

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENG^a. HIDRÁULICA E AMBIENTAL
DOUTORADO EM ENGENHARIA CIVIL/ ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM
RECURSOS HÍDRICOS

RECURSOS HÍDRICOS DA CHAPADA DO ARARIPE

LUIZ ALBERTO RIBEIRO MENDONÇA

FORTALEZA - CEARÁ

2001

LUIZ ALBERTO RIBEIRO MENDONÇA

RECURSOS HÍDRICOS DA CHAPADA DO ARARIPE

Tese apresentada ao Curso de Doutorado em Engenharia Civil/ Área de Concentração em Recursos Hídricos da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor.

Orientador: Professor Horst Frischkorn.

(Tese aprovada com louvor).

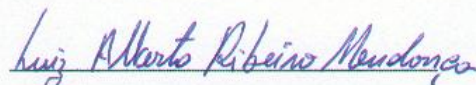
UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ

FORTALEZA – CE

Outubro – 2001

Esta Tese foi submetida como parte dos requisitos necessários à obtenção do Grau de Doutor em Engenharia Civil/ Área de Concentração em Recursos Hídricos, outorgado pela Universidade Federal do Ceará, e encontra-se à disposição dos interessados na Biblioteca de Pós-Graduação do Centro de Tecnologia da referida Universidade.

A citação de qualquer trecho desta Tese é permitida, desde que seja feita de conformidade com as normas da ética científica.


Luiz Alberto Ribeiro Mendonça

Tese Aprovada em: 26/ 10/ 2001.

Examinadores:



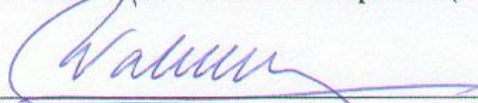
Professor Horst Frischkorn, Dr.

(Orientador da Tese)



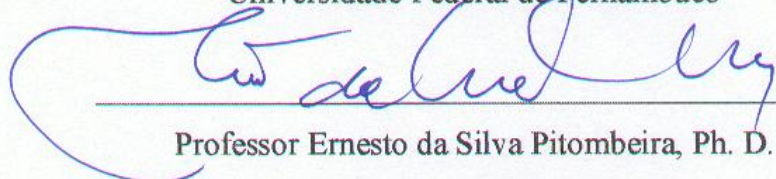
Professor Thomas P. Ballester, Ph. D.

Universidade de New Hampshire (U.S.A.)



Professor Waldir Duarte Costa, Dr.

Universidade Federal de Pernambuco



Professor Ernesto da Silva Pitombeira, Ph. D.

Universidade Federal do Ceará



Professora Maria Marlúcia Freitas Santiago, Dr.

Universidade Federal do Ceará

A natureza é uma teia dinâmica de eventos inter-relacionados. Nenhuma das propriedades de qualquer parte dessa teia é fundamental; todas elas resultam das propriedades das outras partes, e a consistência global de suas inter-relações determina a estrutura de toda a teia.

Fritjof Capra

A vocês, que mesmo distantes, mantiveram-se sempre ao meu lado, dedico minha conquista com a mais profunda admiração e respeito:

- à memória de meus pais, Carlos Alberto Mendonça Bezerra e Maria Norma Ribeiro Mendonça que contribuíram com minha vinda à terra e com meu desenvolvimento moral e espiritual;
- à memória de minha avó, Maria das Dores Mendonça Bezerra, que é fonte inspiradora fundamental no meu desenvolvimento espiritual;
- aos meus irmãos, cunhados e sobrinhos;
- a meu sogro, Egidio Daniel Kerntopf, pelo estímulo.

A minha esposa Marta Regina Kerntopf Mendonça, minha melhor metade, que compartilha meus ideais e os alimenta, que é exemplo vivo de amor incondicional e apoio, incentivando-me a prosseguir nesta jornada, sejam quais forem os obstáculos.

AGRADECIMENTOS

Expresso meu especial agradecimento:

- Aquele que é fonte de Equilíbrio, a essência da Vida;
- ao professor Horst Frischkorn, pela eficiente orientação, dedicação, paciência, estímulo, amizade e auxílio inestimável oferecidos no desenvolvimento desta Tese;
- aos professores Maria Marlúcia Freitas Santiago e Josué Mendes Filho, do Departamento de Física, pelo entusiasmo, incentivo, agradável convivência e valiosas sugestões importantíssimos no decorrer deste trabalho;
- ao professor Ernesto da Silva Pitombeira, Diretor do Centro de Tecnologia, pelo apoio e incentivo;
- à professora Marisete Dantas de Aquino, por fornecer alguns artigos importantes a este trabalho;
- ao professor José Ossian Gadelha de Lima, pela colaboração nas viagens de campo;
- a todos os professores da Pós-Graduação em Engenharia Civil/Recursos Hídricos, que contribuíram para minha formação e participaram direta e indiretamente da realização deste trabalho;
- aos companheiros do Núcleo de Estudos dos Recursos Hídricos da Chapada do Araripe/URCA, nas pessoas do professor Rodolfo José Sabiá e dos bolsistas Danielle Inácio Magalhães, Raimunda Moreira Franca, Francisco Ramis da Silva, Antônio Junior Araújo, Vanda Alves Feitosa e Ana Salete da Silva Carvalho, pela colaboração na coleta de dados de campo;
- à bibliotecária Umbelina Caldas Neta, da Biblioteca de Pós-Graduação do Centro de Tecnologia, pelas normas técnicas utilizadas na edição deste trabalho;
- à secretária Marisa Lopes Freire e sua assistente Karine Gouveia Pontes, do curso de Pós-Graduação, pela amabilidade e cooperação em algumas dificuldades;
- aos funcionários Francisco Raimundo Xavier (Xavier) e Betedavis da Silva (Bete), do Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental da UFC, que sempre com cortesia, amizade e atenção foram muito importantes;
- aos colegas da Pós-Graduação, pela estima, pelo ambiente de agradável convivência e pelo apoio nos momentos oportunos;

- à técnica Maria do Carmo Germano (Carminha), do Laboratório de Carbono-14/Departamento de Física-UFC, pelas importantes informações sobre coletas de amostras para análises química e isotópica;
- aos técnicos Roberto Antônio Cordeiro da Silva e Ana Maria de Queiroz (Aninha), do Laboratório de Solos do curso de Engenharia Civil da UFC, pelas medidas dos parâmetros físicos dos solos;
- à Hydroisotop/Schweitenkirchen-Alemanha, na pessoa de Dr. Markus Forster (*in memorian*) e ao Laboratório de Ecologia Isotópica CENA/USP-Piracicaba-SP, nas pessoas de Plínio Barbosa de Camargo e Marcelo Zacarias Moreira, pelas medidas isotópicas e por importantes comentários;
- à COGERH, nas pessoas de Antônio Ribeiro Zaranza, Walber Cordeiro, Francisco Lopes Viana e José Yarley de Brito; ao IBAMA/Crato, na pessoa de Francisco Wiliam Brito Bezerra; à URCA, na pessoa da reitora Maria Violeta Arraes de Alencar Gervaiseau; e a D & P Construções e Serviços-LTDA, na pessoa de Humberto Sena, pelo apoio logístico;
- ao DNPM, nas pessoas de Alípio Agra Lima e José Augusto Vieira Filho e à CONESP, na pessoa de Carlos Silva Rodrigues, pelas proveitosas discussões no campo e pelas fontes de pesquisas úteis para este trabalho;
- a todas as pessoas, que de alguma forma tenham contribuído direta ou indiretamente no transcorrer desta Tese;
- à FUNCAP, de um modo especial, pelo suporte financeiro.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	XIII
LISTA DE TABELAS	XIX
RESUMO	XXII
ABSTRACT	XXIII
1 – INTRODUÇÃO	2
1.1 – Generalidades	2
1.2 – Objetivos	5
2 – DESCRIÇÃO DA ÁREA DE TRABALHO	8
2.1 – Localização geográfica	8
2.2 – Condições climáticas	9
2.2.1 – <i>Clima</i>	9
2.2.2 – <i>Pluviometria</i>	9
2.2.3 – <i>Temperatura e umidade relativa do ar</i>	10
2.3 – Vegetação	11
2.4 – Solos	13
2.5 – Geomorfologia	14
2.6 – Geologia	15
2.7 – Recursos hídricos	21
2.7.1 – <i>Água superficial</i>	21
2.7.2 – <i>Água subterrânea</i>	22
2.7.2.1 – <i>Análise prévia do fluxo subterrâneo com base no perfil estratigráfico</i>	23
2.7.2.2 – <i>Exploração do Sistema Aquífero Superior</i>	25
2.7.2.3 – <i>Exploração dos Sistemas Aquíferos Médio e Inferior</i>	26
3 – METODOLOGIA	28
3.1 – Modelagem isotópica	28
3.1.1 – <i>Fracionamento em isótopos estáveis</i>	28
3.1.1.1 – <i>Oxigênio-18</i>	28
3.1.1.2 – <i>Nitrogênio-15</i>	29
3.1.1.3 – <i>Carbono-13</i>	30

3.1.2 – Contribuição do nitrogênio-15 e do carbono-13 dos solos no estudo da recarga.....	31
3.1.3 – Datação com carbono-14.....	32
3.1.3.1 – Modelo de fluxo de pistão para datação com C-14.....	33
3.1.3.2 – Determinação do fator de correção da idade (Q).....	34
3.1.4 – Uso do trício em hidrologia.....	34
3.1.4.1 – Modelo exponencial.....	35
3.1.4.2 – Modelo celular.....	38
3.2 – Modelagem matemática.....	39
3.2.1 – Determinação da capacidade de infiltração dos solos.....	39
3.2.2 – Análise matemática do fluxo subterrâneo.....	41
3.2.2.1 – Equação diferencial parcial.....	41
3.2.2.2 – Modelo matemático utilizado.....	42
3.2.2.2.1 – O modelo MODFLOW.....	42
3.2.2.2.2 – O modelo MODPATH.....	42
3.2.2.2.3 – Calibração.....	43
3.2.3 – Balanço hídrico na Chapada do Araripe.....	43
3.2.3.1 – Cálculo da reserva permanente.....	44
3.2.3.1.1 – Cálculo do volume total do aquífero.....	44
3.2.3.2 – Cálculo do coeficiente de realimentação dos aquíferos.....	45
3.3 – Determinação dos parâmetros físicos dos solos.....	45
3.3.1 – Umidade dos solos.....	46
3.3.2 – Densidade aparente seca.....	46
3.3.3 – Porosidade.....	46
3.3.4 – Condutividade hidráulica	48
3.4 – Determinação dos parâmetros hidrogeológicos dos aquíferos.....	49
3.5 – Correção para as perdas de carga no poço.....	50
3.6 – Obtenção dos dados pluviométricos.....	52
3.7 – Medição da vazão das fontes.....	52
3.8 – Hidroquímica e microbiologia.....	53
3.8.1 – Determinação das concentrações dos íons maiores.....	53
3.8.2 – Determinação dos parâmetros físico-químicos.....	54

3.8.3 – Cálculo do índice de saturação de cálcio (SIC).....	54
3.8.4 – Diagrama de Piper.....	55
3.8.5 – Classificação da água para irrigação.....	55
3.8.6 – Análises microbiológicas.....	56
3.9 – Vulnerabilidade dos aquíferos à poluição.....	56
3.9.1 – Diagnóstico das condições sanitárias das águas.....	57
4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	60
4.1 – Modelagem isotópica.....	60
4.1.1 – Oxigênio-18 nas águas subterrâneas da Chapada do Araripe.....	60
4.1.2 – Estudo da relação entre as águas superficiais e os aquíferos da Chapada do Araripe através do oxigênio-18.....	61
4.1.2.1 – Barreiros e poços amazonas.....	61
4.1.2.2 – Poços tubulares – conexão hidráulica por fraturas.....	67
4.1.3 – Utilização do nitrogênio-15 e do carbono-13 da matéria orgânica dos solos como indicadores de mudanças na vegetação no passado.....	73
4.1.3.1 – Percentagem de carbono orgânico total.....	74
4.1.3.2 – Nitrogênio-15.....	76
4.1.3.3 – Carbono-13.....	77
4.1.3.4 – Discussão.....	78
4.1.4 – Utilização do trício para estimar o tempo de residência e os parâmetros espessura da camada saturada e recarga no aquífero Exu.....	79
4.1.4.1 – Discussão.....	82
4.1.5 – Carbono-14 nas águas subterrâneas da Chapada do Araripe.....	83
4.1.6 – Associação dos dados isotópicos da Chapada do Araripe com dados do Vale do Cariri.....	85
4.2 – Modelagem matemática.....	88
4.2.1 – Estimativa da capacidade de infiltração em solos com diferentes formações florestais no topo da Chapada do Araripe de acordo com o modelo de Green e Ampt.....	88
4.2.1.1 - Determinação dos índices físicos dos solos.....	88
4.2.1.2 - Determinação dos parâmetros para o cálculo da capacidade de infiltração.....	88

4.2.1.3 - Cálculo da capacidade de infiltração.....	90
4.2.1.4 – Discussão.....	90
4.2.2 – Simulação das vazões das fontes do Caldas e do Farias utilizando o MODFLOW.....	92
4.2.2.1 – Simulações.....	94
4.2.2.2 – Discussão.....	99
4.2.3 – Simulação do cone de rebaixamento do poço 4-BO-01-PE utilizando o MODFLOW.....	105
4.2.3.1 – Simulação das cargas no poço considerando as perdas lineares e não lineares	107
4.2.3.2 – Simulação das cargas no poço com utilização do MODFLOW para o cálculo das perdas lineares e da equação característica de funcionamento do poço de Jacob para o cálculo das perdas não lineares.	111
4.2.3.2.1 - Ajuste das curvas variando a condutividade hidráulica da conexão hidráulica.....	112
4.2.3.2.2 - Ajuste das curvas variando o raio de influência do cone de rebaixamento.....	118
4.2.3.3 – Discussão.....	124
4.2.4 – Simulação das cargas hidráulicas na Chapada do Araripe, com o MODFLOW e das linhas de fluxo subterrâneo, com o MODPATH.....	126
4.2.4.1 – Cálculo das cargas hidráulicas no Sistema Aquífero Superior, com o MODFLOW.....	126
4.2.4.1.1 – Cálculo das cargas hidráulicas.....	128
4.2.4.2 – Linhas de trajetória do fluxo subterrâneo traçadas pelo MODPATH.....	129
4.2.4.3 – Discussão.....	131
4.2.5 – Quantificação dos recursos hídricos da Chapada do Araripe.....	133
4.2.5.1 – Balanço hídrico na Chapada do Araripe.....	133
4.2.5.2 – Determinação da Reserva Permanente.....	133
4.2.5.3 – Determinação do coeficiente de realimentação.....	134
4.2.5.4 – Discussão.....	135
4.3 – Hidroquímica das águas da Chapada do Araripe.....	137
4.3.1 – Hidroquímica do poço 4-BO-01-PE.....	139

4.3.1.1 – <i>Interpretação</i>	142
4.3.2 – <i>Classificação da água para irrigação</i>	144
4.4 – Qualidade da água na Chapada do Araripe e sua vulnerabilidade	147
4.4.1 – <i>Discussão</i>	154
5 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	157
6 – ANEXOS	167
Anexo 1 (descrição do MODFLOW)	167
1 - <i>A equação diferencial parcial</i>	167
2 - <i>As equações de diferenças finitas</i>	168
3 - <i>O balanço volumétrico</i>	172
4 - <i>O “pacote” poço</i>	172
5 - <i>Os “pacotes” rio, dreno e carga geral</i>	173
6 - <i>O “pacote” evapotranspiração</i>	176
7 - <i>O “pacote” recarga</i>	177
Anexo 2 (descrição do MODPATH)	178
1 - <i>Formulação matemática</i>	178
Anexo 3 (Ilustrações fotográficas)	181
Anexo 4 (Mapa de localização dos pluviômetros e das amostragens de água para análise isotópica, química e microbiológica)	183
7 – REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	185

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Localização da área de trabalho.....	8
Figura 2.2 – Distribuição das precipitações na Chapada do Araripe segundo DNPM (1996).....	10
Figura 2.3 – Formações florestais no topo da Chapada do Araripe.....	12
Figura 2.4 - Vegetação típica dos setores oriental e ocidental da chapada.....	13
Figura 2.5 – Mapa geológico da Bacia Sedimentar do Araripe.....	18
Figura 2.6 – Estratigrafia geológica da Bacia Sedimentar do Araripe.....	20
Figura 2.7 - Esboço esquemático do funcionamento dos sistemas aquíferos da Chapada do Araripe.....	22
Figura 2.8 – Perfil estratigráfico da Chapada do Araripe com indicação do gradiente hidráulico.....	24
Figura 3.1 – Esquema da transformação do nitrogênio em ecossistemas de florestas.....	29
Figura 3.2 – Esquema do modelo exponencial aplicado a um reservatório de volume constante com fluxo de entrada igual ao de saída.....	36
Figura 3.3 – Concentração média anual de trício na chuva.....	37
Figura 3.4 – Esquema do modelo celular.....	38
Figura 3.5 – Modelo de fluxo de Green e Ampt.....	40
Figura 3.6 – Célula representativa para a regra trapezoidal.....	45
Figura 3.7 – Esquema do método clássico do picnômetro utilizado na determinação da densidade relativa do solo.....	47
Figura 3.8 - Esquema de funcionamento do permeâmetro de nível variado.....	48
Figura 3.9 – Fluxograma para a avaliação do índice de vulnerabilidade à poluição de um aquífero.....	57
Figura 4.1 - $\delta^{18}\text{O}$ das águas dos barreiros e precipitação pluviométrica no setor oriental da chapada.....	63
Figura 4.2 - $\delta^{18}\text{O}$ das águas de poços amazonas da Chapada do Araripe.....	65
Figura 4.3 - Condutividade elétrica e $\delta^{18}\text{O}$ em função do tempo para o barreiro Cacimbas e o poço amazonas Cacimbas/Barreiro.....	66

Figura 4.4 - $\delta^{18}\text{O}$ da água de poços tubulares nos setores oriental e ocidental da Chapada do Araripe.....	68
Figura 4.5 - Condutividade elétrica e $\delta^{18}\text{O}$ do poço tubular Serrolândia II em função do tempo.....	69
Figura 4.6 – Correlação linear C.E. vs. $\delta^{18}\text{O}$ das águas do poço Serrolândia II.....	70
Figura 4.7 – Comparação das curvas X (%) e precipitação no setor ocidental em função do tempo	72
Figura 4.8 – Localização das amostragens de solos e folhas de vegetação circunvizinha para análise isotópica.....	73
Figura 4.9 – Percentagem de carbono orgânico total com a profundidade do solo...	75
Figura 4.10 – $\delta^{15}\text{N}$ com a profundidade do solo.....	76
Figura 4.11 - $\delta^{13}\text{C}$ com a profundidade do solo.....	78
Figura 4.12 – Curva tempo de residência vs. concentração de trício obtida do modelo exponencial.....	80
Figura 4.13 – Curvas camada saturada vs. concentração de trício, para diferentes lamina infiltradas, obtidas do modelo celular totalmente estratificado.....	81
Figura 4.14 – Modelo de fluxo utilizado para interpretação de datação com carbono-14.....	83
Figura 4.15 – Valores de $\delta^{18}\text{O}$ em função da idade (sem correção) de poços na bacia sedimentar do Araripe.....	87
Figura 4.16 – Esquema utilizado na escolha da área de influência de cada fonte.....	92
Figura 4.17 – Malha utilizada na simulação das fontes.....	93
Figura 4.18 – Recargas mensais na área de influência da fonte do Caldas e ajustes das vazões na primeira simulação.....	96
Figura 4.19 – Recargas mensais na área de influência da fonte do Caldas e ajustes das vazões na segunda simulação.....	97
Figura 4.20 – Recargas mensais na área de influência da fonte do Farias e ajustes das vazões na primeira simulação.....	98
Figura 4.21 – Recargas mensais na área de influência da fonte do Farias e ajustes das vazões na segunda simulação.....	99

Figura 4.22 – Recarga calculada pelo MODFLOW e precipitação na área de influência da fonte do Caldas.....	101
Figura 4.23 – Recarga calculada pelo MODFLOW e precipitação na área de influência da fonte do Farias.....	101
Figura 4.24 - Visualizações tridimensionais e mapas potenciométricos obtidos nos meses de maiores vazões para as fontes do Caldas e do Farias.....	104
Figura 4.25 – Malha para a simulação com dados do poço 4-BO-01-PE.....	105
Figura 4.26 – Ajuste das curvas do rebaixamento do poço 4-BO-01-PE para diferentes vazões, variando a condutividade hidráulica do aquífero Rio da Batateira.....	107
Figura 4.27a – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE para vazão de 40 m ³ /h.....	108
Figura 4.27b – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE para vazão de 60 m ³ /h.....	108
Figura 4.27c – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE para vazão de 90 m ³ /h.....	109
Figura 4.27d – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE para vazão de 100 m ³ /h.....	109
Figura 4.28 – Localização das células de conexão hidráulica no aquíclode Santana	110
Figura 4.29 – Δ/Q vs. Q de testes de rebaixamento sucessivos do poço 4-BO-01-PE.....	111
Figura 4.30 – Ajuste das curvas do rebaixamento do poço 4-BO-01-PE para diferentes vazões, variando o parâmetro condutividade hidráulica da conexão hidráulica.....	113
Figura 4.31a – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE e cone de rebaixamento no aquífero Rio da Batateira, aos 120 minutos, para vazão de 40 m ³ /h, variando o parâmetro condutividade hidráulica da conexão hidráulica.....	114
Figura 4.31b – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE e cone de rebaixamento no aquífero Rio da Batateira, aos 120 minutos, para vazão de 60 m ³ /h, variando o parâmetro condutividade hidráulica da conexão hidráulica.....	115

Figura 4.31c – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE e cone de rebaixamento no aquífero Rio da Batateira, aos 120 minutos, para vazão de 90 m ³ /h, variando o parâmetro condutividade hidráulica da conexão hidráulica.....	116
Figura 4.31d – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE e cone de rebaixamento no aquífero Rio da Batateira, aos 120 minutos, para vazão de 100 m ³ /h, variando o parâmetro condutividade hidráulica da conexão hidráulica.....	117
Figura 4.31e – Perdas de carga simuladas e cone de rebaixamento no poço 4-BO-01-PE no aquífero Rio da Batateira, aos 2880 minutos, para vazão de 100 m ³ /h, variando o parâmetro condutividade hidráulica da conexão hidráulica.....	118
Figura 4.32 – Ajuste das curvas do rebaixamento do poço 4-BO-01-PE para diferentes vazões, variando o raio de influência do cone de rebaixamento.....	119
Figura 4.33a – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE e cone de rebaixamento no aquífero Rio da Batateira, aos 120 minutos, para vazão de 40 m ³ /h, variando o raio de influência do cone de rebaixamento.....	120
Figura 4.33b – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE e cone de rebaixamento no aquífero Rio da Batateira, aos 120 minutos, para vazão de 60 m ³ /h, variando o raio de influência do cone de rebaixamento.....	121
Figura 4.33c – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE e cone de rebaixamento no aquífero Rio da Batateira, aos 120 minutos, para vazão de 90 m ³ /h, variando o raio de influência do cone de rebaixamento.....	122
Figura 4.33d – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE e cone de rebaixamento no aquífero Rio da Batateira, aos 120 minutos, para vazão de 100 m ³ /h, variando o raio de influência do cone de rebaixamento.....	123

Figura 4.33e – Perdas de carga simuladas e cone de rebaixamento no poço 4-BO-01-PE no aquífero Rio da Batateira, aos 2880 minutos, para vazão de 100 m ³ /h, variando o raio de influência do cone de rebaixamento.....	124
Figura 4.34 – Condutividade hidráulica da conexão hidráulica vs. vazão de bombeamento.....	125
Figura 4.35 – Malha para simulação das cargas hidráulicas no Sistema Aquífero Superior.....	126
Figura 4.36 – Camadas utilizadas na simulação.....	127
Figura 4.37 – Recarga utilizados no ajuste das cargas.....	128
Figura 4.38 – Linhas equipotenciais geradas pelo modelo.....	129
Figura 4.39 - Vetores velocidade indicando a direção do fluxo subterrâneo na Chapada do Araripe.....	130
Figura 4.40 - Linhas de trajetória indicando o caminho preferencial das partículas por transporte advectivo.....	131
Figura 4.41 – Superfície piezométrica calculada pelo MODFLOW, geologia e área de recarga do Sistema Aquífero Superior da Chapada do Araripe.....	134
Figura 4.42 - Diagrama de Piper para as águas da Chapada do Araripe.....	139
Figura 4.43 - Nível dinâmico em função do tempo durante o teste de bombeamento do poço 4-BO-01-PE.....	140
Figura 4.44 - Variação da condutividade elétrica da água durante o teste de bombeamento do poço 4-BO-01-PE.....	140
Figura 4.45 - Variação na concentração de SO ₄ ²⁻ durante os testes de bombeamento, com vazão de 60, 90 e 100 m ³ /h.....	143
Figura 4.46 - Variação na concentração de Ca ²⁺ durante os testes de bombeamento, com vazão de 60, 90 e 100 m ³ /h.....	143
Figura 4.47 - Esquema representativo da hidroquímica resultante da conexão hidráulica através da formação Santana.....	144
Figura 4.48 - Classificação das águas para irrigação segundo o diagrama da US Dept. of Agriculture.....	147
Figura 4.49 – Mapa da vulnerabilidade à poluição do Sistema Aquífero Superior...	148

Figura 4.50 - Concentrações de nitrogênio amoniacal nas amostras d'água da Chapada do Araripe.....	151
Figura 4.51 - Concentrações de nitrogênio de nitrito nas amostras d'água da Chapada do Araripe.....	151
Figura 4.52 - Concentrações de nitrogênio de nitrato nas amostras d'água da Chapada do Araripe.....	152
Figura A1 – Célula i,j,k e as seis células adjacentes.....	169
Figura A2 – Fluxo da célula i,j-1,k para a célula i,j,k.....	169
Figura A3 – Variação da carga com o tempo em uma dada célula.....	171
Figura A4 - Esquema de um poço captando em várias camadas de condutividades hidráulicas diferente e a função matemática utilizada no MODFLOW.....	173
Figura A5a – Esboço esquemático do rio, sua função utilizada no MODFLOW e gráfico do fluxo, numa célula, em função da carga no aquífero.....	174
Figura A5b – Esboço esquemático do dreno, suas funções utilizadas no MODFLOW e gráfico do fluxo, numa célula, em função da carga no aquífero.....	175
Figura A5c – Esboço esquemático da carga geral, suas funções, utilizadas no MODFLOW, e gráfico do fluxo, numa célula, em função da carga no aquífero.....	176
Figura A6 - Esboço esquemático da evapotranspiração e suas respectivas funções matemáticas utilizadas no MODFLOW e gráfico do fluxo em função da carga no aquífero.....	177
Figura A7 - Célula de diferença finita mostrando a definição de x, y e z.....	179
Figura A8 – Queimadas no topo da Chapada do Araripe.....	181
Figura A9 – Barreiro localizado na fazenda Perua – Araripe-CE.....	181
Figura A10 – Casa de bomba do poço Serrolândia II – Ipubi-PE (atrás verifica-se o lixão da comunidade).....	182
Figura A11 – Localização dos pluviômetros e das amostragens de água para análise isotópica, química e microbiológica.....	183

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Temperatura e umidade relativa do ar mínima, máxima e média anual nos setores oriental e ocidental da Chapada do Araripe.....	11
Tabela 2.2 – Espessura dos horizontes A e B, percentual médio de argila e classificação do solo quanto o teor de argila em áreas com diferentes formações florestais.....	14
Tabela 2.3 – Coluna estratigráfica da Bacia Sedimentar do Araripe.....	15
Tabela 2.4 - Coluna estratigráfica detalhada da seqüência sedimentar do Grupo Araripe.....	16
Tabela 2.5 - Coluna estratigráfica detalhada da seqüência sedimentar do Grupo Vale do Cariri.....	17
Tabela 2.6 – Descrição litológica detalhada da seqüência sedimentar da Formação Mauriti.....	17
Tabela 2.7 - Poços e perfilagens de eletrorresistividade utilizados na elaboração da estratigrafia da Chapada do Araripe.....	19
Tabela 4.1 – Medidas de $\delta^{18}\text{O}$ de águas na Chapada do Araripe.....	60
Tabela 4.2 – Medidas de $\delta^{18}\text{O}$ em barreiros no topo da chapada.....	62
Tabela 4.3 – Medidas de $\delta^{18}\text{O}$ em poços amazonas no topo da chapada.....	62
Tabela 4.4 – Medidas de $\delta^{18}\text{O}$ em poços tubulares no topo da chapada.....	67
Tabela 4.5 – Avaliação do efeito de mistura.....	71
Tabela 4.6 – Percentagem de carbono orgânico, $\delta^{15}\text{N}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das amostras de solos: floresta úmida, floresta de transição úmida/cerrado, cerrado 1, cerrado 2, cerrado 3 e caatinga em diferentes profundidades.....	74
Tabela 4.7 – Concentração de trício em fontes da Chapada do Araripe.....	79
Tabela 4.8 – Carbono-14, idade, carbono-13, fator de correção de Pearson, idade corrigida de Pearson e índice de saturação de cálcio dos poços IPA, 4-BO-01-PE e 2-AP-01-CE.....	84
Tabela 4.9 – Carbono-14, idade, oxigênio-18 de poços na bacia sedimentar do Araripe.....	86

Tabela 4.10 – Umidade, densidade aparente seca, condutividade hidráulica e porosidade para diferentes formações florestais no topo da Chapada do Araripe.....	88
Tabela 4.11 – Condutividade hidráulica na zona saturada, condutividade hidráulica na zona úmida, porosidade total, retenção específica, porosidade efetiva e carga de sucção para as áreas de floresta e desmatada.....	89
Tabela 4.12 – Tempo normalizado, infiltração cumulativa normalizada e infiltração cumulativa após 1 hora.....	90
Tabela 4.13 – Comprimento da malha, carga constante máxima e condutância do dreno para as fontes Caldas e Farias em cada simulação.....	95
Tabela 4.14 – Recarga total calculada em cada simulação, precipitação total observada no pluviômetro da Casa Sede do IBAMA, em Crato-CE e percentual de recarga na área de influência das fontes.....	100
Tabela 4.15 – Recargas calculadas e balanço de massa da fonte do Caldas.....	102
Tabela 4.16 – Recargas calculadas e balanço de massa da fonte do Farias.....	103
Tabela 4.17 – Perdas lineares, não lineares e rebaixamentos determinados através da equação característica das perdas de carga do poço 4-BO-01-PE....	111
Tabela 4.18 – Parâmetros condutividade hidráulica, porosidade eficaz, coeficiente de armazenamento específico e carga hidráulica com nível de referência na base do aquífero Rio da Batateira obtidos na simulação utilizando o MODFLOW.....	119
Tabela 4.19 - Cargas no Sistema Aquífero Superior observadas e calculadas.....	129
Tabela 4.20 – Balanço de massa da Chapada do Araripe em estado de equilíbrio, com uso do MODFLOW.....	133
Tabela 4.21 – Reserva permanente, reserva reguladora, vazão média das fontes, infiltração profunda e coeficiente de realimentação calculados e obtidos da SUDENE (1967) e DNPM (1996).....	135
Tabela 4.22 – Produção de poços no Sistema Aquífero Superior da chapada.....	136
Tabela 4.23 - Hidroquímica de barreiros, poços amazonas, fontes e poços tubulares da Chapada do Araripe.....	138

Tabela 4.24 – Razão de adsorção do sódio, condutividade elétrica e classificação das águas para irrigação de acordo com o diagrama da US Dept. of Agriculture.....	146
Tabela 4.25 – Concentração de nitrogênio do amoníaco, nitrito e nitrato e condutividade elétrica nas amostras do topo da Chapada do Araripe...	150
Tabela 4.26 – Número mais provável de coliformes fecais em águas coletadas no topo da Chapada do Araripe.....	154

RESUMO

Com a finalidade de entender o funcionamento dos aquíferos da Chapada do Araripe, quantificar suas reservas e avaliar a vulnerabilidade à poluição, foram aplicados, na ausência de dados hidrogeológicos e hidrológicos sistematizados, métodos de hidrogeologia, hidroquímica, hidrologia isotópica, edafologia, ecologia e modelagem numérica. Os resultados são interpretados sinoticamente. Foram feitos (i) a avaliação da geologia, (ii) a interpretação de medidas química e isotópica (O-18, C-13, H-3 e C-14) das águas, (iii) o estudo da matéria orgânica dos solos (importante agente na recarga) utilizando os isótopos N-15 e C-13, (iv) o cálculo da capacidade de infiltração, em solos de diferentes formações florestais, utilizando o modelo de GREEN e AMPT, (v) a simulação do fluxo subterrâneo utilizando os modelos computacionais MODFLOW e MODPATH e (vi) a obtenção dos índices de vulnerabilidade à poluição utilizando o método de FOSTER e HIRATA. Verificou-se, desta maneira, a íntima interrelação entre hidrologia, climatologia e ecologia da chapada. Na porção leste, área de floresta e de pluviosidade elevada, as águas do Sistema Aquífero Superior são jovens (tempo de residência de ≈ 180 anos e $\delta^{18}\text{O} \approx -3,24 \text{ ‰}$) derivadas de chuvas atuais ($\delta^{18}\text{O} \approx -3,2 \text{ ‰}$), enquanto na porção oeste, mais seca e com vegetação rala, encontra-se paleo-águas (pmC $\approx 25,5$, ≈ 10.932 anos) marcadas ainda pelo clima pleistocênico mais frio ($\delta^{18}\text{O} \approx -5 \text{ ‰}$). Na primeira área, a recarga é avaliada em $\approx 4 \text{ ‰}$ da precipitação anual; porém, as análises de solos indicam uma redução da capacidade de infiltração para somente 20 % em áreas desmatadas, ilustrando a forte influência de mudanças da cobertura vegetal sobre o balanço hídrico (e a vazão das fontes) da chapada. A reserva permanente do Sistema Aquífero Superior, calculada pelo MODFLOW, é de $13 * 10^9 \text{ m}^3/\text{ano}$, a reserva reguladora de $21,4 * 10^6 \text{ m}^3/\text{ano}$ e a infiltração profunda através de fraturas no aquíclodo Santana de $3 * 10^5 \text{ m}^3/\text{ano}$. A porção leste, é de moderada vulnerabilidade à poluição, com exceção da falha de Jardim que é de alta vulnerabilidade. A porção oeste apresenta-se de baixa vulnerabilidade, com exceção da falha nas proximidades dos poços Serrolândia I e II que é de moderada vulnerabilidade. Os barreiros estão em estado sanitário muito ruim e constituem a entrada principal de poluição para a água subterrânea.

ABSTRACT

The objectives of this research were to understand the aquifers of the Araripe Plateau, quantify their resources, and assess their vulnerability to pollution. In order to address the lack of hydrologic and hydrogeologic data, methods from various areas were employed (hydrogeology, hydrochemistry, isotope hydrology, soil science, ecology and numerical modeling). Results are interpreted in a synoptic way. We performed (i) geologic analysis, (ii) chemical and isotopic analyses (O-18, C-13, H-3 and C-14) of water samples, (iii) studied organic material in soils (important to recharge) using N-15 and C-13, (iv) determined the capacity of infiltration for soils with different vegetation using the GREEN and AMPT model, (v) performed MODFLOW and MODPATH simulations of groundwater flow, and (vi) vulnerability study (FOSTER and HIRATA). In this fashion, an intimate relationship between hydrology, climate and ecology was verified for the Araripe Plateau. In the eastern section, with forests and elevated rainfall, waters of the Upper Aquifer System are young (residence time ≈ 180 years) and are derived from present day rainfall, whereas in the western section, with low rainfall and sparse vegetation, paleo-waters (pmC $\approx 25,5$, ≈ 10.932 years) are found, identified by its colder pleistocenic climate ($\delta^{18}\text{O} \approx -5$ ‰). In the first area, recharge is estimated to be ≈ 4 % of annual rainfall. However, for areas of deforestation, soil analyses indicate a reduction in the infiltration capacity to only 20 %, illustrating the strong influence of changes in vegetation on the water balance (and the discharge of springs) of the Plateau. MODFLOW simulations calculate for the Upper Aquifer System permanent reserves of $13 \cdot 10^9$ m³/year, regulating reserves of $21,4 \cdot 10^6$ m³/year, and a deep percolation, through fractures in the aquiclude Santana, to the Cariri Valley of $3 \cdot 10^5$ m³/year. With respect to vulnerability, the eastern section is moderate, with exception of the fault of Jardim which is highly vulnerable. The western section of the Araripe Plateau presents low vulnerability, but increasing to moderate in the area of the wells Serrolandia I and II. The ponds (“barreiros”) of the Plateau are of very poor sanitary condition and represent critical spots for aquifer pollution.

Capítulo

1

INTRODUÇÃO

1 – INTRODUÇÃO

1.1 - Generalidades

A Bacia Sedimentar do Araripe, localizada nos limites dos Estados do Ceará, Pernambuco e Piauí, é constituída por um vasto planalto, a Chapada do Araripe, e por planícies que circundam a chapada com desníveis que chegam a 400m. Nesta região, os recursos hídricos subterrâneos são a mais importante fonte de água potável para abastecimento público e privado, bem como para diversas atividades, tais como práticas agrícolas, industriais e lazer.

A Chapada do Araripe pode ser dividida, conforme suas características edafoclimáticas, nos setores oriental, compreendendo a porção mais chuvosa e de solos mais argilosos, e ocidental, a porção mais seca e de solos menos argilosos.

Apesar da elevada pluviosidade no setor oriental da chapada, comparável a da faixa costeira do Estado do Ceará, os recursos hídricos são escassos e de difícil acesso. Fato este que levou a uma ocupação tardia por uma população relativamente pequena, quando comparada à do Vale do Cariri, e garantiu, assim, a conservação de pelo menos uma parte da vegetação original, na reserva da Floresta Nacional do Araripe. Para ilustrar a falta d'água na chapada, reportamos que a instalação de um tanque evaporimétrico (“classe A”), na casa sede do IBAMA, atraiu milhares de pássaros e pequenos animais usando o tanque como bebedouro, o que impossibilitou o seu uso para medidas de evaporação.

A escassez de água no topo da chapada tem, basicamente, duas causas:

- a alta condutividade hidráulica dos arenitos da Formação Exu ($k = 3 \cdot 10^{-5}$ m/s) e dos solos deles derivados, que permite infiltração e percolação muito rápidas das chuvas, e
- as características de um planalto, que não permitem a acumulação de água por falta de um contorno lateral impermeável, mas levam à exudação da água da chapada por fontes na falésia.

É praticamente inexistente um sistema de escoamento superficial que drena a chapada. Mesmo poucas horas depois de chuvas intensas, não se encontram mais leitos com água ou água empoçada, salvo em pequenas áreas argilosas, em córregos formados ao longo de estradas e em áreas desmatadas compactadas.

Os recursos hídricos superficiais do topo da chapada são representados pelas cisternas e por reservatórios abertos tipo “barreiros impermeáveis” que constituem os modos mais adequados de suprimento d’água para consumo humano e de agricultura, a nível domiciliar e de pequena irrigação.

As águas subterrâneas na chapada ocorrem no Sistema Aquífero Superior que é formado, do topo para a base, pelos aquíferos Exu e Arajara. Devido o suave mergulho da estrutura geológica, o fluxo principal da água subterrânea ocorre no sentido norte ou nordeste, levando a ocorrência da maioria dos exutórios para a falésia norte do setor oriental. Parte da água de chuva que infiltra abastece o Sistema Aquífero Superior e surge na falésia na forma de 307 fontes, sendo 256 no Ceará, 43 em Pernambuco e 8 no Piauí, produzindo, segundo o DNPM (1996), 40,5 milhões de m³ anuais. Estas fontes perderam vazão com taxa surpreendente. De acordo com KEMPER et al. (1995), a fonte da Batateira diminuiu de 1490 m³/h, em 1854, para 376 m³/h em 1993.

Uma possível explicação para a diminuição na vazão destas fontes é a redução da capacidade de infiltração dos solos devido o desmatamento na chapada, onde a prática de queimadas é uma constante (Figura A8, Anexo 3). Estas práticas iniciaram-se no século XVII com a colonização do Cariri (LIMA et al., 1984). A partir do início do século XX, tentativas de conduzir a chapada a um “uso economicamente mais eficiente” fracassaram. Neste ínterim, culturas de grande escala de mandioca, café e abacaxi foram introduzidas e desapareceram. A agricultura atual é marcada pelas culturas de subsistência. Somente nos municípios de Crato e Barbalha, no Ceará e Moreilândia e Exu, no Pernambuco, encontram-se algumas culturas isoladas de café com atividade agrícola de insumos modernos e retorno econômico aceitável (ACEPE, 1999). Somente a bovinicultura extensiva sazonal, com seus efeitos danosos sobre a vegetação e o solo, é uma constante.

A captação por poços profundos da água do Sistema Aquífero Superior é limitada devido a profundidade elevada. O horizonte de captação dos poços tubulares e amazonas encontra-se em arenitos da formação Arajara, com a exceção do poço Serrolândia II, no setor ocidental, que capta em lentes de arenitos localizadas no interior da formação Santana. O nível estático médio corresponde a 120 m, sendo o máximo a 182 m, no setor ocidental (poço do Instituto de Pesquisas Agrárias de Araripina-PE) e o mínimo a 3 m no setor oriental (poços amazonas da Vila Cacimbas em Jardim-CE). Os valores mais baixos localizam-se numa área privilegiada, limitada a uma extensão de aproximadamente

34 Km por 400 m de largura, ocupando parte dos municípios de Jardim, Barbalha e Crato, acompanhando a calha principal do Riacho Gravatá, que ocorre sobre a falha de Jardim na Chapada do Araripe (MARQUES et al., 1984). Observa-se que os níveis estáticos variam de acordo com a topografia onde são favorecidas as áreas localizadas sobre depressões topográficas na Chapada.

No topo da chapada, também se encontram os poços pioneiros recentemente instalados. Estes poços exploram o Sistema Aquífero Médio, separado do Sistema Aquífero Superior pelo aquíclode Santana, com nível estático atingindo os 360 m. Devido o tectônismo intenso ocorrido na bacia, estes sistemas aquíferos tornam-se muito complexos com a existência de fraturas no aquíclode Santana que possibilitam conexões entre eles.

O saneamento básico das comunidades localizadas no topo da chapada é precário. Não há rede de abastecimento d'água e de esgoto e os resíduos sólidos são dispostos a céu aberto. Na vila Cacimbas, setor oriental, atualmente está sendo construída uma rede de abastecimento d'água que consta de um poço de 50 m de profundidade, com vazão 6.000 L/h, associado a uma caixa d'água de 50.000 L. Nas proximidades desta comunidade, devido à baixa profundidade do lençol freático, foram construídos vários barreiros e poços amazonas. A água do principal barreiro, conhecido como "Poço da Nação", é utilizada para lavagem de roupa, consumo de animais e construção de casas. Segundo relatos da população, este barreiro nunca secou. A aproximadamente 30 m do barreiro, há um cacimbão de 6 m de diâmetro e 5 m de profundidade, com nível da água a aproximadamente 3 m da boca, escavado em 1992 para abastecer a comunidade. Com a construção do poço profundo, o cacimbão passou a abastecer apenas o Sítio Cacimbas, com uma vazão de 3.000 L/dia.

A comunidade de Serrolândia, no setor ocidental, é abastecida pelos poços Serrolândia I e II. O poço Serrolândia I, com profundidade de 144 m e nível estático a 90 m e vazão de 590 L/h, localiza-se afastado da comunidade, às margens da estrada que dá acesso a Serra Branca – Bodocó /PE. Além da comunidade, ele abastece também um hospital. O poço Serrolândia II, perfurado dentro da comunidade, tem profundidade de 242 m, seu nível estático encontra-se a 126 m e sua vazão é de 1.182 L/h.

1.2 - Objetivos

Através dos estudos dos recursos hídricos da Chapada do Araripe pretende-se entender o funcionamento dos aquíferos, quantificar suas reservas e avaliar a vulnerabilidade à poluição. Para isto, objetiva-se cumprir as seguintes etapas:

- definir a estratigrafia em subsuperfície, através do perfil litológico de poços perfurados na chapada, para visualizar melhor o comportamento das formações geológicas e identificar falhas e “percursos preferenciais” do fluxo;
- utilizar medidas isotópicas de :
 - oxigênio-18, para caracterizar as águas superficiais e profundas e para detectar mistura entre elas;
 - nitrogênio-15 e carbono-13 da matéria orgânica no perfil dos solos como indicadores do declínio de florestas e do tipo de vegetação atual e no passado, pois define a capacidade de infiltração na chapada, para identificar possíveis causas da redução das vazões das fontes na encosta;
 - carbono-14, para datar as águas explotadas por poços na chapada;
 - trício das águas das fontes, feitas pelo Grupo de Hidrologia Isotópica da UFC e a metodologia utilizada por SILVA (1992), para estimar o tempo de residência, com uso do modelo exponencial, a recarga média anual e a espessura saturada (do aquífero Exu no setor oriental), com uso do modelo celular, utilizando, na interpretação dos resultados, os parâmetros hidrogeológicos obtidos em simulações com o MODFLOW;
- estimar a capacidade de infiltração em solos com diferentes formações florestais, utilizando o modelo proposto por GREEN e AMPT (1911);
- monitorar as vazões das fontes Bom Jesus e João Coelho no Caldas e do Farias, no município de Barbalha;
- utilizar o MODFLOW (modelo computacional de simulação hidrogeológica tridimensional) para simular:
 - as vazões das fontes monitoradas, para compreender a sazonalidade das vazões e obter informações sobre a recarga no Sistema Aquífero Superior;
 - os rebaixamentos obtidos do teste de bombeamento do poço 4-BO-01-PE, para obter informações sobre o fluxo subterrâneo nos aquíferos e identificar possíveis

conexões entre o Sistema Aquífero Superior (Exu/Arajara) e o Sistema Aquífero Médio (Rio da Batateira), através do Aquiclude Santana;

- o balanço hídrico na chapada para quantificar suas reservas;
- utilizar o MODPATH (modelo computacional de simulação do percurso de partículas por transporte advectivo) para simular as linhas de trajetórias do fluxo subterrâneo na chapada;
- fazer a caracterização química das águas de poços, fontes e barreiros;
- cruzar as informações obtidas pelas simulações hidrogeológicas e pelas análises químicas e isotópicas para compreender o fluxo regional e local dos aquíferos;
- obter os índices de vulnerabilidade à poluição do Sistema Aquífero Superior, utilizando o método proposto por FOSTER e HIRATA (1991);
- fazer um breve diagnóstico das condições sanitárias das águas de consumo das comunidades utilizando parâmetros químicos nitrogenados e bacteriológicos.

Capítulo

2

**DESCRIÇÃO DA
ÁREA DE TRABALHO**

2 – DESCRIÇÃO DA ÁREA DE TRABALHO

2.1 – Localização geográfica

A Bacia Sedimentar do Araripe localiza-se no alto sertão nordestino, tem uma área de aproximadamente 11.000 km², sendo delimitada pelas coordenadas geográficas: 38°30' a 41°55' de longitude oeste de Greenwich e 7°10' a 7°50' de latitude sul, englobando parte dos estados de Pernambuco, Ceará e Piauí (Figura 2.1), constituindo-se no divisor de águas das bacias hidrográficas dos rios Jaguaribe (CE) ao norte, São Francisco (PE) ao sul e Parnaíba (PI) a oeste (DANTAS e LOPES, 1995).

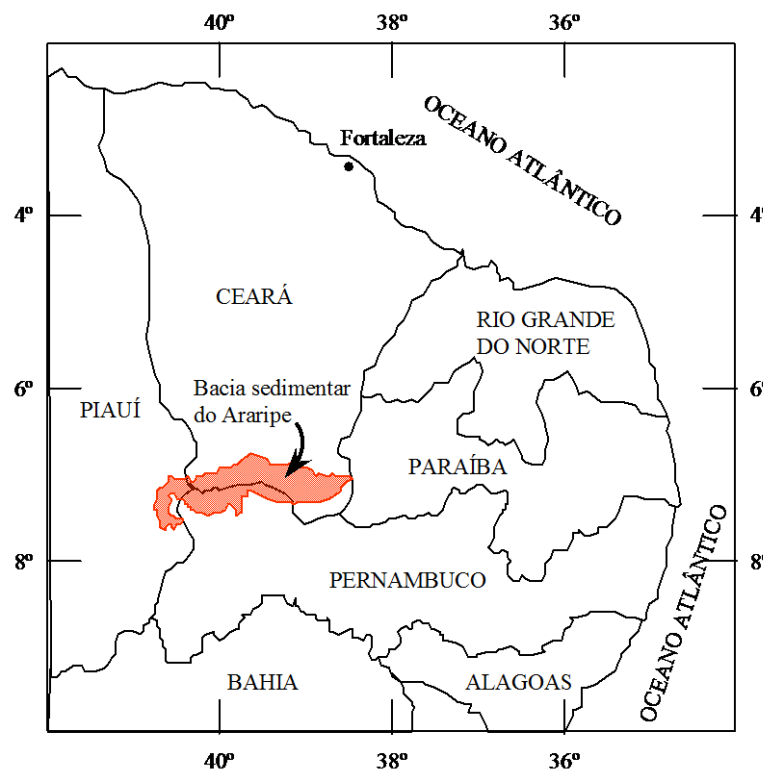


Figura 2.1 – Localização da área de trabalho

A Chapada do Araripe ocupa 73% da Bacia Sedimentar do Araripe e compreende altitudes que variam de 1.000 m ao norte de Porteiras-CE, no setor oriental (porção leste), a 700 m nas imediações de Araripina-PE, no setor ocidental (porção oeste) (DNPM, 1996).

2.2 – Condições climáticas

2.2.1 - *Clima*

Segundo KÖEPPEN (1948), o clima da Chapada do Araripe pode ser classificado

- no **setor oriental** – tipo Aw’, característico de “Clima Tropical Chuvoso”; e
- no **setor ocidental** – tipo BSw’h’, característico de “Clima quente e semi-árido”.

2.2.2 - *Pluviometria*

Na chapada, a água de chuva constitui o recurso hídrico primário. Nela há influência convectiva tanto do norte como do sul do Nordeste, favorecendo o aparecimento de dois picos anuais de precipitação. Durante os meses de março a junho ocorre a estação chuvosa principal que coincide com o posicionamento mais ao sul da Zona de Convergência Inter-Tropical. Uma pré-estação, período chuvoso compreendido de novembro a janeiro, é associada aos vórtices ciclônicos de altos níveis e às incursões de sistemas frontais oriundos das médias e altas altitudes na direção equatorial, além de convecções isoladas, devido principalmente a ocorrências de chuvas orográficas (STUDART, 1991). Gráficos de pluviosidade que demonstram a sazonalidade encontram-se nas figuras 4.1 e 4.7.

Quanto à precipitação média anual sobre o topo da Chapada do Araripe, tem-se as seguintes informações:

- SUDENE (1967) considera uma média de 700 mm/ano, correspondendo a um volume médio anual de $5,6 * 10^9$ m³/ano, numa área de ≈ 8.000 km²;
- DNPM (1996) considera representativa, para o setor oriental da chapada, a precipitação média anual de 1.033 mm/ano, baseada em 74 anos de observações em estações meteorológicas, situadas exclusivamente no Vale do Cariri (Barbalha, Crato, Juazeiro e Missão Velha). Para o setor ocidental da chapada, considera a precipitação média de 720 mm/ano, com base nos postos pluviométricos de Araripina, Ouricuri e Granito em Pernambuco e Simões no Piauí. Considerando que cada um dos setores (oriental e

ocidental) representa metade da área da chapada, obtêm-se um total de $14 * 10^9 \text{ m}^3/\text{ano}$ para as chuvas;

- CAVALCANTI e LOPES (1994) consideram representativa, para o setor oriental da chapada, uma precipitação média de 1.368 mm/ano, com base em 10 anos de observações em um pluviômetro situado na Fazenda Ferreira Lopes em Moreilândia-PE, no topo da chapada. Para o setor ocidental da chapada, consideram a precipitação média de 752,5 mm/ano, com observação de 41 anos na estação meteorológica do Instituto de Pesquisa Agropecuária de Araripina-PE, também no topo da chapada. Com estes valores obtêm-se um total de $16 * 10^9 \text{ m}^3/\text{ano}$.

De acordo com as informações de DNPM (1996), as precipitações na área se distribuem de acordo com a figura 2.2.

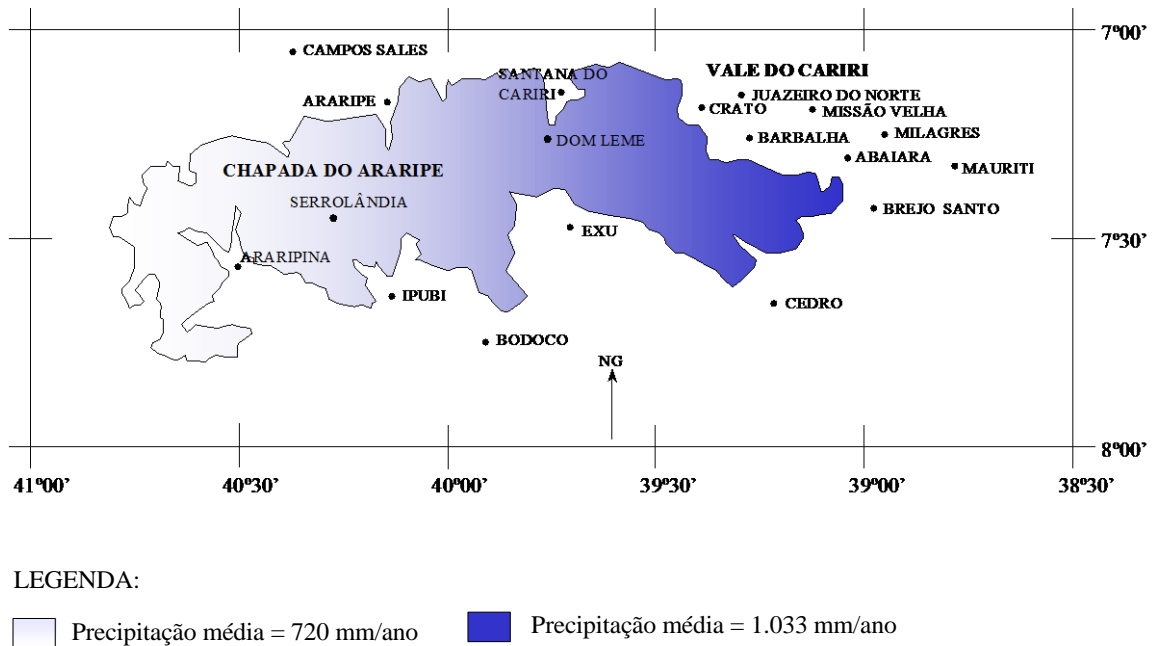


Figura 2.2 – Distribuição das precipitações na Chapada do Araripe segundo DNPM (1996)

2.2.3 – Temperatura e umidade relativa do ar

As temperaturas e umidades relativas do ar mínimas, máximas e médias anuais, nos setores oriental e ocidental da Chapada do Araripe estão na tabela 2.1. No topo da chapada, setor oriental, não existe estação meteorológica. Os dados neste setor foram

obtidos das normais climatológicas (de 1961 a 1990) da estação meteorológica de Barbalha-CE (INMET, 1993). Os dados do setor ocidental foram obtidos no topo da chapada, na estação meteorológica do IPA (Instituto de Pesquisa Agropecuária) em Araripina-PE, com observações de 1952 a 1993 (LAMEPE, 1994).

Tabela 2.1 – Temperatura e umidade relativa do ar mínima, máxima e média anual nos setores oriental e ocidental da Chapada do Araripe (* INMET (1993) e ** LAMEPE (1994))

Setores da chapada	Temperatura (°C)			Umidade relativa (%)		
	Mínima	Máxima	Média anual	Mínima	Máxima	Média anual
Oriental*	18	34	25	49	80	64
Ocidental**	13	35	23	26	79	55

2.3 – Vegetação

Uma descrição mais detalhada das principais formações florestais no topo da Chapada do Araripe pode ser encontrada em JACOMINE et al. (1973a, 1973b e 1986), LIMA et al. (1984), LIMA (1961, 1970 e 1989) e CAVALCANTI e LOPES (1994).

Atualmente, apenas 6% da área da Chapada do Araripe possuem vegetação preservada, na Floresta Nacional do Araripe (FLONA, criada em 1946 com área de $\approx 383 \text{ km}^2$), que exerce grande influência no clima do setor oriental da chapada, tornando-o úmido e desempenhando papel importante nos recursos hídricos regionais. Parte desta área é coberta por floresta úmida semi-perenifólia numa faixa margeando a encosta da chapada (Figura 2.3), abrangendo, sobretudo, uma parcela dos municípios de Crato e Barbalha-CE. Esta formação florestal é caracterizada pela alta densidade e elevado porte das árvores, com sub-bosque sem gramíneas, apresentando uma significativa camada de matéria orgânica no solo. Além da faixa que margeia a encosta, na área que se estende além dos limites da Floresta Nacional do Araripe, até próximo a depressão topográfica da falha de Jardim, que corresponde a principal linha de drenagem da chapada, encontra-se o cerrado (denominada na figura 2.3 como cerrado A). Neste tipo de formação florestal, há redução na densidade arbórea, bem como no porte das árvores e no teor de matéria orgânica do solo, surgindo gramíneas e arbustos no sub-bosque. Esta é uma área de importância

socioeconômica, onde grande parte da população “pobre” se beneficia com o consumo e comercialização do fruto do “pequizeiro” (*Caryocar brasiliense* Camb.). Além destas formações florestais, fora da área de preservação, o setor oriental apresenta o cerrado (cerrado B na figura 2.3) com árvores esgalhadas, retorcidas e distantes umas das outras. Nesta formação florestal, a vegetação apresenta elevado grau de adaptação ao déficit hídrico e ao fogo. Nesta área existe a prática de queimadas devido a ocorrência de uma pastagem natural hirsuta, palpável ao gado no rebroto (Figura A8, Anexo 3).

No setor ocidental da chapada, encontra-se a caatinga, mais acentuada na parte sudoeste, indicando uma deficiência hídrica bem maior que nas demais áreas. Esta formação apresenta, em geral, plantas de porte baixo, geralmente espinhosas e com predominância de cipós.

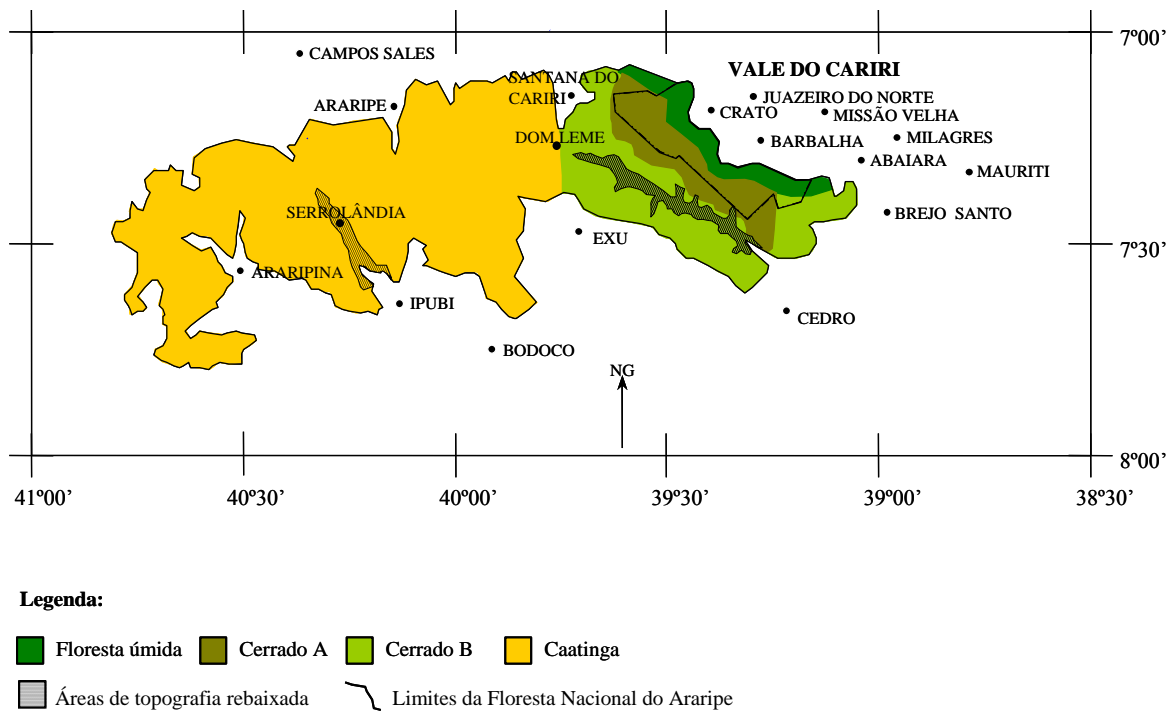


Figura 2.3 – Formações florestais no topo da Chapada do Araripe.

A vegetação típica dos setores oriental e ocidental pode ser vista na figura 2.4.



Figura 2.4 - Vegetação típica dos setores oriental (a) e ocidental (b) da chapada (Fonte: APA, 2001).

2.4 – Solos

Os solos no topo da Chapada do Araripe foram classificados por JACOMINE et al. (1973a, 1973b e 1986) como latossolos vermelho-amarelos com variações na cor, espessura e teor de argila. A tabela 2.2 mostra a espessura média dos horizontes A e B, o percentual médio de argila e a classificação do solo quanto o teor de argila segundo VIEIRA et al. (1988), nos perfis dos solos levantados por JACOMINE et al. (1973a, 1973b e 1986) nas áreas das formações florestais indicadas na figura 2.3.

Tabela 2.2 – Espessura dos horizontes A e B, percentual médio de argila e classificação do solo quanto o teor de argila em áreas com diferentes formações florestais. (+: profundidade máxima da sondagem). Fonte: JACOMINE et al. (1973a, 1973b e 1986).

Formação florestal	Espessura (cm)		Argila (%)		Classificação do solo
	A	B	A	B	
Floresta úmida – alta densidade arbórea e elevado porte das árvores. Sub-bosque sem gramíneas.	0 – 105	105 – 275 ⁺	39	43	Argiloso
Cerrado A – redução na densidade arbórea e no porte das árvores. Surgem gramíneas e arbustos no sub-bosque.	0 – 65	65 – 168 ⁺	38	41	Argiloso
Cerrado B – árvores esgalhadas, retorcidas e distantes umas das outras.	0 – 45	45 – 125 ⁺	38	42	Argiloso
Caatinga – plantas de porte baixo, geralmente espinhosas e com predominância de cipós.	0 – 35	35 – 184 ⁺	15	33	Médio

De acordo com a figura 2.3, os latossolos vermelho-amarelos de textura argilosa, presentes nas áreas de floresta úmida, cerradão e cerrado, estão no setor oriental e se estendem de Jardim a Santana do Cariri e Exu, e os de textura média presentes na área de caatinga estão no setor ocidental correspondendo ao restante da chapada. Desta forma, pode-se ver a estreita relação entre a distribuição dos solos e da cobertura vegetal no topo da chapada e as condições climáticas.

2.5 – Geomorfologia

Segundo DNPM (1996), existem três zonas geomorfologicamente distintas na Bacia Sedimentar do Araripe:

- **a zona de chapada ou Chapada do Araripe:** constituída pelos arenitos da formação Exu, apresentando relevo tabular quase plano, limitado em quase toda extensão por escarpas abruptas;
- **a zona de talude:** bordejando o sopé da chapada, incluindo, geologicamente, as formações Exu, Arajara e Santana;

- **a zona de pediplano:** constituída por depressão topográfica que circunda a chapada. Esta zona é bem representada na porção cearense da bacia, o Vale do Cariri, emoldurada ao sul pelas falésias escarpadas da chapada e ao norte e nordeste pela formação Mauriti. A litologia do Vale do Cariri relaciona-se às formações Rio da Batateira, Abaiara, Missão Velha e Brejo Santo, estando este conjunto balizado ora pelos arenitos da formação Mauriti, ora pelas rochas do embasamento cristalino.

2.6 – Geologia

A seqüência sedimentar usada, representada na tabela 2.3, é a descrita por PONTE e APPI (1990).

Tabela 2.3 – Coluna estratigráfica da Bacia Sedimentar do Araripe.

G R U P O A R A R I P E	FORM. EXU	
	FORM. ARAJARA	
	F O R M.	MEMBRO ROMUALDO
	S A N T A	MEMBRO IPUBI
	A N A	MEMBRO CRATO
	FORM. RIO DA BATATEIRA	
G R U P O V A R I L E	D	FORM. ABAIARA
	C A R I R I	FORM. MISSÃO VELHA
	I	FORM. BREJO SANTO
FORM. MAURITI		

A coluna estratigráfica da Bacia Sedimentar do Araripe está detalhada por grupo, nas tabelas 2.4, 2.5, e 2.6, segundo DNPM (1996) e ASSINE (1992).

Tabela 2.4 - Coluna estratigráfica detalhada da seqüência sedimentar do Grupo Araripe.

CRETÁCIO MÉDIO	FORMAÇÃO EXU (Ke)		Sistema fluvial entrelaçado meandrante (Seqüência pós-rifte)	Arenitos vermelhos friáveis, quartzosos , em geral caulínicos , de granulometria variável, contendo leitões intercalados de arenitos grosseiros a conglomeráticos.
	FORMAÇÃO ARAJARA (Kar)		Sistema transicional-evaporítico e marinho raso (Seqüência pós-rifte)	Siltitos, argilitos e arenitos finos, micáceos, argilosos e/ ou caulínicos , bem estratificados e coloração variegada, predominando as tonalidades vermelha e amarela sobre as demais.
	FORMAÇÃO SANTANA (Ks)	MEMBRO ROMUALDO		Folhelhos e margas fossilíferos cinza-esverdeados com intercalações de um horizonte rico em concreções carbonáticas de dimensões variadas, contendo, na sua grande maioria, peixes fósseis. Ainda intercalados nos folhelhos ocorrem calcários argilosos fossilíferos e lentes de arenitos friáveis.
		MEMBRO IPUBI		Evaporitos de pouca variabilidade química, restringindo-se a sulfatos de cálcio , principalmente sob a forma de gipsita laminada primária , contendo, de forma subordinada intercalações de folhelhos cinza e verdes.
		MEMBRO CRATO		Sistema lacustre (Seqüência pós-rifte)
	FORMAÇÃO RIO DA BATATEIRA (Krb)		Sistema flúvio-lacustre carbonático (Seqüência pós-rifte)	Arenitos de granulometria fina a grosseira avermelhado e pardacentos, argilosos e micáceos e/ou portadores de feldspatos caulinizados com intercalações de lentes de argila e folhelho . Limitado na base por níveis de folhelho negro e marrom, às vezes betuminosos com conteúdo fossilífero em meio ao qual se encontra uma camada decimétrica de calcário com aspecto brechóide e mineralizada em sulfetos .

