_i \quad (23)$$

Com $i = 1, 2, \dots, n$.

Sendo $i = 1$, tem-se $\hat{p}_1 = P_{11} + P_{12} + P_{13}$ e $p_1 = P_{11} + P_{21} + P_{31}$.

Através da tabela de contingência pode-se calcular alguns índices estatísticos:

- Proporção correta (PC): É uma medida de desempenho de previsão. Representa a proporção de previsões corretas sendo elas de qualquer tipo (Equação 24).

$$PC = \sum_{i=1}^n p_{ii} = P_{11} + P_{22} + P_{33} \quad (24)$$

- Bias (B): É uma medida de erro. Representa a razão entre o número de previsões que ocorreram e o número de ocorrências reais. B igual a 1 é o que se espera encontrar, ou seja, a previsão ocorre na mesma taxa com que se observa o evento (Equação 25).

$$B_i = \frac{\hat{p}_i}{p_i} \quad (25)$$

Com $i = 1, 2, \dots, n$.

$$\text{Exemplo: } B_1 = \frac{\hat{p}_1}{p_1} = \frac{(P_{11} + P_{12} + P_{13})}{(P_{11} + P_{21} + P_{31})}$$

- Probabilidade de detecção (POD): É uma medida de desempenho. Representa o número total de previsões corretas dividido pelo número total eventos observados (Equação 26). $POD = 1$ significa uma previsão perfeita.

$$POD_i = \frac{p_{ii}}{p_i} \quad (26)$$

Com $i = 1, 2, \dots, n$.

$$\text{Exemplo: } POD_1 = \frac{P_{11}}{(P_{11} + P_{21} + P_{31})}$$

Os dados utilizados na análise de contingência foram dados de anomalias de precipitação gerados pelos modelos testados e pelos dados observados em relação à climatologia. O parâmetro utilizado para definição de abaixo, acima e dentro normal climatológica é o percentil médio das parametrizações de 0,5 como mostrado na Tabela 3.3.4.2.

Tabela 3.3.4.2 – Parâmetros utilizados na tabela de contingência 3×3

precipitação (mm)	abaixo	Normal	Acima
Região centro-leste	< -15,7	>-15,7e < +15,7	>+15,7
Região sul-sudoeste	< -10,5	> -10,5 e < +10,5	> +10,5
Região norte-nordeste	< -17,8	> -17,8 e < +17,8	> +17,8
Região oeste	< -8,0	> -8,0 e < +8,0	> +8,0
Região noroeste	< -17,9	> -17,9 e < +17,9	> +17,9

4. RESULTADOS

Nas figuras a seguir estão apresentadas as previsões realizadas para as cinco regiões, a previsão realizada pelo modelo global que foi utilizado como condição de contorno e a média dos dados do INMET para cada região. Em geral, observa-se que todas as regiões do Rio Grande do Sul tiveram uma melhora significativa na previsão de precipitação em relação à previsão do Modelo Global CFSv2 como pode ser observado nas Figuras 4.1, 4.2, 4.3, 4.4 e 4.5. O modelo Global tem tendência de superestimar demasiadamente o acumulado mensal em todo o período analisado enquanto que o modelo regional tende a subestimar a precipitação, este resultado é encontrado também por Giorgi et al (2012) na simulação de precipitação sobre a Bacia do Prata. A intensidade de superestimação do modelo Global flutua em torno de +400 mm enquanto que a subestimação do Regional flutua em torno de -25 e -67 mm. Porém, além do RegCM4 apresentar intensidade de subestimar menor do que a superestimação do Global ainda representa melhor a distribuição temporal da mesma reduzindo os extremos de precipitação observados na previsão do CFSv2.

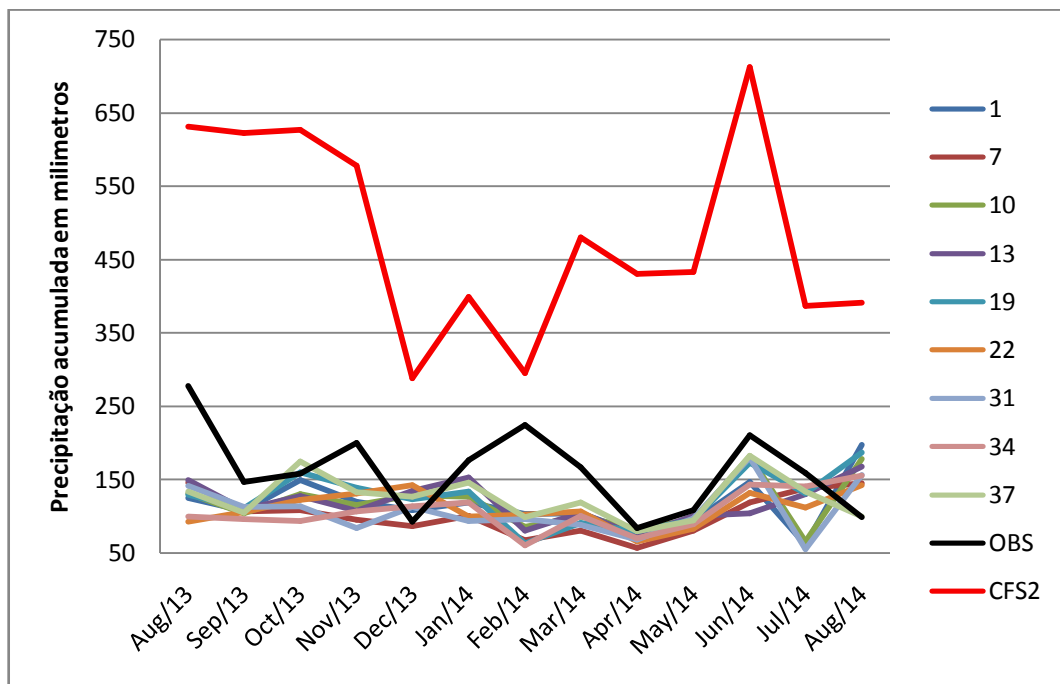


Figura 4.1 – Acumulados mensais de precipitação simulados pelas parametrizações cumuladas, pelo Modelo Global CFSv2 (vermelho) e dados observados do INMET (preto) sobre a região centro-leste do Rio Grande do Sul.

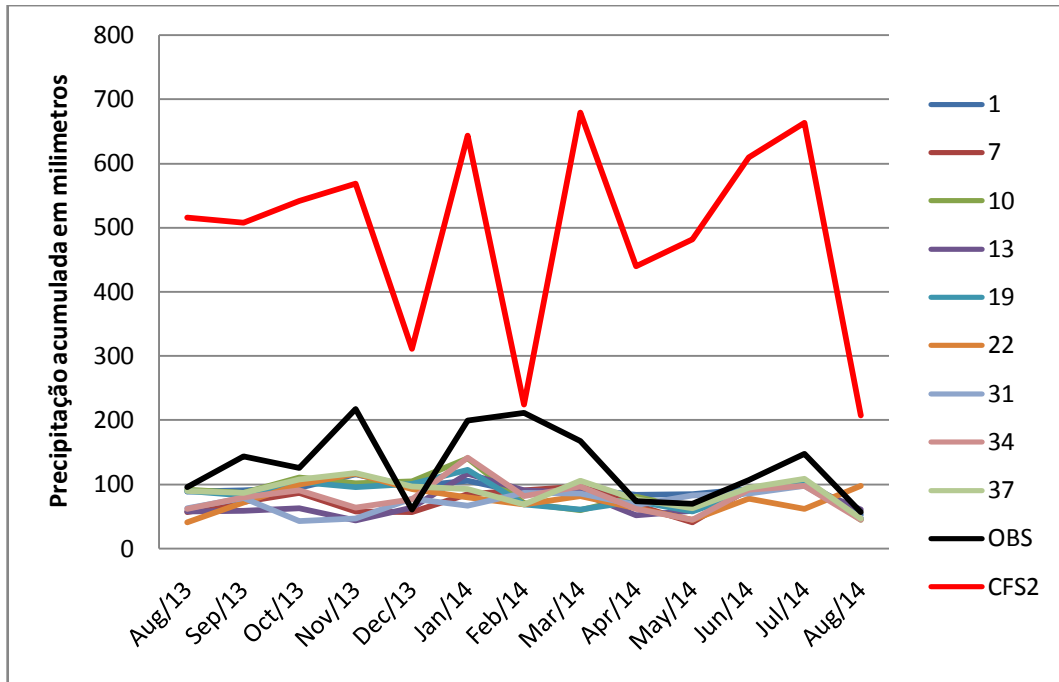


Figura 4.2 – Acumulados mensais de precipitação simulados pelas parametrizações cumulus, pelo Modelo Global CFSv2 (vermelho) e dados observados do INMET (preto) sobre a região sul-sudoeste do Rio Grande do Sul.

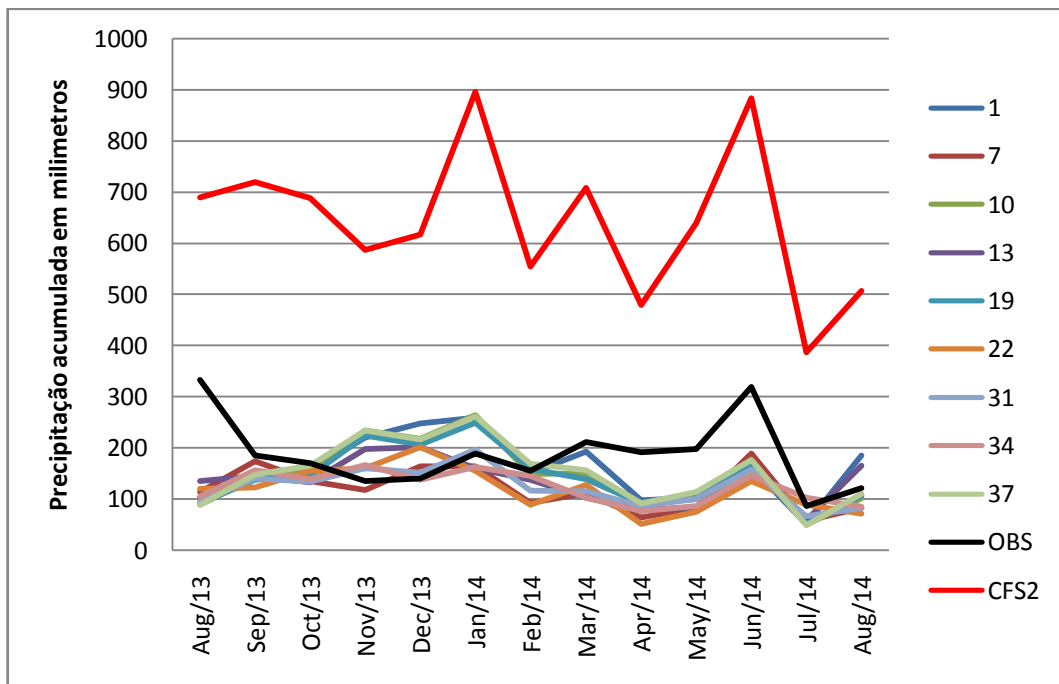


Figura 4.3 – Acumulados mensais de precipitação simulados pelas parametrizações cumulus, pelo Modelo Global CFSv2 (vermelho) e dados observados do INMET (preto) sobre a região norte-nordeste do Rio Grande do Sul.

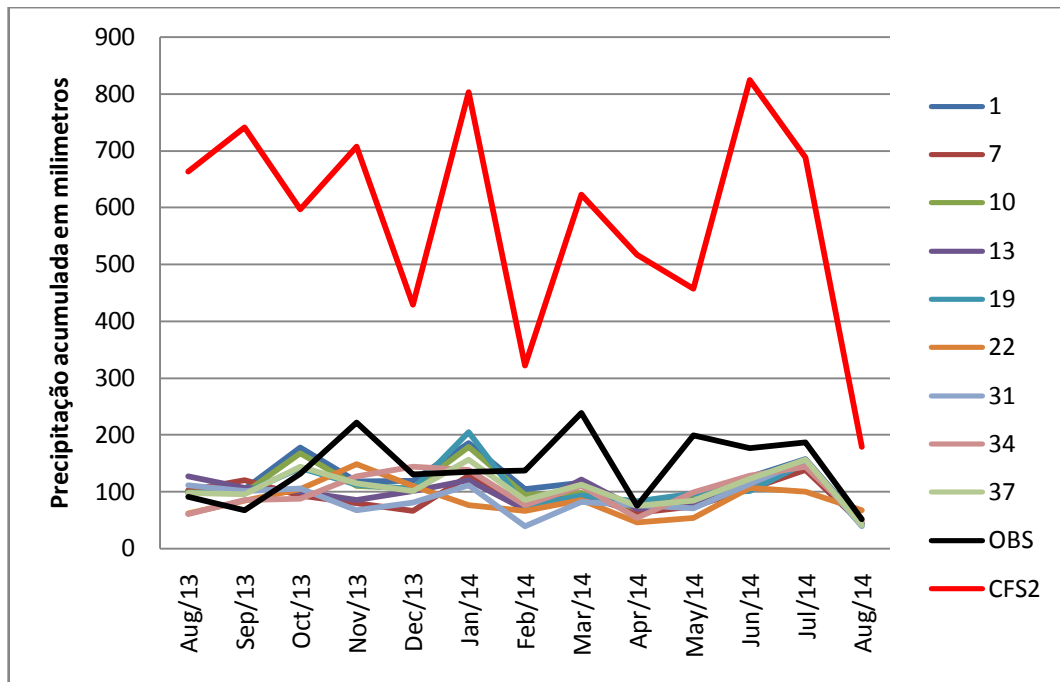


Figura 4.4 – Acumulados mensais de precipitação simulados pelas parametrizações cumulus, pelo Modelo Global CFSv2 (vermelho) e dados observados do INMET (preto) sobre a região oeste do Rio Grande do Sul.

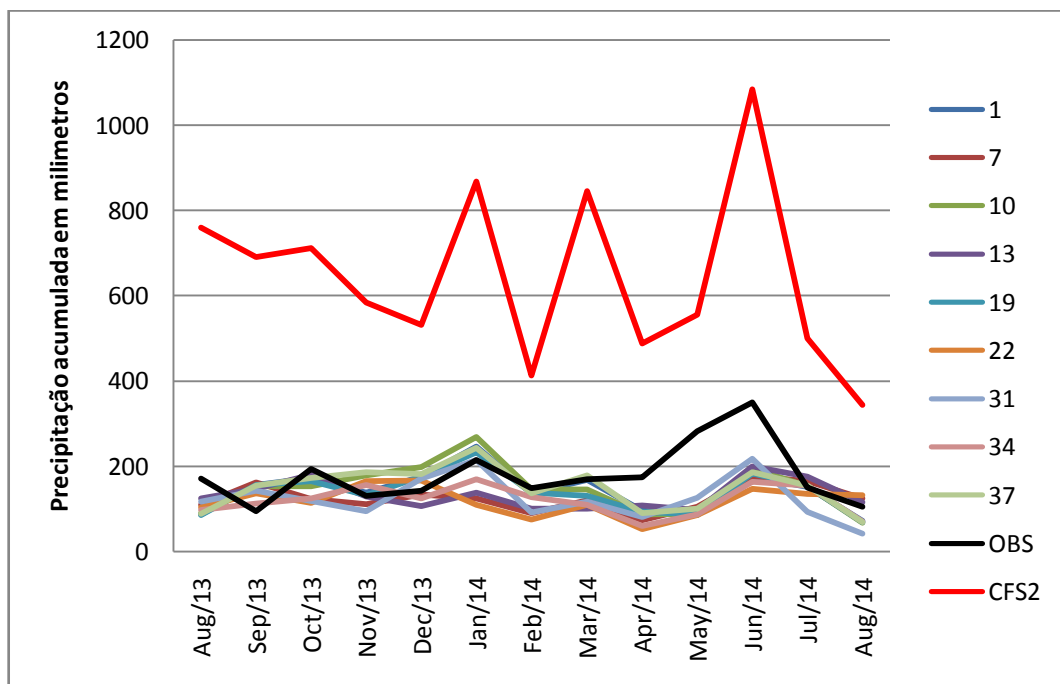


Figura 4.5 – Acumulados mensais de precipitação simulados pelas parametrizações cumulus, pelo Modelo Global CFSv2 (vermelho) e dados observados do INMET (preto) sobre a região noroeste do Rio Grande do Sul.

