



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA HIDRÁULICA E AMBIENTAL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL

WICTOR EDNEY DAJTENKO LEMOS

**PREVISÃO CLIMÁTICA SAZONAL DO REGIME TÉRMICO E HIDRODINÂMICO DE
RESERVATÓRIO**

FORTALEZA-CE

2015

WICTOR EDNEY DAJTENKO LEMOS

PREVISÃO CLIMÁTICA SAZONAL DO REGIME TÉRMICO E HIDRODINÂMICO DE RESERVATÓRIO

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Engenharia Civil. Área de concentração: Recursos Hídricos.

Orientador: Prof. DSc. Francisco de Assis de Souza Filho

FORTALEZA – CE

2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca de Pós-Graduação em Engenharia - BPGE

L579p

Lemos, Wictor Edney Dajtenko.

Previsão climática sazonal do regime térmico e hidrodinâmico de reservatório / Wictor Edney Dajtenko Lemos. – 2015.

165 f. : il. color. , enc. ; 30 cm.

Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Tecnologia, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil: Recursos Hídricos, Fortaleza, 2015.

Área de Concentração: Recursos Hídricos.

Orientação: Prof. Dr. Francisco de Assis de Souza Filho.

1. Recursos hídricos. 2. Água - Qualidade. 3. Modelagem hidrodinâmica. I. Título.

CDD 627

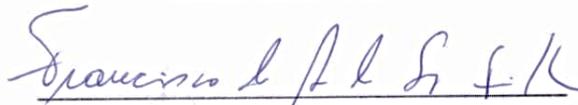
WICTOR EDNEY DAJTENKO LEMOS

PREVISÃO CLIMÁTICA SAZONAL DO REGIME TÉRMICO E HIDRODINÂMICO DE RESERVATÓRIO

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Engenharia Civil. Área de concentração: Recursos Hídricos.

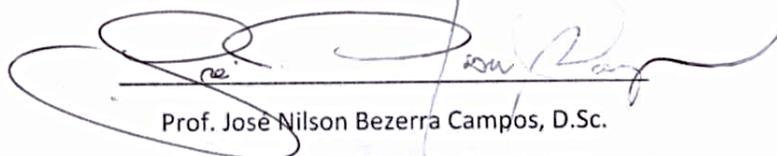
Aprovada em 04/05/2015.

BANCA EXAMINADORA



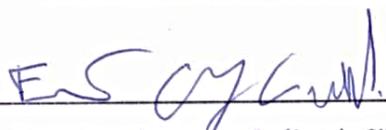
Prof. Francisco de Assis de Souza Filho, D.Sc. (Orientador)

Universidade Federal do Ceará – UFC



Prof. José Nilson Bezerra Campos, D.Sc.

Universidade Federal do Ceará - UFC



Prof. Francisco Osny Enéias da Silva, D.Sc.

Universidade Federal do Ceará – UFC



Prof. José Maria Brabo Alves, D.Sc.

Universidade Estadual do Ceará – UECE



Profª. Mônica Ferreira do Amaral Porto, D.Sc.

Universidade de São Paulo - USP

*Ao Grande Arquiteto do Universo, energia
suprema e causa primária de tudo.*

AGRADECIMENTOS

A minha esposa, Greice Lopes Bernardo, pela paciência, apoio e carinho nas horas difíceis; meus pais e minha irmã, base de tudo.

Ao meu orientador e amigo, professor Assis Filho, que de forma serena e magnífica conduziu meu aprendizado nessa jornada.

A todos do laboratório de Gerenciamento do Risco Climático e Sustentabilidade Hídrica, pelo companheirismo; em especial aos amigos Cleiton Silveira, Samuellson Cabral e Terezinha Alves (Tetê).

Ao CNPq, pela concessão da bolsa de estudos.

“Éramos - uns poetas loucos, místicos -
Éramos tudo o que não era são;
Agora são – com dados estatísticos –
Os cientistas que nos dão razão.
De que valeu, em suma, a suma lógica
Do máximo consumo de hoje em dia,
Duma bárbara marcha tecnológica
E da fé cega na tecnologia?
Há só um sentimento que é de dó e de
malogro...
É fogo... É fogo...”
(Carlos Rennó/Lenine)

RESUMO

A dinâmica dos processos relacionados à qualidade da água em reservatórios é função da sua morfologia, da ação das variáveis meteorológicas e das afluências e defluências, em maior grau. Prever o comportamento hidrodinâmico de reservatórios e o impacto causado por mudanças ou variabilidades na forçante meteorológica é essencial ao gerenciamento da qualidade da água e foi o objetivo principal desta tese. Para tanto foram utilizados modelos climáticos, hidrológicos, hidrodinâmicos e de balanço de energia, em cascata. O comportamento da hidrodinâmica resultante da modelagem mostrou resultados consonantes com reservatórios de regiões tropicais, representando os padrões diários de circulação e a formação de estratificações térmicas no reservatório modelado. As principais variações hidrodinâmicas sazonais puderam ser modeladas, ainda que com um alto índice de incerteza. Foi realizado um monitoramento no reservatório Pereira de Miranda que forneceu meios para dar início ao ciclo de modelagem e monitoramento integrado. Foi apresentada a técnica de *downscaling* dinâmico para a obtenção das variáveis meteorológicas de previsão regionalizadas, demonstrando algumas possibilidades de aplicação dos resultados dos modelos climáticos na modelagem hidrodinâmica de reservatórios, indispensável na modelagem da qualidade da água. Os resultados mostraram a possibilidade de calibração e validação do modelo hidrodinâmico CE-QUAL-W2 com o uso de dados de reanálise atmosférica, aplicação de técnicas de previsão climática na avaliação e previsão dos padrões hidrodinâmicos de reservatórios e a necessidade de um sistema de monitoramento como subsidiário de informações relevantes à modelagem, no sentido de melhorar os sistemas existentes e aumentar o nível de conhecimento sobre a dinâmica de reservatórios localizados no semiárido.

Palavras-chave: Modelagem hidrodinâmica. Previsão sazonal. Modelos climáticos. Qualidade da água.

ABSTRACT

The dynamics of water quality in reservoirs is a function of its morphology, the action of meteorological variables and its inflows/outflows, to a greater degree. Predict the hydrodynamic behavior of reservoirs and the impact of changes or variability in weather forcing is essential to the management of water quality and was the main objective of this thesis. Therefore, we used climate, hydrological, hydrodynamic and energy balance models in cascade. The behavior of the resulting hydrodynamic modeling showed consonants results with tropical reservoirs, representing the daily patterns of movement and the formation of thermal stratification in the reservoir being modeled. The main hydrodynamic seasonal variations could be modeled, even with a high uncertainty. Monitoring of Pereira de Miranda reservoir provided a means for initiating the modeling and integrated monitoring cycle. The dynamic downscaling technique to obtain the meteorological variables of regionalized forecast was presented, showing some application possibilities of the results of climate models in hydrodynamic modeling of reservoirs, essential in modeling of water quality. The results showed the possibility of calibration and validation of the hydrodynamic model CE-QUAL-W2 using atmospheric reanalysis data, application of climate forecasting techniques in the evaluation and prediction of hydrodynamic patterns of reservoirs and the need for a monitoring system as subsidiary information relevant to modeling, to improve existing systems and increase the level of knowledge about the dynamics of reservoirs located in the semiarid region.

Keywords: Hydrodynamic modeling. Seasonal forecast. Climate models. Water quality.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Variabilidade climática temporal da terra nos últimos 10 milhões de anos.....	18
Figura 2 - Precipitação média anual em Fortaleza-CE e a média móvel de 10 anos de precipitação para o período de 1849 a 2006.	19
Figura 3 – Posição intermediária dos reservatórios devido ao tempo de residência.....	26
Figura 4. Distribuição dos lagos conforme a latitude.....	27
Figura 5. Temperatura na superfície e no fundo em lagos durante a estratificação, em função da latitude.....	28
Figura 6 – Zonação longitudinal das condições hidrodinâmicas em reservatórios formados pelo barramento de rios.....	29
Figura 7 – Zonação longitudinal das condições hidrodinâmicas em reservatórios e sua relação com a velocidade das correntes aquáticas, penetração de luz, concentração de sólidos suspensos, nutrientes e formação do processo de estratificação.	30
Figura 8. Típico perfil térmico de verão em lagos temperados.	32
Figura 9. Mudanças sofridas pela camada de mistura em um lago tropical, através de um período de perda e de ganho de calor.	36
Figura 10 – Variabilidade da qualidade da água retirada a diferentes profundidades.....	38
Figura 11 - Bacia Hidrográfica do Açude Pereira de Miranda.	54
Figura 12 - Chuvas (totais mensais – em mm) registradas na PCD de Pentecoste no período de 2008 a 2013.	55
Figura 13 - Curvas de nível e pontos coletados na batimetria do açude Pereira de Miranda.	55
Figura 14 - Gráfico cota x área x volume do açude Pereira de Miranda.	56
Figura 15. Açude Pereira de Miranda e o ponto escolhido para as amostragens (PET-01), localizado às coordenadas UTM 471747,552 e 9579942,792; Zona 24.....	57
Figura 16. Localização da Plataforma de Coleta de Dados (PCD) do município de Pentecoste – Ceará.....	58
Figura 17. Plataformas de coleta de dados dos municípios de Fortaleza, Acaraú, Sobral e Baturité (círculos vermelhos), e demais postos do estado do Ceará (lista à esquerda), disponibilizados pelo sistema BDMET.	59
Figura 18 – Malha computacional no modelo CE-QUAL-W2.	65
Figura 19. Esquema do modelo chuva-deflúvio SMAP mensal.....	69

Figura 20. Procedimento de remoção de viés estatístico via CDF (distribuição acumulada de probabilidades).....	74
Figura 21. Informação necessária para a implementação de um sistema de modelagem.	77
Figura 22. Contorno de temperaturas observado no reservatório Pereira de Miranda no dia 8 de Dezembro de 2009.	78
Figura 23. Cascata de modelos e processos necessários para um sistema de previsão sazonal da hidrodinâmica e qualidade da água em reservatórios.....	83
Figura 24. Perfil logaritmo dos ventos à superfície.....	84
Figura 25. Visão geral do modelo de previsão proposto.....	86
Figura 26 - Defasagem temporal (<i>lag</i>) de previsibilidade.	86
Figura 27 - Visualização dos pontos coletados em campo (batimetria)	87
Figura 28 - Visualização das elevações da superfície TIN.....	88
Figura 29 - Modelo digital e modelo numérico (CE-QUAL-W2).	89
Figura 30 - Curva cota-área-volume no modelo CE-QUAL-W2 e modelo digital do terreno...	89
Figura 31 - Ajuste de funções para o cálculo da área e volume.....	90
Figura 32 - Vazões distribuídas em $m^3 s^{-1}$	91
Figura 33 - Balanço hídrico (volume em hm^3) em todo o período considerado na calibração e validação do modelo CE-QUAL-W2.	91
Figura 34 - Comparação entre as médias mensais da série histórica da PCD e da reanálise, antes e depois da correção pelos métodos da CDF e MOM, para a variável velocidade do vento, em $m s^{-1}$	93
Figura 35 - Comparação entre as médias mensais da série histórica da PCD e da reanálise, antes e depois da correção pelos métodos da CDF e MOM, para a variável direção do vento, em radianos.....	93
Figura 36 - Comparação entre as médias mensais da série histórica da PCD e da reanálise, antes e depois da correção pelos métodos da CDF e MOM, para a variável temperatura do ar, em °C.	94
Figura 37 - Comparação entre as médias mensais da série histórica da PCD e da reanálise, antes e depois da correção pelos métodos da CDF e MOM, para a variável umidade relativa, em %.	94

Figura 38 - Comparação entre os valores pontuais da série histórica da PCD e da reanálise, antes e depois da correção pelos métodos da CDF e MOM, para a variável velocidade do vento, em $m s^{-1}$	94
Figura 39 – Perfis térmicos comparativos (modelo x observação) entre os diversos tempos de simulação testados para o período de aquecimento do modelo W2. Da esquerda para a direita e de cima para baixo: perfis para tempos de simulação de 150, 120, 90, 60, 30, 21, 14, 7, 6, 5, 4 e 0 dias.	101
Figura 40 – Médias mensais das séries históricas (RAMS e PCD) para a variável velocidade do vento ($m s^{-1}$), antes e após correção pelo método MOM.	104
Figura 41 – Médias mensais das séries históricas (RAMS e PCD) para a variável direção do vento (radianos), antes e após correção pelo método MOM.	104
Figura 42 – Médias mensais das séries históricas (RAMS e PCD) para a variável temperatura do ar ($^{\circ}C$), antes e após correção pelo método MOM.	104
Figura 43 – Médias mensais das séries históricas (RAMS e PCD) para a variável precipitação (mm/h), antes e após correção pelo método MOM.	104
Figura 44 – Médias mensais das séries históricas (RAMS e PCD) para a variável umidade relativa (%), antes e após correção pelo método MOM.	105
Figura 45 – Médias mensais das séries históricas (RAMS e INMET) para a variável nebulosidade (0-1), antes e após correção pelo método MOM.	105
Figura 46 – Médias diárias para os três membros do RAMS/ECHAM4.5 após correção de viés, a média dos valores corrigidos (mMédio), a média dos membros antes da correção e os valores médios diários da PCD, para a variável temperatura do ar ($^{\circ}C$), durante o período de previsão.	105
Figura 47 – Médias diárias para os três membros do RAMS/ECHAM4.5 após correção de viés, a média dos valores corrigidos (mMédio), a média dos membros antes da correção e os valores médios diários da PCD, para a variável velocidade do vento ($m s^{-1}$), durante o período de previsão.	106
Figura 48 – Médias diárias para os três membros do RAMS/ECHAM4.5 após correção de viés, a média dos valores corrigidos (mMédio), a média dos membros antes da correção e os valores médios diários da PCD, para a variável velocidade do vento ($mm h^{-1}$), durante o período de previsão.	106

Figura 49 – Médias diárias para os três membros do RAMS/ECHAM4.5 após correção de viés, a média dos valores corrigidos (mMédio), a média dos membros antes da correção e os valores médios diários da PCD, para a variável direção do vento (radianos), durante o período de previsão.....	107
Figura 50 – Médias diárias para os três membros do RAMS/ECHAM4.5 após correção de viés, a média dos valores corrigidos (mMédio), a média dos membros antes da correção e os valores médios diários da PCD, para a variável umidade relativa do ar (%), durante o período de previsão.	107
Figura 51 – Médias diárias para os três membros do RAMS/ECHAM4.5 após correção de viés, a média dos valores corrigidos (mMédio), a média dos membros antes da correção e os valores médios diários das PCD do INMET, para a variável nebulosidade, durante o período de previsão.	107
Figura 52 – Médias diárias para a média dos membros do RAMS/ECHAM4.5 após correção de viés, utilizando os métodos MOM e CDF, e os valores médios diários da PCD, para a variável precipitação (mm h^{-1}), durante o período de previsão.	108
Figura 53 - Vazões mensais observadas e modeladas pelo modelo SMAP.....	109
Figura 54 - Vazões mensais geradas pelo modelo SMAP durante o período de previsão (janeiro a abril de 2010).	110
Figura 55 - Médias mensais da temperatura do ar simulada pelos modelos climáticos e os valores calculados para a temperatura de equilíbrio e temperatura da água afluente, para o ano de 2010.	110
Figura 56 - Aplicação do sistema de previsão proposto.....	111
Figura 57 – Temperatura média da água superficial prevista para a seção 67 (ponto de monitoramento PET-01).	112
Figura 58 – Velocidade horizontal superficial da água prevista para a seção 67 (ponto de monitoramento PET-01).	112
Figura 59 – Vazão média prevista para a seção 67 (ponto de monitoramento PET-01).	112
Figura 60 – Tempo de residência da água prevista para a seção 67 (ponto de monitoramento PET-01).	113
Figura 61 – Nível da água (altura acima da cota inferior) prevista para a seção 67 (ponto de monitoramento PET-01).	113

Figura 62 – Padrão diário de aquecimento da coluna d’água nos dois braços do reservatório simulado no dia 5 de março de 2010.	113
Figura 63 – Padrão diário de aquecimento da coluna d’água nos dois braços do reservatório simulado no dia 5 de abril de 2010.	114
Figura 64 – Padrão de ocorrência das variáveis previstas velocidade do vento, direção do vento e nebulosidade, para os meses de março e abril de 2010.....	115
Figura 65 - Abordagem sistemática dos 3C.	117
Figura 66 - Ciclo PDCA aplicado ao sistema de monitoramento e modelagem.....	118
Figura 67 – Perfis de temperatura e oxigênio monitorados no dia 02 de março de 2010, às 15, 18 e 21 horas, no reservatório Pereira de Miranda.	127
Figura 68 – Localização dos pontos de amostragem e indicação da quantidade de verticais mínimas por estação longitudinal (eV – número de estações no sentido vertical por estação longitudinal).....	129
Figura 69. Fluxo de uma propriedade intensiva através de um volume de controle. Martin & McCutcheon (1999).	153

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Comparação entre a variação da densidade da água em função apenas da temperatura.	37
Tabela 2 - Histórico resumido com alguns dos principais modelos de qualidade da água.....	41
Tabela 3 – Coeficientes que afetam a calibração da temperatura no modelo CE-QUAL-W2..	96
Tabela 4 – Transparência de Secchi medida durante o monitoramento da qualidade da água do reservatório Pereira de Miranda.....	97
Tabela 5 - Erro absoluto médio (AME) calculado para o período de calibração e validação do modelo W2.	98
Tabela 6 – Erro absoluto médio (AME) calculado para diversos valores dos parâmetros SHADE e WSC.....	99
Tabela 7 – Período de aquecimento do CE-QUAL-W2 (dias), erro médio absoluto (AME - °C) e a diferença percentual entre o AME com o modelo calibrado e com o modelo em aquecimento.....	100
Tabela 8 – Médias mensais históricas das variáveis previstas pelo aninhamento RAMS/ECHAM4.5.	103
Tabela 9 – Médias mensais históricas das variáveis da PCD incluindo a variável nebulosidade, do sistema INMET.....	103
Tabela 10 - Índices estatísticos de ajuste entre os dados modelados e observados (PCD)...	106
Tabela 11 - Características fisiográficas da bacia do açude Pentecoste e parâmetros.....	109
Tabela 12 - Erro médio absoluto calculado para os três defasagens (<i>lags</i>) temporais considerados.....	112
Tabela 13 - Atividades envolvidas no monitoramento da qualidade da água.....	122
Tabela 14 – Monitoramento (abrangente) necessário para a modelagem da qualidade da água.	128

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
1.1	OBJETIVOS DA TESE	20
1.2	CONTRIBUIÇÃO CIENTÍFICA	21
1.3	ORGANIZAÇÃO DA TESE.....	22
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	25
2.1	RIOS, LAGOS E RESERVATÓRIOS	25
2.2	ESTRATIFICAÇÃO TÉRMICA EM LAGOS E RESERVATÓRIOS	30
2.3	MODELAGEM DA HIDRODINÂMICA E DA QUALIDADE DA ÁGUA	39
2.4	MODELAGEM CLIMÁTICA	44
2.4.1	MODELOS CLIMÁTICOS GLOBAIS E REGIONAIS.....	45
2.4.2	REANÁLISE	48
2.4.3	MODELAGEM CLIMÁTICA SAZONAL.....	49
2.4.3.2	PREVISÃO ACOPLADA	52
3	MATERIAIS E MÉTODOS	53
3.1	LOCAL DE APLICAÇÃO	53
3.2	BATIMETRIA DO RESERVATÓRIO PEREIRA DE MIRANDA	55
3.3	MONITORAMENTO DA QUALIDADE DA ÁGUA.....	56
3.4	DADOS METEOROLÓGICOS.....	58
3.5	MODELOS UTILIZADOS.....	60
3.5.1	CE-QUAL-W2 V3.6.....	61
3.5.2	MODELO DE TEMPERATURA DA ÁGUA EM RIOS	66
3.5.3	MODELAGEM HIDROLÓGICA.....	68
3.5.4	MODELO DE DEFLUÊNCIA.....	70
3.5.5	MODELOS CLIMÁTICOS	71
3.6	ESTRATÉGIAS METODOLÓGICAS.....	76

3.6.1	MODELAGEM HIDRODINÂMICA EM RESERVATÓRIOS.....	76
3.6.2	SISTEMA DE PREVISÃO SAZONAL DA HIDRODINÂMICA EM RESERVATÓRIOS ..	82
4	RESULTADOS	87
4.1	PROCESSAMENTO DO MODELO CE-QUAL-W2	87
4.2	CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO CE-QUAL-W2.....	95
4.3	RESULTADO DO ANINHAMENTO RAMS/ECHAM4.5 E CORREÇÃO DE VIÉS ESTATÍSTICO PARA AS VARIÁVEIS DE INTERESSE.....	102
4.4	CÁLCULO DAS VAZÕES E TEMPERATURA DAS AFLUÊNCIAS.....	108
4.5	APLICAÇÃO DO SISTEMA DE PREVISÃO SAZONAL PARA O PERÍODO MONITORADO	111
5	ESTABELECIMENTO DE UM SISTEMA DE MONITORAMENTO INTEGRADO À MODELAGEM	116
5.1	PROPOSIÇÃO DE UM SISTEMA DE MONITORAMENTO INTEGRADO À MODELAGEM PARA O RESERVATÓRIO PEREIRA DE MIRANDA	125
6	CONCLUSÕES.....	131

1 INTRODUÇÃO

O gerenciamento dos recursos hídricos continentais tem se tornado um dos grandes desafios às sociedades atuais (DANNER *et al.*, 2014). A água doce é um recurso essencial ao planeta, que, no sentido qualitativo, têm enfrentado problemas de escassez (GRANT *et al.*, 2012). A escassez qualitativa da água é fortemente influenciada pela escassez quantitativa, que se mostra um grave problema na porção semiárida do Nordeste do Brasil, pela combinação de elevadas taxas de evapotranspiração, solos rasos e o caráter irregular espacial e temporal das precipitações (MARENGO *et al.*, 2011; BRASIL, 2012; ROBERTSON *et al.*, 2014; LEMOS, 2015).

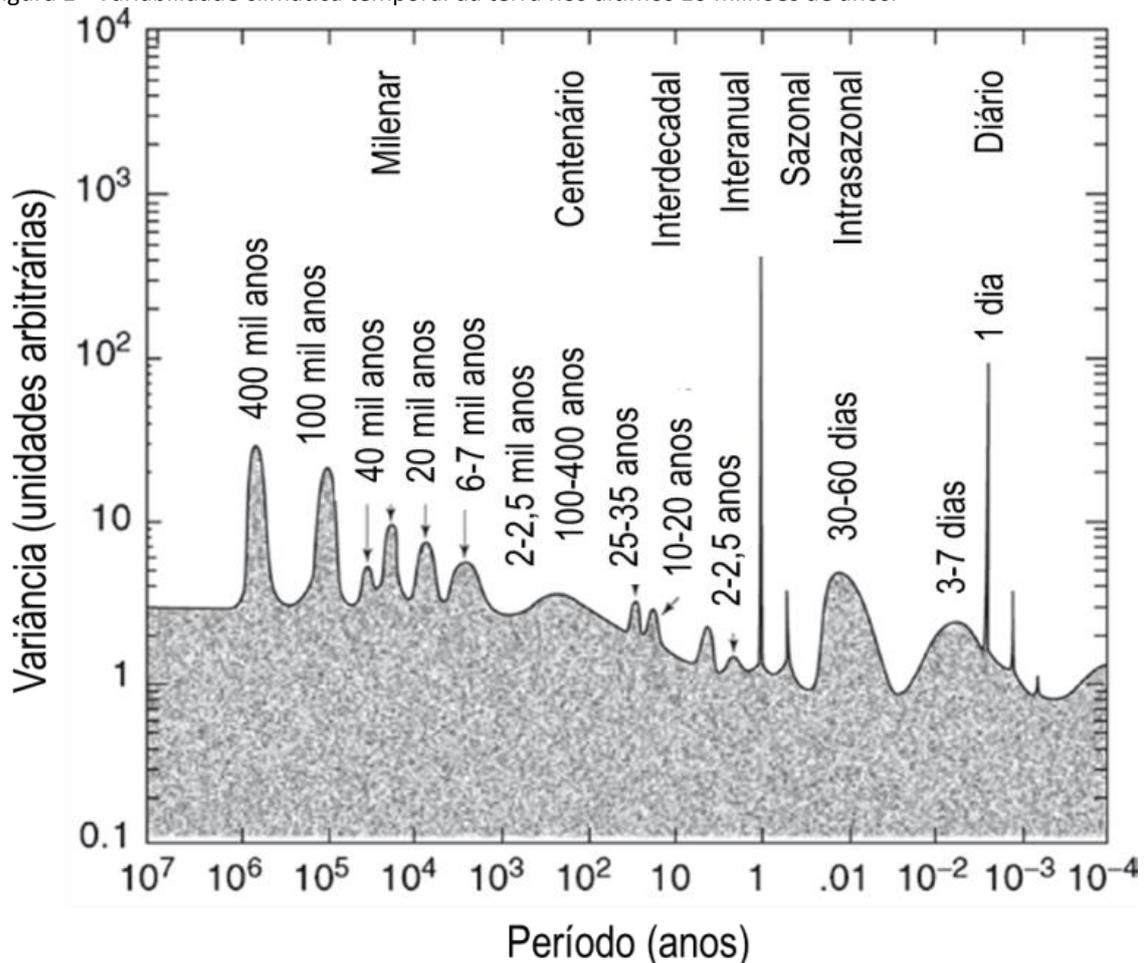
A sobrevivência das sociedades em regiões de baixa disponibilidade hídrica natural depende da adaptação ao clima. As variabilidades climáticas provocam significativos impactos sociais e econômicos sobre a região (SOUZA FILHO; MOURA, 2006). A construção de reservatórios tem sido uma estratégia utilizada para minimizar o impacto da variabilidade das aflúncias naturais de rios e córregos, transportando água no tempo, de períodos úmidos aos períodos de escassez pluviométrica; e representam o principal manancial em regiões tropicais semiáridas, sendo importantes objetos de estudos limnológicos (CAMPOS; STUDART, 1997; RANGEL-PERAZA *et al.*, 2012).

Lagos e reservatórios artificiais são importantes fontes de água doce para agricultura, indústria, municípios, controle de enchentes, navegação e recreação, além de fornecer habitats para uma grande variedade de espécies de plantas e animais (LOUCKS; VAN BEEK, 2005). A política de açudagem no Nordeste semiárido iniciada no Império e continuada na República, remonta ao ano de 1877, ano em que a região Nordeste foi assolada por uma grande seca (CAMPOS; STUDART, 2015). Marco nesta política de açudagem foi a criação em 1909 da Inspetoria de Obras Contra as Secas (IOCS), no governo de Nilo Peçanha; e, após a grande seca de 1915, a reestruturação e ampliação do órgão, hoje DNOCS (Departamento de Obras Contra as Secas) (BRASIL, 1963). Estimativas sugerem que 30 a 40% das áreas irrigadas no mundo dependam de barragens, sendo 12 a 16% da produção mundial de alimentos ligadas aos grandes reservatórios (BIRD; WALLACE, 2011).

Nos últimos anos grande atenção tem sido dada às variabilidades climáticas e seu impacto nos recursos hídricos (WILBY *et al.*, 2006; KOMATSU *et al.*, 2007; WU *et al.*, 2012; DANNER *et al.*, 2014; KIM *et al.*, 2014). Incertezas inerentes do comportamento aleatório da

disponibilidade hídrica natural são dificuldades que o processo de gestão de recursos hídricos se defronta (SILVEIRA, 2014). O clima na terra varia em todas as escalas temporais e em uma ampla gama de escalas espaciais, do regional ao global (QUANTE, 2010). A variabilidade temporal do sistema climático terrestre nos últimos 10 milhões de anos está representada na Figura 1, pela reprodução do espectro de potência para a temperatura próxima à superfície terrestre.

Figura 1 - Variabilidade climática temporal da terra nos últimos 10 milhões de anos.



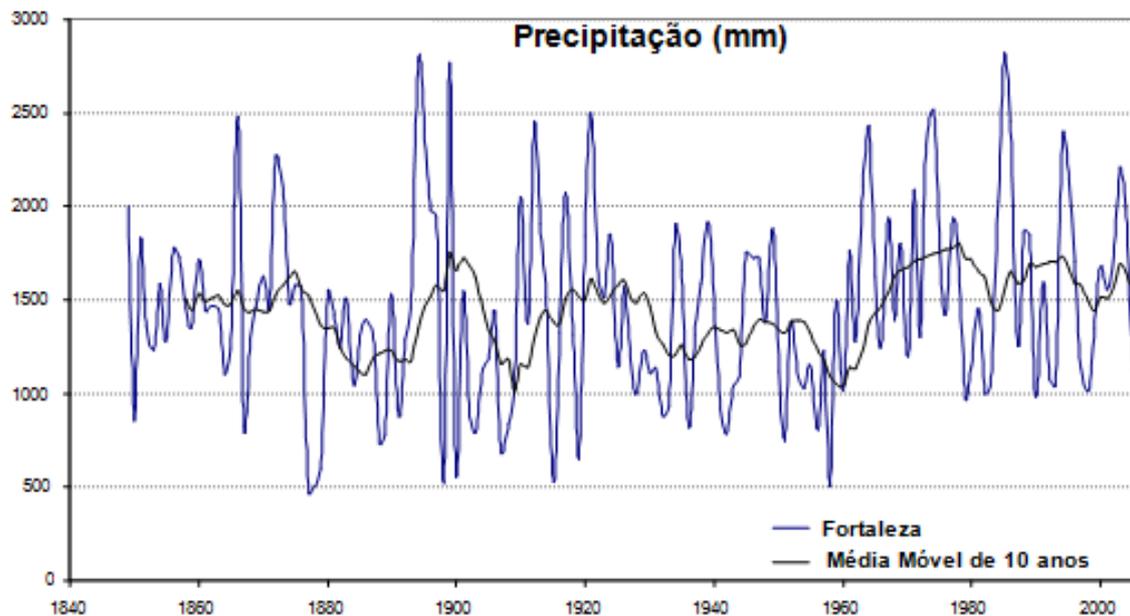
Fonte: Adaptado de Quante (2010).

No estado do Ceará, por exemplo, a precipitação apresenta grande variabilidade sazonal, onde 75% dos totais das chuvas ocorrem em quatro meses (fevereiro-maio) e uma quase total ausência de precipitação no segundo semestre. Nota-se pela série histórica de precipitações na cidade de Fortaleza, Ceará, que a variabilidade ocorre em múltiplas escalas temporais, ou seja, em escalas de tempo sazonais, interanuais e multidecadais (Figura 2).

Riscos de extremos hidrológicos (cheias e secas) para um local ou região estão associados a estes modos de variação (SANSIGOLO; REIS, 2014; SILVEIRA, 2014). Identificar e

entender os modos de variação do clima torna-se decisivo para quantificar os riscos hidrológicos, e, conseqüentemente, a definição dos mecanismos de gerenciamento (KIM *et al.*, 2014).

Figura 2 - Precipitação média anual em Fortaleza-CE e a média móvel de 10 anos de precipitação para o período de 1849 a 2006.



Fonte: (Silveira, 2014).

Somadas às variabilidades naturais, a humanidade tem utilizado, no processo de produção econômica, recursos materiais e energéticos na escala dos fluxos e processos planetários. A consequência direta é a modificação da composição da atmosfera, processo que pode modificar significativamente os padrões de ocorrência da variabilidade natural do clima em suas múltiplas escalas temporais (AHRENS, 2009). Dentre as múltiplas escalas de variabilidade do tempo, a escala sazonal é aquela com horizonte de até 12 meses (COLLISCHONN, 2005). Vários estudos têm sido desenvolvidos visando à previsão do comportamento sazonal de variáveis hidrológicas (precipitação e vazão) no Nordeste brasileiro (MARENGO *et al.*, 2005; ALVES *et al.*, 2007; LIMA; ALVES, 2009), mas ainda são poucos os trabalhos relacionando essas variabilidades à qualidade da água.

A dinâmica dos processos relacionados à qualidade da água em reservatórios é função da sua morfologia, da ação das variáveis meteorológicas e das afluições e defluências, em maior grau (FORD; JOHNSON, 1986; MARTIN; McCUTCHEON, 1998; OBREGON *et al.*, 2011; RANGEL-PERAZA *et al.*, 2012). Mudanças provocadas por variabilidades climáticas na temperatura de lagos impactam na intensidade da estratificação,

profundidade da termoclina e regime de mistura (BUECHE; VETTER, 2014). Mudança na biota aquática poderá ocorrer em parte devido à redução na concentração do oxigênio dissolvido, que é função da temperatura da água. A distribuição, o crescimento, o metabolismo, a disponibilidade de alimentos, a migração e a reprodução dos organismos estão todos intimamente ligados e influenciados pela temperatura (WETZEL, 1983; ESTEVES, 2011).

Prever o comportamento hidrodinâmico de reservatórios e o impacto causado por mudanças da temperatura da água relativas às mudanças ou variabilidades na forçante meteorológica (redução ou aumento da precipitação, temperatura do ar etc.) é essencial ao gerenciamento da qualidade da água (WILBY *et al.*, 2006; BUECHE; VETTER, 2014). Trabalhos científicos têm mostrado que mudanças na temperatura da água em reservatórios tropicais podem levar a uma forte estratificação térmica, resultando em anoxia nas camadas profundas (LEE *et al.*, 2011; OBREGON *et al.*, 2011).

Como resultado direto dos processos de mistura e estratificação diárias dos reservatórios, a ressuspensão de sedimentos ricos em matéria orgânica que pode alcançar a coluna d'água diminui a concentração de oxigênio dissolvido por processos de oxidação. Dentre os principais produtos formados nos sedimentos em períodos de anoxia incluem o metano, dióxido de carbono, sulfetos de hidrogênio, amônia, ferro, manganês e fósforo (BELLANGER *et al.*, 2004).

Problemas associados às mudanças dos padrões térmicos e de circulação em reservatórios podem levar à distribuição e reprodução desordenada de algas. Paerl *et al.* (2010) concluíram que “blooms” algais podem ser afetados por mudanças físicas e hidrológicas causadas por mudanças no clima, em adição aos processos de enriquecimento por nutrientes limitantes. Dependendo de quais usos o reservatório se destina entender os processos de mistura e estratificação se fazem indispensáveis (RANGEL-PERAZA *et al.*, 2012).

1.1 OBJETIVOS DA TESE

O principal objetivo da tese é a modelagem e previsão da hidrodinâmica de reservatórios em baixas latitudes, na escala temporal sazonal, com o uso de modelos climáticos, hidrológicos, hidrodinâmicos e de balanço de energia, em cascata.

Especificamente objetiva-se:

- Calibrar e validar o modelo CE-QUAL-W2 (Versão 3.6) com base em dados de reanálise atmosférica;
- Propor um sistema de previsão sazonal da hidrodinâmica em lagos e reservatórios;
- Elaborar uma metodologia de monitoramento em reservatórios integrado a sistemas de modelagem, inseridos dentro de um ciclo de aprendizado ou ciclo de melhoria contínua, tendo como base a modelagem desenvolvida.

1.2 CONTRIBUIÇÃO CIENTÍFICA

A modelagem hidrodinâmica em reservatórios é chave para o entendimento dos processos de mistura e estratificação da coluna d'água, importantes na quantificação de problemas relacionados à qualidade da água. O reconhecimento dos padrões de circulação é pré-requisito para o sucesso da modelagem da qualidade da água, dado que os processos de transporte dos constituintes estão atrelados à hidrodinâmica local.

Neste sentido e importância, prever o comportamento hidrodinâmico de reservatórios frente às mudanças ou variabilidades no tempo e clima é essencial ao gerenciamento da qualidade da água. Entender a dinâmica e como a variabilidade climática influencia a qualidade da água é uma questão econômica, social e científica. A modelagem hidrodinâmica fornece aos tomadores de decisão uma caracterização geral dos padrões de circulação da água, tornando mais claros os processos hidrodinâmicos em períodos sem monitoramento. O uso de modelos hidrodinâmicos e de qualidade da água permite extrapolar, temporal e espacialmente, os resultados obtidos através do monitoramento. Isto reduz de forma racional os custos envolvidos nos trabalhos de campo, além de permitirem o estudo e simulação do reservatório sobre condições diferenciadas de operação e forçantes climáticas.

Sistemas de previsão do clima são ferramentas em constante desenvolvimento e melhoria, mas ainda é pequena a aplicação de seus resultados no âmbito da qualidade da água, especificamente na região Nordeste do Brasil. Problemas como a prevenção e o controle de cheias, a operação de reservatórios e o planejamento do uso dos recursos hídricos estão associados primariamente ao processo de previsão de vazões. Vários têm sido os trabalhos técnicos visando à previsão da quantidade de água disponível às populações, mas, por outro lado, estudos sobre o impacto das variabilidades climáticas na qualidade da

água ainda restringem-se, em sua maioria, a ambientes temperados de países desenvolvidos.

A modelagem realizada neste trabalho definirá, para o reservatório Pereira de Miranda, o tempo mínimo necessário de aquisição de dados de monitoramento e/ou observação. Esse é o espaço temporal necessário para o reservatório, a partir de uma condição inicial desconhecida, atingir o equilíbrio dinâmico com as forçantes do sistema. Esta informação será importante na definição da dimensão e quantidade de informação necessária de entrada ao modelo hidrodinâmico.

Outro aspecto importante é a utilização de informação meteorológica de reanálise atmosférica na calibração dos modelos. Muitas regiões são carentes de informação meteorológica consistente, onde as únicas informações relevantes quanto à meteorologia são obtidas através de interpolações com estações de monitoramento (plataformas de coleta de dados), geralmente localizadas a grandes distâncias do local de estudo. O uso da informação gerada pela reanálise fornece um valor também aproximado, mas muitas vezes de melhor qualidade do que aqueles a que se têm disponíveis.

Outra contribuição desta tese será a inclusão da metodologia de previsão sazonal em um ciclo de atividades, identificando rotineiramente como deve ser aplicado um sistema de modelagem integrado a sistemas de monitoramento. O sistema integrado, quando em operação, fornecerá subsídios de melhoria contínua, o que poderá reduzir às incertezas inerentes da aplicação dos modelos. O monitoramento sistemático do clima, dos recursos hídricos e dos padrões de uso do solo fornecerá as bases para os modelos de previsão, essencial não apenas na identificação de impactos, mas como subsídio ao desenvolvimento e verificação de modelos climáticos, hidrológicos, hidrodinâmicos e de qualidade da água. Por outro lado, os modelos calibrados e validados para a área de aplicação poderão orientar equipes de monitoramento, além de ajudar no planejamento e implantação de estratégias de adaptação, permitindo melhor caracterizar os riscos e as incertezas envolvidas nos processos.

1.3 ORGANIZAÇÃO DA TESE

Após introdução e apresentação dos objetivos, importância e contribuição da tese, os itens seguintes são a revisão bibliográfica, materiais e métodos utilizados, resultados e as conclusões do trabalho.

Na revisão bibliográfica apresentam-se os conceitos e trabalhos desenvolvidos nas áreas de conhecimento tratadas na tese, subdivididos em:

- i. Conceitos sobre os corpos de água doce continentais;
- ii. Estratificação térmica em lagos e reservatórios;
- iii. Abordagens utilizadas na modelagem hidrodinâmica destes sistemas, especificação do modelo em duas dimensões no plano vertical CE-QUAL-W2 e alguns trabalhos relevantes desenvolvidos;
- iv. Conceitos que envolvem a modelagem da atmosfera, modelos climáticos e os sistemas de previsão.

No item materiais e métodos, estão descritos o local de aplicação da modelagem, o monitoramento realizado, os modelos utilizados e as fontes de dados observados; seguidos pela descrição das estratégias metodológicas aplicadas para o desenvolvimento de cada um dos objetivos específicos estabelecidos.

Nos resultados apresenta-se a aplicação das estratégias metodológicas, subdivididos em:

- i. Resultados do pré-processamento do modelo CE-QUAL-W2; correção e utilização das informações de reanálise atmosférica na calibração do modelo CE-QUAL-W2; e resultados da calibração: tempo de aquecimento do modelo CE-QUAL-W2 e análise de sensibilidade para os parâmetros hidrodinâmicos considerados;
- ii. Correção das variáveis meteorológicas resultado do aninhamento entre os modelos climáticos RAMS/ECHAM4.5; utilização das variáveis meteorológicas resultantes da correção na previsão sazonal das vazões e temperaturas afluentes ao reservatório e resultados da simulação do modelo CE-QUAL-W2 forçado pelo conjunto de informações derivadas da cascata de modelos;

Com base nos resultados da modelagem e previsão sazonal da hidrodinâmica é proposto um sistema integrado de monitoramento e modelagem em reservatórios, inserida em um contexto de aprendizado contínuo.

Nas conclusões apresentam-se as principais constatações dos resultados, mostrando a importância da tese para o cenário estadual de monitoramento e modelagem de reservatórios e as principais discussões acerca das dificuldades e possíveis melhorias nas metodologias apresentadas.

Nas referências está a lista com a bibliografia científica consultada durante o desenvolvimento da tese.

Nos apêndices estão os registros fotográficos do monitoramento do reservatório Pereira de Miranda, alguns dos gráficos resultados da calibração do modelo CE-QUAL-W2 e uma automatização para a ferramenta Solver em VBA (Microsoft Excel) para o cálculo da temperatura de equilíbrio.

Nos anexos estão resumos (tradução livre) de obras clássicas na modelagem da hidrodinâmica e balanço de energia em lagos e reservatórios, necessários ao entendimento da tese.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo objetiva tecer uma breve revisão literária sobre os corpos de água doce continentais, o processo de estratificação térmica em lagos e reservatórios, algumas abordagens utilizadas na modelagem hidrodinâmica destes sistemas, especificação do modelo bidimensional CE-QUAL-W2 e alguns trabalhos relevantes desenvolvidos e os principais conceitos que envolvem a modelagem da atmosfera, modelos climáticos e os sistemas de previsão.

2.1 RIOS, LAGOS E RESERVATÓRIOS

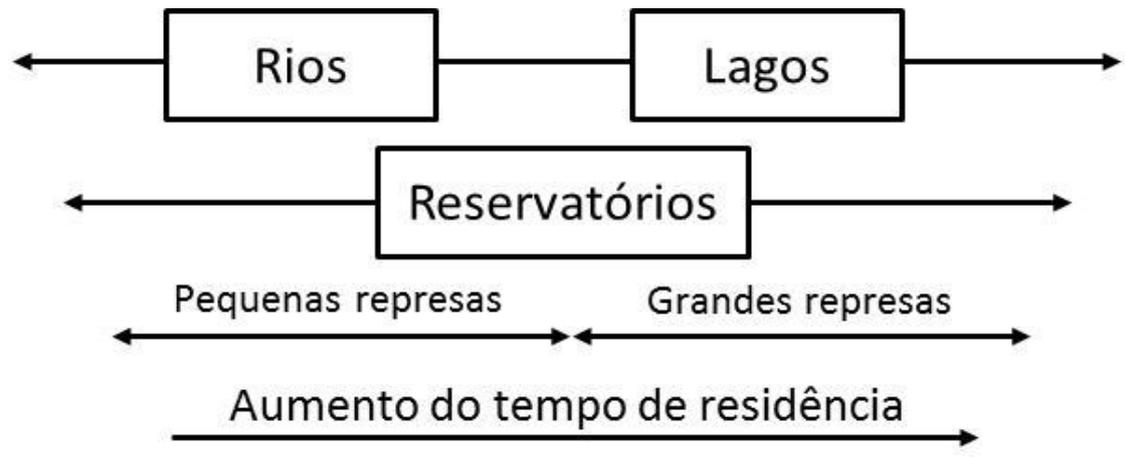
Os rios são cursos de água corrente (lóticos) governados por processos hidrológicos, geomorfológicos, climáticos e ecológicos da bacia hidrográfica, que naturalmente flui suas águas por ação gravitacional, levando-as aos oceanos, lagos, ou outros rios (LOUCKS; van BEEK, 2005; JI, 2008). Suas vazões dependem diretamente da precipitação sobre a bacia e da quantidade de água subterrânea armazenada e apresentam velocidades de fluxo complexas e dinâmicas.

Os lagos são mananciais de água lênticos, estão distribuídos ao redor do mundo e são mais abundantes nas altas latitudes, particularmente em áreas sujeitas à ação glacial (CHIN, 2006; JI, 2007). Possuem origem associada à ocorrência de fenômenos naturais, de natureza geológica; principalmente fenômenos glaciais, vulcânicos e tectônicos. São considerados ambientes transitórios, que podem desaparecer devido a uma série de fatores como o clima, o assoreamento, a eutrofização, a sedimentação e as alterações hidrológicas (ESTEVES, 2011).

Os reservatórios consistem em lagos artificiais formados pelo barramento de rios, tendo como objetivo a regularização das vazões fluviais, controle de enchentes (amortecimento de ondas de cheias), armazenamento de água para épocas de escassez (transporte da água no tempo), produção de eletricidade, produção pesqueira, navegação, dentre outros (LOUCKS; van BEEK, 2005; CHIN, 2006; JI, 2007).

Hidrodinamicamente, os reservatórios possuem características intermediárias entre rios e lagos naturais, determinados pelo tempo de residência da água e a influência do sistema fluvial de montante (Figura 3) (CHAPMAN, 1996).

Figura 3 – Posição intermediária dos reservatórios devido ao tempo de residência.



Fonte: Adaptado de Chapman (1996).

Existem quatro fatores principais que controlam as condições hidrodinâmicas nos lagos: morfometria, vazões, tempo de residência e estratificação da densidade (JI, 2007). A profundidade média e o tempo de residência são dois índices-chave que representam bem as características físicas de um lago. Em geral, a profundidade média é inversamente relacionada à produtividade biológica nos lagos. Lagos com grandes profundidades médias geralmente são biologicamente menos produtivos que os lagos de pequenas profundidades (JI, 2007).

Os lagos podem ser classificados como rasos (< 7 m) e profundos (> 7 m) e podem ser divididos quanto ao seu tempo de residência ou detenção hidráulico, apresentando um curto tempo de residência (< 1 ano) ou longos tempos de residência (≥ 1 ano) (HUTCHINSON, 1957; WETZEL, 1975; CHAPRA, 1997; CHIN, 2006; JI, 2007).

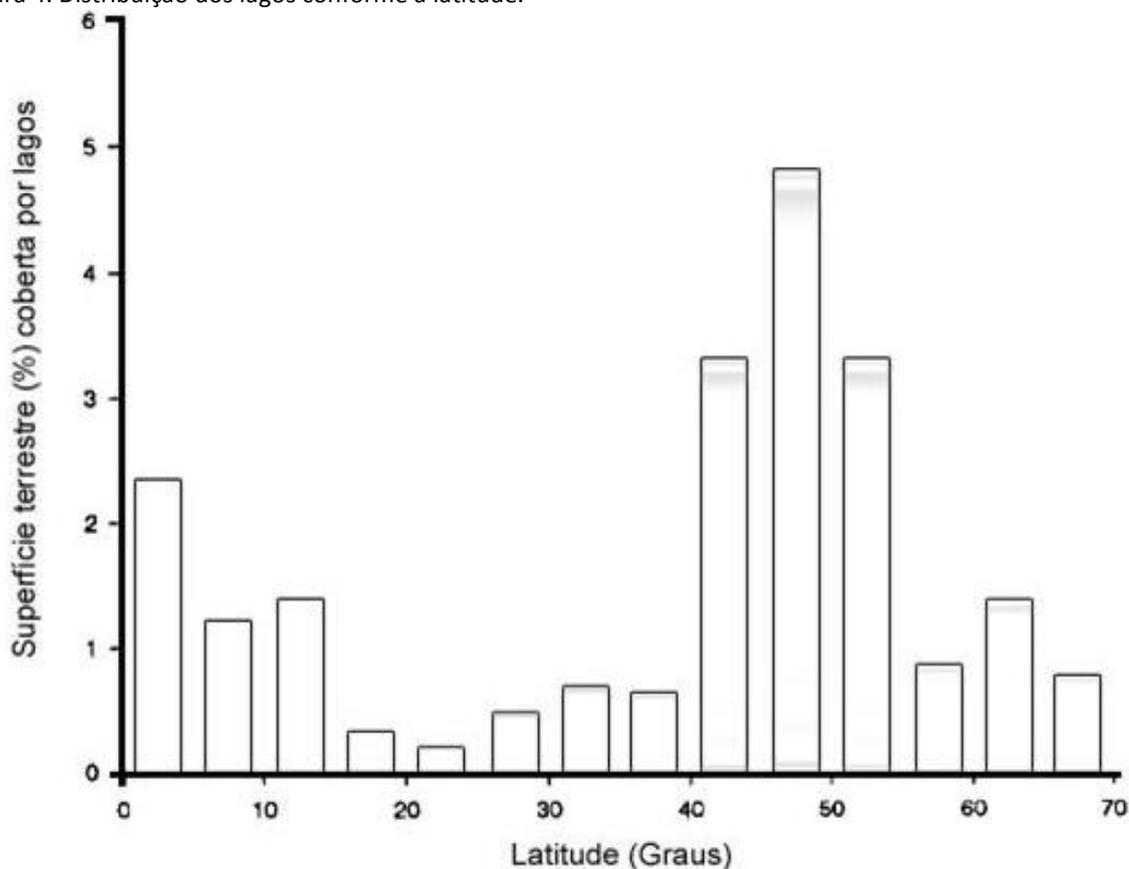
Em geral, o tempo de residência de reservatórios é da ordem de anos, diferentemente dos rios, que é da ordem de dias. Problemas de poluição aquática em reservatórios podem ser bem persistentes devido a um longo período ou tempo de residência nesses ambientes. O grau de estratificação em lagos ou reservatórios depende diretamente do tempo de residência e de seus altos valores, enquanto que para tempos de residência muito curtos (< 14 dias) a estratificação não se desenvolve (JØRGENSEN *et al.*, 2005).

Existem dois contrastes latitudinais importantes entre os lagos que são as características fisiográficas e o clima predominante (LEWIS, 2000). Contrastes fisiográficos indicam a diferença existente entre a abundância relativa de lagos por unidade de área,

juntamente com a proporção entre os diferentes tipos de lagos. Já o clima predominante são as variáveis climáticas fundamentais, que estão associadas com a latitude local.

A distribuição dos lagos por latitude pode ser observada na Figura 4. Regiões subtropicais tendem a ter uma pequena porcentagem em termos de área lacustre devido à baixa precipitação e a escassez de bacias glaciais (McGREGOR; NIEUWOLT, 1998 *apud* LEWIS, 2000). A Figura 5 mostra a diferença de temperatura na superfície e no fundo de lagos provocado por sua localização latitudinal.

Figura 4. Distribuição dos lagos conforme a latitude.



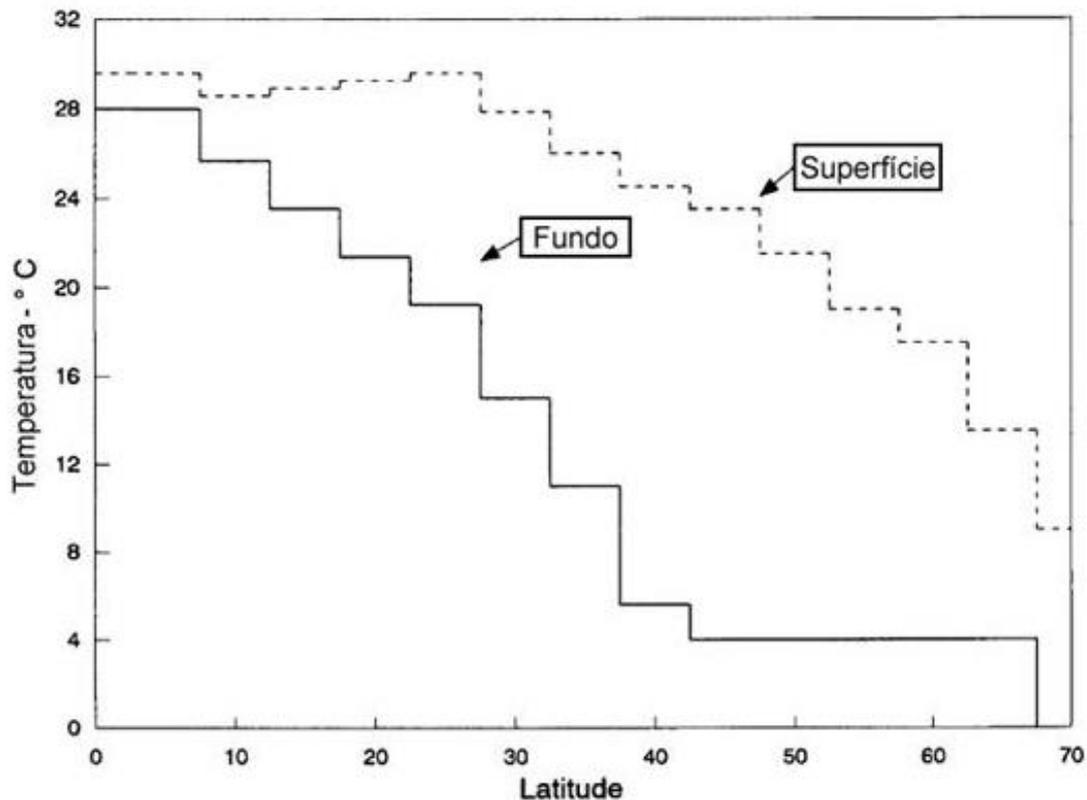
Fonte: Adaptado de Herdendorf (1990 *apud* LEWIS, 1996).

Do Equador até a latitude de 40° o declínio na temperatura média é explicado principalmente pelo acentuado declínio na temperatura mínima anual. Lagos tropicais e temperados são diferenciados mais fortemente pelas mínimas temperaturas do que pelas altas temperaturas (LEWIS, 1996).

Reservatórios são encontrados geralmente em locais com excesso ou falta de água, e variam desde pequenos açudes de terra até as grandes barragens projetadas para geração de energia elétrica. Nos reservatórios todos os procedimentos operacionais realizados para

servir aos usos múltiplos acabam influenciando o comportamento hidrodinâmico do ecossistema tornando-os diferentes dos lagos (NASELLI-FLORES, 2003).

Figura 5. Temperatura na superfície e no fundo em lagos durante a estratificação, em função da latitude.



Fonte: Adaptado de Lewis (1996).

Geralmente possuem formas alongadas e dendríticas e apresentam maior flutuação no nível e uma melhor capacidade de mistura que os lagos naturais, que tendem a possuir formas arredondadas (CHIN, 2006). Tais diferenças observadas aliadas às práticas e intervenções de gerenciamento levam a maiores variabilidades limnológicas se comparados aos lagos naturais (CHAPMAN, 1996). Os reservatórios estão usualmente mais sujeitos aos requerimentos de qualidade da água devidos os usos múltiplos a que destinam suas águas. Dessa forma, o processo de avaliação da qualidade deve levar em conta todos esses processos diretos de gestão que influenciam o corpo d'água.

As características morfológicas dos reservatórios e a geografia de suas bacias hidrográficas implicam em uma maior ou menor tendência a fenômenos de mistura e estratificação. Reservatórios construídos em amplas planícies de inundação são geralmente mais rasos e suscetíveis a processos de mistura mais frequentes que aqueles construídos em vales profundos (CHAPMAN, 1996; LOUCKS; van BEEK, 2005).

Os reservatórios são frequentemente divididos em três zonas (CHIN, 2006; JI, 2007) (Figuras 6 e 7):

- i. Fluvial: usualmente estreita e bem misturada, termos advectivos são maiores que os dispersivos (mistura) e apresentam alta turbidez, com baixa penetração de luz.
- ii. Lacustre: essa região possui características dos lagos naturais, onde as forças de flutuação das massas de água dominam a hidrodinâmica. As velocidades são baixas e possui maior profundidade, a concentração de partículas suspensas tende a ser menor e a penetração de luz na coluna d'água é suficiente para promover o crescimento de algas.
- iii. Transição: a zona de transição apresenta características das duas outras zonas.