Tabela 2.5 - Coluna estratigráfica detalhada da seqüência sedimentar do Grupo Vale do Cariri.

C I N F E R I O R	FORMAÇÃO ABAIARA (Kab)	Sistema flúvio- lacustre sintectônico (Seqüência rifte)	Estratificações de arenitos micáceos cinza, amarelos ou avermelhados, predominantemente finos, argilosos e com siltitos, argilitos e folhelhos de cores variegadas (verde oliva, vermelhos cinza e amarelos).
J S U P E R I O R	FORMAÇÃO MISSÃO VELHA (Jmv)	Sistema lacustre raso fluvial e eólico (Seqüência pré-rifte)	Arenitos quartzosos, ligeiramente feldspáticos e/ou caulínicos claros, amarelados variando de fino a grosseiro com intercalações de siltitos e folhelhos. No topo ocorrem leitos delgados de arenitos finos, argilosos e siltitos avermelhados. Ocorrem troncos silicificados nos leitos conglomeráticos.
	FORMAÇÃO BREJO SANTO (Jbs)		Argilitos e folhelhos vermelhos, ou marrom escuro, silticos, calcíferos , contendo leitos esporádicos de folhelhos verdes, entre os quais ocorrem camadas de arenitos finos a médios e delgadas lâminas de calcário argiloso , rico em ostracodes, o que os torna comumente calcífero.

Tabela 2.6 – Descrição litológica detalhada da seqüência sedimentar da Formação Mauriti.

D E V I L I N O	FORMAÇÃO MAURITI (Sdm)	Sistema flúvial entrelaçado e eólico (Seqüência gama)	Arenitos quartzosos e/ou feldspáticos esbranquiçados, variando de médio a conglomerático, geralmente silicificado. Verifica-se a ocorrência disseminada de minerais esverdeados, identificados por FEITOSA (1987) como palygorskita (argilomineral fibroso). Na base incluem fragmentos líticos do embasamento e feldspatos bem preservados.
--	---------------------------------------	--	--

O mapa geológico da Bacia Sedimentar do Araripe na figura 2.5 foi elaborado com base nas informações de ASSINE (1992) e DNPM (1996).

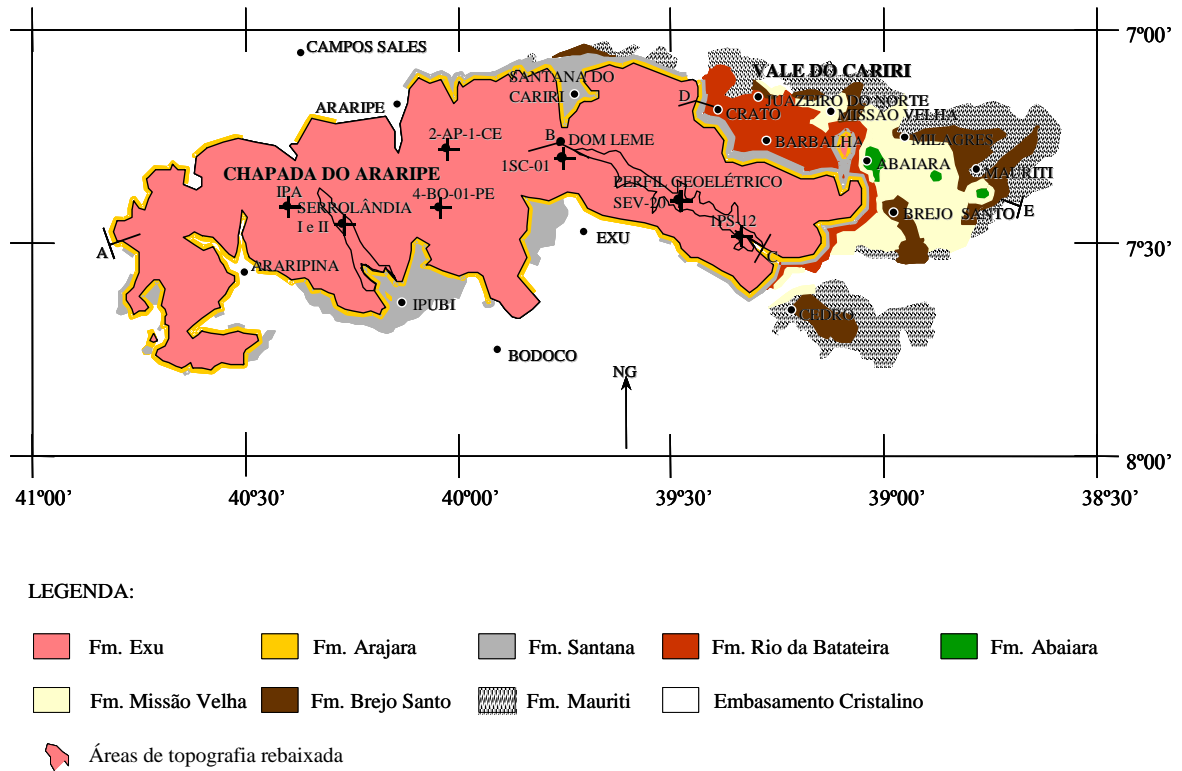


Figura 2.5 – Mapa geológico da Bacia Sedimentar do Araripe

A estratigrafia em sub-superfície da Bacia Sedimentar do Araripe está representada na figura 2.6. A elaboração da estratigrafia da Chapada do Araripe, correspondente às seções AB e BC da figura 2.5, foi feita com base nos perfis litológicos dos poços e perfisagens de eletrorresistividade listados na tabela 2.7.

Tabela 2.7 - Poços e perfilagens de eletrorresistividade utilizados na elaboração da estratigrafia da Chapada do Araripe (1 – Companhia Nordestina de Sondagens e Perfurações, 2 – Departamento Nacional de Produção Mineral, 3 – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais e 4 – Fundação Núcleo de Tecnologia Industrial).

Poço/perfilagem	Localização	Órgão executor	Ano de execução
Poço IPA	Instituto de Pesquisas Agropecuárias de Araripina-PE	CONESP ¹	1986
Poços Serrolândia I e II	Comunidade de Serrolândia município de Ipubí-PE	CONESP	1980 e 1986
Poço 4-BO-01-PE	Município de Bodocó-PE.	DNPM ²	1994
Poço 2-AP-1-CE	Município de Araripe-CE	PETROBRAS	1986
Poço 1SC-01	Município de Santana do Cariri-CE	CPRM ³	1973
Perfilagem SEV-20	Uma das perfilagens realizadas nas localidades de Gravatá, Cacimbas e Baixa Grande, pertencentes aos municípios de Jardim, Barbalha e Crato	NUTEC ⁴	de 1983 a 1984
Poço 1PS-12	Município de Jardim	CPRM	1978

A estratigrafia de parte da Chapada do Araripe e do Vale do Cariri na figura 2.6, correspondente as seções AB, BC, BD e DE da figura 2.5, foi feita com base em informações estratigráficas de ASSINE (1992) e DNPM (1996).

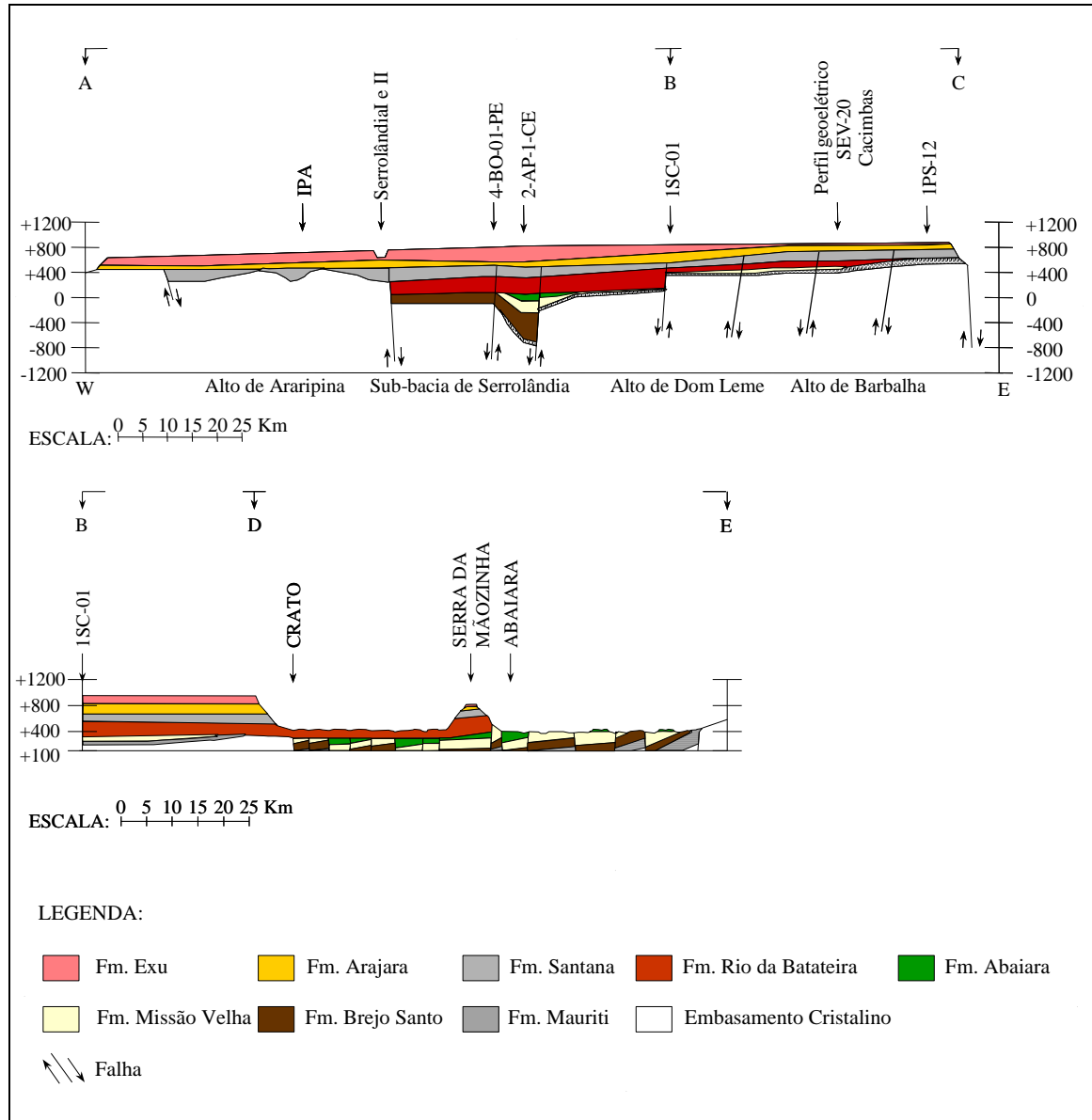


Figura 2.6 – Estratigrafia geológica da Bacia Sedimentar do Araripe

Os sedimentos da formação Santana apresentam-se tectonicamente movimentados, embora localmente (Figura 2.6), apresentando diversas falhas geológicas, destacando-se:

- a falha de Jardim, nas localidades de Gravatá, Cacimbas e Baixa Grande, municípios de Jardim, Barbalha e Crato, respectivamente, com extensão de aproximadamente 34 Km

(MARQUES et al. 1984), onde a formação Exu apresenta-se mais delgada que em outras partes da chapada;

- as falhas que limitam o graben que deu origem à sub-bacia de Serrolândia, compreendendo à comunidade de Serrolândia, município de Ipubí, a oeste do graben, e a localidade de Serra do Brejo, onde se encontram perfurados os poços pioneiros 4-BO-01-PE, de 916 m de profundidade, e 2-AP-01-CE, de 1498 m, nos municípios de Bodocó-PE e Araripe-CE, respectivamente, a leste do graben (ASSINE, 1992).

Além destas falhas geológicas que são visualizadas na figura 2.6, ASSINE (1992) também verificou nas minas de Lagoa de Dentro e Rancharia, a sul de Araripina-PE, que toda a formação também apresenta-se basculada, bem como o próprio embasamento, evidenciando uma tectônica deformadora pós-sedimentar.

2.7 – Recursos hídricos

2.7.1 – Água superficial

No que se refere aos recursos hídricos superficiais, encontra-se no topo da Chapada do Araripe apenas cisternas, para estocar água pluvial para o consumo humano, e algumas escavações impermeabilizadas, chamadas “barreiros” (Figura A9, Anexo 3).

Os barreiros são escavações, normalmente cônicas, impermeabilizadas por solo argiloso pisoteado pelo gado, usados para interceptar e acumular o escoamento superficial. São geralmente rasos (raramente mais que 4 m de profundidade), acumulando tipicamente entre 1.000 e 2.000 m³. O maior, o Barreiro Grande Filemon Teles, tem capacidade de 16.000 m³.

Alguns dos barreiros, locados em depressões topográficas, na falha de Jardim, exploram água da camada saturada do Sistema Aquífero Superior ou de aquíferos suspensos locais, pois, de acordo com os relatos da população local, “nunca secaram, nem mesmo durante as secas mais brabas”. O que, de outra maneira, parece estranho dado a pouca profundidade dos barreiros, que faz secar a maior parte destes reservatórios por evaporação e infiltração no final da época seca.

A qualidade química da água acumulada nos barreiros é boa. Amostras coletadas em vários deles, apresentaram condutividade elétrica sempre menor que 250 µS/cm. Isto é surpreendente, considerando que barreiros não tem saída (superficial),

eles deveriam constituir verdadeiras salinas, se não fosse a infiltração através do fundo que funciona como lavagem por drenagem subterrânea.

2.7.2 – Água subterrânea

No que se refere aos recursos hídricos subterrâneos, para os fins práticos da hidrogeologia o DNPM (1996) definiu, para a Bacia Sedimentar do Araripe, três sistemas aquíferos (de cima para baixo) juntando formações geológicas individuais em “pacotes” de comportamento hidráulico semelhante:

- **o Sistema Aquífero Superior** consiste das Formações Exu ($k \approx 3 \cdot 10^{-5}$ m/s) e Arajara ($k \approx 10^{-6}$ m/s), na chapada;
- **o Sistema Aquífero Médio**, separado do sistema anterior pelo aquíclode Santana ($k \approx 10^{-10}$ m/s), junta as Formações Rio da Batateira, Abaiara e Missão Velha ($k \approx 5 \cdot 10^{-5}$ m/s) do Vale do Cariri;
- **o Sistema Aquífero Inferior**, separado do anterior pelo aquíclode Brejo Santo, é formado pela Formação Mauriti ($k \approx 4 \cdot 10^{-6}$ m/s) e parte basal da Formação Brejo Santo.

Um esboço esquemático do funcionamento destes sistemas encontra-se na figura 2.7.

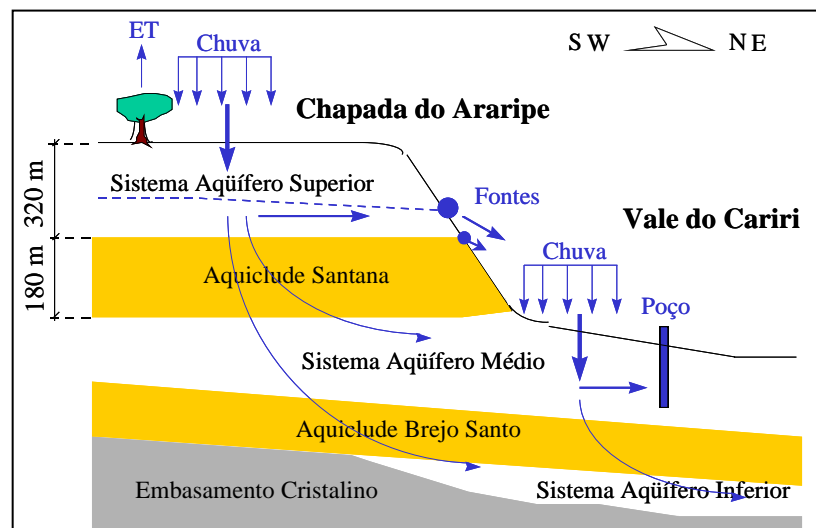


Figura 2.7 - Esboço esquemático do funcionamento dos sistemas aquíferos da Chapada do Araripe.

Explica-se o funcionamento do conjunto de sistemas aquíferos começando com a chuva que cai sobre o topo da chapada. Desprezando o componente do escoamento superficial que conduz água para fora da chapada, a água de chuva é distribuída como descrito no seguinte. Parte é interceptada pelas folhas da vegetação contribuindo para a evaporação e para a evapotranspiração (ET); a maior parte chega à superfície do solo onde infiltra rapidamente. A maior parte desta é interceptada pelo sistema radicular da vegetação contribuindo para a evapotranspiração. O restante percola através da Formação Exu até a interface com a Formação Arajara. Devido a descontinuidade da condutividade hidráulica (k), forma-se na interface uma camada saturada. Desta camada surge, na falésia, um horizonte de fontes. Outra parte percola a Formação Arajara e acumula, igualmente pela mudança brusca da condutividade hidráulica, na interface com o aquíclode Santana, formando um segundo horizonte de fontes na interface destas duas formações. A espessura saturada total do Sistema é de algumas dezenas de metros.

Uma pequena fração da água acumulada na camada saturada do Sistema Aquífero Superior percola, apesar da baixa condutividade hidráulica primária do aquíclode Santana (segundo a SUDENE (1967) $\approx 10^{-10}$ m/s), através desta formação alimentando os Sistemas Aquíferos Médio e Inferior do Vale. A importância deste tipo de recarga é controvertida entre os hidrogeólogos.

2.7.2.1 – Análise prévia do fluxo subterrâneo com base no perfil estratigráfico

O nível da camada saturada no Sistema Aquífero Superior, indicado pelo gradiente hidráulico na figura 2.8, foi obtida das informações dos poços IPA e Serrolândia I e II (no setor ocidental da chapada), 4-BO-01-PE (na região central) e dos perfis de eletrorresistividade ao longo do riacho Gravatá (no setor oriental). Um gradiente hidráulico de 2 ‰ proporciona um escoamento subterrâneo do setor oriental para o ocidental. Este escoamento também foi observado pela SUDENE (1967) através de um mapa de superfície das águas subterrâneas da chapada.

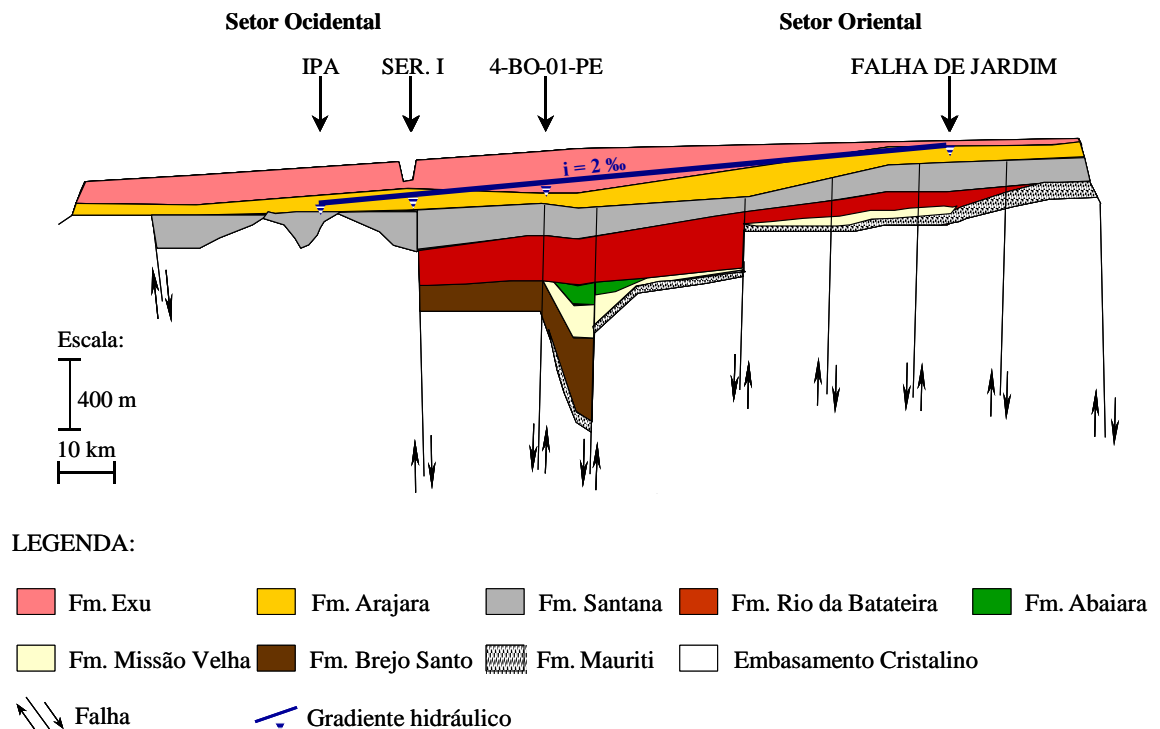


Figura 2.8 – Perfil estratigráfico da Chapada do Araripe com indicação do gradiente hidráulico.

De acordo com a figura 2.8, a formação Exu encontra-se parcialmente saturada do setor oriental até as imediações do poço 4-BO-01-PE. No setor ocidental a camada saturada mergulha nos arenitos da formação Arajara, que encontram-se eventualmente intercalados por camadas argilosas.

O gradiente hidráulico de 2‰, menor que o gradiente hidráulico médio do setor oriental de 7‰ em direção a área de drenagem das fontes na escarpa (SUDENE, 1967), reflete a pequena recarga ao longo da chapada na direção do setor ocidental. Segundo o DNPM (1996), um balanço hídrico realizado pela ATEPE, no setor ocidental da chapada, numa área de 1.000 Km², revelou que num período de 50 anos ocorreram apenas 14 anos com recarga, nos meses com precipitação acima de 200 mm. Como o setor oriental possui maior precipitação média anual que o ocidental, ele deverá contribuir significativamente com a recarga média anual do Sistema Aquífero Superior.

2.7.2.2 – *Exploração do Sistema Aquífero Superior*

No Sistema Aquífero Superior existem dois horizontes de fontes: um na interface das Formações Exu/Arajara, na cota em torno de 750 m, e outro na interface Arajara/Santana a aproximadamente 700 m de altitude. Todas as grandes fontes encontram-se no primeiro horizonte, apresentando vazões de até 376 m³/h (fonte Batateira, segundo KEMPER et al., 1995) e produzem água muito pouco mineralizada (C.E. \approx 25 μ S/cm). Já as fontes do segundo horizonte são de pequena vazão, melhor caracterizadas como surgências difusas, com uma salinização mais elevada (C.E. entre 70 e 270 μ S/cm).

Algumas fontes são utilizadas para abastecimento de comunidades no topo da chapada através de bombeamento da água que jorra na falésia, como é o caso dos distritos Dom Vital e Dom Leme, município de Santana do Cariri, que são abastecidos pelas fontes Roncador e Palmeiras respectivamente.

A captação por poços da água do Sistema Aquífero Superior é limitada devido a profundidade elevada. Somente na área que compreende a falha de Jardim, o aquífero Exu apresenta espessura reduzida e o nível estático encontra-se pouco profundo. Neste local, as águas captadas por poços amazonas e profundos são tipicamente do aquífero Arajara.

Os poços no setor oriental podem ser caracterizados da seguinte maneira:

- poços profundos das fazendas Betânia/Barbalha-CE e Janaguba/Crato-CE, próximos à falésia, produzem água com a mesma salinidade das fontes da interface Exu/Arajara (C.E. \approx 30 μ S/cm);
- poços amazonas e profundos na comunidade de Cacimbas/Jardim-CE e várias fazendas ocupantes de áreas localizadas na falha de Jardim (calha principal do Riacho Gravatá no setor oriental da chapada) exploram águas com condutividade elétrica em torno de 85 μ S/cm, indicando proveniência da formação Arajara.

No extremo leste da chapada, o nível estático do Sistema Aquífero Superior encontra-se no aquífero Exu e no extremo oeste, a profundidade do nível estático é maior, estando presente apenas no aquífero Arajara.

Os poços no setor ocidental são muito reduzidos em número:

- dois poços profundos em Serrolândia/Ipupi-PE, o Serrolândia I, locado numa depressão topográfica, com profundidade de 144 m, que produz água com C.E. de 85 μ S/cm e o

- Serrolândia II, com 242 m, que capta água em lentes de arenito no interior do aquíclode Santana, com uma vazão de apenas 1,2 m³/h e C.E. de 1056 µS/cm;
- o poço do Instituto de Pesquisas Agrárias (IPA) em Araripina-PE, com profundidade de 219 m e água com C.E. de 85 µS/cm.

2.7.2.3 – *Exploração dos Sistemas Aquíferos Médio e Inferior*

Em busca de solução para a escassez de água, em alguns municípios da Bacia Sedimentar do Araripe, estão sendo perfurados poços pioneiros e recuperados outros anteriormente perfurados para fins de estudos estratigráficos.

Os poços pioneiros perfurados na chapada são:

- o poço 4-BO-01-PE, em Bodocó-PE, com 933 m de profundidade, perfurado pelo DNPM em 1994 para estudos estratigráficos, alcança o Sistema Aquífero Médio, atravessando a Formação Rio da Batateira chegando até o embasamento cristalino. Originalmente perfurado para estudos estratigráficos, foi recuperado e instalado, com filtros no aquífero Rio da Batateira, para uma produção de 100 m³/h destinada ao abastecimento de comunidades vizinhas. O nível estático encontra-se em 360 m e a C.E. da água é de 1.170 µS/cm;
- o poço 2-AP-1-CE no município de Araripe-CE, com 1.490 m de profundidade, perfurado em 1986 pela PETROBRAS até o embasamento cristalino, atravessou todos os sistemas aquíferos encontrados na Bacia Sedimentar do Araripe. Este poço foi recuperado e instalado para explorar apenas o aquífero Missão Velha com uma vazão máxima de 190 m³/h e C.E. de 2.214 µS/cm. O nível estático encontra-se em 419 m.

Recentemente, dois poços foram instalados em Santana do Cariri, explorando o aquífero Missão Velha, um no distrito de Dom Leme, com 902 m de profundidade e vazão máxima de 115 m³/h, para abastecer a região do Cruzeiro; e outro em Brejo Grande, com profundidade de 474 m e vazão máxima de 200 m³/h, para contribuir com o abastecimento de Santana do Cariri e Nova Olinda.

Capítulo

3

METODOLOGIA

3 - METODOLOGIA

3.1 – Modelagem isotópica

3.1.1 – Fracionamento em isótopos estáveis

A razão isotópica (R) é definida como a relação entre os números de duas espécies isotópicas, N_1 e N_2 :

$$R = \frac{N_2}{N_1}.$$

A ocorrência de processos físico-químicos ocasiona a remoção de moléculas das espécies isotópicas N_1 e N_2 de modo diferente, de tal forma que

$$\frac{dN_2}{dN_1} \neq \frac{N_2}{N_1}.$$

Nas aplicações, o enriquecimento ou empobrecimento isotópico é medido com relação a um padrão e expresso em “delta por mil”:

$$\delta(\text{‰}) = \left(\frac{R_{\text{amostra}}}{R_{\text{padrão}}} - 1 \right) \cdot 10^3. \quad (3.1)$$

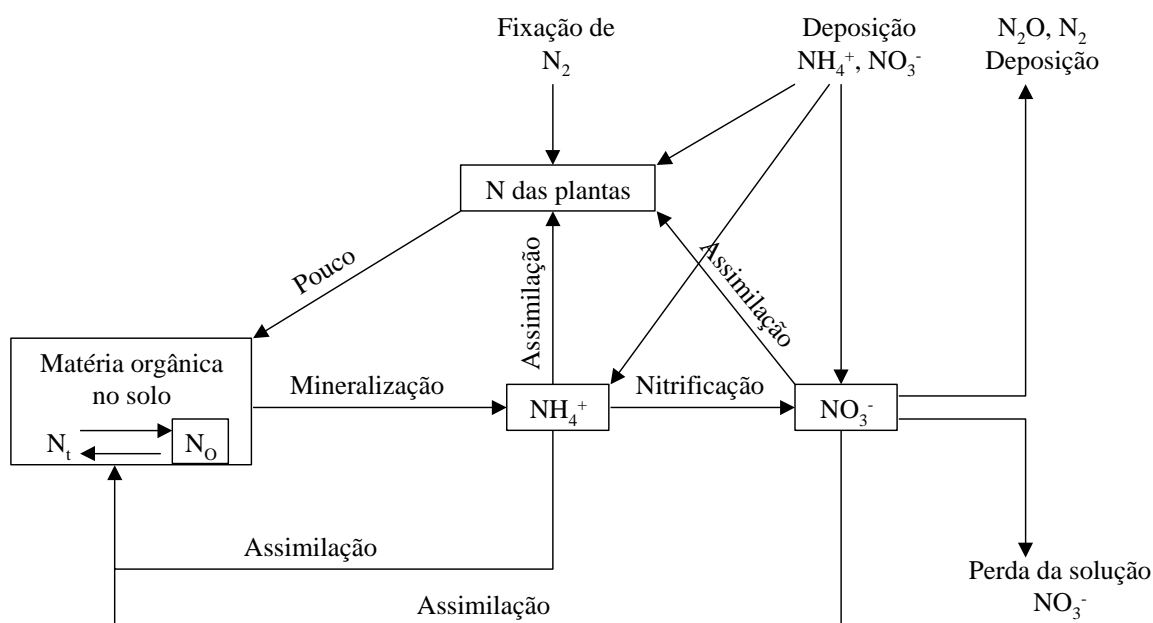
3.1.1.1 – Oxigênio-18

A razão isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (número de átomos de oxigênio-18/número de átomos de oxigênio-16) nas precipitações é função de vários fatores. Decresce com a distância à costa, com o aumento da altitude, com a diminuição da temperatura da atmosfera e com a quantidade de chuva. Além disso, podem ser observadas variações sazonais e dependência da latitude geográfica. Em águas superficiais, sujeitas à evaporação, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ aumenta. Em aquíferos profundos, a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ na água que infiltra é conservada (salvo raras exceções). Portanto, a análise desta razão permite a obtenção de informações valiosas sobre a origem e a “história” da água (MOOK, 1980). Delta por mil, $\delta^{18}\text{O}$ (‰) (Equação 3.11), é usado para caracterizar as águas dos aquíferos e para detectar misturas destas.

As medidas foram feitas em espectrômetros de massa dos laboratórios do CENA (Centro de Energia Nuclear na Agricultura)-Piracicaba e na Hydroisotop/Schweitenkirchen – Alemanha. Os valores de δ (‰) foram obtidos em relação ao padrão SMOW (Standard Mean Ocean Water), fornecido pela IAEA/ Viena, com um erro de aproximadamente $\pm 0,15$ ‰.

3.1.1.2 – Nitrogênio-15

A composição isotópica do nitrogênio em florestas é determinada pelo conteúdo de ^{15}N que entra e o que sai do ecossistema e pelo fracionamento isotópico que pode ocorrer durante as transformações. O esquema da transformação do nitrogênio e os processos que afetam a abundância do ^{15}N em ecossistemas de florestas estão mostrados na figura 3.1.



Legenda:

- N_t: Nitrogênio orgânico total no solo;
- N_o: Nitrogênio de microorganismos;
- NH₄⁺: Amônia em solos estáveis;
- NO₃⁻: Nitrato em solos estáveis.

Figura 3.1 – Esquema da transformação do nitrogênio em ecossistemas de florestas.

Fonte: Adaptado de FOCHT, 1973 e SHEARER et al. 1974.

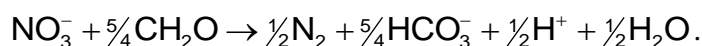
O maior reservatório de nitrogênio é a matéria orgânica do solo. Segundo NADELHOFFER e FRY (1994), somente uma pequena fração do nitrogênio orgânico total (N_i), geralmente menor que 2% por ano, é mineralizado via decomposição mediada por microorganismos.

O esquema da figura 3.1, mostra que o nitrogênio mineralizado da matéria orgânica do solo tem origem no nitrogênio orgânico dos detritos das plantas e produtos de microorganismos. A amônia produzida pela mineralização do nitrogênio tem vários destinos, dentre eles a assimilação na biomassa de microorganismos, assimilação pelas raízes das plantas e nitrificação.

Segundo CLARK e FRITZ (1997), o NH_4^+ é oxidado pela nitrificação para nitrato (NO_3^-) de acordo com a equação



O nitrato é mais móvel no solo que a amônia. Ele não é assimilado pela biomassa de microorganismos ou pela vegetação e pode ser exportado como NO_3^- dissolvido em solução ou como gás (N_2O ou N_2) produzido pela denitrificação de bactérias. A denitrificação é, geralmente, processada pela bactéria *Thiobacillus denitrificans* de acordo com a equação



Qualquer transformação química que ocorra nos solos de florestas, como a conversão do nitrogênio orgânico em NH_4^+ (mineralização) e oxidação do NH_4^+ para NO_3^- (nitrificação), ou transporte físico, como perda da solução de NO_3^- e gases do ecossistema, oferece oportunidade para fracionamento isotópico.

Neste caso, mudanças na abundância relativa do ^{15}N em nitrato são descritas por $\delta^{15}N$ de acordo com a equação 3.1. As medidas são feitas com relação ao padrão nitrogênio atmosférico.

3.1.1.3 – Carbono-13

O carbono-13, isótopo estável do carbono, tem se mostrado um indicador dos tipos de vegetação. Os valores de $\delta^{13}C$ das espécies vegetais variam em função do ciclo fotossintético que pode ser do tipo Calvin, ou ciclo C3, onde as plantas discriminam mais o

^{13}C , do tipo Hatch-Slack, ou ciclo C4, com menor discriminação do ^{13}C , e do tipo CAM, para o metabolismo ácido crassuláceo.

Segundo CLARK e FRITZ (1997), o ciclo C3 ocorre em aproximadamente 85% das espécies das plantas dominantes em muitos ecossistemas terrestres. As plantas C3 tem valores de $\delta^{13}\text{C}$ que variam de -24 a -30 ‰, em relação ao padrão PDB, com um valor médio de aproximadamente -27 ‰ (VOGEL, 1993). As vegetações naturais de florestas tropicais, de regiões temperadas e de alta altitude são quase exclusivamente C3.

As plantas C4 possuem valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de -10 a -16 ‰, com um valor médio de aproximadamente $-12,5$ ‰. Espécies C4 representam menos que 5% das espécies florestais e são mais dominantes em ecossistemas quentes. A vegetação gramínea do tipo savana e a maioria das plantas cultivadas nos trópicos, na zona temperada, como o milho, a cana-de-açúcar e o sorgo, fixam CO_2 pela via C4. Muitas plantas tropicais evitam a perda excessiva de água pela transpiração fechando os estômatos das folhas, reduzindo o fluxo de CO_2 da atmosfera para as células.

O ciclo fotossintético CAM encontra-se em aproximadamente 10% das plantas e é dominante em ecossistemas de deserto. Para fixar CO_2 , as plantas CAM tem a habilidade de mudar do ciclo fotossintético C3 durante o dia para o ciclo fotossintético C4 durante a noite. Sua composição isotópica pode se estender em todo alcance das plantas C3 e C4, mas usualmente é intermediária.

O solo mantém a memória da vegetação no passado através da matéria orgânica. Análise de $\delta^{13}\text{C}$ em amostras deste material coletadas em solos recentes de plantas cultivadas (tipicamente C4) em área devastada de floresta tropical (tipicamente C3) pode indicar o efeito de mistura dando valores intermediários dentro da faixa característica do ciclo fotossintético CAM. Em solos antigos, as características C3 são conservadas.

3.1.2 – Contribuição do nitrogênio-15 e do carbono-13 dos solos no estudo da recarga

O solo de uma floresta é protegido do efeito direto da precipitação pela cobertura vegetal que exerce um importante papel na redução da energia cinética das gotas durante as precipitações. No entanto, mais importante que a cobertura vegetal na proteção do solo em florestas é a presença de húmus que, além de absorver o impacto dos pingos da chuva, tem alta condutividade hidráulica. Aliado ao húmus, a grande produção de

macroporos pelas raízes permite ao solo florestal absorver grande quantidade de água através de sua estrutura. A presença considerável de material orgânico, que é um importante agente cimentante, associado às raízes profundas das árvores, aumenta a resistência mecânica do solo e auxilia na redução da taxa de erosão e na estabilidade das encostas e é de fundamental importância na recarga dos aquíferos.

O $\delta^{15}\text{N}$ e o $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica dos solos da chapada foram utilizados como indicadores do declínio de florestas e do tipo de vegetação atual e das mudanças ocorridas no passado. Estas informações, associadas a capacidade de infiltração da estrutura do solo superficial (Modelo de Green e Ampt, item 3.2.1), foram utilizadas para identificar as causas das reduções das vazões das fontes na encosta da chapada, através do estudo da recarga associada ao tipo de vegetação, dentro e fora da área de preservação.

As amostragens de solos, para análise isotópica, foram feitas em localidades com quatro diferentes formações florestais: “floresta úmida semi-perenifólia”, transição “floresta úmida/cerrado”, “cerrado” e “caatinga”. Em cada localidade também foram coletadas amostras de folhas da vegetação circunvizinha. As amostragens foram feitas, por meio de um trado-espiral, nas profundidades: 0 – 5, 5 – 10, 10 – 20, 20 – 30, 30 – 40, 40 – 60, 60 – 80, 80 – 100, 100 – 120 e 120 – 140 cm. As análises isotópicas de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ foram realizadas com espectrômetros de massa no CENA – Piracicaba.

3.1.3 – Datação com carbono-14

O carbono-14 é o isótopo radioativo (decaimento β^-) do carbono, com meia vida de 5.730 anos. É gerado na estratosfera pela interação dos nêutrons da radiação cósmica com nitrogênio da atmosfera. O processo mais importante de produção do ^{14}C é $^{14}\text{N} (n,p) ^{14}\text{C}$. Ele combina-se com o oxigênio junto com o carbono “normal”, na forma de dióxido de carbono CO_2 com uma razão $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ de $\approx 10^{-12}$.

O carbono entra no ciclo hidrológico na forma de bicarbonatos dissolvidos, provenientes do CO_2 da atmosfera trazido pelas precipitações, do CO_2 existente no solo e dos calcários (que não contem ^{14}C). Uma vez separado da atmosfera, a concentração de ^{14}C cai exponencialmente de acordo com a lei de decaimento radioativo. Na Hidrologia Isotópica usa-se esta espécie para datação de água subterrânea, na faixa de 500 – 35000 anos, medindo a atividade específica dos bicarbonatos (HCO_3^-) nela dissolvidos.

As coletas no campo são feitas utilizando cloreto de bário (BaCl_2), em meio básico, para precipitar os bicarbonatos e o CO_2 dissolvidos na forma de BaCO_3 . No laboratório, resgata-se o carbono do carbonato de bário (BaCO_3) em forma de CO_2 .

As medidas foram feitas na Hydroisotop/Schweitenkirchen-Alemanha utilizando um cintilação líquida.

3.1.3.1 – Modelo de fluxo de pistão para datação com C-14

Este modelo é aplicado para aquíferos confinados sem mistura. Com A_0 - atividade específica (atividade por grama de carbono) inicial de entrada (na recarga);

$$\lambda = \frac{\ln 2}{T_{1/2}} \text{ - constante de decaimento radioativo,}$$

onde $T_{1/2}$ - meia vida do isótopo radioativo,

a atividade final (A), de saída do aquífero, um tempo t' após a recarga, é dada por

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t'}, \text{ ou seja,}$$

$$t' = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{A_0}{A}. \quad (3.2)$$

Na datação de água, a “idade” da amostra é determinada através da equação 3.2, conhecendo A_0 e medindo A .

Na presença de calcários no aquífero, que contribuem para os bicarbonatos dissolvidos na água com carbono isento de ^{14}C , a idade obtida da equação 3.2 deverá ser corrigida por um fator de correção Q no valor da atividade inicial,

$$t' = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{Q \cdot A_0}{A}. \quad (3.3)$$

3.1.3.2 – Determinação do fator de correção da idade (Q)

Um dos métodos de determinação do fator Q, proposto por PEARSON (1963), utiliza $\delta^{13}\text{C}$. As contribuições do carbono do solo e do carbono dos minerais para os bicarbonatos dissolvidos na água são determinadas através da equação

$$[\delta^{13}\text{C}]_{\text{amostra}} = Q \cdot [\delta^{13}\text{C}]_{\text{solo}} + x \cdot [\delta^{13}\text{C}]_{\text{minerais}}$$

Onde Q é a fração do carbono proveniente do solo e x a fração do carbono proveniente dos minerais. Como os minerais têm $\delta^{13}\text{C} = 0$ (em relação ao padrão mineral PDB), então:

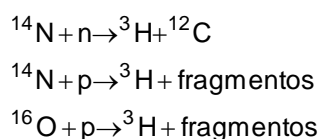
$$Q = \frac{[\delta^{13}\text{C}]_{\text{amostra}}}{[\delta^{13}\text{C}]_{\text{solo}}}, \text{ com } [\delta^{13}\text{C}]_{\text{solo}} \text{ igual ao } \delta^{13}\text{C} \text{ médio dos solos da chapada,}$$

obtidos das sondagens realizadas em áreas com diferentes formações florestais (Item 3.1.2).

Portanto, medindo o $\delta^{13}\text{C}$ da amostra e deduzindo seu valor para o $\delta^{13}\text{C}$ do solo da vegetação predominante na área de recarga, obtém-se o fator de correção Q.

3.1.4 – Uso do trício em hidrologia

A principal produção natural do trício ocorre na estratosfera através da reação dos prótons e nêutrons de alta energia, provenientes da radiação cósmica, com núcleos de oxigênio e nitrogênio. As três principais reações nucleares envolvidas no processo são:



Após sua produção, um expressivo percentual do trício passa a fazer parte da molécula de água presente no ciclo hidrológico.

O trício tornou-se um importante traçador nos estudos hidrológicos a partir de 1952, quando foi injetado na atmosfera de forma descontínua, através das explosões termonucleares, aumentando consideravelmente sua concentração na água. Sua utilização como traçador no ciclo hidrológico foi estudada inicialmente por LIBBY (1953), KAUFMAN e LIBBY (1954), BUTTLAR e LIBBY (1955) e BEGEMANN e LIBBY (1957).

A partir de meados dos anos 60, com o fim dos testes nucleares, a concentração de trício nas águas subterrâneas e nas precipitações passou a decair. No hemisfério sul, nossa região, a partir da década de 80, passou a atingir valores próximos ao limite de detecção.

Dentre as várias aplicações deste isótopo em hidrogeologia destacam-se a determinação do tempo de transito da água subterrânea (CLARK et al., 1987), a estimativa da porosidade efetiva e da condutividade hidráulica de aquíferos por marcação artificial (ANDREW et al., 1965), o estudo da interconexão entre aquíferos (CELICO et al., 1983 e MIRO e GONFANTINI, 1980), e a estimativa da velocidade de deslocamento da água subterrânea (HASKELL et al., 1966).

No nordeste brasileiro, foram desenvolvidos vários trabalhos em hidrogeologia utilizando-se o trício natural como traçador, onde destacam-se a avaliação da idade das águas subterrâneas no polígono das secas (GEYH e KREYSING, 1973), o estudo hidrológico do Nordeste (SALATI et al., 1974), o estudo de poços em rochas cristalinas (FRISCHKORN et al., 1989) e o estudo da dinâmica da água subterrânea no Cariri (SILVA, 1992).

No nosso trabalho, utilizamos a metodologia de SILVA (1992), com uso do modelo exponencial para estimar o tempo de residência e do modelo celular para estimar a espessura da camada saturada e a recarga média anual do aquífero Exú no setor oriental. A interpretação dos resultados foi feita utilizando os parâmetros hidrogeológicos obtidos em simulações com o MODFLOW. A concentração de trício utilizada nos cálculos é a média dos valores obtidos, em abril de 1992, pelo Grupo de Hidrologia Isotópica da UFC, das águas de algumas fontes que drenam o aquífero Exu da chapada.

3.1.4.1 – Modelo exponencial

O esquema visto na figura 3.2 representa o modelo exponencial aplicado a um reservatório de volume constante (V) com fluxo (Q) de entrada igual ao de saída. Neste modelo, as recargas em tempos distintos, marcadas por um componente radioativo de concentração $c_0(t)$, são bem misturadas no reservatório, cujas características são descritas pela “função característica” $g(t)$. Considerando que há uma mistura perfeita, a

concentração do traçador na saída $c(t)$, em qualquer instante, é igual a concentração no reservatório.

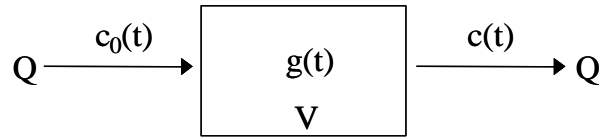


Figura 3.2 – Esquema do modelo exponencial aplicado a um reservatório de volume (V) constante com fluxo (Q) de entrada igual ao de saída.

A equação 3.4 fornece a concentração de saída $c(t)$ no ano de amostragem t , dada pela soma das contribuições anteriores $c_0(t')$ num dado ano t' , ponderadas com um fator de decaimento radioativo e de mistura.

$$c(t) = \int_{-\infty}^t c_0(t') \cdot e^{-\lambda(t-t')} \cdot g(t-t') dt' \quad (3.4)$$

Onde λ é a constante de decaimento radioativo (no caso do trício, $\lambda = 0,0559/\text{ano}$) e $g(t-t')$ é a função característica do reservatório, obtida a seguir.

A massa (M) do traçador no reservatório varia no tempo de acordo com a equação 3.5.

$$-\frac{dM}{dt} = Q \cdot c = Q \cdot \frac{M}{V} \quad (3.5)$$

Onde c é a concentração no reservatório.

Com a integração da equação 3.5, adotando $V/Q = T_0$ (tempo de residência), obtém-se a massa dada por

$$M \sim e^{-\frac{t}{T_0}} \quad (3.6)$$

Normalizando a equação 3.6, obtém-se a função característica do reservatório que descreve a diluição de um componente de idade $t-t'$ no reservatório com tempo de residência T_0 :

$$g(t-t') = \frac{1}{T_0} \cdot e^{-\frac{t-t'}{T_0}} \quad (3.7)$$

Substituindo a equação 3.7 na equação 3.4 e discretizando a equação final para valores anuais, obtém-se

$$c(t) = \sum_{t'=-\infty}^t \left[c_0(t') \cdot e^{-\lambda(t-t')} \cdot \frac{1}{T_0} e^{-\frac{t-t'}{T_0}} \right] \cdot \Delta t' \quad (3.8)$$

Como a atividade específica de uma massa radioativa é proporcional à sua concentração, $c(t)$ pode ser interpretado também como atividade específica.

Os valores de entrada no modelo são as concentrações médias anuais do trício na chuva da região indicadas na figura 3.3. Estes valores foram obtidos dos registros da IAEA (1981); os dados de 1961 e 1962 foram de Natal/ RN, os de 1965 a 1976 de Fortaleza/ CE e os demais foram baseados em medidas isoladas.

Para um dado ano de amostragem, através da equação 3.8, será plotada a curva concentração do trício (TU) vs. tempo de residência.

Através da média das medidas de trício das águas de várias fontes que jorram na escarpa da Chapada do Araripe será possível estimar, através da curva plotada, o tempo de residência no aquífero.

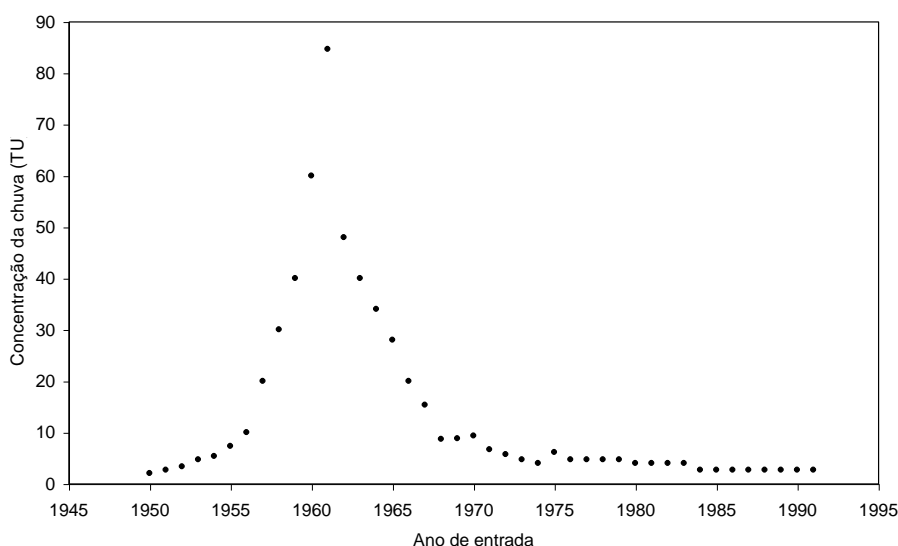


Figura 3.3 – Concentração média anual de trício na chuva. Fonte: SILVA (1992).

3.1.4.2 – Modelo celular

No modelo celular, esquematizado na figura 3.4, o aquífero é dividido em várias células interligadas, onde ocorrem fluxos verticais e horizontais. A largura das células é o deslocamento anual da água no aquífero e a altura é a recarga média anual. A água da recarga que entra anualmente tem a concentração média de trício da chuva do ano; depois é ponderada com o fator de decaimento radioativo (onde a unidade do tempo é ano).

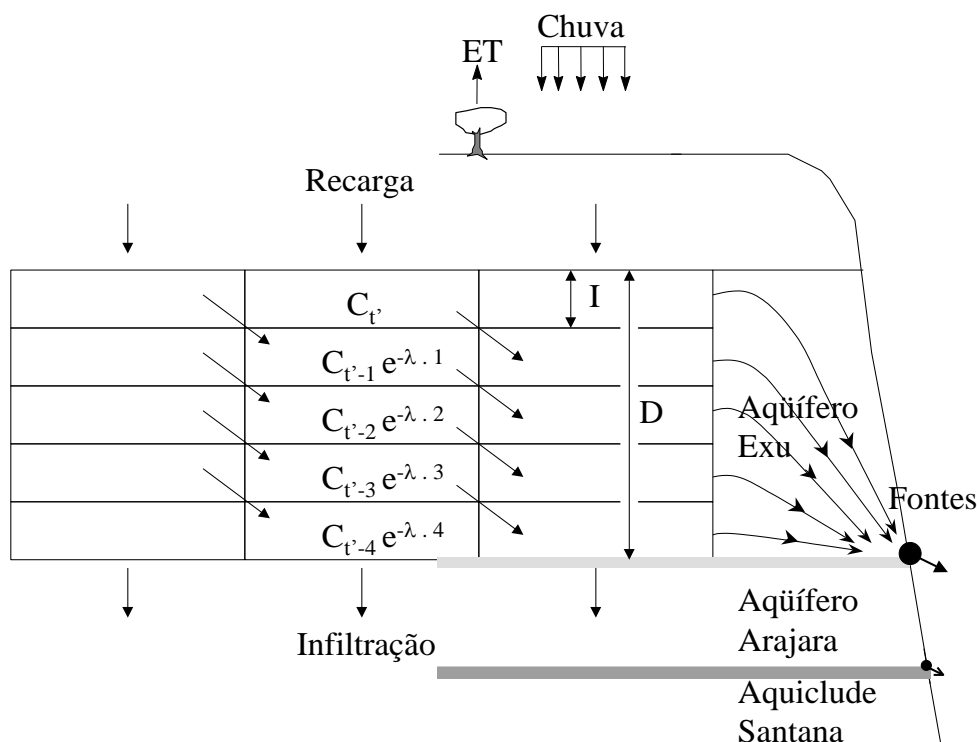


Figura 3.4 – Esquema do modelo celular. Onde C_t é a concentração de entrada no ano t' , I é a espessura das camadas estratificadas (contendo a água da recarga anual) e D é a espessura saturada do aquífero Exu.

O balanço de massa em cada célula leva em conta a infiltração e o deslocamento horizontal. Como a espessura das lâminas infiltradas é igual à espessura de cada camada, o sistema torna-se completamente estratificado.

Para que haja conservação de massa no sistema, a infiltração anual para o aquífero Arajara e subjacentes (através de fraturas no aquícludo Santana) é igual à recarga anual na superfície da célula. Neste caso, a infiltração anual gera um espaço na camada

superficial do aquífero que é ocupado pela recarga anual que por sua vez produz uma nova camada que se desloca horizontalmente sem mistura.

A água da recarga que entra na célula tem a concentração da chuva no ano obtida da figura 3.3. Esta concentração passa de célula a célula sendo ponderada com o fator de decaimento radioativo. Para o cálculo da concentração de saída $c(t)$, utiliza-se a concentração média da recarga e da parte estratificada, ponderada pela espessura, em mm, de cada camada ou contribuição. O somatório das espessuras destas camadas é a espessura saturada do aquífero. A equação 3.9 fornece a concentração de saída, $c(t)$, indicando os processos de recarga e estratificação.

$$c(t) = \frac{\sum_{t'=t-D/I}^t I \cdot c(t') \cdot e^{-\lambda(t-t')}}{D} \quad (3.9)$$

Onde:

I – espessura das camadas;

D – espessura saturada do aquífero.

Isto significa que acontece uma mistura completa na última célula.

Para um dado ano de amostragem, através da equação 3.9, serão plotadas as curvas concentração de saída do trício (TU) vs. espessura saturada (D) para diversas infiltrações ou recargas de espessura I.

Com a média das medidas de trício das águas das fontes será possível estimar, através das curvas plotadas, a espessura média saturada ou a recarga média anual para aquíferos subjacentes (se D for conhecido).

3.2 – Modelagem matemática

3.2.1 – Determinação da capacidade de infiltração dos solos

A capacidade de infiltração do solo descreve a taxa máxima com que um solo é capaz de absorver água sob uma dada condição. GREEN e AMPT (1911) avaliaram a capacidade de infiltração usando um método analítico, propondo uma solução aproximada baseada em um fluxo vertical unidimensional. Neste modelo, ilustrado na figura 3.5, a infiltração vertical da frente úmida é definida pela carga de sucção constante (ψ_f), déficit de umidade do solo ou porosidade efetiva ($\Delta\theta$) sobre a frente úmida, condutividade

hidráulica (k) constante e carga hidráulica (h_0) constante. (A nomenclatura utilizada na descrição do modelo é de ESPINOZA (1998)).

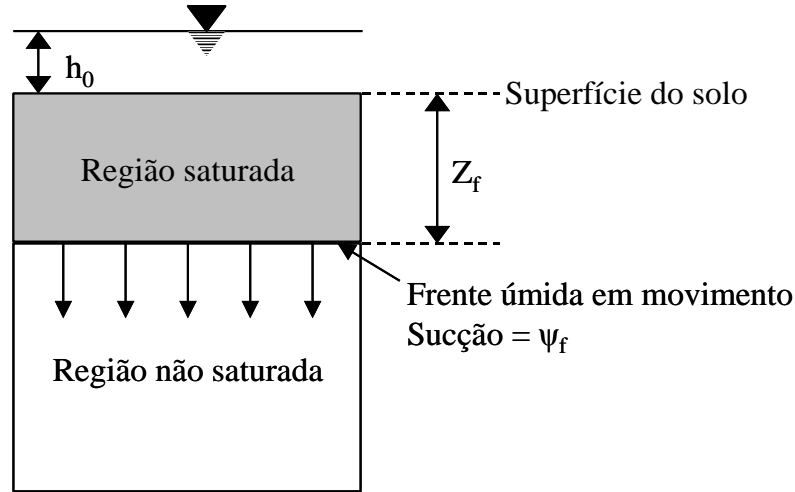


Figura 3.5 – Modelo de fluxo de Green e Ampt.

Assumindo o solo sobre a frente úmida totalmente saturado e aplicando a lei de Darcy e a equação da continuidade entre a superfície e a frente úmida, tem-se a capacidade de infiltração (f) dada pela equação 3.10.

$$f = \frac{k(h_0 + z_f + \psi_f)}{z_f} = \frac{d(z_f \Delta\theta_i)}{dt} \quad (3.10)$$

A taxa de infiltração decresce com o tempo, aproximando-se da condutividade hidráulica. Integrando a equação 3.10, obtem-se a capacidade de infiltração cumulativa (F) com o tempo, dada pela equação 3.11. (Trabalhos desenvolvidos por PHILIP (1957), SWARTZENDRUBER (1987) e PARLANGE (1975) chegaram a uma expressão similar ao modelo de Green e Ampt usando a teoria do fluxo não saturado.)

$$F = z_f \Delta\theta = kt + \Delta\theta(\psi_f + h_0) \ln \left[1 + \frac{F}{\Delta\theta(\psi_f + h_0)} \right] \quad (3.11)$$

A forma adimensional da equação 3.11 é dada pela equação 3.12 onde U e T , expressos nas equações 3.13 e 3.14, são respectivamente a infiltração cumulativa e o tempo normalizados.

$$T = U - \ln(1+U) \quad (3.12)$$

$$U = \frac{F}{\Delta\theta(\psi_f + h_0)} \quad (3.13)$$

$$T = \frac{kt}{\Delta\theta(\psi_f + h_0)} \quad (3.14)$$

Para facilitar uma aproximação da taxa de infiltração para um dado tempo t , utiliza-se um gráfico da infiltração normalizada U vs. T obtido da equação 3.12. Através deste gráfico, associado às equações 3.13 e 3.14, determina-se a capacidade de infiltração cumulativa.

3.2.2 – Análise matemática do fluxo subterrâneo

3.2.2.1 – Equação diferencial parcial

A equação parcial que descreve o movimento tridimensional do fluxo subterrâneo de densidade constante, não estacionário, em um meio heterogêneo e anisotrópico é:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) - w = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.15)$$

onde:

k_x , k_y e k_z – condutividade hidráulica ao longo dos eixos coordenados x , y e z (L/T);

h – nível potenciométrico (L);

w – fluxo externo por unidade de volume, representando fonte e/ ou sumidouro (1/T);

S – coeficiente de armazenamento específico dos poros do material (1/L);

t – tempo (T).

Como a solução analítica da equação 3.15 não é simples, vários métodos numéricos podem ser aplicados na obtenção de uma solução aproximada. Um deles é o método das diferenças finitas, que aproxima a região por uma malha uniformemente espaçada de nós, onde cada nó representa uma porção limitada do aquífero. Neste caso, os parâmetros atribuídos a um nó são considerados constantes para a célula que ele representa. Em cada nó, cada derivada da expressão matemática do problema é aproximada por uma equação linear com referência aos nós adjacentes, formando um sistema de

equações lineares, com uma equação para cada célula da malha, que é solucionado através de um método iterativo.

3.2.2.2 – Modelo matemático utilizado

A análise matemática do fluxo subterrâneo dos aquíferos da Chapada do Araripe foi feita através do Visual MODFLOW for Windows, versão 2.70, com uso dos modelos MODFLOW, para simulação das cargas hidráulicas e do balanço de massa, e MODPATH, para traçar o percurso de partículas por transporte advectivo.

3.2.2.2.1 – O modelo MODFLOW

O modelo MODFLOW, de diferenças finitas, tridimensional, aplicado em fluxo de água subterrânea, desenvolvido por hidrogeólogos da U.S. Geological Survey (MCDONALD e HARBAUGH, 1988), consiste de uma série de “pacotes” que quantificam as características de um sistema hidrogeológico através da drenagem, área de recarga, evapotranspiração e poços. Neste modelo, a equação 3.15 é aplicada a cada célula da malha de diferenças finitas, onde o fluxo através das faces da célula é descrito pela lei de Darcy e o fluxo externo, pelos “pacotes” que determinam funções formulando coeficientes que representam fonte e/ou sumidouro.

Neste trabalho, serão utilizados os “pacotes” poço (para simular testes de bombeamento), dreno (para simular fontes na encosta) e recarga, na simulação das cargas hidráulicas e no cálculo do balanço hídrico na chapada.

Uma descrição mais detalhada do modelo MODFLOW encontra-se no Anexo 1.

3.2.2.2.2 – O modelo MODPATH

O modelo MODPATH (POLLOCK, 1994) utiliza as cargas calculadas pelo MODFLOW para traçar percursos de partículas por transporte advectivo em aquíferos em regime transiente ou estacionário. Neste modelo, o movimento tridimensional do fluxo

subterrâneo, de densidade constante, é descrito pela equação 3.15, com os termos referentes a velocidade de Darcy transformados em velocidade real como vê-se na equação

$$\frac{\partial}{\partial x}(nv_x) + \frac{\partial}{\partial y}(nv_y) + \frac{\partial}{\partial z}(nv_z) = W.$$

Através das cargas nos nós da malha de diferenças finitas são determinados fluxos entre células vizinhas, de onde são calculadas as componentes principais do vetor velocidade de cada nó e obtidas expressões para o cálculo das coordenadas das partículas no tempo. Através das coordenadas calculadas, são determinados os percursos das partículas entre células vizinhas, até alcançar um contorno, uma fonte ou sumidouro.

Neste trabalho, utiliza-se o MODPATH, no regime estacionário, para simular o fluxo regional da chapada para entender o percurso da água subterrânea.

Uma descrição mais detalhada, do modelo MODPATH, encontra-se no Anexo 2.

3.2.2.2.3 – Calibração

Para calibração do modelo são ajustadas as cargas obtidas em testes de bombeamento e em observações de níveis estáticos em poços localizados em diferentes áreas. Deste ajuste obtêm-se os parâmetros que caracterizam os aquíferos e que serão usados nas simulações posteriores.

3.2.3 – Balanço hídrico na Chapada do Araripe

O balanço hídrico na chapada foi calculado através da ferramenta “zone budget” do MODFLOW, utilizada na simulação em estado de equilíbrio. Neste cálculo, o Sistema Aquífero Superior e o Sistema Aquífero Médio foram considerados como zonas diferentes (zonas 1 e 2, respectivamente), onde os fluxos foram separados em termos de fontes e sumidouros. Desta forma, o fluxo que entra no sistema é proveniente da recarga média anual do Sistema Aquífero Superior (representando a reserva reguladora, ou volume máximo que este sistema aquífero poderá fornecer sem depleção); o fluxo que sai é o somatório da vazão média anual para as fontes, na forma de nascentes na encosta (carga

const.) e para as fraturas no aquíclode Santana, na forma de infiltração profunda (zona 1 para 2).

Dos resultados da simulação obteve-se também a reserva permanente e o coeficiente de realimentação dos aquíferos.

3.2.3.1 – Cálculo da reserva permanente

A reserva permanente (RP) é o volume de água contido no sistema aquífero que não sofre nenhuma influência da variação sazonal.

Multiplicando o volume total (V) entre a superfície piezométrica, obtida da simulação com uso do MODFLOW em estado de equilíbrio, e a base do aquífero pela porosidade eficaz média do aquífero (n), obtem-se a reserva permanente $RP = V \cdot n$.

3.2.3.1.1 – Cálculo do volume total do aquífero

O volume total do aquífero foi calculado através da regra trapezoidal utilizando o programa Surfer. O volume total do aquífero é o volume entre a superfície piezométrica calculada pelo MODFLOW no estado de equilíbrio e a base do aquífero. No cálculo, o volume total é dividido em células tridimensionais delimitadas pela malha de diferenças finitas.

De acordo com a figura 3.6, cada célula é limitada entre planos de área $A(x)$, traçados perpendicularmente ao eixo x (em a e b), e a função $f(x)$, representando a linha piezométrica, é ajustada por um polinômio de primeiro grau, $p(x)$.

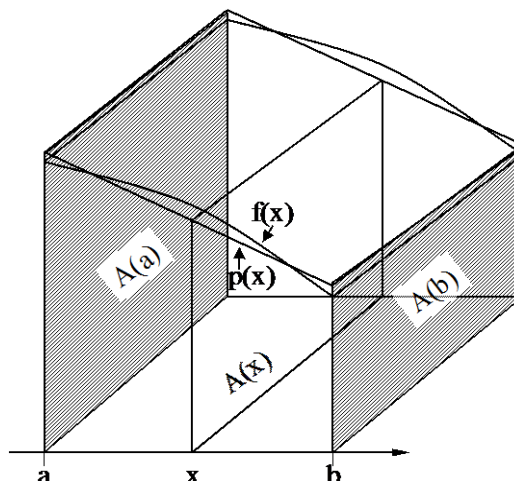


Figura 3.6 – Célula representativa para a regra trapezoidal.

O volume de cada célula é calculado através da equação

$$V = \int_a^b A(x)dx \cong \frac{b-a}{2} [A(a) + A(b)],$$

onde $A(a)$ e $A(b)$ são áreas perpendiculares à base do trapézio.

3.2.3.2 – Cálculo do coeficiente de realimentação dos aquíferos

O coeficiente de realimentação é a razão entre os volumes de recarga anual e a reserva permanente. A realimentação do aquífero será tanto mais ativa quanto mais elevado for esse coeficiente.

3.3 – Determinação dos parâmetros físicos dos solos

Como a recarga dos aquíferos depende das características físicas superficiais dos solos, os parâmetros físicos são importantes no entendimento da recarga em áreas que sofreram ação antropica. Os parâmetros físicos, relacionados a seguir, foram determinados, no Laboratório de Solos do curso de Engenharia Civil da UFC, em amostras de solos de diferentes formações florestais, no topo da Chapada do Araripe. As amostras foram coletadas com auxílio de tubos de PVC de 10 cm de diâmetro e 20 cm de comprimento. Após a coleta, o topo e a base das amostras foram impermeabilizados com parafina para

manter a umidade. O transporte foi feito em um caixote de madeira fechado e preenchido com palha para evitar choques mecânicos.

Para uma descrição dos métodos utilizados na determinação dos parâmetros físicos dos solos ver, por exemplo, ESPINOZA (1998).

3.3.1 – Umidade dos solos

A umidade (h) do solo é dada pela razão entre o peso da água (P_a) contida num certo volume de solo e o peso da parte sólida (P_s), existente neste mesmo volume, após completa secagem em estufa entre 105 e 110 °C.

