

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

JOÃO ROBERTO FAÇANHA DE ALMEIDA

ANÁLISE ESTATÍSTICA MULTIVARIADA E MODELO GEOQUÍMICO INVERSO NO
ESTUDO DA QUALIDADE DA ÁGUA SUBTERRÂNEA NA BACIA DO FORQUILHA
EM QUIXERAMOBIM – CEARÁ.

FORTALEZA – CEARÁ

2009

JOÃO ROBERTO FAÇANHA DE ALMEIDA

ANÁLISE ESTATÍSTICA MULTIVARIADA E MODELO GEOQUÍMICO INVERSO NO
ESTUDO DA QUALIDADE DA ÁGUA SUBTERRÂNEA NA BACIA DO FORQUILHA
EM QUIXERAMOBIM – CEARÁ.

Dissertação submetida à coordenação do curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Engenharia Civil.
Área de Concentração: Recursos Hídricos.

Orientador: Prof. Dr. Horst Frischkorn

FORTALEZA- CEARÁ

2009

JOÃO ROBERTO FAÇANHA DE ALMEIDA

ANÁLISE ESTATÍSTICA MULTIVARIADA E MODELO GEOQUÍMICO INVERSO NO
ESTUDO DA QUALIDADE DA ÁGUA SUBTERRÂNEA NA BACIA DO FORQUILHA
EM QUIXERAMOBIM – CEARÁ.

Dissertação submetida à coordenação do curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Engenharia Civil.

Área de Concentração: Recursos Hídricos.

Aprovada em ____/____/____

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Horst Frischkorn (orientador)
Universidade Federal do Ceará

Prof. Dr^a. Maria Marlucia Freitas Santiago
Universidade Federal do Ceará

Dr. Julien Daniel Pierre Burte
Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos

*À Deus e aos meus Pais,
Roberto Magalhães
e Aline Façanha.*

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Prof. Dr. Horst Frischkorn, pelos ensinamentos, paciência, confiança, críticas e sugestões durante todas as etapas de produção desta dissertação.

Aos professores do Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental.

Aos Mestres Fábio Peixoto e José Lucena, pelos ensinamentos, incentivos e apoio durante boa parte do meu curso de Pós-Graduação.

Ao pesquisador da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos – FUNCEME Dr. Julien Burte, pelos ensinamentos em campo e fornecimento de dados necessários para a realização desta dissertação.

Ao colega e estudante de Mestrado em Física, pela Universidade Federal do Ceará – UFC, Roberto Namor, pela ajuda nas primeiras simulações de alguns programas computacionais utilizados nesta obra.

Ao amigo Marcos e a todos os colegas e funcionários do Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil – Recursos Hídricos da UFC.

A todos que, com uma palavra de apoio ou sugestão, me ajudaram a desenvolver e a melhorar este trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pelo apoio financeiro.

À SOHIDRA e à CPRM, pelo fornecimento de dados de poços e mapas do município de Quixeramobim.

E em especial,

Aos meus Pais, pelo amor e pelo apoio incondicional em todos os momentos da minha vida.

À minha avó materna, às minhas irmãs e a todos os meus familiares.

E à minha noiva Gabriela, por todo amor, carinho, companheirismo, atenção e paciência em toda minha vida acadêmica.

RESUMO

Os aquíferos aluviais presentes na região semi-árida do Nordeste brasileiro hospedam importantes recursos hídricos naturais para as populações que vivem nessa região, devido a sua excelente qualidade, quando comparado aos aquíferos localizados nas áreas de embasamento cristalino. No entanto, constituem recursos frágeis, sendo susceptíveis a processos de degradação da sua qualidade por ações antrópicas, variações climáticas ou modificações hidrogeológicas. Com o objetivo de identificar e quantificar os principais processos responsáveis pelo aumento da salinidade observada no aquífero aluvial durante o período não chuvoso usou-se, além de estudos hidroquímicos (diagramas e estudo de razões iônicas), a análise estatística multivariada (agrupamento hierárquico e discriminante) e a modelagem geoquímica inversa. Os diagramas de Piper e Stiff mostraram a classificação das águas quanto à presença dos íons dominantes, onde as águas aluviais apresentaram características intermediárias entre as águas do aquífero fissural e água dos reservatórios. Com o diagrama de RAS obteve-se a mesma interpretação. As relações iônicas revelaram forte relação das águas aluviais com a litologia da região e a provável dissolução de aerossóis contendo compostos de $MgCl_2$ nos aquíferos do embasamento cristalino. A análise de agrupamento mostrou as similaridades entre os poços, enquanto a análise discriminante ajudou a compreender o processo de salinização no aquífero aluvial. As modelagens geoquímicas inversas realizadas com o PHREEQC identificaram trocas catiônicas de CaX_2 , MgX_2 , NaX e KX , além de precipitações de K-mica e albita e dissoluções de anortita e K-feldspato, evidenciando a ação intempérica das águas sobre as rochas. A grande dissolução de CO_2 nas águas aluviais justifica a característica bicarbonatada dessas águas. A contribuição volumétrica de águas do aquífero fissural, como forma de justificar o aumento da salinidade nos poços aluviais, foi estimada entre 1,53% e 27,99% para diferentes pontos, na média foi de 15,8%. No entanto, esta contribuição representa quase 64% da salinidade no aluvião.

Palavras-chave: Aquífero Aluvial, Análise Estatística Multivariada, Modelagem Geoquímica Inversa, PHREEQC.

ABSTRACT

The alluvial aquifers in the semi-arid region of Brazil's Northeast host an important natural water resource for the populations that live in that region, owing to its excellent quality, when compared to the crystalline basement rock aquifers. However, they are fragile resources and are susceptible to processes of degradation of quality by anthropic action, climatic changes or hydrogeological modifications. The objective of this research is to identify and quantify the primary processes responsible for the increase in salinity observed in the alluvial aquifers during the dry season. Besides hydrochemical analysis (Piper and Stiff diagrams and ionic relations), multivariate statistical analysis (hierarchical clustering and discriminant analyses) and inverse geochemical modeling were also used. The Piper and Stiff diagrams presented water classification according to dominant ions, where the alluvial water showed intermediate characteristics between the hard-rock basement aquifer water and that from the reservoirs. With the SAR diagram, the same result was observed. The ionic relations revealed a strong relation of the alluvial water with the lithology of the region and the probable dissolution of aerosols containing composites of the $MgCl_2$ type in the aquifers of the crystalline rock shield. Cluster analysis showed the similarities between the wells, whereas discriminant analysis helped to understand the process of salinization in the alluvial aquifer. The inverse geochemical modeling carried out with PHREEQC identified cationic exchanges of CaX_2 , MgX_2 , NaX and KX , as well as precipitation of K-mica and albite and dissolutions of anorthite and K-feldspar, evidencing the intemperic action of the water on the rocks. Strong dissolution of CO_2 in the alluvial water justifies the bicarbonated characteristics of that water. The volume contribution from crystalline rock aquifer water was estimated as between 1.53% and 27.99% at different points with a mean value of 15.8%. However, this contribution represents nearly 64% of the salinity of the water in the alluvium.

Keywords: Alluvial Aquifer, Multivariate Statistical Analysis, Inverse Geochemical Modeling, PHREEQC.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1	Localização do município de Quixeramobim em relação aos domínios sedimentares e cristalino do Estado do Ceará. Fonte: CPRM – Serviço Geológico do Brasil (1998)	2
Figura 1.2	Ilustração de fissuras em rocha cristalina. Modificado de Dewandel <i>et al.</i> (2006)	3
Figura 1.3	Agricultura em pequena escala em áreas aluviais ao longo do riacho do Forquilha em Quixeramobim – CE. a) Feijão e b) Milho	4
Figura 3.1	Localização da bacia do riacho do Forquilha. Fonte: Burte (2008)	19
Figura 3.2	Precipitação pluviométrica mensal e anual no período de 2003-2007, no município de Quixeramobim. Fonte: FUNCEME (2009)	21
Figura 3.3	Município de Quixeramobim em relação aos (a) tipos climáticos e às (b) unidades fitoecológicas, do Estado do Ceará. Fonte: Mapas interativos (IPECE, 2009)	22
Figura 3.4	Domínios geológicos em Quixeramobim – CE. Fonte: modificado de CPRM (2009b)	24
Figura 3.5	Afloramento de rochas do embasamento cristalino em Quixeramobim – CE .	24
Figura 4.1	Diagrama de Piper para classificação das águas quanto aos íons predominantes	29
Figura 4.2	Diagrama CE vs. RAS para a classificação das águas de irrigação	33
Figura 4.3	Esquema geral de procedimentos hierárquicos aglomerativos. Fonte: Mingoti (2005)	37
Figura 4.4	Localização dos poços ao longo do riacho do Forquilha em Quixeramobim, Ceará. Modificado de Burte (2008)	46
Figura 5.1	Diagrama de Piper para as águas dos reservatórios, rios, aquífero aluvial e aquífero fissural na bacia do riacho Forquilha em Quixeramobim, Ceará	48
Figura 5.2	Diagramas de Stiff para amostras dos reservatórios na bacia do riacho Forquilha	49

Figura 5.3	Diagramas de Stiff para amostras do riacho Forquilha	50
Figura 5.4a	Diagramas de Stiff para amostras dos poços no aluvião riacho Forquilha. Poços P10, P27, P38 e P51	50
Figura 5.4b	Diagramas de Stiff para amostras dos poços no aluvião riacho Forquilha. Poços P60, P68, P86, P92, P104, P111, P114, P133 e P136	51
Figura 5.5a	Diagramas de Stiff para amostras do aquífero cristalino no município de Quixeramobim, Quixadá e Senador Pompeu. Poços 1 a 10	52
Figura 5.5b	Diagramas de Stiff para amostras do aquífero cristalino no município de Quixeramobim, Quixadá e Senador Pompeu. Poços 11 a 20	53
Figura 5.5c	Diagramas de Stiff para amostras do aquífero cristalino no município de Quixeramobim, Quixadá e Senador Pompeu. Poços 21 a 23	54
Figura 5.6	Classificação das águas estudadas quanto à salinidade de acordo com a resolução 357/05 do CONAMA	55
Figura 5.7	Porcentagem de amostras dentro e fora dos padrões de potabilidade. (a) aquífero aluvial e (b) aquífero fissural	56
Figura 5.8	Diagrama de CE vs. RAS não corrigida para classificação das águas dos reservatórios, rios, aquífero aluvial e aquífero fissural na bacia do riacho Forquilha em Quixeramobim, Ceará	58
Figura 5.9	Ca^{2+} vs. Mg^{2+} para as águas aluviais da bacia do riacho Forquilha	60
Figura 5.10	Na^+ vs. K^+ para as águas aluviais da bacia do riacho Forquilha	61
Figura 5.11	Cl^- vs. Na^+ para as águas aluviais da bacia do riacho Forquilha	62
Figura 5.12	HCO_3^- vs. Cl^- para as águas aluviais da bacia do riacho Forquilha	63
Figura 5.13	Mg^{2+} vs. Cl^- para as águas aluviais da bacia do riacho Forquilha	64
Figura 5.14	Na^+ vs. Ca^{2+} para as águas aluviais da bacia do riacho Forquilha	65
Figura 5.15	Ca^{2+} vs. HCO_3^- para as águas aluviais da bacia do riacho Forquilha	65
Figura 5.16	Ca^{2+} vs. Mg^{2+} para as águas fissurais da bacia do riacho Forquilha	66
Figura 5.17	Cl^- vs. Na^+ para as águas fissurais da bacia do riacho Forquilha	67
Figura 5.18	HCO_3^- vs. Cl^- para as águas fissurais da bacia do riacho Forquilha	68

Figura 5.19	Mg ²⁺ vs. Cl ⁻ para as águas fissurais da bacia do riacho Forquilha	69
Figura 5.20	Na ⁺ vs. Ca ²⁺ para as águas fissurais da bacia do riacho Forquilha	70
Figura 5.21	Ca ²⁺ vs. HCO ₃ ⁻ para as águas fissurais da bacia do riacho Forquilha	70
Figura 5.22	Dendrograma de dissimilaridade dos centróides dos 3 grupos de águas identificadas na análise de agrupamento	74
Figura 5.23	Dendrograma de dissimilaridade das águas dos reservatórios, aluvião e embasamento cristalino	75
Figura 5.24	Ampliação do dendrograma de dissimilaridade das águas dos poços no aluvião	76
Figura 5.25	Ampliação do dendrograma de dissimilaridade das águas do aquífero fissural	76
Figura 5.26	Correlações entre as variáveis e os fatores discriminantes (simulação com misturas entre águas dos reservatórios e cristalino)	79
Figura 5.27	Análise discriminante para amostras dos reservatórios, poços, cristalino e misturas de águas dos reservatórios e cristalino (razões 3:1 e 1:1). As elipses representam uma confiança de 95%	80
Figura 5.28	Centróides para as amostras dos reservatórios, poços, cristalino e misturas de águas dos reservatórios e cristalino (razões 3:1 e 1:1) com indicação da influência por contribuição do cristalino	80
Figura 5.29	Correlações entre as variáveis e os fatores discriminantes (simulação com concentração das águas dos reservatórios)	84
Figura 5.30	Análise discriminante para amostras dos reservatórios, poços, cristalino e dos reservatórios com concentrações de 1,5x, 2,5x e 3,5x. As elipses representam uma confiança de 95%	86
Figura 5.31	Centróides para as amostras dos reservatórios, poços, cristalino e dos reservatórios com concentrações de 1,5x, 2,5x e 3,5x com indicação da influência da evaporação	86
Figura 5.32	Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P10	90
Figura 5.33	Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P27	92

Figura 5.34	Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P38	94
Figura 5.35	Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P51	96
Figura 5.36	Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P60	98
Figura 5.37	Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P68	100
Figura 5.38	Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P86	102
Figura 5.39	Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P92	104
Figura 5.40	Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P104	106
Figura 5.41	Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P111	108
Figura 5.42	Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P114	110
Figura 5.43	Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P133	112
Figura 5.44	Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P136	114

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1	Dados de poços localizados no embasamento cristalino na região central do Estado do Ceará. Concentrações dos íons em meq/L. Fonte: SOHIDRA (2009)	30
Tabela 4.2	Dados de açudes e rio localizados na bacia do riacho Forquilha, em Quixeramobim, CE. Concentrações dos íons em meq/L. Fonte: Burte (2008)	31
Tabela 4.3	Dados de poços localizados no aquífero aluvial na bacia do riacho Forquilha, em Quixeramobim, CE. Concentrações dos íons em meq/L. Fonte: Burte (2008)	32
Tabela 4.4	Classificação das águas de irrigação pelo diagrama da USSL	34
Tabela 5.1	Alguns padrões de potabilidade da água exigidos pela OMS e definidos pela portaria 518/2004 do Ministério da Saúde	55
Tabela 5.2	Razões iônicas e seus significados (HEM, 1985 apud SILVA JÚNIOR <i>et al.</i> , 2006; FENZL, 1988 apud FERNANDES, 2007; FERNANDES, 2007)	59
Tabela 5.3	Valores das variáveis para as observações utilizadas na análise de agrupamento (CE em $\mu\text{S}/\text{cm}$ e concentrações dos íons em mg/L)	73
Tabela 5.4	Composição química dos centróides dos 3 grupos de águas identificadas na análise de agrupamento (CE em $\mu\text{S}/\text{cm}$ e concentrações dos íons em mg/L) ..	74
Tabela 5.5	Composição química das misturas de águas dos reservatórios e águas do cristalino nas razões 1:1 e 3:1. Dados de origem: Tabela 5.3 – cristalino 1 ao 8 e reservatórios 1 ao 8 (CE em $\mu\text{S}/\text{cm}$ e concentrações dos íons em mg/L) ..	77
Tabela 5.6	Discriminação acumulada das funções discriminantes dos grupos (reservatório, cristalino, poços, mistura 1:1 e mistura 3:1)	78
Tabela 5.7	Correlações entre as variáveis e os fatores discriminantes (simulação com misturas entre águas dos reservatórios e cristalino)	79
Tabela 5.8	Discriminação acumulada das funções discriminante dos grupos (reservatório, cristalino, poços, reservatório concentrados em 1,5x, 2,5x e 3,5x)	81

Tabela 5.9	Composição química das águas de reservatório concentradas em fatores de 1,5x, 2,5x e 3,5x (CE em $\mu\text{S}/\text{cm}$ e concentrações dos íons em mg/L)	82
Tabela 5.10	Correlações entre as variáveis e os fatores discriminantes (simulação com concentração das águas dos reservatórios)	83
Tabela 5.11	Distâncias Mahalanobis entre os centróides dos grupos	87
Tabela 5.12	p-valores associados ao teste de Fisher	87
Tabela 5.13	Classificações corretas na discriminação das amostras	87
Tabela 5.14	Composição média das águas do cristalino na região central do Estado do Ceará (em mg/L)	88
Tabela 5.15	Composição média dos açudes a montante dos poços P10, P27 e P38 (em mg/L)	88
Tabela 5.16	Composição média dos açudes a montante dos poços P51, P58, P60, P68, P86, P92, P104, P111, P114, P133 e P136 (em mg/L)	88
Tabela 5.17a,b	Simulação geoquímica inversa para o poço P10. (a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese, (b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese	89
Tabela 5.17c	Simulação geoquímica inversa para o poço P10. (c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2	90
Tabela 5.18a,b	Simulação geoquímica inversa para o poço P27. (a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese. (b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese	91
Tabela 5.18c	Simulação geoquímica inversa para o poço P27. (c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2	92
Tabela 5.19a,b	Simulação geoquímica inversa para o poço P38. (a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese. (b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese	93
Tabela 5.19c	Simulação geoquímica inversa para o poço P38. (c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2	94

Tabela 5.20a,b	Simulação geoquímica inversa para o poço P51. (a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese. (b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese	95
Tabela 5.20c	Simulação geoquímica inversa para o poço P51. (c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2	96
Tabela 5.21a,b	Simulação geoquímica inversa para o poço P60. (a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese. (b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese	97
Tabela 5.21c	Simulação geoquímica inversa para o poço P60. (c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2	98
Tabela 5.22a,b	Simulação geoquímica inversa para o poço P68. (a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese. (b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese	99
Tabela 5.22c	Simulação geoquímica inversa para o poço P68. (c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2	100
Tabela 5.23a,b	Simulação geoquímica inversa para o poço P86. (a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese. (b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese	101
Tabela 5.23c	Simulação geoquímica inversa para o poço P86. (c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2	102
Tabela 5.24a,b	Simulação geoquímica inversa para o poço P92. (a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese. (b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese	103
Tabela 5.24c	Simulação geoquímica inversa para o poço P92. (c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2	104
Tabela 5.25a,b	Simulação geoquímica inversa para o poço P104. (a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese. (b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese	105
Tabela 5.25c	Simulação geoquímica inversa para o poço P104. (c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2	106

Tabela 5.26a,b	Simulação geoquímica inversa para o poço P111. (a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese. (b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese	107
Tabela 5.26c	Simulação geoquímica inversa para o poço P111. (c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2	108
Tabela 5.27a,b	Simulação geoquímica inversa para o poço P114. (a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese. (b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese	109
Tabela 5.27c	Simulação geoquímica inversa para o poço P114. (c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2	110
Tabela 5.28a,b	Simulação geoquímica inversa para o poço P133. (a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese. (b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese	111
Tabela 5.28c	Simulação geoquímica inversa para o poço P133. (c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2	112
Tabela 5.29a,b	Simulação geoquímica inversa para o poço P136. (a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese. (b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese	113
Tabela 5.29c	Simulação geoquímica inversa para o poço P136. (c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2	114

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CE – Condutividade elétrica

CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

CONAMA – Conselho Nacional do Meio Ambiente

COGERH – Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

DE – Distância Euclidiana

FD – Função Discriminante

FUNCEME – Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

IPECE – Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará

MIN – Ministério da Integração Nacional

MMA – Ministério do Meio Ambiente

MS – Ministério da Saúde

OMS – Organização Mundial da Saúde

RAS – Razão de Adsorção de Sódio

SEAGRI – Secretaria da Agricultura e Pecuária

SOHIDRA – Superintendência de Obras Hidráulicas

STD – Sólidos Totais Dissolvidos

SUDENE – Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste

UFC – Universidade Federal do Ceará

UFMG – Universidade Federal de Minas Gerais

USSL – *United States Salinity Laboratory*

VMP – Valor máximo permitido

ZCIT – Zona de convergência intertropical

SUMÁRIO

RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
LISTA DE TABELAS	xii
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	xvi
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Justificativa	4
1.2 Objetivos	5
1.3 Estrutura da Dissertação	6
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1 Qualidade e hidroquímica das águas	7
2.2 Geologia, hidrogeologia e salinização	10
2.3 Análise estatística multivariada	12
2.4 Modelagem computacional – aplicativo PHREEQC Interactive 2.15.0	14
3. ÁREA DE ESTUDO	18
3.1 Localização e descrição geográfica	18
3.2 Clima	19
3.3 Vegetação, relevo e solo	22
3.4 Geologia	23
3.4.1 <i>Morfologia</i>	23
3.4.2 <i>Hidrogeologia</i>	26
4. MÉTODOLOGIA	27
4.1 Tratamento e seleção dos dados	27
4.2 Hidroquímica	28
4.3 Análise estatística multivariada	35
4.3.1 <i>Análise de agrupamento hierárquico aglomerativo</i>	36
4.3.2 <i>Análise discriminante</i>	39
4.4 Modelagem geoquímica inversa	43

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	47
5.1 Hidroquímica	47
5.1.1 <i>Classificação das águas pelos íons dominantes</i>	47
5.1.2 <i>Qualidade das águas para consumo humano</i>	54
5.1.3 <i>Qualidade das águas para irrigação</i>	57
5.1.4 <i>Estudo das razões Iônicas</i>	59
5.2 Análise estatística multivariada	71
5.2.1 <i>Análise estatística de agrupamento</i>	71
5.2.1 <i>Análise estatística discriminante</i>	77
5.3 Modelo geoquímico inverso	88
6. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	115
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	119

1. INTRODUÇÃO

No Estado do Ceará existem milhares de poços cujas águas são utilizadas, essencialmente, para irrigação e consumo humano, sendo, em algumas localidades, a principal fonte de abastecimento de água; os poços catalogados pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 2009a) chegam a 19.856.

De uma maneira geral, a qualidade da água desses poços está diretamente relacionada com a formação geológica da região. Geralmente, encontramos água com alta concentração de sais nas áreas de formação rochosa cristalina e água com baixa concentração de sais em áreas de rochas sedimentares.

Aproximadamente 75% do Estado do Ceará se encontram em áreas cristalinas (Figura 1.1), onde o solo que recobre essas rochas varia entre 0 e 4 metros de espessura (LEAL, 1969). Deste modo, o armazenamento de água nesse tipo de aquífero torna-se bastante importante para a região. O armazenamento ocorre em fissuras e fendas na rocha cristalina com pouca ou nenhuma conectividade entre elas, possibilitando que as águas de poços próximos possam ter composições químicas diferenciadas (Figura 1.2). Os outros 25% são de coberturas sedimentares cenozóicas presentes principalmente no litoral cearense, na serra de Ibiapaba, com coberturas sedimentares paleozóicas, na chapada do Apodi, com coberturas sedimentares mesozóicas e na chapada do Araripe, com predominância de coberturas da era mesozóica, além da bacia do Iguatu, localizada no sertão central do Ceará, com coberturas predominantemente cenozóicas.

Cruz & Melo (1968), em um estudo geoquímico das águas subterrâneas do Nordeste brasileiro, verificaram que a variação do resíduo seco das águas em áreas sedimentares fica entre 0 e 500 mg/L, já nas áreas com predominância de rochas cristalinas, o resíduo seco é em média maior que 1000 mg/L.

Além da variabilidade espacial, a qualidade da água possui uma variabilidade temporal, onde, nos períodos de estiagem, os níveis de concentração de sais são elevados em relação aos meses chuvosos devido ao aumento nas taxas de evaporação e evapotranspiração nas regiões semi-áridas do Nordeste e pela falta de renovação da água desses reservatórios, com água com baixa concentração de sais.

No Ceará, o período chuvoso ocorre geralmente entre os meses de janeiro e junho e o período de estiagem nos meses de julho e dezembro. Estudos de Brito (2005) mostram essa variabilidade temporal no domínio cristalino para amostras de 16 poços instalados no município de Caucaia e monitorados entre abril de 2003 e abril de 2004, onde, em um caso extremo, a variação da condutividade elétrica da água passa de 7500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ no período de estiagem para 399 $\mu\text{S}/\text{cm}$ no período chuvoso; mas, de modo geral, variações sazonais por um fator de 2 a 3 são comuns.

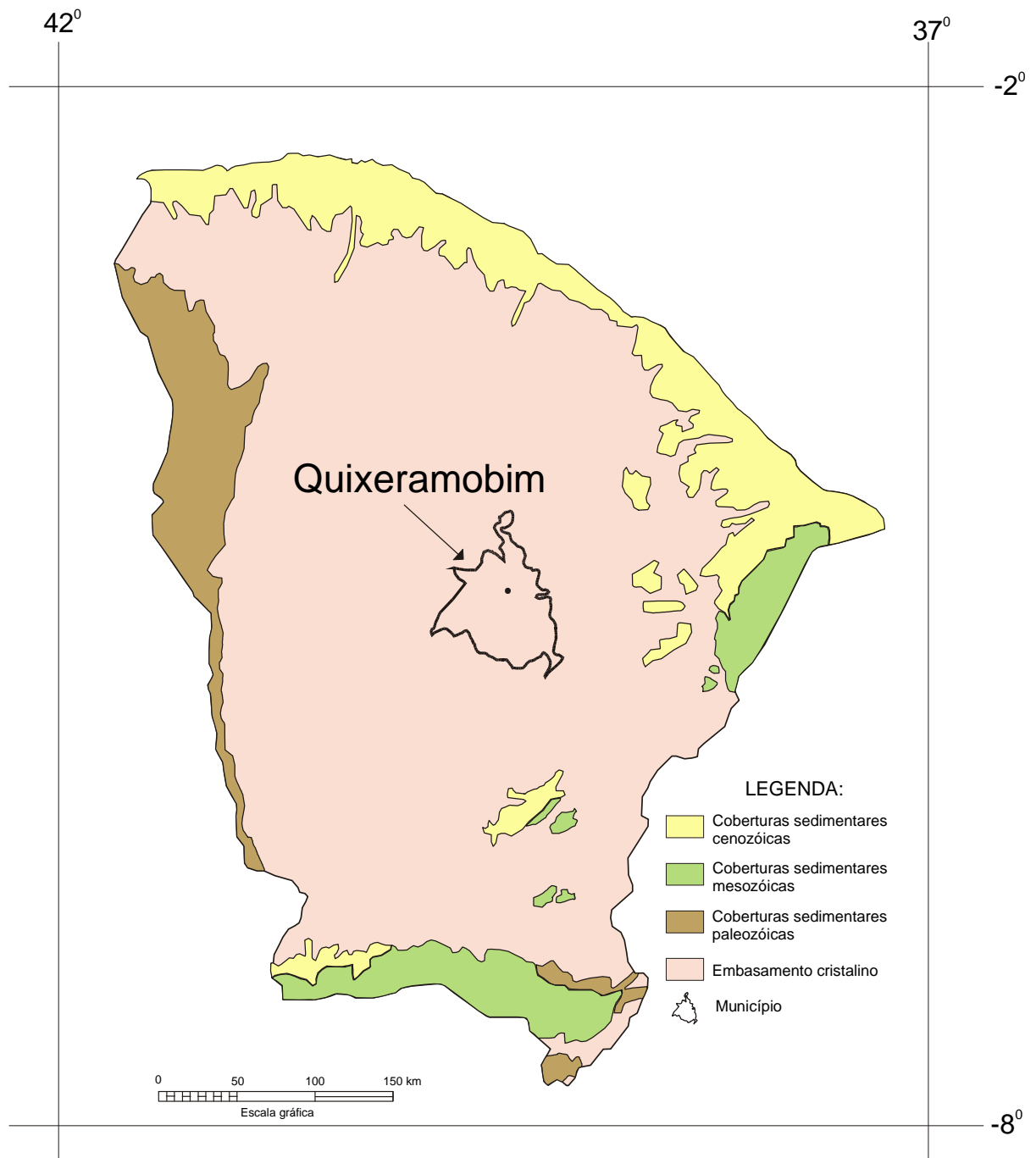


Figura 1.1 – Localização do município de Quixeramobim em relação aos domínios sedimentares e cristalino do Estado do Ceará. Fonte: CPRM – Serviço Geológico do Brasil (1998).