Através do diagrama de Taylor (Figura 4.6) pode-se observar que nas cinco regiões analisadas todas as simulações tiveram desvio padrão menor do que o observado e que o Modelo Global CFSV2 apresentou desvio superior ao dobro do observado. O RMSE normalizado ficou acima de 60 mm nas regiões 3 e 5, em torno de 60 mm nas regiões 1 e 4 e abaixo de 60 mm na região 2, O CFSV2 apresentou valores superiores a 100 mm em todas as regiões. As correlações maiores ou iguais a 0,40 foram: na região 1 de 0,45 com a parametrização 37 e o CFSV2; na região 2 foi de 0,62 com a parametrização 1, 0,56 com a 34, 0,54 com a 7, 0,47 com a 37 e 0,43 com a 13; na região 3 foi de 0,65 com o CFSV2 e 0,40 com a parametrização 7; na região 4 foi de 0,66 com a parametrização 34, 0,48 com a 22 e 37; e na região 5 foi de 0,63 com o CFSV2 e 0,60 com a parametrização 31. Todos os valores de correlação encontrados obtiveram nível de confiança superior a 93,8%.

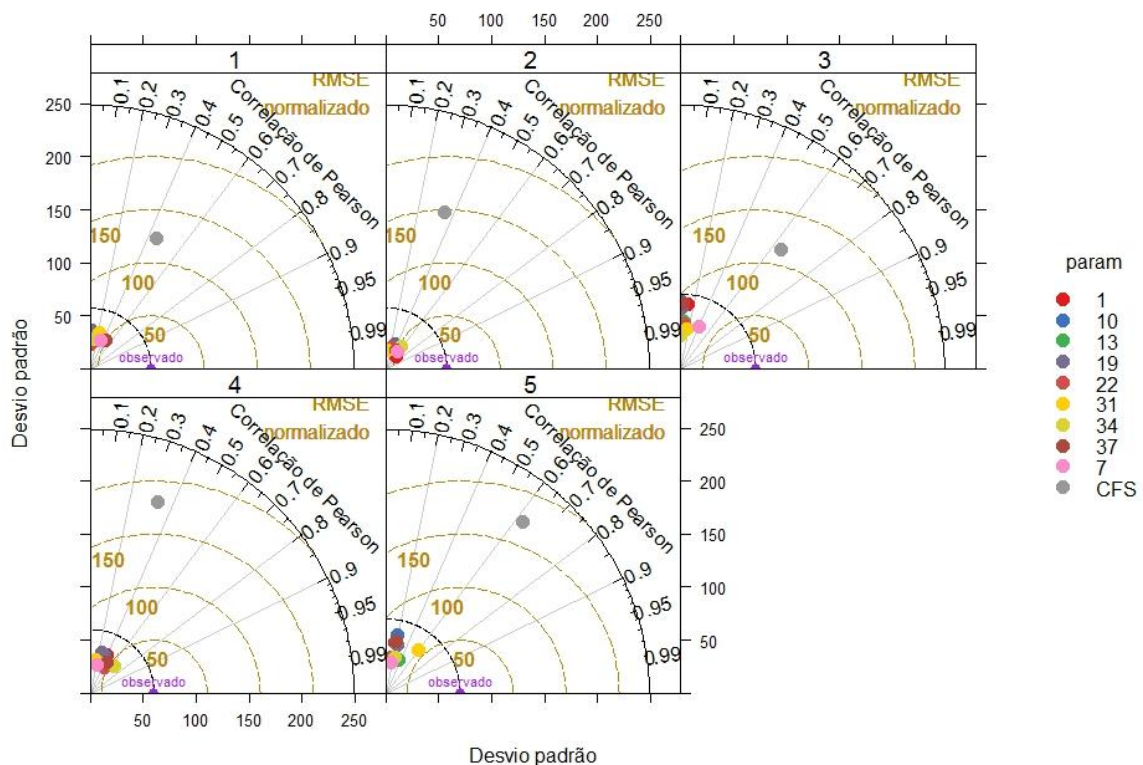


Figura 4.6 – Diagrama de Taylor das nove parametrizações testadas e do CFSV2.

Comparação estatística da precipitação simulada pelo modelo RegCM4 entre nove parametrizações cúmulos diferentes em relação os dados observados do INMET no período de agosto/2013 a agosto/2014 em cinco regiões do Estado do Rio Grande do Sul. Sendo 1 para a região centro-leste, 2 para a região sul-sudoeste, 3 para a região norte-nordeste, 4 para a região oeste e 5 para a região noroeste.

4.1 Região centro-leste

As simulações realizadas para a região centro-leste do Estado apresentaram valores de correlação mais baixos do que as demais regiões em todas as parametrizações testadas sendo as de maior valor 0,42 com 92,3% de significância estatística pela parametrização de número 37 e CFSV2 (Figura 4.1.1). A percentagem de erro sistemático foi acima de 78% em todas as parametrizações. Através da correlação das anomalias não foi observado melhora significativa no resultado do modelo em relação à correlação com os dados observados. O índice de concordância de Willmott coincide com o valor de correlação observada sendo a parametrização 37 a de melhor valor apresentado 0,60. Apesar do CFSV2 ter apresentado valor de correlação igual ao da parametrização 37 apresentou baixa representatividade do comportamento pluviométrico através do índice de concordância devido aos altos erros gerados por ele.

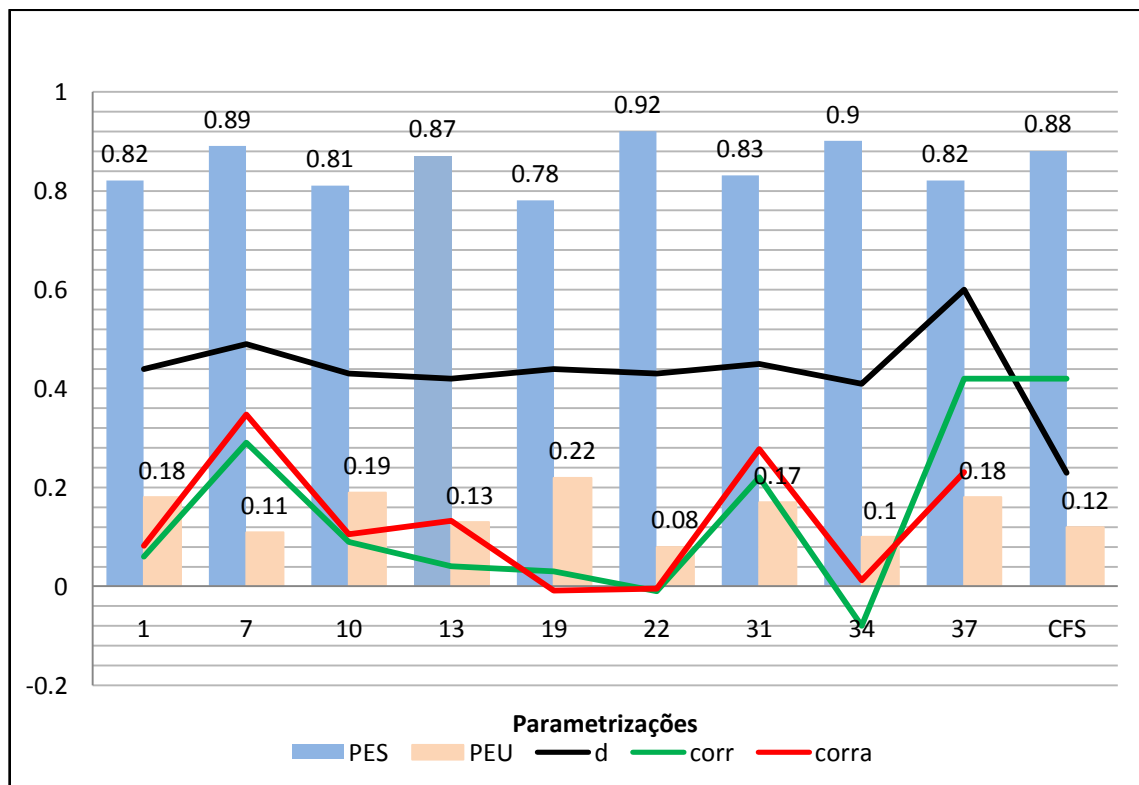


Figura 4.1.1 – Estatísticas de probabilidades de erro do modelo RegCM4 e do CFSV2 na região centro-leste do Rio Grande do Sul.

PES é a percentagem de erro sistemático; PEU é a percentagem de erro aleatório; d é o índice de concordância de Willmott; corra é a correlação das anomalias calculadas; e corr é a correlação das previsões com os dados

observados. De acordo com o teste t de Student correlações com valores iguais ou superiores a 0.47 possuem nível de confiança acima de 95%.

O RMSE (Figura 4.1.2) as parametrizações apresentaram valores na faixa entre 61,39 e 83,65mm e o CFSV2 o valor de 341,66 mm sendo a maior parte representada pelo erro sistemático dos modelos. O erro médio das parametrizações (bias) foi entre -36.57 e -59.34 mm sendo as parametrizações 19 e 37 as de menores valores e do CFSV2 de 320,68 mm.

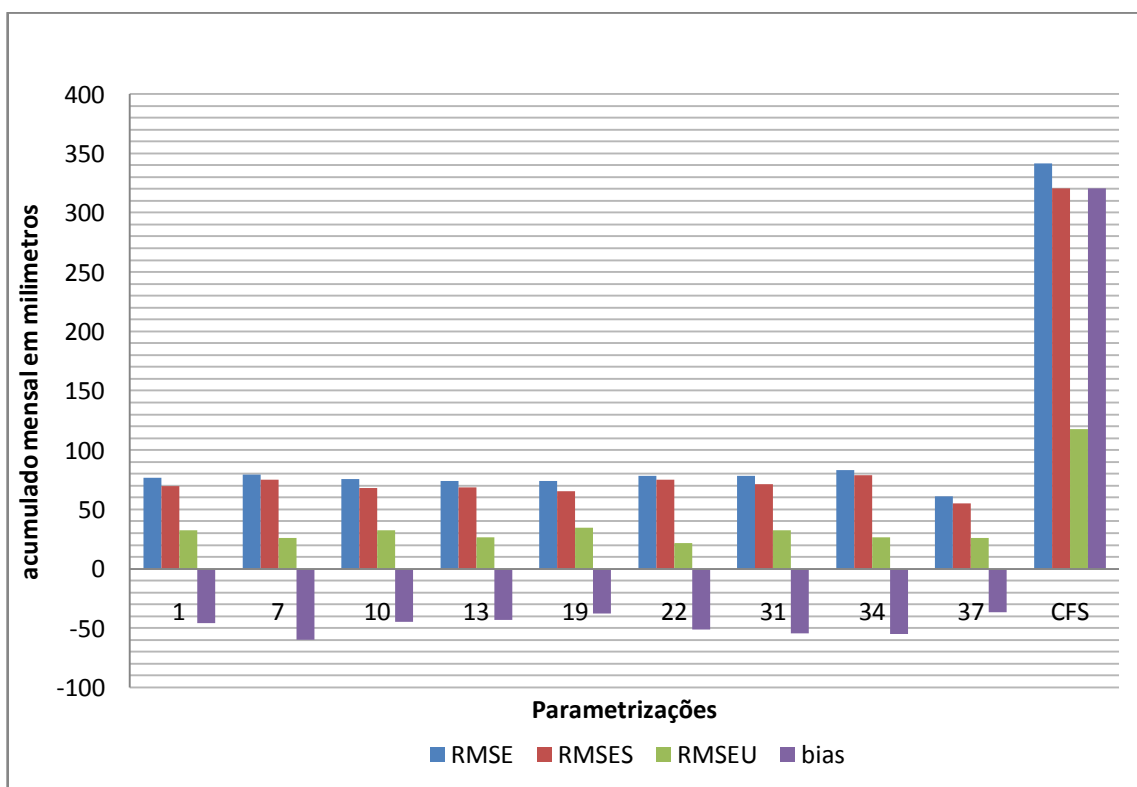


Figura 4.1.2 – Estatísticas de dimensão de erro do modelo RegCM4 e do CFSV2 na região centro-leste do Rio Grande do Sul.

RMSE é a raiz do erro quadrático médio; RMSES é a raiz do erro quadrático médio sistemático; RMSEU é a raiz do erro quadrático médio aleatório; e bias é o erro médio observado.

Através da análise qualitativa das anomalias geradas pelo modelo pode ser visto na Tabela 4.1.1 que todas as parametrizações tendem a prever mais anomalias negativas de precipitação. O índice da proporção correta mostra um desempenho melhor nas parametrizações de número 7 e 37. É observado também que a probabilidade de detecção do

modelo em anomalias negativas supera a probabilidade de detecção de anomalias positivas e dentro da normalidade com exceção da parametrização 1 que apresenta mesma probabilidade de prever anomalias negativas e dentro da normalidade e a parametrização 13 que apresentou probabilidade pouco maior em prever anomalias positivas do que negativas. A probabilidade em prever valores dentro da normal foi baixa em todas as parametrizações com exceção da 1.

Tabela 4.1.1 – Índices da tabela de contingência 3×3 para a região centro-leste do Rio Grande do Sul

	1	7	10	13	19	22	31	34	37
Biasb	2,5	3,5	3,5	2,5	2,5	3	4	3,5	3,5
Biasn	1	0,5	0,5	0,5	1	0,75	0,25	0,25	0,25
Biasa	0,57	0,57	0,57	0,86	0,57	0,57	0,57	0,71	0,71
PC	0,38	0,46	0,23	0,38	0,31	0,38	0,31	0,38	0,46
PODb	0,5	1	0,5	0,5	0,5	1	1	1	1
PODn	0,5	0,25	0	0	0,25	0,25	0	0	0,25
PODa	0,29	0,43	0,29	0,57	0,29	0,29	0,29	0,43	0,43

biasb é o índice bias para anomalias negativas; biasn é o índice bias para valores dentro da normal climatológica; biasa é o índice bias para anomalias positivas; PC é o índice proporção correta; PODb é o índice de probabilidade de detecção de anomalias negativas; PODn é a probabilidade de detecção de valores dentro da normal climatológica; PODa é o índice de probabilidade de detecção de anomalias positivas.

4.2 Região sul-sudoeste

Na região sul-sudoeste as correlações maiores foram das parametrizações 1, 7, 34 e 37 apresentando nível de confiança superior a 93,37%. O erro sistemático apresentou valores altos em todas as parametrizações sendo todas superiores a 87%. A correlação das anomalias não apresentaram bom resultado sendo todas inferiores a 0,20. O índice de concordância apresentou valores de 0,20 para o CFSv2 e em torno de 0,50 para todas as parametrizações sendo as de maior valor as parametrizações 34, 7, 37 e 1 (Figura 4.2.1).