3.3.2 – Densidade aparente seca

A densidade aparente seca do solo (γ_s) é dada pela razão entre a massa seca (M_s) e o volume total (V_t) de cada amostra.

3.3.3 – Porosidade

A porosidade (n) é a razão entre o volume de vazios (V_v) e o volume total (V_t) de uma amostra do solo. No laboratório, sua determinação é feita, em função do índice de vazios, através da equação 3.16, obtida dividindo-se os termos da fração por V_s .

$$n = \frac{\varepsilon}{\varepsilon + 1} \quad (3.16)$$

O índice de vazios (ε) é a razão entre o volume de vazios (V_v) e o volume da parte sólida (V_s) de um solo. Este índice foi introduzido por TERZAGHI (1953) para estudar o fenômeno do adensamento do solo. No laboratório, sua determinação é feita em função da densidade específica das partículas do solo (γ_g) e da densidade aparente seca (γ_s), através da equação 3.17, obtida dividindo-se os termos da fração por M_s .

$$\varepsilon = \frac{\gamma_g}{\gamma_s} - 1 \quad (3.17)$$

A densidade específica das partículas (γ_g) de um solo é, por definição, a razão entre a massa da substância sólida (M_s) e o volume do sólido (V_s). Em termos de

densidade relativa (δ), a densidade específica das partículas é dada por $\gamma_g = \delta\gamma_a$, onde γ_a é a densidade da água de igual volume a 4°C. Para a maioria dos solos, o valor de δ varia entre 2,65 e 2,85, sendo menor para os solos com elevado teor de matéria orgânica e maior para os solos ricos em óxido de ferro.

No laboratório, a determinação do δ é feita pelo método clássico do picnômetro, esquematizado na figura 3.7.

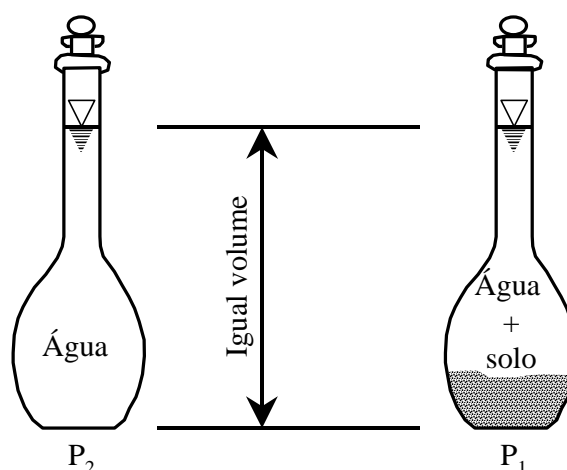


Figura 3.7 – Esquema do método clássico do picnômetro utilizado na determinação da densidade relativa (δ) do solo.

De acordo com o esquema da figura 3.7, determina-se a densidade relativa (δ) do solo pela equação

$$\delta = \frac{P_s \delta_a}{P_s + P_2 - P_1},$$

onde:

P_s – peso do solo seco;

δ_a – densidade da água à temperatura do ensaio;

P_2 – peso do picnômetro com água pura;

P_1 – peso do picnômetro com solo e água.

3.3.4 – Condutividade hidráulica

A determinação da condutividade hidráulica (k) dos solos foi feita no laboratório utilizando-se o permeâmetro de nível variado.

De acordo com o esquema da figura 3.8, a descarga (Q) é medida na bureta graduada de seção a . Durante um pequeno intervalo de tempo dt , o nível decresce de um certo valor dh . Neste caso, a descarga através da bureta é $dQ = -adh$ e através da amostra de solo, de seção A , aplicando a lei de Darcy, $dQ = k \frac{h}{L} A dt$. Igualando as duas expressões, integrando ambos os lados e rearranjando obtém-se a equação para determinação da condutividade hidráulica:

$$k = \frac{aL}{A\Delta t} \ln \frac{h_1}{h_2}$$

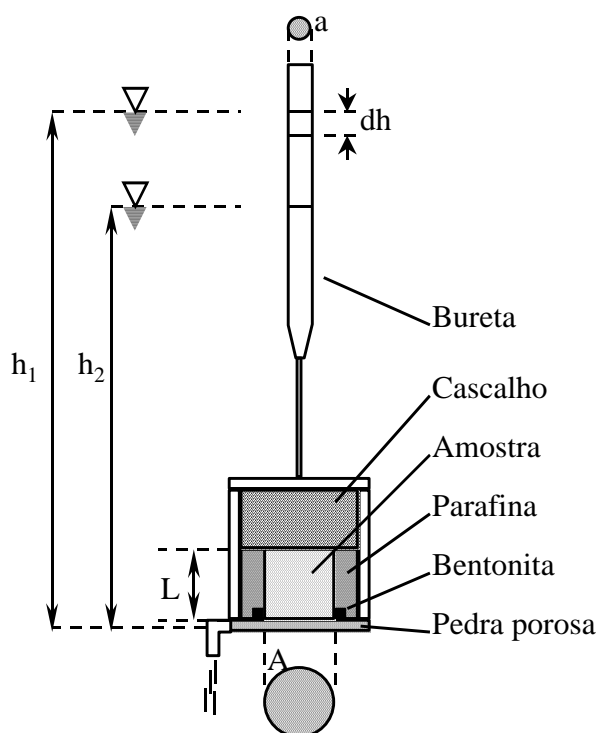


Figura 3.8 - Esquema de funcionamento do permeâmetro de nível variado.

De acordo com a figura 3.8, a amostra de solo de diâmetro e altura conhecidos é introduzida na cápsula do permeâmetro cuja base é composta por uma pedra porosa para evitar a passagem de sedimentos. O contato entre a amostra e a pedra porosa é vedado com bentonita e o espaço entre a amostra e a parede da cápsula é preenchido com parafina para

evitar fluxo lateral. Sobre a amostra coloca-se cascalho para evitar turbulência do fluxo na entrada da água na cápsula. A bureta graduada é conectada por uma mangueira através de uma válvula na tampa da cápsula.

3.4 – Determinação dos parâmetros hidrogeológicos dos aquíferos

O método utilizado na obtenção dos parâmetros hidráulicos foi o de Jacob que se baseia numa simplificação da fórmula de Theis. Para uma descrição de métodos de análise de testes de bombeamento ver, por exemplo, KRUSEMAN e RIDDER (1991).

A equação diferencial geral do fluxo subterrâneo de Theis é escrita como:

$$s(r, t) = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^{\infty} \frac{e^{-y}}{y} dy = \frac{Q}{4\pi T} w(u) \quad (3.18)$$

com

$$w(u) = -0,5772 - \ln(u) + u - \frac{u^2}{2 \cdot 2!} + \frac{u^3}{3 \cdot 3!} - \frac{u^4}{4 \cdot 4!} + \dots \quad (3.19)$$

$$e \ u = \frac{r^2 S}{4Tt},$$

onde:

s – rebaixamento observado (L);

r – distância entre o piezômetro e o poço bombeado (L);

t – tempo de bombeamento (T);

Q – descarga do poço bombeado ($L^3 T^{-1}$);

T – transmissividade do aquífero ($L^2 T^{-1}$);

w(u) – função do poço de Theis;

S – coeficiente de armazenamento do aquífero.

Para pequenos valores de u, os termos além de ln(u), na equação 3.19, podem ser desprezados e a função w(u) versus 1/u em escala semi-log exibe uma reta. Para COOPER e JACOB (1946) esta reta pode ser aproximada por

$$s(r, t) = \frac{Q}{4\pi T} \left(-0,5772 - \ln \frac{r^2 S}{4Tt} \right) = \frac{2,3Q}{4\pi T} \log \frac{2,25Tt}{r^2 S} \quad (3.20)$$

com erros menores que 1%, 2%, 5%, 10%
para u menores que 0,03, 0,05, 0,10, 0,15.

O valor de u deve satisfazer as condições para a tolerância do erro. Para $u < 0,01$, normalmente, considera-se satisfatório a utilização do método.

As propriedades físicas de um aquífero confinado podem ser determinadas através da relação tempo – rebaixamento, baseada na equação 3.20, obtidas em testes de bombeamento.

Plotando rebaixamento versus logaritmo do tempo obtém-se uma reta. Medindo a inclinação da reta através da diferença do rebaixamento ($\Delta s = s_1 - s_2$) por década do ciclo do tempo ($\log t_2/t_1 = 1$), da equação 3.20 segue:

$$T = \frac{2,3Q}{4\pi\Delta s}.$$

Se a reta for estendida até interceptar o eixo dos tempos onde $s = 0$, o ponto de interseção corresponde às coordenadas $s = 0$ e $t = t_0$. Substituindo estes valores na equação 3.20 e rearranjando determina-se S :

$$S = \frac{2,25Tt_0}{r^2}.$$

Nos testes de bombeamento realizados na chapada, os rebaixamentos foram observados no poço bombeado ($r = 0$), o que impossibilita a determinação de S . O coeficiente de armazenamento foi determinado na calibração das simulações dos testes de bombeamento com uso do MODFLOW.

3.5 – Correção para as perdas de carga no poço

Nas simulações dos testes de bombeamento, com uso do MODFLOW, as correções para as perdas no poço, são feitas com base nas equações de Theim:

$$\begin{cases} h_w = h - \frac{Q_w}{2\pi T} \ln\left(\frac{r_e}{r_w}\right) & \text{(camada confinada)} \\ h_w^2 = h^2 - \frac{Q_w}{\pi k} \ln\left(\frac{r_e}{r_w}\right) & \text{(camada não confinada)} \end{cases}$$

Onde:

h_w – carga no poço (L);

k – condutividade hidráulica na camada (LT^{-1});

h – carga na célula (L);

r_w – raio do poço (L);

Q_w – taxa de bombeamento (L^3T^{-1});

r_e – raio de influência do cone de rebaixamento

T – transmissividade na camada (L^2T^{-1}); (L).

O MODFLOW implementa as equações de Theim por:

$$h_w^2 \sum_{\text{não conf.}} k_i + 2h_w \sum_{\text{conf.}} k_i \Delta z_i - \sum_{\text{não conf.}} k_i h_i^2 - 2 \sum_{\text{conf.}} k_i \Delta z_i h_i = \frac{Q}{\pi} \ln \frac{r_e}{r_w}. \quad (3.21)$$

Desta forma, para a correção das perdas, o modelo solicita, apenas, o raio do poço.

Na equação 3.21 a célula é confinada quando a carga hidráulica no aquífero é maior que o topo da célula e não confinada quando a carga for menor ou igual ao topo da célula.

Esta equação foi desenvolvida para poços cujo filtro capta água em todo aquífero, de condutividade hidráulica homogênea e isotrópica, portanto, de fluxo simétrico e radial. Segundo ANDERSON e WOESSNER (1992), esta fórmula pode ser aplicada em simulações transientes assumindo-se que, depois de um pequeno período de tempo, o armazenamento da água próximo ao poço é desprezível.

Como a equação de Thiem é deduzida com base na Lei de Darcy, válida somente para escoamentos laminares, as correções das perdas turbulentas no poço poderão, em alguns casos, não ser bem estimadas, sendo, portanto, necessário a utilização de outro método. Neste caso, as perdas no aquífero calculadas pelo MODFLOW poderão ser acrescidas das perdas turbulentas no poço, calculadas por outro modelo, para melhor simular as curvas observadas no campo.

O método utilizado para determinar as perdas no poço foi o de Jacob. Neste método, através de sucessivos testes de bombeamento com estabilização do rebaixamento, é possível separar as perdas no aquífero e no poço através da equação 3.22, onde as perdas no aquífero são proporcionais à taxa de bombeamento, aumentando com o tempo e com a expansão do cone de rebaixamento, enquanto as perdas no poço são constantes no tempo e proporcionais à taxa do bombeamento ao quadrado:

$$\Delta = BQ + CQ^2, \quad (3.22)$$

onde:

Δ – rebaixamento estabilizado no poço (L);	Q – vazão de bombeamento (L^3/T);
B – coeficiente de perda no aquífero (T/L^2);	BQ – perdas laminares no aquífero;
C – coeficiente de perda no poço (T^2/L^5);	CQ^2 – perdas turbulentas no poço.

Plotando Δ/Q vs. Q obtêm-se os coeficientes B e C que permitem calcular as perdas laminares e turbulentas para diferentes vazões. Neste caso, o rebaixamento

observado no poço é obtido somando-se as perdas laminares (BQ) calculadas pelo MODFLOW com as perdas turbulentas (CQ^2) obtidas da equação de Jacob.

3.6 – Obtenção dos dados pluviométricos

Como no setor oriental da Chapada do Araripe não existe estação meteorológica, instalamos um pluviômetro na Casa Sede do IBAMA, em Crato-CE. No setor ocidental, os dados pluviométricos foram obtidos do pluviômetro da estação meteorológica do Instituto de Pesquisas Agrárias (IPA) em Araripina-PE. A localização dos pluviômetros está indicada na figura A11 do anexo 4.

3.7 – Medição da vazão das fontes

Para o monitoramento das vazões das fontes optou-se pelo método de diluição de um traçador. Neste método injeta-se, instantaneamente, uma solução concentrada de um traçador (de concentração C_0 e volume V_0), no canal de escoamento da água da fonte, e determina-se sua diluição pela vazão de escoamento a jusante da injeção. Como a massa do traçador injetado $M = C_0V_0$ é conservada no escoamento, então

$$M = \int_{t_1}^{t_2} C(t)Qdt, \text{ e a vazão } Q \text{ constante no canal de escoamento é dada por}$$

$$Q = \frac{C_0V_0}{\int_{t_1}^{t_2} C(t)dt} \quad (3.23)$$

Como as águas das fontes são pouco salinizadas (C.E. $\approx 30 \mu\text{S/cm}$), utilizou-se o cloreto de sódio como traçador, por ser facilmente detectável pela elevação da condutividade elétrica (CE). Neste caso, a equação (3.23) passa a ser:

$$Q = \frac{\alpha C_0 V_0}{\int_{t_1}^{t_2} \alpha C(t) dt} = \frac{C'_0 V_0}{\int_{t_1}^{t_2} C'(t) dt}$$

onde:

α - fator de conversão ($C = \alpha C'$);

C' - condutividade elétrica;

$t_2 - t_1$ - intervalo de passagem do pico de marcação no escoamento.

Este método, também, foi aplicado por STUDART (1991) no monitoramento mensal da vazão da fonte do Caldas de 1989 a 1990. Neste trabalho, as medidas foram feitas mensalmente, juntamente com SABIÁ (2000), nas fontes Caldas e Farias, em Barbalha-CE, no período de agosto de 1998 a junho de 2000.

3.8 – Hidroquímica e microbiologia

3.8.1 – Determinação das concentrações dos íons maiores

As concentrações dos íons maiores, Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+ , Cl^- , $SO_4^{=}$, HCO_3^- e CO_3^- , foram determinadas no NUTEC (Fundação Núcleo de Tecnologia Industrial) e na CAGECE (Companhia de Água e Esgoto do Ceará).

Os elementos cálcio e magnésio foram determinados através de titulação com solução EDTA, usando como indicador respectivamente murexida e negro de ericromo. Os elementos sódio e potássio foram medidos por fotometria de chama, o cloro pelo método de Mohs, usando nitrato de prata como solução titulante, o sulfato pelo método turbidimétrico, a partir da precipitação do sulfato de bário, usando o colorímetro, os íons bicarbonato e carbonato por titulação com ácido sulfúrico usando como indicador respectivamente metilorange e fenolftaleína.

As análises foram submetidas ao balanço iônico permitindo um erro máximo de 10 % para aceitação.

3.8.2 – Determinação dos parâmetros físico-químicos

Os parâmetros físico-químicos pH e Condutividade Elétrica (CE) foram medidos “in loco”, durante as viagens de campo.

3.8.3 – Cálculo do índice de saturação de cálcio (SIC)

O índice de saturação de cálcio (SIC) foi utilizado na investigação da infiltração profunda através da formação Santana, de calcário.

O cálculo do SIC baseia-se na seguinte equação de equilíbrio:

$A_nB \leftrightarrow nA^+ + B^{n-}$, onde um mineral formado pelos elementos A e B se dissolve formando íons.

O produto de solubilidade (K_{ps}) do sólido A_nB é dado por $K_{ps} = [A^+]^n \cdot [B^{n-}]$, e o produto de atividade (Q) dos íons dissolvidos A^+ e B^{n-} por $Q = a(A^+)^n \cdot a(B^{n-})$, onde “a” indica atividade.

O estado de saturação na solução aquosa é indicado através da relação entre K_{ps} e Q:

$Q < K_{ps}$: solução sub-saturada com relação a A_nB ;

$Q = K_{ps}$: mineral em equilíbrio com a solução;

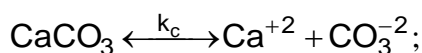
$Q > K_{ps}$: solução super saturada.

O SIC é calculado através da equação:

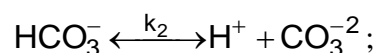
$$SIC = k_c - k_2 + pH + \log a(Ca^{+2}) + \log a(HCO_3^-),$$

onde:

k_c – constante de equilíbrio obtida da equação de equilíbrio da dissolução da calcita:



k_2 – constante de equilíbrio da equação de ionização do ácido carbônico:



pH – potencial hidrogênio iônico;

$a(Ca^{+2})$ e $a(HCO_3^-)$ – atividades iônicas dos íons Ca^{+2} e HCO_3^- , respectivamente.

As constantes de equilíbrio k_c e k_2 são respectivamente 8,35 (KRAUSKOPF, 1972) e 10,33 (SCHOELLER, 1969).

As atividades (a_i) são relacionadas com as concentrações através de um fator de proporcionalidade (γ_i):

$$a_i = \gamma_i[A].$$

O fator de proporcionalidade (γ_i) depende da atividade iônica (I), que é função da interação dos íons envolvidos e da valência (z_i). Segundo ALBERTY (1987), este fator é dado por:

$$\log \gamma_i = -A(z_i)^2 \cdot I^{1/2}, \text{ onde } A \text{ é constante e igual a } 0,509 \text{ kg}^{1/2} \cdot \text{mol}^{-1/2}.$$

A atividade iônica é função da carga iônica (z_i) e da concentração molar (m_i), sendo expressa por

$$I = 1/2 \sum (z_i)^2 \cdot m_i.$$

3.8.4 – Diagrama de Piper

O diagrama de Piper foi utilizado para classificar as águas explotadas na chapada, comparando os distintos grupos quanto aos íons dominantes. Os pontos plotados no diagrama foram determinados transformando os valores de cada íon, expressos em meq/L, em percentagem do total de ânions ou cátions, separadamente.

3.8.5 – Classificação da água para irrigação

A classificação das águas da chapada para irrigação foi feita através do diagrama da US Dept. of Agriculture, com base na condutividade elétrica e na razão de adsorção de sódio (RAS). A razão de adsorção de sódio indica a percentagem de sódio contida na água que pode ser adsorvida pelo solo e é dada pela equação

$$RAS = \frac{rNa^+}{\sqrt{\frac{rCa^{+2} + rMg^{+2}}{2}}},$$

onde rNa^+ , rCa^{+2} e rMg^{+2} correspondem às concentrações, em meq/L, do sódio, cálcio e magnésio, respectivamente.

Esta classificação foi incluída para verificar se as águas mais salinizadas são apropriadas ou não, para uso na agricultura.

3.8.6 – Análises microbiológicas

As análises microbiológicas das águas de consumo das comunidades localizadas no topo da chapada foram feitas na CAGECE (Companhia de Água e Esgoto do Ceará). Para as análises utilizou-se o Sistema Cromogênico Colilert-IDEXX que detecta bactérias do Grupo Coliformes.

3.9 – Vulnerabilidade dos aquíferos à poluição

Neste trabalho, utilizou-se o método proposto por FOSTER e HIRATA (1991) para obtenção dos índices de vulnerabilidade do sistema aquífero no topo da Chapada do Araripe, indicando sua susceptibilidade a ser adversamente afetada por uma carga contaminante. Fez-se também um breve diagnóstico das condições sanitárias das águas de consumo das comunidades, utilizando parâmetros químicos nitrogenados e bacteriológicos.

Na obtenção dos índices de vulnerabilidade do aquífero utilizou-se os parâmetros indexados em três fases discretas:

- 1ª fase - identificação do tipo de ocorrência com respeito ao grau de confinamento das águas subterrâneas, com índices variando numa escala de 0,0 a 1,0;
- 2ª fase - caracterização dos extratos acima da zona saturada levando em conta o grau de consolidação e o caráter litológico, com índices variando de 0,4 a 1,0;
- 3ª fase - identificação da profundidade das águas subterrâneas confinada ou livre, com índices variando de 0,4 a 1,0.

O índice de vulnerabilidade do aquífero é o produto dos índices determinados nas três fases. O esquema de combinação das três fases e a gradação das escalas é ilustrado na figura 3.9. Esta classificação por índices de vulnerabilidade é de uso prático para a determinação do risco de contaminação das águas subterrâneas, mas não pode ser aplicada a contaminantes móveis persistentes que não sofram retenção ou transformação durante seu transporte no aquífero.

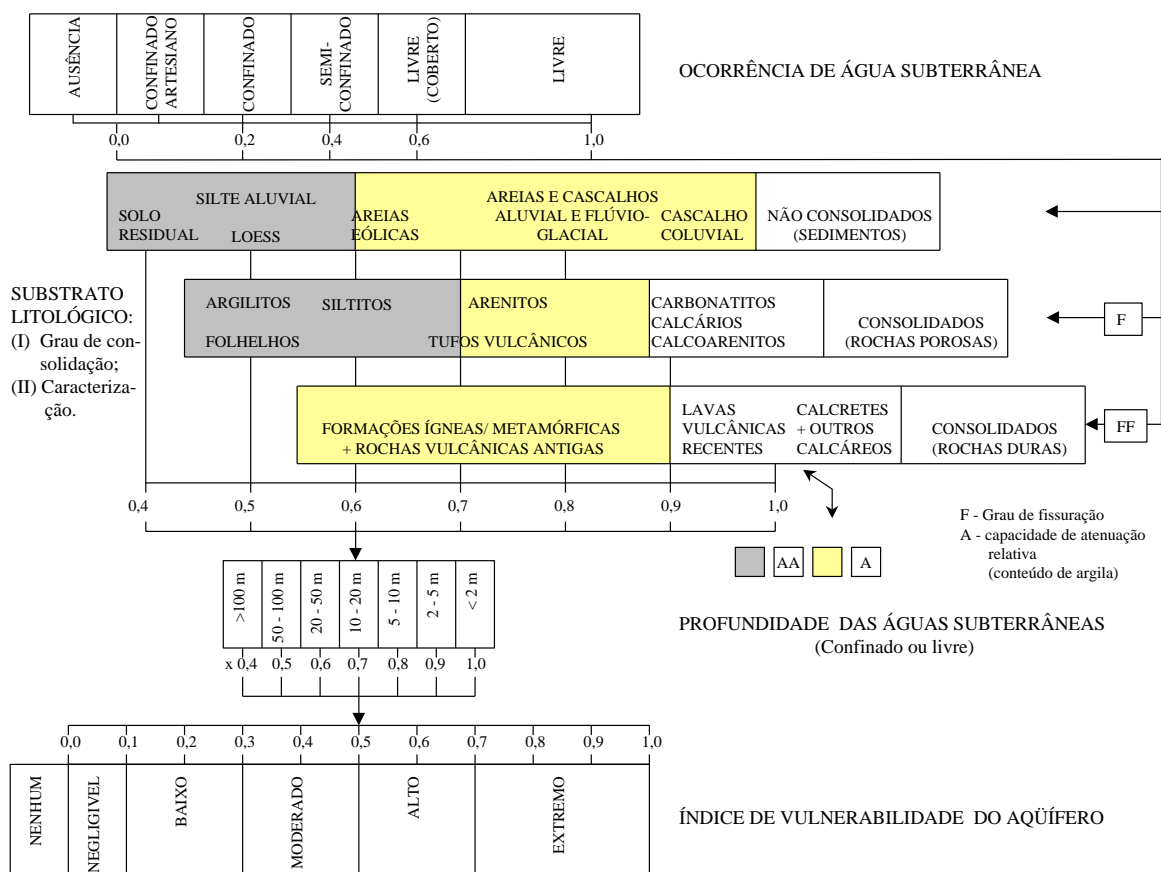


Figura 3.9 – Fluxograma para a avaliação do índice de vulnerabilidade à poluição de um aquífero. Fonte: FOSTER e HIRATA, 1991.

3.9.1 – Diagnóstico das condições sanitárias das águas

O diagnóstico das condições sanitárias das águas foi feito através de análises dos parâmetros químicos inorgânicos (amoníaco, nitritos e nitratos) e microbiológicos (bactérias do grupo coliformes) das águas de consumo das comunidades localizadas no topo da chapada.

O nitrato (NO_3^-) pode ser o indicativo de contaminação por esgoto, depósito de lixo, fossas sépticas e/ou atividades agrícolas e representa o estágio final da oxidação da matéria orgânica. Este processo inicia-se com a ação das bactérias do grupo nitrosomonas oxidando o amoníaco (NH_3) para nitrito (NO_2^-) e após esta etapa, as bactérias autótrofas do grupo nitrobactérias oxidam o nitrito para nitrato. Assim, a presença de nitrito é um indicativo de poluição recente, provavelmente local.

O nitrato tem alta mobilidade nos sistemas aeróbicos de águas subterrâneas, como em aquíferos onde os níveis estáticos encontram-se pouco profundos ou ambientes de alta condutividade hidráulica, como em algumas rochas fraturadas. Nestes meios, o nitrato move-se sem retardamento, podendo atingir extensas áreas (FOSTER e CREASE, 1972). Ele é considerado a forma estável do nitrogênio dissolvido. Em áreas onde existem componentes verticais descendentes de fluxo a contaminação por nitrato pode atingir grandes profundidades.

Capítulo

4

RESULTADOS E DISCUSSÕES

4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 – Modelagem isotópica

4.1.1 – Oxigênio-18 nas águas subterrâneas da Chapada do Araripe

Como praticamente não ocorre separação isotópica nos aquíferos profundos, o valor de $\delta^{18}\text{O}$, após a infiltração, conserva as características climáticas e ambientais da época de entrada. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ significativamente abaixo da chuva atual são testemunhos de um paleoclima diferente do atual.

As medidas de $\delta^{18}\text{O}$, feitas pela Hydroisotop/ Schweitenkirchen- Alemanha (com erro de aproximadamente $\pm 0,15$ ‰) estão na tabela 4.1. A localização das amostragens está na figura A11 do anexo4.

Tabela 4.1 – Medidas de $\delta^{18}\text{O}$ de águas na Chapada do Araripe

Amostra		Aquífero	Município	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
Setor Oriental	Cisterna	-	Exu-PE	-3,34
	Fonte Brejo de Santo Inácio	Exu/Arajara	Exu-PE	-3,09
	Fonte Boca da Mata	Exu/Arajara	Jardim-Ce	-3,34
	Fonte Bom Jesus do Caldas	Exu/Arajara	Barbalha-CE	-3,25
	Fonte João Coelho do Caldas	Exu/Arajara	Barbalha-CE	-3,23
	Fonte Roncador	Exu/Arajara	Santana do Cariri-CE	-3,26
	Poço Tubular – Fazenda Betânia	Exu/Arajara	Barbalha-CE	-3,25
	Fonte Sozinho	Arajara	Jardim-CE	-3,59
Poço Tubular – Vila Cacimbas	Arajara	Jardim-CE	-3,92	
Setor Occidental	Cisterna	-	Ipubi – PE	-3,15
	Poço IPA	Arajara	Araripina	-5,01
	Poço Serrolândia I	Arajara	Ipubi – PE	-5,00
	Poço Serrolândia II	Arajara	Ipubi-PE	-4,98
Aquíferos Profundos	Poço 4-BO-01-PE	Rio da Batateira	Bodoco-PE	-5,09
	Poço 2-AP-01-CE	Missão Velha	Araripe-CE	-4,86

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ no topo da Chapada do Araripe situam-se entre $-3,09$ ‰ e $-5,09$ ‰. A média ponderada dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ das chuvas obtidos em cisternas cobertas é de $-3,25$ ‰.

No setor oriental, o $\delta^{18}\text{O}$ médio das águas das fontes que drenam o aquífero Exu e do poço tubular Betânia é $-3,24$ ‰, característico de recarga atual local. Já a fonte

Sozinho que drena o aquífero Arajara e o poço tubular Cacimbas, que explota nas imediações da falha de Jardim, apresentam $\delta^{18}\text{O}$ médio de $-3,76\text{ ‰}$, sendo interpretado como produto de mistura com águas de recargas antigas.

No setor ocidental, o $\delta^{18}\text{O}$ médio das águas dos poços IPA e Serrolândia I e II, que exploram o aquífero Arajara, é de -5 ‰ , é semelhante ao dos poços 4-BO-01-PE e 2-AP-01-CE, de $-4,98\text{ ‰}$, que exploram aquíferos abaixo do aquícluído Santana. Estes valores são interpretados como paleoáguas de clima mais frio.

4.1.2 – Estudo da relação entre as águas superficiais e os aquíferos da Chapada do Araripe através do oxigênio-18

4.1.2.1 – Barreiros e poços amazonas

No topo da Chapada do Araripe, as águas superficiais são estocadas em barreiros de solo argiloso, normalmente pisoteado pelo gado para impermeabilização. As camadas argilosas que retém a água não são totalmente impermeabilizadas, permitindo comunicação com o Sistema Aquífero Superior.

O estudo das variações sazonais do $\delta^{18}\text{O}$ das águas de barreiros e poços revelam a existência destas conexões hidráulicas.

Em águas superficiais, devido à diferença nas massas das moléculas H_2^{16}O , H_2^{18}O e $\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$, a evaporação leva a mudanças na composição isotópica da água remanescente, ficando mais enriquecida nas espécies pesadas, sendo portanto sazonalmente marcada por um aumento na razão isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Poços que captam nas imediações de corpos d'água superficiais e mostram as mesmas modificações sazonais na composição isotópica de suas águas, podem revelar a conexão entre águas superficiais e subterrâneas.

Foram coletadas amostras mensais da água dos barreiros Filemon Teles, Dr. Raimundo, Cacimbas e Antônio Roriz e dos poços amazonas Dr. Raimundo, Cacimbas e Cacimbas/Barreiro, localizados no setor oriental da chapada, na falha de Jardim.

As medidas de $\delta^{18}\text{O}$, feitas no CENA-Piracicaba, estão nas tabelas 4.2 e 4.3. A localização das coletas está indicada na figura A11 do anexo 4.

Tabela 4.2 – Medidas de $\delta^{18}\text{O}$ em barreiros no topo da chapada.

Ano	Mês	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)			
		Barreiro			
		Filemón Teles	Dr. Raimundo	Cacimbas	Antônio Roriz
1999	Fev	-0,79	-0,12	-0,25	-0,51
	Abr	-0,25	-0,89	0,08	1,03
	Set	5,12	5,35	4,30	seco
	Out	9,35	8,14	6,94	seco
	Nov	8,66	7,83	6,78	seco
	Dez	10,01	8,70	7,63	seco
2000	Jan	0,04	0,79	7,71	0,48
	Fev	0,57	0,97	7,94	0,03
	Mar	-0,93	0,46	3,18	-0,25
	Abr	-2,30	0,34	2,29	-4,00
	Mai	-0,90	-0,33	-0,54	seco
	Jun	0,11	0,41	0,29	seco
	Jul	2,44	2,47	2,00	seco

Tabela 4.3 – Medidas de $\delta^{18}\text{O}$ em poços amazonas no topo da chapada.

Ano	Mês	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)		
		Poço amazonas		
		Dr. Raimundo	Cacimbas	Cacimbas/Barreiro
1999	Fev	-3,17	-1,79	-
	Abr	-3,16	-1,65	-
	Set	-3,42	-3,40	-
	Out	-3,58	-3,66	-
	Nov	-3,39	-3,54	-
	Dez	-3,49	-3,54	-0,34
2000	Jan	-3,55	-3,62	-0,76
	Fev	-3,53	-3,71	-0,86
	Mar	-3,47	-3,63	-0,66
	Abr	-3,63	-3,66	-0,60
	Mai	-3,59	-3,66	-0,72
	Jun	-3,62	-3,68	-0,63
	Jul	-3,73	-3,73	-0,66

Na figura 4.1 encontram-se os valores de $\delta^{18}\text{O}$ das águas dos barreiros da tabela 4.2, associados à precipitação pluviométrica do setor oriental da chapada, medida no pluviômetro da Casa Sede do IBAMA (sua localização está indicada na figura A11 do anexo 4).

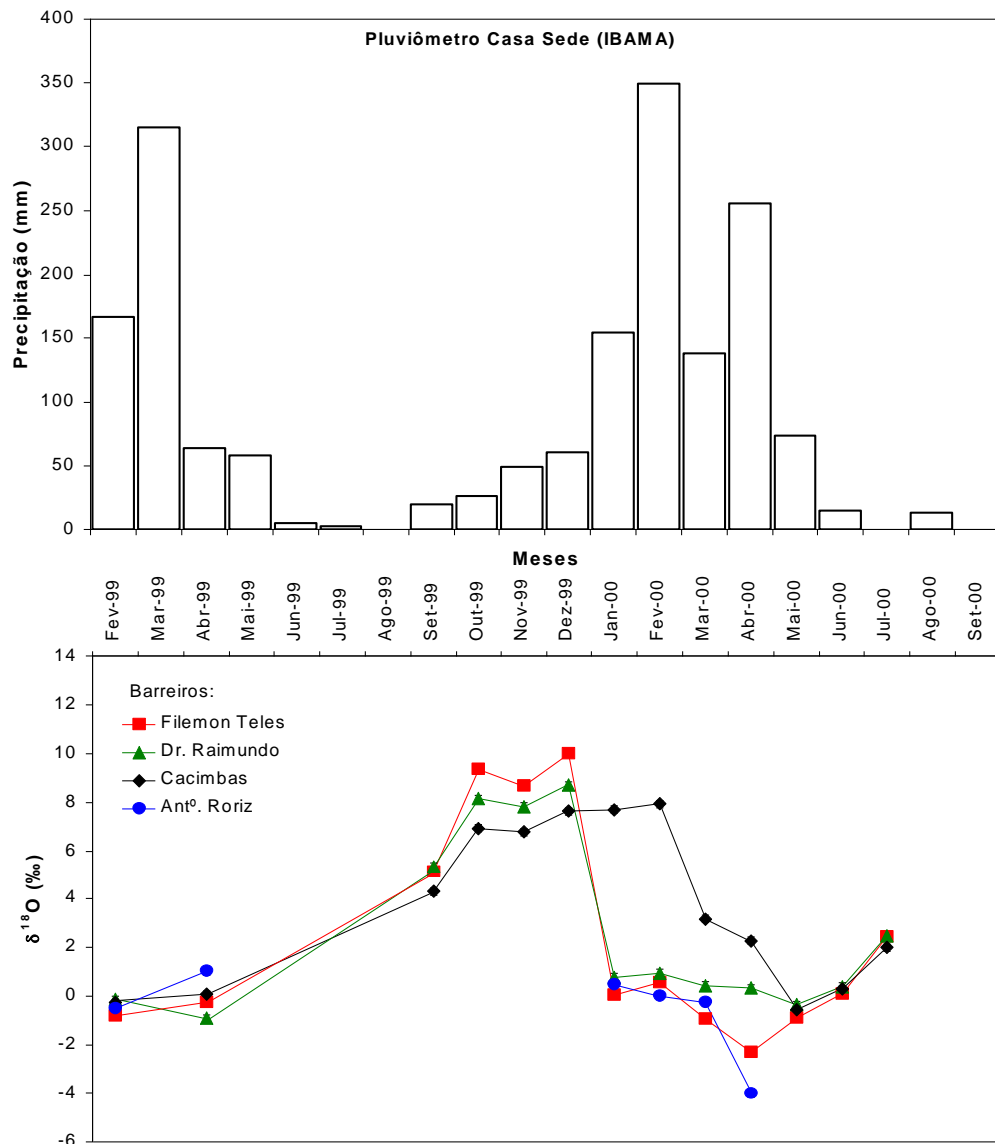


Figura 4.1 - $\delta^{18}\text{O}$ das águas dos barreiros e precipitação pluviométrica no setor oriental da chapada.

Grosso modo, observa-se o mesmo comportamento em todos os barreiros. Nos períodos de estiagem, de setembro a dezembro de 1999 e junho e julho de 2000, a concentração de oxigênio-18 aumenta pela evaporação. Nos períodos chuvosos, em fevereiro a abril de 1999 e de janeiro a maio de 2000, o valor do oxigênio-18 diminui, indicando a chegada da água de chuva com $\delta^{18}\text{O}$ mais baixo que a do reservatório.

No particular, cada barreiro apresenta características próprias indicando as diferentes formas de uso e estocagem de suas águas.

O barreiro Antônio Roriz não possui uma camada argilosa capaz de reter água nos períodos secos. A água encontrada no período chuvoso apresenta os menores valores de $\delta^{18}\text{O}$, perde rapidamente sua água por infiltração, secando já em abril, não permitindo a mudança da composição isotópica por evaporação.

O barreiro Cacimbas, quando comparado com os barreiros Dr. Raimundo e Filemon Teles, apresenta as menores variações. Observa-se no período seco que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são menos positivos, revelando alimentação proveniente do aquífero através da camada argilosa de impermeabilização. No período de recarga são menos negativos, indicando que a contribuição relativa de águas mais negativas no mês mais chuvoso é menor que nos demais barreiros.

No período chuvoso, os barreiros Dr. Raimundo e Filemon Teles reagem sem defasagem ao início das chuvas, isto é, recebem contribuições das chuvas a partir do início da estação chuvosa (janeiro de 2000), enquanto o barreiro Cacimbas apresenta um atraso de 2 meses na renovação da água, iniciada apenas em março de 2000, após o mês mais chuvoso. A contribuição das chuvas para os barreiros dá-se através da precipitação direta na área de estocagem e, principalmente, por escoamento superficial através de pequenos córregos conhecidos popularmente como “caminho das águas”. A manutenção dos córregos promove uma condução das águas de chuva mais rápida e eficaz nos primeiros meses da estação chuvosa. Isto pode ser observado nos barreiros Filemon Teles e Dr. Raimundo, utilizados na pequena agricultura e no consumo animal, possuindo manutenção por parte dos usuários. Já o barreiro Cacimbas está localizado numa área de topografia rebaixada com níveis d'água próximos a superfície, onde um poço tubular é utilizado para o abastecimento da comunidade e poços amazonas para pequena irrigação e para consumo animal. Devido estas condições mais favoráveis, muitas vezes não há manutenção dos córregos por parte dos usuários do barreiro e a recarga ocorre somente por meio da precipitação direta na sua bacia hidráulica, nos meses de maior precipitação, e por contribuição do aquífero.

O comportamento temporal dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ da água de poços amazonas da Chapada do Araripe, listados na tabela 4.3, é apresentado na figura 4.2.

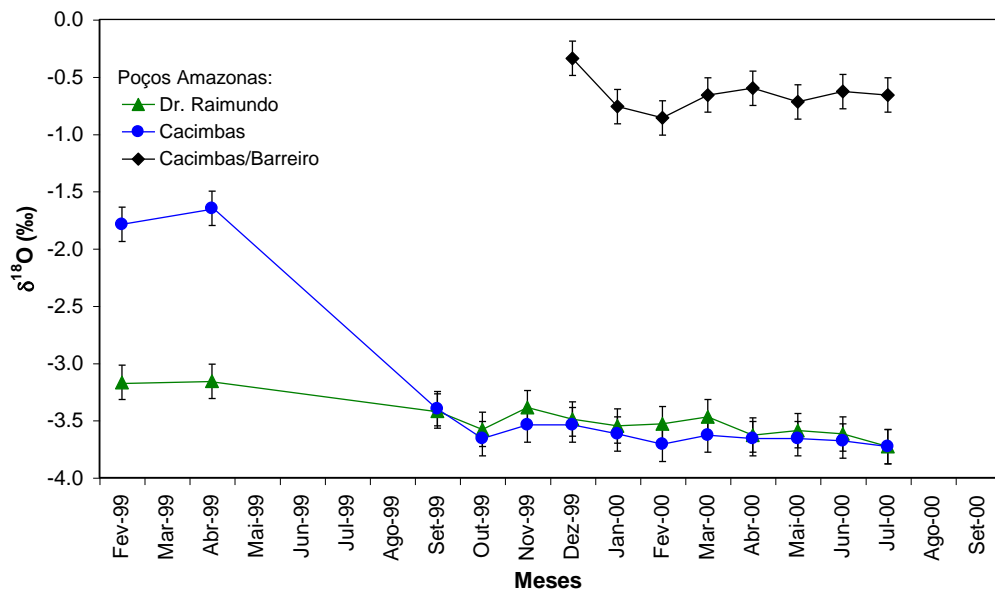


Figura 4.2 - $\delta^{18}\text{O}$ das águas de poços amazonas da Chapada do Araripe.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ das águas dos poços amazonas Dr. Raimundo e Cacimbas não apresentaram variações significativas de setembro de 1999 a julho de 2000, possuem média de $-3,58\text{‰}$, compatível com o valor médio dos poços que exploram no aquífero Arajara do setor oriental de $-3,76\text{‰}$ (Item 4.1.1). Nos meses de fevereiro e abril de 1999, o poço amazonas Cacimbas não estava sendo bombeado; neste período a água apresentou uma elevação na concentração do oxigênio-18 característica de água evaporada, com $\delta^{18}\text{O}$ médio de $-1,72\text{‰}$.

O poço amazonas Cacimbas/Barreiro, distante aproximadamente 30 m do barreiro Cacimbas, explora água com $\delta^{18}\text{O}$ médio de $-0,67\text{‰}$, muito superior ao valor médio da água explorada pelos poços da área, mas semelhante aos valores dos barreiros, no período chuvoso (Figura 4.1). Este efeito indica mistura da água do aquífero com água proveniente do barreiro por vazamento através da camada argilosa de impermeabilização. Este efeito pode ser observado na figura 4.3 através da comparação entre os gráficos condutividade elétrica (C.E.) e $\delta^{18}\text{O}$ em função do tempo, do barreiro Cacimbas e do poço amazonas Cacimbas/Barreiro.

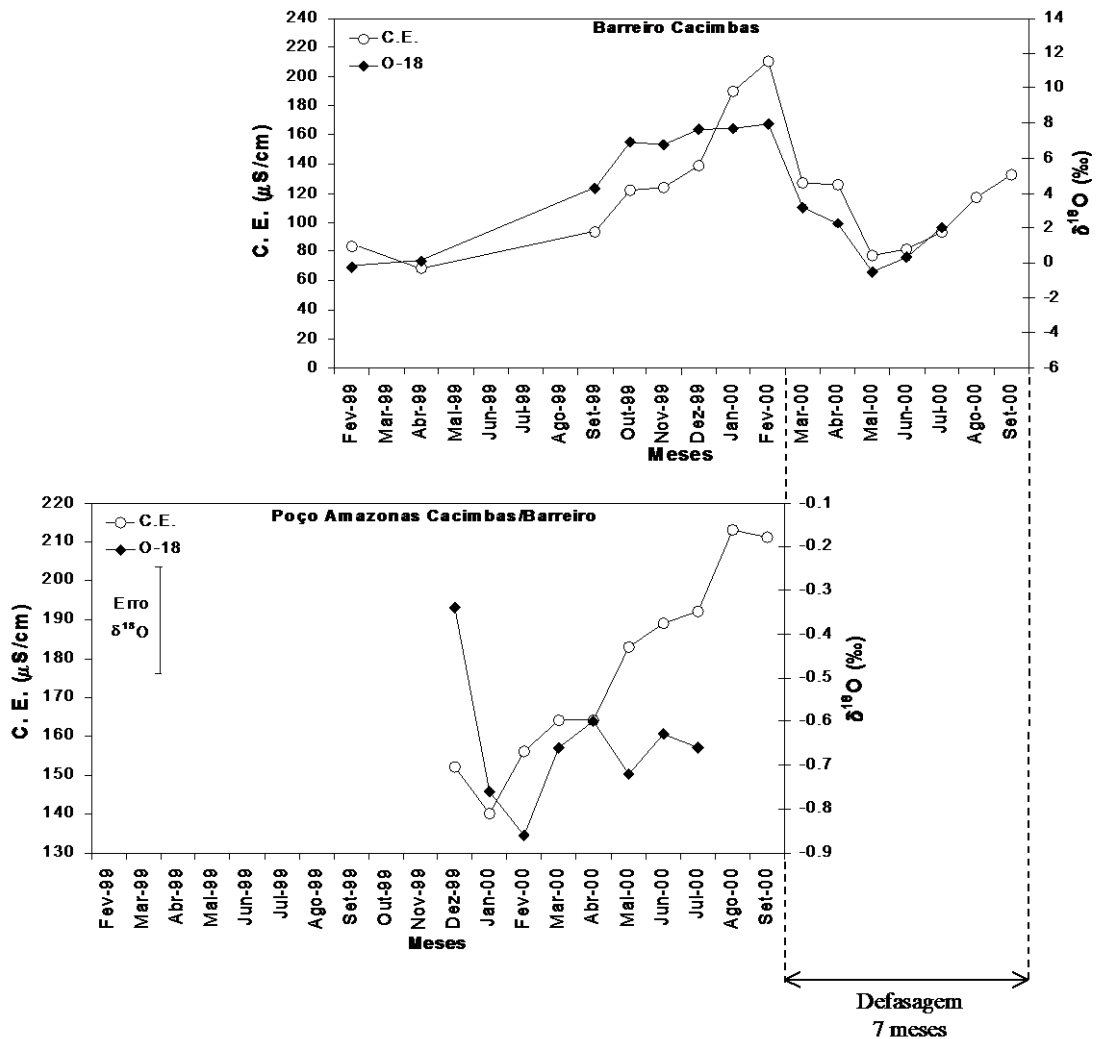


Figura 4.3 - Condutividade elétrica (C.E.) e $\delta^{18}\text{O}$ em função do tempo para o barreiro Cacimbas e o poço amazonas Cacimbas/Barreiro (plotados com defasagem de sete meses).

De acordo com a figura 4.3, a água do barreiro apresenta concentração salina e isotópica mudada pela evaporação. O mês de maior concentração de oxigênio-18 (fevereiro de 2000) corresponde à maior concentração salina. Estas concentrações atingem valores mínimos com a chegada da água de chuva. Estas variações na qualidade química e na concentração de oxigênio-18 também ocorrem no poço amazonas.

Da figura 4.3 observa-se que o poço amazonas reage com 7 meses de defasagem em relação ao barreiro. Esta defasagem reflete a velocidade do fluxo da água subterrânea na direção barreiro-poço, da ordem de 4 a 5 m/mês.

4.1.2.2 – Poços tubulares – conexão hidráulica por fraturas

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da água de poços tubulares dos setores oriental e ocidental da Chapada do Araripe, listados na tabela 4.4, estão na figura 4.4. Constatou-se que as águas explotadas no setor oriental são isotopicamente distintas das explotadas no setor ocidental da chapada.

Tabela 4.4 – Medidas de $\delta^{18}\text{O}$ em poços tubulares no topo da chapada (a localização dos poços está na figura A11 do anexo 4).

Ano	Mês	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)				
		Poço tubular				
		Setor ocidental		Setor oriental		
		Cacimbas	Vila Betânia	Serrolândia I	Serrolândia II	4-BO-01-PE
1999	Set	-3,44	-	-	-	-
	Out	-3,54	-3,12	-4,72	-	-4,55
	Nov	-3,46	-2,99	-4,54	-4,69	-4,51
	Dez	-3,49	-3,05	-4,64	-	-4,61
2000	Jan	-3,39	-3,14	-4,45	-4,46	-4,65
	Fev	-3,79	-3,37	-4,93	-4,32	-4,89
	Mar	-3,58	-	-4,65	-4,24	-4,74
	Abr	-3,62	-3,11	-4,66	-4,28	-4,67
	Mai	-3,57	-3,19	-4,72	-4,46	-4,59
	Jun	-3,65	-3,16	-4,68	-4,52	-4,60
	Jul	-3,68	-3,18	-	-	-
	Ago	-	-	-4,74	-4,84	-4,85

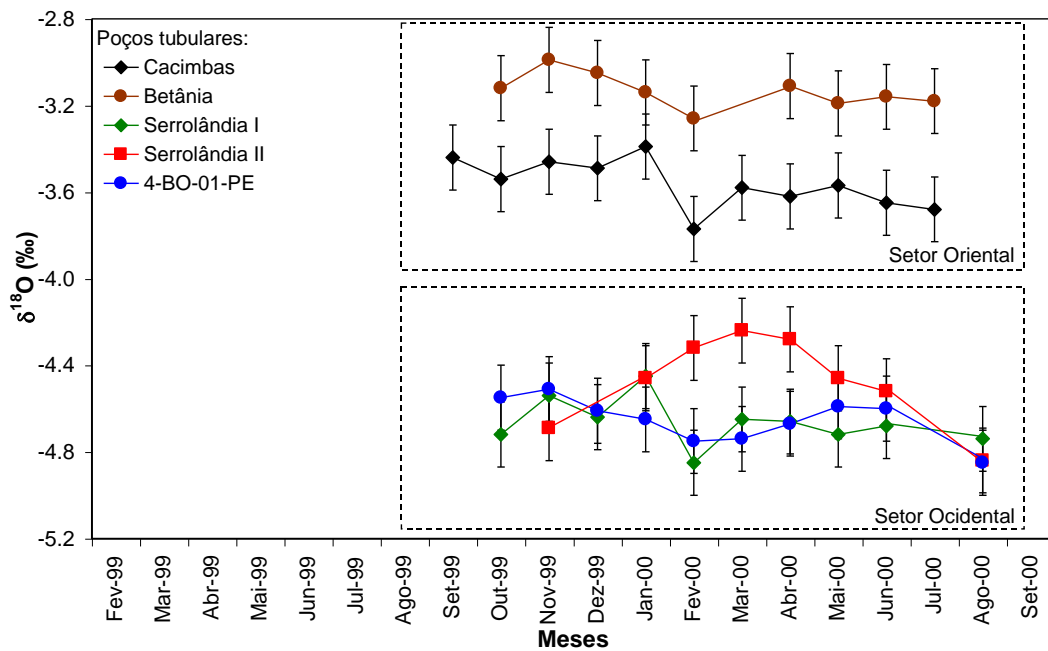


Figura 4.4 - $\delta^{18}\text{O}$ da água de poços tubulares nos setores oriental e ocidental da Chapada do Araripe.

O poço tubular Betânia, localizado mais próximo a escarpa, capta água isotópica e quimicamente idêntica às das águas das fontes na interface Exu/ Arajara (Tabela 4.1, item 4.1.1). De acordo com a figura 4.4, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ não apresentam variações significativas com média de $-3,15\text{‰}$, sendo compatível com o valor médio das águas das fontes de $-3,24\text{‰}$. A condutividade elétrica da água deste poço é de somente $\approx 30\ \mu\text{S}/\text{cm}$.

Os poços tubulares Cacimbas e Serrolândia I exploram águas do aquífero Arajara com a mesma condutividade elétrica de $85\ \mu\text{S}/\text{cm}$, valor este que coincide com as fontes no contato Arajara/Santana. Porém, da figura 4.4, observa-se, apesar da semelhança química, que as águas destes poços apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ bastante distintos indicando águas diferentes. As médias para os poços Cacimbas e Serrolândia I são de respectivamente, $-3,56$ e $-4,70\text{‰}$. Somente o primeiro valor tem semelhança com o das fontes no contato Arajara/Santana de $-3,59\text{‰}$ (Tabela 4.1, item 4.1.1).

O poço tubular 4-BO-01-PE explora o aquífero Rio da Batateira, confinado pelo aquíclode Santana. A condutividade elétrica média é de $1098\ \mu\text{S}/\text{cm}$, os valores de $\delta^{18}\text{O}$, sem variações significativas, apresentam média de $-4,70\text{‰}$. O poço tubular

Serrolândia I tem o mesmo valor médio, interpretado como sendo marcado por paleoáguas de clima mais frio.

O poço tubular Serrolândia II, com 242 m de profundidade, capta água numa lente de arenito de 9 m de espessura no interior da formação Santana. De acordo com a figura 4.4, na época seca, este poço apresenta $\delta^{18}\text{O}$ semelhante aos obtidos nos poços Serrolândia I e 4-BO-01-PE. Porém, no período chuvoso, de fevereiro a abril de 2000, ocorrem variações sistemáticas. Considerando o erro de uma medida individual de 0,15 ‰, estas mudanças podiam parecer pouco significantes. São, porém, acompanhadas por fortes mudanças na qualidade da água. Isto pode ser observado na figura 4.5 que mostra a variação da condutividade elétrica (C.E.) e do $\delta^{18}\text{O}$ da água em função do tempo.

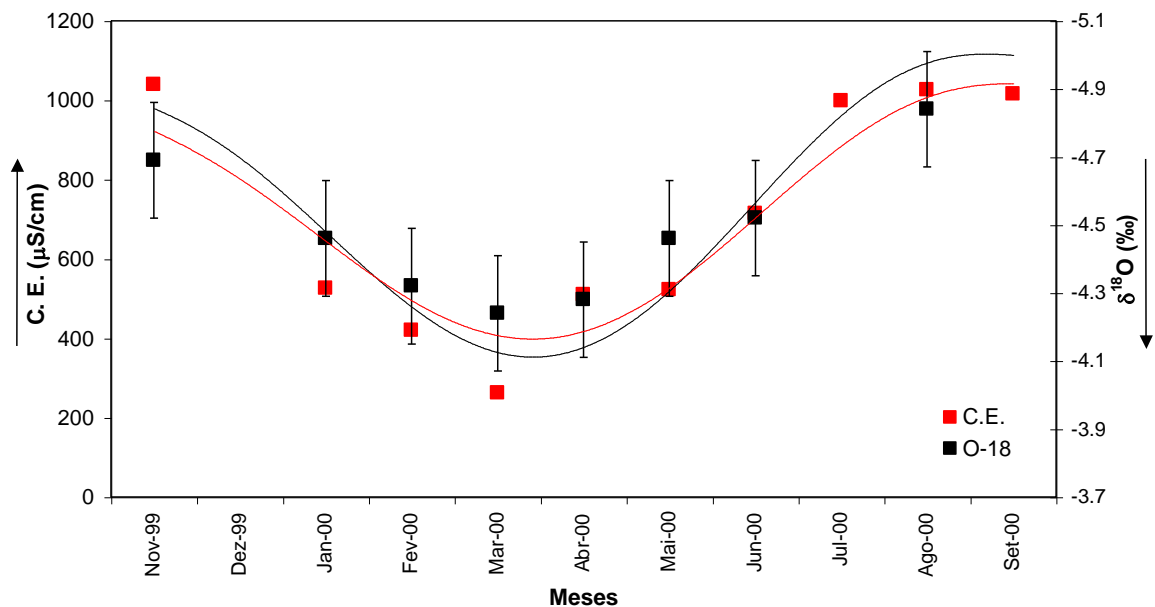


Figura 4.5 - Condutividade elétrica (C.E.) e $\delta^{18}\text{O}$ do poço tubular Serrolândia II em função do tempo.

A C.E. da água do poço Serrolândia II atingiu valores máximos no período seco com 1026 $\mu\text{S}/\text{cm}$, em novembro de 1999, e 1036 $\mu\text{S}/\text{cm}$, em agosto de 2000, indicando a captação de águas mais mineralizadas. No período chuvoso, a C.E. atingiu o valor mínimo de 247 $\mu\text{S}/\text{cm}$, em março de 2000, refletindo, na água bombeada, a entrada de água nova pouco mineralizada.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ apresentaram mínimos no período seco de $-4,69\text{ ‰}$, em novembro de 1999, e $-4,84\text{ ‰}$, em agosto de 2000, apresentando características de paleoáguas captadas do Sistema Aquífero Superior no setor ocidental da chapada. O valor máximo de $-4,24\text{ ‰}$ ocorreu em março de 2000, evidenciando a contribuição de águas isotopicamente bem diferentes das águas presentes no Sistema Aquífero Superior, refletindo a entrada de recarga, através de conexões hidráulicas, de águas derivadas da chuva atual. A figura 4.6 apresenta a correlação do $\delta^{18}\text{O}$ com a C.E.

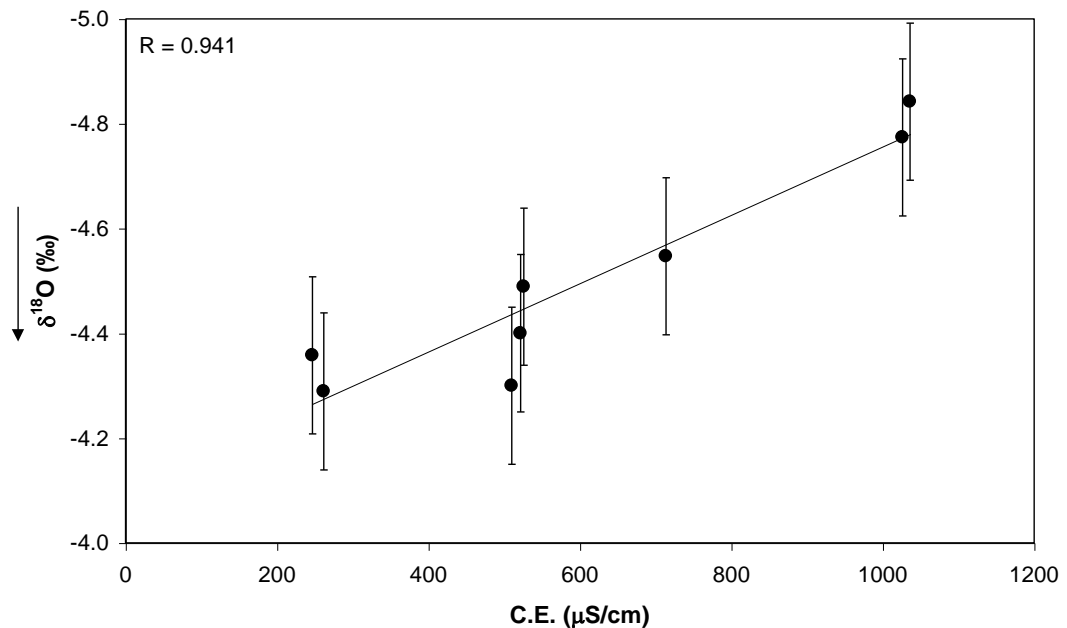


Figura 4.6 – Correlação linear C.E. v.s. $\delta^{18}\text{O}$ das águas do poço Serrolândia II.

O $\delta^{18}\text{O}$ muda linearmente ($R = 0,941$) com a C.E. A reta é produzida pela mistura de dois componentes: um de C.E. alta e $\delta^{18}\text{O}$ baixo com um de C.E. baixa e $\delta^{18}\text{O}$ alto.

Para interpretação quantitativa da mistura adotou-se para um componente C.E. $\approx 1040\text{ }\mu\text{S/cm}$ e $\delta^{18}\text{O} \approx -5,0\text{ ‰}$ (marcado pelo paleoclima mais frio e, por isso, mais velho) e para o outro C.E. $\approx 85\text{ }\mu\text{S/cm}$ e $\delta^{18}\text{O} \approx -3,7\text{ ‰}$ (marcado pela mistura no aquífero Arajara, como discutido no item 4.1.1). Os valores intermediários são valores médios ponderados da mistura. Das curvas interpoladas da figura 4.6 obtém-se as misturas indicadas na tabela 4.5.

Tabela 4.5 – Avaliação do efeito de mistura (X – contribuição do componente novo)

MESES	C.E. ($\mu\text{S/cm}$)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	X (%)
Nov-99	925	-4,84	12
Jan-00	650	-4,47	41
Fev-00	510	-4,28	55
Mar-00	390	-4,12	68
Abr-00	410	-4,14	66
Mai-00	550	-4,33	51
Jun-00	714	-4,56	34
Ago-00	1026	-4,98	1

A comparação das curvas X (%) e precipitação no setor ocidental, medida no pluviômetro do IPA, versus o tempo, vista na figura 4.7, revela uma contribuição rápida do componente novo para o aquífero explotado, com defasagem de apenas um mês. Esta entrada rápida pode ocorrer através de conexões hidráulicas causadas por vazamento na vedação do poço ou por fraturas profundas abertas que atravessam o pacote sedimentar.

O fato deste poço encontrar-se no setor ocidental, que de acordo com a datação de carbono-14 (Item 4.1.5) e a modelagem matemática (Item 4.2.4) não tem recarga significativa, constitui um problema sério para interpretação. Porém, considerando que a contribuição de água nova acontece somente no período chuvoso, significa que deve-se tratar de uma contribuição proveniente de um fluxo subsuperficial intermitente que alimenta, possivelmente, fontes na falésia sul deste setor, sendo interceptado por fraturas ligadas ao poço.

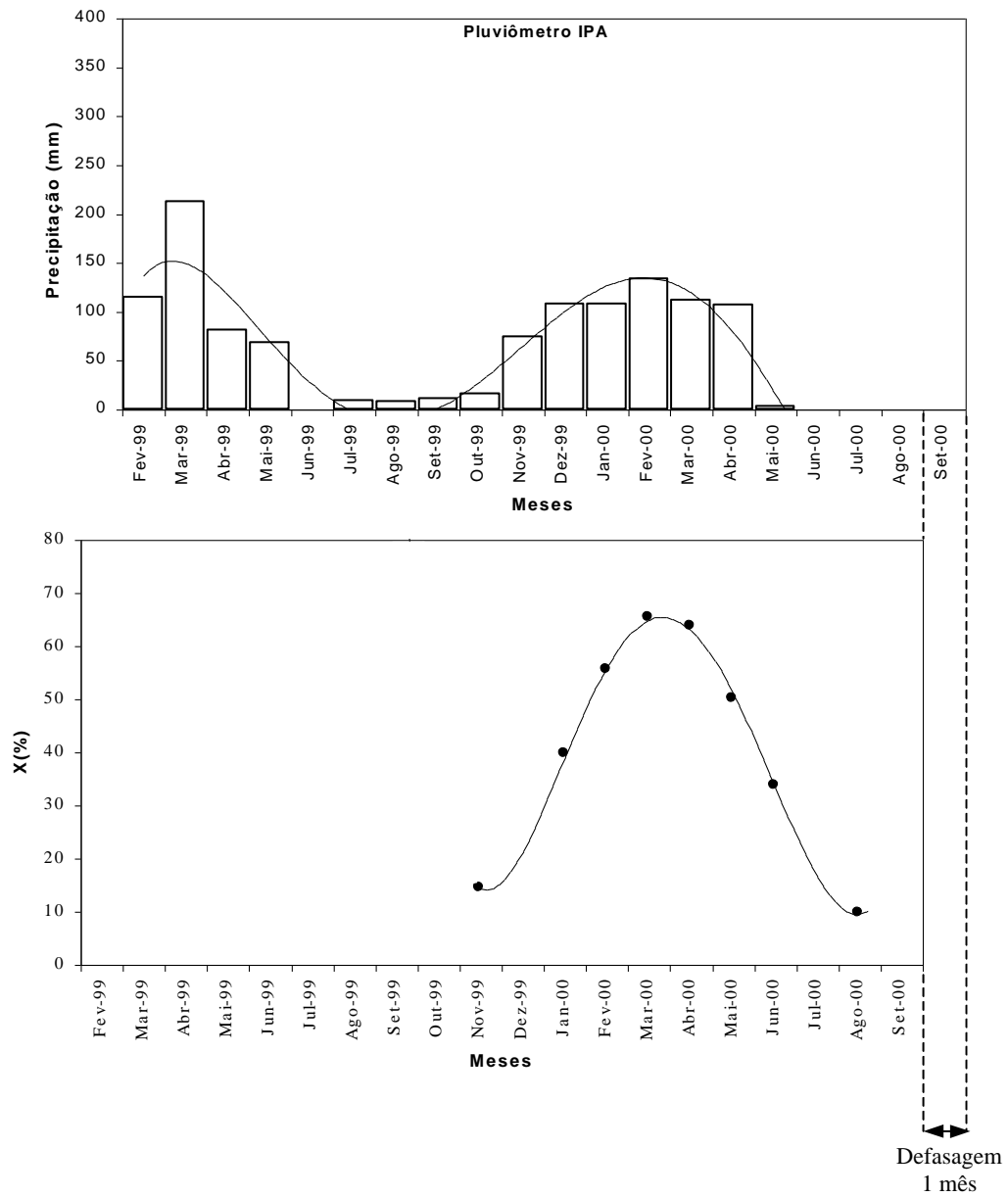


Figura 4.7 – Comparação das curvas X (%) e precipitação no setor ocidental em função do tempo.

4.1.3 – Utilização do nitrogênio-15 e do carbono-13 da matéria orgânica dos solos como indicadores de mudanças na vegetação no passado

Para o estudo da matéria orgânica dos solos da Chapada do Araripe, com uso do nitrogênio-15 e do carbono-13, foram feitas amostragens de solos em diferentes profundidades e de folhas da vegetação circunvizinha, segundo a metodologia descrita no item 3.1.2. As amostragens indicadas na figura 4.8 foram feitas nas áreas de floresta úmida e cerrado da Floresta Nacional do Araripe (principal área de recarga do Sistema Aquífero Superior no setor oriental) e na área árida de caatinga do setor ocidental.

