



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA

MICHEL LOPES GRANJEIRO

**CONTRIBUIÇÃO DOS ISÓTOPOS AMBIENTAIS E HIDROQUÍMICA PARA
O CONHECIMENTO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS NA BACIA DE LAVRAS
DA MANGABEIRA**

FORTALEZA - CE
Fevereiro/2008

MICHEL LOPES GRANJEIRO

CONTRIBUIÇÃO DOS ISÓTOPOS AMBIENTAIS E HIDROQUÍMICA PARA O
CONHECIMENTO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS NA BACIA DE LAVRAS DA
MANGABEIRA

Dissertação submetida à Coordenação do
Curso de Pós-Graduação em Física da
Universidade Federal do Ceará como
requisito parcial para obtenção de grau de
Mestre em Física.

Orientadora: Prof^a Dr^a Maria Marlúcia
Freitas Santiago

FORTALEZA-CE
Fevereiro/2008

MICHEL LOPES GRANJEIRO

CONTRIBUIÇÃO DOS ISÓTOPOS AMBIENTAIS E HIDROQUÍMICA PARA O
CONHECIMENTO DAS RESERVAS HÍDRICAS SUBTERRÂNEAS NA BACIA DE
LAVRAS DA MANGABEIRA

Dissertação submetida à Coordenação do
Curso de Pós-Graduação em Física da
Universidade Federal do Ceará como
requisito parcial para obtenção de grau
de Mestre em Física.

Apresentada em: 15/02/2008

BANCA EXAMINADORA

Profa Dra Maria Marlúcia Freitas Santiago (Orientadora)
Universidade Federal do Ceara

Profa Dra Carla Maria Salgado Vidal Silva
Universidade Federal do Ceara

Prof. Dr José Geilson Alves Demétrio
Universidade Federal de Pernambuco

AGRADECIMENTOS ESPECIAIS

Agradeço a Deus por ter me dado força para superar cada dificuldade que apareceu ao longo desta caminhada.

AGRADECIMENTOS

À minha orientadora, Prof^ª. Dr.^a Maria Marlúcia Freitas Santiago, pela orientação segura e dedicada, pelo modo gentil com que sempre me tratou e pelo apoio incondicional durante o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Professor Dr. Josué Mendes Filho, pela indispensável e valiosa colaboração para realização deste trabalho.

À coordenação de Pós-Graduação do Departamento de Física da UFC, na pessoa de seu coordenador, Prof. Paulo de Tarso Cavalcante Freire.

À Prof^ª. Dr.^a Carla Maria Salgado Vidal Silva, pelos momentos de companheirismo, ensinamentos e amizade.

Ao Professor Dr Horst Frischkorn pela disponibilidade que foi mostrada sempre que solicitado.

Ao Laboratório de Física Nuclear Aplicada (LFNA) da Universidade Federal da Bahia, pelas análises de Oxigênio-18 e Deutério.

Aos meus pais Orlaneudo e Jean Claudete, aos meus avós paternos José e Maria e à minha avó materna Ana Granjeiro, principais responsáveis pela minha formação moral.

Aos meus tios Ozamy, Regino e Francisco e às minhas tias Neuza, Lina, Neuda, e em especial tia Meuda, pela ajuda financeira que me foi dada sempre que precisei.

Ao meu irmão Marcelo e à minha irmã Micheline que sempre estiveram ao meu lado nessa vitoriosa batalha. Aos meus primos Régis e Rafael e às minhas primas Kathleen, Ericka e Leila pelo carinho por mim demonstrado nas horas de lazer.

Aos professores Josué, Paulo de Tarso, Marlúcia, Raimundo, Renan, Murilo, Carlos Alberto, Eloneid, Parente, Newton Teófilo, que fizeram parte da minha formação acadêmica. Agradeço a todos os professores do Departamento de Física que de alguma maneira participaram na realização deste trabalho.

À técnica Maria do Carmo Germano (Carminha), do Laboratório de Carbono-14, pela convivência amigável, atenção demonstrada e valiosa colaboração.

Aos meus amigos da Graduação e da Pós Graduação: Damasceno, Júlio César, Sara, Rogelma, Luís Carlos, Erivelton, Luciana, Arley, Hudson, Namor, Lucilene, Aparecida, José Silva, Nizomar, Euzenil, Teresa, Erneson, Gardênia, João Cláudio, Pascoal, Sérgio, JJ, Eduardo, Acrísio, Márcio, Apiano, Nuno e Lena. Minhas sinceras desculpas a quem eu tenha esquecido.

Aos amigos Bastinho, Denise, João Batista, Geraldo, Feijó, Ronald, Ricardo, Baraka, Hélio, Kelson, Kênio, Lorena, Betiane, Kerlianne, Alana, Sirlane, Liliane, Aninha, Régis, Rogers, Renata, Wellington, Mazé, Marisa, Meiriane, Monalisa, Felipe, Daniel, Ranielle, Letícia, Andressa, Alex, Ana Paula, Oséas, Daniele, Débora, Emanuel, Davi. Perdão a quem tenha esquecido.

Às secretárias da Pós-Graduação Rejane Coelho e Ana Cleide pela presteza.

Ao pessoal da Secretaria do Departamento de Física: Creusa, Vera, Cosmo e D. Luiza, sempre dispostos a ajudar no que for possível.

Ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pelo apoio financeiro através da bolsa.

À FUNCAP (Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico) na pessoa de seu Diretor Científico Prof. Erivan de Abreu Melo pela disponibilidade de recursos financeiros para o Departamento de Física da UFC.

À FINEP (Financiadora de Estudos e Projeto) pelo apoio financeiro desta pesquisa através do projeto Rede Cooperativa de Pesquisa: Comportamento de Bacias Sedimentares da Região Semi-Árida do Nordeste Brasileiro dentro do subprojeto Hidrogeologia da Bacia Sedimentar de Lavras da Mangabeira.

RESUMO

Águas subterrâneas nas duas sub-bacias, a do Riacho do Rosário e a do Riacho Meio, na Bacia Sedimentar de Lavras da Mangabeira foram estudadas utilizando medidas de isótopos ambientais, oxigênio-18, deutério e carbono-14, medidas hidroquímicas, e análises bacteriológicas. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ estão na faixa de $-3,1$ a $-0,2\text{‰}$ e os de δD de $-17,9$ a $-3,6\text{‰}$ e mostram que as águas sofreram processo de evaporação indicando provável recarga feita através dos riachos de cada sub-bacia. As águas nas duas sub-bacias são armazenadas na Formação Serrote do Limoeiro e na Formação Iborepi, onde estão as águas menos salinas. Com exceção do poço P01, as águas têm baixa salinidade e são potáveis quanto a hidroquímica. Predominam águas dos tipos bicarbonatadas mistas e bicarbonatadas sódicas. As análises de carbono-14 feitas nas amostras da sub-bacia Riacho do Meio mostraram que as águas não são modernas, possuindo tempos de permanência da ordem de 3900 anos resultantes da mistura de diferentes contribuições de recarga. Análises bacteriológicas mostraram que as águas não são potáveis apresentando, algumas delas, elevada presença de coliformes totais e de *E. Coli*.

ABSTRACT

Groundwaters from two sub-basins, one of the Riacho of Rosário and the other of the Riacho do Meio, in the Sedimentary Basin of Lavras da Mangabeira were studied using measurements of the environmental isotopes oxygen-18, deuterium and carbon-14, and hydrochemistry and bacteriological analyses. $\delta^{18}\text{O}$ values range from -3,1 to -0,2 ‰ and δD , from -17,9 to -3,6 ‰, indicating that the waters suffered evaporation and that recharge is probably through the respective river of each sub-basin. The waters in both sub-basins are stored in the Formations Serrote do Limoeiro and Iboperi, with those of less salt concentration in F. Iboperi. Except for the well P01, the waters have low salinity and are potable with respect to hydrochemistry. Waters of the types mixed/bicarbonate and sodium/bicarbonate prevail. Carbon-14 analyses on samples from the Riacho do Meio sub-basin revealed that these waters are not modern, but show equivalent residence times of the order of 3900years, most probably resulting from mixing of different recharge contributions. Bacteriological analyses showed that the waters are not potable due to the elevated number of coliforms and of *E. Coli*.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Localização da Bacia Sedimentar de Lavras da Mangabeira.....	8
Figura 2.2 – Mapa Geológico das bacias sedimentares de Lavras da Mangabeira.....	11
Figura 2.3 – Pluviometria de um posto meteorológico em Lavras da Mangabeira de abril de 2005 a fevereiro de 2007.....	17
Figura 3.1 – Esquema para a mudança de estado físico de um sistema.....	24
Figura 3.2 – Reta Meteórica Mundial para águas que não sofrem evaporação.....	28
Figura 3.3 – Processo de decaimento radioativo.....	35
Figura 4.1 – Esquema de um diagrama Piper para a classificação das águas.....	50
Figura 6.1 – Condutividade elétrica em função do tempo.....	58
Figura 6.2 – pH em função do tempo para os principais poços em Lavras da Mangabeira.....	60
Figura 6.3 – Temperatura em função do tempo para os poços de Lavras da Mangabeira.....	61
Figura 6.4 – Diagrama de Piper em Lavras da Mangabeira com dados de dezembro de 2005.....	65
Figura 6.5 – Diagrama de Piper em Lavras da Mangabeira com dados de fevereiro de 2007.....	65
Figura 6.6 - Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P01, na Formação Serrote do Limoeiro.....	66
Figura 6.7 - Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P02, na Formação Serrote do Limoeiro.....	67
Figura 6.8 - Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P03, na Formação Serrote do Limoeiro.....	67
Figura 6.9 - Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P04, na Formação Serrote do Limoeiro.....	68
Figura 6.10 - Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P08, na Formação Serrote do Limoeiro.....	68
Figura 6.11 - Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P09, na Formação Iborepi.....	69

Figura 6.12 - Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P10, na Formação Iborepi.....	69
Figura 6.13 - Concentração dos ânions versus data para amostras d'água no poço P01, na Formação Serrote do Limoeiro.....	71
Figura 6.14 - Concentração dos ânions versus data para amostras d'água no poço P02, na Formação Serrote do Limoeiro.....	71
Figura 6.15 - Concentração dos ânions versus data para amostras d'água no poço P03, na Formação Serrote do Limoeiro.....	72
Figura 6.16 - Concentração dos ânions versus data para amostras d'água no poço P04, na Formação Serrote do Limoeiro.....	72
Figura 6.17 - Concentração dos ânions versus data para amostras d'água no poço P08, na Formação Serrote do Limoeiro.....	73
Figura 6.18 - Concentração dos ânions versus data para amostras d'água no poço P09, na Formação Iborepi.....	73
Figura 6.19 - Concentração dos ânions versus data para amostras d'água no poço P10, na Formação Iborepi.....	74
Figura 6.20 - Variação da dureza no período de outubro de 2005 a fevereiro de 2007 em amostras de Lavras da Mangabeira.....	75
Figura 6.21 - Variação dos nitratos com o tempo nas amostras da sub-bacia Riacho do Rosário.....	76
Figura 6.22 - Variação dos nitratos com o tempo nas amostras da sub-bacia Riacho do Meio.....	76
Figura 6.23 - Concentração de cloretos versus concentração de sódio.....	77
Figura 6.24 - Condutividade elétrica versus concentração de cloretos.....	78
Figura 6.25 - δD versus $\delta^{18}O$ para as amostras de água subterrânea em Lavras da Mangabeira.....	80
Figura 6.26 - δD versus condutividade elétrica em amostras de águas subterrâneas em Lavras da Mangabeira.....	81
Figura 6.27 - $\delta^{18}O$ versus condutividade elétrica em amostras de águas subterrâneas em Lavras da Mangabeira.....	81
Figura 6.28 - Distribuição espacial das concentrações de coliformes totais e de <i>Escherichia Coli</i>	84

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Alguns isótopos usados na hidrologia como traçadores ambientais.....	22
Tabela 3.2 – Variações de α_D e de α^{18}_O com a temperatura.....	25
Tabela 4.1 – Valores máximos permitidos (VMP) de acordo com o Ministério da Saúde.....	39
Tabela 4.2 – Qualidade da água de acordo com o SAR.....	42
Tabela 4.3 – Classificação das águas quanto ao grau de dureza.....	49
Tabela 6.1 – Identificação dos poços tubulares amostrados em Lavras da Mangabeira.....	55
Tabela 6.2 – pH, condutividade elétrica (CE) e temperatura em amostras de água do poço P01 durante as seis coletas.....	56
Tabela 6.3 – pH, condutividade elétrica (CE) e temperatura em amostras de água do poço P02 durante as seis coletas.....	56
Tabela 6.4 – pH, condutividade elétrica (CE) e temperatura em amostras de água do poço P03 durante as seis coletas.....	57
Tabela 6.5 – pH, condutividade elétrica (CE) e temperatura em amostras de água do poço P04 durante as seis coletas.....	57
Tabela 6.6 – pH, condutividade elétrica (CE) e temperatura em amostras de água do poço P08 durante as seis coletas.....	57
Tabela 6.7 – pH, condutividade elétrica (CE) e temperatura em amostras de água do poço P09 durante as seis coletas.....	57
Tabela 6.8 – pH, condutividade elétrica (CE) e temperatura em amostras de água do poço P10 durante as seis coletas.....	58

Tabela 6.9 – Resultados de análise química de água subterrânea em Lavras da Mangabeira. Coleta 1 em outubro de 2005.....	62
Tabela 6.10 – Resultados de análise química de água subterrânea em Lavras da Mangabeira. Coleta 2 em dezembro de 2005.....	62
Tabela 6.11 – Resultados de análise química de água subterrânea em Lavras da Mangabeira. Coleta 3 em abril de 2006.....	63
Tabela 6.12 – Resultados de análise química de água subterrânea em Lavras da Mangabeira. Coleta 4 em junho de 2006.....	63
Tabela 6.13 – Resultados de análise química de água subterrânea em Lavras da Mangabeira. Coleta 5 em outubro de 2006.....	63
Tabela 6.14 – Resultados de análise química de água subterrânea em Lavras da Mangabeira. Coleta 6 em fevereiro de 2007.....	64
Tabela 6.15 – Variação da dureza nos poços de Lavras da Mangabeira durante o período de amostragem.....	64
Tabela 6.16 – Valores de δD e $\delta^{18}O$ de águas subterrâneas em Lavras da Mangabeira.....	79
Tabela 6.17 - pH, Condutividade elétrica (CE) e porcentagem de carbono moderno (pMC) e idade convencional em amostras d'água subterrânea em Lavras da Mangabeira.....	82
Tabela 6.18 - Resultados das análises bacteriológicas de águas subterrâneas da Bacia Sedimentar de Lavras da Mangabeira.....	83

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 - Generalidades.....	1
1.2 - Objetivos.....	4
1.2.1 – Objetivo Geral	4
1.2.2 – Objetivos Específicos.....	4
1.3 – Alguns Trabalhos Desenvolvidos em Áreas Sedimentares do Ceará.....	5
2. ÁREA DE ESTUDO.....	8
2.1 – Localização Geográfica.....	8
2.2 – Aspectos Socioeconômicos.....	8
2.3 – Climatologia.....	9
2.4 – Hidrologia.....	9
2.5 – Vegetação.....	10
2.6 – Solos.....	10
2.7 – Geologia.....	11
2.8 – Litoestratigrafia.....	12
2.9 – Hidrogeologia.....	15
2.10 – Contexto Hidrogeológico da Área de Estudo.....	16
2.11 – Pluviometria.....	16
2.12 – Trabalhos Anteriores Desenvolvidos na Área.....	17
3. ISÓTOPOS AMBIENTAIS.....	20
3.1 – Os Isótopos Estáveis Oxigênio-18 e Deutério.....	21
3.1.1 – Razão Isotópica.....	23
3.1.2 – Valor δ.....	25

3.1.3 – Padrões.....	26
3.1.4 – Relações Entre as Concentrações de D e ¹⁸ O em Águas Meteóricas.....	27
3.1.5 – Fatores que Afetam as Concentrações Isotópicas das Precipitações.....	29
3.2 – O Isótopo Instável Carbono 14.....	32
4.HIDROGEOQUÍMICA.....	39
4.1 – Cálcio.....	40
4.2 – Magnésio.....	40
4.3 – Sódio.....	41
4.4 – Potássio.....	42
4.5 – Cloretos.....	43
4.6 – Sulfatos.....	44
4.7 – Bicarbonatos e Carbonatos.....	44
4.8 – Amônia, Nitrito e Nitrato.....	45
4.9 – pH.....	46
4.10 – Condutividade Elétrica.....	47
4.11 – Dureza.....	48
4.12 – Diagrama de Piper.....	49
5. METODOLOGIA.....	51
5.1 – Trabalho de Campo.....	51
5.2 – Trabalho de Laboratório.....	51
5.2.1 – Medidas Isotópicas.....	51
5.2.2 – Análises Hidroquímicas.....	52
5.3 – Análise Bacteriológica.....	53
5.3.1 – Medidas pelo Método Colilert.....	54
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	55
6.1 – A Hidrogeoquímica.....	55

6.1.1 – Condutividade Elétrica	58
6.1.2 – pH	60
6.1.3 – Temperatura	61
6.1.4 – Concentração dos Íons Maiores	62
6.2 - Caracterização Isotópica	79
6.2.1- Oxigênio-18 e Deutério	79
6.2.2 – Carbono-14	82
6.3 - Análise Bacteriológica	82
7. CONCLUSÕES	85
7.1 - Perspectivas Futuras	87
8. REFERÊNCIAS BIBIOGRÁFICAS	88

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho foi desenvolvido no âmbito do projeto Rede Cooperativa de Pesquisa: Comportamento de Bacias Sedimentares da Região Semi-Árida do Nordeste Brasileiro dentro do subprojeto Hidrogeologia da Bacia Sedimentar de Lavras da Mangabeira com financiamento da FINEP.

Esta dissertação está organizada em oito capítulos. O capítulo 1 trata de generalidades relativas à água, dos objetivos desse trabalho e foi feita uma revisão bibliográfica, onde estão alguns dos trabalhos que já foram desenvolvidos em áreas sedimentares do Ceará. No capítulo 2 foi descrita a área em estudo, sob os aspectos da climatologia e da geologia da região. O capítulo 3 trata do uso e aplicações dos isótopos ambientais estáveis, oxigênio-18 e deutério e do isótopo radioativo carbono-14 na Hidrologia. No capítulo 4 está a Hidrogeoquímica onde falamos dentre outras coisas, sobre os íons mais abundantes dissolvidos na água. No quinto capítulo, fez-se uma discussão sobre os métodos utilizados para a interpretação dos resultados obtidos, ressaltando o embasamento teórico para tal interpretação. No capítulo 6 estão os resultados das análises das águas coletadas com interpretações e discussões. No capítulo 7 estão as conclusões obtidas e no oitavo capítulo estão as referências bibliográficas.

1.1 - Generalidades

Nosso planeta ganhou o título de Planeta Água devido a inconfundível predominância dessa substância armazenada na sua superfície, em forma de oceanos, mares e rios, como gelo nos pólos e espalhada na atmosfera em forma de vapor d'água.

Mas, embora exista muito desse líquido no planeta, a quantidade de água doce é relativamente pouca e, parte dessa água, está armazenada nas calotas polares e geleiras, sendo inacessível com a tecnologia que hoje possuímos.

Talvez porque as águas superficiais estejam ao nosso alcance visual somos levados a pensar que elas existam em maior quantidade que as águas subterrâneas. Entretanto, a maior parte de toda a água disponível para o consumo da humanidade está na forma de água subterrânea. Apesar de abundante, a água subterrânea não é um recurso inesgotável e como qualquer outro recurso natural, tem que ser usada adequadamente para assegurar a disponibilidade para as gerações futuras.

A escassez de água doce e potável poderá tornar-se a grande ameaça ao desenvolvimento econômico e à estabilidade política do mundo nas próximas décadas. As disputas pelo uso da água poderão, até, desencadear conflitos e guerras em escala imprevisível.

Por isso, é importante o completo conhecimento do ciclo hidrológico, o que permite uma correta avaliação da disponibilidade dos recursos hídricos de uma determinada região.

O Brasil é altamente privilegiado em termos de disponibilidade hídrica; porém a distribuição dessa água é bastante irregular. Apesar da grande quantidade de água há escassez no Nordeste, principalmente durante os anos de seca. Esse problema vem se manifestando em outras partes do país por influência dos fatores climáticos e pela cultura do desperdício.

Para diminuir o problema da falta de água durante os meses sem chuvas, condições naturais do Nordeste do Brasil, grandes reservatórios superficiais são construídos com a finalidade de captar e estocar água durante o período chuvoso. Porém, em anos que ocorre o fenômeno das secas, não chove o bastante para estocar água suficiente para suprir o período sem chuvas e a pouca água armazenada, diminui drasticamente por efeito da alta taxa de evaporação que reduz o nível de água dos açudes.

Esse processo, além de diminuir a quantidade de água, também aumenta a concentração de sais, limitando assim, a capacidade de uso das águas restantes. Essa situação é irreversível devido à incapacidade do homem interferir favoravelmente nas condições atmosféricas.

Por isso, as águas subterrâneas são importantes como reserva complementar e, além disso, estão mais protegidas contra possíveis contaminações e não sofrem a influência da radiação solar, não sendo somente a evaporação, portanto, responsável pela salinidade dessas águas; as interações com as rochas e minerais acabam também modificando seus parâmetros físico-químicos.

É importante lembrar que embora estando mais bem protegidas, as águas subterrâneas não estão totalmente salvas da poluição. Isso porque atividades humanas

como agricultura, indústria e urbanização podem degradar sua qualidade através da recarga com águas poluídas. Quando ocorre contaminação, a poluição é de mais difícil tratamento devido ao fluxo lento da água.

No Brasil, essa água já é bastante explorada; estima-se que 15,6% dos domicílios utilizam exclusivamente água subterrânea, 77,8% usam rede de abastecimento de água e 6,6% usam outras formas de abastecimento (IBGE, 2002a).

Devido a sua posição geográfica e ao clima semi-árido, as águas encontradas no Estado do Ceará em geral têm problemas tanto de quantidade como de qualidade. As chuvas que caem na região são praticamente limitadas aos cinco primeiros meses do ano e a pouca água que cai é má distribuída tanto em relação ao tempo como ao espaço. Outra questão preocupante é o fato de longos períodos de estiagem serem freqüentes na região causando efeitos catastróficos. Essas condições climáticas acabam interferindo na economia do Estado causando sérios prejuízos principalmente para a população rural e gerando um grande problema social.

Outro aspecto importante é que o Estado do Ceará encontra-se em cerca de 75% de sua área, em rochas cristalinas com água de concentração salina elevada que pode tornar seu uso inviável. Além disso, essas rochas possuem baixa vocação para o armazenamento de água; nelas, a água é armazenada em descontinuidades representadas pelas fraturas abertas devido ao movimento tectônico e que se constituem no meio de baixa transmissão e armazenamento de água, isso porque as interligações não possibilitam uma circulação fácil. Geralmente, as fraturas possuem pouca ou nenhuma conectividade entre si; devido a esse fato, águas de poços bem próximos podem apresentar grandes diferenças no valor da salinidade (BRITO et al., 2004).

Nos 25% de área restante no Estado, encontram-se terrenos sedimentares, onde a água é transmitida através da intercomunicação entre os espaços vazios, entre os grãos de tamanhos variados que a compõe. Estes terrenos sedimentares encontram-se ao longo do litoral, nas Dunas e Formação Barreiras, e no interior destaca-se como a Bacia Sedimentar do Cariri, a maior bacia do Ceará, a Bacia Potiguar, e pequenas bacias sedimentares como a de Iguatu e de Lavras da Mangabeira.

Embora sendo de pequena dimensão, a Bacia Sedimentar de Lavras da Mangabeira por estar localizada em uma das poucas regiões sedimentares do Estado,

tem grande importância, por se tratar de uma área potencial para o armazenamento de água subterrânea. No entanto, o conhecimento existente no que diz respeito à hidrogeologia do local, não é satisfatório, embora a Bacia já seja explorada. Por isso, além do conhecimento da quantidade de água é preciso que sua qualidade também seja conhecida para indicação de um consumo adequado.

O município de Lavras da Mangabeira tinha, em 2003, uma população de 31 360 habitantes, sendo 16 730 localizados na zona urbana e 14 630 localizados na zona rural (IBGE, 2003). O abastecimento de água é realizado pela Companhia de Água e Esgoto do Ceará, CAGECE, que utiliza água do Açude Extrema, principal recurso hídrico disponível, que tem uma capacidade de armazenamento de 500 000 m³ atendendo a 100% da população urbana. A população da zona rural se abastece com água subterrânea.

1.2 - Objetivos

1.2.1 - Objetivo Geral

O presente trabalho tem por objetivo avaliar os recursos subterrâneos do município de Lavras da Mangabeira, no Estado do Ceará, utilizando medidas dos isótopos ambientais oxigênio-18, deutério e carbono-14 e medidas hidroquímicas, sob o aspecto de recarga, processos de salinização e qualidade das águas.

1.2.2 - Objetivos Específicos

- Utilizar medidas dos isótopos ambientais, oxigênio-18, deutério e carbono-14 para identificar as condições de recarga das duas microbacias de Lavras da Mangabeira.

- Analisar parâmetros hidroquímicos e bacteriológicos para identificar a qualidade das águas armazenadas nestas microbacias.

- Monitorar estes parâmetros durante o período seco e período chuvoso para identificar possíveis variações na qualidade das águas armazenadas.

1.3 – Alguns Trabalhos Desenvolvidos em Áreas Sedimentares do Ceará

A Bacia Sedimentar do Cariri foi estudada por SANTIAGO et al. (1988) sob o aspecto da origem das águas subterrâneas através da caracterização isotópica e química das águas da região, realizando medidas hidroquímicas em poços e fontes no Cariri, sul do Estado do Ceará. Os resultados obtidos mostraram a evolução da composição química através de processos de dissolução e hidrólise durante a infiltração das águas. As águas mais velhas e profundas apresentaram as maiores concentrações salinas, indicando que a dissolução no aquífero dá uma contribuição significativa para a salinização dessas águas e que existe uma estratificação nos aquíferos. Os autores concluíram então que as águas analisadas pertencem a três grupos distintos, mostrando assim, a variabilidade espacial da salinidade das águas estudadas.

Os armazenamentos de água subterrânea nos sistemas aquíferos Dunas e Dunas/Barreiras foram estudados por AGUIAR et al. (2000) sob o aspecto de salinidade, na região costeira do município de Caucaia. Os autores mostraram que as águas desse sistema são de baixa a média salinidade, possuindo condutividade elétrica na faixa de 157 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 885 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Já as águas dos poços perfurados em rochas cristalinas existentes na área, tinham salinidade bastante alta com a condutividade elétrica variando de 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 4630 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Das formações geológicas distribuídas na área de estudo, as dunas mostraram ser o melhor aquífero podendo contribuir para o abastecimento de água. As medidas dos isótopos ambientais ^{18}O e ^2H mostraram que não há presença significativa de água do mar nos aquíferos, isto é, os cloretos encontrados nas águas amostradas são provenientes dos aerossóis marinhos ou “sea spray”, e não da contribuição direta da água do mar, não havendo, portanto, contaminação dos aquíferos costeiros pela intrusão da cunha marinha.

Um estudo hidroquímico das pequenas bacias sedimentares de Iguatu foi feito por RIBEIRO et al. (2000) nos municípios de Iguatu, Quixelô, Orós e Icó, localizados no Estado do Ceará. Para caracterizar a qualidade das águas subterrâneas na área estudada e correlacioná-la com a unidade aquífera produtora, realizaram análises físico-químicas em 47 pontos escolhidos, coletando água em parceria com o Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM e interpretando os resultados das análises feitas pelo Laboratório da Companhia de Água e Esgoto do Ceará – CAGECE. Dos 47 pontos escolhidos para coleta de água, 43 são poços e 4 são armazenamentos superficiais. Os

autores concluíram que hidroquimicamente as águas das bacias do Iguatu são semelhantes e com predominância do tipo cloretada sódica. Os dados do trabalho indicam que os processos de salinização dos diferentes aquíferos são os mesmos.

FRISCHKORN & SANTIAGO (2000) estudaram os mecanismos de salinização no nordeste do Brasil usando a condutividade elétrica como um dos parâmetros. Com as análises de ^{14}C obtiveram a idade das águas estudadas e com a concentração de ^{18}O em relação ao V-SMOW, verificaram as taxas de evaporação e de infiltração. No aquífero costeiro de Caucaia - CE ficou claro que a água do mar não influencia de maneira significativa a salinidade dos poços daquele aquífero, mas a salinidade é devida principalmente aos aerossóis marinhos ou “sea spray”, não havendo, portanto, contaminação dos aquíferos costeiros pela intrusão da cunha marinha.

No reservatório superficial Pereira de Miranda, no município de Pentecoste - CE, os resultados mostraram que os processos de dissolução são insignificantes para a salinidade do açude, sendo a redução no volume de água o processo que mais contribui para tornar a água do açude mais salgada (SANTIAGO, 1984).

No aquífero Serra Grande, localizado no município de Picos - PI, a condutividade elétrica mostrou ser linearmente proporcional à idade das águas em poços profundos, mostrando que o enriquecimento de sais pode também ser devido ao alto tempo de residência da água (FRISCHKORN et al. 1984).

No aquífero Açú, no Rio Grande do Norte, as águas deste aquífero estão no limite da datação com ^{14}C e apresentaram o mesmo tipo de comportamento das águas do aquífero Serra Grande, isto é, quanto mais antiga é a água, mais salina ela é (FRISCHKORN et al. 1988). No Cariri, usando ^{14}C , ^{18}O e condutividade elétrica, SANTIAGO et al. (1997) mostraram que o aquífero Mauriti possui águas mais antigas e portanto mais salinas, e em Tauá, também no Ceará, com as análises de ^{14}C , mostraram que as águas são jovens, tendo somente algumas centenas de anos de residência.

Os mecanismos de recarga em uma zona aquífera, a ilha de Limoeiro, localizada no município de Limoeiro do Norte - CE, no nordeste do Brasil, foram estudados por SANTIAGO et al. (2001), objetivando identificar a origem da recarga dos aquíferos sedimentares usando isótopos ambientais e hidroquímica. Coletas foram realizadas durante o período de seca, em Outubro de 1996, e no final da quadra invernal, em

Maio de 1997. Usando os isótopos ambientais ^{18}O e ^2H e análises físico-químicas (Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^- , HCO_3^- , pH e condutividade elétrica) constataram diferentes mecanismos de recarga para os poços que fazem uso do fluxo do Rio Jaguaribe. Poços localizados na parte sudoeste da ilha são alimentados constantemente pelo rio, que possui fluxo contínuo produzido pelo açude Orós. Já os poços localizados no interior da ilha possuem água de eventos torrenciais, pois não ficam conectados aos rios durante o período de seca devido à presença de uma forte fratura tectônica que muda o nível estático da superfície durante o período de estiagem.