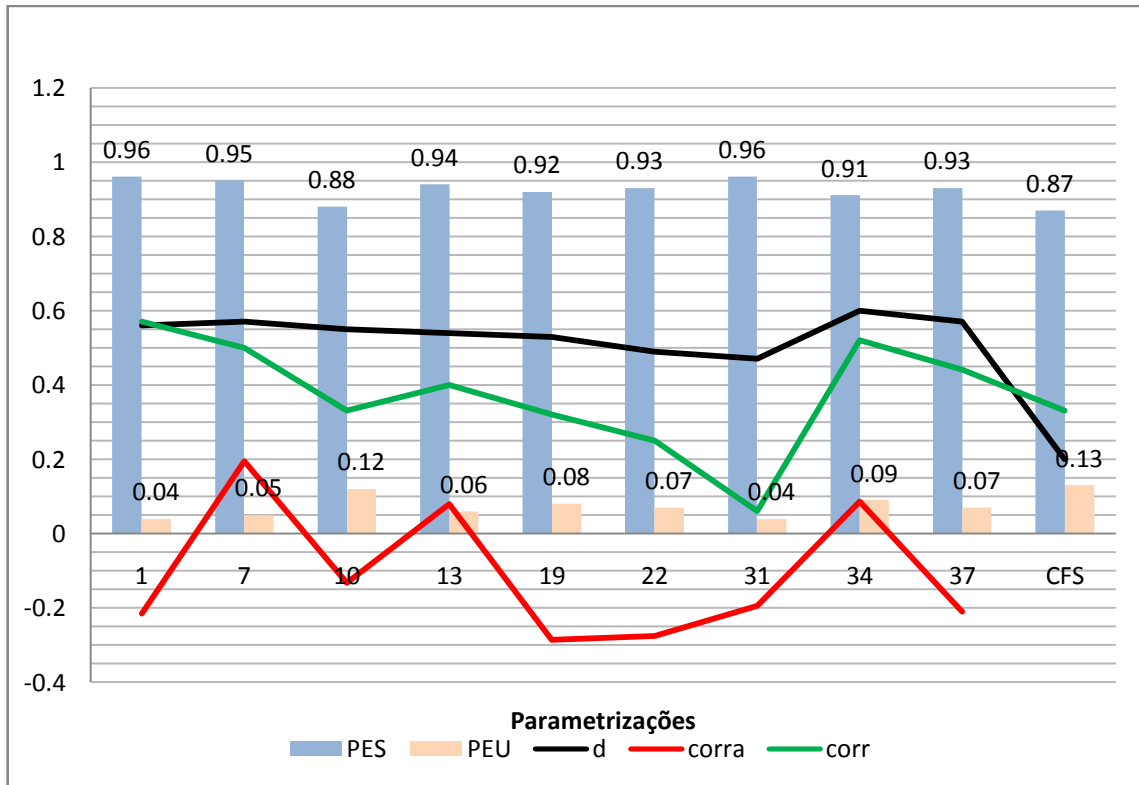


Figura 4.2.1 – Estatísticas de probabilidades de erro do modelo RegCM4 e do CFS2 na região sul-sudoeste do Rio Grande do Sul.

PES é a percentagem de erro sistemático; PEU é a percentagem de erro aleatório; d é o índice de concordância de Willmott; corra é a correlação das anomalias calculadas; e corr é a correlação das previsões com os dados observados. De acordo com o teste t de Student correlações com valores iguais ou superiores a 0.47 possuem nível de confiança acima de 95%.

O valor de RMSE das simulações variou entre 60,76 e 80,68 mm enquanto que o CFSV2 apresentou valor igual a 389,31mm. Como os valores de RMSE e RMSES (Figura 4.2.2) são muito próximos pode-se concluir que quase todo o erro do modelo é sistemático o que coincide com os valores altos de PES encontrado. O bias do RegCM4 flutuou entre -37.32 e -57.31 mm sendo as parametrizações de menor valor a 1 e 37 e do CFSV2 foi de 362,75 mm.

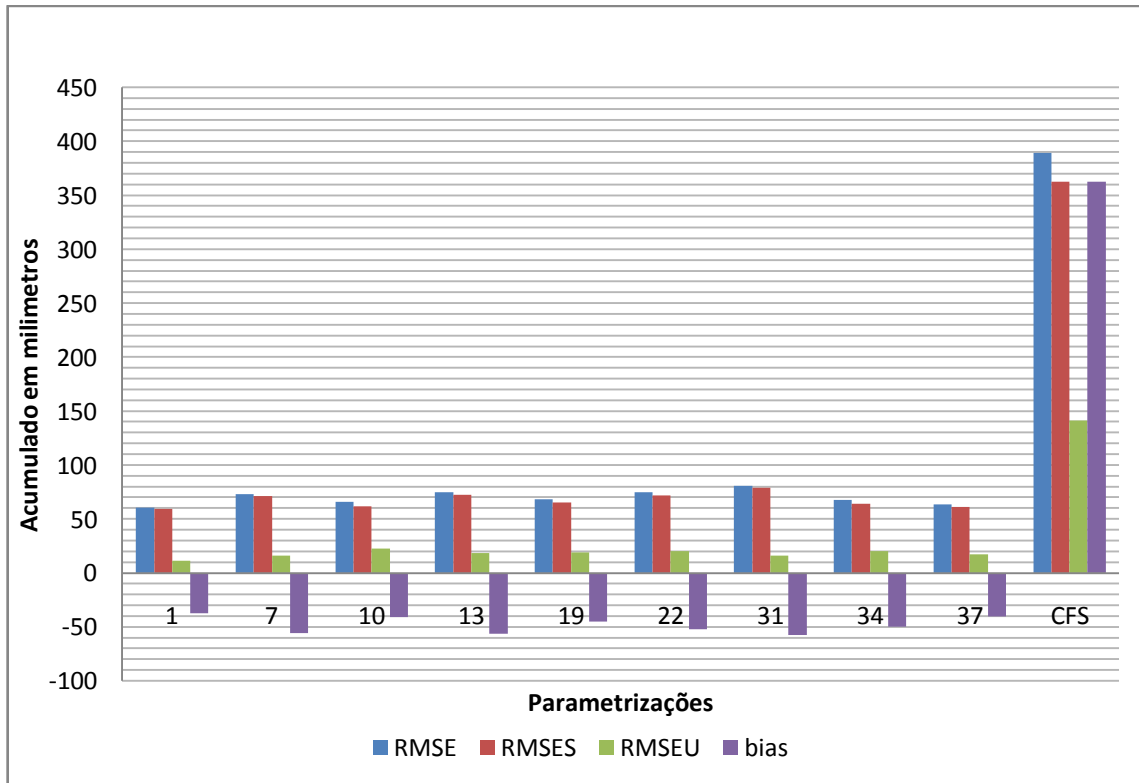


Figura 4.2.2 – Estatísticas de dimensão de erro do modelo RegCM4 e do CFSv2 na região sul-sudoeste do Rio Grande do Sul.

RMSE é a raiz do erro quadrático médio; RMSES é a raiz do erro quadrático médio sistemático; RMSEU é a raiz do erro quadrático médio aleatório; e bias é o erro médio observado.

Na tabela de contingência (Tabela 4.2.1) observa-se que os experimentos 1, 10, 13 e 34 têm tendência de representar mais valores normais de precipitação. Já os experimentos 7, 19, 22 e 37 possuem tendência em representar mais anomalias negativas. Todas as parametrizações apresentaram valores inferiores a 57% na representação de anomalias positivas. O índice de proporção correta mostrou o experimento 7 com melhor desempenho em representar as anomalias de precipitação. A probabilidade de detecção de anomalias negativas foi mais alta para as parametrizações 1, 7, 10, 22, 31 e 37. A probabilidade de detecção de valores normais foi de 50% para as parametrizações 7, 13, 19 e 34. Na detecção de anomalias positivas todos os experimentos apresentaram valores inferiores a 29%.

Tabela 4.2.1 – Índices da tabela de contingência 3×3 para a região sul-sudoeste do Rio Grande do Sul

	1	7	10	13	19	22	31	34	37
biasb	1,25	1,75	1,5	1,5	2	2	1,5	1	1,75
biasn	2	1,5	2	2	0,5	1	1,5	3	1,5
biasa	0,57	0,43	0,43	0,43	0,57	0,43	0,57	0,43	0,43
PC	0,15	0,54	0,31	0,38	0,31	0,23	0,23	0,38	0,31
PODb	0,25	1	0,75	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,75
PODn	0	0,5	0	0,5	0,5	0	0	0,5	0
PODa	0,14	0,29	0,14	0,29	0,14	0,14	0,14	0,29	0,14

biasb é o índice bias para anomalias negativas; biasn é o índice bias para valores dentro da normal climatológica; biasa é o índice bias para anomalias positivas; PC é o índice proporção correta; PODb é o índice de probabilidade de detecção de anomalias negativas; PODn é a probabilidade de detecção de valores dentro da normal climatológica; PODa é o índice de probabilidade de detecção de anomalias positivas.

4.3 Região norte-nordeste

O CFSv2 apresentou correlação alta (0,60) e todas as parametrizações apresentaram correlação baixa sendo a mais alta no valor de 0,37 com a parametrização 7 que tem significância estatística de 89,33%. No entanto a correlação das anomalias as parametrizações apresentaram valores muito melhores do que a correlação da precipitação prevista chegando a 0,74 de correlação com o experimento 7, 0,67 com o experimento 31 e 0,61 com o experimento 10, sendo que todas as parametrizações apresentaram valores superiores a 0,47 com nível de confiança superior a 95%. A percentagem de erro sistemático variou entre 63% e 90%. O índice de concordância flutuou em torno de 40% sendo os maiores valores apresentados pelos experimentos 7 e 31 já o CFSV2 apresentou valor igual a 0,21 (Figura 4.3.1).

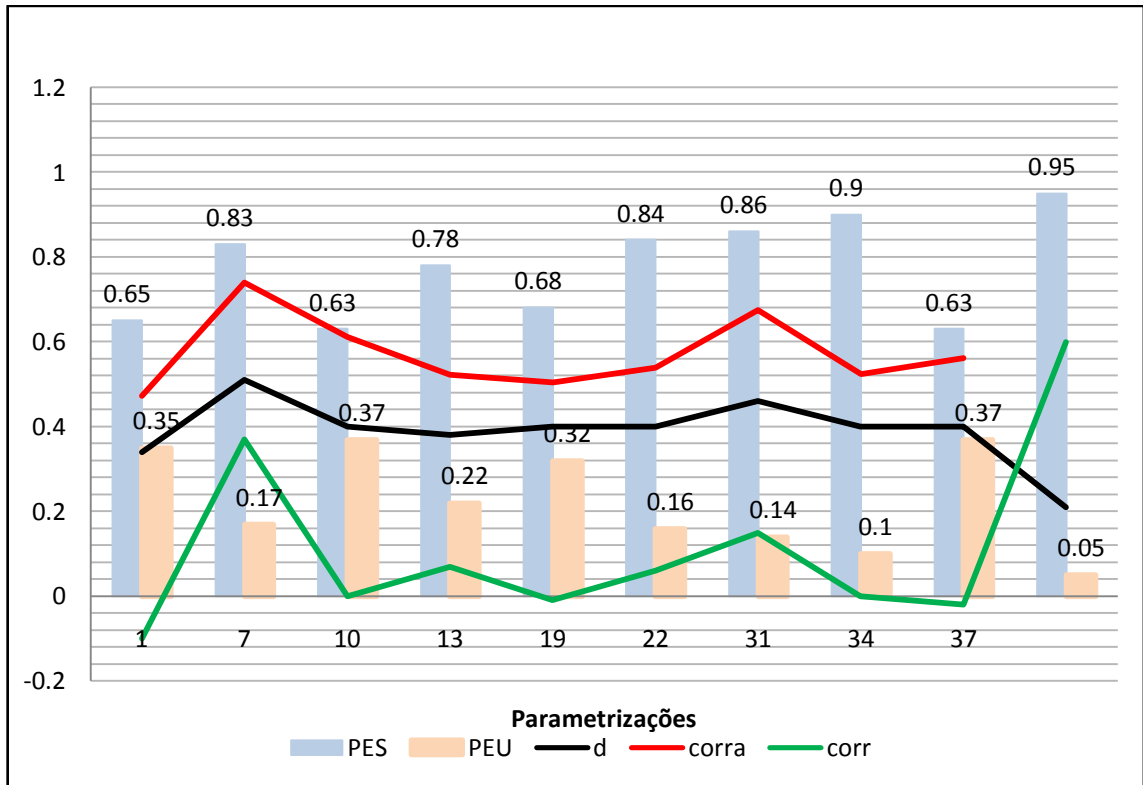


Figura 4.3.1 – Estatísticas de probabilidades de erro do modelo RegCM4 e do CFS2 na região norte-nordeste do Rio Grande do Sul.

PES é a percentagem de erro sistemático; PEU é a percentagem de erro aleatório; d é o índice de concordância de Willmott; corra é a correlação das anomalias calculadas; e corr é a correlação das previsões com os dados observados. De acordo com o teste t de Student correlações com valores iguais ou superiores a 0.47 possuem nível de confiança acima de 95%.

O RMSE do RegCM4 apresentou valores entre 92,67 e 102,55 mm e do CFSV2 igual a 468,87 mm sendo o erro sistemático predominante. O erro médio apresentou valores entre -27.73 e -67.79mm para as parametrizações testadas e 455,73 mm para o CFSV2(Figura 4.3.2).

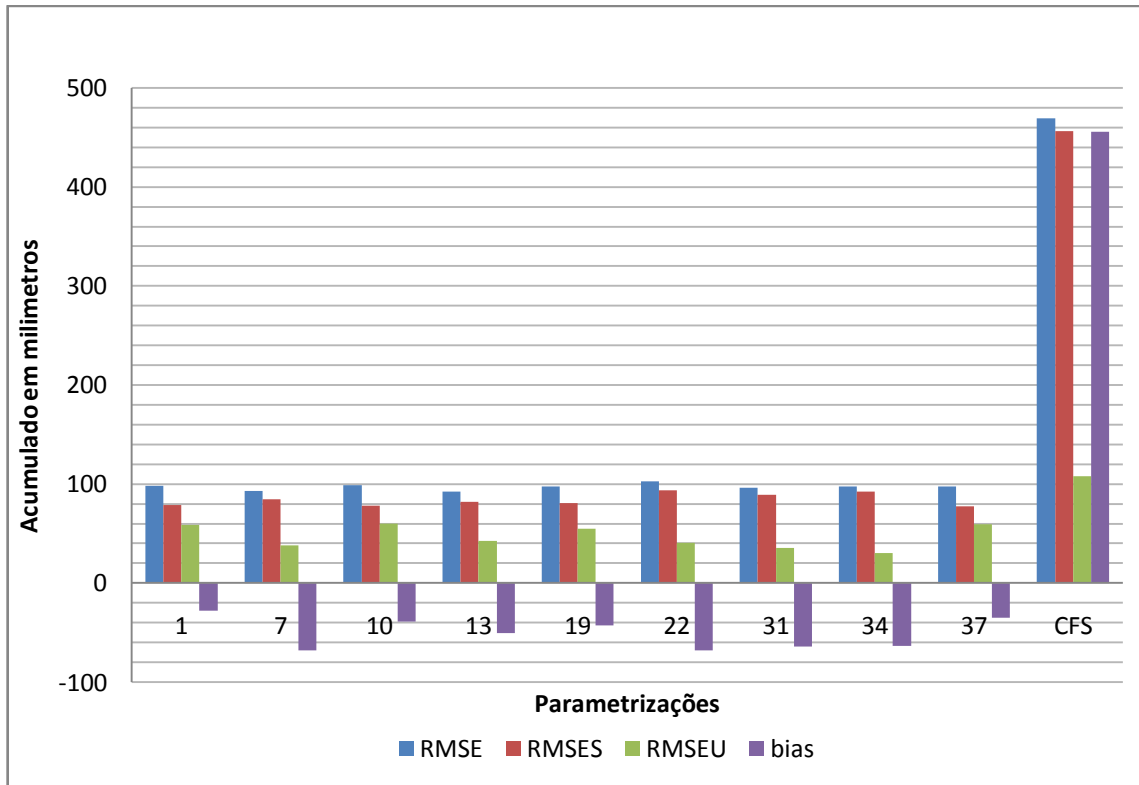


Figura 4.3.2 – Estatísticas de dimensão de erro do modelo RegCM4 e do CFSv2 na região norte-nordeste do Rio Grande do Sul.