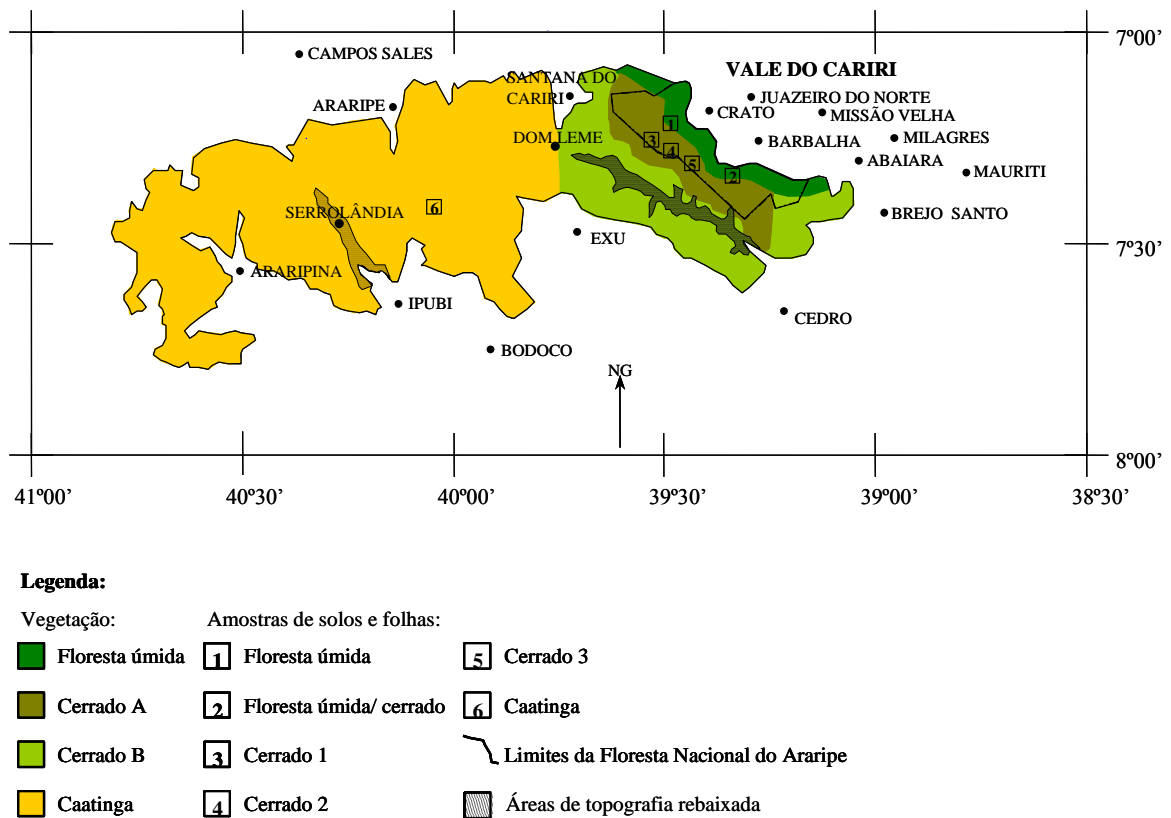


Figura 4.8 – Localização das amostragens de solos e folhagens de vegetação circunvizinha para análise isotópica.

A percentagem de carbono orgânico total (C) e as medidas isotópicas de nitrogênio-15 ($\delta^{15}\text{N}$) e carbono-13 ($\delta^{13}\text{C}$) das amostragens de solos estão mostradas na tabela 4.6.

Tabela 4.6 – Percentagem de carbono orgânico (C), nitrogênio-15 ($\delta^{15}\text{N}$) e carbono-13 ($\delta^{13}\text{C}$) das amostras de solos: floresta úmida (1), floresta de transição úmida/cerrado (2), cerrado 1 (3), cerrado 2 (4), cerrado 3 (5) e caatinga (6) em diferentes profundidades (medidas feitas no CENA – Piracicaba).

Profundidade (cm)		0-5	5-10	10-20	20-30	30-40	40-60	60-80	80-100	100-120	120-140
(1)	C (%)	4,62	3,79	2,49	3,54	3,03	2,89	2,70	2,31	2,23	2,09
	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	6,99	6,70	6,66	6,22	6,03	6,33	6,77	6,66	6,57	6,24
	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	-25,95	-25,61	-23,93	-24,34	-22,18	-22,21	-22,02	-21,65	-21,84	-21,27
(2)	C (%)	5,31	4,55	4,99	4,02	2,98	3,07	2,37	2,05	1,66	1,50
	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	5,26	5,61	5,85	6,77	6,39	6,10	6,08	6,55	6,36	6,73
	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	-25,84	-24,95	-24,96	-24,20	-23,22	-23,21	-22,40	-22,13	-22,09	-21,98
(3)	C (%)	4,43	3,00	2,74	1,85	2,11	1,31	1,27	1,08	0,83	0,90
	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	5,17	6,54	6,71	7,42	7,55	7,54	8,05	8,32	9,11	8,91
	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	-24,86	-23,44	-23,33	-23,33	-23,29	-22,86	-22,52	-21,99	-21,63	-21,01
(4)	C (%)	2,54	2,00	1,98	1,71	1,41	1,20	1,09	0,76	0,66	0,46
	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	5,26	5,73	6,61	6,93	6,96	7,63	7,71	8,60	8,01	7,37
	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	-26,56	-26,25	-26,06	-26,08	-26,18	-25,50	-25,10	-24,77	-24,07	-24,61
(5)	C (%)	2,75	2,21	2,12	1,92	1,28	-	-	-	-	-
	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	5,48	7,31	7,65	7,80	7,75	-	-	-	-	-
	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	-26,90	-26,24	-26,23	-26,11	-26,01	-	-	-	-	-
(6)	C (%)	1,71	1,67	1,58	1,29	0,92	1,04	0,82	0,57	0,45	0,46
	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	13,94	13,78	14,68	14,57	14,85	14,60	13,11	13,25	12,95	13,36
	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	-26,81	-26,53	-25,89	-25,79	-25,79	-25,16	-24,86	-24,47	-23,69	-23,85

4.1.3.1 – Percentagem de carbono orgânico total

De acordo com a tabela 2.2 (Item 2.4), há um ligeiro acréscimo no teor de argila com a profundidade do solo. Nas áreas localizadas no setor oriental da chapada (amostras: floresta úmida, floresta úmida/ cerrado, cerrado 1, 2 e 3) o solo foi considerado como de textura argilosa com percentual de argila médio variando de 38% no horizonte A a 43% no horizonte B, sugerindo uma maior proteção física à matéria orgânica do solo devido o alto teor mineral de argila. No setor ocidental da chapada (caatinga) o solo foi classificado como de textura média com 15% de argila no horizonte A e 33% no horizonte B.

Em todos os perfis da sondagem para análise isotópica, da superfície à profundidade máxima (1,4 m), foram encontrados pedaços de carvão de tamanho milimétrico, indicando que o topo da chapada sofreu incêndios de grandes extensões. As

maiores concentrações de carvão foram detectadas nas amostras de floresta úmida, transição floresta úmida/ cerrado e cerrado 2 e as menores nas amostras cerrado 1 e 3 e caatinga.

Atualmente, as áreas reflorestadas e preservadas apresentam recuperação no teor de matéria orgânica superficial. De acordo com a figura 4.9, a concentração de carbono orgânico total na superfície do solo é mais alta para floresta úmida, transição floresta úmida/ cerrado e cerrado 1 e mais baixa para cerrado 2 e 3 e caatinga.

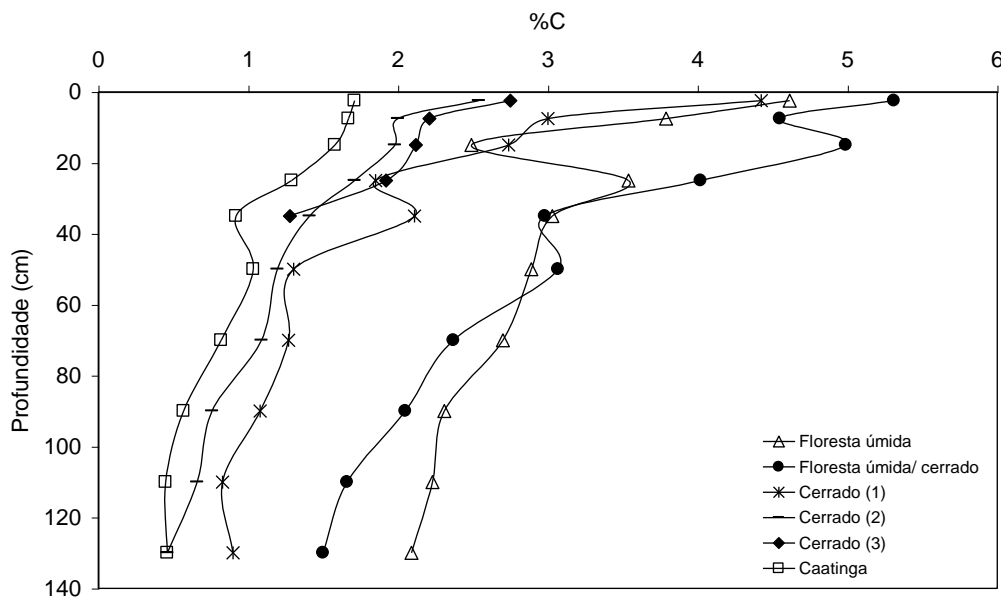


Figura 4.9 – Percentagem de carbono orgânico total com a profundidade do solo.

Em todas as áreas, a concentração de carbono orgânico total reduz-se com a profundidade. As maiores reduções ocorrem na floresta úmida, transição floresta úmida/ cerrado e cerrado 1. Nestas áreas, também ocorrem grandes oscilações na concentração do carbono orgânico total até a profundidade de 35 cm, sinal de mudanças repetidas na cobertura vegetal em tempos recentes. Estes locais, antes da implantação da Floresta Nacional do Araripe em 1946, foram utilizados para agricultura.

Na tabela 2.2 (Item 2.4) e na figura 4.9 constam uma redução do conteúdo de argila e de matéria orgânica no sentido leste-oeste da chapada. Estas relações estão acompanhadas por uma diminuição gradativa da precipitação pluviométrica, cuja média anual chega a 1033 mm no setor oriental e 720 mm no setor ocidental (Área de trabalho, Figura 2.2).

4.1.3.2 – Nitrogênio-15

Estudos realizados por MARIOTTI et al. (1980) e GEBAUER e SCHULZE (1991) mostraram que horizontes minerais possuem maiores valores de $\delta^{15}\text{N}$ do que horizontes orgânicos; logo, solos que apresentam valores de $\delta^{15}\text{N}$ muito diferentes numa mesma área podem indicar modificações na vegetação. No setor oriental da Chapada do Araripe, a superfície do solo de floresta e do cerrado (Figura 4.10), apresenta os menores valores de $\delta^{15}\text{N}$, e contém maior quantidade de húmus fresco, já no setor ocidental, onde predomina a caatinga, a superfície do solo tem menor conteúdo de matéria orgânica e os maiores valores de $\delta^{15}\text{N}$.

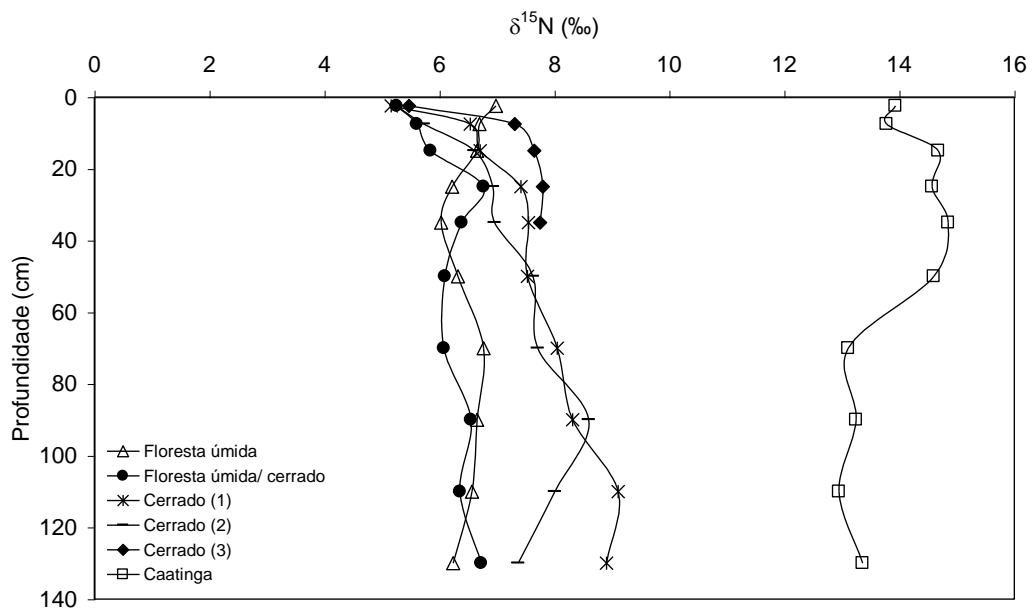


Figura 4.10 – $\delta^{15}\text{N}$ com a profundidade do solo.

Os valores relativamente baixos de $\delta^{15}\text{N}$ no solo de floresta e cerrado indicam que as taxas de perdas de nitrogênio neste ecossistema são baixas e que a microfauna do solo assimila grande parte do nitrogênio que entra no sistema. Já o solo da caatinga apresenta característica de declínio na vegetação levando a um maior enriquecimento em ^{15}N do que nas camadas de húmus produzidas no solo de floresta e cerrado. Em geral,

ecossistemas transformados são tipicamente mais enriquecidos em ^{15}N que as florestas (NADELHOFFER e FRY, 1994).

4.1.3.3 – Carbono-13

No topo da Chapada do Araripe medimos $\delta^{13}\text{C}$ de 39 tipos de vegetais. O valor médio é de -28‰ , com o máximo de $-25,66\text{‰}$, para o arbusto “Pau D’óleo” (*Copaifera langsdorfii*), e o mínimo de $-32,35\text{‰}$, para a árvore de grande porte “Balaio de Velho” (*Vernania s.p.*). Neste caso, a vegetação encontrada atualmente no topo da chapada é caracterizada como de ciclo fotossintético C3.

Segundo CERLING et al. (1991), durante o processo de humificação, a matéria orgânica na superfície do solo passa por um fracionamento isotópico de até 4‰. Nas camadas superficiais argilosas e nas mais profundas, a matéria orgânica humificada é estável. Como a maioria das áreas amostradas estão num solo de textura argilosa, os valores abaixo da superfície são considerados estáveis e as modificações nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ nas camadas mais profundas indicam a sucessão de diferentes coberturas vegetais no passado.

A matéria orgânica na superfície do solo possui $\delta^{13}\text{C}$ próximo da vegetação que a originou. De acordo com a figura 4.11, as modificações de $\delta^{13}\text{C}$ mais significativas ocorrem no solo de floresta úmida, transição floresta úmida/ cerrado e cerrado 1. As maiores variações ocorrem até a profundidade de 35 cm, indicando alterações recentes na cobertura vegetal, sugerindo que esta área, num passado bem próximo, passou por uma transformação antrópica variando de vegetação do ciclo C3 para uma mistura com vegetação do ciclo C4. Abaixo de 35 cm de profundidade a vegetação é totalmente caracterizada como mistura. Este ecossistema mais dinâmico sugere que, no passado, a faixa que margeia a encosta da chapada, hoje preservada pela Floresta Nacional do Araripe, sofreu alterações antrópicas.

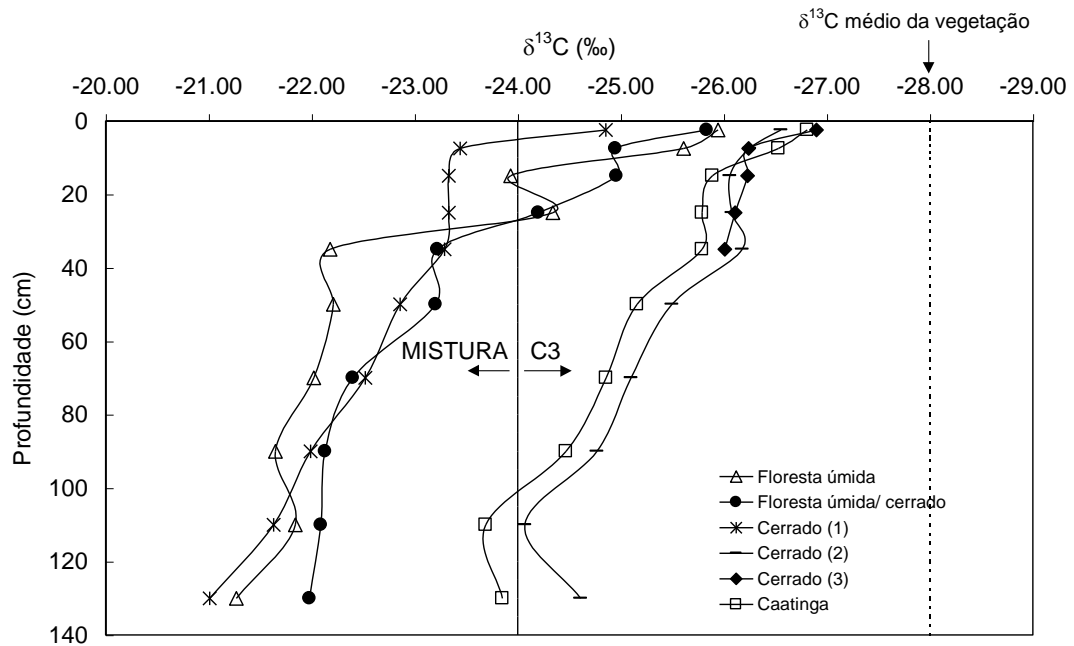


Figura 4.11 - $\delta^{13}\text{C}$ com a profundidade do solo.

Nas áreas de cerrado 2 e 3 e caatinga, o no perfil de $\delta^{13}\text{C}$ não sofre alterações bruscas, indicando ocupação contínua por vegetação do ciclo C3. Apenas a caatinga começa a apresentar indícios de mistura, a partir da profundidade de 110 cm.

4.1.3.4 – Discussão

As análises isotópicas de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ mostraram que os ecossistemas que sofreram mudanças mais intensas na cobertura vegetal estão localizados na borda da chapada (floresta úmida e transição floresta úmida/ cerrado) e ao lado da estrada que dá acesso a cidade de Exu (cerrado 1). Estas áreas foram utilizadas para agricultura antes da instalação da Floresta Nacional do Araripe e atualmente fazem parte da área de preservação. As áreas degradadas não recuperadas (cerrado 2 e 3 e caatinga) foram alteradas mas não utilizadas para agricultura, mantendo o $\delta^{13}\text{C}$ sempre característico da vegetação encontrada atualmente no topo da chapada (ciclo fotossintético C3).

A presença de carvão nos perfis de solo indica que a vegetação no topo da chapada sofreu queimadas, naturais em tempos mais remotos ou iniciando-se nas áreas de cultivo agrícola e se propagando sem controle para outras áreas, após a ocupação da chapada pelo homem.

Atualmente, a ação antrópica é observada fora da área de preservação. Resulta desta ação um processo contínuo de degradação florestal na margem da floresta. A área localizada nas bordas da floresta e fora da área de preservação apresenta comprometimento da matéria orgânica, levando ao esgotamento do solo com conseqüente empobrecimento florestal, provocando um retrocesso e dificultando as sucessões vegetais, levando ao surgimento de uma vegetação que apresenta elevado grau de adaptação ao déficit hídrico e ao fogo. Hidrologicamente, a redução na capacidade de infiltração dos solos é de suma importância (Modelagem matemática, item 4.2.1). Os efeitos danosos da ação antrópica fora da área de preservação da Chapada do Araripe foram estudados também por LEITE et al. (1990). Suas pesquisas realizadas em áreas desmatadas e de floresta revelaram que há uma diminuição da água disponível no solo da área desmatada. As perdas de água na área desmatada em relação à área de floresta, registradas em um mês de observação, foram de 3 e 11 mm para, respectivamente, 10 e 30 cm de profundidade.

4.1.4 – Utilização do trício para estimar o tempo de residência e os parâmetros espessura da camada saturada e recarga no aquífero Exu

A concentração de trício nas águas de algumas fontes da Chapada do Araripe foram medidas em abril de 1992 pelo Grupo de Hidrologia Isotópica da UFC. As amostragens foram feitas em 6 fontes. Os resultados encontram-se na tabela 4.7 (a localização das fontes está indicada na figura A11 do anexo 4).

Tabela 4.7 – Concentração de trício em fontes da Chapada do Araripe. (Fonte: SILVA, 1992)

Fonte	Trício (TU)
Batateira/ Crato	0,6 ± 0,4
Batateira/ Crato	0,3 ± 0,4
Serrano/ Crato	0,3 ± 0,4
Granjeiro/ Crato	0,7 ± 0,4
Bom Jesus/ Barbalha	0,9 ± 0,4
João Coelho/ Barbalha	1,3 ± 0,4
Farias/ Barbalha	0,6 ± 0,4
Média	0,67 ± 0,15

Todas as fontes amostradas estão localizadas na interface geológica Exu/Arajara e drenam o aquífero Exu. Como as amostras foram coletadas no mesmo período, considera-se a concentração média de trício ($0,67 \pm 0,15$ TU) como representativa para as águas do aquífero Exu. A concentração média do trício em amostras de chuvas, medida em duas cisternas e um barreiro, no mesmo período, foi de 3 TU.

A curva tempo de residência (ano) vs. concentração de trício (TU) gerada pelo modelo exponencial (Metodologia, item 3.1.3.1), para o ano de 1992, encontra-se na figura 4.12, onde a concentração média do trício nas águas do aquífero Exu de $0,67 \pm 0,15$ TU, corresponde a um tempo de residência de 180 anos.

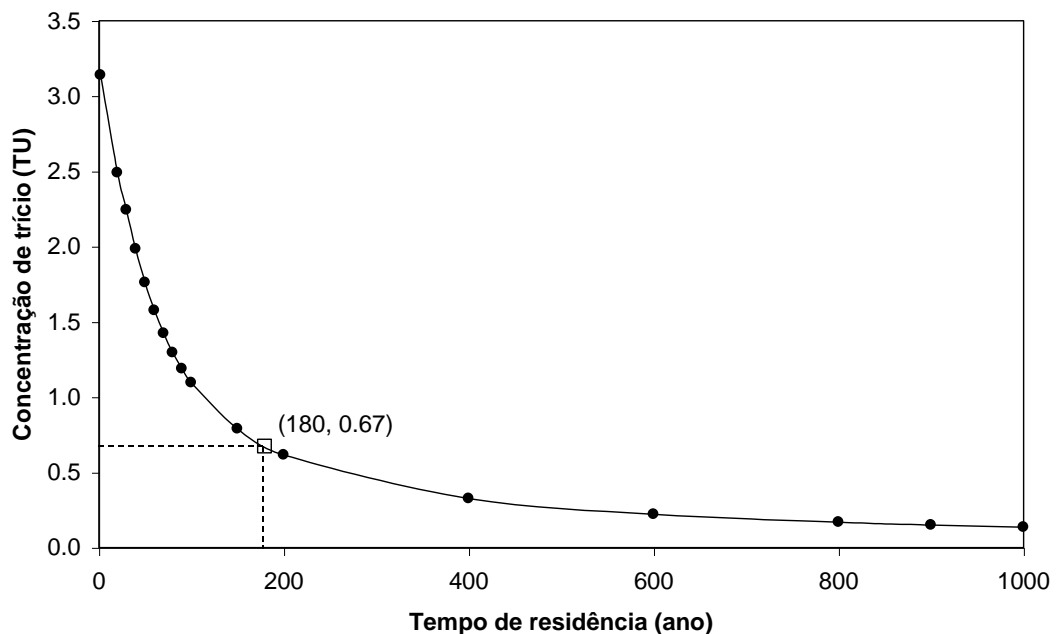


Figura 4.12 – Curva tempo de residência (ano) vs. concentração de trício (TU) obtida do modelo exponencial.

As curvas espessura da camada saturada versus concentração de trício (TU), para diferentes lamina de infiltração, geradas pelo modelo celular de estratificação completa (Metodologia, item 3.1.3.2), para o ano de 1992 é apresentada na figura 4.13.

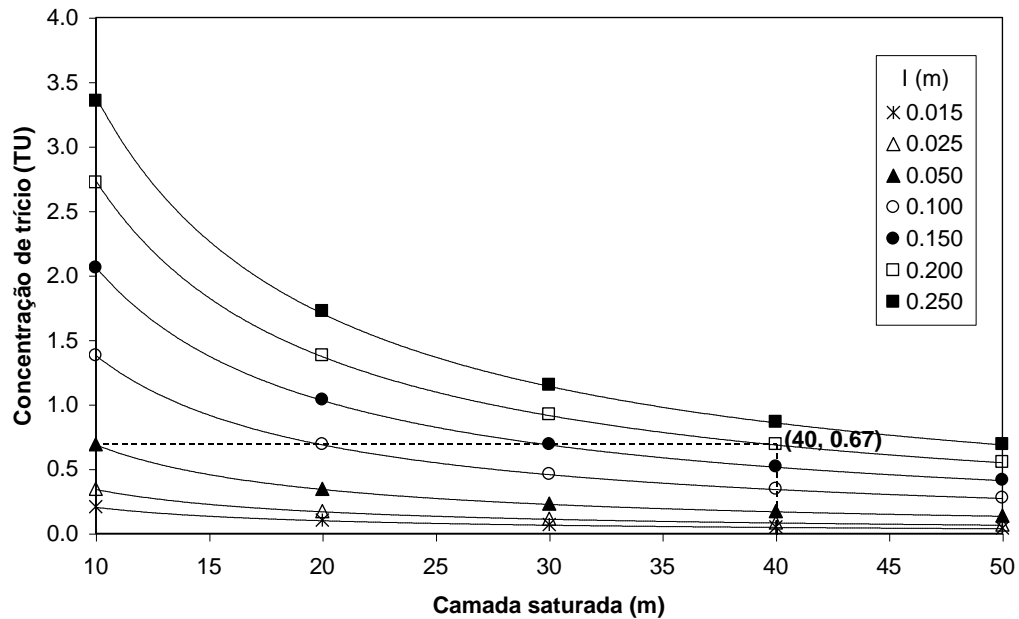


Figura 4.13 – Curvas camada saturada (m) vs. concentração de trício (TU), para diferentes lâminas infiltradas, obtidas do modelo celular totalmente estratificado.

Através da simulação das vazões das fontes do Caldas e do Farias com o uso do MOFLOW (Modelagem matemática, item 4.2.2), observou-se que a recarga na área de influência destas fontes é rapidamente drenada pelas fraturas causando picos máximos de vazões em alguns meses do ano. Esta área de influência encontra-se numa faixa de aproximadamente 4000 m, margeando a encosta da chapada, estando, portanto, totalmente inserida na área de preservação da Floresta Nacional do Araripe. Já a vazão mínima é produzida pelo fluxo à distância, proveniente de um divisor de águas localizado no interior da chapada (Item 4.2.4.2). Pelos resultados da simulação, a área de influência das fontes é responsável por uma recarga média anual correspondente a aproximadamente 4% da precipitação média anual. Considerando a precipitação média anual de 1000 mm, na área preservada do setor oriental da chapada, a recarga média é de 40 mm/ano e é rapidamente drenada pelas fontes. Através do modelo matemático de GREEN e AMPT (1911) (Modelagem matemática, item 4.2.1), a capacidade de infiltração estimada para áreas desmatadas, no topo da chapada, é de 20% da capacidade de infiltração de áreas de floresta. Neste caso, estima-se que a recarga média anual em áreas desmatadas, no setor oriental da chapada, seja de, aproximadamente, 8 mm. Desta forma, para uma porosidade

eficaz de 3,5% do Sistema Aquífero Superior (Modelagem matemática, itens 4.2.2 e 4.2.3), a espessura infiltrada é de aproximadamente 200 mm/ano.

De acordo com a figura 4.13, para a concentração média do trício de $0,67 \pm 0,15$ TU e espessura infiltrada de 200 mm/ano, tem-se a camada média saturada do aquífero Exu de 40 m.

4.1.4.1 – Discussão

Segundo o modelo celular, para a camada média saturada do aquífero Exu de 40 m e espessura média infiltrada anual de 200 mm, tem-se uma estratificação de 200 camadas. Como cada camada corresponde ao deslocamento anual, temos 200 anos de precipitação. Este valor concorda com o resultado do modelo exponencial para o tempo de residência de 180 anos e com o oxigênio-18 que caracteriza as águas drenadas pelas fontes na encosta como de recarga atual local (Item 4.1.1).

Considerando a condutividade hidráulica média do aquífero Exu de $1,35 * 10^{-5}$ m/s, gradiente hidráulico médio de 7 ‰ e porosidade eficaz de 3,5 % (Modelagem matemática, item 4.2.2), a velocidade média horizontal de escoamento no aquífero é de aproximadamente 85 m/ano. Adotando o tempo de residência de 180 anos, resulta um comprimento de captação (perpendicular à encosta) de aproximadamente 15.000 m. Este valor corresponde à distância da encosta ao divisor de águas que alimenta as fontes no Cariri. Desta maneira, pode-se localizar o divisor de águas na falha de Jardim que acompanha o limite dos Estados do Ceará e Pernambuco. Esta falha apresenta-se linearmente como uma calha sobre a chapada com extensão de 34 km (MARQUES et al., 1984).

Como o comprimento de captação (15.000 m) é bem maior que o comprimento de drenagem das fontes (estimado pelo MODFLOW em aproximadamente 4.000 m), pode-se ver que as amostras d'água coletadas nas fontes no mês de abril de 1992, correspondem a mistura de águas proveniente do fluxo à distância com recarga em áreas desmatadas, já que as maiores recargas provenientes das áreas de florestas preservadas mais próximas à encosta são rapidamente drenadas pelas fontes.

4.1.5 – Carbono-14 nas águas subterrâneas da Chapada do Araripe

De acordo com o esquema proposto na figura 4.14 para a circulação da água subterrânea na Chapada do Araripe, a recarga do Sistema Aquífero Superior ocorre basicamente no setor oriental. Nesta área, a formação Exu encontra-se parcialmente saturada e parte do escoamento subterrâneo flui para o setor ocidental com gradiente hidráulico médio de 2 ‰. Nas imediações do poço 4-BO-01-PE, a aproximadamente 30 km do poço IPA, o escoamento subterrâneo do Sistema Aquífero Superior mergulha na formação Arajara, levando à inexistência da camada saturada na formação Exu no setor ocidental. Neste percurso, uma pequena fração da água é interceptada por fraturas existentes no aquíclode Santana e percola para os aquíferos subjacentes.

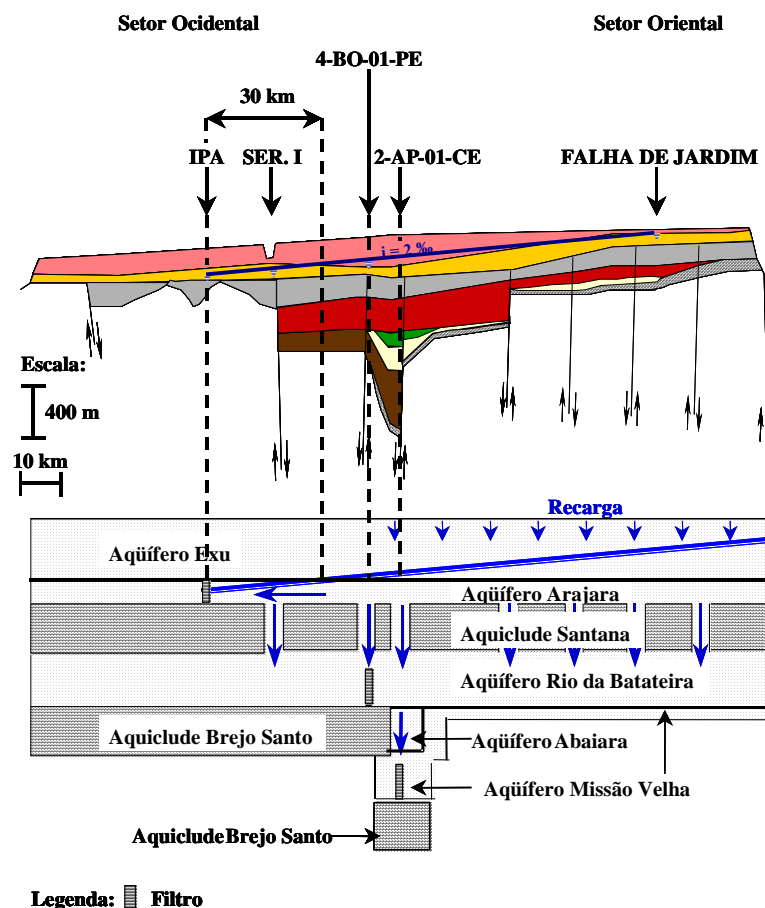


Figura 4.14 – Modelo de fluxo utilizado para interpretação de datação com carbono-14 (com a estratigrafia geológica da figura 2.6 na parte superior).

Segundo o modelo de fluxo da figura 4.14, como o poço IPA explota o aquífero Arajara no setor ocidental da chapada (onde praticamente não há recarga) e os poços 4-BO-01-PE e 2-AP-01-CE exploram os aquíferos subjacentes ao aquíclode Santana (confinados e conectados com o Sistema Aquífero Superior por fraturas), considera-se que mudanças na concentração do carbono-14 na água acontecem devido ao envelhecimento durante o deslocamento no aquífero. Neste caso, calculou-se a idade das águas explotadas por estes poços de acordo com a equação 3.3 (Metodologia, item 3.1.3.1).

A amostra coletada no poço 4-BO-01-PE representa bem o aquífero Rio da Batateira, pois foram realizadas durante o primeiro teste de bombeamento, após o desenvolvimento, explotando, portanto, o aquífero em estado virgem. A amostra do poço 2-AP-01-CE representa o aquífero Missão Velha.

Na tabela 4.8 encontram-se as concentrações isotópicas de carbono-14, as idades, os valores de carbono-13, os fatores de correção de Pearson, as idades corrigidas de Pearson e os índices de saturação de cálcio das águas dos poços IPA, 4-BO-01-PE e 2-AP-01-CE (a localização dos poços está indicada na figura A11 do anexo 4).

Tabela 4.8 – Carbono-14 (^{14}C), idade (I), carbono-13 ($\delta^{13}\text{C}$), fator de correção de Pearson (Q), idade corrigida de Pearson (I_p) e índice de saturação de cálcio (ISC) dos poços IPA, 4-BO-01-PE e 2-AP-01-CE. Os índices a e b nas idades correspondem aos limites devido os erros estatísticos de contagem (as medidas de carbono-14 e 13 foram feitas pela Hydroisotop/Schweitenkirchen - Alemanha).

Amostra	Município	^{14}C (pMC)	I_{ab} (anos)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Q	I_p^{ab} (anos)	ISC
IPA	Araripina-PE	$25,5 \pm 3$	$10.932_{11.933}^{10.042}$	-17,8	0,7	$8.475_{9.476}^{7.585}$	-1,39
4-BO-01-PE	Bodocó-PE	$2,2 \pm 1$	$30.534_{35.383}^{27.536}$	-10,9	0,5	$24.153_{29.002}^{21.155}$	0,27
2-AP-01-CE	Araripe-CE	$6,1 \pm 3,2$	$22.375_{28.324}^{19.000}$	-11,2	0,5	$16.212_{22.160}^{12.838}$	1,78

Como as concentrações de carbono-14 nas amostras (Tabela 4.8) são bem inferiores à concentração no CO_2 atmosférico antes dos testes nucleares, adotou-se para o cálculo da idade a atividade inicial da atmosfera de 100 pMC. As concentrações de carbono-14 nos poços IPA de 25,5 pMC, 4-BO-01-PE de 2,2 pMC e 2-AP-01-CE de

6,1 pMC correspondem às idades não corrigidas de respectivamente $10.932_{11.933}^{10.042}$, $30.534_{35.383}^{27.536}$ e $22.375_{28.324}^{19.000}$ anos (as idades máxima e mínima correspondem ao erro estatístico de contagem). Estes valores são compatíveis com o $\delta^{18}\text{O}$ de $\approx -5\text{‰}$ da tabela 4.1, mostrando tratar-se de paleoáguas.

De acordo com a tabela 4.8, o $\delta^{13}\text{C}$ das águas dos poços 4-BO-01-PE e 2-AP-01-CE de, respectivamente, $-10,9$ e $-11,2\text{‰}$, saturadas em cálcio ($\text{ISC}>0$), é maior que o do poço IPA de $-17,8\text{‰}$, sub-saturada em cálcio ($\text{ISC}<0$). Isto indica que as águas captadas nos poços 4-BO-01-PE e 2-AP-01-CE passaram por um processo de dissolução de carbonatos (muito provavelmente do aquíclode Santana). Como parte do carbono dissolvido na água subterrânea é proveniente dos carbonatos minerais, que não contém ^{14}C , utilizou-se o fator de correção de Pearson na atividade inicial do ^{14}C para correção da idade convencional. Para o cálculo dos fatores Q da tabela 4.8, utilizou-se o $\delta^{13}\text{C}$ médio dos solos da chapada de $-24,2\text{‰}$, obtidos das sondagens realizadas em áreas com diferentes formações florestais (Item 4.1.3). Neste caso, as idades das águas dos poços IPA, 4-BO-01-PE e 2-AP-01-CE corrigidas pelo fator de Pearson reduziram-se em aproximadamente 22%.

4.1.6 – Associação dos dados isotópicos da Chapada do Araripe com dados de Vale do Cariri

Os valores de carbono-14 e $\delta^{18}\text{O}$ no Vale do Cariri indicados na tabela 4.9 foram obtidos de SILVA (1996). Estes valores associados com os dados isotópicos dos poços IPA, 4-BO-01-PE e 2-AP-01-CE permitem um melhor entendimento da dinâmica das águas na bacia sedimentar do Araripe.

Tabela 4.9 – Carbono-14 (C-14), idade (I), oxigênio-18 ($\delta^{18}\text{O}$) de poços na bacia sedimentar do Araripe (os dados do Vale do Cariri foram obtidos de SILVA (1996)).

Amostra	C-14 (pMC)	I (anos)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
St. S. Pedro, Bb	99,2	65	-3,20
Cafundó, Ct-05	98,8	97	-3,00
Vila Alta, Ct-02	93,7	523	-3,20
R. Macacos, JZ-03	92,0	670	-3,20
Cj. Mirandão, Ct	91,4	723	-3,00
Hp. S. Vicente, Bb	90,8	776	-2,90
Lagoa Seca, JZ – 16	88,7	964	-3,00
Barro Branco, Bb	88,0	1.027	-3,40
Usina 1, Bb	84,5	1.353	-3,20
Lagoa Seca, JZ-10	80,8	1.713	-3,30
Lagoa Seca, JZ – 17	80,5	1.743	-3,10
Lagoa Seca, JZ-13	79,1	1.884	-3,50
R. dos Macacos, JZ-04	78,2	1.976	-3,40
R. dos Macacos, JZ-01	77,5	2.048	-3,40
R. dos Macacos, JZ-07	75,1	2.301	-3,20
R. dos Macacos, JZ-02	74,6	2.355	-3,10
Lagoa Seca, JZ-12	72,4	2.595	-3,40
Lagoa Seca, JZ-11	66,6	3.266	-3,30
Lagoa Seca, JZ-09	64,2	3.561	-3,30
Lagoa Seca, JZ – 14	61,0	3.972	-3,50
R. dos Macacos, JZ-06	54,2	4.922	-3,60
Abaiara - lav., Ab	44,9	6.435	-3,80
Bela Vista, Bb	28,1	10.201	-4,30
Poço – IPA	25,5	10.932	-5,01
Poço – 4-BO-01-PE	2,2	30.534	-5,09
Poço – 2-AP-01-CE	6,1	22.375	-4,86

Legenda: Bb – Barbalha, Ct – Crato, JZ – Juazeiro, Ab - Abaiara

A figura 4.15 mostra o gráfico dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em função da idade (sem correção) dos poços da tabela 4.9. A curva obtida mostra um patamar entre 10.000 e 30.000 anos, com $\delta^{18}\text{O} \approx -5,0$ ‰, representando paleoáguas, e águas mais jovens com valores limites de $\delta^{18}\text{O} \approx -3,2$ ‰. Os valores intermediários indicam mistura entre águas novas e velhas. Desta forma, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ bem abaixo de $-3,2$ ‰, são testemunhos de um clima mais frio nessa região até 10.000 anos antes de hoje, como foi comprovado por

FRISCHKORN et al. (1984) e STUTE et al. (1995) através de medidas de $\delta^{18}\text{O}$ e C-14 e dos gases nobres dissolvidos nos aquíferos profundos do Piauí.

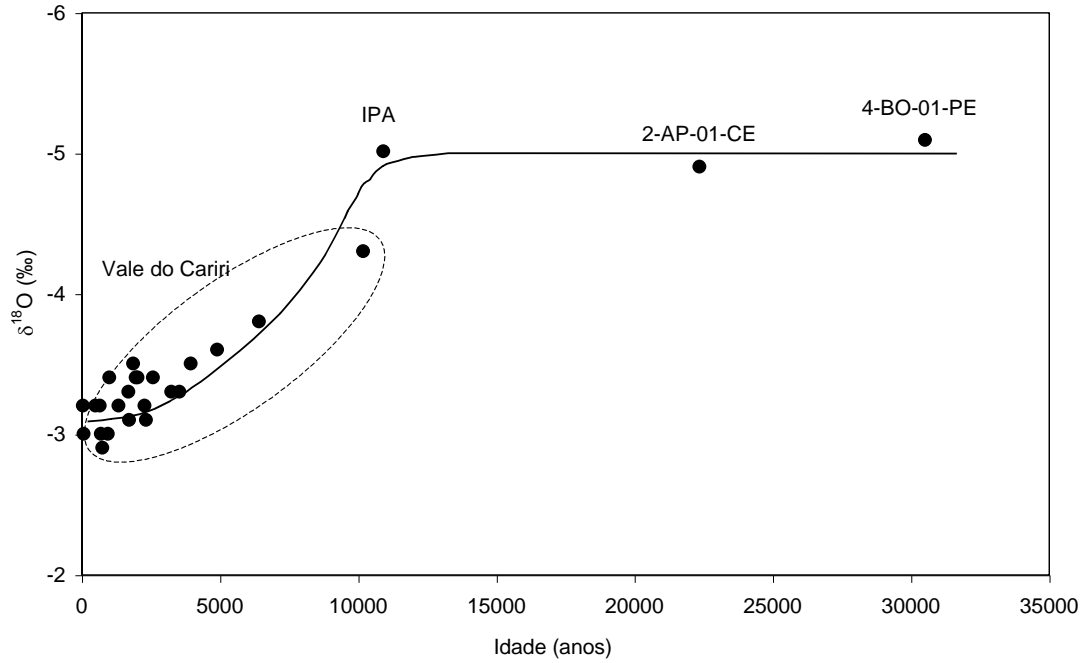


Figura 4.15 – Valores de $\delta^{18}\text{O}$ em função da idade (sem correção) de poços na bacia sedimentar do Araripe.

4.2 – Modelagem matemática

4.2.1 – Estimativa da capacidade de infiltração em solos com diferentes formações florestais no topo da Chapada do Araripe de acordo com o modelo de Green e Ampt

4.2.1.1 - Determinação dos índices físicos dos solos

As localizações dos pontos de coleta de solo foram os mesmos das coletas para análise da matéria orgânica do item 4.1.3 (Figura 4.10). Os índices físicos, umidade, densidade aparente seca, condutividade hidráulica e porosidade para diferentes formações florestais no topo da Chapada do Araripe foram determinados segundo a metodologia descrita no item 3.3 e encontram-se na tabela 4.10.

Tabela 4.10 – Umidade (h), densidade aparente seca (γ_s), condutividade hidráulica (k) e porosidade (n) para diferentes formações florestais no topo da Chapada do Araripe. (As colunas hachuradas representam os valores médios)

Formação Florestal	Tipo	h (%)		γ_s (g/cm ³)		k (cm/s)		n (%)	
Floresta úmida	Floresta	26	22	1,3	1,3	$2,0 * 10^{-2}$	$1,8 * 10^{-2}$	50	51
Floresta úmida/ cerrado		17		1,3		$1,6 * 10^{-2}$		51	
Cerrado (1)	Desmatada	14	13	1,5	1,6	$3,5 * 10^{-3}$	$3,2 * 10^{-3}$	42	39
Cerrado (2)		11		1,6		$2,6 * 10^{-3}$		38	
Caatinga		13		1,6		$3,5 * 10^{-3}$		38	

4.2.1.2 - Determinação dos parâmetros para o cálculo da capacidade de infiltração

A recarga depende das características superficiais do solo. Materiais grosseiros dispostos de 10 a 20 cm da superfície do solo são de grande importância na melhoria da velocidade de entrada da água (SEEMANAPALLI,1984). A capacidade de infiltração do solo foi estimada, para áreas de floresta e desmatada, com base nos índices físicos médios das amostras coletadas até 20 cm da superfície listados na tabela 4.10.

Segundo BOUWER (1966), a condutividade hidráulica na zona úmida, k^* , é menor que seu valor na saturação (k). Durante a infiltração, varia de $0,4k$ a $0,6k$. Nos cálculos foi usado o valor médio $0,5k$.

A porosidade efetiva ($\Delta\theta$) é a diferença entre a porosidade total (n) e a retenção específica ou capacidade de campo (θ_r) que é a quantidade de água retida pelo solo depois que o excesso tenha sido drenado e a taxa de movimento descendente tenha decrescido acentuadamente. Segundo VEIHMEYER e HENDRICKSON (1949), a retenção específica geralmente ocorre dois a três dias após uma chuva ou irrigação em solos permeáveis de estrutura e textura uniforme. Como as amostras foram coletadas no período chuvoso, em uma semana de estiagem, a umidade observada na tabela 4.10 é idêntica à retenção específica.

A carga de sucção (ψ_f) foi calculada com base na literatura especializada (RAWLS et al. (1983)), onde se encontra valores médios dos parâmetros de Green e Ampt para diferentes tipos de solos. As condutividades hidráulicas das amostras dos diferentes tipos de solos tiradas da literatura *versus* as cargas de sucção apresentam um bom coeficiente de correlação. Desta forma, a carga de sucção para as áreas de floresta e desmatada foram estimadas com base nas condutividades hidráulicas.

A carga hidráulica (h_0) acima do solo antes da infiltração foi considerada nula.

A tabela 4.11 apresenta os parâmetros utilizados no modelo de Green e Ampt determinados para as áreas de floresta e desmatada.

Tabela 4.11 – Condutividade hidráulica na zona saturada (k), condutividade hidráulica na zona úmida (k^*), porosidade total (n), retenção específica (ou capacidade de campo) (θ_r), porosidade efetiva ($\Delta\theta$) e carga de sucção (ψ_f) para as áreas de floresta e desmatada. (As colunas hachuradas representam os parâmetros utilizados no modelo de Green e Ampt)

Área	k (cm/s)	k^* (cm/s)	n (%)	θ_r (%)	$\Delta\theta$ (%)	ψ_f (cm)
Floresta	$1,8 * 10^{-2}$	$9,0 * 10^{-3}$	51	22	29	4
Desmatada	$3,2 * 10^{-3}$	$1,6 * 10^{-3}$	39	13	26	6

4.2.1.3 - Cálculo da capacidade de infiltração

Utilizando os dados da tabela 4.11 foi calculada a capacidade de infiltração cumulativa (F) após 1 hora. Da equação 3.14 (Metodologia, item 3.3.2.1), calculou-se o tempo normalizado (T). Com base no gráfico U vs. T, comentado na metodologia, item 3.3.2.1, obteve-se para o T calculado a infiltração cumulativa normalizada (U). Da equação 3.13 determinou-se F. Os resultados para as áreas de floresta e desmatada encontram-se na tabela 4.12.

Tabela 4.12 – Tempo normalizado (T), infiltração cumulativa normalizada (U) e infiltração cumulativa após 1 hora (F).

Área	T	U	F (cm)
Floresta	28	38	44
Desmatada	4	6	9

4.2.1.4 - Discussão

Com base na tabela 4.10, observa-se que é significativa a diferença dos parâmetros para as diferentes formações. Das áreas de floresta úmida e transição floresta úmida/ cerrado para as áreas de cerrado e caatinga existe um aumento na densidade seca do solo e uma redução na umidade, porosidade e condutividade hidráulica.

Na área estudada, é possível observar que a floresta úmida degradada recupera-se passando por uma sucessão florestal evoluindo para o cerrado, passando posteriormente pela transição cerrado/ floresta úmida, até chegar novamente à fase de floresta úmida.

Considerando a floresta úmida e a transição floresta úmida/ cerrado como área de floresta e o cerrado e a caatinga como área desmatada, é possível notar, na tabela 4.10, os efeitos nocivos da devastação, pois com a retirada da cobertura vegetal, o solo se modifica, mudando a textura e reduzindo o conteúdo de umidade e de matéria orgânica. Estes efeitos afetam diretamente a recarga do lençol freático na área pois, segundo HORTON (1940), a infiltração varia de acordo com a textura do solo, cobertura vegetal e o grau de saturação. Além disso, segundo RIJTEMA (1965), a velocidade do fluxo entre

camadas de solo é função da condutividade hidráulica que, por sua vez, é função do teor de umidade nas camadas.

Com a redução da recarga, aumenta o escoamento superficial e o tempo de permanência da água na camada superficial do solo, tornando a evaporação mais intensa devido a incidência direta dos raios solares na superfície do solo desnudado. Segundo DORST (1973), quando o solo sofre diretamente o impacto dos raios solares aquece mais rápido e intensamente, provocando alterações e por vezes, a destruição de sua microfauna, elemento fundamental à fabricação do húmus.

Fora da área de preservação, é possível verificar escoamento superficial através de pequenos córregos, conhecidos popularmente como “caminhos das águas”, geralmente utilizados para abastecer barreiros. No setor oriental da chapada, este escoamento flui em direção à falha de Jardim que ocupa parte dos municípios de Jardim, Barbalha e Crato acompanhando o limite dos Estados do Ceará e Pernambuco. Esta falha tem direção preferencial Noroeste-Sudeste e apresenta-se linearmente como uma calha sobre a chapada com extensão de 34 Km e largura de 400 m (MARQUES et al., 1984). Dentro da área de preservação não se verifica escoamento superficial, com exceção de algumas estradas existentes, onde o solo é mais compactado.

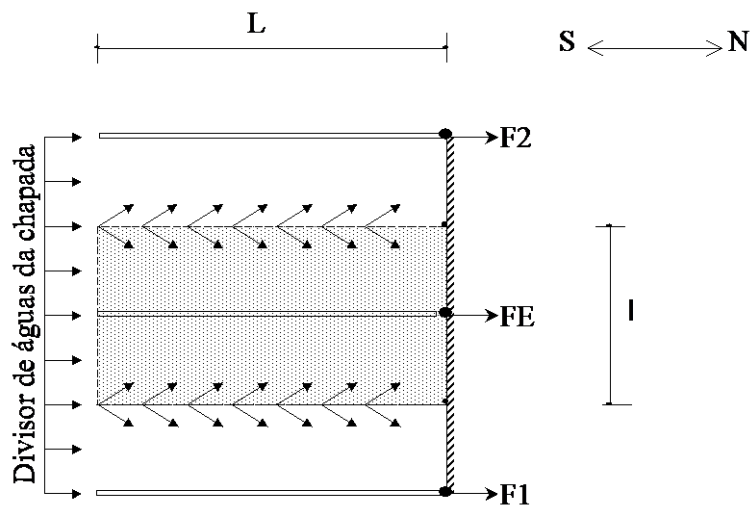
Com base na tabela 4.12 é possível verificar que a capacidade de infiltração na área desmatada e nas proximidades da margem da Floresta Nacional do Araripe é somente aproximadamente 20% da capacidade de infiltração das áreas de floresta localizada nas proximidades da borda da chapada.

A baixa capacidade de infiltração, associada às perdas de umidade do solo em áreas desmatadas, é capaz de reduzir sensivelmente a recarga do aquífero. Segundo GOUDIE (1993), imediatamente após a derrubada de uma floresta, pode-se verificar um aumento na recarga, causando até ascensão do nível piezométrico. Mas, após algum tempo, a compactação e o endurecimento da superfície do solo deixa-o desfavorável ao crescimento de plantas, acelerando o escoamento superficial e reduzindo a recarga, diminuindo o nível piezométrico.

4.2.2 – Simulação das vazões das fontes do Caldas e do Farias utilizando o MODFLOW

Na escarpa norte da Chapada do Araripe, no vale do Cariri, devido à alta condutividade hidráulica dos arenitos da formação Exu e à baixa resistência ao fluxo das fraturas que drenam o aquífero, surge, na interface com a formação Arajara, menos permeável, um horizonte de fontes. Apenas uma pequena fração das águas acumuladas nesta interface percola para os aquíferos subjacentes. Nesta simulação, os cálculos foram realizados considerando apenas a formação Exu, já que grande parte da recarga é rapidamente drenada pelas fontes. Os drenos naturais que alimentam as fontes, formados pela ocorrência de fraturas, foram considerados perpendiculares à escarpa.

Para cada fonte monitorada foi escolhida uma área de influência de largura (l), dada pela distância entre os pontos que representam a média da distância entre as fontes vizinhas mais próximas (Figura 4.16) e comprimento (L), dado pela extensão da fratura principal que funciona como dreno na alimentação das fontes.



Legenda:

F1 e F2 - Fontes vizinhas mais próximas

FE - Fonte estudada

▨ - Área de influência da fonte estudada

l - Largura da área de influência

L - Comprimento da área de influência

→ - Direção do fluxo

— - Fratura

▨ - Escarpa

Figura 4.16 – Esquema utilizado na escolha da área de influência de cada fonte.

As condições utilizadas no modelo são: (i) **dreno**, representando as fraturas que drenam o aquífero e formam as fontes; (ii) **cargas constantes**, variando de valores mínimos na escarpa da chapada a máximos a montante, obedecendo o gradiente hidráulico de 7 ‰ (SUDENE, 1967), capazes de garantir as vazões mínimas dos drenos; e (iii) **recarga**, distribuída na área de influência de cada fonte, capaz de reproduzir as variações das vazões medidas no campo.

Para entrada dos dados no MODFLOW, a área de influência de cada fonte foi dividida em uma malha retangular uniformemente espaçada de 21 linhas e colunas (Figura 4.17). As células foram alinhadas na direção do dreno e do fluxo subterrâneo preferencial. O dreno foi posicionado no centro da largura da malha e a espessura saturada que alimenta as fontes foi medida em relação ao nível de referência situado na base do aquífero Exu com gradiente hidráulico de 7‰, do interior da chapada para a escarpa.

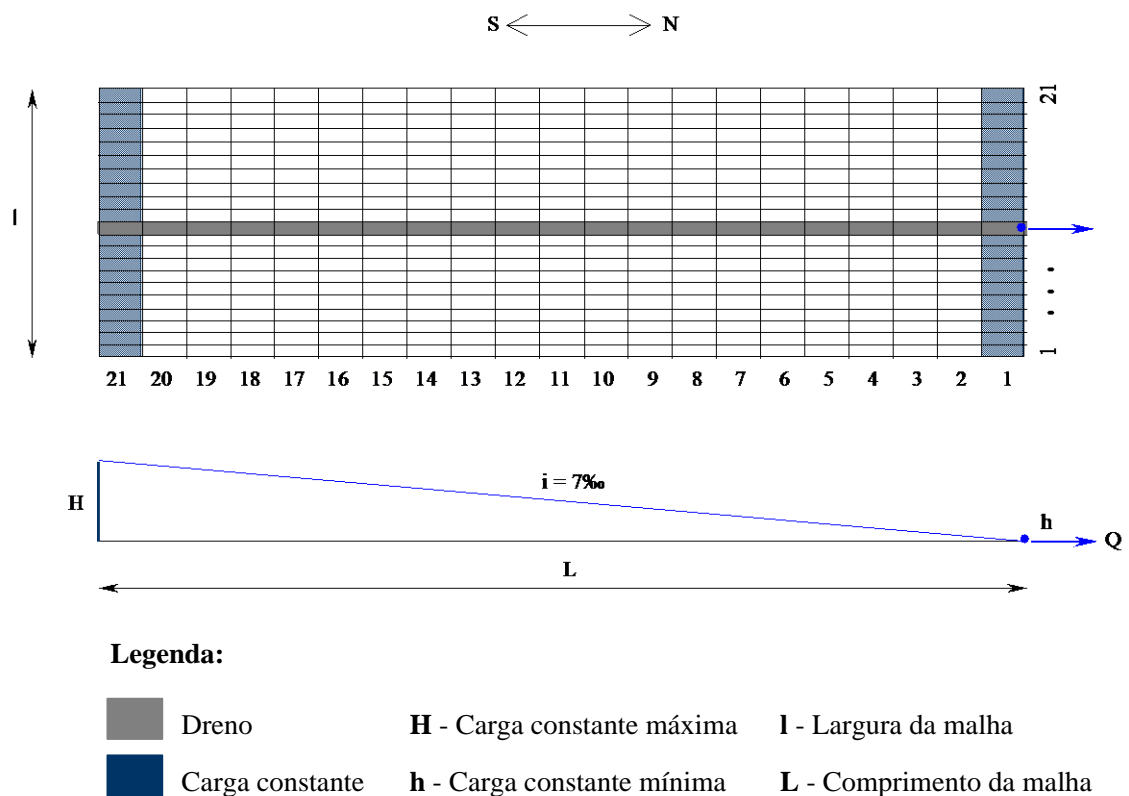


Figura 4.17 – Malha utilizada na simulação das fontes.

A condutividade hidráulica do aquífero Exu de $1,35 * 10^{-5}$ m/s e a porosidade eficaz de 3,5 % foram determinadas utilizando o MODFLOW numa simulação prévia dos ajustes dos rebaixamentos obtidos nos testes de bombeamento do poço Serrolândia I (ver comentário na simulação do cone de rebaixamento do poço 4-BO-01-PE, item 4.2.3). O valor da porosidade eficaz situa-se na faixa citada pela SUDENE (1967) de 1 % e pelo DNPM (1996) de 8 %.

O meio poroso foi considerado homogêneo e isotrópico e o aquífero Exu foi considerado livre. A largura da malha (l) e os parâmetros condutividade hidráulica (k) e porosidade eficaz (n) foram considerados fixos. O comprimento da malha (L), as cargas constantes mínimas (h) na escarpa, e máxima (H) a montante da escarpa foram ajustados para produzir vazões em diferentes tamanhos de drenos.

No MODFLOW, a vazão de um dreno (QD) de elevação d (Anexo 1, Figura A5b), é função da condutância (CD) e da carga (h) na célula (MCDONALD e HARBAUGH, 1988).

A condutância do dreno foi determinada durante a etapa de calibração do modelo. O cálculo da vazão gerada pelo dreno foi feito através do balanço de massa. Neste caso, a ferramenta “zone budget” do MODFLOW foi aplicada para determinar as vazões dos drenos geradas por diferentes níveis do lençol freático.

4.2.2.1 – Simulações

Foram realizadas duas simulações. Na primeira fixou-se um comprimento de dreno e ajustaram-se as vazões mínimas observadas em cada fonte. Na segunda simulação, o dreno escolhido foi reduzido ao mínimo capaz de produzir a menor vazão.

Cada simulação foi feita em duas etapas. Na primeira etapa, efetuou-se o cálculo das cargas hidráulicas no estado estacionário, gerando a vazão mínima em cada fonte. Na segunda etapa, efetuou-se o cálculo das vazões no estado transiente, adotando as cargas geradas pelo modelo na etapa anterior como iniciais. As variações das vazões foram obtidas através da adição de recargas mensais produzindo a elevação das vazões acima da mínima observada.

As larguras das malhas para as fontes do Caldas e do Farias foram, respectivamente, 1000 e 1200 m. Em todas as simulações, a carga constante mínima na

encosta foi 0,5 m e a elevação dos drenos, em relação a base do aquífero Exu, foi zero. O comprimento da malha, as cargas constantes máximas e mínimas e a condutância do dreno que ajustaram a vazão mínima de cada fonte em estado estacionário estão na tabela 4.13.

Tabela 4.13 – Comprimento da malha (L), carga constante máxima (H) e condutância do dreno (CD) para as fontes Caldas e Farias em cada simulação.

Fonte	Simulação	L (m)	H (m)	CD (m ² /dia)
Caldas	1 ^a	4000	27,8	73,5
	2 ^a	3500	25,0	140,5
Farias	1 ^a	5000	33,5	82,0
	2 ^a	4400	31,3	155,5

As recargas mensais na área de influência das fontes e os ajustes das vazões nas duas simulações em estado transiente podem ser vistos nas figuras 4.18 e 4.19, para a fonte do Caldas e nas figuras 4.20 e 4.21, para a fonte do Farias.

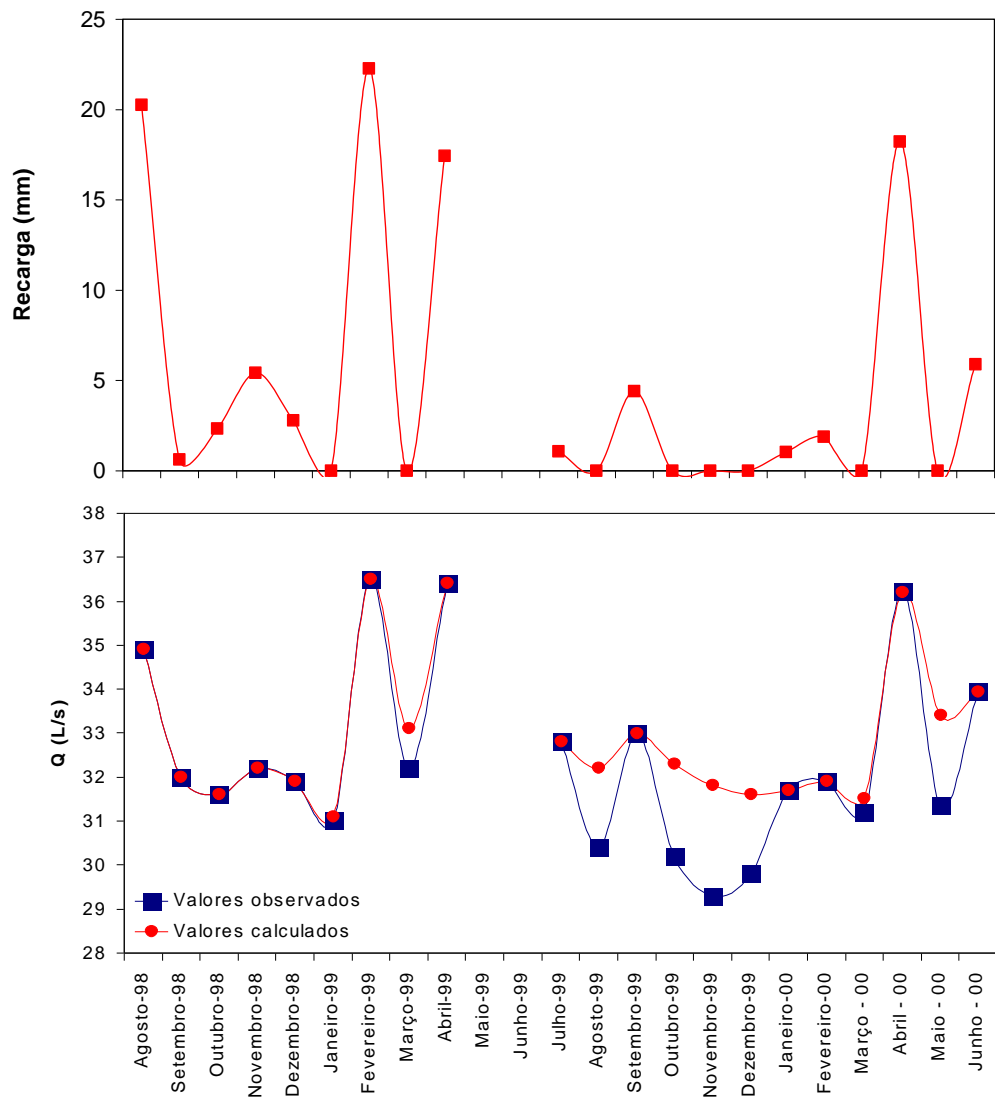


Figura 4.18 – Recargas mensais na área de influência da fonte do Caldas e ajustes das vazões na primeira simulação.

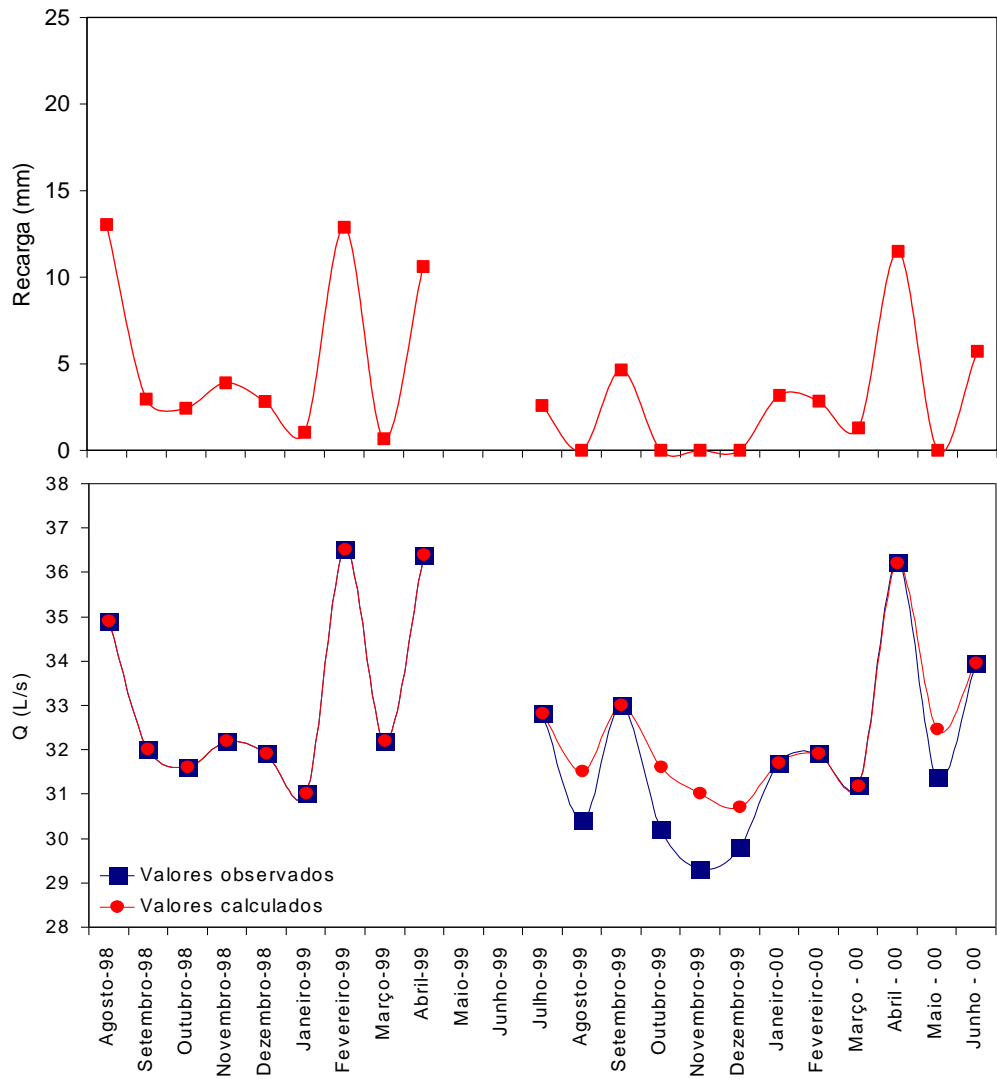


Figura 4.19 – Recargas mensais na área de influência da fonte do Caldas e ajustes das vazões na segunda simulação.