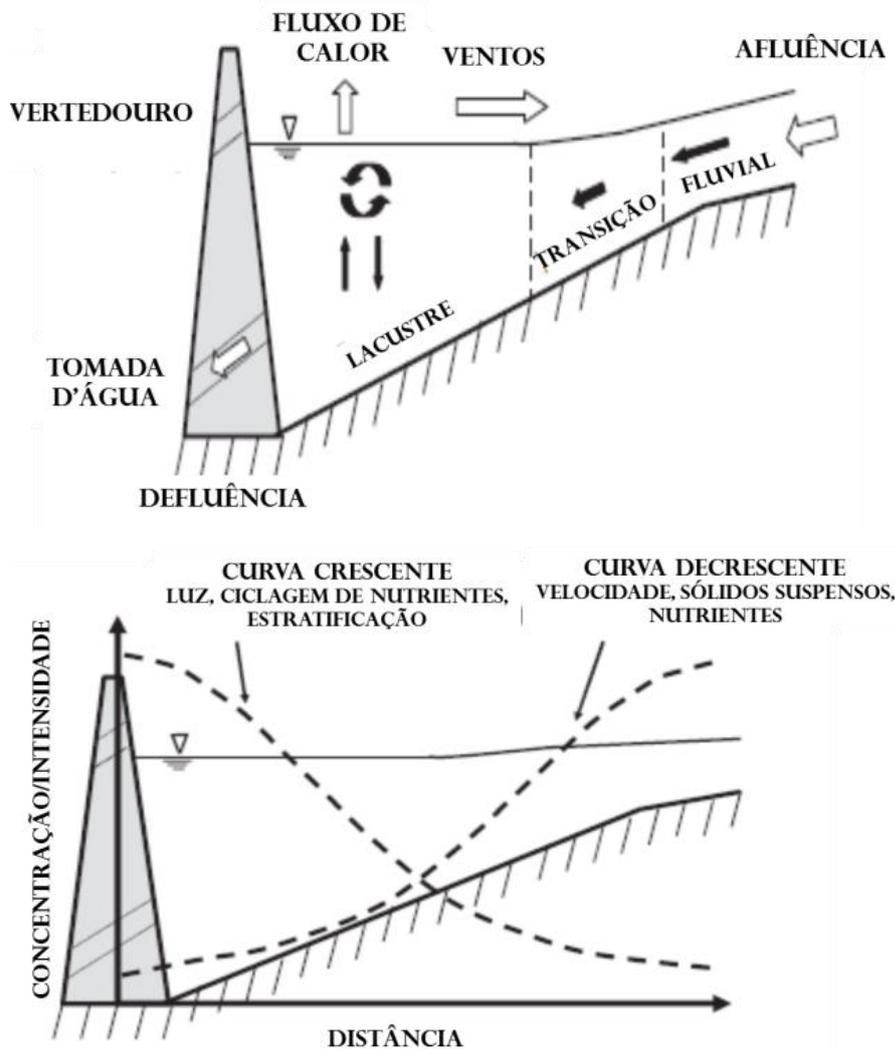
Figura 6 – Zonação longitudinal das condições hidrodinâmicas em reservatórios formados pelo barramento de rios.



Fonte: Adaptado a partir de Chapman (1996) & Ji (2007).

Reservatórios possuem características mistas entre rios e lagos, exibindo característica física de rios a montante e de lagos naturais próximo ao barramento. Isso pode provocar variações longitudinais e verticais importantes na hidrodinâmica e qualidade da água. Mudanças longitudinais na morfologia do canal (aumento da largura e profundidade) tendem a reduzir a influência das características das vazões fluviais, promovendo a sedimentação dos sólidos suspensos nos trechos mais a jusante. A Figura 7 apresenta a dinâmica entre as zonas do reservatórios e a relação com a concentração de sólidos suspensos, velocidades, nutrientes, penetração de luz e tendência a processos de estratificação térmica.

Figura 7 – Zonação longitudinal das condições hidrodinâmicas em reservatórios e sua relação com a velocidade das correntes aquáticas, penetração de luz, concentração de sólidos suspensos, nutrientes e formação do processo de estratificação.



Fonte: Adaptado de Ji (2007).

Apesar das diferenças citadas, os mesmos princípios biológicos, químicos e físicos são aplicados em lagos e reservatórios. Esses mananciais são sistemas abertos que permutam energia e massa com o meio ambiente, tornando algumas abordagens de uso e de gerenciamento similares (JØRGENSEN; VOLLENWEIDER, 2000; LOUCKS; VAN BEEK, 2005; CHIN, 2006). A partir deste ponto, o uso do termo *lago* fará menção ao lago ou represa formada pelo barramento dos rios, portanto, o *reservatório* formado.

2.2 ESTRATIFICAÇÃO TÉRMICA EM LAGOS E RESERVATÓRIOS

A partir das modificações ocorridas pelo represamento de um rio, alterações significativas nos aspectos hidráulicos do sistema transformam o ambiente antes lótico em lântico (zona de represamento). O ambiente lântico, em algumas épocas do ano, adicionadas

de fatores como a profundidade e a temperatura do ar, favorece o aparecimento da estratificação térmica, que é definida como o processo de gradeamento das temperaturas da superfície e do fundo de um lago (ESTEVEZ, 2011). Esse processo depende das características físicas da água, provocando efeitos de grande importância nos corpos de água submetidos à radiação solar, visto que as camadas superiores do reservatório absorvem grande parte da energia luminosa, aquecendo-se mais rapidamente (LAMPERT; SOMMER, 1997). Esse aquecimento diminui a densidade fazendo com que ocorra uma separação das camadas pela diferença de temperatura, criando-se regiões distintas.

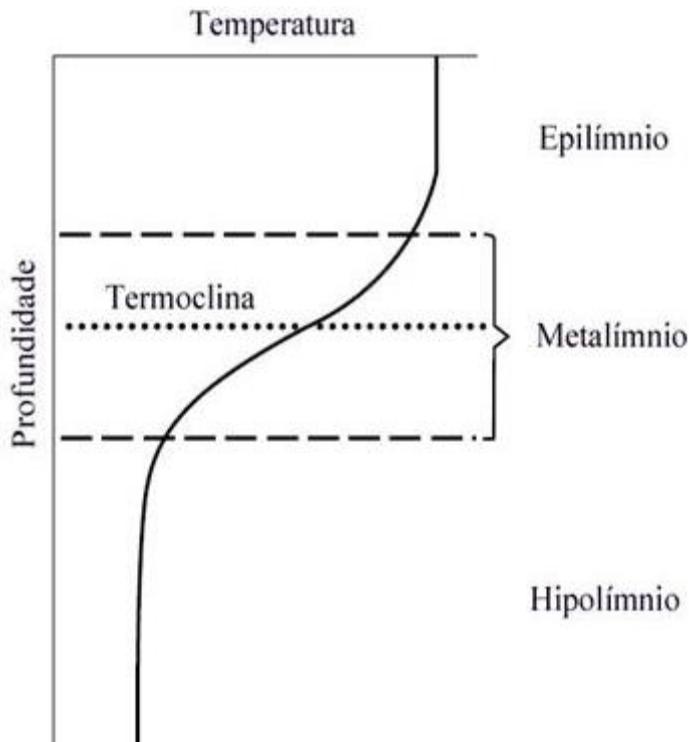
A estratificação térmica afeta os processos químico-biológicos que ocorrem na coluna d'água causando limitação aeróbia através da redução da capacidade de difusão turbulenta do oxigênio dissolvido até camadas mais profundas abaixo da linha do metalímnio. A formação e manutenção da estratificação em reservatórios estão ligadas diretamente à radiação solar e ao calor transferido entre a interface ar/água; a mistura resultante da advecção (vazões de entrada e saída que mostram relação com o tempo de detenção da água nos reservatórios) e os ventos (FORD; JOHNSON, 1986; RANGEL-PERAZA *et al.*, 2012; AYALA *et al.*, 2014).

A estratificação térmica em lagos e reservatórios implica numa estratificação química, física e biológica, gerando consequências na distribuição espacial de organismos e nos ciclos biogeoquímicos. Além disso, todos os processos químicos e biológicos são de alguma forma, dependentes da temperatura (FORD; JOHNSON, 1986; CHAPRA, 1997).

Um típico perfil térmico de verão que ocorre em lagos temperados pode ser visualizado na Figura 8. De acordo com a faixa de transição térmica, três camadas podem ser descritas (WETZEL, 1983; ESTEVEZ, 2011):

1. Epilímnio: Camada superior, caracterizada por uma temperatura uniforme e quente devido o recebimento da maior parte da energia solar, possuindo certa turbulência;
2. Metalímnio: Camada intermediária, localizada entre o epilímnio e o hipolímnio, é marcada por uma grande descontinuidade na temperatura, conhecida também por termoclina;
3. Hipolímnio: Camada inferior, fria e densa; relativamente calmo e subjacente ao metalímnio.

Figura 8. Típico perfil térmico de verão em lagos temperados.



Fonte: Adaptado de Lampert & Sommer (1997).

O epilímnio é geralmente bem misturado principalmente pela ação direta dos ventos, além de representar a parte menos densa em virtude do aquecimento pela radiação solar (JI, 2007). Este aquecimento juntamente com o aporte de nutrientes (principalmente fósforo e nitrogênio) favorece a produtividade primária, que utiliza essa energia luminosa na produção de matéria orgânica. Em alguns casos essa produtividade é tamanha que gera um aumento muito elevado na turbidez da água, reduzindo ainda mais a penetração dos raios solares, afetando negativamente zonas mais profundas (ESTEVES, 1988).

Logo abaixo do epilímnio segue o metalímnio, que é uma zona de transição entre as águas mais aquecidas e as águas mais frias. Ele exibe uma taxa máxima de decaimento da temperatura com relação à profundidade, e o mínimo de mistura vertical (JI, 2007). Embora termoclina seja o termo frequentemente utilizado como sinônimo de metalímnio, este representa o plano de taxa máxima de decaimento térmico, que está localizada dentro do metalímnio. Termoclina foi o nome criado por E. A. Birge, em estudos no lago Mendota, na cidade de Madison, Wisconsin (USA), passando a ser amplamente utilizado nas ciências marinhas, embora a descoberta do processo físico tenha sido descrita pela primeira vez por Richter (MORTIMER, 1956 *apud* TALLING, 2008).

O hipolímnio é a camada que se estende ao longo da profundidade a partir do metalímnio e onde ocorre à sedimentação da matéria orgânica advinda de fontes alóctones e autóctones, dada à estratificação da coluna d'água (ESTEVES, 1988; JI, 2007). Nela, uma porção mais densa e fria permanece formada até que alguma força ou energia externa provoque a mistura com as outras camadas.

Chin (1996) apresenta uma classificação para lagos com base nos padrões anuais de mistura:

- a) Lagos amícticos: Lagos que nunca misturam e estão permanentemente cobertos por gelo, encontrados em regiões frias como a Antártida e em algumas montanhas de grande altitude;
- b) Lagos holomícticos: Lagos que apresentam mistura completa da superfície ao fundo, impulsionada pela força dos ventos. Os lagos holomícticos dividem-se em subcategorias:
 - i. Oligomícticos: Caracterizados por uma mistura irregular e de pequena duração; ocorre geralmente em lagos pequenos e médios de regiões tropicais ou em lagos muito profundos;
 - ii. Monomícticos: Apresentam um período regular de circulação total que ocorre em alguma época do ano. Podem ser quentes, com a temperatura no inverno nunca ficando abaixo de 4 °C, ou lagos gelados, com a temperatura máxima de verão não ultrapassando os 4 °C. Lagos monomícticos frios estão relacionados com altas latitudes e altitudes e se apresentam congelados a maior parte do ano. O processo de estratificação nesses lagos ocorre devido o aquecimento da superfície. Outro fator importante é o processo de alteração da densidade no hipolímnio devido as correntes afluentes de menor temperatura.
 - iii. Dimícticos: lagos que misturam duas vezes por ano, na primavera e no outono;
 - iv. Polimícticos: lagos que misturam frequentemente e continuamente, possuindo variações diurnas mais significativas que o caráter sazonal. Muito comum em lagos rasos, que sofrem grande ação dos ventos. A estratificação é formada e mantida por um período curto de tempo, desaparecendo rapidamente.
- c) Lagos meromícticos: lagos que não misturam em toda a extensão da coluna d'água e possuem uma camada que permanece estagnada e sem circulação, denominada

monimolímnio. Apresentam uma quantidade significativa de compostos dissolvidos. A anoxia é marcante nesses lagos assim como a formação da quimioclina.

A distribuição da temperatura no lago altera não somente a qualidade da água, como também pode afetar seu regime térmico e todo o sistema fluvial à jusante (CHIN, 1996).

A estratificação térmica formada principalmente em locais onde o vento não atua promovendo a turbulência e a circulação da água, mantendo as camadas de densidades diferentes separadas. Em alguns casos a estratificação das camadas lacustres pode ser resultado de uma distribuição heterogênea de salinidade, o que é bem menos comum de acontecer (FORD; JOHNSON, 1986).

Segundo Chin (1996), três classes distintas de lagos podem ser identificadas: lagos fortemente estratificados, fracamente estratificados e não estratificados. Os primeiros caracterizam-se por apresentarem profundidades elevadas e a presença de isothermas horizontais; o segundo apresenta isothermas inclinadas ao longo de seu eixo longitudinal e por último, lagos não estratificados mostram certa uniformidade na distribuição da temperatura, significando isothermas verticais.

A estratificação da densidade em lagos e reservatórios é causada principalmente pela temperatura (estratificação térmica), mas diferenças de densidade resultantes de variações nas concentrações de sólidos dissolvidos e suspensos totais podem ser importantes (FORD; JOHNSON, 1986). Esta estratificação implica em uma incompleta mistura vertical, gerando regiões distintas no reservatório que por final impactam na qualidade da água. Lewis (1996) observa ainda que alguns lagos podem apresentar padrões de mistura e/ou estratificação que não se originam de variações sazonais na radiação solar, mas, por fatores hidrológicos ou ventos sazonais que desestabilizam os reservatórios anualmente. James (2005) comenta que tão importante quanto a localização geográfica (latitude e longitude), a estrutura térmica em lagos e reservatórios de profundidade mediana (entre 10 e 30 metros) é definida em grande parte pelos ventos e pela profundidade do lago.

Em regiões localizadas nas baixas latitudes observa-se que a influência sazonal tão importante em regiões de clima temperado, é bem menos relevante que a variabilidade diária, como o proposto no trabalho realizado por Ruttner em 1940, comparando o aumento da resistência à mistura das camadas de diferentes densidades, em relação à densidade padrão que ocorre em 4-5 °C (TALLING, 2008). O resultado mostrou que com o aumento da

temperatura, maior é a resistência das camadas à mistura. Portanto, regiões de clima tropical exibem diferenças entre densidades mais intensas, gerando camadas mais estáveis em relação à estratificação. Isto explica por que pequenas variações de temperatura são capazes de estratificar os corpos d'água nesses locais.

A Figura 9 mostra uma representação sequencial das mudanças sofridas pela camada de mistura em um lago tropical, através de um período de perda e de ganho de calor promovidos pelo aquecimento da água e pela ação dos ventos. Uma característica física comum dos lagos em regiões tropicais são suas pequenas variações sazonais na temperatura da água, como resultado de uma radiação relativamente constante. As temperaturas da água geralmente são elevadas, mas diminuem com o aumento da altitude. Os ventos e as afluências, que tendem a ser sazonais, desempenham um papel importante na mistura da coluna de água.

Os padrões de estratificação térmica, mesmo em ecossistemas localizados em uma mesma região, são muito variáveis. Reservatórios da região semiárida nordestina costumam apresentar ciclos de estratificação e desestratificação explicados em parte por sua maior variabilidade de temperatura ocorrer no período de 24 horas, que somadas as suas altas taxas de incidência de radiação solar e de fortes ventos sugerem um comportamento diurno de variação (SOUZA FILHO *et al.*, 2006).

Em alguns lagos tropicais, variações no nível da água de alguns metros podem ser resultado de grandes diferenças da precipitação líquida (total precipitado menos o total evaporado) entre as estações seca e úmida.

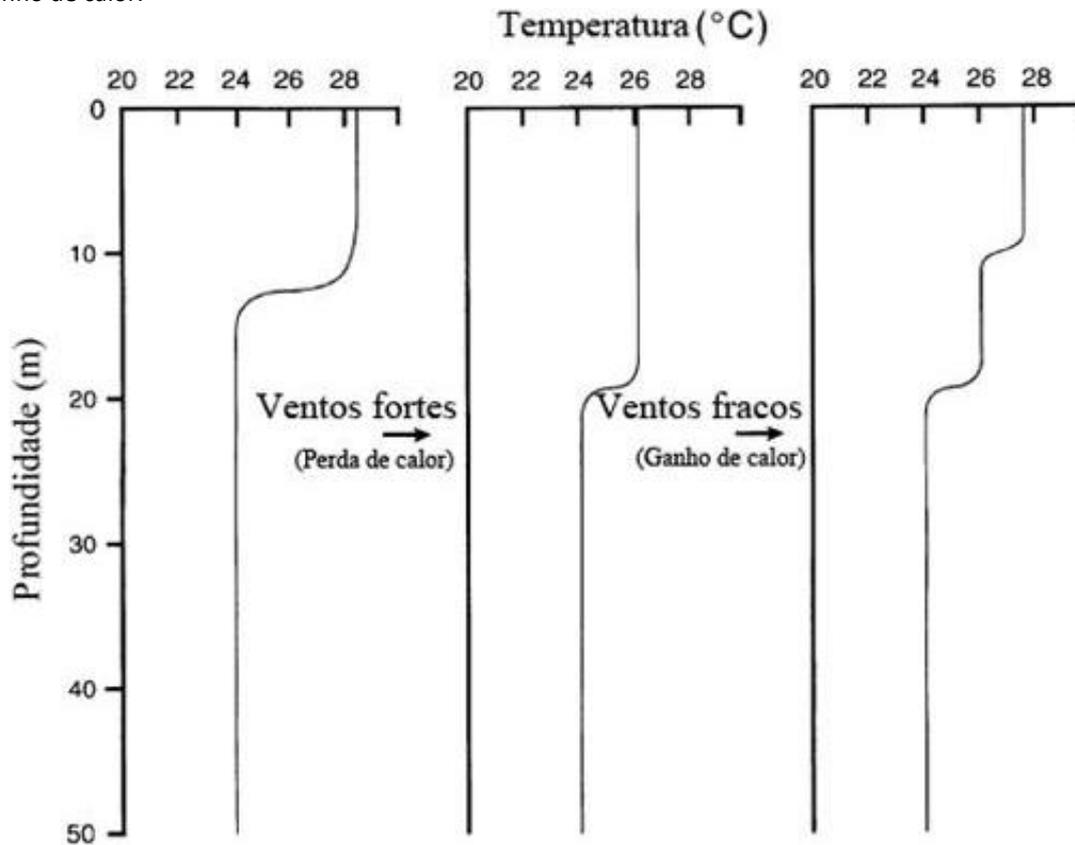
Tais variações têm efeitos pronunciados tanto sobre a diluição, como sobre o fornecimento de nutrientes que, por sua vez, afetam a proliferação de algas, a reprodução do zooplâncton e a desova dos peixes (BARTRAM; BALLANCE, 1996).

Durante a estação seca, as velocidades do vento são geralmente mais elevadas do que em outras épocas do ano e as taxas de evaporação estão no seu máximo. A perda de calor e a turbulência causada pela ação do vento promovem a mistura da coluna d'água.

A classificação dos lagos com base na variação sazonal da temperatura a diferentes profundidades, como a que ocorre em regiões temperadas do globo, não é aplicável aos lagos tropicais. Lagos tropicais que são suficientemente profundos para estratificar tendem a misturar previsivelmente em um dado momento do ano, e permanecer estratificado no restante (LEWIS, 1996). Na maioria dos casos a estação de mistura coincide com o inverno

nos hemisférios, que implica no maior gradiente latitudinal da mínima radiação solar, como causa principal da sazonalidade.

Figura 9. Mudanças sofridas pela camada de mistura em um lago tropical, através de um período de perda e de ganho de calor.



Fonte: Adaptado de Lewis (2000).

Pequenas diferenças na temperatura da água entre a superfície e fundo de reservatórios em regiões tropicais são suficientes para produzir um gradiente de densidade capaz de induzir uma estratificação térmica. A Tabela 1 mostra os gradientes de temperatura apresentados no reservatório Pereira de Miranda durante os meses de monitoramento, o cálculo da densidade em função apenas da temperatura (ρ) e uma aproximação com valores observados em regiões frias (LEMOS, 2011).

Lagos entre um e três metros de profundidade média tipicamente são polimíticos contínuos, com misturas diárias; e entre três e dez metros são frequentemente polimíticos descontínuos, misturando irregularmente e mais de uma vez por ano. A estação climática onde se encontra a temperatura mínima é geralmente a estação onde ocorre a mistura completa, exceto em lagos rasos, que misturam frequentemente ou mesmo diariamente (LEWIS, 1996; SOUZA FILHO *et al.*, 2006).

Tabela 1 - Comparação entre a variação da densidade da água em função apenas da temperatura.

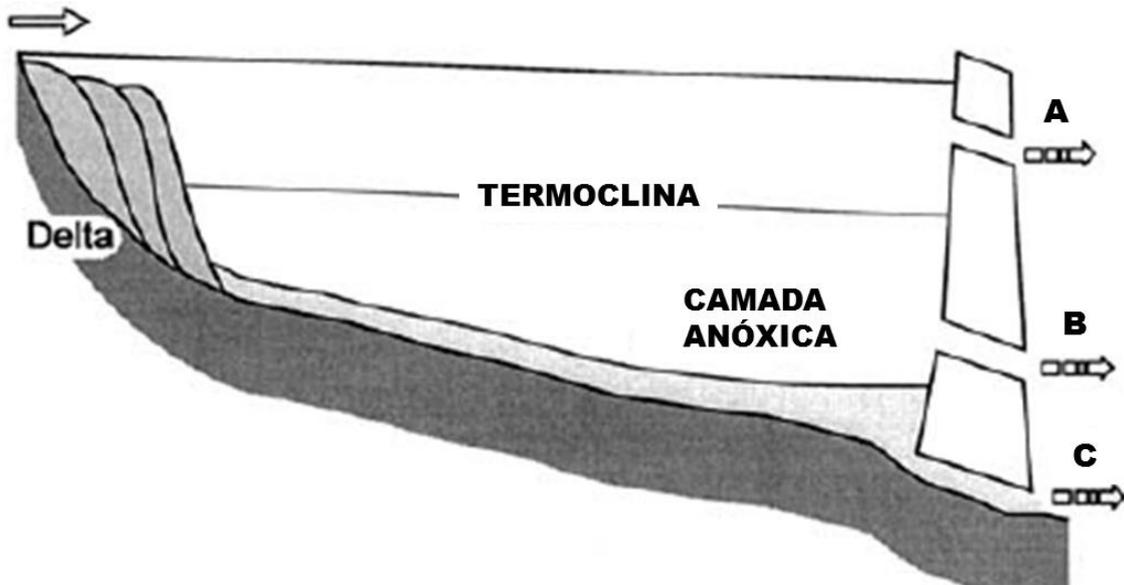
Mínimo (°C)	Máximo (°C)	Diferença (°C)	Mínimo (ρ)	Máximo (ρ)	Diferença (ρ)
27,03	28,56	1,53	996,535	996,103	0,431
28,24	29,65	1,41	996,195	995,783	0,412
29,29	31,50	2,21	995,890	995,215	0,674
29,58	31,77	2,19	995,804	995,130	0,673
Mínimo (°C)	Máximo (°C)	Diferença (°C)	Mínimo (ρ)	Máximo (ρ)	Diferença (ρ)
6,00	11,91	5,91	999,968	999,536	0,432
6,00	11,73	5,73	999,968	999,556	0,411
6,00	13,85	7,85	999,968	999,293	0,674
6,00	13,84	7,84	999,968	999,295	0,673

Lagos grandes e profundos possuem uma tendência à formação de uma termoclina sazonal, profunda, e sobre uma massa de água anóxica. No caso dos lagos grandes e rasos, a tendência é a variação de temperatura diurna distinta. A temperatura é uniforme na parte da manhã, a estratificação se desenvolve no período da tarde e é quebrada à noite (FORD; JOHNSON, 1986). A flutuação do nível da água pode ser considerada relativa ao volume do lago e a planície de inundação gerada por estas oscilações terá profundos efeitos sobre a produtividade biológica na água.

A simulação do regime térmico de um reservatório é essencial para o conhecimento dos processos limnológicos, uma vez que a posição da termoclina representa uma informação importante para o estudo das condições do hipolímnio, possibilitando o conhecimento das variações da produção primária (FERREIRA; CUNHA, 2013).

Em alguns reservatórios existe retirada seletiva da água do reservatório, como pode ser observado na Figura 10. Nestes casos, geralmente estudos hidrodinâmicos constatarem a profundidade da termoclina e, como base nos resultados, determinam em qual altura retirar água, dependendo dos usos.

Figura 10 – Variabilidade da qualidade da água retirada a diferentes profundidades.



Fonte: adaptado de Chapman (1996).

A escolha depende da análise dos impactos da água a jusante, bem como da condição do reservatório após a retirada. Retirar água dos pontos B ou C pode ser positivo para a qualidade da água no reservatório, retirando parte daquela massa anóxica presente; mas pode ter efeitos negativos à fauna e flora de jusante.

Números adimensionais relevantes no estudo da estratificação térmica

A estabilidade da estratificação em um reservatório pode ser estimada pelo número adimensional de *Froude densimétrico*, cuja equação foi modificada por Norton *et al.* (1968) *apud* Martin & McCutcheon (1998) resultando em

$$Fr_D = \sqrt{\frac{1}{(ge)Z_mV}} LQ \quad (1)$$

Onde g é a aceleração da gravidade ($m\ s^{-2}$); Z_m é a profundidade média (m); V é o volume do reservatório (m^3); L é o comprimento do reservatório (m); ($e = 10^{-6}$) é um adimensional do gradiente de densidade e Q a vazão média de saída ($m^3\ s^{-1}$).

Quando $Fr_D \gg 1/\pi$ o reservatório está bem misturado; quando $Fr_D \ll 1/\pi$ é esperado um comportamento de forte estratificação e quando $Fr_D \approx 1/\pi$, o reservatório encontra-se fracamente ou intermitentemente estratificado. Ford e Johnson (1986) indicaram que lagos tendem a estratificar quando sua profundidade média excede 10 metros, para um tempo de residência anual médio maior que 20 dias.

Os principais fatores que influenciam a formação, a estabilidade e a extensão da estratificação são a densidade da água; a radiação solar e o calor transferido entre a

interface ar/água; e a mistura resultante da advecção (vazões de entrada e saída) e os ventos (FORD; JOHNSON, 1986; RIGHETTO, 1998).

O número de Reynolds é um adimensional amplamente utilizado e define velocidades críticas de transição entre fluxos laminares e turbulentos:

$$R_e = \frac{\rho U L_s}{\mu} = \frac{U L_s}{\nu} \quad (2)$$

Onde U é a velocidade média (LT^{-1}), L_s é o raio hidráulico (L), μ é a viscosidade absoluta ($ML^{-1}T^{-1}$), ν é a viscosidade cinemática (L^2T^{-1}) e ρ a densidade da água (ML^{-3}).

Para canais abertos, se $R_e < 500$ as vazões são ditas laminares. Números de Reynolds acima de 2000 definem fluxos turbulentos e valores entre 500 e 2000 determinam transição entre os dois fluxos. Em condições de mistura completa (fluxos desestratificados) o número de Reynolds é o único parâmetro utilizado para descrever a transição entre vazões laminares e turbulentas. Quando ocorre estratificação entre as camadas de água, o adimensional utilizado para estimar se ocorrerá mistura é o número de Richardson:

$$R_i = -\frac{g}{\rho} \frac{\frac{\partial \rho}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \quad (3)$$

Onde g é a aceleração da gravidade (LT^{-2}), u é a velocidade na horizontal e z a coordenada vertical (L).

O número de Richardson apresenta uma relação entre as forças de flutuação e a energia de mistura da tensão de cisalhamento. Valores elevados de R_i significam estratificação estável; valores próximo a zero representam condição homogênea das camadas e valores de $R_i < 0,25$ descrevem processos de mistura ocorrendo entre camadas estratificadas (MARTIN; McCUTCHEON, 1999).

2.3 MODELAGEM DA HIDRODINÂMICA E DA QUALIDADE DA ÁGUA

Para representar processos e fenômenos naturais em lagos e reservatórios, modelos matemáticos são construídos a partir de equações diferenciais que refletem as leis físicas subjacentes aos processos e fenômenos em consideração (MENSHUTKIN *et al.*, 2013). Modelos numéricos representam os sistemas físicos em uma linguagem geralmente simplificada e representam ferramentas indispensáveis à gestão e ao gerenciamento de corpos de água naturais, permitindo integrar informações espacialmente dispersas, interpolar informações para regiões nas quais não há medições, ajudar a interpretação de medições feitas em estações pontuais, propiciar entendimento da dinâmica de processos,

prever situações simulando cenários futuros, etc. (CHAPRA, 1997; LINDIM *et al.*, 2011; MENSHTUKIN *et al.*, 2013; ROSMAN, 2014).

O uso de ferramentas numéricas têm se tornado grande aliado na gestão e planejamento de recursos hídricos. O uso de modelos de simulação permite responder rapidamente a uma variedade de questões, com a redução do ônus econômico/temporal de uma extensa pesquisa (RANGEL-PERAZA *et al.*, 2012; MENSHTUKIN *et al.*, 2013). O uso de modelos tem várias vantagens, possibilitando a avaliação abrangente de corpos d'água grandes ou complexos e a possibilidade de previsões futuras.

A modelagem da qualidade da água tem evoluído desde o início do século XX, época em que a capacidade de processamento dos computadores era nula ou limitada. Os modelos eram aplicados em cenários simplificados e características rudimentares, utilizando-se de simples geometrias das seções, fluxos em estado permanente e reações cinéticas lineares (CHAPRA, 1997). A Tabela 2 apresenta alguns dos principais modelos de qualidade da água em uso (ZIEMIŃSKA-STOLARSKA; SKRZYPSKI, 2012; MENSHTUKIN *et al.*, 2013; WANG *et al.*, 2013).

O primeiro trabalho no campo da modelagem foi desenvolvido por Streeter e Phelps (STREETER; PHELPS, 1925), intitulado “estudo sobre poluição e purificação natural do rio Ohio”, aplicado no rio Ohio, principal afluente do rio Mississipi, localizado no leste dos Estados Unidos. Esse trabalho forneceu um meio para determinar níveis de oxigênio dissolvido (OD) e demanda bioquímica de oxigênio (DBO) em rios. Nesta época a grande maioria dos trabalhos visava à resolução dos problemas de alocação de efluentes urbanos, a partir de soluções analíticas das equações governantes.

Os modelos de qualidade da água dividem-se em modelos zero dimensional, unidimensionais horizontais, unidimensionais verticais, duas dimensões no plano horizontal, duas dimensões no plano vertical e modelos em três dimensões. Cada um deles possui sua aplicabilidade e suas restrições de uso, onde, quanto mais complexo a representação do modelo, maior a quantidade de informação necessária na aplicação (MENSHTUKIN *et al.*, 2013).

Tabela 2 - Histórico resumido com alguns dos principais modelos de qualidade da água.

MODELOS	VERSÕES	CARACTERÍSTICAS
Streeter-Phelps	Streeter & Phelps, Thomas, O'Connor, Dobbins-Camp.	Streeter & Phelps criaram o primeiro modelo do gênero, em 1925. Tinham por característica o balanço do oxigênio dissolvido e o decaimento de primeira ordem da DBO, em sistemas unidimensionais e estacionários.
QUAL	QUAL I; QUAL II; QUAL2E; QUAL2E UNCAS; QUAL 2K	A USEPA desenvolveu o QUAL I em 1970. Os modelos QUAL são aplicáveis a rios dendríticos e operam em regime permanente sob a hipótese de mistura completa.
CE-QUAL-W2	CE-QUAL-W2 versões 1.0, 2.0, 3.0, 3.1, 3.2, 3.5, 3.6, 3.7 e 3.71	A primeira versão, conhecida por LARM (Laterally Averaged Reservoir Model), foi desenvolvida em 1975, por Edinger & Buchak. Modificações subsequentes e a adição de algoritmos de qualidade da água pelo Grupo de Modelagem de Qualidade da Água do Exército Americano resultou na 1ª versão do CE-QUAL-W2.
QUASAR	Modelo QUASAR	O modelo foi criado em 1997, por Whitehead, Williams e Lewis. O modelo simula o oxigênio dissolvido em grandes rios, operando em regime dinâmico e unidimensional.
MIKE	MIKE11, MIKE 21 e MIKE 31	O Instituto de Hidrologia da Dinamarca desenvolveu os modelos aplicáveis a rios, estuários e zonas costeiras, incluindo modelos uni, bi e tridimensionais.
WASP	Modelos WASP 1-7	A USEPA desenvolveu o modelo WASP em 1983. Estão disponíveis para a simulação da qualidade da água em rios, lagos, estuários e reservatórios, incluindo modelos uni, bi e tridimensionais.
DIRESM-ELCOM-CAEDYM	CAEDYM versões v1.3 e v2.3	O modelo CAEDYM (Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model) é um modelo ecológico usado geralmente acoplado ao modelo hidrodinâmico unidimensional vertical DIRESM ou o tridimensional ELCOM, desenvolvidos pelo CWR (Centre for Water Research).
BASINS	BASINS 1 a 4	A USEPA desenvolveu estes modelos em 1996. São sistemas de análise ambiental que integram fontes pontuais e difusas de poluição, aplicáveis na análise da qualidade da água na escala da bacia hidrográfica.
SisBaHiA	Versão 9.5	Novas versões do SisBaHiA têm sido continuamente implementadas no COPPE/UFRJ desde 1987. Podem ser aplicados para escoamentos em duas dimensões no plano horizontal, ou em camadas selecionadas de escoamentos 3D. Ampla utilização em estuários e lagos rasos.
IPH-ECO	IPH-ECO Versões 1.0, 1.1, 1.2 e 2.0	A versão atual do modelo tem representação tridimensional em um esquema de grade não estruturada, aplicáveis a lagos, reservatórios e estuários.

Fonte: Adaptado e modificado a partir de Wang *et al.* (2013).

Na década de 60 os computadores tornaram-se amplamente disponíveis, o que representou grandes avanços à modelagem. Modelos unidimensionais sofreram atualizações e passaram a representar os sistemas bidimensionalmente, e, assim, iniciando a aplicação em lagos, reservatórios e estuários.

Modelos em duas dimensões no plano vertical – O modelo CE-QUAL-W2

Modelos em duas dimensões no plano vertical têm sido extensivamente usados na modelagem de reservatórios e/ou estuários que exibem variações longitudinais e verticais significativas nas condições de densidade e qualidade da água. Esses modelos assumem a hipótese de mistura lateral uniforme e, embora tal simplificação elimine uma direção horizontal, a solução das equações do movimento nas dimensões vertical e longitudinal remanescentes requer uma abordagem mais rigorosa que os modelos em duas dimensões horizontais (BOWIE *et al.*, 1985; JAMES, 1993; LOUCKS; van BEEK, 2005).

Para a simulação dos efeitos dos gradientes verticais de densidade na hidrodinâmica e no transporte de massa, as equações do movimento (continuidade e momentum) e equações advectivas-dispersivas necessitam ser resolvidas simultaneamente. Tais modelos precisam ainda dos coeficientes de viscosidade turbulenta na vertical (transferência de *momentum* através dos gradientes de velocidade) e de difusão turbulenta (transferência de massa através de gradientes de concentração), que estão diretamente relacionados ao grau de mistura interna e estrutura de densidade ao longo da coluna de água (ANEXO A).

O modelo CE-QUAL-W2 vem sendo aprimorado desde sua criação por Cole e Buchak (1975) e desde então aplicado aos mais diferentes ambientes aquáticos. Dentre os modelos hidrodinâmicos e de qualidade da água, o CE-QUAL-W2 tem sido considerado como o estado da arte, distribuído gratuitamente pelo United States Army Corps of Engineers (USACE). Prediz elevações no nível superficial, velocidades e temperaturas (COLE; WELLS, 2008). A temperatura é um parâmetro sempre incluído nos cálculos hidrodinâmicos devido seu efeito na densidade da água. Qualquer combinação de constituintes podem ser incluídos ou excluídos da simulação. Os efeitos da salinidade ou dos sólidos dissolvidos totais na densidade são incluídos somente se estes forem simulados no módulo de qualidade da água. O algoritmo de qualidade de água é modular, permitindo adicionar constituintes como sub-rotinas.

Contém um algoritmo que considera intervalos de tempo variáveis, ajudando a garantir que os requerimentos de estabilidade hidrodinâmica, impostos pelo esquema de solução numérica, não sejam violados. Quanto ao módulo de qualidade da água, o modelo permite, além da simulação de vinte e duas variáveis de estado predefinidas, a determinação de qualquer número de constituintes genéricos. Estes podem ser

conservativos, apresentar uma taxa de decaimento de primeira ordem ou uma determinada velocidade de precipitação.

Aplicações do modelo CE-QUAL-W2

O modelo CE-QUAL-W2 têm sido aplicado na modelagem hidrodinâmica de lagos, reservatórios, rios e estuários em todas as regiões do mundo, mostrando boa representatividade dos resultados com as observações. Na página da Universidade do Estado de Portland na internet¹ pode ser visualizada uma lista com 319 aplicações do modelo em reservatórios, 135 aplicações em lagos naturais, 82 aplicações em estuários, 284 aplicações em rios, entre outros.

Obregon *et al.* (2011) realizaram estudos comparativos entre reservatórios localizados em regiões temperadas e tropicais, submetidos a mudanças nos cenários climáticos, através da aplicação do modelo CE-QUAL-W2. Para isso modificaram as condições iniciais, meteorológicas e hidrológicas do modelo de qualidade da água, através do aumento e redução da temperatura do ar ($\pm 3^{\circ}\text{C}$), vazões afluentes ($\pm 10\%$ das vazões baseadas nas estimativas de cenários de mudanças no clima) e nutrientes ($\pm 50\%$ nas concentrações de fosfatos e nitratos). Os autores perceberam mudanças expressivas na concentração de algas, principalmente no reservatório localizado na região tropical.

Sullivan *et al.* (2007) utilizaram o modelo CE-QUAL-W2 para simular a hidrodinâmica, sólidos dissolvidos totais e suspensão de sedimentos no lago Detroit, Oregon (USA). Os resultados mostraram bons resultados na estimativa da deposição de sedimentos no reservatório, juntamente com a análise das temperaturas defluentes.

Ebrahimi *et al.* (2015) simularam a hidrodinâmica do reservatório Balf, na província de Kerman, sudeste Iraniano, e concluíram que o processo de estratificação térmica ocorre durante nove meses do ano, com picos nos meses de agosto e setembro; e processos de mistura completa ocorrendo em fevereiro e março.

Arbat-Bofill *et al.* (2014) estudaram o comportamento hidrodinâmico do reservatório Espanhol Ribarroja, entre os anos de 2009 e 2010, e mostraram a sensibilidade do tempo de residência e processo de estratificação térmica com as vazões afluentes.

Outras aplicações do modelo CE-QUAL-W2 na literatura incluem seu uso na modelagem da eutrofização em reservatórios (KUO *et al.*, 2006; HA; LEE, 2008; BERGER *et*

¹ <http://www.cee.pdx.edu/w2/>

al., 2010); efeitos da temperatura e do oxigênio dissolvido no comportamento animal (SULLIVAN *et al.*, 2003); estudos de hidrodinâmica, temperatura e oxigênio dissolvido (GREEN *et al.*, 2003); acoplamento a outros modelos e gerenciamento dos recursos hídricos (DEBELE *et al.*, 2008).

2.4 MODELAGEM CLIMÁTICA

O clima de uma dada região é determinado pela interação entre as forçantes atmosféricas e pela circulação que ocorre em escalas locais, regionais e planetárias; e em uma ampla faixa de escalas temporais, desde escalas sub-diárias até escalas multi-decais (AHRENS, 2009; QUANTE, 2010). São exemplos de processos que ocorrem em escalas locais e regionais aquelas relativas às formações topográficas complexas, características e forma de uso do solo, aerossóis atmosféricos, corpos de água continentais (rios, lagos e reservatórios), contrastes entre terra e oceano, gases radiativamente ativos, neve e gelo marítimo e a distribuição das correntes oceânicas (RAPP, 2008). Além destes, a variabilidade climática de uma região pode ainda ser fortemente influenciada por forçantes anômalas originadas em regiões distantes (por exemplo, o aquecimento das águas do oceano pacífico - El Niño - ENSO) (SANSIGOLO; REIS, 2014).

A modelagem numérica da atmosfera tem como objetivo representar os vários processos físicos existentes, entender tais processos e prever os efeitos das suas interações e variações (PIELKE, 2012). Nesses modelos a atmosfera é representada por um sistema complexo de equações matemáticas baseadas nas leis físicas da atmosfera. Os modelos numéricos da atmosfera resolvem as equações do movimento dos fluidos através de aproximações. Alguns processos não são explicitamente resolvidos pelos modelos atmosféricos, como a turbulência, as trocas radiativas, os processos microfísicos, a interação com a superfície etc., sendo, usualmente, parametrizados (SILVEIRA, 2014). Neste caso, parametrizações físicas são aproximações dos processos físicos cujas dimensões são menores do que aquelas representadas pela resolução do modelo, simulados através de funções de outros parâmetros representados pelo modelo, especialmente quando seus efeitos médios não são desprezíveis.

2.4.1 MODELOS CLIMÁTICOS GLOBAIS E REGIONAIS

Os Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) podem ser globais ou regionais. Quando as equações são resolvidas sobre todo o globo sem ater-se às particularidades de cada região, tem-se um modelo global. Estes modelos são utilizados não somente para previsão atmosférica, mas também para estudos climáticos de escala global como a ação de poluentes na camada de ozônio ou a influência do fenômeno El Niño no clima global. Vários centros de previsão do tempo no mundo executam modelos globais, dentre os quais podem ser destacados: NCEP (National Centers for Environmental Prediction) (TOTH; KALNAY, 1993), ECMWF (European Centre For Medium Range Weather Forecast) (BUIZZA; PALMER, 1995), JMA (Japan Meteorological Agency) e CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos) (COUTINHO, 1999).

Os MCGA são as ferramentas numéricas utilizadas no estudo dos cenários de mudanças climáticas. Eles descrevem o clima planetário utilizando uma malha tridimensional sobre o planeta, com resolução global variando entre 250 e 600 km. Devido à baixa resolução dos MCGA, importante na representação das variáveis na escala local, utilizam-se técnicas de transferência de informação meteorológicas chamadas técnicas de *downscaling*, também chamadas de desagregação espacial ou refinamento estatístico (CARVALHO, 2010).

O termo *downscaling* refere-se ao uso de modelos numéricos atmosféricos com escala espacial refinada (*downscaling* dinâmico) ou relação estatística (*downscaling* estatístico), com o objetivo de melhorar o detalhamento de dados atmosféricos dos modelos globais ao nível de escala dos processos locais e regionais (SUN *et al.*, 2005). O ponto de partida do *downscaling* é a modelagem geral (MCGA) do sistema atmosfera-oceano-superfície, em grande escala, utilizando-se como forçante a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) acoplada ao MCGA. A informação gerada por esse acoplamento serve como condição de contorno aos modelos de circulação regionais (MCR).

Os modelos regionais trabalham sobre uma área geográfica menor, podendo trabalhar com uma resolução maior, o que permite tratar mais detalhadamente fatores locais como a topografia e a hidrografia. Os modelos regionais possuem parametrizações físicas mais sofisticadas e capacidade de se utilizar grades mais finas, possibilitando a reprodução de forma mais adequada as características de mesoescala de uma região (DANTAS, 2013). Apesar disso, são similares aos modelos globais, pois também resolvem

equações que governam o movimento atmosférico e são operacionalmente dependentes destes, utilizando, como condições de fronteira, dados obtidos de um modelo global (PIELKE, 2012).

Um alto nível de incerteza tem caracterizado a informação resultante dos modelos climáticos regionais (KWON *et al.*, 2012). O grau de incerteza é ligado à complexidade dos processos que determinam as mudanças climáticas regionais, que abrangem uma ampla faixa de escalas espaciais e temporais; e devido à dificuldade de extrair informação regional em escalas reduzidas a partir dos modelos de circulação geral. O clima regional é afetado por circulações e forçantes em escalas reduzidas, conseqüentemente modelos globais não conseguem capturar os processos que caracterizam as variáveis climáticas em muitas regiões do mundo. Entretanto, um grande número de técnicas tem sido desenvolvido na tentativa de tornar a informação gerada pelos modelos de circulação geral apropriada ao uso em menores escalas. São as técnicas conhecidas por regionalização, e dividem-se em três categorias:

1. Experimentos com modelos de circulação geral da atmosfera de alta resolução ou de resolução variável,
2. Modelos climáticos regionais aninhados e
3. Métodos estatísticos/empíricos e estatísticos/dinâmicos.

A definição da escala regional é um trabalho complexo, podendo ser baseada em considerações geográficas, políticas ou fisiográficas; considerações de homogeneidade do clima, ou considerações sobre a resolução do modelo. Geralmente a escala regional é definida em áreas entre 10^4 e 10^7 km² (latitude x longitude) (GIORGI *et al.*, 2001). A extremidade superior do intervalo (10^7 km²) é muitas vezes referida como escala subcontinental, e heterogeneidades climáticas podem ocorrer dentro de regiões de escala subcontinental em muitas áreas do globo. Circulações que ocorrem em escalas maiores que 10^7 km² (referida como escalas planetárias) são claramente dominadas por processos e interações de circulação geral. A extremidade inferior da faixa (10^4 km²) é representativa das menores escalas resolvidas pelos modelos atuais de clima regional.

Simulações com modelos climáticos evidenciam dois modos de aplicação, baseados na forçante utilizada no MCGA. No modo *hindcast* são utilizados como condição de contorno a TSM conhecida. Este sistema objetiva, uma vez conhecendo-se a TSM do período, prever o comportamento da atmosfera, padrões de precipitação, padrão de circulação dos ventos

etc. O modo *hindcast* permite reconstruir o passado de variáveis não monitoradas ou com pequena série de observações.

No modo de previsão, ou *forecast*, a TSM do período é uma variável desconhecida, o que leva a uma maior incerteza no resultado final. No modo *forecast*, ou previsão em dois estágios, a condição de fronteira pode ser dada tanto pela TSM modelada como pela persistência de sua anomalia. Diferenças entre a média histórica da temperatura observada e a média da temperatura em períodos menores são chamadas anomalias. Persistir a anomalia é o resultado dos valores de TSM somados a uma variação, ou anomalia. Uma técnica utilizada na previsão do comportamento da atmosfera no modo *forecast* é utilizar esses valores de anomalia da TSM persistidos, ou seja, utilizar o mesmo valor diferencial para outros períodos da série. A partir desses valores de TSM persistidas força-se o modelo atmosférico em busca da variável de interesse. Persistir significa manter constante a anomalia observada para os meses a serem previstos, onde se assume que a anomalia de TSM não irá variar significativamente durante o período de integração.

Diferentemente do modo *hindcast*, o modo *forecast* trás consigo um importante conceito que é o horizonte de previsão. Como a principal forçante do modelo climático global é a TSM modelada, quanto mais distante estiver o horizonte de previsão desejável, maior será a incerteza quanto à persistência da anomalia. Por exemplo, em um dado mês inicial qualquer, a previsão do comportamento da temperatura no futuro deverá levar em conta o *lag* temporal ou a defasagem. Este será importante, por que com o distanciamento dos meses, é provável que ocorra uma piora na previsão, dado o aumento das incertezas envolvidas. Neste sentido, é mais sensato realizar previsões com um horizonte de previsão menor (informação verbal²).

O Instituto Internacional de Pesquisa para o Clima e a Sociedade (IRI) e a Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME) no Brasil desenvolveram um sistema de previsão de downscaling dinâmico para o Nordeste do Brasil e têm gerado previsões de chuvas sazonais desde Dezembro de 2001 (SUN *et al.*, 2006). O Modelo de Circulação Geral da Atmosfera ECHAM4.5 (Atmospheric General Circulation Model - AGCM) e o NCEP Modelo Espectral Regional (Regional Spectral Model - RSM) constituem o núcleo desse sistema de previsão. Este é um sistema de previsão de duas camadas. Previsões da

² Informação fornecida por Francisco de Assis de Souza Filho, professor da disciplina de Tópicos Especiais de Recursos Hídricos III, da Universidade Federal do Ceará, em Fortaleza, agosto de 2014.

temperatura da superfície do mar (TSM) são produzidos primeiro, que servem então como condição de contorno forçando o limite inferior para o sistema aninhado ECHAM4.5 AGCM – NCEP/RSM.

Previsão por *ensemble*

As equações que regem os fenômenos atmosféricos são altamente não-lineares, o que causa uma forte dependência dos resultados de previsão às condições iniciais provenientes dos modelos globais (REIS Jr. *et al.*, 2007). Uma forma de lidar com esta fonte de incerteza é adotar uma previsão climática “probabilística”, através de um *ensemble* (conjunto) de previsões, ao invés de uma previsão determinística obtida por uma única rodada dos modelos.

Um dos métodos utilizados para a geração do *ensemble* é a adição de pequenas perturbações randômicas, comparáveis aos erros de previsão, na análise de controle (não perturbada) (CPTEC/INPE, 2015). Dessa forma, as condições iniciais, que caracterizam cada membro do *ensemble*, diferem entre si somente por uma perturbação randômica sobreposta à análise do modelo global.

2.4.2 REANÁLISE

A reanálise atmosférica é realizada mediante a combinação entre a previsão fornecida por modelos climáticos e um sistema de assimilação de dados (QUADRO, 2011). Uma reanálise climática é uma descrição numérica do clima recente, produzido pela combinação entre modelos e observações. Ele contém estimativas de parâmetros atmosféricos, tais como temperatura do ar, pressão e vento em diferentes altitudes, e os parâmetros de superfície, tais como precipitação, umidade do solo e temperatura da superfície do mar (ARAÚJO JÚNIOR, 2011; ECMWF, 2014).

As estimativas são produzidas para todos os locais do planeta, abrangendo um longo período de tempo, podendo se estender por décadas passadas ou mais. O ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) utiliza periodicamente seus modelos de previsão e sistemas de assimilação de dados para “reanalisar” observações registradas, criando conjuntos de informações globais que descrevem a história recente da atmosfera, superfície terrestre e oceanos (ECMWF, 2014). As pesquisas atuais em reanálise desenvolvidas pelo ECMWF envolvem a coleta, preparação e avaliação das observações

climáticas, desde as observações superficiais *in situ* realizadas por estações meteorológicas até conjuntos de dados de satélites de alta resolução.

Atualmente o ECMWF esta em sua terceira geração de reanálises, chamado de ERA-Interim, que se beneficia das análises e evolução dos modelos desde o ERA-40, em particular na assimilação de radiâncias de satélite. O sistema ERA-Interim teve início em 2006. Os principais avanços do ERA-Interim com relação ao seu antecessor foi a assimilação de dados do ERA-40 (sistema anterior), melhor formulação de contrastes de erros, nova análise de umidade, melhorias na física do modelo, correção de viés dos dados de radiância de satélite, melhorias nas radiosondas de temperatura e manipulação do viés da pressão superficial, além de melhorias na rapidez da transferência radioativa do modelo (ECMWF, 2014).

Diversos problemas encontrados no ERA-40 foram eliminados ou significativamente reduzidos no ERA-Interim. A nova reanálise utilizou um esquema de correção variacional do viés para os arquivos de radiância. Esse esquema utiliza parâmetros de regressão que descrevem as tendências para cada canal de radiância, corrige suavemente o viés, manipula falhas de dados e pode desenvolver rapidamente correções de viés para novos sensores.

A maior parte dos dados observacionais utilizados no ERA-Interim foram adquiridos a partir do ERA-40 e completados posteriormente por meio de arquivos operacionais do ECMWF, com algumas exceções. Entre elas, citam-se os dados de um novo altímetro de ondas do satélite *European Remote Sensing* (ERS), dados de vento e radiância de céu claro providos pela *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites* (EUMETSAT), dados de ozônio do *Global Ozone Monitoring Experiment* (GOME) reprocessados considerando perfis de ozônio de 1995 em diante e medidas de rádio ocultação do *Challenging Minisatellite Payload* (CHAMP) da metade de 2001 até a metade de 2006 (ARAÚJO JÚNIOR; 2011). O histórico de pesquisas em reanálise utilizando o sistema ERA-Interim está descrito em Araújo Júnior (2011).

2.4.3 MODELAGEM CLIMÁTICA SAZONAL

Problemas como a prevenção e o controle de cheias, a operação crítica de reservatórios e o planejamento do uso dos recursos hídricos estão diretamente associados ao processo de previsões de vazões, que apresentam incertezas decorrentes, essencialmente, da modelagem do processo e das condições iniciais assumidas. Estudos

indicam a aplicação de dois tipos de modelagem, as estatísticas ou dinâmicas (LALL; SOUZA FILHO, 2004).

A primeira é baseada no registro histórico de observações de variáveis climáticas, permitindo que vazões futuras sejam representadas a partir de hipóteses do comportamento das séries observadas. A segunda abordagem procura representar os processos do ciclo hidrológico, por intermédio da modelagem atmosférica e da modelagem hidrológica, em modelos aninhados, obtendo-se assim uma representação física dos processos hidroclimáticos de uma determinada bacia hidrográfica.

Estudo realizado por Alves *et al.* (2007) mostrou uma comparação dos resultados de simulação de precipitação para o Nordeste do Brasil (NEB) obtido por modelagem dinâmica regional e a previsão por modelagem empírica (K'neighbors). Os resultados mostraram que o modelo empírico apresentou menor erro absoluto nos períodos fevereiro a abril (FMA) e março a maio (MAM) que os modelos dinâmicos em áreas do norte do Maranhão e Piauí, oeste e sul do Ceará, centro-sul do Piauí e oeste e nordeste da Bahia.

MACHADO & ROCHA (2011) avaliaram o desempenho de previsões sazonais do modelo climático regional RegCM3, aninhado ao modelo global CPTEC/COLA. Os resultados indicaram que a chuva sazonal prevista pelo RegCM3 é mais próxima da observada do que a prevista pelo CPTEC/COLA, mostrando o potencial de utilização do RegCM3 para previsão sazonal de precipitação.

2.4.3.1 PREVISÃO ESTATÍSTICA

A previsão de vazões com uma ou duas estações de antecedência para a região Amazônica foi realizada por Uvo *et al.* (2000) através de redes Neurais utilizando a temperatura da superfície do mar (TSM) do Pacífico equatorial e do Atlântico Tropical para o período de 1946 a 1992. Obtiveram-se correlações entre observado e previsto das vazões no rio em nove localidades que variam de 0,35 a 0,76. Estes resultados foram melhorados com a utilização de um modelo de regressão linear canônico implantado por Uvo & Graham (1998). A região Amazônica tem clima bastante diferente da região Nordeste, e conseqüentemente não está claro se tal resultado pode ser extrapolado para o Ceará. Não é clara a possibilidade do método de redes neurais serem eficazes na geração de cenários probabilísticos para diversos locais ao mesmo tempo, mantendo a mesma estrutura nos

diversos locais e sendo de fácil comunicação para o operador de reservatórios (ARAÚJO, 2015).

Alguns esforços recentes de identificação dos mecanismos e causas climáticas do regime de chuva e vazão no Nordeste do Brasil têm sido discutidos (MARENGO *et al.*, 1998; UVO *et al.*, 1998; UVO; GRAHAM, 1998; UVO *et al.*, 2000; XAVIER, 2001). A chuva na região é altamente variável no espaço, dentro da estação chuvosa e entre anos (KOUSKY, 1979). A sazonalidade da chuva regional, e conseqüentemente das vazões, é governada em grande parte pela migração norte/sul da zona de convergência intertropical (ZCIT).