RMSE é a raiz do erro quadrático médio; RMSES é a raiz do erro quadrático médio sistemático; RMSEU é a raiz do erro quadrático médio aleatório; e bias é o erro médio observado.

Na tabela de contingência (Tabela 4.3.1) através do bias pode ser observado tendência em prever mais anomalias negativas nas parametrizações 1, 7, 10, 19, 22 e 37. Já as simulações 31 e 34 apresentaram tendência em representar mais valores normais. Todas as parametrizações apresentaram tendência inferior a 57% na representação das anomalias positivas de precipitação. O índice Proporção correta mostrou melhor desempenho das parametrizações 7, 13, 19, e 37. A probabilidade de detecção de anomalias negativas foi de 100% pelas parametrizações 1, 7, 10, 13, 19 e 37 e de 50% para as parametrizações 22, 31 e 34. A probabilidade de detecção de valores dentro da normal foi de 75% para a parametrização 34 e de 50% pelas parametrizações 7, 10, 13, 31 e 37. A probabilidade de detecção de anomalias positivas foi de 43% com a parametrização 19 sendo as demais todas abaixo de 29%.

Tabela 4.3.1 – Índices da tabela de contingência 3×3 para a região norte-nordeste do Rio Grande do Sul.

	1	7	10	13	19	22	31	34	37
Biasb	2,5	2,5	3,5	1,5	3,5	4,5	1,5	1,5	4
biasn	1,5	1,5	1,25	1,5	0,75	0,5	2	2	0,75
biasa	0,29	0,29	0,14	0,57	0,43	0,29	0,29	0,29	0,29
PC	0,31	0,46	0,38	0,46	0,46	0,23	0,38	0,38	0,46
PODb	1	1	1	1	1	0,5	0,5	0,5	1
PODn	0,25	0,5	0,5	0,5	0,25	0	0,5	0,75	0,5
PODa	0,14	0,29	0,14	0,29	0,43	0,29	0,29	0,14	0,29

biasb é o índice bias para anomalias negativas; biasn é o índice bias para valores dentro da normal climatológica; biasa é o índice bias para anomalias positivas; PC é o índice proporção correta; PODb é o índice de probabilidade de detecção de anomalias negativas; PODn é a probabilidade de detecção de valores dentro da normal climatológica; PODa é o índice de probabilidade de detecção de anomalias positivas.

4.4 Região oeste

A correlação de maior valor tanto para a precipitação prevista quanto para a anomalia foi da parametrização 34, sendo que a parametrização 37 também apresentou valor significativo na correlação de precipitação prevista. A percentagem de erro sistemático variou entre 67% e 90% em todos os experimentos. A correlação das anomalias não apresentou melhora significativa em relação a correlação dos dados previstos. O índice de concordância mostrou valores mais altos para as simulações 34, 37 e 1 (Figura 4.4.1). O CFSV2 apresentou correlação de 0,31 e índice de concordância de 0,14.

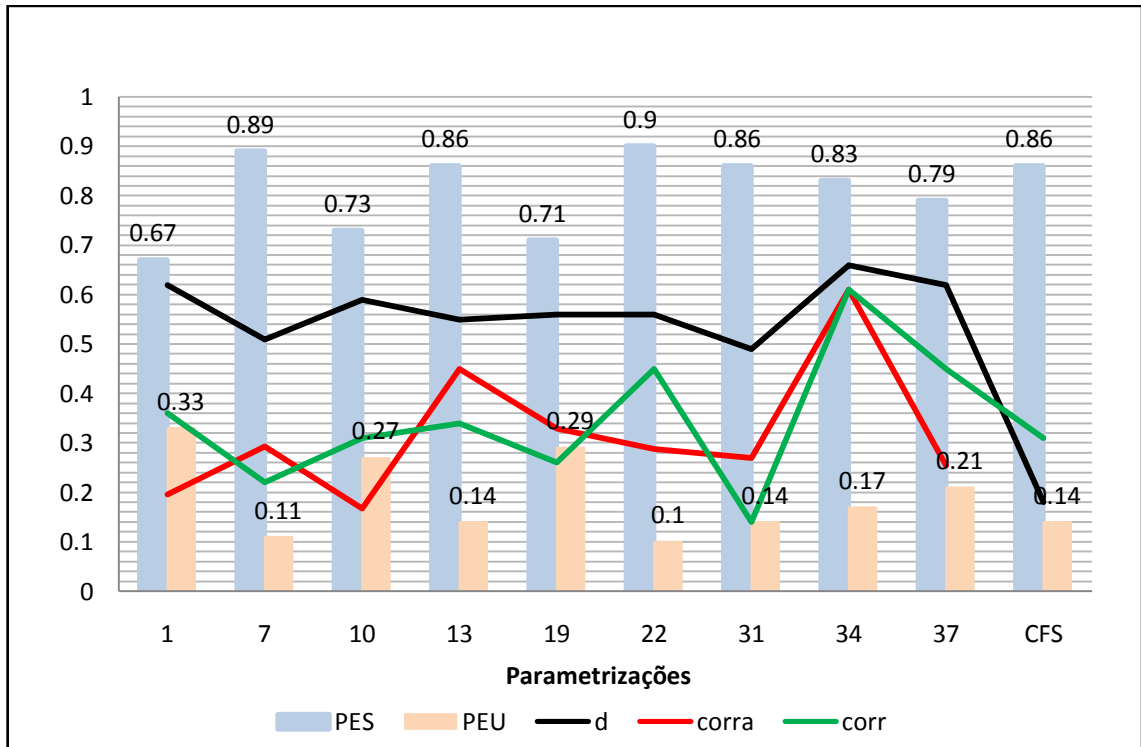


Figura 4.4.1 – Estatísticas de probabilidades de erro do modelo RegCM4 e do CFS2 na região oeste do Rio Grande do Sul.

PES é a percentagem de erro sistemático; PEU é a percentagem de erro aleatório; d é o índice de concordância de Willmott; corra é a correlação das anomalias calculadas; e corr é a correlação das previsões com os dados observados. De acordo com o teste t de Student correlações com valores iguais ou superiores a 0.47 possuem nível de confiança acima de 95%.

O RMSE apresentou valores entre 60,31 e 80,63 mm para o RegCM4 e de 472,51 mm para o CFSV2 sendo maior parte de erro sistemático. O erro médio variou em torno de -25,06 e -55,75mm no RegCM4 sendo as de menor valor as parametrizações 1, 10, 19 e 37 e no CFSV2 439,39 mm (Figura 4.4.2).

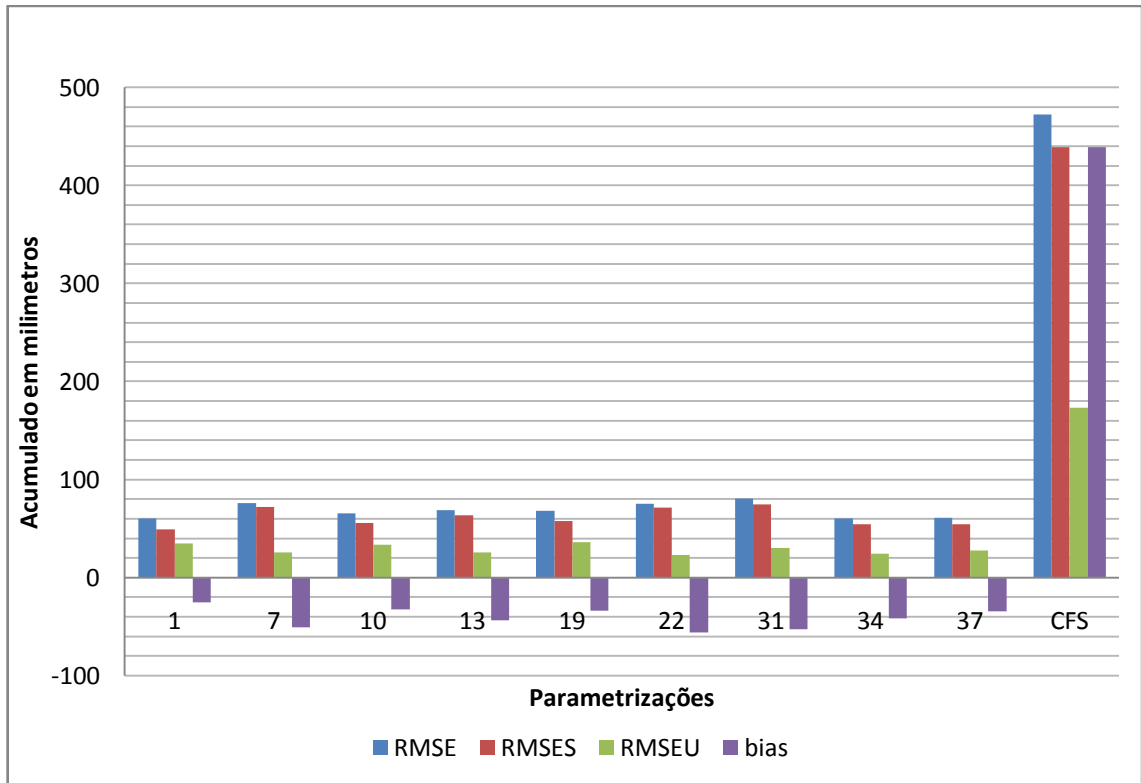


Figura 4.4.2 – Estatísticas de dimensão de erro do modelo RegCM4 e do CFSv2 na região oeste do Rio Grande do Sul.

RMSE é a raiz do erro quadrático médio; RMSES é a raiz do erro quadrático médio sistemático; RMSEU é a raiz do erro quadrático médio aleatório; e bias é o erro médio observado.

Através da tabela de contingência (Tabela 4.4.1) pode ser observada que a tendência em prever anomalias positivas é maior do que prever anomalias negativas em todos os casos, exceto no 22 que previu mais anomalias negativas. O índice de Proporção correta mostrou melhor desempenho da parametrização 22 seguida das parametrizações 13 e 34. A probabilidade de detecção é maior em anomalias positivas do que negativas, exceto para a parametrização 22. A probabilidade de detecção de valores dentro da normal foi zero para todas as parametrizações.

Tabela 4.4.1 – Índices da tabela de contingência 3×3 para a região oeste do Rio Grande do Sul.

	1	7	10	13	19	22	31	34	37
Biasb	0,63	0,5	0,75	0,63	0,63	1	0,38	0,5	0,63
Biasn	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Biasa	1,2	1,4	1,2	1,2	1	0,4	1,2	1	0,8
PC	0,54	0,54	0,54	0,62	0,54	0,69	0,46	0,62	0,54
PODb	0,5	0,38	0,5	0,5	0,5	0,88	0,25	0,5	0,5
PODn	0	0	0	0	0	0	0	0	0
PODa	0,6	0,8	0,6	0,8	0,6	0,4	0,8	0,8	0,6

biasb é o índice bias para anomalias negativas; biasn é o índice bias para valores dentro da normal climatológica; biasa é o índice bias para anomalias positivas; PC é o índice proporção correta; PODb é o índice de probabilidade de detecção de anomalias negativas; PODn é a probabilidade de detecção de valores dentro da normal climatológica; PODa é o índice de probabilidade de detecção de anomalias positivas.

4.5 Região noroeste

A correlação mais alta foi observada na parametrização31 tanto para a precipitação prevista quanto para anomalia. A correlação das anomalias apresentou resultados muito melhores do que a correlação dos dados previstos: 0,85 com a parametrização 31, 0,73 para a parametrização 19 e 0,72 para a parametrização 10, sendo que em todos os casos apresentaram correlação de anomalia superior a 0,5 com nível de confiança superior a 95,9%. A percentagem de erro sistemático variou entre 60% e 90%. O índice de concordância apresentou maior valor para a parametrização31 seguido das 13, 10 e 19 (Figura 4.5.1). O CFSV2 apresentou correlação de 0,58 em relação aos dados observados e índice de concordância de 0,22.

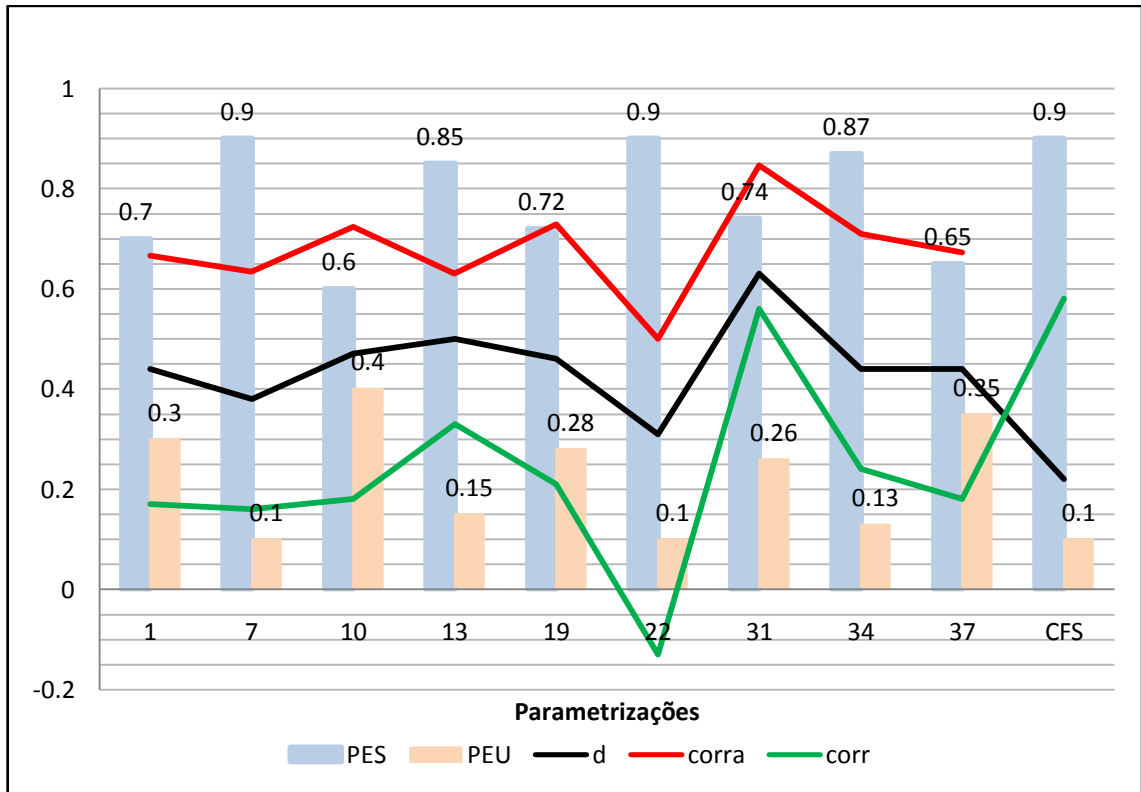


Figura 4.5.1 – Estatísticas de probabilidades de erro do modelo RegCM4 e do CFS2 na região noroeste do Rio Grande do Sul.