2. ÁREA DE ESTUDO

2.1 - Localização Geográfica

Este trabalho foi desenvolvido na Bacia Sedimentar de Lavras da Mangabeira, localizada no município de mesmo nome, e como mostra a Figura 2.1, encontra-se na porção sudeste do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil.

Ela faz parte das cartas topográficas da SUDENE Cedro (SB. 24-Y-B-VI) e Cajazeiras (SB. 24-Z-A-IV) e têm posição geográfica entre os paralelos $06^{\circ} 46' 00''$ e $06^{\circ} 51' 00''$ de Latitude Sul e os meridianos $39^{\circ} 10' 00''$ e $38^{\circ} 56' 00''$ de Longitude Oeste de Greenwich.

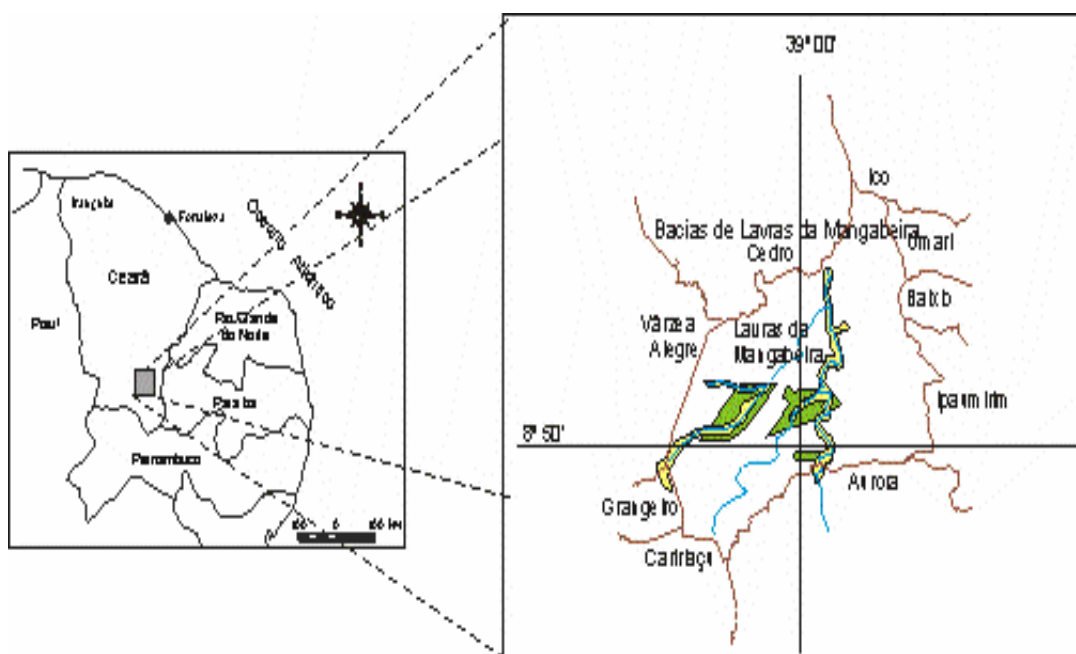


Figura 2.1 – Localização da Bacia Sedimentar de Lavras da Mangabeira.

(Fonte: CPRM, 2007).

2.2 - Aspectos Socioeconômicos

A principal atividade econômica é a agricultura de subsistência, através das culturas de feijão, milho e mandioca, além de monoculturas de algodão, banana, abacate, cana-de-açúcar, castanha de caju e frutas diversas. Outras atividades são a pecuária extensiva com a criação de bovinos, ovinos, caprinos, suínos e aves e o extrativismo vegetal com a fabricação de carvão vegetal, extração de madeiras diversas para lenha e construção de cercas, além de atividades com oiticica e carnaúba. Os

recursos minerais na área são ocorrências de ouro, citadas na literatura geológica, como possíveis depósitos e a extração de rochas ornamentais, rochas para cantaria, brita, placas para fachadas, pisos e revestimentos, representa atividades francamente viáveis. (IPECE, *op.cit.*)

2.3 - Climatologia

Três sistemas sinóticos geradores de precipitação regem a circulação atmosférica no Estado do Ceará: as Frentes Frias, formadas originalmente no pólo Sul; a Zona de Convergência Intertropical, que oscila dentro da faixa de trópicos e; um Centro de Vorticidade Ciclônica, com tempo de atuação variável dentro do período de chuvas; além desses, outros sistemas de menor escala atuam na região (SRH, 1992). A Zona de Convergência Intertropical é a de maior importância, se desloca nos dois hemisférios, atuando no Nordeste provocando chuvas.

O Estado do Ceará apresenta um regime pluviométrico do tipo tropical, caracterizado pela irregularidade das chuvas no tempo e no espaço. No tempo, se caracteriza pela existência de dois períodos distintos: um chuvoso e outro seco. No espaço, pela irregular distribuição das chuvas de um ano para o outro em áreas diferentes e, sobretudo, num mesmo ano e numa mesma área. O período chuvoso começa no verão e atinge o máximo na transição verão-outono. No município de Lavras da Mangabeira os máximos mensais ocorrem entre fevereiro e março, com precipitação anual média de 724 mm (SRH, *op. cit.*).

O regime térmico do Estado do Ceará é estável em decorrência da incidência quase vertical dos raios solares durante o ano, o que estabiliza a temperatura e impede a diferenciação térmica das estações. As temperaturas médias variam pouco, somente entre 25 e 28 °C e amplitude térmica inferior a 5 °C. As médias diurnas têm máximas de 33 e mínimas de 23 °C. (IPLANCE, 1997).

2.4 - Hidrologia

O município de Lavras da Mangabeira está inserido na bacia hidrográfica do rio Salgado, que é o principal curso d'água na área. Os principais riachos são Unha de Gato, Extremo de Cima, São Lourenço, do Meio, do Machado, das Pombas.

2.5 - Vegetação

Três tipos de vegetação são encontrados no município de Lavras da Mangabeira: Caatinga Arbustiva Densa, Caatinga Arbustiva Aberta e Floresta Mista Dicotilo-Palmácea (Mata Ciliar), IPLANCE (1997).

A caatinga é um tipo de vegetação xerófila que ocorre no semi-árido do Nordeste do Brasil e cobre cerca de 80% do Estado do Ceará. A Caatinga Arbustiva surge da degradação da Caatinga Arbórea e o seu crescimento é acelerado pelo homem, através de processos globais de degradação ambiental favorecidos pelos períodos críticos de semi-aridez acentuada. Caracteriza-se por apresentar árvores de porte mais baixo (10 m) e folhas que caem totalmente na época seca; os caules retorcidos e esbranquiçados. A densidade maior ou menor dos indivíduos componentes da comunidade é que determina a Caatinga Arbustiva Densa e a Caatinga Arbustiva Aberta.

A Floresta Mista Dicotilo-Palmácea ou Mata Ciliar, ocorre nos baixos cursos dos rios, com pouca declividade onde os processos de sedimentação são maiores que os de erosão. Nessas planícies aluviais encontra-se o hábitat da carnaúba dominante entre as demais espécies arbóreas; ocorrem também mulungu, juazeiro e oiticica.

2.6 - Solos

O estudo realizado pelo IPLANCE (1997) na região identificou três classes de solos: Podzólico Vermelho-Amarelo Eutrófico, Bruno Não-Cálcico e Litólicos Eutróficos.

O solo Podzólico Vermelho-Amarelo Eutrófico é profundo, com textura variando de média a argilosa, cores entre vermelha/amarela, amarela e vermelha. Apresenta potencial elevado para agricultura, com restrições quanto ao relevo; tem alta suscetibilidade à erosão e deficiência hídrica, necessitando de adubação complementar. Estes solos podem ser utilizados para as culturas de milho, feijão, mandioca, algodão e pastagem.

O solo tipo Bruno Não-Cálcico é raso, apresentando alta capacidade de troca de cátions, alta saturação de bases e alta soma de bases trocáveis; eles são utilizados no cultivo de algodão mocó e na pecuária extensiva. A falta de água, a pedregosidade e a

suscetibilidade à erosão representam as limitações mais acentuadas para a utilização agrícola deste tipo de solo.

O solo tipo Litólico Eutrófico apresenta forte restrição quanto à profundidade efetiva, presença de rocha, deficiência hídrica, grande suscetibilidade à erosão e declividade elevada (> 25%). Pode ser utilizado para culturas de milho, feijão e algodão.

2.7 - Geologia

A Bacia Sedimentar de Lavras da Mangabeira compreende uma área total de 60,2 km², e como mostra a figura 2.2, é constituída por três pequenas sub-bacias: a maior delas é a Bacia do Riacho do Meio, com uma área aproximada de 33,2 km²; em seguida, a Bacia do Riacho do Rosário, com cerca de 24,8 km²; e a menor delas, a Bacia do Iborepi com 2,2 km² (PONTE et al., 1990).

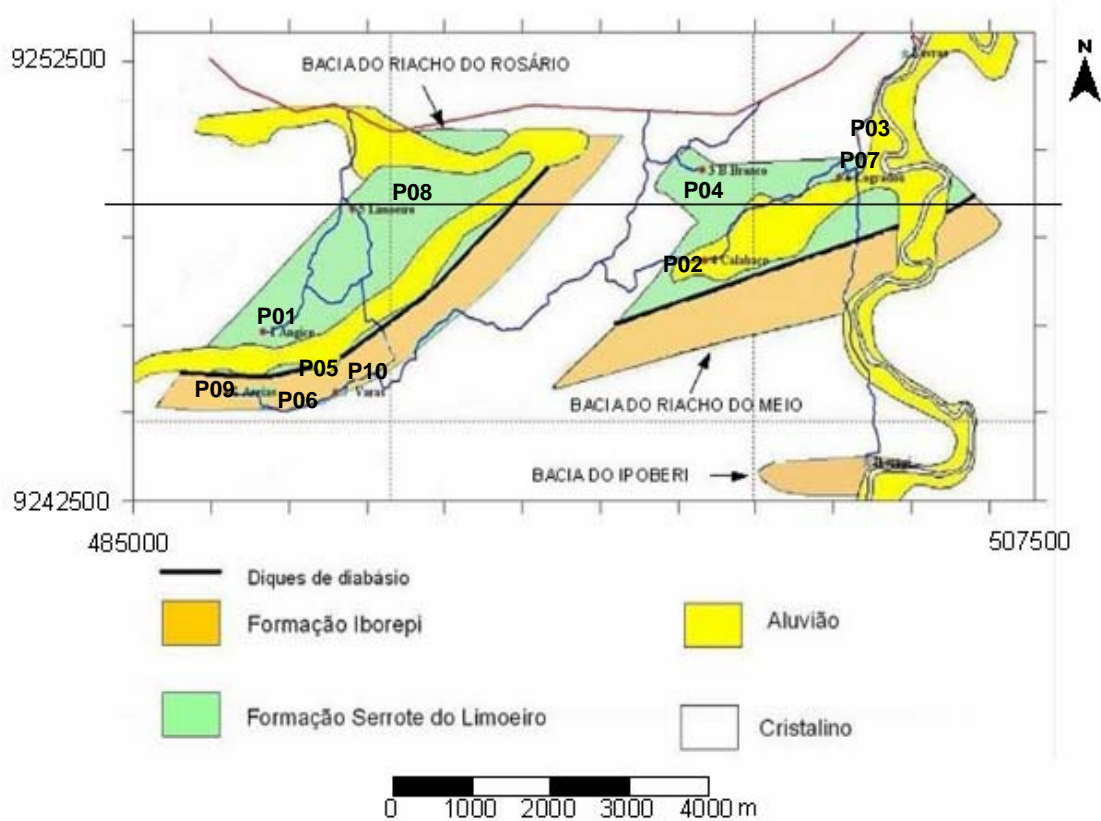


Figura 2.2 – Mapa geológico das bacias sedimentares de Lavras da Mangabeira (Fonte: CPRM, 2007).

2.8 - Litoestratigrafia

O Complexo do Embasamento das bacias de Lavras da Mangabeira, (CAMPOS *et al.*, 1979), comporta duas unidades litoestratigráficas: o Grupo Ceará e o Complexo Caicó. SANTOS *et al.* (1981, apud SANTOS e BRITO NEVES, 1984). Na área, este complexo é formado por três unidades litoestratigráficas: (1) uma seção inferior composta por gnaisses com intercalações de máficas; (2) uma seção intermediária formada de micaxistos, com intercalações de quartzitos e mármore dolomíticos e (3) uma seção superior composta por filitos com níveis grafitosos.

O termo Grupo Lavras da Mangabeira é empregado para designar os pacotes de estratos sedimentares, intercalados por um derrame basáltico que ocorre nas bacias sedimentares de Lavras da Mangabeira. Ele inclui três unidades litoestratigráficas distintas: (1) uma unidade sedimentar inferior, a Formação Iborepi; (2) uma unidade sedimentar superior a Formação Serrote do Limoeiro e (3) intercalada entre elas, uma camada de rochas efusivas basálticas, o Basalto de Lavras da Mangabeira.

O Grupo Lavras da Mangabeira engloba dois sistemas deposicionais distintos, separados por uma camada de rochas efusivas basálticas. Na parte inferior, ocorre um sistema fluvioaluvial, composto de leques aluviais coalescentes e de depósitos fluviais anastomosados (*braided*), com a designação de Formação Iborepi. A parte superior é formada por um sistema deposicional lacustre raso, com planícies de inundação fluvial, denominada de Formação Serrote do Limoeiro.

A área de ocorrência do grupo restringe-se às três pequenas bacias sedimentares que formam o conjunto de bacias de Lavras da Mangabeira: a bacia do Riacho do Meio, a bacia do Riacho do Rosário e a minibacia de Iborepi.

As seções mais completas e mais espessas do Grupo Lavras da Mangabeira acham-se expostas na bacia do Riacho do Meio, da ordem de 400 metros. CAMPOS *et al.* (1979) calcularam, para este pacote, uma espessura aproximada de 350 metros e PRIEM *et al.* (1978) estimaram a espessura máxima do preenchimento sedimentar da bacia em apenas 80 metros.

A unidade superior, Serrote do Limoeiro, é formada por depósitos de planícies fluviais e lacustres rasos constituídos por arenitos de coloração vermelha, de granulação

média a fina, classificação regular a boa, friáveis, com ocorrência freqüente de grãos de feldspato caulinizados. É bem estratificada em acamamento variável de médio a espesso. Estratificações cruzadas de pequeno porte são freqüentes nos bancos de arenitos de granulação média.

Intercalam-se arenitos muito finos, siltitos e argilitos de coloração vermelha e também leitos delgados de folhelhos cinza-esverdeados, localmente fossilíferos (conchostráceos). As estruturas sedimentares, aliadas à coloração vermelha dos sedimentos são indicativas de ambientes lacustres rasos, com águas arejadas, e ambientes subaéreos de bordas de lagos e planícies fluviais.

A Formação Serrote do Limoeiro ocorre nas bacias do Riacho do Meio e do Riacho do Rosário. Aparecem nas localidades de Flores, Limoeiro, Serrote do Limoeiro, Carnaubinha e Oitis. Estima-se uma espessura de 300 a 320 metros, na bacia do Riacho do Meio.

A Formação Serrote do Limoeiro repousa sobre o basalto de Lavras da Mangabeira, enquanto sua parte superior encontra-se com grande parte exposta à erosão, sendo parcialmente recoberta por depósitos aluvionares cenozóicos que pavimentam os vales dos principais riachos da região. Admite-se, como hipótese mais provável, que esta unidade seja correlacionável com a Formação Mosquito (Juro-Triássico) da bacia do Parnaíba.

O basalto de Lavras da Mangabeira constitui-se de uma camada de rochas básicas interpostas entre as formações Iborepi e Serrote do Limoeiro, com distribuição aparentemente contínua ao longo das áreas de afloramento do contato das duas formações citadas. Sua atitude aparenta ser concordante com a dos estratos sedimentares onde se aloja. Sua espessura em dois afloramentos ultrapassa o valor máximo de 8 metros estimado por PRIEM *et al.* (1978).

Estes autores estudaram seis amostras dessas rochas, descrevendo-as como basalto de textura subofítica, tendo como componentes principais plagioclásio e augita, em proporções aproximadamente iguais e hematita e magnetita como componentes secundários.

As datações radiométricas, pelo método do K-Ar, efetuadas pelos mencionados autores, indicaram idade absoluta de 175 ± 4 M.a. (Jurássico Inferior a Médio), considerada como a idade aproximada da extrusão. MIZUSAKI (1987) descreveu uma amostra, como uma rocha com textura diabásica fina onde os cristais de plagioclásio têm comprimento entre 0,2 e 0,7 mm. Augita e magnetita são os outros componentes mineralógicos identificados. A datação pelo método K-Ar, efetuada em rocha total, indicou 214 ± 8 M.a. (Triássico Superior a Jurássico Inferior).

A faixa de idade do basalto de Lavras da Mangabeira permite correlacioná-lo com as efusivas basálticas da Formação Mosquito, da bacia do Parnaíba, de idade juro-triássica. GOMES *et al.* (1981) a correlacionam com as rochas vulcânicas que ocorrem na borda leste da bacia do Parnaíba, entre Picos e Conceição do Canindé, incluídas no vulcanismo Rio Ceará Mirim, de idade absoluta entre 160 a 180 M.a.

A Formação Iborepi é a unidade litoestratigráfica basal do Grupo Lavras da Mangabeira. O nome deriva da vila de Iborepi, situada à margem esquerda do rio Salgado, na parte sul do Estado do Ceará, onde aflora uma das melhores seções dessa formação, que constitui a minibacia de Iborepi.

Essa unidade basal é formada por depósitos de leques aluviais e bancos de arenitos fluviais anastomosados, carreados das áreas de embasamento para dentro da bacia, por correntes de água de forte competência de transporte. Litologicamente é composta por arenitos grosseiros, brancos a branco-amarelados, mal classificados, friáveis, com acamamentos de espessura irregular, normalmente espessa a muito espessos, com estratificações cruzadas. Localmente, níveis de conglomerados, com seixos rolados de quartzo intercalam-se nos arenitos. Eventualmente, delgadas camadas de siltitos e argilitos, de coloração avermelhada, podem ser encontradas, entremeadas na parte superior da unidade.

A Formação Iborepi aflora nas bordas meridionais de todas as três bacias de Lavras da Mangabeira, e também no bloco norte da bacia do Riacho do Rosário, podendo ser observada nas localidades de Unha de Gato, Caixa d'água e Sítio das Varas, e na bacia do Riacho do Rosário. Sua espessura é bastante irregular, estimando-se que não ultrapasse de 60 a 80 metros.

Os estratos basais da Formação Iborepi assentam-se, em discordância litológica, sobre as rochas metamórficas do Complexo Lavras da Mangabeira, de idade eo-proterozóica.

As rochas sedimentares constituídas pelas formações Serrote do Limoeiro e Iborepi podem representar na região um domínio hidrogeológico com potencial para a ocorrência de água subterrânea, entretanto, essa propriedade decresce em importância devido a sua restrita área de ocorrência e ao desconhecimento total de suas características hidrodinâmicas.

Os sedimentos cenozóicos indivisos, sem denominação estratigráfica própria, são constituídos por depósitos aluvionares inconsolidados de idade supostamente quaternária. Litologicamente incluem areias, siltes, argilas e localmente bancos de cascalheiras. Ela distribui-se em estreitas faixas, nos vales dos rios e riachos principais. Estas faixas alargam-se sobre as bacias sedimentares, onde os cursos de água encontram rochas de menor resistência para escavar leitos mais amplos.

2.9 - Hidrogeologia

BARROS (1969) realizou uma campanha de prospecção elétrica (Schlumberger) nos sedimentos recentes (aluviões e arenitos) dos municípios de Lavras da Mangabeira e Várzea Alegre, visando a complementação do abastecimento de água nessas cidades. Na sede do município de Lavras da Mangabeira, os estudos geofísicos determinaram 5 metros de espessura para as aluviões que repousam sobre o embasamento cristalino. Essas mesmas sondagens evidenciaram a presença de falhas, tipo gravitacional de direção NW-SE e NE-SW, formando o gráben, mascaradas pelas aluviões.

No trabalho de CRUZ & FRANÇA (1970) as bacias sedimentares de Lavras da Mangabeira estão inseridas na bacia do Iguatu. A estimativa das reservas de água subterrânea e os demais aspectos hidrogeológicos foram principalmente extraídos de GASPARY *et al.*, (1967). ALBUQUERQUE (1970) também considera que as bacias sedimentares de Lavras da Mangabeira estão inseridas na bacia do Iguatu.

Em 1998, a CPRM - Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 1998) executou o Programa Recenseamento de Fontes de Abastecimento por Água Subterrânea no

Estado do Ceará. Com o objetivo básico de levantar as condições atuais de todos os pontos d'água (poços tubulares, poços amazonas e fontes naturais), fornecendo subsídios e orientação técnica às comunidades, gestores municipais e órgãos governamentais na tomada de decisões, para o planejamento, execução e gestão dos programas emergenciais de perfuração e recuperação de poços. Foram cadastrados 77 poços no município de Lavras da Mangabeira.

2.10 - Contexto Hidrogeológico da Área de Estudo

As bacias sedimentares de Lavras da Mangabeira (bacia do Riacho do Meio e bacia do Riacho do Rosário) apresentam uma litologia caracterizada por seqüências alternadas de arenitos finos, siltitos e argilitos de coloração vermelha e também leitos delgados de folhelhos cinza esverdeados, localmente fossilíferos (conchostráceos), podendo alcançar uma espessura da ordem de 300 a 320 metros, na bacia do Riacho do Meio. A minibacia de Iborepi é composta por arenitos grosseiros, brancos a branco-amarelados, mal classificados, friáveis, com acamamentos de espessura irregular, normalmente espesso a muito espesso. Sua espessura é bastante irregular, não ultrapassando a 80 metros.

As rochas sedimentares constituídas pelas formações Serrote do Limoeiro e Iborepi talvez até representem na região um domínio hidrogeológico com potencial para a ocorrência de água subterrânea. Pouco se conhece sobre suas características hidrodinâmicas. Os únicos dados que se conhecem são das bacias próximas como do Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos, Iço e as do Rio do Peixe. GASPARY *et al.* (1967) atribuem para as bacias do Iguatu os seguintes dados: $T = 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, $K = 2,4 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ e reservas acumuladas para bacia do Iguatu e aluviões de $30 \times 10^6 \text{ m}^3$, e para bacia do Icó e aluviões de $15 \times 10^6 \text{ m}^3$. Na área, especificamente, as informações que se conhecem são os dados construtivos incompletos de 124 poços onde somente 2 estão perfurados nos sedimentos, com valores médios de profundidade igual a 64 m, vazão de 700 L/h e condutividade elétrica igual a 1126 $\mu\text{S/cm}$.

2.11 – Pluviometria

O histograma das precipitações mensais nos anos de 2004 até abril de 2006 é apresentado na Figura 2.3. De acordo com a FUNCEME (2007), em 2004, a precipitação máxima mensal ocorreu em janeiro e totalizou 969,8 mm anuais; em

2005 o máximo mensal ocorreu em março, totalizando 591,3 mm anuais, e em 2006 o máximo ocorreu em fevereiro, totalizando até o mês de abril, 895,5 mm. De acordo com IPLANCE (1997), os índices pluviométricos mensais máximos ocorrem entre os meses de fevereiro e março e a precipitação anual média de 724 mm.

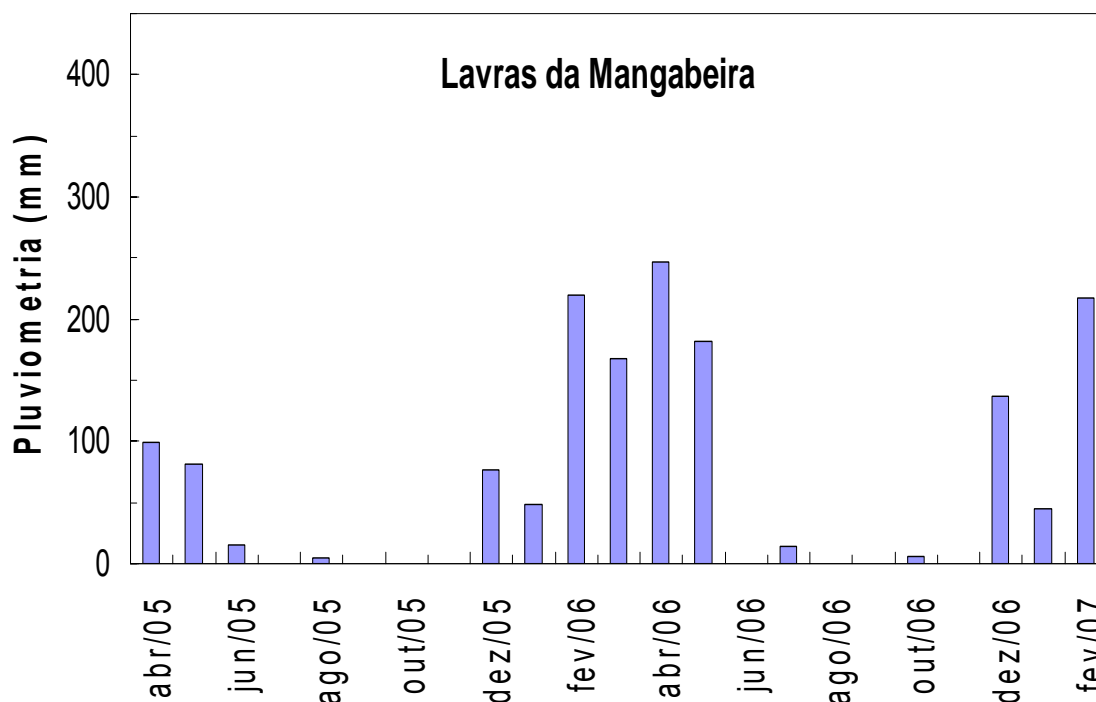


Figura 2.3 - Pluviometria de um posto meteorológico em Lavras da Mangabeira de abril de 2005 a fevereiro de 2007 (Fonte: FUNCEME, 2007).

2.12 - Trabalhos Anteriores Desenvolvidos na Área

A maioria dos autores que estudaram as pequenas bacias sedimentares do Nordeste, desde CRANDALL (1910), e depois MORAES (1924), MORAES *et al.* (1962), BEURLIN e MABESOONE (1969), BRAUN (1969), DANTAS (1974), PRIEM *et al.* (1978), CAMPOS *et al.* (1979), GOMES *et al.* (1981), SCHOBENHAUSS *et al.* (1984), ALMEIDA *et al.* (1988), entre outros, admite que elas sejam relacionadas entre si e com as demais camadas basais da bacia do Araripe, constituindo prováveis remanescentes da extremidade setentrional da paleobacia do Araripe. COSTA & MELO (1965), *apud* CARVALHO, (1989) consideraram as rochas sedimentares das bacias de Lavras da Mangabeira, correlacionáveis com aquelas das bacias do Rio do Peixe.

São poucos os trabalhos geológicos específicos sobre a área de Lavras da Mangabeira. São eles os de: COSTA e MELO (1965), PRIEM *et al.* (1978) e CARVALHO (1989). Os textos explicativos dos principais mapas geológicos regionais que registram as bacias sedimentares de Lavras da Mangabeira (MORAES *et al.*, 1962; DANTAS, 1974; CAMPOS *et al.*, 1979; GOMES *et al.*, 1981; SCHOBENHAUSS *et al.*, 1984), são poucos informativos. Além disso, estes mapas são em sua maioria discordantes, quanto à caracterização litoestratigráfica e posição cronoestratigráfica das rochas que constituem o preenchimento sedimentar dessas bacias.

No Mapa Geológico do Estado do Ceará, CAVALCANTE & FERREIRA (1983), atribuíram às áreas sedimentares de Lavras da Mangabeira à Formação Cariri a idade siluro-devoniana. MORAES *et al.* (1962), no "Reconhecimento Fotogeológico da Região Nordeste do Brasil (Folha Iguatu - SB.24-0)," mencionam as pequenas áreas sedimentares situadas a leste e a oeste da estrada que liga Quinaú a Lavras da Mangabeira, como remanescentes da bacia do Iguatu. O texto explicativo da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (Folha Jaguaribe - SB.24 e Folha Fortaleza - SA.24), DANTAS (1974), também inclui a região de Lavras da Mangabeira, entre as áreas de ocorrência do Grupo Iguatu e a mesma conclusão foi obtida por SCHOBENHAUSS *et al.* (1984).

O Projeto Rio Jaguaribe, CAMPOS *et al.* (1979) atribui ao Grupo Rio do Peixe "todas as áreas sedimentares, distribuídas por diversas bacias isoladas, no interior do Nordeste, incluindo a de Lavras da Mangabeira e Quinaú, além de ocorrências menores, com perfil incompleto, ao sul de Iborepi e na área do Rio dos Bastiões". Os autores também identificaram, ao sul de Lavras da Mangabeira, rochas básicas extrusivas sobre estratos cretáceos do Grupo Rio do Peixe, com idade terciária inferior, correlacionando-as ao vulcanismo Cabugi.

No Mapa Geológico do Projeto RADAM BRASIL (Folhas Jaguaribe /Natal - SB.24/25), GOMES *et al.* (1981), adotaram a denominação de Grupo Rio do Peixe, como propuseram CAMPOS *et al.* (1979) incluindo as bacias isoladas de Iguatu, Lima Campos, Icó, Lavras da Mangabeira, Quinaú, Souza. Pombal e Brejo das Freiras e também os restos sedimentares ao sul de Iborepi e da área do rio dos Bastiões.

PRIEM *et al.* (1978) dataram seis amostras da camada basáltica entre Picos e Conceição do Canindé, intercalada na base da coluna sedimentar da bacia de Lavras da Mangabeira pelo método K-Ar, achando idade de 175 ± 4 M.a. (Jurássico Inferior a Médio). Em termos litoestratigráficos, denominaram a seqüência sedimentar de Grupo Lavras, correlacionando-o, com os "membros basais" do Grupo Araripe (Formação Missão Velha) e do Grupo Iguatu (Formação Quixoá).

3. ISÓTOPOS AMBIENTAIS

Os isótopos de um elemento químico são caracterizados pelo mesmo número atômico e diferente número de massa. Essa diferença no número de massa faz com que esses elementos apresentem propriedades físicas diferentes, mas comportamentos químicos semelhantes.