Uma abordagem semiparamétrica para previsão de vazões em vários locais de calibração em uma rede de rio condicionadas a preditores climáticos foi desenvolvida por Souza Filho & Lall (2003) para a região Nordeste do Brasil. A estratégia considera previsões estatísticas de vazões totais anuais ou sazonais em todos os locais e sua desagregação mensal ou de fluxos de resolução superior usa um k-vizinho mais próximo para reamostragem da aproximação que mantém a consistência de espaço-tempo em diferentes locais e subperíodos.

Muitos operadores do sistema de água fazem as decisões de alocação de armazenamento para o armazenamento do próximo ciclo, simulando o sistema, usando sequências de aflúências reamostradas do registro histórico e assim preveem as demandas (SILVEIRA, 2014). Souza & Lall (2003) forneceram uma capacidade de reamostragem condicionada ao registro histórico, considerando o estado dos principais preditores climáticos.

Em uma análise de competências da previsão global dos principais modelos de circulação global do oceano e atmosfera para precipitação sazonal, Rajagopalan *et al.* (2002) consideram o Nordeste do Brasil uma das poucas regiões do mundo onde há habilidade consistente e estatisticamente significativa durante a estação chuvosa primária (Janeiro–Maio). A seca é uma preocupação permanente no Estado do Ceará e os sistemas de reservatórios frequentemente enfrentam dificuldades, embora eles geralmente sejam projetados para um ciclo de armazenamento dois a três anos.

No contexto das previsões de vazão, as conexões do *El Niño Southern Oscillation* ENSO (Oscilação Sul do El Niño) no início da estação chuvosa podem ser importantes para prescrever a umidade inicial do solo e conseqüentemente potencial de deflúvio. Considerando que se deseja realizar previsões de vazão no meio do ano anterior ao que se

pretende prever, tem-se interesse na previsibilidade potencial dos índices do atlântico ou do pacífico para os meses que antecedem a estação chuvosa. Souza Filho & Lall (2003) realizaram uma investigação da dependência da vazão com relação a TSM com diferentes defasagens em toda a região de interesse. O estudo procurou solucionar assuntos relacionados à não linearidade e não normalidade das relações estatísticas, e a modificação necessária nos métodos clássicos de análise linear e multivariada.

As duas séries temporais selecionadas como preditores foram o NINO3³ e um gradiente da TSM do Atlântico (EAD) série definida como a diferença na média mensal da anomalia de TSM na região do Atlântico Norte (5-20N, 60-30W) e a média mensal da região do Atlântico Sul (0-20S, 30W-10E). A série de tempo mensal para estes índices foi derivada da malha de dados de TSM desenvolvidos por Kaplan⁴ *et al.* (1998).

2.4.3.2 PREVISÃO ACOPLADA

Inúmeras técnicas de combinação de conjuntos de multi-modelos foram desenvolvidas, demonstrando melhora na habilidade das previsões de vazão (RAJAGOPALAN *et al.*, 2002; DOBLAS-REYES *et al.*, 2005; AJAMI *et al.*, 2006; DUAN *et al.*, 2006; BLOCK *et al.*, 2009). Recentes avanços na habilidade de previsão do clima e da modelagem hidrológica servem como um impulso para continuar a perseguir modelos capazes de fornecer previsões de vazão melhoradas (BARNSTON *et al.*, 1999; MASON *et al.*, 1999; RAJAGOPALAN *et al.*, 2002). Pesquisas anteriores apoiam a noção de que as combinações dos modelos de previsão podem produzir com habilidade previsões mais robustas e confiáveis do que a previsão de um único modelo. Atribui-se a isto à inclusão de diferentes condições iniciais e de processos (BEVEN; FREER, 2001; GEORGAKAKOS *et al.*, 2004; REGONDA *et al.*, 2006).

Para melhorar a habilidade da avaliação dos riscos e da interpretação probabilística, as previsões devem ser colocadas em um contexto baseado na incerteza cumulativa inerente criada durante todo o processo de modelagem (SILVEIRA, 2014). Os modelos climáticos sofrem com as hipóteses das condições iniciais e de fronteira, falhas na descrição dos processos e resolução da modelagem dinâmica hidrológica (ou seja, de deflúvio), da estimativa do parâmetro e da estrutura do modelo (GODDARD *et al.*, 2001; GEORGAKAKOS *et al.*, 2004; KANG; YOO, 2006).

³ Definido como a anomalia de temperatura da superfície do mar (TSM) na região do Pacífico Equatorial entre 150 graus W e 90 graus W e 5 graus S e 5 graus N.

⁴ <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/KAPLAN/EXTENDED/>

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo apresentam-se o local de aplicação da previsão climática/hidrodinâmica, o monitoramento realizado no reservatório Pereira de Miranda, os modelos utilizados e as fontes de dados observados. Em seguida a descrição das estratégias metodológicas aplicadas para o desenvolvimento da modelagem no reservatório e para o sistema de previsão sazonal da hidrodinâmica.

3.1 LOCAL DE APLICAÇÃO

O reservatório escolhido para a implantação do sistema foi o açude Pereira de Miranda, ou açude Pentecoste, localizado na bacia do Rio Curu, região norte do estado do Ceará. A bacia hidrográfica do açude Pentecoste possui uma área drenada de 2628,5 km², abrangendo parte dos municípios de Pentecoste, Apuiarés, Canindé, Caridade e Paramoti (IBGE, 2000). A barragem se compõe de um maciço de terra compactado, homogêneo, provido de um filtro vertical de alvenaria de pedra arrumada, com uma transição de areia nos paramentos de montante e jusante (ARAÚJO, 1990 apud COGERH, 2010). O clima da região é classificado como tropical quente semiárido, com cobertura vegetal do tipo caatinga arbustiva densa (IPECE, 2009).

O açude Pereira de Miranda localiza-se a 85 km da cidade de Fortaleza e foi construído pelo Departamento de Obras Contra as Secas – DNOCS entre os anos de 1950 e 1957, barrando o rio Canindé na sua foz junto ao rio Curu. Os objetivos da sua construção foram o abastecimento de água, a irrigação, a geração de energia elétrica, a piscicultura e o controle das cheias do rio Curu (COGERH, 2010).

Possui uma área inundável de 54,86 km² e capacidade para armazenar 395.638.000 metros cúbicos de água. Sua barragem fica localizada sob as coordenadas geográficas 471660.94 Leste e 9579629.18 Sul. A bacia hidrográfica do açude apresenta médios índices pluviométricos, em torno de 800 mm ano⁻¹ e temperatura média anual variando entre 26 e 28 °C.

O período chuvoso concentra-se entre dezembro e julho e subdivide-se em pré-estação chuvosa (dezembro e janeiro), quadra chuvosa (fevereiro, março, abril e maio) e pós-estação chuvosa (junho e julho); e seus sistemas causadores são proximidade das frentes frias e os vórtices ciclônicos de ar superior, Zona de Convergência Intertropical

(ZCIT), as ondas de leste e os complexos convectivos de mesoescala, respectivamente. Pela Figura 12 é possível notar a variabilidade sazonal natural das chuvas na região.

Figura 11 - Bacia Hidrográfica do Açude Pereira de Miranda.

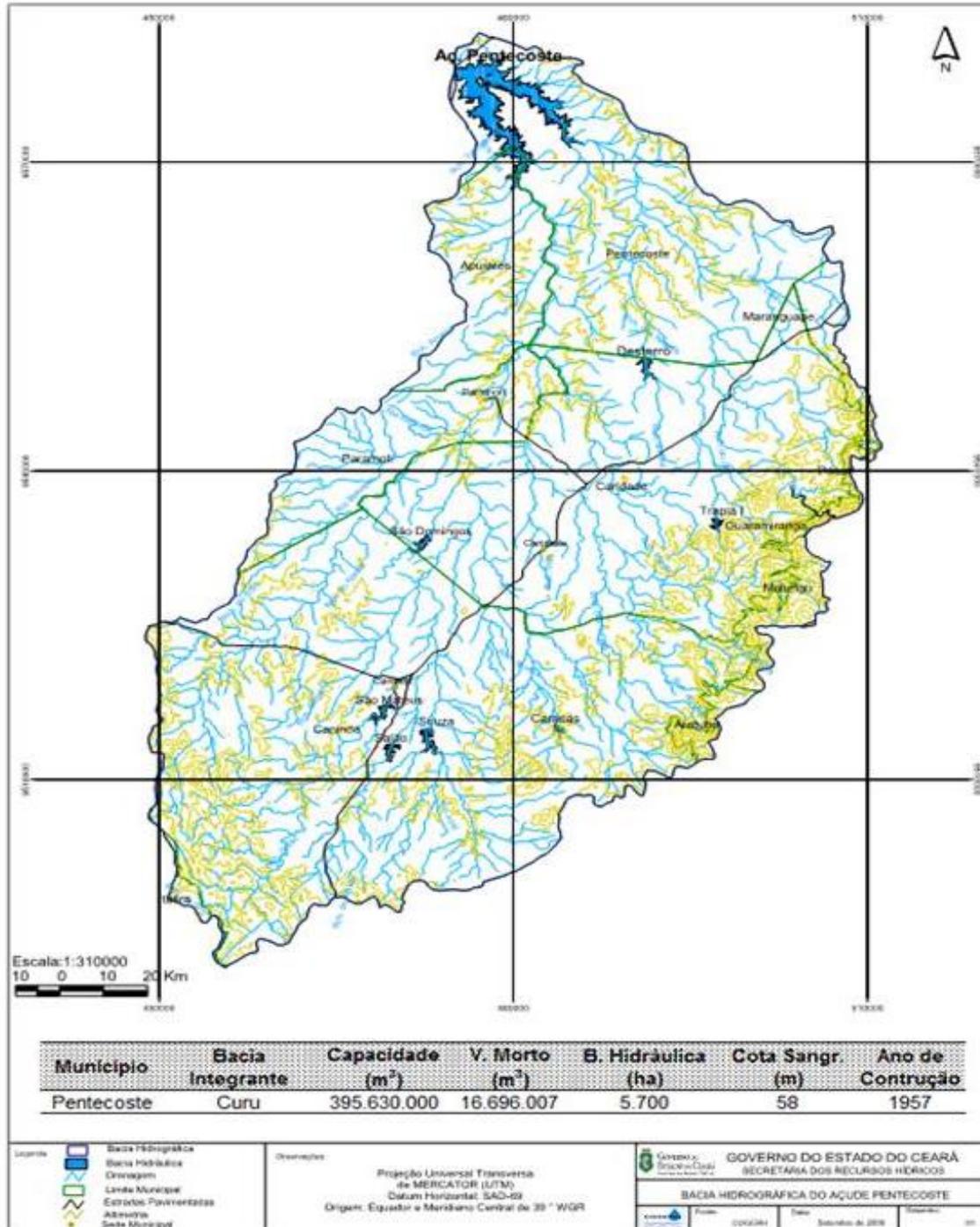
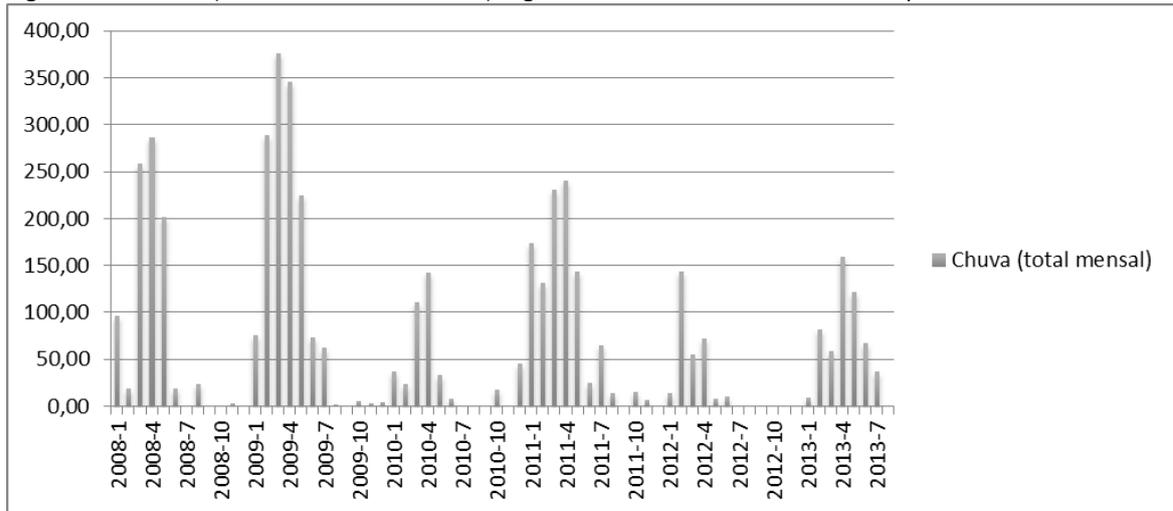


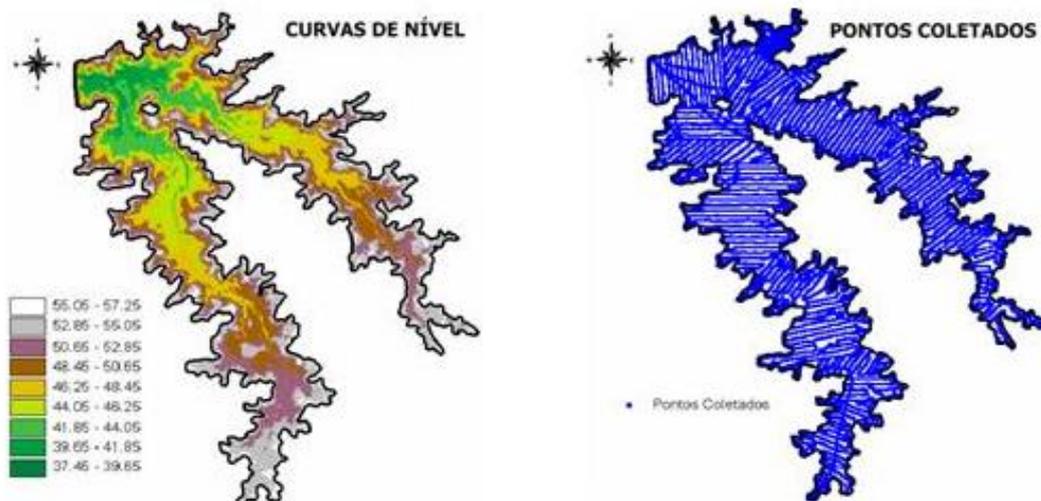
Figura 12 - Chuvas (totais mensais – em mm) registradas na PCD de Pentecoste no período de 2008 a 2013.



3.2 BATIMETRIA DO RESERVATÓRIO PEREIRA DE MIRANDA

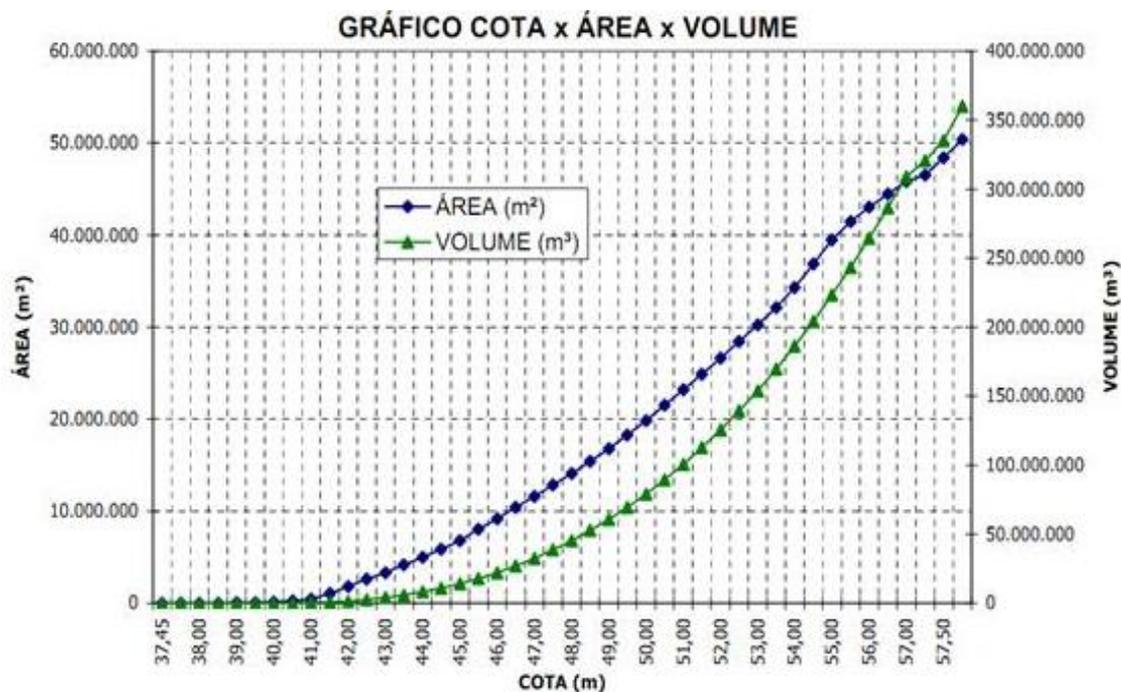
A batimetria do reservatório Pereira de Miranda foi elaborada pela COGERH no âmbito deste trabalho (Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos do Estado do Ceará) e consistiu no levantamento de dados das curvas de nível (Figura 13) com o objetivo de obter o gráfico da Cota x Área x Volume do reservatório (Figura 14). Na ocasião foi feita a delimitação da bacia hidráulica do reservatório onde foram coletados diversos pontos como apresentado na Figura 13.

Figura 13 - Curvas de nível e pontos coletados na batimetria do açude Pereira de Miranda.



Para cada um destes pontos, a profundidade e suas coordenadas geográficas foram obtidas, com a utilização de um ecobatímetro. Em posse da malha de pontos capturados, realizou-se o processamento dos dados, que gerou as curvas de nível do reservatório.

Figura 14 - Gráfico cota x área x volume do açude Pereira de Miranda.



No dia da batimetria a cota do nível da água foi de 57,25 m. A cota do Sangradouro do açude é de 58,00 m, a área da sua bacia hidráulica 50,40 km², o perímetro da bacia hidráulica 126,91 km e sua profundidade máxima é de 19,80 m.

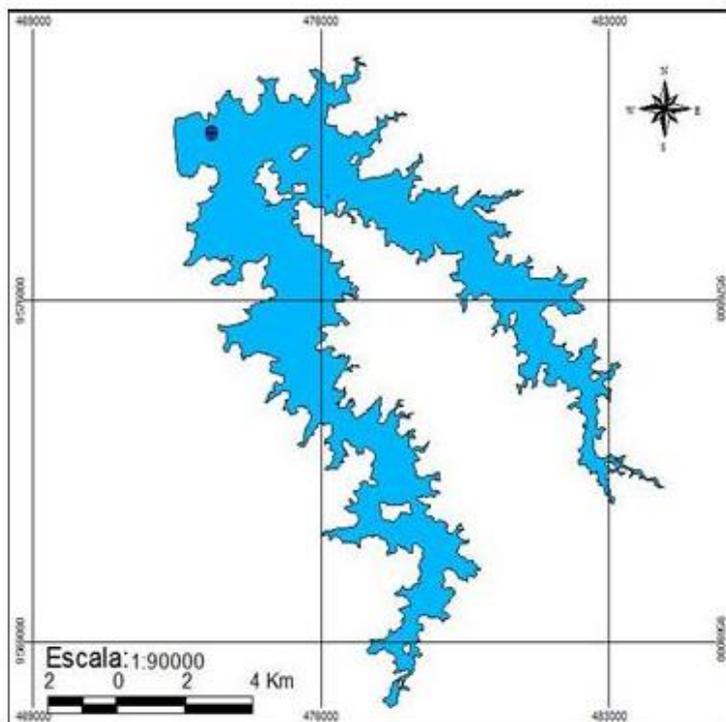
3.3 MONITORAMENTO DA QUALIDADE DA ÁGUA

O órgão responsável pelo monitoramento qualitativo dos reservatórios no estado do Ceará é a COGERH. Devido às dificuldades de operacionalização, os sistemas de monitoramento da água implantados pela companhia baseiam-se, geralmente, em amostragens superficiais, com perfilagens ao longo da coluna sendo aplicados raramente. A COGERH em busca de melhorias em seu sistema de monitoramento da qualidade da água, sempre procurou investir esforços na geração do conhecimento, ora patrocinando, ora apoiando institutos de pesquisa e/ou Universidades. Para o reservatório em estudo, o açude Pereira de Miranda, um esforço extra foi realizado pela companhia no sentido de dar suporte ao estudo desenvolvido durante o mestrado do autor (LEMOS, 2011), através da disponibilização de equipe técnica de apoio e equipamentos necessários ao monitoramento.

Na campanha realizada foi estabelecido um único ponto de amostragem, correspondendo a uma posição central, sem influência direta dos rios afluentes (rio Canindé e Riacho Minguá) ou do maciço da barragem. O ponto já fazia parte do sistema de

monitoramento realizado pela COGERH, nomeado PET-01 e localizado às coordenadas UTM 471747,552 e 9579942,792, Zona 24 (Figura 15).

Figura 15. Açude Pereira de Miranda e o ponto escolhido para as amostragens (PET-01), localizado às coordenadas UTM 471747,552 e 9579942,792; Zona 24.



Foram realizadas amostragens nictemerais⁵ diárias, com espaçamento temporal de três horas para cada perfilagem vertical com sonda multiparamétrica, e seis horas para coletas de água, nas profundidades superfície, meio e fundo. O espaçamento espacial das perfilagens na vertical foram de 30cm. Ao todo foram quatro campanhas mensais, entre dezembro de 2009 (época seca) e abril de 2010 (época chuvosa).

Os parâmetros físico-químicos verificados foram Temperatura, Condutividade Elétrica, Potencial Hidrogeniônico, Oxigênio Dissolvido e Salinidade, através de sonda multiparamétrica YSI modelo 6600 V2, devidamente calibrada com soluções padrão. Nas coletas de água foi utilizada uma lancha de alumínio *Levefort Squalus 600* com motor *YAMAHA 15HP*. A água superficial foi coletada em frascos de cinco litros, para análise de nutrientes, e em frascos de 300 ml, para análise microbiológica. Para a coleta de água no fundo do reservatório, foi utilizada garrafa de Van Dorn *Milan GCM-03*, e estocagem em garrafas de vidro escuras de um litro, para posterior análise da demanda bioquímica de oxigênio. A conservação das amostras foi feita em isopor com gelo, e enviadas ao laboratório

⁵ Espaço de tempo que compreende 24 horas (um dia e uma noite).

do Centro Federal de Ciência e Tecnologia, IFCE-Sobral, para análise. As análises laboratoriais da água foram feitas para a Demanda Bioquímica de Oxigênio, Clorofila α , Fósforo Total, Ortofosfato, Nitrogênio Total, Amônia, Nitrito e Nitrato, Sólidos Totais, Sólidos Dissolvidos Totais e Coliformes Termotolerantes.

Outros equipamentos utilizados na amostragem: GPS *Garmin Vista HCxetrex*, utilizado na localização exata do ponto selecionado (PET-01); anemômetro *kestrel 1000*, medição da velocidade do vento *in loco*; disco de Secchi padrão de 20 cm de diâmetro, para a medição da profundidade de atenuação da radiação solar e profundímetro *Speedtech Instruments*, para a verificação da profundidade máxima de amostragem. No Apêndice A estão alguns registros fotográficos do período de monitoramento.

3.4 DADOS METEOROLÓGICOS

Os dados meteorológicos observados, inicialmente, com exceção de informações sobre nebulosidade, foram obtidos a partir das Plataformas de Coleta de Dados (PCD) fornecida pela FUNCEME (Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos). A PCD de Pentecoste (Código 39) fica localizada sob a latitude $-3,79^\circ$ e longitude $-39,26^\circ$ (Figura 16), próxima da Barragem do açude Pereira de Miranda.

Figura 16. Localização da Plataforma de Coleta de Dados (PCD) do município de Pentecoste – Ceará.



As variáveis obtidas foram temperatura do ar, velocidade e direção dos ventos, umidade relativa, precipitação e radiação solar total, com frequência de captação de três horas, entre junho de 2009 e maio de 2010. Informações adicionais históricas das PCDs entre 2004 e 2009 foram obtidas, utilizadas no ajuste dos dados de saída dos modelos climáticos, estes com frequência horária.

O monitoramento das variáveis meteorológicas no Estado do Ceará é realizado pela FUNCEME desde a sua criação, em 1972 (SOUZA FILHO; CAMPOS; 2002) A rede de coleta de dados é composta por três fases, que são a Coleta de Dados Brutos, Análise e Consistência dos Dados e Desenvolvimento e Integração de Sistemas. Atualmente a rede de coleta de dados operada pela instituição inclui Pluviômetros Convencionais, Plataformas Automáticas de Coleta de Dados, Radar Meteorológico e Satélites Meteorológicos e sua operação e controle é realizada na Sala de Monitoramento Hidrometeorológico e Ambiental de forma contínua e em tempo real.

Dados de nebulosidade com frequência de oito horas foram obtidos através do sistema BDMEP (Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa), do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia), que é um banco de dados do órgão que visa o apoio às atividades de ensino e pesquisa e aplicações em meteorologia, hidrologia, recursos hídricos, entre outros. Das estações disponíveis no sistema BDMET, foram utilizadas médias para a variável nebulosidade entre as PCD de Sobral, Acaraú e Fortaleza, devido à falta de informações mais próximas ao reservatório estudado (Figura 17).

Figura 17. Plataformas de coleta de dados dos municípios de Fortaleza, Acaraú, Sobral e Baturité (círculos vermelhos), e demais postos do estado do Ceará (lista à esquerda), disponibilizados pelo sistema BDMET.



As informações a que se teve acesso a partir da PCD da FUNCEME apresentaram falhas em alguns períodos, para todas as variáveis, inviabilizando seu uso no período de calibração do modelo CE-QUAL-W2. Estas falhas comprometeram os resultados de calibração do modelo CE-QUAL-W2 que possui alta sensibilidade aos valores horários da meteorologia observada. Desta forma, recorreu-se a informação de reanálise atmosférica, fornecido pelo ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*).

O acesso é simples através da página do ECMWF na internet⁶, sendo fornecidos dados meteorológicos para todas as regiões do planeta com resolução variável. As informações obtidas da reanálise feita pelo ECMWF possuem resolução em grid de 0,25°, o que equivale a uma resolução de aproximadamente 28km. Considerando o comprimento do reservatório da ordem de 15km, trata-se de uma aproximação razoável para a climatologia observada.

As variáveis utilizadas foram as componentes zonal e meridional do vento a 10 metros da superfície, temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho a 10 metros da superfície, precipitação e nebulosidade, a cada seis horas. O sistema fornece uma série com informações dentro do intervalo de 01/01/1979 a 31/12/2014, com frequência de quatro horas. Deste intervalo foi feito o *download* de uma série com dados entre 01/01/2006 a 31/12/2010, mesmo período da série observada pela PCD que se teve acesso, e posterior ajuste dos erros sistemáticos inerentes aos modelos climáticos, descrito na seção 3.5.5.3. Esses dados de reanálise atmosférica formam o conjunto de informações necessárias ao arquivo meteorológico de entrada do modelo CE-QUAL-W2, composto pelas variáveis direção e velocidade dos ventos, temperatura do ar e do ponto de orvalho e nebulosidade.

3.5 MODELOS UTILIZADOS

A seguir descrevem-se os modelos utilizados no desenvolvimento da tese. O modelo hidrodinâmico e de qualidade da água utilizado foi o CE-QUAL-W2, versão 3.6. As vazões afluentes nos cenários futuros foram calculadas com o modelo SMAP (LOPES *et al.*, 1981). Para a geração das temperaturas afluentes ao reservatório, foi utilizado um modelo com base no balanço de calor. As vazões defluentes do reservatório foram calculadas utilizando um balanço hídrico. Dados meteorológicos de previsão foram obtidos através do aninhamento entre os modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA) ECHAM4.5, modelo

⁶ <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/>

atmosférico desenvolvido pelo *Max Planck Institute*, e do modelo de circulação regional (MCR) RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*), modelo utilizado operacionalmente pela FUNCEME na previsão de tempo do Nordeste brasileiro, com ênfase no estado do Ceará.

3.5.1 CE-QUAL-W2 V3.6

A escolha dos modelos para um estudo em particular depende principalmente da morfologia do manancial e seus padrões de circulação, devendo ser consistentes com os objetivos de modelagem estabelecidos (MARTIN; McCUTCHEON, 1998; JI, 2007; RANGEL-PERAZA *et al.*, 2012).

O modelo CE-QUAL-W2 é aplicável em reservatórios longos e estratificados, com variações laterais negligenciadas; e foi escolhido para a modelagem hidrodinâmica do reservatório Pereira de Miranda principalmente devido às características do reservatório, longo e estreito (relativamente ao comprimento longitudinal) e o comportamento hidrodinâmico com formação de estratificações em períodos distintos (variação subdiária, diária e mensal) que serão comentados na estratégia metodológica de modelagem. A partir deste ponto o modelo CE-QUAL-W2 será mencionado apenas como W2.

Suas equações governantes são baseadas na solução das equações de conservação do *momentum* e da continuidade, eliminando os termos de velocidade lateral (v), e introduzindo o termo de largura (B) nas equações resultantes, formada por seis equações e seis termos desconhecidos. Os termos desconhecidos são: (1) elevação da superfície da água, η ; (2) pressão, P ; (3) velocidade horizontal, u ; (4) velocidade vertical, w ; (5) densidade, ρ e (6) concentração de constituinte, C . As seis equações são: (1) superfície livre através da integração da equação da continuidade; (2) aproximação hidrostática da equação do *momentum* na vertical; (3) equação de *momentum* horizontal; (4) continuidade; (5) equação de estado (temperatura) e (6) transporte de constituinte.

A equação da continuidade, incluindo vazões laterais de fronteira (q) é dada por:

$$\frac{\partial UB}{\partial x} + \frac{\partial WB}{\partial z} = qB \quad (4)$$

A equação do *momentum* na direção x :

$$\begin{aligned} \frac{\partial(uB)}{\partial t} = & -\frac{\partial(uuB)}{\partial x} - \frac{\partial(wuB)}{\partial z} - \frac{B}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\tau_{wx}}{\rho} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} (B\tau_{xx}) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (B\tau_{zx}) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} \int_{y_1}^{y_2} \rho u'^2 dy \\ & + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \int_{y_1}^{y_2} \rho u'w' dy \end{aligned} \quad (5)$$

A equação do *momentum* na direção z :

$$\begin{aligned} \frac{\partial(wB)}{\partial t} = & -\frac{\partial(uwB)}{\partial x} - \frac{\partial(wwB)}{\partial z} - \frac{B}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\tau_{wz}}{\rho} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} (B\tau_{xz}) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (B\tau_{zz}) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \int_{y_1}^{y_2} \rho w'^2 dy \\ & + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} \int_{y_1}^{y_2} \rho u'w' dy \end{aligned} \quad (6)$$

Onde o termo B é a largura da seção, que varia vertical e longitudinalmente, u é a velocidade longitudinal média lateral (LT^{-1}), w é a velocidade vertical média lateral (LT^{-1}), x é a dimensão longitudinal (L), y é a dimensão lateral (L), z é a dimensão vertical (L), t o tempo (T), P a pressão ($MT^{-2}L^{-1}$), ρ a densidade (ML^{-3}) e τ a tensão de cisalhamento ($MT^{-2}L^{-1}$).

Os termos τ_{xx} , τ_{zz} e τ_{xz} representam a tensão turbulenta, sendo representados por expressões que geralmente usam relações empíricas derivadas da analogia com o comportamento molecular, e configuram o problema de fechamento da turbulência (SOUZA *et al.*, 2011) (ANEXO A). Os termos τ_{wx} , τ_{wz} são tensões de cisalhamento causadas na superfície e fundo do reservatório e precisam ser estimadas.

Uma revisão sobre as expressões auxiliares utilizadas no modelo CE-QUAL-W2 pode ser consultado em Cole & Wells (2008).

A Equação 6 pode ser simplificada devido ao fato de que em lagos e reservatórios as acelerações verticais são geralmente negligenciadas:

$$\frac{\partial w}{\partial t} \approx \frac{\partial w}{\partial z} \approx 0 \quad (7)$$

Sendo, portanto, válida a aproximação hidrostática:

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (8)$$

Na equação do *momentum* na direção x o termo de pressão possui duas componentes, expressas como:

$$\frac{\partial P}{\partial x} = -g\rho_\eta \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial P_d}{\partial x} \quad (9)$$

Onde ρ_η é a densidade superficial (ML^{-3}), $\partial \eta / \partial x$ é a inclinação da superfície (LL^{-1}) e P_d é a pressão que resulta das variações longitudinais no campo de densidade ($MT^{-2}L^{-1}$).

O termo $-g\rho_\eta \partial \eta / \partial x$ é devido à ação da gravidade na inclinação da superfície, chamado gradiente barotrópico. O termo $\partial P_d / \partial x$ é causado pelos gradientes de densidade na

horizontal, ou gradiente baroclínico (MARTIN; McCUTCHEON, 1998). Outras diferenças como aquelas relativas à descontinuidade da pressão atmosférica atuando na superfície geralmente são desconsideradas nos modelos de qualidade da água em reservatórios (COLE; WELLS, 2008). O termo baroclínico é o de maior magnitude e responsável pelos padrões de circulação em lagos e reservatórios. Considerado a aproximação da pressão hidrostática, o gradiente baroclínico pode ser determinado pela integração de P_d :

$$\frac{\partial P}{\partial x} = -g\rho_\eta \frac{\partial \eta}{\partial x} + g \int_\eta^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \quad (10)$$

Após utilizar a abordagem da viscosidade turbulenta de Reynolds (ANEXO A), negligenciar os termos dispersivos e aplicar as substituições para o gradiente de pressão horizontal, a expressão para o *momentum* em x fica:

$$\begin{aligned} \frac{\partial (uB)}{\partial t} = & -\frac{\partial (uuB)}{\partial x} - \frac{\partial (wuB)}{\partial z} + Bg \frac{\rho_\eta}{\rho} \frac{\partial \eta}{\partial x} - B \frac{g}{\rho} \int_\eta^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz + \frac{\tau_{wx}}{\rho} + \frac{\partial}{\partial x} \left(BN_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial z} \left(BN_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (11)$$

Onde N é o coeficiente de viscosidade turbulenta nas dimensões x e z .

A equação para a superfície livre da água pode ser obtida integrando a equação da continuidade (Equação 4):

$$\frac{\partial B\eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \int_\eta^H uB dz - \int_\eta^H qB dz \quad (12)$$

Onde H é a profundidade máxima.

A equação de estado é dada por:

$$\rho = f(C, T) \quad (13)$$

E, quando em função apenas da temperatura, segue relação empírica descrita pela Equação 1 (ANEXO A).

A última equação é a expressão para o transporte de constituinte:

$$\frac{\partial (BC)}{\partial t} = -\frac{\partial (BuC)}{\partial x} - \frac{\partial (BwC)}{\partial z} + Bq_s + \frac{\partial}{\partial x} \left(BD_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(BD_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (14)$$

Onde C é a concentração do constituinte modelado (ML^{-3}) e D o coeficiente de difusão turbulenta (L^2T^{-1}) nas dimensões x e z .

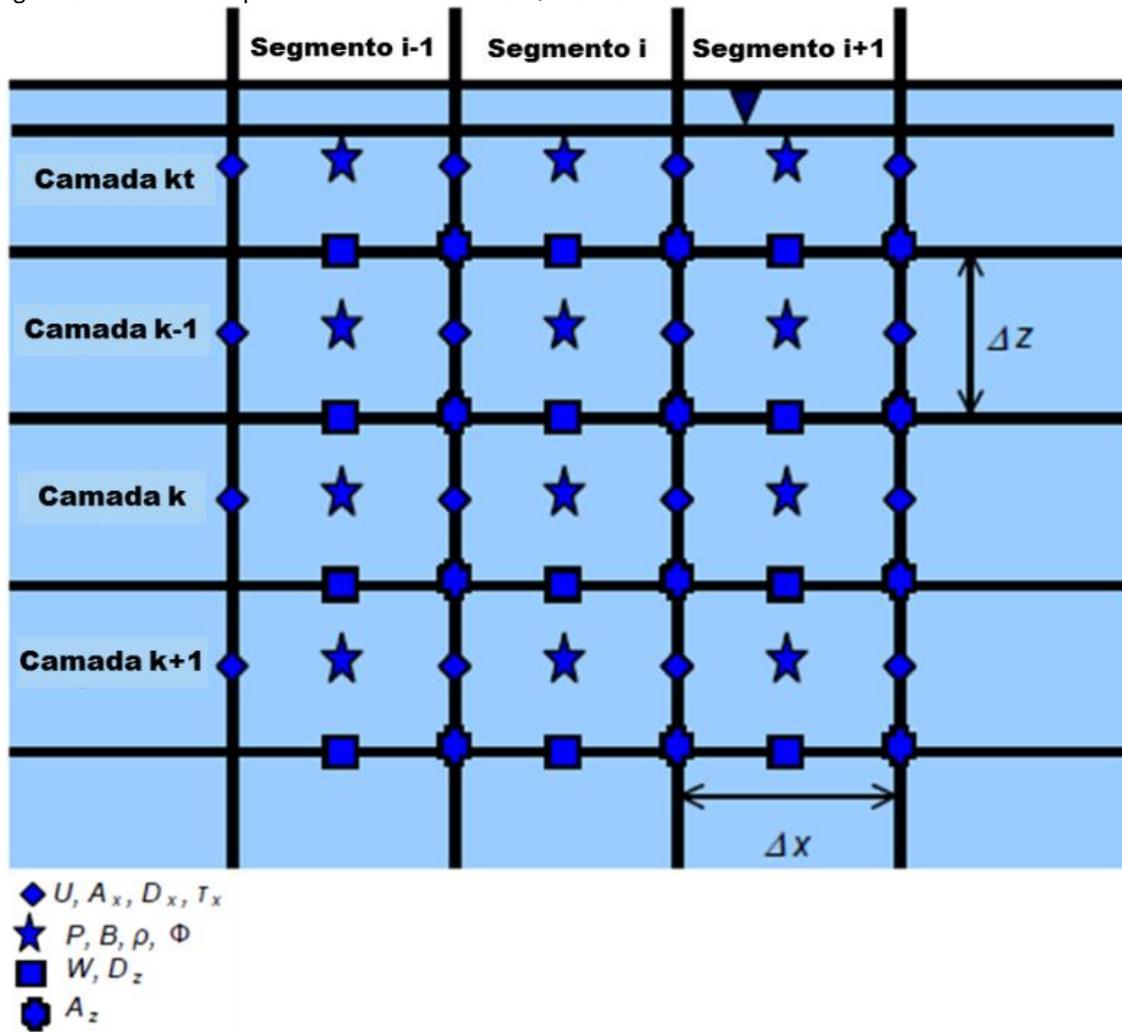
A solução numérica das equações diferenciais parciais do modelo CE-QUAL-W2 são obtidas, inicialmente, definindo a malha computacional conforme apresentado na Figura 19. A discretização do domínio tem grande influência na solução numérica de modelos e este se deve tanto às dimensões como a forma em que as variáveis do equacionamento encontram-se distribuídas (SOUZA FILHO *et al.*, 2014). A malha é escalonada espacialmente pelo fato

algumas variáveis estarem definidas em um local (fronteira) e as demais (centro) dispostas em $\Delta x/2$ ou $\Delta z/2$. A malha discretiza o corpo hídrico em células computacionais definidas pela localização do segmento “i” e da camada “K” (ex. célula (K, i)).

As variáveis são dispostas no centro ou nas fronteiras da célula. Variáveis definidas nas fronteiras incluem as velocidades vertical (W) e horizontal (U), viscosidade (A_x) e difusividade (D_x) turbulenta longitudinal, viscosidade (A_z) e difusividade (D_z) turbulenta vertical, e a tensão turbulenta τ_x . A densidade (ρ), temperatura (T), concentração do constituinte (Φ), pressão (P) e largura média da célula (B) são definidas no centro.

O procedimento numérico para solucionar os seis termos desconhecidos é inicialmente calcular as elevações do nível da água no tempo $t+1$, a partir das elevações e campos de velocidade conhecidos tempo t . Com os níveis calculados, as velocidades horizontais são calculadas. Conhecendo os valores para as velocidades horizontais, calculam-se as velocidades verticais a partir da equação da continuidade; e, por último, as concentrações dos constituintes podem ser calculadas. Os cálculos continuam para os próximos passos de tempo.

Figura 18 – Malha computacional no modelo CE-QUAL-W2.



Fonte: Cole & Wells (2008).

3.5.2 MODELO DE TEMPERATURA DA ÁGUA EM RIOS

A temperatura da água e sua variação representa o estado do corpo hídrico e uma relação fundamental pode ser escrita da seguinte forma (THOMANN; MUELLER, 1987; CHAPRA, 1987):

$$T = \frac{H}{\rho C_p V} \quad (15)$$

Onde T é a temperatura ($^{\circ}\text{C}$); H é o calor (J); ρ é a densidade da água (kg m^{-3}); C_p é o calor específico (J) e V é o volume (m^3).

A temperatura do corpo hídrico T_s é a variável de estado resultado do balanço entre entradas e saídas de calor. Com base na relação fundamental exposta na Equação 14, Thomann & Mueller (1987) mostraram que,

$$\frac{dT_s}{dt} = \frac{\Delta J}{\rho C_p h} \quad (16)$$

Onde h (m) é a profundidade do corpo hídrico sobre o qual o calor está verticalmente bem misturado. Edinger *et al.* (1974) *apud* Thomann & Mueller (1987) mostraram que a entrada líquida de calor afluyente pode ser representada por

$$\Delta J = K(T_e - T_s) \quad (17)$$

Onde K ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$) é o coeficiente global de troca de calor, função da temperatura da água e da velocidade do vento; e T_e ($^{\circ}\text{C}$) é a temperatura de equilíbrio.

A temperatura de equilíbrio é um conceito que representaria a condição do corpo hídrico caso todas as forçantes meteorológicas fossem constantes. Neste caso, a temperatura da água alcançaria um valor estacionário igual a T_e . Desta forma, a temperatura de equilíbrio é a temperatura para o qual o fluxo de calor, J , é zero, ou seja, não existe fluxo líquido de calor através da superfície da água. Esta é uma forma simplificada de cálculo do balanço de calor sem a necessidade do cálculo de todos os termos do balanço radiativo na superfície do corpo hídrico. A Equação 16 pode então ser escrita na forma

$$\frac{dT_s}{dt} = \frac{K(T_e - T_s)}{\rho C_p h} \quad (18)$$

Em rios, o modelo geral unidimensional utilizado para corpos hídricos bem misturados, segundo o princípio da conservação da energia, é expresso como (CAISSIE *et al.*, 2005)

$$\frac{dT_s}{dt} + v \frac{dT_s}{dt} - \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(AD_L \frac{\partial T_s}{\partial x} \right) = \frac{W}{\rho C_p A} J_{sn} + \frac{p}{\rho C_p A} H_{sed} \quad (19)$$

Onde A é a área da seção do rio (m^2); D_L é o coeficiente de dispersão na direção do fluxo ($m^2 s^{-1}$); p o perímetro molhado (m); W a largura do rio (m) e H_{sed} o fluxo de calor nos sedimentos ($MJ m^{-2} dia^{-1}$).

Caissie *et al.* (2005) mostraram que o fluxo de calor nos sedimentos pode ser negligenciado para estudos diários ou de maiores passos de tempo, assim como a variação da temperatura da água no eixo longitudinal, sendo a variabilidade temporal mais relevante. Dessa forma, a Equação 19 pode ser simplificada

$$\frac{dT_s}{dt} = \frac{W}{\rho C_p A} J \quad (20)$$

A Equação 20 é similar à Equação 18. Desta forma, conhecendo-se K e T_e , a taxa de dissipação de calor através da superfície pode ser calculada. Um procedimento utilizado é estimar T_e para a condição $\Delta J = 0$ em cada espaço de tempo e então calcular K segundo Equação 17. No APÊNDICE B está uma macro em VBA (Visual Basic for Applications) que automatiza o solver do Microsoft Excel para resolver esse processo iterativo e assim calcular a temperatura de equilíbrio para $\Delta J = 0$.

Para a calibração da temperatura em reservatórios, várias metodologias são utilizadas para estimar a temperatura da água afluente. Entretanto, conforme comenta Cole & Wells (2014), metodologias que empregam o conceito da temperatura de equilíbrio são preferíveis por incluírem muitos dos mecanismos que afetam a temperatura da água.

Estudo realizado por Bustillo *et al.* (2014) analisou semelhanças e diferenças entre os valores modelados e observados da temperatura da água do rio Francês Loire, utilizando o conceito da temperatura de equilíbrio. Concluíram que a metodologia se mostrou adequada para prever o impacto das mudanças climáticas antropogênicas na temperatura da água, sobretudo por sua robustez por serem derivadas do clima.

Diversos autores propuseram metodologias para resolver o balanço de energia de forma simplificada, e assim estimar a temperatura em rios, utilizando o conceito da temperatura de equilíbrio (CAISSIE *et al.*, 2005; BUSTILLO *et al.*, 2014). Nesta tese foi realizado o cálculo do fluxo de calor total J conforme descrito em Chapra (1987) e Martin e McCutcheon (1998) (ANEXO B), resolvendo a Equação 16 utilizando o método numérico de Runge-Kutta de 4° ordem, com passo de tempo diário.

3.5.3 MODELAGEM HIDROLÓGICA

Vários modelos hidrológicos têm sido testados para estimativas de vazão em bacias hidrográficas do Nordeste brasileiro, com destaque para o modelo SMAP (BLOCK *et al.*, 2009; ALVES; CAMPOS, 2010; LIMA; ALVES, 2010; REIS Jr. *et al.*, 2010; ALEXANDRE *et al.*, 2013). As razões que levaram a escolha do modelo SMAP para a previsão das vazões afluentes foram sua facilidade de implementação, o fato de estar disponível e calibrado para a bacia hidrográfica em estudo, sua simplicidade conceitual e boa representatividade das vazões observadas (FCPC, 2013).

O modelo SMAP é um modelo de simulação hidrológica do tipo transformação chuva-vazão desenvolvido por Lopes *et al.* (1981), que apresenta uma estrutura simples, para séries contínuas, e utiliza, para a separação do escoamento superficial, os conceitos do *Soil Conservation Service* (SCS, EUA).

Foi originalmente desenvolvido para intervalo de tempo diário e posteriormente apresentadas versões horária e mensal, adaptando-se algumas modificações em sua estrutura. Para a calibração do modelo SMAP são necessários dados de precipitação, evaporação e vazões médias observadas (diárias ou mensais).

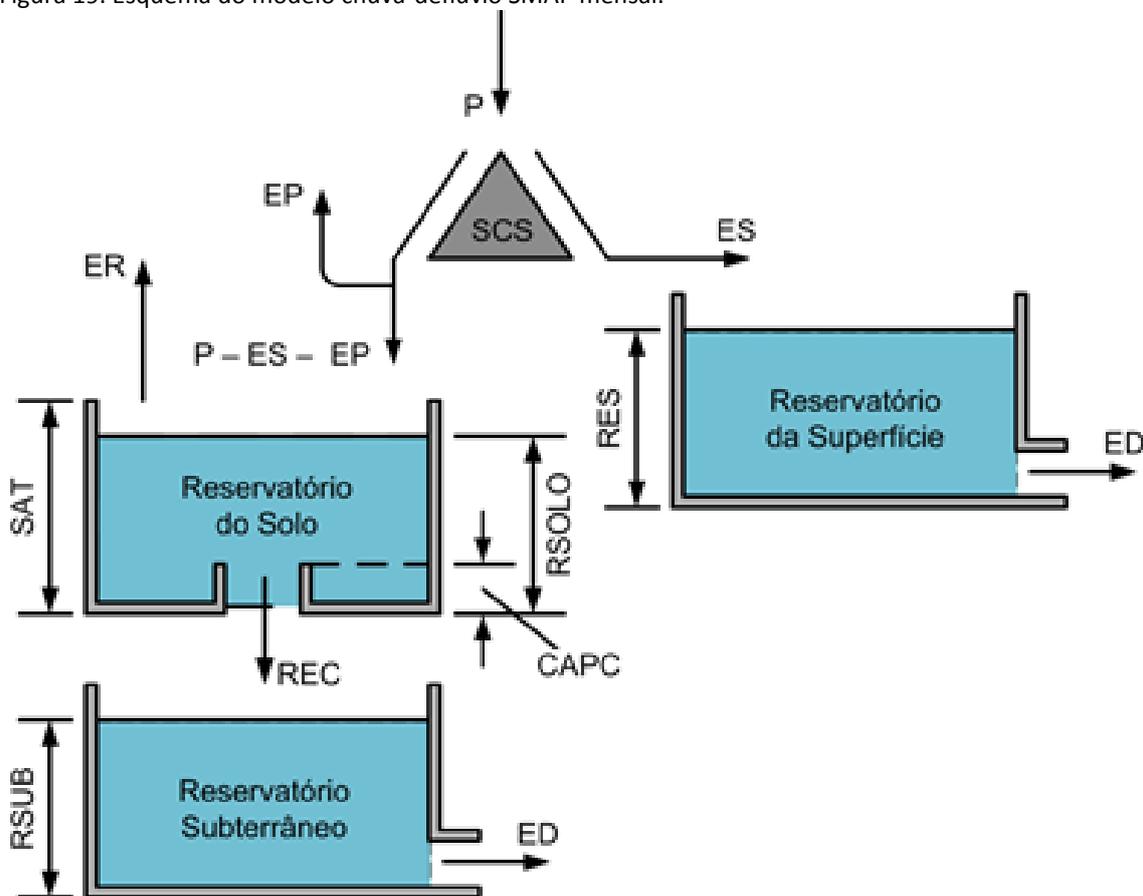
Na sua versão diária o SMAP utiliza um esquema físico com reservatórios lineares que representam o armazenamento da água no solo, no aquífero e na superfície (Figura 19). A cada evento de precipitação (P) é realizado um balanço de massa, onde uma parcela de (P) é transferida como escoamento superficial (ES) e armazenada no reservatório de superfície. A separação da parcela de (P) que efetivamente se transforma em escoamento é feito através da equação do Soil Conservation Service (SCS) para escoamento superficial. A lâmina restante da precipitação subtraída do escoamento superficial (P-ES) sofre perda por evapotranspiração (EP – evaporação potencial), onde o remanescente (P-ES-EP) é adicionado a um segundo reservatório que representa a camada superior do solo. Neste, a umidade é atualizada ao longo do tempo através das perdas por evapotranspiração real (ER) que dependem do nível do reservatório (RSOLO) e da capacidade de saturação do solo (SAT).

O terceiro reservatório representa a recarga de água subterrânea (REC) onde, para determiná-la, é utilizado o conceito de capacidade de campo (CAPC). Este reservatório também é linear e o nível água existente (RSUB) é deplecionado a uma taxa constante de

recessão do escoamento básico (K), resultando em escoamento básico (EB). A soma do escoamento direto e do escoamento básico fornece a vazão no ponto de controle da bacia.

Na simulação, faz-se necessário o cálculo da taxa de umidade de solo inicial (TU_{in}) e o escoamento de base inicial (EB_{in}). No algoritmo original, esses valores iniciais são calibrados juntamente com os parâmetros referentes à capacidade de saturação do solo (SAT), a lamina de precipitação subtraída da parcela transferida ao escoamento superficial ($P-ES$), o coeficiente de recarga ($CREC$), este relacionado com a permeabilidade na zona não saturada do solo e (K) taxa de deplecionamento que gera escoamento de base.

Figura 19. Esquema do modelo chuva-deflúvio SMAP mensal.



Fonte: Lopes *et al.* (1981).

Na versão com intervalo de tempo mensal o reservatório superficial é suprimido, devido seu amortecimento ocorrer em intervalos menores que o mês. Para esta versão o modelo possui quatro parâmetros calibráveis: (SAT) capacidade de saturação do solo (mm), (PES) parâmetro de escoamento superficial, ($CREC$) coeficiente de recarga e (Kkt) constante de recessão (1/mês).

Para o caso das bacias localizadas no Estado do Ceará, onde o escoamento subterrâneo não é significativo, os parâmetros calibráveis são apenas a capacidade de saturação do solo (SAT) e o parâmetro de escoamento superficial (PES).

Foi utilizado o algoritmo evolutivo MOPSO (Multi-Objective Particle Swarm Optimization) para a calibração multiobjetivo dos parâmetros do modelo SMAP, em sua versão mensal. Maiores detalhes sobre o algoritmo MOPSO e sua aplicação para a calibração do modelo SMAP podem ser obtidas em Barros (2007, *apud* FCPC, 2013) e Nascimento *et al.* (2009).

O uso da versão diária do modelo SMAP seria ideal para a previsão das vazões afluentes ao reservatório, uma vez que médias mensais não refletem a magnitude da variabilidade das vazões reais observadas. Devido à falta de dados diários de vazão, a versão mensal calibrada do modelo SMAP foi utilizada na previsão sazonal das vazões.

3.5.4 MODELO DE DEFLUÊNCIA

Estimar os volumes hídricos defluentes de reservatórios que servem a múltiplos usos é uma tarefa complexa devido às várias variáveis que o envolvem como a crescente demanda para irrigação e abastecimento humano (CARDOSO *et al.*, 2006; MACHADO *et al.*, 2012). A demanda hídrica humana para a bacia do Curu, localizada no Estado do Ceará, em 2005, correspondia a 9.877.000 m³ ano⁻¹, 2,61% da demanda para o Estado do Ceará (CEARÁ, 2009). A irrigação demanda 83% da água da bacia, 82.879.000 m³ ano⁻¹, sendo 79.650.000 m³ ano⁻¹ para atendimento aos perímetros públicos, e 3.229.000 m³ ano⁻¹ para perímetros privados.

A relação entre as afluências e defluências é um dos processos mais impactantes na qualidade da água dos reservatórios no semiárido, pois além das cargas extras que entram no meio solubilizadas pela água das chuvas, as correntes que entram à montante modificam a velocidade e alteram o tempo de residência da água. Este último é definido pela razão entre o volume médio do reservatório e as vazões defluentes médias. Martin & McCutcheon (1998) comentam que a profundidade e o tempo de residência têm forte influência nos processos de mistura, afetando as características qualitativas da água armazenada. Estudos de lagos e reservatórios mais antigos, como a metodologia utilizada por Vollenweider (1976), classificavam os lagos e sua tendência à eutrofização com base no tempo de residência, profundidade e taxa de carga de fósforo.

Para estimar os volumes do reservatório em cenários futuros é necessário realizar um balanço hídrico entre os padrões de vazões afluentes, armazenamento e regularização, conforme regra de operação previamente estabelecida. O balanço hídrico é feito através da equação da continuidade, que para reservatórios tem a forma:

$$S_2 = \left[\left(\frac{I_2 + I_1}{2} \right) - \frac{(O_2 + O_1)}{2} + \frac{S_1}{\Delta t} \right] \Delta t \quad (21)$$

Onde Δt é a diferença temporal (passo de tempo), S é o armazenamento (volume), I são as afluências totais (soma de todos os ganhos hídricos), O são as defluências totais (soma de todas as perdas hídricas) e os subscritos 1 e 2 referem-se ao tempo inicial e final do passo de tempo considerado.

Esse equacionamento é utilizado para longos períodos, desprezando-se a evaporação, a precipitação sobre a área superficial do reservatório e a infiltração, servindo para ser aplicada em única finalidade, nesta configuração, para fornecer os volumes em estudos de modelagem de qualidade da água (MARTIN; MCCUTCHEON, 1998).

Outras formas de cálculo consideram retiradas com garantia pré-estabelecida (90% de garantia - Q_{90}) (CAMPOS; NÉRIS, 2010); ou ainda, para os reservatórios do Estado do Ceará, defluências decididas em reuniões de alocação negociada para o período de previsão (CEARÁ, 2015).