PES é a percentagem de erro sistemático; PEU é a percentagem de erro aleatório; d é o índice de concordância de Willmott; corra é a correlação das anomalias calculadas; e corr é a correlação das previsões com os dados observados. De acordo com o teste t de Student correlações com valores iguais ou superiores a 0.47 possuem nível de confiança acima de 95%.

RMSE apresentou valores entre 78,71 e 99,88 mm nas simulações do RegCM4 e de 494,03 mm no CFSV2, sendo maior parte do erro sistemático. O erro médio variou entre -29,42 e -61,22 nas parametrizações e igual a 465,44 mm no CFSV2 (Figura 4.5.2).

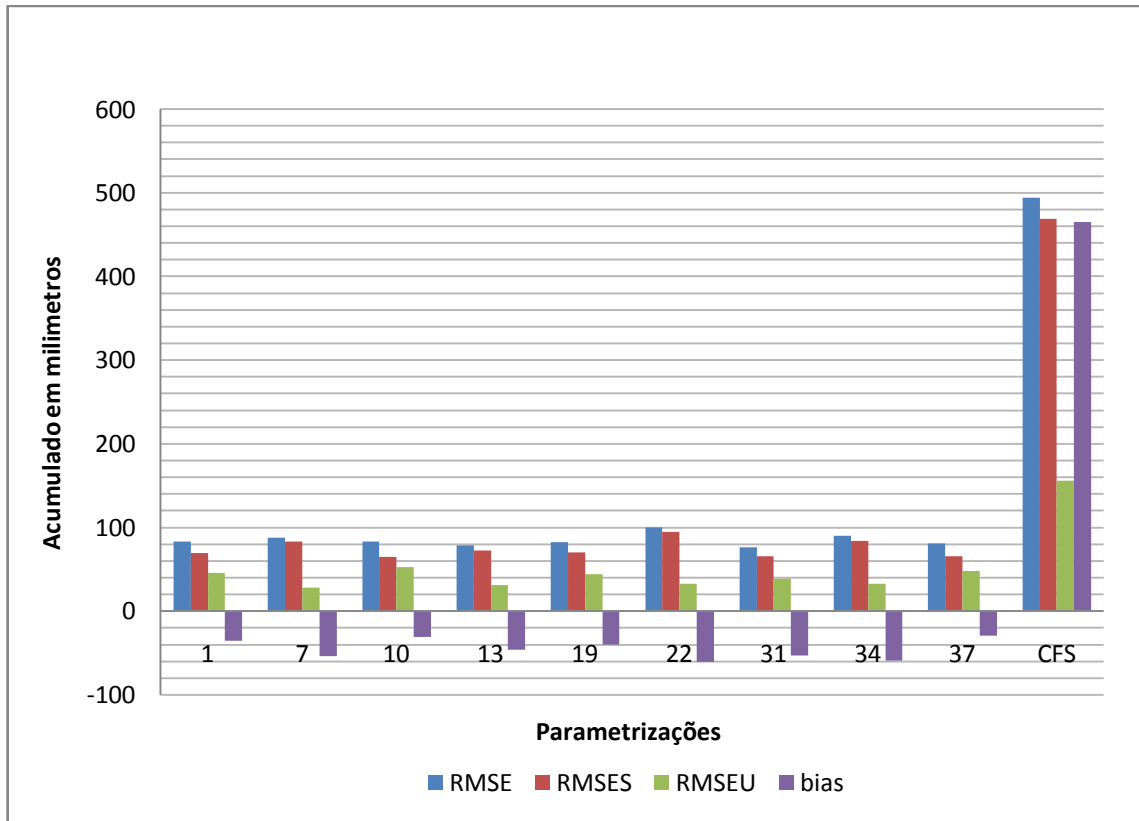


Figura 4.5.2 – Estatísticas de dimensão de erro do modelo RegCM4 e do CFSv2 na região noroeste do Rio Grande do Sul.

RMSE é a raiz do erro quadrático médio; RMSES é a raiz do erro quadrático médio sistemático; RMSEU é a raiz do erro quadrático médio aleatório; e bias é o erro médio observado.

Na tabela de contingência (Tabela 4.5.1) as parametrizações 19 e 22 apresentaram tendência em prever mais anomalias negativas. Já as parametrizações 7, 13 e 31 apresentaram tendência em prever anomalias positivas, e as parametrizações 1, 10, 34 e 37 apresentaram tendência em prever valores dentro da normal climatológica. O índice proporção correta apresentou valor maior para a parametrização 7 seguida das parametrizações 10, 19 e 34. A probabilidade de detecção de anomalias positiva foi maior nas parametrizações 7, 13, 19, 22, 31, 34 e 37. A probabilidade de prever dentro da normal foi de 25% para as parametrizações 19 e 22, de 50% para 1, 34 e 37 e 75% para 7 e 10. Sendo que a parametrização 1 apresentou mesma probabilidade de prever anomalias positivas e dentro da normal.

Tabela 4.5.1 – Índices da tabela de contingência 3×3 para a região noroeste do Rio Grande do Sul

	1	7	10	13	19	22	31	34	37
Biasb	1	0,67	0,67	0,33	1,67	1,67	0,67	1	0,67
Biasn	1,5	0,75	1,5	0,25	0,5	1	0,25	1,25	1,25
Biasa	0,67	1,33	0,83	1,83	1	0,67	1,67	0,83	1
PC	0,46	0,85	0,62	0,46	0,62	0,38	0,54	0,62	0,54
PODb	0,33	0,67	0,33	0	0,67	0,33	0,33	0,33	0
PODn	0,5	0,75	0,75	0	0,25	0,25	0	0,5	0,5
PODa	0,5	1	0,67	1	0,83	0,5	1	0,83	0,83

biasb é o índice bias para anomalias negativas; biasn é o índice bias para valores dentro da normal climatológica; biasa é o índice bias para anomalias positivas; PC é o índice proporção correta; PODb é o índice de probabilidade de detecção de anomalias negativas; PODn é a probabilidade de detecção de valores dentro da normal climatológica; PODa é o índice de probabilidade de detecção de anomalias positivas.

5. CONCLUSÃO

Através da análise estatística foi observado que todas as parametrizações mostraram um melhor desempenho em prever o clima das regiões sul-sudoeste e oeste do Estado, apresentando erros menores e correlações maiores em relação aos dados observados. O modelo Global mostrou boa correlação com os dados observados nas regiões norte-nordeste e noroeste do Estado porém apresentou baixo desempenho através do índice de concordância e erros muito altos.

Nas regiões norte-nordeste e noroeste na análise de anomalias geradas pelo modelo, houve uma melhora significativa na representação da precipitação por todas as parametrizações testadas chegando a valores de correlação iguais a 0,74 com nível de significância de 99,8% superando os valores encontrados pelo CFSV2. Já nas demais regiões não observou-se melhora na previsão climática através das anomalias de precipitação.

A região centro-leste as estatísticas mostraram que todas as parametrizações inclusive o CFSv2 não conseguiram simular adequadamente o regime pluviométrico da região apresentando valor baixos de correlação e índice de concordância.

As parametrizações que melhor representaram as regiões do Rio Grande do Sul foram:

- Mista combinação entre Emanuel sobre a terra e Grell AS sobre o oceano com peff wet na representação da região centro-leste;
- Emanuel na representação da região sul-sudoeste;
- Grell FC com peff dry na representação da região norte-nordeste;
- Grell AS com peff wet na representação da região oeste;
- Mista com combinação entre Emanuel sobre o oceano e Grell AS sobre a terra com peff dry na representação da região noroeste.

Sendo que as parametrizações Grell FC com peff dry e Grell AS com peff wet também obtiveram bons resultados na região sul-sudoeste e a parametrização mista entre Emanuel sobre a terra e Grell AS sobre o oceano com peff wet na região oeste.

Na avaliação qualitativa das anomalias geradas pelo modelo pode se observar que nas regiões centro-leste, sul-sudoeste e norte-nordeste a maioria das parametrizações testadas há tendência do modelo em subestimar a precipitação ou prever valores dentro da normal climatológica. Já nas regiões oeste e noroeste a tendência é de prever valores positivos de anomalias.

Comparando os resultados do modelo RegCM4 com os do CFSV2 observou-se uma redução acentuada dos erros através das parametrizações testadas reduzindo de aproximadamente +400 mm para em torno de -40 mm.

O erro sistemático do modelo ficou acima de 60% em todas as parametrizações sugerindo que feita uma calibração nas parametrizações o resultado das previsões climáticas podem melhorar.

Apesar de algumas regiões não terem sido representadas adequadamente pelo Modelo Regional RegCM4 ainda assim ele mostrou uma melhora significativa em reduzir as superestimções de precipitação e melhora na distribuição temporal da mesma. Comparando-o com as previsões climáticas do Modelo Global CFSv2 pode ser visto que houve uma melhora significativa na previsão de precipitação em todas as regiões analisadas sobre o Estado do Rio Grande do Sul.

5.1 Sugestões para trabalhos futuros

- Verificar se o modelo RegCM4 esta conseguindo representar os fenômenos atmosféricos responsáveis pela precipitação;
- Fazer a previsão para outras variáveis atmosféricas;
- Refinamento da divisão das regiões sobre o Estado do Rio Grande do Sul focando na distribuição pluviométrica anual de cada região melhorando a representação do regime de precipitação pela previsão sazonal climática;
- Fazer a previsão sazonal climática para todo o Brasil;
- Acoplar ao modelo RegCM4 a modelos de previsão de safras agrícolas.

REFERÊNCIAS

- ALMAZROUI, M. Dynamical downscaling of rainfall and temperature over the Arabian Peninsula using RegCM4. **Climate Research: CR Special 29**, Oldendorf, v. 52, p. 49–62, 2012. Disponível em: <http://www.int-res.com/articles/cr_oa/c052p049.pdf>. Acesso em: 05 set. 2013.
- AMBRIZZI T.; MARQUES R.; NASCIMENTO E. Bloqueios Atmosféricos. In: CAVALCANTI, I. F. A. et al. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 279-296.
- ANA. **GEO Brasil: recursos hídricos: resumo executivo**. Ministério do Meio Ambiente; Agência Nacional das Águas; Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente, Brasília, 60 p., 2007. Disponível em: <http://arquivos.ana.gov.br/institucional/sge/CEDOC/Catalogo/2010/GEOBrasilResumoExecutivo_Portugues.pdf> Acesso em: 10 jan. 2014.
- ANTHES, R. A.; HSIE, E.; KUO, Y. **Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model: Version 4 (MM4)**. Colorado: Boulder, 1987. 79 p. Disponível em: <<http://nldr.library.ucar.edu/repository/assets/technotes/TECH-NOTE-000-000-000-534.pdf>>. Acesso em: 05 set. 2013.
- ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of a Cumulus Cloud Ensemble with the Large-Scale Environment, Part I. **Journal of Atmospheric Sciences**, Washington DC, v. 31, n. 3, p. 674-701, 1974. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1974\)031<0674:IOACCE>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1974)031<0674:IOACCE>2.0.CO;2)>. Acesso em: 05 set. 2013.
- CARVALHO L. M. V.; JONES C. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: CAVALCANTI, I. F. A. et al. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 95-109.
- CASARIN D. P.; KOUSKY V. E. Anomalias de precipitação no Sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 1, p. 83-90, 1986. Disponível em: <http://www.rbmet.org.br/port/revista/revista_dl.php?id_artigo=410&id_arquivo=670>. Acesso em: 30 jan. 2015.
- CAVALCANTE, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Frentes Frias Sobre o Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A. et al. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 135-147.

CERA J. C.; FERRAZ S. E. T.; BENDER F.D. Influência da Oscilação Decadal do Pacífico e as mudanças no regime de chuva do Rio Grande do Sul. **Revista Ciência e Natura: Edição Especial - Micrometeorologia**, Santa Maria, p. 317-320, 2009.

CERA, J. C. **Variações climáticas na precipitação no sul do Brasil no clima presente e futuro**. 2011. 129 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2011.

COSTA, R. L. **Aplicação de uma teoria termodinâmica no estudo CPTEC. El Niño e La Niña**. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São Paulo, 2014. Disponível em: <<http://enos.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 27 jan. 2014.

CRUZ G. S.; RAO V. B.; GAN M. A. Manutenção da corrente de jato sobre a América do Sul: circulações transversais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15., 2008, São Paulo. **Anais eletrônicos...** São Paulo: CBMET, 2008. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/13-1ee5acd6e1717f95c78c0e1c4db41b34.pdf>>. Acesso em: 30 jan. 2014.

CUADRA, S. V.; DA ROCHA, R. P. Avaliação da climatologia de verão simulada pelo RegCM43. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., 2006, Florianópolis. **Anais eletrônicos...** Florianópolis: CBMET, 2006. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/14-15a5aae2e85480aef93c93ad056b5319.pdf>>. Acesso em: 05 set. 2013.

CUNHA, G. R. Mecanismos do ENOS. In: Palestra sobre Previsões Climáticas e a Agricultura do Sul do Brasil. Passo Fundo: Embrapa Trigo, 2002. Disponível em: <http://www.cnpt.embrapa.br/biblio/p_do23_5.htm>. Acesso em 8 fev. 2015.

DA ROCHA, R. P. et al. Effects of RegCM43 parameterizations on simulated rainy season over South America. **Climate Research: CR Special 29**, Oldendorf, v. 52, p. 253–265, 2012. Disponível em: <http://www.int-res.com/articles/cr_oa/c052p253.pdf>. Acesso em: 05 set. 2013.

DE OLIVEIRA, G. S.; SATYAMURTY, P. Avaliação das previsões sazonais de anomalias de precipitação para o Brasil entre dezembro de 1995 e maio de 1999 realizadas com o MCGA CPTEC/COLA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz de Iguaçu. **Anais eletrônicos...** Foz de Iguaçu: CBMET, 2002. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/11-464fe3d91c23f138c187887fcdf8aaff.pdf>>. Acesso em: 05 set. 2013.

DE SOUZA, E. B. et al. Precipitação sazonal sobre a Amazônia oriental no período chuvoso: observações e simulações regionais com o RegCM43. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 24, n. 2, p. 111-124, 2009. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/rbmet/v24n2/v24n2a01.pdf>>. Acesso em: 05 set. 2013.

DICKINSON, R. E. et al. A regional climate model for the western United States. **Climatic Change**, v. 15, n. 3, p. 383-422, 1989. Disponível em: <<http://link.springer.com/content/pdf/10.1007%2FBF00240465.pdf>>. Acesso em: 05 set. 2013.

DOS SANTOS, A. F. et al. Análise de Sensibilidade das Simulações de Precipitação Convectiva do Modelo BRAMS às Melhorias na Parametrização de Cumulus. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 16., 2010, Belém. **Anais eletrônicos...** Belém: CBMET, 2010. Disponível em: <http://www.cbmet2010.com/anais/artigos/685_46145.pdf>. Acesso em: 05 set. 2013.

DUTRA L. M. M. **Ciclones subtropicais sobre o Atlântico Sul: análise da estrutura dinâmica de eventos**. 2012. 146 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

ELGUINDI, N. **Regional Climatic Model RegCM4 User Manual: Version 4.3**. Itália: Trieste, 2013. 34 p.

EMANUEL, K. A. A Scheme for Representing Cumulus Convection in Large-Scale Models. **Journal of Atmospheric Sciences**, Washington DC, v. 48, n. 21, p. 2313–2329, 1991. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1991\)048<2313:ASFRCC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1991)048<2313:ASFRCC>2.0.CO;2)>. Acesso em: 05 set. 2013.

EMANUEL, K. A.; ZIVKOVIC-ROTHMAN, M. Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models. **Journal of Atmospheric Sciences**, Washington DC, v. 56, n. 11, p. 1766–1782, 1999. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056<1766:DAEOAC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<1766:DAEOAC>2.0.CO;2)>. Acesso em: 05 set. 2013.