Os isótopos que são encontrados naturalmente no meio ambiente e em quantidades que permitem seu uso como traçadores cronológicos são chamados de isótopos ambientais. O emprego desses isótopos é muito difundido a nível mundial constituindo, nos dias de hoje, uma ferramenta de grande importância no meio técnico hidrogeológico (FRITZ & FONTES, 1980).

Os dados convencionais somados a essas técnicas permitem que tenhamos acesso a informações que não são obtidas por outros métodos ou, então, que são de difícil obtenção. Essas técnicas não se aplicam apenas aos recursos hídricos subterrâneos, podendo ser usadas nos recursos superficiais e bem como nas interações entre estes.

Os isótopos podem ser instáveis, ou também conhecidos como radioativos, e estáveis. Nem todos os isótopos ocorrem na natureza em proporções significativas. Dentre os que são radioativos, por exemplo, alguns são produzidos artificialmente, sendo obtidos somente em laboratório.

Isótopo instável ou radionuclídeo é aquele que em algum momento vai se transformar em outro que pode ser estável ou radioativo como ele. Por estar, estatisticamente, relacionado com o tempo, o fenômeno da radioatividade pode ser usado para a determinação do tempo de permanência, “idade”, de um traçador radioativo no aquífero.

Isótopo estável não se transforma em outro por decaimento radioativo ou por qualquer outro processo. Sendo assim, eles podem ser usados como excelentes traçadores para acompanhar a água no ciclo hidrológico a partir da formação das chuvas até a chegada ao aquífero, fornecendo informações sobre a permanência da água em superfície, e o processo de infiltração no aquífero (CLARK & FRITZ, 1997).

Neste trabalho, são usadas medidas dos isótopos estáveis do oxigênio, ^{18}O , e do hidrogênio ^2H ou D, juntamente com o isótopo radioativo do carbono, ^{14}C . Para utilizar os resultados das medidas isotópicas no estudo da dinâmica da água subterrânea é preciso conhecer definições e princípios, assim como, suas possíveis contribuições. Essas definições e princípios são discutidos a seguir.

3.1 - Os Isótopos Estáveis Oxigênio-18 e Deutério

É observado na natureza que os isótopos de um elemento sempre se apresentam nas mesmas proporções. Este fato é conhecido como Regra das Proporções Constantes. Assim, qualquer amostra terá sempre determinado isótopo em certa proporção.

Em alguns casos, a ação do homem favorece o aumento da abundância dos isótopos ambientais, como no caso do ^2H , ^3H , ^{13}C , ^{14}C após os testes nucleares nas décadas de 1950 e 1960. No hemisfério sul, após esses testes, houve um aumento da concentração de ^3H na atmosfera, relacionado com os resíduos dessas bombas. Como as explosões foram principalmente no hemisfério norte, no hemisfério sul a abundância desses isótopos foi pequena em relação à do hemisfério norte (GAT & GONFIANTINI, 1981).

Em geral, um dos isótopos é dominante em relação aos demais, que aparecem apenas como traços. Por exemplo, o oxigênio, elemento químico mais abundante na crosta terrestre, possui três isótopos estáveis, ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O , tendo respectivamente, as seguintes abundâncias, 99,763 %, 0,0375 % e 0,1995 % (GARLICK & WEDEPOHL, 1969).

O oxigênio é um dos formadores da molécula da água da qual faz parte também o hidrogênio, que possui apenas dois isótopos estáveis, ^1H com abundância de 99,9844 %, e ^2H ou D, chamado de Deutério, com 0,0156 % de abundância (WAY et al, 1950). O hidrogênio possui ainda outro isótopo, o ^3H ou T, chamado de Trício, que é instável com meia-vida de 12,4 anos e abundância muito pequena, cerca de 10^{-16} para águas jovens e é praticamente inexistente em águas antigas, devido a sua meia-vida relativamente curta.

Os isótopos estáveis do carbono são ^{12}C , com abundância de 98,9%, e ^{13}C com 1,1% de abundância. O ^{14}C , é o isótopo radioativo do carbono, com meia-vida de 5730

anos e uma abundância de $10^{-16}\%$ (ver Tabela 3.1). Na Tabela 3.1 encontram-se algumas informações sobre os isótopos ^2H , ^3H , ^{13}C , ^{14}C e ^{18}O .

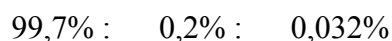
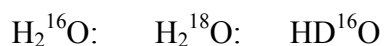
Tabela 3.1 - Alguns isótopos usados na hidrologia como traçadores ambientais (Fonte: MOSER, 1980).

Nuclídeo	Meia-vida	Componente químico principal	Concentração em águas naturais (10^{-6})
^2H ou D	estável	$^1\text{H}^2\text{HO}$	$^2\text{H}/^1\text{H}$: 90 - 170
^3H ou T	12,35 anos	$^1\text{H}^3\text{HO}$	$^3\text{H}/^1\text{H}$: 0 - 110
^{13}C	estável	H^{13}CO_2 ; $^{13}\text{CO}_2$	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$: 10500 - 11300
^{14}C	5.730 anos	H^{14}CO_2 ; $^{14}\text{CO}_2$	$^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$: 0 - $1,2 \times 10^{-6}$
^{18}O	estável	H_2^{18}O	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$: 1880 - 2010

Desprezando os isótopos, ^{17}O que normalmente não é usado em hidrologia por ter uma pequena abundância em relação ao ^{16}O , e o ^3H que normalmente é raro, e usando D em lugar de ^2H , a água é composta principalmente pelas seguintes moléculas:



Medidas realizadas com água do mar dão, para as moléculas de água mais abundantes, as seguintes proporções médias (DANSGAARD, 1961; 1964; GARLICK, 1969):



Em águas de origens diversas (plantas, chuvas, lagos, etc), estas concentrações sofrem variações e acaba por não obedecer à Regra das Proporções Constantes. Isso ocorre em decorrência, principalmente, de mudanças de fase ao longo do ciclo hidrológico.

A mecânica quântica dá uma explicação simples para os efeitos isotópicos através da energia de ponto zero de uma molécula. Para isótopos de um mesmo elemento, as energias eletrônica, translacional e rotacional são iguais, mas as vibrações moleculares diferem dando origem aos efeitos isotópicos.

3.1.1 - Razão Isotópica

Do fato da água sofrer processos físicos de mudança de fase, como evaporação e condensação, decorre variação na abundância dos isótopos estáveis; processos biológicos e o processo de troca produzem menores variações.

Usa-se a razão entre duas espécies isotópicas, R , para descrever a influência destes processos. Esta razão é definida como o quociente entre o número de átomos do isótopo menos abundante, N_1 , pelo número de átomos do isótopo mais abundante, N_2 , ou seja:

$$R = \frac{N_1}{N_2} \quad (3.1)$$

Assim, as concentrações isotópicas médias do oxigênio-18 e do deutério em águas naturais, em termos da razão isotópica, são dadas respectivamente por:

$$R = \frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} = \frac{0,204}{99,75} = 0,002045 \quad (3.2)$$

$$R = \frac{D}{{}^1\text{H}} = \frac{0,016}{99,984} = 0,00016$$

A razão isotópica é um conceito que se aplica não apenas aos isótopos do oxigênio ou do hidrogênio, podendo ser usada também para outras famílias de isótopos, como por exemplo, os isótopos do carbono, onde o menos abundante é o ${}^{13}\text{C}$ e o mais abundante é o ${}^{12}\text{C}$.

A razão isotópica não é uma propriedade de certa espécie isotópica, pois muda de valor por efeito de fracionamento; ela apenas traduz a abundância entre diferentes espécies isotópicas em um dado instante.

Seja um sistema que se encontra em um estado físico 1 com razão isotópica R_1 e que através de um processo de separação como evaporação, condensação, difusão ou

cristalização, ele passa para um estado 2 tendo razão isotópica R_2 , como está esboçado na figura 3.1.

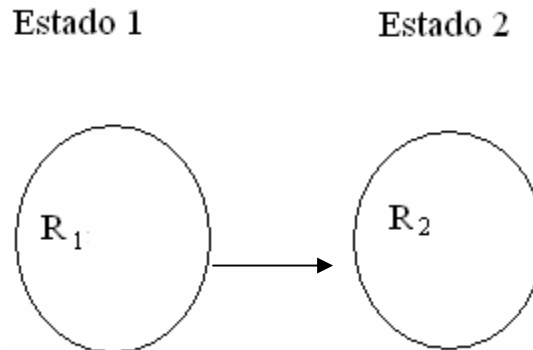


Figura 3.1 - Esquema para a mudança de estado físico de um sistema.

Nos casos de mudanças de fase, ocorre o processo de fracionamento isotópico que é de especial interesse para a Hidrologia. As razões isotópicas R_1 e R_2 podem ser relacionadas definindo o coeficiente de separação α , da seguinte maneira:

$$\alpha = \frac{R_1}{R_2} \quad (3.3)$$

Somando e depois diminuindo R_2 ao numerador, a fração não muda e se obtém um coeficiente novo:

$$\alpha = \frac{R_1}{R_2} = \frac{R_1 - R_2 + R_2}{R_2} = \frac{R_1 - R_2}{R_2} + \frac{R_2}{R_2}$$

$$\alpha = \varepsilon + 1$$

Ou seja,

$$\varepsilon = \alpha - 1 \quad (3.4)$$

O coeficiente ε assim obtido é chamado de coeficiente de enriquecimento. Como normalmente seus valores são muito pequenos, costuma-se expressá-los em diferenças por mil, simbolizado por ‰, multiplicando sua expressão por 1000:

$$\varepsilon(\text{‰}) = (\alpha - 1) \cdot 10^3 \quad (3.5)$$

Na mudança de fase líquido/vapor o coeficiente de fracionamento α para os isótopos oxigênio-18 e deutério depende da temperatura. A tabela 3.2 mostra valores experimentais desses coeficientes obtidos para o intervalo de temperatura entre -20 °C e 100 °C, sob pressão normal e quando o vapor d'água e o líquido remanescente se separam.

Tabela 3.2 - Variações de α_D e de $\alpha^{18}O$ com a temperatura (Fonte: [1] MAJOUBE, 1971; [2] MERLIVAT et al., 1963; [3] ZHAVORONKOW et al., 1965).

Temperatura °C	α_D	$\alpha^{18}O$
100	1,029 [2]	1,0033 [3]
80	1,037 [2]	1,0045 [3]
60	1,046 [2]	1,0058 [3]
40	1,060 [2]	1,0074 [3]
20	1,084 [1]	1,0098 [1]
0	1,111 [1]	1,0117 [1]
-10	1,123 [2]	1,0123 [3]
-20	1,146 [2]	1,0135 [3]

Estes coeficientes são frequentemente determinados através da razão entre as diferentes pressões de vapor exercidas pelas diferentes espécies isotópicas que constituem as moléculas da água.

3.1.2 - Valor δ

A evaporação e a condensação são as mudanças de fase que mais influenciam o processo de fracionamento isotópico da água. Isso porque durante a evaporação, as moléculas mais leves da água ($H_2^{16}O$) evaporam mais facilmente do que as moléculas de maior peso atômico ($H_2^{18}O$ e $HD^{16}O$). E à medida que a evaporação continua, a água remanescente torna-se cada vez mais enriquecida em isótopos pesados, e o vapor relativamente mais leve.

Por outro lado, durante o processo de condensação das nuvens, são as moléculas mais pesadas que voltam para o solo com maior facilidade, devido a influência da gravidade. À medida que a condensação continua, o vapor d'água residual torna-se cada

vez mais pobre em isótopos pesados, e a fase líquida mais rica em isótopos dessa natureza.

Embora a concentração de um isótopo seja bem pequena, com um espectrômetro de massa é possível separar e determinar as abundâncias isotópicas com bastante precisão. Porém é muito difícil medir a concentração absoluta de D ou de ^{18}O .

Felizmente, para as aplicações práticas, a razão isotópica absoluta não tem muita importância. Assim, é preferível medir o enriquecimento ou o empobrecimento de um isótopo qualquer na amostra em relação a um padrão convenientemente adotado.

Seja R a razão isotópica de uma amostra, por exemplo, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ou D/H , e seja R_0 a razão isotópica do padrão. O valor δ é definido pela relação matemática:

$$\delta = \frac{R - R_0}{R_0} \quad (3.6)$$

Como normalmente os valores delta são muito pequenos, da ordem de 0,001, costuma-se expressá-los em diferenças por mil, chamado de “delta por mil” e simbolizado por ‰, multiplicando sua expressão por 10^3 :

$$\delta(\text{‰}) = \left(\frac{R}{R_0} - 1\right) \cdot 10^3 \quad (3.7)$$

Percebe-se que, se na definição do coeficiente de enriquecimento isotópico ϵ (Equação 3.4), o estado 2 for tomado como sendo o padrão, δ e ϵ tornam-se idênticos.

Valores positivos de δ significam que a amostra em estudo é mais rica em espécies isotópicas pesadas do que o padrão. E valores negativos de δ indicam que a amostra é mais pobre em espécies isotópicas pesadas do que o padrão.

3.1.3 - Padrões

O primeiro padrão usado internacionalmente foi água do oceano. O SMOW (abreviatura em inglês para Standard Mean Ocean Water), foi escolhido por CRAIG (1961 a) por serem os oceanos os maiores reservatórios de água, e por isso, sua composição isotópica representa quase a média da composição mundial, sendo aproximadamente constante e independente do lugar, da profundidade e do tempo. Na

prática, o SMOW corresponde a uma água hipotética com razões isotópicas do oxigênio e do hidrogênio iguais à média das razões isotópicas das águas dos oceanos. Este padrão é utilizado desde 1961.

Porém, atualmente usa-se outro padrão, chamado de V-SMOW (abreviatura em inglês para Vienna Standard Mean Ocean Water). Esse padrão é uma mistura sintética de H_2^{16}O , H_2^{18}O e HD^{16}O , que imita o SMOW original, distribuído pela IAEA (Agência Internacional de Energia Atômica) em Viena, Áustria. Essa mistura é preparada nos laboratórios do “Bureau of Standards” dos Estados Unidos; ela é independente de uma amostra natural porque na natureza sempre existe a possibilidade de imprevistos como mudanças climáticas ou mesmo mudanças provocadas por testes nucleares. Na prática, o V-SMOW é uma amostra de água obtida pela mistura de água destilada do oceano, coletada do Oceano Pacífico na latitude 0° e longitude 180° em julho de 1967, com pequenas quantias de outras águas para ajustar as razões isotópicas do oxigênio e do deutério aos valores pretendidos, ou seja, igual à média das razões isotópicas das águas dos oceanos (GONFIANTINI, 1981).

Um outro padrão de amostra natural utilizado em medidas de ^{18}O e de ^{13}C é o PDB, Belemnite Americana da Formação Peedee do Cretáceo de Carolina do Sul. O PDB é uma belemnite de um calomar pré-histórico numa formação geológica no vale de Peedee nos Estados Unidos (nome científico belemnite americana). Até 1961, usou-se o PDB como padrão para o carbono-13 e para o oxigênio-18. Ainda usa-se esse padrão para o carbono-13 porque ele é muito próximo de calcários marinhos.

3.1.4 - Relação Entre as Concentrações de D e ^{18}O em Águas Meteóricas

Em 1961, Harmon Craig publicou os resultados da análise da concentração de ^{18}O e D em cerca de 400 amostras de água de chuva e águas superficiais, coletadas mundialmente (CRAIG, 1961 b). Ele observou que a concentração desses dois isótopos varia em termos de $\delta\%$, de acordo com a equação linear mostrada a seguir:

$$\delta D = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \quad \text{SMOW} \quad (3.8)$$

Essa equação é de primeiro grau em $\delta^{18}\text{O}$ e seu gráfico, Figura 3.2, é conhecido como Reta Meteórica Mundial, GMWL (abreviatura em inglês para Global Meteoric Water Line) porque se baseia em amostras de grande variação de condições climáticas,

sendo válida de uma maneira geral para todo o globo, servindo então como referência para o entendimento da origem e movimento das águas.

O termo meteórica se aplica a águas que estiveram recentemente na circulação atmosférica; são águas de rios, lagos, geleiras e de precipitações. Os oceanos, embora recebam continuamente águas de rios, lagos e de precipitações, não tem suas águas consideradas como de natureza meteórica (HOEFS, 1973).

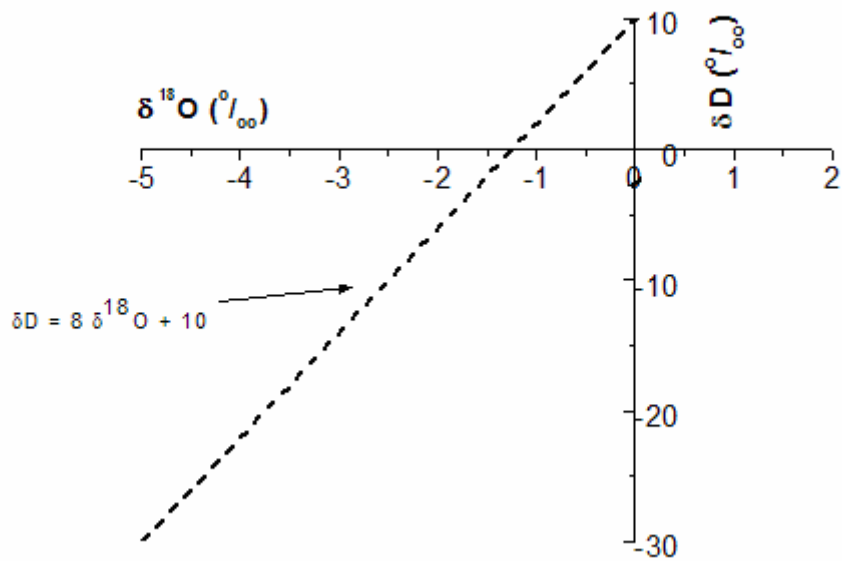


Figura 3.2- Reta Meteórica Mundial para águas que não sofrem evaporação.

ROZANSKI et al. (1933) analisando águas meteóricas em relação ao padrão VSMOW, conseguiu uma reta ainda mais precisa. Em termos de $\delta\text{‰}$, a relação entre deutério e ^{18}O encontrada pelo autor foi:

$$\delta\text{D} = 8,17(\pm 0,07)\delta^{18}\text{O} + 11,27(\pm 0,65) \quad \text{VSMOW} \quad (3.9)$$

Águas que sofreram pequeno grau de evaporação apresentam uma relação linear entre D e ^{18}O , mas seus parâmetros de reta, coeficiente angular e linear, são diferentes daqueles da reta meteórica (CRAIG & GORDON, 1965). Este fato foi mostrado por SALATI et al. (1971) através de análises realizadas em águas do Nordeste brasileiro. Os autores encontraram a equação de reta meteórica:

$$\delta\text{D} = 7,6\delta^{18}\text{O} + 9,7(\text{‰}) \quad \text{SMOW} \quad (3.10)$$

Comparando a equação da Reta Meteórica Mundial (equação 3.8), com a equação obtida por SALATI et al. (1971), (equação 3.10), observa-se que os parâmetros linear e angular decresceram em relação à Reta Mundial. Isso acontece porque águas continentais que sofrem evaporação com redução significativa de seu volume apresentam relação entre D e ^{18}O diferente das equações da Reta Meteórica. No caso das águas da região Nordeste do Brasil, o coeficiente angular é sempre menor que 8, porque em regiões de clima seco ocorre evaporação durante a queda da chuva. Esse efeito foi mostrado também por SANTIAGO et al. (1975) quando estudaram as águas armazenadas no açude Santo Antônio de Russas, no Estado do Ceará.

3.1.5 - Fatores que Afetam as Concentrações Isotópicas das Precipitações

Fatores geográficos e meteorológicos influenciam bastante a concentração isotópica de oxigênio-18 e deutério das águas de chuva. Em geral, essas concentrações dependem das ações combinadas dos seguintes efeitos: efeitos da evaporação, efeitos da distância à costa, efeitos da temperatura, da quantidade de chuvas, da altitude orográfica, da latitude e efeitos sazonais. São discutidos, a seguir, esses efeitos.

i) Efeito da Evaporação

Durante o processo de evaporação, as moléculas mais leves da água (H_2^{16}O) evaporam mais facilmente do que as moléculas de maior peso atômico (H_2^{18}O e HD^{16}O). Estas diferenças fazem com que a água que está sujeita a evaporação fique enriquecida de moléculas mais pesadas.

Combinando o balanço de volume, descrito pela fração de água remanescente, $f=V/V_0$, com o balanço isotópico descrito pelo quociente entre as razões isotópicas $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ou D/H, na fase líquida e na gasosa, chega-se a (DINCER, 1968):

$$\delta_{\text{líquido}} (\text{‰}) = (f^{\alpha-1} - 1) \cdot 10^3 \quad (3.11)$$

onde,

$$\alpha = \frac{R_{\text{líquido}}}{R_{\text{gasosa}}} \quad (3.12)$$

Estando a água sujeita à evaporação, esta equação descreve o seu progressivo enriquecimento em isótopos pesados. Dessa maneira, águas que sofreram evaporação são reconhecidas pelo δ elevado em relação a água de origem.

Esse efeito permite fazer a separação das perdas por evaporação das perdas por percolação, uma vez que a percolação reduz o volume de um reservatório sem alterar a sua composição isotópica.

ii) Efeito Continental

O efeito Continental descreve o decréscimo dos valores de δ na chuva quando a distância ao mar cresce. O vapor d'água originário dos oceanos forma as nuvens que avançam em direção ao interior do continente. Durante esse avanço, podem ocorrer sucessivas precipitações, que acabam tornando as nuvens mais pobres em isótopos pesados, devido à precipitação preferencial desses isótopos.

O efeito continental foi verificado em diversos trabalhos. GONFIANTINI (1986) analisou o comportamento isotópico das chuvas em regiões tropicais e concluiu que as estações meteorológicas interiores são mais empobrecidas em isótopos pesados do que as regiões costeiras. O efeito continental foi verificado também por SANTIAGO (1984), ao analisar a mudança na concentração de oxigênio-18 ($\Delta\delta^{18}\text{O}$) nas chuvas ocorridas de Fortaleza à Paramoti, a cerca de 75 km do oceano, com a distância à costa. A autora verificou que para cada quilômetro de distância à costa, o valor de $\delta^{18}\text{O}$ mudava de -0,019%. Neste caso, o efeito de continentalidade é expresso por:

$$\Delta\delta^{18}\text{O} = -0,019\% \frac{\Delta x}{\text{Km}} \quad (3.13)$$

iii) Efeito da Temperatura

Após analisar vários dados produzidos na IAEA (Agência Internacional de Energia Atômica), DANSGAARD (1964) mostrou que a temperatura é o principal parâmetro que determina os valores isotópicos das precipitações. A composição isotópica da precipitação depende da temperatura na qual a água do oceano é evaporada e da temperatura de condensação na qual as nuvens e a chuva (ou neve) são formadas. Observando os valores da tabela 3.2, vê-se que quanto maior for a temperatura menores são os valores dos coeficientes α_D e $\alpha^{18}\text{O}$. Assim sendo, vapores formados sob baixas

temperaturas são mais pobres em isótopos pesados do que aqueles produzidos em temperaturas altas.

Essa dependência com a temperatura da atmosfera permite identificar a presença de águas subterrâneas derivadas de chuvas formadas em temperaturas diferentes, podendo ser aproveitada também para a determinação da temperatura atmosférica em tempos passados analisando a composição isotópica das águas antigas, as paleoáguas (DANSGAARD, 1964). Estas águas são identificadas por radiocarbono, cuja metodologia está explicada na seção 4.2.

iv) Efeito da Quantidade Pluviométrica

Durante o processo de condensação, o vapor remanescente fica progressivamente empobrecido em isótopos pesados e com ele, também fica a água produzida. Dessa maneira, chuvas de maiores intensidades têm menores valores de δ .

Assim, a chuva no início de um evento é mais pesada do que no final, e chuvas menos intensas são mais ricas em isótopos pesados do que chuvas abundantes. Em lugares onde ocorrem pequenas variações na temperatura, o efeito de quantidade é responsável por cerca de 76% da variação sazonal no valor $\delta^{18}\text{O}$.

v) Altitude Orográfica

A concentração de isótopos pesados em uma massa de ar úmida que ascende numa elevação orográfica decresce com a altitude (FRIEDMAN et al, 1964; MOSER & STICHLER, 1970). Isso acontece porque devido à precipitação preferencial das moléculas pesadas, uma nuvem acaba por causar chuvas mais ricas em isótopos pesados na base de uma montanha. À medida que as nuvens se elevam e a precipitação continua, a nuvem torna-se mais leve, provocando chuvas pobres em isótopos pesados no topo da elevação.

Para esse efeito, contribuem os efeitos de temperatura, de quantidade de chuvas e a evaporação durante a queda das gotas numa atmosfera seca. Apesar da complexidade do fenômeno, os valores encontrados em diferentes locais mostram a mesma tendência.

Diversos trabalhos já foram feitos explorando esse efeito. Dentre eles destaca-se os de FRISCHKORN et al. (1990) que observaram o efeito de altitude na Chapada do Araripe-CE e mostraram que existe uma relação entre a variação na concentração de oxigênio-18 e a variação de altitude, expressa por:

$$\frac{\Delta\delta^{18}O}{\Delta h} = -\frac{0,2\text{‰}}{100m} \quad (3.14)$$

vi) Efeito de Latitude

Para grandes valores de latitude, a diminuição na temperatura é considerável. Isso acaba por tornar o fracionamento isotópico mais intenso.

vii) Efeito Sazonal

Este efeito nos diz que os valores das concentrações isotópicas diminuem nas mudanças de estação de verão para o inverno; ele foi verificado por FRIEDMAN et al. (1964) e por MOSER & STICHLER (1970).

A variação sazonal na concentração de chuva foi utilizada por FRISCHKORN (1984) para determinar o tempo de residência da água do lençol freático do município de Fortaleza.

3.2 - O Isótopo Instável Carbono 14

O carbono-14 ou radiocarbono, simbolizado por ^{14}C , é o isótopo radioativo natural do elemento carbono, recebendo esta numeração porque apresenta massa atômica 14. Este isótopo apresenta dois nêutrons a mais no seu núcleo que o isótopo estável ^{12}C .

Nosso planeta sofre uma constante incidência de radiação cósmica de alta energia vinda do Sol ou de mais longe. Esta radiação é constituída de 91% de prótons, 8% de partículas α e cerca de 1% de núcleos mais pesados, com massa atômica até 30. Das colisões dessas partículas com os átomos na atmosfera são liberados núcleos que interagem com outros núcleos. À medida que esses núcleos penetram na atmosfera, forma-se uma cascata de núcleos na qual os numerosos nêutrons presentes provocam reações nucleares dos vários tipos.

Como a quantidade de nêutrons que atinge a atmosfera é muito grande, não é raro um raio cósmico colidir com outro átomo na atmosfera e criar um raio cósmico secundário na forma de um nêutron energizado, e que esses nêutrons energizados por sua vez, acabem colidindo com átomos de nitrogênio. Forma-se, assim, o ^{14}C nas camadas superiores da atmosfera quando os átomos de ^{14}N são bombardeados por nêutrons contidos nos raios cósmicos. A principal reação de formação do carbono-14 é:



Reagindo com o oxigênio do ar, o carbono-14 forma dióxido de carbono $^{14}\text{CO}_2$, cuja quantidade permanece constante na atmosfera. Este $^{14}\text{CO}_2$, juntamente com o $^{12}\text{CO}_2$ normal, é absorvido pelos animais e vegetais sendo, através de mecanismos metabólicos, incorporados à estrutura destes organismos. Como os animais e humanos comem plantas, acabam também ingerindo o carbono 14. A relação carbono-12/carbono-14 no ar e em todos os seres vivos mantém-se constante durante quase todo o tempo. Cerca de um em cada trilhão de átomos de carbono é um átomo de carbono 14.

É impossível prever qual núcleo de um isótopo radioativo irá decair a um dado instante, pois o decaimento de qualquer um dos núcleos tem igual probabilidade de ocorrer sendo o decaimento de um único átomo radioativo um fenômeno aleatório. Há núcleos que terão um longo tempo de vida e outros que terão vida curta.

O carbono-14 é radioativo com uma meia-vida de cerca de 5700 anos. Um nêutron do núcleo desse isótopo se desintegra produzindo um próton que permanece no núcleo aumentando o número atômico de 6 para 7 com emissão de uma partícula β^- (elétron). Assim, ele se transforma no isótopo estável do nitrogênio ^{14}N , atingindo uma condição de equilíbrio. A quantidade de carbono-14 produzido naturalmente é aproximadamente constante. A transformação do C^{14} em ^{14}N acontece segundo a reação:



Não só o carbono-14 como também o trício é formado nestes processos. Esses núclídeos ultimamente tem sido de grande utilidade em estudos do meio ambiente e na Hidrologia. Particularmente na Hidrologia se pode tirar valiosas conclusões através do conhecimento dos teores desses dois radioisótopos. Eles fornecem dados sobre a

estrutura estratigráfica de aquíferos, relações entre águas superficiais águas subterrâneas, infiltração, tempo de residência da água e condições de fluxo.

Embora não fazendo parte da molécula de água, o carbono nas suas três espécies isotópicas ^{12}C , ^{13}C e ^{14}C , está presente nas águas naturais na forma de bicarbonato e de CO_2 dissolvido. É a concentração percentual (em relação ao material “vivo”) de radiocarbono nestas espécies químicas que é usada para caracterização de águas subterrâneas e sua datação.

A idade de um certo material pode ser determinada com base na taxa de decaimento de um isótopo radioativo. Um exemplo da aplicação deste processo é a datação de materiais através do decaimento do carbono-14. A transformação radioativa sofrida pelo carbono-14 obedece a uma lei estatística simples: quanto maior for o número N de núcleos radioativos, maior será a taxa de transformação (dN/dt). Matematicamente:

$$\frac{dN}{dt} \sim N \quad (3.17)$$

Para retirar o sinal de proporcionalidade introduz-se a constante λ , chamada de constante de decaimento, que é uma característica de cada núcleo; ela tem dimensão de s^{-1} e caracteriza a fração de núcleos que decaem na unidade de tempo, isto é, determina a taxa de decaimento radioativo. O sinal menos indica que o número de núcleos radioativos diminui com o decaimento.

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad (3.18)$$

A equação 18 pode ser facilmente integrada fornecendo:

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t} \quad (3.19)$$

onde, N_0 é o número inicial de núcleos no instante $t = 0$, e λ precisa ter unidade de segundo^{-1} para que o produto $\lambda \cdot t$ seja adimensional na exponencial.