3.5.5 MODELOS CLIMÁTICOS

3.5.5.1 MODELO DE CIRCULAÇÃO GLOBAL ECHAM4.5

O ECHAM4.5 é um dos modelos usados operacionalmente na previsão climática sazonal no *International Research Institute* (IRI), e o mesmo tem tido bom desempenho na simulação da variabilidade climática sobre o nordeste da América do Sul (ALVES *et al.*, 2006). O modelo foi desenvolvido no *Max Planck Institute for Meteorology*, em Hamburgo, a partir do modelo de predição espectral meteorológica do ECMWF (*Centre for Medium Range Weather Forecasts*).

Trata-se de um Modelo de Circulação Geral da Atmosfera com 19 níveis verticais e topo definido em 10 hPa. Contem um conjunto de parametrizações para processos dinâmicos e físicos, incluindo radiação, convecção, difusão vertical e fluxos de superfície. Além disso, possui parâmetros de superfície tais como albedo, rugosidade, tipo de vegetação, índice de área foliar e parâmetros de solo tais como, capacidade de

armazenamento de água e condutividade térmica. O IRI disponibiliza na sua página na internet⁷ um conjunto de 10 integrações do ECHAM4.5 forçadas com TSMs observadas desde o início dos anos 40 até o presente.

3.5.5.2 MODELO DE CIRCULAÇÃO REGIONAL RAMS

O modelo RAMS 6.0 (Regional Atmospheric Modeling System) (PIELKE *et al.*, 1992; COTTON *et al.*, 2003) foi desenvolvido pelo Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade Estadual do Colorado, USA, para unificar vários códigos existentes de simulação numérica de tempo. Uma gama de melhorias foi introduzida ao RAMS ao longo de seu desenvolvimento, entre as quais a capacidade de aninhamento de grades, que é uma das mais importantes (GOMES, 2015).

O modelo RAMS é muito flexível, podendo ser configurado para fazer simulações da circulação atmosférica em várias escalas de tempo e espaço, bem como diferentes resoluções horizontal e vertical (ALVES *et al.*, 2006). O sistema aninhado RAMS/ECHAM4.5 vem sendo operado rotineiramente pela FUNCEME para a previsão de tempo do Nordeste brasileiro, dos quais foram fornecidos os resultados de cinco membros. Cada membro contém simulações da série histórica horária das principais variáveis meteorológicas, entre 1963 a 2010.

3.5.5.3 CORREÇÃO DE VIÉS ESTATÍSTICO

As simulações realizadas pelos modelos climáticos apresentam desvios sistemáticos (viés - bias) relativamente às séries históricas correspondentes ao mesmo período, devido problemas de escala entre os dados modelados e os dados observacionais no local de aplicação. Desta forma, faz-se necessário a utilização de métodos para a correção do viés e com isso evitar interpretações incorretas dos cenários modelados.

Estes métodos baseiam-se em relações que se estabelecem entre observações e resultados dos modelos climáticos no período de referência (controle) e que são aplicadas num período futuro (MOURATO, 2008). Permitem, desta forma, determinar fatores corretivos dos resultados modelados, utilizando estatísticas da simulação de controle (período de observação), já que os resultados dos modelos não reproduzem corretamente os padrões espaciais da média e da sazonalidade.

⁷ <http://iri.columbia.edu>

O viés é calculado como a diferença entre o verdadeiro valor do parâmetro e o valor produzido pelo estimador. Ou seja, é a diferença entre o valor esperado do estimador e o verdadeiro valor do parâmetro a estimar. O valor esperado é dado pelo ponto central da distribuição amostral do estimador, sendo esta obtida mediante a repetição infinita do processo amostral de modo a obter todos os valores que o estimador possa assumir e a respectiva frequência (RICE, 1995). Quando não existe enviesamento, em média, estas duas grandezas coincidem, e o viés é nulo. Quando existe enviesamento, o estimador produz estimativas sistematicamente desviadas do verdadeiro valor do parâmetro, quer por excesso quer por defeito. Neste caso utilizam-se funções matemáticas para corrigir o viés encontrado. O viés pode ser entendido como um erro que conduz a uma conclusão inverídica, ou seja, tendenciosa.

Dois métodos são usualmente utilizados na remoção de viés, um baseado na preservação dos dois primeiros momentos estatísticos da série histórica observada (método dos dois primeiros momentos - MOM), e outro baseado na preservação da frequência relativa amostral da série histórica (REIS Jr. *et al.*, 2007; LIMA; ALVES, 2009).

O primeiro método consiste em estimar a média e o desvio padrão das séries observada e simulada para cada mês no período. O valor pontual da previsão do modelo em um dado mês é subtraído da média histórica dos valores simulados para aquele mês e dividido pelo correspondente desvio padrão. O valor padronizado da variável da previsão para um determinado período (mês) é dado por:

$$V_p = \frac{V_m - \bar{V}_m}{s_m} \quad (22)$$

Onde V_p é o valor padronizado da previsão (modelado), V_m é o valor bruto pontual da simulação do modelo, \bar{V}_m é a média histórica da variável simulada para um determinado mês e s_m o desvio padrão da série simulada.

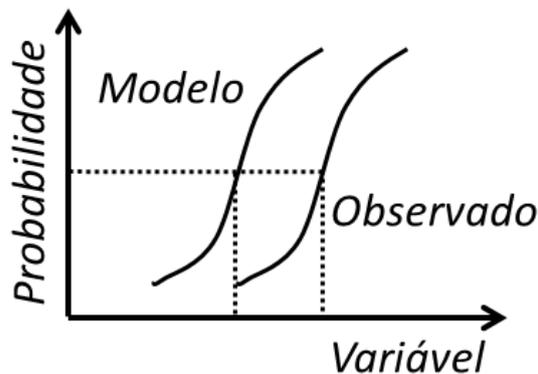
O valor corrigido da previsão será o resultado do produto entre o valor padronizado e o desvio padrão da série histórica observada do mês em questão, somado ao valor da média histórica observada do referido mês:

$$V_{corrigida} = V_p * s_{obs} + \bar{V}_{obs} \quad (23)$$

Este método preserva os dois primeiros momentos estatísticos da série histórica observada.

O segundo método consiste em preservar as frequências amostrais observadas na série histórica (WOOD *et al.*, 2002 *apud* REIS Jr. *et al.*, 2007). Neste caso são utilizadas funções de distribuição de probabilidade ajustadas ao conjunto de dados modelado e observado. A Figura 20 mostra o processo de remoção de viés através de curvas de distribuição de probabilidades acumulada (CDF), onde, dada a probabilidade de ocorrência da variável modelada, calcula-se seu novo valor com base nas observações.

Figura 20. Procedimento de remoção de viés estatístico via CDF (distribuição acumulada de probabilidades).



Uma função muito utilizada no processo de remoção de viés de variáveis hidrometeorológicas é a função gama (SILVEIRA *et al.*, 2012). A distribuição gama, para uma dada variável aleatória contínua x , tal que $x > 0$, com distribuição gama de parâmetros $\alpha > 0$ (parâmetro de escala) e $\beta > 0$ (parâmetro de forma), possui função densidade de probabilidade definida como:

$$f(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}} \quad (24)$$

Onde $\Gamma(\alpha)$ é a função gama dada por

$$\Gamma(z) = \int_0^\infty t^{z-1} e^{-t} dt \quad (25)$$

Pelo método dos momentos, os parâmetros α e β da função gama podem ser determinados por:

$$\alpha = \frac{\bar{x}}{\beta} \quad (26)$$

$$\beta = \frac{s^2}{\bar{x}} \quad (27)$$

Dessa forma, ajustam-se os dados dos modelos climáticos à função gama e calcula-se o novo valor, que será a inversa da função gama calculada pela probabilidade da variável modelada, sob os parâmetros α e β calculados a partir dos dados observados. Outras funções de distribuição podem ser utilizadas, após testes de aderência para analisar a forma da distribuição nos dados.

Entre os testes de aderência destaca-se o teste de Kolmogorov-Smirnov (KS), que é um teste não paramétrico, cuja estatística de teste tem como base a diferença máxima entre as funções de probabilidades acumuladas, empírica e teórica, de variáveis aleatórias contínuas (NAGHETTINI; PINTO, 2007). A estatística do teste KS é dada por:

$$D_N = \sup_{-\infty < x < \infty} |F_N(x) - F_X(x)| \quad (28)$$

Onde $F_N(x)$ é a distribuição empírica e $F_X(x)$ a distribuição supostamente conhecida, ou seja, seus parâmetros não são estimados a partir da amostra.

A distribuição empírica $F_N(x_m)$ é calculada pela proporção de valores amostrais que não excedem x_m , ou seja:

$$F_N(x_m) = \frac{m}{N} \quad (29)$$

Onde N é o tamanho da população e m denota a ordem crescente de classificação dos valores, para $1 \leq m \leq N$.

A estatística do teste D_N corresponde à maior diferença entre as probabilidades empírica e teórica. Partindo-se da premissa de que $F_X(x)$ é completamente conhecida, quando os parâmetros são estimados com base na amostra, simulações de Monte Carlo demonstram que o teste KS é conservador quanto à magnitude do erro de Tipo I, podendo ocorrer rejeições indevidas da hipótese nula (RICE, 2005; NAGHETTINI; PINTO, 2007). Para corrigir tal situação, Crutcher (1975 *apud* NAGHETTINI; PINTO, 2007) apresentou novas tabelas⁸ com valores críticos da estatística D_N para amostras de tamanhos variáveis, considerando sob a hipótese H_0 as distribuições Exponencial, Gama, Normal e Gumbel.

As Equações 30 a 32 foram utilizadas para a avaliação das previsões do modelo aninhado e os valores observados. Erros de viés medem a tendência dos modelos em subestimar ou superestimar as variáveis observadas, e é definido como:

$$Viés = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P - A) \quad (30)$$

onde n é o número total de observações/previsões, P são as previsões e A os valores observados. Valores positivos do erro de viés indicam predisposição do modelo climático em superestimar a variável em análise; valores negativos implicam numa subestimação do modelo na avaliação de uma variável.

⁸ As tabelas referidas para os níveis de significância α igual a 0,01, 0,02, 0,05 e 0,1 podem ser consultadas em NAGHETTINI & PINTO (2007).

A raiz do erro quadrático médio (Root Mean Square Error - RMSE) é a raiz quadrada da média das diferenças individuais quadráticas entre a previsão e as observações e é definida na forma:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P - A)^2} \quad (31)$$

Essa medida retém as unidades físicas da variável prevista e mede o erro típico da previsão do modelo (SILVEIRA, 2014). Valores altos para o RMSE representam grandes erros nos campos previstos, e valores próximos de zero indicam uma previsão quase perfeita. O termo da diferença elevando ao quadrado tende a dar maior peso às grandes discrepâncias entre os campos observados e previstos.

Outra métrica utilizada é a correlação (Equação 33), que pode assumir valores entre -1 e 1, indicando, respectivamente, perfeita anticorrelação e perfeita correlação.

$$CORREL = \frac{\sum_{i=1}^n (A_i - \bar{A}) (P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2 \sum_{i=1}^n (A_i - \bar{A})^2}} \quad (32)$$

Quando da ausência total de correlação entre as variáveis o índice assume valor igual a zero. Este índice tem a capacidade de detectar correspondência de fase entre as séries, sendo, por construção, insensível ao viés (SILVEIRA, 2014).

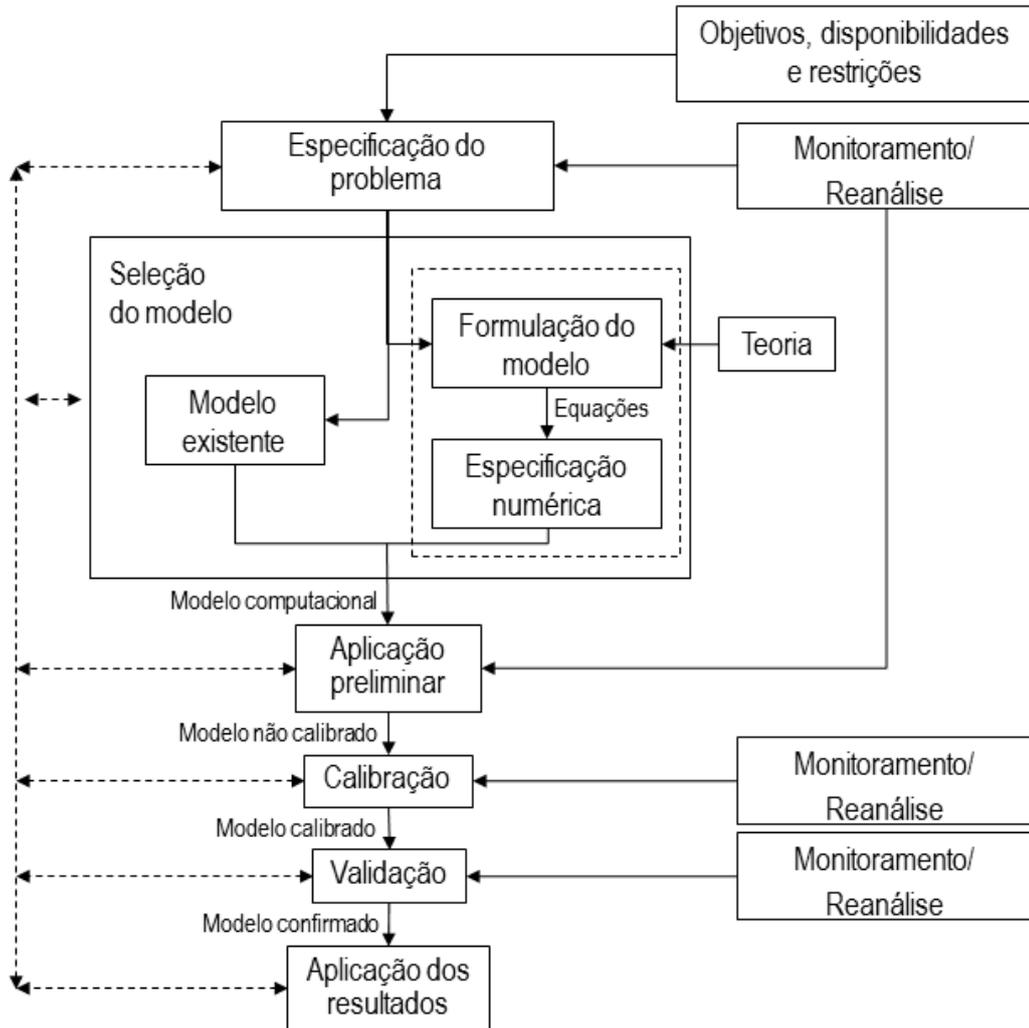
3.6 ESTRATÉGIAS METODOLÓGICAS

Nesta seção são apresentadas as estratégias metodológicas utilizadas para a modelagem hidrodinâmica e para o sistema de previsão sazonal da hidrodinâmica do reservatório Pereira de Miranda.

3.6.1 MODELAGEM HIDRODINÂMICA EM RESERVATÓRIOS

A modelagem da qualidade da água é uma das etapas do complexo sistema de gerenciamento ambiental (CHAPRA, 1997). A modelagem de sistemas ambientais (neste caso, sistemas ambientais de reservatórios) segue normalmente a sequência apresentada na Figura 21, esquema seguido no desenvolvimento deste trabalho.

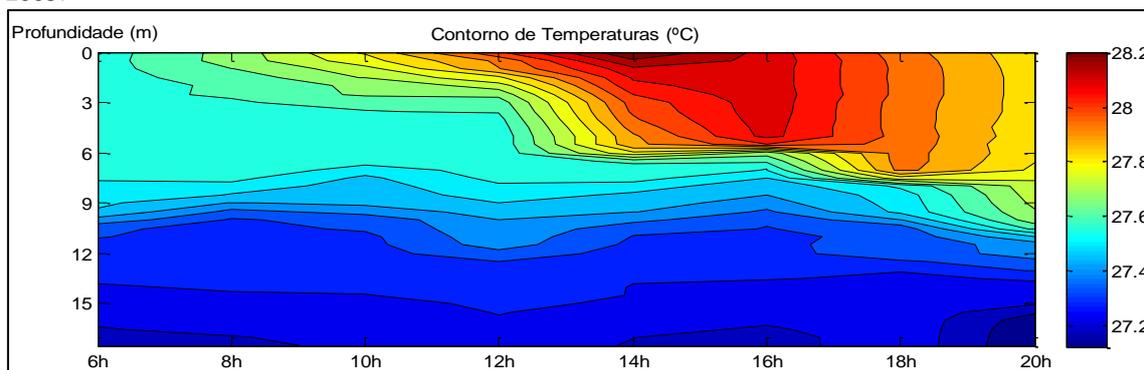
Figura 21. Informação necessária para a implementação de um sistema de modelagem.



Fonte: adaptado de Chapra (1997).

O processo é iniciado com a especificação do problema. Esta fase fornecerá um claro delineamento aos objetivos que serão propostos, as restrições da modelagem e demais informações iniciais, como os padrões legislativos a serem considerados. Foi observado um padrão de mistura e estratificação da coluna d'água durante o período de monitoramento, justificando o fenômeno a ser modelado para a obtenção de informações mais abrangentes em todo o reservatório (Figura 22).

Figura 22. Contorno de temperaturas observado no reservatório Pereira de Miranda no dia 8 de Dezembro de 2009.



Definido o problema, o próximo passo é a escolha do modelo que fará parte do sistema de modelagem ou a construção teórica do modelo de representação. A escolha dos modelos deve ser adequada às necessidades existentes e às características do reservatório em estudo. O primeiro critério é a definição do nível do detalhamento do modelo, função das aplicações dos resultados do modelo e da decisão dos gestores.

Aplicações preliminares são importantes ainda na definição dos parâmetros mais importantes. Este passo antecede o processo de calibração do modelo. As respostas dos modelos dependem diretamente da qualidade da informação observada, e, conforme exposto na descrição dos dados observacionais, foi decidido pelo uso da informação de reanálise atmosférica, em lugar dos dados da PCD.

O próximo passo na sequência da Figura 23 é a calibração do modelo. Para a configuração do modelo W2 é necessário uma ampla quantidade de informações, entre dados geométricos, condições iniciais e de fronteira, parâmetros cinéticos e hidráulicos e, por fim, dados observados para calibração e validação.

Os dados geométricos são as informações provenientes do trabalho de batimetria realizada em campo com objetivo de obtenção do modelo digital do reservatório e a geração do arquivo de batimetria do modelo W2.

As condições iniciais são especificadas nos arquivos de controle, batimetria e perfis longitudinais/verticais de entrada. No arquivo de controle é especificado o tempo no modelo, em dias julianos, em que ocorre a simulação, ou seja, o tempo inicial e final da modelagem. Os perfis de temperatura iniciais também são especificados no arquivo de controle, onde, de acordo com o nível de informação que se tem sobre o sistema, melhor será a representação final da hidrodinâmica.

O modelo pode ser inicializado com um único perfil térmico vertical para todas as seções longitudinais, situação onde, teoricamente, o modelo estaria misturado ou estratificado igualmente em todo o espaço longitudinal; vários perfis, que mostra mais a realidade dos grandes reservatórios, mas geralmente não se tem essa informação tão refinada nos monitoramentos realizados e, por fim, uma temperatura média, situação de mistura completa.

É também no arquivo de controle que é informado ao modelo o número e localização das vazões de entrada e saída, o tipo de corpo de água – água salgada ou doce – e, para o caso de regiões frias, a espessura da camada de gelo na superfície do lago.

Pela falta do monitoramento em outras seções do reservatório, considerou-se como condição inicial o lago inteiramente misturado, com a temperatura média observada de 28,5 °C. O fato de não se conhecer a hidrodinâmica inicial do lago favoreceu a análise da representação física do modelo. Assim, a partir de uma condição inicial de mistura completa, foi possível avaliar o tempo em que o reservatório entra em equilíbrio físico com suas forçantes (forçante meteorológica e hidrológica), e passa a representar os perfis observados (ciclos diários de estratificação/mistura). Este período de tempo necessário para o modelo atingir o equilíbrio foi chamado de tempo de aquecimento (pseudo transiência) do modelo W2, tempo mínimo para a obtenção de informações para todas as seções do reservatório.

As condições de fronteira, ou as forçantes do modelo, são funções ou variáveis de natureza externa que possuem influência no estado do reservatório (JØRGENSEN, 1994). Descrevem, portanto, as mudanças nos padrões hidrometeorológicos observados. Estas condições são aplicadas a cada espaço de tempo ao longo de cada seção considerada no reservatório. Como resultado das relações entre as forçantes e as variáveis de estado (equações do modelo) tem-se a variabilidade dos padrões hidrodinâmicos e de qualidade da água no modelo.

O modelo W2 admite uma série de condições de fronteira, entre elas vazões de entrada e saída, vazões de tributários pontuais e distribuídas, precipitação sobre a área do reservatório, vazões internas (bombas, tubulações instaladas, etc.), retiradas, evaporação, trocas de calor superficial, trocas gasosas; além dos parâmetros hidráulicos e cinéticos. Destes, foram consideradas as vazões afluentes e regularizadas disponibilizadas na internet (DNOCS, 2014; FUNCEME, 2014).

O modelo realiza o balanço de energia do lago através de dois métodos, que fica a cargo do usuário escolher. O primeiro leva em conta o princípio da temperatura de equilíbrio e os coeficientes de troca de calor superficiais conforme descrito em Brady & Edinger (1975 *apud* COLE; WELLS, 2008).

O segundo método calcula as trocas de calor superficial termo a termo. Para os dois métodos serem calculados é necessário especificar, no arquivo de controle, a latitude e longitude local, e no arquivo de meteorologia, os valores observados de temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho, direção e velocidade dos ventos e nebulosidade. Se disponível a partir de observações, a radiação solar de onda curta pode ser inserida no arquivo de meteorologia, mas o modelo calcula automaticamente com base nas outras informações fornecidas. O método de balanço radiativo utilizado foi o método termo a termo, e as variáveis meteorológicas utilizadas foram todas as supracitadas, com exceção da radiação, que foi calculada pelo modelo W2.

A distribuição da radiação na coluna d'água é modelada em função da fração de radiação absorvida pela superfície e a taxa de atenuação em função da água e dos sólidos suspensos orgânicos e inorgânicos. Todos esses parâmetros são especificados no arquivo de controle do modelo W2, e foram utilizados nos valores padrão de literatura (COLE, WELLS, 2008).

O modelo reconhece várias vazões de entrada, como as vazões de montante, vazões de tributários (fontes pontuais e distribuídas), recarga via precipitação e fluxos internos. Os fluxos internos são as vazões através de comportas, tubulações, bombas e as vazões que passam por cima dos vertedouros.

Como vazões de saída é possível modelar vazões a jusante, retiradas laterais, perdas por evaporação e os fluxos internos de saída de água, os mesmos modelados para as vazões de entrada.

Os coeficientes de dispersão turbulenta para a temperatura/constituintes são especificados no arquivo de controle. Esses coeficientes são considerados invariantes no tempo e no espaço. Análises de sensibilidade realizada em diversas aplicações do modelo mostrou que o modelo W2 é relativamente insensível a variações nos valores padrão dos coeficientes para reservatórios, diferentemente de quando o modelo é aplicado em rios ou estuários (COLE; WELLS, 2008). Apesar de serem mais de 120 coeficientes que afetam a

cinética dos constituintes, menos de 10 são normalmente ajustados durante o processo de calibração da qualidade da água.

Para calibrar e validar o modelo W2 foram utilizados dados do monitoramento realizado, que foram comparados aos dados observados. O procedimento foi realizado para a temperatura e os níveis do reservatório (cota de elevação). Foram utilizados conjuntos de informações em dois períodos distintos, um primeiro utilizado para a calibração dos parâmetros do modelo, e um segundo, utilizado para a validação. Para a calibração, o modelo foi simulado com início em 02/07/2009, às 00:00 horas, até dia 31/01/2010, às 21:00. O período utilizado para a validação do modelo teve início em 01/02/2010, às 00:00 horas, até dia 31/05/2010, às 21:00. Os dados de entrada utilizados foram os dados de reanálise atmosférica, com passo de tempo de seis horas entre as variáveis.

Os dois períodos são curtos, mas englobam os períodos úmidos e secos do nordeste semiárido. O período utilizado na calibração, segundo semestre do ano, comporta uma condição de seca, onde as chuvas são eventos raros. O segundo período é aquele onde se concentram os eventos chuvosos. Apesar de o ano de 2010 ter sido um ano seco (chuvas abaixo da média histórica), esse período foi o único onde estava disponível um monitoramento razoável do corpo d'água em estudo. No momento da calibração o modelo terá seus parâmetros ajustados de forma a representarem os dados observados em campo.

Com o modelo calibrado submete-se o mesmo a um novo conjunto de dados, diferentes das condições de calibração. O termo geralmente utilizado nesta fase é o de validação do modelo. A validação de fato nunca ocorre completamente, devido uma série de incertezas na formulação, simplificações nos equacionamentos, hipóteses. Quanto mais o modelo for submetido a novos conjuntos de informações, melhor o modelo poderá ser ajustado à média das observações.

A informação gerada após modelo “validado” poderá fornecer subsídios para ações de gestão da qualidade da água. Este é o início de um ciclo de aprendizado, onde novas rodadas do modelo refinarão, com o tempo, o processo de modelagem. Novas formulações e parâmetros poderão ser adicionados, melhorando a representação final do sistema.

MÉTRICA DE ANÁLISE DA CALIBRAÇÃO

Para avaliar a acurácia da representação da temperatura do modelo W2 foi utilizada a métrica estatística do erro absoluto médio (AME – Absolute Mean Error), dado por:

$$AME = \frac{\sum |\text{Modelado} - \text{Observado}|}{\text{Número de observações}} \quad (33)$$

Similar à Equação 30, mas não considera o sinal do erro.

O erro absoluto médio tem sido bastante usado na avaliação de modelos, entre eles o modelo W2 (COLE, WELLS, 2008). O AME indica o desempenho do modelo, e é diretamente interpretável. Para a temperatura, um AME de 0,5°C, por exemplo, significa que os resultados modelados estão, na média, dentro da margem de $\pm 0,5^\circ\text{C}$ de erro. Cole & Wells (2008) apresentaram uma tabela com valores de AME para simulações de calibração térmica em 70 reservatórios, com a maioria dos valores abaixo de 1°C.

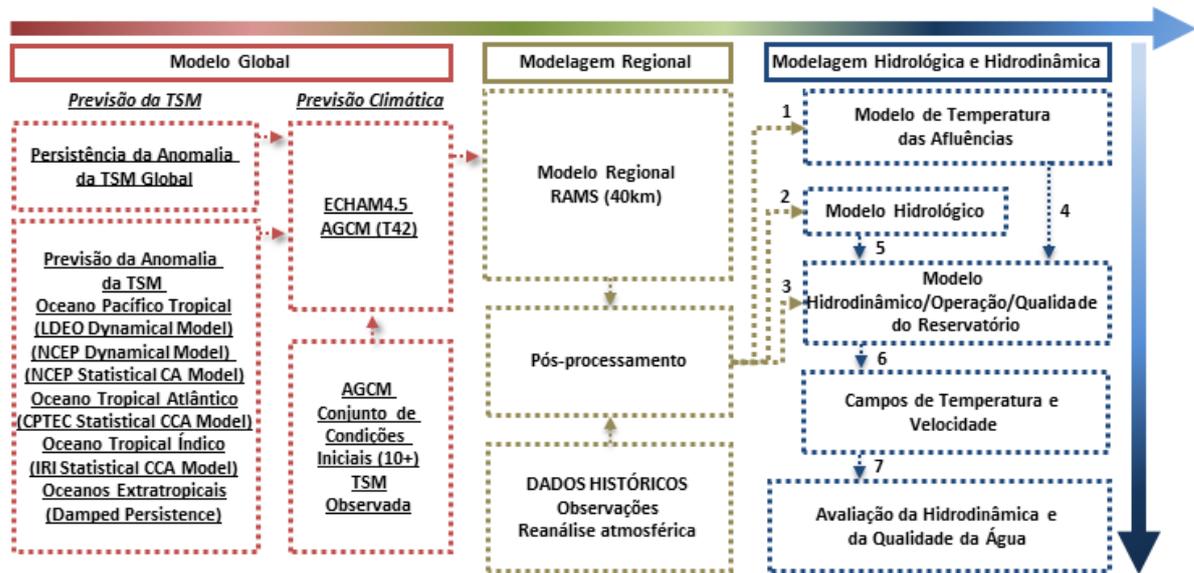
3.6.2 SISTEMA DE PREVISÃO SAZONAL DA HIDRODINÂMICA EM RESERVATÓRIOS

A Figura 23 mostra o quadro conceitual com os modelos e processos necessários para o sistema de previsão, um sistema em cascata onde inicialmente a condição global da circulação atmosférica é prevista. Essa informação gerada pelo modelo global será entrada ao modelo regional, que, em um processo dinâmico, aumenta a resolução das informações climáticas geradas pelo modelo global. De posse das variáveis meteorológicas regionalizadas parte-se para a última parte do sistema de previsão, composto pela previsão hidrológica (vazões afluentes e defluentes), previsão qualitativa (temperatura das afluências) e previsão da hidrodinâmica.

Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) são modelos desenvolvidos para simular o comportamento da atmosfera e são forçados pela Temperatura da Superfície do Mar (TSM) prevista ou persistida as anomalias térmicas dos oceanos. Essa etapa da modelagem climática é chamada de previsão em dois estágios, onde, inicialmente, estima-se a TSM e, em seguida, a informação da TSM gerada será condição de contorno para o MCGA ECHAM4.5.

Devido sua grande interação com a atmosfera, os oceanos têm um papel fundamental na variabilidade climática do planeta, onde as trocas de calor latente e sensível dependem principalmente da TSM (SILVEIRA, 2014). Algumas técnicas utilizadas na modelagem da TSM é detalhada em Alves *et al.* (2006).

Figura 23. Cascata de modelos e processos necessários para um sistema de previsão sazonal da hidrodinâmica e qualidade da água em reservatórios



Os MCGA dividem a atmosfera em pequenas células tridimensionais (50 a 100 mil células horizontais e entre 10 e 20 camadas verticais) (RAPP, 2008), bem como a superfície terrestre, divididas em células superficiais e os oceanos, divididos em múltiplas camadas verticais combinadas com várias células horizontais. Cada célula computacional exibe um valor uniforme médio para cada variável modelada e interage com as células vizinhas de acordo com as leis físicas expressas por equações matemáticas.

A informação gerada pelo MCGA ECHAM4.5 para variáveis como as componentes zonal e meridional do vento, umidade, temperatura e pressão, em uma ampla área dada pela resolução do MCGA (acima de 200 km) é o ponto inicial do processo de *downscaling*. Este processo é necessário quando se deseja refinar e aproximar mais os resultados modelados à escala local. No *downscaling* dinâmico, ou aninhamento de um modelo regional (MCR) ao MCGA, o MCR é executado em determinada região utilizando as condições de contorno do MCGA. Dessa forma os modelos regionais podem ser configurados de forma aninhada até a desejada resolução espacial (QUANTE, 2010).

Os MCR incorporam características regionais como topografia, vegetação, solo, diferenças continente-oceano, etc., não contidas no MCGA (ALVES; CAMPOS, 2010). Os dados gerados pelo MCR RAMS possuem melhor resolução espacial podendo ser inseridos em outras ferramentas de simulação numérica, tais como os modelos hidrológicos, modelos de qualidade de água, entre outros (CASTRO *et al.*, 2010). No sistema de previsão proposto,

os dados gerados pelo MCR RAMS, após as devidas correções, determinarão todas as forçantes dos próximos modelos da cascata.

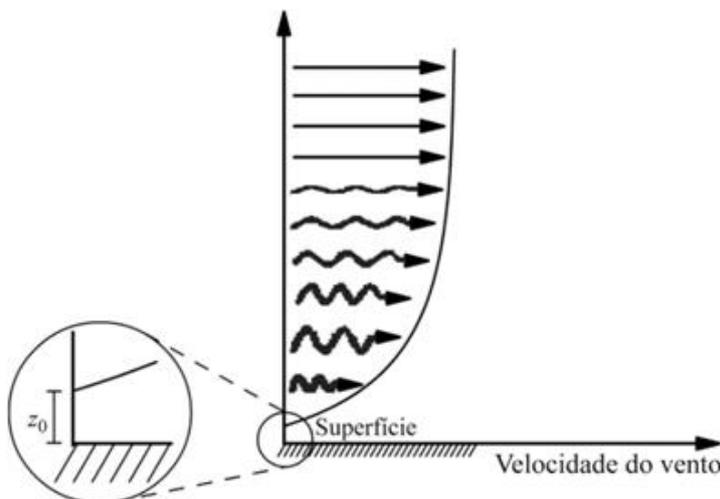
As variáveis meteorológicas de interesse para o modelo hidrológico e o modelo do reservatório serão os resultados da simulação do primeiro nível vertical do modelo RAMS. O primeiro nível apresenta centroide a 25 metros de altura, sendo necessário corrigir seus valores à superfície. Foi considerado, por simplificação, que a única variação relevante encontrada seria com o vento modelado, uma vez que os ventos em níveis atmosféricos mais baixos passam a sofrer influência da superfície. A rugosidade da superfície interfere no escoamento do ar sobre a interface Terra-Atmosfera, retardando a velocidade do vento, onde parcelas de ar mais próximas do solo sofrem maior efeito da fricção e parcelas mais distantes, um efeito menor.

A região da atmosfera situada entre 100 e 1000m de altura, é conhecida como Camada Limite Planetária (CLP). Nela os ventos não sofrem tanto os efeitos da rugosidade e por conta disso possuem um comportamento diferenciado do restante da atmosfera. Na Camada Limite Superficial (CLS), região que compreende os primeiros 100 metros da atmosfera, há a formação de um perfil vertical logarítmico do vento, que matematicamente pode ser expresso por (LINARD, 2010; ARAÚJO JUNIOR, 2011; ARYA, 2011):

$$\bar{v}(z) = \frac{v_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (34)$$

Onde $\bar{v}(z)$ representa a velocidade média a uma altura z , v_* é a velocidade de atrito, κ é a constante de *von Karman* e z_0 indica o comprimento de rugosidade. Graficamente, esse perfil pode ser representado como mostrado na Figura 24.

Figura 24. Perfil logaritmo dos ventos à superfície.



Fonte: ARAÚJO JUNIOR, (2011).

A estimativa de z_0 é realizada através de dados de perfis verticais do vento e extrapolada para a altura em que o vento é nulo. O parâmetro z_0 é utilizado na caracterização da rugosidade do terreno; como exemplo, $z_0 \approx 0,001$ metros quando a superfície é lisa (areia, neve e água), $z_0 \approx 0,20$ metros quando a superfície apresenta árvores e arbustos e $z_0 \approx 0,5$ metro em áreas residenciais (LINARD, 2010). Grande parte das formulações sobre velocidade do vento são referenciadas à altura na qual o vento é medido. No modelo W2 o usuário pode especificar a altura de medição (25 metros), e então o modelo converterá o valor medido à altura das formulações (COLE, WELLS, 2014).

Após remoção do viés estatístico das variáveis meteorológicas resultantes do aninhamento RAMS/ECHAM4.5 seus valores serão utilizados na modelagem da quantidade e qualidade da água que aflui aos reservatórios. Primeiro é calculada a temperatura média diária das afluências, utilizando-se metodologia da temperatura de equilíbrio, e em seguida as afluências com o modelo hidrológico SMAP.

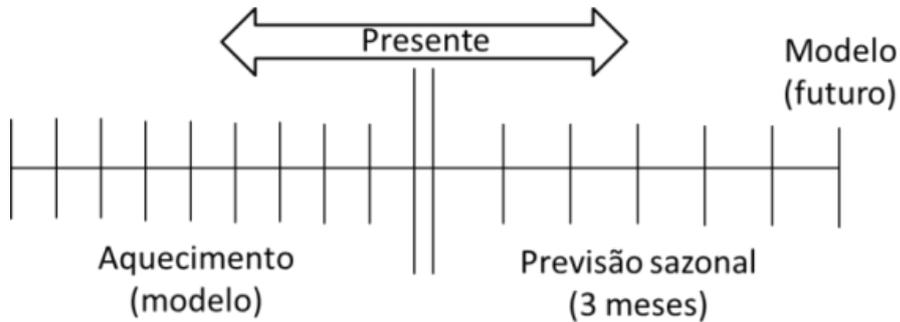
O W2 é o último da cascata de modelos. Nele serão processadas todas as informações climáticas e hidrológicas previstas pelos modelos anteriores para o cálculo dos padrões de circulação do reservatório. As variáveis de interesse da previsão climática - temperatura do ar, precipitação, velocidade e direção do vento, umidade relativa do ar, cobertura de nuvens, vazão e temperatura da água afluyente ao reservatório - fornecerão as condições de fronteira ao modelo W2.

O modelo W2 precisa ainda estar acoplado a um modelo de operação, que ditará os níveis acumulados do reservatório ao longo do tempo de simulação, fator importante na avaliação hidrodinâmica e qualitativa de reservatórios. Modelos de operação geralmente consideram uma equação para o balanço hídrico e uma determinada lei de regularização a ser aplicada (muitas vezes definida em função de uma dada permanência das vazões afluentes, ex. geral, vazão Q_{90}).

A Figura 25 mostra uma visão geral do processo de previsão sazonal. A reta tem caráter temporal e delimita o tipo de informação de entrada no modelo W2. No período de aquecimento as forçantes do modelo W2 derivam dos dados observados ou de reanálise atmosférica. O período de aquecimento é necessário para o reservatório entrar em equilíbrio hidrodinâmico, se considerado o início da simulação a partir de uma condição desconhecida. Portanto, esse período de tempo determinado será importante na definição

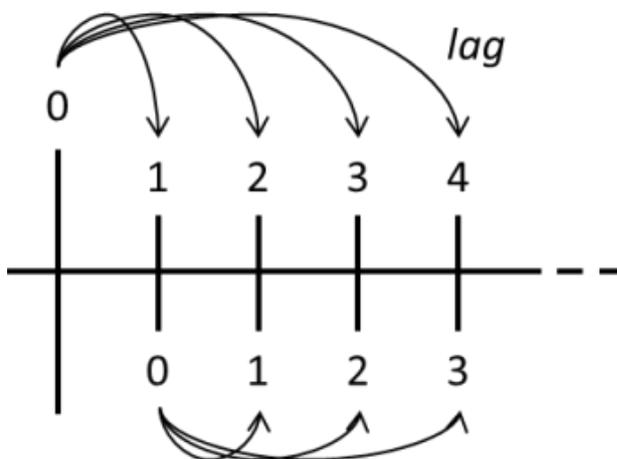
do tamanho mínimo da série de informação hidroclimatológica utilizada como entrada ao modelo W2.

Figura 25. Visão geral do modelo de previsão proposto.



A Figura 26 apresenta a defasagem temporal (*lag*) de previsão a partir de um ponto inicial (a partir do modelo aquecido). Quanto mais próximo do ponto “zero” a previsão a ser feita, menor será a variabilidade sofrida pela hidrodinâmica do lago como função das forçantes previstas. Períodos menores de tempo (dias) apresentam dinâmica (inércia) menos dependente das condições meteorológicas.

Figura 26 - Defasagem temporal (*lag*) de previsibilidade.



4 RESULTADOS

Este capítulo apresenta os resultados do pré-processamento, correção e utilização das informações de reanálise atmosférica na calibração do modelo CE-QUAL-W2 e os principais resultados da calibração, o tempo de aquecimento do modelo CE-QUAL-W2 e análise de sensibilidade para os parâmetros hidrodinâmicos considerados.

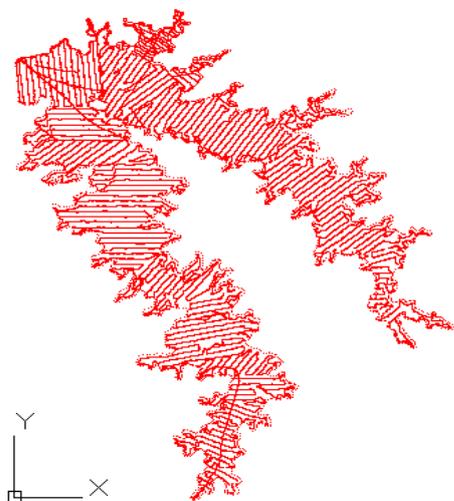
Em seguida estão os resultados da correção das variáveis meteorológicas fruto do aninhamento entre os modelos climáticos RAMS/ECHAM4.5, utilização das variáveis meteorológicas resultantes da correção na previsão sazonal das vazões e temperaturas afluentes ao reservatório e resultados da simulação do modelo CE-QUAL-W2 forçado pelo conjunto de informações derivadas da cascata de modelos.

4.1 PROCESSAMENTO DO MODELO CE-QUAL-W2

Inicialmente foram criados arquivos texto com os pontos coletados, separados por espaços, com representação cartográfica UTM (Universal Transversa de Mercator). Ao importar estes arquivos para o ambiente CAD e configurar a página de desenho com as características geográficas do local (sistema de coordenadas SAD69/UTM zona 24S) obteve-se a visualização dos pontos coletados no trabalho de batimetria (Figura 27).

Em seguida foi criada a superfície tridimensional do reservatório. Uma das formas comumente utilizadas na representação de superfícies é o modelo de representação por redes de triângulos irregulares, ou *triangulated irregular network data model* (TIN).

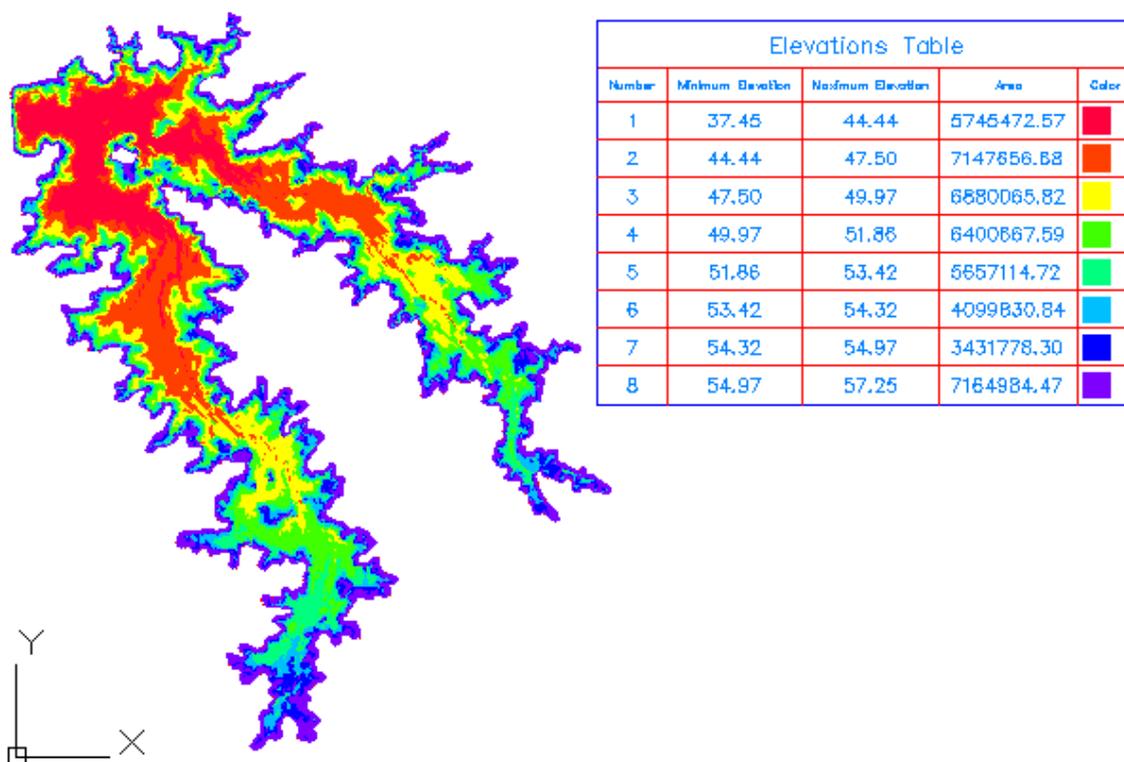
Figura 27 - Visualização dos pontos coletados em campo (batimetria)



Tal modelo representa uma forma eficiente para representar superfícies contínuas como séries de triângulos unidos, útil na criação de modelos digitais de terreno e

representações de superfícies com elevações (WEDDING; McEACHRON, 2010; AZAGRA, 2011). A Figura 28 apresenta a superfície tridimensional criada e a visualização das elevações.

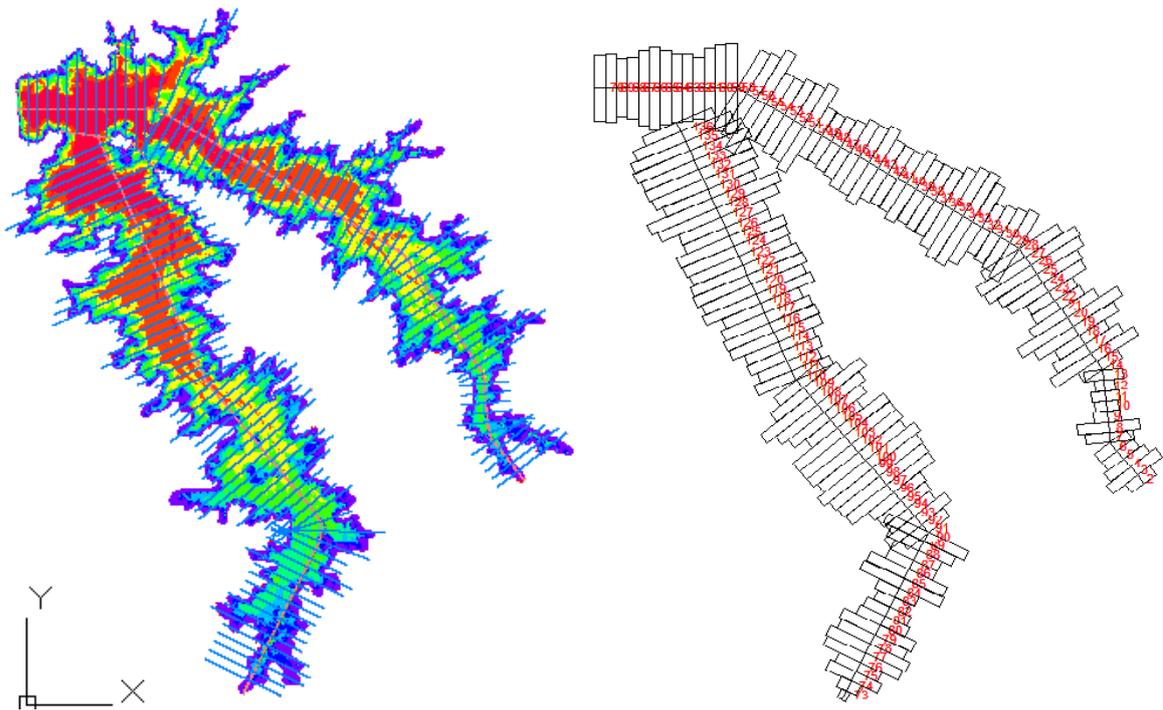
Figura 28 - Visualização das elevações da superfície TIN.



Por fim foram traçados os alinhamentos da superfície TIN, que são linhas georeferenciadas que demarcam regiões no desenho no qual se deseja informações de distâncias, estações e estaqueamento, entre outras características. Foram criados dois alinhamentos, um em cada braço do reservatório, onde foram criadas seções, espaçadas automaticamente a uma distância de 200 metros, respeitando a inclinação do alinhamento ao qual faziam parte. Foram criadas ao total 133 seções batimétricas, que resultaram em 137 seções no modelo numérico (4 seções virtuais).

Considerou-se a altura da camada vertical Δz de 1 metro, resultando em um total de 21 camadas verticais (cota inferior do reservatório 37,45 metros e cota superior, 57,25 metros). Na Figura 29 observa-se um comparativo entre o modelo digital e o modelo numérico gerado no modelo W2.

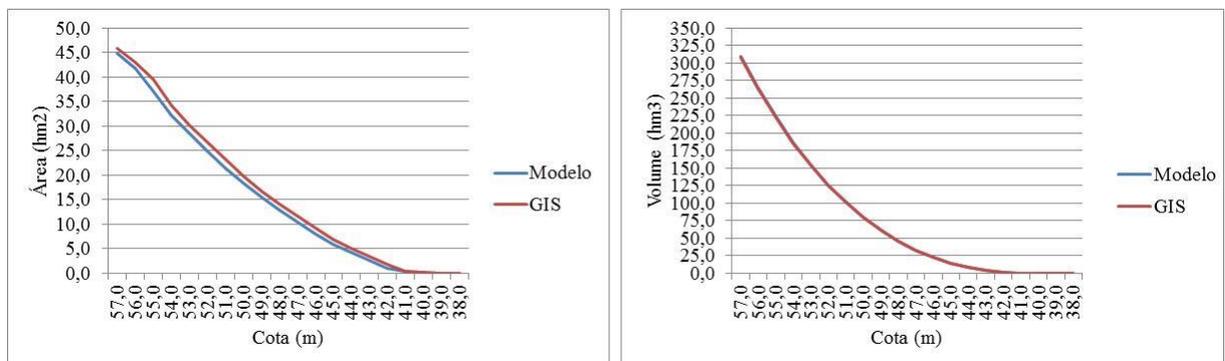
Figura 29 - Modelo digital e modelo numérico (CE-QUAL-W2).



Calibração dos volumes

Concluído o arquivo de batimetria, procede-se a calibração dos volumes e áreas fornecidas pelo modelo numérico. O modelo W2 apresenta um arquivo executável (preW2_ivf.exe) que gera um relatório inicial sobre os dados de entrada e os arquivos iniciais. Este programa descreve todas as informações iniciais fornecidas por meio dos arquivos de entrada e, além destes, cria uma tabela de cota-área-volume para o modelo, segundo dados da batimetria. A Figura 30 mostra a comparação entre as curvas cota-área-volume no modelo digital e no modelo numérico final.

Figura 30 - Curva cota-área-volume no modelo CE-QUAL-W2 e modelo digital do terreno.



Balanço hídrico

A calibração do balanço hídrico do reservatório foi realizada através da comparação dos níveis observados e os níveis modelados. Vários erros podem aparecer antes da calibração dos níveis, relativos às falhas na construção dos arquivos de batimetria, eventos extremos, dados incompletos de vazões observadas, altos índices de evapotranspiração, infiltração e medições das vazões observadas.

A versão 3.6 do modelo W2 utilizada contém um programa para o balanço hídrico, mas que costuma apresentar pequenos erros na convergência dos valores diferenciais das vazões. Para calcular essas vazões é utilizar um balanço hídrico, expresso pela equação da continuidade, que tem a forma

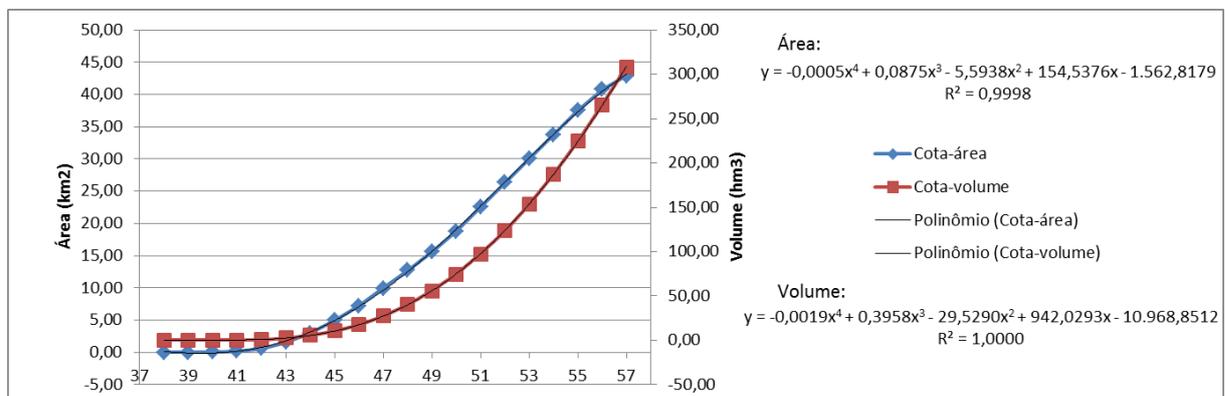
$$\frac{\partial S}{\partial t} = I + P - (Q + E + I_n) \quad (35)$$

Onde S é o volume do reservatório; t o tempo; I as entradas (vazões afluentes ao reservatório); Q as vazões de saída; P a precipitação sobre a superfície do reservatório; E a evaporação e I_n a infiltração.

As perdas por infiltração (I_n) da Equação 35 foram desprezadas devido à característica cristalina do solo da região, assim como a evaporação, que o modelo W2 já calcula, restando ao balanço hídrico três termos, precipitação, afluências e defluências.

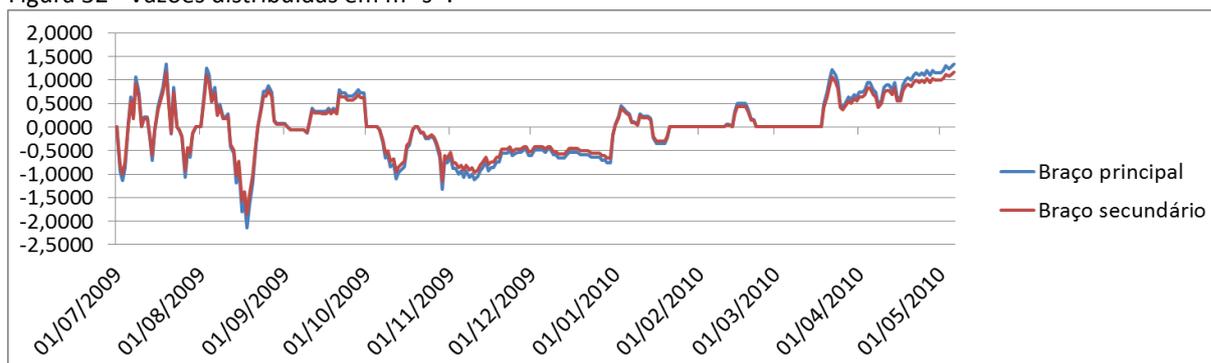
Para o cálculo do volume do reservatório foi utilizado a equação polinomial resultante do ajuste da tabela cota-área-volume fornecido no pré-processamento (Figura 31). Assim, para cada cota simulada pelo modelo, calcula-se o valor do volume e compara-se ao volume observado. O valor diferencial, para cada intervalo diário de tempo, foi transformado em vazões distribuídas.

Figura 31 - Ajuste de funções para o cálculo da área e volume.



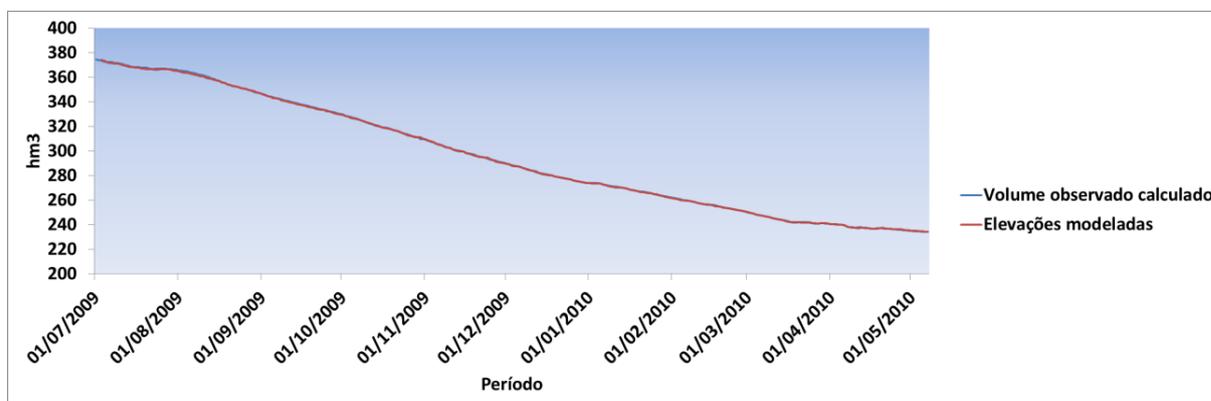
A inclusão das vazões diferenciais calculadas distribuídas simula as perdas/ganhos de água por infiltração, retiradas (informação não monitorada) e diferenças no cálculo da evaporação do modelo (principalmente falhas na medição das vazões afluentes). No modelo W2, essa é uma forma razoável de completar o balanço hídrico com o mínimo de impacto na hidrodinâmica (COLE; WELLS, 2008). A Figura 32 mostra as vazões para o balanço hídrico calculado.