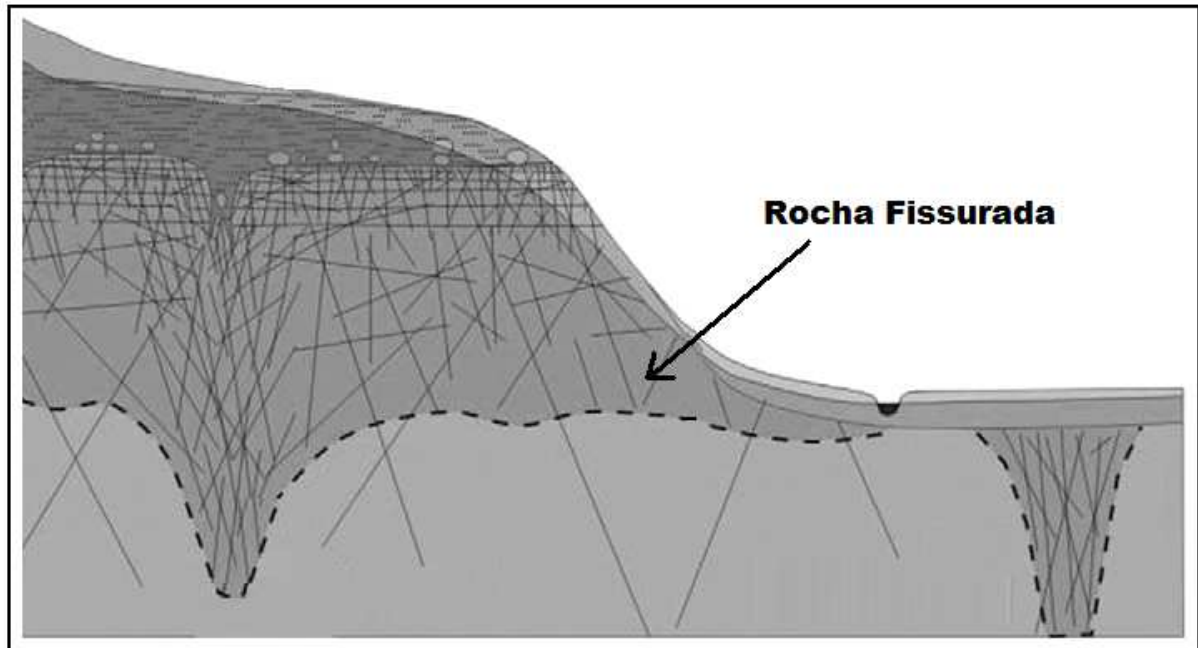


Figura 1.2 – Ilustração de fissuras em rocha cristalina. Modificado de Dewandel *et al.* (2006).

Em meio a áreas cristalinas, existem, ao longo das margens dos rios, riachos e nas desembocaduras dos cursos d'água, depósitos recentes de sedimento inconsolidado, chamados de aluvião. Os aluviões são planos, possuem uma drenagem regular e são férteis devido às misturas de materiais diferentes, de 1ª classe para a irrigação, sendo o melhor solo, física e quimicamente, de toda zona semi-árida (DUQUE, 2001).

A água armazenada nesses aquíferos aluviais é extremamente importante para algumas comunidades locais, devido à fácil exploração e à boa qualidade desse recurso quando comparado às águas armazenadas em fissuras de rochas cristalinas.

Os pequenos aquíferos aluviais representam recursos limitados, mas de acesso fácil e de uma grande dispersão geográfica ao longo da rede de drenagem, o que possibilita a manutenção de pequenos núcleos de população no meio rural. Tradicionalmente, a exploração destes pequenos aquíferos era limitada pelo acesso difícil e penoso. Mas com as técnicas de exploração de águas subterrâneas (poços, bombeamento), estes pequenos recursos representam um potencial para o desenvolvimento local (BURTE, 2008, p. 05).

Deste modo, os poços instalados nos aluviões são usados tanto para abastecimento humano e dessedentação animal, quanto para irrigar pequenas plantações, como por exemplo, de milho e feijão.

1.1 Justificativa

O semi-árido do Nordeste Brasileiro, com mais de 13,5 milhões de habitantes, é caracterizado por uma distribuição irregular das chuvas no tempo, rios intermitentes e altas taxas de evaporação. Assim, em períodos de estiagem, as famílias que vivem nessas áreas sofrem intensamente com a escassez de recursos hídricos. Os poços instalados próximos a localidades de habitação aparecem como uma solução para essa falta de água.

No município Quixeramobim prevalecem dois domínios hidrogeológicos distintos: as rochas cristalinas, onde ocorre o aquífero fissural e os depósitos aluviais, onde ocorre o aquífero aluvial.

Entre os anos de 1998 e 2007, foram instalados, em aquífero aluvial, mais de 350 poços no município de Quixeramobim. Já exclusivamente na bacia do riacho Forquilha, área estudada nesta dissertação, foram instalados, em aquífero aluvial, 192 poços no mesmo período (SEAGRI, 2004 e CPRM, 2008, apud BURTE 2008).

Os poços no aquífero aluvial presentes ao longo do riacho Forquilha possuem uma grande importância para as comunidades locais por serem a principal fonte de suprimento de água para a agricultura em pequena escala (Figuras 1.3a e b).



Figura 1.3 – Agricultura em pequena escala em áreas aluviais ao longo do riacho do Forquilha em Quixeramobim – CE. a) Feijão e b) Milho

A profundidade média desses poços é de 6,8 metros e suas condutividades elétricas observadas variavam entre 435 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e 1491 $\mu\text{S}/\text{cm}$, para os poços monitorados em outubro de 2005 (BURTE, 2008). Em geral, as águas captadas nos poços monitorados são de

boa qualidade, mas existe uma diferença significativa de salinidade em alguns poços muito próximos, onde em alguns casos a água é classificada como não potável, de acordo com as exigências de potabilidade definidas pelo Ministério da Saúde (MS, 2004).

Devido à importância do aquífero aluvial para a população local, onde vivem cerca de 5000 pessoas em 17 comunidades, surge a necessidade de um estudo mais profundo para se compreender os fatores que levam a uma salinização da água, para que se possa sugerir ações minimizadoras destes fatores contribuindo, deste modo, para um aproveitamento sustentável deste recurso hídrico.

1.2 Objetivos

O trabalho visa aprofundar os conhecimentos sobre a hidrogeoquímica do aquífero aluvial ao longo do riacho Forquilha, e compreender a dinâmica de salinização, verificando uma possível contribuição de águas do aquífero fissural, da evaporação e de processo de dissolução de minerais presentes nas rochas formadoras do aluvião.

Para atingir o objetivo geral, alguns objetivos específicos foram necessários, como os que seguem:

- Analisar os dados de águas de diversos poços presentes no aquífero aluvial ao longo do riacho Forquilha (dados de BURTE, 2008);
- Analisar os dados de águas de diversos poços no embasamento cristalino do município de Quixeramobim e de cidades próximas, como Quixadá e Senador Pompeu (dados da SOHIDRA, 2009);
- Quantificar a contribuição de águas do aquífero fissural para um incremento no teor de sais dos poços presentes no aquífero aluvial;
- Estudar estatisticamente a qualidade da água dos aquíferos fissural e aluvial e relacioná-los através dos métodos de estatística multivariada;
- Propor modelos geoquímicos inversos que expliquem o incremento de sais no aquífero aluvial ao longo do riacho Forquilha.

1.3 Estrutura da dissertação

A dissertação divide-se em sete capítulos. O capítulo 1 corresponde à introdução, onde foi apresentado um contexto geral da pesquisa, seguida da justificativa para a sua realização e dos objetivos propostos nesta obra.

O capítulo 2 refere-se à revisão bibliográfica, onde estão apresentados alguns trabalhos desenvolvidos no Nordeste semi-árido do Brasil e pesquisas envolvendo estatística multivariada e modelagem geoquímica inversa no Brasil e no mundo.

No capítulo 3 está descrita a área de estudo, focando principalmente o clima, a geologia e a hidrogeologia da região. O capítulo 4 apresenta a metodologia utilizada na pesquisa e o capítulo 5 mostra os principais resultados encontrados.

Os capítulos 6 e 7 referem-se às conclusões e às referências bibliográficas, respectivamente.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Grande parte do Nordeste brasileiro encontra-se numa área denominada de “Polígono das Secas”. Essa área com aproximadamente 962.857 km², conforme delimitado em 1936, através da Lei 175 e revisado em 1951, é caracterizada por um clima predominantemente semi-árido com baixas pluviosidades, rios intermitentes e altas taxas de evaporação. O Estado do Ceará possui 91,98% do seu território dentro dessa área (MIN, 2005).

A escassez de recursos hídricos nessa região aliada à sua grande população fez com que houvesse bastante interesse em se desenvolver estudos nessa área. Deste modo, muitos estudos foram realizados com o intuito de caracterizar quantitativamente e qualitativamente os recursos hídricos dessa região, abordando os aspectos geológicos e hidrogeológicos, hidroquímica da água em diferentes aquíferos, estudos estatísticos e modelagem computacional.

2.1 Qualidade e hidroquímica das águas

Enfatizamos os trabalhos de Cruz & Melo (1968), que estudaram a geoquímica das águas subterrâneas do Nordeste brasileiro, Laraque (1989), que estudou a qualidade das águas dos açudes do semi-árido do Nordeste. Silva Júnior, Gheyi & Medeiros (1999), estudaram a composição química das águas presentes no Nordeste do Brasil, Santiago *et al.* (2002), que avaliaram a qualidade da água subterrânea do aquífero fissural no semi-árido cearense, Melo Júnior, Costa & Cabral Neto (2003), que estudaram a qualidade da água em um trecho do rio Açu, localizado no semi-árido potiguar. Pereira *et al.* (2006) estudaram a qualidade da água subterrânea e superficial no município de Aiuaba, semi-árido cearense.

Suassuna & Audry (1995), devido a problemas de salinização dos recursos hídricos nos projetos de pequena irrigação, estudaram a salinidade das águas disponíveis para a pequena irrigação no sertão nordestino. Em dois anos de pesquisa, foram coletadas pelos autores e analisadas mais de 1000 amostras das águas utilizadas na irrigação, onde puderam avaliar as composições iônicas, condutividade, pH, variação sazonal da salinidade e o comportamento das culturas irrigadas.

Montenegro *et al.* (2003) desenvolveram um estudo da dinâmica hidro-salina em aquífero aluvial, utilizado para agricultura irrigada familiar, no semi-árido pernambucano. O estudo se baseou em um monitoramento quantitativo e qualitativo das águas subterrâneas do aquífero e, para isso, foram instalados na área de estudo 80 piezômetros. O monitoramento consistia em medições do nível piezométrico, de condutividade elétrica e do pH das águas coletadas. Concluíram que o aquífero possuía uma dinâmica sazonal da piezometria e da condutividade elétrica, com o nível freático diminuindo no período chuvoso, devido à recarga do aquífero, e a condutividade elétrica diminuindo, devido à diluição da água do aquífero com água de recarga. Os autores concluíram, ainda, que em média 27% da água precipitada no ano, de 1994 e 1996, foram armazenadas no aquífero aluvial.

Velásquez *et al.* (2003) estudaram a hidroquímica das águas subterrâneas do médio Jequitinhonha, Minas Gerais, região de clima semi-árido inserida na área denominada “Polígono das Secas”, com precipitação média de 808 mm/ano e evapotranspiração potencial média de 1567mm/ano. A partir de 255 poços tubulares, os autores se propuseram a caracterizar qualitativamente a água dos aquíferos cristalinos existente na região, onde as águas dos poços analisados apresentaram elevados teores de sólidos totais dissolvidos. Concluíram que nas regiões com xisto predominam águas bicarbonatadas cálcicas e mistas e nos granitóides, as bicarbonatadas sódicas e mistas. Segundo os autores, o cloro, por sua vez, parece não guardar uma associação significativa com a composição mineralógica das rochas, visto que ele aparece indistintamente nos dois aquíferos estudados, cujas composições mineralógicas são diferentes. Concluíram, ainda, que as águas dos poços estudados apresentavam baixo risco de sódio e médio para alto risco de salinização.

Brito (2005) fez um estudo sobre a variabilidade espacial e temporal da qualidade da água subterrânea no cristalino. Durante 14 meses, foram estudados 16 poços no município de Caucaia, região metropolitana de Fortaleza. O autor verificou a grande variabilidade de condutividade elétrica das águas dos poços em um mesmo período e a variabilidade cíclica de condutividade elétrica da água do mesmo poço durante o ano, mostrando assim a grande heterogeneidade do sistema de armazenamento de água nas fissuras das rochas do embasamento cristalino.

Costa, Melo & Silva (2006) fizeram uma avaliação do comportamento espacial e temporal dos parâmetros hidroquímicos que caracterizam a salinização das águas do aquífero cristalino no Rio Grande do Norte e fizeram uma abordagem sobre os aspectos relativos a

origem e ao mecanismo de salinização. O estudo se concentrou nas sub-regiões Agreste, Seridó e Serrana mostrando uma relação linear da concentração dos íons sódio, cálcio, magnésio, cloreto com a condutividade elétrica e os sólidos totais dissolvidos.

Da Silva, Araújo & Souza (2007) fizeram um levantamento dos poços instalados no Estado do Ceará e estudaram a salinidade das águas. No município de Quixeramobim, os poços possuem, em média, vazões baixas em torno de $1,51 \text{ m}^3/\text{h}$; apenas 43% dos poços instalados se encontravam em operação e a condutividade elétrica média das águas é de $2990 \mu\text{S}/\text{cm}$.

Moura (2008) estudou os aspectos hidrogeológicos do aluvião do Rio Banabuiú no trecho entre Morada Nova e Limoeiro do Norte no Estado do Ceará. Com base em 84 poços tubulares cadastrados na COGERH, conseguiu coletar amostras em 59 poços, onde estudou a superfície potenciométrica, a hidroquímica e oxigênio-18 das águas superficiais, do aquífero aluvial e do aquífero cristalino na região; fez sondagens à percussão e estudos geofísicos. Concluiu que mais de 90% das amostras do aquífero aluvial apresentavam concentração dentro do limite de potabilidade e que o uso de fertilizantes não contribui de forma relevante para o aumento de teor de metais pesados na água. Diferentemente das águas do aquífero cristalino, as águas do aquífero aluvial não possuíam íon cloreto dominante; a reserva renovável do aluvião no Perímetro Irrigado de Morada Nova era de $3,06.10^6 \text{ m}^3/\text{ano}$, sendo, para a população da região, superior ao limite estabelecido pela ONU de 110 L/dia/pessoa para consumo e higiene.

Burte (2008) estudou o funcionamento de aquíferos aluviais e propôs estratégias de gestão nos pequenos aquíferos aluviais nas áreas cristalinas semi-áridas. Seu estudo se concentrou em duas micro-bacias hidrográficas, Forquilha (objeto de nosso trabalho) e Vista Alegre, localizadas no município de Quixeramobim, distante 224 km de Fortaleza. Concluiu que as ações antrópicas influenciam fortemente na dinâmica hidrológica dos pequenos aquíferos aluviais e que essa dinâmica também depende do período do ano; nos períodos chuvosos, o aquífero é totalmente recarregado pelo escoamento no leito do riacho e infiltração, e nos períodos secos há perdas pelo bombeamento, escoamento subterrâneo e evaporação. Segundo o autor, a dinâmica de salinização é regida por interações complexas dos reservatórios, solo, aquífero aluvial e aquífero cristalino, sendo difícil uma caracterização dessas interações pela forte reatividade do aquífero aluvial com os demais eventos hidrológicos e a pelas ações antrópicas. Concluiu, também, através de modelagem

matemática, que a irrigação na área estudada pode provocar um incremento de sais dissolvidos na água do aquífero aluvial, devido ao abaixamento na superfície piezométrica, pois o aumento do gradiente hidráulico entre as águas do cristalino e as águas aluviais, poderia favorecer um fluxo de água do aquífero cristalino para o aquífero aluvial. Foi esse trabalho de Burte que motivou a presente análise.

2.2 Geologia, hidrogeologia e salinização

Os aspectos geológicos e hidrogeológicos também foram alvos de inúmeras pesquisas, que buscaram compreender os efeitos produzidos pelos minerais presentes nas litologias das regiões, bem como pelo tipo de aquífero na qualidade da água. Citamos os trabalhos de (TEIXEIRA & OLIVEIRA, 1962 apud CRUZ & MELO, 1968), que atribuíram à dissolução da biotita os altos teores de sais presentes nas águas subterrâneas do Nordeste, Cruz & Melo (1968), que estudaram os efeitos da “dissolução progressiva” dos minerais e concluiu que a litologia influencia pouco no processo de concentração dos sais e que o fator mais importante para o aumento na concentração dos sais seria a “concentração progressiva por evaporação”.

Leal (1969) concluiu que a concentração por evaporação e a dissolução dos minerais contidos nas rochas eram as principais causas para a mineralização exagerada das águas do Nordeste e propôs que a intensidade da evaporação depende: 1) do período de estiagem, 2) da temperatura e 3) do déficit de saturação do ar; já a concentração por dissolução, é ativa nas rochas do embasamento cristalino pelas seguintes razões: 1) temperatura mais elevada das águas, 2) as passagens das águas são de pequenas dimensões, 3) velocidade de circulação lenta e 4) tempo de contato longo.

Leprun (1983) destaca que a qualidade das águas superficiais no Nordeste brasileiro está claramente relacionada, de um lado, com a natureza do substrato local, especificamente a natureza da rocha e tipo de solo e, de outro, com o seu modo de jazimento, sendo as águas dos lençóis notadamente mais concentradas do que as de superfície.

Santiago (1984) estudou os mecanismos de salinização de corpos hídricos em regiões semi-áridas do Ceará e considerou que nos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré, localizados em áreas cristalinas, os aerossóis, tanto da água da chuva quanto os que se

depositavam no solo e eram transportados por lixiviação, eram as principais fontes de sais para as águas superficiais; considerou também que a água subterrânea já chega ao aquífero com alta concentração salina, decorrente do processo de dissolução de sais acumulados no solo durante a subida da água por capilaridade.

A concentração de cloreto na água da chuva varia entre 1-20 mg/L próximo à costa e menos que 1 mg/L nas regiões mais afastadas do litoral (RICHTER & KREITLER, 1993). Santiago (1984) estimou a concentração de cloreto, em mg/L, na água da chuva em função da distância (D), em km, da precipitação para o litoral, segundo a seguinte expressão: $[Cl^-] = 5,29 \exp(-0,019D)$, e concluiu que a concentração de cloreto na água da chuva em regiões muito afastadas do litoral é bem menos significativa.

Souza Filho *et al.* (2004) realizaram medidas hidroquímicas nas águas subterrâneas da região de Irauçuba, norte do Ceará. O objetivo da pesquisa era compreender a origem dos sais e o processo de salinização das águas subterrâneas da região e, para isso, foram coletadas amostras para a realização de análises físico-químicas. O trabalho iniciou-se com coletas de água em 45 poços no mês de novembro do ano de 2000 e depois com coletas de água nos mesmos 45 poços no mês de julho do ano seguinte, para efetuar uma comparação nas concentrações dos ânions e cátions no período seco e chuvoso. Segundo os autores, a origem dos sais nas águas superficiais e subterrânea era devido à chuva e a dissolução das rochas do aquífero. O aumento da concentração salina era produzido pelo efeito da evaporação e sua diminuição, por dissolução com recarga com água menos salina. Concluíram que o aquífero possuía uma recarga rápida, devido à região ser formada por rochas cristalinas muito fraturadas, e isso foi evidenciado pela diluição da água subterrânea no período chuvoso.

Estudos de (MOREIRA-NORDEMANN & REBOUÇAS, 1986 apud BRITO, 2005) demonstraram que o enriquecimento das águas subterrâneas em potássio era devido à alteração do K-feldspato presentes nas rochas.

Costa, Melo & Silva (2006) relataram que comumente as substâncias mais abundantes nas águas subterrâneas em rochas ígneas e metamórficas são: bicarbonato (HCO_3^-), cálcio (Ca^{2+}), magnésio (Mg^{2+}) e sílica (SiO_2), os quais estão relacionadas ao intemperismo e dissolução das rochas carbonáticas, ferromagnesianas e silicáticas.

Segundo Lima (1996), os aerossóis marinhos ricos em cloreto são os responsáveis pela presença desse íon nas águas, considerando o fato das rochas serem pobres em cloreto. Cruz (1974) cita que o cloreto ocorre em apenas um reduzido grupo de minerais (micas, cloro-apatitas, sodalita, escapolita etc.) e que, segundo diversos autores, não justifica as elevadas concentrações de íons cloretos nas águas cristalinas. Kuroda & Sendell (1953) sugerem que o íon cloreto é comum em rochas ígneas como a biotita hidroxila e hornblenda, devido à presumível substituição do íon OH^- pelo íon Cl^- . Minerais com cloro como íon essencial não são comuns, eles se encontram nas rochas normalmente como impurezas (HEM, 1991).

2.3 Análise estatística multivariada

Os métodos estatísticos multivariados são ferramentas poderosas na manipulação de dados com muitas variáveis, facilitando a interpretação das informações devido a uma redução no número de variáveis, fazendo com que o fenômeno sob estudo seja representado da maneira mais simples possível, sem sacrificar informações valiosas (FERREIRA, 1996).

Como um método de classificação, a análise de agrupamento tem sido amplamente utilizada em geologia e prospecção geoquímica (BOCHANG, Y & XUEJING, X, 1985). Landim (2002) cita que é comum a aplicação da estatística multivariada em geologia, como: análises geoquímicas de elementos maiores e/ou elementos traços, caracteres morfológicos medidos em fósseis, características físicas de rochas sedimentares (distribuição granulométrica, porosidade, permeabilidade), conteúdo mineralógico em rochas e variáveis fluviais (descarga, material em suspensão, profundidade, sólidos dissolvidos, pH e conteúdo em oxigênio etc.).

Desta forma, muitos trabalhos, usando as técnicas estatísticas multivariadas, foram desenvolvidos na área geológica e hidrogeológica. A seguir, estão apresentados alguns estudos.

Feldhausen & Ali (1975) utilizaram a análise de agrupamento e a análise discriminante para classificar e interpretar fácies sedimentares da Baía de Baratária em Louisiana. Na análise de agrupamento, identificaram 5 tipos diferentes de sedimentos nas 69

amostras estudadas; com a análise discriminante, classificaram outras 29 amostras que apresentaram características diferentes das amostras utilizadas na análise agrupamento.

Tripathi (1979) aplicou a análise fatorial, técnica estatística multivariada, em amostras de solo, para estudar as inter-relações entre as diversas variáveis (concentrações de Cu, Zn, Cd, Pb, Ag, Mn, Ni, Co, Cr, Mo) das amostras analisadas. O autor salientou a importância de se eliminar *outliers* antes de se realizar a análise estatística e concluiu que análise fatorial é uma técnica adequada para redução de dados em prospecção geoquímica.

Silveira (2000) utilizou, em sua dissertação de mestrado, a análise de componente principal para avaliar a importância relativa de diferentes variáveis envolvidas na evapotranspiração. O estudo foi realizado em vários municípios cearenses. As variáveis utilizadas nas análises multivariadas foram precipitação, temperatura máxima e mínima, velocidade dos ventos, umidade relativa e razão de insolação. Concluiu que as variáveis que atuam com maior peso na estimativa da evapotranspiração no Estado do Ceará são a umidade relativa, a razão de insolação, a temperatura máxima e a velocidade do vento.

Pereira Santos, Mato & Clennell (2003) realizaram, através da análise discriminante, a caracterização litológica do reservatório do Campo de Namorado, na bacia de Campos no Rio de Janeiro. Os autores definiram as rochas estudadas em rochas reservatórios e rochas não-reservatórios e com as funções discriminantes lineares retornaram 80% de acertos na classificação das rochas reservatório.

Nanni, Demattê & Fiorio (2005) encontraram funções discriminantes para discriminar dez classes de solos a partir de suas respostas espectrais. Os autores obtiveram mais de 85% de classificação correta para todas as amostras dos solos selecionados e um acerto global de 93,44%.

Ji *et al.* (2007) aplicaram a técnica estatística multivariada para indentificar padrões da geoquímica regional na província de Heilongjiang, China. Os resultados mostraram que muitos padrões geoquímicos ocultos, relacionados com a estrutura litológica, minério de formação etc., são revelados por imagens geoquímicas, e que os padrões geoquímicos principais estão relacionados com determinados padrões geológicos. Ao encontrar contrastes entre os padrões geoquímicos e geológicos, os resultados auxiliam no mapeamento geológico da área.

Fernandes (2007), em um estudo da qualidade da água subterrânea da região metropolitana de Fortaleza, utilizou a análise estatística com o aplicativo WinSTAT for Excel para determinar os processos geoquímicos responsáveis por sua qualidade. Com a análise de fatorial R-modal para um conjunto de 250 poços, a autora identificou os fatores que predominavam na caracterização da composição química da água. Por exemplo, para o município de Fortaleza, o fator 1 com a grande presença de cloreto de sódio e potássio, representava os aerossóis de origem marinha. A autora concluiu ainda, que a análise fatorial R-modal revelou-se uma metodologia poderosa na identificação de processos geoquímicos.

Santos, Oliveira & Munita (2008) aplicaram a análise estatística discriminante para classificar cerâmicas arqueológicas, com base na composição química. Usaram 30 amostras de argila e 73 amostras de cerâmicas com dados das suas respectivas concentrações de Na, Lu, Yb, La, Th, Cr, Cs, Sc, Ce, Fe, Eu, Zn, Co, Ta, U e Hf. Tiveram como resultado a identificação de 7 grupos distintos, sendo 3 de argila e 4 de cerâmicas, com 95% de confiança na classificação dos grupos.