Chama-se atividade, A , o número de desintegrações que ocorrem em uma dada amostra por unidade de tempo. Multiplicando os dois membros da equação 19 por λ e sendo $A = \lambda N$, pode-se escrever também:

$$A(t) = A_0 e^{-\lambda t} \quad (3.20)$$

Define-se meia-vida de um elemento radioativo, $T_{1/2}$, como o tempo necessário para que a quantidade de material tenha se reduzido à metade. Então, quando decorrer uma meia-vida a atividade do material será igual à metade da que tinha originalmente:

$$A(T_{1/2}) = \frac{A_0}{2} \quad (3.21)$$

Assim, substituindo t por $T_{1/2}$ na expressão da atividade encontra-se:

$$\lambda = \frac{\ln 2}{T_{1/2}} \quad (3.22)$$

Dessa maneira, a lei do decaimento radioativo, equação 3.19, é escrita como:

$$A(t) = A_0 e^{-\frac{t \ln 2}{T_{1/2}}} \quad (3.23)$$

O gráfico da equação 3.23 é mostrado na Figura 3.3:

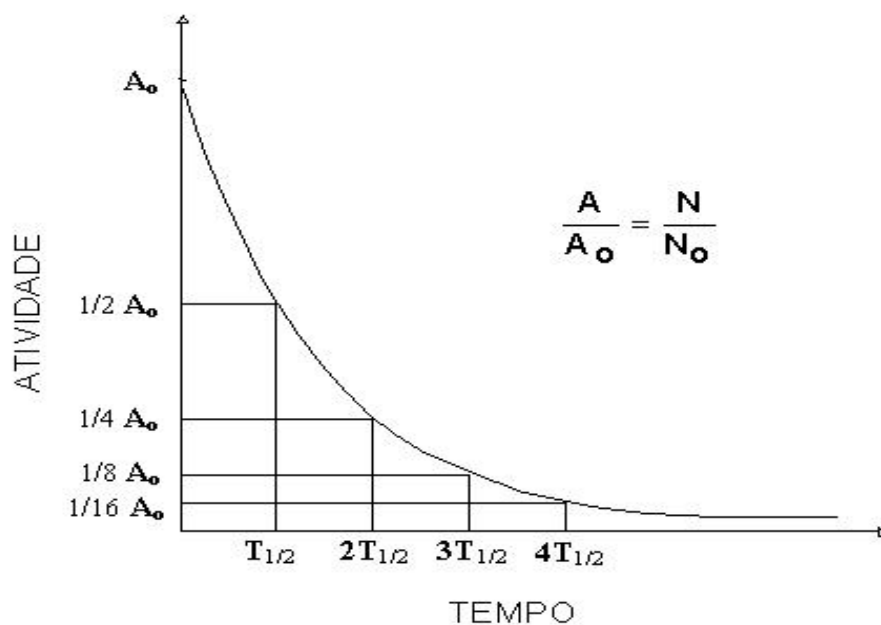


Figura 3.3 - Processo de decaimento radioativo.

O cálculo da idade é feito isolando o tempo na equação 3.23:

$$t = \frac{T_{1/2}}{\ln 2} \ln \frac{A_0}{A} \quad (3.24)$$

Usando $\ln 2 = 0,693$ e para a meia-vida o valor de 5567 anos, a chamada meia-vida “convencional”, (LIBBY, 1952), a idade de uma amostra é então dada por:

$$t(\text{anos}) = 8033 \ln \frac{A_0}{A} \quad (3.25)$$

O valor 5567 se refere à primeira determinação da meia-vida do ^{14}C , feita por Libby (1952), que em medidas mais precisas é 5730 anos, mas que foi conservado para efeito de comparação de resultados.

LIBBY (1952) sugeriu usar carbono-14 para datação de plantas e animais enquanto que MÜNNICH (1957) foi quem, pela primeira vez, propôs o uso desse isótopo radioativo para datação de águas subterrâneas.

Dessa forma, em amostras de material orgânico, medindo A , a atividade do material coletado, e conhecendo A_0 , a atividade da amostra na data de sua morte (que é a mesma da atmosfera naquela época), calcula-se há quanto tempo o organismo deixou de respirar, ou seja, quando foi cortada a absorção de ^{14}C .

O grande problema na datação reside no fato do conhecimento correto da atividade inicial A_0 . Considerando-se A_0 independente da idade da amostra, deve-se supor que a taxa de produção de carbono-14 ficou constante durante pelo menos duas vezes a idade máxima detectável de 50.000 anos (isso significa que o fluxo da radiação cósmica, o momento dipolo magnético da Terra e a atividade solar ficaram constantes) e que a distribuição de ^{14}C nos três reservatórios oceanos, biosfera e atmosfera, ficou constante durante os últimos 10^5 anos.

Ultimamente a atividade específica do carbono recente tem se afastado de 13,6 dpm/g de carbono, devido a dois motivos:

- A partir de 1850, iniciou-se o processo de industrialização e com ele grande quantidade de CO_2 foi transferida para a atmosfera devido à queima de carvão e petróleo. Como esses combustíveis são fósseis, praticamente não contêm mais

nada de carbono-14 por causa de sua idade avançada. Esse fato acabou provocando uma diminuição na concentração do radiocarbono na atmosfera local em torno de 4%, pois os oceanos absorvem a maior parte do CO₂. Esse fenômeno passou a ser conhecido como Efeito Suess (SUESS, 1955).

- Os testes com bombas nucleares na atmosfera, entre 1952 e 1962, poluíram a mesma com grande quantidade de ¹⁴C, tendo duplicado o nível natural nos anos 1963/64. Desde 1964, após a moratória dos testes na atmosfera, a atividade específica de ¹⁴C está diminuindo; porém, irá demorar cerca de 12.000 anos para que ela volte ao mesmo valor antes dos testes nucleares.

Por estes motivos, a atividade atual da atmosfera não serve como valor inicial para a datação na faixa de 500 – 50 000 anos. Por isso, usa-se a atividade medida em árvores de 1950 como valor inicial (que é igual à atividade da atmosfera naquele ano), corrigida pelo Efeito Suess. Dessa maneira a atividade inicial é:

$$A = A_0(1950) \tag{3.26}$$

Para fins práticos, A₀ (1950) é produzido a partir de um padrão de ácido oxálico fornecido pela IAEA, Agência Internacional de Energia Atômica. Assim, com este padrão não há necessidade de cada laboratório ter disponível uma madeira padrão de 1950.

A técnica do carbono-14 foi descoberta nos anos quarenta por Willard F. Libby. Depois da produção em laboratório da reação discutida pela equação 3.15, Libby supôs que o mesmo processo deveria ocorrer na alta atmosfera e calculou que haveria uma produção de ¹⁴C que leva a uma atividade específica de 18 dpm por grama de carbono em todo material orgânico vivo, isto é, que interage com o CO₂ da atmosfera. Quando foi medida a atividade na atmosfera, encontrou-se uma atividade específica de 13,6 dpm por grama de carbono. Libby percebeu que a quantidade de carbono-14 dos tecidos orgânicos mortos diminui a um ritmo constante com o passar do tempo.

Como a desintegração radioativa é um processo estatístico e aleatório, a taxa de contagem medida está sujeita a erros, os quais são independentes da técnica de medida. Correções nas medidas devem ser feitas devido à radiação de fundo e a eficiência do contador.

Os átomos de carbono-14 estão sempre decaindo, mas são substituídos por novos átomos através das reações na alta atmosfera, sempre em uma taxa constante. Enquanto o animal ou vegetal permanecer vivo a relação quantitativa entre o carbono-14 e o carbono-12 permanece constante. No entanto, quando o vegetal ou animal morre, cessa a absorção de CO₂ com carbono radioativo rompendo esse equilíbrio, pois o radioisótopo não é mais repostado, e devido ao decaimento, a quantidade de carbono-14 no organismo tende a diminuir de acordo com a equação 3.16.

Pode-se, então, dizer que a partir do momento da morte do ser vivo foi acionado um relógio radioativo, pois a velocidade com que o carbono-14 decai é bem conhecida. Aproximadamente em 5.730 anos, metade do carbono-14 já se transformou em nitrogênio-14; em mais 5.730 anos, metade do que restou decai; e assim por diante. Desta forma, se, por exemplo, a concentração de carbono-14 em uma amostra de osso é um quarto da esperada, pode-se dizer que o animal dono daquele osso morreu há cerca de 15.460 anos. Esse método não é aplicado para a datação de fósseis com idades na casa dos milhões de anos, devido à meia-vida relativamente curta do carbono-14.

A técnica de datação utilizando carbono-14 tem outras limitações. Pode-se usá-la em amostras que contenham carbono, tais como objetos de madeira, carvão, ossos, tintas que derivam de plantas etc. Ela é capaz de datar objetos com até 50 mil anos. A partir disso, a radiação remanescente do carbono-14 torna-se muito baixa para poder ser detectada com precisão suficiente. Abaixo de 300 anos, por outro lado, a diminuição do carbono-14 pelo decaimento é muito pequena, e também não é possível determinar a variação na sua concentração.

As medidas de carbono-14 nas amostras são expressas em percentagem do carbono moderno, em relação ao padrão ácido oxálico distribuído pelo NBS e que corresponde à atividade da atmosfera não poluída em 1950, ou seja,

$$pMC = \frac{A}{A_0} \quad (3.27)$$

onde, A é atividade da amostra e A₀ é a atividade do padrão.

As medidas de carbono-14 podem também ser expressas em idade não convencional dada pela equação 3.25.

4. HIDROGEOQUÍMICA

Esse capítulo foi em parte extraído do Manual de Análises Hidroquímicas e Bacteriológicas do Departamento de Física da Universidade Federal do Ceará, feito por SANTIAGO & SILVA (2000).

A água contém naturalmente íons dissolvidos, sendo os mais abundantes (elementos maiores) os cátions cálcio (Ca^{++}), magnésio (Mg^{++}), sódio (Na^+), e potássio (K^+), e os ânions, cloreto (Cl^-), bicarbonato (HCO_3^-) e sulfato (SO_4^-). Alguns íons, como os de ferro e alumínio e outros como nitrito, nitrato e amônia, podem estar presentes naturalmente em concentrações mais baixas.

Os íons mais abundantes dissolvidos na água são discutidos a seguir quanto às suas variações naturais e quanto aos danos mais prováveis quando as concentrações são excessivas. As discussões se baseiam principalmente em dados de DAVIS & DE WIEST (1966), RICHTER & NETTO (1991), SALES & GOUVEIA (1997) e FUNASA (2004).

A adequação ao consumo humano das águas aqui estudadas foi julgada com base nas normas do Ministério da Saúde que coloca limites para os valores de concentração e para parâmetros hidroquímicos. Estes limites estão indicados na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Valores máximos permitidos (VMP) de acordo com o Ministério da Saúde (Fonte: FUNASA, 2004).

Parâmetro	VMP (mg/L)	Parâmetro	VMP (mg/L)
Sódio	200	Cloreto	250
Nitrato	45	Sulfato	250
Alumínio	0,2	STD	1000

4.1 - Cálcio

O cálcio é o metal alcalino terroso mais abundante na natureza. Ele está presente nos minerais mais comuns nas rochas, é essencial para todas as formas de vida animal e vegetal e é também um dos componentes mais abundantes nas águas naturais em regiões semi-áridas. É encontrado em sistemas aquosos naturais por ser um dos sólidos mais solúveis e também participa da troca de cátions de aluminossilicatos com outros minerais.

O processo de troca de cátions nos aquíferos foi observado em 1925 por RENICK (1925). O autor chamou a atenção para o abrandamento natural das águas salinas no solo através da troca de cátions. Em geral, as águas trocam cálcio por sódio, mas o processo inverso também pode acontecer.

Os íons de cálcio em águas subterrâneas em contato com rochas sedimentares de origem marinha são provenientes da dissolução da calcita, dolomita e gipsita. Eles são desde moderadamente solúveis a muito solúveis e são muito fáceis de precipitar como carbonato de cálcio.

Nas águas doces as concentrações de Ca^{++} variam de 10 a 250 mg/L. Grandes quantidades de cálcio podem provocar formação de pedras nos rins, hipercalcemia. No uso industrial, nos sistemas de refrigeração podem produzir entupimento através da produção de incrustações. O cálcio contribui para o aumento da dureza na água.

4.2 - Magnésio

O magnésio tem grande importância na química das águas, pois é essencial à nutrição das plantas.

Sob alguns aspectos, como nas propriedades de dureza, o íon magnésio tem propriedades similares às do íon cálcio, porém é mais solúvel e difícil de precipitar. Embora o íon magnésio seja a forma predominante encontrada em solução na água natural, outras formas complexas podem ser encontradas, tais como MgOH^+ e $\text{MgSO}_4(\text{aq})$ (SILLEN E MARTELL, 1964).

Devido sua solubilidade, o magnésio é geralmente encontrado em águas naturais, mas em concentrações menores do que o cálcio, ou seja, de 1 a 40 mg/L.

Águas armazenadas em rochas ricas em magnésio têm concentrações que podem atingir até 100 mg/L. Concentrações maiores que 100 mg/L são raramente encontradas, exceto em águas do mar e salmouras.

O excesso de magnésio reduz a frequência cardíaca em pessoas com problemas do coração; no entanto, em dosagens adequadas, trata tensão pré-menstrual e a hipertensão, previne cálculos renais e biliares e ajuda os músculos a trabalhar. O magnésio também contribui para a dureza da água.

4.3 - Sódio

O sódio é o mais abundante dos metais alcalinos, apresenta o estado de oxidação Na^+ , e em rochas ígneas é levemente mais abundante do que o potássio. O íon sódio nas rochas apresenta solubilidade muito elevada e é muito difícil de precipitar.

As quantidades de sódio retidas em sedimentos, resultantes da evaporação, e em solução no oceano são bastante significativas. O sódio é retido por adsorção na superfície dos minerais, especialmente por aqueles que possuem alta capacidade de troca de cátions, como as argilas. Ele é facilmente encontrado no solo, onde existe abundância de feldspatos plagioclásios, e em águas superficiais e subterrâneas em contato direto com este tipo de rocha.

A concentração de sódio precisa ser determinada na água a ser utilizada na indústria, agricultura e uso doméstico, pois em grandes quantidades ele é bastante prejudicial. Para ser utilizada na agricultura a água deve satisfazer alguns níveis padrões. Em 1954 o U. S. Salinity Laboratory definiu a Razão de Adsorção de Sódio (SAR), relacionando a concentração iônica do sódio com a concentração dos íons de cálcio e magnésio, através da equação seguinte.

$$SAR = \frac{r\text{Na}^+}{\sqrt{\frac{r\text{Ca}^{++} + r\text{Mg}^{++}}{2}}} \quad (4.1)$$

De acordo com o valor do SAR, a água é classificada usando a tabela 4.2. Um alto SAR implica em um perigo de adsorção de sódio, substituindo o cálcio e o magnésio, uma situação extremamente perigosa para o solo, tornando-o duro, prejudicando assim o desenvolvimento das plantas.

Tabela 4.2 - Qualidade da água de acordo com o SAR (Fonte: LOGAN, 1965).

SAR	Qualidade
0 - < 10	Excelente
10 - < 18	Boa
18 - < 26	Regular
> 26	Ruim

Em água doce, a concentração de sódio varia de 1 a 150 mg/L e nas salmouras naturais pode chegar a 10.000 mg/L. Concentrações de sódio elevadas nas águas podem ser prejudiciais às plantas por reduzir a permeabilidade do solo, principalmente se as concentrações de Ca^{++} e Mg^{++} forem baixas.

4.4 - Potássio

O potássio é o elemento mais abundante nas rochas sedimentares. Embora seja um elemento abundante e seus sais altamente solúveis, ele raramente ocorre em alta concentração águas naturais, onde geralmente sua concentração é muito menor que a do sódio.

Em geral a concentração de potássio é baixa por causa da alta estabilidade do potássio nos minerais aluminossilicatos. Como o íon de potássio é substancialmente maior que o íon de sódio, ele é normalmente adsorvido menos fortemente nas reações de troca iônica.

O íon potássio apresenta solubilidade similar à do sódio. É facilmente afetado por troca de base e é absorvido de forma pouco reversível pelas argilas em formação para fazer parte de sua estrutura, o que o diferencia do íon sódio. Em água doce sua concentração varia de 0,1 a 10 mg/L.

Ao contrário do sódio, o potássio é um elemento vital para o crescimento das plantas e é um dos constituintes de fertilizantes agrícolas. Íons de potássio assimilados por plantas, tornam-se disponíveis quando as plantas morrem, perdem suas folhas ou outras partes. É o que ocorre na reciclagem natural nas florestas, sendo este potássio incorporado ao solo pelas chuvas (HEM, 1985).

4.5 - Cloretos

Do grupo dos halogênios, o cloro é o elemento mais abundante. Mais de três quartos da quantidade total de cloro presente na crosta terrestre, atmosfera e hidrosfera estão em solução no oceano. Embora ocorra em vários graus de oxidação, a forma mais significativa é o íon Cl^- .

Os íons de cloro movem-se na água através da maioria dos solos com menos atraso ou perdas que qualquer outro traçador. Também, a concentração de cloro nas águas naturais é, na maioria das vezes, baixa. As exceções ocorrem em rios que recebem influência de rejeitos industriais ou são afetados por marés oceânicas.

Águas das chuvas próximas ao oceano contêm várias dezenas de miligramas de cloro por litro, mas a concentração diminui drasticamente à medida que ocorre a interiorização no continente. A presença de alta concentração de cloro no interior dos continentes é justificada por FISHER (1968) em parte devido à atividade humana.

SANTIAGO (1984), analisando água de chuva de quatro postos meteorológicos em fortaleza, na costa, e os demais adentrando o continente até 90 km, encontrou uma relação entre a concentração de cloretos nas chuvas e a distância (x) à costa:

$$Cl^- (mg / L) = 5,29e^{-0,019 \frac{x}{Km}} \quad (4.2)$$

Os cloretos são muito solúveis, são estáveis em solução e de difícil precipitação; não sofrem oxidação nem redução em águas naturais e estão, em geral, associados aos íons de sódio, na proporção molar 1:1, principalmente, em águas salinas.

Os padrões de potabilidade, geralmente, limitam o teor de cloreto em 250 mg/L, pois quando esse valor é ultrapassado confere um sabor salgado à água. Os cloretos podem funcionar como indicadores de poluição por esgotos sanitários ou por intrusão

salina em aquíferos costeiros. Águas com alto teor de cloreto são prejudiciais às plantas, são corrosivas e atacam estruturas e recipientes metálicos.

4.6 - Sulfatos

A concentração de sulfatos nas chuvas continentais, geralmente excede 1 mg/L, sendo consideravelmente maior que o do cloro. Este comportamento se deve ao efeito da poluição do ar, especialmente à contribuição da queima de combustíveis que é responsável por 30% do sulfato contido nas chuvas (JUNGE, 1960). O sulfato também vem da oxidação do enxofre das rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, sendo reduzido pelas bactérias, em ambientes com abundância de matéria orgânica precipitando-se freqüentemente como CaSO_4 .

Os sulfatos ($\text{SO}_4^{=}$) são desde moderadamente solúveis a muito solúveis, formados por oxidação de sulfitos. Os mais importantes depósitos de sulfato são encontrados em sedimentos evaporados como gipsita, anidrida e sulfato de sódio.

Nas águas naturais, as concentrações de sulfato variam de 0,2 mg/L a 2.700 mg/L. As menores concentrações estão em águas de chuva, neve e águas superficiais sujeitas à redução de sulfato. As maiores concentrações estão em salmouras de sulfato de magnésio. Em águas potáveis, as concentrações de sulfato não devem exceder 250 mg/L; acima deste valor, ele confere à água um sabor amargo e pode causar efeitos laxativos quando em níveis elevados.

4.7 - Bicarbonatos e Carbonatos

A maioria dos íons bicarbonatos (HCO_3^-) e carbonatos ($\text{CO}_3^{=}$) em águas subterrâneas são derivados do dióxido de carbono na atmosfera e no solo, e de soluções de rochas carbonatadas. Águas bicarbonatadas sódicas podem ser concentradas nos solos produzidos por evaporação, mas se muito cálcio estiver presente, o bicarbonato é retirado da água através da precipitação de carbonato de cálcio. Outra fonte importante de bicarbonato é o metamorfismo das rochas carbonatadas.

A concentração de bicarbonato em águas subterrâneas varia de 10 a 800 mg/L, sendo mais comuns concentrações entre 50 e 400 mg/L. Existe uma forte relação entre o pH da água e as concentrações do gás carbônico (CO_2), dos bicarbonatos (HCO_3^-) e dos carbonatos ($\text{CO}_3^{=}$). Estes íons definem a alcalinidade das águas.

As propriedades de alcalinidade ou acidez da água avaliam o potencial da solução para neutralizar ácidos e bases fortes, e com isso averiguar os processos nas interações água-rocha ou da água com materiais orgânicos.

4.8 – Amônia, Nitrito e Nitrato

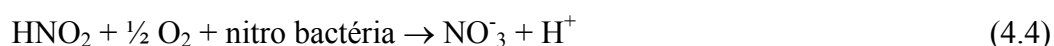
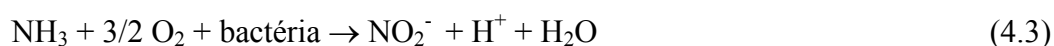
Amônia (NH_3^-) e nitrito (NO_2^-) são produzidos por microorganismos quando estes estão presentes na água. Esses dois íons juntamente com o nitrato (NO_3^-), em uma amostra de água, indicam que uma análise bacteriológica dessa água é necessária, pois são indicativos de contaminação.

A quantidade de nitrogênio na água pode indicar uma poluição recente ou remota. O nitrogênio pode estar presente sob as suas diversas formas compostas: orgânica, amoniacal, nitrito e nitratos ele segue um ciclo desde o organismo vivo até a mineralização total, onde está presente sob a forma de nitrato.

Assim, é possível avaliar o grau e a distância a uma fonte de poluição através das concentrações e das formas dos compostos nitrogenados presentes na água. Águas com predominância de nitrogênio orgânico e amoniacal são poluídas por descargas de esgotos próximos. Águas com concentrações de nitrato predominantes sobre nitrito e amônia indicam uma poluição remota, porque os íons nitratos são produtos finais de oxidação do nitrogênio.

Os nitratos são muito solúveis, e por isso, dificilmente precipitam. Eles tendem a estabilidade em meios redutores, podendo passar a N_2 ou NH_4^+ e excepcionalmente a nitrito (NO_2^-). Esta redução é um fenômeno principalmente biológico produzido pelas bactérias Nitrossomas. A maioria dos compostos nitrogenados passa a NO_3^- em meio oxidante, enquanto a amônia (NH_3^+) pode transformar-se em parte para N_2 . O solo pode fixar nitrato (NO_3^-), em especial através da vegetação.

A nitrificação é um processo de oxidação que ocorre em dois estágios e através dele a amônia é convertida em nitrito e depois em nitrato.



As concentrações de nitrato nas águas naturais estão na faixa de 0,1 a 10 mg/L; porém, em águas muito poluídas podem chegar a 200 mg/L, e em alguns casos de áreas influenciadas por aplicações excessivas de fertilizantes, as concentrações podem ser maiores que 600 mg/L. Independente da sua origem, que também pode ser mineral, os nitratos em concentrações acima de 45 mg/L, provocam em crianças a cianose ou metahemoglobinemia, condições mórbidas associadas à descoloração da pele, em consequência de alterações no sangue.

4.9 - pH

A concentração de íons de hidrogênio (H^+) podia ser expressa nas mesmas unidades que as outras espécies dissolvidas, em miligramas por litro ou em moles por litro. No entanto ela é tão baixa em solução aquosa, que é conveniente expressá-la em unidades logarítmicas, com abreviação pH. O pH é a medida da concentração do íon hidrogênio ou de sua atividade, e é definido como o logaritmo negativo da concentração de íons de hidrogênio.

$$pH = -\log[H^+] \quad (4.5)$$

Por causa da concentração iônica das águas, o pH se encontra na faixa de 0 a 14. A classificação da água quanto ao pH é feita utilizando os seguintes critérios:

pH < 7 – água ácida;

pH = 7 – água neutra; (4.6)

pH > 7 – água básica.

O pH determina a capacidade da água atacar os minerais e rochas por hidrólise e hidratação, o seu valor na água pura a 25°C é 7,0 e nas chuvas de regiões sem poluição é 5,6. Nos sistemas de abastecimento público de água, o pH está entre 6,5 e 9,5.

De um modo geral, águas de pH baixo tendem a ser corrosivas ou agressivas a certos metais, paredes de concreto e superfícies de cimento-amianto, enquanto que águas de alto pH tendem a formar incrustações na maior parte das águas naturais, o pH é controlado pelo sistema de equilíbrio do gás carbônico – bicarbonatos – carbonatos.

4.10 - Condutividade Elétrica

A condutividade elétrica expressa quantitativamente a capacidade da água conduzir corrente elétrica, depende da concentração total das substâncias dissolvidas ionizadas e de sua mobilidade que, por sua vez, depende da temperatura na qual a medida é realizada.

A unidade de medida da condutividade elétrica é o Siemens por centímetro, S/cm. Em geral, os valores da condutividade elétrica são muito pequenos, então se usa o múltiplo $\mu\text{S/cm}$ nas medidas. Para o consumo humano, é importante que a água possua uma condutividade entre 50 e 1500 $\mu\text{S/cm}$ (FUNASA, 2004).

A composição geológica é um dos principais fatores responsáveis pela salinização das águas, mas existem outros processos que intervêm na concentração salina da água que são a evaporação, a dissolução, a troca de íons, os aerossóis e a contaminação humana.

A evaporação atua principalmente em águas superficiais, que são a principal fonte de captação para uso domiciliar no Estado do Ceará. A evaporação tem como principal característica o aumento da concentração iônica, mantendo a razão entre os íons.

As condições ambientais como clima, temperatura e pluviosidade são responsáveis pela dissolução das rochas, causando uma variação na concentração salina nas águas subterrâneas.

A adsorção química é fundamental para o processo de troca iônica. Na troca iônica, um íon na rocha troca sua posição com um outro íon dissolvido na água, tornando, portanto a modificação da razão entre os íons a principal característica desse processo.

Os aerossóis são formados por poeiras continentais, exalações industriais e vulcânicas, poluição em geral e sais oceânicos (EISENREIZH, 1981) constituídos principalmente pelos íons Cl^- e Na^+ , são transportados pelos ventos a altas regiões atmosféricas, sendo capazes de modificar a composição química das águas. Essa composição varia rapidamente das áreas costeiras para o interior dos continentes, onde

os elementos de origem marinha são substituídos por elementos de origem continental, dependendo de vários fatores, entre eles a interceptação pela vegetação, intensidade e direção dos ventos.

A condutividade elétrica é considerada como um bom critério na avaliação do grau de mineralização da água, contribuindo para o estudo do efeito de diversos íons sobre o equilíbrio químico, sobre o sistema fisiológico das plantas e animais e sobre a taxa de corrosão, além disso, servindo para verificar o grau de pureza das águas destiladas e deionizadas.

A determinação da condutividade elétrica dá uma estimativa do conteúdo de sólidos totais dissolvidos em uma amostra. Pode-se estimar os sólidos totais dissolvidos (STD) em mg/L, utilizando a equação seguinte:

$$STD = 0,65CE \quad (4.7)$$

4.11 - Dureza

A dureza da água mede o grau de impedimento da ação do sabão e pode ser expressa como dureza temporária, dureza permanente e dureza total. A dureza temporária ou dureza de carbonatos é causada pelos íons de cálcio e de magnésio que se combinam com o bicarbonato e o carbonato, podendo ser eliminada com a ebulição da água.

A dureza permanente ou dureza não carbonatada é a dureza que persiste após a fervura da água. Ela é produzida pelos íons de cálcio e de magnésio que se combinam com os íons de sulfato, cloreto nitrato e outros. A dureza total é a soma da dureza temporária com a dureza permanente e é usualmente expressa em termos de carbonato de cálcio (CaCO₃) equivalente. As águas podem ser classificadas em termos do grau de dureza de acordo com a Tabela 4.3.

Tabela 4.3 - Classificação das águas quanto ao grau de dureza (Fonte: FNS, 1999).

Dureza de CaCO ₃ (mg/L)	Classificação
0 – 50	Mole
>50 – 150	Moderadamente dura
>150 – 300	Dura
> 300	Muito dura

4.12 - Diagrama de Piper

Para fazer a classificação das águas e comparar distintos grupos de águas com relação aos íons dominantes foi usado o Diagrama de Piper; este diagrama hidroquímico representa graficamente o resultado de análises químicas e é bastante utilizado quando o número dessas análises é elevado.

Neste tipo de diagrama os valores dos cátions e dos ânions são representados em dois triângulos separados, entre eles há um losango onde são representados pontos que são obtidos a partir da projeção dos pontos obtidos nos dois triângulos. A figura 4.1 representa o esquema de um Diagrama Piper. Neste diagrama, os valores das concentrações são expressos em miliequivalente por litro (meq/L). Cada vértice de um triângulo corresponde a 100% de um cátion ou de um ânion.

O triângulo da esquerda diz respeito aos cátions; assim, as águas localizadas nos triângulos 5, 6 e 7 são classificadas respectivamente como magnesianas, cálcicas e sódicas e no triângulo 8 as águas são ditas mistas. O triângulo da direita diz respeito aos ânions; as águas localizadas nos triângulos 9, 10 e 11 são classificadas respectivamente como sulfatadas, bicarbonatadas e cloretadas e no triângulo 12 as águas também são ditas mistas. A classificação das águas através do losango é feita da seguinte maneira: águas pertencentes ao losango 1 são classificadas como sulfatadas e/ou cloretadas, cálcicas e/ou magnesianas. Águas situadas no losango 2 são classificadas como bicarbonatadas cálcicas e/ou magnesianas. No losango 3 são classificadas como sulfatadas ou cloretadas sódicas. No quarto losango são chamadas de bicarbonatadas sódicas.