Figura 32 - Vazões distribuídas em $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$.



A Figura 33 apresenta o balanço hídrico final para o período inteiro considerado durante a calibração e validação do modelo CE-QUAL-W2.

Figura 33 - Balanço hídrico (volume em hm^3) em todo o período considerado na calibração e validação do modelo CE-QUAL-W2.



Dados meteorológicos

O arquivo meteorológico do W2 recebe como entrada valores de velocidade e direção dos ventos. Para extrair essas informações das componentes do vento foram utilizadas as Equações 36 e 37, para o cálculo da velocidade ($|\vec{V}|$) e direção ($f(\theta)$), respectivamente.

$$|\vec{V}| = \sqrt{(u^2 + v^2)} \quad (36)$$

$$f(\theta) = \begin{cases} |\tan^{-1}(v/u) - 3/2 * \pi|, se u > 0 \\ |\tan^{-1}(v/u) - 1/2 * \pi|, se u < 0 \end{cases} \quad (37)$$

Para u e v em $m s^{-1}$.

Outro parâmetro que compõe o arquivo de meteorologia do modelo W2 é a temperatura do ponto de orvalho (T_d), fornecidos pela reanálise. Através destas foi possível calcular a umidade relativa para comparação com a umidade relativa observada nas PCD. Foi utilizado o equacionamento proposto por CHAPRA (1987):

$$T_d = \frac{237,3}{\frac{17,27}{\ln(e_{ar}/4,596)} - 1} \quad (38)$$

Sendo e_{ar} a pressão de vapor do ar ($mmHg$).

A pressão de vapor do ar é equivalente à pressão na saturação para a temperatura do ponto de orvalho:

$$e_{ar} = 4,596e^{\left(\frac{17,27 T_d}{237,3+T_d}\right)} \therefore e_s = 4,596e^{\left(\frac{17,27 T_{ar}}{237,3+T_{ar}}\right)} \quad (39)$$

Onde T_{ar} é a temperatura do ar observado ($^{\circ}C$). A pressão de vapor na saturação e_s relaciona-se com a pressão de vapor do ar e_{ar} e a umidade relativa do ar (UR) segundo a equação:

$$e_s = \frac{100 e_{ar}}{UR} \quad (40)$$

Quatro variáveis meteorológicas da reanálise apresentaram desvios significativos com relação aos dados observados⁹ pela PCD: velocidade e direção dos ventos, umidade relativa e temperatura do ar. Foram utilizados os dois métodos apresentados para a correção das variáveis com base nas observações feitas pela PCD, e consequente comparação dos resultados.

Para a aplicação do método da CDF as variáveis foram inicialmente ajustadas às funções de distribuição e análise de aderência. Houve a rejeição da hipótese nula para as funções testadas¹⁰ (condição de aceitação de que o comportamento probabilístico da variável em questão possa ser modelado pela função de distribuição testada). Apesar da não aderência das funções de distribuição gama e normal às variáveis da reanálise que apresentaram desvios, foi utilizada a CDF gama para o ajuste das variáveis e posterior comparação ao método dos dois momentos (MOM), devido sua ampla aplicabilidade na

⁹ Os dados de reanálise são valores médios em grade de $0,25^{\circ}$, e os valores das PCD representam valores pontuais. Os dados poderiam ser corrigidos utilizando-se outras PCD na região de aplicação, caso estivessem disponíveis, subdividindo o reservatório em múltiplos corpos d'água, de acordo com a representação de cada PCD local.

¹⁰ Foram testadas as distribuições Gama e Normal, para níveis de significância α igual a 0,01, 0,02, 0,05 e 0,1.

correção de viés estatístico na literatura (REIS Jr. *et al.*, 2007; LIMA; ALVES, 2009; ALVES; CAMPOS, 2010; SILVEIRA *et al.*, 2012; SILVEIRA, 2014).

Foram consideradas as duas séries históricas, da PCD e da reanálise, cada uma com valores entre 01/01/2006 até 31/12/2010. Este tamanho de série foi utilizado devido à disponibilidade das informações da PCD. Foram selecionados os dados das variáveis para cada mês dentro de cada série histórica, calculadas as médias e desvios das variáveis para o mês em questão, e consequente aplicação dos métodos para correção de viés.

Nas Figuras 34 a 37 estão os gráficos comparativos com os valores médios das variáveis observadas (PCD) e da reanálise; e seus valores após correção pelos métodos CDF e MOM. Na Figura 38 estão os valores pontuais (a cada seis horas) da variável velocidade do vento, nos últimos dez dias do mês de janeiro de 2010, antes e após correção pelos dois métodos utilizados.

Figura 34 - Comparação entre as médias mensais da série histórica da PCD e da reanálise, antes e depois da correção pelos métodos da CDF e MOM, para a variável velocidade do vento, em $m s^{-1}$.

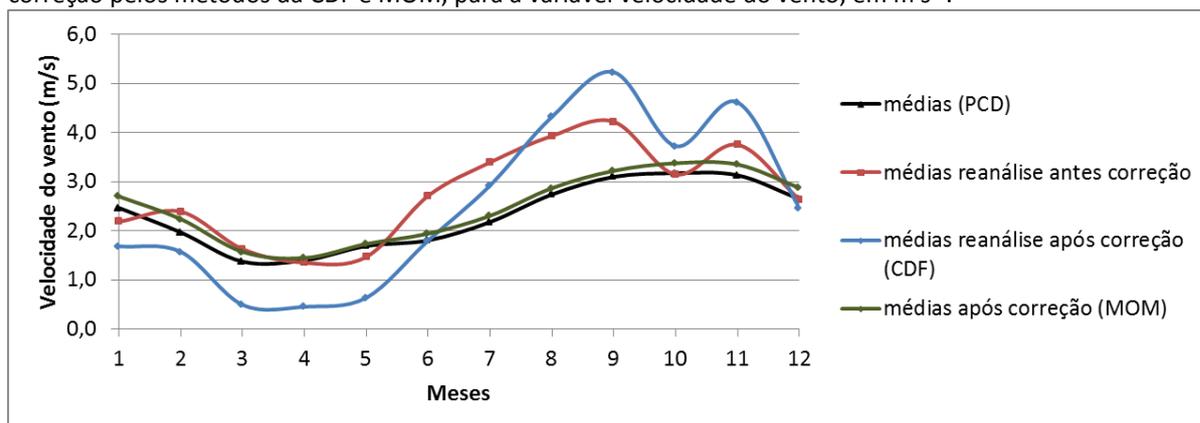


Figura 35 - Comparação entre as médias mensais da série histórica da PCD e da reanálise, antes e depois da correção pelos métodos da CDF e MOM, para a variável direção do vento, em radianos.

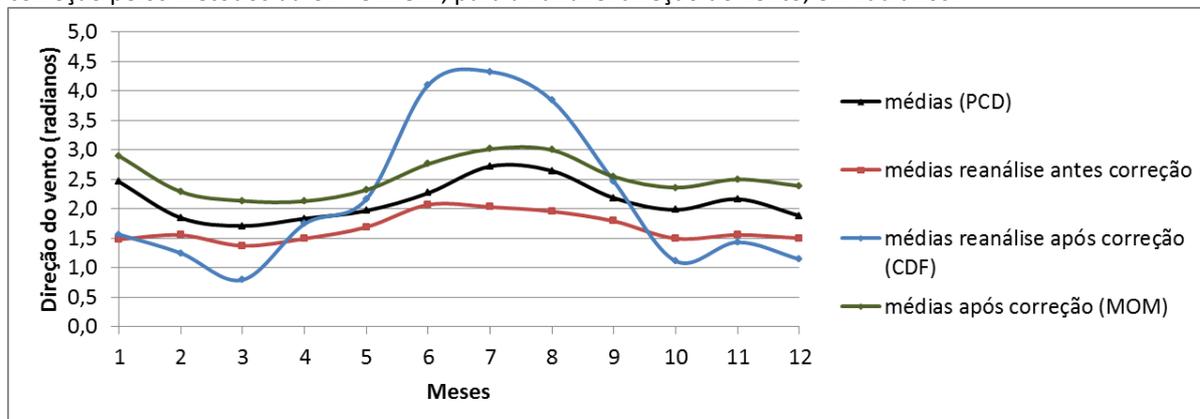


Figura 36 - Comparação entre as médias mensais da série histórica da PCD e da reanálise, antes e depois da correção pelos métodos da CDF e MOM, para a variável temperatura do ar, em °C.

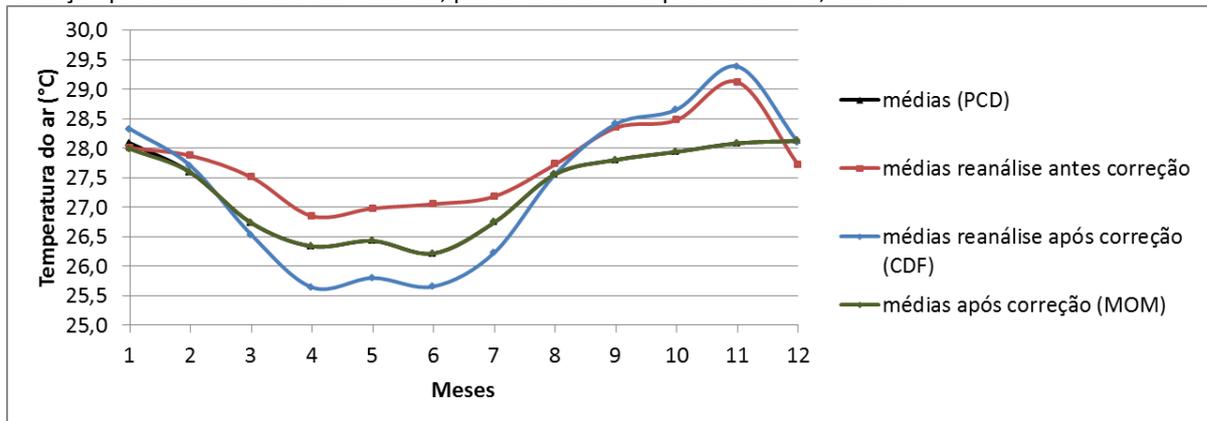


Figura 37 - Comparação entre as médias mensais da série histórica da PCD e da reanálise, antes e depois da correção pelos métodos da CDF e MOM, para a variável umidade relativa, em %.

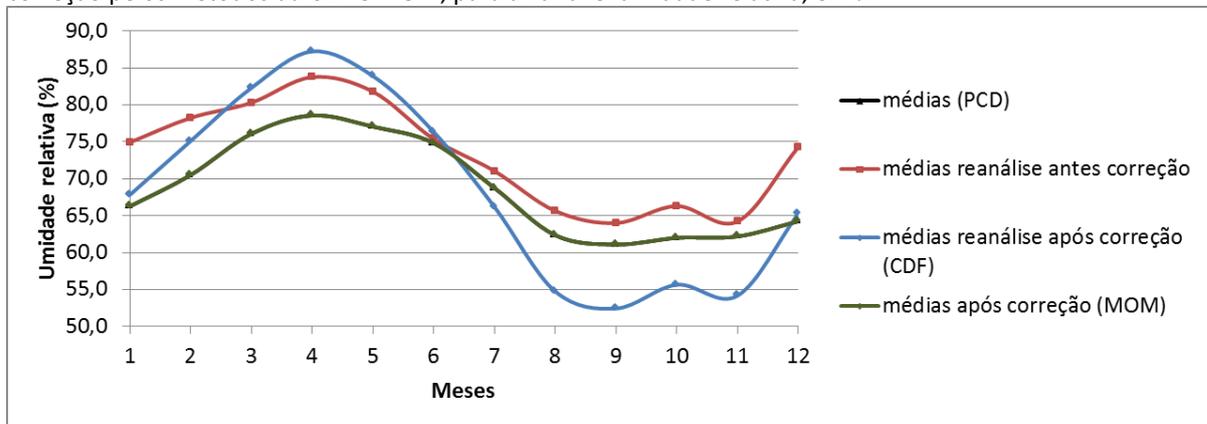
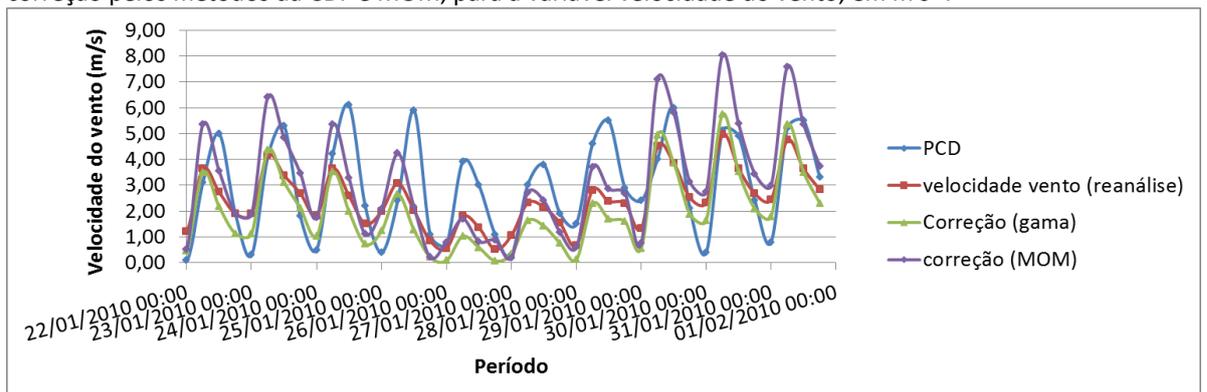


Figura 38 - Comparação entre os valores pontuais da série histórica da PCD e da reanálise, antes e depois da correção pelos métodos da CDF e MOM, para a variável velocidade do vento, em $m\ s^{-1}$.



O método MOM apresentou melhores resultados quando comparado ao método da CDF, para a série de dados da PCD disponível. O método MOM preserva as médias observadas e o desvio entre as variáveis, e, mesmo o método CDF sendo melhor quanto ao ajuste das frequências das variáveis da reanálise, o pequeno tamanho da série não permitiu a devida aderência das variáveis à função de distribuição gama. Neste sentido, foi utilizado o método MOM para a correção das variáveis da reanálise.

4.2 CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO CE-QUAL-W2

O processo de calibração é o momento da modelagem onde os coeficientes do modelo numérico serão ajustados para a devida correspondência aos dados observados. Inicialmente atribui-se valores aos coeficientes do modelo de tal forma que suas saídas correspondam às observações. Em seguida, para validar o modelo, utiliza-se um novo conjunto de dados, diferentes daqueles utilizados na calibração, e novamente comparam-se os resultados do modelo ao observado. Geralmente admite-se um erro mínimo entre variáveis observadas e modeladas.

No caso do modelo não representar os dados observados (e, mais importante, suas tendências), no momento da verificação, deve-se iniciar uma busca pelas possíveis falhas, cabendo neste momento rever as hipóteses do modelo, incluir novos processos, ou coletar um novo conjunto de dados que corresponda adequadamente aos dois conjuntos de dados (COLE; WELLS, 2008). Os autores lembram que a aplicação do modelo a novos grupos de dados melhoram o ajuste inicial, através de uma abordagem conjunta e contínua, para todos os grupos de dados e em todos os espaços de tempo.

Seguindo um sequenciamento lógico para a calibração do modelo, depois de configurada a batimetria, calibram-se os níveis da água do reservatório, seguido da hidrodinâmica e por fim a calibração da qualidade da água. O primeiro parâmetro de interesse na calibração hidrodinâmica do modelo é a temperatura da água (COLE; WELLS, 2008), apesar de ser um parâmetro não conservativo afetado por trocas caloríficas de superfície e fundo.

A temperatura é um parâmetro de qualidade da água que afeta a hidrodinâmica de lagos e reservatórios por sua influência na densidade da água. Vários coeficientes numéricos afetam a hidrodinâmica, afetando assim o transporte de calor e de constituintes. Entre eles, os principais então o coeficiente de rugosidade (Manning ou Chezy) e o coeficiente de cobertura de ventos. Outros coeficientes, como os de dispersão longitudinal do momentum, calor e constituintes, radiação solar absorvida pela superfície e extinção da luz (coeficientes de extinção da luz em meios com água pura, sólidos inorgânicos e sólidos orgânicos) afetam diretamente a temperatura, e com isso, a hidrodinâmica do reservatório. A temperatura de fundo, ou temperatura dos sedimentos, não foi um parâmetro monitorado. Cole & Wells (2008) aconselham, nestes casos, utilizar os valores de temperatura média do ar observado.

A distribuição da temperatura no reservatório depende ainda das temperaturas das afluências, saídas e retiradas de água, o esquema de solução numérico utilizado, trocas de calor superficial, batimetria e dados meteorológicos. O modelo W2 possui dois parâmetros principais de calibração: (i) o arquivo SHADE, que representa a quantidade de radiação solar de onda curta que alcança a superfície do reservatório e (ii) o arquivo WSC - *Wind Sheltering Coefficient* – que especifica uma ponderação no efeito da velocidade do vento contida no arquivo de meteorologia. O arquivo SHADE é função de barreiras físicas à luz solar, figurado pelas características topográficas da região e pela vegetação no entorno do reservatório. Já o arquivo WSC possui a tarefa de reduzir os efeitos do vento devido às características da superfície do terreno no entorno do reservatório.

A calibração do modelo W2 foi feita manualmente, por tentativa e erro, alterando-se a cada rodada do modelo os dois principais parâmetros de calibração do modelo W2, os arquivos SHADE e WSC; e mantendo-se constante os demais parâmetros descritos na Tabela 3. A cada nova rodada do modelo comparações eram feitas entre os gráficos dos perfis térmicos medidos e modelados, e análise dos resultados do erro absoluto médio (AME) calculado. O processo iterativo foi realizado visando minimizar o valor do AME. A vantagem deste procedimento é permitir que o usuário agregue ao processo sua experiência e conhecimento sobre o modelo (BRAVO *et al.*, 2007). No caso desta aplicação com o modelo W2, essa metodologia de calibração foi possível devido ao pequeno número de parâmetros.

O arquivo de abrigo de vento – WSC – é o principal parâmetro de calibração, e seu ajuste é realizado inicialmente. O valor ótimo encontrado durante o período de calibração foi de 0,94. Quanto à radiação incidente de onda curta barrada fisicamente o valor encontrado foi de 20% do valor total (coluna DYNOSH do arquivo SHADE com valor de 0,80).

Tabela 3 – Coeficientes que afetam a calibração da temperatura no modelo CE-QUAL-W2.

COEFICIENTE	VALOR PADRÃO
Viscosidade turbulenta	$1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$
Difusividade turbulenta	$1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$
Coefficiente de Chezy	$70 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$
Coefficiente de abrigo de vento	Parâmetro de calibração
Radiação solar absorvida pela superfície	0,45
Coefficiente de extinção da luz (água pura)	$0,45 \text{ m}^{-1}$
Coefficiente de extinção para sólidos inorgânicos	$0,01 \text{ m}^{-1}$
Coefficiente de extinção da luz para sólidos orgânicos	$0,2 \text{ m}^{-1}$

Fonte: (COLE & WELLS, 2008).

Os principais parâmetros que afetam a calibração térmica do modelo estão listados na Tabela 3. O coeficiente de viscosidade turbulenta, o coeficiente de Chezy e o coeficiente de abrigo de vento afetam diretamente a hidrodinâmica do reservatório, que acaba por interferir no transporte dos constituintes e do calor. Os demais coeficientes apresentados na Tabela 3 afetam a temperatura diretamente, o que influencia na hidrodinâmica.

Uma variável dificilmente monitorada em reservatórios é a temperatura dos sedimentos (TSED). Geralmente utilizam-se valores médios da temperatura do ar observada, quando não se tem esses valores monitorados (COLE; WELLS, 2008). Os valores utilizados na calibração foram 27,74 °C e de 28,20°C durante a validação.

Durante o monitoramento do reservatório Pereira de Miranda foram feitas amostragens com disco de Secchi, dispositivo bastante simples e muito utilizado na quantificação da transparência da água e na avaliação da profundidade da zona fótica (Tabela 4).

Tabela 4 – Transparência de Secchi medida durante o monitoramento da qualidade da água do reservatório Pereira de Miranda.

Data	Hora	Transparência de Secchi (m)
26/1/2010	9:00	1,0
26/1/2010	12:00	1,0
26/1/2010	15:00	1,1
2/3/2010	9:00	0,9
2/3/2010	12:00	1,0
2/3/2010	15:00	0,9
6/4/2010	9:00	1,0
6/4/2010	12:00	1,0
6/4/2010	15:00	0,9

Para converter os valores (em metros) do disco de Secchi para valores de coeficiente de extinção de luz (em metros⁻¹) diversas equações foram propostas. Chapra (1997) propôs a seguinte expressão:

$$\lambda = \frac{\alpha}{z_{Secchi}} \quad (40)$$

onde λ é o coeficiente de extinção de luz líquido (m⁻¹) e α varia entre 1,4 a 1,9 (valor típico de 1,7).

Considerando a média das profundidades de Secchi medidas ($z_{Secchi} = 0,98$) e para $\alpha = 1,7$, λ é igual a 1,74 que representa o coeficiente de extinção da luz devido à água pura e os sólidos orgânicos e inorgânicos presentes. Os demais parâmetros da Tabela 3 foram utilizados com seus valores padrão.

A Tabela 5 mostra a estatística do erro absoluto médio utilizado para avaliar a representatividade do modelo W2. No período de calibração o melhor ajuste aos dados observados apresentou um erro de 0,124 °C, para o mês de dezembro de 2009, e 0,283 °C, para o mês de janeiro de 2010. No período de validação o ajuste aos dados observados apresentou um erro de 0,227 °C, para o mês de março de 2010, e 0,498 °C, para o mês de abril de 2010.

Tabela 5 - Erro absoluto médio (AME) calculado para o período de calibração e validação do modelo W2.

AME (°C)		
Calibração	Dezembro	Janeiro
	0,124	0,283
Validação	Março	Abril
	0,227	0,498

Os gráficos comparativos entre as simulações pelo modelo W2 e os perfis observados em campo encontram-se no APÊNDICE C.

ANÁLISE DE SENSIBILIDADE

Durante o processo de calibração do modelo W2 foi possível notar a grande sensibilidade que o modelo possui com relação aos dois principais parâmetros de calibração considerados: radiação solar de onda curta (representado no arquivo de entrada SHADE) e o coeficiente de ajuste do vento (representado no arquivo de entrada WSC). Pequenas alterações nesses parâmetros alteraram os resultados do modelo consideravelmente.

O arquivo SHADE não é um arquivo de calibração, tal como foi tratado nesta seção. Devido à falta de estudos mais aprofundados sobre a dinâmica da topografia/vegetação das margens do reservatório Pereira de Miranda, considerou-se um valor estático para todas as seções modeladas. A análise realizada teve o objetivo de constatar sua importância na calibração final, sendo, portanto, um parâmetro bastante decisivo na aceitação ou não dos resultados do modelo. Porém, de acordo com a topografia local e a vegetação típica da caatinga, valores médios foram aproximados devido à baixa influência, nesse caso, da variabilidade dinâmica conforme comentado por Cole & Wells (2014).

A Tabela 6 apresenta diversos valores testados para esses parâmetros. Com o modelo calibrado, a partir dos valores de calibração (SHADE=0,80 e WSC=0,94) e mantendo-se um deles constante (valor de calibração), foi-se alterando o outro parâmetro com valores acima e abaixo do valor de calibração, para analisar o comportamento do modelo através do erro absoluto médio.

Tabela 6 – Erro absoluto médio (AME) calculado para diversos valores dos parâmetros SHADE e WSC.

WSC constante		SHADE										
	0.94	0.75	0.76	0.77	0.78	0.79	0.80	0.81	0.82	0.83	0.84	0.85
AME Abr. (°C)		0,740	0,677	0,620	0,567	0,519	0,498	0,437	0,403	0,376	0,352	0,334
AME Mar. (°C)		0,495	0,434	0,357	0,292	0,246	0,227	0,171	0,155	0,146	0,159	0,189
AME Jan. (°C)		0,230	0,222	0,228	0,245	0,278	0,283	0,379	0,445	0,512	0,580	0,649
AME Dez. (°C)		0,211	0,164	0,130	0,116	0,130	0,124	0,222	0,283	0,347	0,412	0,477
AME médio (°C)		0,419	0,374	0,334	0,305	0,293	0,283	0,302	0,322	0,345	0,376	0,412
Erro (%)		32,532	24,470	15,242	7,280	3,543	0,000	6,432	12,063	18,103	24,723	31,412

SHADE constante		WSC										
	0.80	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.93	0.94	0.95	0.96	0.97	0.98
AME Abr. (°C)		0,464	0,470	0,476	0,481	0,487	0,493	0,498	0,503	0,509	0,515	0,523
AME Mar. (°C)		0,189	0,194	0,203	0,208	0,214	0,226	0,227	0,241	0,242	0,250	0,262
AME Jan. (°C)		0,345	0,333	0,322	0,309	0,300	0,290	0,283	0,275	0,267	0,262	0,256
AME Dez. (°C)		0,208	0,187	0,167	0,149	0,137	0,128	0,124	0,122	0,124	0,132	0,141
AME médio (°C)		0,302	0,296	0,292	0,287	0,284	0,283	0,283	0,285	0,285	0,290	0,295
Erro (%)		6,210	4,448	3,104	1,408	0,507	0,204	0,000	0,829	0,840	2,347	4,200

Dados topográficos e da vegetação das margens do reservatório são armazenados no arquivo de entrada SHADE. Nele estão incluídas as elevações dos topos das árvores que margeiam o corpo d'água e bloqueios causados pela topografia, como, por exemplo, rios localizados em grandes cânions. O algoritmo SHADE lê as inclinações ao redor do centro de cada segmento no modelo, e geralmente tem seus valores determinados em estudos mais aprofundados através de mapas topográficos e exaustivas pesquisas em campo, através do registro de imagens locais e caracterização topográfica e quantitativa do porte e distância da vegetação às margens, conforme trabalho desenvolvido em King County no ano de 2005, distrito do Estado de Washington, USA (KING COUNTY, 2015).

A primeira coluna do arquivo SHADE (DYNOSH) determina se os fatores de redução da radiação serão tratados de forma dinâmica ou estática. Valores entre 0 e 1 informam ao modelo que o fator de redução será estático, variando espacialmente entre as seções do modelo. Neste caso, o restante das colunas do arquivo será desconsiderado. Valor negativo na primeira coluna do arquivo SHADE habilita todas as outras informações, e para isso são necessárias informações sobre os ângulos de incidência da radiação bloqueados pela topografia ou vegetação. Para a topografia o arquivo admite 18 ângulos de inclinação diferentes (informações a cada 20°) relativos às diferentes posições do sol, variantes com a época do ano, para cada seção do reservatório. Tratando essa variável como uma constante,

pôde-se notar que uma alteração de 5% no valor da radiação modificou os resultados do modelo acima de 30% do valor de calibração.

O parâmetro WSC é o principal parâmetro de calibração do modelo W2. O modelo se mostrou sensível à sua variabilidade, apesar de em menor intensidade do que com a alteração do SHADE. A principal influência deste parâmetro nos perfis modelados foi a alteração da profundidade da termoclina e manutenção do processo de estratificação térmica e/ou mistura, mesmo mostrando baixos índices de variação do AME.

AQUECIMENTO DO MODELO

Foram testados diferentes tamanhos da série observada (série hidrometeorológica observada) para verificar em quanto tempo o modelo W2 alcançaria um equilíbrio¹¹ com suas forçantes, passando a representar a hidrodinâmica natural. Dada uma condição inicial desconhecida e assumindo distribuição de temperatura uniforme no reservatório (modelo concentrado), o tempo necessário para o modelo passar a representar os perfis térmicos observados durante o monitoramento é o tempo de aquecimento.

Para identificar o tempo mínimo necessário para o modelo atingir o equilíbrio foi calculado o AME resultante do modelo calibrado, para diferentes rodadas partindo de tempos iniciais diferentes. Foram considerados os perfis de temperatura medidos no mês de dezembro de 2009, e a calibração realizada com resultados para este mês, com série hidrometeorológica de cinco meses (150 dias). O resultado do AME calculado nesta condição foi de 0,12 °C, ou seja, para uma série com 150 dias, o erro absoluto médio do modelo foi de 0,12 °C e este foi considerado o valor de calibração. A partir deste AME, foram calculados os outros erros variando o início de simulação do modelo W2, para os dias julianos mostrados na Tabela 7.

Tabela 7 – Período de aquecimento do CE-QUAL-W2 (dias), erro médio absoluto (AME - °C) e a diferença percentual entre o AME com o modelo calibrado e com o modelo em aquecimento.

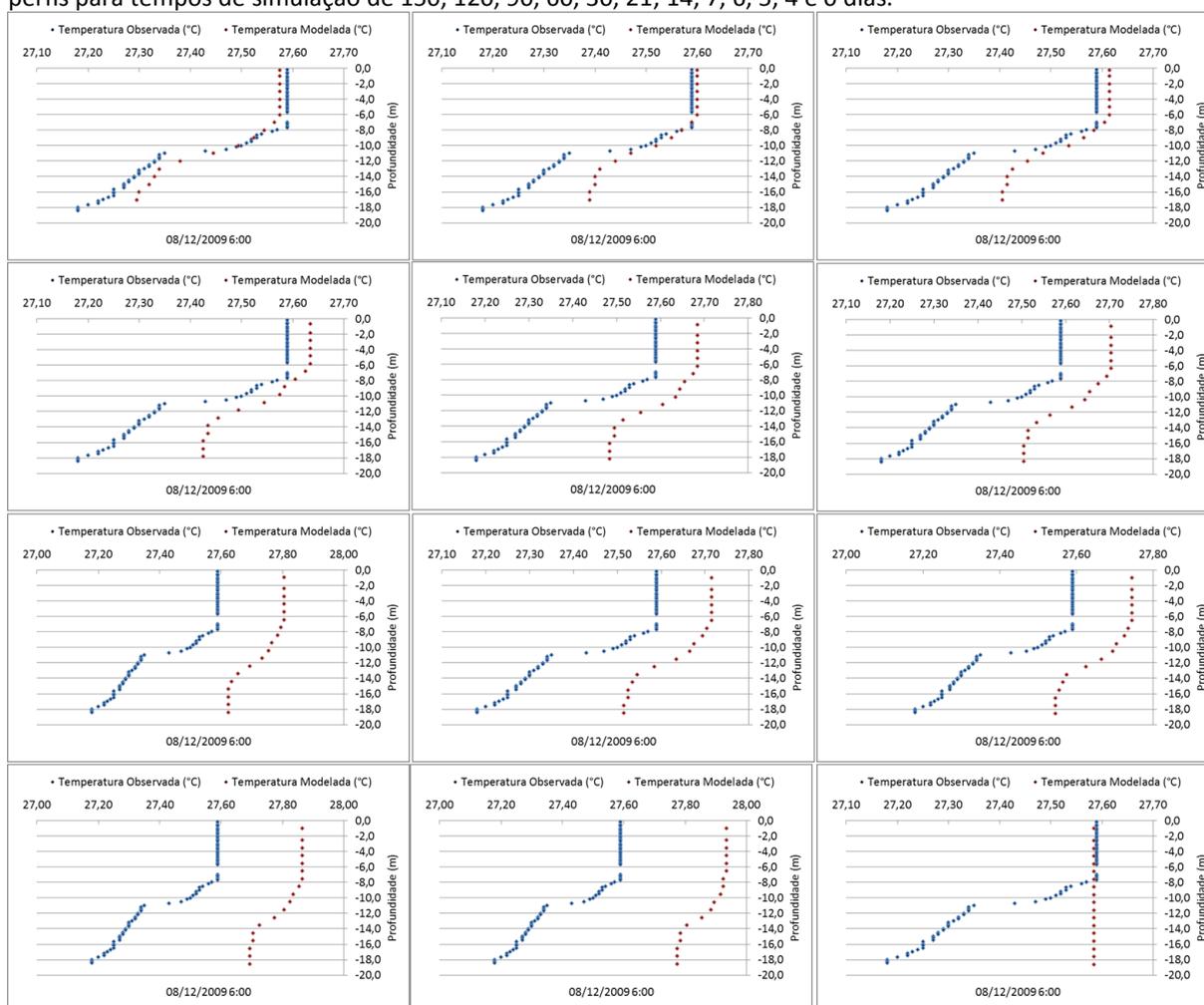
Período de aquecimento (dias)	150	120	90	60	30	21	14	7	6	5	4	3	2	1	0
AME (°C)	0,12	0,12	0,12	0,15	0,18	0,20	0,21	0,31	0,35	0,49	0,56	0,49	0,40	0,38	0,27
Diferença (%)	0,0	0,9	2,4	19,6	32,2	37,9	43,5	60,4	65,1	74,7	78,1	74,8	69,7	68,2	55,4

¹¹ Um corpo está em equilíbrio quando a somatória de todas as forças que atuam sobre ele é nula, ou seja, igual a zero. De acordo com a Primeira Lei de Newton, quando a resultante das forças que atuam sobre um corpo é nula, o corpo permanece em seu estado de repouso ou em movimento retilíneo uniforme.

Os valores da Tabela 7 mostram que na medida em que o tempo de simulação diminui, há uma tendência de aumento do erro¹² cometido pelo modelo. Esse resultado mostra uma aplicação que reduziria o tempo computacional em modelagens e a quantidade de informação de entrada ao modelo W2, e será uma importante constatação para o sistema de previsão sazonal. Neste caso, três meses de informação observada (90 dias), gerariam um resultado final com AME 0,127 °C, bem próximo do valor de calibração (150 dias).

A Figura 39 mostra a evolução dos perfis térmicos comparativos entre modelagem e observação, para as seis horas do dia 8 de dezembro de 2009, alterando-se o tempo de simulação entre as rodadas do modelo W2.

Figura 39 – Perfis térmicos comparativos (modelo x observação) entre os diversos tempos de simulação testados para o período de aquecimento do modelo W2. Da esquerda para a direita e de cima para baixo: perfis para tempos de simulação de 150, 120, 90, 60, 30, 21, 14, 7, 6, 5, 4 e 0 dias.



¹² A partir do período de aquecimento de 4 dias nota-se pela Tabela 7 que os valores do AME calculado apresentam uma melhora. Isso se deve unicamente à métrica utilizada, que reflete um valor de diferença absoluta entre a modelagem e a observação. Apesar destes valores, os perfis plotados na Figura 39 ilustram a tendência do reservatório em voltar à situação inicial de mistura completa.

4.3 RESULTADO DO ANINHAMENTO RAMS/ECHAM4.5 E CORREÇÃO DE VIÉS ESTATÍSTICO PARA AS VARIÁVEIS DE INTERESSE

O sistema aninhado RAMS/ECHAM4.5 operado pela FUNCEME forneceu o conjunto de dados inicial (temperatura do ar, nebulosidade, umidade relativa, velocidade e direção dos ventos e precipitação) para o processo de previsão sazonal da hidrodinâmica. Para a região de localização do reservatório estudado, foi disponibilizado pela FUNCEME um conjunto (ensemble) formado por cinco membros. Cada membro do conjunto é inicializado de um ponto de partida diferente, uma condição inicial provável. Dos cinco membros dois apresentaram inconsistências nos valores para alguns intervalos de tempo e foram desconsiderados.

Os resultados finais da modelagem fornecerá um leque de futuras possibilidades, cada uma gerada a partir da condição inicial pré-estabelecida. Em geral, é assumido que os modelos climáticos são perfeitos e, assim, considerando apenas a incerteza na condição inicial, busca-se, através de alguma técnica específica, estimar os erros associados às observações para criar um conjunto de condições iniciais perturbadas (INPE/CPTEC, 2015).

Estão descritos os resultados de previsão sazonal para as principais forçantes do modelo W2. Foram calculadas as médias e desvios padrão para as variáveis do modelo RAMS (velocidade e direção do vento, temperatura do ar, precipitação, nebulosidade e umidade relativa) que apresentaram desvios significativos com relação aos dados da PCD. Na Tabela 8 estão as médias calculadas para os membros da série histórica do RAMS/ECHAM4.5. Na Tabela 8 as médias calculadas para os dados observados (série histórica da PCD) e as médias calculadas para a variável nebulosidade média das PCD do sistema INMET.

As variáveis resultantes do aninhamento RAMS/ECHAM4.5 foram submetidas à correção de viés utilizando o método dos dois momentos (MOM). Foi incluída a variável média¹³ dos membros (mMédio), e feita comparação posterior à correção com os dados das PCD, para o período utilizado para a previsão (meses iniciais do ano de 2010 – janeiro, fevereiro, março e abril).

¹³ Uma forma condensada de obter informações da previsão por ensemble consiste em calcular a média das previsões considerando-se que todos os membros sejam igualmente prováveis de ocorrerem, desta forma, não se atribui peso a nenhuma previsão específica.

Tabela 8 – Médias mensais históricas das variáveis previstas pelo aninhamento RAMS/ECHAM4.5.

Meses	Velocidade do vento (m s ⁻¹)			Direção do vento (radianos)			Nebulosidade (0-1)		
	m10	m13	m17	m10	m13	m17	m10	m13	m17
1	3,68	3,78	3,55	2,27	1,56	2,58	0,37	0,26	0,39
2	3,17	3,28	3,22	2,53	2,40	1,83	0,45	0,34	0,38
3	2,84	2,85	2,77	2,27	1,79	2,11	0,42	0,42	0,47
4	2,89	2,76	2,86	2,36	2,36	2,30	0,36	0,47	0,37
5	2,92	3,46	3,61	3,09	3,34	3,17	0,32	0,27	0,19
6	4,46	4,19	4,39	4,81	4,46	4,28	0,23	0,18	0,17
7	5,22	5,25	5,16	5,21	5,15	5,01	0,09	0,08	0,08
8	5,61	5,56	5,52	5,12	4,85	5,06	0,05	0,04	0,03
9	5,51	5,67	5,62	4,11	3,90	4,30	0,06	0,03	0,03
10	5,12	5,21	5,37	3,11	2,63	3,24	0,08	0,07	0,06
11	5,01	4,67	5,08	2,76	1,95	2,39	0,10	0,08	0,09
12	4,32	4,23	4,75	2,47	2,70	2,62	0,25	0,15	0,17
Meses	Temperatura do ar (°C)			Precipitação (mm mês ⁻¹)			Umidade relativa (%)		
	m10	m13	m17	m10	m13	m17	m10	m13	m17
1	24,07	25,01	24,30	78,90	45,99	75,63	76,92	70,42	77,31
2	23,81	24,44	24,48	99,47	87,06	81,69	81,35	77,33	77,57
3	24,27	24,86	24,47	112,57	132,48	143,54	81,42	78,72	80,48
4	24,73	25,05	24,90	104,39	191,18	110,14	78,15	78,28	77,58
5	24,81	25,56	25,70	99,51	72,81	53,92	77,01	71,52	69,20
6	25,70	25,52	26,04	22,07	25,38	28,06	66,64	67,71	64,41
7	26,18	26,17	26,34	1,12	2,57	0,79	59,84	59,10	59,12
8	26,04	26,38	26,38	0,15	0,21	0,01	58,06	56,31	56,59
9	25,67	26,47	25,98	0,41	0,16	0,07	61,86	57,36	59,86
10	25,40	26,20	25,84	0,85	6,53	0,52	63,32	60,49	61,79
11	25,12	26,07	25,63	4,97	14,15	6,28	65,03	62,16	64,46
12	24,61	25,57	25,14	45,43	29,19	24,45	72,30	66,84	69,12

Tabela 9 – Médias mensais históricas das variáveis da PCD incluindo a variável nebulosidade, do sistema INMET.

Meses	Temperatura do ar (°C)	Umidade (%)	Velocidade do vento (m s ⁻¹)	Direção do vento (radianos)	Precipitação (mm mês ⁻¹)	Nebulosidade (0-10)
1,00	28,09	66,26	2,47	2,46	61,82	6,11
2,00	27,59	70,49	1,97	1,85	133,86	6,87
3,00	26,73	76,08	1,37	1,71	165,94	6,98
4,00	26,34	78,56	1,40	1,84	191,88	7,07
5,00	26,43	77,04	1,69	1,97	106,22	5,84
6,00	26,22	74,82	1,81	2,27	36,42	4,94
7,00	26,74	68,74	2,18	2,72	32,70	4,23
8,00	27,56	62,35	2,74	2,64	3,28	3,16
9,00	27,80	61,09	3,10	2,18	0,00	2,83
10,00	27,94	61,99	3,17	1,98	9,68	3,65
11,00	28,08	62,19	3,13	2,16	2,40	4,05
12,00	28,12	64,23	2,65	1,88	12,48	4,89

Nas Figuras 40 a 45 são apresentados as médias mensais das séries históricas para as variáveis velocidade do vento, direção do vento, temperatura do ar, precipitação, umidade relativa e nebulosidade, para os três membros (m10, m13 e m17) e a média destes, plotados contra os valores da PCD, antes e após a correção pelo método MOM.

Figura 40 – Médias mensais das séries históricas (RAMS e PCD) para a variável velocidade do vento (m s^{-1}), antes e após correção pelo método MOM.

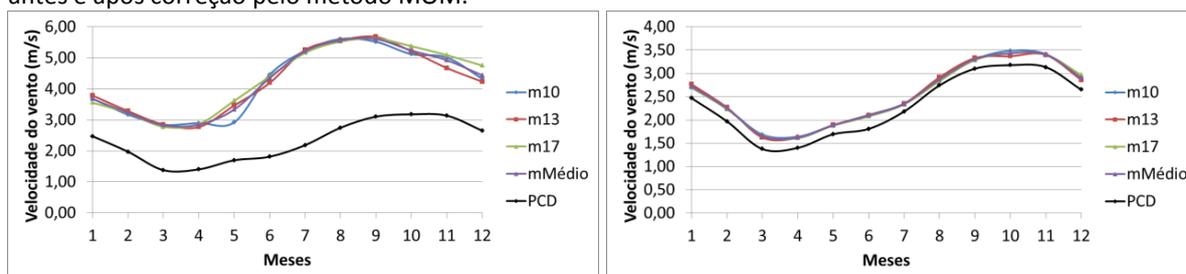


Figura 41 – Médias mensais das séries históricas (RAMS e PCD) para a variável direção do vento (radianos), antes e após correção pelo método MOM.

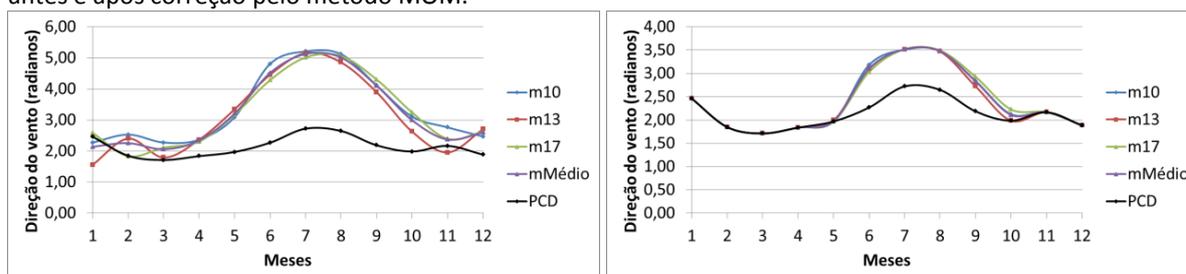


Figura 42 – Médias mensais das séries históricas (RAMS e PCD) para a variável temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), antes e após correção pelo método MOM.

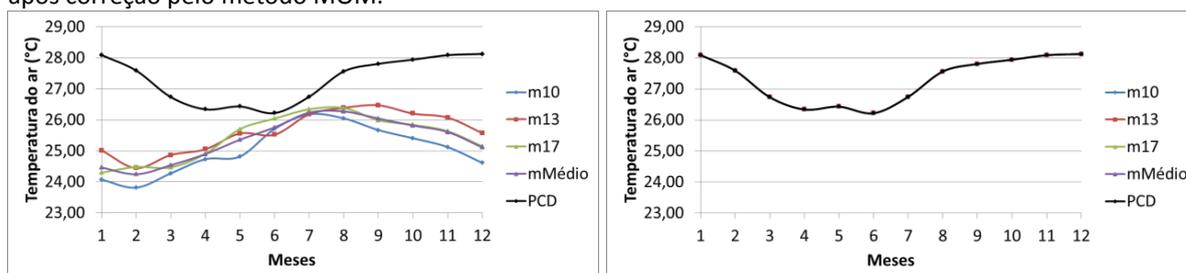


Figura 43 – Médias mensais das séries históricas (RAMS e PCD) para a variável precipitação (mm/h), antes e após correção pelo método MOM.

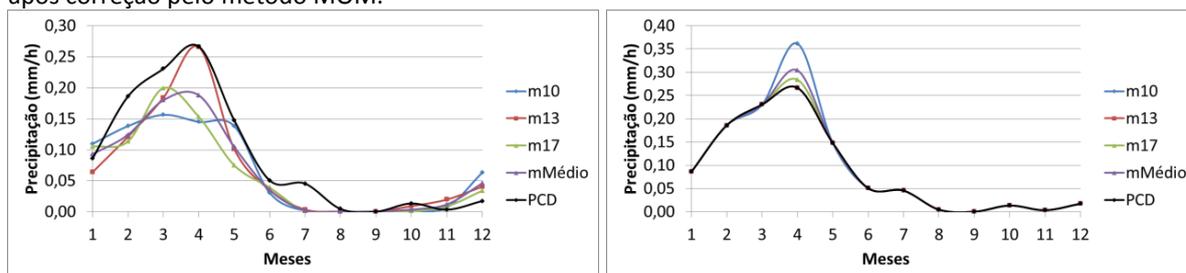


Figura 44 – Médias mensais das séries históricas (RAMS e PCD) para a variável umidade relativa (%), antes e após correção pelo método MOM.

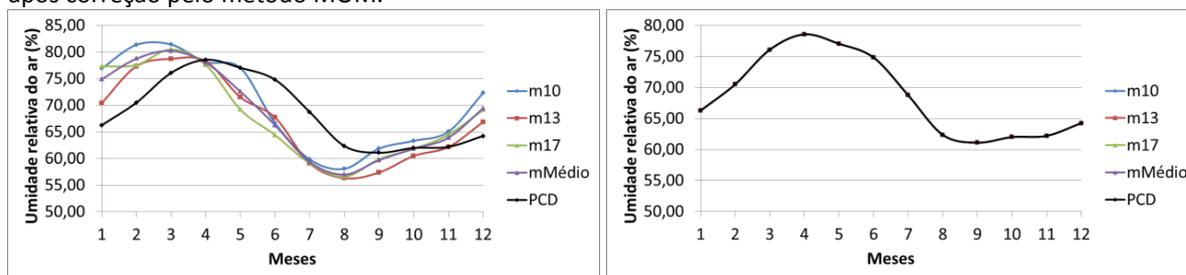
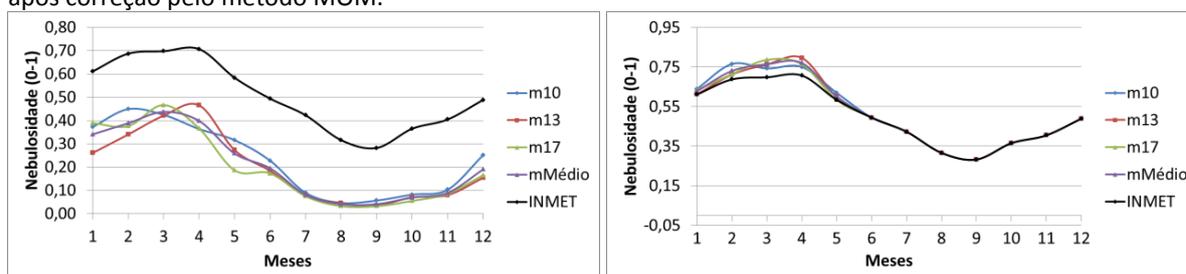
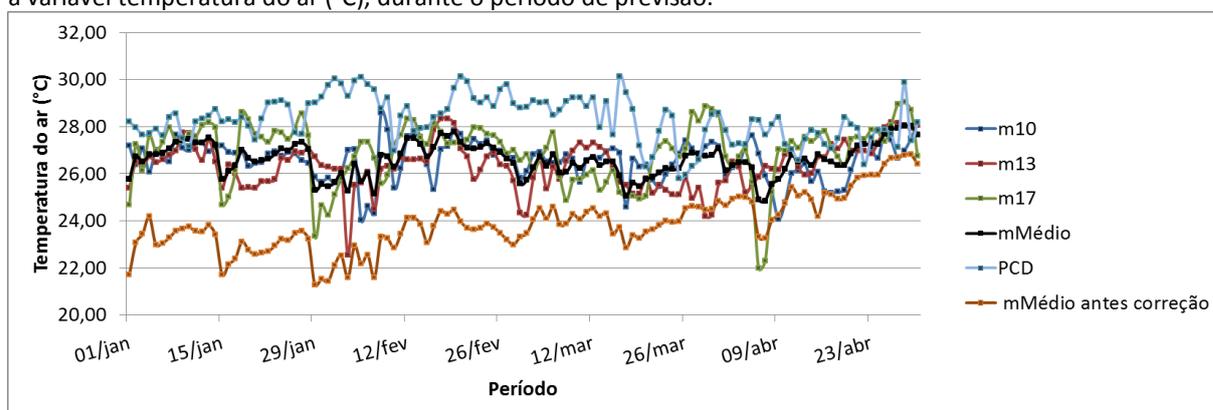


Figura 45 – Médias mensais das séries históricas (RAMS e INMET) para a variável nebulosidade (0-1), antes e após correção pelo método MOM.



A Tabela 10 apresenta os índices de ajuste (habilidade¹⁴ do modelo) entre as variáveis modeladas e observadas. Nas Figuras 46 a 51 estão as médias diárias para os três membros do RAMS/ECHAM4.5 após correção de viés, a média dos valores corrigidos (mMédio), a média dos membros antes da correção e os valores médios diários da PCD, para as variáveis meteorológicas consideradas durante o período de previsão (janeiro a abril de 2010).

Figura 46 – Médias diárias para os três membros do RAMS/ECHAM4.5 após correção de viés, a média dos valores corrigidos (mMédio), a média dos membros antes da correção e os valores médios diários da PCD, para a variável temperatura do ar (°C), durante o período de previsão.



¹⁴ Destreza ou habilidade do sistema de previsão (modelos climáticos) na representação da meteorologia observada.

Tabela 10 - Índices estatísticos de ajuste entre os dados modelados e observados (PCD).

		Velocidade do vento			Nebulosidade			Temperatura do ar		
		Correlação	Viés	RMSE	Correlação	Viés	RMSE	Correlação	Viés	RMSE
Antes da correção	m10	0,61	3,34	1,74	-0,17	-0,33	0,41	0,67	-4,86	6,06
	m13	0,58	3,08	1,69	-0,05	-0,25	0,36	0,64	-4,58	5,84
	m17	0,50	3,34	1,94	-0,13	-0,29	0,41	0,61	-4,18	5,60
Depois da correção	m10	0,63	2,20	1,62	-0,13	-0,07	0,36	0,70	-1,87	3,88
	m13	0,61	1,92	1,67	-0,13	0,12	0,46	0,69	-2,11	3,82
	m17	0,55	2,26	1,78	-0,19	-0,01	0,46	0,65	-1,52	3,83
		Direção do vento			Umidade relativa			Precipitação		
		Correlação	Viés	RMSE	Correlação	Viés	RMSE	Correlação	Viés	RMSE
Antes da correção	m10	0,19	0,98	2,56	0,74	1,68	12,04	0,10	-7,97	66,74
	m13	0,14	0,75	2,44	0,63	5,61	15,10	0,05	-7,94	66,74
	m17	0,21	1,92	2,50	0,66	4,23	13,72	0,10	-7,97	66,74
Depois da correção	m10	0,25	0,90	2,17	0,74	-9,05	15,08	0,06	-7,90	66,74
	m13	0,23	0,61	2,22	0,63	1,12	13,60	0,04	-7,89	66,74
	m17	0,26	1,71	2,12	0,66	-6,77	14,54	0,05	-7,91	66,74

Figura 47 – Médias diárias para os três membros do RAMS/ECHAM4.5 após correção de viés, a média dos valores corrigidos (mMédio), a média dos membros antes da correção e os valores médios diários da PCD, para a variável velocidade do vento ($m s^{-1}$), durante o período de previsão.

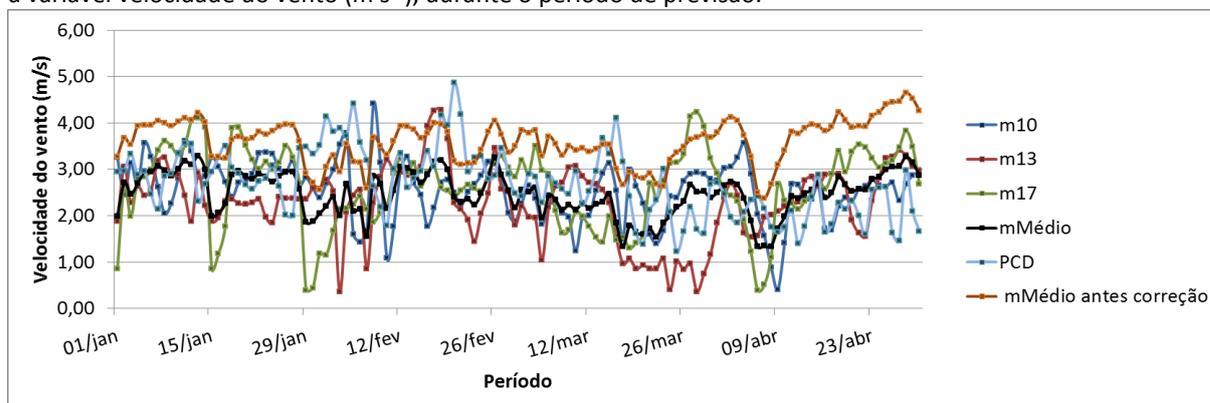


Figura 48 – Médias diárias para os três membros do RAMS/ECHAM4.5 após correção de viés, a média dos valores corrigidos (mMédio), a média dos membros antes da correção e os valores médios diários da PCD, para a variável velocidade do vento ($mm h^{-1}$), durante o período de previsão.

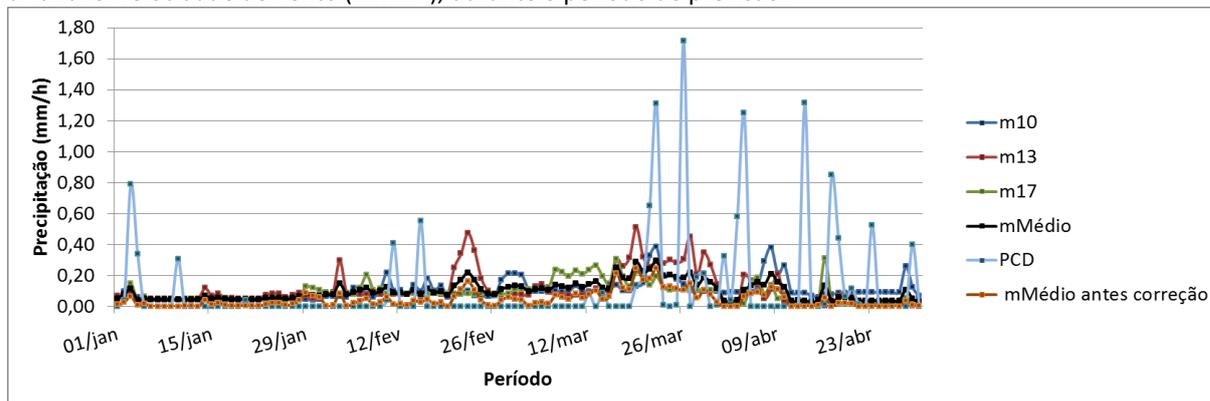


Figura 49 – Médias diárias para os três membros do RAMS/ECHAM4.5 após correção de viés, a média dos valores corrigidos (mMédio), a média dos membros antes da correção e os valores médios diários da PCD, para a variável direção do vento (radianos), durante o período de previsão.