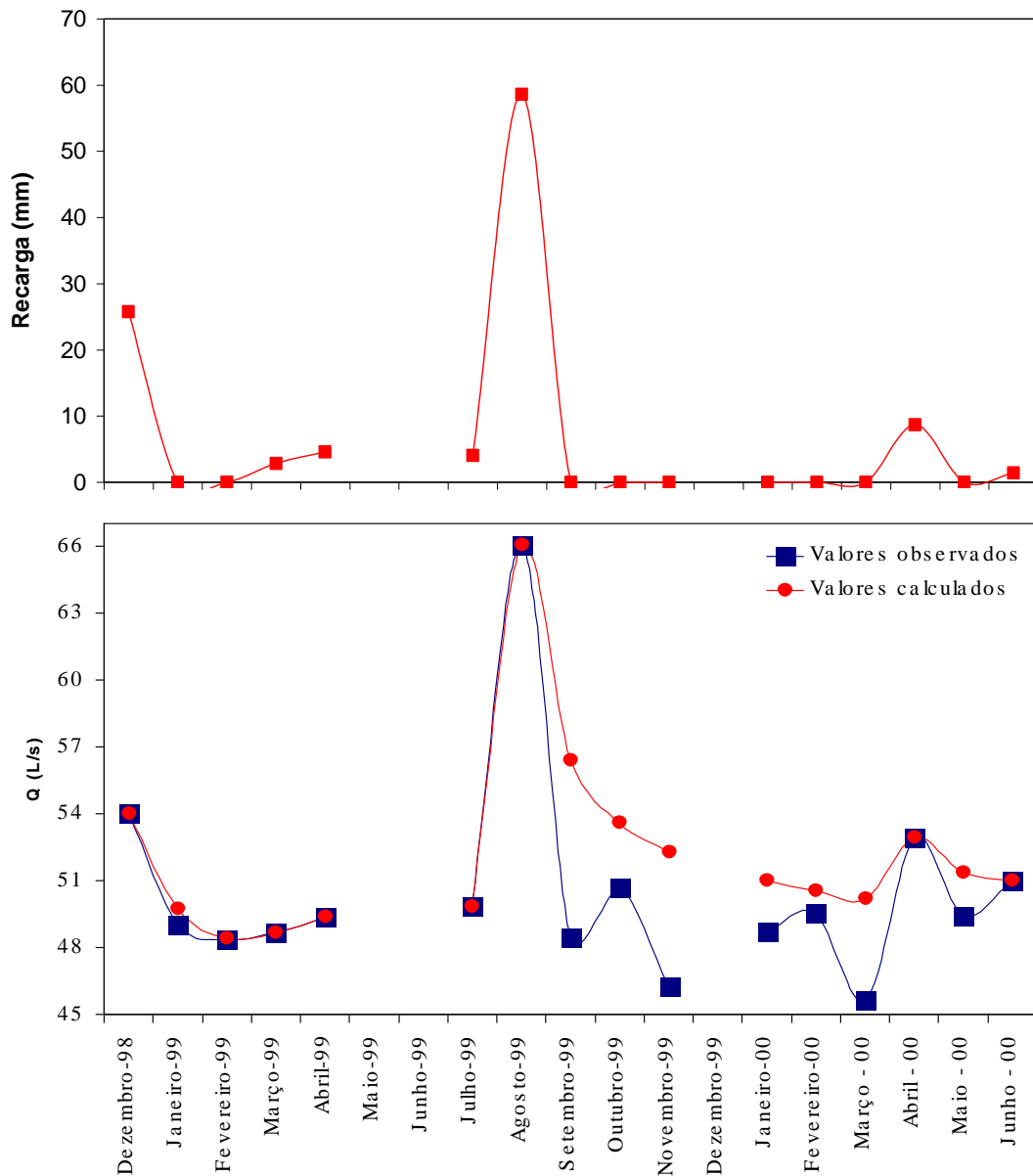


Figura 4.20 – Recargas mensais na área de influência da fonte do Farias e ajustes das vazões na primeira simulação.

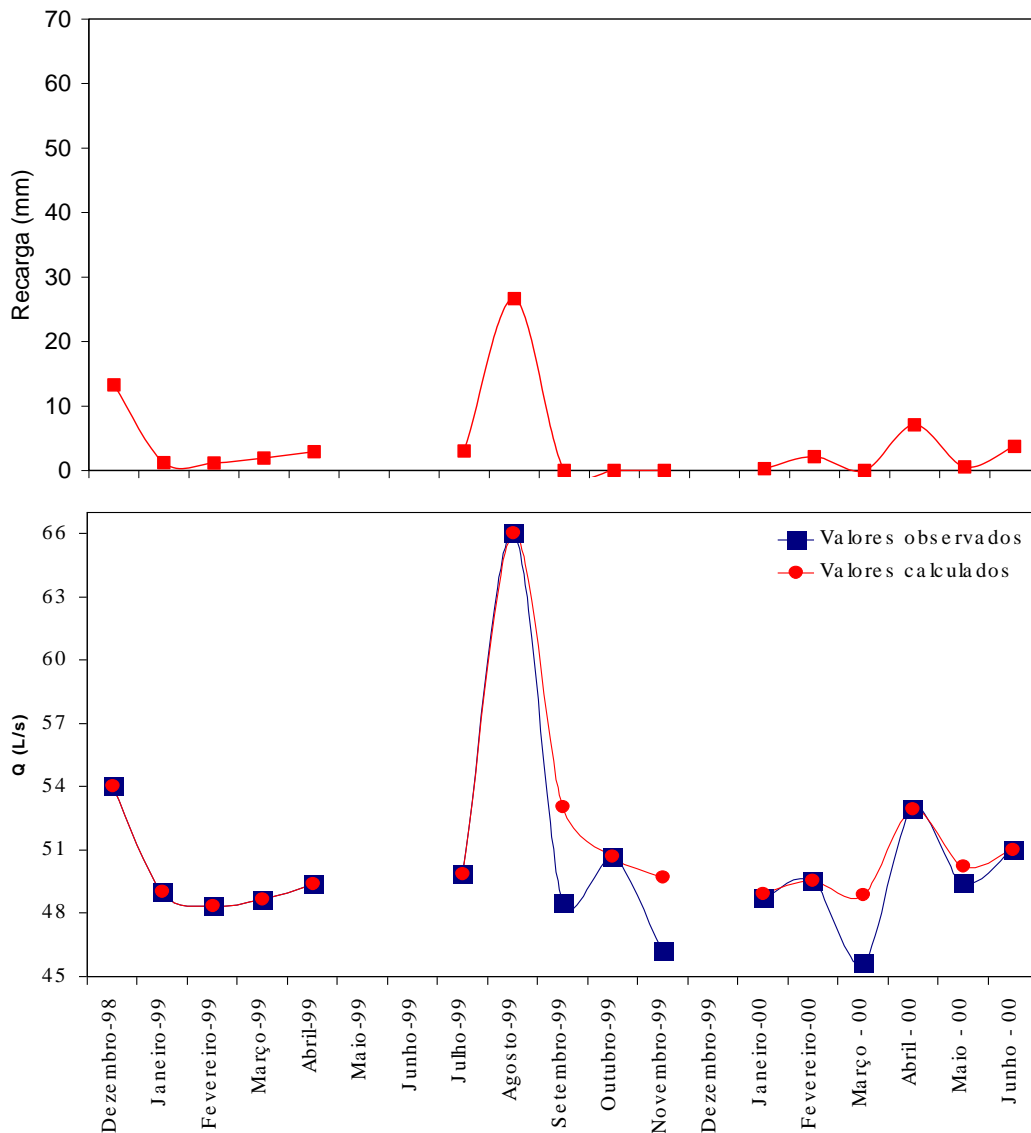


Figura 4.21 – Recargas mensais na área de influência da fonte do Farias e ajustes das vazões na segunda simulação.

4.2.2.2 – Discussão

Para os comprimentos das malhas utilizados na 1ª simulação (Tabela 4.13), os drenos mostraram uma reação lenta. As vazões simuladas na maioria dos meses, após as maiores recargas, decresceram sem atingir os valores mínimos observados no campo (Figuras 4.18 e 4.20). Neste caso, os drenos utilizados tinham comprimentos de drenagem superiores ao necessário para produzir as vazões mínimas após o aumento na carga hidráulica do aquífero nos meses seguintes aos de maiores recarga.

Com a redução do comprimento da malha, na 2ª simulação, foi necessário elevar a condutância dos drenos para garantir a vazão mínima. De acordo com a equação da figura A5b do anexo 1, a vazão do dreno ficou mais sensível às variações de carga no aquífero. Neste novo cenário, as águas provenientes das maiores recargas, armazenadas nas imediações dos drenos, são rapidamente drenadas de tal forma que o aumento na carga hidráulica do aquífero nos meses seguintes, não compromete significativamente as menores vazões. Neste caso, os novos comprimentos de drenagem são capazes de representar melhor as menores vazões após os meses de maiores recargas, como pode ser visto nas figuras 4.19 e 4.21.

Na tabela 4.14 encontram-se a recarga total calculada em cada simulação, a precipitação total dos meses observados e o percentual de recarga na área de influência de cada fonte. Vê-se que a recarga total calculada na 2ª simulação corresponde a um percentual médio de $\approx 4\%$ da precipitação na área de influência das fontes.

Tabela 4.14 – Recarga total calculada em cada simulação (R), precipitação total observada no pluviômetro da Casa Sede do IBAMA, em Crato-CE (P) e percentual de recarga (%R) na área de influência das fontes.

Fontes	Simulação	R (mm)	P (mm)	(%R)
Caldas*	1ª	104	2147	4.8
	2ª	82		3.8
Farias**	1ª	106	1331	8.0
	2ª	64		4.8

* 23 meses de observação. ** 19 meses de observação.

Nas figuras 4.22 e 4.23, as precipitações medidas são comparadas com as recargas calculadas para cada fonte na 2ª simulação. Observa-se que as recargas máximas na área de influência de cada fonte (geradoras das maiores vazões) e as maiores precipitações, possuem defasagem de 1,5 e 5 meses para as fontes do Caldas e do Farias, respectivamente.

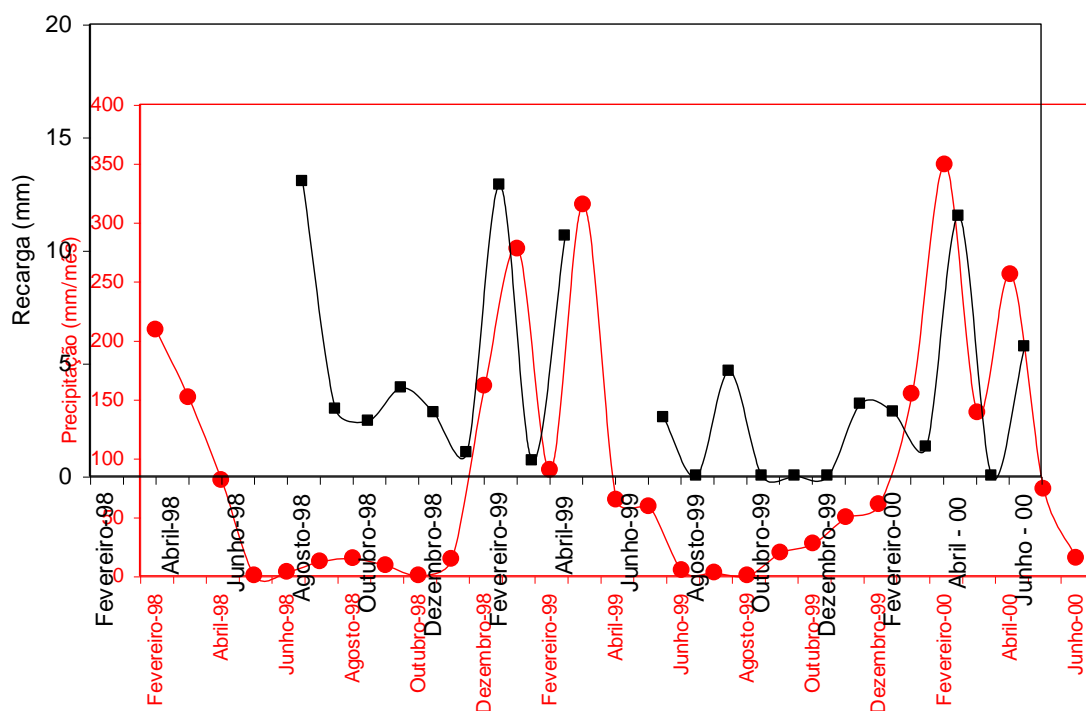


Figura 4.22 – Recarga calculada pelo MODFLOW e precipitação na área de influência da fonte do Caldas (plotadas com defasagem de 1,5 meses).

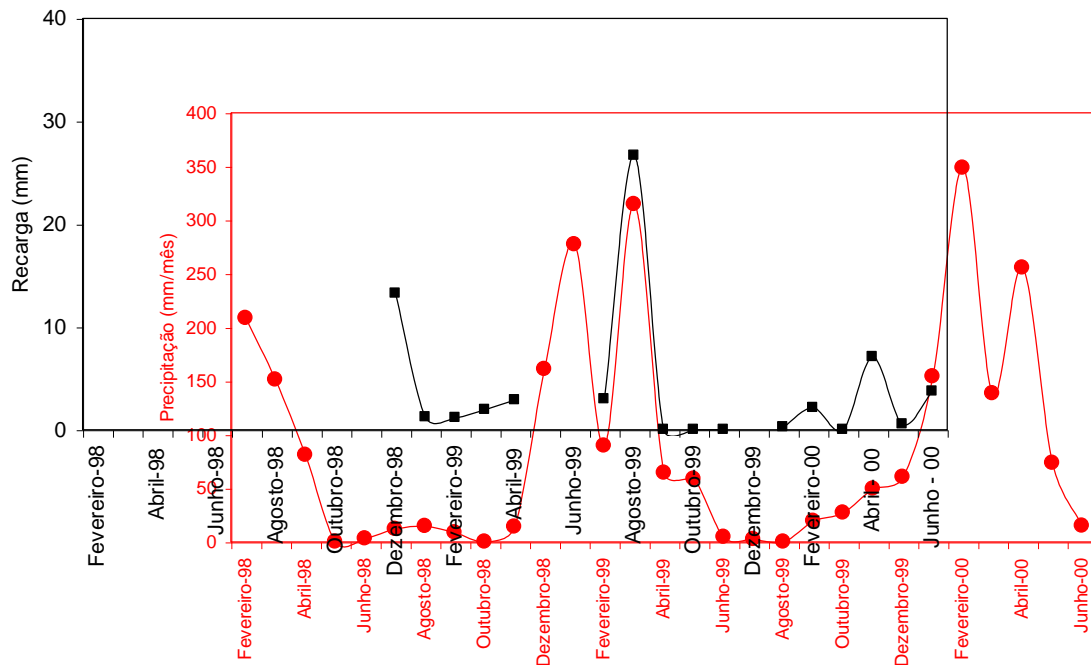


Figura 4.23 – Recarga calculada pelo MODFLOW e precipitação na área de influência da fonte do Farias (plotadas com defasagem de 5 meses).

O balanço de massa, fornecido pelo MODFLOW, separa os fluxos em termos de entradas e saídas (Tabelas 4.15 e 4.16). Os fluxos que entram no sistema são provenientes do armazenamento das células (armaz), principalmente após as maiores recargas, do fluxo subterrâneo à distância (carga const.) que garante a vazão mínima das fontes e da recarga na área de influência. As taxas de fluxo das saídas vão para o armazenamento das células, para a encosta na forma de nascentes difusas (carga const.) e para as fontes na forma de dreno.

As recargas calculadas na 2ª simulação e os balanços de massa das fontes do Caldas e do Farias estão nas tabelas 4.15 e 4.16, respectivamente.

Tabela 4.15 – Recargas calculadas e balanço de massa da fonte do Caldas.

Meses	Recarga (mm/mês)	Entradas (L/s)				Saídas (L/s)			
		Armaz.	Carga Const.	Recarga	TOTAL	Armaz.	Carga Const.	Dreno	TOTAL
Ago - 98	18.16	0.2	29.1	22.3	51.6	16.4	0.3	34.9	51.6
Set - 98	3.53	0.6	29.2	4.3	34.1	1.8	0.3	32.0	34.1
Out - 98	3.74	0.1	29.3	4.6	33.9	2.1	0.3	31.6	33.9
Nov - 98	6.12	0.0	29.2	7.5	36.7	4.3	0.3	32.2	36.7
Dez - 98	4.11	0.0	29.2	5.0	34.3	2.2	0.3	31.9	34.3
Jan - 99	1.03	1.0	29.3	1.3	31.6	0.3	0.3	31.0	31.6
Fev - 99	20.59	0.0	28.9	25.3	54.2	17.4	0.3	36.5	54.2
Mar - 99	0.33	3.1	29.2	0.4	32.7	0.2	0.3	32.2	32.7
Abr - 99	17.63	0.0	28.9	21.6	50.5	13.7	0.4	36.4	50.5
Jul - 99	3.31	0.8	29.2	4.1	34.1	0.9	0.4	32.8	34.1
Ago - 99	0.00	2.7	29.3	0.0	32.0	0.2	0.4	31.5	32.0
Set - 99	6.00	0.0	29.2	7.4	36.6	3.2	0.4	33.0	36.6
Out - 99	0.00	2.7	29.3	0.0	32.0	0.1	0.4	31.6	32.0
Nov - 99	0.00	2.1	29.4	0.0	31.5	0.1	0.4	31.0	31.5
Dez - 99	0.00	1.7	29.4	0.0	31.2	0.1	0.4	30.7	31.2
Jan - 00	3.41	0.0	29.4	4.2	33.6	1.5	0.4	31.7	33.6
Fev - 00	2.92	0.1	29.4	3.6	33.1	0.8	0.4	31.9	33.1
Mar - 00	0.39	1.7	29.4	0.5	31.6	0.0	0.4	31.2	31.6
Abr - 00	16.36	0.1	29.0	20.1	49.2	12.6	0.4	36.2	49.2
Mai - 00	0.00	3.7	29.3	0.0	32.9	0.1	0.4	32.5	32.9
Jun - 00	7.77	0.0	29.2	9.5	38.7	4.3	0.4	33.9	38.7

Tabela 4.16 – Recargas calculadas e balanço de massa da fonte do Farias.

Meses	Recarga (mm/mês)	Entradas (L/s)				Saídas (L/s)			
		Armaz.	Carga Const.	Recarga	TOTAL	Armaz.	Carga Const.	Dreno	TOTAL
Dez - 98	18.8	0.3	45.8	34.9	81.0	26.7	0.3	54.0	81.0
Jan - 99	0.2	3.0	46.1	0.3	49.4	0.2	0.3	49.0	49.4
Fev - 99	1.7	0.5	46.2	3.2	49.9	1.3	0.3	48.3	49.9
Mar - 99	3.2	0.0	46.2	6.0	52.2	3.2	0.3	48.7	52.2
Abr - 99	4.6	0.0	46.1	8.5	54.6	5.0	0.3	49.4	54.6
Jul - 99	4.4	0.0	46.1	8.2	54.3	4.1	0.3	49.8	54.3
Ago - 99	45.7	0.0	44.7	84.6	129.3	62.9	0.4	66.0	129.3
Set - 99	0.0	8.5	45.5	0.0	54.0	0.6	0.4	53.0	54.0
Out - 99	0.3	5.4	45.8	0.6	51.7	0.7	0.4	50.7	51.7
Nov - 99	0.0	4.6	45.9	0.0	50.6	0.5	0.4	49.7	50.6
Jan - 00	0.0	3.4	46.1	0.0	49.5	0.2	0.4	48.9	49.5
Fev - 00	2.1	0.9	46.1	3.9	51.0	1.0	0.4	49.5	51.0
Mar - 00	0.0	3.1	46.2	0.0	49.3	0.0	0.4	48.9	49.3
Abr - 00	9.5	0.2	45.9	17.5	63.6	10.3	0.4	52.9	63.6
Mai - 00	0.0	4.5	46.1	0.0	50.7	0.0	0.4	50.2	50.7
Jun - 00	4.2	0.0	46.1	7.8	53.8	2.4	0.4	51.0	53.8

A figura 4.24 (a e b) mostra a visualização tridimensional da carga hidráulica e os mapas potenciométricos obtidos nos meses de maiores vazões para as fontes do Caldas e do Farias.

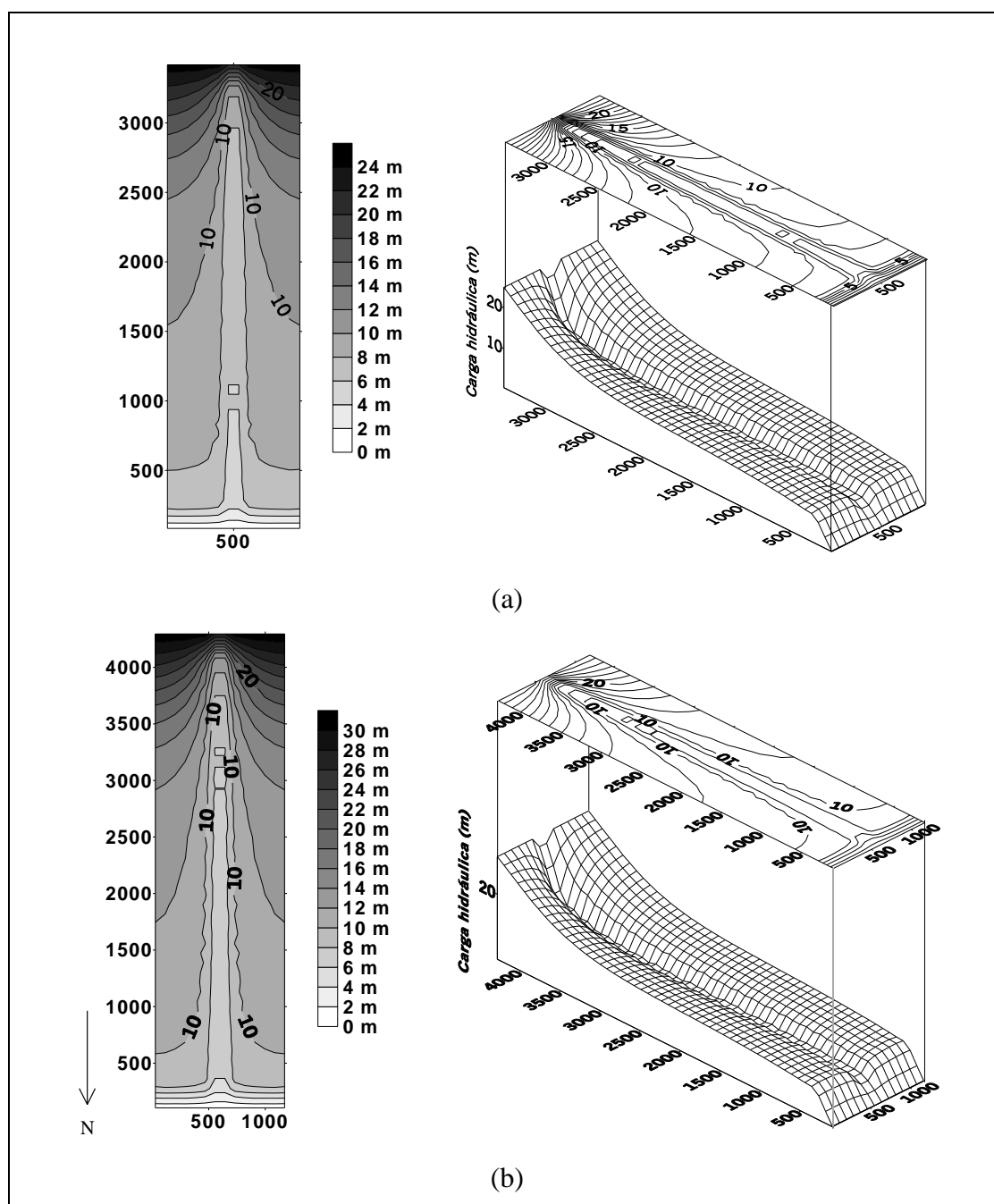


Figura 4.24 - Visualizações tridimensionais e mapas potenciométricos obtidos nos meses de maiores vazões para as fontes do Caldas (a) e do Farias (b).

4.2.3 – Simulação do cone de rebaixamento do poço 4-BO-01-PE utilizando o MODFLOW

A área estudada, de 2 Km de lado, foi dividida em uma malha quadrada e o poço foi centrado na malha definida por 25 linhas e 25 colunas (Figura 4.25). Os aquíferos e o aquícluído foram representados por camadas com espessuras obtidas do perfil litológico do poço 4-BO-01-PE (DNPM, 1996). As profundidades e cargas foram medidas com relação ao nível de referência situado na base do aquífero Rio da Batateira.

A malha definida com seus respectivos espaçamentos entre linhas (Δy) e entre colunas (Δx) e a representação do poço 4-BO-01-PE com seu perfil litológico, profundidade, cargas hidráulicas iniciais e localização dos filtros estão representadas na figura 4.25.

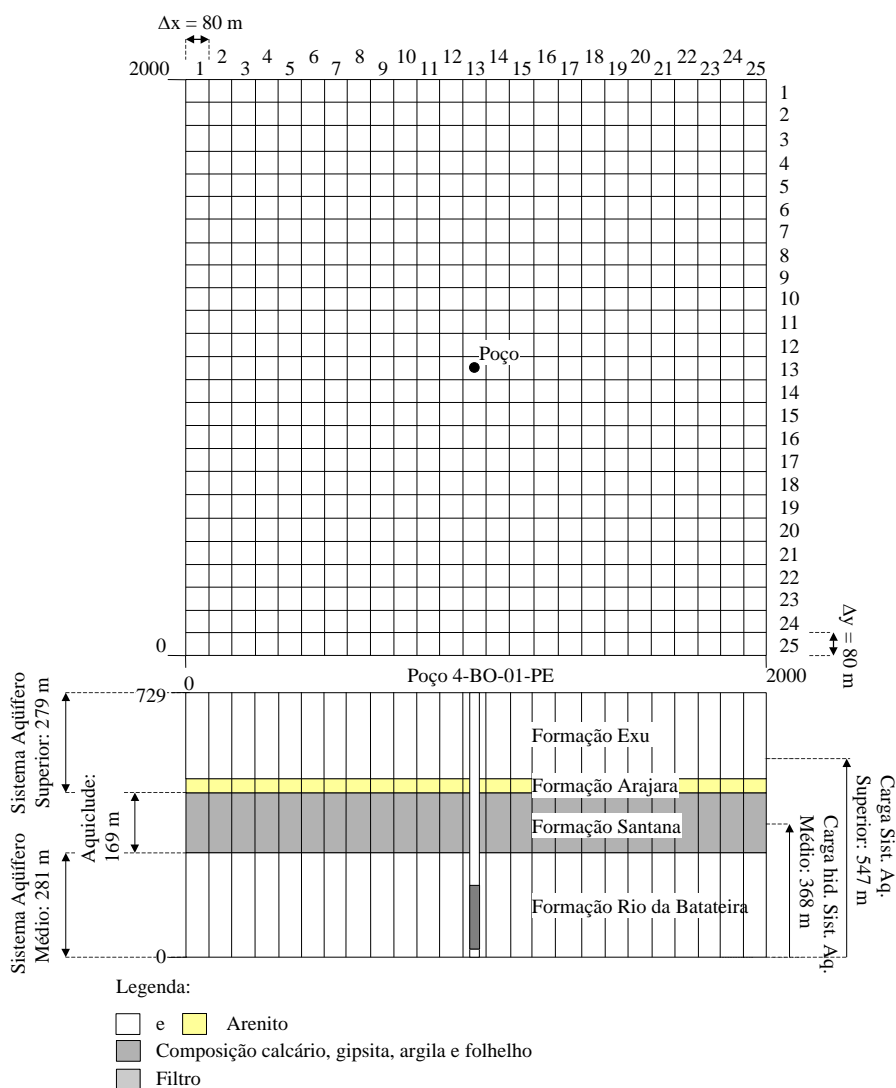


Figura 4.25 – Malha para a simulação com dados do poço 4-BO-01-PE.

As espessuras das camadas representadas na figura 4.25 para as formações Exu, Arajara, Santana e Rio da Batateira são respectivamente 243, 36, 169 e 281 m.

O raio do poço 4-BO-01-PE é de 16 cm. Os filtros estão localizados entre 20,5 e 169,4 m, as cargas hidráulicas iniciais do Sistema Aquífero Superior e do aquífero Rio da Batateira, relativas ao nível de referência, calculadas com base em DNPM (1996), são respectivamente 547 m e 368 m. A carga hidráulica inicial do aquífero Santana foi considerada nula.

As condutividades hidráulicas e armazenamentos específicos do Sistema Aquífero Superior (Exu/Arajara) foram determinados utilizando o MODFLOW numa simulação prévia para o ajuste dos rebaixamentos obtidos nos testes de bombeamento dos poços Serrolândia I, II e IPA. A porosidade eficaz do aquífero Exu e o coeficiente de armazenamento específico do aquífero Arajara determinados foram de 3,5 % e $10^{-7}/m$, respectivamente. As condutividades hidráulicas determinadas para os poços Serrolândia I e IPA foram $1,35 * 10^{-5}$ e $1,70 * 10^{-6}$ m/s, respectivamente. Como a condutividade hidráulica calculada para o poço Serrolândia I ($1,35 * 10^{-5}$ m/s) é da mesma ordem de grandeza da condutividade hidráulica calculada pela SUDENE (1967) ($3 * 10^{-5}$ m/s), admite-se que os arenitos superiores e inferiores que compõem o aquífero Exu e Arajara possuem condutividade hidráulica média da ordem de $1,35 * 10^{-5}$ m/s e $1,70 * 10^{-6}$ m/s, respectivamente.

O meio poroso foi considerado homogêneo e isotrópico. O Sistema Aquífero Superior foi considerado livre e os demais confinados. As dimensões da malha, a carga hidráulica na extremidade da malha (Figura 4.25) no Sistema Aquífero Superior e no aquífero Rio da Batateira e os parâmetros condutividade hidráulica e armazenamento específico, encontrados na simulação prévia, para os aquíferos Exu e Arajara, foram considerados parâmetro fixos.

O valor inicial da condutividade hidráulica para o aquífero Rio da Batateira foi de $4,17 * 10^{-6}$ m/s, obtido através do método de Jacob (Metodologia, item 3.4) para o teste de bombeamento com vazão $90m^3/h$ realizado no poço 4-BO-01-PE.

As variáveis hidráulicas ajustadas foram a condutividade hidráulica e o armazenamento específico do aquífero Rio da Batateira. A variação da condutividade

hidráulica do aquífero Rio da Batateira foi feita tomando como referência o resultado obtido pelo método de Jacob.

4.2.3.1 – Simulação das cargas no poço considerando as perdas lineares e não lineares

O ajuste das curvas das cargas no poço 4-BO-01-PE para diferentes vazões, como pode ser visto na figura 4.26, só foi possível através da variação da condutividade hidráulica do aquífero Rio da Batateira. O coeficiente de armazenamento específico utilizado foi de $10^{-8}/m$.

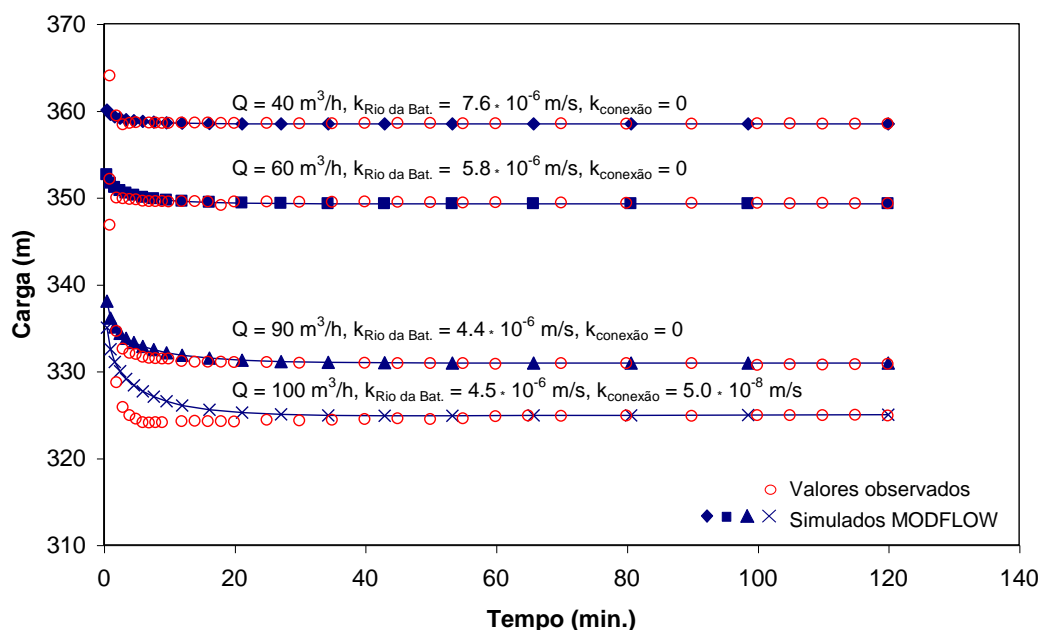


Figura 4.26 – Ajuste das curvas do rebaixamento do poço 4-BO-01-PE para diferentes vazões, variando a condutividade hidráulica do aquífero Rio da Batateira. (Para vazões de 40, 60 e 90 m^3/h simuladas sem conexão hidráulica e para 100 m^3/h com conexão).

Neste ajuste, utilizou-se a opção da observação da carga hidráulica no poço bombeado. Neste caso, as perdas no aquífero foram somadas às perdas no poço. No MODFLOW, a correção para as perdas no poço, no caso de aquífero confinado, é feita com base na equação de Thiem (Equação 3.21, item 3.5, da metodologia). Desta forma, para a correção das perdas, o modelo solicita apenas o raio do poço (r_w).

No ajuste das curvas, vistas na figura 4.26, verifica-se que ao aumentar a vazão de bombeamento é necessário reduzir a condutividade hidráulica do aquífero explorado. Este procedimento em princípio não é correto já que a condutividade hidráulica é uma característica intrínseca do aquífero, sendo portanto invariável. Como a equação de Thiem é deduzida com base na Lei de Darcy, válida somente para escoamentos laminares, as correções das perdas não lineares no poço, vistas nas figuras 4.27a – 4.27d, não são bem estimadas, sendo, portanto, necessário a redução na condutividade hidráulica do aquífero para compensá-las.

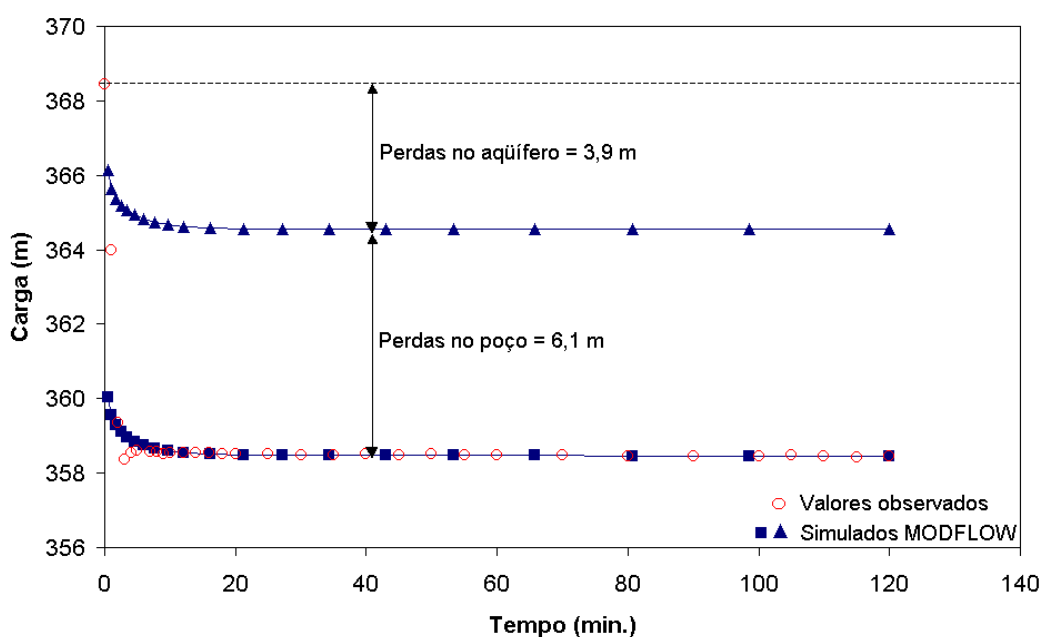


Figura 4.27a – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE para vazão de $40 \text{ m}^3/\text{h}$.

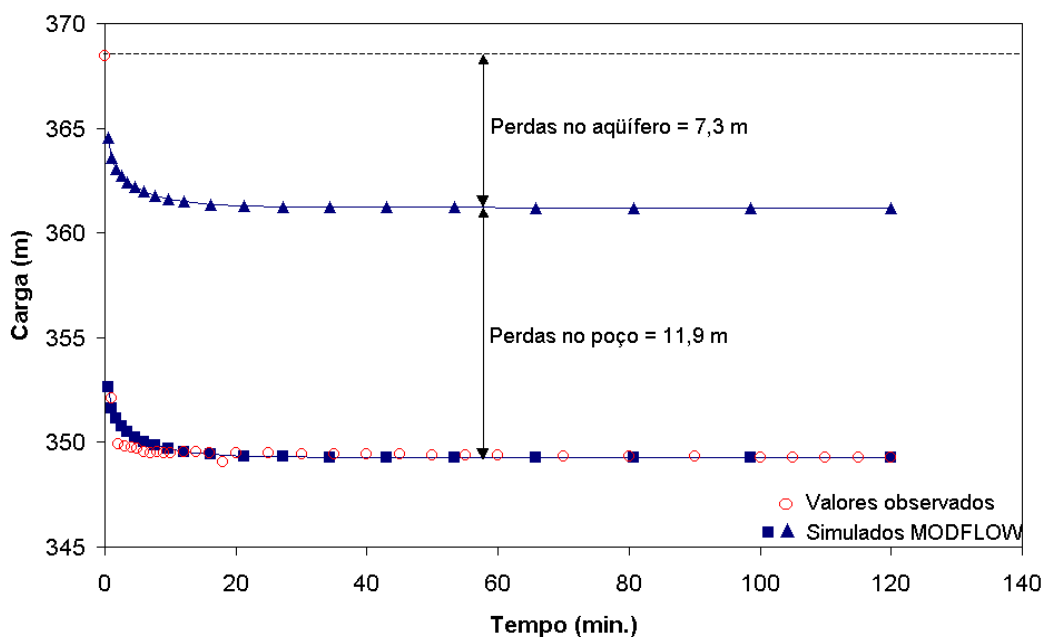


Figura 4.27b – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE para vazão de 60 m³/h.

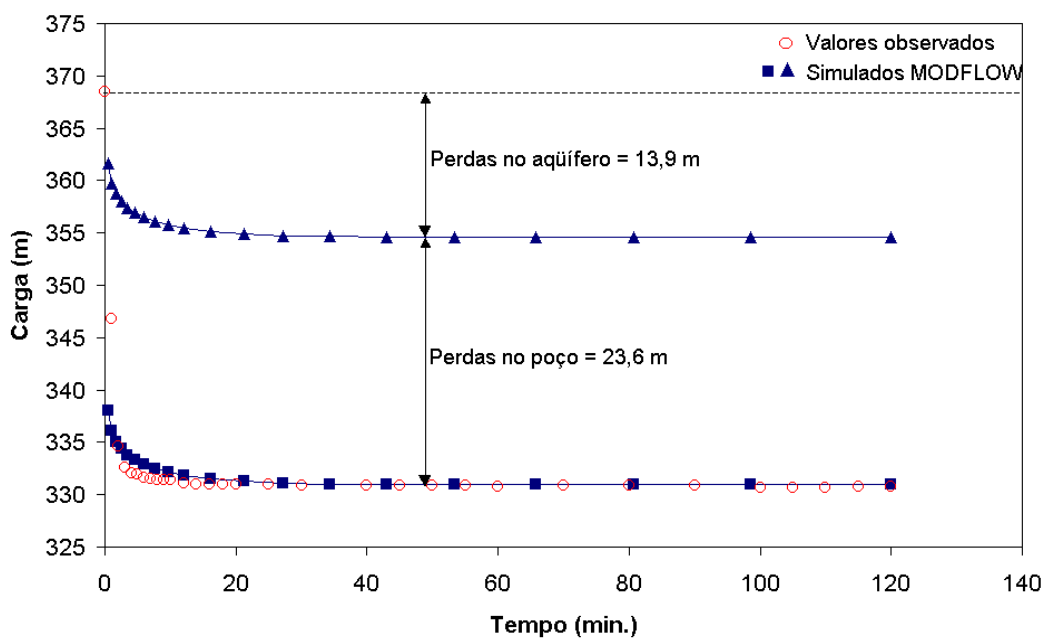


Figura 4.27c – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE para vazão de 90 m³/h.

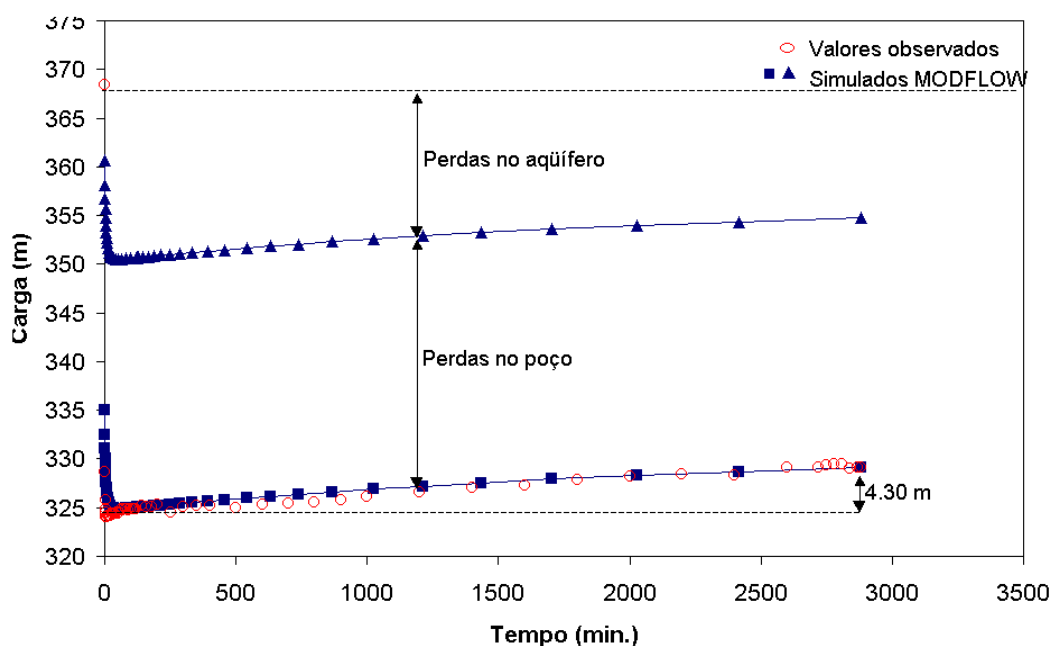


Figura 4.27d – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE para vazão de $100 \text{ m}^3/\text{h}$. (Mostrando a elevação da carga por 4,30 m durante o bombeamento).

Os testes de bombeamento com vazões 40, 60 e $90 \text{ m}^3/\text{h}$ tiveram duração de 120 minutos e os ajustes das curvas foram feitos considerando o aquíclode Santana totalmente impermeável. Durante estes testes, observou-se uma estabilização do nível dinâmico. Para o teste de vazão $100 \text{ m}^3/\text{h}$, após a estabilização do nível dinâmico ocorrido dos 5 aos 120 minutos (Figura 4.26), observou-se até 2880 minutos de bombeamento uma elevação gradual de até 4,30 m no nível dinâmico (Figura 4.27d). Neste caso, o ajuste só foi possível considerando uma conexão hidráulica do aquífero Rio da Batateira com o Sistema Aquífero Superior através do aquíclode Santana. Assim, admitiu-se condutividade hidráulica diferente de zero no aquíclode Santana nas células vizinhas ao poço indicadas na figura 4.28 para representar o efeito da conexão hidráulica. Os parâmetros da conexão hidráulica que ajustaram a curva foram a condutividade hidráulica de $5 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$ e o coeficiente de armazenamento específico de $10^{-6} / \text{m}$. Com isto pode-se verificar, através da figura 4.26, que nos 120 minutos iniciais ocorreu uma recarga no aquífero igual a vazão do poço, dentro da zona de influência do cone de rebaixamento, estabilizando o rebaixamento. Após este tempo, como pode ser visto na figura 4.27d, até os 2880 minutos de bombeamento esta recarga superou a vazão do poço elevando o nível no poço.

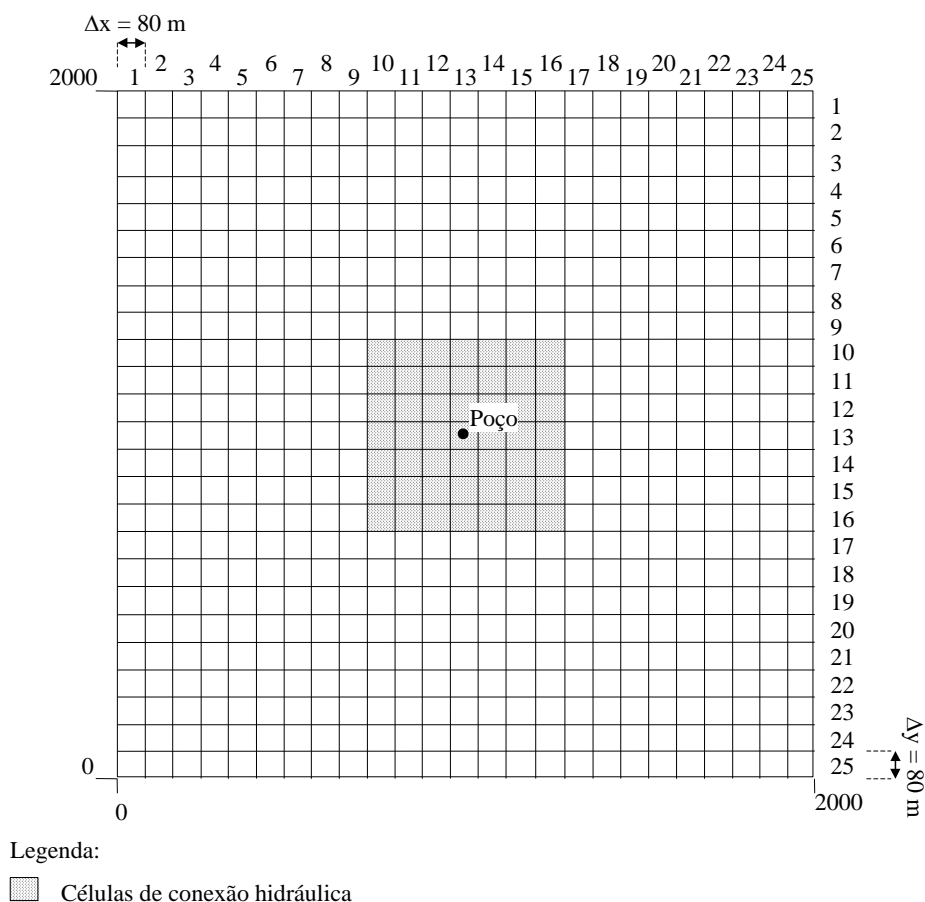


Figura 4.28 – Localização das células de conexão hidráulica no aquíclode Santana

4.2.3.2 – *Simulação das cargas no poço com utilização do MODFLOW para o cálculo das perdas lineares e da equação característica de funcionamento do poço de Jacob para o cálculo das perdas não lineares*

Através dos sucessivos testes de bombeamento com estabilização do rebaixamento realizados no poço 4-BO-01-PE (40, 60, 90 e 100 m³/h) até os 120 minutos, foi possível separar as perdas no aquífero e no poço através da equação de Jacob (Equação 3.22 da metodologia, item 3.5). A equação característica de Jacob para o funcionamento do poço 4-BO-01-PE está indicada na figura 4.29.

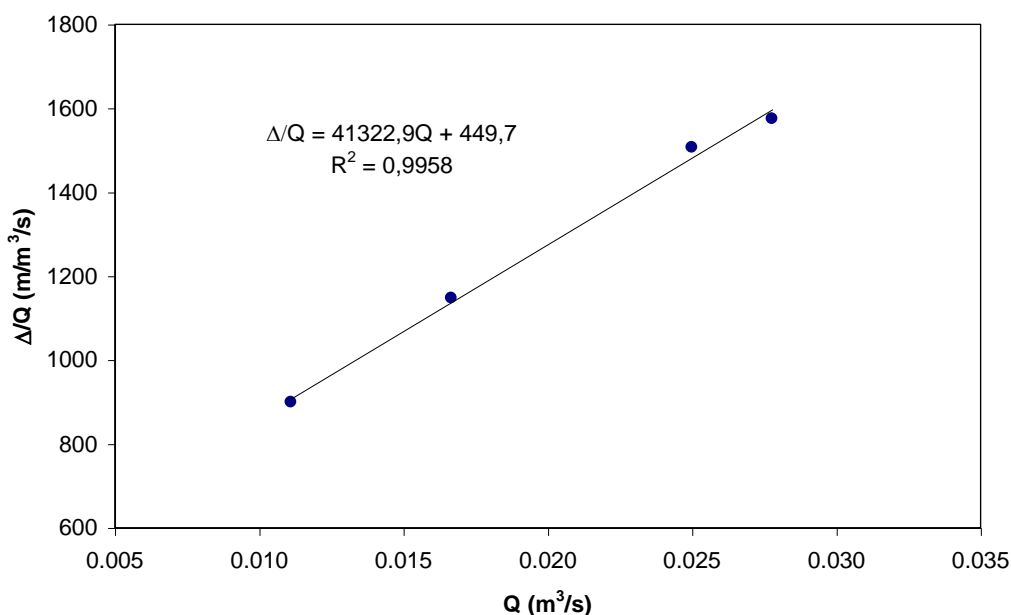


Figura 4.29 – Δ/Q vs. Q de testes de rebaixamento sucessivos do poço 4-BO-01-PE.

Através da equação característica das perdas de carga (Equação 3.22 da metodologia, item 3.5), obtêm-se as perdas lineares e não lineares para as diferentes vazões indicadas na tabela 4.17.

Tabela 4.17 – Perdas lineares (BQ), não lineares (CQ^2) e rebaixamentos (Δ) determinados através da equação característica das perdas de carga do poço 4-BO-01-PE.

Q (m^3/h)	BQ (m)	CQ^2 (m)	Δ (m)
40	5,0	5,1	10,1
60	7,5	11,5	19,0
90	11,2	25,8	37,0
100	12,5	31,9	44,4

4.2.3.2.1 - Ajuste das curvas variando a condutividade hidráulica da conexão hidráulica

Nesta nova etapa de simulação, utilizou-se o MODFLOW para simular apenas as perdas de cargas lineares. Neste caso, os ajustes das curvas vistas nas figuras 4.30 e 4.31a – 4.31e, foram feitos variando a condutividade hidráulica da conexão hidráulica com a vazão e fixando os parâmetros, condutividade hidráulica do aquífero Rio da Batateira em $6,9 \cdot 10^{-6}$ m/s e coeficientes de armazenamento específico (determinados na simulação anterior) para a conexão hidráulica e para o aquífero Rio da Batateira em 10^{-6} e 10^{-8} /m,

respectivamente. O rebaixamento observado no poço foi obtido somando-se as perdas lineares (BQ) calculadas pelo MODFLOW com as perdas não lineares (CQ^2) obtidas da equação de Jacob.

Através das figuras 4.31a – 4.31e pode-se ver os ajustes das curvas com seus respectivos cones de rebaixamento. Nas figuras 4.31d e 4.31e observa-se que o cone de rebaixamento fica mais profundo aos 120 minutos do que aos 2880 minutos devido a contribuição da conexão hidráulica. Também é possível observar que ao considerar-se a carga hidráulica constante fixa na extremidade da malha, a 960 m do poço bombeado, fixa-se os limites do cone de rebaixamento. Neste caso, observa-se que com a diminuição da vazão de bombeamento é necessário reduzir a condutividade hidráulica da conexão hidráulica para compensar o efeito da redução do raio de influência do cone de rebaixamento. (Embora a condutividade hidráulica seja, para a hidrogeologia, um parâmetro intrínseco constante).

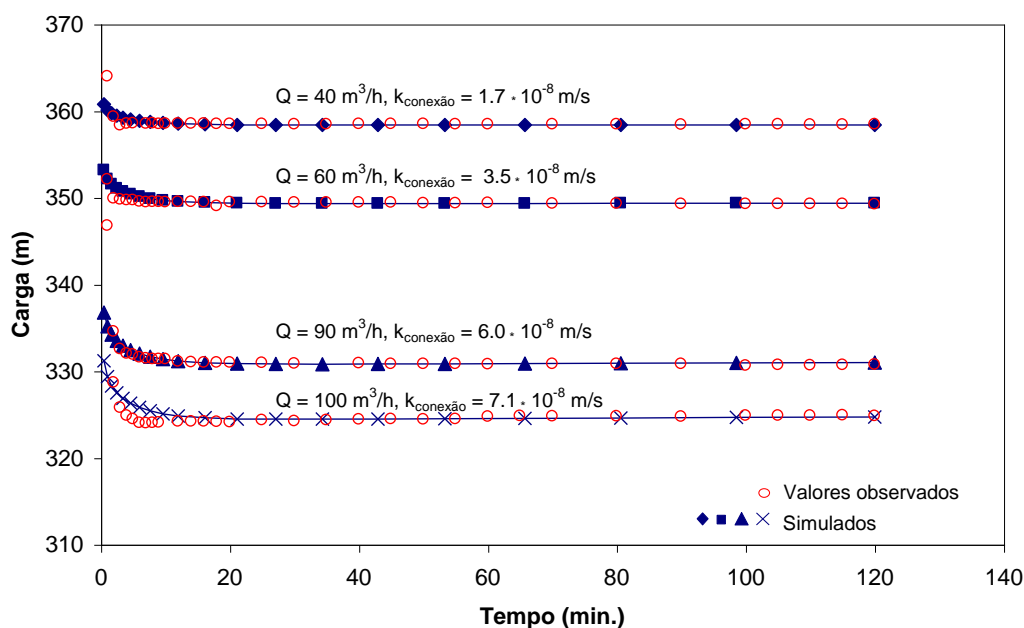


Figura 4.30 – Ajuste das curvas do rebaixamento do poço 4-BO-O1-PE para diferentes vazões, variando o parâmetro condutividade hidráulica da conexão hidráulica.

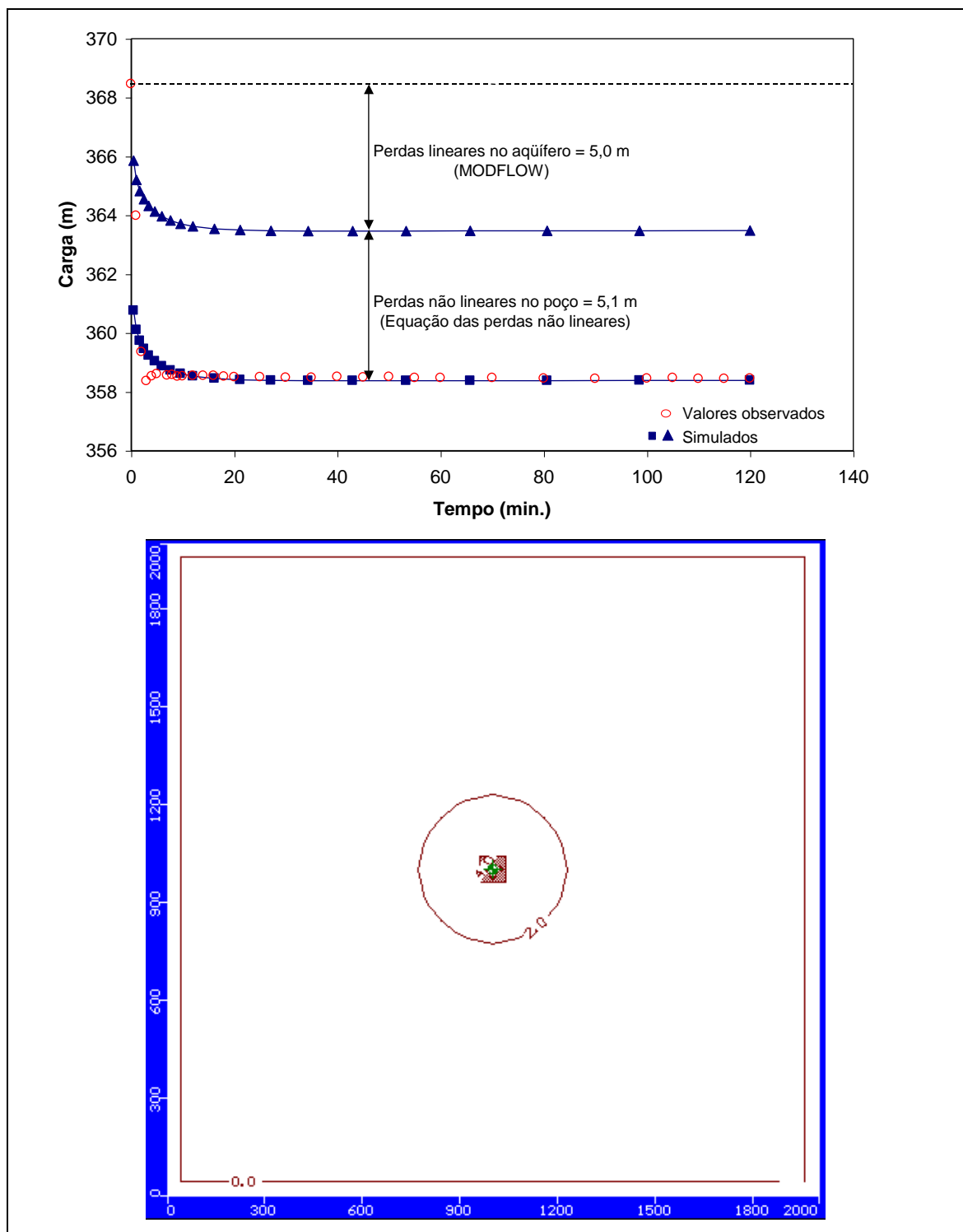


Figura 4.31a – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE e cone de rebaixamento no aquífero Rio da Batateira, aos 120 minutos, para vazão de $40 \text{ m}^3/\text{h}$, variando o parâmetro condutividade hidráulica da conexão hidráulica.

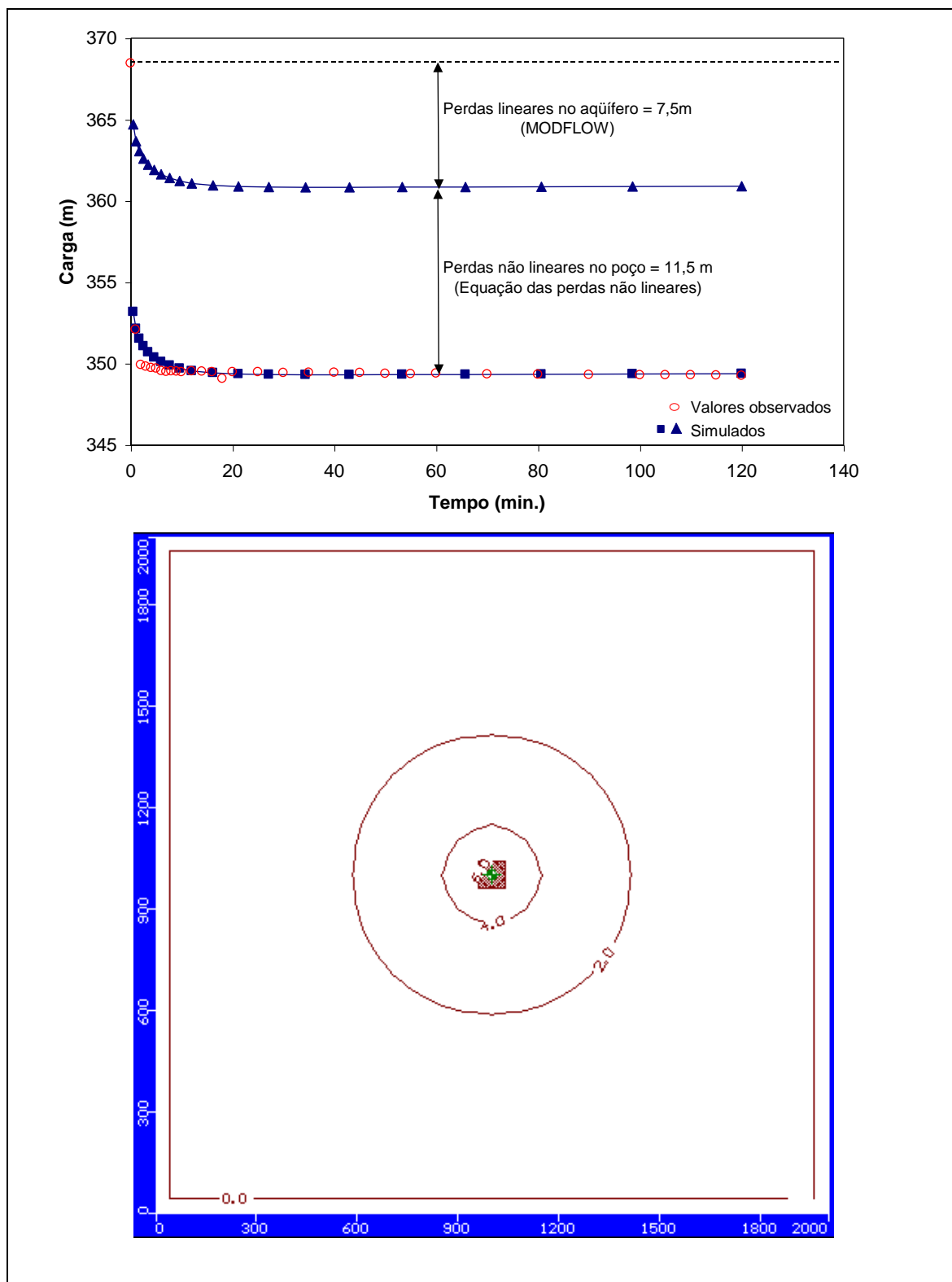


Figura 4.31b – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE e cone de rebaixamento no aquífero Rio da Batateira, aos 120 minutos, para vazão de $60 \text{ m}^3/\text{h}$, variando o parâmetro condutividade hidráulica da conexão hidráulica.

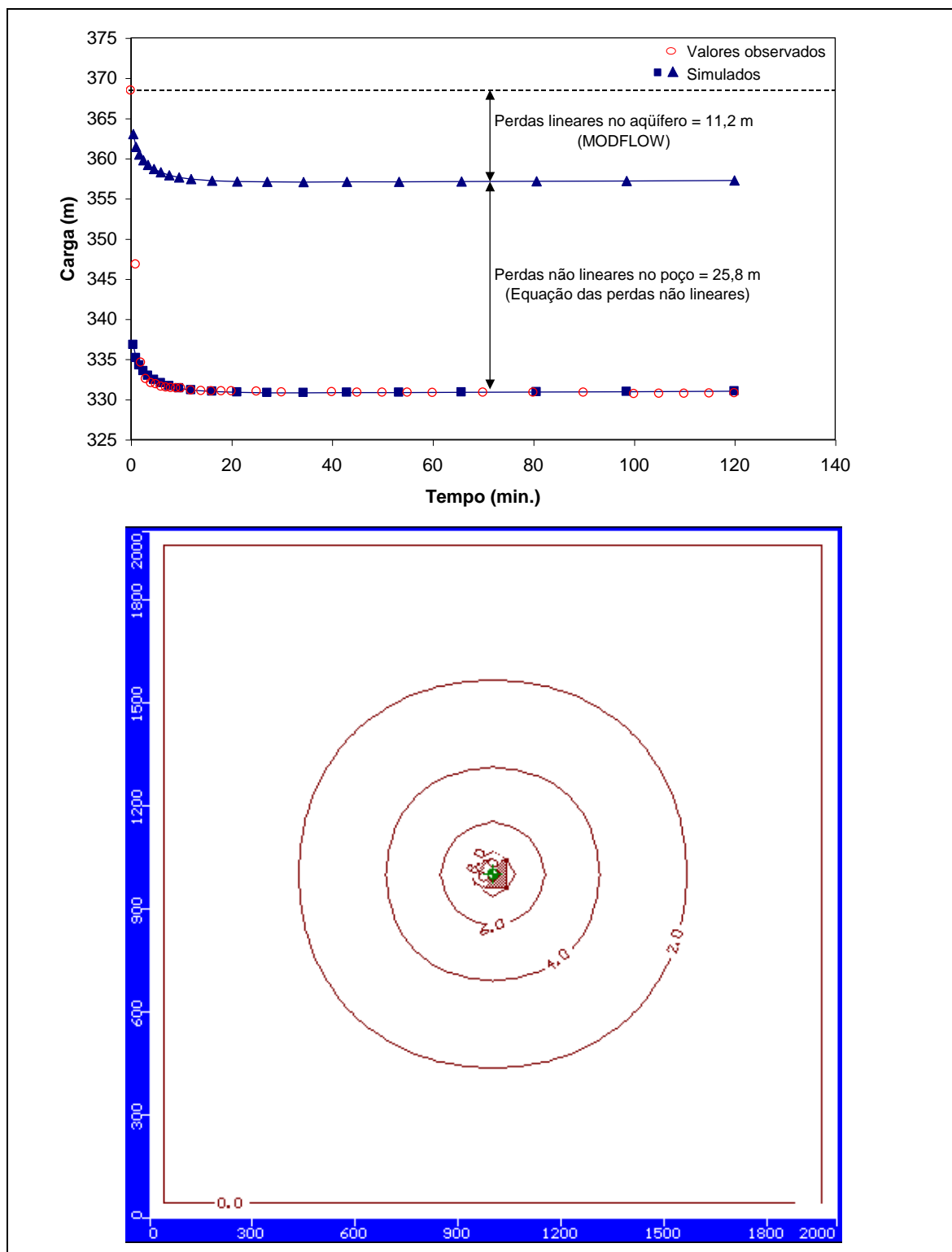


Figura 4.31c – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE e cone de rebaixamento no aquífero Rio da Batateira, aos 120 minutos, para vazão de $90 \text{ m}^3/\text{h}$, variando o parâmetro condutividade hidráulica da conexão hidráulica.