Raspa *et al.* (2008) fizeram uma caracterização geotécnica dos depósitos aluviais em Roma, Itália, por meio da geoestatística multivariada. Os autores utilizaram 283 poços e 719 amostras com informações geotécnicas incluindo propriedades físicas e parâmetros mecânicos. A análise de componentes principais, técnica multivariada, foi aplicada no conjunto de dados para identificar as relações entre os diversos parâmetros geotécnicos das amostras. Obtiveram que 5 fatores respondiam por mais de 85% da variabilidade total dos dados e os 2 primeiros fatores por 53,7%. Concluíram que o fator 1 era sensivelmente influenciado pelo teor de água nas amostras enquanto o fator 2 pelo teor de argila nas amostras.

2.4 Modelagem computacional – aplicativo PHREEQC Interactive 2.15.0

A interação entre a água subterrânea e os minerais das rochas, bem como a evolução hidroquímica da água ao longo do seu caminho de fluxo, através dos processos de precipitação e dissolução, vem despertando o interesse de pesquisadores (FERNANDES, 2007). O aplicativo PHREEQC Interactive é um *software* para simular reações químicas e processos de transporte em águas naturais ou poluídas. O programa é baseado na química do equilíbrio das soluções aquosas interagindo com minerais, gases, soluções sólidas, trocadores

e sorção de superfícies, e também inclui a capacidade de modelar reações cinéticas com as equações de taxa que são completamente especificadas pelo usuário na forma de instruções básicas. A poderosa capacidade de modelagem inversa permite a identificação de reações que contam para as composições de água observada ao longo de um caminho de fluxo (PARKHURST & APPELO, 2005).

Diversos estudos utilizando o aplicativo PHREEQC e envolvendo a evolução geoquímica das águas localizadas em aquíferos aluviais e fissurais foram desenvolvidos (BROWN, BASSETT & GLYNN, 1998; ULIANA & SHARP, 2001; MACHADO *et al.*, 2004; GUO & WANG, 2004; SHARIF *et al.*, 2008), estudos de intrusão marinha (GRASSI & NETTI, 2000; PETALAS & LAMBRAKIS, 2006; BOTELLA, YAGÜES & BEVIA, 2008), entre outras aplicações. A seguir, estão apresentados alguns estudos.

Brown, Bassett & Glynn (1998) verificaram com a modelagem geoquímica inversa, que as águas do aquífero aluvial, na bacia do riacho Pinal, Arizona, nos anos de 1984 a 1990, estavam em estado de equilíbrio ou ligeiramente saturadas com gipsita. O equilíbrio da gipsita era controlado pelas concentrações de cálcio e sulfato dissolvidos. Após 1991, verificaram que as águas do aquífero passaram a ser insaturadas em relação à gipsita, indicando que esse mineral disponível para a dissolução no aquífero foi totalmente consumido.

Uliana & Sharp (2001), estudando as origens dos elevados teores de sólidos totais dissolvidos de águas subterrâneas em localidades do Texas, utilizaram mais de 1400 dados de poços nas áreas em estudo para identificar os processos de evolução hidroquímica dessas águas. Os autores verificaram que o aumento dos STD e das concentrações de Cl^- e HCO_3^- e diminuição da relação Na^+/Cl^- era devido à evolução da hidroquímica da água subterrânea em áreas dominadas por carbonatos e evaporitos. Modelagens feitas com o aplicativo PHREEQC indicaram que a evolução hidroquímica das águas subterrâneas ao longo do caminho do fluxo era controlada por dissolução de halita, gesso, dolomita, e de CO_2 e por precipitação de calcita.

Machado *et al.* (2004) utilizaram o aplicativo PHREEQC para, através do aquífero Santana, indicar a interconexão entre aquíferos na chapada do Araripe. Os autores utilizaram a água do aquífero superior da chapada, como água inicial, e como água final, a água do aquífero médio. Com isso, calcularam as transferências molares, através de

precipitação e dissolução de minerais, necessárias para garantir a evolução hidroquímica na água durante o caminho de fluxo.

Van Breukelen *et al.* (2004) utilizaram o aplicativo PHREEQC para identificar e quantificar os processos biogeoquímicos que regem a atenuação dos contaminantes em chorume. Além da biodegradação de carbono orgânico dissolvido, a modelagem demonstrou também a relevância de vários processos geoquímicos secundários na evolução do chorume no solo. Entre eles, a precipitação do mineral siderita, troca de cátions com liberação de Fe (II) e a desgaseificação devido ao consumo de CO₂ na precipitação de carbonatos explicam a diminuição observada a jusante da concentração de metano.

Devido à importância dos recursos hídricos subterrâneos para a cidade de Datong, China, Guo & Wang (2004) buscaram compreender a evolução geoquímica dessas águas utilizando o *software* PHREEQC. Nas modelagens os autores verificaram que a hidrólise de minerais alumino-silicatados, como o plagioclásio, em rochas metamórficas era um processo hidrogeoquímico importante na caracterização das águas subterrâneas da região.

Através de simulações feitas com o aplicativo PHREEQC, Banks & Frengstad (2006) verificaram que a tendência evolutiva das águas subterrâneas em aquíferos fissurais na Noruega, culminando em aumento de pH, Na⁺ e diminuição de Ca²⁺, podia ser explicada unicamente pela intempérie nas rochas feldspáticas do tipo plagioclásio, juntamente com a precipitação de calcita e sem influência de troca catiônica.

Silva Júnior, Cruz & Almeida (2006) utilizaram a modelagem hidrogeoquímica no aquífero freático da restinga de Piratininga em Niterói, Rio de Janeiro. Os autores, por meio do aplicativo PHREEQC 2.12, obtiveram os índices de saturação dos minerais presentes na litologia da região na água dos poços. Os autores verificaram que todos os minerais carbonatados encontravam-se subsaturados em solução, com Índice de Saturação menor que zero. Os minerais sulfatados, em sua maioria, encontravam-se subsaturados, com exceção da barita que se encontrava em equilíbrio. Os minerais com alumínio apresentava-se em maioria supersaturados e a mica potássica apresentou o maior coeficiente de saturação, 6,89. Concluíram que os minerais de ferro e alumínio possuíam uma tendência maior de se precipitarem.

Realizando simulações com o aplicativo PHREEQC, Mahlkecht *et al.* (2006) investigaram o sistema de fluxo das águas subterrâneas na bacia de Independência, semi-árido

mexicano. Os autores verificaram que, em geral, as águas subterrâneas tinham baixa salinidade. Porém, em algumas localidades, com concentrações maiores teores de sais dissolvidos, havia uma contribuição de águas salinas localizadas em formações profundas. Os autores concluíram ainda que as principais reações responsáveis pela evolução hidroquímica das águas subterrâneas eram a dissolução de CO_2 , a dissolução do carbonato, precipitação do feldspato plagioclásio albita, e a precipitação da caulinita.

Fernandes (2007), em seu estudo da qualidade da água subterrânea da região metropolitana de Fortaleza, aplicou o modelo inverso por meio do aplicativo PHREEQC, para determinar os processos geoquímicos responsáveis por sua qualidade. A autora concluiu que os processos de dissolução e/ou precipitação de aerossóis marinhos, calcita, dolomita, silvita, siderita, gibbsita e gesso, de dissolução ou liberação de $\text{CO}_{2(g)}$ e de trocas catiônicas CaX_2 , MgX_2 , NaX , KX foram os responsáveis pelas concentrações iônicas das águas analisadas.

Sharif *et al.* (2008) utilizaram a modelagem geoquímica inversa para identificar a evolução das águas do aquífero aluvial no rio Valley, em Arkansas, Estados Unidos. Os resultados das simulações mostraram que calcita, halita, fluorita, oxihidróxidos de Fe, matéria orgânica e $\text{H}_2\text{S}_{(g)}$ estavam dissolvendo, com transferências molares de: 1,40 E-03; 2,13 E-04; 4,15 E-06; 1,25 E01; 3,11 e 9,34, respectivamente, ao longo da linha de fluxo dominante. Ao longo da mesma linha de fluxo, Fe, S, siderita e vivianite estavam precipitando, com transferências molares de 9,34; 3,11 e 2,64 E-07, respectivamente. E reações de troca de cátions Ca^{2+} (4,93 E-04 mol) e Na^+ (2,51 E-04 mol).

3. ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização e descrição geográfica

O município de Quixeramobim, onde se encontra a bacia do riacho Forquilha, situa-se na porção central do Estado do Ceará, limitando-se ao norte com os municípios de Quixadá, Choró e Madalena, ao sul, Senador Pompeu e Milhã, ao leste, Sonolópe e Banabuiú e ao oeste, Madalena, Boa Viagem e Pedra Branca. Compreende uma área de 3.274,88 km², equivalente a 2,20% do Estado do Ceará, com altitude de 191 metros, localizada nas cartas topográficas, Quixadá (SB.24-V-B-VI), Boa Viagem (SB.24-V-D-II), Quixeramobim (SB.24-V-D-III) e Senador Pompeu (SB.24-V-D-VI).

O município conta com 68.966 habitantes, onde aproximadamente 57% se encontram em área urbana (IPECE, 2008).

A bacia hidrográfica do riacho Forquilha (figura 3.1) localiza-se a sudoeste do município de Quixeramobim e estende-se por trinta quilômetros de comprimento, onde habitam mais de mil famílias, cerca de 5.000 pessoas e compoem 17 comunidades de pequenos produtores rurais (PINHEIRO & FABRE, 2004). A bacia está localizada em área de rochas cristalinas, com depósitos aluviais dispersos que podem atingir a profundidade de 10 m. Os depósitos aluviais representam uma área total de aproximadamente 4,5 km² (PINHEIRO & FABRE, 2004). Para Burte (2008), os depósitos na bacia estão sobre uma área de aproximadamente 6 km².

As culturas de subsistência de baixa produtividade (milho, feijão, arroz e mandioca) e a criação de animais de pequeno porte (suínos, aves) são as principais atividades desenvolvidas na região. Segundo Pinheiro & Fabre (2004), cerca de 80% da produção agrícola na bacia é destinada ao auto-consumo e dificilmente os produtores rurais chegam a obter produção suficiente para que essa se torne uma fonte de renda permanente, sendo a agricultura, para a maioria, desenvolvida unicamente durante o período chuvoso.

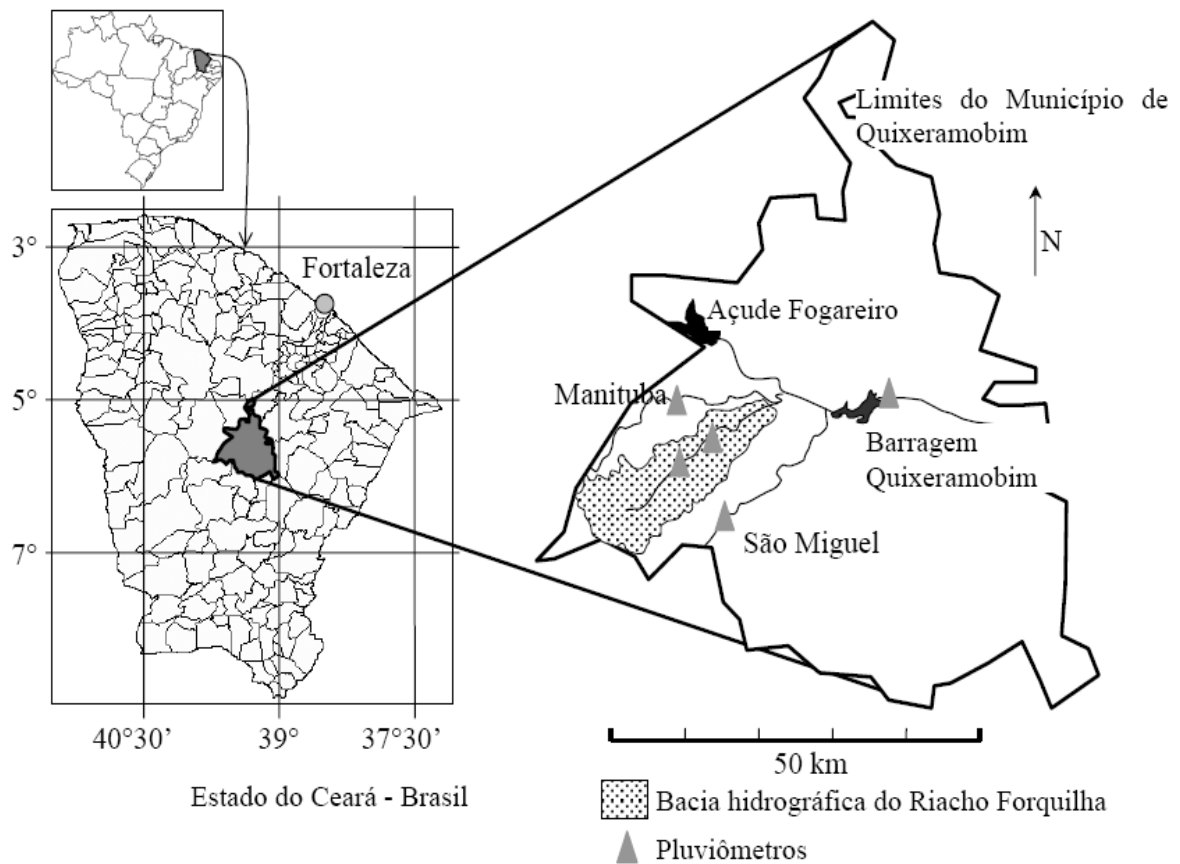


Figura 3.1 – Localização da bacia do riacho do Forquilha. Fonte: Burte (2008).

3.2 Clima

O clima da área é o semi-árido, típico da região central do Nordeste (figura 3.3a), caracterizado pela insuficiência de precipitações, com extrema irregularidade quanto à sua distribuição temporal e espacial, concentradas em uma estação de 3 a 5 meses de duração e com uma variação em torno de 30% dos totais pluviométricos anuais, chegando a 50% em pontos mais críticos.

A área de estudo é caracterizada pela existência de duas estações bem diferenciadas: o período chuvoso (de janeiro a junho) e o período seco (de julho a dezembro). A bacia do riacho Forquilha encontra-se numa região cujas precipitações médias são de 673 mm/ano (dados da FUNCEME para os postos “Quixeramobim”, “São Miguel” e “Maniutuba”, no período de 2003-2007) e a temperatura média anual de 26 °C a 28 °C (IPECE, 2008), típicas do semi-árido nordestino.

Na figura 3.2, estão apresentadas as precipitações pluviométricas mensais nos anos de 2003 a 2007 em 3 postos (Quixeramobim, São Miguel e Manituba) para o município de Quixeramobim. O período chuvoso se inicia geralmente no mês de janeiro com pequenos índices de precipitações. No entanto, o ano de 2004 teve uma média atípica para janeiro, onde, no posto de “Manituba”, as precipitações medidas em janeiro chegaram a quase 50% do total precipitado no ano. Para Duque (1973), essa irregularidade na distribuição das chuvas é característica da região. As chuvas extremamente variáveis são insuficientes para compensar a elevada evapotranspiração de mais de 2000 mm anuais, resultando num déficit pluviométrico anual médio maior que 1000 mm.

As precipitações pluviométricas nessa área são de caráter convectivo, característico das regiões tropicais, apresentando, assim, essa grande variabilidade temporal e espacial. As precipitações associadas à zona de convergência intertropical (ZCIT) atuam em todo Estado do Ceará, e um dos fatores mais importantes para determinar a qualidade da estação chuvosa sobre o Estado é a posição latitudinal da ZCIT sobre o Atlântico ocidental próximo à costa da América do Sul (NOBRE, 1994).

A migração sazonal da ZCIT normalmente oscila entre aproximadamente 14°N durante agosto-setembro e 2°S em março-abril. Em anos de seca, a ZCIT normalmente permanece ao norte do equador, portanto não atingindo o Estado do Ceará. Nessas ocasiões, o Estado do Ceará permanece ao sul da região com máximo de precipitação, numa região de ar descendente que inibe a formação de nuvens e precipitação. Já em anos muito chuvosos, a ZCIT se desloca até aproximadamente 5°S e permanece até meados de maio (NOBRE, 1994).

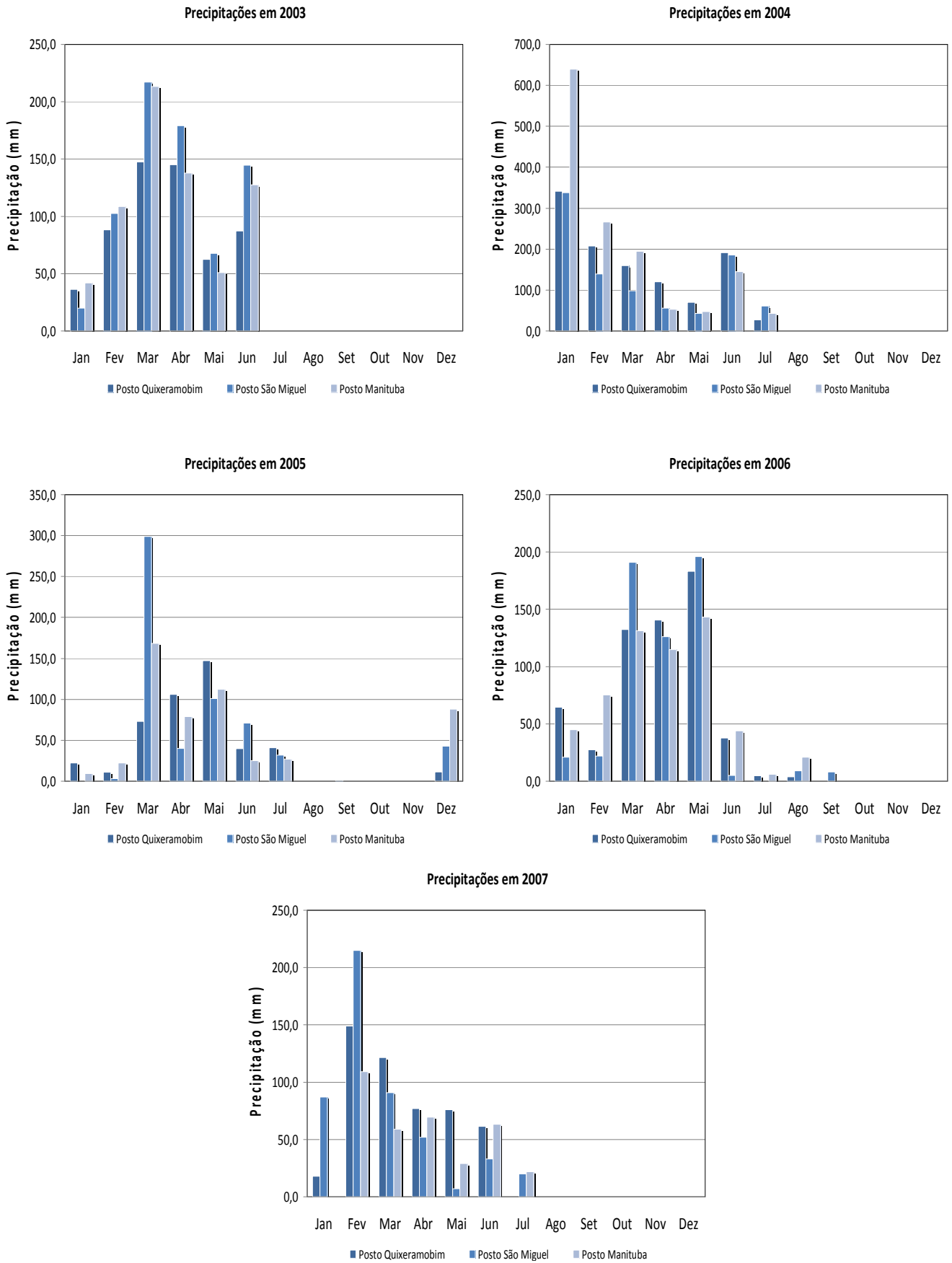


Figura 3.2 – Precipitação pluviométrica mensal e anual no período de 2003-2007, no município de Quixeramobim. Fonte: FUNCEME (2009).

3.3 Vegetação, relevo e solo

A vegetação presente em praticamente todo município é a caatinga arbustiva densa ou aberta (figura 3.3b), predominante também em todo Nordeste seco. A caatinga é um conjunto de árvores e arbustos espontâneos, densos, baixos, secos, retorcidos, leitosos, de aspecto seco, cheia de espinhos, de folhas pequenas e caducas (DUQUE, 2001), caracterizada pela presença de cactos.

Os desmatamentos e queimadas, com o objetivo de preparar o solo para a agricultura e para a pecuária extensiva, têm degradado fortemente a vegetação (BURTE, 2008), acarretando um aumento dos processos erosivos pelo vento e pela água e de impermeabilização do solo por oxidação da matéria orgânica exposta à insolação direta.

No sertão nordestino, o relevo é de formas suaves, pouco dissecadas, pertencentes à superfície aplainada conhecida por Depressão Sertaneja. Destacam-se sobre o nível dessa superfície, serras e serrotes que chegam a atingir cotas próximas dos 700 metros (CPRM, 1998). Vários tipos de solos são encontrados: brunizem avermelhado, bruno não-cálcicos, solos litóticos, planossolos solódicos, podzólicos vermelho-amarelo, regossolo e vertissolo (IPECE, 2008).

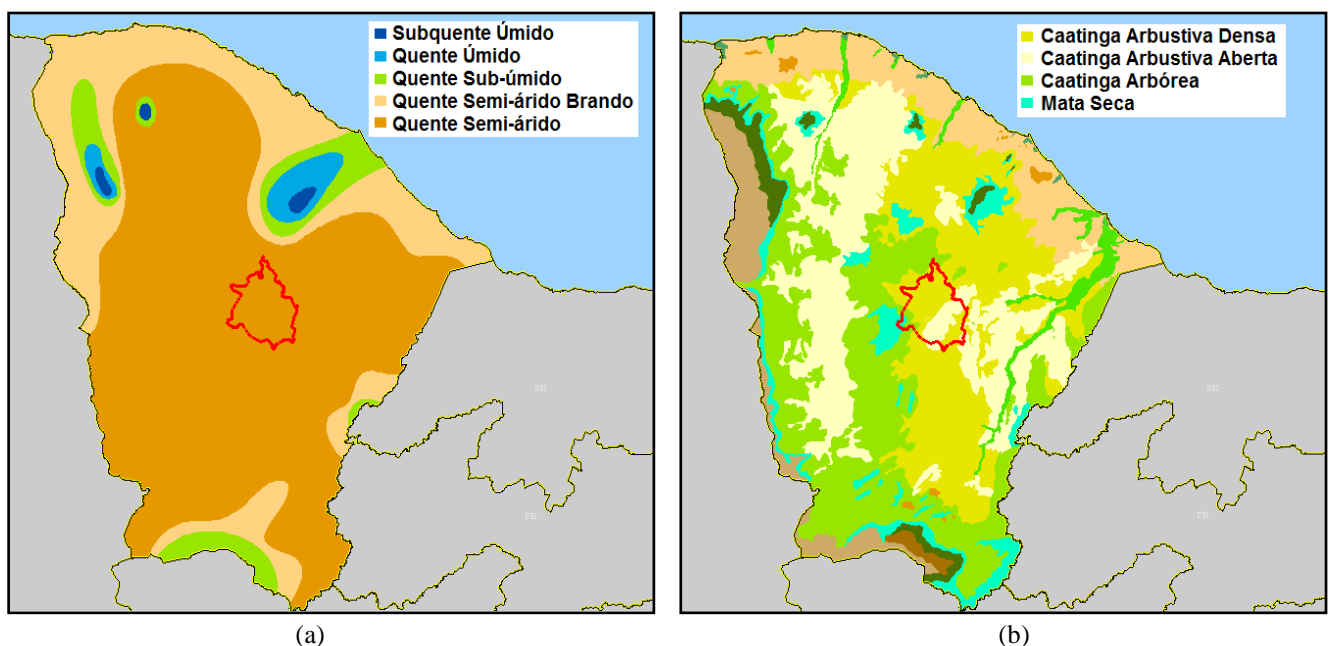


Figura 3.3 – Município de Quixeramobim em relação aos (a) tipos climáticos e às (b) unidades fitoecológicas, do Estado do Ceará. Fonte: Mapas interativos (IPECE, 2009).

3.4 Geologia

3.4.1 Morfologia

O município de Quixeramobim apresenta um quadro geológico relativamente simples, com a predominância de rochas do complexo cristalino ou embasamento cristalino (figura 3.4), representadas principalmente por **granitos**, **gnaisse**s e **migmatitos** do Pré-Cambriano. Sobre esse substrato, repousam coberturas aluviais, de idade quaternária, encontradas ao longo dos principais cursos d'água que drenam o município (CPRM, 1998). Os solos que repousam sobre essas rochas são rasos e em muitas áreas há o afloramento dessas rochas (figura 3.5).

Principais rochas

O granito é uma rocha ígnea composta essencialmente por quartzo, mica e feldspato. Por ser uma rocha formada a partir da solidificação do magma, seus minerais não apresentam orientações preferenciais, nem se agrupam, o que os diferencia dos gnaisse, de mesma composição mineralógica. A composição mineralógica dos granitos é definida por associações muito variadas de quartzo, feldspato, micas (biotita e/ou moscovita), podendo ter, em menores quantidades, anfíbolitos (hornblenda), piroxenios (augita e hiperstena) e olivina. Alguns desses constituintes podem estar ausentes em determinadas associações mineralógicas (MACHADO *et al.*, 2009).

O gnaisse é uma rocha metamórfica composta, assim como o granito, predominantemente de feldspato, quartzo e mica, e outros minerais como o anfíbolito. Porém nos gnaisse, há orientação dos minerais segundo direções preferenciais e se formam em ambientes de pressões e temperaturas elevadas. É caracterizado pela segregação de seus minerais escuros (biotita e hornblenda) dos claros (quartzo e feldspato) (MACHADO *et al.*, 2009).

O migmatito é uma rocha metamórfica híbrida formada em temperaturas muito elevadas e possui composição mineral semelhante aos gnaisse. Consiste de porções claras e escuras, sendo que as porções claras apresentam um aspecto ígneo e as porções escuras exibem feições metamórficas. É definido como uma rocha em estágio de fusão, onde feições ígneas e metamórficas coexistem em diversos graus (MACHADO *et al.*, 2009).

Todos os minerais presentes nos granitos, gnaisses e migmatitos, rochas características na região de embasamento cristalino, são silicatos que correspondem a 95% do volume da crosta terrestre e aproximadamente 60% desses são feldspatos.