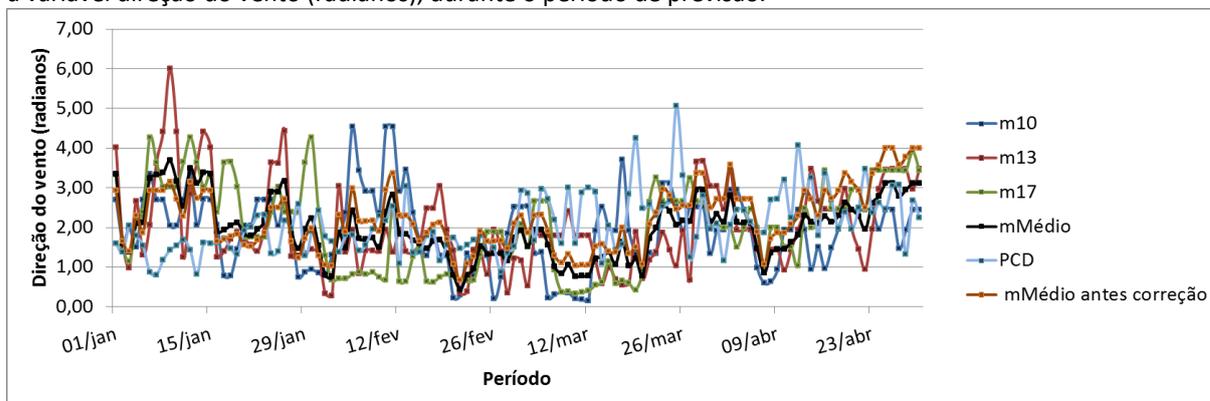


Figura 50 – Médias diárias para os três membros do RAMS/ECHAM4.5 após correção de viés, a média dos valores corrigidos (mMédio), a média dos membros antes da correção e os valores médios diários da PCD, para a variável umidade relativa do ar (%), durante o período de previsão.

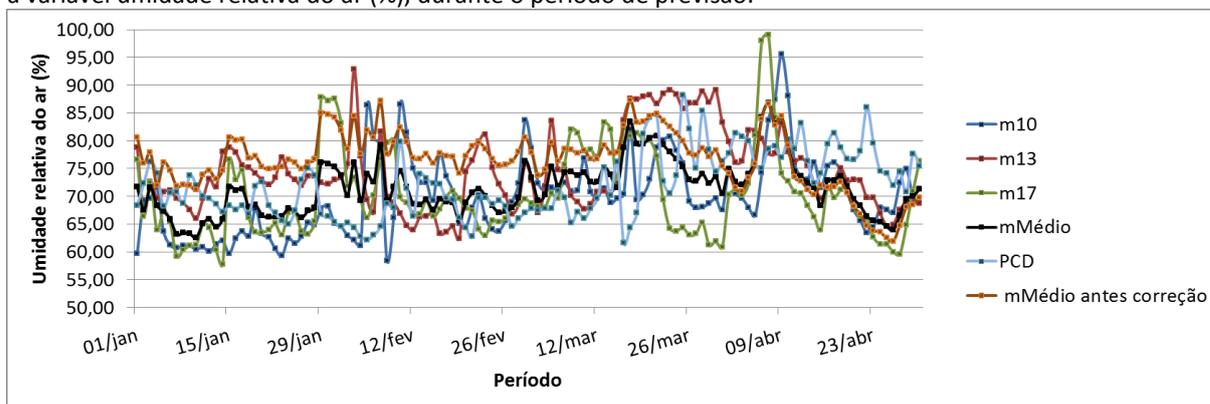
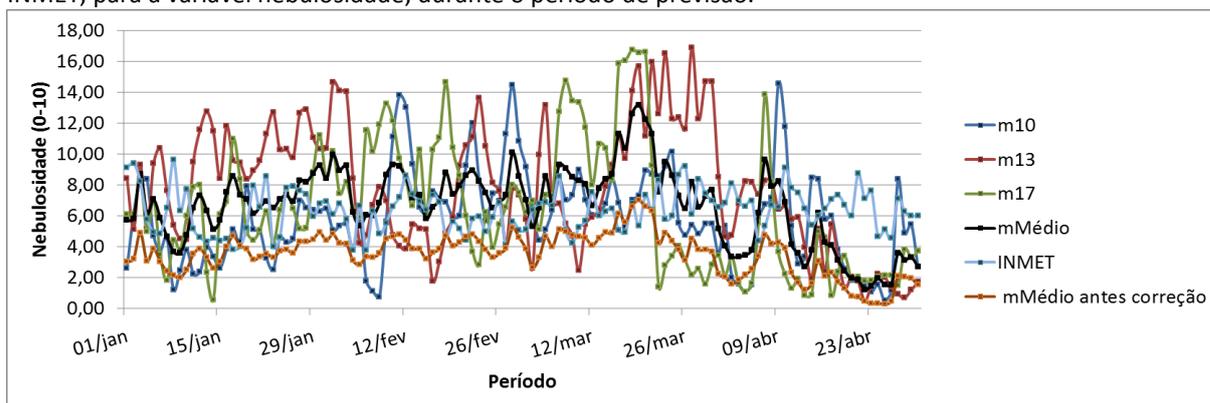


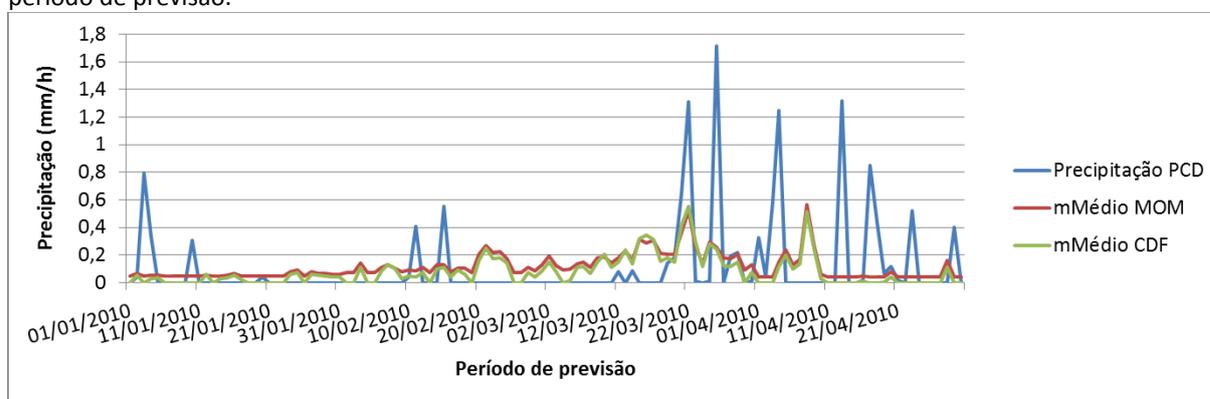
Figura 51 – Médias diárias para os três membros do RAMS/ECHAM4.5 após correção de viés, a média dos valores corrigidos (mMédio), a média dos membros antes da correção e os valores médios diários das PCD do INMET, para a variável nebulosidade, durante o período de previsão.



As variáveis precipitação e nebulosidade foram as que apresentaram os piores coeficientes de ajuste. As duas variáveis representam extrema relevância na modelagem da hidrodinâmica em reservatórios. Para a precipitação, foram realizados os dois ajustes, pelo método MOM e o método da CDF, para analisar se o comportamento mudaria, já que o

método da CDF preserva as frequências observadas. Na Figura 52 estão plotados os três conjuntos de dados (médias dos membros corrigidos pelos dois métodos e média da PCD). Observa-se nesta Figura que os dois métodos apresentam diferença muito pequena, relativo aos valores mais baixos da série corrigida (o método CDF conserva os valores de precipitação iguais a zero, enquanto o método MOM tende a superestimar estes valores, por terem como base as média observadas). Portanto, para a precipitação, foi utilizada a correção pelo método CDF.

Figura 52 – Médias diárias para a média dos membros do RAMS/ECHAM4.5 após correção de viés, utilizando os métodos MOM e CDF, e os valores médios diários da PCD, para a variável precipitação (mm h^{-1}), durante o período de previsão.



Quanto à nebulosidade, a série de dados observados obtidos das PCD do INMET foram as únicas fontes de informação observada disponível. Dados de nebulosidade são de extrema importância no modelo W2 para a modelagem hidrodinâmica. O modelo utiliza essas informações para o cálculo da radiação solar de onda longa emitida pela atmosfera, que tem alto peso no balanço radiativo total.

4.4 CÁLCULO DAS VAZÕES E TEMPERATURA DAS AFLUÊNCIAS

A versão mensal do modelo SMAP, quando aplicada em regiões cujo solo apresenta características cristalinas¹⁵, como o caso da bacia hidrográfica do açude Pereira de Miranda, possui dois parâmetros básicos de calibração, a capacidade de saturação do solo (SAT) e o parâmetro de escoamento superficial (PES). A Figura 53 mostra o resultado das vazões calculadas e observadas (entre os anos de 2009 e 2010) após ajuste dos parâmetros SAT e PES. Na Tabela 11 estão as principais características fisiográficas da bacia do reservatório Pereira de Miranda e os valores dos parâmetros calibrados.

¹⁵ Bacias hidrográficas localizadas em grande parte do Estado do Ceará apresentam escoamento subterrâneo pouco significativo. Nestes casos, como mostrado por Alexandre *et. al.* (2009) e FCPC (2014), os parâmetros calibráveis são apenas a capacidade de saturação do solo (SAT) e o parâmetro de escoamento superficial (PES).

Figura 53 - Vazões mensais observadas e modeladas pelo modelo SMAP.

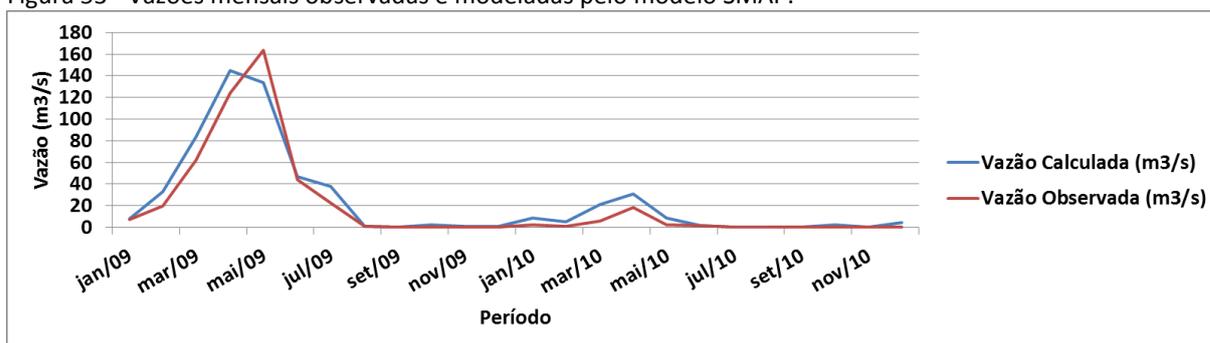


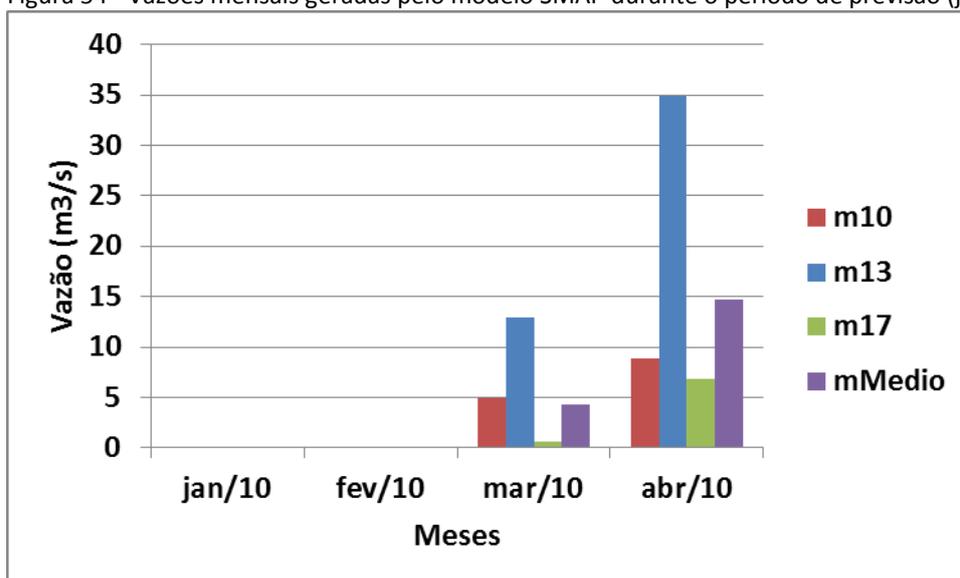
Tabela 11 - Características fisiográficas da bacia do açude Pentecoste e parâmetros.

Parâmetros	Valor
Declividade - D (%)	6,98
Precipitação média - P (mm)	748
Área da bacia - A (km ²)	2628,5
Perímetro da bacia - P (km)	489,9
Comprimento total de drenagem - CTD (km)	1955
Densidade de drenagem - DD (km ⁻¹)	0,74
Capacidade de armazenamento do solo CAD (mm)	65,43
Curve number médio – CN (mm)	82
Índice de compactidade da bacia – kc	2,69
Parcela da bacia no cristalino – Cr (%)	97
SAT	1062,3
PES	3,1

Fonte: FCPC (2014).

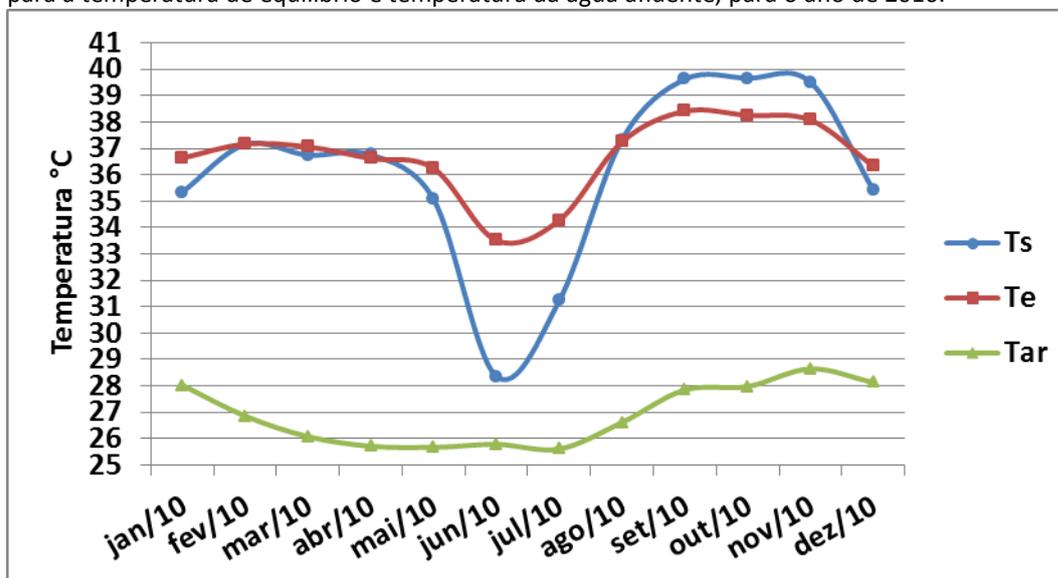
Os valores previstos para a variável precipitação pelo aninhamento RAMS/ECHAM4.5 e após correção pelo método da CDF serviram de entrada ao modelo hidrológico SMAP, que gerou as vazões afluentes (Figura 54) ao modelo W2. Foram consideradas as mesmas defluências utilizadas na calibração, definidas no Relatório de Alocação Negociada de Água – 2010 (CEARÁ, 2015). Esses valores foram utilizados devido a característica de operação do reservatório Pereira de Miranda, onde as vazões de saída são definidas em reunião com consulta popular, para vários períodos. A definição das vazões defluentes é uma variável importante e por regular os níveis do reservatório, possuem impacto direto na hidrodinâmica e qualidade da água.

Figura 54 - Vazões mensais geradas pelo modelo SMAP durante o período de previsão (janeiro a abril de 2010).



A Figura 55 apresenta as médias mensais para a temperatura da água afluente calculada através do conceito de temperatura de equilíbrio calculada para o ano de 2010. O cálculo foi realizado com passo de tempo diário, mesmo espaçamento utilizado nos arquivos de entrada ao modelo W2. Foi considerado no cálculo a média dos membros corrigidos para as temperaturas do ar do modelo aninhado RAMS/ECHAM4.5.

Figura 55 - Médias mensais da temperatura do ar simulada pelos modelos climáticos e os valores calculados para a temperatura de equilíbrio e temperatura da água afluente, para o ano de 2010.

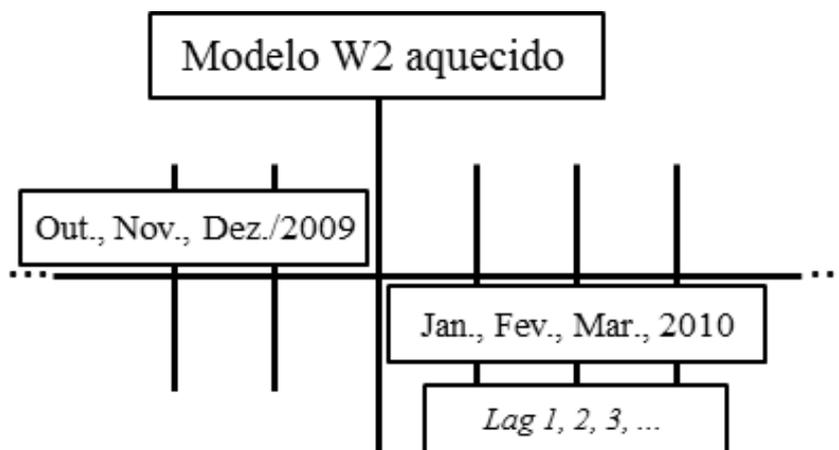


4.5 APLICAÇÃO DO SISTEMA DE PREVISÃO SAZONAL PARA O PERÍODO MONITORADO

Para demonstrar o sistema de previsão proposto foi utilizada, do período utilizado na calibração do modelo W2, as forçantes observadas (reanálise) corrigidas nos meses de outubro, novembro e dezembro de 2009 para o processo de aquecimento (Figura 56). Esse conjunto com três meses de informação foi utilizado segundo resultado da análise do período de aquecimento do modelo W2, que se mostrou “equilibrado” rodando com um mínimo de três meses de informações.

O período selecionado para a aplicação da previsão foi escolhido devido à presença do monitoramento (meses janeiro, março e abril de 2010), para a posterior comparação aos dados modelados. Portanto, foram utilizados dados corrigidos de reanálise atmosférica dos meses de novembro e dezembro de 2009, com espaçamento temporal de seis horas, e dados corrigidos do aninhamento RAMS/ECHAM4.5, para os meses de janeiro a abril, com espaçamento temporal de três horas. A Figura 56 mostra o esquema utilizado na previsão.

Figura 56 - Aplicação do sistema de previsão proposto.



Considerando os valores de temperatura média da água na calibração/validação do modelo W2, foram comparados os resultados da previsão realizada para os três períodos de defasagem temporal (*lag*) apresentados na Tabela 12. O primeiro *lag* representa a previsão da temperatura média do reservatório (média do perfil térmico modelado no ponto de monitoramento – PET-01). Para este espaço de tempo de 30 dias, o resultado apresentou um AME de 0,293 °C, valor muito próximo à média observada durante o período de calibração do modelo W2, equivalente a um erro de 3,52% do valor de calibração. O maior erro percentual foi observado na previsão realizada com 60 dias de antecedência, 42,94%

maior que o valor de validação, mas, com relação ao valor médio previsto (AME = 0,398), um valor baixo.

Tabela 12 - Erro médio absoluto calculado para os três defasagens (*lags*) temporais considerados.

Tempo de simulação no modo de previsão (dias)	AME (°C) Previsto	AME (°C) Calibrado	Erro (%)
<i>lag30</i>	0,293	0,283	3,516
<i>lag60</i>	0,398	0,227	42,943
<i>lag90</i>	0,532	0,498	6,523

Mais importante que os valores do AME previsto, importante constatação foi a representação dos padrões hidrodinâmicos (Figuras 57 a 61) e do processo de mistura e estratificação térmica (Figuras 62 e 63) observado durante o monitoramento e a calibração/validação do modelo.

Figura 57 – Temperatura média da água superficial prevista para a seção 67 (ponto de monitoramento PET-01).

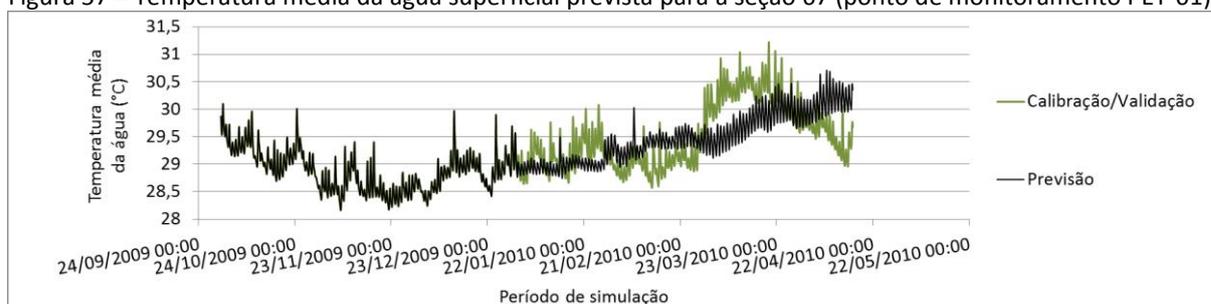


Figura 58 – Velocidade horizontal superficial da água prevista para a seção 67 (ponto de monitoramento PET-01).

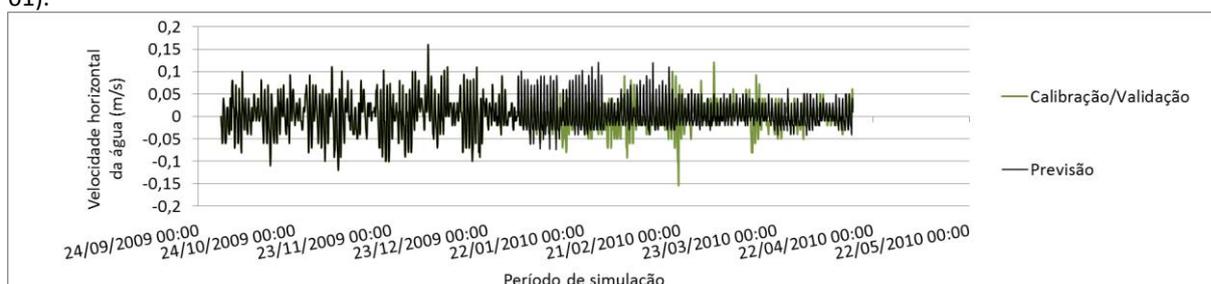


Figura 59 – Vazão média prevista para a seção 67 (ponto de monitoramento PET-01).

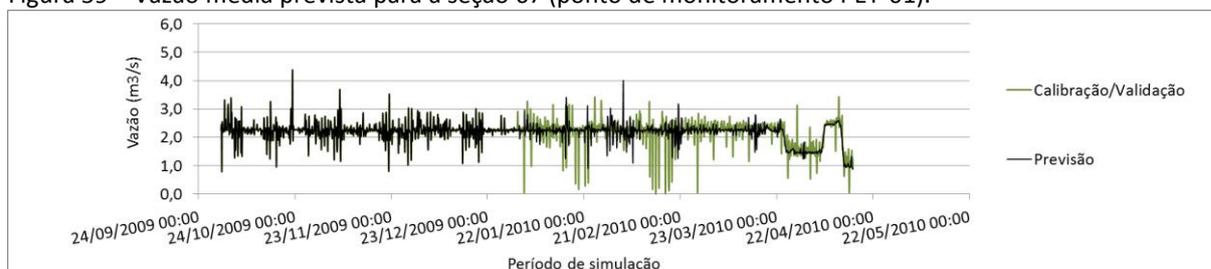


Figura 60 – Tempo de residência da água prevista para a seção 67 (ponto de monitoramento PET-01).

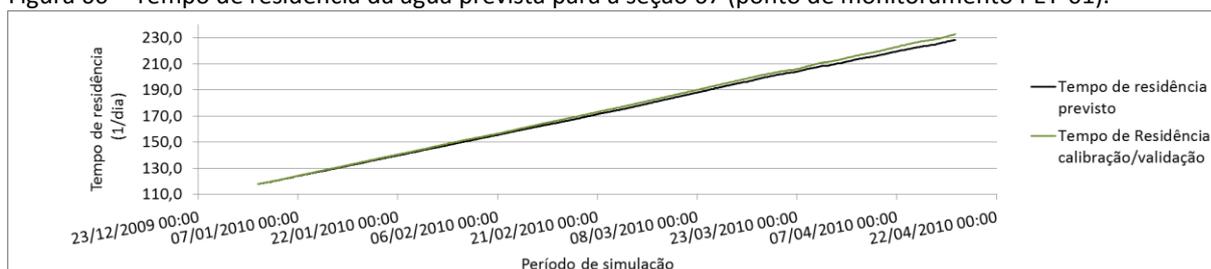
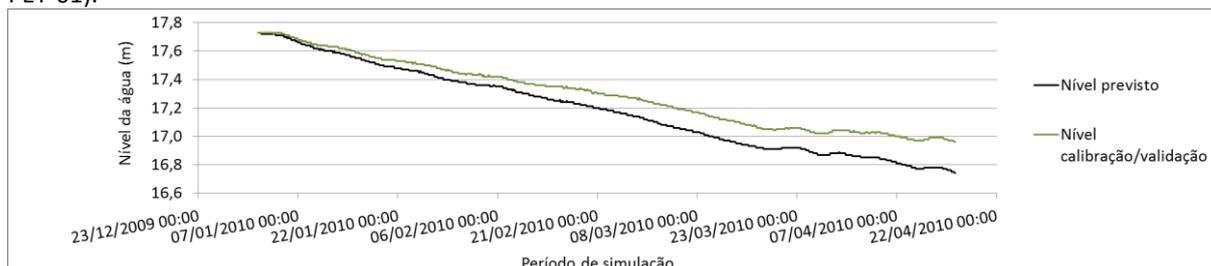


Figura 61 – Nível da água (altura acima da cota inferior) prevista para a seção 67 (ponto de monitoramento PET-01).



O processo de aquecimento das camadas superficiais ao longo do dia e a formação da estratificação térmica tornam-se claro quando se analisa todo o reservatório. A forte radiativa fornece energia durante o dia, e é possível notar o avanço das massas aquecidas no sentido vertical para baixo (velocidades verticais positivas), impulsionado pelos ventos e uma pequena parte, pela difusão do calor (Figura 62).

Figura 62 – Padrão diário de aquecimento da coluna d'água nos dois braços do reservatório simulado no dia 5 de março de 2010.

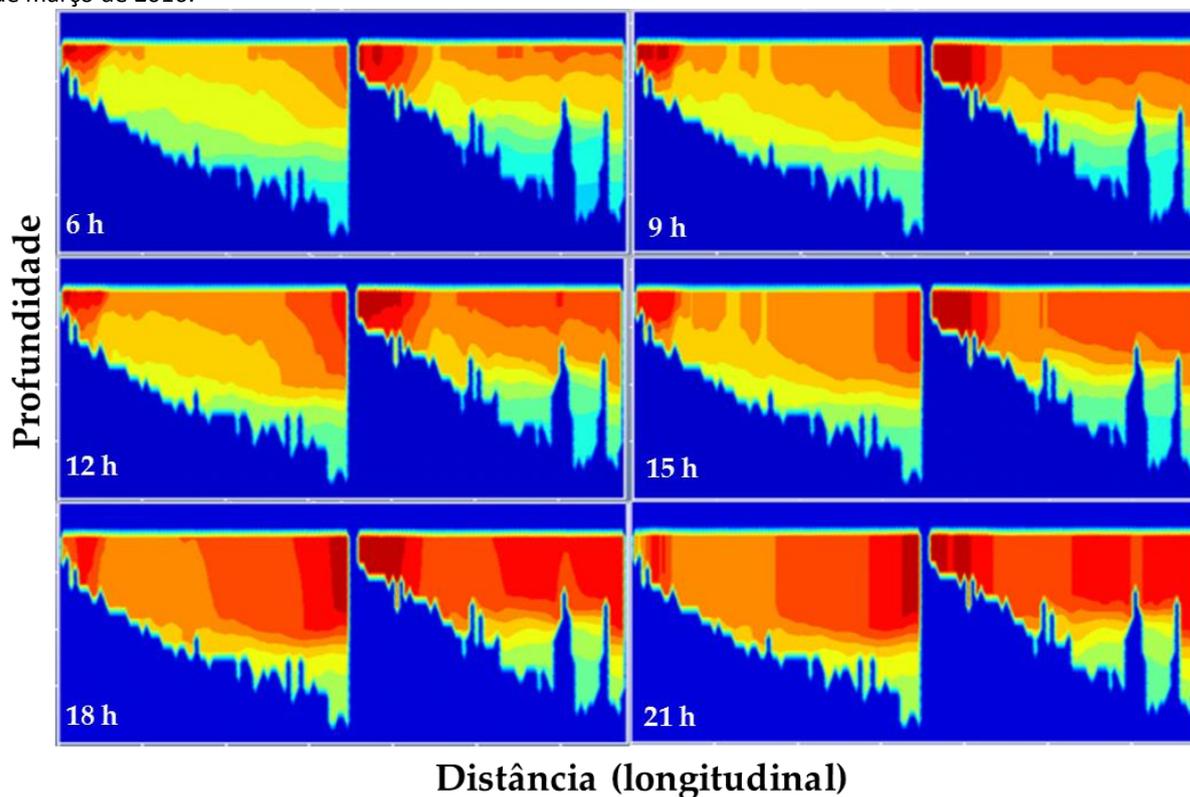
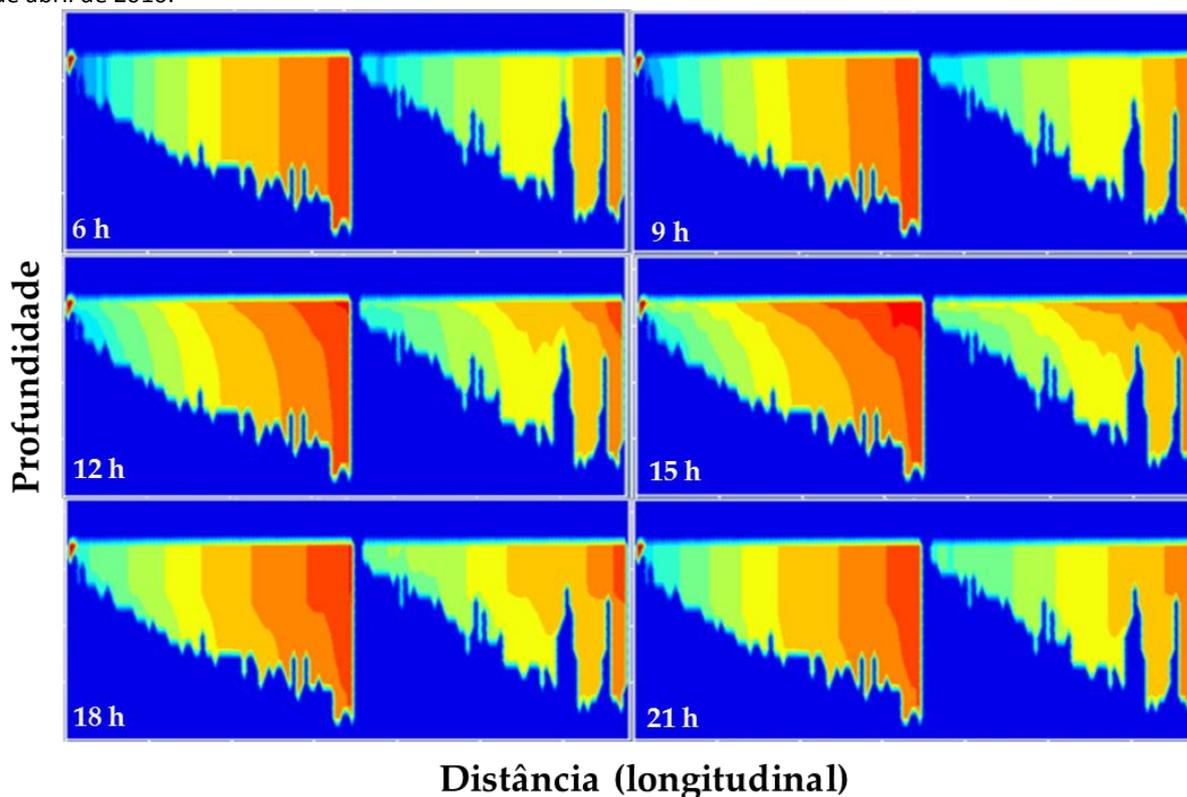


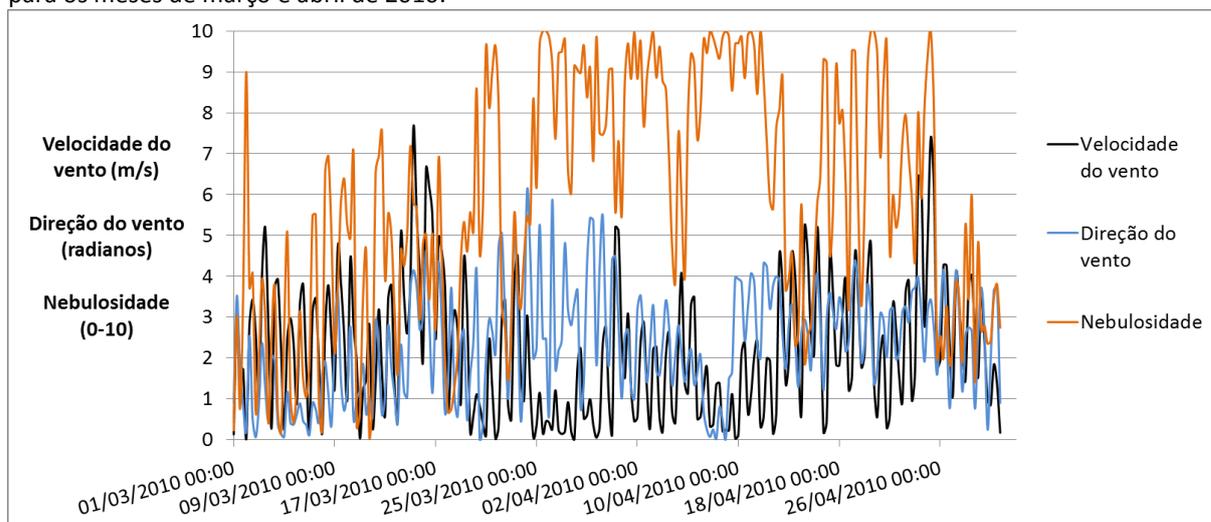
Figura 63 – Padrão diário de aquecimento da coluna d'água nos dois braços do reservatório simulado no dia 5 de abril de 2010.



Ao final do dia e sob a força dos ventos, que se mostram mais intensos entre as 15:00 e 21:00 horas, as camadas voltam a se misturarem e desta forma tem-se a quebra da estratificação térmica, mostrando ser esse um ciclo diário apresentado em grande parte do mês de março. No mês de abril o reservatório aparece mais tempo misturado, função da nebulosidade mais intensa durante o período, impedindo a ação da radiação solar com a mesma intensidade do período anterior.

As diferenças de temperatura entre as diferentes camadas verticais do reservatório Pereira de Miranda, entre os meses onde o reservatório foi monitorado, mostraram pequenas variações. Apesar desta pequena variação, observa-se pela característica anômala da água que em locais onde a temperatura da água atinge altos valores, a exemplo das regiões tropicais, pequenas variações tendem a formar camadas fortemente estratificadas, como as comparadas com regiões de clima temperado, onde se observa variações maiores entre as temperaturas de superfície e fundo.

Figura 64 – Padrão de ocorrência das variáveis previstas velocidade do vento, direção do vento e nebulosidade, para os meses de março e abril de 2010.



Os perfis de temperatura observados durante o monitoramento apresentaram ciclos diurnos de quebra e formação de estratificação térmica das camadas, entre os seis e nove metros de profundidade (Figura 62). Este ponto monitorado, próximo à barragem, mostrou dinâmica ligada ao aquecimento da água pela radiação solar, os padrões de velocidade do vento e nebulosidade. O sistema de previsão apresentou bons resultados e conseguiu prever esse ciclo diário de quebra/formação de estratificações ou permanência dos períodos em mistura completa; bem como modelar os níveis do reservatório meses à frente no tempo (Figuras 57 a 63).

A previsão dos padrões hidrodinâmicos representados, entre eles, o tempo de residência, os volumes armazenados e os processos de estratificação e mistura da coluna d'água, foram compatíveis com as observações realizadas. Prever o comportamento hidrodinâmico em reservatórios representa uma importante ferramenta de gestão, e, quando integrada a sistemas de monitoramento, poderão fornecer bases sólidas para o entendimento dos processos físicos que impactam a quantidade da água disponível, bem como sua qualidade para os mais diversos usos.

5 ESTABELECIMENTO DE UM SISTEMA DE MONITORAMENTO INTEGRADO¹⁶ À MODELAGEM

Monitoramento é conceituado pela Organização Internacional para Padronização (ISO) como o processo programado de amostragem, medições e posterior registro, das várias características da água, objetivando a avaliação frequente e a conformidade com os objetivos definidos (MILES, 2009). A resolução CONAMA 357/2005 define monitoramento como a medição ou verificação de parâmetros de qualidade e quantidade de água, que pode ser contínua ou periódica, utilizada para acompanhamento da condição e controle da qualidade do corpo de água.

O monitoramento da qualidade e da quantidade de água é importante para descrever seu estado e tendências, além de identificar a existência e o desenvolvimento das questões relacionadas, averiguando a adequação com a legislação (PETERS & WARD, 2003). Entre os objetivos de um programa de monitoramento estão a caracterização das águas e identificação de mudanças ou tendências na qualidade da água ao longo do tempo, identificação de problemas específicos, reunião de informações que subsidiem programas de remediação e averiguação das metas do programa de monitoramento (MILES, 2009; EPA, 2014). Existe a necessidade de implantar uma estrutura de monitoramento que siga uma ordem estabelecida para apoiar a operação e ajudar a reduzir perdas de informação (PETERS; WARD, 2003).

Antes de iniciar o sistema de monitoramento em um nível operacional, a estratégia deve ser montada definindo metas, visando atingi-las. O projeto de monitoramento deve ser completo para auxiliar nas operações envolvidas na obtenção da informação desejada. Na modelagem de sistemas ambientais, e, especificamente, na modelagem da qualidade da água em lagos e reservatórios, uma integração entre o sistema de monitoramento e modelagem deverá conduzir o projeto final.

A definição do sistema de monitoramento é componente chave da proteção ambiental e uma estratégia utilizada é a abordagem sistemática dos 3C (colaborar, coordenar e comunicar). A Figura 65 mostra o esquema da abordagem sistemática dos 3C, que inclui pesquisa e compartilhamento de informações, melhorando e ampliando as

¹⁶ Consequências notáveis da modelagem para a proposição de sistemas de monitoramento compatíveis com a realidade do caso em estudo.

ferramentas de avaliação, a quantidade e qualidade de informação gerada (MARKOWITZ *et al.*, 2003).

Figura 65 - Abordagem sistemática dos 3C.



Fonte: Livre tradução de Robert C. Ward & Charles A. Peters (2003).

Comunicação integra a transmissão de informações, coordenação é o processo de sincronia entre as atividades e colaboração o processo de trabalho coletivo, formação de parcerias e equipes de trabalho. Integrando a abordagem sistemática dos 3C em um ciclo de atividades, pode-se aperfeiçoar o sistema de monitoramento e torná-lo mais eficiente.

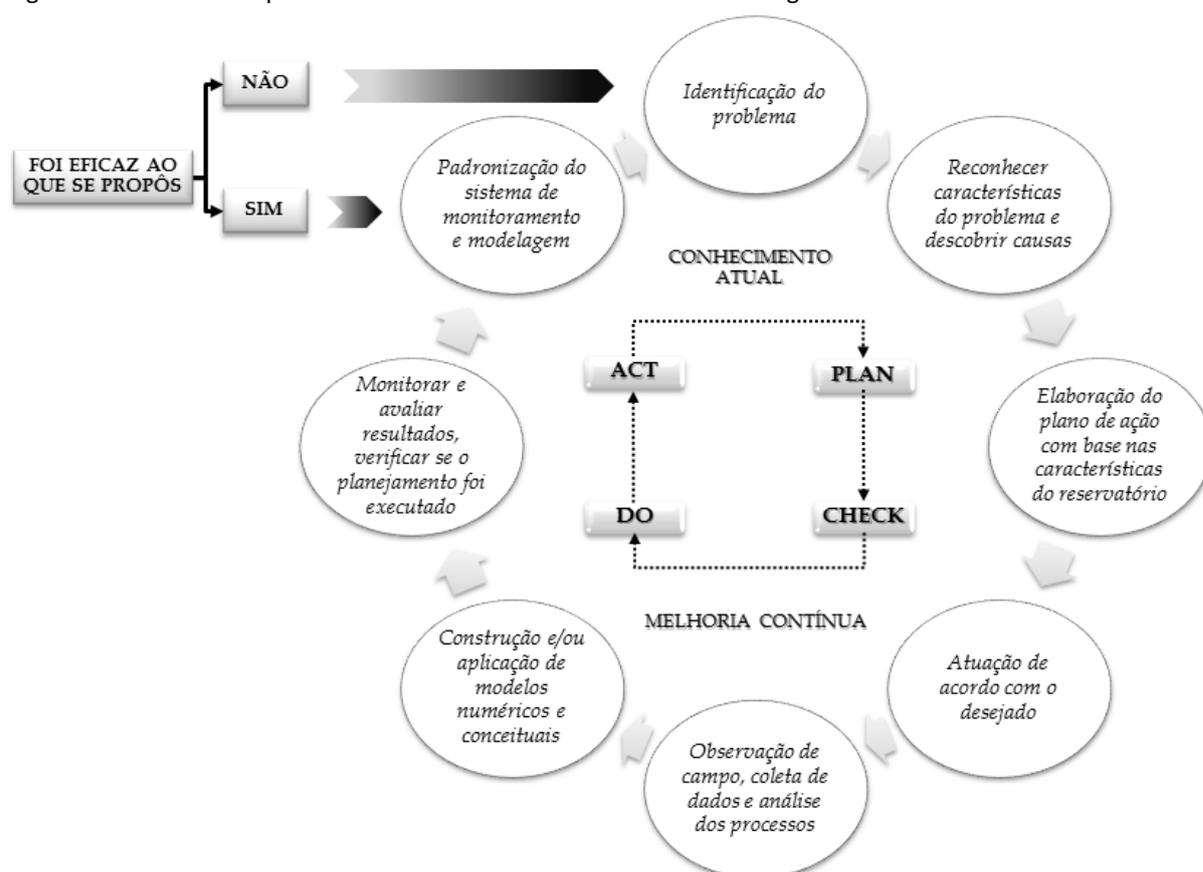
Um método largamente utilizado é o Ciclo PDCA ou Ciclo de Deming, tem por objetivo exercer o controle dos processos, podendo ser utilizado de forma contínua para o gerenciamento dos recursos hídricos, e, mais especificamente, em sistemas de monitoramento integrados a sistemas de modelagem. Trata-se de um método para análise e solução de problemas através de ações corretivas ou preventivas que formarão uma filosofia de melhoria contínua necessária para o alcance das metas (VENDRAME, 2007; LEMOS, SOUZA FILHO, 2013).

O ciclo PDCA divide-se em quatro fases, Plan, Do, Check e Act. A primeira fase (Planejar) caracteriza-se pelo estabelecimento de um plano, com objetivos, procedimentos e metodologias necessárias para atingir os resultados; a segunda fase (executar) é a aplicação e execução do que foi planejado anteriormente; a terceira fase (verificar) é o monitoramento periódico e a avaliação de todos os processos e seus resultados, comparando e analisando momentos anteriores aos atuais, verificando se o que foi

planejado foi realizado e quarta fase (agir) é a fase onde uma ação será tomada, no sentido de aprimoramento do sistema ou na manutenção do plano de ação utilizado.

A Figura 66 mostra a aplicação de um ciclo de melhoria contínua em um sistema de monitoramento e modelagem padrão. O sistema de monitoramento aplicado dentro deste ciclo possibilitaria encontrar valores ótimos para parâmetros/coeficientes e a melhoria gradual da representação dos processos. Esta é uma forma de minimizar os erros da modelagem e as incertezas envolvidas.

Figura 66 - Ciclo PDCA aplicado ao sistema de monitoramento e modelagem.



Fonte: Lemos & Souza Filho (2013).

O sistema de monitoramento inserido no ciclo PDCA pode ainda estar integrando ao sistema de modelagem. O sistema final consistirá na integração entre as ferramentas do monitoramento e da modelagem visando um maior suporte aos gestores da água. Esse acoplamento fornece respostas mais acuradas sendo útil na avaliação de fenômenos que ocorrem em reservatórios, análises das condições de operação hidráulica, otimização do projeto de monitoramento utilizado e sua aplicação eficiente.

O objetivo principal de um programa de monitoramento integrado em um sistema de modelagem é fornecer a base necessária ao desenvolvimento da modelagem, ou seja, a descrição das principais forçantes do sistema; e, em um segundo momento, a modelagem poderá definir uma melhor estratégia de monitoramento, através da visualização dos pontos mais problemáticos, como é o caso de zonas com baixa circulação das águas.

O processo de gestão da qualidade proposto com base no ciclo PDCA é uma forma de amenizar as falhas decorrentes de decisões iniciais. O ciclo de melhoria pode ser implantado tanto em sistemas de monitoramento ambiental como fazendo parte de um sistema integrado de modelagem e monitoramento (LEMOS; SOUZA FILHO, 2013).

A principal razão para a avaliação da qualidade da água no ambiente aquático tem sido a necessidade de verificar se os padrões observados estão de acordo com os usos a qual se destinam, e, mais especificamente, se estão de acordo com as leis ambientais. O monitoramento tem ajudado a determinar tendências na qualidade da água dos ambientes aquáticos e como essa qualidade é afetada pela variabilidade climática, liberação de contaminantes ou demais atividades antropogênicas. Neste sentido, dois programas básicos de monitoramento são definidos de acordo com os objetivos (CHAPMAN, 1996):

1. Monitoramento único objetivo: avaliam um único problema. Envolve um conjunto simples de parâmetros, dependendo do problema a ser avaliado; no caso de estudos de eutrofização, o monitoramento dos principais nutrientes limitantes do processo e outros fenômenos relacionados.
2. Monitoramento multiobjetivo: cobrem vários usos da água e fornecem dados para mais de um programa de avaliação, tal como abastecimento humano, abastecimento industrial, pesca, aquicultura e vida aquática, os quais envolvem um amplo conjunto de variáveis de estado descritivas.

A implementação do programa deve focar na distribuição espacial da qualidade da água (número de estações de monitoramento), nas tendências (frequência de amostragem), nos poluentes (inventário ambiental) e na descrição física e climática da bacia hidrográfica e do entorno do reservatório. A cobertura de todas as necessidades é dificultada, dado os altos custos operacionais envolvidos. Conseqüentemente, pesquisas preliminares são necessárias no sentido de delimitar melhor o programa operacional de monitoramento e, neste sentido, a modelagem torna-se ferramenta imprescindível.

Os modelos representam ferramentas úteis que, através de descrições empíricas, estatísticas ou determinísticas, tecem relações entre as principais forçantes e as variáveis de estado, as quais se desejam conhecer sua distribuição no ambiente estudado. A combinação entre sistemas de monitoramento e modelagem é uma importante ferramenta na construção de conhecimento e informação sobre o ecossistema estudado. O monitoramento pode ser orientado pela modelagem principalmente sobre os pontos ou locais estratégicos a monitorar, e que dessa forma subsidiem a modelagem. Os locais estratégicos são definidos em grande parte pelo estudo da hidrodinâmica reinante, que identifica zonas mortas e/ou de mistura, pontos de forte estratificação térmica, padrões de circulação e regiões estatisticamente homogêneas.

A integração entre o sistema de monitoramento e modelagem consiste numa abordagem participativa das duas dimensões, ambos avaliando os fenômenos naturais e antropogênicos em lagos e reservatórios, e, em consenso, decidindo sobre o sistema de monitoramento a ser aplicado de forma a responder as questões e alimentar a modelagem. Essa integração deve ainda estar em consonância com os processos operação do reservatório, dado que suas condições de funcionamento alteram o armazenamento da água (volume), com forte impacto na qualidade da água armazenada.

Aplicando-se o esquema mostrado na Figura 66, o sistema de monitoramento será definido inicialmente pela análise conjunta dos resultados da modelagem (previsão), no maior número possível de profissionais relacionados ao tema (engenheiros, químicos, biólogos etc.). Essa análise irá avaliar os padrões hidrodinâmicos e com isso definir um sistema de monitoramento específico para determinado corpo d'água. O ciclo de melhoria continua ajustaria, ano a ano, o sistema integrado, seja modificando hipóteses nos modelos ou alterando estações de amostragem. Essa é uma ferramenta complexa de se implantar operacionalmente, mas quando em uso tende a apresentar bons resultados, aumentando e melhorando o conhecimento sobre o reservatório.

O trabalho clássico realizado por Sanders *et al.* (1983) foi enfático ao considerar as estações fixas um dos problemas críticos nos sistemas de monitoramento da qualidade da água. Dessa forma faz-se necessário estabelecer as conexões entre o monitoramento e a modelagem e a forma de como o monitoramento poderá fornecer informações que subsidie o trabalho computacional. O entendimento e previsão dos processos hidrodinâmicos em reservatórios podem ser benéficos no futuro em estudos como, por exemplo, o transporte

de sedimentos e de contaminantes. E a melhor forma de conseguir bons resultados com a modelagem é ter um banco de dados completo e dinâmico.

Reservatórios apresentam, ao longo de sua extensão, características intermediárias entre rios e lagos. No processo de integração entre as ferramentas de gestão modelagem e monitoramento, essas características devem ser adaptadas aos métodos de monitoramento, visando a correta descrição temporal e espacial da hidrodinâmica e da qualidade da água dos reservatórios, sem esquecer o regime de gestão operacional.

As informações básicas necessárias à modelagem incluem profunda investigação de todos os fatores e atividades que exercem influência, direta ou indiretamente, na qualidade da água. Nenhuma interpretação significativa pode ser realizada a partir de um conjunto amostral de qualidade de água, por exemplo, sem sua correspondente base de dados hidrométrica. O monitoramento deve levar em conta as características hidrológicas dos corpos hídricos, ou seja, juntamente às coletas de água para análise laboratorial, medições *in loco* devem ser tomadas quanto à magnitude das vazões nos locais amostrados. Neste sentido, são necessários inventários visando:

- i. Caracterizar a área geográfica: topografia (relevo), pedologia, clima, uso e ocupação do solo e hidrologia;
- ii. Usos da água: pesca e aquicultura, irrigação, indústria, diluição de efluentes, abastecimento humano, dessedentação, navegação etc.;
- iii. Fontes de poluição: fontes pontuais (poluição industrial, doméstica e agrícola pontual) e não pontuais de poluição (deposição atmosférica, escoamentos superficiais difusos).

A tabela 13 reúne as principais atividades que compõe um sistema de monitoramento da qualidade da água. O primeiro item da Tabela será trabalhado nesta seção de forma conjunta com o sistema de modelagem. Os outros itens da tabela possuem ampla documentação¹⁷ na literatura e não serão tratados no âmbito deste capítulo.

O projeto inicial de monitoramento divide-se em três condicionantes básicas, que são: (i) seleção das estações de amostragem; (ii) seleção das variáveis de estado e seleção das frequências de amostragem.

¹⁷ Chapman (1996), Strobl & Robillard (2008), Parron *et al.* (2011) entre outros.

Tabela 13 - Atividades envolvidas no monitoramento da qualidade da água.

Atividade Principal	Atividades Específicas
1. Projeto do sistema de monitoramento	Seleção das estações de monitoramento, seleção das variáveis e frequência da amostragem;
2. Coleta de amostras	Técnicas de amostragem, coletas de dados em campo, preservação e transporte das amostras;
3. Análise laboratorial	Técnicas de análise, procedimentos operacionais, controle de qualidade e armazenamento dos dados;
4. Manuseio de dados	Recepção, ajuste e verificação dos dados; armazenamento e distribuição;
5. Análise dos dados	Sumário estatístico básico, interpretação e análise temporal dos dados; modelos de qualidade da água;
6. Utilização da informação	Procedimentos operacionais, relatórios técnicos.

Fonte: Adaptado de Sanders *et al.* (1983) *apud* Strobl & Robillard (2008).

A seleção das estações de amostragem em reservatórios está ligada à forma de ocorrência das variações espaciais que ocorrem na qualidade da água. A variabilidade espacial é uma das principais características dos principais tipos de mananciais, e é fortemente influenciado pelas características hidrodinâmicas do corpo d'água. A qualidade da água varia nas três dimensões (longitudinal, transversal e com a profundidade), e desta forma a qualidade da água não pode ser medida unicamente em um ponto, sendo necessária uma rede de amostragem que contemple todas as possibilidades de variação, ou que sejam representativas do manancial naquele local específico.

A avaliação da qualidade da água em reservatórios deve refletir os usos da água, bem como as condições do local de onde a água está sendo retirada. Frequentemente o local de retirada principal fica no barramento, local principal de amostragem. Amostragens neste único ponto podem ser representativas para pequenos reservatórios, bem misturados e com características regulares. Reservatórios mais complexos, com geometrias dendríticas e de grandes volumes e extensão, a exemplo do reservatório Pereira de Miranda, necessitam de vários pontos de amostragem para sua completa caracterização.

A dendricidade de um reservatório e suas características topográficas de fundo muitas vezes isolam regiões que, hidrodinamicamente, se comportam de forma diferenciada dos demais pontos. Um determinado número de estações de amostragem em diferentes profundidades é necessário para caracterizar a qualidade da água ao longo das dimensões do reservatório. Geralmente definem-se seções horizontais e verticais de forma a distinguir similaridades estatísticas e diferenças entre os locais de amostragem (CHAPMAN, 1996).

Em estudo detalhado, Thornton *et al.* (1982) subdividiram o lago reservatório DeGray (Arkansas, USA) em 15 seções longitudinais, e, para cada uma, foram coletadas amostras

para fósforo total, turbidez e clorofila a 0, 2, 4, 6 e 10 metros; e a partir daí a cada 5 metros até o fundo, em julho de 1978 e janeiro e outubro de 1979. Análises estatísticas dos resultados mostraram que as seções de 1 a 5 possuíam médias similares para todas as variáveis e em todas as datas. Desta forma, uma única estação foi suficiente para caracterizar toda essa região delimitada por esses cinco seções. O mesmo procedimento foi realizado para avaliar a representatividade das demais seções e ao final, o mínimo de 5 estações de amostragem (3, 10, 12, 14 e 15) foram necessários para caracterizar estatisticamente o reservatório quanto à variabilidade longitudinal de qualidade da água.