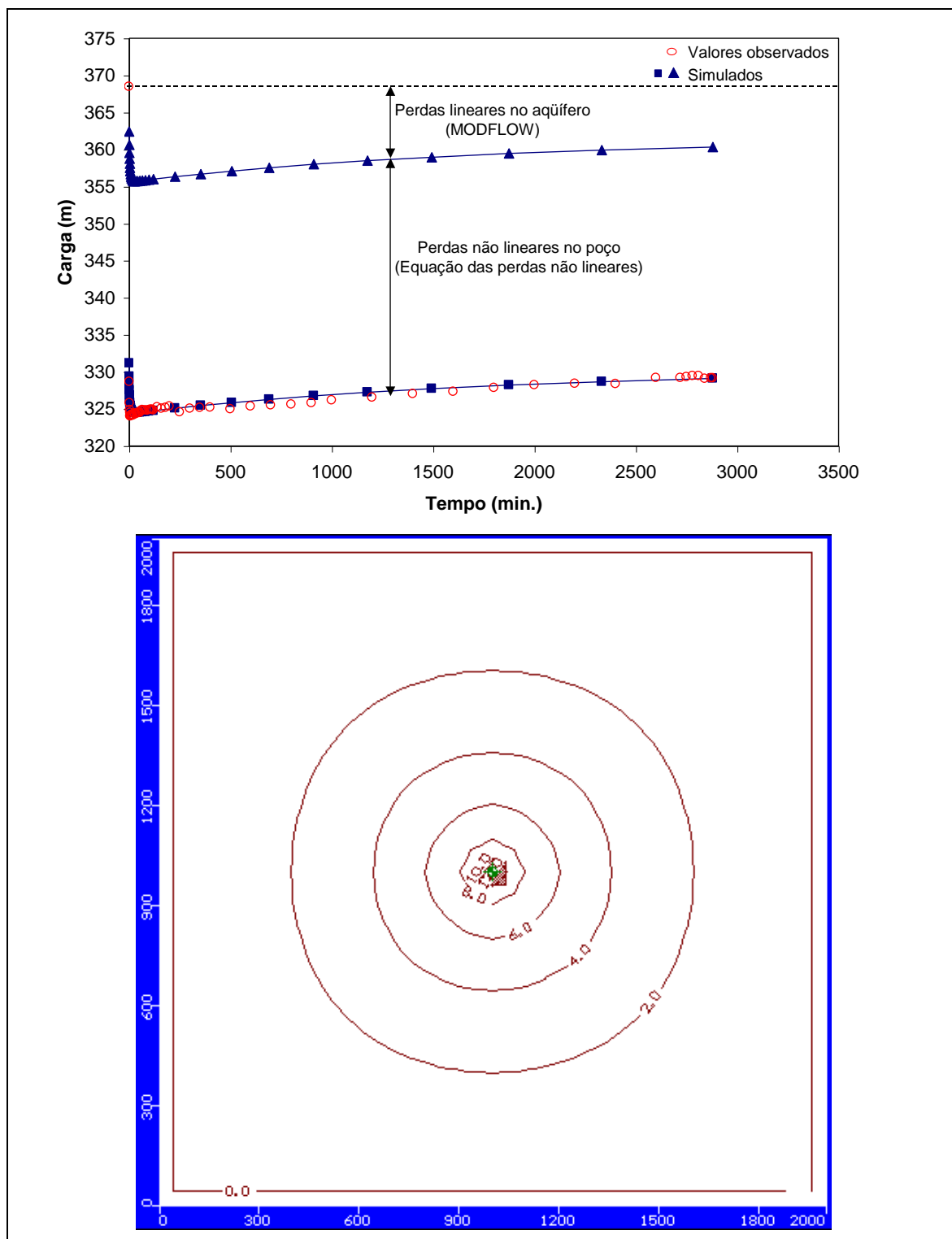


Figura 4.31d – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE e cone de rebaixamento no aquífero Rio da Batateira, aos 120 minutos, para vazão de $100 \text{ m}^3/\text{h}$, variando o parâmetro condutividade hidráulica da conexão hidráulica.

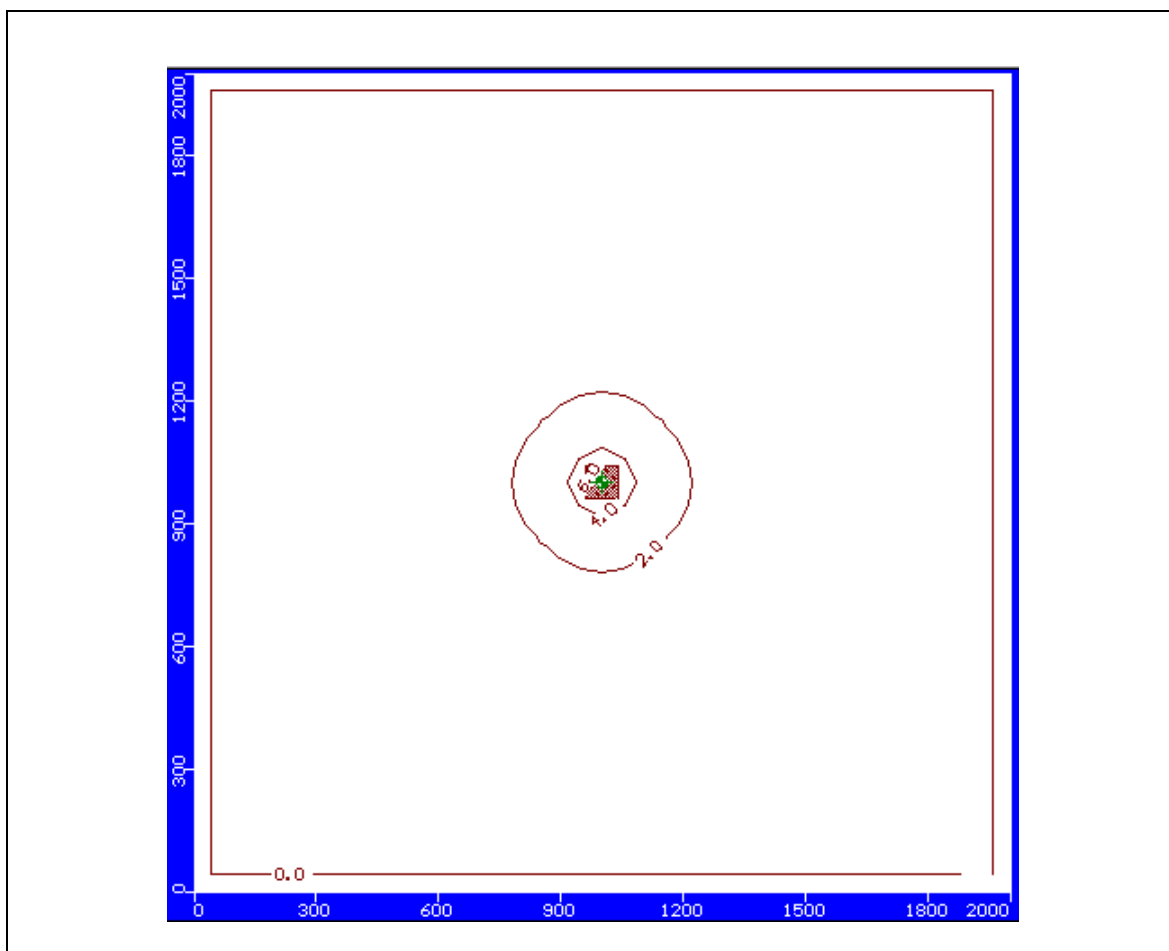


Figura 4.31e – Perdas de carga simuladas e cone de rebaixamento no poço 4-BO-01-PE no aquífero Rio da Batateira, aos 2880 minutos, para vazão de $100 \text{ m}^3/\text{h}$, variando o parâmetro condutividade hidráulica da conexão hidráulica.

4.2.3.2.2 - Ajuste das curvas variando o raio de influência do cone de rebaixamento

Nesta etapa foram simuladas as perdas lineares fixando os parâmetros hidrogeológicos dos aquíferos e da conexão hidráulica, variando apenas o raio de influência do cone de rebaixamento. Os ajustes das curvas vistas nas figuras 4.32 e 4.33a – 4.33e, foram feitos com as condutividades hidráulicas do aquífero Rio da Batateira fixada em $6,9 * 10^{-6} \text{ m/s}$ e da conexão hidráulica em $7,1 * 10^{-8} \text{ m/s}$. Os cones de rebaixamento gerados pelo modelo também podem ser vistos nas figuras 4.33a – 4.33e. Nesta simulação, observa-se também, comparando as figuras 4.33d e 4.33e, que o cone de rebaixamento fica

menos profundo aos 2880 minutos em relação aos 120 minutos, devido a contribuição da conexão hidráulica.

Nesta simulação, o funcionamento do aquífero foi bem representado pelo modelo MODFLOW associado à equação característica de funcionamento do poço de Jacob, sendo possível obter as informações dos parâmetros hidrogeológicos envolvidos no sistema. Os resultados obtidos estão listados na tabela 4.18.

Tabela 4.18 – Parâmetros condutividade hidráulica (k), porosidade eficaz (n), coeficiente de armazenamento específico (S) e carga hidráulica com nível de referência na base do aquífero Rio da Batateira (h_0) obtidos na simulação utilizando o MODFLOW.

	k (m/s)	n (%)	S (m^{-1})	h_0 (m)
Exu	$1,35 * 10^{-5}$	3,5	-	547
Arajara	$1,70 * 10^{-6}$	3,5	10^{-7}	547
Santana	0	-	-	-
Conexão (fraturas)	$7,10 * 10^{-8}$	-	10^{-6}	281
Rio da Batateira	$6,90 * 10^{-6}$	-	10^{-8}	368

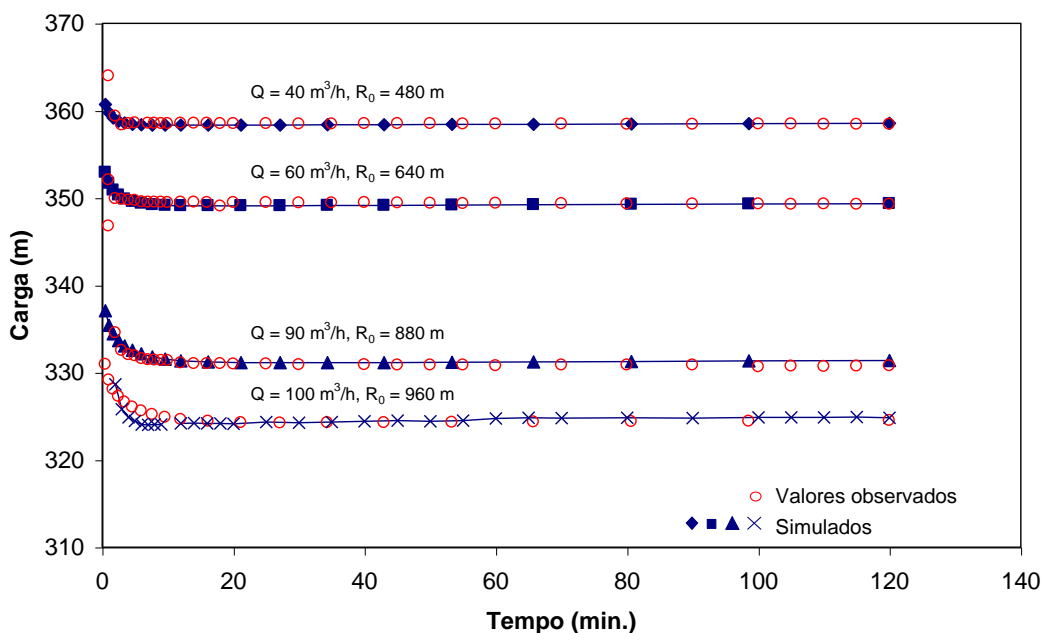


Figura 4.32 – Ajuste das curvas do rebaixamento do poço 4-BO-01-PE para diferentes vazões, variando o raio de influência do cone de rebaixamento.

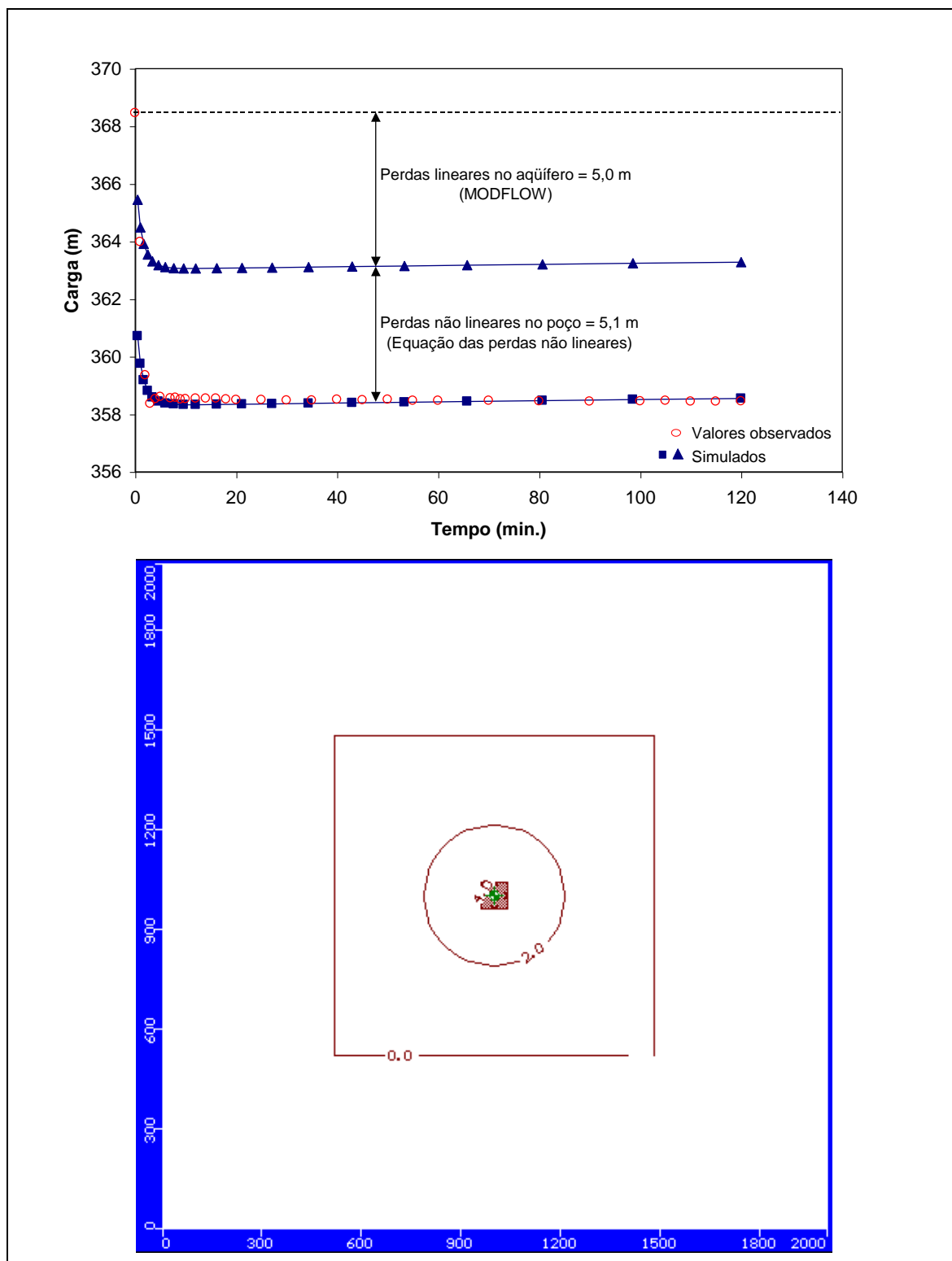


Figura 4.33a – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE e cone de rebaixamento no aquífero Rio da Batateira, aos 120 minutos, para vazão de $40 \text{ m}^3/\text{h}$, variando o raio de influência do cone de rebaixamento.

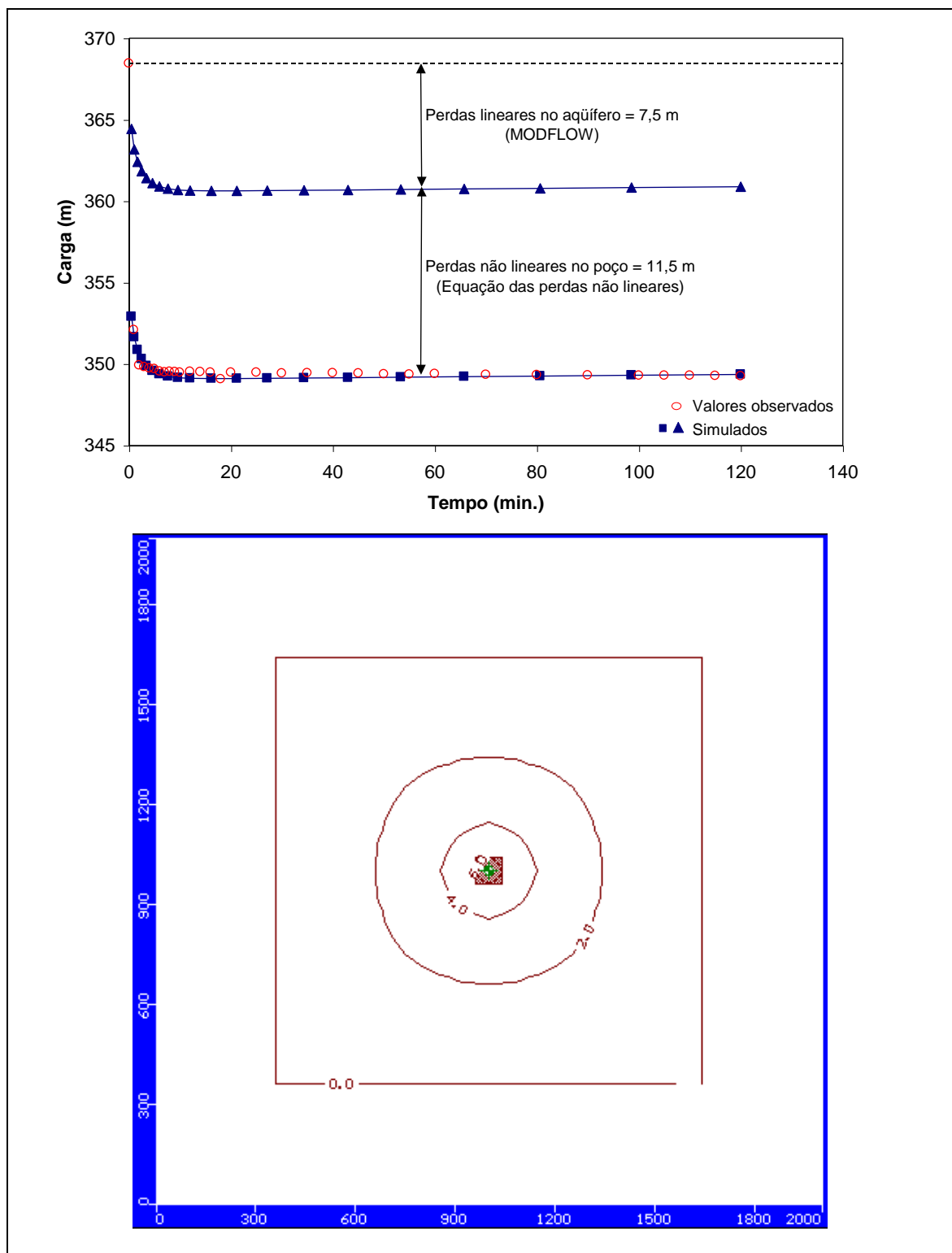


Figura 4.33b – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE e cone de rebaixamento no aquífero Rio da Batateira, aos 120 minutos, para vazão de $60 \text{ m}^3/\text{h}$, variando o raio de influência do cone de rebaixamento.

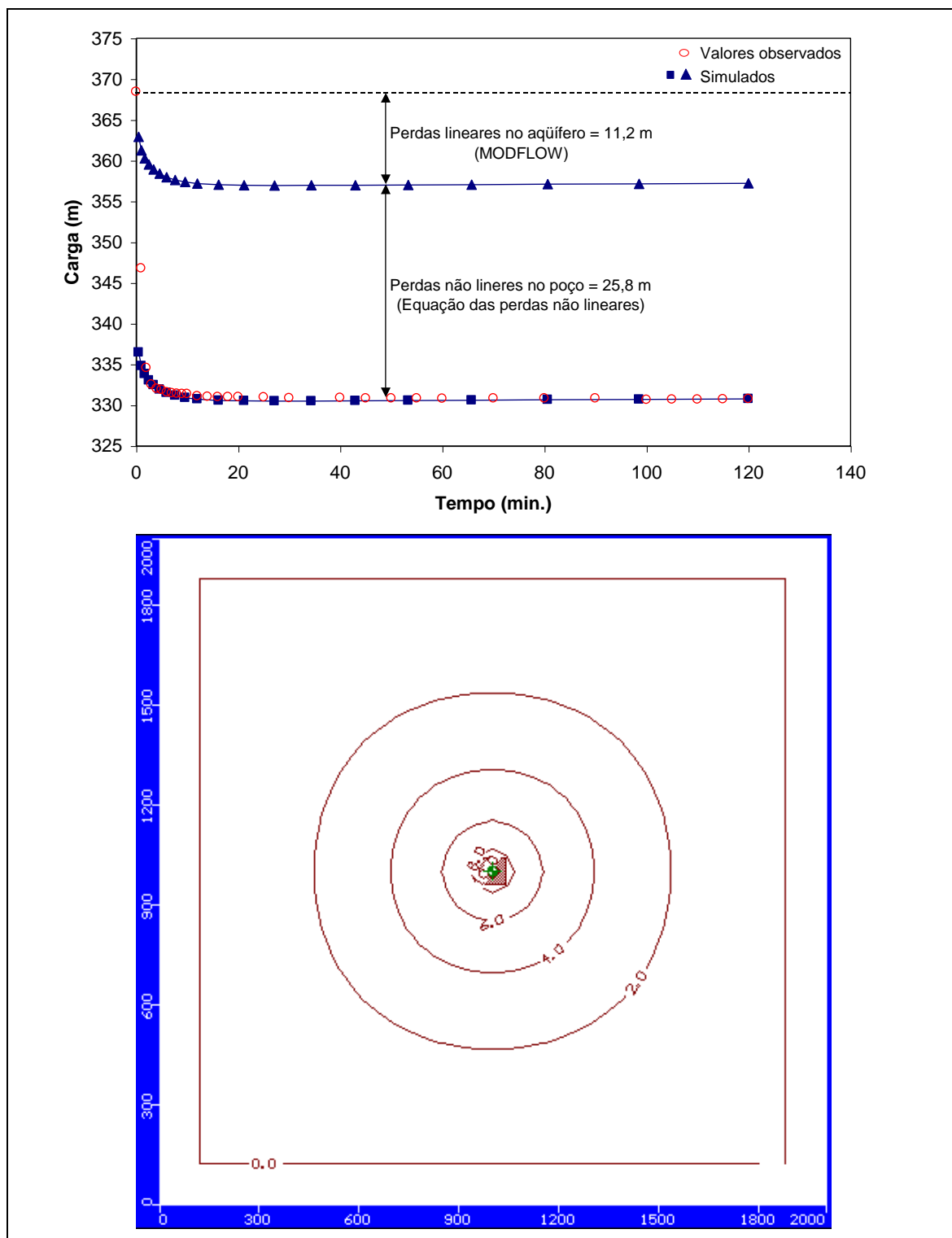


Figura 4.33c – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE e cone de rebaixamento no aquífero Rio da Batateira, aos 120 minutos, para vazão de $90 \text{ m}^3/\text{h}$, variando o raio de influência do cone de rebaixamento.

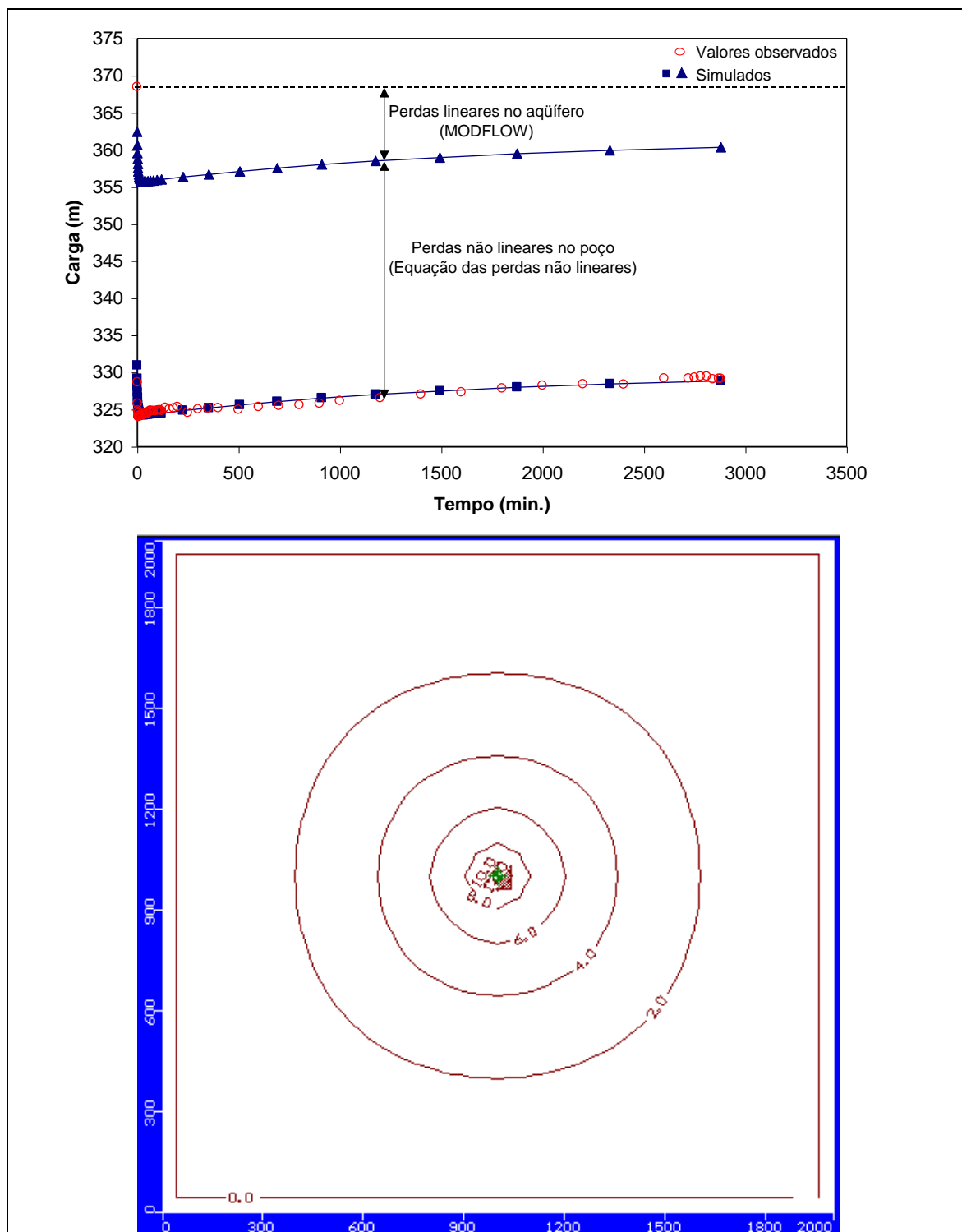


Figura 4.33d – Perdas de carga simuladas no poço 4-BO-01-PE e cone de rebaixamento no aquífero Rio da Batateira, aos 120 minutos, para vazão de $100 \text{ m}^3/\text{h}$, variando o raio de influência do cone de rebaixamento.

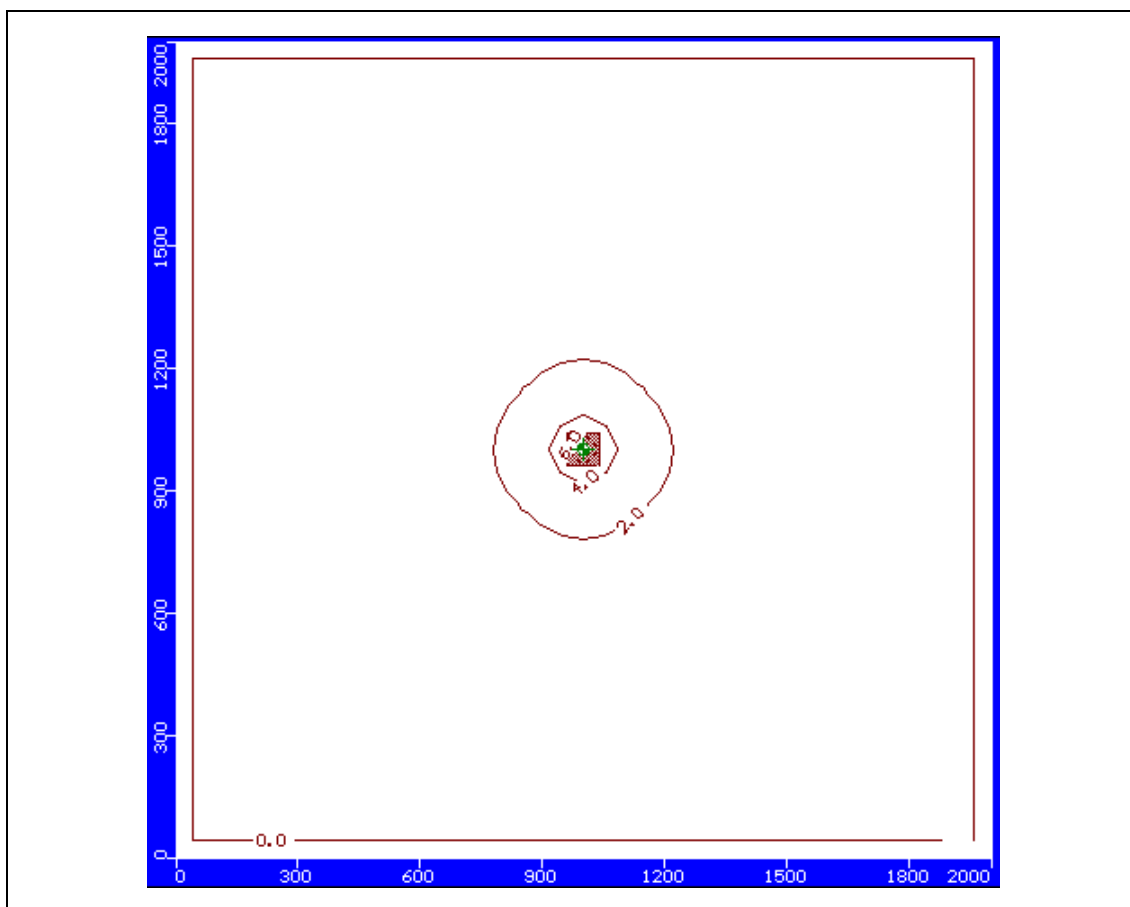


Figura 4.33e – Perdas de carga simuladas e cone de rebaixamento no poço 4-BO-01-PE no aquífero Rio da Batateira, aos 2880 minutos, para vazão de $100 \text{ m}^3/\text{h}$, variando o raio de influência do cone de rebaixamento.

4.2.3.3 - Discussão

A simulação, considerando o aquífero Rio da Batateira confinado no topo e na base, não foi capaz de descrever a realidade para os testes de bombeamento realizados no poço 4-BO-01-PE. A introdução de uma conexão hidráulica com o Sistema Aquífero Superior, através do aquicludo Santana, melhorou sensivelmente a simulação, sobretudo porque conseguiu representar corretamente a tendência de elevação da carga com o tempo para o teste de bombeamento com vazão $100 \text{ m}^3/\text{h}$. Esta conexão também foi identificada no modelo fenomenológico proposto por SANTIAGO et al. (1997) para a circulação da água subterrânea da Bacia Sedimentar do Araripe. Nas figuras que representam este teste, observa-se um grande rebaixamento inicial, nos primeiros minutos de bombeamento, indicando o efeito do armazenamento do aquífero nas proximidades do poço, e a seguir uma inversão do comportamento com elevação da carga hidráulica, apesar da continuação

do bombeamento, refletindo, portanto, uma forte contribuição externa ao aquífero Rio da Batateira.

O fluxo na conexão deve ocorrer através de fissuras ou falhas existentes na formação Santana. Neste caso, resulta um fluxo misto onde o Sistema Aquífero Superior e o aquífero Rio da Batateira, de formações sedimentares, são conectados por uma rede de fraturas existentes no aquífero Santana.

O valor adotado para a condutividade hidráulica da conexão hidráulica ($7,1 \cdot 10^{-8}$ m/s) representa a condutividade hidráulica de um meio poroso fictício que permite um fluxo igual a este através das fraturas dentro do raio de influência do cone de rebaixamento.

Plotando os valores da condutividade hidráulica da conexão hidráulica obtidos na simulação do item 4.2.3.2.1, *versus* a vazão, obtêm-se o gráfico da figura 4.34. Observa-se que para uma redução na vazão ocorre uma redução na condutividade hidráulica da conexão. Isto ocorre, para compensar o efeito da redução do raio do cone de rebaixamento em condições reais, já que este parâmetro é fixado na simulação. Desta forma, observa-se que a vazão de $21 \text{ m}^3/\text{h}$ é a vazão teórica máxima que permite uma captação exclusivamente no aquífero Rio da Batateira. Condição esta, específica para este poço, não extensiva para o aquífero como um todo.

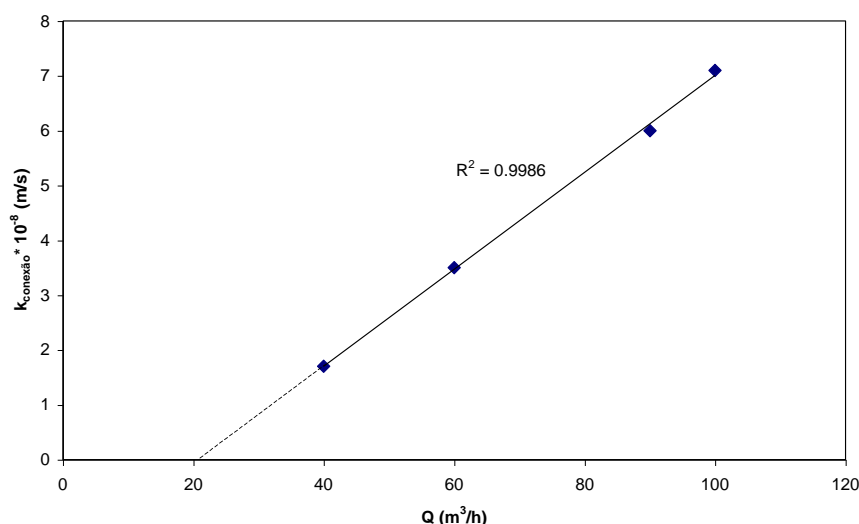


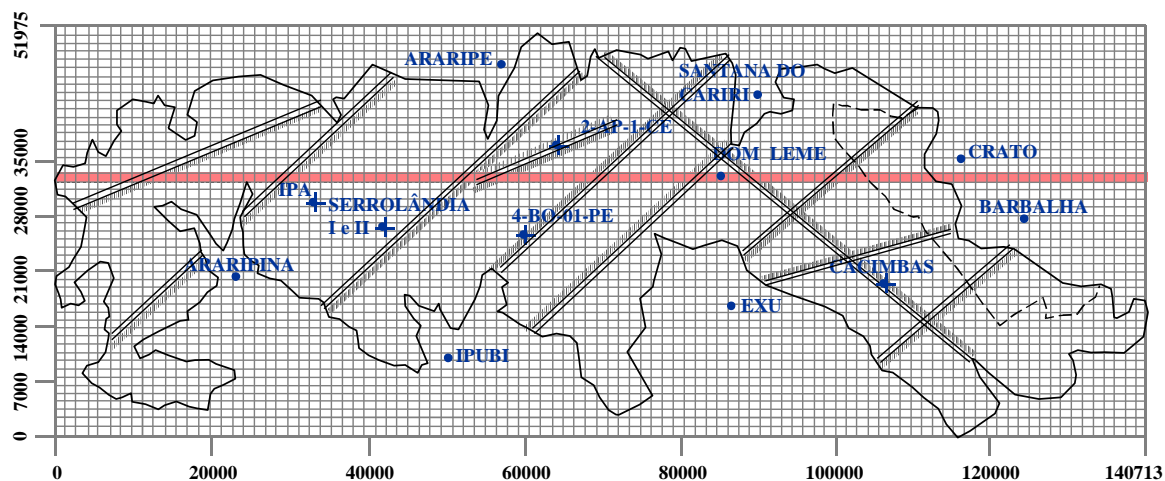
Figura 4.34 – Condutividade hidráulica da conexão hidráulica vs. vazão de bombeamento.

Para vazões maiores, a expansão do cone de rebaixamento no aquífero Rio da Batateira provoca uma contribuição crescente de fluxo descendente através da conexão hidráulica causando um aumento da carga hidráulica no poço durante o bombeamento.

4.2.4 – Simulação das cargas hidráulicas na Chapada do Araripe, com o MODFLOW e das linhas de fluxo subterrâneo, com o MODPATH

4.2.4.1 – Cálculo das cargas hidráulicas no Sistema Aquífero Superior, com o MODFLOW

A área estudada foi dividida na malha retangular definida por 50 linhas e 100 colunas (Figura 4.35). As principais falhas geológicas existentes na chapada, indicadas pelas linhas paralelas que cortam os poços tubulares Serrolândia I e II, 2AP-1-CE, 4-BO-01-PE e Cacimbas, foram locadas de acordo com o mapa geológico da Bacia Sedimentar do Araripe do DNPM (1996). A linha tracejada no setor oriental representa os limites da área de preservação da Floresta Nacional do Araripe. As células fora dos limites da chapada foram consideradas inativas. A faixa vermelha no sentido leste-oeste indica a seção utilizada no perfil geológico da figura 4.36.



LEGENDA:

- == Falhas geológicas
- Seção usada no perfil geológico
- - - Limite da Floresta Nacional do Araripe

Figura 4.35 – Malha para simulação das cargas hidráulicas no Sistema Aquífero Superior

Os aquíferos e o aquícluído da figura 4.36 foram representados por camadas com espessuras aproximadas às do perfil geológico da chapada considerando apenas o Sistema Aquífero Superior e o aquífero Rio da Batateira (Modelagem isotópica, item 4.1.5,

figura 4.14). As profundidades e cargas foram medidas em relação ao nível de referência na base do aquífero Rio da Batateira.

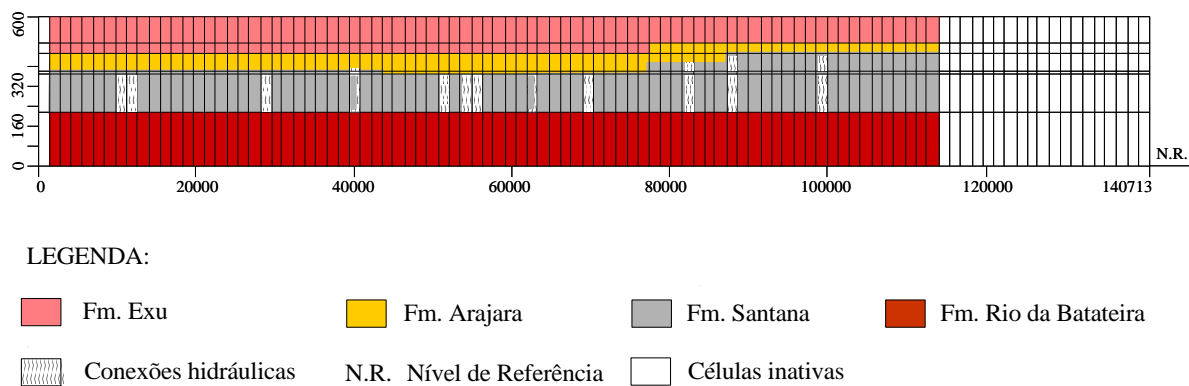


Figura 4.36 – Camadas utilizadas na simulação

Os parâmetros hidrogeológicos dos aquíferos Exu, Arajara e Rio da Batateira foram os obtidos na simulação do cone de rebaixamento do poço 4-BO-01-PE utilizando o MODFLOW (Tabela 4.18, item 4.2.3.2.2).

A formação Santana foi considerada impermeável, com exceção nas falhas geológicas.

Os limites da camada saturada do Sistema Aquífero Superior foram delimitados por células de carga constante, considerando o gradiente hidráulico de -2% do setor oriental para o ocidental e de -7% no sentido sul-norte, a partir da falha de Jardim, no setor oriental. Estas células receberam os fluxos do aquífero provenientes da elevação do nível estático, produzido pela recarga no setor oriental, representando de forma satisfatória, a drenagem produzida pelas fontes na escarpa.

A carga hidráulica do aquífero Rio da Batateira foi obtida com base nos dados do DNPM (1996).

A recarga média anual do Sistema Aquífero Superior é de 40 mm para a área preservada pela Floresta Nacional do Araripe (considerando a recarga de $\approx 4\%$ da precipitação média anual de 1.000 mm na área de influência das fontes, obtida na simulação das vazões das fontes do Caldas e do Farias utilizando o MODFLOW, item 4.2.2) e 8 mm para as áreas desmatadas (considerando a capacidade de infiltração na área desmatada de $\approx 20\%$ da capacidade de infiltração das áreas de floresta, obtida na estimativa da capacidade de infiltração com o modelo de Green e Ampt, item 4.2.1).

O meio poroso, em cada aquífero, foi considerado homogêneo e isotrópico. Os parâmetros hidrogeológicos dos aquíferos Exu, Arajara e Rio da Batateira, as cargas constantes do Sistema Aquífero Superior e do aquífero Rio da Batateira e a área de recarga delimitada pelos limites da Floresta Nacional do Araripe foram considerados fixos.

As variáveis, condutividade hidráulica, porosidade e coeficiente de armazenamento das fraturas no aquífero Santana e a extensão na direção oeste da área de recarga nas áreas desmatadas, foram ajustadas.

Na simulação, todas as células na chapada foram consideradas ativas. As cargas foram calculadas pelo MODFLOW, no regime de fluxo estacionário, levando o aquífero ao equilíbrio. As cargas calculadas foram comparadas com as cargas observadas nos poços IPA, 4-BO-01-PE e Cacimbas.

4.2.4.1.1 – Cálculo das cargas hidráulicas

Os ajustes das cargas foram feitos com os valores médios da condutividade hidráulica e do coeficiente de armazenamento nas fraturas do aquífero Santana, de respectivamente $1,5 \cdot 10^{-10}$ m/s e 10^{-6} (representando um meio poroso fictício com as mesmas características das fraturas) e a recarga da figura 4.37.

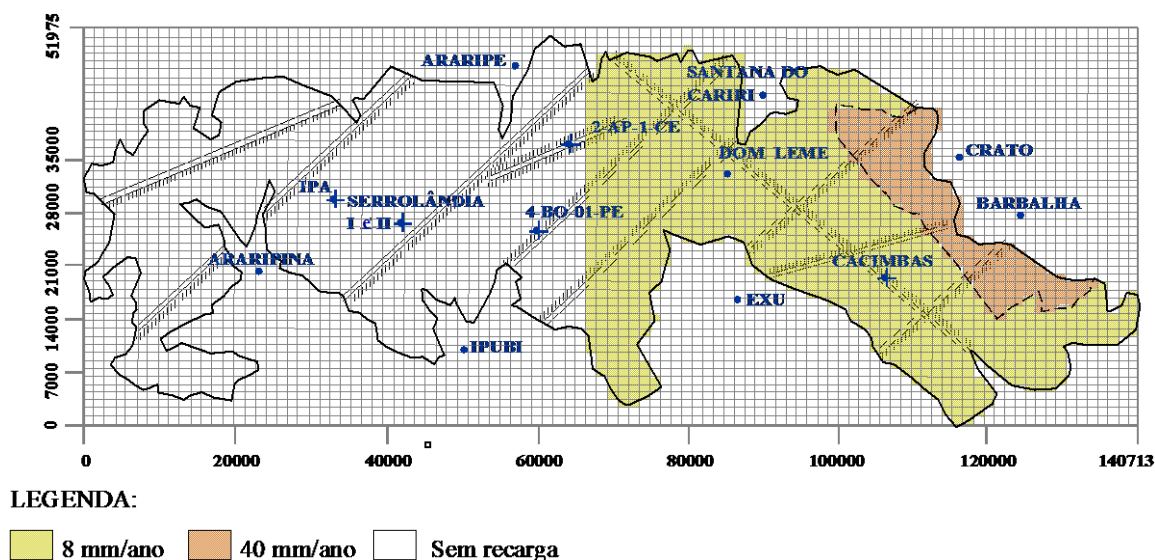


Figura 4.37 – Recarga utilizados no ajuste das cargas.

As cargas no Sistema Aquífero Superior observadas e calculadas nos poços IPA, 4-BO-01-PE e Cacimbas, medidas em relação ao nível de referência da figura 4.36, são indicadas na tabela 4.19.

Tabela 4.19 - Cargas no Sistema Aquífero Superior observadas e calculadas (N.R. – Nível de Referência)

Poço	Espessura saturada (m)	Carga observada <i>relativa ao N. R.</i> (m)	Carga calculada (m)
IPA	40	415	415
4-BO-01-PE	97	467	466
Cacimbas	95	545	545

As linhas equipotenciais geradas pelo modelo MODFLOW encontram-se na figura 4.38.

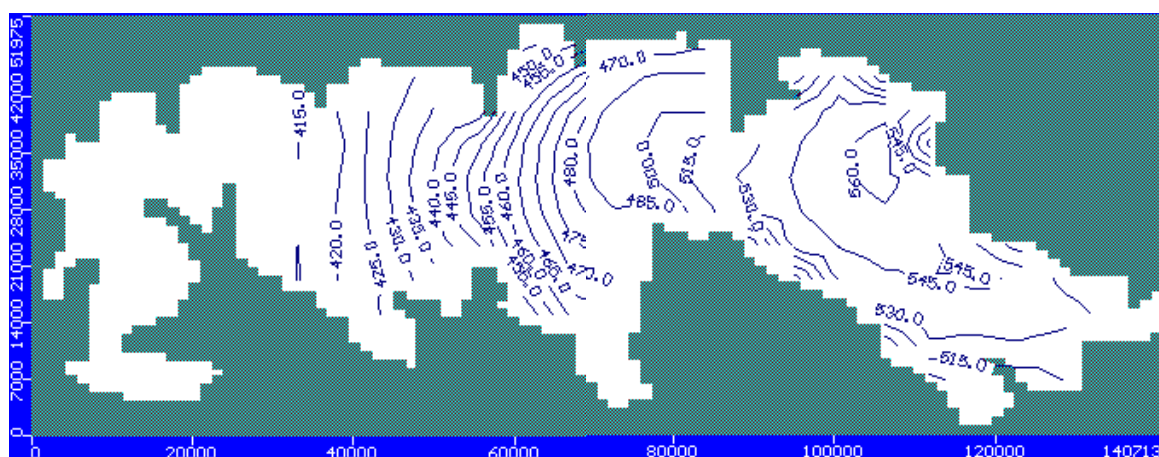
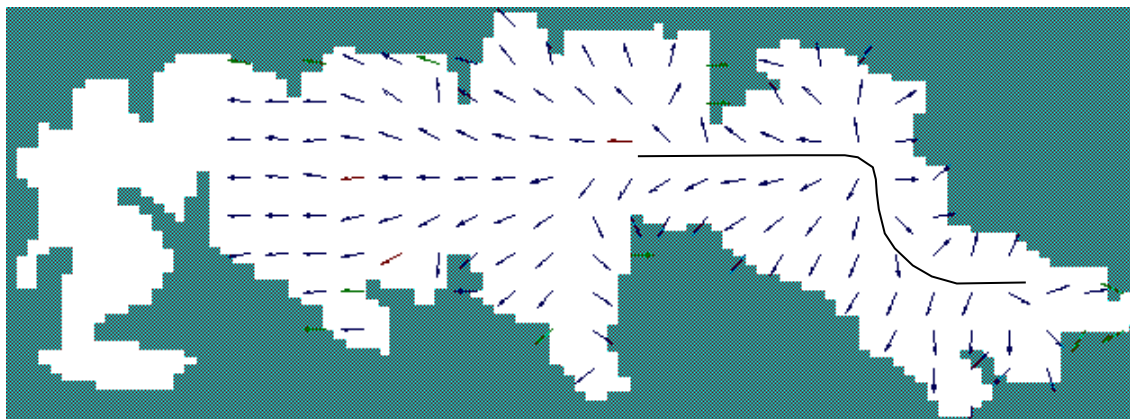


Figura 4.38 – Linhas equipotenciais geradas pelo modelo

4.2.4.2 – Linhas de trajetória do fluxo subterrâneo traçadas pelo MODPATH

Na simulação das linhas de trajetória do fluxo subterrâneo, com uso do MODPATH (Metodologia, item 3.2.2.2.2), utilizou-se as cargas geradas pelo MODFLOW no item 4.2.4.1.1.

Os vetores velocidade da figura 4.39 indicam a direção do fluxo subterrâneo na Chapada do Araripe, do setor oriental para o ocidental.



LEGENDA:

— Divisor de águas aproximado

Figura 4.39 - Vetores velocidade indicando a direção do fluxo subterrâneo na Chapada do Araripe.

Nas figuras 4.40a e 4.40b encontram-se as linhas de trajetória indicando o caminho preferencial das partículas por transporte advectivo no Sistema Aquífero Superior e através da conexão hidráulica nas proximidades do poço 4-BO-01-PE, respectivamente. Os espaçamentos entre as setas nas linhas de trajetórias referem-se ao percurso das partículas num intervalo de tempo de transporte de 1.000 anos.

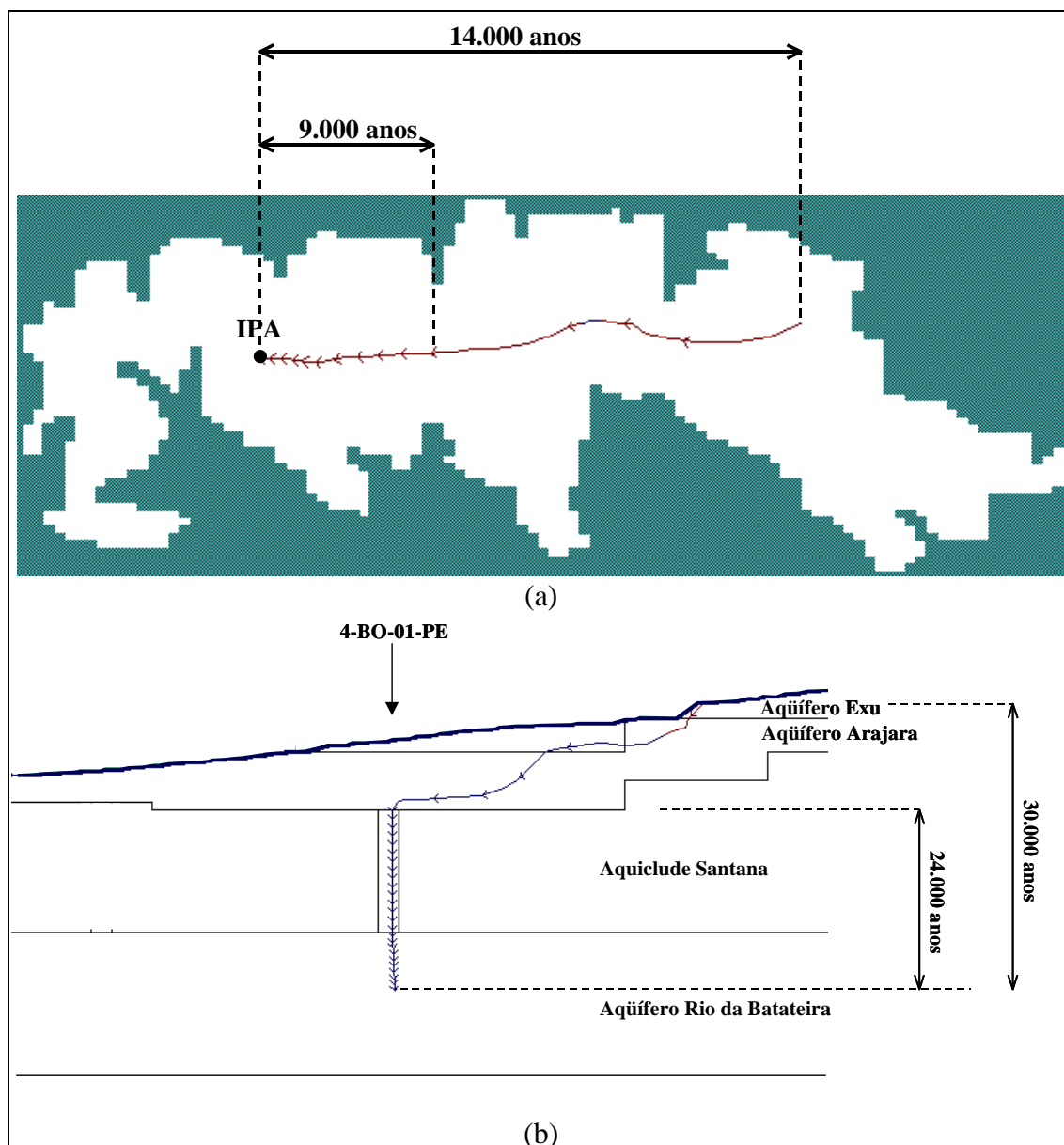


Figura 4.40 - Linhas de trajetória indicando o caminho preferencial das partículas por transporte advectivo (espaçamento entre-setas: intervalo de 1.000 anos).

4.2.4.3 – Discussão

Na simulação, a recarga do Sistema Aquífero Superior ocorre do setor oriental até as imediações do poço 4-BO-01-PE, concordando com o esquema proposto para a circulação da água subterrânea na Chapada do Araripe na figura 4.14, da modelagem isotópica com uso do carbono-14 (Item 4.1.5).

O balanço hídrico calculado pelo MODFLOW forneceu uma recarga média, para o topo da chapada, de $2,1 * 10^7$ m³/ano, que corresponde à soma das contribuições para as fontes e para a infiltração profunda.

A condutividade hidráulica média das falhas do aquíclode Santana de 10^{-10} m/s é compatível com o valor proposto pela SUDENE (1967), porém é bem menor que o valor encontrado na simulação dos testes de bombeamento do poço 4-BO-01-PE de $7,1 * 10^{-8}$ m/s no item 4.2.3.

A condutividade hidráulica de 10^{-10} m/s representa a média das conexões hidráulicas da chapada na condição de equilíbrio do fluxo e a condutividade hidráulica de $7,1 * 10^{-8}$ m/s representa um efeito local devido o desequilíbrio do fluxo causado pelo bombeamento do poço 4-BO-01-PE. Como o aquíclode Santana é formado por rochas carbonáticas que, na sua maioria, apresentam significativa condutividade hidráulica secundária, o rebaixamento causado pelo bombeamento do poço 4-BO-01-PE pode ter gerado fluxos adicionais através das fraturas, induzindo um aumento na condutividade hidráulica da conexão hidráulica nas imediações do poço.

As linhas de trajetórias das partículas do setor oriental até os poços IPA e 4-BO-01-PE, nas figuras 4.40a e 4.40b, mostram tempos de transporte de respectivamente 14.000 e 30.000 anos. As maiores velocidades de fluxo encontram-se na área de recarga; estão representadas pelos maiores intervalos entre setas nas linhas de trajetória. Como a recarga do Sistema Aquífero Superior ocorre no setor oriental, o fluxo subterrâneo passa a se estratificar fora da área de recarga, podendo ser verificado através dos menores intervalos entre setas. Este efeito pode ser visto a partir do mergulho das partículas, na camada saturada da formação Arajara (nas imediações do poço 4-BO-01-PE) até o poço IPA e na conexão hidráulica, até o aquífero Rio da Batateira, onde os tempos de transporte são de respectivamente 9.000 e 24.000 anos. Estes valores são compatíveis com as idades de carbono-14 (corrigidas) medidas de 8.475 e 24.153 anos para os poços IPA e 4-BO-01-PE (Tabela 4.8 da modelagem isotópica, item 4.1.5). Portanto, o modelo MODPATH representa satisfatoriamente a dinâmica das águas na Chapada do Araripe estando em concordância com as medidas de carbono-14.

4.2.5 – Quantificação dos recursos hídricos da Chapada do Araripe

4.2.5.1 – Balanço hídrico na Chapada do Araripe

No Sistema Aquífero Superior da Chapada do Araripe, a recarga média anual é convertida em vazão de fontes e infiltração profunda através de fraturas no aquíclode Santana.

Para o cálculo do balanço hídrico utilizou-se a ferramenta “zone budget” do MODFLOW (Metodologia, item 3.23) na simulação das cargas hidráulicas do Sistema Aquífero Superior (Item 4.2.4.1). Neste cálculo, o Sistema Aquífero Superior foi considerado zona 1 e o aquífero Rio da Batateira zona 2. Desta forma, o fluxo que entra no sistema é a recarga média anual na zona 1 e o fluxo que sai é o somatório da vazão média anual das fontes (carga const.) e a infiltração profunda através das fraturas no aquíclode Santana (zona 1 para 2).

O balanço de massa da Chapada do Araripe, calculado pelo MODFLOW, encontra-se na tabela 4.20.

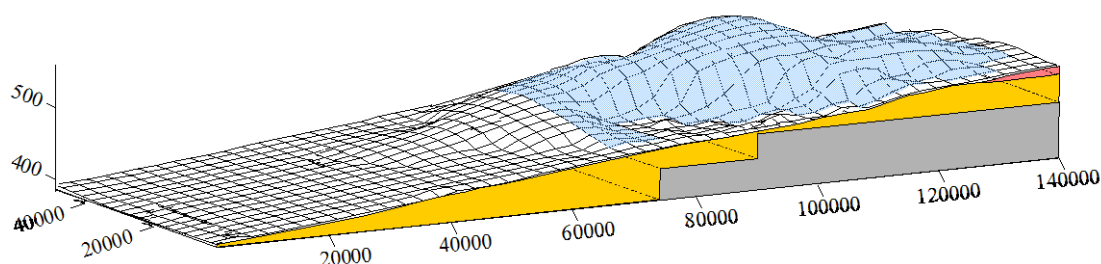
Tabela 4.20 – Balanço de massa da Chapada do Araripe em estado de equilíbrio, com uso do MODFLOW.

ENTRADA (10^6 m ³ /ano)	SAÍDA (10^6 m ³ /ano)	
Recarga	Carga Const.	Zona 1 para 2
21,4	21,1	0,3

4.2.5.2 – Determinação da Reserva Permanente

Através das cargas hidráulicas calculadas pela simulação, com uso do MODFLOW (Item 4.2.4.1), obteve-se a superfície piezométrica da figura 4.41. As cargas piezométricas mais elevadas encontram-se na área de recarga, situada no setor oriental da chapada, representada na figura pela cor azul.

As camadas geológicas indicadas na figura 4.41 foram as utilizadas na simulação.



LEGENDA:



Figura 4.41 – Superfície piezométrica calculada pelo MODFLOW, geologia e área de recarga do Sistema Aquífero Superior da Chapada do Araripe.

Para o cálculo da reserva permanente (Metodologia, item 3.2.3.1) utilizou-se o volume entre a superfície piezométrica da figura 4.41 e a formação Santana. O volume foi calculado através da regra trapezoidal utilizando o programa Surfer (Metodologia, item 3.2.3.1.1). No cálculo, o volume total foi dividido em células tridimensionais delimitadas pela malha desta figura.

Adotando o volume entre a superfície piezométrica e a formação Santana, calculado pelo programa Surfer, de $37 * 10^{10} \text{ m}^3$ e a porosidade eficaz média de 3,5%, utilizada nas simulações com uso do MODFLOW, obteve-se a reserva permanente de $13 * 10^9 \text{ m}^3$ para o Sistema Aquífero Superior. Considerando apenas o aquífero Exu, tem-se o volume de $11,7 * 10^{10} \text{ m}^3$ que corresponde à reserva permanente de $4,1 * 10^9 \text{ m}^3$.

4.2.5.3 – Determinação do coeficiente de realimentação

Para o Sistema Aquífero Superior, o coeficiente de realimentação (Metodologia, item 3.2.3.2) é de 0,16%. Considerando apenas o aquífero Exu, o coeficiente de realimentação é de 0,52%, correspondendo a um tempo de residência de 192 anos, compatível com os resultados obtidos com a utilização do trício (Item 4.1.4).

4.2.5.4 – Discussão

Os valores calculados representam o fluxo em equilíbrio no seu estado natural. Os valores da reserva permanente, reserva reguladora, vazão média das fontes, infiltração profunda através de fraturas no aquíclode Santana e coeficiente de realimentação estão listados na tabela 4.21 juntamente com os dados obtidos da SUDENE (1967) e DNPM (1996), para comparação.

Tabela 4.21 – Reserva permanente (RP), reserva reguladora (RR), vazão média das fontes (QF), infiltração profunda (IP) e coeficiente de realimentação (CR) calculados e obtidos da SUDENE (1967) e DNPM (1996).

	RP x 10 ⁹ (m ³ /ano)	RR x 10 ⁶ (m ³ /ano)	QF x 10 ⁶ (m ³ /ano)	IP x 10 ⁶ (m ³ /ano)	CR (%)
CALCULADO	13,0	21,4	21,1	0,3	0,16
SUDENE	2,5	30,0	28,0	2,0	1,20
DNPM	13,6	100,0	44,5	0,0	0,74

De acordo com a tabela 4.21, a reserva permanente calculada é compatível com o valor obtido pelo DNPM. Para a reserva reguladora e a vazão média anual das fontes não há considerável diferença entre os valores calculados e os obtidos pela SUDENE. Quanto a infiltração profunda, o valor calculado e o obtido pela SUDENE são bem diferentes. Isto deve-se a incertezas quanto ao gradiente hidráulico vertical (entre o Sistema Aquífero Superior e os aquíferos subjacentes), à localização e à área das fraturas no aquíclode Santana. O DNPM não considera a infiltração profunda, no entanto, o destino da diferença de $55,5 \cdot 10^6$ m³/ano entre a reserva reguladora e a vazão das fontes, não é discutido.

A infiltração profunda depende do gradiente hidráulico vertical; o seu valor pode ser aumentado pela ação do cone de rebaixamento, gerado pela exploração dos aquíferos subjacentes ao aquíclode Santana, causando descargas adicionais através das fraturas para compensar o efeito do bombeamento, como foi visto localmente no poço 4-BO-01-PE no item 4.2.3.

Segundo COSTA (1995), o coeficiente de realimentação médio dos aquíferos nordestinos é 0,06%, variando de 0,23% na Bacia do São Francisco, até 0,001% na Bacia do Jatobá. Para aquíferos aluviais, inferiores a 2 m de espessura, o coeficiente de realimentação médio é da ordem de 2,6%. Verifica-se, portanto, que o coeficiente de

realimentação calculado de 0,16% está dentro da faixa para os aquíferos nordestinos. Apesar da inexistência de recarga no setor ocidental da chapada, a realimentação que é proveniente do setor oriental está acima da média dos aquíferos nordestinos, aproximando-se do valor máximo. A realimentação obtida a partir dos dados do DNPM e da SUDENE encontra-se acima do máximo observado dos aquíferos nordestinos, aproximando-se mais do valor médio para aluviões rasos.

Atualmente, a exploração do sistema aquífero superior é insignificante, estando em torno de 2,2% da reserva reguladora calculada, como é demonstrado na tabela 4.22 que lista a produção de poços na chapada.

Tabela 4.22 – Produção de poços no Sistema Aquífero Superior da chapada

Poços	Prof. (m)	N.E. (m)	Q (L/h)	Tempo de bombeamento (h/dia)	Oferta Q (m ³ /ano) (x 10 ³)
Poço amazonas/Cacimbas	6	3	125	9	0,4
Poço tubular/Cacimbas	58	-	6.000	9	19,7
Poço tubular/Fazenda Betânia	70	-	7.000	3,5	8,9
Poço tubular Serrolândia I	144	90	590	15	3,2
Poço tubular Serrolândia II	242	126	1.182	20	8,6
Poço tubular IPA	219	182	1.200	15	6,6
Total					47,4

4.3 – Hidroquímica das águas da Chapada do Araripe

Para o estudo hidroquímico das águas da chapada foram amostrados, em agosto de 1998, três barreiros, dois poços amazonas, duas fontes e sete poços tubulares nas localidades indicadas na tabela 4.23, onde estão listados os resultados, e na figura A11 do anexo 4. O poço 4-BO-01-PE foi observado durante uma série de testes de bombeamento com vazões de 60, 90 e 100 m³/h, com tomadas de amostra no início e no final de cada teste.