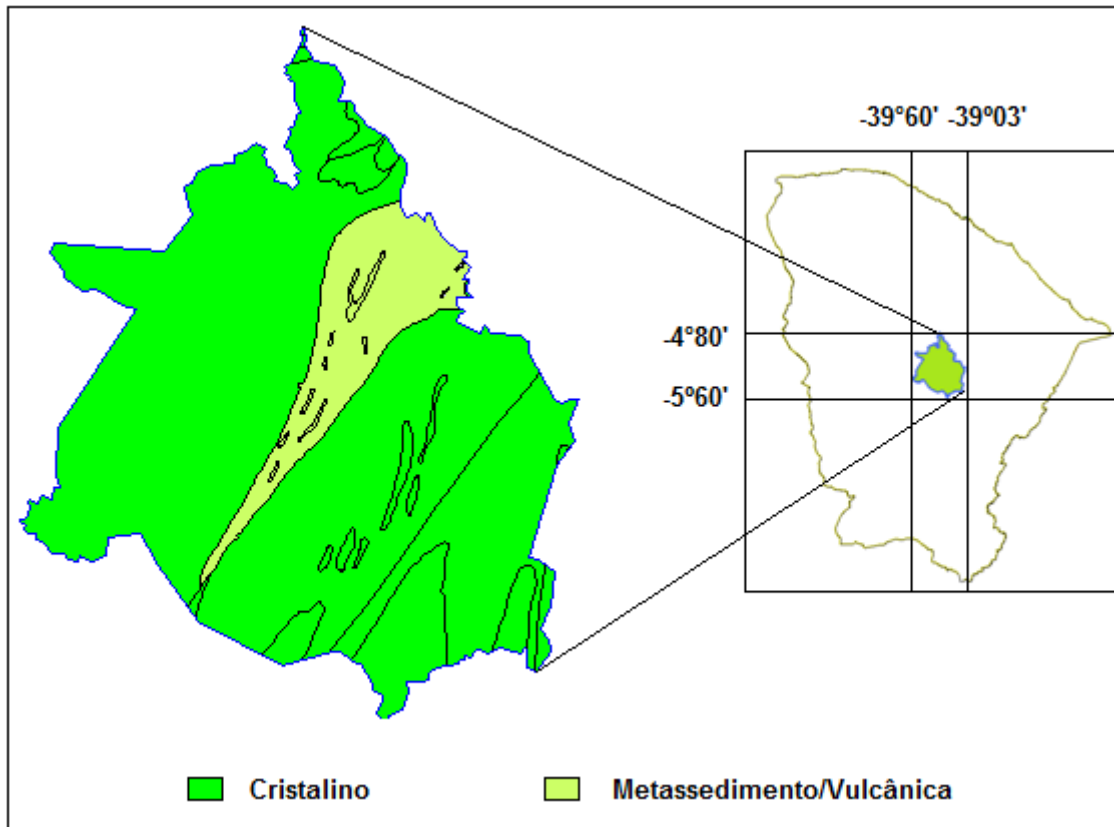


Figura 3.4 – Domínios geológicos em Quixeramobim – CE. Fonte: modificado de CPRM (2009b).



Figura 3.5 – Afloramento de rochas do embasamento cristalino em Quixeramobim – CE.

Principais minerais

Os feldspatos, pertencentes ao grupo dos tectossilicatos, formam o grupo mais importante como constituintes das rochas, sendo os constituintes principais dos granitos, gnaisses e migmatitos (MACHADO *et al.*, 2009). São translúcidos ou opacos e podem apresentar cristais mistos de três componentes: feldspato potássio, sódico e cálcico. Quanto ao sistema de cristalização e quanto a sua clivagem, distinguem-se: em ortoclásio (sistema monoclinico, clivando em ângulo reto) e plagioclásio (sistema triclinico, clivando em ângulo oblíquo). Macroscopicamente são de difícil distinção.

a) Ortoclásio (feldspatos potássicos ou K-feldspatos) – Sua fórmula química é $KAlSi_3O_8$, sua cor pode ser branca, rósea, ou amarelada, de brilho vítreo, dureza 6, densidade 2,56, clivagem boa segundo 2 planos ortogonais. Ocorre em rochas cristalinas, principalmente na magmática de coloração clara, e também em pegmatitos.

b) Plagioclásio (feldspatos calcossódicos) – Trata-se de um mineral de composição química variável pelo fato de formar cristais mistos de albita ($NaAlSi_3O_8$) e anortita ($CaAl_2Si_2O_8$), que podem misturar-se em proporções variáveis. Sua cor é branca, amarela, cinza, até rósea. Translúcido a opaco: dureza 6, densidade 2,6 a 2,75. Cliva-se segundo 2 planos oblíquos, mas quando perpendiculares.

As micas, pertencentes ao grupo dos filossilicatos, tratam-se de um grupo de minerais caracterizados por uma ótima clivagem laminar e boa elasticidade. Distinguem-se 2 variedades principais:

a) Moscovita (mica branca) – sua fórmula química é $[KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2]$, é incolor, transparente, também esverdeada ou amarelada, brilho vítreo, densidade 2,76 a 2,9. Clivagem excelente segundo um plano, podendo apresentar-se sob a forma de pacotinhos hexagonais, que facilmente se desfolham com a ponta de uma agulha. Mineral comum em rochas graníticas, pegmatitos, micaxistos, gnaisses e muitas vezes em sedimentos, pelo fato de ser um mineral quimicamente estável. Placas maiores e límpidas são usadas na indústria elétrica, como isolante.

b) Biotita (mica preta) – sua fórmula química é $[K_2(Mg, Fe^{2+})_{6-4}(Fe^{3+}, Al, Ti)_{0-2}Si_6-5Al_{2-3}O_{20}(OH,F)_4]$, é acastanhada, às vezes dourada quando decomposta. Dureza 2,5 a 3 densidades 2,9 a 3,1. Clivagem excelente e formas similares à da moscovita. Constituinte

comum em granitos, micaxistos e gnaisses. Além da clivagem perfeita, as micas se caracterizam pela dureza baixa, ao redor de 2,5.

3.4.2 Hidrogeologia

Segundo CPRM (1998), no município de Quixeramobim pode-se distinguir dois domínios hidrogeológicos distintos: rochas cristalinas e depósitos aluviais.

As rochas cristalinas predominam totalmente na área e representam o que é denominado comumente de “aquífero fissural”. Como basicamente não existe uma porosidade primária nesse tipo de rocha, a ocorrência da água subterrânea é condicionada por uma porosidade secundária representada por fraturas e fendas, o que se traduz por reservatórios aleatórios, descontínuos e de pequena extensão. Em geral, as vazões produzidas por poços localizados nesse tipo de aquífero são pequenas e a água, em função da falta de circulação e dos efeitos do clima semi-árido é, na maior parte das vezes, salinizada. Essas condições atribuem um potencial hidrogeológico baixo para as rochas cristalinas sem, no entanto, diminuir sua importância como alternativa de abastecimento em casos de pequenas comunidades ou como reserva estratégica em períodos prolongados de estiagem (CPRM, 1998). No entanto, as regiões de cristalino são, em geral, consideradas inviáveis ou péssimas fontes de água subterrânea (DA SILVA, ARAÚJO & SOUZA, 2007), mas no Estado do Ceará esse recurso não pode ser desprezado, visto que 75% do território cearense são de áreas de embasamento cristalino.

Os depósitos aluviais, proeminentes na região, são representados por sedimentos areno-argilosos recentes, que ocorrem margeando as calhas dos principais rios e riachos que drenam a região, principalmente o rio Banabuiú, e apresentam, em geral, uma boa alternativa como manancial, tendo uma importância relativa alta do ponto de vista hidrogeológico, principalmente em regiões semi-áridas com predomínio de rochas cristalinas (CPRM, 1998). Normalmente, a alta permeabilidade dos terrenos arenosos compensa as pequenas espessuras, produzindo vazões significativas, constituindo, normalmente, bons aquíferos com forte potencial hídrico.

4. MÉTODOLOGIA

A seguir, serão apresentadas as técnicas aplicadas nesta pesquisa. Em uma primeira fase, foi feita uma seleção dos dados obtidos para o aquífero aluvial e aquífero fissural. Na segunda etapa, foram realizados tratamentos hidroquímicos e análises estatísticas multivariadas, para a caracterização e discriminação do aquífero fissural e dos poços, que exploram o aquífero aluvial, e simulações geoquímicas inversas, para compreensão do mecanismo de salinização do aquífero aluvial na bacia do riacho Forquilha.

4.1 Tratamento e seleção dos dados

Para a realização dos estudos na bacia do riacho Forquilha, foram obtidas 126 análises hidroquímicas em poços, açudes (doravante denominados reservatórios) e no riacho entre julho de 1999 e outubro de 2006. Os dados foram disponibilizados por Burte (2008). Já no estudo do aquífero fissural foram obtidos 49 análises hidroquímicas das águas subterrâneas dos municípios de Quixeramobim, Quixadá e Senador Pompeu; os dados para o aquífero fissural foram disponibilizados pela SOHIDRA.

Todos os dados foram submetidos a um tratamento de seleção a fim de eliminar os que pudessem desviar acentuadamente os resultados dessa pesquisa. Os dados foram excluídos obedecendo aos seguintes critérios:

1. Exclusão de *outliers*: valores discrepantes (*outliers*) podem afetar os resultados finais (médias, variâncias, análises multivariadas) levando a conclusões errôneas. Deste modo, procurou-se eliminar os dados extremos para que fossem evitados possíveis prejuízos nos resultados da pesquisa. Utilizou-se o *software* WinSTAT para a identificação dos *outliers*.

2. Exclusão de dados no período chuvoso: o estudo se baseou no período não chuvoso. Desta forma, os dados obtidos para o meses chuvosos foram descartados, pois os efeitos da diluição com água de recarga poderiam levar a médias menores do que as realmente encontradas nos poços e no aquífero fissural nos períodos não chuvosos.

3. Balanço iônico: em uma análise hidroquímica completa, a concentração (em meq/L) total de íons positivos (cátions) deve ser aproximadamente igual à concentração de íons negativos (ânions). O desvio percentual desta igualdade é determinado pelo coeficiente

de erro da análise. Os erros admitidos nesta pesquisa foram de até 10%; porém, os dados dos reservatórios e riacho tiveram uma tolerância maior devido às pequenas concentrações dos sais dissolvidos nessas águas.

O cálculo do erro percentual é feito pela equação abaixo e as concentrações iônicas devem estar em meq/L.

$$\text{Erro (\%)} = \frac{\sum \text{Cátions} - \sum \text{Ânions}}{\sum \text{Cátions} + \sum \text{Ânions}} \times 100$$

onde ,

$$\sum \text{Cátions} = [rCa^{2+}] + [rMg^{2+}] + [rNa^+] + [rK^+]$$

$$\sum \text{Ânions} = [rCl^-] + [rSO_4^{2-}] + [rNO_3^-] + [rHCO_3^-]$$

Os dados utilizados neste trabalho, que foram resultantes do tratamento hidroquímico descrito acima, estão apresentados nas tabelas 4.1 (poços do cristalino), 4.2 (açudes e riacho) e 4.3 (poços no aluvião).

4.2 Hidroquímica

Todo o estudo hidroquímico foi desenvolvido a partir dos dados das análises hidroquímicas (concentrações dos íons Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , HCO_3^- e SO_4^{2-} , expressa em miliequivalentes por litro) presentes nas tabelas 4.1, 4.2 e 4.3.

Diagrama de Piper

O diagrama de Piper (figura 4.1) é utilizado na classificação e comparação de diferentes grupos de águas quanto à predominância de cátions e ânions. Nos triângulos dos cátions e dos ânions são plotados as proporções dos cátions ($rNa^+ + K^+$, rCa^{2+} e rMg^{2+}) e dos ânions (rCl^- , $rHCO_3^-$ e rSO_4^{2-}), mostrando assim as proporções relativas dos íons principais e não suas concentrações absolutas. No losango, são combinadas as informações dos dois triângulos, dando assim o tipo da água analisada. Deste modo, as águas poderão ter 4 classificações diferentes: águas sulfatadas ou cloretadas cálcicas ou magnesianas, águas bicarbonatadas cálcicas ou magnesianas, águas sulfatadas ou cloretadas sódicas ou águas bicarbonatadas sódicas.

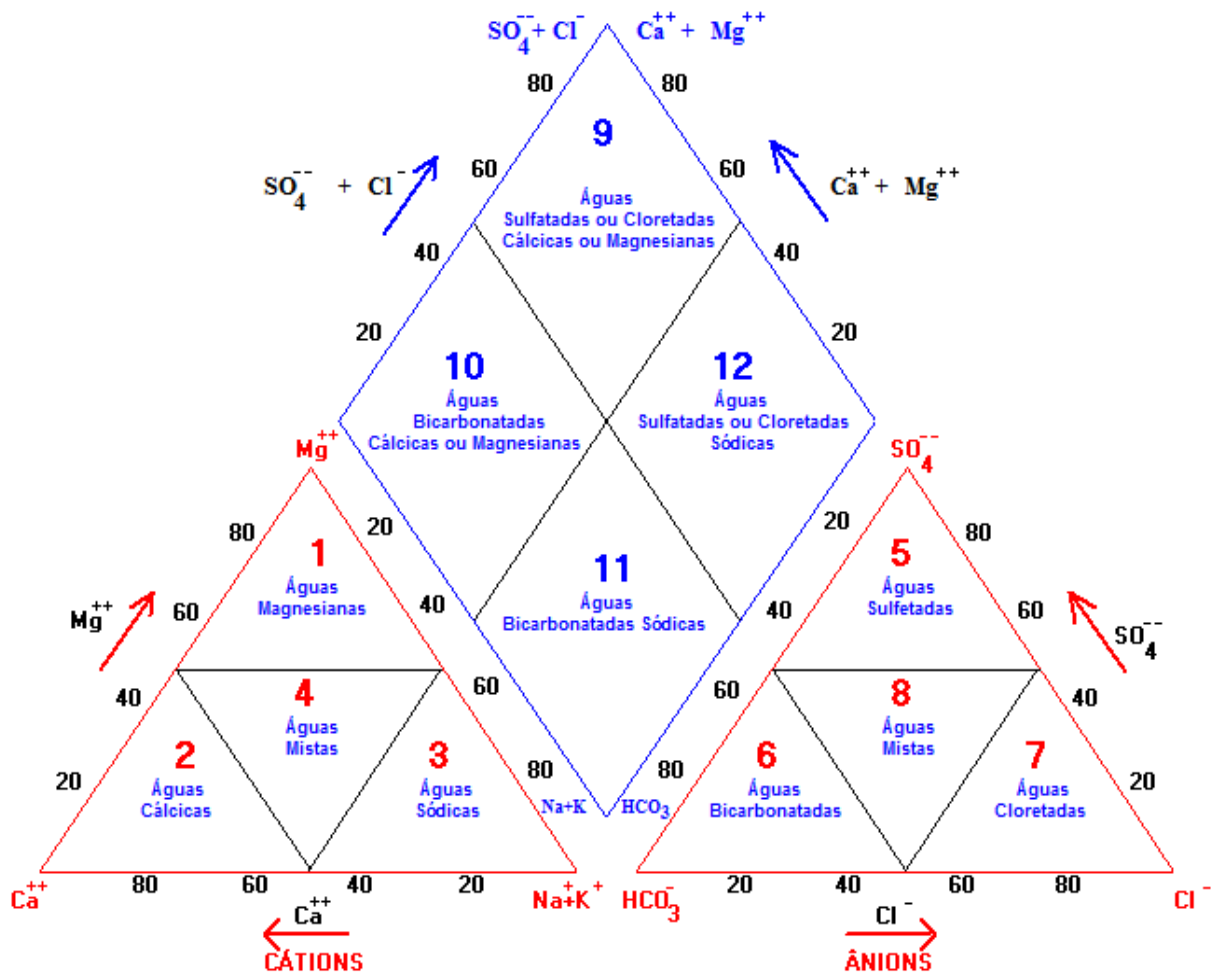


Figura 4.1 – Diagrama de Piper para classificação das águas quanto aos íons predominantes.

Diagrama de Stiff

O diagrama de Stiff é um diagrama hidroquímico que representa graficamente o resultado da análise química de uma água. Os valores absolutos dos cátions ($Na^{+} + K^{+}$, Ca^{2+} e Mg^{2+}) e dos ânions (Cl^{-} , HCO_3^{-} e SO_4^{2-}), em meq/L, formam um polígono característico para a água analisada.

Os diagramas de Stiff ajudam a identificar águas pertencentes a uma mesma família ou a compreendermos uma evolução hidrogeoquímica da água em um caminho de fluxo, identificando as rochas que contribuem para um aumento na concentração de sais ou possíveis contaminações nas águas estudadas.

Tabela 4.1 – Dados de poços localizados no embasamento cristalino na região central do Estado do Ceará. Concentrações dos íons em meq/L. Fonte: SOHIDRA (2009).

AMOSTRA	COLETA	PH	CONDUT. μS/cm	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	N-NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	CATIONS	ÂNIONS	DIFERENÇA %
Quixeramobim-1	11/01	5,9	1684	0,68	1,26	14,14	0,13	12,64	0,12	0,28	0,31	16,21	13,35	9,66
Quixeramobim-2	09/01	8,1	4162	9,18	15,60	5,98	1,43	20,34	0,71	2,02	6,10	32,19	29,17	4,94
Quixeramobim-3	07/00	8,0	5732	5,89	13,08	26,01	1,23	38,78	1,65	0,09	0,80	46,21	41,32	5,59
Quixeramobim-4	09/03	7,3	4820	9,04	19,48	21,41	0,05	34,90	3,54	4,64	7,32	49,99	50,40	-0,41
Quixeramobim-5	10/98	8,6	2460	2,99	7,90	7,31	0,47	15,32	0,22	0,55	4,93	18,67	21,02	-5,92
Quixeramobim-6	10/98	8,1	4880	7,29	11,65	19,23	1,25	30,80	0,70	0,51	4,23	39,41	36,23	4,20
Quixeramobim-7	10/98	8,3	2589	5,99	8,49	6,44	0,31	12,86	0,47	0,22	5,41	21,23	18,96	5,66
Quixeramobim-8	10/98	8,3	2119	3,99	7,01	7,24	0,47	10,21	0,64	0,87	5,72	18,72	17,43	3,55
Quixeramobim-9	12/98	8,4	2679	6,09	10,45	5,98	0,30	11,54	0,57	0,80	8,98	22,82	21,89	2,08
Quixeramobim-10	10/98	7,7	9387	20,56	26,06	19,23	1,13	57,68	0,25	1,29	6,96	66,98	66,18	0,60
Quixeramobim-11	10/98	7,9	7159	14,97	13,43	24,71	0,38	48,23	1,01	3,36	2,61	53,49	55,20	-1,58
Quixeramobim-12	09/96	8,0	4160	7,25	18,46	9,66	0,33	21,66	6,66	-	5,24	35,71	33,57	3,09
Quixeramobim-13	10/96	8,5	3100	10,55	13,63	4,43	0,26	22,61	0,58	0,50	5,28	28,87	28,97	-0,18
Quixeramobim-14	11/96	7,6	12920	24,62	37,81	64,90	0,43	103,60	2,60	0,25	1,61	127,76	108,06	8,35
Quixeramobim-15	10/05	7,6	4015	0,72	25,87	13,75	1,02	33,52	2,63	3,03	5,94	41,35	45,12	-4,36
Quixadá-1	11/00	7,5	12634	39,52	35,15	13,94	1,16	69,61	0,41	3,49	2,88	89,77	76,39	8,06
Quixadá-2	11/99	7,9	10408	7,78	37,91	34,93	1,44	63,26	0,73	3,53	6,37	82,06	73,90	5,23
Quixadá-3	05/03	6,8	3350	5,46	9,02	20,78	0,51	25,96	3,43	1,21	1,38	35,77	31,99	5,59
Quixadá-4	07/01	8,4	1175	1,36	2,84	7,11	0,28	5,44	0,24	0,21	4,18	11,59	10,08	7,00
Quixadá-5	11/00	7,8	2186	3,99	8,04	6,26	0,57	10,63	0,43	0,48	4,29	18,87	15,84	8,72
Sem. Pompeu-1	05/01	8,3	2206	6,39	4,57	7,57	0,31	11,54	0,89	3,47	2,82	18,84	18,71	0,36
Sem. Pompeu-2	06/99	7,6	1601	3,87	4,94	3,98	0,11	8,26	1,08	0,07	3,69	12,90	13,10	-0,77
Sem. Pompeu-3	05/01	8,0	2850	10,18	9,54	8,69	0,51	18,85	1,52	1,21	5,79	28,93	27,38	2,75

Tabela 4.2 – Dados de açudes e rio localizados na bacia do riacho Forquilha, em Quixeramobim, CE. Concentrações dos íons em meq/L. Fonte: Burte (2008).

AMOSTRA	COLETA	PH	CONDUT. μS/cm	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	N-NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	CATIONS	ÂNIONS	DIFERENÇA %
Açude	05/05	7,0	255	0,80	0,55	1,28	0,15	1,13	0,13	0,00	1,62	2,78	2,88	1,63
Açude	10/05	6,9	294	1,04	0,95	0,94	0,16	1,51	0,06	0,06	1,86	3,09	3,49	6,05
Açude	05/05	7,4	223	1,04	0,55	0,64	0,21	0,76	0,06	0,00	1,70	2,43	2,51	1,56
Açude	10/05	6,4	276	1,20	0,79	0,60	0,24	0,96	0,06	0,05	2,02	2,83	3,09	4,32
Açude	12/05	8,2	352	1,20	1,38	0,99	1,88	1,48	0,12	0,00	1,62	5,45	3,23	-25,59
Açude	05/05	6,9	203	1,28	0,32	0,54	0,15	0,54	0,06	0,00	1,37	2,28	1,97	-7,27
Açude	05/05	7,7	301	1,52	0,55	1,32	0,23	0,92	0,03	0,00	2,10	3,63	3,04	-8,71
Açude	10/05	7,1	315	1,00	1,30	0,78	0,23	1,04	0,15	0,07	2,26	3,31	3,52	3,13
Riacho Forquilha	02/05	8,1	705	1,20	3,55	3,23	0,31	2,33	0,15	0,10	3,55	8,29	6,13	-14,92
Riacho Forquilha	03/05	9,2	209	0,53	0,39	1,19	0,41	1,20	0,08	0,01	1,08	2,52	2,37	-3,15
Riacho Forquilha	07/05	7,9	616	0,53	3,42	2,83	0,21	2,04	0,07	0,02	3,39	7,00	5,53	-11,73
Riacho Forquilha	10/05	6,9	406	1,20	1,70	1,22	0,17	1,28	0,06	0,08	2,91	4,29	4,32	0,30
Riacho Forquilha	10/05	7,5	550	1,76	1,66	1,95	0,15	2,09	0,10	0,06	3,23	5,51	5,47	-0,36

Tabela 4.3 – Dados de poços localizados no aquífero aluvial na bacia do riacho Forquilha, em Quixeramobim, CE. Concentrações dos íons em meq/L. Fonte: Burte (2008).

AMOSTRA	COLETA	PH	CONDUT. μS/cm	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	N-NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	CATIONS	ÂNIONS	DIFERENÇA %
P10	10/05	7,5	1090	1,52	5,96	3,79	0,05	4,73	0,66	0,16	6,70	11,31	12,26	4,00
P27	10/05	7,7	435	1,12	1,90	1,31	0,17	1,53	0,11	0,09	2,87	4,50	4,60	1,15
P38	10/05	7,0	1170	1,96	3,63	6,22	0,06	5,05	0,43	0,09	6,88	11,88	12,45	2,36
P51	10/05	6,9	928	2,12	3,32	4,51	0,09	3,19	0,44	0,05	6,52	10,04	10,20	0,79
P60	10/05	8,1	736	1,44	3,00	3,18	0,18	3,02	0,20	0,03	4,85	7,80	8,09	1,82
P68	10/05	7,1	1242	2,83	4,52	5,10	0,18	6,87	0,26	0,07	5,96	12,64	13,16	2,00
P86	10/05	7,4	1298	1,80	4,27	6,73	0,13	6,58	0,94	0,22	6,10	12,93	13,84	3,39
P92	10/05	6,9	1160	2,00	3,26	6,29	0,13	5,81	0,62	0,06	5,61	11,67	12,10	1,81
P104	10/05	6,9	1368	3,40	5,56	5,25	0,28	6,77	0,97	0,41	6,86	14,50	15,02	1,76
P111	10/05	7,0	937	1,93	3,14	4,56	0,30	4,29	0,54	0,02	5,57	9,93	10,41	2,37
P114	10/05	7,3	1203	2,48	5,45	4,80	0,05	5,41	0,62	0,08	6,81	12,77	12,92	0,57
P133	10/05	7,8	1297	1,56	3,71	7,50	0,15	6,61	0,11	0,12	6,42	12,92	13,26	1,32
P136	10/05	6,9	1491	1,76	5,49	7,26	0,16	9,08	0,33	0,05	6,12	14,66	15,57	2,99

Adequação para irrigação

O uso da água subterrânea na irrigação depende de alguns fatores, entre eles: a salinidade da água e a proporção de sódio em relação a outros cátions (Ca^{2+} e Mg^{2+}).

Deste modo, usou-se, nas áreas estudadas, o diagrama do *United States Salinity Laboratory* – USSSL, figura 4.2, para classificar e comparar a qualidade das águas para a irrigação. O diagrama tem em seu eixo horizontal a condutividade elétrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) e no eixo vertical a razão de adsorção de sódio – RAS, que mede o risco de sódio. Quanto maiores os valores da classe, ou seja, da condutividade elétrica e do RAS, menos adequada é a água para a irrigação (tabela 4.4). Porém, águas com concentrações muito baixas podem ser prejudiciais aos solos devido ao potencial de dissolução do sódio.

O cálculo do RAS é feito através da seguinte equação (concentrações em meq/L):

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

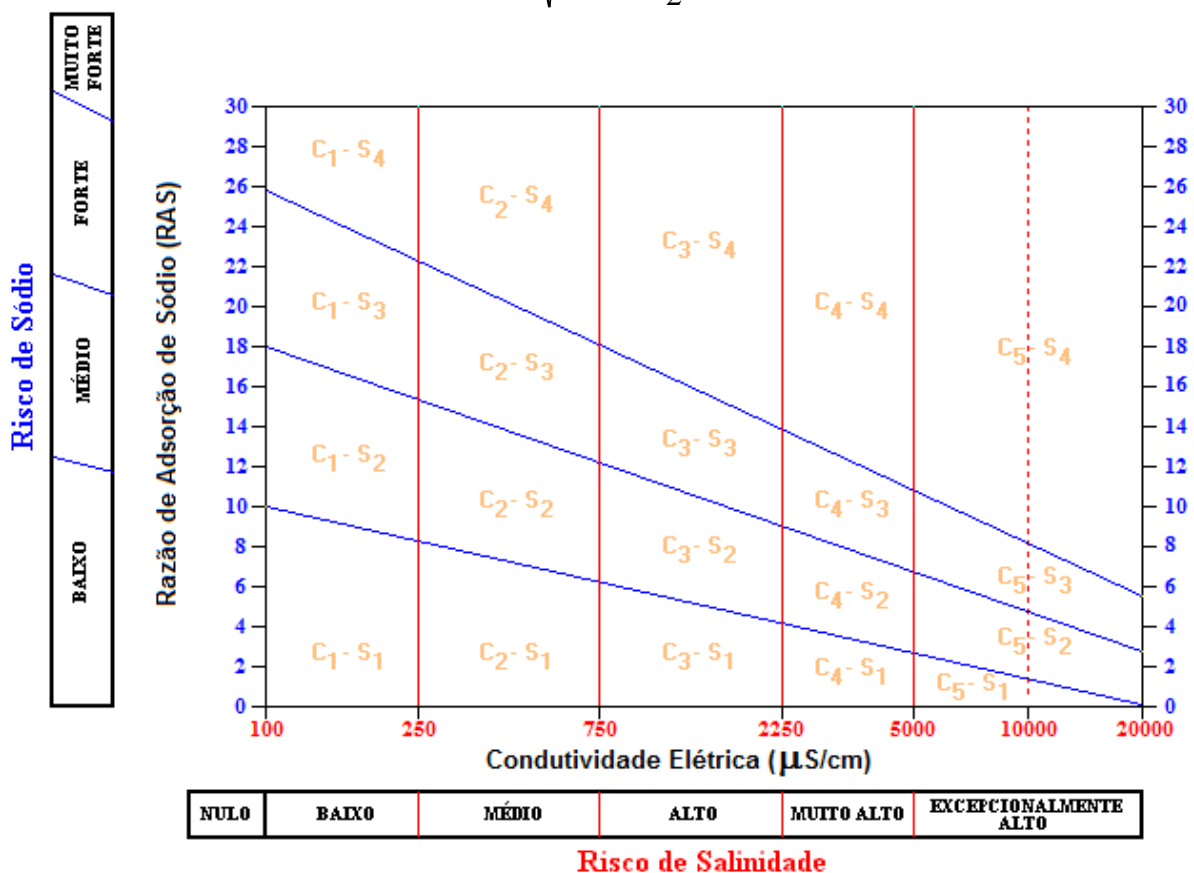


Figura 4.2 – Diagrama CE vs. RAS para a classificação das águas de irrigação.