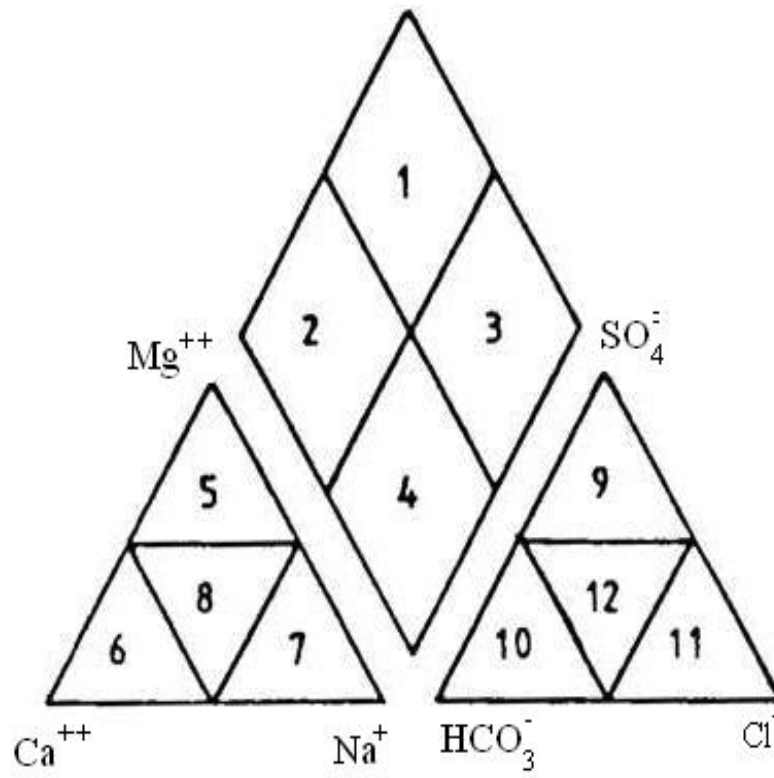


Figura 4.1 - Esquema de um diagrama Piper para a classificação das águas.

5. METODOLOGIA

A metodologia científica empregada para a interpretação dos resultados obtidos está discutida a seguir; ela inclui o trabalho de campo e as medidas em laboratório.

5.1 - Trabalho de Campo

A atividade de campo teve a finalidade de coletar amostras de água em dez poços tubulares em duas sub-bacias de Lavras da Mangabeira, Riacho do Rosário e Riacho do Meio. A ausência de poços na sub-bacia do Iborepi deu-se em virtude dos poços encontrados nela estarem desativados ou locados na zona de contato com as rochas do embasamento cristalino.

Dos dez poços estudados, seis estão localizados na Sub-bacia Riacho do Rosário e em cinco poços dessa Sub-bacia foram feitas análises isotópicas. Os outros quatro poços estão localizados na Sub-bacia Riacho do Meio e em apenas um deles foi feita análise dos isótopos, oxigênio-18 e deutério.

A coleta de água foi realizada em seis datas: outubro de 2005, novembro de 2005, abril de 2006, julho e outubro de 2006 e em fevereiro de 2007. Utilizando GPS, as coordenadas geográficas de cada poço foram medidas. No local de coleta foram feitas medidas de condutividade elétrica (em $\mu\text{S}/\text{cm}$), o pH e a temperatura de cada amostra (em $^{\circ}\text{C}$). A temperatura é um dos fatores importantes das condições ambientais sendo responsável pela velocidade das reações químicas.

As amostras coletadas e guardadas em vasilhames plásticos de capacidade 2000 mL foram usadas para as análises físico-químicas e as amostras destinadas a análise de oxigênio-18 e deutério foram acondicionadas em frascos de 20 mL, sendo estes cheios e vedados para evitar o fracionamento isotópico pelo contato com o ar.

5.2 - Trabalho de Laboratório

5.2.1 - Medidas Isotópicas

As medidas dos desvios relativos δ com relação ao padrão V-SMOW, das concentrações isotópicas de oxigênio-18 e deutério, foram realizadas no Laboratório de Física Nuclear Aplicada do Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia da

Universidade Federal da Bahia, com erro analítico de $\pm 1,0 \text{ ‰}$ para o δD e de $\pm 0,1 \text{ ‰}$ para o $\delta^{18}O$, utilizando a Espectrometria de Massa.

A espectroscopia de massa é um método utilizado para identificar os diferentes átomos que compõem uma substância. Essa técnica utiliza o movimento de íons em campos elétricos e magnéticos para classificá-los de acordo com sua relação massa-carga. Neste equipamento, a amostra é bombardeada com elétrons para produzir íons. Esses íons atravessam um campo magnético que curva suas trajetórias em raios diferentes, dependendo de suas massas. O espectrômetro de massa é utilizado para a determinação das abundâncias relativas dos diferentes isótopos, como por exemplo, $^{18}O/^{16}O$ e D/H.

Os métodos utilizados para análises isotópicas da água requerem etapas especiais, uma vez que não se pode analisar água diretamente em um espectrômetro, pois o vapor d'água se deposita nas paredes do aparelho formando uma camada fina de água bem estável sendo difícil a retirada por causa do momento dipolo da molécula; isso acaba por causar o chamado “efeito memória”. Também não é possível analisar oxigênio diretamente porque esse elemento ataca as superfícies metálicas formando óxidos causando o mesmo efeito. Por isso, as amostras precisam ser preparadas convenientemente.

5.2.2 - Análises Hidroquímicas

As análises hidroquímicas foram realizadas no Laboratório de Hidroquímica do Departamento de Física da Universidade Federal do Ceará, onde foram determinadas as concentrações iônicas dos cátions Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+ e dos ânions HCO_3^- , Cl^- , NO_3^- , e $SO_4^{=}$. Estes íons são os principais componentes inorgânicos nas águas subterrâneas. Os métodos utilizados para efetuar as análises foram (APHA, 1992):

Ca^{++} - Determinação complexiométrica em presença do indicador eriocromo com a titulação feita com EDTA de normalidade 0,025 N. A virada de cor acontece do róseo para o azul.

Mg^{++} - Medido de maneira indireta através da dureza.

Na^+ - Leitura direta usando fotometria de chama.

K^+ - Leitura direta usando fotometria de chama.

HCO_3^- - Determinação por acidimetria com HCl 0,01N após determinação de carbonato em presença de alaranjado de metila a 1 % ocorrendo a virada da cor que se dá do azul para o amarelo.

Cl^- - Determinação volumétrica com $AgNO_3$ como solução titulante usando $K_2Cr_2O_4$ como indicador. A virada de cor se dá do amarelo para telha.

NO_3^- - Determinação pelo método espectrofotométrico do NITRAVER.

$SO_4^{=}$ - Determinação por turbidimetria usando o $BrCl_2$ e leitura após agitação por 1.5 minutos feita em um espectrômetro em 420 nm.

As curvas de calibração, elaboradas para os diferentes tipos de determinação, tanto fotométricas como espectrofotométricas, mostraram coeficientes de correlação da ordem de 0,99, enquanto as análises titulométricas foram realizadas sempre em duplicata, com diferença de valores na faixa de 0-5%. Os resultados das análises, que têm erros de balanço iônico da ordem de até 6,0%, estando, portanto, numa faixa bem abaixo daqueles admissíveis pela literatura (10%), indicam que as análises físico-químicas e químicas têm características de alta precisão, estando de acordo com o perfil de qualidade exigida pela Organização Mundial de Saúde (OMS, 1998).

5.3 - Análise Bacteriológica

Além das análises físico-químicas e químicas das águas para consumo humano, é preciso pesquisar a presença de microorganismos patogênicos através de análise bacteriológica. Microorganismos provenientes de materiais fecais podem produzir uma série de doenças infecciosas causadas por bactérias, por protozoários ou por vírus, representando um risco para a saúde humana.

Estas análises devem ser feitas se as águas são utilizadas para beber ou para a produção, lavagem ou mesmo o cozimento de alimentos. A contaminação da água pode ser direta ou indireta, por águas de esgotos ou por excrementos de animais. Águas com microorganismos patogênicos são responsáveis pela ocorrência de epidemias, principalmente em países onde a infra-estrutura, os cuidados sanitários e os cuidados de higiene pessoal são insuficientes ou inexistentes.

O "Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater" (APAHA, 2005) define o grupo coliforme como: "todas as bactérias aeróbias ou anaeróbias facultativas, gram negativas, não esporuladas e na forma de bastonete", as quais fermentam a lactose com formação de gás dentro de 48h a 35°C. Neste grupo incluem-se organismos que diferem nas características bioquímicas, sorológicas e no seu habitat. Podem ser classificadas em: *Escherichia*, *Aerobacter*, *Citrobacter*, *Klebsiella* e outros gêneros que quase nunca aparecem em fezes, como a *Serratia*.

A presença de coliformes totais e *E. Coli* nas amostras da Bacia Sedimentar de Lavras da Mangabeira foi determinada no Laboratório de Análise Bacteriológica do Departamento de Física da UFC por meio da técnica do Colilert em cartela através da qual foi detectada a presença quantitativa de coliformes totais e de *E. Coli*.

5.3.1 - Medidas pelo Método Colilert

As amostras são coletadas em recipientes assépticos de 100 mL de água. Após a coleta, ela é manuseada na presença de fogo usando um bico de Bunsen até que a amostra seja selada; adiciona-se o reagente (Colilert) ao frasco com água que é agitado até a completa dissolução dos grânulos. A solução é colocada em uma cartela composta de quarenta e nove cúpulas maiores e quarenta e oito cúpulas menores; a cartela é colocada em uma seladora, a solução é distribuída igualmente e incubada a 35°C em estufa por 24 horas.

A leitura para coliformes totais é feita a olho nu observando-se a coloração amarela para resultado positivo ou ausência de coloração, para resultado negativo. A leitura para *E. coli* é feita na presença de uma lâmpada ultravioleta; o resultado é positivo quando a coloração amarela se apresentava fluorescente. Os resultados são expressos de acordo com a tabela NPM (número mais provável em 100 mL de água).

Quando as amostras apresentam resultado positivo há necessidade de esterilizar as cartelas usando autoclave, antes de descartá-las. Na autoclave, as amostras permanecem por no mínimo 15 minutos a uma pressão de 1 kgf/cm² e uma temperatura de 120 °C.

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 - A Hidrogeoquímica

Na Tabela 6.1 estão dados referentes aos poços tubulares amostrados: a numeração adotada, as coordenadas, a localidade, a Formação Geológica onde cada poço está localizado e a profundidade em metros. As profundidades dos poços estão na faixa de 60 m e 80 m com exceção somente de um poço, o P07, que tem profundidade de 155 m.

Tabela 6.1- Identificação dos poços tubulares amostrados em Lavras da Mangabeira. RR: Riacho do Rosário, RM: Riacho do Meio, NE: nível estático, ND: nível dinâmico, Q: vazão.

Poço	UTMN	UTME	Localidade	Prof. (m)	NE (m)	ND (m)	Q (m ³ /h)
P01	9246709	487539	Sítio Angico - RR	60		-	-
P02	9248351	498650	Sítio Calabaço - RM	70	4	24,0	1,9
P03	9250367	502177	Sítio Logradouro - RM	62	-	-	6,8
P04	9250516	498827	Sítio Barro Branco - RM	60	-	-	10,5
P05	9245579	489986	Varas 1 - RR	80	15	55,3	1,3
P06	9246684	491657	Tabuleiro Alegre - RR	64	-	-	-
P07	9250452	504236	Ass. Sítio Logradouro - RM	155	-	-	-
P08	9249568	489850	Sítio Limoeiro - RR	68	5,7	15,0	12
P09	9245479	487265	Areias - RR	60	-	-	-
P10	9245289	489383	Sítio Varas 2 - RR	60	-	-	-

Dos dez poços amostrados, seis foram escolhidos para análise dos isótopos estáveis, oxigênio-18 e deutério: o poço P03 localizado na sub-bacia Riacho do Meio e os poços P01, P06, P08, P09, e P10 na sub-bacia Riacho do Rosário.

O conjunto de dados nas Tabelas 6.2 a 6.15 representa a principal fonte para o desenvolvimento desse trabalho. Elas contêm os resultados de análises de campo e de laboratório nas amostras d'água subterrâneas, coletadas na área em estudo, nas seguintes datas: outubro de 2005, novembro de 2005, abril de 2006, julho e outubro de 2006 e em fevereiro de 2007.

Nas Tabelas 6.2 a 6.8 estão as medidas realizadas no momento da coleta: o pH, a condutividade elétrica (CE) em $\mu\text{S/cm}$ e a temperatura (T) em $^{\circ}\text{C}$, para sete dos dez poços estudados. Nos outros três poços, P05, P06 e P07 foram feitas poucas coletas: no poço P05 duas coletas; na primeira delas, feita em julho de 2006, obteve-se pH igual a 7,2 condutividade elétrica de $840 \mu\text{S/cm}$ e $29,7^{\circ}\text{C}$ de temperatura. A segunda coleta foi realizada em Fevereiro de 2007 com as seguintes medidas: 7,6 para o pH, condutividade elétrica de $1033 \mu\text{S/cm}$ e $33,4^{\circ}\text{C}$ para a temperatura.

No poço P06 foi feita apenas uma coleta, em julho de 2006, com as seguintes medidas: 7,1 para o pH, condutividade elétrica $964 \mu\text{S/cm}$ e temperatura de 28°C . No poço P07 duas coletas foram realizadas, uma em julho de 2006 e outra em fevereiro de 2007. Na primeira obteve-se 7,2 para o pH, condutividade elétrica de $412 \mu\text{S/cm}$ e temperatura de $30,1^{\circ}\text{C}$ e na segunda o pH foi mantido de 7,2, a condutividade elétrica mudou para $346 \mu\text{S/cm}$ e a temperatura aumentou para $32,3^{\circ}\text{C}$.

Tabela 6.2- pH, condutividade elétrica (CE) e temperatura em amostras de água do poço P01 durante as seis coletas.

Coleta	pH	CE ($\mu\text{S/cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)
Coleta 1	7,7	1741	-
Coleta 2	7,2	1917	30,8
Coleta 3	7,5	1909	31,1
Coleta 4	6,9	1111	29,8
Coleta 5	7,1	1293	31,3
Coleta 6	7,4	1423	31,5

Tabela 6.3- pH, condutividade elétrica (CE) e temperatura em amostras de água do poço P02 durante as seis coletas.

Coleta	pH	CE ($\mu\text{S/cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)
Coleta 1	-	-	-
Coleta 2	7,4	1114	31,3
Coleta 3	7,3	1111	31,2
Coleta 4	7,4	1095	31,6
Coleta 5	8,3	1105	31,1
Coleta 6	8,2	1072	29,5

Tabela 6.4- pH, condutividade elétrica (CE) e temperatura em amostras de água do poço P03 durante as seis coletas.

Coleta	pH	CE ($\mu\text{S/cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)
Coleta 1	-	-	-
Coleta 2	7,8	903	30,5
Coleta 3	7,3	909	29,4
Coleta 4	7,7	914	27,8
Coleta 5	7,7	880	30,3
Coleta 6	7,8	889	31,2

Tabela 6.5- pH, condutividade elétrica (CE) e temperatura em amostras de água do poço P04 durante as seis coletas.

Coleta	pH	CE ($\mu\text{S/cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)
Coleta 1	-	-	-
Coleta 2	7,7	888	31,9
Coleta 3	7,1	606	29,1
Coleta 4	7,3	743	29,5
Coleta 5	7,3	853	-
Coleta 6	7,5	874	29,2

Tabela 6.6- pH, condutividade elétrica (CE) e temperatura em amostras de água do poço P08 durante as seis coletas.

Coleta	pH	CE ($\mu\text{S/cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)
Coleta 1	6,7	490	-
Coleta 2	6,4	495	31,1
Coleta 3	6,8	397	29,5
Coleta 4	6,5	476	29,5
Coleta 5	6,1	558	31,3
Coleta 6	-	-	-

Tabela 6.7- pH, condutividade elétrica (CE) e temperatura em amostras de água do poço P09 durante as seis coletas.

Coleta	pH	CE ($\mu\text{S/cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)
Coleta 1	5,8	144	-
Coleta 2	5,8	138	28,3
Coleta 3	5,8	145	31,9
Coleta 4	5,8	133	32,3
Coleta 5	5,6	134	31,9
Coleta 6	5,9	238	31,6

Tabela 6.8- pH, condutividade elétrica (CE) e temperatura em amostras de água do poço P10 durante as seis coletas.

Coleta	pH	CE ($\mu\text{S/cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)
Coleta 1	6,3	158	-
Coleta 2	6,2	150	29,5
Coleta 3	6,0	152	31,2
Coleta 4	6,1	210	32,3
Coleta 5	6,2	154	32
Coleta 6	6,4	164	32

6.1.1- Condutividade Elétrica

A medida da condutividade elétrica da água representa sua capacidade de conduzir eletricidade a uma determinada temperatura. A Figura 6.1 mostra como varia a condutividade elétrica nas duas principais sub-bacias de Lavras da Mangabeira.

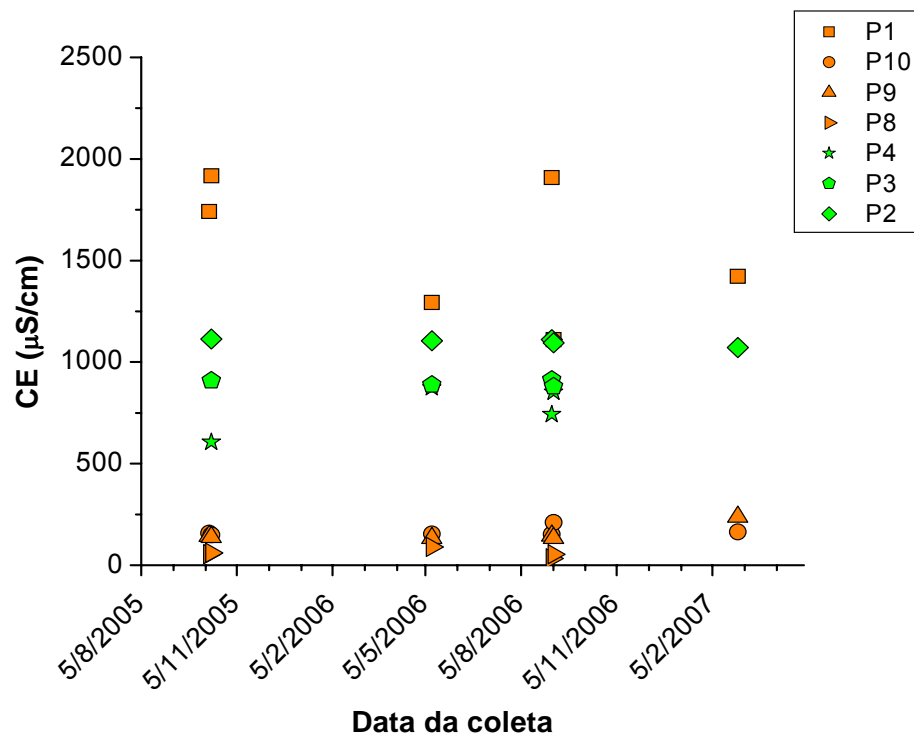


Figura 6.1- Condutividade elétrica em função do tempo (Símbolos laranja representam amostras da sub-bacia Riacho do Rosário e símbolos verdes amostras da sub-bacia Riacho do Meio).

Observa-se no gráfico a variabilidade espacial da salinidade das águas da região principalmente na sub-bacia do Rosário onde são encontrados tanto valores baixos quanto valores altos de condutividade elétrica. Isso sugere uma dependência dos diferentes sedimentos constituintes das sub-bacias de Lavras da Mangabeira.

Analisando as medidas de todos os poços da sub-bacia Riacho do Rosário, observa-se predominância de valores abaixo de 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Valores próximos a 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ foram encontrados nos poços P05 e P06, e acima deste valor somente no poço P01.

Nos poços P01 e P09, ambos localizados na sub-bacia Riacho do Rosário, foram encontrados respectivamente, o maior e o menor valor para a condutividade elétrica. O poço P01 é o mais salino dentre todos os poços estudados na região, possuindo em média uma condutividade elétrica de 1560 $\mu\text{S}/\text{cm}$, indicando água com alto teor de sólidos totais dissolvidos, não sendo adequada ao consumo por ter uma alta concentração de sais. O poço P09 possui uma condutividade elétrica relativamente baixa, 155 $\mu\text{S}/\text{cm}$ em média, indicando água com menos sólidos dissolvidos.

Uma explicação para isso é o fato desses dois poços estarem situados em Formações Geológicas diferentes, separadas por basalto (ver Figura 2.2). O poço P01 encontra-se na Formação Serrote do Limoeiro, que é constituída por arenitos muito finos, siltitos e argilitos, com águas arejadas, em ambientes subaéreos de bordas de lagos e planícies fluviais, o que faz com que a água tenha um fluxo lento, facilitando a dissolução das rochas e contribuindo para aumentar a sua salinidade. Já o poço P09, encontra-se na Formação Iborepi que é formada por bancos de arenitos fluviais, com correntes de água de forte competência de transporte, que faz com que a água tenha um fluxo maior, e em consequência disso, uma salinidade menor.

A qualidade da água não sofreu grande modificação nos poços P02, P03, P08, P09 e P10, pois a condutividade elétrica não teve grandes alterações. Entretanto no poço P01, a condutividade elétrica variou bastante, de um valor mínimo de 1111 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a um máximo de 1917 $\mu\text{S}/\text{cm}$; nas amostras do poço P04, coletadas durante o período chuvoso, a condutividade elétrica diminuiu pouco, indicando recarga de chuva recente. Passado o período chuvoso, a condutividade elétrica da água desse poço aumentou gradativamente, como já era esperado, através do processo de dissolução de rochas.

Nas medidas de todas as águas dos poços da sub-bacia Riacho do Meio, observa-se que apenas dois valores de amostras do poço P04 são abaixo de 800 $\mu\text{S}/\text{cm}$, indicando águas com uma maior concentração salina; valores acima de 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ foram encontrados somente em amostra do poço P02 que teve em média 1100 $\mu\text{S}/\text{cm}$. As amostras poço P07 possuem os menores valores, em média 360 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

6.1.2- pH

Com relação ao potencial hidroiônico, vê-se que as amostras pertencentes à sub-bacia Riacho do Rosário (P01, P08, P09 e P10) apresentam caráter ácido, $\text{pH} < 7$, as águas dos poços P08, P09 e P10 e caráter básico, $\text{pH} > 7$, as águas do poço P01. As duas medidas realizadas no poço P05 e a única medida feita no poço P06 revelaram também que a água desses poços possui um caráter básico. O poço P09 apresentou a água mais ácida da área estudada. A Figura 6.2 mostra como o pH da área variou durante o período de coleta para os sete principais poços.

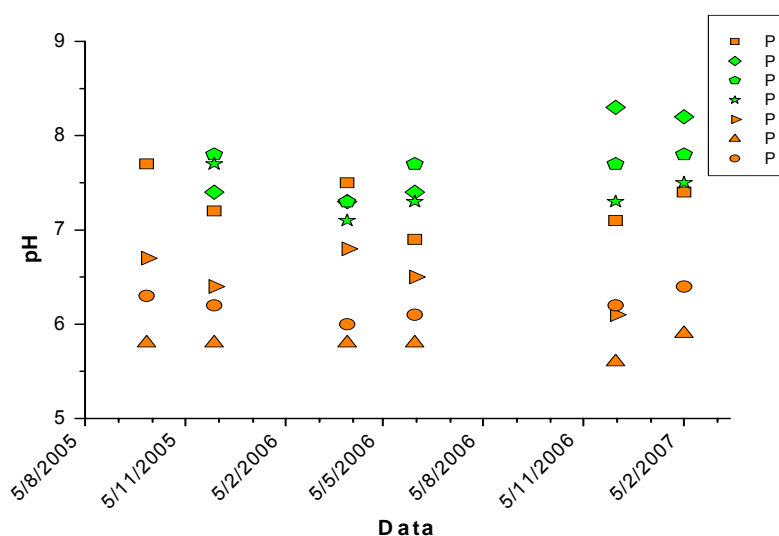


Figura 6.2- pH em função do tempo para os principais poços em Lavras da Mangabeira (Símbolos laranja representam amostras da sub-bacia Riacho do Rosário e símbolos verdes amostras da sub-bacia Riacho do Meio).

As medidas de pH efetuadas nas amostras da sub-bacia Riacho do Meio (P02, P03 e P04) revelaram que em todos os poços apresentam caráter básico com $\text{pH} > 7$.

Nas duas medidas feitas no poço P07 o pH manteve-se em 7,2 denotando também água básica. O poço P02 possui a água mais básica da área de estudo.

Observa-se no gráfico que em alguns poços, P01, P02, e P10, após o mês de Junho, quando praticamente já tinha acabado o período das chuvas, houve um aumento no pH, tornando a água dos dois primeiros poços mais básica, e a água do último poço menos ácida. Essa mudança ocorreu devido à chegada da água da chuva.

6.1.3- Temperatura

A temperatura é um dos fatores que condicionam as modificações ambientais, sendo responsável pela velocidade das reações químicas. Por esse motivo, são adotados valores padrões de temperatura para medidas como pH, condutividade elétrica, solubilidade e muitas outras grandezas.

A Figura 6.3 mostra como variou a temperatura da água dos sete principais poços da região durante o período de coleta; na bacia do Rosário estão os poços P01, P08, P09 e P10 e na bacia do Meio os poços P02, P03 e P04.

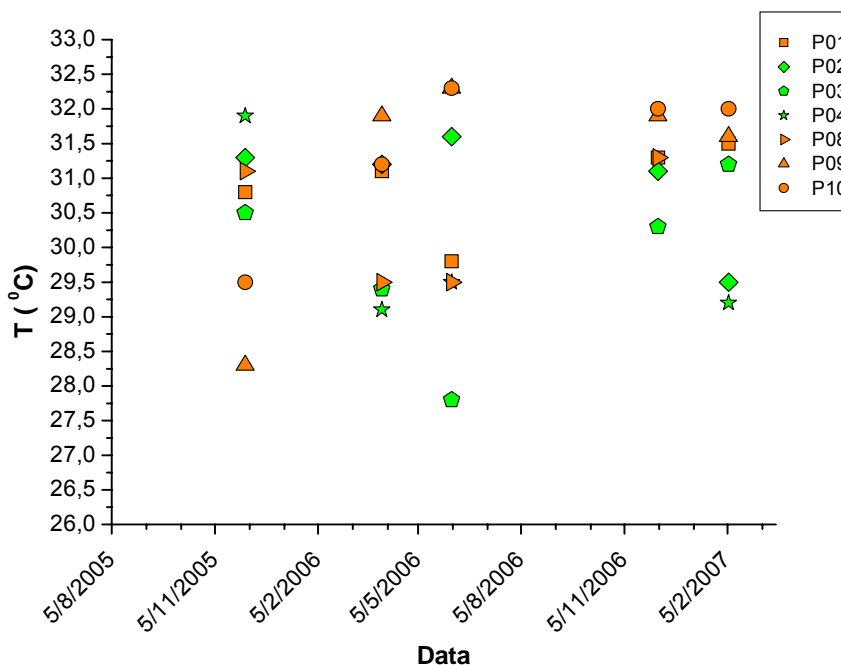


Figura 6.3- Temperatura em função do tempo para os poços de Lavras da Mangabeira (Símbolos laranja representam amostras da sub-bacia Riacho do Rosário e símbolos verdes amostras da sub-bacia Riacho do Meio).

A temperatura das águas da sub-bacia Riacho do Rosário variou de 28° C a 33,4 °C, sendo a mínima registrada no poço P06, onde foi feita apenas uma medida, e a máxima registrada no poço P05, onde duas coletas foram feitas. Nas águas da sub-bacia Riacho do Meio a temperatura variou de 27,8 °C a 32,3 °C, com a mínima registrada no poço P03, e a máxima medida no poço P07, onde apenas duas coletas foram realizadas.

6.1.4- Concentração dos íons maiores

As Tabelas 6.9 a 6.15 mostram as concentrações dos íons Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+ , Cl^- , $\text{SO}_4^{=}$, HCO_3^- e NO_3^- presentes em amostras d'água coletadas nos poços da área, e a Tabela 6.16 mostra como variou a dureza durante o período de coleta.

Tabela 6.9- Resultados de análise química de água subterrânea em Lavras da Mangabeira. Coleta 1 em outubro de 2005.

Poço	Concentração (mg/L)							
	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	Cl^-	$\text{SO}_4^{=}$	HCO_3^-	NO_3^-
P01	109,8	59,3	96,0	72,9	240,1	35,6	299,4	105,7
P08	19,6	40,3	24,6	3,5	53,6	2,8	252,0	19,2
P09	4,2	4,1	13,8	14,1	17,4	0,6	44,5	2,8
P10	9,0	7,9	14,7	10,1	10,6	4,2	86,0	12,1

Tabela 6.10- Resultados de análise química de água subterrânea em Lavras da Mangabeira. Coleta 2 em dezembro de 2005.

Poço	Concentração (mg/L)							
	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	Cl^-	$\text{SO}_4^{=}$	HCO_3^-	NO_3^-
P01	132,7	66,0	115,4	46,0	291,3	35,9	284,6	107,5
P02	25,6	31,6	198,7	3,5	87,5	11,7	640,4	0,0
P03	34,1	42,4	108,4	14,8	57,7	17,1	560,3	0,0
P04	33,5	18,4	144,2	6,9	92,3	0,3	421,0	17,3
P08	19,4	40,1	24,6	3,5	60,6	2,8	231,2	0,0
P09	3,9	3,3	11,3	16,3	18,3	0,7	41,5	0,0
P10	7,8	7,5	11,9	10,1	11,5	1,0	77,1	0,0

Tabela 6.11- Resultados de análise química de água subterrânea em Lavras da Mangabeira. Coleta 3 em abril de 2006.

Poço	Concentração (mg/L)							
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
P01	131,9	67,9	108,4	50,1	290,3	17,5	307,1	338,8
P02	25,6	34,9	172,7	3,5	45,2	1,1	686,5	22,1
P03	31,8	45,7	108,4	3,5	57,7	12,6	596,2	8,3
P04	32,6	17,0	76,1	3,5	45,2	1,1	337,2	22,1
P08	14,0	31,6	26,0	1,7	32,7	2,0	174,6	45,9
P09	3,9	5,2	14,4	19,2	23,1	1,1	39,1	15,4
P10	6,2	7,5	14,4	11,6	16,3	6,2	75,3	26,5

Tabela 6.12- Resultados de análise química de água subterrânea em Lavras da Mangabeira. Coleta 4 em junho de 2006.

Poço	Concentração (mg/L)							
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
P01	73,7	35,8	82,2	30,0	157,2	29,1	183,7	179,2
P02	23,5	32,5	194,2	3,5	83,1	8,1	695,3	4,6
P03	33,7	47,1	115,4	3,5	57,0	16,9	596,2	0,5
P04	32,9	18,4	110,7	3,5	69,6	0,6	379,4	25,5
P08	18,0	40,1	28,9	3,5	54,1	1,9	231,8	16,8
P09	4,7	2,4	15,1	19,2	22,2	0,4	36,1	11,6
P10	6,3	7,1	17,7	11,6	15,5	4,7	72,3	32,4

Tabela 6.13- Resultados de análise química de água subterrânea em Lavras da Mangabeira. Coleta 5 em outubro de 2006.