FERRAZ, S. E. T. **Variabilidade Intrasazonal no Brasil e Sul da América do Sul**. 2004. 145 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

FERRAZ, S. E. T.; GONÇALVES, J. S. Avaliação estatística da Previsão sazonal de Temperatura para o Sul do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 17., 2014, Recife. **Anais eletrônicos...** Rio de Janeiro: SBMET, 2014. v. 1. p. 1-1.

FERREIRA, N. J.; RAMÍREZ M. V.; GAN M. A. Vórtices ciclônicos de altos níveis que atuam na vizinhança do Nordeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A. et. al. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 43-60.

FRITSCH, J. M.; CHAPPELL, C. F. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization. **Journal of Atmospheric Sciences**, Washington DC, v. 38, n. 8, p. 1722–1733, 1980. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<1722:NPOCDM>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<1722:NPOCDM>2.0.CO;2)>. Acesso em: 05 set. 2013.

FUNDAÇÃO CEARENSE DE METEOROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS-FUNCEME. Departamento de Meteorologia - DEMET: Grupo de Modelagem Numérica. **Verificação das Previsões do Tempo por Ensemble Regional para as Regiões Homogêneas Cearenses**. Fortaleza, 2010, 10 p.

GAN, M. A.; SELUCHI M. E. Ciclones e Ciclogênese. In: CAVALCANTI, I. F. A. et al. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 111-125.

GIORGI F. et al. Development of a Second-Generation Regional Climate Model (RegCM4). Part II: Convective Processes and Assimilation of Lateral Boundary Conditions. **Monthly Weather Review**, Washington DC, v. 121, n. 3, p. 2814–2832, 1993. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0493%281993%29121%3C2814%3ADOASGR%3E2.0.CO%3B2>>. Acesso em: 30 jan. 2015.

GIORGI, F. et al. RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. **Climate Research: CR Special 29**, Oldendorf, v. 52, p. 7–29, 2012. Disponível em: <http://www.int-res.com/articles/cr_oa/c052p007.pdf>. Acesso em: 05 set. 2013.

GIORGI, F. et al. **Regional Climatic Model RegCM4 User's Guide: Version 4.3**. Itália: Trieste, 2013. 64 p.

GIORGI, F.; ANYAH, R. O. The road towards RegCM4. **Climate Research: CR Special 29**, Oldendorf, v. 52, p. 3–6, 2012. Disponível em: <http://www.int-res.com/articles/cr_oa/c052p003.pdf>. Acesso em: 05 set. 2013.

GIORGI, F.; Bates, G. T. The Climatological Skill of a Regional Model over Complex Terrain. **Monthly Weather Review**, Washington DC, v. 117, n. 11, p. 2325–2347, 1989. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<2325:TCSOAR>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<2325:TCSOAR>2.0.CO;2)>. Acesso em: 05 set. 2013.

GIORGI, F.; MEARNNS, L. O. Introduction to special section: Regional Climate Modeling Revisited. **Journal of Geophysical Research**, Washington DC, v. 104, n. D6, p. 6335-6352, 1999. Disponível em: < <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/98JD02072/pdf>> . Acesso em: 05 set. 2013.

GRELL, G. A. Prognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parameterizations. **Monthly Weather Review**, Washington DC, v. 121, n. 3, p. 764–787, 1993. Disponível em: < [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1993\)121<0764:PEOAUB>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1993)121<0764:PEOAUB>2.0.CO;2)>. Acesso em: 05 set. 2013.

GRELL, G. A; DUDHIA, J.; STAUFFER, D. R. **A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)**. Colorado: Boulder, 1994. 128 p. Disponível em: < <http://nldr.library.ucar.edu/repository/assets/technotes/TECH-NOTE-000-000-000-214.pdf>>. Acesso em: 05 set. 2013.

GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. **Journal of Climate**, Washington DC, v. 11, n. 11, p. 2863–2880, 1998. Disponível em: < <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0442%281998%29011%3C2863%3APAISBA%3E2.0.CO%3B2>>. Acesso em: 30 jan. 2015.

GRIMM, A. M.; SILVA DIAS, P.L.; Analysis of Tropical – Extratropical Interactions with Influence Functions of a Barotropic Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Washington DC, v. 52, n. 20, p. 3538–3555, 1995. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1995\)052<3538:AOTIWI>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<3538:AOTIWI>2.0.CO;2)>. Acesso em: 17 mar. 2015.

GRIMM, A. M. Clima da Região Sul do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A. et. al. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 259-275.

GUERRA, V. S. **Climatologia da precipitação do Rio Grande do Sul baseado em quatro esquemas convectivos do modelo climático regional RegCM43**. 2012. 141 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2012.

INMET. **Glossário**. Instituto Nacional de Meteorologia. Brasília, 2014. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=home/page&page=glossario>>. Acesso em: 28 jan. 2014.

Jl, L.; GALLO, K. An Agreement Coefficient for Image Comparison. **Journal Of The American Society For Photogrammetry And Remote Sensing**, Bethesda, v. 72, n. 7, p. 823–833, 2006. Disponível em: <http://www.asprs.org/a/publications/pers/2006journal/july/2006_jul_823-833.pdf>. Acesso em: 05 set. 2013.

JOLLIFFE, I. T.; STEPHENSON, D. B. **Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science**. Inglaterra: Chichester, 2003. 240 p.

JÚNIOR, J. S. P. **Recursos hídricos – conceituação, disponibilidade e usos**. Brasília: Câmara dos Deputados, Consultoria Legislativa, 2004.

KAYANO M. T.; ANDREOLI R. V. Variabilidade decenal a multidecenal. In: CAVALCANTI, I. F. A. et. al. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 375-383.

KAYANO M. T.; JONES C.; DIAS P. L. S. Variabilidade Intrasazonal. In: CAVALCANTI, I. F. A. et. al. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 337-351.

KAYANO M. T.; KOUSKY V. E. Sobre o monitoramento das Oscilações Intrasazonais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 7, n. 2, p. 593-602, 1992. Disponível em: < http://www.rbmet.org.br/port/revista/revista_dl.php?id_artigo=387&id_arquivo=648>. Acesso em: 30 jan. 2015.

LIEBMANN B.; ALLURED D. Daily Precipitation Grids for South America. **Bulletin of the American Meteorological Society**, Washington DC, v. 86, n. 11, p. 1567-1570, 2005. Disponível em: < <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/BAMS-86-11-1567>>. Acesso em: 30 jan. 2015.

LUDLAM, F. H. Cumulus and Cumulonimbus Convection. **Tellus**, v. XVII, n. 4, p. 687-698, 1966. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.2153-3490.1966.tb00290.x/pdf>>. Acesso em: 06 jan. 2014.

MACHADO, R. D.; DA ROCHA, R. P. Previsões Climáticas Sazonais Sobre o Brasil: Avaliação do RegCM43 Aninhado no Modelo Global Cptec/Cola. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 26, n. 1, p. 121 - 136, 2011. Disponível em: < http://www.rbmet.org.br/port/revista/revista_artigo.php?id_artigo=1029 >. Acesso em: 05 set. 2013.

MANTUA, N. J. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, Washington, v. 78, p. 1069-1079, 1997. Disponível em: <http://www.atmos.washington.edu/~mantua/REPORTS/ODP/ODP_paper.html>. Acesso em: 08 fev. 2015.

MARENGO, et. al. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP–NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261-2280, 2004.

MARIANI, S.; CASAIOLI, M. **Forecast Verification: A summary of common approaches, and examples of application**. Itália: Trento, 2008. 64 p.

MENDES, M. C. D. et. al. Bloqueios Atmosféricos de 1960 a 2000 sobre o Oceano Pacífico Sul: Impactos climáticos e mecanismos físicos associados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v.20, n.2, p. 175-190, 2005.

MCPHADEN, M. J. El Niño & La Niña. In: *Tropical Atmosphere Ocean Project*. Seattle: NOAA - Pacific Marine Environmental Laboratory, 2015. Disponível em: <http://www.pmel.noaa.gov/tao/proj_over/ensodefs.html>1. Acesso em: 08 fev. 2015.

NICOLINI, M. et. al. Enhanced precipitation over southeastern south America related to strong low-level jet events during austral warm season. **Revista Meteorológica**, Argentina, v. 27, n. 1, p. 59-69, 2002. Disponível em: < <http://www.cenamet.org.ar/27.3.pdf>> .Acesso em: 30 jan. 2015.

NICOLINI, M. et. al. January and July regional climate simulation over South America. **Journal of Geophysical Research**, Washington DC, v. 107, n. D22, p. 12-1/12-13, 2002. Disponível em: < <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2001JD000736/pdf>> . Acesso em: 05 set. 2013.

NIMER, E. Climatologia da Região Sul. **Climatologia do Brasil**. 2. ed. Rio de Janeiro: Fundação Instituto de Geografia e Estatística, 1989. p.217-263.

OYAMA, M. D.; Precipitação do Modelo de Mesoescala Mm5: Avaliação Preliminar da Sensibilidade às Parametrizações de Convecção Profunda em Grade Reduzida. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais eletrônicos...** Fortaleza: CBMET, 2004. Disponível em: < <http://www.cbmef.com/cbmefiles/22-0f9bf0e210558fc3a70975149753f57d.pdf>>. Acesso em: 05 set. 2013.

PAMPUCH, L. A.; FERRAZ, S. E. T. . Investigação do Modo Sul em dados de precipitação no período de 1982 a 2006 no estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia, São Paulo**, v. 27, p. 287-294, 2012.

PAN, D. M.; RANDALL, D. D. A. A cumulus parameterization with a prognostic closure. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Oxford, v. 124, n. 547, p. 949-981,

1998. Disponível em: < <http://kiwi.atmos.colostate.edu/pubs/PanandRandall-1998.pdf>>. Acesso em: 25 set. 2013.

PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W. Avaliação de Estimativas de Campos de Precipitação para Modelagem Hidrológica Distribuída. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 26, n. 1, p. 109-120, 2011. Disponível em: < <http://www.scielo.br/pdf/rbmet/v26n1/a10v26n1.pdf>>. Acesso em: 05 set. 2013.

PEDROSO, D. **Bloqueios atmosféricos e sistemas frontais sobre a América do Sul em cenários de clima futuro**. 2014. 94 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2014.

PEREIRA JÚNIOR, J. S. **Recursos hídricos – conceituação, disponibilidade e usos**. Brasília: Câmara dos Deputados, Consultoria Legislativa, 2004. Disponível em:<http://bd.camara.leg.br/bd/bitstream/handle/bdcamara/1625/recursos_hidricos_jose_pereira.pdf?sequence=4>. Acesso em: 19 dez. 2013.

PEREIRA, L. M. P. et al. Análise comparativa de dados meteorológicos obtidos por estação convencional e automática em Londrina - PR. **Semina: Ciências Agrárias**, Londrina, v. 29, n. 2, p. 299-306, 2008. Disponível em: <<http://www.uel.br/revistas/uel/index.php/semagrarias/article/view/2817/2396>>. Acesso em: 05 set. 2013.

PEZZI, L. P.; ROSA, M. B.; BATISTA, N. N. M. A corrente de jato sobre a América do Sul. **Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática Edição Especial de Comemoração de 10 Anos**, 1986/1996. Disponível em:<<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliesp10a/jatclim.html>>. Acesso em: 22 jan. 2014.

QIAN, J.; SETH, A.; ZEBIAK, S. Reinitialized versus continuous simulations for regional climate downscaling. **Monthly Weather Review**, Washington DC, v. 131, n. 11, p. 2857-2874, 2003. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<2857:RVCSFR>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<2857:RVCSFR>2.0.CO;2)> . Acesso em: 05 set. 2013.

RAMÍREZ M. C. V.; FERREIRA N. J.; GAN M. A. Vórtices Ciclônicos Desprendidos em Altos Níveis que Originam-se no Leste do Pacífico Tropical Sul - Parte I : Aspectos Sinóticos Relacionados a sua Formação In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15., 2008, São Paulo. **Anais eletrônicos...** São Paulo: CBMET, 2008. Disponível em: < <http://www.cbmet.com/cbm-files/12-5476aff6d3b50d833b2449822f1ac81b.pdf> >. Acesso em: 30 jan. 2014.

REBELLO E. R. G. Oscilação Decadal do pacífico e sua possível influência no regime de precipitação do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15., 2008, São Paulo. **Anais eletrônicos...** São Paulo: CBMET, 2008. Disponível em: < <http://www.cbmet.com/cbm-files/14-241cd35d455272c88306bc95e4b72bd1.pdf>>. Acesso em: 30 jan. 2014.

REBOITA, M. S. et. al. Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. **Revista brasileira de meteorologia**, vol.25, n.2, p.185-204, 2010. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/rbmet/v25n2/a04v25n2.pdf>>. Acesso em: 05 abr. 2015.

REINKE G. L. et. al. Análise preliminar de um caso de VCAN que favoreceu a ocorrência de grandes enchentes no sul do Brasil em dezembro de 1995. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XIV., 2006, Florianópolis. **Anais eletrônicos...** Florianópolis: CBMET, 2006. Disponível em: < <http://www.cbmet.com/cbm-files/14-6efc2d0e47a61c1e545ef04766d240de.pdf>>. Acesso em: 30 jan. 2015.

SAHA S. et. al. The NCEP Climate Forecast System Version 2. **Journal of Climate**, Washington DC, v. 27, n. 6, p. 2185–2208, 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00823.1>> . Acesso em: 30 jan. 2015.

SANSIGOLO, C. A.; Verificação de um Modelo Discriminante de Previsão das Precipitações Sazonais no Nordeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10., 1998, Brasília. **Anais eletrônicos...** Brasília: CBMET, 1998. Disponível em: < <http://www.cbmet.com/cbm-files/13-387f4ad687db7288c3691332b1790a18.pdf>>. Acesso em: 05 set. 2013.

SANTOS, D. C. et al. Avaliação das regiões homogêneas, usando o método de análise de agrupamento com diferentes aplicações nos dados de precipitação do Rio Grande do Sul. **Revista Ciência e Natura**, Santa Maria, v. 33, n. 2, p. 339-342, 2011.

SANTOS, D.C. **Padrões Atmosféricos Associados a Extremos de Precipitação na Primavera no Estado do Rio Grande do Sul**. 2012. 97 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2012.

SANTOS, M. A. R.; DIAS, P. L. S.; Estudo da importância da convecção na circulação de grande escala para Bauru (SP) no período de verão: Estimativa de fluxos convectivos de calor e umidade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, VI., 1990, Salvador. **Anais eletrônicos...** Salvador: CBMET, 1990. Disponível em: < <http://www.cbmet.com/cbm-files/18-d4f02429839eda0179560c88cfb0c44c.pdf>> . Acesso em: 19 dez. 2013.

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C. Baixa do Noroeste Argentino e Baixa do Chaco: características, diferenças e semelhanças. **Revista brasileira de meteorologia**, vol.27, n.1, p.49-60, 2012, ISSN 0102-7786. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/rbmet/v27n1/a06v27n1.pdf>>. Acesso em: 15 set. 2014.

SPIEGEL, M. R. **Probabilidade e Estatística**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1978. p. 300-301; 382.

TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. **Journal of Geophysical Research**, Washington DC, v. 106, n. D7, p. 7183-7192, 2001. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2000JD900719/pdf>> . Acesso em: 05 set. 2013.

TAYLOR, K. E. **Taylor Diagram Primer**. Califórnia: Livermore, 2005. 4 p. Disponível em: <http://www-pcmdi.llnl.gov/about/staff/Taylor/CV/Taylor_diagram_primer.pdf>. Acesso em: 05 set. 2013.