Tabela 4.4 – Classificação das águas de irrigação pelo diagrama da USSL.

Classe	Risco de Salinidade	Classe	Risco de Sódio
C ₀	Nulo	S ₁	Baixo
C ₁	Baixo	S ₂	Médio
C ₂	Médio	S ₃	Forte
C ₃	Alto	S ₄	Muito Forte
C ₄	Muito Alto	-	-
C ₅	Excepcionalmente Alto	-	-

A aplicabilidade das águas na irrigação é definida de acordo com as classes:

C₁ - Pode ser usada para irrigação da maioria das culturas e na maioria dos solos. Pouca probabilidade de ocasionar salinidade.

C₂ - Pode ser usada sempre que houver um moderado grau de drenagem.

C₃ - Não pode ser usada em solos com deficiência de drenagem. Pode ser usada somente para irrigação de plantas com boa tolerância aos sais.

S₁ - Pode ser usada para irrigação, em quase todos os solos, com pequena possibilidade de alcançar níveis perigosos de sódio trocável.

S₂ - Só pode ser usada em solos de textura grossa ou em solos orgânicos com boa permeabilidade.

S₃ - Pode produzir níveis maléficos de sódio trocável, na maioria dos solos, e requer práticas especiais de manejo do solo, boa drenagem, alta lixiviação e adição de matéria orgânica.

S₄ - É geralmente imprópria para irrigação, exceto quando sua salinidade for baixa.

4.3 Análise estatística multivariada

A necessidade de compreender, a partir dos dados obtidos, os fenômenos hidrológicos e geoquímicos que regem a dinâmica de salinização na bacia do riacho Forquilha, fez com que se utilizasse a análise estatística multivariada neste trabalho.

A estatística multivariada consiste em um conjunto de métodos estatísticos utilizados em situações nas quais várias variáveis são medidas simultaneamente, em cada elemento amostral (MINGOTI, 2005). É uma ferramenta indicada quando o número de variáveis envolvidas é grande e o pesquisador não percebe como as observações podem ser resumidas em uma ou mais características que simplifiquem o volume de informações (HAIR *et al.*, 2005).

Com o uso da estatística multivariada, é possível simplificar os dados disponíveis facilitando o entendimento e as relações entre as variáveis. Ferreira (1996) cita os principais objetivos da estatística multivariada como sendo:

1. Redução de dados ou simplificação estrutural: o fenômeno sob estudo é representado da maneira mais simples possível, sem sacrificar informações valiosas e tornando a interpretação mais simples;

2. Ordenação e agrupamento: agrupamento de objetos (tratamentos) ou variáveis similares, baseado em dados amostrais ou experimentais;

3. Investigação da dependência entre variáveis: estudo das relações estruturais entre variáveis, muitas vezes é de interesse do pesquisador;

4. Predição: relações entre variáveis devem ser determinadas para o propósito de predição de uma ou mais variável com base na observação de outras variáveis;

5. Construção e teste de hipóteses.

Landim (2002) destaca que os métodos mais utilizados em geociências são a análise de agrupamentos, a análise fatorial e a análise discriminante. Nesta pesquisa, utilizou-se a análise de agrupamentos e a análise discriminante.

Existem diversos *softwares* estatísticos disponíveis para a elaboração de análises multivariadas, como: Statistica (Statsoft Incorporation), Systat e Mystat (versão livre do

Systat) (Cranes Software International Ltd), Statistical Analysis System – SAS (SAS), PASW Statistics (SPSS), S-Plus (TIBCO Software Inc), StatPlus e Biostat (AnalystSoft), ESStats (ESB) e outros que são adicionados como suplementos da barra de ferramentas do *software* Microsoft Office Excel, como WinSTAT (R. Fitch Software), XLSTAT (Addinsoft), StatFi (AnalystSoft) e MVSP (Exeter Software). A maioria desses *softwares* possui versões livres para downloads que podem ser testadas por tempo limitado. Foram usados o WinSTAT e o XLSTAT2009 nas análises estatísticas desta pesquisa.

4.3.1 Análise de agrupamento hierárquico aglomerativo

A análise de agrupamentos, também conhecida como análise de conglomerados, classificação ou *cluster*, tem como objetivo dividir os elementos da amostra, ou população, em grupos de forma que os elementos pertencentes a um mesmo grupo sejam similares entre si com respeito às características, que são as variáveis de cada elemento (MINGOTI, 2005).

O agrupamento dos elementos é realizado de acordo com as distâncias de dissimilaridade, produzindo um dendrograma onde as amostras semelhantes são agrupadas entre si. A interpretação do dendrograma é: quanto menor a distância entre os elementos, maior a semelhança entre eles. Os dendrogramas apresentam os elementos e os respectivos pontos de fusão ou divisão dos grupos formados em cada estágio (FERREIRA, 1996) e são especialmente úteis na visualização dos elementos semelhantes que possuem dimensão maior do que três, onde a representação em gráficos convencionais não é possível.

Medidas de dissimilaridade

Existem muitas maneiras de se medir a dissimilaridade entre elementos, como, por exemplo, a distância generalizada ou ponderada, distância de Minkowsky, coeficiente de concordância simples, coeficiente de concordância positiva, coeficiente de concordância de Jaccard, que podem ser encontradas na literatura (RENCHE, 2002; MINGOTI, 2005; HÄRDLE & SIMAR, 2007). Neste trabalho, foi utilizada a distância euclidiana que é uma das técnicas mais utilizadas em análise de agrupamentos hierárquicos (GAUCH, 1982).

A distância euclidiana entre os elementos $P = (p_1, p_2, \dots, p_n)$ e $Q = (q_1, q_2, \dots, q_n)$ num espaço n -dimensional é obtida pela seguinte equação:

$$DE = \sqrt{(p_1 - q_1)^2 + (p_2 - q_2)^2 + \dots + (p_n - q_n)^2} = \sqrt{\sum_{i=1}^n (p_i - q_i)^2}$$

Onde: DE = Distância Euclidiana

Estratégia de agrupamento

As técnicas hierárquicas aglomerativas são realizadas por sucessivas fusões, onde iniciam com tantos grupos quanto aos objetos, ou seja, cada objeto forma um agrupamento. Inicialmente, os objetos mais similares são agrupados e fundidos formando um único grupo. O processo é repetido, e com o decréscimo da similaridade, todos os subgrupos são fundidos, formando um único grupo com todos os objetos (FERREIRA, 1996). O esquema do procedimento é visualizado na figura 4.3.

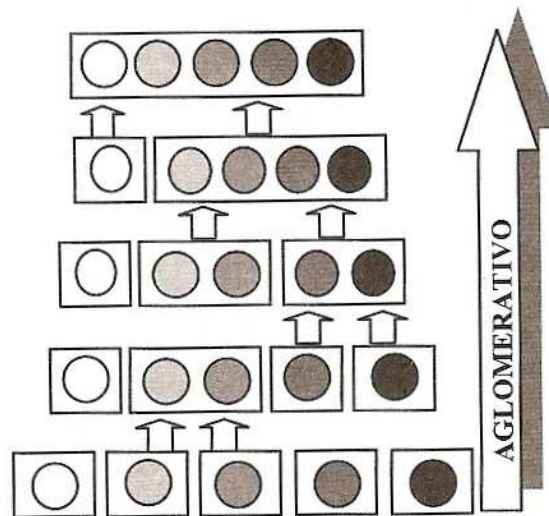


Figura 4.3 – Esquema geral de procedimentos hierárquicos aglomerativos. Fonte: Mingoti (2005).

Existem diversas técnicas hierárquicas aglomerativas, como: ligação simples (*single linkage*), ligação completa (*complete linkage*), média das distâncias (*average linkage*), método do centróide (*centroid method*) e método de Ward. O método de Ward foi a técnica utilizada nesta pesquisa. Todas as técnicas estão disponíveis na literatura (RENCHE, 2002; MINGOTI, 2005; HÄRDLE & SIMAR, 2007).

O método de Ward baseia-se na análise de variância, agrupando os elementos em grupos nos quais promovem a menor variância intra-grupo; essa técnica é chamada também de “Mínima Variância”. Mingoti (2005) descreveu os princípios em que a técnica se fundamenta:

1. Cada elemento é considerado um único conglomerado;

2. Em cada passo do algoritmo de agrupamento calcula-se a soma de quadrados dentro de cada conglomerado. Esta soma é o quadrado da distância Euclidiana de cada elemento amostral pertencente ao conglomerado em relação ao correspondente vetor de médias do conglomerado, isto é,

$$SS_i = \sum_{j=1}^{n_i} (X_{ij} - \overline{X}_i)'(X_{ij} - \overline{X}_i)$$

onde, n_i é o número de elementos no conglomerado C_i no passo k do processo de agrupamento, X_{ij} é o vetor de observação do j -ésimo elemento amostral que pertence ao i -ésimo conglomerado, \overline{X}_i é o centróide do conglomerado C_i e SS_i representa a soma de quadrados correspondente ao conglomerado C_i . No passo k , a soma dos quadrados total dentro do grupo é definida como:

$$SSR = \sum_{i=1}^{g_k} SS_i$$

onde, g_k é o número de grupos existentes quando se está no passo k .

A distância entre os conglomerados C_l e C_i é, então, definida como:

$$d(C_l, C_i) = \left[\frac{n_l n_i}{n_l + n_i} \right] (\overline{X}_l - \overline{X}_i)'(\overline{X}_l - \overline{X}_i) \quad (4.1)$$

que é a soma de quadrados dos grupos C_l e C_i . Em cada passo do algoritmo de agrupamento, os dois conglomerados que minimizam a distância da equação (4.1) são combinados.

A medida de distância na equação 4.1 é a diferença entre o valor de *SSR* depois e antes de combinar os conglomerados C_l e C_i em um único conglomerado. Portanto, em cada passo do agrupamento, o método de Ward combina os dois conglomerados que resultam no menor valor de *SSR* (MINGOTI, 2005).

No método de Ward, o fator de ponderação $\frac{n_l n_i}{n_l + n_i}$ serve para penalizar os conglomerados que possuem tamanhos diferentes. Quanto maior os valores de n_l e n_i e discrepância entre eles, maior será o fator de penalização, aumento a distância dos centróides comparados (MINGOTI, 2005).

Procedimento da análise de agrupamento nesta pesquisa

1. Coleta e seleção dos dados e variáveis: tratamento dos dados;
2. Construção da matriz $n_{\text{linhas}} \times m_{\text{colunas}}$ (elementos \times variáveis);
3. Escolha da medida de dissimilaridade: distância euclidiana;
4. Escolha do método de agrupamento para a construção do dendrograma: método de Ward;
5. Interpretação do significado dos grupos: interpretação dos dendogramas.

4.3.2 *Análise discriminante*

Análise discriminante é uma técnica estatística usada em situações onde os grupos são conhecidos a priori (HÄRDLE & SIMAR, 2007; MINGOTI, 2005) e apropriada quando a variável dependente é categórica (não-métrica) e as variáveis independentes são métricas (HAIR *et al.*, 2005). Rencher (2002) citou alguns objetivos da análise discriminante:

1. Descrição e separação de grupos: as funções lineares (funções discriminantes) são usadas para descrever ou elucidar as diferenças entre dois ou mais grupos. Na descrição está incluída a identificação e a contribuição relativa das características (variáveis) para separar os grupos;

2. Predição ou alocação de elementos nos grupos: as funções discriminantes das variáveis são empregadas para designar um novo elemento em um dos grupos. Os valores das variáveis dos elementos observados são usados nos cálculos da função discriminante.

As análises discriminantes feitas nesta pesquisa foram usadas para desenvolver funções discriminantes que pudessem separar os grupos, definidos a priori nas análises discriminantes feitas no capítulo 5, com confiabilidade. A distância de Mahalanobis e o teste de Fisher foram usados para testar a significância das funções encontradas, ou seja, verificar se os grupos definidos a priori são pertencentes realmente a grupos distintos ou não.

Funções discriminantes

O número máximo de funções discriminantes é igual ao número de grupos menos um. No caso de dois grupos, a função discriminante é uma função linear do tipo:

$$FD = b_0 + b_1 X_1 + b_2 X_2 + b_3 X_3 + \dots + b_n X_n$$

onde, FD é a função discriminante (escore discriminante), X_1, X_2, \dots, X_n são as variáveis independentes para cada elemento, b_0 é o intercepto e b_1, b_2, \dots, b_n são o conjunto de coeficientes cujo valor representa o peso discriminante para cada variável independente.

Com os valores dos coeficientes, calcula-se o escore discriminante para cada elemento do grupo e tira-se a média deles. Calculando-se a média do escore discriminante, temos a média do grupo, que neste caso é o centróide do grupo. No caso de dois grupos, obtêm-se dois centróides, para três grupos, três centróides e assim por diante.

“Os centróides indicam o local mais típico de um grupo particular, e uma comparação dos centróides de grupos mostra o quão afastados estão os grupos ao longo da dimensão testada” (HAIR *et al.*, 2005, p. 209).

Para dois grupos distintos A e B, os centróides discriminantes são:

$$FD_A = b_0 + b_1 \overline{X_{A1}} + b_2 \overline{X_{A2}} + b_3 \overline{X_{A3}} + \dots + b_n \overline{X_{An}}$$

$$FD_B = b_0 + b_1 \overline{X_{B1}} + b_2 \overline{X_{B2}} + b_3 \overline{X_{B3}} + \dots + b_n \overline{X_{Bn}}$$

O índice discriminante D_0 é a metade da distância entre os centróides dos grupos:

$$D_0 = b_1 \left(\frac{\overline{X_{A1}} + \overline{X_{B1}}}{2} \right) + b_2 \left(\frac{\overline{X_{A2}} + \overline{X_{B2}}}{2} \right) + b_3 \left(\frac{\overline{X_{A3}} + \overline{X_{B3}}}{2} \right) + \dots + b_n \left(\frac{\overline{X_{An}} + \overline{X_{Bn}}}{2} \right)$$

Para verificar a significância estatística, ou seja, se os dois grupos realmente pertencem a grupos distintos e o grau de diferenciação entre eles, foi usado a distância Generalizada de Mahalanobis, definida como: $D^2 = FD_A - FD_B$.

Distância Generalizada de Mahalanobis

“A distância generalizada D^2 de Mahalanobis também pode ser usada como uma técnica de comparação quanto à separação entre diversos grupos permitindo avaliar a extensão e a direção dos afastamentos entre os valores médios das variáveis usadas na discriminação” (LANDIM, 2002, p. 88).

O valor do escore discriminante é uma variável métrica que fornece uma maneira direta de comparar observações em cada função (HAIR *et al.*, 2005).

Desta forma, a distância D^2 de Mahalanobis foi usada para comparar as distâncias entre vários grupos e as distâncias entre os elementos e os centróides dos seus grupos as quais foram classificadas a priori.

No caso de mais de dois grupos, pode ser estimada mais do que uma função discriminante como a anterior e o significado dos coeficientes é idêntico. No entanto, estes coeficientes não nos dizem entre que grupos as respectivas funções discriminam, podendo tal interpretação ser obtida a partir de uma representação gráfica. Desta forma, as funções que não ofereceram discriminações significantes, foram desconsideradas nas análises gráficas desta pesquisa.

Distância de Fisher, p-valores e teste de hipóteses

Segundo Landim (2002), a distância D^2 de Mahalanobis pode ser usada na seguinte expressão para ser testada pela distribuição F:

$$F = \left(\frac{n_a + n_b - p - 1}{(n_a + n_b - 2)p} \right) \left(\frac{n_a n_b}{n_a + n_b} \right) D^2$$

com "p" graus de liberdade para o numerador e " $n_a+n_b - p - 1$ " para o denominador.

Com os valores de F, realizou-se um teste de Fisher com nível de significância α igual a 5%, onde temos as seguintes hipóteses:

H_0 : As matrizes de covariância intra-classe são iguais

H_1 : As matrizes de covariância intra-classe são diferentes

Encontrou-se uma tabela dos p-valores associados às distâncias de Fisher entre os grupos, onde os p-valores são as probabilidades de que a nossa amostra seja tirada de uma população sendo testada assumindo que a hipótese nula seja verdadeira. Um valor de 5%, por exemplo, indica que existe uma probabilidade de 5% de que a amostra que está sendo testada possa ser tirada, assumindo que a hipótese nula é verdadeira.

Valores de p menores que 5%, indicam que há evidência suficiente para rejeitar a hipótese nula. Já valores de p maiores que 5%, indicam que não há evidência suficiente para rejeitar a hipótese nula (no entanto, não significando automaticamente que seja verdadeira).

Procedimento da análise discriminante nesta pesquisa

1. Coleta e seleção dos dados e variáveis: tratamento dos dados;
2. Classificação dos elementos em grupos
3. Construção da matriz $n_{\text{linhas}} \times m_{\text{colunas}}$ (elementos x variáveis);
4. Estimação das funções discriminantes;
5. Escolha das funções discriminantes a serem interpretadas;
6. Validação dos resultados: perfil de diferença dos grupos.

4.4 Modelagem geoquímica inversa

A modelagem geoquímica inversa, realizada neste trabalho com o auxílio do *software* PHREEQC 2.15.0 (PARKHURST & APPELO, 2005), tem como objetivo caracterizar o comportamento hidrogeoquímico da água subterrânea no aquífero aluvial ao longo do riacho Forquilha, identificando e quantificando os processos que contribuem para uma mudança na composição química da água. Os processos hidrogeoquímicos utilizados nas simulações incluem a precipitação e dissolução das fases reativas presentes na litologia da região e dos processos de trocas iônica de íons metálicos. As fases escolhidas foram os feldspatos potássicos (K-feldspato), os feldspatos plagioclásio (albita e anortita) e as K-micas, presentes nos granitos, gnaisses e migmatitos.

Burte (2008), analisando dados e simulações em sua tese de doutorado, evidenciou que a recarga do aquífero aluvial vem essencialmente das contribuições dos rios durante a época chuvosa e que infiltrações do açude Lagoa Cercada influenciaram na dinâmica hidrológica do aquífero aluvial durante a estação seca.

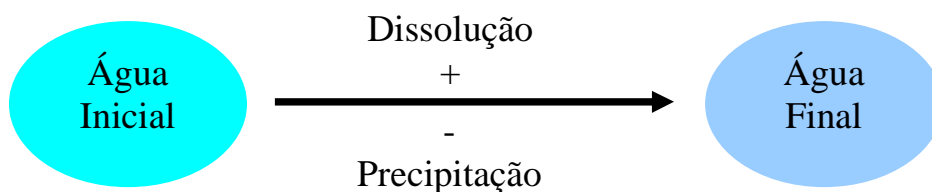
Na bacia do riacho Forquilha, a concentração de sais das águas do aquífero aluvial é intermediária entre as águas do aquífero fissural, que possuem altos teores de sais dissolvidos e as águas dos escoamentos superficiais, que possuem baixos teores de sais dissolvidos. Burte (2008) sugere que, como os escoamentos superficiais são a principal fonte de recarga, existe uma contribuição externa de sais e simula, em sua tese, contribuições uniformes ou pontuais de águas do aquífero fissural para justificar os altos teores de sais nas águas aluviais. Burte considera que uma contribuição das águas do aquífero cristalino ricas em sais dissolvidos parece a mais plausível hipótese para esse aumento de sais.

Nesse contexto, procurou-se modelar as mudanças químicas que ocorrem com a água ao longo do caminho do fluxo, para formar a composição química final da água subterrânea em diferentes pontos do aquífero aluvial. A modelagem consiste em encontrar um conjunto de transferências molares de minerais, gases e íons metálicos necessárias para obter a composição de uma água observada em um ponto a jusante, a partir de uma água observada em um ponto a montante. As simulações foram feitas para os poços P10, P27, P38, P51, P60, P68, P86, P92, P104, P111, P114, P133 e P136 (figura 4.4).

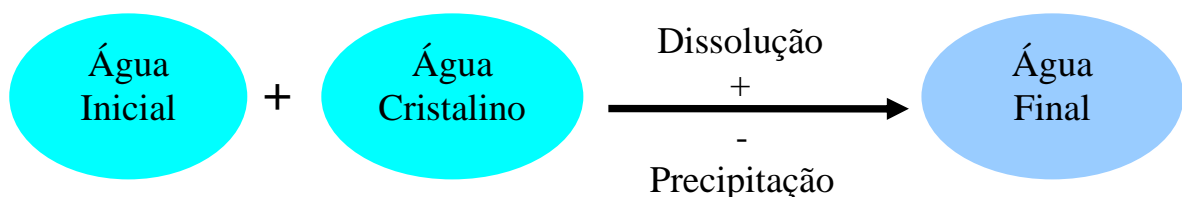
Em observações de dados hidroquímicos nos poços do aquífero aluvial, é evidenciado um incremento de sais dissolvidos no período seco. Dados de (BURTE, 2008)

mostram essa tendência de aumento da condutividade elétrica das águas dos poços. Nas modelagens geoquímicas inversas, duas hipóteses para esse incremento de sais nas águas aluviais no período seco:

1ª hipótese (H1): a água do reservatório agrega sais por dissolução das fases reativas presentes na litologia da região e perde sais por formação de precipitados, fazendo com que a composição final da água seja igual ao da água do aquífero aluvial no ponto estudado. Ver esquema abaixo:



2ª hipótese (H2): a água do reservatório sofre uma contaminação por água do aquífero fissural rica em sais e agrega sais por dissolução das fases reativas presentes na litologia da região e perde sais por formação de precipitados, fazendo com que a composição final da água seja igual ao da água do aquífero aluvial no ponto estudado. Ver esquema abaixo:



Nas simulações para a 1ª hipótese, o íon cloreto não foi balanceado, pois não existe fase reativa utilizada na modelagem como fonte justificável de cloro.

Para que fossem gerados os modelos para a 1ª hipótese, se fez necessário admitir uma incerteza nas medições de cloro. Outras fontes de cloro são necessárias para justificar o

incremento do íon cloreto nas águas aluviais. Burte (2008) estima que os depósitos de cloretos dos aerossóis marinhos seriam de cerca de 150 kg/km²/ano, na bacia do Forquilha.

Na 2ª hipótese, fez-se uma simulação de mistura para todos os pontos estudados, onde a água resultante dessa mistura teve a mesma concentração do íon cloreto dos poços analisados, restando equilibrar na modelagem inversa apenas os outros íons. Tal consideração na mistura se fez necessário, pois o cloreto, proveniente das águas cloretadas do aquífero fissural, foi considerado como sendo de única fonte externa do íon cloro, nesta simulação.

Essa consideração é plausível, visto que o cloro é um íon conservativo, permitindo realizar balanços de massa, sendo, portanto, considerado um ótimo traçador (MANWELL & RYAN, 2006 apud BURTE, 2008).

Segundo Richter & Kreitler (1993), a característica conservativa do cloreto faz com que sua medida seja um parâmetro geralmente usado na identificação da deterioração da qualidade da água.

Neste trabalho, o balanço de massa do cloreto nas misturas de águas definiu as quantidades de água do aquífero fissural que contribuem para um aumento na salinidade das águas do aquífero fissural.

Nas simulações, a água inicial refere-se à água a montante do caminho de fluxo. Na 1ª hipótese, a água inicial é a água do açude e na 2ª hipótese, a água inicial é a mistura de água do açude com água contaminante do cristalino.

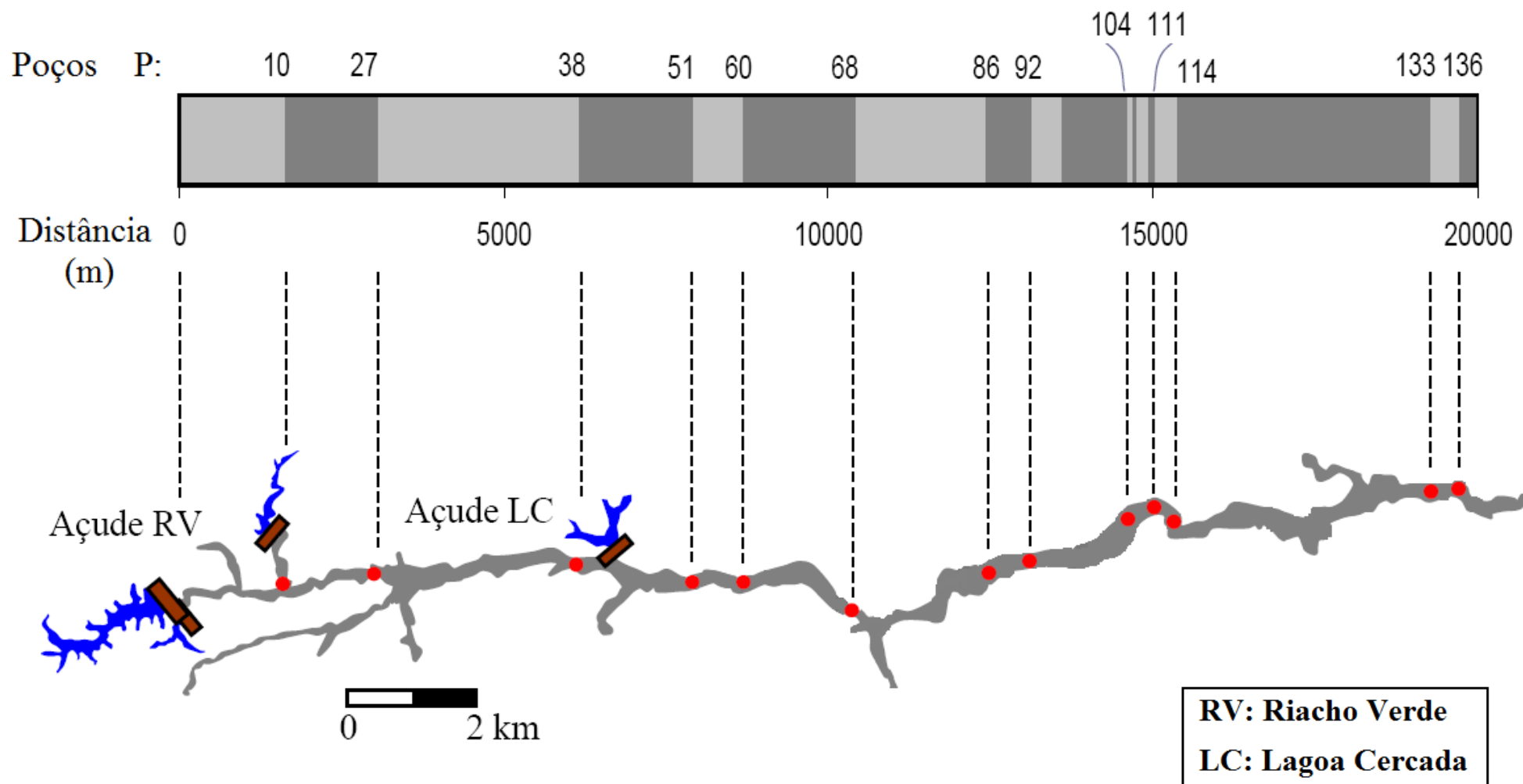


Figura 4.4 – Localização dos poços ao longo do riacho do Forquilha em Quixeramobim, Ceará. Modificado de Burte (2008).