Poço	Concentração (mg/L)							
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
P01	87,7	43,8	97,1	47,7	179,8	22,5	201,7	235,5
P02	27,2	32,1	164,3	13,2	81,7	8,7	623,3	17,3
P03	22,5	47,1	120,1	6,8	58,7	15,1	511,9	10,2
P04	36,5	18,9	99,7	10,1	87,5	0,7	412,5	28,9
P08	19,1	47,1	35,0	10,1	90,4	1,4	210,8	4,6
P09	2,3	2,4	19,0	24,8	23,1	0,7	30,1	11,6
P10	6,2	6,6	19,0	17,7	19,2	1,6	72,3	11,1

Tabela 6.14- Resultados de análise química de água subterrânea em Lavras da Mangabeira. Coleta 6 em fevereiro de 2007.

Poço	Concentração (mg/L)							
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
P01	96,6	47,6	78,1	37,1	195,8	19,1	157,5	227,5
P02	53,1	16,8	185,5	5,1	83,8	8,0	694,0	6,9
P03	90,3	15,4	103,8	6,8	61,2	14,6	580,2	0,0
P04	56,2	5,8	125,0	6,8	92,3	0,8	419,9	28,9
P09	4,8	1,4	20,4	16,3	21,7	0,4	46,7	9,7
P10	15,8	1,4	21,8	13,2	18,8	1,3	81,6	2,3

Tabela 6.15- Variação da dureza nos poços de Lavras da Mangabeira durante o período de amostragem.

Poço	Concentração (mg/L)				
P01	518,1	602,9	608,8	331,3	437,1
P02	-	193,9	207,5	192,4	201,7
P03	-	259,8	267,5	278,0	288,9
P04	-	159,2	151,4	157,9	164,2
P08	27,4	23,3	31,1	21,6	17,7
P09	214,6	213,3	165,0	210,0	-
P10	54,9	50,4	46,3	44,9	45,2

Considerando os valores limites das concentrações iônicas indicadas pelo Ministério da Saúde para a potabilidade das águas, apresentados na Tabela 4.1, observa-se que para os parâmetros analisados, as águas são consideradas potáveis. A única exceção é o poço P01, pois em todas as coletas realizadas a concentração de nitrato, um indicativo de contaminação, mostrou estar bem acima do limite permitido, e a concentração de cloretos, na segunda e terceira coletas, estava acima do recomendado.

Para termos uma idéia geral da hidroquímica das sub-bacias e fazer a classificação das águas quanto à predominância dos íons mais abundantes, apresenta-se na Figura 6.4, o diagrama de Piper para a segunda coleta, e na Figura 6.5, o diagrama de Piper para a última coleta. Os pontos na cor azul representam as águas dos poços pertencentes à Formação Serrote do Limoeiro e os pontos em vermelho as águas dos poços da Formação Iborepi.

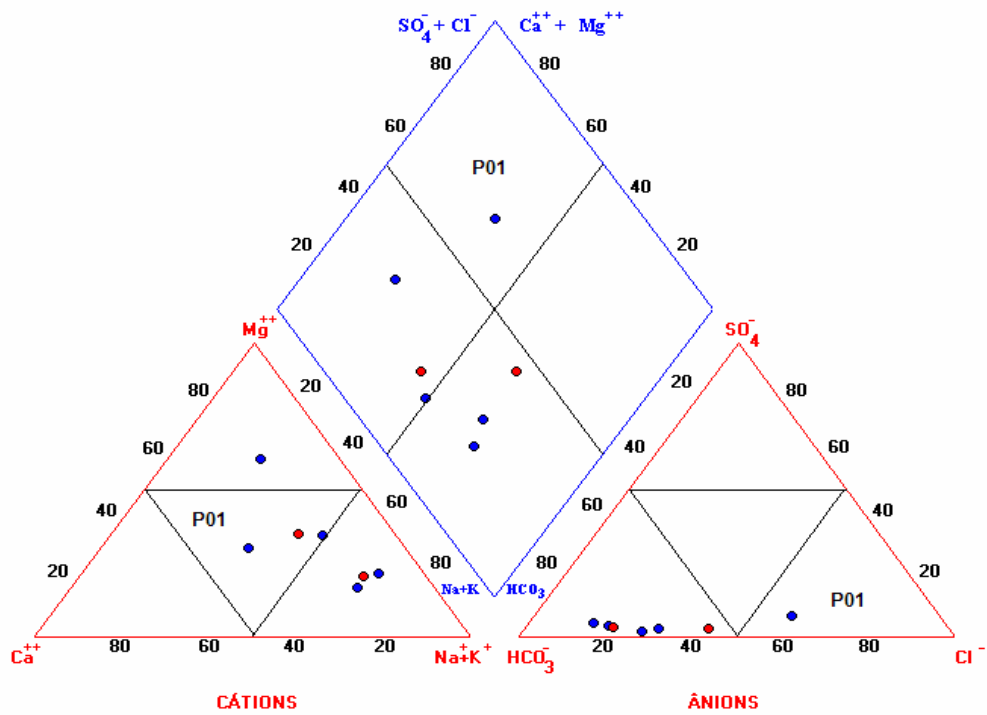


Figura 6.4- Diagrama Piper em Lavras da Mangabeira com dados de dezembro de 2005.

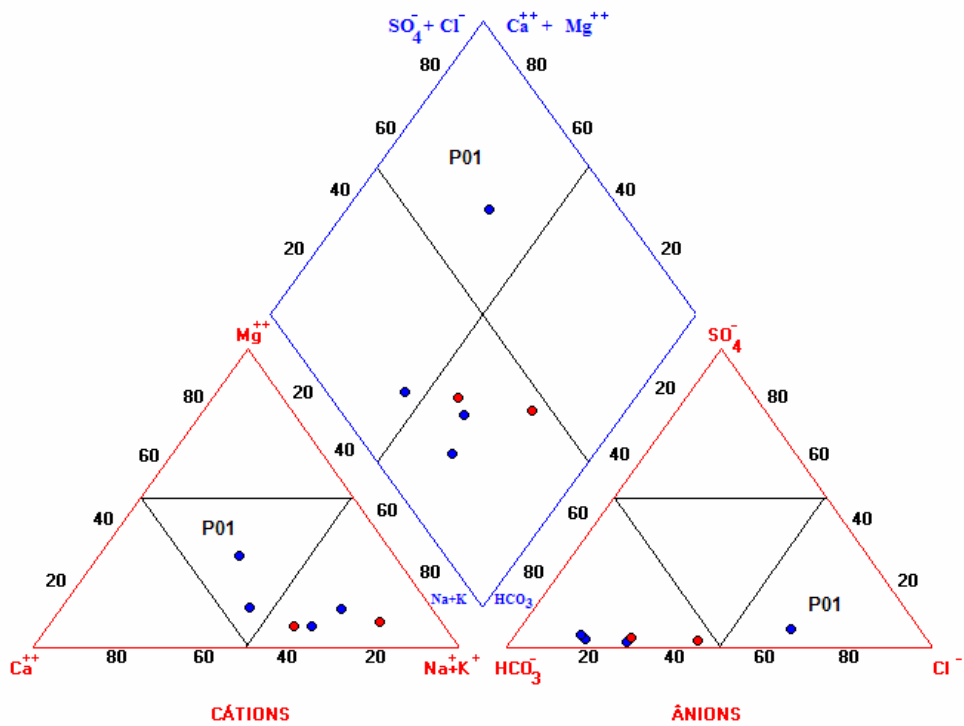


Figura 6.5- Diagrama Piper em Lavras da Mangabeira com dados de fevereiro de 2007.

Com base na Figura 6.4, com amostras de dezembro de 2005, vê-se que as águas da Formação Serrote do Limoeiro são classificadas como bicarbonatadas sódicas, magnesianas ou mistas. Uma única amostra retirada de um poço não instalado, portanto não representativa do aquífero, era cloretada mista. As águas da Formação Iborepi são classificadas como bicarbonatadas sódicas ou mistas.

A Figura 6.5, com amostras de fevereiro de 2007, permite classificar as águas da Formação Serrote do Limoeiro como bicarbonatadas sódicas e mistas e as águas da Formação Iborepi são classificadas como bicarbonatadas sódicas. O poço P1, não instalado, continua a ter água do tipo cloretada mista.

As Figuras 6.6 a 6.10 apresentam a variação da concentração dos cátions em função do tempo, em cinco poços da Formação Serrote do Limoeiro, e as Figuras 6.11 e 6.12 mostram como varia a concentração dos cátions em função do tempo em dois poços da Formação Iborepi.

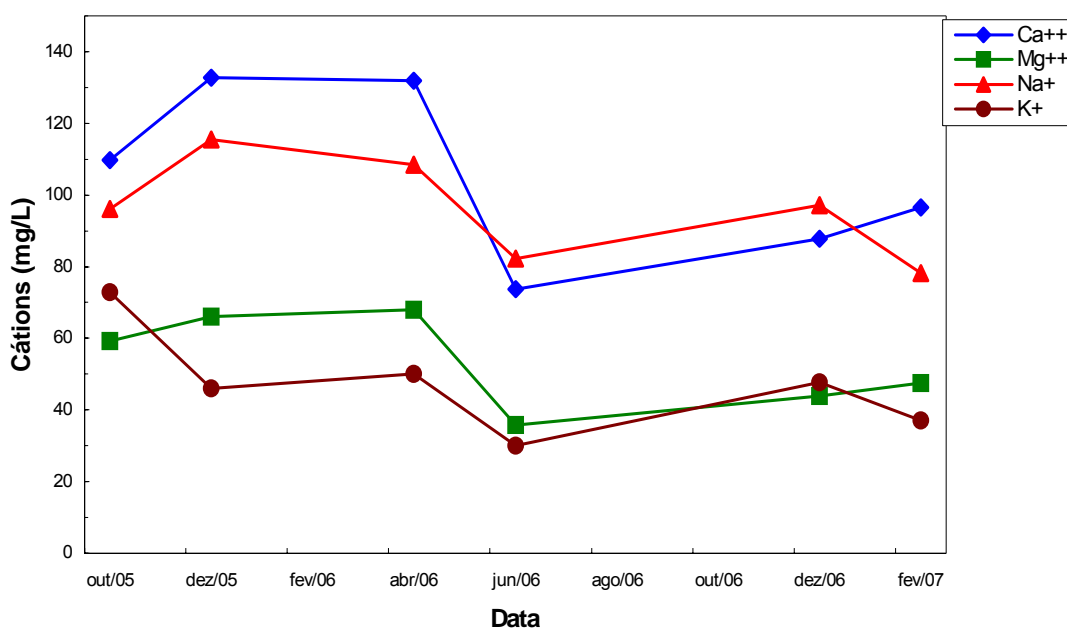


Figura 6.6- Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P01, na Formação Serrote do Limoeiro.

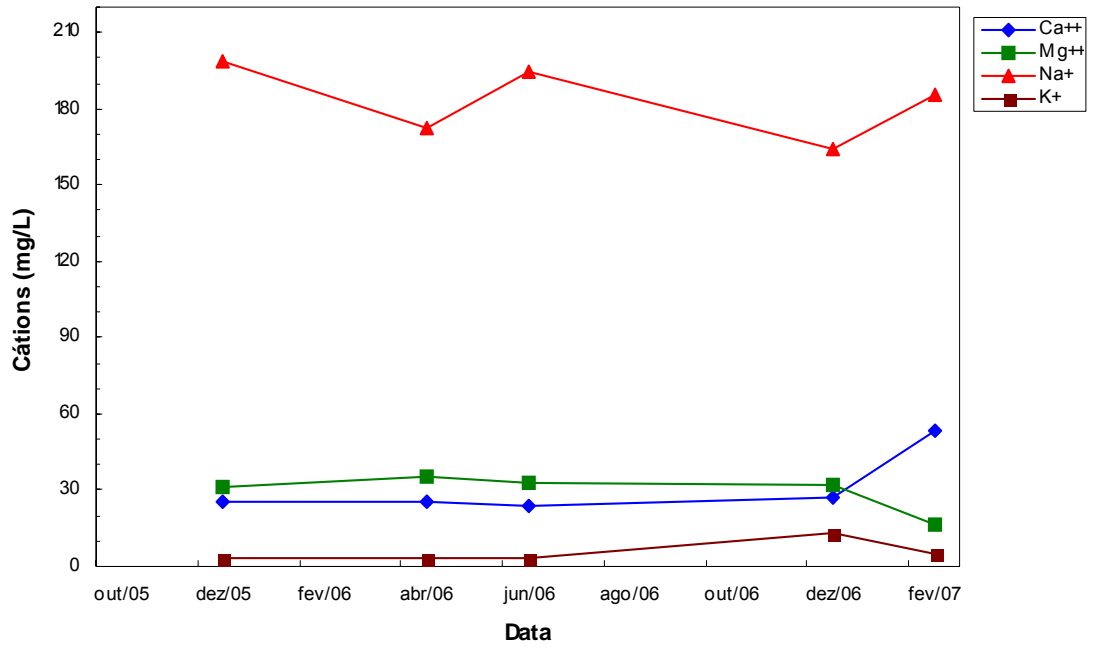


Figura 6.7- Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P02, na Formação Serrote do Limoeiro.

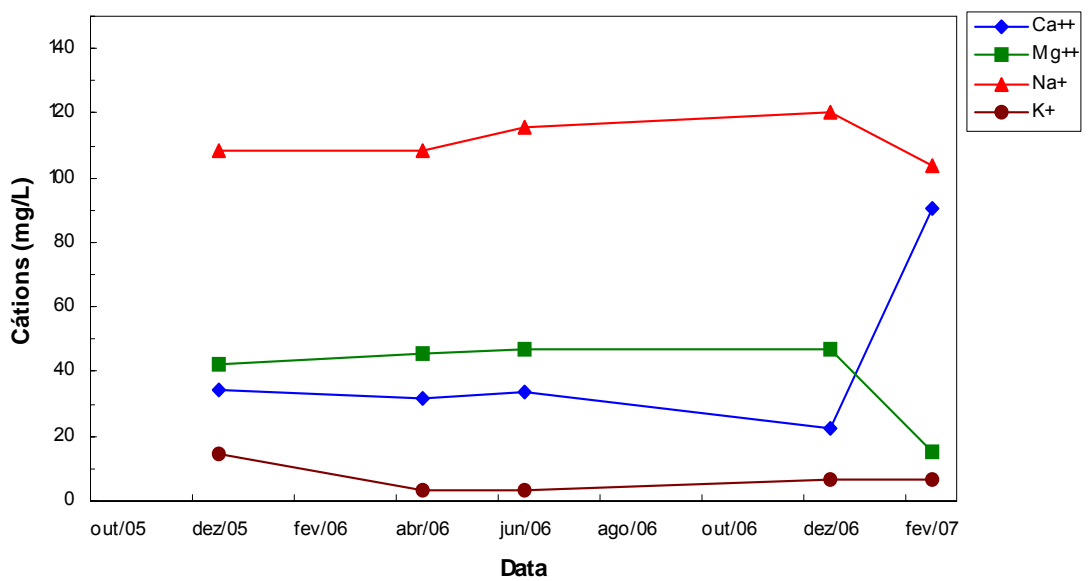


Figura 6.8- Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P03, na Formação Serrote do Limoeiro.

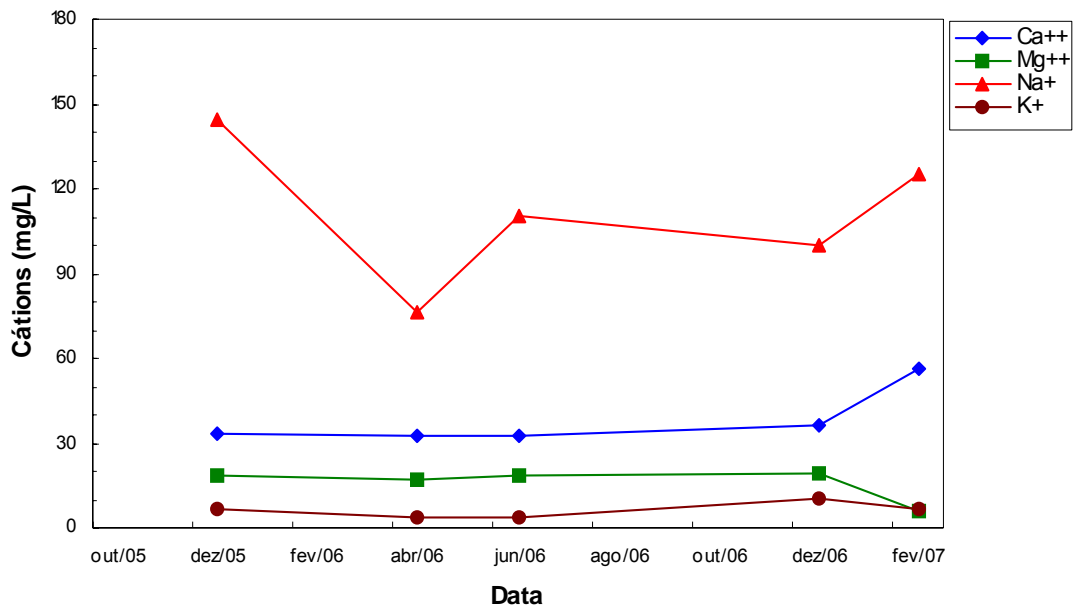


Figura 6.9- Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P04, na Formação Serrote do Limoeiro.

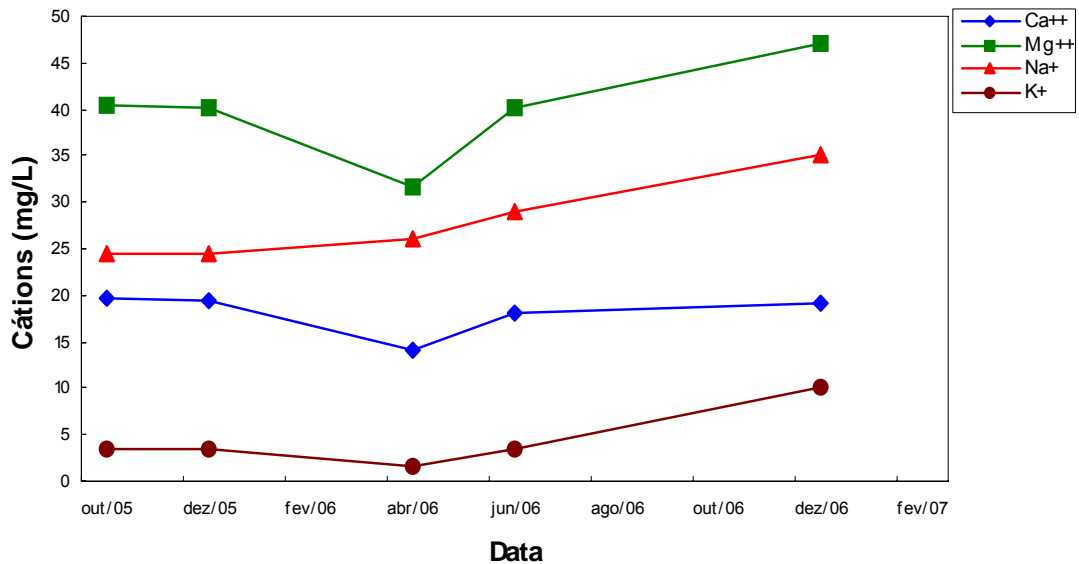


Figura 6.10- Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P08, na Formação Serrote do Limoeiro.

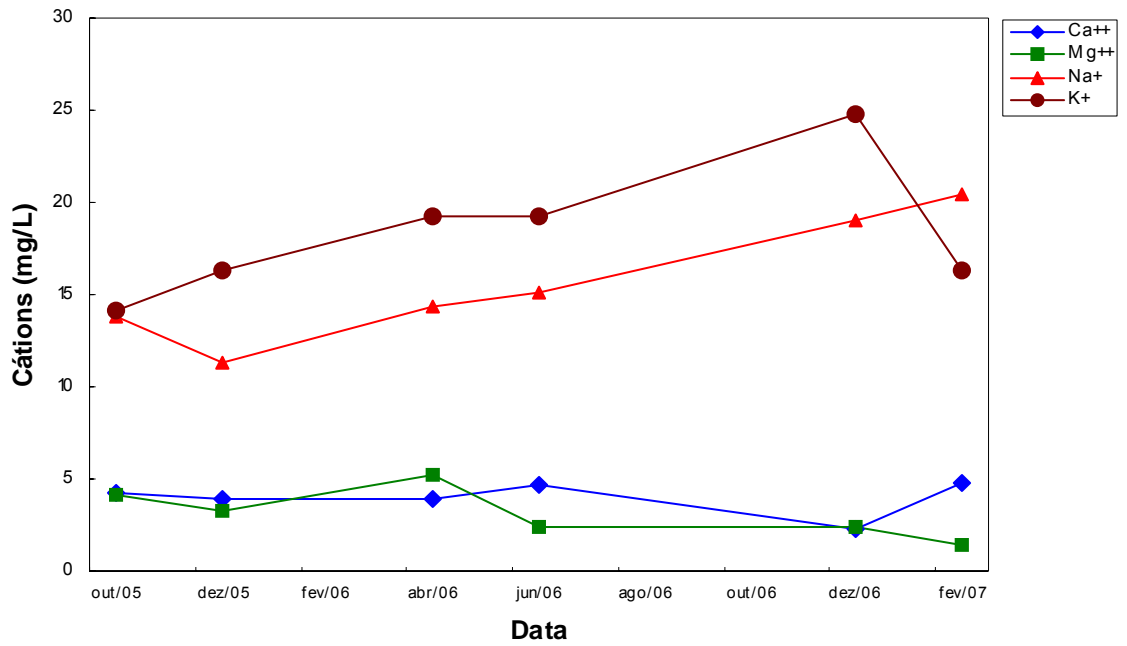


Figura 6.11- Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P09, na Formação Iborepi.

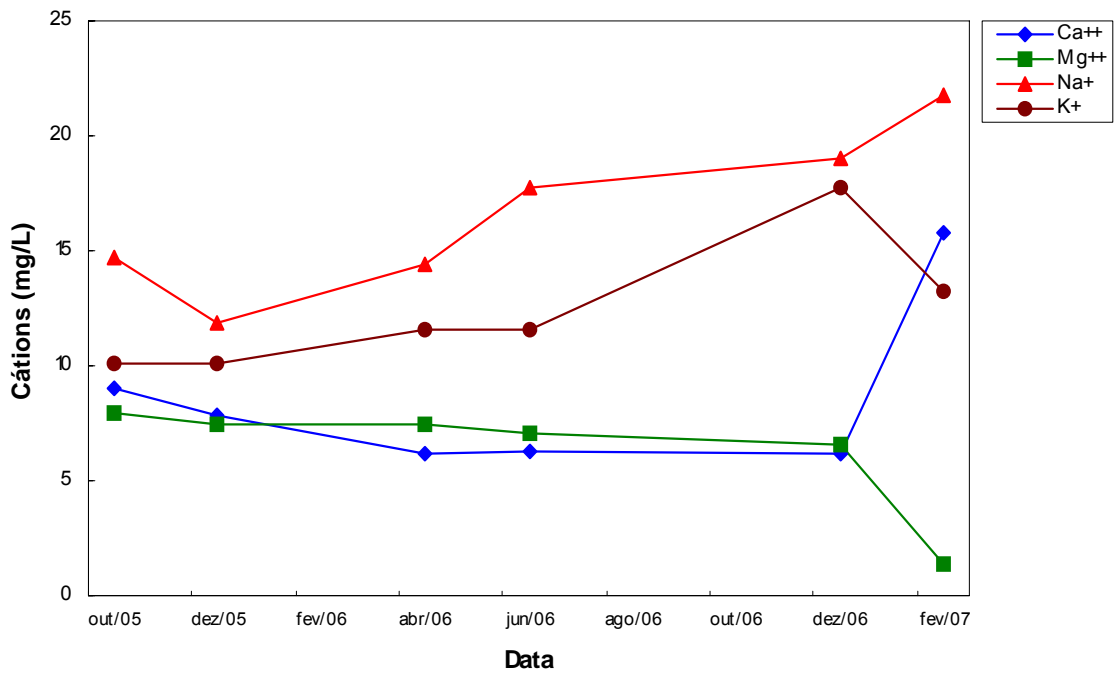


Figura 6.12- Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P10, na Formação Iborepi.

Observa-se que em abril de 2006, quando choveu cerca de 250 mm, uma pluviosidade relativamente elevada para a região, houve recarga rápida e a diluição dos sais produziu diminuição no valor da concentração dos cátions das águas do poço P01. Esta concentração voltou a aumentar à medida que as chuvas diminuíram. Comparando as concentrações medidas em dezembro de 2005 e em fevereiro de 2007, verifica-se que todos os cátions tiveram sua concentração reduzida no poço P01.

Na Formação Serrote do Limoeiro, observa-se pelas Figuras 6.6 a 6.10, que o íon K^+ apresentou os menores valores e as menores variações. O sódio mostrou ser o íon mais abundante nas águas dos poços P02, P03 e P04, com as maiores concentrações e as maiores variações na concentração. O íon cálcio pouco variou nas águas desses três poços. A concentração de Ca^{++} apresentou um aumento entre dezembro de 2006 e fevereiro de 2007, quando teve início o período chuvoso na região.

O íon magnésio teve também pouca variação nas amostras de água dos poços P02, P03 e P04. Quando iniciou a estação chuvosa, esse íon apresentou comportamento inverso ao do íon cálcio, diminuindo o valor da concentração em todas as águas desses poços.

No período de observação, outubro de 2005 a fevereiro de 2007, vê-se na Figura 6.10 que a concentração de Ca^{++} teve pequena variação nas amostras do poço P08 e a concentração de K^+ também pouco mudou.

Comparando as concentrações medidas em dezembro de 2006 e em fevereiro de 2007, verifica-se que nos poços da Formação Iborepi, P09 e P10, houve um acréscimo na concentração de Ca^{++} e Na^+ e uma redução do íon Mg^{++} . A concentração do íon K^+ diminuiu nestes poços neste período.

As Figuras 6.13 a 6.17 mostram como varia a concentração dos ânions em função do tempo, nas águas de quatro poços da Formação Serrote do Limoeiro, e as Figuras 6.18 e 6.19 como varia a concentração dos ânions em função do tempo em dois poços da Formação Iborepi.

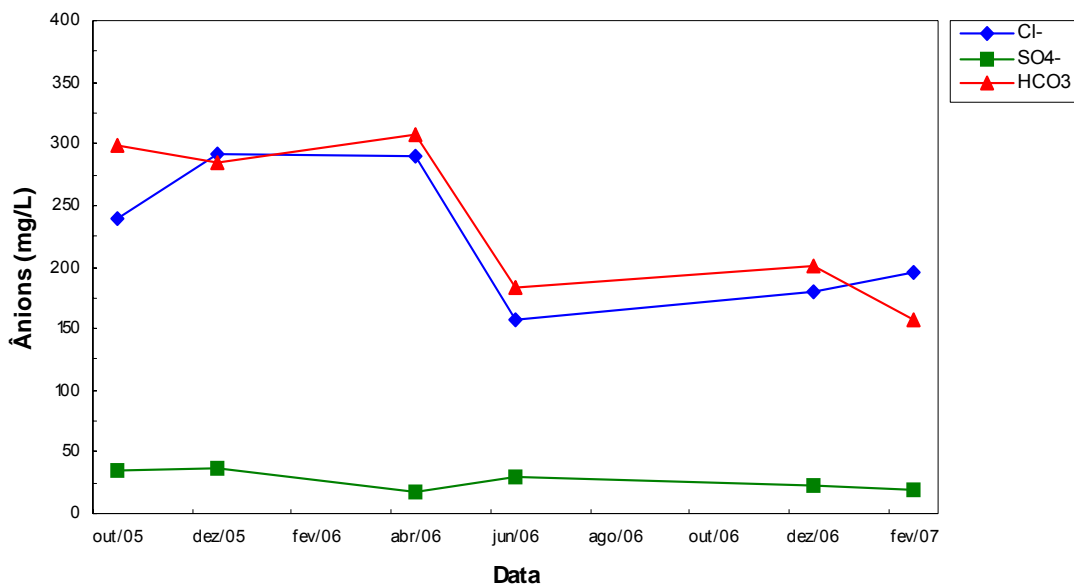


Figura 6.13- Concentração dos ânions versus data para amostras d'água no poço P01, na Formação Serrote do Limoeiro.

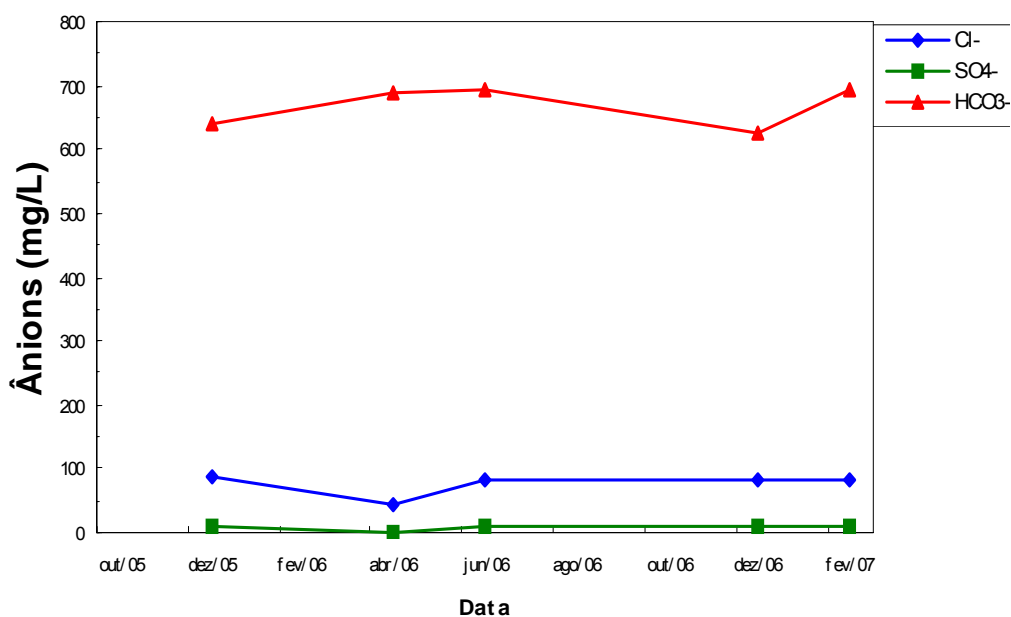


Figura 6.14- Concentração dos ânions versus data para amostras d'água no poço P02, na Formação Serrote do Limoeiro.