WILKS, D. S. **Statistical Methods In The Atmospheric Sciences**. 2. ed. Estados Unidos da América: Nova York, 2006. 649 p.

WILLMOTT, C. J. On the Validation of Models. **Physical Geography**, v. 2, n. 2, p. 184-194, 1981. Disponível em: <<http://www.tandfonline.com/doi/pdf/10.1080/02723646.1981.10642213#preview>>. Acesso em: 05 set. 2013.

WILLMOTT, C. J. Some Comments on the Evaluation of Model Performance. **Bulletin of the American Meteorological Society**, Washington DC, v. 63, n. 11, p. 1309–1313, 1982. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1982\)063<1309:SCOTEO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1982)063<1309:SCOTEO>2.0.CO;2)>. Acesso em: 05 set. 2013.

WILLMOTT, C. J.; ROBESON, S. M.; MATSUURA, K. Short Communication A refined index of model performance. **International Journal of Climatology**, v. 32, n. 13, p. 2088–2094, 2011. Disponível em: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.2419/pdf>>. Acesso em: 05 set. 2013.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. World Weather Research Programme. **Recommendations for the Verification and Intercomparison of QPFS and PPFs from Operational NWP Models**. Geneva, 2008. 43 p.

APÊNDICE

Apêndice A – Climatologia de precipitação de jan/1979 a dez/2009

Região centro-leste											
	1	7	10	13	19	22	31	34	37	OBS	
Climatologia 1979-2009	jan	179,95	111,03	168,04	118,49	162,69	178,34	121,35	147,22	207,58	128,90
	fev	148,81	107,63	142,87	123,08	137,30	171,33	124,23	135,81	181,66	130,97
	mar	129,09	102,06	119,72	107,41	99,53	158,83	101,17	116,11	141,47	115,78
	abr	87,04	97,95	86,36	103,71	72,08	91,29	109,01	88,28	96,18	124,98
	mai	69,73	75,99	67,92	79,05	62,27	66,23	79,48	69,20	70,08	114,87
	jun	57,49	69,60	59,48	67,53	80,87	58,60	70,15	63,88	61,12	123,80
	jul	74,56	83,67	78,05	85,35	86,26	74,35	83,48	79,70	79,03	125,17
	ago	78,41	86,94	81,98	84,68	128,42	90,52	86,70	81,26	82,54	112,94
	set	112,59	134,46	122,12	130,00	175,15	119,72	128,99	118,44	122,61	136,71
	out	152,19	148,21	160,83	148,28	153,86	150,93	137,93	135,77	168,01	144,30
	nov	137,02	134,13	141,69	148,10	156,38	136,17	135,85	125,05	149,80	119,10
	dez	156,58	137,51	149,30	129,79	184,10	173,28	133,27	139,12	173,91	120,71
Região sul-sudoeste											
	1	7	10	13	19	22	31	34	37	OBS	
Climatologia 1979-2009	jan	145,86	94,63	129,90	102,74	136,59	150,74	97,73	120,30	160,19	95,33
	fev	148,62	90,71	139,74	108,37	114,17	170,06	90,54	110,36	160,70	133,31
	mar	120,57	85,72	115,98	95,19	95,03	146,71	84,60	91,49	128,02	107,01
	abr	93,36	103,35	94,34	101,92	57,72	90,10	92,88	85,62	99,03	124,78
	mai	54,99	61,06	58,70	62,55	45,27	55,41	64,07	53,38	59,53	113,15
	jun	43,10	44,44	45,52	44,95	51,16	41,31	42,97	40,09	46,02	99,85
	jul	48,50	49,08	51,41	48,65	62,44	42,90	52,28	47,21	51,90	94,69
	ago	58,50	60,11	62,73	58,79	91,84	70,25	52,24	55,18	63,17	88,38
	set	88,08	93,38	94,52	89,29	116,60	83,95	90,47	78,67	95,63	97,75
	out	113,14	105,25	116,47	103,32	123,49	108,29	86,58	95,59	120,24	112,94
	nov	118,36	104,44	123,63	107,27	131,22	133,55	95,50	109,29	126,57	100,99
	dez	142,35	116,83	135,03	119,08	127,57	179,77	104,32	112,81	148,90	98,64
Região norte-nordeste											
	1	7	10	13	19	22	31	34	37	OBS	
Climatologia 1979-2009	jan	304,38	161,89	289,67	164,80	232,34	238,98	167,13	178,13	315,58	143,84
	fev	250,18	151,75	238,68	147,84	171,65	214,82	152,60	158,68	261,20	153,69
	mar	190,76	115,23	172,50	112,52	99,37	173,45	113,09	123,10	196,17	113,36
	abr	106,37	91,38	102,60	92,60	87,61	110,08	74,63	88,53	111,20	118,59
	mai	90,73	92,39	90,05	93,31	71,84	83,36	96,20	90,46	93,22	127,27
	jun	71,24	69,87	72,59	69,87	77,38	70,70	68,89	68,45	73,88	120,06
	jul	75,28	80,85	78,50	77,48	102,12	81,73	67,66	72,07	78,86	142,98
	ago	102,17	94,96	103,21	92,20	162,38	99,81	89,61	93,52	103,96	124,18
	set	163,38	174,73	167,66	170,52	220,88	159,41	154,95	154,82	166,18	152,56
	out	226,98	193,42	229,30	190,30	216,60	234,16	180,07	189,37	232,59	194,70

	nov	224,35	200,08	227,62	198,71	257,03	201,20	187,65	170,04	229,58	145,79
	dez	278,36	173,85	275,14	164,16	280,74	226,72	155,08	175,84	290,31	152,40
	Região oeste										
		1	7	10	13	19	22	31	34	37	OBS
Climatologia 1979-2009	jan	158,27	92,51	151,42	87,39	143,47	143,25	78,06	127,06	160,45	148,69
	fev	156,01	81,03	147,90	86,75	110,70	142,66	80,84	107,09	154,91	146,34
	mar	117,33	69,43	113,25	61,01	85,41	138,84	56,02	92,80	116,86	124,92
	abr	85,92	91,21	87,26	86,27	54,70	109,43	79,89	90,99	86,45	172,40
	mai	54,48	59,73	55,54	55,85	40,76	61,19	47,13	58,40	54,59	156,06
	jun	41,06	42,17	41,28	37,59	52,65	41,53	32,29	40,52	41,70	140,61
	jul	51,59	51,94	53,25	49,67	55,85	52,19	41,23	49,79	53,27	145,65
	ago	54,58	49,62	56,42	48,88	101,24	73,64	46,76	55,13	56,49	125,92
	set	102,00	103,62	103,94	101,56	138,25	103,19	95,47	99,02	104,13	169,99
	out	139,13	116,85	140,68	110,65	135,79	151,76	101,01	110,07	141,00	220,77
	nov	138,58	124,16	137,92	110,23	149,48	147,66	100,71	118,48	138,10	161,59
	dez	163,42	124,75	154,54	122,68	151,75	162,22	107,11	140,08	160,78	145,01
	Região noroeste										
		1	7	10	13	19	22	31	34	37	OBS
Climatologia 1979-2009	jan	218,73	98,68	216,10	95,15	183,10	155,61	94,65	124,65	224,32	127,51
	fev	192,41	85,03	183,91	81,82	143,73	155,00	70,29	124,10	193,34	146,24
	mar	150,51	67,40	146,15	75,97	89,40	134,56	59,34	104,90	150,78	124,96
	abr	90,46	72,60	90,59	73,57	70,89	115,26	60,41	86,97	91,99	159,62
	mai	71,21	71,95	71,88	73,90	54,75	73,07	63,42	67,14	71,70	140,25
	jun	54,64	52,95	55,28	50,84	64,44	56,17	45,86	52,44	56,05	124,84
	jul	64,27	64,12	65,26	62,46	70,53	71,50	47,83	57,00	65,50	117,80
	ago	70,81	57,28	70,96	59,61	127,23	77,44	62,64	68,24	71,79	110,77
	set	128,25	127,01	129,61	123,18	176,49	142,75	106,43	122,97	130,53	134,36
	out	177,22	147,90	178,56	145,92	173,63	207,31	134,41	161,39	178,95	223,57
	nov	175,31	137,11	173,44	131,32	202,88	177,21	131,23	142,87	173,00	158,35
	dez	215,95	131,72	211,94	125,75	220,86	164,87	113,01	142,88	218,10	147,53

Apêndice B – Tabela de contingência 3×3

Região centro-leste												
	1				7				10			
	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma
abaixo	1	0	4	5	2	2	3	7	1	2	4	7
normal	1	2	1	4	0	1	1	2	1	0	1	2
acima	0	2	2	4	0	1	3	4	0	2	2	4
soma	2	4	7	13	2	4	7	13	2	4	7	13
	13				19				22			
	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma
abaixo	1	2	2	5	1	1	3	5	2	1	3	6
normal	1	0	1	2	1	1	2	4	0	1	2	3
acima	0	2	4	6	0	2	2	4	0	2	2	4
soma	2	4	7	13	2	4	7	13	2	4	7	13
	31				34				37			
	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma
abaixo	2	2	4	8	2	2	3	7	2	1	4	7
normal	0	0	1	1	0	0	1	1	0	1	0	1
acima	0	2	2	4	0	2	3	5	0	2	3	5
soma	2	4	7	13	2	4	7	13	2	4	7	13

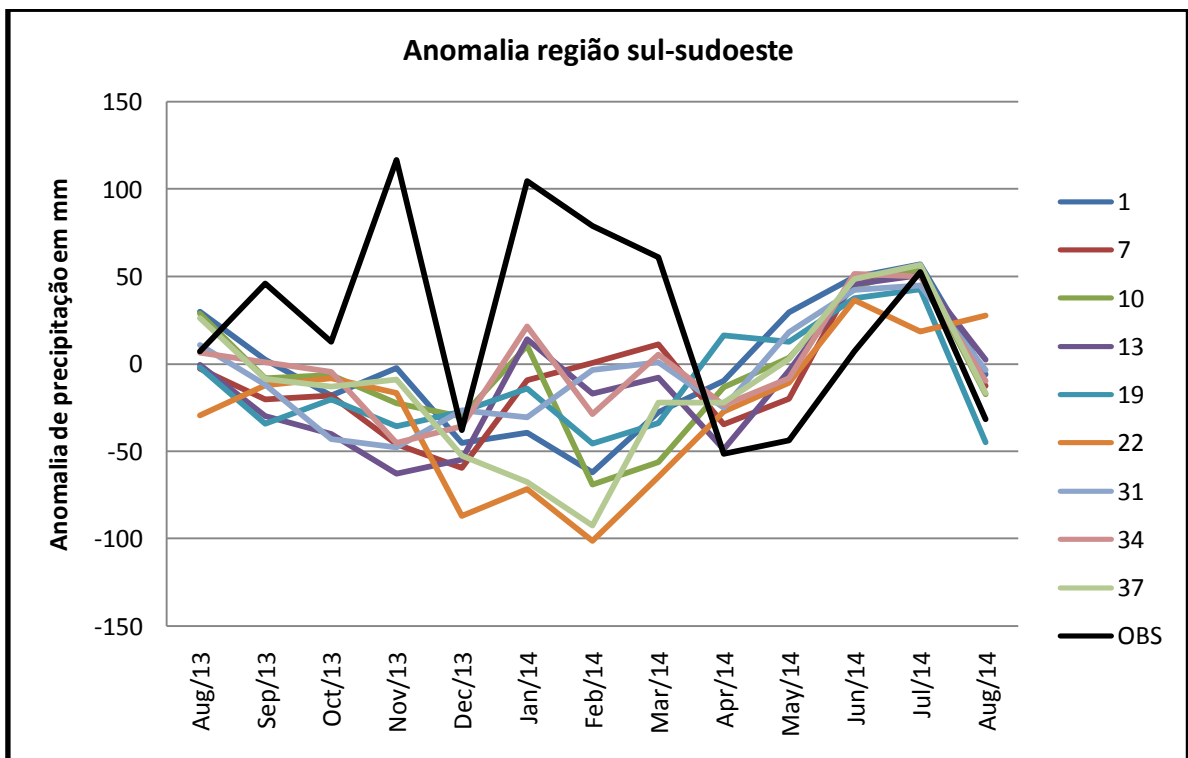
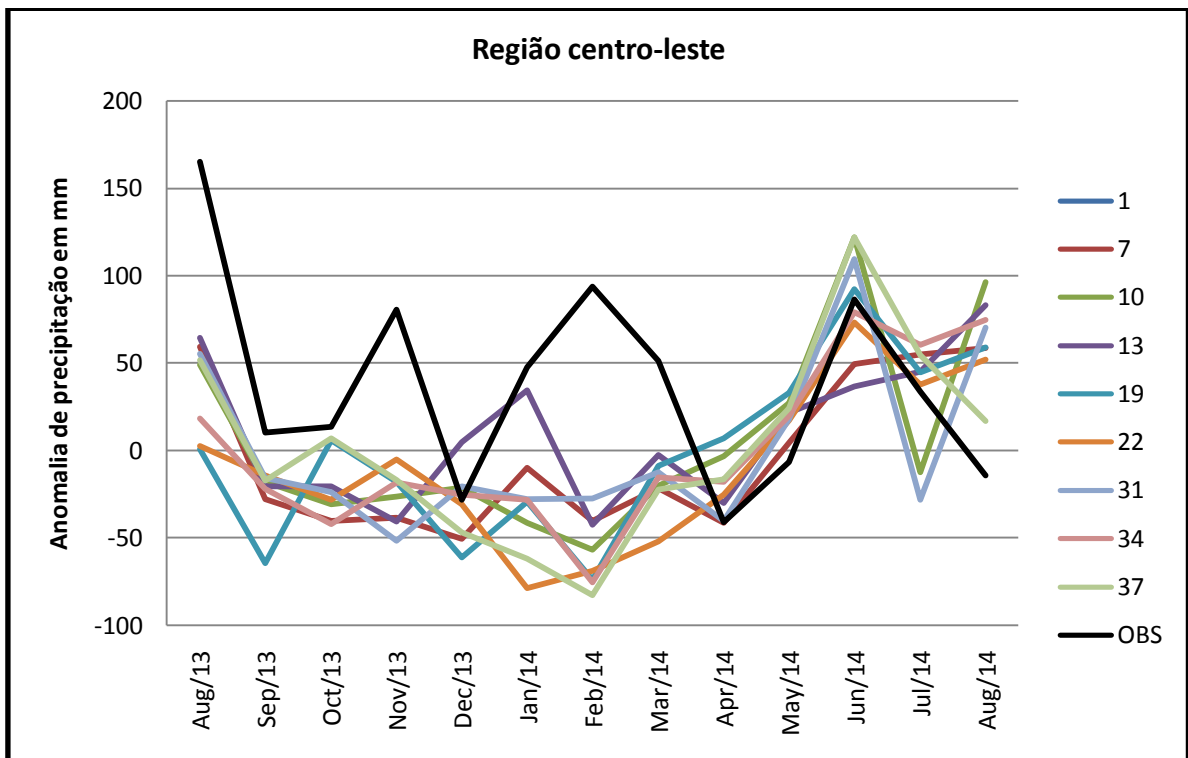
Região sul-sudoeste												
	1				7				10			
	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma
abaixo	1	0	4	5	4	0	3	7	3	0	3	6
normal	2	0	2	4	0	1	2	3	1	0	3	4
acima	1	2	1	4	0	1	2	3	0	2	1	3
soma	4	2	7	13	4	2	7	13	4	2	7	13
	13				19				22			
	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma
abaixo	2	0	4	6	2	0	6	8	2	1	5	8
normal	2	1	1	4	0	1	0	1	1	0	1	2
acima	0	1	2	3	2	1	1	4	1	1	1	3
soma	4	2	7	13	4	2	7	13	4	2	7	13
	31				34				37			
	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma
abaixo	2	0	4	6	2	0	2	4	3	0	4	7
normal	1	0	2	3	2	1	3	6	1	0	2	3
acima	1	2	1	4	0	1	2	3	0	2	1	3
soma	4	2	7	13	4	2	7	13	4	2	7	13