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo, são apresentados e discutidos os seguintes resultados: hidroquímica das águas dos reservatórios, do aquífero aluvial e do aquífero fissural, análises estatísticas multivariadas (análise de agrupamento ou *cluster* e análise discriminante) e modelagens geoquímicas inversas, obtidas com o aplicativo PHREEQC. A localização dos poços e açudes é mostrada na figura 4.4.

5.1 Hidroquímica

Todo o estudo hidroquímico foi desenvolvido a partir dos dados das análises hidroquímicas (concentrações dos íons Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , HCO_3^- e SO_4^{2-} , expressa em miliequivalentes por litro) das águas dos reservatórios e do aquífero aluvial do riacho Forquilha (BURTE, 2008) e dos dados das análises hidroquímicas das águas do aquífero cristalino (SOHIDRA, 2009).

5.1.1 Classificação das águas pelos íons dominantes

Para representação gráfica utilizou-se os diagramas de Piper e Stiff, obtidos com o programa QUALIGRAF, para classificar as águas quanto à predominância dos íons abundantes.

Diagrama de Piper

De acordo com a figura 5.1, as águas dos açudes e do rio são predominantemente bicarbonatadas mistas, podendo ser também bicarbonatadas cálcicas ou magnesianas. Com relação aos cátions, 69% são classificadas como mistas, 23% como sódicas e 8% como cálcicas. Já em relação aos ânions, 92% das águas dos reservatórios e rios são bicarbonatadas, enquanto 8% são cloretadas.

Já as águas do aquífero fissural têm caráter diferente; a predominância é de águas cloretadas mistas, podendo ser também cloretadas magnesianas ou sódicas. Nessas águas, 100% dos dados analisados mostram que as águas são cloretadas e, em relação aos cátions, 65% são mistas, 26% sódicas e 9% magnesianas.

No aquífero aluvial, as águas são, em maioria, bicarbonatadas mistas, assim como as águas dos açudes e rio. Porém existe uma grande predominância de águas cloretadas

sódicas e cloretadas magnesianas, semelhante às águas encontradas no aquífero fissural da região. Em relação aos cátions, 54% são de águas mistas, 38% sódicas e 8% magnesianas. Já em relação aos ânions, 54% das águas são bicarbonatadas, 23% cloretadas e 23% mistas.

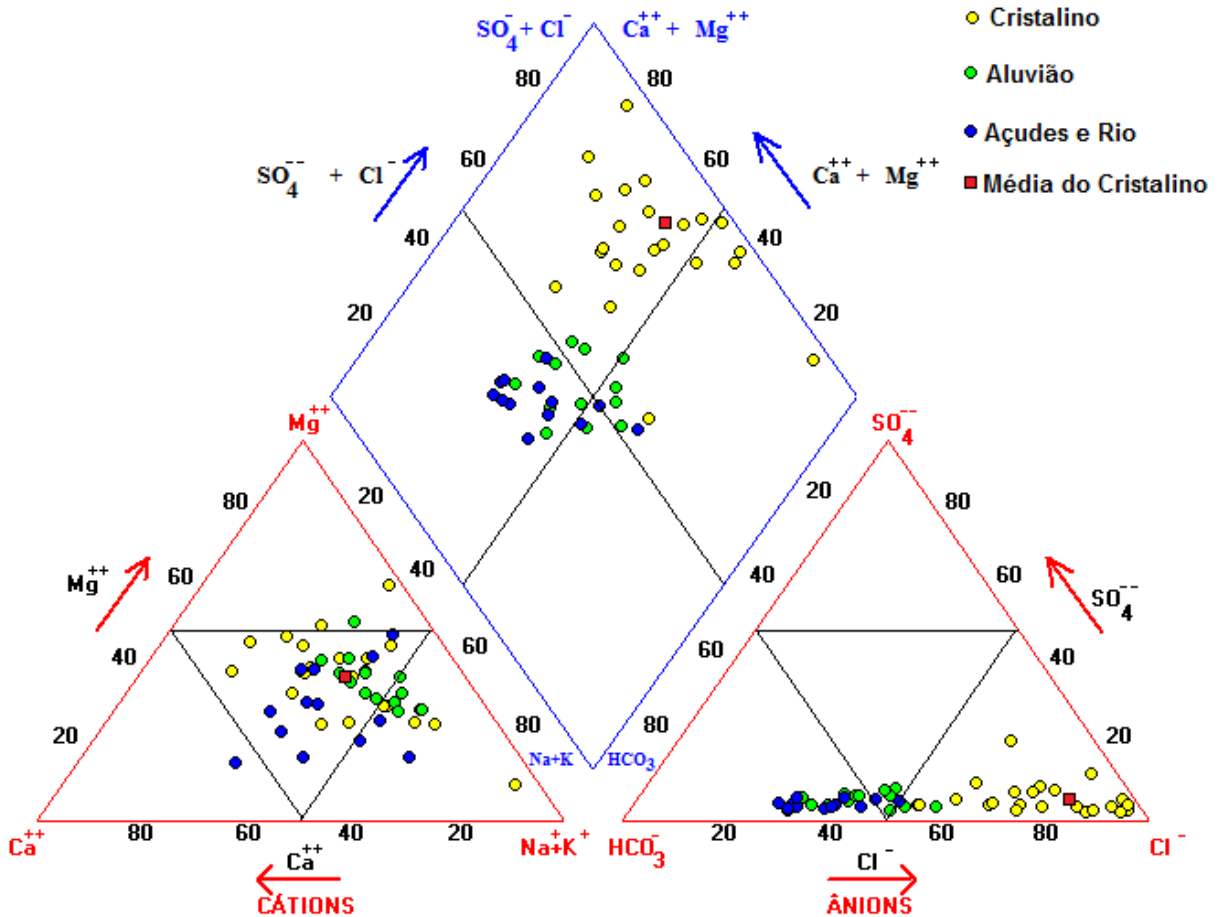


Figura 5.1 – Diagrama de Piper para as águas dos reservatórios, rios, aquífero aluvial e aquífero fissural na bacia do riacho Forquilha em Quixeramobim, Ceará.

Diagrama de Stiff

Pelos diagramas de Stiff das águas dos reservatórios e rio (figura 5.2 e figura 5.3) e das águas do aquífero aluvial (figura 5.4a,b), que usam as concentrações absolutas em meq/L, observa-se, através da semelhança dos gráficos, que as águas encontradas no poço P27, instalado no aquífero aluvial, são da mesma família da água dos reservatórios. Outra característica semelhante, entre as águas dos poços instalados no aluvião, com algumas exceções, e as águas dos reservatórios, é o bicarbonato como o ânion principal, caracterizando água nova, resultado também observado pelo diagrama de Piper. As exceções são os poços

P68, P86, P104 e P136, que apresentam o cloreto como o ânion mais abundante, característica semelhante às águas do aquífero fissural.

Os diagramas de Stiff (figura 5.5a,b,c), para as águas dos poços no aquífero fissural, mostram o cloreto com o ânion principal, resultados também encontrados pelo diagrama de Piper. Já em relação ao cátion, o sódio aparece como o cátion mais abundante, seguido do magnésio, que esta presente na litologia da região, principalmente na biotita ($(K,Mg,Fe)_3(OH,F)_2(Al,Fe)Si_3O_{10}$), hornblenda ($Ca_2(Mg,Fe,Al)_5(Al,Si)_8O_{22}(OH)_2$), olivina ($(Mg,Fe)_2SiO_4$), entre outros.

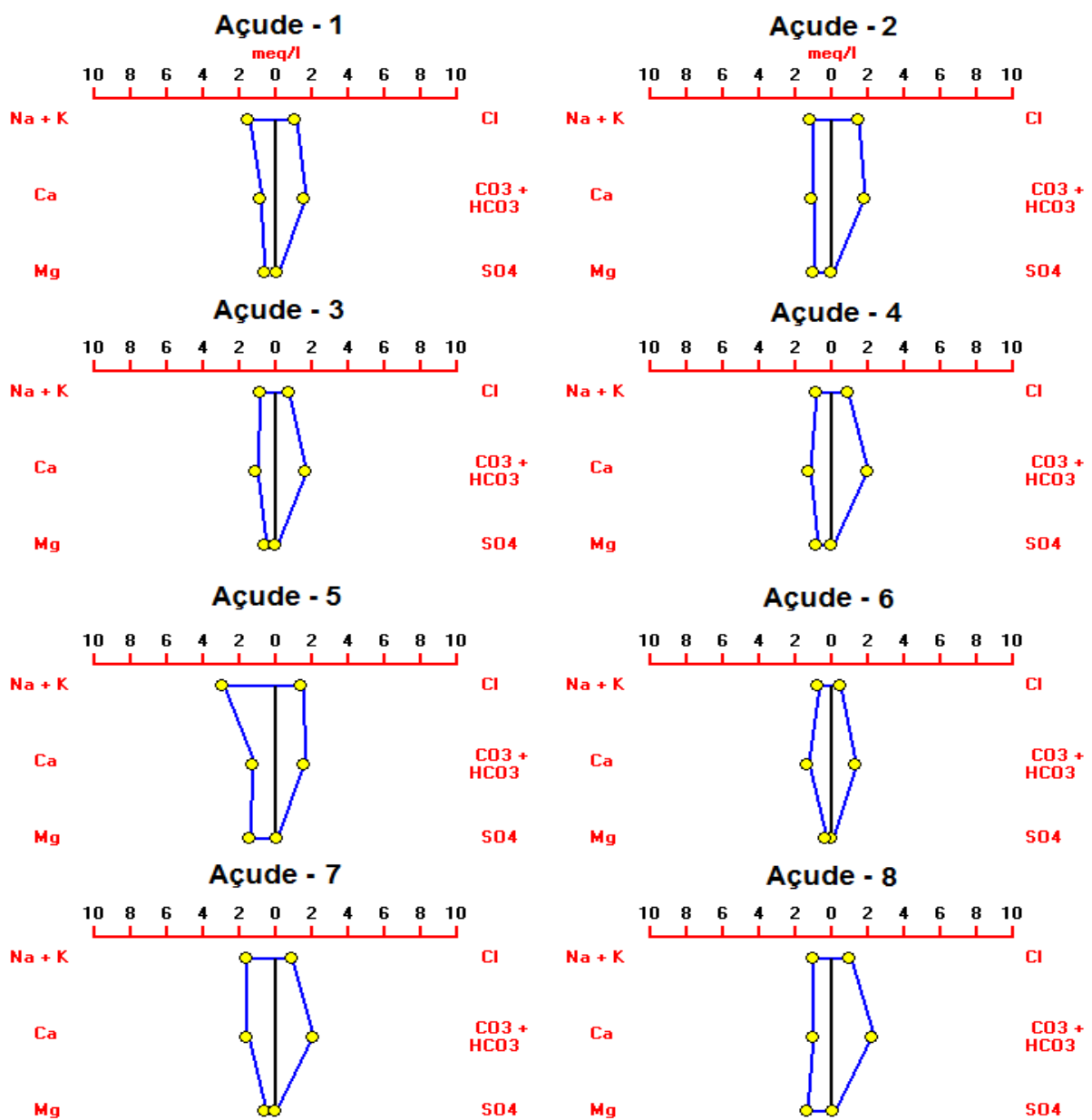


Figura 5.2 – Diagramas de Stiff para amostras dos reservatórios na bacia do riacho Forquilha.

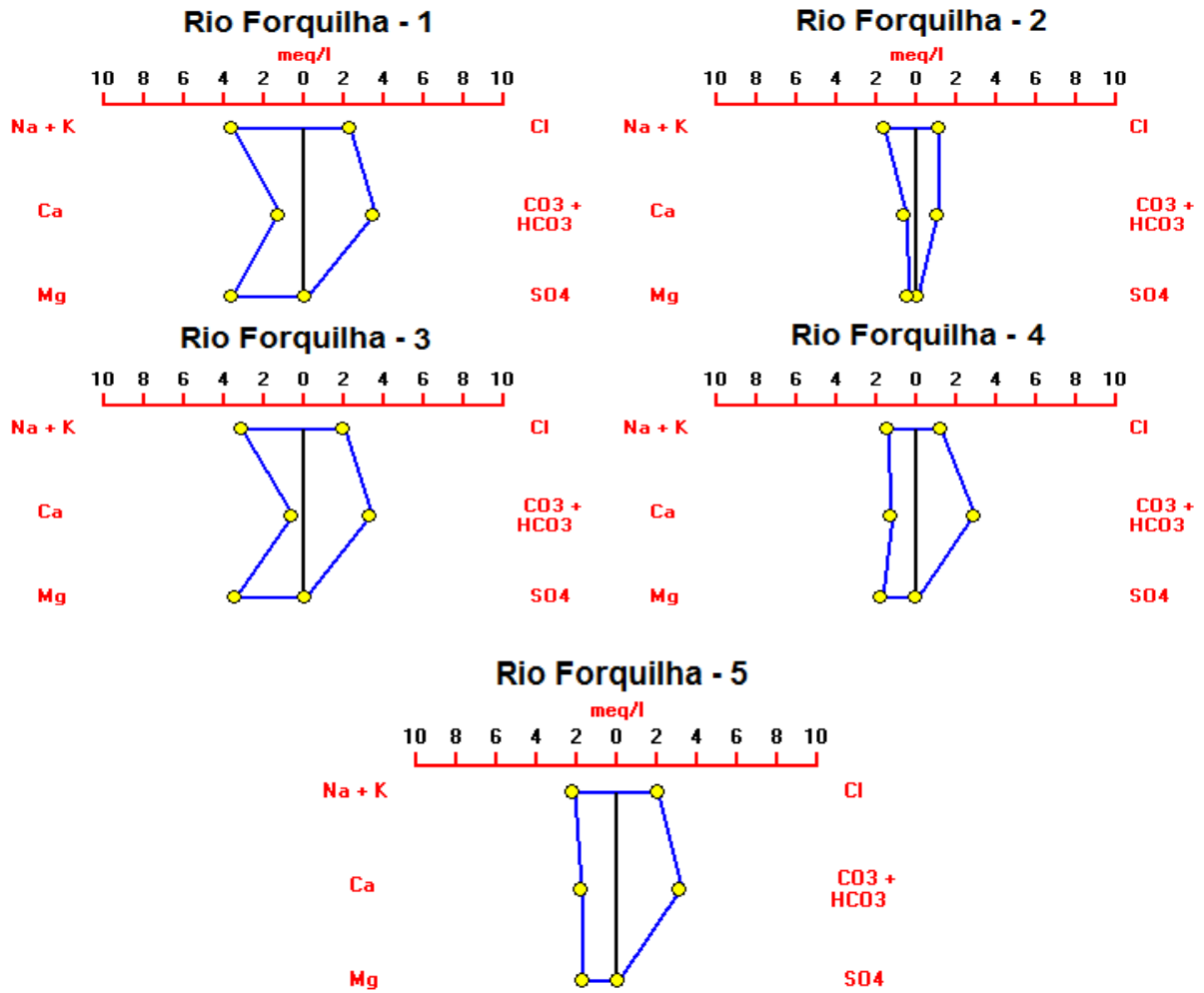


Figura 5.3 – Diagramas de Stiff para amostras do riacho Forquilha.

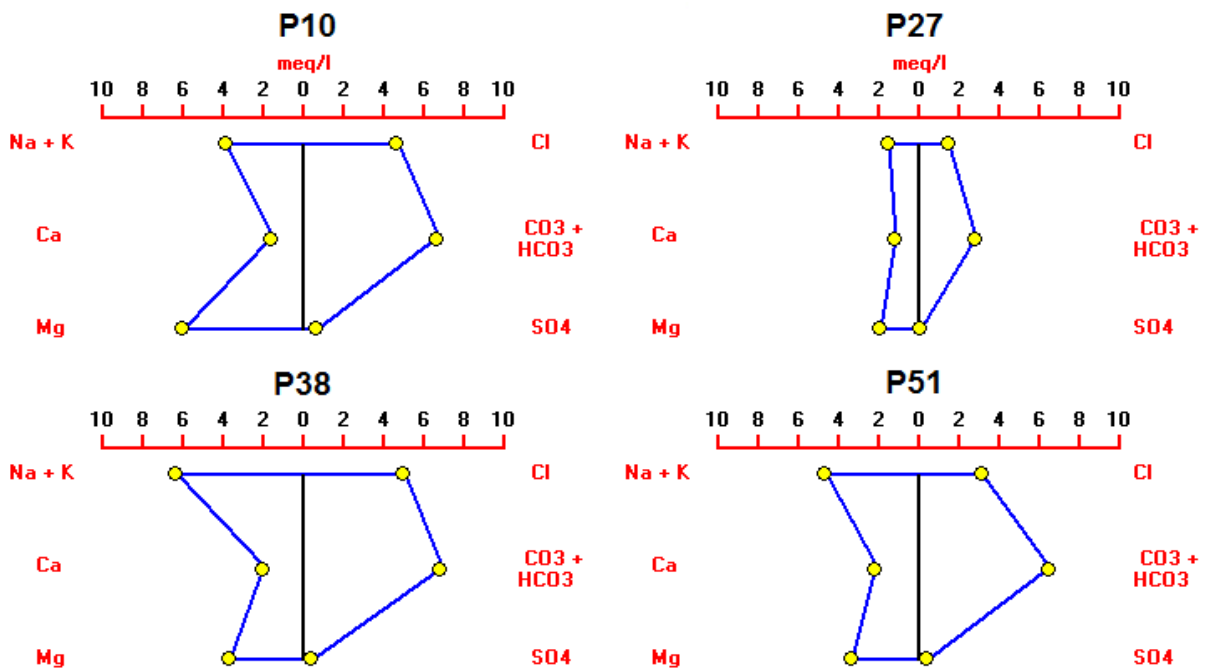


Figura 5.4a – Diagramas de Stiff para amostras dos poços no aluvião riacho Forquilha. Poços P10, P27, P38 e P51.

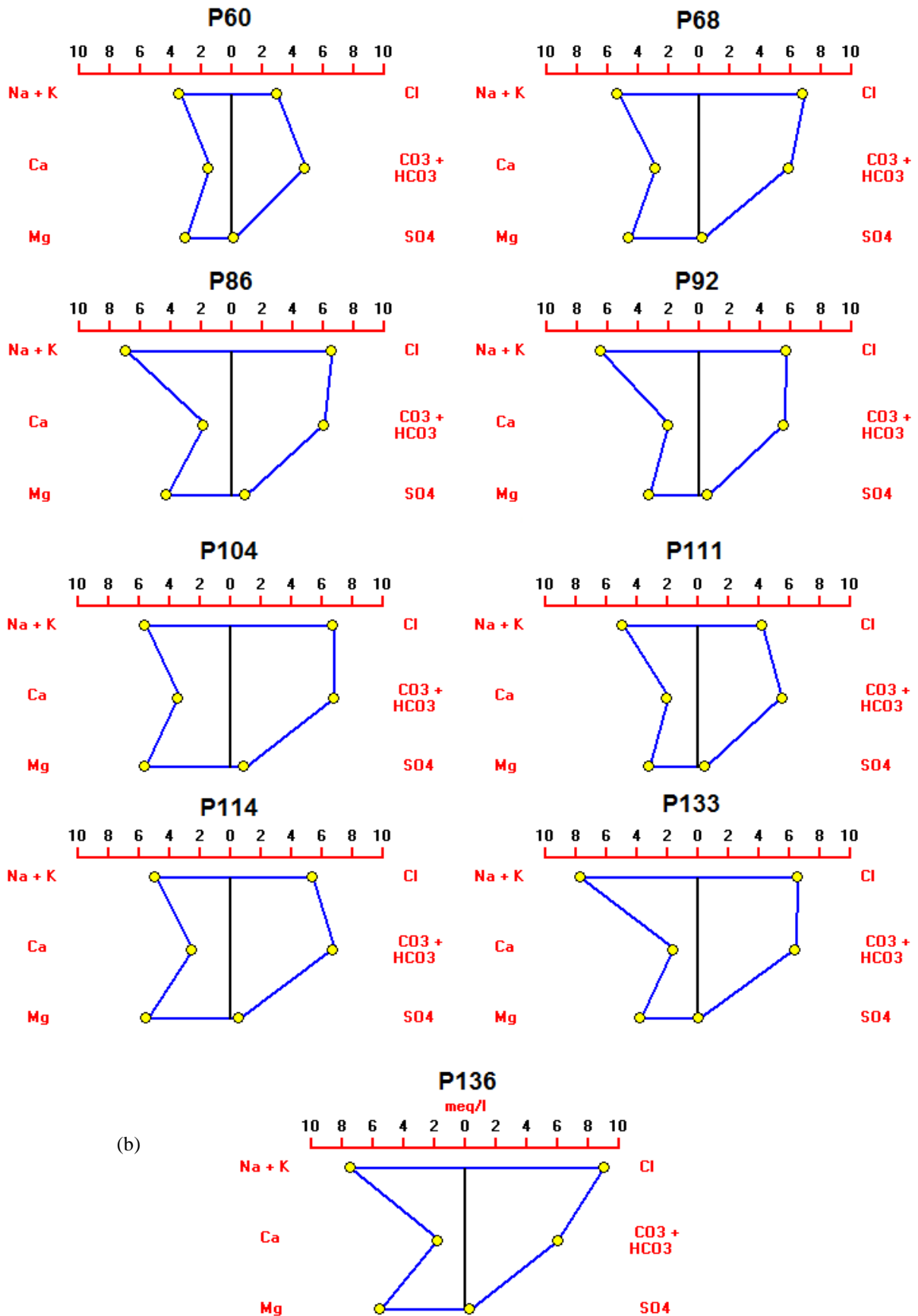


Figura 5.4b – Diagramas de Stiff para amostras dos poços no aluvião riacho Forquilha. Poços P60, P68, P86, P92, P104, P111, P114, P133 e P136.

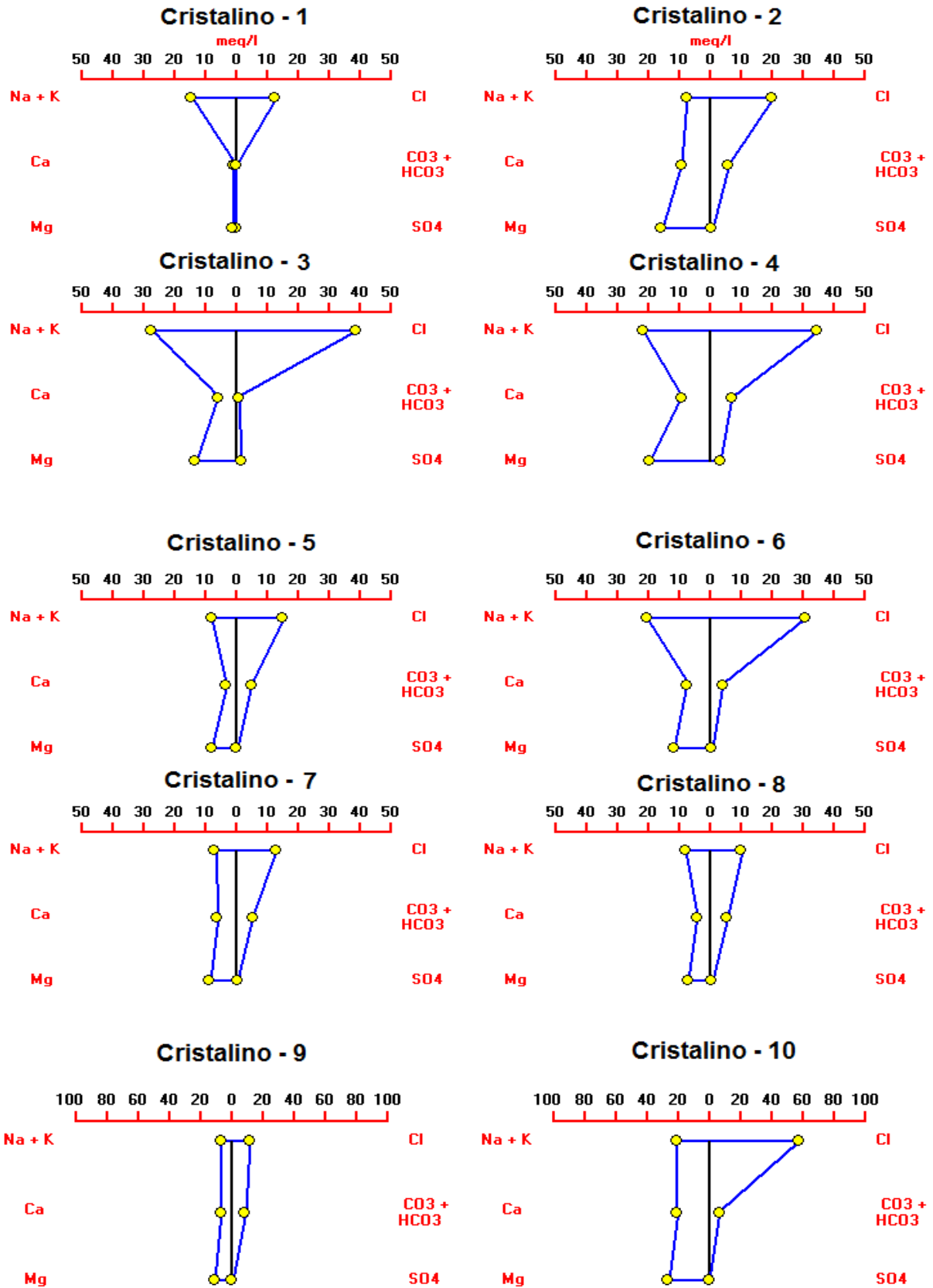


Figura 5.5a – Diagramas de Stiff para amostras do aquífero cristalino no município de Quixeramobim, Quixadá e Senador Pompeu. Poços 1 a 10.