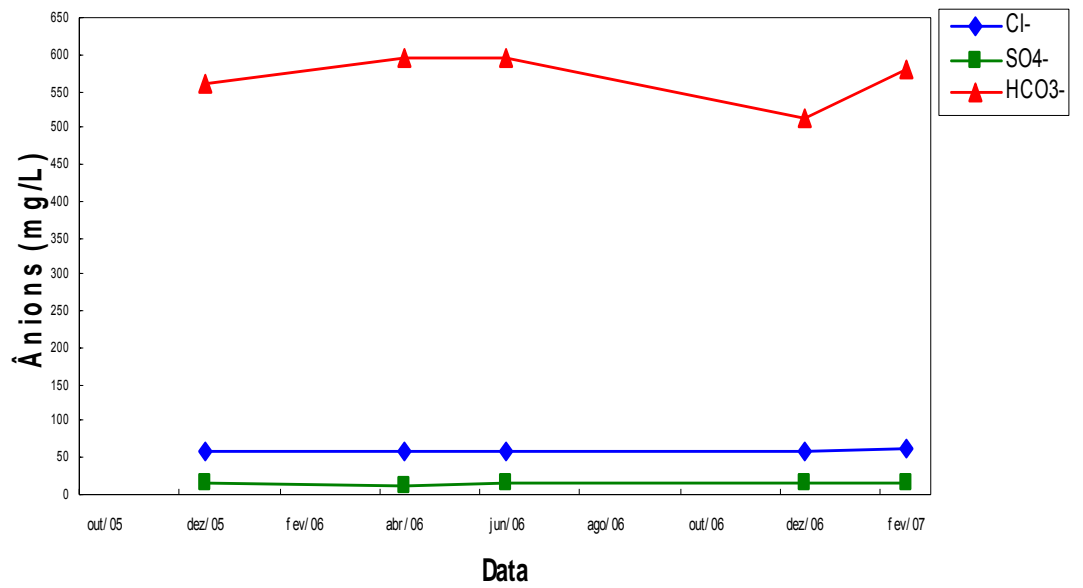


Figura 6.15- Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P03, na Formação Serrote do Limoeiro.

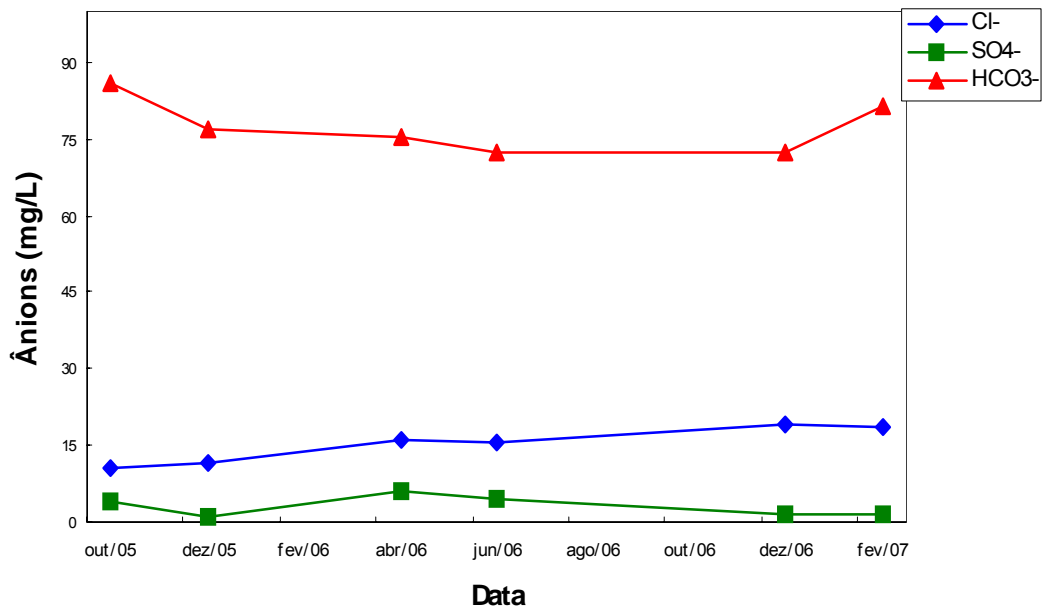


Figura 6.16- Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P04, na Formação Serrote do Limoeiro.

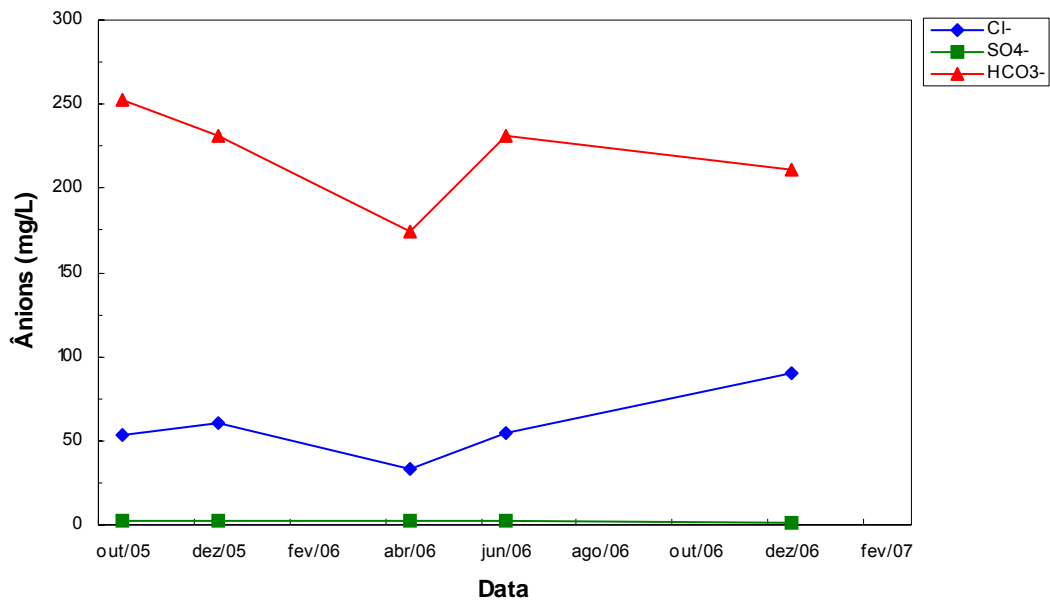


Figura 6.17- Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P08, na Formação Serrote do Limoeiro.

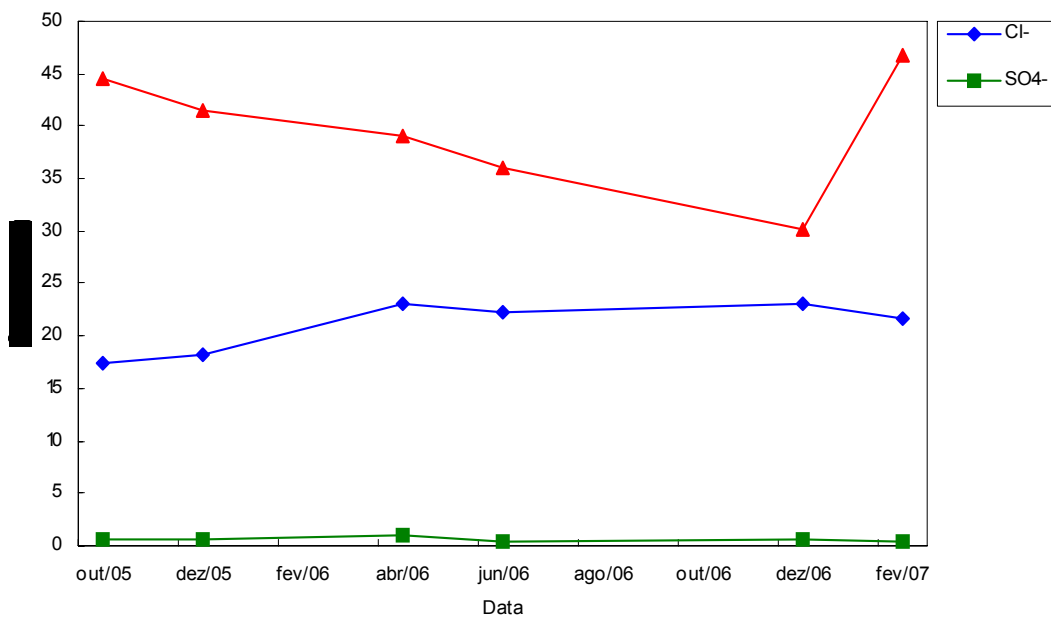


Figura 6.18- Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P09, na Formação Iborepi.

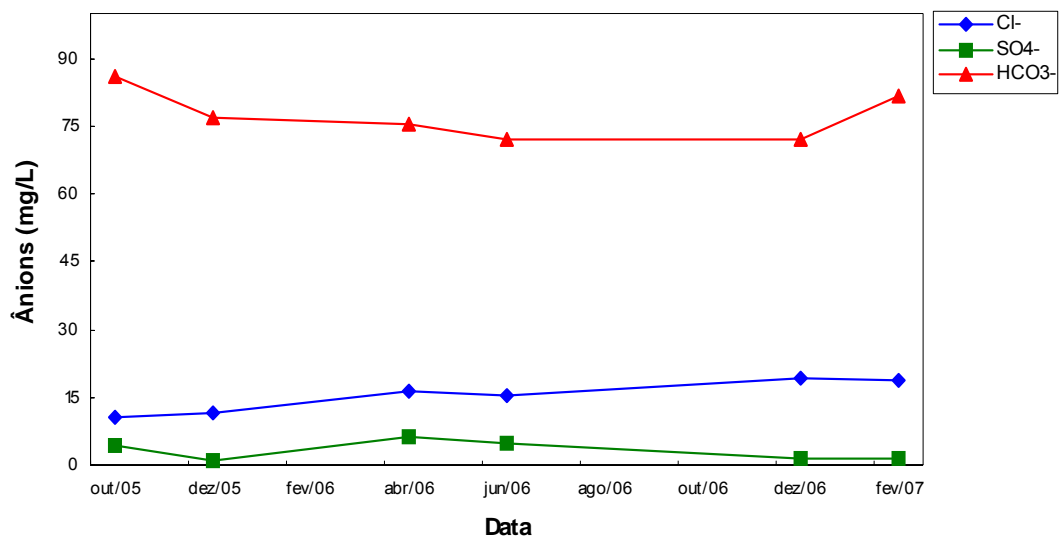


Figura 6.19- Concentração dos cátions versus data para amostras d'água no poço P10, na Formação Iborepi.

Observa-se nas Figuras 6.13 a 6.19 que o íon $\text{SO}_4^{=}$ apresentou os menores valores de concentração dentre os ânions e as menores variações tanto no Serrote do Limoeiro como no Iborepi. No poço P04 a concentração de sulfato atingiu valores baixíssimos de até 0,3 mg/L.

O íon HCO_3^- mostrou ser o mais abundante apresentando as concentrações mais elevadas e as maiores variações na concentração em todos as águas de todos os poços, indicando que as águas da região são recentes e portanto, ricas em bicarbonatos. Dentre todos os poços estudados, os maiores valores de concentração para esse íon foram encontrados nas amostras dos poços P02 e P03.

Observa-se na Figura 6.13 que no poço P01, a concentração de cloretos tem valores elevados, um pouco acima da concentração de bicarbonato, na coleta de dezembro de 2005, final do período seco. O íon cloreto apresentou variação na concentração semelhante à do magnésio, nas águas dos poços P01 e P09: diminuindo com a maior recarga no mês de abril de 2006 e aumentando com o final do período chuvoso. Observa-se ainda que a partir do mês de dezembro de 2005, a concentração de cloretos segue a mesma tendência que a concentração de magnésio para as amostras de água do poço P08.

Como mostra a Figura 6.15, as concentrações dos cloretos praticamente não sofreram variação no poço P03. No mês de abril de 2006, com a infiltração das chuvas, ocorreu uma diminuição na água do poço P04 (Figura 6.16). O poço P02 apresentou comportamento inverso, aumento na concentração de cloretos após o mês de abril de 2006 (Figura 6.14).

Com os dados de dureza, na Tabela 6.15, construiu-se a Figura 6.20. Tomando como base os valores apresentados na Tabela 4.3, as águas dos poços P08 e P10 são classificadas como moderadamente duras, as águas dos poços P02, P03, P04, e P09 classificadas como duras e a água do poço P01 como muito dura.

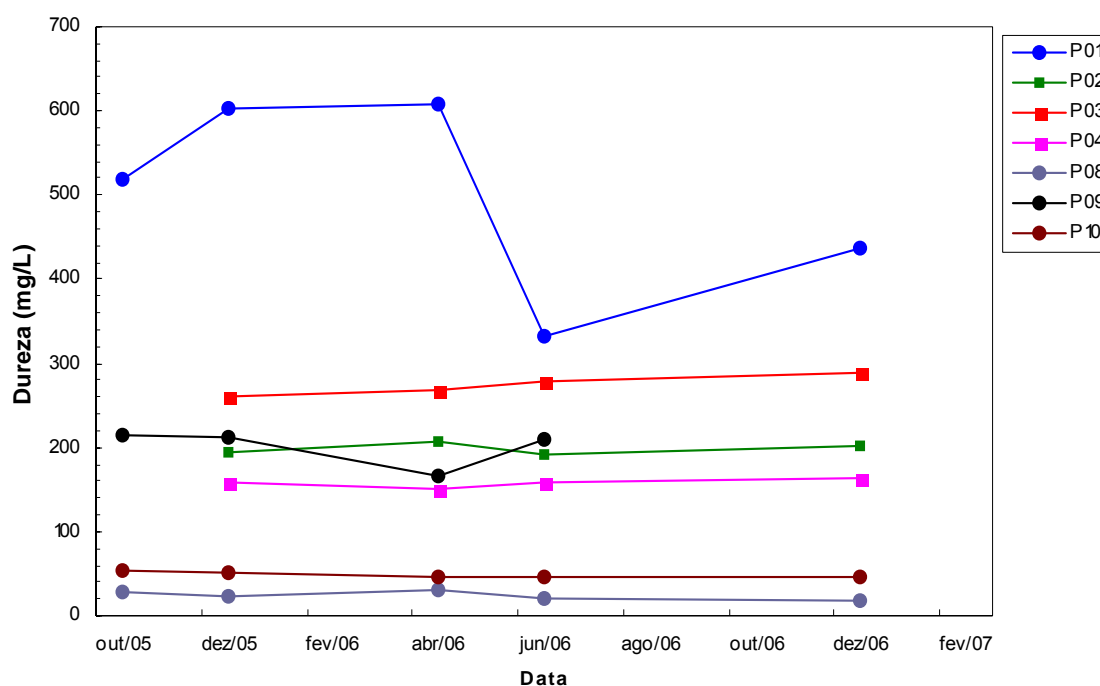


Figura 6.20- Variação da dureza no período de outubro de 2005 a fevereiro de 2007 em amostras de Lavras da Mangabeira.

Na Figura 6.21 está mostrada a variação na concentração do íon nitrato para as amostras d'água dos poços da sub-bacia Riacho do Rosário, durante o período de amostragem, e na Figura 6.22 está mostrada a variação desse íon para as amostras d'água dos poços da sub-bacia Riacho do Meio.

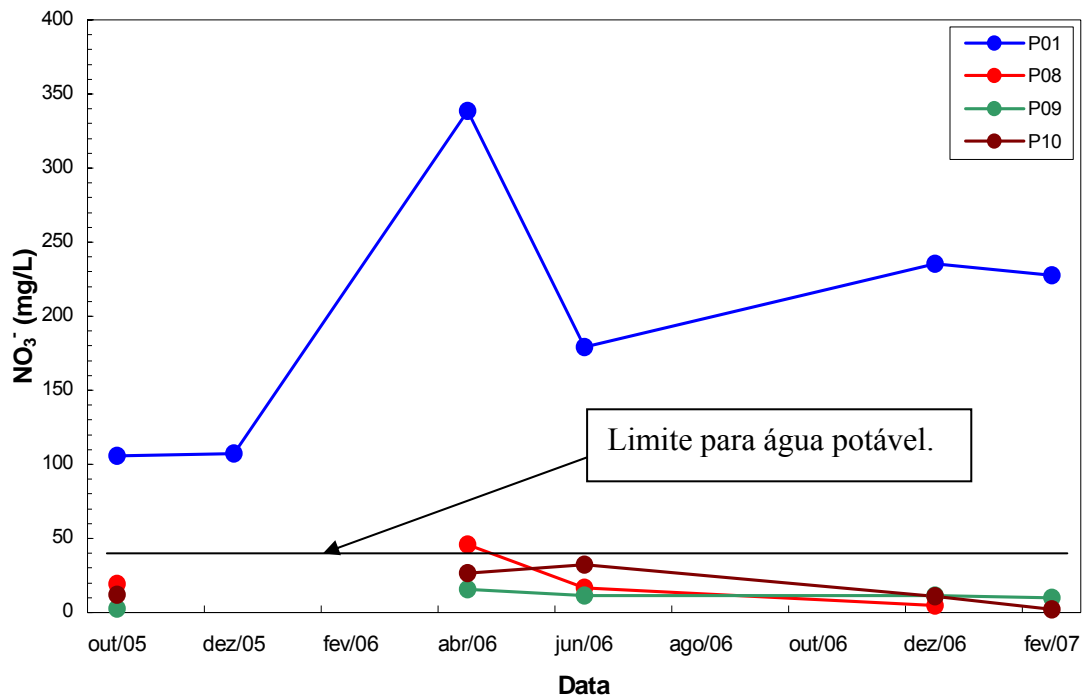


Figura 6.21- Variação dos nitratos com o tempo nas amostras da sub-bacia Riacho do Rosário.

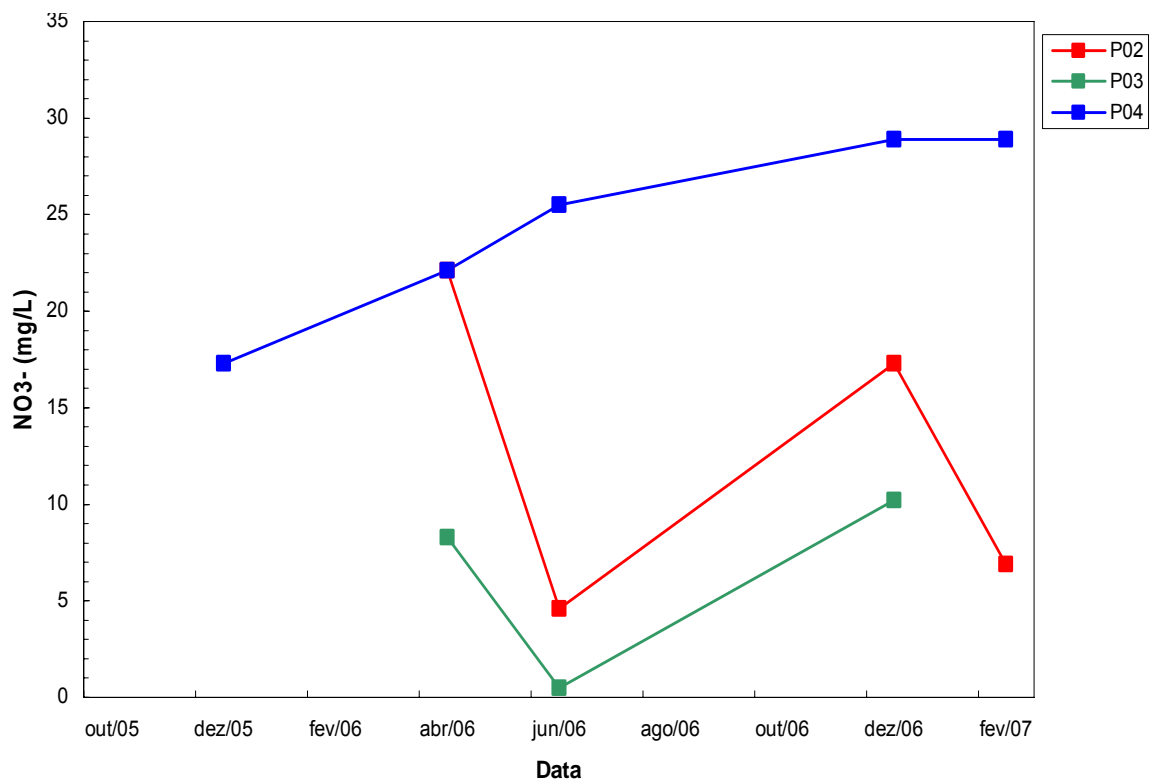


Figura 6.22- Variação dos nitratos com o tempo nas amostras da sub-bacia Riacho do Meio.

Observa-se na Figura 6.21 com amostras do Riacho do Rosário que a concentração do íon NO_3^- no poço P01 atingiu valores altíssimos, sempre acima do limite permitido pelo Ministério da Saúde que é de 45 mg/L, indicando contaminação e conseqüentemente, uma água de má qualidade. Esse poço encontra-se desativado e não está vedado, o que contribui para tornar sua água suja. Nas águas dos outros poços da região, verifica-se que, em geral, os nitratos têm concentração baixa. Somente na coleta efetuada no mês de abril de 2006, a água do poço P08 tinha concentração de 45,9 mg/L, um pouco acima do limite para água potável, mas caiu para 16,8 mg/L na coleta seguinte.

Observa-se na Figura 6.22 com amostras do Riacho do Meio que todos os valores das concentrações de nitrato dessa sub-bacia estão abaixo do limite permitido. A maior concentração do íon NO_3^- foi 28,9 mg/L, encontrada no poço P04 nas duas últimas coletas realizadas.

Nas águas das duas principais sub-bacias de Lavras da Mangabeira, a concentração de cloretos variou com a concentração de sódio (Figura 6.23).

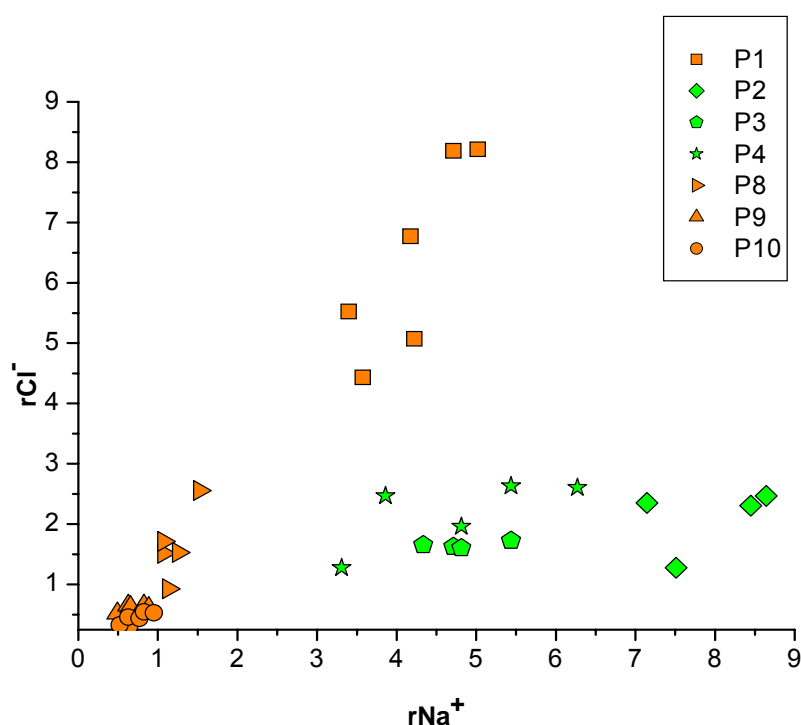


Figura 6.23- Concentração de cloretos versus concentração de sódio (Símbolos Laranja: amostras da sub-bacia Riacho do Rosário e Símbolos Verdes: amostras da sub-bacia Riacho do Meio).

Vê-se também na Figura 6.24 que as amostras produzem retas com coeficientes diferentes para cada sub-bacia indicando que a evaporação das águas na região depende dos tipos de sedimentos que são encontrados em cada sub-bacia.

6.2- Caracterização Isotópica

6.2.1- Oxigênio-18 e Deutério

Na Tabela 6.16 estão os resultados das medidas isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e de δD em relação ao SMOW em amostras da quarta coleta, efetuada no mês de junho de 2006, com erro analítico de $\pm 1,0\text{‰}$ para o δD e de $\pm 0,1\text{‰}$ para o $\delta^{18}\text{O}$.

A análise foi realizada em amostras de um poço da sub-bacia Riacho do Meio, P03, e cinco poços da sub-bacia Riacho do Rosário, P01, P06, P08, P09 e P10. Os resultados apresentaram uma faixa de variação de $-0,2\text{‰}$ a $-3,1\text{‰}$ para o oxigênio-18 e de $-3,6\text{‰}$ a $-17,9\text{‰}$ para o deutério.

Considerando que as precipitações atuais da região têm valores médios de $\delta^{18}\text{O} = -3,2\text{‰}$, o valor de $\delta^{18}\text{O}$ médio de $-2,2\text{‰}$ nas amostras de água subterrânea é menos negativo, indicando águas levemente evaporadas, mostrando que a recarga acontece através de riachos de cada sub-bacia nos poços próximos de aluvião ou que as águas infiltram lentamente nos poços localizados na Formação Serrote do Limoeiro.

Tabela 6.16- Valores de δD e $\delta^{18}\text{O}$ de águas subterrâneas em Lavras da Mangabeira

Poço	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	Sub-bacia
P 01	- 3,1	- 17,9	Riacho de Rosário
P 03	- 0,2	- 3,6	Riacho do Meio
P 06	- 2,2	- 12,7	Riacho de Rosário
P 08	- 2,2	- 13,7	Riacho de Rosário
P 09	- 3,0	- 17,1	Riacho de Rosário
P 10	- 2,6	- 14,5	Riacho de Rosário

A Figura 6.25 relaciona $\delta^{18}\text{O}$ com δD e comprova que as águas da região sofreram evaporação antes de infiltrarem. Vê-se nesta figura que a relação entre δD e $\delta^{18}\text{O}$ para as amostras de água em estudo é uma reta com um coeficiente angular 4,8, bem diferente da Reta Meteórica Mundial (GMWL). Para uma melhor comparação, está representada no gráfico também a GMWL com coeficiente angular igual a 8 para águas que não sofreram evaporação.

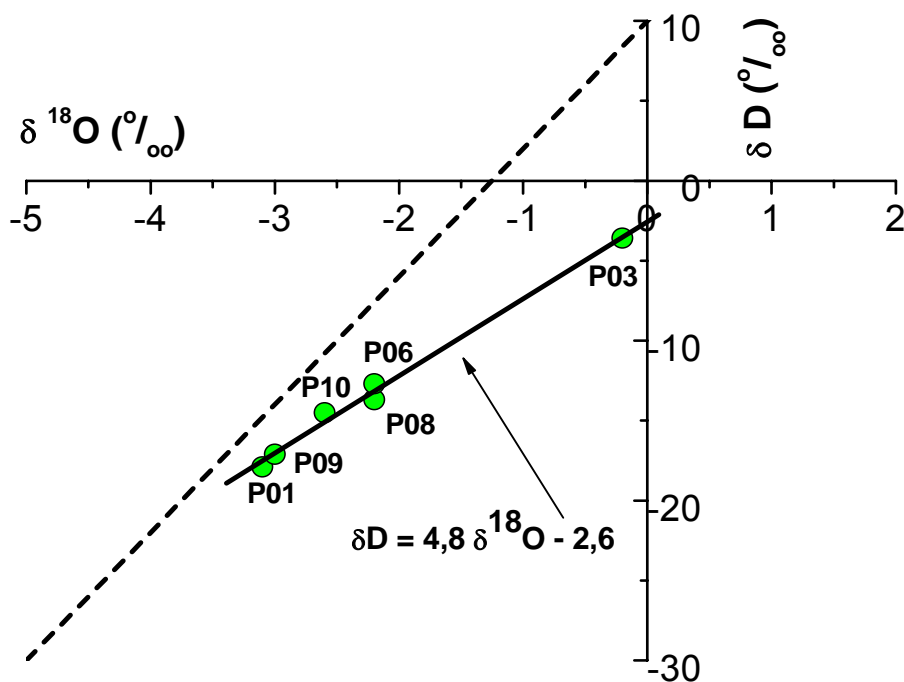


Figura 6.25- δD versus $\delta^{18}\text{O}$ para as amostras de água subterrânea em Lavras da Mangabeira.

O ponto mais afastado dos demais é a medida da amostra do poço P03 na sub-bacia Riacho do Meio. Provavelmente a recarga desse poço é feita através de águas superficiais que estão sujeitas à evaporação intensa; ele está localizado próximo de área aluvionar (Figura 2.2).

Quando se relaciona a condutividade elétrica medida na quarta coleta com as medidas de δD e $\delta^{18}\text{O}$, Figura 6.26 e Figura 6.27, o poço P3 também se separa dos demais poços da região.