Em adição ao número de estações de monitoramento, é também necessário considerar o número de amostragens necessárias para caracterizar verticalmente a coluna d'água. A variabilidade tende a ser sazonal e de acordo com os padrões hidrodinâmicos locais.

Quanto à seleção das variáveis de estado estas deverão ser escolhidas de acordo com a necessidade, de forma a explicar os fenômenos estudados. A quantidade de variáveis geralmente encontra-se atrelada ao custo do monitoramento (custos laboratoriais, preservação de amostras e transporte), o que implica na redução do número de variáveis até um número mínimo essencial. Ao final o número de variáveis monitoradas deverá ser capaz de responder às principais questões, sem que apresente perda de informação.

Se, por exemplo, se deseja estudar (modelar) a bioacumulação de uma substância tóxica, as variáveis de estado deveriam ser os organismos da cadeia alimentar principal e as concentrações das substâncias tóxicas nos organismos. Em modelos de eutrofização, as variáveis de estado seriam as concentrações dos nutrientes limitantes e o fitoplâncton (JØRGENSEN, 1994).

O uso da água principal (aquele para o qual o reservatório foi construído) deverá balizar o monitoramento. Para reservatórios multipropósitos, seleciona-se o uso mais restritivo (que exige maior qualidade), e este determinará quais variáveis monitorar.

Independente do uso da água deverá estar no programa de monitoramento as variáveis hidroclimáticas da bacia hidrográfica, vazões afluentes e defluentes de todos os tributários e lançamentos de poluentes. O monitoramento do regime hidrológico e sistema de operação dos reservatórios é um importante aspecto para a avaliação da qualidade da água. Afluência em reservatórios é uma das principais forçantes a serem consideradas nos reservatórios, pois além das cargas extras que entram no meio solubilizadas pela água das

chuvas, as correntes que entram à montante modificam a velocidade e alteram o tempo de residência da água.

A variável temperatura é a mais importante para caracterização da qualidade da água, e esta deve ser monitorada em todos os casos. Variações de temperatura ocorrem diária e sazonalmente, influenciados pela latitude, altitude, estação do ano, hora do dia, circulação do ar, nebulosidade, vazões e profundidade do reservatório. Aumento de temperatura aumenta as reações químicas, volatilização de substâncias e evaporação; Diminui a solubilidade de gases na água (O_2 , CO_2 , N_2 , CH_4 e outros); aumentam a taxa de crescimento bacteriano e do fitoplâncton (duplicam suas populações em curtos períodos de tempo); aumentam a taxa de respiração (consumo de O_2), degradação da matéria orgânica, tendendo ao aumento da turbidez, crescimento de macrófitas e blooms algais, quando nutrientes limitantes estão disponíveis em quantidades suficientes.

Por último vem a definição das frequências de amostragem. Strobl & Robillard (2008) comentam que esta deve ser ajustada de maneira a produzir o máximo de informação com o mínimo de esforço amostral. A variabilidade temporal da qualidade da água pode ser descrita por estudos de concentração ou pela determinação de taxas, como taxas de sedimentação, biodegradação e transporte (CHAPMAN, 1996). Essas variáveis apresentam ciclos no ambiente que estão relacionadas à forma e padrão de ocorrência da hidrodinâmica local; e este por sua vez está ligado à ocorrência dos fenômenos climáticos.

Na escala sazonal observam-se variabilidades infradiárias (<1dia, variações que ocorrem nas enchentes ou picos de vento, por exemplo), diárias (24 horas – ciclos biológicos, ciclos dia/noite), dias a meses, conectados aos fatores climáticos sazonais e anuais (principalmente devido à ação humana, como retiradas de água e lançamento de efluentes).

Os reservatórios podem exibir uma ampla faixa de padrões térmicos temporais devido à flutuação dos níveis de água causados pela variabilidade sazonal das vazões afluentes e regras de operação; ou devido à variabilidade de outras forçantes, como radiação solar, ventos e nebulosidade. Essas variabilidades, conforme descrito anteriormente, deverão orientar quais frequências o sistema de monitoramento deverá aplicar.

Amostragens nictemerais são indispensáveis visto que contemplam o principal ciclo de mudanças térmicas de corpos d'água tropicais, que é a variabilidade diária. Épocas chuvosas e secas são períodos distintos e que devem estar englobados no sistema de

monitoramento. Para um detalhado entendimento dos processos físicos, químicos e biológicos se faz necessárias medidas ao longo da profundidade, particularmente durante períodos de estratificação térmica. A ocorrência de um ciclo diurno nos reservatórios do semiárido possui impacto no monitoramento qualitativo, sendo necessária sua incorporação no planejamento do sistema de monitoramento da região (SOUZA FILHO *et al.*, 2006).

A frequência que as amostras serão coletadas deverá seguir a mesma frequência de variabilidade ou mudanças de seus padrões. O regime climático do semiárido possui um padrão próprio, e a ele deve ser feita as adequações dos métodos. É necessário conhecer os padrões hidrodinâmicos para definir, nas épocas distintas do ano e de acordo com a variabilidade sazonal apresentada, a frequência ideal de monitoramento em cada época.

5.1 PROPOSIÇÃO DE UM SISTEMA DE MONITORAMENTO INTEGRADO À MODELAGEM PARA O RESERVATÓRIO PEREIRA DE MIRANDA

Na simulação do reservatório Pereira de Miranda, os meses iniciais do ano apresentaram variações nos padrões hidrodinâmicos que, no geral, mesmo com formação de estratificações durante o período diurno, à noite observou-se a circulação total das camadas, com pequenos trechos mais críticos localizados próximos ao barramento, devido às características topográficas do fundo.

As temperaturas das afluições podem ter seus valores diminuídos nas épocas úmidas, criando-se subfluxos, que são correntes de densidade. Em épocas de maiores vazões, propõe-se a hipótese de que isto ocorra devido o aquecimento mais lento dos deflúvios devido às altas taxas de nebulosidade (MOLINAS, 2010). O reservatório, por sua vez, apresenta maior inércia térmica, preservando por mais tempo a energia térmica obtida durante períodos de maior insolação. O monitoramento das vazões e suas temperaturas nessas épocas devem ser diários e/ou horários nos eventos extremos, para que se conheçam os valores de baixa e de pico. O atrito entre as correntes de densidade e o fundo do reservatório geram turbulências que podem liberar possíveis tóxicos do fundo e depositar sedimentos, causa de mortes de peixes, como no caso do reservatório Aguamilpa, localizado na região central do estado de Nayarit, México (RANGEL-PERAZA, 2012).

Foram observadas condições diferenciadas dos padrões hidrodinâmicos no reservatório Pereira de Miranda dependendo do mês do ano. Alguns momentos o reservatório apresenta circulação completa da água (janeiro/2010), em alguns períodos

curtos pequenas estratificações formadas ao longo de um dia (fevereiro/2010), e em outros períodos uma clara estratificação mais profunda e intensa (março/2010), durando vários dias. Esses padrões definirão quando e onde serão as medições em campo, que por sua vez fornecerão meios para que a extrapolação dos resultados, no espaço e no e tempo, seja de forma correta.

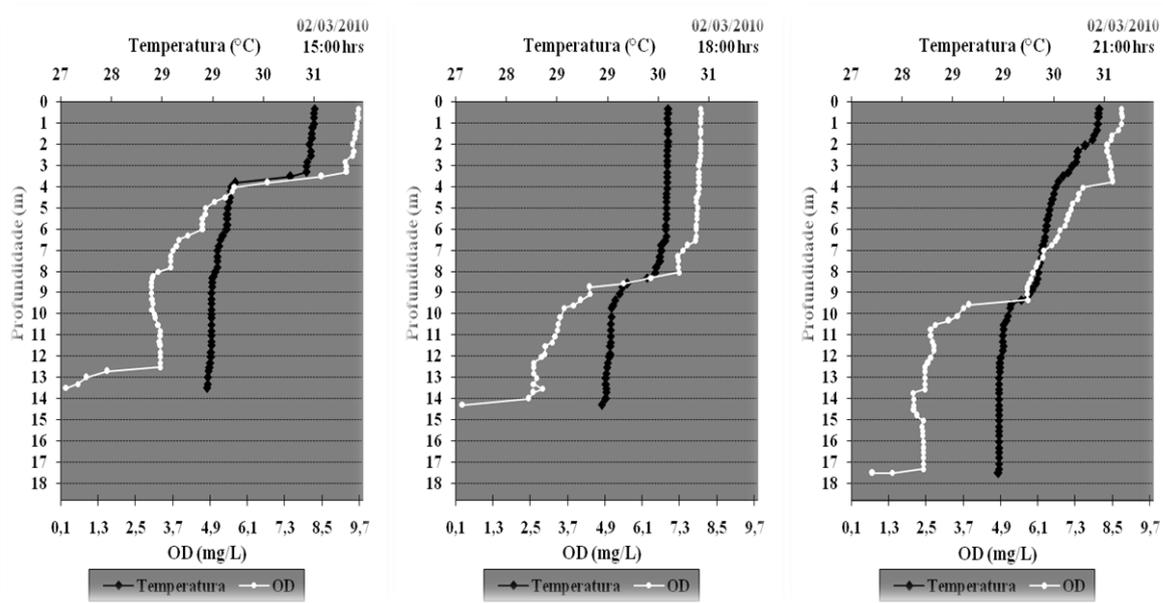
Descreve-se brevemente a hidrodinâmica simulada para cada braço do reservatório, e possíveis indicações de estações¹⁸ de monitoramento no sentido longitudinal do reservatório com base nos padrões circulação:

- i. **Braço principal:** entre as seções 63 a 71, uma zona mais profunda mostrou dificuldades de circulação exigindo pelo menos uma estação de monitoramento intermediária entre elas. No plano vertical seriam necessárias, no mínimo, três estações: uma entre a superfície e a linha da termoclina, uma na transição entre as camadas e outra mais profunda, próximo ao fundo do reservatório. Entre as seções 15 e 40 o reservatório poderia ser classificado na faixa de transição, em grande parte do tempo misturado, necessitando de uma estação de monitoramento no espaço compreendido entre as seções; no plano vertical, seria necessário monitoramento de superfície e fundo. Entre as seções iniciais, 1 a 14, o reservatório apresentou características fluviais, sendo necessário no mínimo uma única estação de monitoramento longitudinal, e uma vertical, na superfície. Entre as seções 41 e 62 uma estação longitudinal central e dois pontos verticais no mínimo, na superfície e no fundo, completariam a seleção das estações de amostragem para o braço principal.
- ii. **Braço secundário:** mesmo padrão do braço principal, porém as regiões de baixa circulação localizadas entre as seções 125 e 130 e 132 a 136. A seção 136 é a seção que conecta este braço ao principal, pela seção 63, região mais profunda do reservatório. Neste caso seriam necessárias, no mínimo, duas estações longitudinais de monitoramento, entre as seções 125 a 130 e 132 a 136, em três profundidades, superfície, metalímnio e fundo. Seções 73 a 80 com regime fluvial, semelhante às seções 1 a 14 do braço principal. Entre as seções 81 e 124 uma seção, semelhante às seções 41 a 62 do braço principal.

¹⁸ Indicações para coletas de água, levando em consideração o mínimo de amostras necessárias no sentido de diminuição de custos. Para perfilagens com sonda multiparamétrica, no plano vertical, seria necessário monitoramento com espaçamento vertical mínimo de 0,5 metros, da superfície ao fundo.

O reservatório Pereira de Miranda está sujeito à estratificação térmica, o que pode levar à supressão dos processos de transporte vertical abaixo da termoclina, permitindo o aparecimento de gradientes de oxigênio (condições anóxicas no hipolímnio). Mesmo com pequenas variações de temperatura, gradientes de densidade tendem a se formar e impedir o fluxo do oxigênio para as regiões mais profundas, conforme Figura 67 mostrando a dinâmica ocorrida no reservatório Pereira de Miranda no dia 2 de março de 2010.

Figura 67 – Perfis de temperatura e oxigênio monitorados no dia 02 de março de 2010, às 15, 18 e 21 horas, no reservatório Pereira de Miranda.



A modelagem realizada mostrou, na previsão hidrodinâmica, que o mês de março se comportou de maneira diferenciada dos meses Janeiro, Fevereiro e Abril. O mês de Março apresentou maior tendência a sofrer estratificações diárias, no pico da radiação solar, e circulações no período noturno. Os demais meses apresentaram tendência menor a estratificação, ocorrendo em períodos menores. O estado da qualidade da água está ligada aos padrões de circulação do reservatório, e, neste caso, de acordo com os resultados da modelagem, seriam necessárias perfilagens nictemerais com frequências menores que as frequências mensais que foram aplicadas durante o monitoramento inicial.

Tais considerações hidrodinâmicas refletem a importância da modelagem para ajudar a compreender os fenômenos. Com base na previsão da hidrodinâmica realizada, define-se o monitoramento que será realizado para os próximos meses.

Tabela 14 – Monitoramento (abrangente) necessário para a modelagem da qualidade da água.

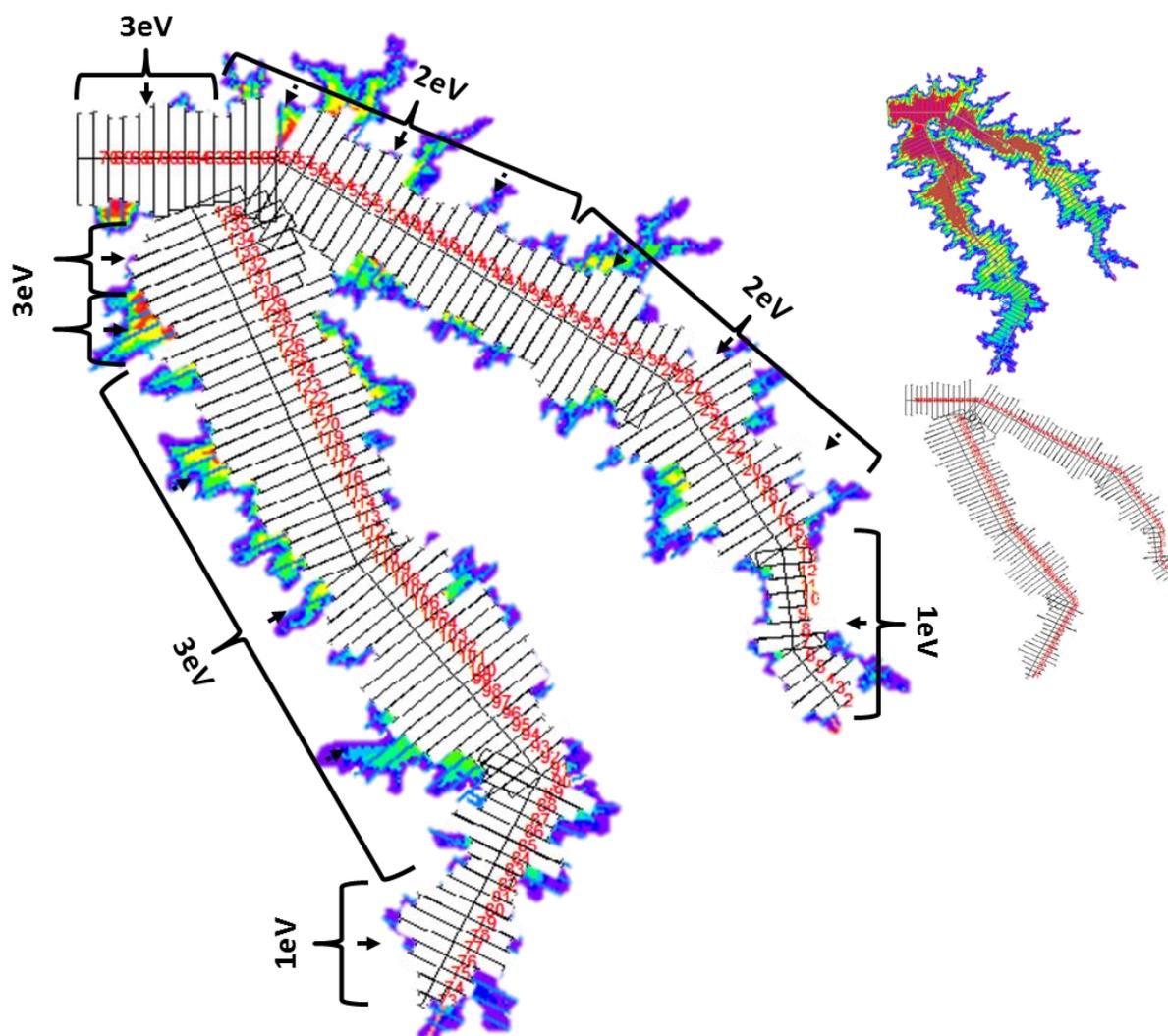
CONDIÇÕES DE FRONTEIRA		
Parâmetros mínimos	Parâmetros adicionais	Frequência de amostragem
Vazão e Temperatura (afluências e defluências)	Condutividade Oxigênio Dissolvido pH Sólidos Dissolvidos Totais ¹	Diário ou contínuo (épocas úmidas); Mensal e em eventos extremos (épocas secas)
Carbono Orgânico Total	Carbono Orgânico Dissolvido Carbono Orgânico Particulado DBO ²	Semanal e em eventos extremos (secas/enchentes)
Fósforo Total Fósforo Reativo	Fósforo Total Dissolvido Fósforo Total Inorgânico Fósforo Inorgânico Dissolvido	Semanal e em eventos extremos (secas/enchentes)
Nitrato Nitrito Nitrogênio Amoniacal	Nitrogênio Kjeldahl Total	Semanal e em eventos extremos (secas/enchentes)
	Sólidos Suspensos Totais ³ Sólidos Suspensos Voláteis Sólidos Suspensos Inorgânicos	Semanal e em eventos extremos (secas/enchentes)
	Clorofila <i>a</i> Sílica Dissolvida ⁴ Alcalinidade	Semanal e em eventos extremos (secas/enchentes)
RESERVATÓRIO		
Parâmetros mínimos	Parâmetros adicionais	Frequência de amostragem
Temperatura ⁵ Oxigênio Dissolvido ⁵ pH ⁵ Condutividade ⁵	Sólidos Totais Dissolvidos ¹	Horário/intradiário e mensal ⁶
Clorofila <i>a</i> ⁷	Biomassa Fitoplanctônica Tipo de Fitoplâncton	Horário/intradiário e mensal ⁶
Carbono Orgânico Total ⁷	Carbono Orgânico Dissolvido Carbono Orgânico Particulado DBO ²	Horário/intradiário e mensal ⁶
Fósforo Total ⁷ Fósforo Reativo	Fósforo Total Dissolvido Fósforo Total Inorgânico Fósforo Inorgânico Dissolvido	Horário/intradiário e mensal ⁶
Nitrato Nitrito Nitrogênio Amoniacal ⁷	Nitrogênio Kjeldahl Total	Horário/intradiário e mensal ⁶
	Profundidade de Secchi Carbono Inorgânico Total Alcalinidade Sólidos Suspensos Totais ³ Sólidos Suspensos Voláteis Sólidos Suspensos Inorgânicos Ferro, Manganês e Sílica (Total e Dissolvido) ⁸	Horário/intradiário e mensal ⁶

Legenda: (1) – amostras suficientes para correlacionar com a condutividade; importante em estudos de correntes de densidade. (2) – usado na caracterização das taxas de decaimento da matéria orgânica. (3) – os sólidos suspensos afetam, entre outras variáveis, a penetração da luz e a densidade da água. (4) – podem ser limitantes do crescimento de diatomáceas. (5) – de preferencia amostras em intervalos de 1 metro na vertical, duas vezes por semana. (6) – em intervalos de 1 metro. (7) – o número mínimo de amostras inclui o epilímnio, metalímnio e hipolímnio; o ideal seria amostras a cada 3 metros ou menor, no caso do metalímnio. (8) – em estudos sobre liberação de compostos dos sedimentos durante períodos de anoxia.

Fonte: adaptado de Cole & Wells (2008).

Quanto menor a distância temporal entre o estabelecimento do monitoramento e a medição em campo melhor, como foi mostrado pela defasagem temporal de previsão, levando-se em conta o esforço para operacionalizar o processo. As variáveis a serem monitoradas seriam determinadas de acordo com a necessidade ou o fenômeno de estudo. Uma avaliação abrangente e que responde grande parte dos problemas de qualidade da água estão reunidos na Tabela 14. As principais modificações realizadas na tabela original (COLE; WELLS, 2008) deve-se às frequências de amostragens. Neste caso, no lugar de frequências mensais seriam necessárias, em alguns períodos, frequências de amostragem horárias e ao longo do dia (principal variação de temperatura observada).

Figura 68 – Localização dos pontos de amostragem e indicação da quantidade de verticais mínimas por estação longitudinal (eV – número de estações no sentido vertical por estação longitudinal).



Legenda: eV – número de estações verticais por estação horizontal.

- Mínimo
- Ideal

Uma aplicação inicial do sistema de monitoramento integrado à modelagem para o reservatório Pereira de Miranda está esquematizada na Figura 68, de acordo com a hidrodinâmica prevista. Foram consideradas as estações mínimas necessárias para a análise da qualidade da água do reservatório, partindo do monitoramento inicial que foi realizado e um segundo *loop* no ciclo de modelagem e monitoramento integrado, tendo por base a modelagem hidrodinâmica realizada.

Esse monitoramento delineará se a modelagem foi bem sucedida, e, atuando em conjunto, será uma poderosa ferramenta na construção de um sistema modelo melhor e menos sujeito às incertezas. Na modelagem realizada diversas fontes de incerteza podem ser numeradas, entre elas, o fato de ter sido realizado uma amostragem nictemeral, porém em um único ponto. Os resultados mostrados na Figura 62 demonstram a importância do monitoramento nas regiões mais profundas do reservatório e em épocas onde o processo de estratificação é efetivo. O monitoramento realizado serviu de base inicial para o processo de melhoria contínua proposta. Neste caso, a segunda rodada do ciclo seria a aplicação do monitoramento descrito na Figura 68, com um monitoramento mais abrangente e com as estações de amostragem dimensionadas segundo a previsão hidrodinâmica sazonal realizada.

6 CONCLUSÕES

A tese desenvolvida poderá fornecer importante contribuição na aplicação dos sistemas de previsão do clima na modelagem da qualidade da água. O estudo demonstrou técnicas utilizadas na previsão sazonal de variáveis meteorológicas, e como utilizá-las visando reduzir a falta de informação local para este campo da ciência.

O comportamento da hidrodinâmica do reservatório Pereira de Miranda resultante da modelagem mostrou resultados consonantes outros trabalhos em reservatórios tropicais (LEWIS, 2000, LINDIM *et al.*, 2011; RANGEL-PERAZA *et al.*, 2012), mostrando padrões diários de circulação e em alguns momentos, formação de estratificações em regiões pontuais do reservatório, mesmo com pequenas diferenças de temperatura entre as camadas verticais.

Os principais pontos críticos observados foram as zonas mais profundas e isoladas devido às irregularidades da topografia de fundo, mostrando ser esses locais onde o monitoramento deverá ser recorrente. Essas zonas de baixa circulação tendem a produzir gases tóxicos e redução drástica da concentração de O₂, devido à limitação aeróbia causada nos momentos de estratificação.

As principais variações hidrodinâmicas sazonais puderam ser modeladas, ainda que com um alto índice de incerteza. O monitoramento realizado no reservatório Pereira de Miranda forneceu meios para dar início ao ciclo de modelagem e monitoramento integrado proposto. Os resultados do modelo sugerem uma variabilidade notória nos eixos longitudinal e vertical do reservatório Pereira de Miranda, enfatizando a necessidade de melhores campanhas de monitoramento.

O modelo foi aplicado preliminarmente para dois conjuntos de dados de nebulosidade. Os dados médios mensais das PCD disponíveis pelo INMET são insuficientes para a modelagem do balanço radiativo no lago, e mesmo insuficientes para servirem à correção dos dados de reanálise. Mesmo assim, foi possível notar a grande sensibilidade do modelo para esta variável. Um dia nebuloso e um dia sem nuvens provocam variações consideráveis na hidrodinâmica. Neste sentido, faz-se necessário por parte dos órgãos de pesquisa um monitoramento mais intenso desta importante variável meteorológica.

Foi apresentada a técnica de *downscaling* dinâmico para a obtenção das variáveis meteorológicas de previsão regionalizadas. A técnica de *downscaling* costuma apresentar duas limitações teóricas principais que são os efeitos de erros sistemáticos nas forçantes do modelo global e a falta de uma via dupla de interatividade entre o modelo global e o regional. Os modelos climáticos, com o passar do tempo e melhoria, produzirão informações mais detalhadas e precisas (redução de incerteza) para a gestão dos recursos hídricos. Este trabalho mostrou algumas possibilidades de aplicação dos resultados dos modelos climáticos na modelagem hidrodinâmica de reservatórios, indispensável na modelagem da qualidade da água. A previsibilidade dos padrões climáticos, principalmente em regiões onde tal previsão é possível, poderá fornecer informação meteorológica necessária para alimentar modelos de simulação e com isso melhorar a gestão da qualidade da água apresentada em reservatórios.

As fontes de incertezas do modelo hidrodinâmico poderão ser reduzidas em trabalhos futuros. Para uma dada aplicação do sistema de previsão proposto, novas considerações podem ser feitas na escolha de parametrizações físicas, resolução e tamanho do domínio do modelo e melhoria na assimilação de dados observados (forçantes meteorológicas), visando melhoria do sistema final. Importante em estudos futuros pesquisas que apresentem parâmetros específicos para variáveis sazonais (por exemplo, estudos sobre os padrões do vento à superfície¹⁹).

Este trabalho procurou mostrar a aplicação dos resultados dos modelos climáticos na modelagem hidrodinâmica em reservatórios. Observaram-se variabilidades intradiárias, diárias, semanais e mensais durante a modelagem realizada. A partir de uma calibração com poucas informações foi possível notar variações nos padrões hidrodinâmicos do reservatório Pereira de Miranda, dependente das forçantes meteorológicas em maior grau, devido às baixas vazões do período úmido apresentado na época de aplicação do sistema de previsão.

A previsibilidade do padrão de circulação em lagos e reservatórios poderá desempenhar papel importante, ajudando aos gestores da água do Estado na definição de sistemas de monitoramento da qualidade da água com o mínimo esforço ou esforço ideal. Variabilidades meteorológicas sazonais captadas por modelos climáticos poderão auxiliar no

¹⁹ O perfil logarítmico do vento apresenta parâmetros sazonais, que dependem das condições de tempo (seco ou chuvoso) e que estão associadas a uma intensificação da velocidade do vento (LINARD, 2010).

dimensionamento dos sistemas de monitoramento e, integrado aos sistemas de modelagem, trabalharem conjuntamente na busca de melhores respostas e ações contra impactos negativos que porventura possam vir a acontecer nos mananciais de água considerados.

Em suma, os resultados mostraram:

- i. A possibilidade de calibração e validação do modelo hidrodinâmico CE-QUAL-W2 com o uso de dados de reanálise atmosférica. Aplicações deste tipo são importantes em locais com falta de informações monitoradas e/ou observadas;
- ii. Aplicação de técnicas de previsão climática na avaliação e previsão dos padrões hidrodinâmicos de reservatórios.
- iii. Importância do aquecimento do modelo CE-QUAL-W2 no período anterior a previsão sazonal, mostrando serem necessários no mínimo três meses de dados observados para uma correta análise da variabilidade sazonal da hidrodinâmica.
- iv. Necessidade de um sistema de monitoramento como subsidiário de informações relevantes à modelagem, no sentido de melhorar os sistemas existentes e aumentar o nível de conhecimento sobre a dinâmica de reservatórios localizados no semiárido. Neste sentido e com base na modelagem realizada, foi proposto um sistema de monitoramento ideal para o reservatório Pereira de Miranda, como início de um novo ciclo de melhoria contínua em busca da redução da incerteza na modelagem e avaliação da hidrodinâmica.

O sistema de monitoramento pode ser dimensionado de forma a fornecer subsídios para a aplicação da modelagem, haja vista as peculiaridades que os ambientes tão diversos apresentam. Do trabalho conjunto entre estas duas dimensões, frequentemente abordadas individualmente, são esperados resultados mais expressivos, com a otimização do trabalho de campo e do trabalho numérico à medida que forem sendo implantadas. Neste sentido o monitoramento da qualidade da água poderá guiar a aplicação de modelos de simulação, ajudando na compreensão dos fenômenos pré-modelagem.

O sistema integrado entre monitoramento e modelagem poderá fornecer importante informação aos gestores da água; e, em um período de notáveis mudanças dos padrões climáticos, ajudar na construção de atividades preventivas e na análise dos fenômenos relacionados aos mananciais de água doce, pela saúde do ambiente aquático e das populações.

REFERENCIAS

AHRENS, C. Donald. **Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment**. Cengage Learning, Ninth Edition. 2009.

ALEXANDRE, A. M. B.; SOUZA FILHO, F. A.; CAMPOS, José Nilson Bezerra. Incorporação do Impacto da Rede de Reservatórios Superficiais Artificiais de Caráter Interanual na Modelagem Hidrológica Chuva-Vazão. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 18, p. 67-82. 2013.

AJAMI, N. K. *et al.* Multi-Model Combination Techniques for Analysis of Hydrological Simulations: Application to Distributed Model Intercomparison Project Results. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, p. 755-768. 2006.

ALEXANDRE, A.M.B., MARTINS, E.S., CLARKE, R.T., REIS, D.S. JR. Regionalização de Parâmetros de Modelos Hidrológicos. In: **Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, ABRH, João Pessoa – PB. 2005.

ALVES, J. M. B.; SOUZA, R. O.; CAMPOS, J. N. B. Previsão da anomalia de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Atlântico Tropical, com a equação da difusão de temperatura. **Revista Climanalise**, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, Ano 03, n.1, p. 6 – 19. 2006.

ALVES, José Maria Brabo; SOMBRA, Sérgio; CAMPOS, José Nilson Bezerra; SOUZA FILHO, F. A.; MARTINS, Eduardo Sávio; MONCUNILL, David Ferran; MELCÍADES, Wagner Luíz Barbosa; BARBOSA, Humberto Alves. Um estudo inter-comparativo de previsão sazonal estatístico-dinâmico de precipitação para o Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, p. 354-372. 2007.

ANNAN, J. D.; HARGREAVES, J. C. Understanding the CMIP3 Multimodel Ensemble. **American Meteorological Society**. 2011.

ARAÚJO, Carla Beatriz Costa de; NETO, Silvrano Adonias Dantas; SOUZA FILHO, Francisco de Assis. STREAMFLOW FORECASTING FOR THE DAM ORÓS/CE FROM HYDROMETEOROLOGICAL DATA USING PERCEPTRONS. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), v. 30, p. 37-46. 2015.

ARBAT-BOFILL, M.; SÁNCHEZ-JUNY, M.; BLADÉ, E.; NIÑEROLA, D.; DOLZ, J. Hydrodynamics of Ribarroja Reservoir (Ebro River, Spain): Water temperature, water velocities and water age. **River Flow**. 2014.

AYALA, Ana I.; CORTÉS, Alicia; FLEENOR, William E.; RUEDA, Francisco J. Seasonal scale modeling of river inflows in stratified reservoirs: Structural vs. parametric uncertainty in inflow mixing. **Environmental Modelling & Software**, 60, 84-98. 2014.

AZAGRA, Esteban. **How to create a TIN from a GENERATE input**. Disponível em:<<http://www.ce.utexas.edu/prof/maidment/grad/azagra/Research/tin.htm>>. Acesso em: 26 Jul. 2011.

BAUER, Hans-Stefan. Validation of Clouds in the ECHAM4 Model Using a Dynamical Adjustment Technique. Tese (Doutorado em Ciências Naturais) – Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Hamburgo, Alemanha. 2000.

BERGER, Chris; WELLS, Scot; LAWLER, Ken; WELLS, Vanessa. **Reservoir Downstream Modeling Amaila Falls Hydroelectric Project**. Model Development and Scenarios. Appendix D.1, Dez. 2010.

BIRD, Jeremy; WALLACE, Pamela. OVERCOMING WATER SCARCITY AND QUALITY CONSTRAINTS: DAMS AND WATER STORAGE. **FOCUS**, INTERNATIONAL FOOD POLICY RESEARCH INSTITUTE. 2011.

BLOCK, Paul J.; SOUZA FILHO, Francisco Assis; SUN, Liqiang; KWON, Hyun-Han. A Streamflow Forecasting Framework using Multiple Climate and Hydrological Models. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 45, p. 828-843. 2009.

BOWIE, G. L.; Mills, W. B.; PORCELLA, D. B.; CAMPBELL, C. L.; PAGENKOPF, J. R.; RUPP, G. L.; JOHNSON, K. M.; CHAN, P. W. H.; GHERINI, S. A. **RATES, CONSTANTS, AND KINETICS FORMULATIONS IN SURFACE WATER QUALITY MODELING (SECOND EDITION)**. Environmental Research Laboratory Office of Research and Development. U. S. Environmental Protection Agency, ATHENS, GEORGIA. 1985.

BRASIL. Agência Nacional de Águas (ANA). **A Questão da Água no Nordeste**. Centro de Gestão e Estudos Estratégicos – Brasília, DF: CGEE. 2012.

BRAVO, Juan Martín; PICCILLI, Daniel Gustavo Allasia; COLLISCHONN, Walter; TASSI, Rutinéia; MELLER, Adalberto; TUCCI, Carlos Eduardo Morelli. AVALIAÇÃO VISUAL E NUMÉRICA DA CALIBRAÇÃO DO MODELO HIDROLÓGICO IPH II COM FINS EDUCACIONAIS. In: **Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, São Paulo. 2007.

BARNSTON, A. G.; HE, Y.; GLANTZ, M. H. Predictive Skill of Statistical and Dynamical Climate Models in Forecasts of SST During the 1997-1998 El Nino Episode and the 1998 La Nina Onset. **Journal of Climate**, v. 12, p. 217-244. 1999.

BEVEN, K.; FREER, J. Equifinality, Data Assimilation, and Uncertainty Estimation in Mechanistic Modelling of Complex Environmental Systems Using the GLUE Methodology. **Journal of Hydrology**, v. 249, p. 11-29. 2001.

BUECHE, Thomas; VETTER, Mark. Simulating water temperatures and stratification of an alpine lake with a hydrodynamic model: calibration and sensitivity analysis of climatic input parameters. **Hydrol. Process.** 28, 1450–1464. 2014.

BUIZZA, R.; PALMER, T. N. The singular-vector structure of the atmospheric general circulation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 1434-1456. 1995.

BUSTILLO, Vincent; MOATAR, Florentina; DUCHARNE, Agnès; THIÉRY, Dominique; POIREL, Alain. A multimodel comparison for assessing water temperatures under changing climate conditions via the equilibrium temperature concept: case study of the Middle Loire River, France. **Hydrol. Process.** 28, 1507–1524. Wiley Online Library. 2014.

CAISSIE, Daniel; SATISH, Mysore G.; EL-JABI; Nassir. Predicting river water temperatures using the equilibrium temperature concept with application on Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada). **Hydrol. Process.** 19, 2137–2159. Wiley InterScience. 2005.

CAMPOS, José Nilson B.; NÉRIS, Luis Fernando Araújo. **Mudanças Climáticas e Disponibilidades Hídricas no Semiárido: Resultados Preliminares.** In: CAMPOS, José Nilson B.; SERVAIN, Jacques (Coordenadores). *Clima do Atlântico Tropical e Impactos sobre o Nordeste* (CATIN). FUNCEME, IRD. 2010.

CAMPOS, Nilson; STUDART, Ticiania (Editores). **Gestão das Águas: princípios e práticas.** Porto Alegre: ABRH, 242p. 2003.

CAMPOS, José Nilson B.; STUDART, Ticiania Marinho de Carvalho. **SECAS NO NORDESTE DO BRASIL: ORIGENS, CAUSAS E SOLUÇÕES.** Disponível em: <http://www.deha.ufc.br/ticiania/Arquivos/Publicacoes/Congressos/2001/Secas_no_Nordeste_do_Brasil_08_de_junho_def.pdf>. Acesso em 06 jan. 2015.

CARDOSO, Giovanni Brígido Bezerra; MARTINS, Eduardo Sávio; SOUZA FILHO, F. A. Uso de otimização/simulação e previsão de afluências na operação tática dos reservatórios do sistema Jaguaribe Metropolitana. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 11, p. 175-186. 2006.

CASTRO, C. L.; PIELKE Sr., R. A.; LEONCINI, G. Dynamical downscaling: Assessment of value retained and added using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). **JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH**, v. 110, 2005.

CEARÁ. **Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos.** Disponível em: <http://www3.funceme.br/plone/monitoramento/boletins/acudes/consulta/scripts/consulta_aportes.php?show_img=no>. Acesso em: 13 nov. 2013.

CEARÁ. Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos – COGERH. Relatório de **Alocação Negociada de Água – 2010.** Disponível em: <<http://portal.cogerh.com.br/eixos-de-atuacao/gestao-participativa/comissoes-gestoras-de-sistemas-hidricos/alocacao-negociada-de-agua?highlight=YToxOntpOjA7czoxMDoiYWxvY2HDp8OjbyI7fQ==>>. Acesso em: 17 Mar. 2015.

CEARÁ. Assembleia Legislativa. **Caderno regional da bacia do Curu.** Conselho de Altos Estudos e Assuntos Estratégicos. Assembleia Legislativa do Estado do Ceará; Eudoro Walter de Santana (Coordenador). – Fortaleza: INESP. 2009.

CHAPMAN, Deborah (Editor). **Water Quality Assessments - A Guide to Use of Biota, Sediments and Water in Environmental Monitoring.** Second Edition. UNESCO/WHO/UNEP. 651 p. 1996.

CHAPRA, S. C. **Surface water-quality modeling,** McGraw-Hill, New York. 844 p. 1997.

CIRILO, José Almir. Políticas públicas de recursos hídricos para o semiárido. **Estudos Avançados**, v.22, n.63. São Paulo. 2008.

COELHO, Caio A. S.; CUNNINGHAM, Christopher A.; SOUZA, Carlos R.; ALVES, Lincoln Muniz; PESQUERO, José Fernando. A DESTREZA DAS PREVISÕES CLIMÁTICAS SAZONAIS RETROSPECTIVAS DOMODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFÉRICA DO CPTEC. In: **Anais do XVI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**. 2010.

COLE, T.M.; WELLS, S. A. **CE-QUAL-W2: A two-dimensional, laterally averaged, Hydrodynamic and Water Quality Model, Version 3.6**. Department of Civil and Environmental Engineering, Portland State University, Portland, OR. 712p. 2008.

COLE, T.M.; WELLS, S. A. **CE-QUAL-W2: A two-dimensional, laterally averaged, Hydrodynamic and Water Quality Model, Version 3.71**. Department of Civil and Environmental Engineering, Portland State University, Portland, OR. 792p. 2014.

COSTA, Carlos Alexandre Gomes; ALEXANDRE, Deborah Mithya Barros; MEDEIROS, Pedro Henrique Augusto; ARAÚJO, José Carlos de. ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DA VAZÃO REGULARIZÁVEL EM RESERVATÓRIOS DE DIFERENTES ESCALAS. In: **Anais do XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**. Campo Grande – MS. 2009.

COSTA, Francisco José Lobato da. **Estratégias de Gerenciamento de Recursos Hídricos no Brasil: Áreas de Cooperação com o Banco Mundial**. 1ª edição - Brasília, 204p. 2003.

CPTEC/INPE - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. **MODELO ENSEMBLE**. Disponível em: <http://previsaonumerica.cptec.inpe.br/mod_ens.shtml>. Acesso em: 27 fev. 2015.

COUTINHO, M. M. **Previsão por conjuntos utilizando perturbações baseadas em componentes principais**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais INPE. São José dos Campos- SP, p. 136. 1999.

DANNER, Eric M.; MELTON, Forrest S.; PIKE, Andrew; HASHIMOTO, Hirofumi; MICHAELIS, Andrew; RAJAGOPALAN, Balaji; CALDWELL, Jason; DEWITT, Lynn; LINDLEY, Steven; NEMANI, Ramakrishna R. River Temperature Forecasting: A Coupled-Modeling Framework for Management of River Habitat. **IEEE JOURNAL OF SELECTED TOPICS IN APPLIED EARTH OBSERVATIONS AND REMOTE SENSING**, VOL. 5, N. 6. 2012.

DEBELE, B.; SRINIVASAN, R.; PARLANGE, J.-Y. Coupling upland watershed and downstream waterbody hydrodynamic and water quality models (SWAT and CE-QUAL-W2) for better water resources management in complex river basins. **Environ Model Assess** 13:135–153. 2008.

DEPARTAMENTO DE OBRAS CONTRA AS SECAS (DNOCS). **Informações sobre recursos hídricos**. Disponível em: http://www.dnocs.gov.br/php/canais/recursos_hidricos/. Acesso em: 04 Dez. 2014.

DUAN, Q. et al. Multi- Model Ensemble Hydrologic Prediction Using Bayesian Model Averaging. **Advances in Water Resources**, v. 30, p. 1371-1386. 2006.

EBRAHIMI, Mahdi; JABBARI, Ehsan; ABBASI, Hadi. Simulation of Thermal Stratification and Salinity in Dam Reservoir Using CE-QUAL-W2 Software: Case study: Baft Dam. **Journal of Civil Engineering and Urbanism**, v.5. 2015.

FCPC. Fundação Cearense de Pesquisa e Cultura. Estudos Técnicos e Projetos para Requalificação das Ações de Gerenciamento dos Recursos Hídricos do Estado do Ceará. Estudos de regionalização de parâmetros de modelo hidrológico chuva-vazão, para as bacias totais e incrementais dos reservatórios monitorados pela COGERH. **Relatório Final**. 2013.

FERREIRA, Danieli Mara; CUNHA, Cynara. Simulação numérica do comportamento térmico do reservatório do Rio Verde. **Engenharia Sanitária Ambiental**, v.18, n.1. jan/mar. 2013.

FORD, D. E.; JOHNSON, L. S. **An Assessment of reservoir Mixing Processes**. Technical Report E-86-7. Prepared by Ford, Thornton, Norton and Associates, Ltd., for the US Army Engineer waterways Experiment Station, Vicksburg, Miss. 1986.

FRAGOSO Jr., Carlos Ruberto; MARQUES, David de Motta; FERREIRA, Tiago Finkler. **Modelagem ecológica em ecossistemas aquáticos**. São Paulo: Oficina de Textos. 304p. 2009.

GEBRE, Solomon; BOISSY, Thibault; ALFREDSEN, Knut. Sensitivity to climate change of the thermal structure and ice cover regime of three hydropower reservoirs. **Journal of Hydrology**, 510 (2014) 208–227. 2013.

GEORGAKAKOS, K. P. et al. Characterizing Streamflow Simulation Uncertainty Through Multimodel Ensembles. **Journal of Hydrology**, v. 298, n. 1-4, p. 222-241. 2004.

GIORGI, F., *et al.* **Regional climate information – Evaluation and projections**. In: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 583–638. 2001.

GODDARD, L. et al. Current approaches to seasonal-to-interannual climate predictions. **International Journal of Climatology**, London, v. 21, n. 9, p. 1111-1152. 2001.

GOMES, Jorge Luís. **MODELO RAMS**. Disponível em: <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliesp10a/gomes.html>>. Acesso em: 29 Jan. 2015.

GRANT, Stanley B.; SAPHORES, Jean-Daniel; FELDMAN, David L.; HAMILTON, Andrew J.; FLETCHER, Tim D.; COOK, Perran L. M.; STEWARDSON, Michael; SANDERS, Brett F.; LEVIN, Lisa A.; AMBROSE, Richard F.; DELETIC, Ana; BROWN, Rebekah; JIANG, Sunny C.; ROSSO, Diego; COOPER, William J.; MARUSI, Ivan c. Taking the “Waste” Out of “Wastewater” for Human Water Security and Ecosystem Sustainability. **SCIENCE**. 2012.

GREEN, W. Reed; GALLOWAY, Joel M.; RICHARDS, Joseph M.; WESOLOWSKI, Edwin A. **Simulation of Hydrodynamics, Temperature, and Dissolved Oxygen in Table Rock Lake, Missouri, 1996–1997**. Water-Resources Investigations Report 03–4237. Rolla, Missouri. 2003.

Jl, Z.-G. **Hydrodynamics and Water Quality: Modeling Rivers, Lakes, and Estuaries**. USA: Wiley-Interscience, Hoboken, 676p. 2007.

JØRGENSEN, S. E. **Fundamentals of Ecological Modelling**. 2° Edition - Elsevier, 628p. 1994.

JØRGENSEN, S. E.; VOLLENWEIDER, R. A. **Princípios para o Gerenciamento de Lagos**. São Carlos: ILEC, IIE. 84 p. 2000.

JUNIOR, Barbosa, RODRIGUES, Antenor; SILVA, Gilberto Queiroz da; NEVES, Betânia Vilas Boas; DEVENS, Julimara Alves. Métodos diretos de determinação do coeficiente de dispersão longitudinal em cursos d'água naturais: Parte 1 - Fundamentos teóricos. **Rev. Esc. Minas** [online]. vol.58, n.1, pp. 27-32. ISSN 0370-4467. 2005.

KANG, I. S.; YOO, J. H. Examination of Multi-Model Ensemble Seasonal Prediction Methods Using a Simple Climate System. **Climate Dynamics**, v. 26, p. 286-294. 2006.

KIM, Byung-Sik; KIM, Bo-Kyung; KWON, Hyun-Han. Assessment of the impact of climate change on the flow regime of the Han River basin using indicators of hydrologic alteration. **HYDROLOGICAL PROCESSES, Hydrol. Process.** 25, 691–704. 2011.

KING COUNTY (2005). **Riparian Shade Characterization Study**. Disponível em:<<http://your.kingcounty.gov/dnrp/library/2005/kcr1840.pdf>>. Acesso em: 04 Mar. 2015.

KOMATSU, Eiji; FUKUSHIMA, Takehiko; HARASAWA, Hideo. A modeling approach to forecast the effect of long-term climate change on lake water quality. **Ecological modelling**. 351–366. 2007.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. **Montly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1140-1153. 1979.

KWON, Hyun-Han; SOUZA FILHO, Francisco de Assis; BLOCK, Paul; SUN, Liqiang; LALL, Upmanu; REIS, Dirceu S. Uncertainty assessment of hydrologic and climate forecast models in Northeastern Brazil. **Hydrological Processes** (Print), v. 25. 2012.

LALL, Upmanu; SOUZA FILHO, F. A. Water Resource Management Under Changing Climate: Role of Seasonal Forecasts. **Water Resources Impact**, Utha, v. 6, n.July, p. 7-10. 2004.

LEE, Casey; FOSTER, Guy. Assessing the potential of reservoir outflow management to reduce sedimentation using continuous turbidity monitoring and reservoir modelling. **HYDROLOGICAL PROCESSES Hydrol. Process.**, Wiley Online Library. 2012.

LEMOS, WICTOR EDNEY DAJTENKO. **MONITORAMENTO E GESTÃO DA QUALIDADE DA ÁGUA EM RESERVATÓRIOS INCORPORANDO PROCESSOS HIDRODINÂMICOS E CLIMÁTICOS DE REGIÕES TROPICAIS SEMIÁRIDAS**. Dissertação, Universidade Federal do Ceará. 2011.

LEMOS, WICTOR EDNEY DAJTENKO; SOUZA, FRANCISCO DE ASSIS DE; SALES, FELIPE AUGUSTO TAVARES DE CARVALHO. Valoração dos serviços ambientais a partir de uma abordagem quantitativa: aplicação ao Rio Jaguaribe. **Revista DAE**, v. 63, p. 38-54. 2015.

LEWIS, W. M. Jr. Basis for the protection and management of tropical lakes. Lakes & Reservoirs: **Research and Management**. v.5. p. 35-48. 2000.

LIMA, José Pedro Rebés; ALVES, José Maria Brabo. UM ESTUDO DE DOWNSCALING DINÂMICO DE PRECIPITAÇÃO INTRAZONAL ACOPLADO A MODELO CHUVA-VAZÃO NA BACIA HIDROGRÁFICA ALTO-MÉDIO SÃO FRANCISCO. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n.3, 323-338. 2009.

LINDIM, C.; PINHO, J.L.; VIEIRA, J.M.P. Analysis of spatial and temporal patterns in a large reservoir using water quality and hydrodynamic modeling. **Ecological Modelling**, 2485–2494. 2011.

LOPES, J.E.G.; BRAGA JR., B.P.F.; CONEJO, J.G.L. Simulação hidrológica: Aplicações de um modelo simplificado. In: **Anais do III Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, v.2, 42-62, Fortaleza. 1981.

LOUCKS D. P.; van BEEK, E. **Water Resources Systems Planning and Management**. United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO), Paris, France. 2005.

MACHADO, Rubinei Dorneles, ROCHA, Rosmeri Porfírio da. PREVISÕES CLIMÁTICAS SAZONAIS SOBRE O BRASIL: AVALIAÇÃO DO REGCM3 ANINHADO NO MODELO GLOBAL CPTEC/COLA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.1, 121 – 136. 2011.

MACHADO, E. C. M. N.; Galvão, C.O.; SOUZA FILHO, F. A. Alocação Quali-Quantitativa da Alocação de Água em Bacias Hidrográficas: Metodologia Multiobjetiva Inserida no contexto de Recursos Hídricos. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 17, p. 213-228. 2012.

MARENGO, José Antônio. Água e mudanças climáticas. **Estudos Avançados** 22 (63), 2008.

MARENGO, J. A.; SAMPAIO, G.; CHOU, S. C.; SILVA DIAS, P. L. Previsão de vazões de longo prazo na bacia do Rio São Francisco I: Previsão da precipitação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. 12p. 2005.

MARGULIS, S.; HUGHES, G.; GAMBRILL, M.; AZEVEDO, L.G.T. **Brasil: A Gestão da Qualidade da Água - Inserção de Temas Ambientais na Agenda do Setor Hídrico**. Banco Mundial, Brasil, 2002. 72p.

MARTIN, James Lenial; McCUTCHEON, Steve C. **Hydrodynamics and Transport for Water Quality Modeling**. CRC Press: Boca Raton, Florida. 1998. 794p.

MASON, S. J. *et al.* The IRI Seasonal Climate Prediction System and the 1997 / 1998 El Nino Event. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 80, p. 1853-1973. 1999.

MENSHUTKIN, V. V.; RUKHOVETS, L. A.; FILATOV, N. N. Ecosystem Modeling of Freshwater Lakes (Review): 1. Hydrodynamics of Lakes. **Water Resources**. 2013.

MORRILL, Jean C.; BALES, Roger C.; CONKLIN, Martha H. Estimating Stream Temperature from Air Temperature: Implications for Future Water Quality. **Journal of Environmental Engineering**, Vol. 131, N.1. 2005.

MURDOCH, Peter S.; BARON, Jill S.; MILLE, Timothy L. POTENTIAL EFFECTS OF CLIMATE CHANGE ON SURFACE-WATER QUALITY IN NORTH AMERICA. **Journal of the American Water Resources Association**. Vol. 36, N.2. 2000.

NAGHETTINI, Mauro; PINTO, Éber José de Andrade. **HIDROLOGIA ESTATÍSTICA**. Belo Horizonte: CPRM. 552 p. 2007.

NASCIMENTO, Luiz Sérgio V.; REIS Jr., Dirceu Silveira; MARTINS, Eduardo Sávio P. R. Avaliação do Algoritmo Evolutivo Mopso na Calibração Multiobjetivo do Modelo SMAP no Estado do Ceará. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Volume 14 n.1. 2009.

OBREGON, Oliver; CHILTON, Reed E.; WILLIAMS, Gustavious P.; NELSON, E. James; MILLER, Jerry B. Assessing Climate Change Effects in Tropical and Temperate Reservoirs by Modeling Water Quality Scenarios. In: **World Environmental and Water Resources Congress**. Bearing Knowledge for Sustainability, ASCE. 2011.

PARRON, Lucilia Maria; MUNIZ, Daphne Heloisa de Freitas; PEREIRA, Claudia Mara. **Manual de procedimentos de amostragem e análise físico-química de água**. EMBRAPA Florestas, Colombo, PR. 2011.

QUADRO, Mario Francisco Leal de; DIAS, Maria Assunção Faus da Silva; HERDIES, Dirceu Luis and GONCALVES, Luis Gustavo Gonçalves de. Análise climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região da ZCAS através da nova geração de reanálises. **Rev. bras. meteorol.** vol.27, n.2, pp. 152-162. ISSN 0102-7786. 2012.

RAJAGOPALAN, B.; LALL, U.; ZEBIAK, S. E. Categorical Climate Forecasts Through Regularization and Optimal Combination of Multiple GCM Ensembles. *Monthly Weather Review*, v. 130, p. 1792-1811. 2002.

RANGEL-PERAZA, J. G.; OBREGON, O.; NELSON, J.; WILLIAMS, G. P.; ANDA, J. de; González-Farías, F.; Miller, J. Modelling approach for characterizing thermal stratification and assessing water quality for a large tropical reservoir. **Lakes & Reservoirs: Research and Management**. 2012.

REGONDA, S.; B. RAJAGOPALAN, M.; ZAGONA, E. A Multimodel Ensemble Forecast Framework: Application to Spring Seasonal Flows in the Gunnison River Basin. *Water Resources Research*, v. 42, n. 9. 2006.

REIS Jr., Dirceu Silveira; NASCIMENTO, Luiz Sérgio V.; MARTINS, Eduardo Sávio P. R. AVALIAÇÃO DO ENSEMBLE DA PREVISÃO CLIMÁTICA DE CHUVA NO ESTADO DO CEARÁ COM BASE EM MODELOS NUMÉRICOS DE CLIMA. In: **Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, São Paulo. 2007.

RICE, John A. **Mathematical statistics and data analysis**. International Thomson Publishing, Belmont, California. 602 p. 1995.

ROBERTSON, Andrew W; BAETHGEN, Walter; BLOCK, Paul; LALL, Upmanu; SANKARASUBRAMANIAN, Arumugam; SOUZA FILHO, Francisco de Assis de; VERBIST, Koen M J. Climate risk management for water in semi-arid regions. **Earth Perspectives**. 2014.

SANDERS, T.G., WARD, R.C., LOFTIS, J.C., STEELE, T.D., ADRIAN, D.D., YEVJEVICH, V. **Design of Networks for Monitoring Water Quality**. Water Resources Publications LLC, Highlands Ranch, CO. 1983.

SANSIGOLO, Clóvis Angeli; REIS, Thiago Gomes. PROBABILIDADES DE PRECIPITAÇÕES SAZONAIS NO NE DO BRASIL ASSOCIADAS A EVENTOS EXTREMOS DE ENOS. In: **Anais do XII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste**, Natal. 2014.

SCHAEFFER, Roberto; SZKLO, Alexandre; LUCENA, André Frossard Pereira de; SORIA, Rafael; CHÁVEZ-RODRIGUEZ, Mauro. The Impact of Climate Change on the Untapped Potential of Hydropower Systems. **IEEE Power & Energy Magazine**. 2013.

SILVEIRA, C. S.; SOUZA FILHO, F. A.; LEMOS, W. E. D.; CABRAL, S. L.; SILVA, S. M. O. AVALIAÇÃO DA ADERÊNCIA DAS SÉRIES HISTÓRICAS DE PRECIPITAÇÕES MÁXIMAS ANUAIS DO ESTADO DO CEARÁ UTILIZANDO DIFERENTES FUNÇÕES DE DISTRIBUIÇÃO. In: **Anais do XI Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste**. João Pessoa. 2012.

SILVEIRA, Cleiton da Silva; COUTINHO, Mariane Mendes; COSTA, Alexandre Araujo; MARIA, Paulo Henrique Santiago de. Previsão de tempo por conjuntos para a região nordeste do Brasil. **Rev. bras. meteorol.** vol.29, n.3, pp. 351-366. 2014.