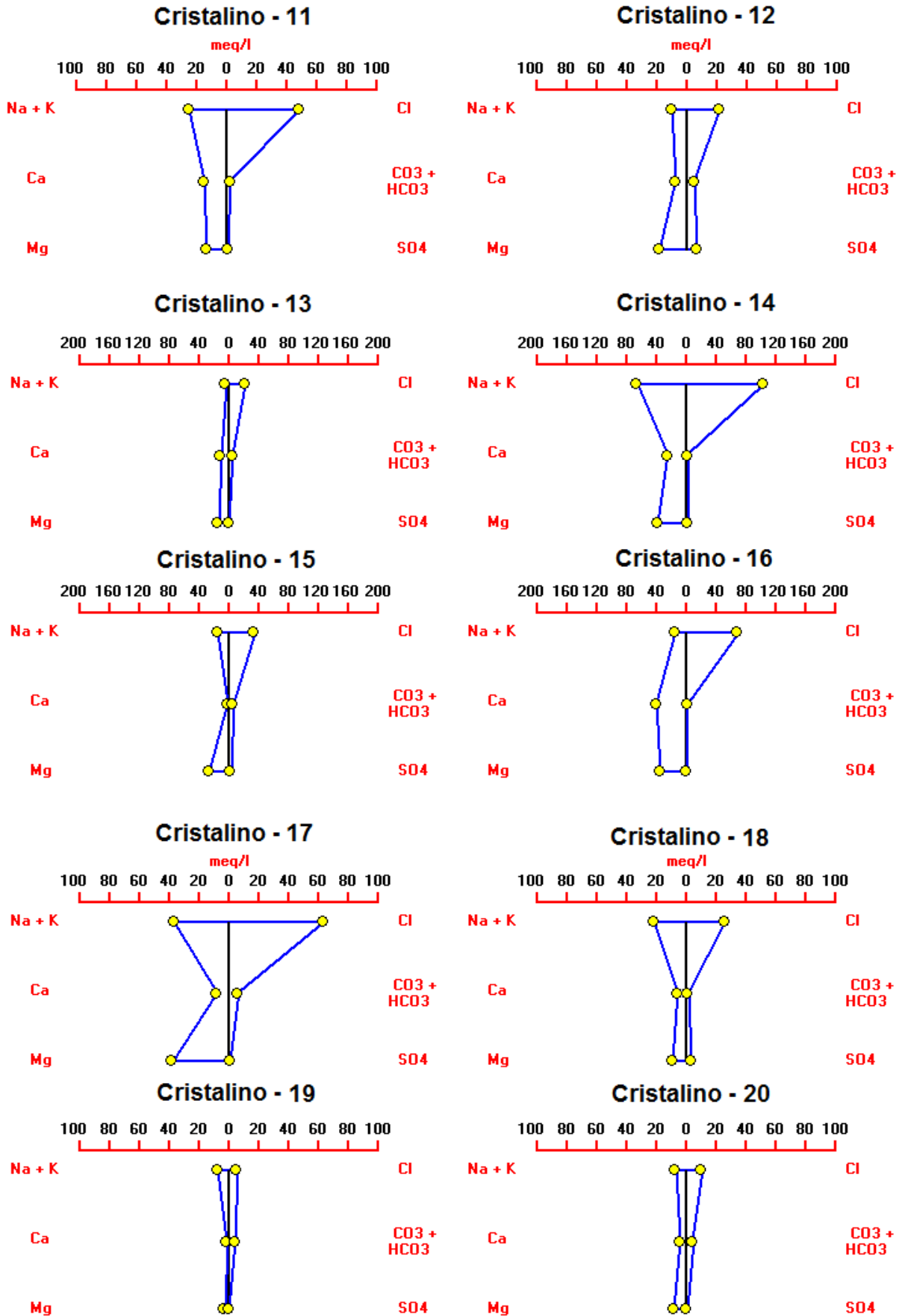


Figura 5.5b – Diagramas de Stiff para amostras do aquífero cristalino no município de Quixeramobim, Quixadá e Senador Pompeu. Poços 11 a 20.

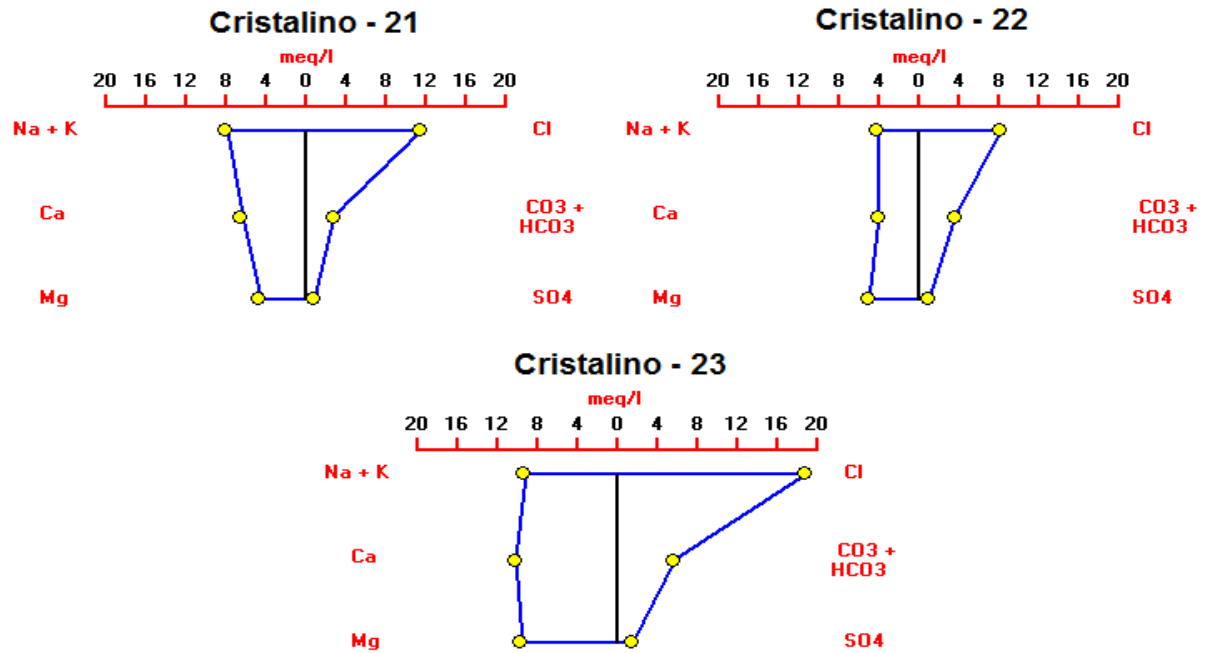


Figura 5.5c – Diagramas de Stiff para amostras do aquífero cristalino no município de Quixeramobim, Quixadá e Senador Pompeu. Poços 21 a 23.

5.1.2 Qualidade das águas para consumo humano

O consumo de água com concentrações salinas elevadas podem causar distúrbios nos organismos dos seres vivos (SUASSUNA, 1996). A resolução número 357/05 do Conselho Nacional do Meio Ambiente (CONAMA) define águas doces como sendo águas com salinidade igual ou inferior a 0,5‰; águas salobras como sendo águas com salinidade superior a 0,5‰ e inferior a 30‰; e águas salinas como sendo águas com salinidade igual ou superior a 30‰.

Com os dados utilizados nessa pesquisa, foram classificadas as águas do aquífero aluvial e do aquífero fissural. Segundo a definição do CONAMA, através da resolução 357/05, as águas do aquífero aluvial apresentaram características de águas salobras, com exceção do poço P27 que teve a classificação de água “doce”. As águas do aquífero fissural tiveram 18 amostras (78%) classificadas como salobras e 5 amostras (22%) como salinas (figura 5.6).

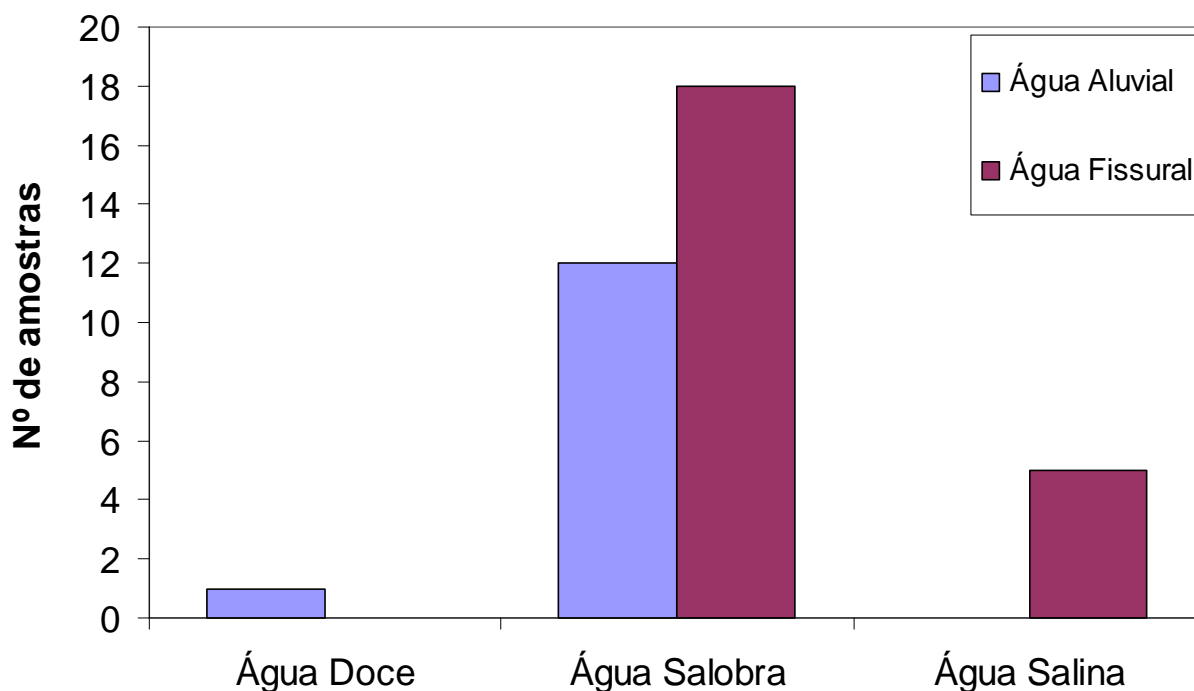


Figura 5.6 – Classificação das águas estudadas quanto à salinidade de acordo com a resolução 357/05 do CONAMA.

A Portaria 518/2004 do Ministério da Saúde define os padrões de potabilidade da água, com base nas exigências da OMS - Organização Mundial de Saúde. De acordo com esta portaria, alguns dos padrões que determinam se uma água é potável ou não estão mostrados na tabela 5.1.

Tabela 5.1 – Alguns padrões de potabilidade da água exigidos pela OMS e definidos pela portaria 518/2004 do Ministério da Saúde

Parâmetro	Unidade	VMP ¹
Cloreto	mg/L	250
Sódio	mg/L	200
STD	mg/L	1000
Sulfato	mg/L	250

¹ Valor Máximo Permitido

Na figura 5.7a observa-se que, para as águas do aquífero aluvial, somente o cloreto está acima do valor máximo permitido, correspondendo a 8% dos dados estudados, mas suficiente para classificar a água como imprópria para o consumo humano. O consumo excessivo de cloro pode causar algumas doenças como: acidose metabólica, cefaléia, confusão mental, hiperventilação, além de seu excesso destruir a vitamina-E e reduzir a produção de iodo. O sódio, sulfato e sólidos totais dissolvidos, para todas as amostras, estão dentro do limite permitido para classificar a água como potável.

Na figura 5.7b observa-se que, para as águas do aquífero fissural, apenas o sulfato encontra-se em concentrações menores que a máxima permitida para o consumo humano. Os sólidos totais dissolvidos em 87% das amostras estão acima do valor máximo permitido, o teor de cloro está acima do valor máximo permitido em 96% das amostras e o sódio está acima em 52% das amostras. Em quantidades excessivas, o sódio não é totalmente eliminado pelos rins e faz com que o corpo retenha líquido, aumentando seu volume. Isso ocasiona uma elevação na pressão arterial, que pode levar à falência congestiva do coração, cirrose e doença dos rins. O excesso de sódio contribui também para a falta de ar (dispnéia) e para os edemas (inchaço das pernas ou do abdômen) de alguns doentes do coração.

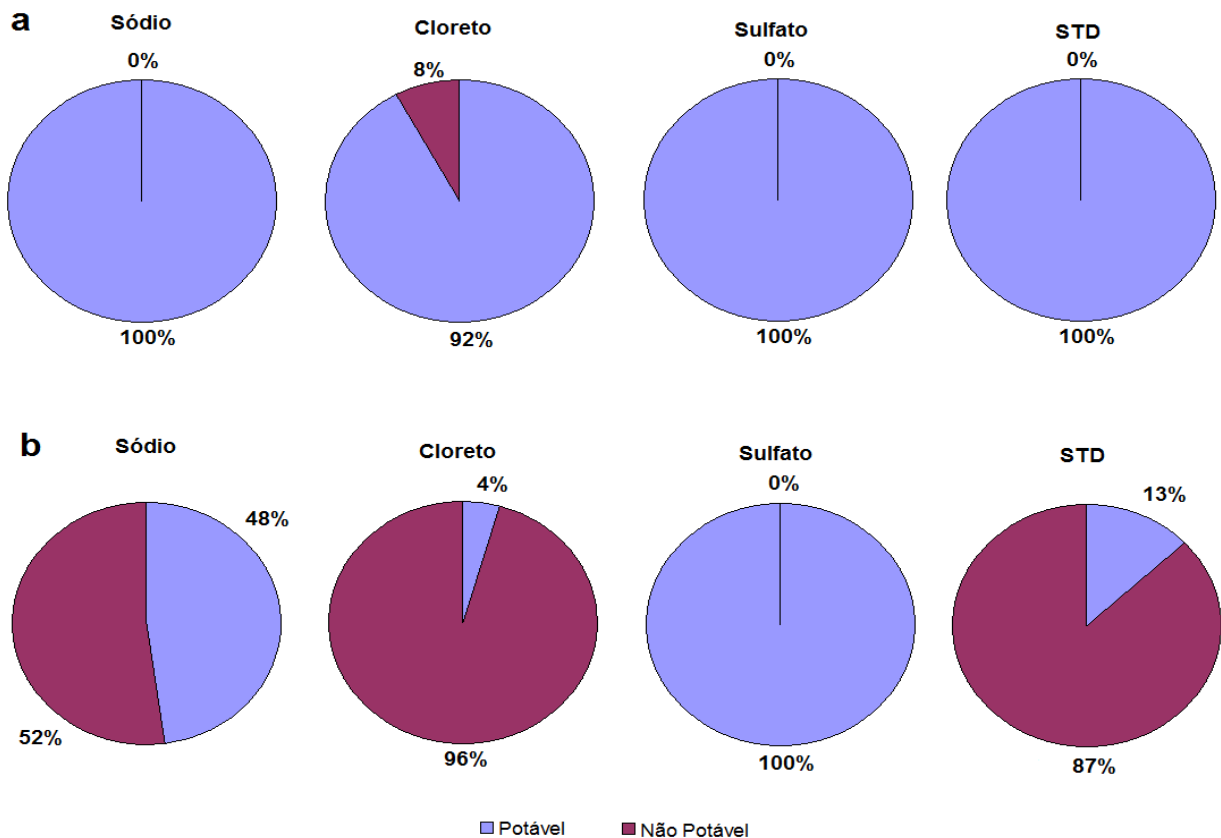


Figura 5.7 – Percentagem de amostras dentro e fora dos padrões de potabilidade. (a) aquífero aluvial e (b) aquífero fissural.

5.1.3 Qualidade das águas para irrigação

No diagrama CE vs. RAS não corrigida (figura 5.8) verifica-se que as águas do aquífero fissural possuem riscos de salinidade altos, muito altos e excepcionalmente altos. Isso se deve aos altos teores de sólidos totais dissolvidos, que são em média de 2138 $\mu\text{S}/\text{cm}$, águas classificadas como salobras segundo resolução do CONAMA. O risco de sódio, para a média das amostras, é médio.

As águas encontradas nos reservatórios possuem riscos de salinidade de médio para baixo, enquanto o risco de sódio é classificado como baixo.

As águas do aquífero aluvial apresentaram uma característica intermediária entre as águas dos reservatórios e as águas encontradas no aquífero fissural.

Segundo vários autores a tolerância à salinidade e/ou sodicidade varia de cultura para cultura e, dentro de uma mesma espécie (GERVÁSIO, CARVALHO & SANTANA, 2000). Por isso é necessário um estudo mais específico para a utilização das águas do aquífero fissural para a irrigação, verificando as culturas e espécies com mais tolerância às águas salobras, visto que, altos teores de sais na águas de irrigação, as tornam tóxicas para as plantações, afetando diretamente o seu crescimento (SANTANA *et al.*, 2004).

Para as águas do aquífero aluvial, as precauções na sua utilização para a irrigação são menores. No entanto, é necessário um cuidado especial no manejo dessas águas a fim de evitar uma concentração dos sais da água no solo, por evaporação da água acumulada devido a um sistema de irrigação e drenagem não muito eficientes.

Pelo diagrama de CE vs. RAS não corrigida, as águas dos reservatórios não causam riscos na sua utilização para a irrigação.

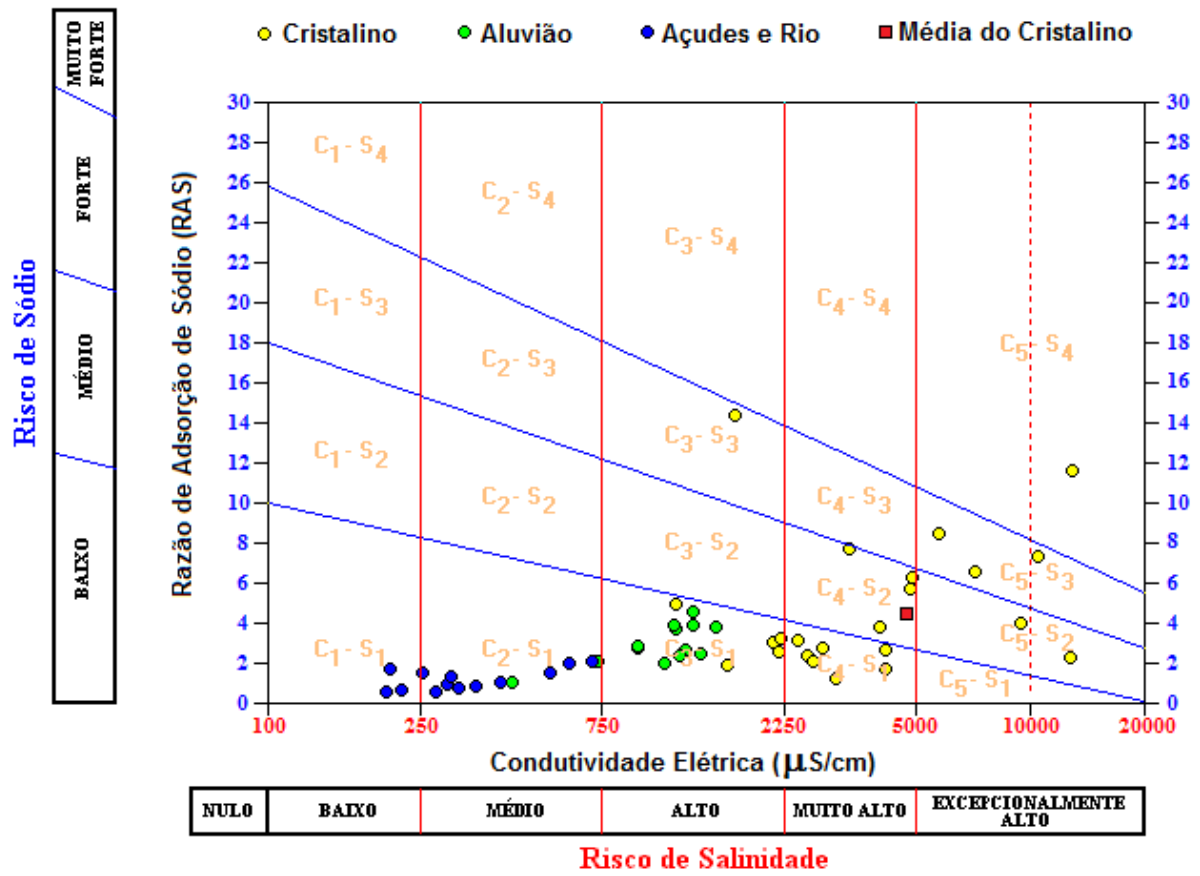


Figura 5.8 – Diagrama de CE vs. RAS não corrigida para classificação das águas dos reservatórios, rios, aquífero aluvial e aquífero fissural na bacia do riacho Forquilha em Quixeramobim, Ceará.

5.1.4 Estudo das razões iônicas

O estudo de razões iônicas é muito importante para a classificação e interpretação hidrogeoquímica das águas subterrâneas (SILVA JÚNIOR, CRUZ & ALMEIDA, 2006). No estudo das origens dos sais das águas subterrâneas do município de Quixeramobim, tanto do aquífero aluvial quanto do fissural, e para a identificação de possíveis processos de salinização dessas águas, foram utilizadas algumas razões iônicas descritas na tabela 5.2.

Tabela 5.2 – Razões iônicas e seus significados (HEM, 1985 apud SILVA JÚNIOR *et al.*, 2006; FENZL, 1988 apud FERNANDES, 2007; FERNANDES, 2007).

Razão Iônica	Variações Teóricas	Significados
rMg^{2+}/rCa^{2+}	0,25 - 0,33	Água de circulação em rocha granítica
	0,33 - 1,5	Águas continentais
	> 0,9	Contato com água do mar ou possível influência de terreno dolomítico
	> 1	Relação com litotipos ricos em silicatos magnesianos
	± 5	Água do Mar
rK^+/rNa^+	0,02 - 0,025	Água do Mar
	0,09 - 0,6	Água de circulação em rocha granítica
	0,004 - 0,28	"Água doce"
rNa^+/rCl^-	< 0,0876	Substituição de Na^+ por Ca^{2+} e Mg^{2+}
	< 0,7	Precipitação de sais de sódio
	> 0,7	Fluxo através de rochas cristalinas
$rCl^-/rHCO_3^-$	0,5	Fluxo através de rochas cristalinas
	0,1 - 0,5	Águas continentais
	20 - 50	Água do Mar
rMg^{2+} vs. rCl^-	$rCl^- \cong 2 rMg^{2+}$	Dissolução de Aerosóis
rNa^+ vs. rCa^{2+}	Relação Inversa	Troca dos Íons
rCa^{2+} vs. $rHCO_3^-$	$rHCO_3^- = 2 rCa^{2+}$	Dissolução de Calcita

Razões iônicas no aquífero aluvial

Na figura 5.9, todas as amostras das águas aluviais estão numa faixa do gráfico que indica uma relação com litotipos ricos em silicatos magnesianos. Isso ocorre devido à composição química das rochas presentes na formação aluvial, que são ricas em magnésio e um contato intempérico, entre a água e as rochas, que provoca a dissolução dos íons. Uma relação igual ou próxima de $rMg^{2+} = 5 rCa^{2+}$, o que não ocorre para as águas em questão, indicaria uma contaminação por água do mar, as quais são ricas no íon magnésio, em relação ao cálcio. Relação dos íons menores que 1 indicaria contato com rochas graníticas pobres ou sem magnésio (K-feldspatos: $[KAlSi_3O_8]$, Plagioclásio: Albita ($NaAlSi_3O_8$) e Anortita ($CaAl_2Si_2O_8$) e Quartzo $[SiO_2]$).

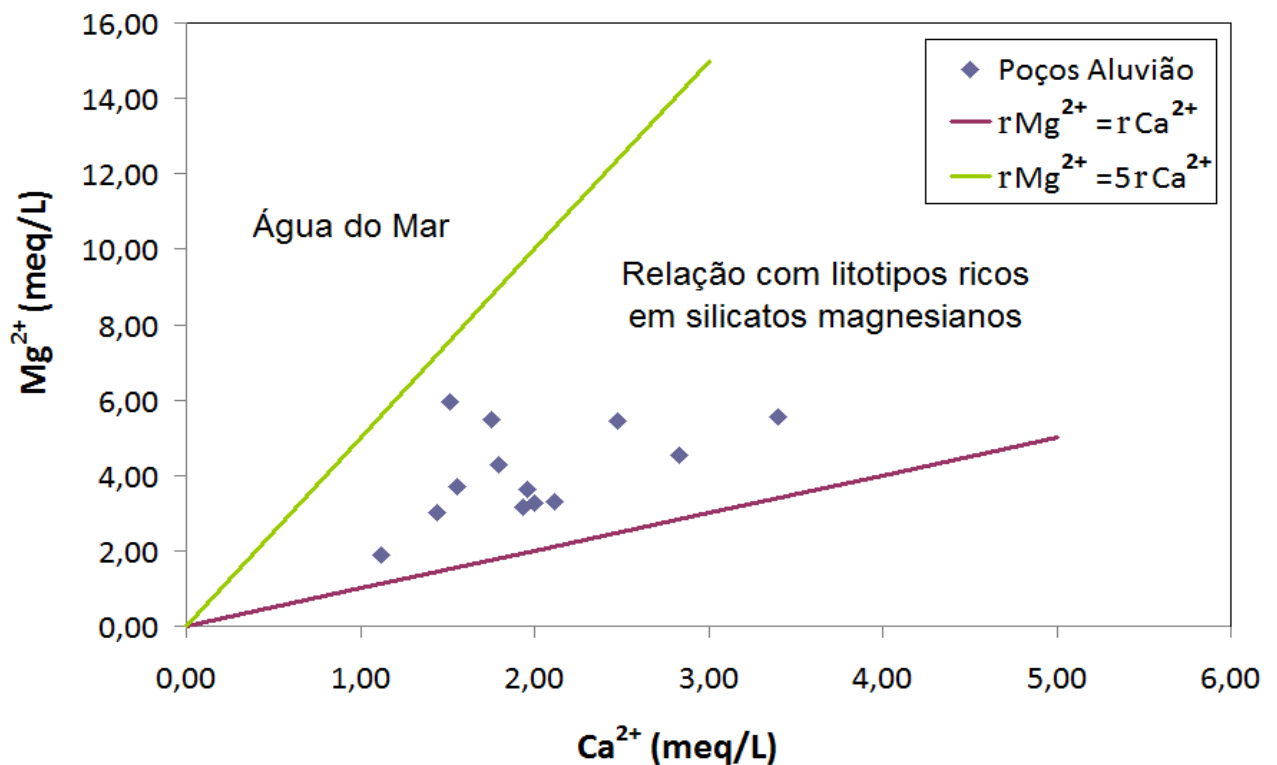


Figura 5.9 – Ca^{2+} vs. Mg^{2+} para as águas aluviais da bacia do riacho Forquilha.

O gráfico Na^+ vs. K^+ , figura 5.10, indica uma característica de água “doce” para todas as amostras de águas aluviais. A maioria dos dados encontra-se abaixo da curva $r\text{K}^+ = 0,09 r\text{Na}^+$, indicando que o potássio presente nas rochas graníticas (feldspatos potássicos ou K-feldspatos $[\text{KAlSi}_3\text{O}_8]$), tem pouca influência na composição química das águas aluviais, provavelmente devido aos baixos índices de solubilidade dos feldspatos potássicos presentes na rocha granítica.