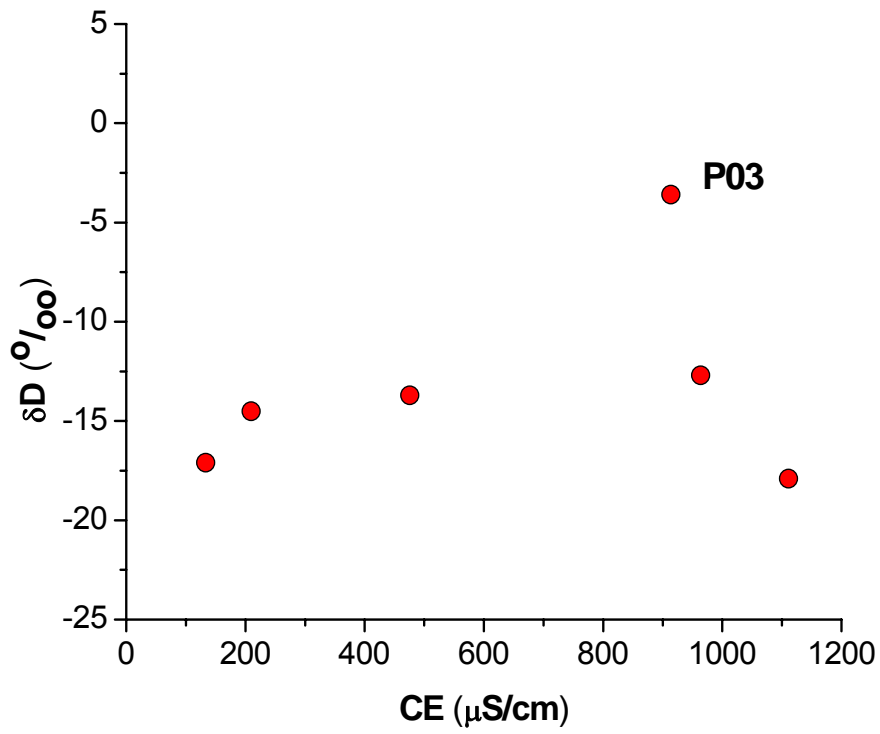


Figura 6.26- δD versus condutividade elétrica em amostras de águas subterrâneas em Lavras da Mangabeira

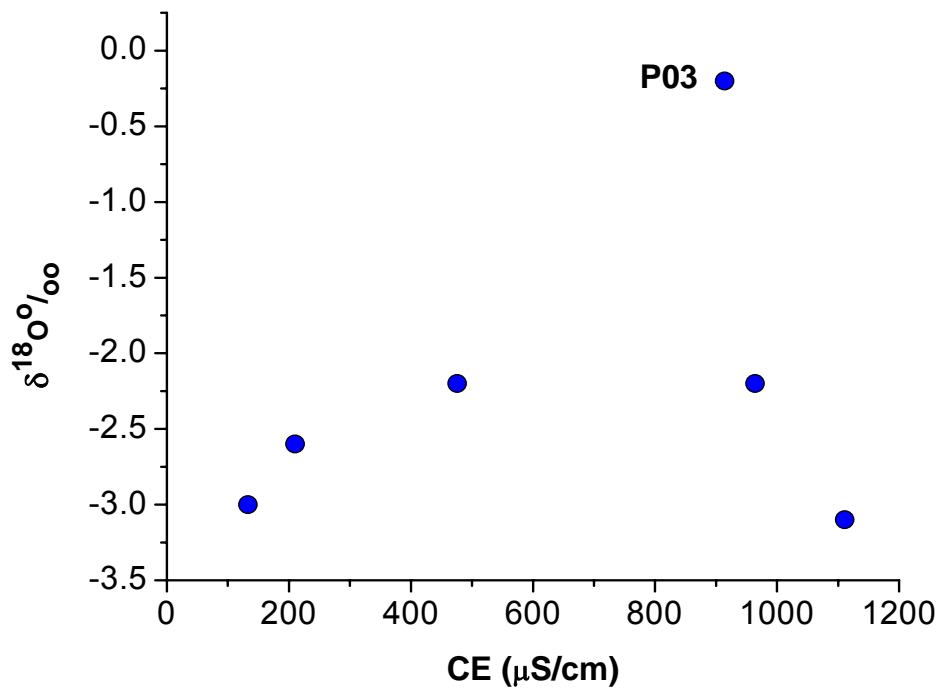


Figura 6.27- $\delta^{18}O$ versus condutividade elétrica em amostras de águas subterrâneas em Lavras da Mangabeira

6.2.2- Carbono-14

A Tabela 6.17 fornece o pH, a condutividade elétrica e os resultados das análises de carbono-14 expressos em percentual do carbono moderno e em idade convencional nas águas coletadas em julho de 2006, nos poços P04 e P07, localizados na sub-bacia Riacho do Meio. Estes foram os únicos poços com condições de amostragem para estas medidas.

Os resultados de carbono-14 juntamente com os dados de pH e condutividade elétrica mostram que as águas da sub-bacia Riacho do Meio recebem localmente diferentes contribuições de recarga, produzindo águas resultantes de diferentes razões de misturas, caracterizadas por tempos de permanência pouco diferentes.

Tabela 6.17- pH, Condutividade elétrica (CE) e porcentagem de carbono moderno (pMC) e idade convencional em amostras d'água subterrânea em Lavras da Mangabeira

Poço	pH	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	pMC	Idade convencional (anos)
P04	7,3	743	$64,3 \pm 0,5$	3543 ± 59
P07	7,2	412	$61,9 \pm 0,5$	3849 ± 59

6.3- Análise Bacteriológica

A presença de nitratos nas amostras estudadas é um indicio de contaminação por microorganismos. Por isso, foi feita uma análise bacteriológica para verificar a potabilidade das águas da região. A Tabela 6.18 fornece o resultado dessas análises para quatro amostras de água de poços da sub-bacia Riacho do Rosário e de um poço da sub-bacia Riacho do Meio, nos meses julho de 2006 e fevereiro de 2007.

A primeira coleta foi feita no final do período chuvoso de 2006 e a segunda no início do período chuvoso de 2007. Os resultados mostram que todas estas águas não são potáveis, pois apresentam coliformes totais e *Escherichia Coli* nas duas coletas. Observa-se na Tabela 6.18 que com a chegada das chuvas (segunda coleta) a quantidade

de *Escherichia Coli* diminuiu e que os coliformes totais somente não diminuíram nas águas do poço P01.

Tabela 6.18- Resultados das análises bacteriológicas de águas subterrâneas da Bacia Sedimentar de Lavras da Mangabeira. C.T: coliformes totais, E. Coli: *Escherichia Coli*; MPN: número mais provável em 100 mL.

Poço	C.T. (MPN)		E. Coli (MPN)	
	07/2006	02/2007	07/2006	02/2007
P01	> 2419,6	> 2419,6	> 2419,6	365,4
P04	2419,6	80,9	240,0	6,3
P08	> 2419,6	2,0	1,0	< 1,0
P09	2,0	81,3	< 1,0	25,6
P10	228,2	8,5	1,0	< 1,0

A quantidade de bactérias em uma amostra não é diretamente proporcional à concentração de nitrato que depende principalmente da transformação de amônia em nitrito e do nitrito em nitrato através de processos envolvendo bactérias.

Pode haver também redução no número de bactérias e aumento na concentração de nitrato. Esse comportamento foi observado nas águas da sub-bacia de Lavras da Mangabeira. Em dois poços, P01 e P04, embora a concentração de nitrato aumentou de uma coleta para outra e a quantidade de bactérias diminuiu, enquanto que no poço P09 observa-se comportamento inverso, a concentração de NO_3^- diminuiu e a quantidade de bactérias aumentou.

A Figura 6.28 com a distribuição espacial das concentrações de coliformes totais e de *Escherichia Coli*, mostra que há contaminação em todas as áreas das duas sub-bacias.

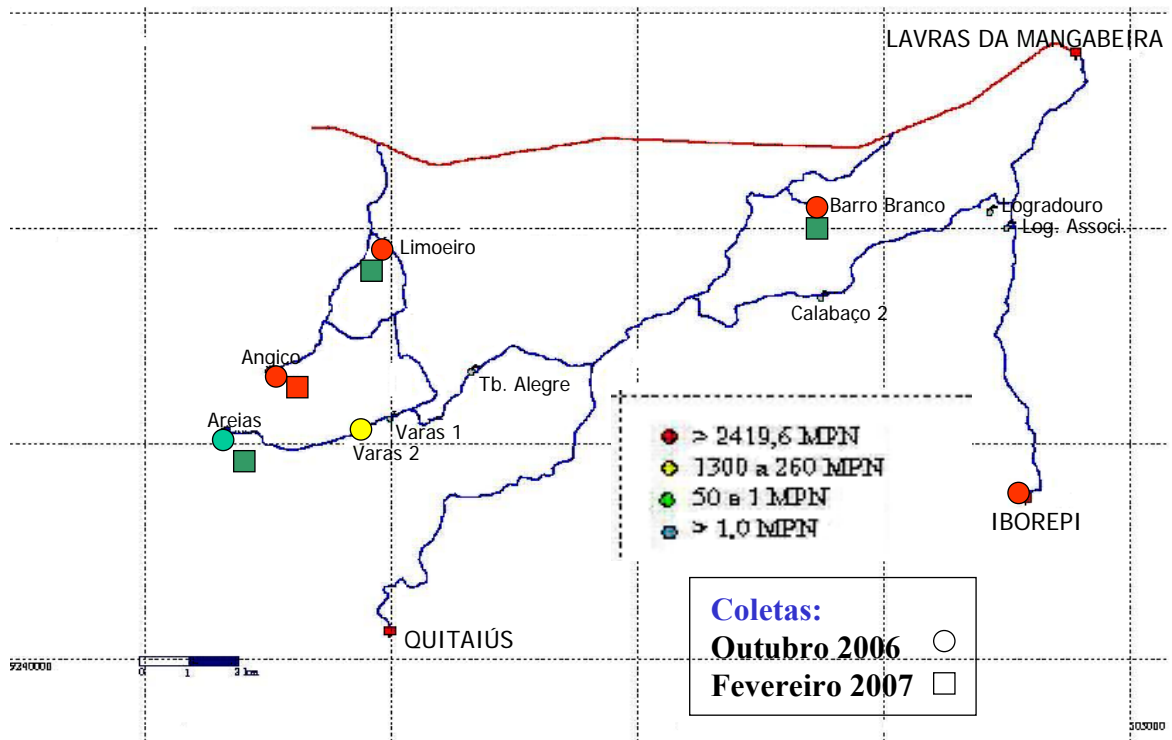


Figura 6.28- Distribuição espacial das concentrações de coliformes totais e de Escherichia Coli.

7. CONCLUSÕES

Com os resultados das análises, hidroquímicas, isotópicas e bacteriológicas, feitas nas amostras d'água subterrânea, coletadas em dez poços tubulares em seis etapas de campo na Bacia Sedimentar de Lavras da Mangabeira, no período de outubro de 2005 a fevereiro de 2007, pôde-se concluir que:

- Sob o aspecto temporal, todos os parâmetros analisados variaram durante o período de amostragem. A variabilidade espacial da salinidade das águas da região foi constatada nas duas sub-bacias. A condutividade elétrica variou em uma larga faixa; nas águas da sub-bacia Riacho do Rosário de 133 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 1917 $\mu\text{S}/\text{cm}$, e nas do Riacho do Meio de 346 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 1114 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Embora a condutividade elétrica tenha apresentado uma variação maior nas águas da microbacia Riacho do Rosário, as águas da sub-bacia Riacho do Meio são as mais salinas.

- A água do poço P01 é a mais salina das águas de todos os poços estudados na região, enquanto que as águas do poço P09, localizado na mesma sub-bacia, tinham condutividade elétrica baixa. Estes dois poços estão situados respectivamente nas Formações Geológicas, Serrote do Limoeiro e Iborepi, separadas por basalto. A Formação Serrote do Limoeiro é constituída por arenitos muito finos, siltitos e argilitos, com águas arejadas, em ambientes subaéreos de bordas de lagos e planícies fluviais, o que faz com que a água tenha um fluxo lento, facilitando a dissolução das rochas e contribuindo para aumentar a sua salinidade, enquanto que a Formação Iborepi é formada por bancos de arenitos fluviais, com correntes de água de forte competência de transporte, que faz com que a água tenha um fluxo maior, e em conseqüência disso, uma salinidade menor.

- Com relação ao pH, as amostras da sub-bacia Riacho do Rosário apresentaram caráter ácido nos poços P08, P09 e P10 e caráter básico, no poço P01. O poço P09 teve a água mais ácida das amostras estudadas. Na sub-bacia Riacho do Meio todas as amostras d'água analisadas apresentaram caráter básico; o poço P02 teve a água mais básica nessa sub-bacia.

- Na Formação Serrote do Limoeiro, as concentrações iônicas determinaram, quanto aos cátions, águas do tipo sódicas e magnesianas e em uma amostra de um poço não instalado, do tipo água mista, e quanto aos ânions foram bicarbonatadas e, cloretada neste poço.

- Na Formação Iborepi as águas eram dos tipos sódica e mista, em relação aos cátions, e quanto aos ânions são bicarbonatadas.

- Considerando os valores limites das concentrações iônicas indicadas pelo Ministério da Saúde para a potabilidade das águas, pelos parâmetros hidroquímicos, as águas analisadas são consideradas potáveis. A única exceção é o poço P01, pois em todas as coletas realizadas a concentração de nitrato esteve acima do limite permitido, indicando água de má qualidade, e as concentrações de cloretos na segunda e terceira coletas também estavam acima do recomendado.

- A relação linear entre a condutividade elétrica e a concentração de cloretos das amostras, mostrou que a salinidade das águas é decorrente principalmente da evaporação que predomina sobre os processos geoquímicos ocorridos durante a permanência da água no aquífero.

- As águas da região mostraram efeito da evaporação. Isso significa que a recarga da Bacia Sedimentar de Lavras da Mangabeira ocorre através de águas que evaporam antes da infiltração no aquífero, com contribuição moderada de processos geoquímicos para a salinização das águas durante sua permanência no aquífero.

- As análises de δD e $\delta^{18}O$ mostraram também que a água do poço P03 na sub-bacia Riacho do Meio apresentou características diferentes das águas dos poços da sub-bacia Riacho do Rosário.

- Embora as variações com o tempo das concentrações iônicas mostrem o efeito da recarga no período chuvoso, isto é, recargas recentes, as suas salinidades não são baixas (como acontece na maioria dos poços na vizinha Bacia Sedimentar do Cariri) por causa da evaporação. Portanto, a evaporação se mostra um processo importante para a salinidade das águas armazenadas na Bacia Sedimentar de Lavras da Mangabeira.

- As duas medidas de carbono-14 juntamente com os dados de condutividade elétrica mostraram que as águas da sub-bacia Riacho do Meio não são recentes (como se

poderia esperar em aquíferos livres), elas são misturas de água com diferentes tempos de residência, com média de 3900 anos.

- As análises bacteriológicas feitas nas águas de cinco poços da região, em julho de 2006 e em fevereiro de 2007, mostraram que, sob este aspecto, elas não eram potáveis, por apresentarem presença de coliformes totais e de *E. Coli*.

- As águas de recarga interferem rapidamente nas concentrações iônicas durante o período chuvoso e se constata a ação antrópica tornando algumas águas não apropriadas para o consumo humano. Para que a população possa receber água apropriada para o consumo é preciso antes de qualquer ação, o monitoramento hidroquímico e bacteriológico para detectar a influência de fontes poluidoras e propor ações corretivas.

7.1 - Perspectivas Futuras

Aumentar o número de locais de coleta de amostras de água subterrânea e incluir também amostras de águas superficiais, para análises isotópica e químicas, para ampliar o conhecimento sobre a recarga em toda extensão das sub-bacias.

Identificar as reações geoquímicas que contribuem para a mudança na composição química da água através da Modelagem Geoquímica Inversa. Por isso, é importante fazer um estudo geoquímico utilizando o programa PHREEQC, para tentar entender as reações químicas bem como os processos de transporte de sais nas águas para avaliar as mudanças químicas que podem ocorrer com uma água ao longo do seu caminho de fluxo.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, R. B., SANTIAGO, M. M. F., MENDES FILHO, J., FRISCHKORN, H. A. Origem dos sais nas águas subterrâneas dos aquíferos costeiros no município de Caucaia - Ceará. Joint World Congress on Groundwater. Fortaleza. 2000.

ALBUQUERQUE, J. do P. T. de; Inventário hidrogeológico básico do Nordeste, Folha 15- Jaguaribe SE. Recife. SUDENE. Divisão de documentação. Série Hidrogeologia, nº 32, 1970. 187p, il.

ALMEIDA. F. F. M. de; CARNEIRO, C DAL RÉ; MACHADO Jr., D. de L.; DEHIRA, L. K.. Magmatismo pós-Paleozóico no Nordeste oriental do Brasil. Rev. Brasileira de Geociências, 8 (4): 1988 p. 451- 462.

APHA. Standard Methods for the examination of water and wastewater. 18 ed., AWWA– WPCP. 1992.

BARROS, J. G. do C Estudo geofísico das aluviões de Lavras da Mangabeira e Várzea Alegre - Ceará. SUDENE-DRN Divisão de Hidrogeologia, Recife, 1969, 21p. il.

BEURLIN. K.; MABESOONE, J. M.. Bacias cretáceas intracontinentais. Notícias Geomorfológicas, 1969 Campinas, 9(18): 19-34.

BRAUN. O. P. G. Geologia da Bacia do Rio do Peixe: Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro. Prospec/DNPM. 1969. 23 p. (Não publicado).

BRITO F. A. C., SANTIAGO, M. M. F., LIMA, J. O. G., FRISCHKORN, H., MENDES FILHO, J. Variação da Salinidade das Águas do Cristalino no Distrito de Coité / Caucaia. I Simpósio de Hidrogeofísica. Fortaleza. 2004.

CAMPOS. M. de; BRAGA. A. de P.G.; MELLO, A.A. de; SOUZA. E.M. de; SILVA, F.A.F. da & FRANÇA, J.B. de., Projeto Rio Jaguaribe. Brasília, MME-DNPM - Série Geologia nº- 4. 1979. 149 p.

CARVALHO, L. S. 1989. Icnocenos Continentais: Bacias de Sousa. Uiraúna Brejo das Freiras e Mangabeira. Dissertação (Mestrado em Geologia). Rio de Janeiro, UFRJ. (Não publicado).

CAVALCANTE, J. C.; FERREIRA, C. A.. Mapa geológico do Estado do Ceará. Escala 1: 500.000. DNPM/SUDENE 1983. Governo do Estado do Ceará.

CLARK, I. & FRITZ, P. 1997. Environmental Isotopes in Hydrogeology. New York, CRC Press. 328p.

COSTA, W. D.; MELO, A. A.. Geologia das quadrículas de Várzea Alegre e Lavras da Mangabeira do Ceará. XIX Cong. Bras. Geol. Avulso n° 40 - 63 - 64. Rio de Janeiro-SBG. 1965.

CPRM (Serviço Geológico do Brasil). 1998. Atlas dos Recursos Hídricos Subterrâneos do Ceará. CD-ROM.

CPRM (Serviço Geológico do Brasil). 2007. Comportamento das Bacias Sedimentares da região semi-árida do Nordeste Brasileiro. Hidrogeologia da Bacia Sedimentar de Lavras da Mangabeira. CD-ROM.

CRAIG, H. 1961 a. Isotopic Variations in Meteoric Waters. Science 133: 1702- 1703.

CRAIG, H. 1961 b. Standard of reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science. 133: 1833 – 1834.

CRAIG, H. & L.I. GORDON, 1965. Deuterium and Oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere. In: TORGIONI, E. Ed. Stable Isotopes in Oceanography Studies and Paleotemperatures. Pisa, Lab. di Geologia Nucleare. P. 9-130.

CRANDALL, R.. Geographia, geologia, suprimento d'água, transporte e açudagem nos Estados da Parahyba, Rio Grande do Norte e Ceará. Ministério da Viação e Obras Públicas. Inspectoria Federal de Obras Contra as Secas. 1910. Publicação n° 4. Série L.D.E.

CRUZ, W. B.; FRANÇA, H.P.M. Inventário hidrogeológico básico do Nordeste, Folha 14 – Jaguaribe SO. Recife. SUDENE/DRN. Série Hidrogeologia, n° 31, 1970. 22p.

DANSGAARD, W. 1961. The Isotopic Composition of Natural Waters. Meddelser on Gronland. 165 (2): 120.

DANSGAARD, W. 1964. Stable Isotopes in Precipitation. Tellus 16: 436-467.

DANTAS, J. R. A. Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Jaguaribe (SB-24) e Folha Fortaleza (SA-24). Texto explicativo. Brasília. DNPM. 1974.

DAVIS, S. N. & DE WIEST, R. J. M. 1966. Hydrogeology. John Wiley & Sons, Inc. New York – London – Sydney. Third Printing, November, 1970, 463 p.

DINCER, T., 1968. The use of O-18 and deuterium concentrations in the balance of lakes. Water Resource Research, 4(6): 1289-1305.

EISENREIZH, S. J. 1981. Atmospheric pollutants in natural water. Chicago, Ann Arbour, (Sci. Pub.).

FISHER, D. W. 1968. Annual Variations in Chemical Composition of Atmospheric Precipitation, eastern North Carolina and southeastern Virginia: U. S. Geological Survey Water-Supply Paper 1535-M, 21 p.

FNS (Fundação Nacional de Saúde). 1999. Manual Técnico de Análise de Água para Consumo Humano, Fundação Nacional de Saúde - Brasília, 211p.

FRIEDMAN, I.; REDFIELD, A. C.; SCHOEN, B. AND HARRIS, J. 1964. The Variation of the Deuterium Content of Natural Waters in the Hydrologic Cycle. Rev. of Geophysics. 2: 177- 224.

FRISCHKORN, H. 1984. Medidas isotópicas para determinação da origem da água e seu tempo de residência no lençol de Fortaleza. Anais do 3º - Congr. Brás. Águas. Subt. Vol 2, p. 111 – 112.

FRISCHKORN, H., & SANTIAGO, M. M. F. Mechanisms of Salinization in the Northeast of Brazil. German - Brazilian Workshop on Neotropical Ecosystems - Achievements and Prospects of Cooperative Research. Hamburg. 2000. Pages 497 - 503.

FRISHKORN, H., SANTIAGO, M. M. F., Brasil, R. 1990. Aspectos Hídricos do Cariri. Anais do I Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste, p. 99 - 110.

FRISHKORN, H., SANTIAGO, M. M. F.; Torquato, J. R. 1988. Dados isotópicos e hidroquímicos da porção oriental da Bacia Potiguar. Anais do 5º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. São Paulo, 09/88 p. 144-153.

FRISHKORN, H., Torquato, J. R., SANTIAGO, M. M. F. 1984. Medidas isotópicas em aquíferos profundos na região centro – leste do Piauí. Anais do 5º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Fortaleza, p. 42-51.

FRITZ, P. & FONTES, J. CH. (eds.) 1980. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Elsevier, Amsterdam. 322p.

FUNASA (Fundação Nacional de Saúde). Portaria N° 518 do Ministério de Saúde, Brasília. 2004. Disponível em http://www.springway.com.br/agua_contaminação_fisico.htm. Acesso em dezembro de 2006.

FUNCEME (Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos). Disponível em <http://www.funceme.br/DEPAM/index.htm> . Acesso em Abril de 2007.

GARLICK, G. D. 1969. The Stable Isotopes of Oxygen. In “Wedepohl, K. H. (ed) Handbook of Geochemistry” 8B. Berlin- Heidelberg- New York: Springer.

GARLICK, G. D. & WEDEPOHL, K, H. 1969. Handbook of Geochemistry, vol 8B, Berlin- Heildelberg.

GASPARY, J.; ANJOS, N.da F.R. dos; REBOUÇAS, A. da C., MANOEL FILHO, J.; LEAL, O.; GARAU, J.; GEUILLOT, P. Estudo Geral de Base do Vale do Jaguaribe. SEDENE, Recife, Hidrogeologia v. 7 1967, 245p. il.

GAT, J. R. & GONFIANTINI, R. 1981. Stable Isotopes Hidrology: Deuterium and oxygen-18 in the water cycle. Vienna. OIEA. (Techn. Report series N° 210).

GOMES. J. R. DE C.; GATTO, C. M. R. P.; SOUZA, G. M. C. DE; LUIZ, D. S. DE; PIRES, J. DE L.; TEIXEIRA, W., (1981), Projeto Radam Brasil. Folhas SB. 24/25- Jaguaribe/Natal. Rio de Janeiro, 300 pp.

GONFIANTINI, R. 1981. The δ -notation and the mass spectrometric measurement techniques. P. 35-84. In: Stable Isotope Hydrology. Technical Reports Series n° 210. Ed. IAEA, Vienna, 339p.

GONFIANTINI, R., 1986. Environmental isotopes in lake studies. In: P. Fritz and J.-Ch. Fontes (Eds). Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 2, The Terrestrial Environment., B. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands: 113-168.

HEM, J. D. 1985. Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of natural Waters: U. S. Geological Survey Water-Supply Paper 2254, Third edition. P. 89- 120.

HOEFS, J. 1973. Stable Isotope Geochemistry. Ed. Springer – Verlag. 140p.

IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). Pesquisa Nacional de Saneamento Básico – 2000. Rio de Janeiro: IBGE, CDROM. 2002a.

IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). Anuário Estatístico de 2003. Rio de Janeiro.

IPECE. Perfil Básico Municipal. Fortaleza, 2002. Disponível em <http://www.ipece.ce.gov.br>. Acesso em 03/abril/2005.

IPLANCE, 1997. Atlas do Ceará – Fundação Instituto de Planejamento do Ceará. – Governo do Estado do Ceará, Secretaria de Planejamento e Coordenação – SEPLAN. 1997. 65p.

JUNGE, C. E. 1960. Sulfur in the atmosphere. Journ. Geophys. Resear. 65: 227-237.

LIBBY, W. F. Radiocarbon dating, 1° ed. Chicago, The University of Chicago Press, 1952, 175p.

LOGAN, J. 1965. Interpretação de análises químicas da água. US Agency for Int. Devel., Recife. 67 p.

MAJOUBE, M. 1971. Fractionnement en oxygène-18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur. J. Chim. Phys. 197: 1423.

MERLIVAT, L., BOTTER, R., NIEF, G. 1963. Fractionnement isotopique au cours de la distillation de l'eau. J. Chim. Phys. Paris, 60,56 – 61.

MIZUSAKI, A. M. P. Resultados de datações radiométricas. Rio de Janeiro. PETROBRÁS - CENPES - DIVEX - SEGEL, Comunicação Técnica n9 002/87. 1987. (Não publicado).

MORAES, L. J. de.. Serras e montanhas do Nordeste (2 volumes). Rio de Janeiro. Ministério da Viação e Obras Públicas. Inspetoria Federal de Obras Contra as Secas. 1924.

MORAES, L. J. de; BARROS, F. C. & RAMOS, E.. Levantamento fotogeológico da região Nordeste do Brasil. Folha SB. 24-O- Iguatu. Escala 1 : 250.000. Rio de Janeiro. MME/DNPM 1962.

MOSER, H. 1980. Trends in Isotope Hydrology. Intramerican Symposium on Isotope Hydrology, Bogotá, Colombia, p. 3 – 21.

MOSER, H. & STICHLER, W. 1970. Deuterium Measurements on Snow Samples from the Alps. In: Isotope Hidrology. IAEA, Viena: 43- 53.

MÜNNICH, K. O. 1957. Messung des ^{14}C – Gehaltes von Hartem Grundwasser. Naturwissenschaften, vol. 44, p. 32-34.

OMS (Organização Mundial de Saúde). 1998. Guias para a Calidad Del Água Potable. OMS. V.3. 255 p.

PONTE, F. C., DINO, R., ARAI, M & SILVA-TELLES, JR. A. C. da. 1990. Geologia das bacias de Lavras da Mangabeira e do remanescente sedimentar do Rio dos Bastiões, no Estado do Ceará. Petrópolis, – RJ, 1990. PETROBRAS-CENPES-DIVEX-SEBIPE.

PRIEM, H. N. A.; BOELRUK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. H.; HEBEDA, E. H.; VERDUMEM, E. A. Th; BON, E. H.. K-Ar dating of a basaltic layer in the sedimentary Lavras Basin, Northeastern Brazil. Rev. Bras. Geoc., 1978. 8 (4): 262-269.

RENICK, B. C. (1925), Base Exchange in Ground Water by Silicates as Illustrated in Montana: U. S. Geological Survey Wate-Supply Paper 520-D . p 53-72.

RIBEIRO, J. A., FEITOSA, F. A. C., SILVA, C. M. S. V., SANTIAGO, M. M. F. Contribuição Hidroquímica para o conhecimento das bacias do Iguatu - CE. Join World Congresso on Groundwater. Fortaleza. 2000.

RICHTER, C. A. & NETTO, J. M. A. 1991. Tratamento de Água – Tecnologia Atualizada. Editora Edgard Blücher LTDA. Terceira reimpressão – 2000. 132p.

ROZANSKI, C.; ARÁGUAS ARAGUÁS, L.; GONFIANTINI, R. 1933. Isotopic patterns in modern global precipitation. In: Continental Isotope Indicators of Climatic; American Geophysical Union Monograph.

SALATI, E., GUSMÃO, G. A., MATSUI, E., CERVELLINI, A. 1971. Estudo Preliminar das Concentrações de ^{18}O e D em águas do Nordeste Brasileiro. CENA. Boletim Científico, BC – 002 p. 30.

SALES, H. B. & GOUVEIA, S. T. 1997. Manual de técnicas analíticas para análise de águas, Laboratório de Química Ambiental- LAQA. – UFC, 50 p.

SANTIAGO, M. M. F. 1984. Mecanismos de Salinização em regiões semi-áridas. Estudo dos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré no Ceará. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 176p.

SANTIAGO, M. M. F., FRISCHKORN, H., BEZERRA, A., BRASIL, R. Medidas Hidroquímicas em poços e fontes do Cariri - sul do Ceará. Anais do 5º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. São Paulo. 1988.

SANTIAGO, M. M. F., FRISCHKORN, H., NETO, P. S., MENDES FILHO, J. The Recharge Mechanisms in the Aluvial Aquifer Zone in Northeast Brazil. Ground Water 39. nº1. 2001.

SANTIAGO, M. M.F., SALATI, E. E MATSUI, E. 1975. Fracionamento Isotópico da Água (D e ^{18}O) do açude Santo Antônio de Russas Durante a Evaporação. Rev. Bras. Geoc. 5: 106- 112.

SANTIAGO, M. M. F., SILVA, C. M. S. V. Manual de Análises Hidroquímicas e Bacteriológicas do Departamento de Física da Universidade Federal do Ceará. Fortaleza. 2000.

SANTIAGO, M. M. F., SILVA, C. M. S. V., MENDES FILHO, J. and FRISCHKORN, H. Characterization of groundwater in the Cariri (Ceará/Brazil) by environmental isotopes and electric conductivity. Radiocarbon, 39(1): 49 – 60 (1997).

SANTOS, E. J. dos; BRITO NEVES, B. B. de. Província Borborema. In: F. F. M. de Almeida e Y. Hasui (Coordenadores) - O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo. Blücher, 1984. p. 123- 186.

SCHOBENHAUSS, C.; CAMPOS, D. de A.; DERZE, G. R.; ASMUS. H. E. (Coordenadores). Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Escala 1: 2.500.000. Brasília. MME- DNPM. 1984. 501 p.

SILLEN, L. G.; MARTELL, A. E. 1964. Stability Constants of Metal - Ion Complexes: Chemical Society [London] Special Publication 17, 754 p.

SRH, 1992. Plano Estadual de Recursos Hídricos – Diagnóstico (v. 1); Estudos de Base I (v. 2); Estudos de Base II (v. 3); Planejamento (v. 4). Fortaleza, CE.

SRH - Proposta de Atualização do Plano Estadual de Recursos Hídricos – Consolidação da Política e dos Programas de Recursos Hídricos do Estado do Ceará. - Diagnóstico (v.1); Planejamento (v.2); Formulação de Programas (v.3) Fortaleza, CE (3V) 2004. Fortaleza, CE. CD-ROM.

SUESS, H. E. 1955. Radiocarbon concentration in modern wood. Science, vol. 122, p. 415-17.

WAY, K., FANO, L., SOTT, M. R. E THEW, K. 1950. Nuclear data, In: A Collection of experimental values of hal flites, radiation energies, relative isotopic abundances, nuclear moments and cross-sections, Natl. Bur. Standards V. S., circ. 499.

ZHAVORONKOW, N. et al., 1965. Some Physicalchemical Constantes of Heavy-oxygen Water. Chem. Abstracts. 3827.