SOUZA, José Francisco Almeida de; OLIVEIRA, Leopoldo Rota de; AZEVEDO, José Luiz Lima de; SOARES, Ivan Dias; MATA, Mauricio Magalhães. UMA REVISÃO SOBRE A TURBULÊNCIA E SUA MODELAGEM. **Revista Brasileira de Geofísica** 29(1): 21-41. 2011.

SOUZA, R. S. **Simulação hidrodinâmica e da qualidade da água**. Estudo de caso: ajuste do modelo CE-QUAL-W2 à sub-bacia do arroio Demétrio, bacia hidrográfica do rio Gravataí/RS. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Pesquisas Hidráulicas - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 139p. 2006.

SOUZA FILHO, Francisco de Assis de; CAMPOS, José Nilson Bezerra. FUNCEME 30 ANOS: CLIMA, SOLO, ÁGUA. 30 ANOS DE INFORMAÇÃO PARA VOCÊ. In: **BOLETIM DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE METEOROLOGIA**. v. 26 n.1. 2002.

SOUZA FILHO, F. A.; LALL, U. Seasonal to Interannual Ensemble Streamflow Forecasts for Ceara, Brazil: Applications of a Multivariate, Semiparametric Algorithm. **Water Resources Research**, v. 39, n. 11, p. 1307-1320. 2003.

SOUZA FILHO, F. A.; LALL, Upmanu. Modelo de Previsão de Vazões Sazonais e Interanuais. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, ABRH, Porto Alegre, RS, v. 9, n.2, p. 61-74. 2004.

SOUZA FILHO, F. A.; MARTINS, Eduardo Sávio; PORTO, Mônica. Processo de Mistura em Reservatórios do Semi-Árido e sua Implicação na Qualidade da Água. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 11, n. 4, Out/Dez. 2006.

SOUZA FILHO, F. A.; MOURA, A. D. **Memórias do Seminário Natureza e Sociedade nos Semi-Áridos**. 1. ed. Fortaleza: Banco do Nordeste do Brasil/Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. 2006.

SOUZA FILHO, F. A.; ROCHA, E. J. T.; PITOMBEIRA, E. S.; LIMA NETO, I.E. Modelagem hidrodinâmica tridimensional em canais utilizando k-E. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 14, p. 268-281. 2014.

SULLIVAN, A.B.; ROUNDS, S.A.; SOBIESZCZYK, S.; BRAGG, H.M. **Modeling hydrodynamics, water temperature, and suspended sediment in Detroit Lake, Oregon**. 2007.

SUN, L. *et al.* Climate Downscaling over Nordeste, Brazil, Using the NCEP RSM97. **Journal of Climate**, v. 18, p. 551-567. 2005.

SUN, Liqiang; MONCUNILL, David Ferran; LI, Huilan; MOURA, Antonio Divino; SOUZA FILHO, F. A. Climate Downscaling over Nordeste, Brazil, Using the NCEP RSM97. **Journal of Climate**, v. 18, p. 551-567. 2005.

TALLING, J. F. The developmental history of inland-water science. **Freshwater reviews**, p. 119-141. 2008.

THORNTON, K. W.; KENNEDY, R. H.; MAGOUN, A. D.; SAUL, G. E. Reservoir water quality sampling design. **Water Resources Bull**, 471-481. 1982.

TOTH, Z.; KALNAY, E. Ensemble Forecasting at NMC: The Generation of Perturbations. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 74, n. 12, p. 2317-2339. 1993.

VILLELA, S.M.; MATOS, A. **Hidrologia Aplicada**. Editora Mc Graw Hill do Brasil. 1977.

UVO, C. B.; GRAHAM, N. E. Seasonal runoff forecast for northern South America: a statistical model. **Water Resources Research**, v. 34, n. 12, p. 3515-3524. 1998.

UVO, C. B.; TOLLE, U.; BERNDTSSON, R. Forecasting discharge in Amazonia using artificial neural networks. **INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY**, v. 20, n. 12, p. 1495-1507. 2000.

WEDDING, James; McEACHRON, Scott. **Mastering AutoCAD Civil 3D 2011**. Autodesk – Official Training Guide. Wiley Publishing, Inc., Indianapolis, Indiana, 910 p. 2010.

WILBY, R.L.; WHITEHEAD, P.G.; WADE, A.J.; BUTTERFIELD, D.; DAVIS, R.J.; WATTS, G. Integrated modelling of climate change impacts on water resources and quality in a lowland catchment: River Kennet, UK. **Journal of Hydrology** 330, 204– 220. 2006.

WU, Jia; GAo, Xuejie; GIORGI, Filippo; CHEN, Zhenghong; YU, Dafeng. Climate effects of the Three Gorges Reservoir as simulated by a high resolution double nested regional climate model. **Quaternary International**. 2012.

XU, C.-Y., Widén, E., Halldin, S.. Modelling hydrological consequences of climate change—progress and challenges. **Adv. Atmos. Sci.** 22 (6), 789–797. 2005.

ZIEMIŃSKA-STOLARSKA, Aleksandra; SKRZYPSKI, Jerzy. REVIEW OF MATHEMATICAL MODELS OF WATER QUALITY. **ECOL CHEM ENG S**. 2012.

**APÊNDICE A – FOTOGRAFIAS REGISTRADAS DURANTE O MONITORAMENTO REALIZADO
NO RESERVATÓRIO PEREIRA DE MIRANDA, EM DEZEMBRO DE 2009.**

Figura A - Sonda Multiparamétrica YSI 6600 V2 e algumas das soluções padrão utilizadas na calibração dos sensores.



Figura B - Sonda Multiparamétrica YSI 6600 V2. Em detalhe os sensores e a calibração do pH.



Figura C - Calibração do oxigênio dissolvido à pressão atmosférica local e conservação das amostras de água coletadas.



Figura D - Detalhe do frasco de 300 mL, para análise microbiológica; e lancha Squalus 600.



Figura E - Garrafa de Van Dorn e disco de Secchi.



Figura F - Detalhe do frasco de 1L escuro, para análise da DBO; e frasco de cinco litros, para análise dos nutrientes.



Figura G - GPS Garmin Vista HCxetrex e Anemômetro Kestrel 1000.



Figura H - Profundímetro Speedtech Instruments.



APÊNDICE B – GRÁFICOS DA TEMPERATURA MODELADA *VERSUS* OBSERVADA, NOS PERÍODOS DE CALIBRAÇÃO (DEZEMBRO E JANEIRO) E VALIDAÇÃO (MARÇO E ABRIL)

Figura A – Temperatura modelada (em vermelho) x observada (em azul), em dezembro de 2009.

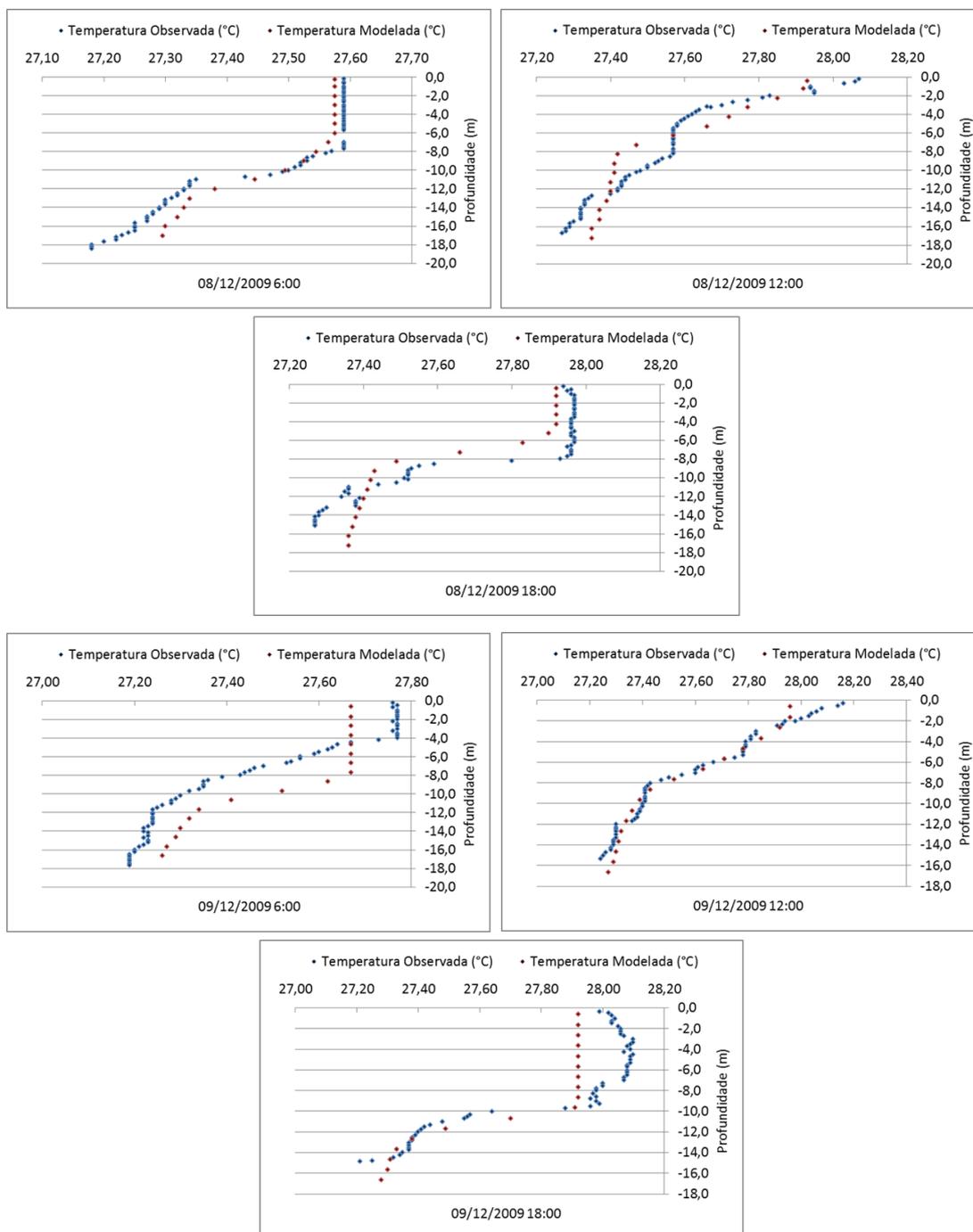


Figura B – Temperatura modelada (em vermelho) x observada (em azul), em janeiro de 2010.

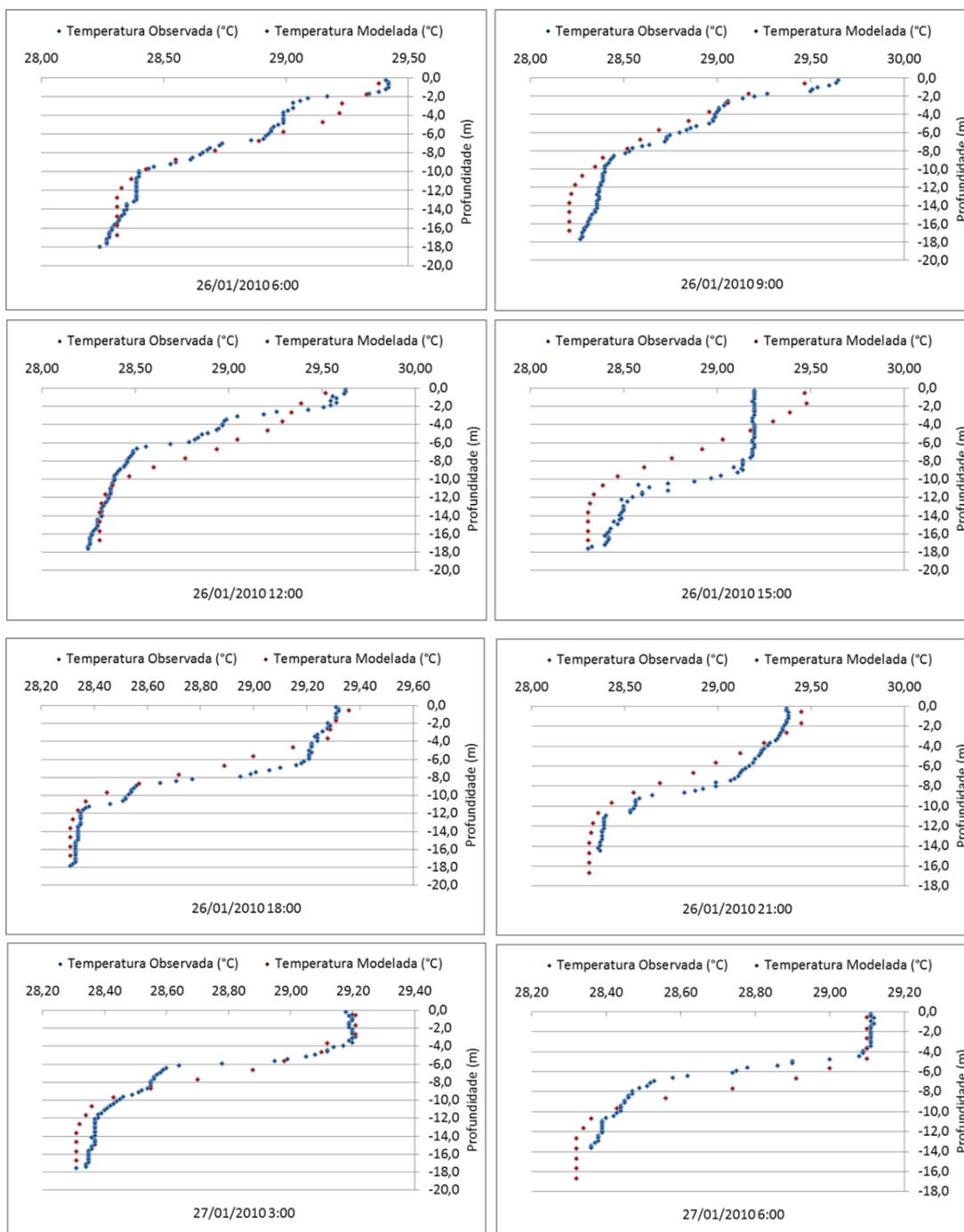


Figura C – Temperatura modelada (em vermelho) x observada (em azul), em março de 2010.

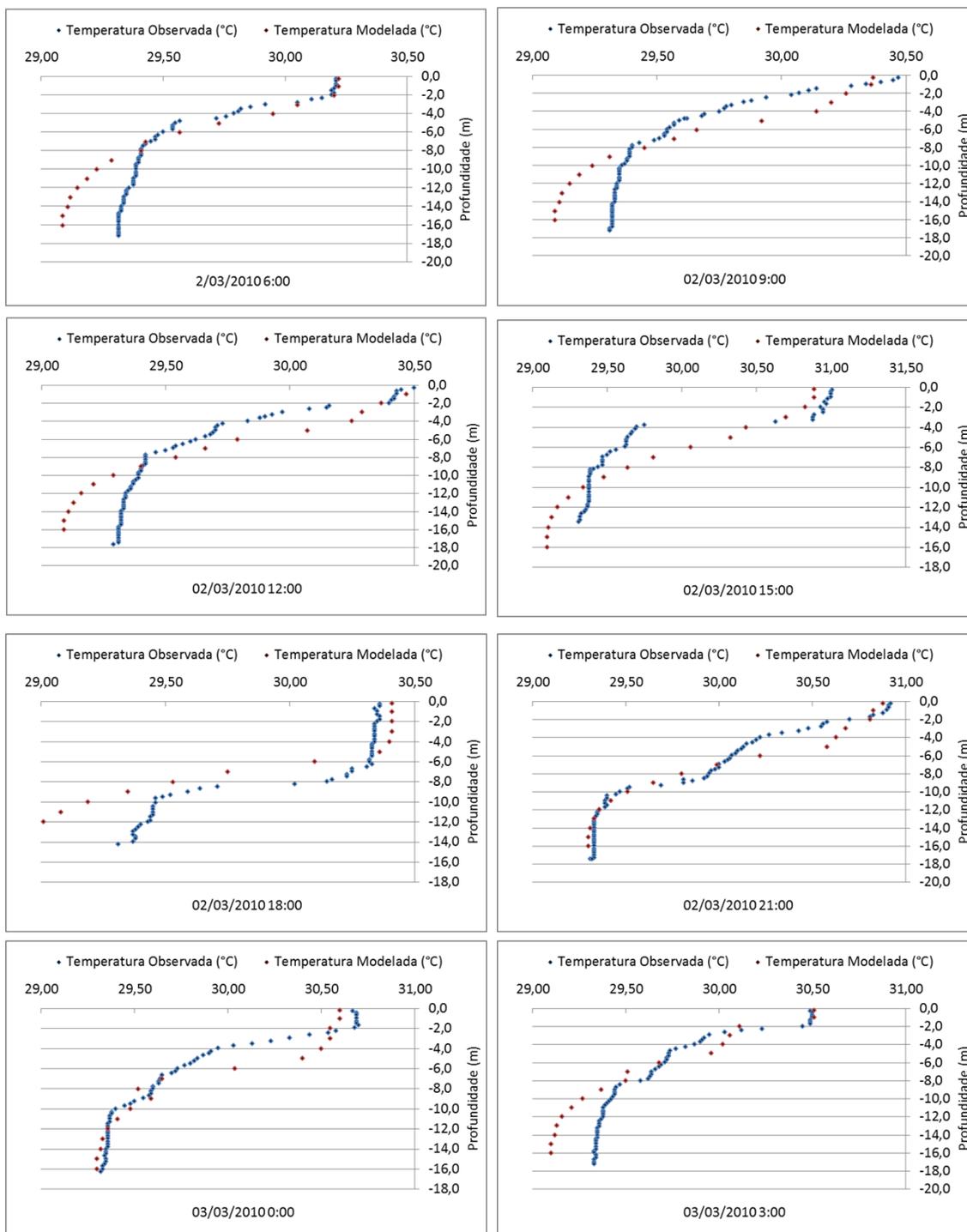
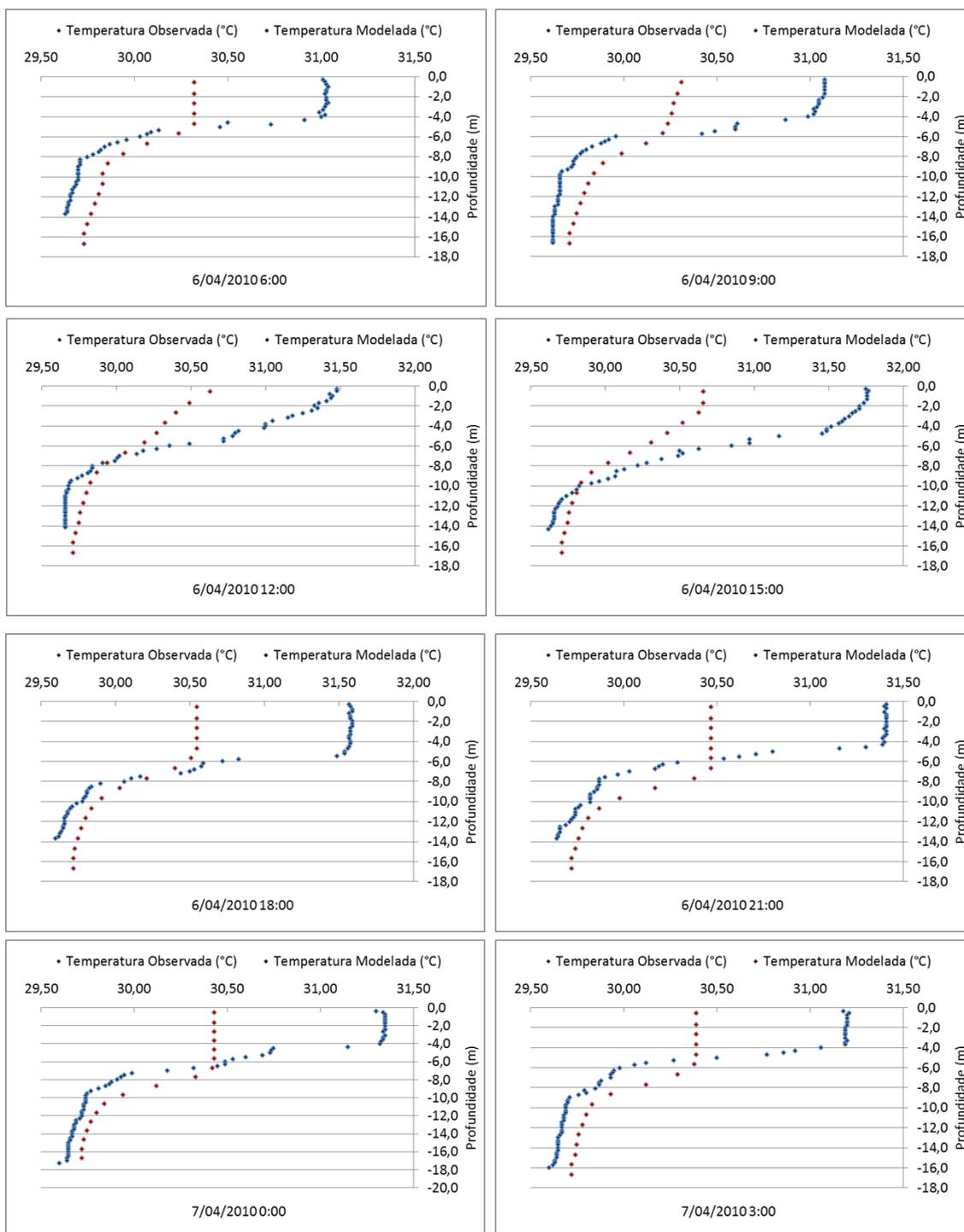


Figura D – Temperatura modelada (em vermelho) x observada (em azul), em abril de 2010.



APÊNDICE C – AUTOMATIZAÇÃO DO SOLVER (VBA) PARA SOLUCIONAR $T = T_e$ PARA

$$\Delta J = 0$$

```
Sub Temp_equilibrio()  
Dim i As Long  
SolverReset  
For i = 17 To Range("S17").End(xlDown).Row 'para toda coluna com os dados de  $\Delta J$   
MaxMinVal:=3 'otimizar para J=0  
    SolverOptions precision:=0.0001  
    SolverOk SetCell:=Cells(i, "S").Address, _  
    MaxMinVal:=3, ValueOf:=0, _  
    ByChange:=Cells(i, "H").Address, Engine:=1_  
    EngineDesc:="GRG Nonlinear"  
    SolverSolve UserFinish:=True  
Next  
End Sub
```

**ANEXO A – DESENVOLVIMENTO DAS EQUAÇÕES GOVERNANTES GERAIS PARA A
MODELAGEM HIDRODINÂMICA E DE QUALIDADE DA ÁGUA EM RESERVATÓRIOS**

FONTE: MARTIN & McCUTCHEON (1998)

As equações básicas que descrevem o transporte e movimento dos fluidos derivam das equações de conservação para a massa de água, quantidade de movimento linear (*momentum* linear), energia térmica e massa do constituinte de qualidade da água. As equações de conservação do *momentum* e balanço de massa da água formam a base para simulações das mudanças na hidrodinâmica dos corpos de água (velocidades e elevações da superfície); podendo assim simular o transporte de calor e de constituintes de qualidade da água.

As propriedades dos fluidos que influenciam no transporte da energia, massa e *momentum* incluem a densidade, compressibilidade, viscosidade e difusividade molecular. A densidade da água é função do número de moléculas presentes por unidade de volume, e, como o aumento da temperatura aumenta a atividade molecular e conseqüentemente a distância entre as partículas, a densidade varia em função da temperatura. Essa relação é não linear, com um valor máximo da densidade da água ocorrendo a 4°C e decrescendo a partir deste valor com o aumento da temperatura. Considerando a variação de densidade em função apenas da temperatura, pode-se escrever a seguinte relação empírica:

$$\rho_T = 999,842594 + 6,793952 \times 10^{-2}T - 9,095290 \times 10^{-3}T^2 + 1,001685 \times 10^{-4}T^3 - 1,120083 \times 10^{-6}T^4 + 6,536332 \times 10^{-9}T^5 \quad (1)$$

A segunda propriedade mostra que o volume da água não varia consideravelmente quando da aplicação de pressão externa. Isso significa, em termos práticos, que diferenças de pressão movem-se rapidamente na água a uma velocidade ou celeridade finita, relacionada ao módulo de elasticidade, que para a água tem um elevado valor ($2,2 \times 10^6$ kN m⁻², a 25 °C).

Para solucionar as equações de conservação do *momentum* para um fluido em particular, relações entre a tensão de cisalhamento, τ , e o gradiente de velocidade local devem ser conhecidos. Para a água e outros fluidos esta relação é linear, fato notado por Isaac Newton, e por isso nomeado *fluidos Newtonianos*. Desta observação surgiu a expressão de proporcionalidade conhecida como lei de Newton da viscosidade, na forma:

$$\tau = -\mu \frac{\partial u}{\partial z} \quad (2)$$

Onde τ é a tensão de cisalhamento ($\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2}$); μ é uma constante de proporcionalidade ou viscosidade absoluta ($\text{ML}^{-1}\text{T}^{-1}$) e $\partial u/\partial z$ o gradiente de velocidade entre as camadas do fluido (T^{-1}).

A relação entre a viscosidade absoluta (μ) e a densidade (ρ) é definida como viscosidade cinemática,

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} \quad (3)$$

A viscosidade da água é importante na caracterização do tipo de regimes das vazões, se laminares ou turbulentas. A última propriedade citada, a difusividade molecular, é devido ao movimento aleatório das partículas, e, segundo a primeira lei de Fick, a taxa de difusão é proporcional ao gradiente de concentração. Sua forma unidimensional é:

$$J = -D_m \frac{\partial C}{\partial x} \quad (4)$$

Onde J é o fluxo líquido de massa devido à difusão ($\text{ML}^{-2}\text{T}^{-1}$), D_m é o coeficiente de difusão molecular (L^2T^{-1}) e C a concentração (ML^{-3}).

A forma fundamental das equações básicas para a conservação do *momentum*, massa e energia é a mesma. Esta forma fundamental é derivada da aplicação da equação de conservação em um volume de controle de comprimentos diferenciais (dx , dy e dz) ao longo dos eixos x , y e z , onde o volume é dado por $dx dy dz$, conforme Figura xxx.

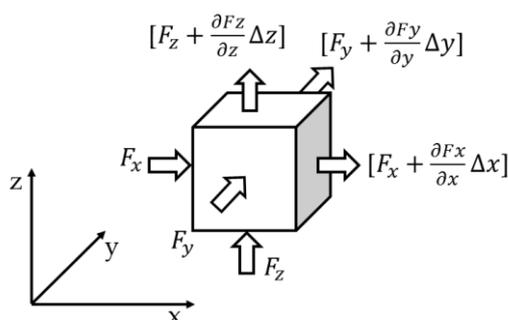


Figura 69. Fluxo de uma propriedade intensiva através de um volume de controle. Martin & McCutcheon (1999).

O transporte da “concentração” de uma propriedade intrínseca²⁰, C , é expresso pela quantidade presente no volume de controle, $C dx dy dz$. A taxa de variação temporal ou a acumulação da propriedade intrínseca dentro do volume de controle é igual à soma dos

²⁰ Propriedades intrínsecas (p. ex. massa, energia e *momentum*) ou intensivas são derivadas de quantidades mensuráveis, como temperatura, densidade, concentração, vazão ou velocidade.

fluxos, ou taxa de transporte por unidade de tempo, através de todas as superfícies de controle (Equação 2). As superfícies de controle são fronteiras abertas do volume de controle (n).

$$\frac{\partial(C \, dx \, dy \, dz)}{\partial t} = \sum_{i=1}^n F_i \pm \text{fontes/sumidouros} \quad (5)$$

Onde F_i é o fluxo através da superfície de controle i .

Expandindo o termo somatório de F_i fica

$$\frac{\partial(C \, dx \, dy \, dz)}{\partial t} = -\frac{\partial F_x}{\partial x} dx - \frac{\partial F_y}{\partial y} dy - \frac{\partial F_z}{\partial z} dz \pm \text{fontes/sumidouros} \quad (6)$$

Os fluxos em cada direção (x, y e z) resultam de dois processos, advecção e mistura. O fluxo volumétrico ou vazão da água tem dimensões L^3T^{-1} , igual ao produto da área da seção do volume de controle (L^2) pela velocidade da água normal à área da seção (LT^{-1}).

Os termos de fluxo nas três direções são

$$F_x = u \, dy \, dz \, C \quad (7)$$

$$F_y = v \, dx \, dz \, C \quad (8)$$

$$F_z = w \, dx \, dy \, C \quad (9)$$

Onde u , v e w são as velocidades instantâneas ao longo dos eixos x, y e z, respectivamente.

Os fluxos líquidos causados pela advecção são dados por

$$F_x|_{advecção} = -\frac{\partial(u \, dy \, dz \, C)}{\partial x} dx \quad (10)$$

$$F_y|_{advecção} = -\frac{\partial(v \, dx \, dz \, C)}{\partial y} dy \quad (11)$$

$$F_z|_{advecção} = -\frac{\partial(w \, dx \, dy \, C)}{\partial z} dz \quad (12)$$

De acordo com a primeira lei de Fick da difusão, a taxa de transporte difusivo é proporcional ao gradiente através das interfaces do volume de controle e da área. Analogamente às equações resultantes da advecção, as equações resultantes devidos à difusão são

$$F_x|_{difusão} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial(\Psi \, dy \, dz \, C)}{\partial x} \right] dx \quad (13)$$

$$F_y|_{difusão} = \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{\partial(\Psi \, dx \, dz \, C)}{\partial y} \right] dy \quad (14)$$

$$F_z|_{difusão} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{\partial(\Psi \, dx \, dy \, C)}{\partial z} \right] dz \quad (15)$$

Onde Ψ é uma constante de proporcionalidade. Combinando as equações de transporte devido aos processos difusivos e advectivos pode-se escrever a equação de conservação geral

$$\begin{aligned} \frac{\partial(C \, dx \, dy \, dz)}{\partial t} = & -\frac{\partial(u \, C \, dy \, dz)}{\partial x} \, dx - \frac{\partial(v \, C \, dx \, dz)}{\partial y} \, dy - \frac{\partial(w \, C \, dx \, dy)}{\partial z} \, dz \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial(\Psi \, dy \, dz \, C)}{\partial x} \right] \, dx + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{\partial(\Psi \, dx \, dz \, C)}{\partial y} \right] \, dy + \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{\partial(\Psi \, dx \, dy \, C)}{\partial z} \right] \, dz \end{aligned} \quad (16)$$

$\pm fontes/sumidouros$

Esta é a Equação advectiva-dispersiva tridimensional geral para propriedades intrínsecas, escrita em termos de variáveis instantâneas (MARTIN; MCCUTCHEON, 1998). Esta equação geral é a base para o desenvolvimento das equações de conservação para as propriedades intrínsecas massa da água, momentum e calor.

O termo C da equação geral para a massa da água é a densidade, ρ . Substituindo os termos C da equação geral por ρ , desconsiderando os termos difusivos²¹, considerando a água incompressível (volume constante) e com densidade constante, chega-se a equação da continuidade para a água apresentada na Tabela 1.

Tabela 1 – Equações básicas do movimento e transporte em termos de variáveis instantâneas.

Continuidade	$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = q$
Transporte de constituinte	$\frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{\partial(uC)}{\partial x} - \frac{\partial(vC)}{\partial y} - \frac{\partial(wC)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(D_m \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_m \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_m \frac{\partial C}{\partial z} \right) \pm fontes/sumidouros$
Momentum (direções x, y e z)	$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{\partial(uu)}{\partial x} - \frac{\partial(vu)}{\partial y} - \frac{\partial(wu)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(v \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(v \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(v \frac{\partial u}{\partial z} \right) + g_x$
	$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{\partial(uv)}{\partial x} - \frac{\partial(vv)}{\partial y} - \frac{\partial(wv)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(v \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(v \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(v \frac{\partial v}{\partial z} \right) + g_y$
	$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{\partial(uw)}{\partial x} - \frac{\partial(vw)}{\partial y} - \frac{\partial(ww)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(v \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(v \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(v \frac{\partial w}{\partial z} \right) + g_z$
Equação de estado	$\rho = f(C, T)$

²¹ A água é tratada como um fluido contínuo, portanto, não existe gradiente através do volume de controle. Dessa forma, para a massa de água, o movimento molecular líquido é zero.

Para a equação de conservação do *momentum* utiliza-se em substituição ao termo C da equação geral o produto entre a densidade da água ρ e a velocidade. O transporte de *momentum* é realizado por processos advectivos e difusivos. Para o transporte difusivo, a constante de proporcionalidade Ψ (Equações 16 a 18) é a viscosidade cinemática da água, ν (Equação 6). O *momentum* é uma quantidade vetorial, diferentemente das quantidades massa e energia, que são escalares. Dessa forma, uma equação para cada dimensão é necessária para representar a conservação do *momentum* nos eixos x , y e z . Geralmente utilizam-se simplificações que consideram as variações no transporte do *momentum* devido às variações de temperatura e sólidos dissolvidos (densidade) insignificantes²². Assim, dividindo os termos da equação geral pelo volume e pela densidade, os resultados são as três equações da Tabela 1, com os termos g_x , g_y e g_z representando os vetores aceleração devido às forças gravitacionais que atuam no fluido em movimento.

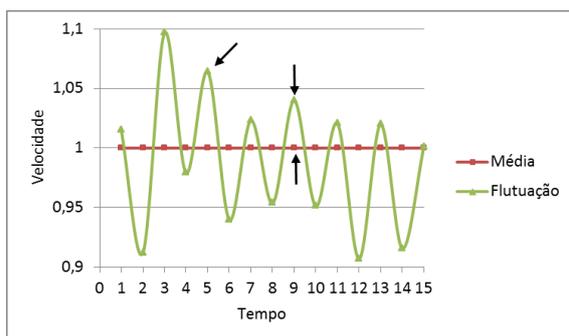
Por último, para a equação de conservação da massa dos constituintes de qualidade da água, a constante de proporcionalidade Ψ (Equações 16 a 18) é igual ao coeficiente de difusão molecular, D_m .

As equações desenvolvidas e apresentadas na Tabela 1 juntamente com a Equação de estado (Equação 4), formam o conjunto de equações exatas escritas para variáveis instantâneas, mas que na prática não podem ser resolvidas usando métodos exatos. Vazões naturais tendem a ser turbulentas, sendo necessário adaptar as equações da Tabela a para formas utilizáveis. Uma abordagem utilizada é descrever o movimento turbulento médio, pela derivação das equações de Reynolds para o movimento turbulento (SOUZA *et al.*, 2011).

A simplificação conceitual proposta por Reynolds é baseada na ideia de que a velocidade instantânea é composta de duas componentes, um valor médio e um desvio da média, ou seja, uma flutuação em torno da média (Figura 1).

²² Boussinesq, hidrólogo francês, observou que variações de densidade em águas superficiais normalmente não afetam a inércia das vazões.

Figura 1. Flutuações de velocidade com o tempo em um ponto fixo.



Este raciocínio é aplicado para a variável velocidade nos três eixos coordenados (u , v e w), concentração do constituinte (C) e temperatura (T):

$$\text{Variável} = \overline{\text{Variável}} + \text{Variável}' \quad (18)$$

Onde o termo Variável é o valor instantâneo, $\overline{\text{Variável}}$ é o valor médio e $\text{Variável}'$ é a flutuação ou variação em torno da média.

A média das variáveis é a integral dos valores instantâneos em um longo período de tempo de ocorrência das flutuações turbulentas:

$$\overline{\text{Variável}} = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} \text{Variável} dt \quad (19)$$

Por definição a média dos termos flutuantes é igual a zero, o que mostra que, estatisticamente, a intensidade da turbulência é zero:

$$\overline{\text{Variável}'} = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} \text{Variável}' dt = 0 \quad (20)$$

As equações médias de Reynolds são derivadas através da substituição dos termos a equação 20 nas equações da Tabela 1 (Tabela 2), para valores médios de u , v , w e C .

As derivadas parciais que contém termos flutuantes são iguais a zero, com exceções ocorrendo quando do produto entre dois termos flutuantes simultâneos. Esses novos termos (por ex., $\overline{u'v'}$) introduzidos precisam ser descritos. O método mais simples e antigo ainda em uso é baseado na analogia entre o transporte de *momentum* nos fluxos laminares viscosos e turbulentos. As flutuações turbulentas são devidas às tensões provocadas no fluxo, usualmente chamadas de tensões turbulentas ou tensões de Reynolds.

Tabela 2 – Equações básicas do movimento e transporte em termos de variáveis instantâneas.

Continuidade	$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = q$
Transporte de constituinte	$\frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{\partial(uC)}{\partial x} - \frac{\partial(vC)}{\partial y} - \frac{\partial(wC)}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial x} \overline{u'C'} - \frac{\partial}{\partial y} \overline{v'C'} - \frac{\partial}{\partial z} \overline{w'C'}$ $+ \frac{\partial}{\partial x} \left(D_m \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_m \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_m \frac{\partial C}{\partial z} \right)$ $\pm \text{fontes/sumidouros}$
Momentum (direções x, y e z)	$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{\partial(uu)}{\partial x} - \frac{\partial(vu)}{\partial y} - \frac{\partial(wu)}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial x} \overline{u'u'} - \frac{\partial}{\partial y} \overline{v'u'} - \frac{\partial}{\partial z} \overline{w'u'}$ $+ \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu \frac{\partial u}{\partial z} \right) + g_x$ $\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{\partial(uv)}{\partial x} - \frac{\partial(vv)}{\partial y} - \frac{\partial(wv)}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial x} \overline{u'v'} - \frac{\partial}{\partial y} \overline{v'v'} - \frac{\partial}{\partial z} \overline{w'v'}$ $+ \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu \frac{\partial v}{\partial z} \right) + g_y$ $\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{\partial(uw)}{\partial x} - \frac{\partial(vw)}{\partial y} - \frac{\partial(ww)}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial x} \overline{u'w'} - \frac{\partial}{\partial y} \overline{v'w'} - \frac{\partial}{\partial z} \overline{w'w'}$ $+ \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu \frac{\partial w}{\partial z} \right) + g_z$
Equação de estado	$\rho = f(C, T)$

As flutuações turbulentas médias, quando multiplicadas pela densidade, representam fisicamente o transporte de *momentum*, massa e energia, devido ao movimento turbulento. Por exemplo, na direção x as equações para as tensões de Reynolds são:

$$\tau_{xx} = -\rho \overline{u'u'} \quad (21)$$

$$\tau_{yx} = -\rho \overline{u'v'} \quad (22)$$

$$\tau_{zx} = -\rho \overline{u'w'} \quad (23)$$

Com o produto médio entre as componentes da velocidade representando os termos flutuantes e τ_{xj} a tensão turbulenta na direção x do movimento devido à ação das componentes da velocidade na direção j (j=x, y e z).

Usando uma analogia com a lei de Newton da viscosidade, Equação 5, o termo τ_{ij} pode ser relacionado ao gradiente de velocidade por um termo de viscosidade aparente, a viscosidade turbulenta:

$$\tau = -\mu \frac{\partial u}{\partial z} \therefore \tau_{zx} = -\rho \overline{u'w'} = -N_{zx} \frac{\partial u}{\partial z} \quad (24)$$

Onde N_{zx} é o coeficiente de viscosidade turbulenta ($ML^{-1}T^{-1}$) na direção vertical (z) devido ao gradiente de velocidade atuando na direção horizontal (x).

Da mesma forma podem ser escritas expressões para o transporte turbulento da massa (analogia com a difusão molecular) e a energia térmica (analogia com a difusão térmica):

$$J = -D_m \frac{\partial C}{\partial x} \therefore -\overline{u'C'} = D_x \frac{\partial C}{\partial x} \therefore -\frac{\partial}{\partial x} (\overline{u'C'}) = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) \quad (25)$$

$$J = -D_m \frac{\partial C}{\partial x} \therefore -\overline{u'T'} = K_x \frac{\partial T}{\partial x} \therefore -\frac{\partial}{\partial x} (\overline{u'T'}) = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) \quad (26)$$

Onde D_x (L^2T^{-1}) e K_x (L^2T^{-1}) são os coeficientes de difusão turbulenta na direção x , para a massa e temperatura.

As relações desenvolvidas incluindo as expressões para as demais coordenadas (y e z) podem ser substituídas nas equações da Tabela 2, resultando nas equações apresentadas na Tabela 3.

Tabela 3 – Equações do movimento e transporte escritas para variáveis médias derivadas de relações entre viscosidade e difusão turbulenta.

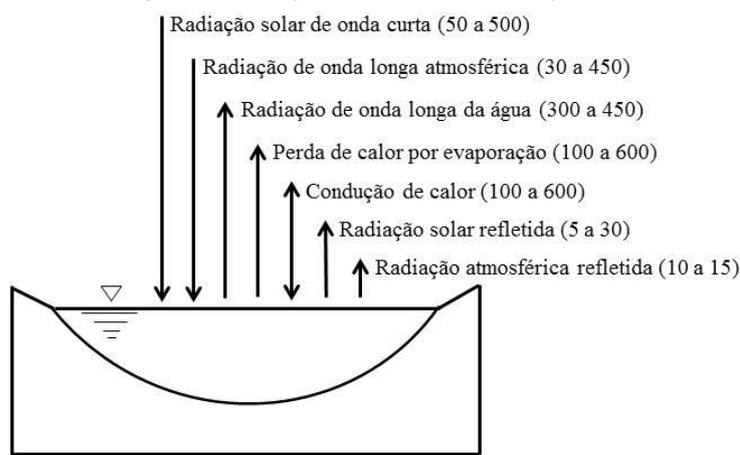
Continuidade	$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = q$
Transporte de constituinte	$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} = & -\frac{\partial(uC)}{\partial x} - \frac{\partial(vC)}{\partial y} - \frac{\partial(wC)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left[(D_m + D_x) \frac{\partial C}{\partial x} \right] \\ & - \frac{\partial}{\partial y} \left[(D_m + D_y) \frac{\partial C}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[(D_m + D_z) \frac{\partial C}{\partial z} \right] \\ & \pm \text{fontes/sumidouros} \end{aligned}$
Momentum (direções x, y e z)	$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} = & -\frac{\partial(uu)}{\partial x} - \frac{\partial(vu)}{\partial y} - \frac{\partial(wu)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\left(\nu + \frac{N_x}{\rho} \right) \frac{\partial u}{\partial x} \right] \\ & + \frac{\partial}{\partial y} \left[\left(\nu + \frac{N_y}{\rho} \right) \frac{\partial u}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\left(\nu + \frac{N_z}{\rho} \right) \frac{\partial u}{\partial z} \right] + g_x \\ \frac{\partial v}{\partial t} = & -\frac{\partial(uv)}{\partial x} - \frac{\partial(vv)}{\partial y} - \frac{\partial(wv)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\left(\nu + \frac{N_x}{\rho} \right) \frac{\partial v}{\partial x} \right] \\ & + \frac{\partial}{\partial y} \left[\left(\nu + \frac{N_y}{\rho} \right) \frac{\partial v}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\left(\nu + \frac{N_z}{\rho} \right) \frac{\partial v}{\partial z} \right] + g_y \\ \frac{\partial w}{\partial t} = & -\frac{\partial(uw)}{\partial x} - \frac{\partial(vw)}{\partial y} - \frac{\partial(ww)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\left(\nu + \frac{N_x}{\rho} \right) \frac{\partial w}{\partial x} \right] \\ & + \frac{\partial}{\partial y} \left[\left(\nu + \frac{N_y}{\rho} \right) \frac{\partial w}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\left(\nu + \frac{N_z}{\rho} \right) \frac{\partial w}{\partial z} \right] + g_z \end{aligned}$
Equação de estado	$\rho = f(C, T)$

ANEXO B – CÁLCULO DA RADIAÇÃO SOLAR DE ONDA CURTA

FONTE: MARTIN & McCUTCHEON (1998)

As condições atmosféricas são processos complexos geralmente descritos por relações empíricas. Entretanto, estas relações têm sido amplamente utilizadas resultando em previsões razoavelmente acuradas. A Figura 1 mostra os principais componentes do balanço de calor superficial em lagos, em $W m^{-2}$.

Figura 1 – Componentes do balanço de calor superficial e suas faixas representativas, em $W m^{-2}$.



Fonte: Adaptado de MARTIN & McCUTCHEON (1998).

A quantidade de radiação solar que alcança a superfície terrestre é estimada pela Equação 1

$$J_{sn} = H_0 a_t (1 - R_s) C_a \quad (1)$$

Onde J_{sn} é o fluxo líquido da radiação solar de onda curta ($W m^{-2}$); H_0 é a quantidade de radiação que chega à atmosfera, ($W m^{-2}$); a_t é o termo de transmissão atmosférico; R_s é o coeficiente de reflexão (albedo) e C_a é a fração da radiação solar não absorvida pelas nuvens. O termo H_0 pode ser estimado através de

$$H_0 = \frac{H_{sc}}{r^2} \left\{ \sin\left(\frac{\pi\theta}{180}\right) \sin(\delta) + \frac{12}{\pi} \cos\left(\frac{\pi\theta}{180}\right) \cos(\delta) [\sin(h_e) - \sin(h_b)] \right\} \Gamma \quad (2)$$

Onde H_{sc} é a constante solar ($1390 W m^{-2}$); r é a distância relativa entre a terra e o sol; θ é a latitude, em graus; δ é a declinação do sol; h_e e h_b referem-se ao ângulo solar horário, medido em radianos, ao final e ao início do período de tempo em que H_0 está sendo calculado, respectivamente; e Γ é um fator de correção da exposição diurna ao fluxo de radiação.

A distância relativa entre a terra e o sol pode ser estimada por

$$r = 1,0 + 0,017 \cos \left[\frac{2\pi}{365} (186 - D_y) \right] \quad (3)$$

Onde D_y é o dia do ano (em dias julianos). A declinação do sol pode ser estimada por

$$\delta = \frac{23,45\pi}{180} \cos \left(\frac{2\pi}{365} (172 - D_y) \right) \quad (4)$$

O ângulo horário, medido em radianos, ao final e ao início do período de tempo em que a radiação solar no topo da atmosfera está sendo calculado é computado como

$$h_b = \left[\frac{\pi}{12} ((h_r - 1) - \Delta t_s + a12) \right] + b(2\pi) \quad (5)$$

$$h_e = \left[\frac{\pi}{12} (h_r - \Delta t_s + a12) \right] + b(2\pi) \quad (6)$$

Onde h_r é a hora do dia (de 1 a 24). O coeficiente $a = 1$ para $h_r \leq 12$ e $a = -1$ para $h_r > 12$. O coeficiente b varia com a magnitude da quantidade dentro dos colchetes, tanto para h_e como para h_b ; $b = -1$ se a quantidade $[] > 2\pi$; $b = 1$ se $[] < 0$; e $b = 0$ para os outros casos. O parâmetro Δt_s é uma função incremento, sendo calculado como

$$\Delta t_s = \frac{E_a}{15} (L_{sm} - L_{lm}) \quad (7)$$

onde $E_a = -1$ para longitudes oeste e $E_a = 1$ para longitudes leste. Os termos L_{sm} e L_{lm} representam as longitudes padrão e local, respectivamente. Para o fator de correção da exposição diurna ao fluxo de radiação, Γ , deve-se primeiramente calcular o tempo padrão do nascer do sol e do pôr do sol. Uma expressão para este cálculo é obtida através da equação da altitude solar α , em radianos:

$$\alpha = \tan^{-1} \left(\frac{\alpha_1}{\sqrt{1 - \alpha_1^2}} \right) \quad (8)$$

para

$$\alpha_1 = \left| \sin \left(\frac{\pi\theta}{180} \right) \sin \delta + \cos \left(\frac{\pi\theta}{180} \right) \cos \delta \cos \omega \right| \quad (9)$$

onde ω é o ângulo horário ($\omega = h_e$ ou $\omega = (h_e + h_b)/2$). No pôr do sol, o ângulo horário α_1 é igual a zero,

$$0 = \sin \left(\frac{\pi\theta}{180} \right) \sin \delta + \cos \left(\frac{\pi\theta}{180} \right) \cos \delta \cos \omega \quad (10)$$

ou

$$\cos(h_e) = - \frac{\sin \left(\frac{\pi\theta}{180} \right) \sin \delta}{\cos \left(\frac{\pi\theta}{180} \right) \cos \delta} \quad (11)$$

que, usando a expressão para o ângulo horário, pode ser resolvida para o tempo padrão de pôr do sol, t_{SS} ,

$$t_{ss} = \frac{12}{\pi} \cos^{-1} \left(\frac{\sin \left(\frac{\pi\theta}{180} \right) \sin \delta}{\cos \left(\frac{\pi\theta}{180} \right) \cos \delta} \right) + \Delta t_s + 12 \quad (12)$$

e nascer do sol, t_{su} ,

$$t_{su} = -t_{ss} + 2\Delta t_s + 24 \quad (13)$$

Assim o fator de correção Γ torna-se 1.0 para $t_{su} < h_r < t_{ss}$ e zero para todos os outros horários.

O albedo ou a fração da radiação solar refletida pela superfície da água, R_s , pode ser calculado pela Equação 14

$$R_s = a \left(\frac{180}{\pi} \alpha \right)^b \quad (14)$$

Onde α é a altitude solar (radianos) e a e b são coeficientes que dependem da nebulosidade.

A Tabela 1 mostra valores típicos para os parâmetros a e b .

Tabela 1 – Parâmetros a e b para o cálculo do albedo.

Coeficientes de nebulosidade			
Descrição	Fração C	a	b
Limpo	$C < 0,1$	1,18	-0,77
Esparso	$0,1 < C < 0,5$	2,2	-0,97
Fechado	$0,5 < C < 0,9$	0,95	-0,75
Muito fechado	$C > 0,9$	0,33	-0,45

O efeito da nebulosidade na radiação solar é calculado de forma análoga ao cálculo da radiação de onda longa, atuando como um sumidouro. A fração da radiação que atravessa as nuvens (não são absorvidas por elas) é dada por

$$C_a = 1 - 0,65 C_l^2 \quad (15)$$

Onde C_l é a fração do céu coberto por nuvens.

ANEXO C – BALANÇO DE CALOR EM LAGOS E RESERVATÓRIOS

FONTE: THOMANN & MUELLER (1987); CHAPRA (1997).

A temperatura da água e sua variação representa o estado do corpo hídrico como resultado das entradas, perdas e trocas de calor. São vários os fatores e processos que dependem da temperatura, entre eles, processos físicos (como a estratificação térmica) são sensíveis à temperatura. Variações diárias de temperatura são relevantes na modelagem da qualidade da água. A amônia, substância encontrada em águas naturais, têm dinâmica relacionada à temperatura da água. A temperatura da água afeta os biota aquáticos, seja pela sua relação direta com a solubilidade de gases e/ou o metabolismo dos organismos.

A relação fundamental para a temperatura da água em um lago pode ser escrita da seguinte forma:

$$T = \frac{H}{\rho C_p V} \quad (1)$$

Onde T é a temperatura (°C); H é o calor (J); ρ é a densidade da água (kg m^{-3}); C_p é o calor específico (J) e V é o volume (m^3).

Para um hipotético sistema completamente misturado, são válidas as seguintes relações:

$$(\text{Acumulação de calor}) = (\text{fontes}) - (\text{sumidouros}) +/- (\text{trocas superficiais}) \quad (2)$$

A acumulação de calor representa a mudança do calor H com o tempo t , assim

$$(\text{acumulação de calor}) = \frac{\Delta H}{\Delta t} \approx \frac{\Delta(\rho C_p V T)}{\Delta t} \quad (3)$$

Considerando a densidade, o volume e o calor específico da água constante, no limite:

$$(\text{acumulação de calor}) = \rho C_p V \frac{dT}{dt} = \left(\frac{\text{Joule}}{\text{dia}} \right) \quad (4)$$

Para as fontes de calor, tem-se que:

$$(\text{fontes de calor}) = Q \rho C_p T_{in} \quad (5)$$

Onde, Q é a vazão volumétrica que entra no lago ($\text{m}^3 \text{d}^{-1}$) e T_{in} é a temperatura média desta vazão (°C).

Para os Sumidouros:

$$(\text{sumidouros de calor}) = Q \rho C_p T \quad (6)$$

T é a temperatura do lago (segundo hipótese de mistura completa, em °C).

Para as trocas com a superfície:

$$(trocas\ com\ a\ superfície) = A_s J \quad (7)$$

A_s é a área superficial do lago (m^2) e J é o fluxo de calor superficial ($J\ m^{-2}\ d^{-1}$).

Desta forma, pode-se escrever o balanço total:

$$V\rho C_p \frac{dT}{dt} = Q\rho C_p T_{in} - Q\rho C_p + A_s J \quad (8)$$

Onde o termo J da equação anterior (fluxo líquido de radiação) pode ser calculado como segue:

$$J = J_{sn} + J_{an} - (J_{br} + J_c + J_e) \quad (9)$$

Onde J_{sn} é a radiação líquida de onda curta; J_{an} a radiação líquida de onda longa atmosférica; J_{br} a radiação de onda longa da água (emissão); J_c a condução e J_e a evaporação (todos em $J\ m^{-2}\ d^{-1}$).

O termo J_{sn} pode ser calculado utilizando formulação proposta por MARTIN & McCUTCHEON (1998) (ANEXO B – Equação 1).

Toda matéria com temperatura absoluta acima de zero emite radiação. Segundo a lei de Stefan-Boltzmann, a taxa máxima de radiação emitida por um corpo por unidade de área é

$$J_{rad} = \varepsilon \sigma T a^4 \quad (10)$$

Onde $T a$ é a temperatura absoluta (K); ε é a emissividade do corpo radiante (água=0,97) e σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($(11,7 \times 10^{-8}\ cal\ (cm^2\ d\ K^4)^{-1})$ ou $(4,9 \times 10^{-3}\ J\ (m^2\ d\ K^4)^{-1})$).

A atmosfera terrestre emite radiação de onda longa. Este ganho de radiação pode ser calculada como uma modificação da lei de Stefan-Boltzmann,

$$J_{an} = \sigma (T_{ar} + 273)^4 (A + 0,031 e_{ar} \sqrt{0,5}) (1 - R_L) \quad (11)$$

Onde A é um coeficiente relativo à atenuação atmosférica da radiação (0,5 a 0,7) e R_L o coeficiente de reflexão ($\approx 0,03$).

A radiação de onda longa emitida pela água do lago também pode ser representada pela lei de Stefan-Boltzmann,

$$J_{br} = \varepsilon \sigma (T_s - 273)^4 \quad (12)$$

Onde T_s é a temperatura da superfície da água ($^{\circ}C$). Para a água, tem-se que $\varepsilon = 0,97$, aproximadamente.

Condução é a transferência de calor molécula a molécula, quando corpos com diferentes temperaturas entram em contato. O termo convectivo corresponde à transferência de calor devido ao movimento dos fluidos. Assim, ambos podem ocorrer na interface água-ar e são descritos por:

$$J_c = c_1 f(U_w)(T_s - T_{ar}) \quad (13)$$

Onde c_1 é o coeficiente de Bowen ($\approx 0,47 \text{ mmHg } ^\circ\text{C}^{-1}$).

Desta forma, o fluxo total pode ser escrito como:

$$J = J_{sn} + \sigma(T_{ar} + 273)^4(A + 0,031e_{ar}\sqrt{0,5})(1 - R_L) - \varepsilon\sigma(T_s - 273)^4 - c_1 f(U_w)(T_s - T_{ar}) - f(U_w)(e_s - e_{ar}) \quad (14)$$

E o balanço total de calor:

$$\frac{dT_s}{dt} = \frac{Q}{V} Tin + \frac{J_{sn}}{\rho C_p H} + \frac{\sigma(T_{ar} + 273)^4(A + 0,031\sqrt{e_{ar}})(1 - R_L)}{\rho C_p H} - \frac{Q}{V} T_s - \frac{\varepsilon\sigma(T_s + 273)^4}{\rho C_p H} - \frac{c_1 f(U_w)(T_s - T_{ar})}{\rho C_p H} - \frac{f(U_w)(e_s - e_{ar})}{\rho C_p H} \quad (15)$$