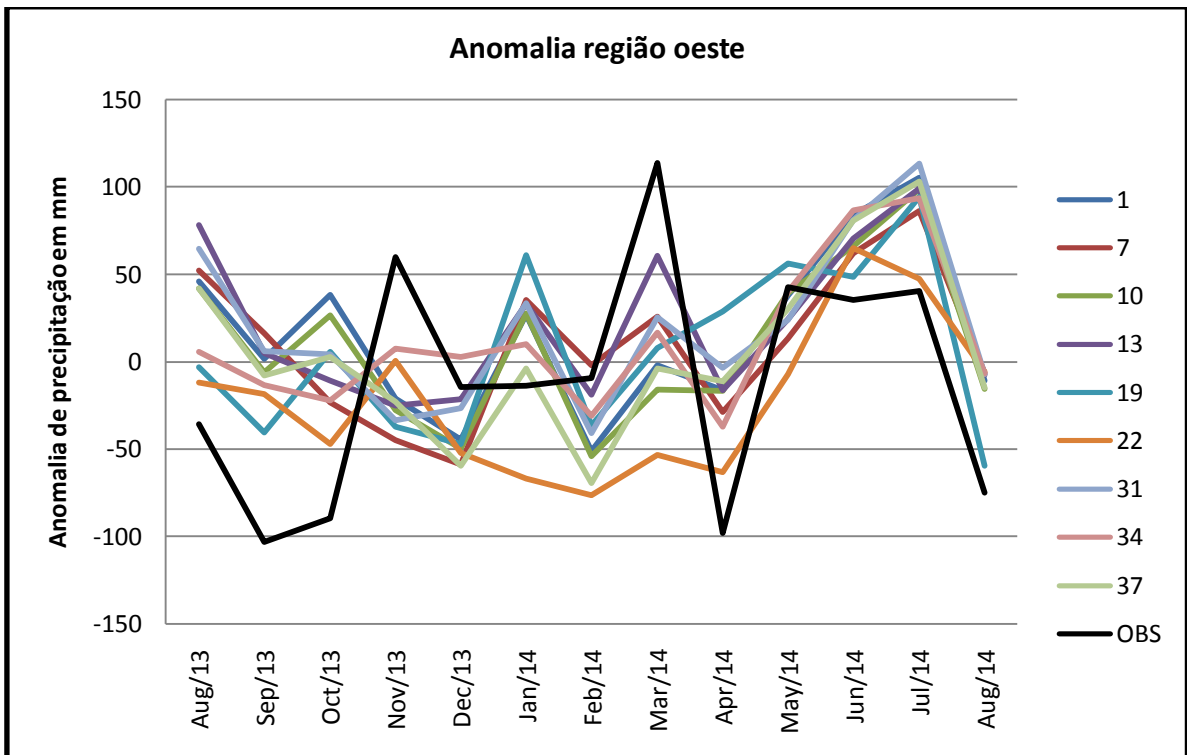
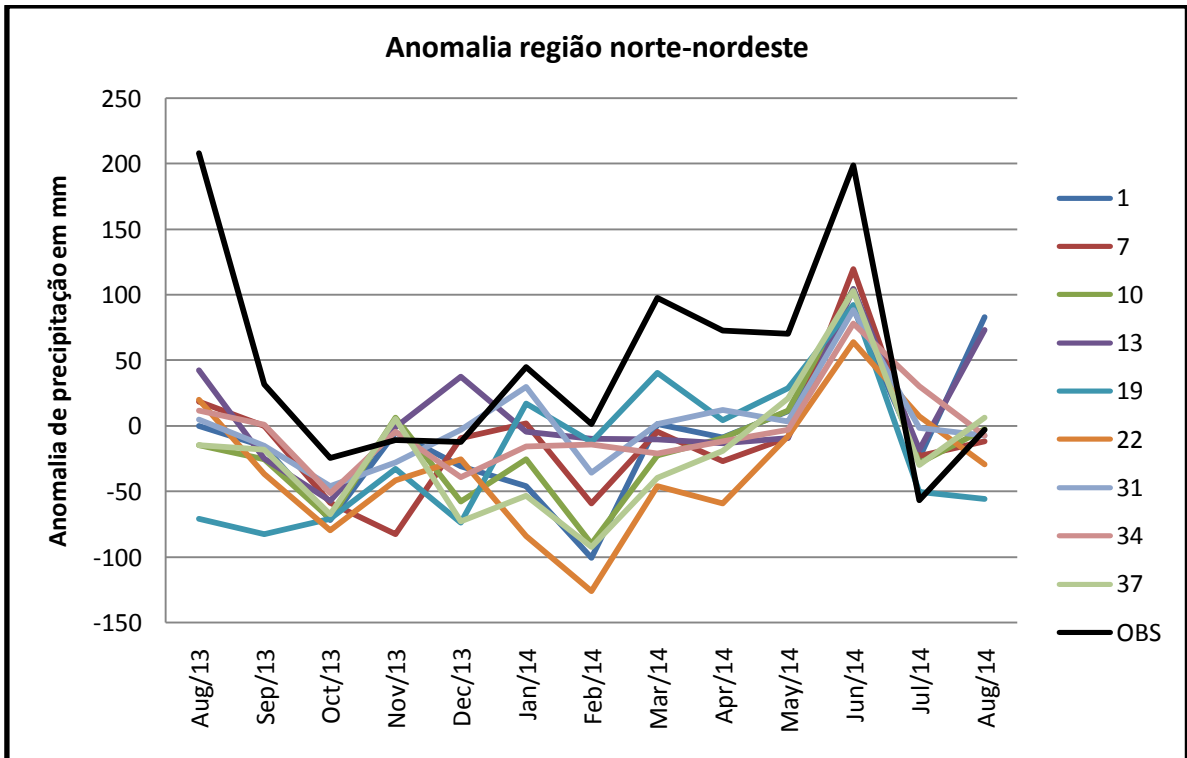
Região norte-nordeste													
	1				7				10				
	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	
abaixo	2	2	1	5	2	2	1	5	2	2	3	7	
normal	0	1	5	6	0	2	4	6	0	2	3	5	
acima	0	1	1	2	0	0	2	2	0	0	1	1	
soma	2	4	7	13	2	4	7	13	2	4	7	13	
	13				19				22				
	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	
abaixo	2	0	1	3	2	3	2	7	1	4	4	9	
normal	0	2	4	6	0	1	2	3	1	0	1	2	
acima	0	2	2	4	0	0	3	3	0	0	2	2	
soma	2	4	7	13	2	4	7	13	2	4	7	13	
	31				34				37				
	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	
abaixo	1	2	0	3	1	1	1	3	2	2	4	8	
normal	1	2	5	8	0	3	5	8	0	2	1	3	
acima	0	0	2	2	1	0	1	2	0	0	2	2	
soma	2	4	7	13	2	4	7	13	2	4	7	13	

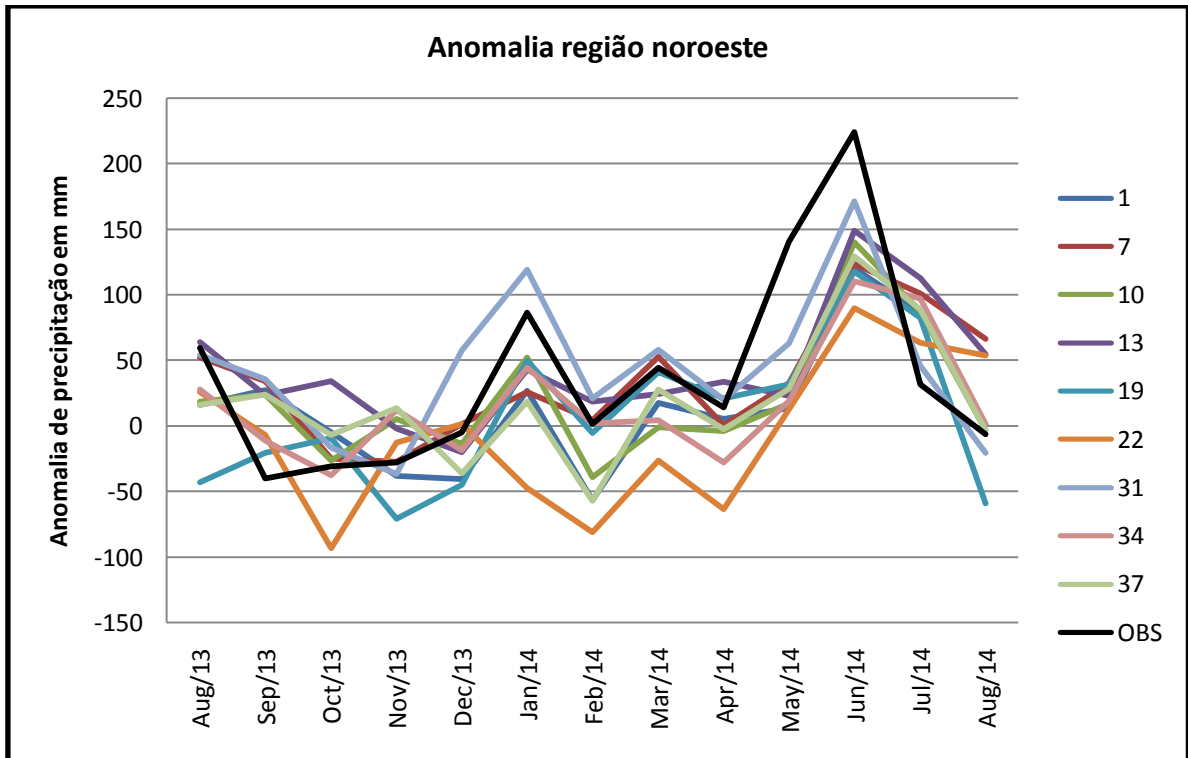
Região oeste													
	1				7				10				
	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	
abaixo	4	0	1	5	3	0	1	4	4	0	2	6	
normal	1	0	1	2	2	0	0	2	1	0	0	1	
acima	3	0	3	6	3	0	4	7	3	0	3	6	
soma	8	0	5	13	8	0	5	13	8	0	5	13	
	13				19				22				
	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	
abaixo	4	0	1	5	4	0	1	5	7	0	1	8	
normal	2	0	0	2	2	0	1	3	1	0	2	3	
acima	2	0	4	6	2	0	3	5	0	0	2	2	
soma	8	0	5	13	8	0	5	13	8	0	5	13	
	31				34				37				
	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	
abaixo	2	0	1	3	4	0	0	4	4	0	1	5	
normal	4	0	0	4	3	0	1	4	3	0	1	4	
acima	2	0	4	6	1	0	4	5	1	0	3	4	
soma	8	0	5	13	8	0	5	13	8	0	5	13	

Região noroeste												
	1				7				10			
	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma
abaixo	1	2	0	3	2	0	0	2	1	1	0	2
normal	1	2	3	6	0	3	0	3	1	3	2	6
acima	1	0	3	4	1	1	6	8	1	0	4	5
soma	3	4	6	13	3	4	6	13	3	4	6	13
	13				19				22			
	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma
abaixo	0	1	0	1	2	2	1	5	1	2	2	5
normal	1	0	0	1	1	1	0	2	2	1	1	4
acima	2	3	6	11	0	1	5	6	0	1	3	4
soma	3	4	6	13	3	4	6	13	3	4	6	13
0	31				34				37			
	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma	abaixo	normal	acima	soma
0												
abaixo	1	1	0	2	1	2	0	3	0	2	0	2
normal	1	0	0	1	2	2	1	5	2	2	1	5
acima	1	3	6	10	0	0	5	5	1	0	5	6
soma	3	4	6	13	3	4	6	13	3	4	6	13

Apêndice C – Anomalias de precipitação no Estado do Rio Grande do Sul.







Apêndice D– Teste t

Coefficiente de Correlação	t de t-Student	p-valor	Nível de Confiança (%)
0,0116	0,0385	0,4850	51,4997
0,0300	0,0995	0,4612	53,8751
0,0400	0,1328	0,4484	55,1614
0,0600	0,1994	0,4228	57,7189
0,0700	0,2327	0,4101	58,9879
0,0793	0,2639	0,3984	60,1643
0,0813	0,2705	0,3959	60,4118
0,0868	0,2889	0,3890	61,0977
0,0900	0,2997	0,3850	61,5008
0,1047	0,3491	0,3668	63,3186
0,1330	0,4452	0,3324	66,7581
0,1400	0,4689	0,3241	67,5867
0,1500	0,5032	0,3124	68,7622
0,1600	0,5376	0,3008	69,9215
0,1681	0,5655	0,2915	70,8469
0,1700	0,5722	0,2894	71,0639
0,1800	0,6069	0,2781	72,1883
0,1900	0,6419	0,2671	73,2941
0,1954	0,6609	0,2611	73,8862
0,1963	0,6639	0,2602	73,9793
0,2100	0,7124	0,2455	75,4467
0,2200	0,7480	0,2351	76,4920
0,2315	0,7893	0,2233	77,6688
0,2400	0,8200	0,2148	78,5174
0,2500	0,8563	0,2050	79,4964
0,2541	0,8713	0,2011	79,8894
0,2600	0,8930	0,1955	80,4521
0,2695	0,9281	0,1866	81,3355
0,2772	0,9569	0,1796	82,0420
0,2887	1,0000	0,1694	83,0590
0,2900	1,0050	0,1682	83,1756
0,2931	1,0168	0,1655	83,4453
0,3100	1,0814	0,1513	84,8678
0,3200	1,1202	0,1432	85,6760
0,3290	1,1555	0,1362	86,3816
0,3300	1,1594	0,1354	86,4586
0,3400	1,1991	0,1278	87,2157
0,3479	1,2309	0,1220	87,7985
0,3600	1,2798	0,1135	88,6524
0,3700	1,3209	0,1067	89,3322
0,4000	1,4475	0,0878	91,2174

0,4200	1,5349	0,0765	92,3476
0,4400	1,6251	0,0662	93,3786
0,4496	1,6694	0,0616	93,8395
0,4500	1,6713	0,0614	93,8578
0,4720	1,7757	0,0517	94,8295
0,5000	1,9149	0,0409	95,9068
0,5006	1,9178	0,0407	95,9269
0,5039	1,9347	0,0396	96,0422
0,5200	2,0191	0,0343	96,5739
0,5215	2,0269	0,0338	96,6196
0,5235	2,0379	0,0332	96,6829
0,5390	2,1222	0,0287	97,1325
0,5600	2,2418	0,0233	97,6723
0,5619	2,2530	0,0228	97,7173
0,5700	2,3008	0,0210	97,9015
0,6097	2,5509	0,0135	98,6524
0,6100	2,5532	0,0134	98,6579
0,6112	2,5613	0,0132	98,6770
0,6306	2,6949	0,0104	98,9578
0,6342	2,7202	0,0100	99,0038
0,6657	2,9591	0,0065	99,3502
0,6731	3,0188	0,0058	99,4159
0,6740	3,0263	0,0058	99,4238
0,7093	3,3372	0,0033	99,6687
0,7229	3,4701	0,0026	99,7381
0,7289	3,5316	0,0024	99,7649
0,7396	3,6444	0,0019	99,8071
0,8459	5,2594	0,0001	99,9866