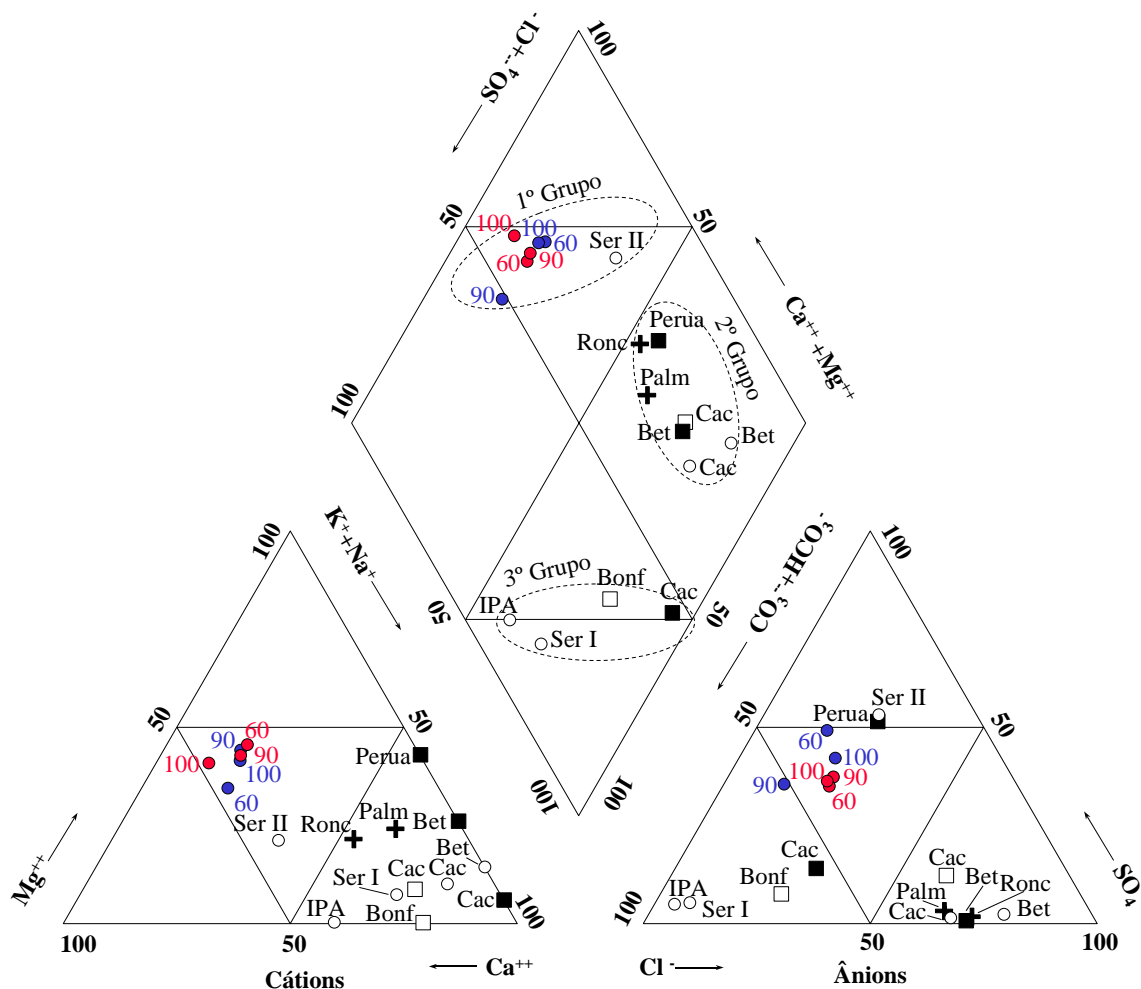
De acordo com os dados de condutividade elétrica das águas verifica-se que os poços tubulares Serrolândia II e 4-BO-01-PE são de águas bem mais mineralizadas que as demais. Através dos perfis litológicos dos poços observa-se que o poço Serrolândia II capta em lentes de arenitos localizadas no interior da formação Santana e o poço 4-BO-01-PE capta no aquífero Rio da Batateira, confinado pelo aquífero Santana. O poço tubular da fazenda Betânia capta no aquífero Exu (como mostra a modelagem isotópica no item 4.1.1, tabela 4.1). Os demais poços captam em arenitos da formação Arajara. Os barreiros são construídos para acumular água de chuva.

No diagrama de Piper, visto na figura 4.42, estão apresentadas as amostras da tabela 4.23. Pode-se observar que as águas na Chapada do Araripe são divididas em três grupos:

- 1º grupo - amostras dos poços tubulares 4-BO-01-PE e Serrolândia II, ocupando a parte superior do losango, caracterizadas por alta mineralização com águas do tipo mista e sulfatada mista, respectivamente;
- 2º grupo - amostras de fontes, barreiros e poços tubulares e amazonas localizados no setor oriental da chapada, ocupando o lado direito (superior) do losango, com propriedades químicas que caracterizam salinidade primária, prevalecendo águas do tipo cloretada sódica;
- 3º grupo - amostras de dois poços tubulares localizados no setor ocidental da Chapada, de um poço amazonas e de um barreiro localizados no setor oriental, ocupando a parte inferior do diagrama, onde ficam águas do tipo bicarbonatada sódica.

Tabela 4.23 - Hidroquímica de barreiros, poços amazonas, fontes e poços tubulares da Chapada do Araripe.

AMOSTRA	MUNICÍPIO	CONCENTRAÇÃO (mg/L)									C.E. ($\mu\text{S/cm}$)
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁼	NO ₃ ⁻	
Barreiros:											
Fazenda Betânia	Barbalha-CE	0,0	2,7	10,0	7,9	19,8	0,1	14,2	0,0	6,9	29
Fazenda Perua	Araripe - CE	0,0	9,3	15,0	14,5	11,8	31,9	17,8	0,0	28,7	34
Cacimbas	Jardim-CE	0,0	1,2	22,5	24,4	21,2	12,8	64,0	0,0	5,2	154
Poços amazonas:											
Cacimbas	Jardim-CE	4,1	1,2	15,0	7,9	27,2	7,3	21,3	0,0	4,5	84
Bonfim	Crato-CE	11,3	0,0	40,0	17,8	24,7	8,8	106,7	0,0	11,0	447
Fontes:											
Roncador	Santana do Cariri - CE	7,2	3,7	15,0	4,6	32,1	0,9	21,3	0,0	0,0	40
Palmeiras	Santana do Cariri - CE	3,1	3,1	12,5	4,6	24,7	1,5	21,3	0,0	0,0	34
Poços tubulares:											
Cacimbas	Jardim-CE	2,5	1,5	20,0	4,6	17,3	0,4	14,2	0,0	26,8	88
Fazenda Betânia	Barbalha-CE	0,0	2,2	22,5	4,6	32,1	1,2	14,2	0,0	0,8	30
Serrolândia I	Ipubi - PE	6,2	1,2	17,5	7,9	3,5	3,0	68,3	0,0	1,0	87
Serrolândia II	Ipubi - PE	60,5	18,7	51,0	21,1	64,7	182,7	46,2	24,5	4,5	1.056
IPA	Araripina - PE	11,3	0,0	15,0	7,9	2,4	3,3	82,0	0,0	1,4	86
4-BO-01-PE- 60 m ³ /h - início	Bodocó - PE	126,1	56,7	50,0	17,8	62,4	261,9	117,4	59,5	0,0	1.165
4-BO-01-PE- 60 m ³ /h - fim	Bodocó - PE	90,3	67,9	42,0	17,8	84,0	169,3	123,0	67,2	0,0	1.165
4-BO-01-PE- 90 m ³ /h - início	Bodocó - PE	109,7	75,4	47,5	17,8	61,2	221,4	244,0	80,7	0,0	1.171
4-BO-01-PE- 90 m ³ /h - fim	Bodocó - PE	92,3	59,8	38,0	17,8	79,0	169,3	68,3	80,7	0,0	1.171
4-BO-01-PE- 100 m ³ /h - início	Bodocó - PE	100,5	63,6	44,0	17,8	79,0	209,8	68,3	80,7	0,0	1.175
4-BO-01-PE- 100 m ³ /h - fim	Bodocó - PE	102,6	53,6	20,0	17,8	79,0	165,7	136,7	53,8	0,0	1.156



Legenda:

- | | |
|--|------------------|
| ○ Poços tubulares no topo da chapada | + |
| ● Início do bombeamento do poço 4-BO-01-PE | □ Poços amazonas |
| ● Final do bombeamento do poço 4-BO-01-PE | ■ Barreiros |

Figura 4.42 - Diagrama de Piper para as águas da Chapada do Araripe

4.3.1 – Hidroquímica do poço 4-BO-01-PE

O poço pioneiro 4-BO-01-PE foi bombeado pela primeira vez em agosto de 1998, depois de desenvolvido, explorando, portanto, o aquífero em estado virgem, já que em um raio de ≈ 50 km não existiam poços no aquífero Rio da Batateira.

Foram realizados testes de bombeamento utilizando vazões constantes de 60, 90 e $100 \text{ m}^3/\text{h}$. Os dois primeiros testes tiveram duração de 2 horas e o último de 48 horas, com intervalos de 22 horas entre um teste e outro, para recuperação do nível.

Como pode ser visto nas figuras 4.43 e 4.44, para uma vazão de $100 \text{ m}^3/\text{h}$ com duração de 48 horas, a redução do nível dinâmico durante o bombeamento é acompanhada por mudanças na condutividade elétrica da água; houve uma contribuição de águas menos mineralizadas que as existentes no aquífero no início do bombeamento.

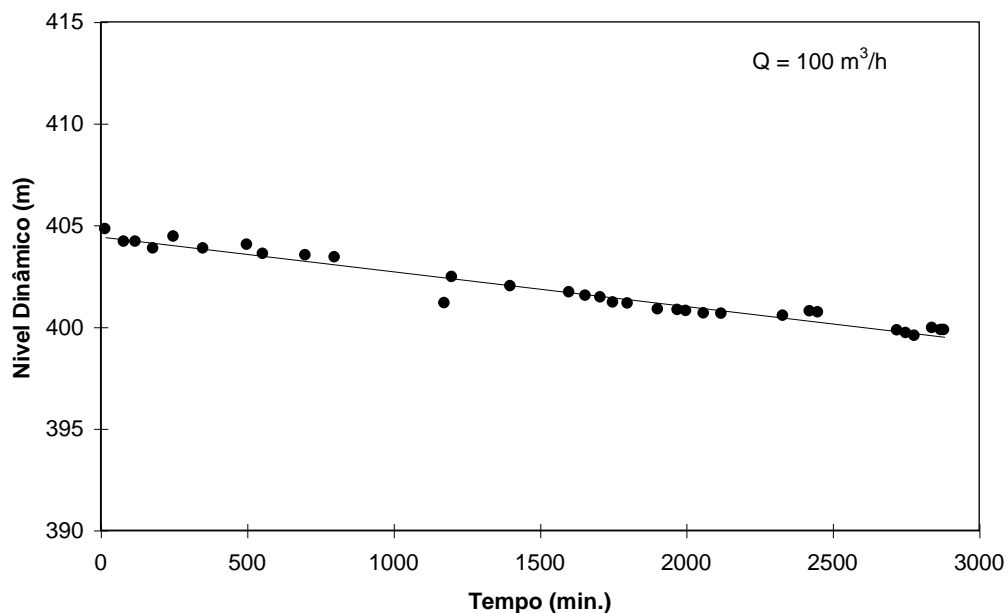


Figura 4.43 - Nível dinâmico em função do tempo durante o teste de bombeamento do poço 4-BO-01-PE.

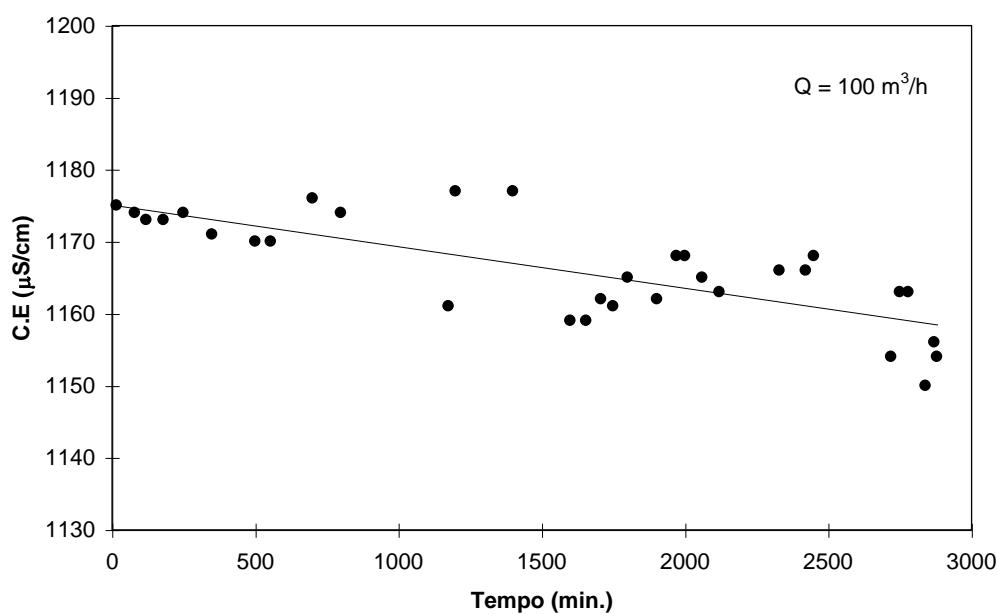
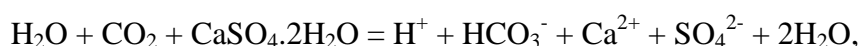


Figura 4.44 - Variação da condutividade elétrica da água durante o teste de bombeamento do poço 4-BO-01-PE.

Segundo o DNPM (1996), a formação Santana é composta por três membros, Crato, Ipubi e Romualdo, formados por três processos deposicionais distintos. O **membro Crato** originado do assoreamento de sistema lacustre e é composto por arenitos finos, siltitos e folhelhos, contendo na parte superior **calcários argilosos laminados**. O **membro Ipubi**, formado em um ambiente transicional, predominantemente evaporítico é constituído por **bancos estratiformes de gipsita, descontínuos**, intercalados por folhelhos cinza e verde. O **membro Romualdo**, formado em ambientes lagunares e marinhos rasos, é composto por uma associação de folhelhos, arenitos calcíferos e **calcários**. A gipsita e os calcários, principais constituintes da formação Santana, não estão presentes nas demais formações que compõem a bacia sedimentar do Araripe, com exceção das formações Rio da Batateira e Brejo Santo, onde se encontram esporadicamente lâminas delgadas de calcários. Para a interpretação dos resultados químicos e do funcionamento dos aquíferos utilizou-se como traçadores o sulfato (SO_4^{2-}) e o cálcio (Ca^{2+}), componentes químicos dos principais minerais que compõem o aquífero Santana.

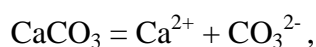
O **sulfato** ocorre em alta concentração em águas em contato com compostos sulfatados como gipsita, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, e anidrida, CaSO_4 . Estes minerais dissolvem-se rapidamente em contato com a água através da reação de dissociação (FREEZE e CHERRY, 1979):



com solubilidade de 2100 mg/L para pH 7, temperatura de 25°C e pressão total de 1 barr.

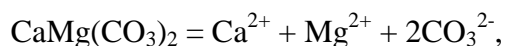
Por isso, a concentração de **cálcio** em águas subterrâneas é alta em aquíferos constituídos de rochas calcárias e gipsita. Nestes ambientes, estas concentrações de cálcio são tipicamente maiores que as concentrações de sódio. Este efeito pode ser verificado nos resultados das análises das águas do poço 4-BO-01-PE listados na tabela 4.25, decorrentes da presença significativa de calcita e dolomita, nas rochas calcárias nos membros Romualdo e Crato da formação Santana e de gipsita no membro Ipubi.

A calcita forma-se, especialmente em bacias marinhas, através da cristalização durante a sedimentação de grandes massas de CaCO_3 . A composição química da calcita é 56,0% de CaO e 44,0% de CO_2 e a reação de dissociação é dada por:



com solubilidade de 100 mg/L para pH 7, temperatura de 25°C e pressão total de 1 barr.

A dolomita é formada através de sedimentos em bacias marinhas. Este mineral é o produto da “dolomitização” do carbonato de cálcio depositado, possui aspecto arenoso e geralmente encontra-se mesclado com a calcita. A composição química da rocha é 30,4% de CaO, 21,7% de MgO e 47,9% de CO₂. A reação de dissociação da dolomita é dada por:



com solubilidade de 90 mg/L para as mesmas condições de pH, temperatura e pressão da calcita.

Em análises químicas realizadas em amostras de rochas coletadas nas minas de calcário dos municípios de Barbalha, Farias Brito e Santana do Cariri, relatadas por RIBEIRO et al. (1996), verificaram-se valores médios de CaO respectivamente de 42,19, 34,48 e 54,60%. Para a mina de gipsita de Santana do Cariri o valor médio de CaO é de 32,47%.

4.3.1.1 – Interpretação

Interpreta-se os resultados da hidroquímica da Chapada em termos de um modelo de fluxo baseado na percolação profunda da água através da Chapada alimentando o aquífero Rio da Batateira. A água deste aquífero, captada pelo poço 4-BO-01-PE, contém elevadas concentrações de SO₄²⁻ e Ca²⁺ provenientes da dissolução da gipsita e do calcário presentes exclusivamente na formação Santana. Porém, segundo o DNPM (1996), no perfil estratigráfico do poço 4-BO-01-PE não foi constatada a presença da camada de gipsita do membro Ipubi; logo, em conexões próximas ao poço, a água de percolação deverá ser mais pobre em SO₄²⁻ e Ca²⁺. Verifica-se nas figuras 4.45 e 4.46 que durante o bombeamento ocorrem mudanças nas concentrações do sulfato e do cálcio. No início de cada bombeamento prevalecem as propriedades da água no aquífero não perturbado e durante o bombeamento, o cone de rebaixamento induz um vazamento local através da formação Santana. A água que provém desta contribuição reflete as condições locais da falta da gipsita do membro Ipubi, contendo portanto, menos SO₄²⁻ e Ca²⁺. Na recuperação, as condições piezométricas iniciais são reconstituídas, reduzindo a contribuição do vazamento. Porém, nesta condição a composição química da água não se recupera completamente devido a mistura das águas causada pela perturbação do aquífero durante o bombeamento.

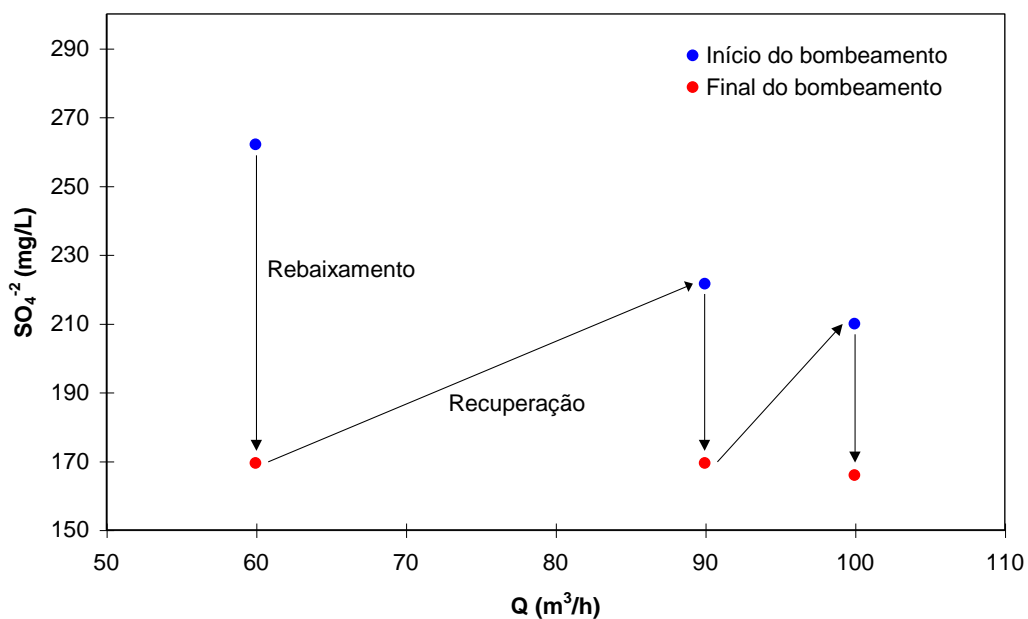


Figura 4.45 - Variação na concentração de SO_4^{2-} durante os testes de bombeamento, com vazão de 60, 90 e 100 m^3/h .

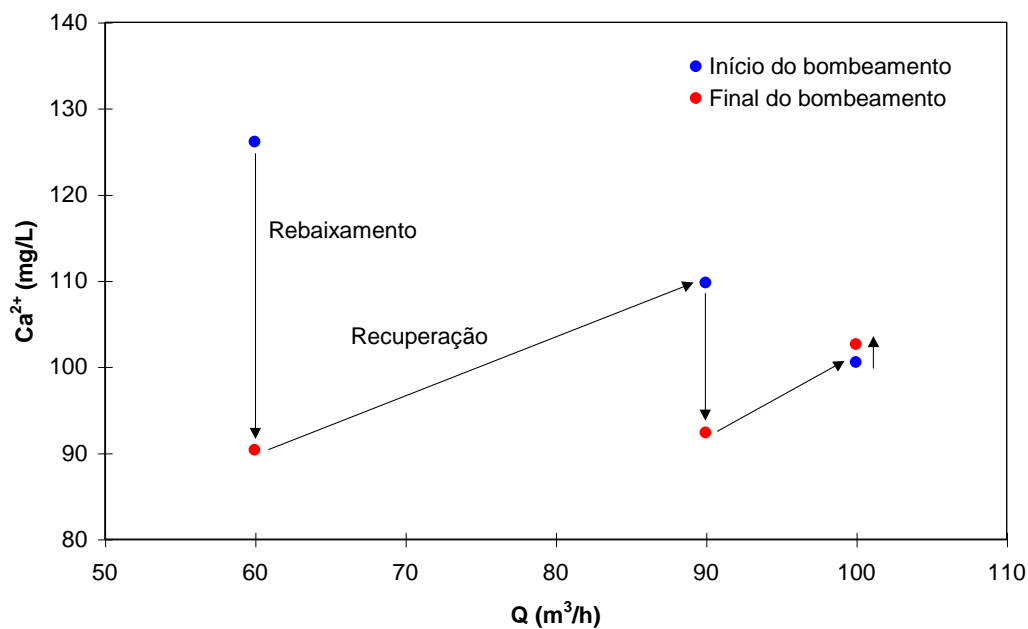


Figura 4.46 - Variação na concentração de Ca^{2+} durante os testes de bombeamento, com vazão de 60, 90 e 100 m^3/h .

Um esquema representativo da conexão hidráulica através da formação Santana é apresentado no corte esquemático visto na figura 4.47.

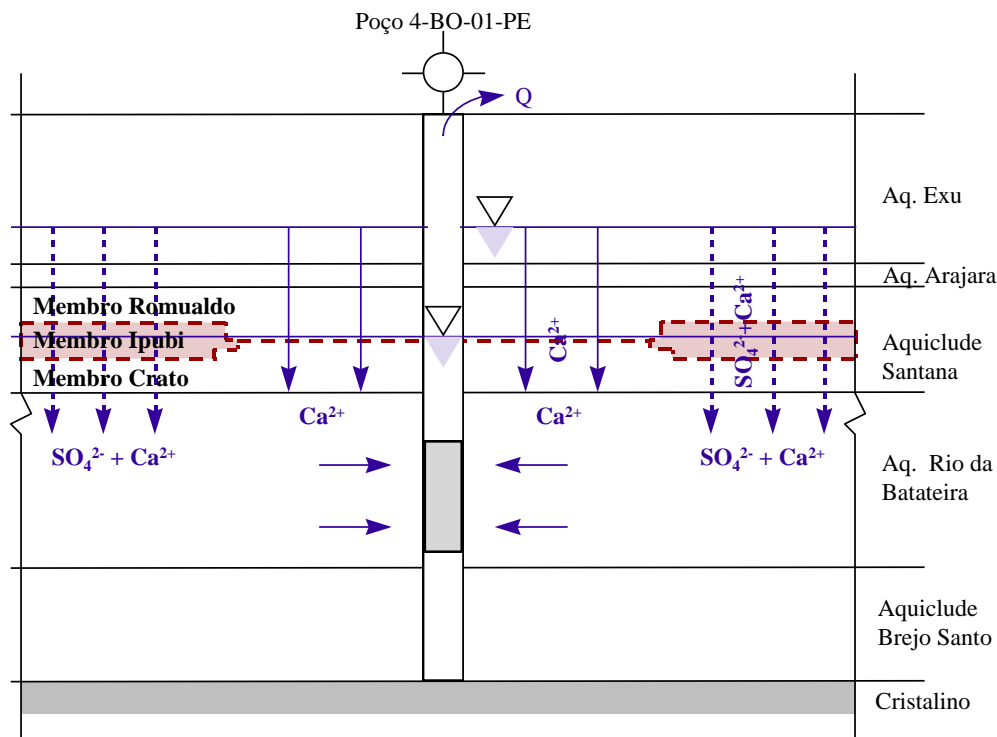


Figura 4.47 - Esquema representativo da hidroquímica resultante da conexão hidráulica através da formação Santana. (▽ Nível estático no aquífero)

A condutividade hidráulica primária de calcários e dolomitos não fraturados é geralmente inferior a 10^{-7} m/s (FEITOSA e MANUEL FILHO, 1997), mas as rochas carbonáticas apresentam significativa condutividade hidráulica secundária devido fraturas resultantes de movimentos tectônicos, onde o fluxo de água subterrânea atua dissolvendo calcita e dolomita.

A conexão hidráulica aqui apresentada, concorda com os resultados obtidos nas modelagens isotópica (Item 4.1.5) e matemática (Itens 4.2.3 e 4.2.4).

4.3.2 – Classificação da água para irrigação

A metodologia utilizada na classificação da água para irrigação, através do diagrama da US Dept. of Agriculture, está descrita no item 3.8.5. A razão de adsorção do sódio (SAR), a condutividade elétrica (C.E.) e a classificação das águas para irrigação,

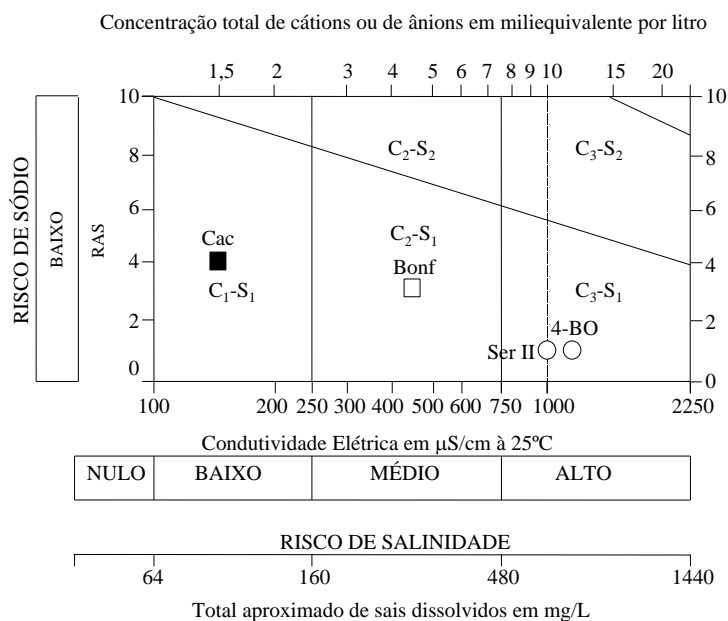
estão mostrados na figura 4.48 e na tabela 4.24. Os resultados indicam que a maioria das águas amostradas não apresentam risco de salinidade e podem ser utilizadas para irrigação de todas as culturas e solos. Estas amostras não aparecem no diagrama porque possuem C.E. abaixo de 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$. A amostra coletada no barreiro Cacimbas apresenta água com baixa salinidade, estando classificada para irrigação como C_1S_1 , podendo também ser utilizada para irrigação de todas as culturas e solos, com um mínimo perigo de risco de salinidade. Somente as amostras coletadas

- no poço amazonas em Bom Fim/Crato-CE, apresenta água com salinidade média classificada como C_2S_1 , podendo ser utilizada com uma moderada lixiviação do solo. Assim, plantas com uma tolerância ao sal podem ser cultivadas sem considerações especiais;
- nos poços tubulares 4-BO-01-PE, que atravessa todo aquíclode Santana, captando no aquífero Rio da Batateira, e no Serrolândia II, que capta em lentes de arenitos localizadas no interior da formação Santana, apresentam água com alta salinidade e classificação C_3S_1 , não podendo ser utilizada em solos com drenagem deficiente, devendo ser aplicada somente em culturas com alta tolerância ao sal.

Para todas as amostras, os resultados indicaram baixo conteúdo de sódio, podendo ser usadas para irrigação em quase todos os tipos de solos; entretanto, certas culturas que são altamente sensíveis a sódio podem ser afetadas. Quanto a classificação da água para o uso animal, todas as amostras foram boas.

Tabela 4.24 – Razão de adsorção do sódio (SAR), condutividade elétrica (C.E.) e classificação das águas para irrigação de acordo com o diagrama da US Dept. of Agriculture.

Amostra	SAR	C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Classificação para irrigação
Barreiros:			
Fazenda Betânia	1	29	-
Fazenda Perua	1	34	-
Cacimbas	4	154	C ₁ S ₁
Poços amazonas:			
Cacimbas	2	84	-
Bonfim	3	447	C ₂ S ₁
Fontes:			
Roncador	1	40	-
Palmeiras	1	34	-
Poços tubulares:			
Cacimbas	2	88	-
Fazenda Betânia	3	30	-
Serrolândia I	2	87	-
Serrolândia II	1	1.056	C ₃ S ₁
IPA	1	86	-
4-BO-01-PE	1	1165	C ₃ S ₁

**Legenda:**

- Poços tubulares no topo da chapada
- Poços amazonas
- Barreiros

Figura 4.48 - Classificação das águas para irrigação segundo o diagrama da US Dept. of Agriculture.

4.4 – Qualidade da água na Chapada do Araripe e sua vulnerabilidade

A metodologia utilizada na obtenção dos índices de vulnerabilidade, através do método proposto por FOSTER e HIRATA (1991), está descrito no item 3.9. Como as águas no Sistema Aquífero Superior da chapada, em sua maioria, estão sob condições livres, com exceção da água de camadas arenosas intercaladas entre camadas siltico - argilosas da formação Arajara, no extremo oeste da Chapada, onde as águas são mais profundas, o índice para a ocorrência das águas subterrâneas (1ª fase) é 1,0 (Figura 3.9 da metodologia). O índice para a caracterização dos extratos acima da zona saturada (2ª fase) neste sistema aquífero é 0,7, pois todo o pacote sedimentar é formado por arenitos. Com isto, pode-se ver que a vulnerabilidade à poluição do aquífero, na Chapada do Araripe, é função apenas da profundidade do lençol freático e da existência de áreas fraturadas.

As profundidades nos intervalos 5 – 10 m, 10 – 20 m, 20 – 50 m, 50 – 100 m e > 100 m correspondem aos índices 0,8, 0,7, 0,6, 0,5 e 0,4, respectivamente (3ª fase). Como

o índice de vulnerabilidade do aquífero é determinado pelo produto dos índices das três fases, a vulnerabilidade à poluição do Sistema Aquífero Superior, para as profundidades de 5 – 10 m, 10 – 100 m e > 100 m, classifica-se respectivamente como alta, moderada e baixa.

Os índices assim obtidos estão mostrados no mapa de vulnerabilidade à poluição da chapada, na figura 4.49, onde as cores, de vermelho a amarelo claro, caracterizam a escala que varia de alta a baixa vulnerabilidade. As isolinhas de profundidade do lençol freático foram traçadas com base nos níveis estáticos de poços tubulares e amazonas localizados na Vila Cacimbas, em Jardim/CE, dos poços 4-BO-01-PE em Bodocó/PE, Serrolândia II em Ipubi/PE e IPA em Araripina/PE e na cota de algumas fontes que surgem na escarpa da Chapada. Vê-se que as isolinhas tem densidade maior na falha de Jardim e nas áreas de topografia rebaixada próxima aos poços Serrolândia I e II e 4-BO-01-PE.

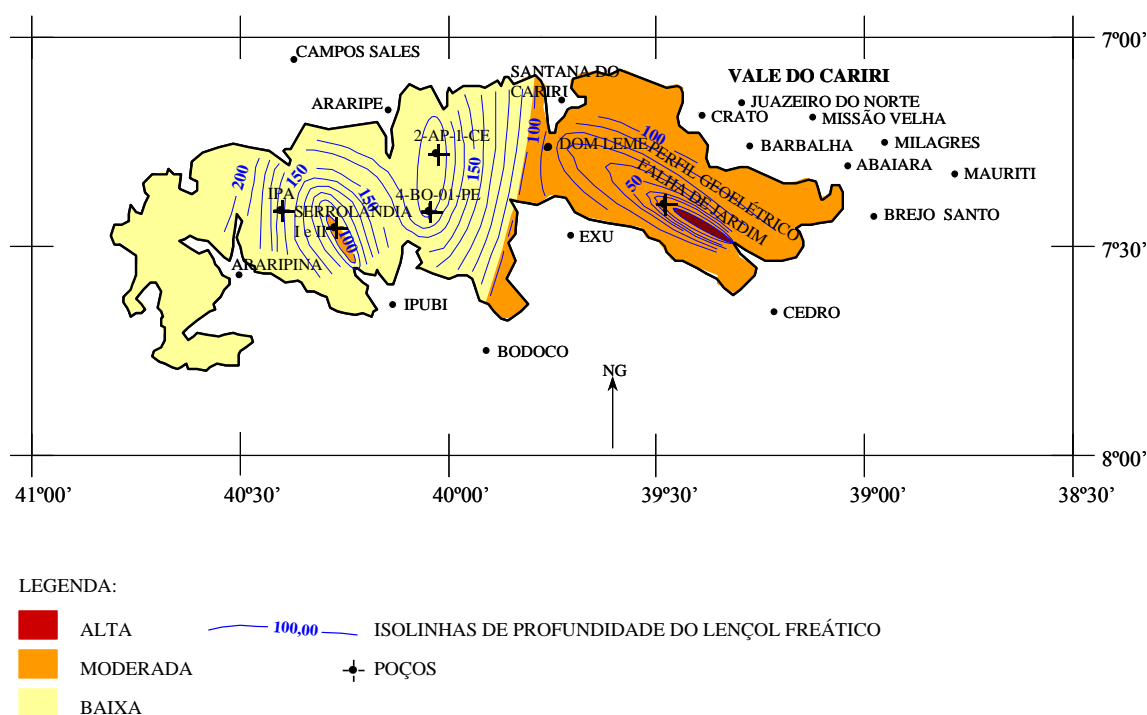


Figura 4.49 – Mapa da vulnerabilidade à poluição do Sistema Aquífero Superior

O mapa de vulnerabilidade à poluição, mostrado na figura 4.49, constitui uma base técnica de planejamento para ação de controle e proteção dos aquíferos, pois mostra as áreas de alta e moderada vulnerabilidade que são potencialmente críticas.

Os resultados das análises de compostos nitrogenados encontram-se na tabela 4.25 (a localização das coletas está indicada na figura A11 do anexo 4 e as concentrações de nitrogênio amoniacal, de nitrito e de nitrato podem ser vistas respectivamente nas figuras 4.50, 4.51 e 4.52), onde se observa que as águas de todos os poços amazonas e barreiros apresentaram nitrogênio amoniacal, indicando dejetos recentes de origem animal e vegetal. As concentrações variam de 0,07 a 0,56 mg/L de N-NH₃, respectivamente para o poço amazonas da fazenda Dr. Raimundo e para o Barreiro Grande e na água subterrânea profunda ele só é encontrado na Fonte do Farias, decorrente dos excrementos de morcegos habitantes da gruta da fonte.

Tabela 4.25 – Concentração de nitrogênio do amoníaco, nitrito e nitrato e condutividade elétrica (CE) nas amostras do topo da Chapada do Araripe.

Amostras	Município	Data da coleta	Localização	Concentração (mg/L)			CE (µS/cm)
				N-NH ₃	N-NO ₂ ⁻	N-NO ₃ ⁻	
Fonte do Brejo de Santo Antônio	<i>Bodocó-PE</i>	20/05/99	S 07°29'49" W 40°06'38"	aus.	0,22	0,62	64
Fonte do Piqui	<i>Bodocó-PE</i>	20/05/99	S 07°40'00" W 39°54'36"	aus.	3,14	4,23	191
Fonte do Brejo de Santo Inácio	<i>Exú-PE</i>	19/05/99	S 07°25'00" W 39°43'20"	aus.	aus.	0,61	54
Fonte Bica do Caririzinho	<i>Moreilândia-PE</i>	20/05/99	S 07°32'58" W 39°29'10"	aus.	aus.	0,56	23
Fonte Sozinho	<i>Jardim-CE</i>	18/05/99	S 07°35'01" W 39°16'23"	aus.	0,05	1,30	339
Fonte Boca da Mata	<i>Jardim-CE</i>	18/05/99	S 07°33'18" W 39°16'22"	aus.	aus.	1,00	22
Fonte João Coelho do Caldas	<i>Barbalha-CE</i>	18/05/99	S 07°22'39" W 39°20'53"	aus.	aus.	0,29	28
Fonte Bom Jesus do Caldas	<i>Barbalha-CE</i>	18/05/99	-	aus.	aus.	0,17	28
Fonte do Farias	<i>Barbalha-CE</i>	25/02/99	-	0,01	0,13	4,18	24
Fonte Roncador	<i>Santana do Cariri-CE</i>	19/05/99	S 07°13'12" W 39°40'15"	aus.	aus.	0,32	35
Fonte Nascente	<i>Araripe-CE</i>	19/05/99	S 07°13'33" W 39°59'45"	aus.	0,45	2,27	61
Poço tubular do Saco da Samambaia	<i>Araripina-PE</i>	21/05/99	S 07°26'46" W 40°34'53"	aus.	0,28	4,16	558
Poço tubular do IPA	<i>Araripina-PE</i>	21/05/99	S 07°27'33" W 40°25'00"	aus.	aus.	0,57	82
Poço tubular Serrolândia I	<i>Ipubi-PE</i>	21/05/99	S 07°29'17" W 40°16'27"	aus.	aus.	0,81	84
Poço tubular Serrolândia II	<i>Ipubi-PE</i>	21/05/99	S 07°28'25" W 40°16'41"	aus.	0,62	1,21	247
Poço tubular da Fazenda Betânia	<i>Barbalha-CE</i>	18/05/99	S 07°27'45" W 39°25'51"	aus.	aus.	0,81	26
Poço tubular da Vila Cacimbas	<i>Jardim-CE</i>	18/05/99	-	aus.	aus.	5,60	88
Poço amazonas da Vila Cacimbas	<i>Jardim-CE</i>	02/02/99	S 07°29'31" W 39°22'06"	0,09	0,02	4,00	113
Poço amazonas Faz. Dr. Raimundo	<i>Divisa CE/PE</i>	02/02/99	-	0,07	0,01	6,70	166
Barreiro Antônio Roriz	<i>Jardim-CE</i>	02/02/99	-	0,14	0,11	7,81	29
Barreiro da Vila Cacimbas	<i>Jardim-CE</i>	02/02/99	-	0,19	0,13	15,24	84
Barreiro Fazenda Dr. Raimundo	<i>Divisa CE/PE</i>	02/02/99	-	0,24	0,22	11,76	48
Barreiro Grande – Filemon Teles	<i>Crato-CE</i>	02/02/99	-	0,56	0,31	27,87	18

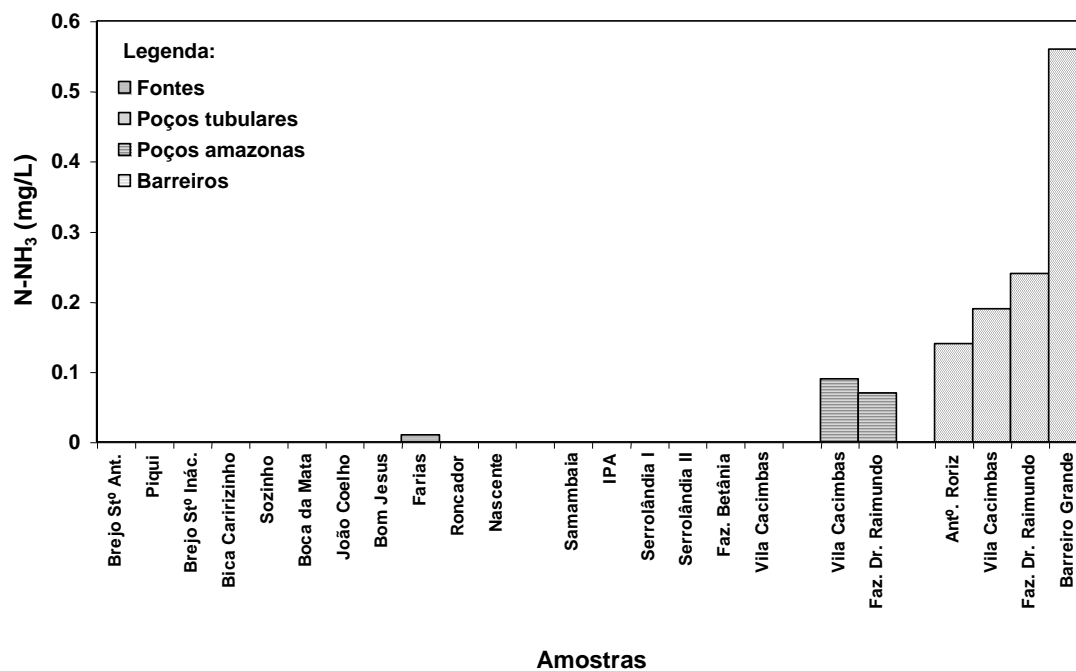


Figura 4.50 - Concentrações de nitrogênio amoniacal nas amostras d'água da Chapada do Araripe

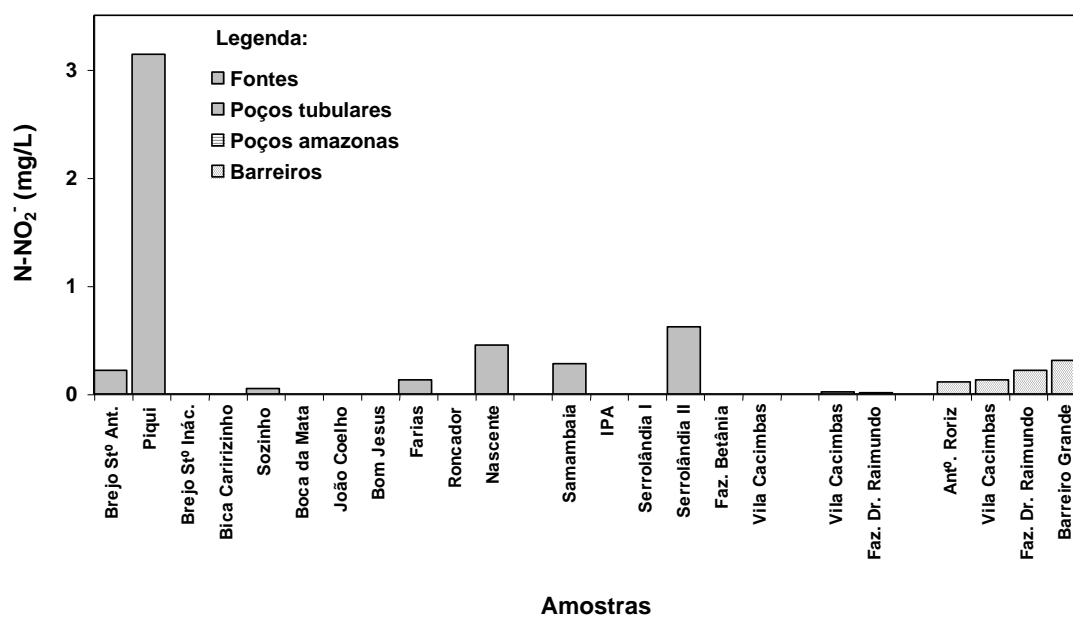


Figura 4.51 - Concentrações de nitrogênio de nitrito nas amostras d'água da Chapada do Araripe.

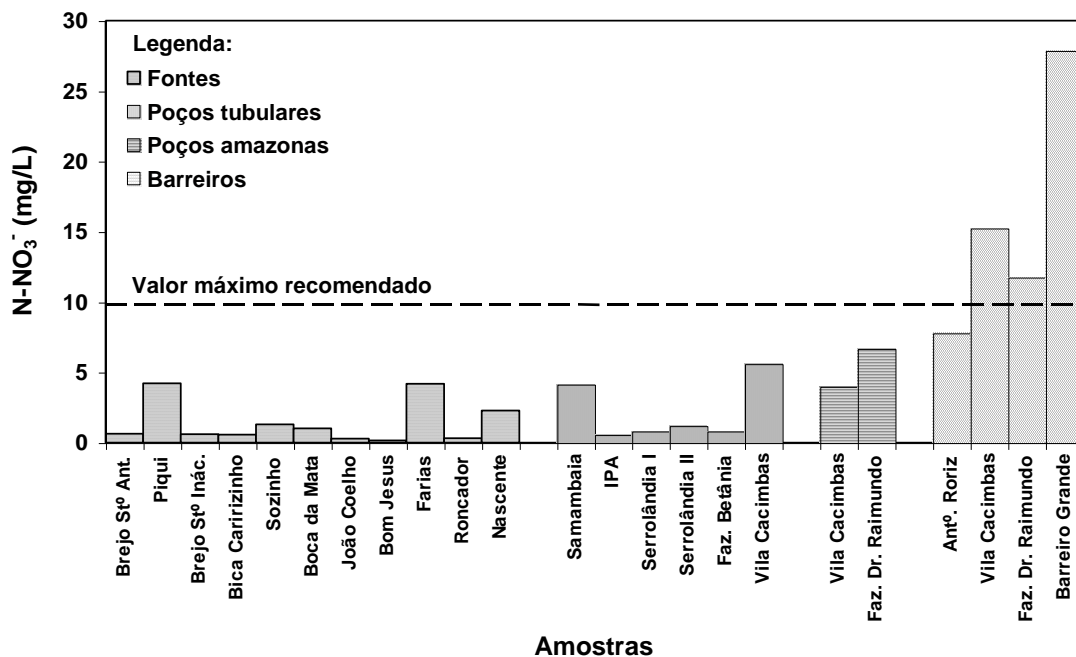


Figura 4.52 - Concentrações de nitrogênio de nitrato nas amostras d'água da Chapada do Araripe

Nitrito, pouco tóxico para o homem, porém indicador de poluição recente, foi detectado em todas as amostras de poços amazonas e barreiros e também em dois poços tubulares, todos eles localizados em áreas sem proteção, de fácil acesso a animais. No caso das fontes, trata-se de amostras tomadas nas “piscinas” que se formam no local da surgência.

As concentrações encontradas variam de 0,01 a 3,14 mg/L de N-NO_2^- , respectivamente, nas amostras do poço amazonas da Fazenda Dr. Raimundo e na fonte do Piqui.

Dos dois poços tubulares onde foi detectado nitrito, a maior concentração encontra-se no poço Serrolândia II (0,62 mg/L de N-NO_2^-), nas imediações do qual localiza-se um depósito de lixo a céu aberto (Figura A10, Anexo 3). Apesar da grande profundidade e das camadas compostas de folhelhos argilosos sobrepostos ao aquífero, que deveriam proteger a água, a contaminação acontece, porque o poço está localizado em uma área de falhamento que possui uma condutividade hidráulica secundária (por fraturas) elevada, resultando em uma forte conexão do aquífero com as águas superficiais. Este efeito também pôde ser observado pelas mudanças bruscas da composição química da água. Em duas medidas da condutividade elétrica da água do poço, realizadas durante o

período seco (25/08/98) e no final do período chuvoso (21/05/99), verificou-se uma mudança de 1056 a 247 $\mu\text{S}/\text{cm}$, indicando uma rápida e forte contribuição de águas menos mineralizadas durante o período chuvoso (Modelagem isotópica, item 4.1.2.1.3).

Nitrato foi detectado em todas as amostras analisadas. Teores acima de 10 mg/L de N-NO_3^- , encontram-se nos barreiros da Vila Cacimbas, Fazenda Dr. Raimundo e Barreiro Grande. Valores menos elevados, com teores entre 2 e 10 mg/L de N-NO_3^- , encontram-se nas fontes do Piqui, Farias e Nascente, onde há acesso de animais às águas acumuladas pelas fontes; nos poços tubulares do Saco da Samambaia e da Vila Cacimbas, localizados dentro dos vilarejos; nos poços amazonas da Vila Cacimbas e da Fazenda Dr. Raimundo, localizados próximos aos barreiros, e no barreiro Antônio Roriz. As demais amostras onde foi identificado nitrato sem a presença de nitrito indicam a alta mobilidade do nitrato proveniente de fontes poluidoras mais distantes. Segundo HILL et al. (1973), altas concentrações de nitrato podem produzir em crianças, intoxicação ou até levá-las à morte por cianose, além de poder produzir nitrosaminas, substâncias carcinogênicas no estômago do homem.

Nas análises bacteriológicas, indicadas na tabela 4.26, foi detectada presença da bactéria *Escherichia coli* na Fonte do Farias (causada pelos morcegos já mencionados) e em todos os barreiros. O maior valor foi encontrado no Barreiro Grande, apresentando $\text{NMP} > 2420/100 \text{ mL}$ (NMP = número mais provável). Como pode-se ver na tabela 4.25, este barreiro também possui concentrações de amoníaco e nitrato superiores aos das demais amostras. No poço amazonas da Vila Cacimbas, localizado a aproximadamente 40 m do barreiro que apresenta $\text{NMP} = 183/100 \text{ mL}$ de coliformes, não foi detectada a presença de coliformes fecais. Desta forma, constata-se a capacidade filtrante dos arenitos, pois em arenitos de granulometria média a fina, organismos patogênicos e coliformes somente conseguem percorrer alguns metros. Segundo ROMERO (1972), os poluentes biológicos podem percorrer uma distância máxima em torno de 3 m, na zona aerada; nas zonas saturadas esta distância passa a ser de 15 a 30 m. (Já em meios fraturados, devido a permeabilidade secundária, a velocidade de fluxo da água subterrânea pode ser muito elevada comparada ao meio poroso, facilitando o transporte de organismos patogênicos e coliformes a grandes distâncias.)

Tabela 4.26 – Número mais provável de coliformes fecais (*Escherichia coli*) em águas coletadas no topo da Chapada do Araripe. (A localização das amostragens está indicada na figura A11 do anexo 4.)

Amostras	Data da coleta	NMP / 100 mL
Fonte João Coelho do Caldas	24/02/99	0
Fonte Bom Jesus do Caldas	24/02/99	0
Fonte do Farias	25/02/99	62
Poço amazonas Vila Cacimbas	02/02/99	0
Barreiro Antônio Roriz	02/02/99	534
Barreiro da Vila Cacimbas	02/02/99	183
Barreiro Grande–Filemon Teles	02/02/99	> 2.420

4.4.1 – Discussão

De acordo com a figura 4.49, nas áreas classificadas de alta e de moderada vulnerabilidade à contaminação devem ser tomadas várias precauções, principalmente onde a zona não saturada é delgada e o nível estático é pouco profundo, para evitar que haja infiltração de efluentes de fossas sépticas, chorume proveniente de depósitos de lixo a céu aberto e aterros sanitários, fertilizantes e excrementos de animais. Nas áreas ocupadas por comunidades devem ser instalados sistemas de tratamento adequado de efluentes domésticos e deposição de resíduos sólidos. Nas áreas de atividade de exploração agrícola não deve ser permitido o uso de produtos tóxicos em larga escala e o uso de produtos orgânicos deve ser devidamente controlado para evitar a contaminação por nitrato. No entanto, em todas as comunidades da Chapada – e não somente lá – ainda não há uma política de administração das reservas hídricas que administre adequadamente o problema de resíduos sólidos e líquidos que leva à calamidade sanitária em algumas áreas.

Como o setor oriental está inserido em área de moderada vulnerabilidade e de grandes infiltrações nos períodos de chuvas intensas, outro perigo eminente é a contaminação do aquífero por vazamento de tanques com derivados de hidrocarbonetos em postos de gasolina ou por óleo de lubrificação usado e despojado sem qualquer cuidado. Segundo PARKER (1975), os poluentes químicos percorrem uma distância que varia de 35

a 4800 m, dependendo da litologia, do tipo de poluente e do grau de persistência da substância que é lançada no meio. Neste caso, o posto de gasolina de Exu, no topo da Chapada, deve ser devidamente monitorado para evitar vazamento nos tanques.

Na área caracterizada como de baixa vulnerabilidade à contaminação, em geral, a poluição proveniente da superfície é improvável, a não ser quando são envolvidos poluentes persistentes, quando então deve haver restrição a atividades potencialmente poluidoras. O poço Serrolândia II, de aproximadamente 240 m de profundidade, exemplifica que em pontos isolados, a presença de fraturas pode levar à alta vulnerabilidade em um ambiente petrologicamente de baixo risco.

No caso dos mananciais localizados no interior das comunidades, as principais fontes de poluição são os esgotos domésticos e os depósitos de lixo. Já nos mananciais localizados distantes das comunidades, as principais fontes são fertilizantes utilizados na agricultura e excrementos de animais.

Segundo a Organização Mundial de Saúde e a portaria 36 do Ministério da Saúde de 19/01/90, que tratam dos padrões de potabilidade da água para o consumo humano, a água bruta somente pode ser consumida com a ausência de nitritos e de coliformes fecais em 100 mL de amostra. Já para os nitratos recomendam valor máximo de 10 mg/L de N-NO₃.

Os barreiros apresentaram NMP de coliformes fecais que chegaram a atingir > 2420/ 100mL; também foram detectadas concentrações de amônia (NH₃), nitrito (NO₂⁻) e nitrato (NO₃⁻), chegando a atingir máximos de 0,56, 3,14 e 27,87 mg/L de N, respectivamente.

Na Chapada, os barreiros constituem o elo principal na conexão entre água superficial e água subterrânea e, por isso, necessitam de elevada atenção e proteção. Na realidade, são eles as principais entradas de contaminação das águas subterrâneas da Chapada, funcionando como fontes persistentes e contínuas de poluição das águas, já que não estão sendo tomadas medidas de proteção para evitar acesso de animais e pessoas que deixam dejetos, contribuindo para a baixa condição sanitária de suas águas.

Capítulo

5

**CONCLUSÕES E
RECOMENDAÇÕES**

5 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Através da estratigrafia em subsuperfície da Chapada do Araripe (Figura 2.8 do item 2.7.2.1), definida por meio do perfil litológico de poços, observa-se à existência de fraturas geológicas aptas a propiciar conexões hidráulicas entre o Sistema Aquífero Superior e os sistemas aquíferos subjacentes através do aquíclode Santana. Além disto, verifica-se através dos níveis estáticos dos poços, a existência de um gradiente hidráulico médio de -2 ‰ do setor oriental para o ocidental. Este gradiente, quando comparado com o gradiente médio de -7 ‰ em direção às fontes na escarpa da chapada no setor oriental, reflete a pequena recarga ao longo da chapada na direção do setor ocidental.

Com uso da modelagem isotópica e matemática é possível entender o funcionamento dos aquíferos da chapada e quantificar suas reservas. Através da **modelagem isotópica** (Item 4.1) obtêm-se as seguintes conclusões,

- utilizando-se medidas de oxigênio-18 (Itens 4.1.1 e 4.1.2):
 - as águas explotadas no setor oriental da chapada são isotopicamente distintas das explotadas no setor ocidental. No setor oriental, o $\delta^{18}\text{O}$ médio das águas das fontes e poços no aquífero Exu é de $-3,24$ ‰, característico de recarga atual local (compatível com o $\delta^{18}\text{O}$ das águas de chuvas obtidas em cisternas cobertas de $-3,25$ ‰), e no aquífero Arajara é de $-3,76$ ‰, interpretado como produto de mistura com águas de recarga antiga. No setor ocidental, o $\delta^{18}\text{O}$ médio das águas explotadas por poços é de -5 ‰, compatível com os poços que explotam abaixo do aquíclode Santana, de $-4,98$ ‰, sendo interpretado como paleoáguas;
 - nos períodos de estiagem, a evaporação nos barreiros causa um aumento na concentração de oxigênio-18 de suas águas e no período chuvoso há uma redução, indicando a chegada da água de chuva de concentração isotópica mais baixa que a remanescente. Os barreiros que possuem a camada argilosa pouco impermeável apresentaram reação mais lenta, nos períodos secos, e aqueles locados em depressões topográficas, apresentaram valores de $\delta^{18}\text{O}$ menos positivos, revelando alimentação proveniente do aquífero através da camada argilosa de impermeabilização;
 - o poço amazonas locado a aproximadamente 30 m do barreiro Cacimbas explota água com $\delta^{18}\text{O}$ médio menos negativo ($-0,67$ ‰) que os demais poços amazonas

- (-3,58 ‰), indicando mistura da água do aquífero com água evaporada proveniente do barreiro;
- o poço Serrolândia II (locado numa falha geológica), de 242 m de profundidade, que explora numa lente de arenito de 9 m no interior do aquífero Santana, apresentou variações no $\delta^{18}\text{O}$ e na Condutividade Elétrica (C.E.) de suas águas, indicando a existência de conexão hidráulica através de uma contribuição descendente, onde um componente jovem e pouco mineralizado (C.E. $\approx 85 \mu\text{S}/\text{cm}$ e $\delta^{18}\text{O} \approx -3,7 \text{ ‰}$, marcado pela mistura com recarga recente no aquífero Arajara) se mistura com um componente velho mais mineralizado (C.E. $\approx 1040 \mu\text{S}/\text{cm}$ e $\delta^{18}\text{O} \approx -5 \text{ ‰}$);
 - utilizando-se medidas de nitrogênio-15 e carbono-13 em solos com diferentes formações florestais (Item 4.1.3):
 - no setor oriental da chapada, os solos de floresta úmida e cerrado, apresentam os menores valores de $\delta^{15}\text{N}$, indicando uma baixa taxa de perda de nitrogênio neste ecossistema e que grande parte do nitrogênio que entra no sistema é assimilada pela microfauna do solo. No setor ocidental, onde predomina a caatinga, e há menor conteúdo de matéria orgânica, foram encontrados os maiores valores de $\delta^{15}\text{N}$;
 - a vegetação encontrada atualmente no topo da chapada é caracterizada como do ciclo fotossintético C3, característico de florestas tropicais, com $\delta^{13}\text{C}$ médio de -28 ‰. A faixa que margeia a encosta da chapada, hoje preservada pela Floresta Nacional do Araripe, apresenta ecossistema mais dinâmico, sugerindo que a área num passado bem próximo passou por uma transformação antrópica, variando do ciclo C3 a uma mistura com o ciclo C4, característico de gramíneas e da maioria das plantas cultivadas nos trópicos. Esta área coincide com locais que foram utilizados para agricultura, antes da instalação da Floresta Nacional do Araripe. Atualmente, a área localizada nas bordas da floresta e fora da área de preservação, incluindo também a caatinga no setor ocidental, apresentam $\delta^{13}\text{C}$ característico do ciclo C3, indicando áreas degradadas que não foram utilizadas na agricultura;

- utilizando-se medidas de trício nas águas das fontes (Item 4.1.4):
 - o modelo exponencial interpreta a concentração média de $0,67 \pm 0,15$ TU por um tempo de residência no aquífero Exu de ≈ 180 anos; e
 - o modelo celular sugere que a camada saturada média do aquífero Exu, no setor oriental, é de ≈ 40 m e a espessura média anual infiltrada de ≈ 200 mm. Neste caso, tem-se uma estratificação de 200 camadas, correspondendo a 200 anos de precipitação, sendo, portanto, compatível com o resultado do modelo exponencial. Adotando o tempo de residência de 180 anos e a velocidade média de escoamento de ≈ 85 m/ano (considerando permeabilidade do aquífero Exu de $1,35 \cdot 10^{-5}$ m/s, gradiente médio de 7 ‰ e porosidade eficaz de 3,5 %) obtém-se o comprimento de captação de ≈ 15 km, o que identifica a falha de Jardim como divisor de água para o fluxo no Sistema Aquífero Superior;
- utilizando-se carbono-14 para datação das águas (Item 4.1.5):
 - as águas dos poços IPA (que explota o aquífero Arajara no setor ocidental), 4-BO-01-PE e 2-AP-01-CE (que exploram os aquíferos abaixo do aquíclode Santana) revelam idades de respectivamente $10.932_{11.933}^{10.042}$, $30.534_{35.383}^{27.536}$ e $22.375_{28.324}^{19.000}$ anos (os valores máximos e mínimos correspondentes aos erros estatísticos de contagem). Estas idades corrigidas pelo fator de Pearson, que deduz os bicarbonatos com carbono que não contem ^{14}C , reduziram-se em aproximadamente 22%;
- plotando $\delta^{18}\text{O}$ vs. Idade para poços da chapada e do vale (Item 4.1.6):
 - as águas subterrâneas do Cariri apresentam misturas de um componente velho com idade > 10.000 anos e $\delta^{18}\text{O} \approx -5,0$ ‰, marcado por um paleoclima mais frio, e um componente mais novo com idade < 10.000 anos e $\delta^{18}\text{O} \approx -3,2$ ‰, derivado de chuvas atuais;
- interpretando $\delta^{13}\text{C}$ e ISC para os poços IPA, 4-BO-01-PE e 2-AP-01-CE:
 - a água explotada no poço IPA apresenta-se subsaturada em cálcio com $\text{ISC} < 0$ e $\delta^{13}\text{C}$ de $-17,8$ ‰ e as águas explotadas pelos poços 4-BO-01-PE e 2-AP-01-CE apresentaram-se saturadas em cálcio com $\text{ISC} > 0$ e $\delta^{13}\text{C}$ de respectivamente $-10,9$ e $-11,2$ ‰, menores que no poço IPA (Item 4.1.5). Estas informações revelam, que as águas explotadas pelos poços 4-BO-01-PE e 2-AP-01-CE,

passaram por um processo de dissolução de carbonatos, muito provavelmente durante percolação através de fraturas no aquíclode Santana, apoiando a tese de uma conexão hidráulica através destes.

As conclusões obtidas através da modelagem isotópica sugerem a existência de conexões hidráulicas entre as águas superficiais armazenadas nos barreiros e as águas do Sistema Aquífero Superior, além de concordar com o esquema proposto na figura 2.8 do item 2.7.2.1, que sugere a recarga deste sistema aquífero basicamente no setor oriental da chapada, onde parte do escoamento subterrâneo alimenta as fontes na encosta e parte flui para o setor ocidental, onde uma pequena fração da água é interceptada por fraturas no aquíclode Santana percolando para os aquíferos subjacentes.

A **modelagem matemática** (Item 4.2) levou às seguintes conclusões:

- o modelo de GREEN e AMPT (Item 4.2.1) mostra:
 - que a capacidade de infiltração nas áreas desmatadas da chapada é de apenas 20 % da capacidade de infiltração das áreas de floresta. Considerando a recarga média anual na área de floresta de 40 mm, calculada na simulação das fontes com uso do MODFLOW (Item 4.2.2), tem-se a recarga média anual nas áreas desmatadas de 8 mm. Verificou-se também, nas áreas desmatadas, um aumento na densidade seca do solo e uma redução no conteúdo da matéria orgânica, umidade, porosidade e permeabilidade;
 - mudanças na cobertura vegetal influenciam, desta maneira, fortemente no balanço hídrico da chapada, podendo levar a uma drástica redução na vazão das fontes!
- simulações com o MODFLOW mostram:
 - que as áreas de influência das fontes do Caldas e do Farias em Barbalha-CE (Item 4.2.2) estão inseridas na Floresta Nacional do Araripe e recebem uma recarga média anual de ≈ 4 % da precipitação média anual. Considerando a precipitação média anual de 1000 mm, tem-se a recarga média anual de 40 mm. As menores vazões das fontes são mantidas pelo fluxo subterrâneo à distância e as elevações nas vazões são provenientes das maiores recargas que são rapidamente drenadas. Observou-se também que as recargas máximas na área de influência das fontes do Caldas e do Farias e as maiores precipitações estão em defasagem de 1,5 e 5 meses, respectivamente;

- que as simulações dos rebaixamentos obtidos nos testes de bombeamento do poço 4-BO-01-PE (Item 4.2.3), com vazões de 40, 60, 90 e 100 m³/h, considerando o aquífero Rio da Batateira confinado no topo e na base, não descrevem a realidade do poço. Estas simulações melhoraram sensivelmente com a introdução da conexão hidráulica através do aquíclode Santana, principalmente porque conseguiu representar corretamente a tendência da elevação da carga de 4,3 m com o tempo durante o bombeamento de 100 m³/h;
- o balanço hídrico do Sistema Aquífero Superior (item 4.2.5) como segue: (i) reserva permanente de $13 * 10^9$ m³/ano, compatível com o valor obtido pelo DNPM de $13,6 * 10^9$ m³/ano, (ii) reserva reguladora e vazão média anual das fontes de respectivamente $21,4 * 10^6$ e $21,1 * 10^6$ m³/ano, da mesma ordem de grandeza dos valores obtidos pela SUDENE de, respectivamente, $30 * 10^6$ e $28 * 10^6$ m³/ano, e (iii) infiltração profunda através de fraturas no aquíclode Santana de $0,3 * 10^6$ m³/ano, bem diferente do obtido pela SUDENE de $2 * 10^6$ m³/ano. O coeficiente de realimentação calculado para o Sistema Aquífero Superior foi de 0,16 %. Considerando apenas o aquífero Exu, encontrou-se 0,52 %, correspondendo ao tempo de residência de 192 anos, compatível com o tempo de residência obtido com uso do trício;
- simulação das as linhas de trajetórias do fluxo subterrâneo na chapada com o MODPATH (Item 4.2.4) revela:
 - que as maiores velocidades de fluxo ocorrem na área de recarga, no setor oriental até as imediações do poço 4-BO-01-PE. No setor ocidental, há um mergulho do fluxo no aquífero Arajara até o poço IPA e na conexão hidráulica até o aquífero Rio da Batateira, com tempos de transporte de respectivamente 9.000 e 24.000 anos, compatível com as idades de carbono-14 (corrigidas) medidas, de 8.475 e 24.153 anos para os poços IPA e 4-BO-01-PE, respectivamente.

A modelagem matemática representa satisfatoriamente a dinâmica das águas na chapada, concordando com a modelagem isotópica no que se refere à recarga no setor oriental, a direção do fluxo subterrâneo, o tempo de residência nos aquíferos e a existência de conexão hidráulica entre os sistemas aquíferos Superior e Médio, através de fraturas no aquíclode Santana.

As **análises químicas** das águas da chapada (Item 4.3) revelam:

- através do diagrama de PIPER:
 - que as amostras coletadas nos poços 4-BO-01-PE e Serrolândia II, caracterizadas por alta mineralização, são dos tipos mista e sulfatada mista, e as amostras coletadas em fontes, barreiros e poços tubulares e amazonas, caracterizadas por baixa mineralização, são cloretadas sódicas e bicarbonatadas sódicas;
- observando mudanças durante bombeamento:
 - que os bombeamentos de 40, 60, 90 e 100 m³/h, no poço 4-BO-01-PE, causaram mudanças nas concentrações de sulfato e cálcio (Item 4.3.1). No início de cada bombeamento prevaleceram as propriedades da água no aquífero não perturbado e durante o bombeamento, o cone de rebaixamento induziu um vazamento vertical local através da formação Santana, refletindo as condições locais da falta de gipsita do membro Ipubi, contendo menos SO₄²⁻ e Ca²⁺, concordando com os resultados obtidos nas modelagens isotópica e matemática. Observou-se também que, durante o bombeamento de 100 m³/h, o aumento na carga hidráulica foi acompanhado por uma redução na condutividade elétrica da água indicando uma contribuição de águas menos mineralizadas que as existentes no aquífero no início do bombeamento;
- através do diagrama da US Dept. of Agriculture:
 - que a maioria das águas amostradas não possui risco de salinidade e pode ser utilizada para irrigação de todas as culturas e solos (Item 4.3.2). Somente a amostra de um poço amazonas no setor oriental apresentou água com salinidade média, que pode ser utilizada com moderada lixiviação do solo e as águas dos poços 4-BO-01-PE e Serrolândia II, no setor ocidental, apresentam alta salinidade, não podendo ser utilizadas em solos com drenagem deficiente. Em todas as amostras os resultados apresentaram baixo conteúdo de sódio.

Os índices de **vulnerabilidade** à poluição do Sistema Aquífero Superior,

- utilizando o método proposto por FOSTER e HIRATA (Item 4.4), indicaram:
 - alta vulnerabilidade na falha de Jardim, setor oriental, onde o nível estático encontra-se próximo à superfície, até 10 m;

- moderada vulnerabilidade, no setor oriental, além da falha de Jardim, até as proximidades de Dom Leme e no setor ocidental, na falha geológica nas proximidades do poço Serrolândia I, onde os níveis estáticos são < 100 m;
- baixa vulnerabilidade, no restante da chapada, onde o nível estático são > 100 m.

A avaliação da poluição atual

- através das análises dos parâmetros químicos nitrogenados e bacteriológicos obtidos de amostras coletadas em mananciais localizados no topo da chapada detectaram:
 - nitrato (NO_3^-), em todas as amostras, sendo encontrados teores acima de 10 mg/L de N-NO_3^- em barreiros e entre 2 e 10 mg/L em fontes, onde há acesso de animais às águas acumuladas, e em poços tubulares e amazonas, localizados em vilarejos ou próximos a barreiros;
 - amônia (NH_3) e nitrito (NO_2^-), indicadores de poluição recente, em todos os poços amazonas e barreiros e em alguns poços tubulares e fontes localizados em áreas sem proteção e de fácil acesso a animais;
 - NMP de coliformes fecais, na fonte do Farias, causado pelos morcegos, e em todos os barreiros, com valores que chegaram a atingir > 2420/ 100 mL.

Para minimizar os problemas nas comunidades, o fundo dos depósitos de lixo devem ser impermeabilizado por meio de argila compactada, camada asfáltica ou material plástico. Além disto, deve-se manter as distâncias mínimas entre as fontes poluidoras e os corpos d'água superficiais e subterrâneas. Segundo MOTA (1995), a distância mínima recomendada entre o nível estático máximo e os fundos de sistemas de absorção de efluentes de esgotos domésticos e depósitos de lixo é de 1,5 m e 1,5 a 3,0 m, respectivamente. O afastamento horizontal recomendado entre poços ou águas superficiais e os esgotos é de 15 a 30 m. Já a NBR 7229, norma técnica da ABNT sobre a construção e instalação de fossas sépticas, recomenda o afastamento mínimo de 20 m; para lixões o afastamento recomendado deve ser superior a 1000 m.

As águas dos barreiros, poços amazonas, poços tubulares e fontes na Chapada são utilizadas no abastecimento doméstico, na recreação de contato primário, na irrigação de hortaliças e plantas frutíferas e na criação de espécies destinadas à alimentação humana. Segundo a resolução do Conselho Nacional do Meio Ambiente (CONAMA) nº 20, 18/06/86, estas águas seriam classificadas como Classe Especial, já que o abastecimento doméstico é feito sem desinfecção prévia; mas para esta classe, segundo o Art. 3º da mesma

resolução, o uso destas águas fica vinculado à ausência de coliformes totais em qualquer amostra realizada. Como algumas amostras apresentaram número de coliformes fecais até 200/100 mL, estas águas só deveriam ser utilizadas após tratamento simplificado, enquadrando-se na Classe 1. Já as águas cujas amostras apresentaram número de coliformes fecais até 1000/100 mL, só deveriam ser utilizadas após tratamento convencional, enquadrando-se na Classe 2.

Para preservar a quantidade e a qualidade das águas destes reservatórios, a Resolução CONAMA nº 004/85, que trata de lagoas, lagos e reservatórios de água naturais ou artificiais, de superfície com até 20 hectares, localizados em áreas rurais, considera como reservas ecológicas as faixas marginais com largura mínima de 50 m compostas de florestas e demais formas de vegetação. Observa-se na área que estas regras são totalmente ignoradas.

Com relação a exploração das reservas hídricas na chapada, considerando a duração da seca mais prolongada ocorrida no Nordeste de 5 anos consecutivos, e o coeficiente de realimentação do Sistema Aquífero Superior de 0,16% ao ano, verifica-se que a ausência de recarga neste período implicou numa depleção das reservas permanentes por apenas 0,8%, podendo ser compensado nos anos mais chuvosos. Assim, hidrologicamente, este sistema aquífero é praticamente invulnerável às secas da região semi-árida. Apesar desta condição favorável, dois fatores indicam a inviabilidade da exploração do Sistema Aquífero Superior através de poços:

- o nível freático profundo, na média de 120 m, com exceção das áreas localizadas sobre depressões topográficas na chapada;
- os impactos ambientais provenientes do rebaixamento do nível d'água do aquífero superior e a conseqüente diminuição na vazão das fontes.

Nestas circunstâncias, as reservas hídricas da chapada podem ser utilizadas de um modo sustentável a partir

- das fontes, através de sistemas de recalque com caixa elevada para distribuição de uma fração da água no topo da chapada, como é o caso das comunidades de Dom Leme e Dom Vidal que se utilizam das Fontes Palmeiras e Roncador para abastecimento;
- de poços com pequenas vazões (com vazão específica em torno de 0,144 m³/h/m, que representa a média dos poços existentes) e poços amazonas cavados em áreas de topografia rebaixada, com níveis d'água próximos à superfície, com a finalidade

exclusiva de abastecer pequenas comunidades, como acontece, por exemplo, em Cacimbas/Jardim-CE e Serrolândia/Ipubi-PE;

- barreiros naturais e artificiais, aproveitando as depressões em áreas com solo argiloso e tecnologias modernas de impermeabilização de áreas para captar água de chuva.

Para contribuir com a recuperação da capacidade de infiltração na chapada, deve-se utilizar práticas de restauração, associadas a um amplo programa de educação ambiental, voltado para o manejo adequado do solo e das florestas, para reverter a degradação ambiental nas bordas da Floresta Nacional do Araripe e fora da área de preservação. Deverão ser indicados métodos agrícolas mais conservacionistas nas proximidades da borda da área de preservação e menos agressivos nas outras áreas. De acordo com a figura 4.8 (Item 4.1.3 da modelagem isotópica) sugere-se a agrofloresta para os solos cerrado A e a agricultura consorciada para os solos cerrado B e caatinga.

Resumindo os resultados numa visão sinótica, constatamos que, apesar das mesmas feições geológicas, devido às diferenças climáticas, na flora e edáficas, existe um divisor de águas, paralelo a escarpa norte do setor oriental, separando duas regiões com surpreendentes diferenças no funcionamento dos aquíferos da chapada. Na porção oriental, área da Floresta Nacional do Araripe, com pluviosidade elevada, cobertura de floresta e solos ricos em húmus, dotados de alta capacidade de infiltração, estas condições proporcionam uma boa recarga e levam a uma circulação rápida das águas com um gradiente hidráulico de -7 ‰ na direção da escarpa norte. Aqui, no Sistema Aquífero Superior encontram-se águas jovens, com tempo de permanência de poucas centenas de anos.

Já na porção ocidental, de baixa pluviosidade, cobertura vegetal rala e solos pobres de baixa capacidade de infiltração, uma recarga do Sistema Aquífero Superior é praticamente inexistente; condições estas que impõem constantes de tempo muito mais elevadas com um gradiente hidráulico de somente -2 ‰ . As águas encontradas têm idades de alguns milhares de anos, sendo ainda marcadas pelo clima mais frio no final do pleistocênico.

Capítulo

6

ANEXOS

6 – ANEXOS

Anexo 1

Descrição do MODFLOW

O modelo MODFLOW de diferenças finitas, tridimensional, aplicado a fluxo de água subterrânea, desenvolvido por hidrólogos do U. S. Geological Survey (MCDONALD e HARBAUGH, 1984) consiste de uma serie de “pacotes” independentes que quantificam as características do sistema hidrológico (drenagem, área de recarga, evapotranspiração ou poços). Todos os “pacotes” determinam uma função similar na qual eles formulam coeficientes na equação de diferenças finitas para representar fluxos entrando e saindo das células.

1 - A equação diferencial parcial

O movimento tridimensional do fluxo subterrâneo, de densidade constante, sob condições de não-equilíbrio, em um meio heterogêneo e anisotrópico é descrito pela equação diferencial parcial:

$$\frac{\partial}{\partial X} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial X} \right) + \frac{\partial}{\partial Y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial Y} \right) + \frac{\partial}{\partial Z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial Z} \right) - W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (A1)$$

Onde:

K_{xx} , K_{yy} e K_{zz} – condutividade hidráulica ao longo dos eixos coordenados x, y e z (LT^{-1});

h – nível potenciométrico (L);

W – fluxo volumétrico por unidade de volume, representa fonte e/ou sumidouro (T^{-1});

S_s – coeficiente de armazenamento específico dos poros do material (L^{-1});

t – tempo (T).

A solução analítica da equação A1 não é simples. Vários métodos numéricos podem ser aplicados para obter uma solução aproximada. Um deles é o método das diferenças finitas que consiste na formulação de um sistema de equações lineares (uma equação para cada célula em uma malha retilínea) e na resolução do sistema. Neste caso, um método iterativo é usado.

2 - As equações de diferenças finitas

A equação da continuidade aplicada em um volume de controle com dimensões finitas é dada por:

$$I - O = \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (A2)$$

Onde:

I – fluxo de entrada no volume de controle (L^3T^{-1});

O – fluxo de saída no volume de controle (L^3T^{-1});

$\Delta S/\Delta t$ – mudança no armazenamento durante a variação de tempo Δt (L^3T^{-1}).

A equação da continuidade para cada célula i,j,k considerando o balanço do fluxo pode ser escrita como:

$$\sum Q_i = SS \frac{\Delta h}{\Delta t} \Delta V \quad (A3)$$

Onde:

Q_i – fluxo na célula (L^3T^{-1});

SS – armazenamento específico médio dos poros (volume de água que pode ser injetado por unidade de volume dos poros médios, por unidade de carga hidráulica) (L^{-1});

ΔV – volume da célula (L^3);

$\Delta h/\Delta t$ – mudança na carga hidráulica no intervalo de tempo Δt (LT^{-1}).

Das figuras A1 e A2, vê-se que o fluxo para a célula i,j,k , pode ser determinado através das seis faces (os fluxos são considerados positivos se estão entrando na célula i,j,k).

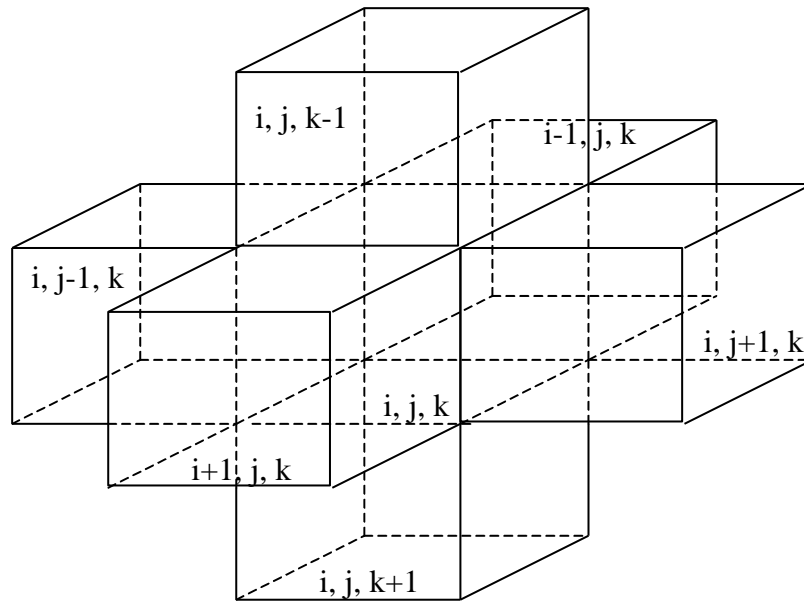


Figura A1 – Célula i,j,k e as seis células adjacentes.

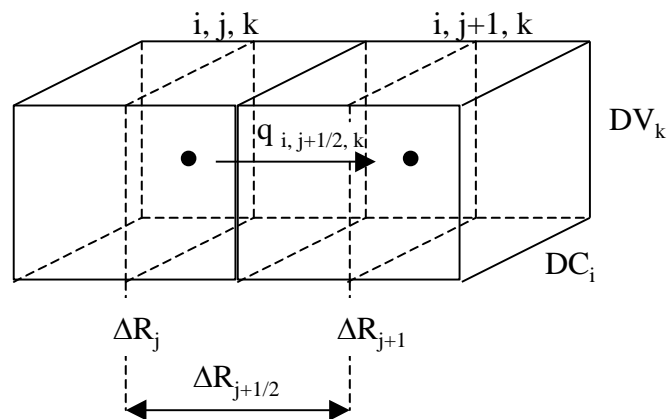


Figura A2 – Fluxo da célula $i,j-1,k$ para a célula i,j,k .

O fluxo na direção da seta através das faces entre as células i,j,k e $i,j+1,k$ é dado pela lei de Darcy:

$$q_{i,j+1/2,k} = KR_{i,j+1/2,k} \Delta C_i \Delta V_k \frac{h_{i,j+1,k} - h_{i,j,k}}{\Delta R_{j+1/2}} \quad (\text{A4})$$

Onde:

$q_{i,j+1/2,k}$ – descarga através da face entre as células i,j,k e $i,j+1,k$ (L^3T^{-1});

$h_{i,j,k}$ e $h_{i,j+1,k}$ – cargas nos nós i,j,k e $i,j+1,k$ (L);

$KR_{i,j+1/2,k}$ – condutividade hidráulica ao longo da linha entre os nós i,j,k e $i,j+1,k$ (LT^{-1});

$\Delta C_i \Delta V_k$ – área das faces da célula normal à direção do fluxo (L^2);

$\Delta R_{j+1/2}$ – distância entre os nós i,j,k e $i,j+1,k$ (L).

A equação A4 pode ser escrita:

$$q_{i,j+1/2,k} = CR_{i,j+1/2,k} (h_{i,j+1,k} - h_{i,j,k}) \quad (A5)$$

Onde:

$$\begin{aligned} CR_{i,j+1/2,k} &= KR_{i,j+1/2,k} \Delta C_i \Delta V_k / \Delta R_{j+1/2} = \\ &= TR_{i,j+1/2,k} \Delta C_i / \Delta R_{j+1/2} \end{aligned} \quad \text{- condutância hidráulica (L}^2\text{T}^{-1}\text{);}$$

$TR_{i,j+1/2,k}$ – transmissividade (L²T⁻¹).

Para a célula i,j,k, a equação da continuidade pode ser escrita, aplicando a equação A5 (deduzida para todas as 6 faces) na equação A3, como:

$$\begin{aligned} q_{i,j-1/2,k} + q_{i,j+1/2,k} + q_{i-1/2,j,k} + q_{i+1/2,j,k} + \\ q_{i,j,k-1/2} + q_{i,j,k+1/2} + QS_{i,j,k} = SS_{i,j,k} \frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t} \Delta R_j \Delta C_i \Delta V_k, \end{aligned} \quad (A6)$$

onde:

$\Delta h_{i,j,k} / \Delta t$ – aproximação da diferença finita para a derivada da carga com respeito ao tempo (LT⁻¹);

$SS_{i,j,k}$ – coeficiente de armazenamento específico da célula i,j,k (L⁻¹);

$\Delta R_j \Delta C_i \Delta V_k$ – volume da célula i,j,k (L³);

$QS_{i,j,k}$ – fluxo externo (L³).

O fluxo externo é descrito como:

$$QS_{i,j,k} = P_{i,j,k} h_{i,j,k} + Q_{i,j,k} \quad (A7)$$

Onde:

$P_{i,j,k} h_{i,j,k}$ – fluxo externo dependente da carga (L³T⁻¹);

$Q_{i,j,k}$ – fluxo externo independente da carga, podendo ser, injeção ou bombeamento (L³T⁻¹).

O termo $\frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t}$, representado na figura A3, pode ser expresso por:

$$\frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t} = \frac{h_{i,j,k}^m - h_{i,j,k}^{m-1}}{t_m - t_{m-1}} \quad (\text{A8})$$

Onde:

m e m-1 – referem-se aos passos de tempo (não são expoentes).

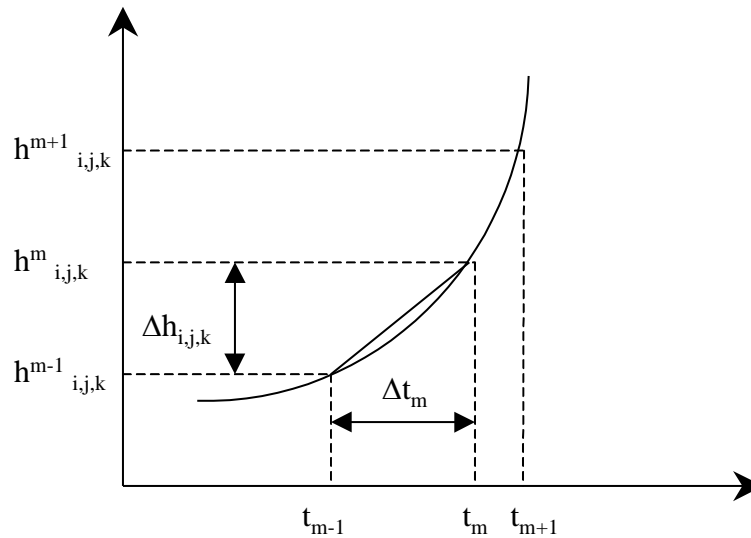


Figura A3 – Variação da carga com o tempo em uma dada célula.

Substituindo as correspondentes equações A5 na equação A6 e rearranjando os termos contendo cargas no final do corrente passo de tempo, tem-se:

$$\begin{aligned} & CV_{i,j,k-1/2} h_{i,j,k-1}^m + CC_{i-1/2,j,k} h_{i-1,j,k}^m + CR_{i,j-1/2,k} h_{i,j-1,k}^m + \\ & (-CV_{i,j,k-1/2} - CC_{i-1/2,j,k} - CR_{i,j-1/2,k} - CR_{i,j+1/2,k} - \\ & CC_{i+1/2,j,k} - CV_{i,j,k+1/2} + HCOF_{i,j,k}) h_{i,j,k}^m + CR_{i,j+1/2,k} h_{i,j+1,k}^m + \\ & CC_{i+1/2,j,k} h_{i+1,j,k}^m + CV_{i,j,k+1} h_{i,j,k+1}^m = RHS_{i,j,k} \end{aligned} \quad (\text{A9})$$

Onde:

$$HCOF_{i,j,k} = P_{i,j,k} - SC1_{i,j,k} / (t_m - t_{m-1}) \quad (\text{L}^2\text{T}^{-1})$$

$$RHS_{i,j,k} = -QS_{i,j,k} - SC1_{i,j,k} h_{i,j,k}^{m-1} / (t_m - t_{m-1}) \quad (\text{L}^3\text{T}^{-1})$$

$$SC1_{i,j,k} = SS_{i,j,k} \Delta R_j \Delta C_i \Delta V_k \quad (\text{L}^2)$$

Os tipos de células usadas neste modelo são:

- células de carga constante e inativas (sem fluxo), usadas para representar condições de fronteiras hidrogeológicas;
- células de carga variável, caracterizadas por cargas livres para variar com o tempo.

Uma equação 6A é formulada para cada célula de carga variável e o sistema de equações é resolvido simultaneamente para cada passo de tempo na simulação.

3 - O balanço volumétrico

Técnicas de solução numérica nem sempre levam a resultados corretos. O balanço hídrico é o critério da aceitabilidade da solução.

Existe continuidade para o fluxo total entrando e saindo do modelo.

Em geral, o balanço de fluxo pode ser tomado como uma indicação da validade da solução para o dado intervalo de tempo. Se as equações são corretamente resolvidas, o erro percentual dado pela equação abaixo será pequeno.

$$D = \frac{100(IN - OUT)}{(IN + OUT)/2}$$

Onde:

IN – fluxo total que entra no sistema (L^3T^{-1});

OUT – fluxo total que sai do sistema (L^3T^{-1});

D – erro percentual.

4 - O “pacote” poço

O “pacote” poço é designado para simular características de poços, que retiram água de um aquífero, ou injetam água nele, durante um dado período de observação, onde a taxa de bombeamento é independente da área e carga na célula.

$Q < 0 \rightarrow$ descarga no poço;

$Q > 0 \rightarrow$ injeção no poço.

No modelo, a descarga de um poço que capta em várias camadas com condutividade hidráulica diferente está esquematizado na figura A4.

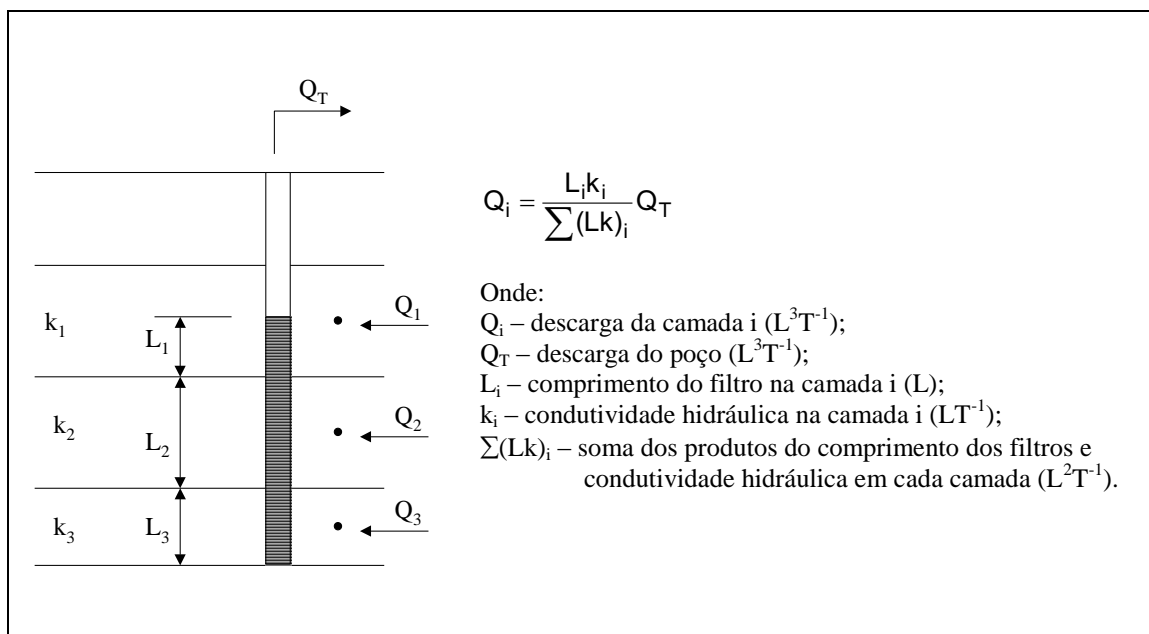


Figura A4 - Esquema de um poço captando em várias camadas de condutividades hidráulicas diferentes e a função matemática utilizada no MODFLOW

5 - Os “pacotes” rio, dreno e carga geral

Estes pacotes possuem funções matematicamente similares, onde o fluxo que entra ou sai na célula i,j,k é proporcional à diferença entre a carga no aquífero ($h_{i,j,k}$) e a carga de uma fonte ou sumidouro. Dentre estas funções, apenas o dreno funciona somente como sumidouro. Nas figuras A5a – A5c encontram-se, respectivamente, o esboço esquemático do rio, dreno e carga geral, com as respectivas funções utilizadas no MODFLOW e gráficos representando as diferentes situações do fluxo, numa célula, em função da carga no aquífero.

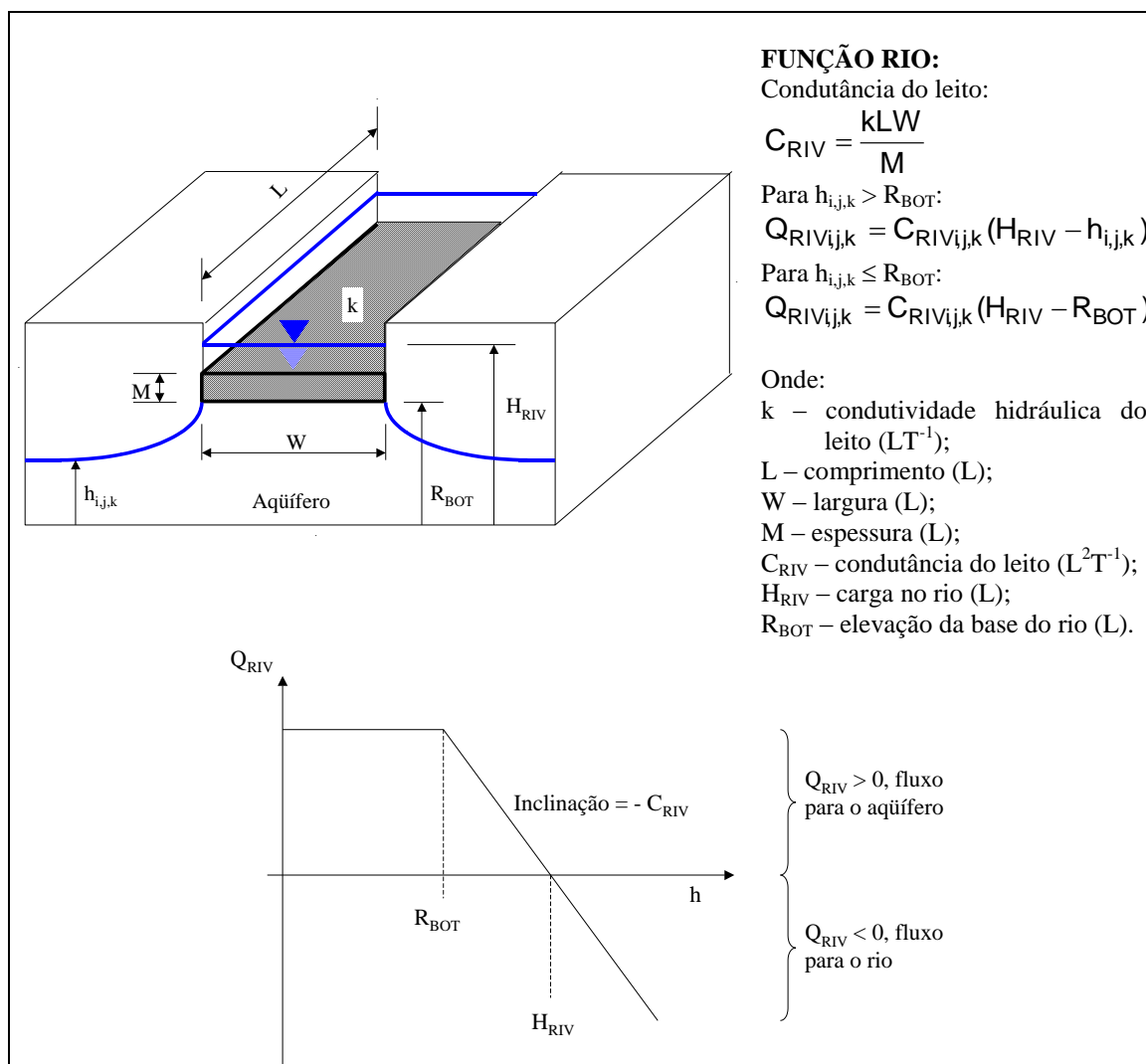


Figura A5a – Esboço esquemático do rio, sua função utilizada no MODFLOW e gráfico do fluxo, numa célula, em função da carga no aquífero.

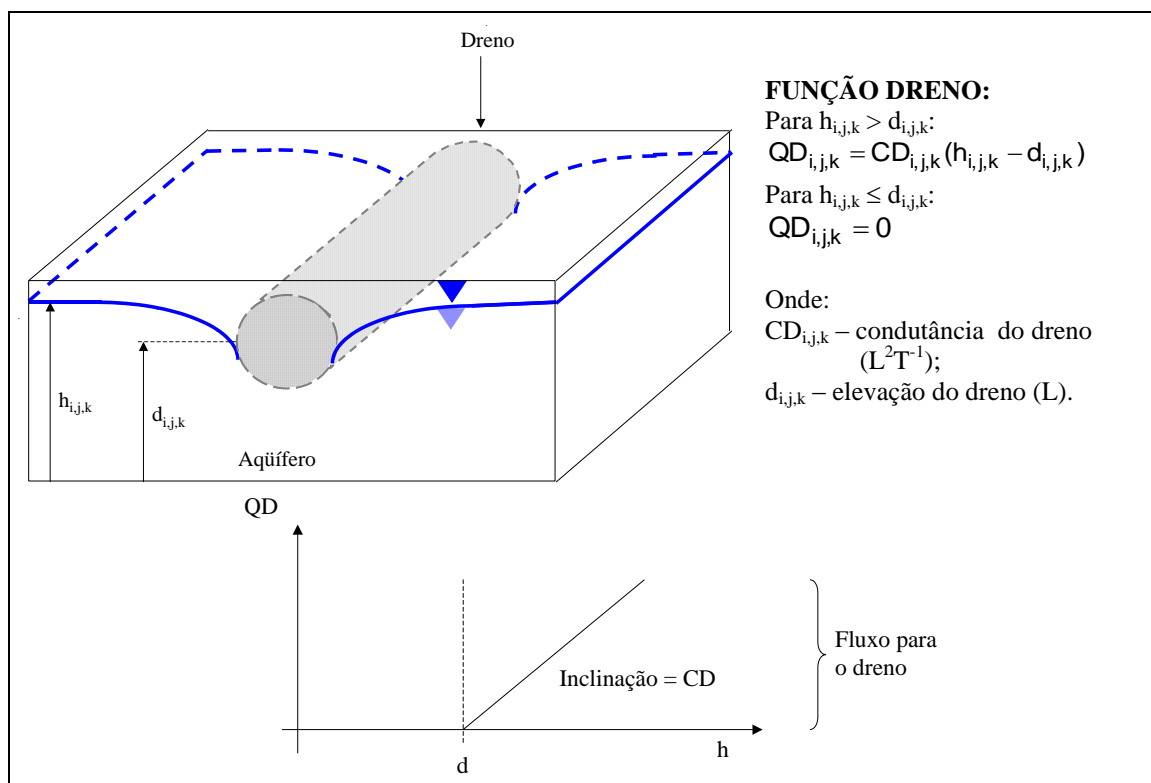


Figura A5b – Esboço esquemático do dreno, suas funções utilizadas no MODFLOW e gráfico do fluxo, numa célula, em função da carga no aqüífero.

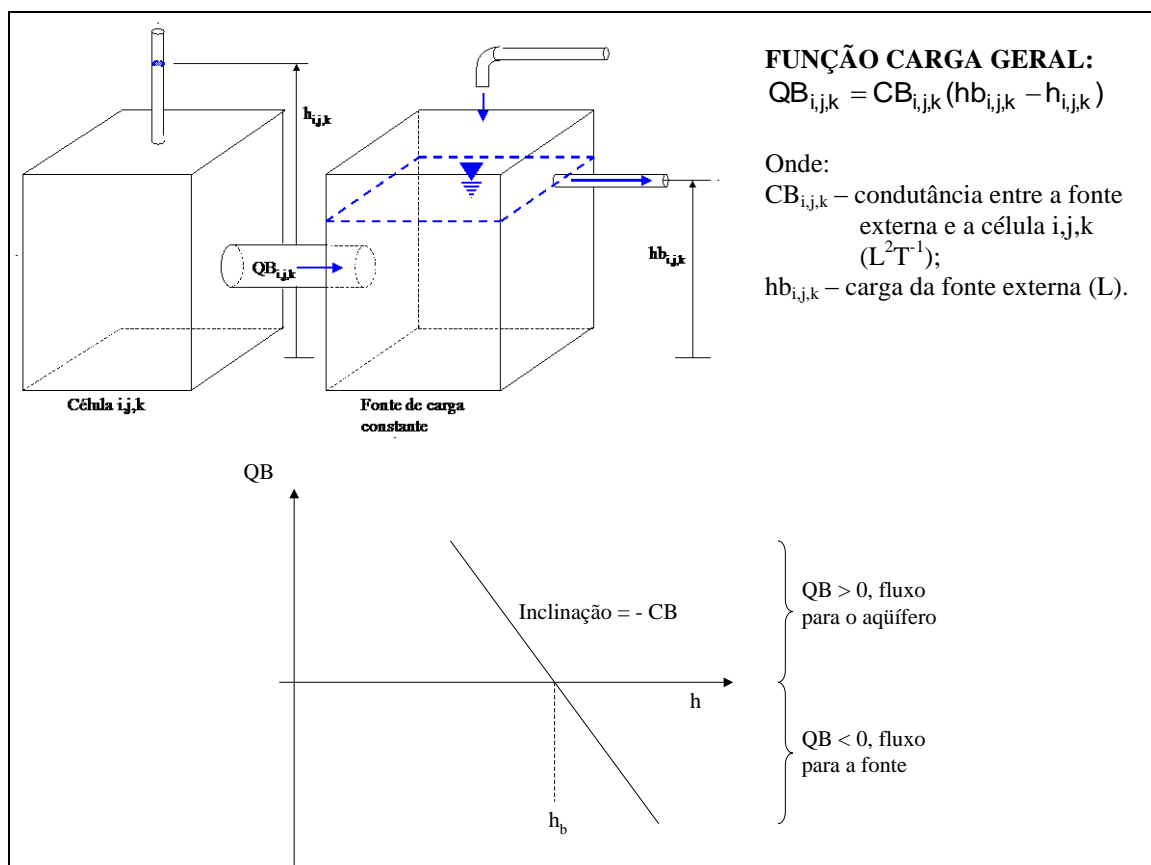


Figura A5c – Esboço esquemático da carga geral, suas funções, utilizadas no MODFLOW, e gráfico do fluxo, numa célula, em função da carga no aquífero.

6 - O “pacote” evapotranspiração

O pacote evapotranspiração simula os efeitos da transpiração das plantas e evaporação, removendo água das camadas saturadas.

Suposições:

1. quando o nível da água na camada saturada encontra-se em/ sobre uma elevação especificada, a perda por evapotranspiração ocorre numa taxa máxima especificada;
2. quando a profundidade do nível da água excede um intervalo especificado, a evapotranspiração cessa;
3. entre estes limites, a evapotranspiração varia linearmente com a elevação do nível d'água.

A evapotranspiração, as funções utilizadas no MODFLOW e o gráfico que representa as diferentes situações do fluxo, numa célula, em função da carga no aquífero, estão mostrados na figura A6.

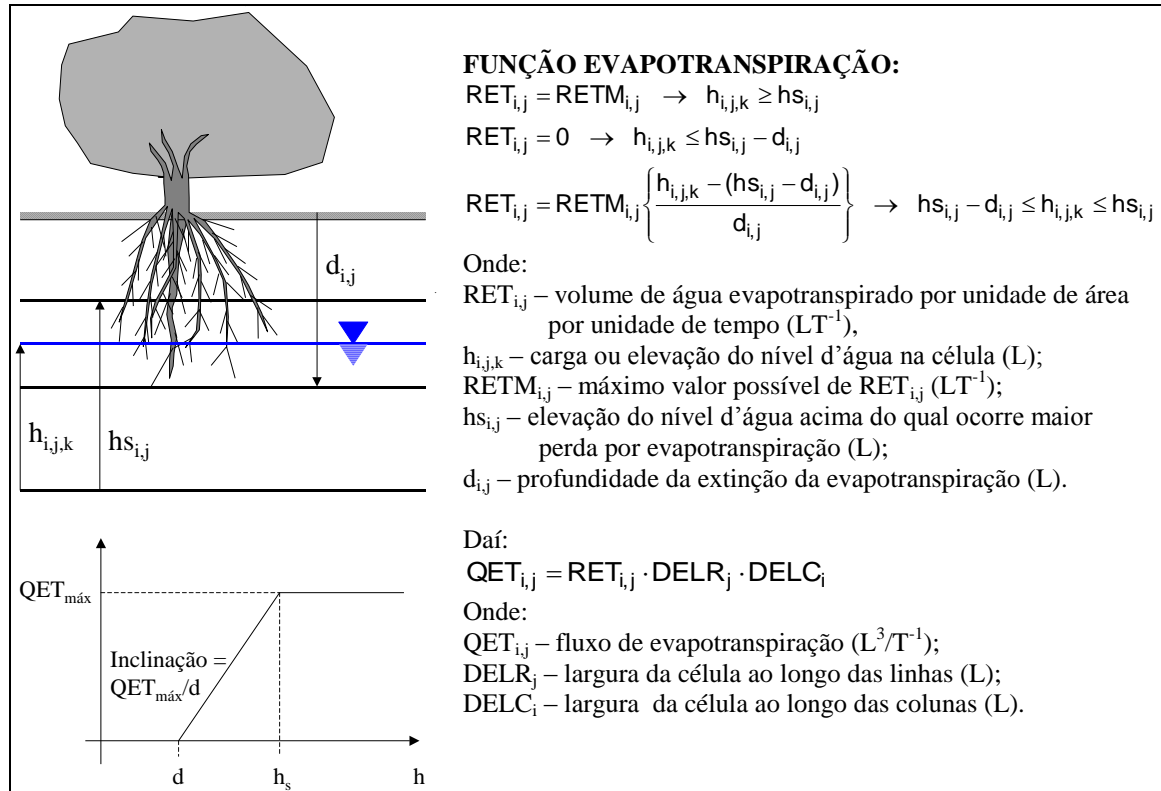


Figura A6 - Esboço esquemático da evapotranspiração e suas respectivas funções matemáticas utilizadas no MODFLOW e gráfico do fluxo em função da carga no aquífero.

7 - O "pacote" recarga

A função recarga que representa a percolação resultante da precipitação, para o aquífero, é definida por:

$$QR_{i,j} = I_{i,j} \cdot DELR_j \cdot DELC_i \quad (A10)$$

Onde:

$I_{i,j}$ – recarga aplicada à área $DELR_j \cdot DELC_i$ da célula por unidade de tempo (LT^{-1});

$QR_{i,j}$ – fluxo de recarga (L^3T^{-1}).

Anexo 2

Descrição do MODPATH

O MODPATH (POLLOCK, 1994) traça o percurso de partículas por transporte advectivo utilizando as cargas calculadas pelo MODFLOW em regime transiente ou estacionário.

Os percursos traçados são determinados entre células vizinhas até alcançar um contorno, uma fonte ou sumidouro.

1 - Formulação matemática

O movimento tridimensional do fluxo subterrâneo, de densidade constante, no estado estacionário é descrito pela equação diferencial parcial:

$$\frac{\partial}{\partial x}(nv_x) + \frac{\partial}{\partial y}(nv_y) + \frac{\partial}{\partial z}(nv_z) = W, \quad (A11)$$

onde:

v_x , v_y e v_z -principais componentes do vetor velocidade (LT^{-1});

n – porosidade;

W – fluxo volumétrico por unidade de volume, representa fonte e/ ou sumidouro (T^{-1}).

A equação A11 aplicada em um volume de controle com dimensões finitas, especificando fontes ou sumidouros como Q_s , é dada por:

$$\frac{(nv_{x2} - nv_{x1})}{\Delta x} + \frac{(nv_{y2} - nv_{y1})}{\Delta y} + \frac{(nv_{z2} - nv_{z1})}{\Delta z} = \frac{Q_s}{\Delta x \Delta y \Delta z} \quad (A12)$$

A figura A7 mostra uma célula de aquífero e os componentes de entrada e saída do fluxo através das seis faces.

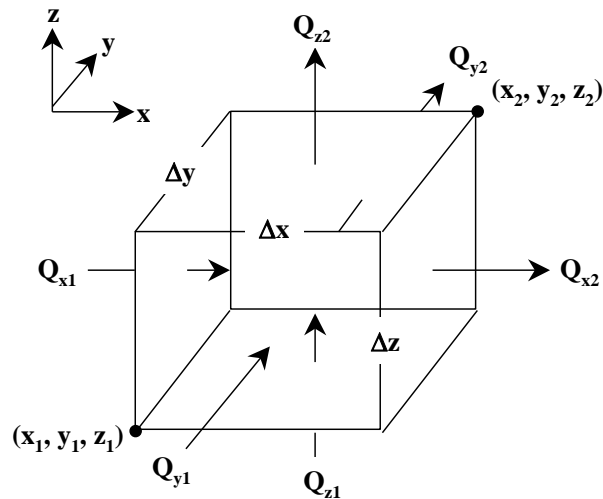


Figura A7 - Célula de diferença finita mostrando a definição de x, y e z.

Substituindo a lei de Darcy em cada um dos termos da equação A12 obtém-se um conjunto de equações algébricas expressas em termos de cargas nos nós localizados no centro da célula. A taxa de fluxo entre células vizinhas é obtida pela lei de Darcy utilizando os valores das cargas nos nós.

Para o cálculo dos componentes principais do vetor velocidade nos nós de uma malha de diferenças finitas utiliza-se as taxas de fluxo entre células através de uma simples interpolação linear:

$$v_x = A_x(x - x_1) + v_{x1} \quad (\text{A13a})$$

$$v_y = A_y(y - y_1) + v_{y1} \quad (\text{A13b})$$

$$v_z = A_z(z - z_1) + v_{z1} \quad (\text{A13c})$$

Onde A_x , A_y e A_z são os componentes do gradiente de velocidade na célula (T^{-1}):

$$A_x = \frac{(v_{x2} - v_{x1})}{\Delta x}$$

$$A_y = \frac{(v_{y2} - v_{y1})}{\Delta y}$$

$$A_z = \frac{(v_{z2} - v_{z1})}{\Delta z}$$

A interpolação linear produz um campo de vetor velocidade contínuo em cada célula individual que satisfaz a equação diferencial de conservação de massa.

Considerando o movimento na direção x de uma partícula, p, a aceleração e a velocidade são relacionadas por

$$\left(\frac{dv_x}{dt}\right)_p = \left(\frac{dv_x}{dx}\right)\left(\frac{dx}{dt}\right)_p \quad (\text{A14})$$

Onde o subscrito p indica que o termo é avaliado na locação da partícula em cada coordenada.

Considerando a equação A14, por definição:

$$v_{xp} = \left(\frac{dx}{dt}\right)_p \quad (\text{A15})$$

$$A_x = \left(\frac{dv_x}{dx}\right) \quad (\text{A16})$$

Substituindo as equações A15 e A16 na equação A14 tem-se:

$$\left(\frac{1}{v_{xp}}\right)d(v_{xp}) = A_x dt \quad (\text{A17})$$

Integrando a equação A17 nos tempos t_1 e t_2 ($t_2 > t_1$) e substituindo a equação A13a para $v_{xp}(t_2)$ tem-se:

$$x_p(t_2) = x_1 + \left(\frac{1}{A_x}\right)\{v_{xp}(t_1)\exp(A_x \Delta t) - v_{x1}\} \quad (\text{A18})$$

As equações para as direções y e z são análogas.

Através da equação A18 e das equações para as direções y e z são calculadas as coordenadas de uma dada partícula num tempo t_2 .

Anexo 3**Ilustrações fotográficas**

Figura A8 – Queimadas no topo da Chapada do Araripe



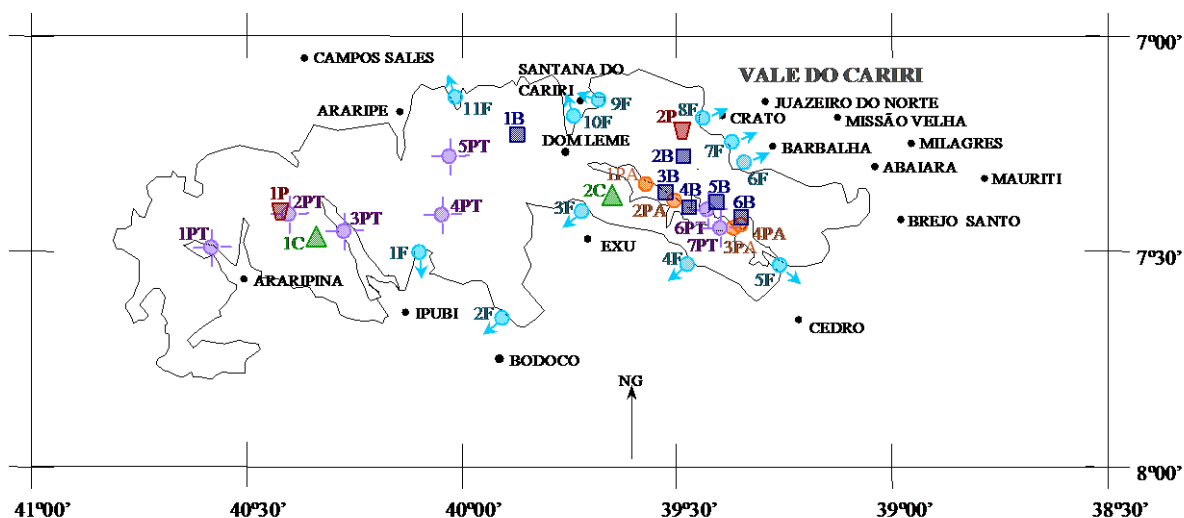
Figura A9 – Barreiro localizado na fazenda Perua – Araripe-CE.



Figura A10 – Casa de bomba do poço Serrolândia II - Ipubi-PE (identifica-se o lixão da comunidade).

Anexo 4

Mapa de localização dos pluviômetros e das amostragens de água para análise isotópica, química e microbiológica



LEGENDA:		
<p>▼ Pluviômetro</p> <p>1P IPA</p> <p>2P Casa Sede</p>	<p>● Poço Amazonas</p> <p>1PA Bonfim^d</p> <p>2PA Dr. Raimundo^{a, e}</p> <p>3PA Cacimbas^{a, d, e, f}</p> <p>4PA Cacimbas/Barreiro^a</p>	<p>→ Fonte</p> <p>1F Brejo de Santo Antônio^e</p> <p>2F Piqui^e</p> <p>3F Brejo de Santo Inácio^{a, e}</p> <p>4F Bica do Caririzinho^e</p> <p>5F Boca da Mata e Sozinho^{a, e}</p> <p>6F Caldas: Bom Jesus e João Coelho^{a, b, e, f}</p> <p>7F Farias^{b, e, f}</p> <p>8F Batateira, Granjeiro e Serrano^b</p> <p>9F Roncador^{a, d, e}</p> <p>10F Palmeiras^d</p> <p>11F Nascente^e</p>
<p>▲ Cisterna</p> <p>1C Ipubi-PE^a</p> <p>2C Exu-PE^a</p>	<p>● Poço Tubular</p> <p>1PT Saco da Samambaia^e</p> <p>2PT IPA^{a, c, d, e}</p> <p>3PT Serrolândia I e II^{a, d, e}</p> <p>4PT 4-BO-01-PE^{a, c, d}</p> <p>5PT 2-AP-01-CE^{a, c}</p> <p>6PT Betânia^{a, d, e}</p> <p>7PT Cacimbas^{a, d, e}</p>	
<p>■ Barreiro</p> <p>1B Perua^d</p> <p>2B Filemón Teles^{a, e, f}</p> <p>3B Dr. Raimundo^{a, e}</p> <p>4B Betânia^d</p> <p>5B Cacimbas^{a, d, e, f}</p> <p>6B Antônio Roriz^{a, e, f}</p>		<p>▭ Áreas de topografia rebaixada</p>

Figura A11 – Localização dos pluviômetros e das amostragens de água para análise isotópica, química e microbiológica:

a: Oxigênio-18 (Item 4.1.1, Tabela 4.1 e Item 4.1.2, Tabelas 4.2, 4.3 e 4.4),

b: Trício (Item 4.1.4, Tabela 4.7, Fonte: Silva, 1992),

c: Carbono-14 e Carbono-13 (Item 4.1.5, Tabela 4.8),

d: concentração dos íons maiores (Item 4.3, Tabela 4.23),

e: compostos nitrogenados NH₃, NO₂ e NO₃ (Item 4.4, Tabela 4.25)),

f: bactérias do Grupo Coliforme (Item 4.4, Tabela 4.26).

Capítulo

7

**REFERENCIAS
BIBLIOGRÁFICAS**

7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEP. **Relatório técnico final:** tecnologia agrícola e de conservação ambiental para o topo da Chapada do Araripe. (Equipe Técnica: CARVALHO, O. L.; AQUINO, B. F.; FRISCHKORN, H.; AQUINO, M. D.; FONTENELE, R., E., S.) Fortaleza: BNB, 1999. 232p.

ALBERTY, R. A. Eletrochemical equilibria. In: **Physical chemistry**. 7. ed., Wiley, 1987.

ANDERSON, M. D.; WOSSNER, N. **Applied ground water modeling:** simulation of flow and advective transport. San Diego – CA: Academic Press Inc., 1992. 381 p.

ANDREW, J. T. G.; ELLIS, W. R.; SEATONBERRY, B. W.; WIEBENGA, W. A. **The use of radioisotopes as ground-water tracers in the Burdekin Delta area of North Queensland, Australia.** AAEC/E-137, Australian Atomic Energy Commission Research Establishment, Lucas Heights, 1965. 44 p.

APA. Área de Proteção Ambiental Chapada do Araripe. Disponível em: <<http://apaararipe.cjb.net/>>. Acesso em: 06 ago. 2001.

ASSINE, M. Análise estratigráfica da bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista brasileira de geociência**, Curitiba, v.22, p.289-300, set. 1992.

BEGEMANN, F.; LIBBY, W. F. Continental water balance, ground water inventory and storage time, surface ocean mixing rates, and world-wide water circulation patterns from cosmic-ray and bomb tritium. **Geochim. et Cosmochim. Acta**, v. 12, p. 277 – 296, 1957.

BOUWER, H. Rapid field measurements of air entry value and hydraulic conductivity of soil as significant parameters in flow system analysis. **Water Resources Research**, v. 2, n. 4, p. 729 – 738, 1966.

BUTTLAR, H.; LIBBY, W. F. Natural distribution of cosmic-ray produced tritium. **J. Inorg. & Nuclear Chem.**, v. 1, p. 75 – 91, 1955.

CAVALCANTI, A. C.; LOPES, O. F. **Condições edafoclimáticas da Chapada do Araripe e viabilidade de produção sustentável de cultura.** Brasília: EMBRAPA, 1994. 41 p. ISBN 85-85007-30-3.

CELICO, P.; GONFIANTINI, R.; KOIZUMI, M.; MANGANO, F. **Environmental isotope studies of limestone aquifers in Central Italy.** Viena: IAEA, 1983. *Isotope Hydrology*, p. 173 - 192.

CERLING, T. E.; SOLOMON, D. K.; QUADE, J.; BOWMAN, J. R. On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide. ***Geochimica et Cosmochimica Acta***, n. 55, p. 3403-3405, 1991.

CLARK, I. D.; FRITZ, P.; QUINN, O. P.; RIPON, P. W.; NASH, H. Modern and fossil groundwater in an arid environment: a look at the hydrogeology of Southern Oman. In: **Isotope techniques in water resources development.** Viena: IAEA, 1987. p.167 - 187.

CLARK, I.; FRITZ, P. **Environmental isotopes in hydrogeology.** New York: Lewis publishers, 1997. 328p.

COOPER, H. H.; JACOB, C. E. A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. ***Am. Geophys. Union Trans.***, n. 27, p. 526 – 534, 1946.

COSTA, W. D. Água subterrânea e o desenvolvimento sustentável do semi-árido nordestino. In: **Projeto Áridas: uma estratégia de desenvolvimento sustentável para o Nordeste.** Secretaria de Planejamento, Orçamento e Coordenação da Presidência da República, 1995.

DANTAS, J. R. A.; LOPES, C. F. **A bacia sedimentar do Araripe.** Recife: DNPM, 1995.

DNPM. **Projeto avaliação hidrogeológica da bacia sedimentar do Araripe.** Recife: DNPM, 1996. 103p.

DORST, J. **Antes que a natureza morra.** São Paulo: Editora Edgard Blücher, 1986. 394 p.

ESPINOZA, R. D. Infiltration. In: DELLEUR, J. W. (Ed). **The handbook of groundwater engineering**. United States of America: CRC Press, 1998. Paginação irregular.

FEITOSA, M. C. **Fácies sedimentares e modelo deposicional dos arenitos inferiores do Vale do Cariri**. 1987. 73 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Centro de Ciências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J (Coordenadores). **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. Recife: CPRM, 1997. 390p.

FOCHT, D. D. Isotope fractionation of ^{15}N and ^{14}N in microbiological nitrogen transformations: a theoretical model. **J. of Environmental Quality**, n. 3, p. 247-252, 1973.

FOSTER, M. D.; CREASE, R. I. Nitrate pollution of chalk ground water in east yorkshire: a hydrogeological appraisal. In: NITRATE POLLUTION IN EUROPE. **Water Information Center**. New York: Water Information Center, Post Washington, 1972. p. 269-271.

FOSTER, S.; HIRATA, R. **Determinación del riesgo de contaminación de aguas subterráneas – una metodología basada en datos existentes**. 2. ed. Lima, Perú: CEPIS/OMS, 1991. 81p.

FREEZE, R. A.; CHERRY, J. A. **Groundwater**. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice Hall, 1979. 604p.

FRISCHKORN, H.; SANTIAGO, M. F.; SEREJO, A. N. Isotope study of wells in crystalline rock of the semi-arid northeast of the Brazil. In: **Isotope Hydrology Investigations in Latin America**. Viena: IAEA, 1989. p 73 - 89.

FRISCHKORN, H.; TORQUATO, J. R. F.; SANTIAGO, M. F. Medidas isotópicas em aquíferos profundos na região centro-oeste do Piauí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 3., 1984, Fortaleza. **Anais...** São Paulo: ABAS, 1984. v. 2, p. 42 - 51.

- GEBAUER, G.; SCHULZE, E. D. Carbon and nitrogen isotope ratios in different compartments of a healthy and declining *Picea abies* forest in the Fichtelgebirge, NE Bavaria. **Oecologia**, n. 87, p. 198-207, 1991.
- GEYH, M. A.; KREYSING, K. Sobre a idade das águas subterrâneas no Polígono das Secas do nordeste brasileiro. **Rev. Bras. Geoc.**, n. 3, p. 53, 1973.
- GOUDIE, A. **The human impact on the natural environment**. 4. ed. Oxford: 1993. 454p.
- GREEN, W. H.; AMPT, G. A. Studies on soil physics. The flow of air and water through soils. **J. Agric. Sc.**, n. 4, p. 1 – 24, 1911.
- HASKELL, E. E.; LEVENTHAL, J. S.; BIANCHI, W. C. Use of tritium to measure the movement of groundwater toward irrigation wells in Western Fresno Country, California. **J. Geophys. Res.**, n. 71, p. 3849 – 3859, 1966.
- HILL, M. J.; HAWKSWORTH, G.; TATTERSAL, G. Bacteria nitrosamines and cancer of the stomach. **Br. J. Cancer**, n. 28, p. 562 – 567, 1973.
- HORTON, R. E. Approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. **Soil Sci. Soc. of Amer. Proc.**, n. 5, p. 399 – 417, 1940.
- IAEA (International Atomic Energy Agency). Statistical treatment of environmental isotope data in precipitation. **Technical Reports (206)**, p. 180 – 182, 1981.
- INMET. **Normais climatológicas, 1961 – 1990**. Brasília: 1993.
- JACOMINE, P. K. T.; CAVALCANTI, A. C.; BURGOS, N.; PESSOA, S. C. P.; SILVEIRA, C. O. Levantamento exploratório – reconhecimento de solos do Estado de Pernambuco. **Boletim Técnico, 26 – convênio MA/DNPEA – SUDENE/DRN**. Recife: 1973a. 2v. 713p.
- JACOMINE, P. K. T.; ALMEIDA, J. C.; MEDEIROS, L. A. R. Levantamento exploratório – reconhecimento de solos do Estado do Ceará. **Boletim Técnico, 28 – convênio MA/DNPEA – SUDENE/DRN**. Recife: 1973b. 2v. 756p.

JACOMINE, P. K. T.; CAVALCANTI, A. C.; PESSOA, S. C. P.; BURGOS, N.; MELO FILHO, H. F. R.; LOPES, O. F.; MEDEIROS, L. A. R. L. Levantamento exploratório – reconhecimento de solos do Estado do Piauí. **Boletim Técnico, 36 – convênio MA/DNPEA – SUDENE/DRN**. Recife: 1986. 2v. 782p.

KAUFMAN, S.; LIBBY, W. F. The natural distribution of tritium. **Phys. Rev.**, v. 93, p. 1337 - 1334, 1954.

KEMPER, K. E.; GONÇALVES, J. Y. B.; BEZERRA, F. W. B. Um sistema local de gerenciamento e alocação de água – o caso da fonte da Batateira no Cariri – Ceará, Brasil. In: VIEIRA, V.; SOUZA, P. A.; MASCARENHAS, F. (Eds). **Desenvolvimento sustentável dos recursos hídricos: águas subterrâneas**. Recife: ABRH, 1995. v. 2., p. 63-68.

KÖEPPEN, W. **Climatologia**: con un estudio de los climas de la tierra. Mexico: FCE, 1948.

KRAUSKOPF, K. B. **Introdução à geoquímica**. São Paulo: USP, 1972. v. 1., 300 p.

KRUSEMAN, G. P.; RIDDER, N. A. **Analysis and evaluation of pumping teste data**. 2. ed. Rev. Wageningen, the Netherlands: International Institute for Land Reclamation and Improvement, 1991. 377 p.

LAMEPE. **Dados climatológicos da estação experimental de Araripina**. Recife: IPA, 1994.

LEITE, E. P. F.; FIGUEIREDO, M. A.; SILVA, Z. R. Avaliação da evapotranspiração real do solo em áreas desmatadas e não desmatadas na Chapada do Araripe no município de Santana do Cariri – Ceará. **Caatinga**, n. 7, p. 256 - 265, 1990.

LIBBY, W. F. The potential usefulness of natural tritium. **Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.**, v. 39, p. 245-247, 1953.

LIMA, D. A. **Plantas das caatingas**. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 1989. 243 p.

_____. Recursos vegetais de Pernambuco. **Boletim Técnico do IPA**, **41**. Recife: 1970. p. 1 - 32.

_____. Tipos de florestas de Pernambuco. Separata de: **Anais da associação dos geográficos brasileiros**, **12**. São Paulo: 1961. p. 70 – 85.

LIMA, M. F.; LIMA, F. A. M.; TEIXEIRA, M. M. S. Mapeamento e demarcação definitiva da Floresta Nacional do Araripe – Ceará, Brasil. **Ciênc. Agron.**, Fortaleza, v. 15, n. 1/2, p. 59 – 69, dez. 1984.

MARIOTTI, A.; PIERRE, D.; VEDY, J. C.; BRUCKERT, S.; GUILLEMOT, J. The abundance of natural nitrogen-15 in the organic matter of soils along an altitudinal gradient. **Catena**, n. 7, p.293 – 300, 1980.

MARQUES, A. A. F.; MACEDO, I. P.; MARINHO, J. M. L.; OLIVEIRA, R. R. Eletroresistividade aplicada à prospecção de água subterrânea na Chapada do Araripe-CE. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 3., 1984, Fortaleza. **Anais...** São Paulo: ABAS, 1984. v. 2., p. 269-283.

MCDONALD, M. G.; HARBAUGH, A. W. **A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model**. Washington: Techniques of Water Resources Investigations of the U.S. Geol. Survey, 1988. Book 6, chap. A1.

MIRO, R.; GONFIANTINI, R. Isotopic investigation of groundwater in the area of Santiago del Estero, Republic of Argentina. In: **Instituto de Assuntos Nucleares – Interamerican Symposium on Isotope Hydrology**. Bogotá: Instituto de Assuntos Nucleares, 1980. p. 149 - 161.

MOOK, W. G. Carbon-14 in Hydrogeological studies. In: FRITIZ, P.; FONTES, J. (Eds). Handbook of environmental isotope geochemistry. **The terrestrial environment**. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam – Oxford – New York, 1980. v. 1.

MOTA, S. **Preservação e conservação de recursos hídricos**. 2. ed. Rio de Janeiro: ABES, 1995. 187p.

NADELHOFFER, K. J.; FRY, B. Nitrogen isotope studies in forest ecosystems. In: LAJTHA, K.; MICHENER, R. H. (Eds). **Stable isotopes in ecology and environmental science**. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1994. p. 22 - 44.

PARKER, H. W. **Wastewater systems engineering**. Englewood Cliff, New Jersey: Prentice – Hall Inc., 1975.

PARLANGE, J. Y. On solving the flow equation in unsaturated soils by optimization: horizontal infiltration. **Soil Sci. Soc. of Amer. Proc.**, n. 5, p. 415 – 418, 1975.

PEARSON, F. J. Use of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios to correct radiocarbon-ages of materials initially diluted by limestone. In: **Int. Conf. Radiocarbon and Tritium Dating**. 1963. p. 357 – 366.

PHILIP, J. R. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. **Soil Science**, n. 84, p. 257 – 264, 1957.

POLLOCK, D. W. **User's guide for MODPATH/MODPATH-PLOT, version 3: a particle tracking post-processing package for MODFLOW, the U. S. Geological Survey finite-difference ground-water flow model**. Virginia: 1994. Paginação irregular.

PONTE, F. C.; APPI, C. J. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** São Paulo: SBG, 1990. v. 1, p. 211 – 226.

RAWLS, W. J.; BRAKENSIEK, D. L.; MILLER N. Predicting Green and Ampt infiltration parameters from soil data. **J. Hydr. Engrg.**, ASCE, n. 1091, p. 62 – 70, 1983.

RIBEIRO, J. A.; VERÍSSIMO, L. S.; MEDEIROS, M. F. **Projeto AMCARI: avaliação ambiental da região do Cariri – diagnóstico mineral da região do Cariri**. Fortaleza: CPRM, 1996. v. 7., 68p. (Série Recursos Minerais)

RIJTEMA, P. E. An analysis of actual evapotranspiration. **Agricultural Research Report**, n. 659. Predoc. Wageningen, 107 p., 1965.

ROMERO, J. C. **The movement of bacteria and viruses through porous media: Water Quality in a Stressed Environment**. Minneapolis, Minnesota: Burges Publishing Company, 1972.

SABIÁ, R. J. **Gerenciamento das fontes no Cariri: uma perspectiva integrada e multidisciplinar**. 2000. 69 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil – Recursos Hídricos) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza.

SALATI, L. E.; CAMPOS, J. M.; MENDES, M. Environmental isotopes used in a hidrological study of the northeastern part of Brazil. In: SYMPOSIUM ON ISOTOPE TECHNIQUES IN GROUND-WATER HYDROLOGY. **Proceedings...** Viena: IAEA, 1974. p. 30.

SANTIAGO, M. F.; SILVA, C. M. S. V.; MENDES FILHO, J.; FRISCHKORN, H. Characterization of groundwater in the Cariri (Ceará, Brazil) by environmental isotopes and electric conductivity. **Radiocarbon**, v. 39, n. 1, p. 49 – 59, 1997.

SCHOELLER, H. L'acide carbonique des eaux souterraines. **Bull. B. R. G. M.**, Sect. 3, n. 1, p. 1 – 32, 1969.

SEEMANAPALLI, S. V. K. Estimativa de velocidades de entrada d'água na superfície do solo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 3., 1984, Fortaleza. **Anais...** São Paulo: ABAS, 1984. v. 1, p. 114 - 126.

SHEARER, G.; DUFFY, J.; KOHL, D. H.; COMMONER, B. A steady-state model of isotopic fractionation accompanying nitrogen transformations in soil. In: SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. **Proceedings...** n. 38, p. 315 - 322. 1974.

SILVA, C. M. S. V. **Estudo da dinâmica da água subterrânea no Cariri com base em dados de trício**. 1992. 105 f. Dissertação (Mestrado em Física) – Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza.

_____. **Modelo fenomenológico para a circulação de água na bacia sedimentar do Cariri com base em isótopos e hidroquímica**. 1996. 162 f. Tese (Doutorado em Física) – Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza.

STUDART, T. M. C. **Variações sazonais das vazões de fontes da Chapada do Araripe**. 1991. 66 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil – Recursos Hídricos) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza.

STUTE, M.; FORSTER, M.; FRISCHKORN, H.; SEREJO, A.; CLARK, J. F.; SCHLOSSER, P.; BROECKER, W. S.; BONANO, B. Cooling of tropical Brazil (5 °C) during the last glacial maximum. **Science**, v. 269, p. 379 – 383.

SUDENE. **Estudo geral de base do Vale do Jaguaribe**. [Recife]: 1967. v. 7. Hidrogeologia, 245 p.

SWARTZENDRUBER, D. Rigorous derivation and interpretation of the Green and Ampt equation. In: **Proceedings Intl. Conf. on Infiltration Development and Application**. Honolulu: Y-K Fok, Ed. Water Resources Center, University of Hawaii, 1987. p. 28 - 37.

TERZAGHI, K. **Origin and function of soil mechanics**. 1953.

VEIHMEYER, F. J.; HENDRICKSON, A. H. Methods of measuring field capacity and wilting percentages of soils. **Soil Science**, n. 68, p. 75 – 94, 1949.

VIEIRA, L. S.; SANTOS, P. C. T. C.; VIEIRA, M. N. F. **Solos – propriedades, classificação e manejo**. Brasília: ABEAS/MEC, 1988.

VOGEL, J. C. Variability of carbon isotope fractionation during photosynthesis. In: EHLERINGER, J. R.; HALL, A. E.; FARQUHAR, G. D. (Eds). **Stable isotopes and plant carbon – water relations**. San Diego - CA: Academic Press, 1993. p. 29 - 38.