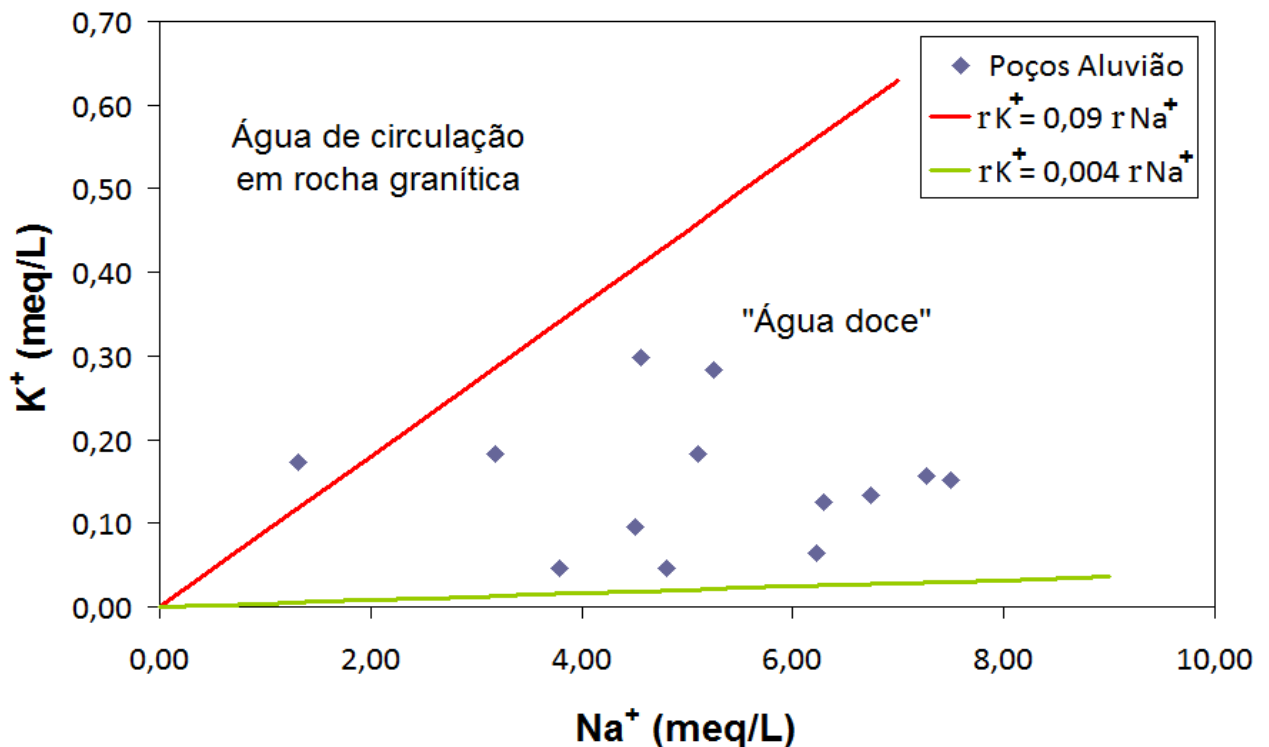


Figura 5.10 – Na^+ vs. K^+ para as águas aluviais da bacia do riacho Forquilha.

O gráfico Cl^- vs. Na^+ , figura 5.11, indica um fluxo através de rochas cristalinas, onde os teores de cloro são muito baixos, fazendo com que a relação $r\text{Na}^+ / r\text{Cl}^-$ seja maior que 0,7. Hem (1991) cita que as principais fontes de cloro em rochas cristalinas são o felspatóide sodalita $[\text{Na}_8(\text{Cl}_2(\text{AlSiO}_4)_6)]$ e o fosfato mineral apatita, porém eles são muito raros na composição da rocha granítica.

É observado, pelo gráfico, que não existe a precipitação de sais de sódio nessas águas devido a sua alta solubilidade e por estarem insaturados na água dos poços aluviais e que não existe a troca dos íons de sódio pelos íons de cálcio e magnésio.

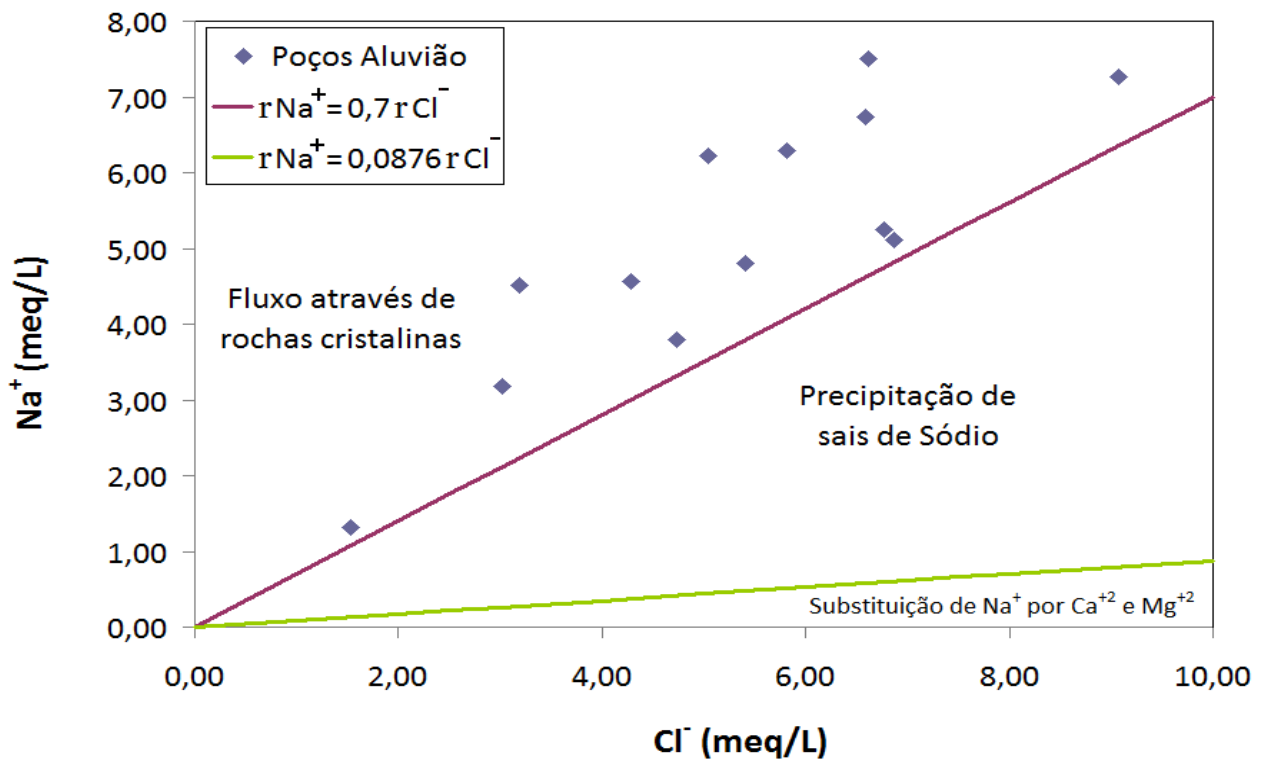
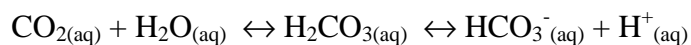


Figura 5.11 – Cl⁻ vs. Na⁺ para as águas aluviais da bacia do riacho Forquilha.

Na figura 5.12, praticamente todas as amostras estão acima, porém próximas, da curva $rCl^- = 0,5 rHCO_3^-$, indicando assim um fluxo em rochas cristalinas. Relações $rCl^-/rHCO_3^- > 20$, ou seja, muito acima da reta, indicaria águas com altos teores de cloro, o que não é o caso das águas encontradas em terrenos aluviais, onde os teores de cloro são em média menores que os teores de bicarbonato, como foi visto pelos diagramas de Stiff. Os altos teores de bicarbonato, em águas aluviais, são decorrentes da renovação com água dos reservatórios e da chuva, que recarregam o aquífero por infiltração.

As águas das chuvas absorvem CO₂ da atmosfera e também se juntam ao CO₂ presente no solo (relacionado à ação das plantas) e ao alcançarem o solo forma o ácido carbônico que se dissocia como segue:



O H⁺ transfere-se então para a fase sólida do solo e libera um cátion trocável, que é lixiviado com o bicarbonato (HCO₃⁻). Esse fenômeno é favorecido por valores de pH elevados, tornando menos importante em pH baixos sendo inexpressivo a pH abaixo de 5,2.

Relações $rCl^-/rHCO_3^- < 0,5$, ou seja, abaixo da reta mostrada no gráfico, indicaria águas continentais (açudes, rios, riachos etc.) muito pobres em cloreto.

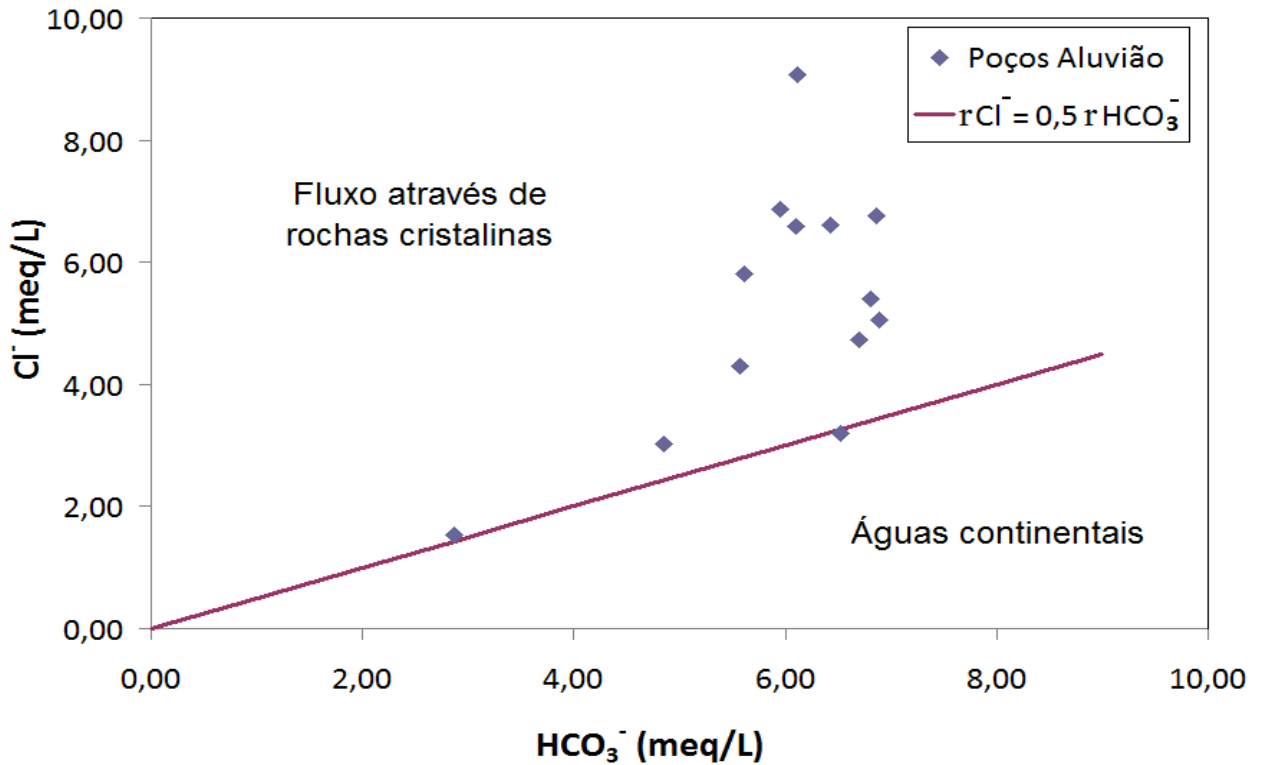


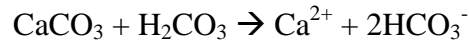
Figura 5.12 – HCO_3^- vs. Cl^- para as águas aluviais da bacia do riacho Forquilha.

O gráfico Mg^{2+} vs. Cl^- (figura 5.13) indica que, para as amostras sobre a curva $rCl^- = 2 rMg^{2+}$, existe a provável dissolução de aerossóis contendo compostos de $MgCl_2$, já que na dissolução desse composto, cada mol de magnésio incorporado à água correspondem a 2 moles de cloreto adicionado. No entanto, nenhuma das amostras de águas aluviais teve essa característica verificada no gráfico. Outras fontes de magnésio e de cloro devem ser responsáveis pelo aumento desses íons nas águas aluviais.

Quando uma relação inversa entre as concentrações de Na^+ vs. Ca^{2+} , em meq/L, se estabelece numa representação gráfica, isso pode indicar a ocorrência de troca entre estes íons (FERNANDES, 2007). Na figura 5.14, verifica-se que para concentrações acima de 6 meq/L de Na^+ uma relação inversa entre estes íons se estabelece. O coeficiente de correlação, R^2 , para Na^+ acima de 6 meq/L é de 0,9008, enquanto que abaixo desse valor é de 0,7184. Assim, possivelmente Ca^{2+} está precipitando (deixando a água para formar um composto sólido), enquanto Na^+ está dissolvendo (deixando um composto sólido para incorporar à água). Estas

ocorrências podem ser verificadas nas simulações feitas com o aplicativo PHREEQC na seção 5.3.

A dissolução de minerais carbonatados pode ser uma possível fonte dos íons Ca^{2+} e bicarbonato em água subterrânea (FERNANDES, 2007). Essa dissolução ocorre com a seguinte equação:



De acordo com a reação de dissolução da calcita (CaCO_3) pelo ácido carbônico (H_2CO_3), para cada mol de cálcio formado, são formados 2 moles de bicarbonato. Na figura 5.15, não é verificado indício de dissolução desta rocha, pois as amostras estão acima da reta $r\text{HCO}_3^- = 2 r\text{Ca}^{2+}$. Na dissolução dessa rocha, as amostras tendem a ficar sobre a reta.

Esse resultado se mostra coerente, visto que, a geologia da região não apresenta rochas específicas de domínios sedimentares, como a calcita. A região é formada por rochas do embasamento cristalino do pré-cambriano.

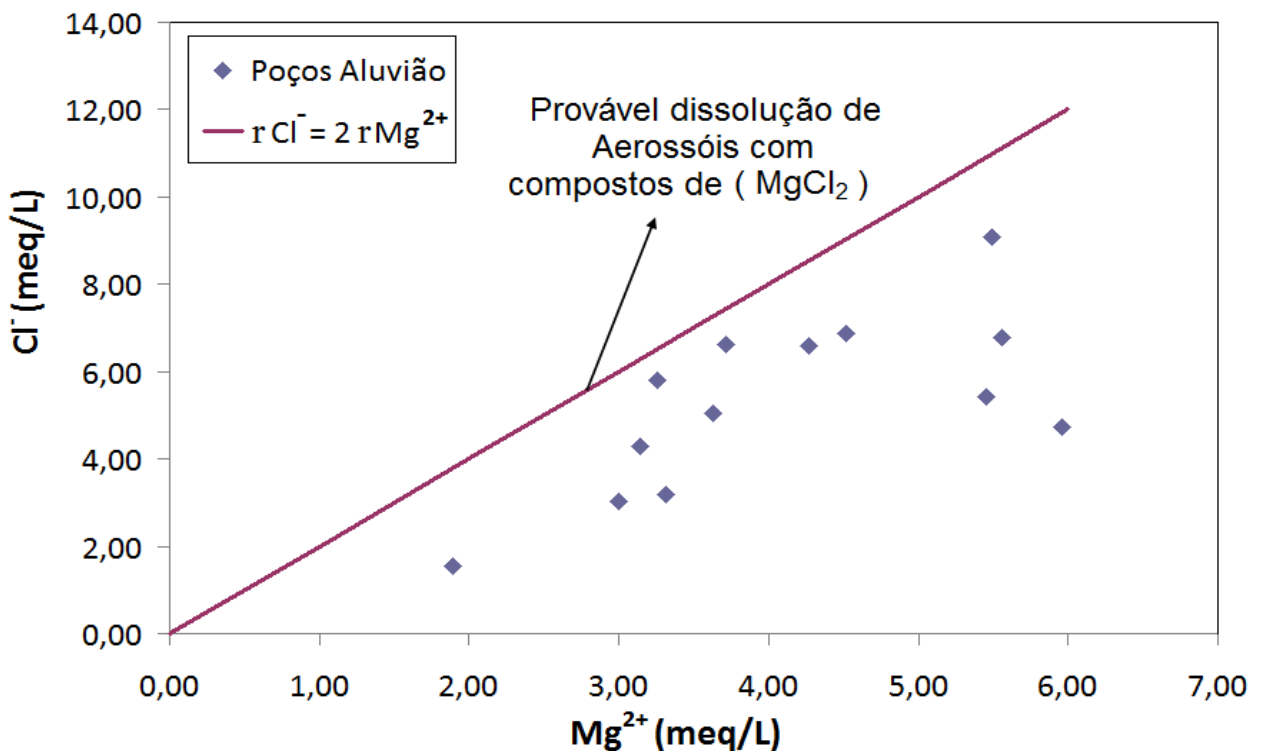


Figura 5.13 – Mg^{2+} vs. Cl^- para as águas aluviais da bacia do riacho Forquilha.

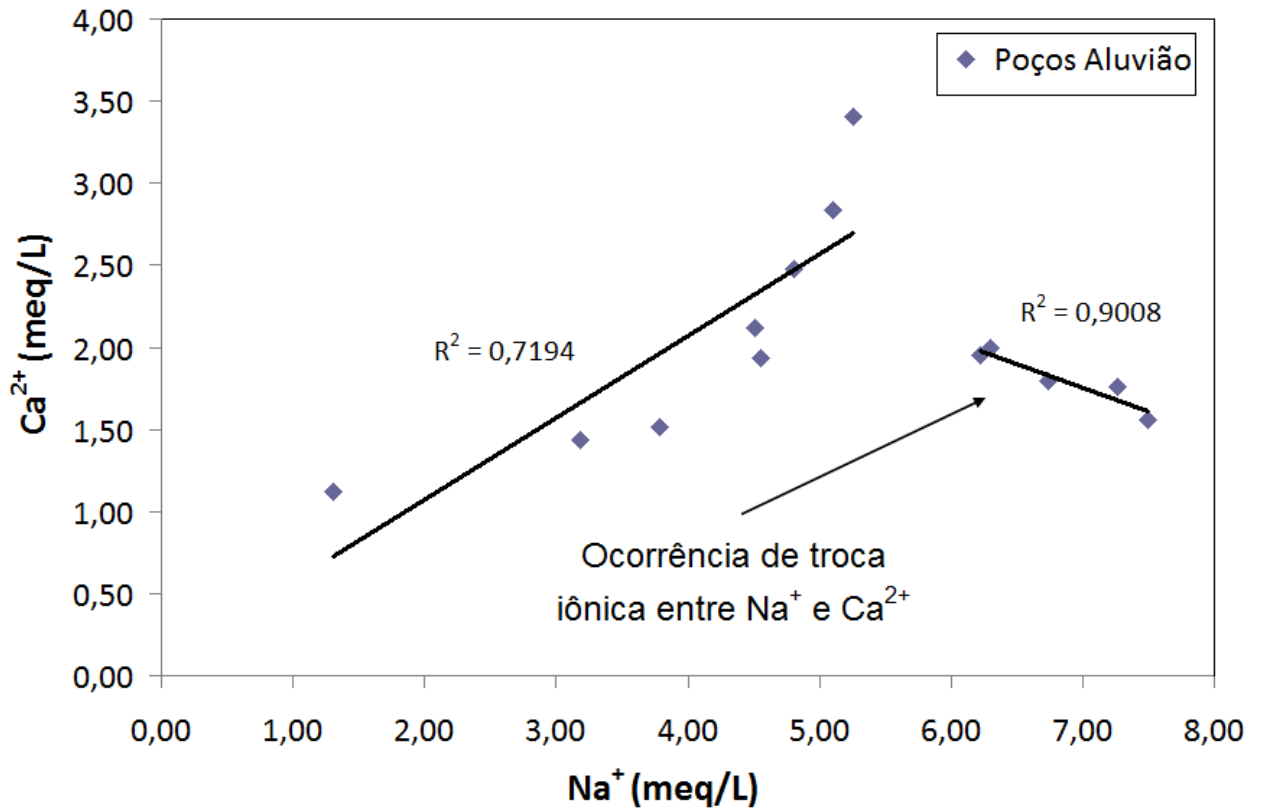


Figura 5.14 – Na^+ vs. Ca^{2+} para as águas aluviais da bacia do riacho Forquilha.

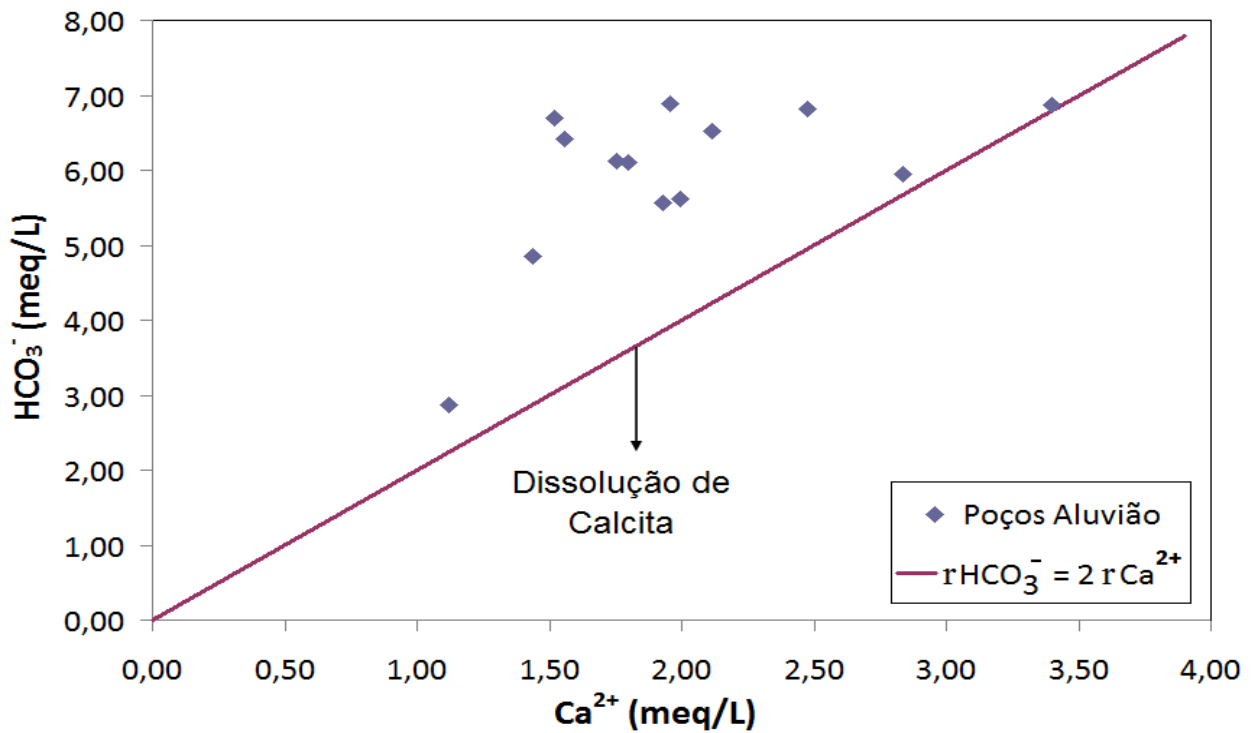


Figura 5.15 – Ca^{2+} vs. HCO_3^- para as águas aluviais da bacia do riacho Forquilha.

Razões iônicas no aquífero fissural

Na figura 5.16, a maioria das amostras das águas de aquífero fissural está numa faixa do gráfico que indica relação com litotipos ricos em silicatos magnesianos. Isso ocorre devido à composição química das rochas presentes no embasamento cristalino, que são ricas em magnésio e ao contato, entre a água e as rochas, que provoca a dissolução dos íons aumentando a concentração de sais na água. Leal (1969) cita que um dos fatores responsáveis pela excessiva mineralização das águas subterrâneas do semi-árido do Nordeste brasileiro e em diversas partes do mundo é a dissolução dos elementos contidos na rocha. Uma relação igual ou próxima de $rMg^{2+} = 5 rCa^{2+}$, visível para 2 amostras, indica que a água tem composição semelhante à da água do mar, que é rica no íon magnésio, em relação ao cálcio. Relação de $Mg^{2+} < Ca^{2+}$, visível para 4 amostras, indica um contato com rochas graníticas pobres ou sem magnésio (K-feldspatos: $[KAlSi_3O_8]$, Plagioclásio: Albita $[NaAlSi_3O_8]$ e Anortita $[CaAl_2Si_2O_8]$ e Quartzo $[SiO_2]$).

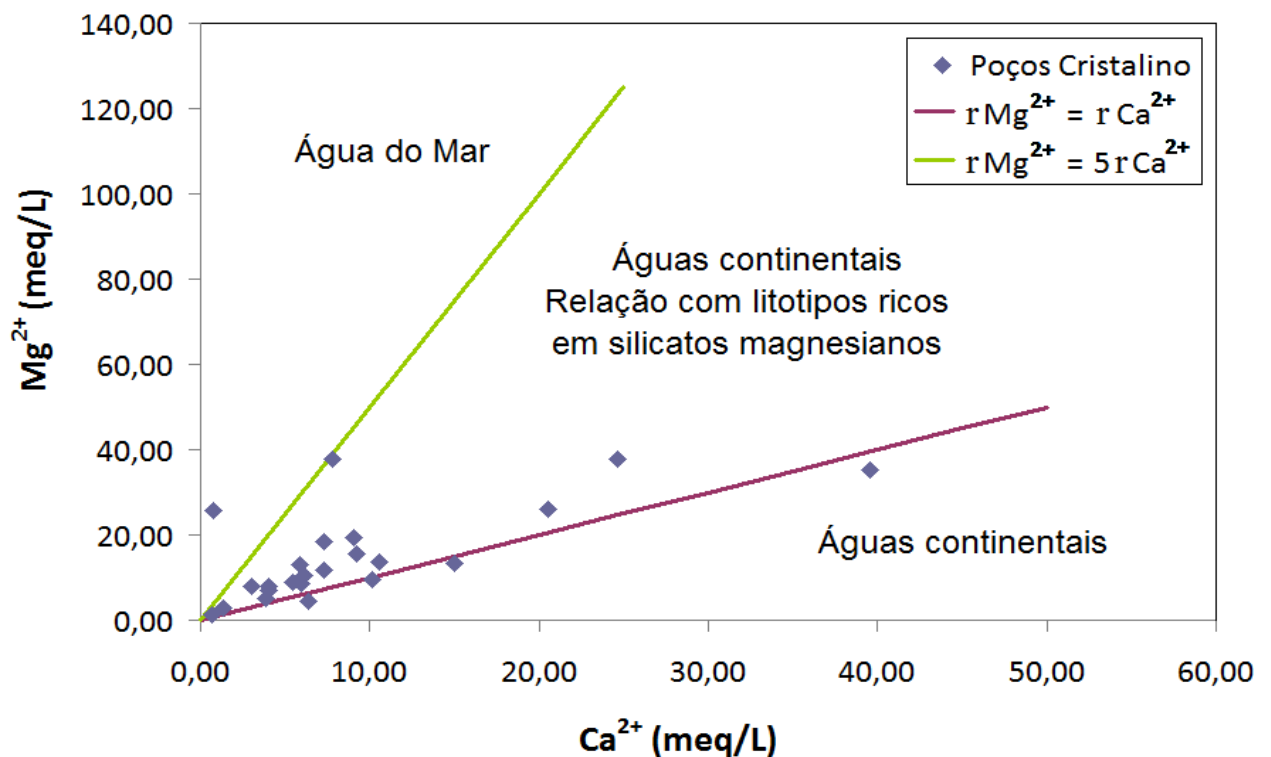


Figura 5.16 – Ca^{2+} vs. Mg^{2+} para as águas fissurais da bacia do riacho Forquilha.

O gráfico Cl^- vs. Na^+ (figura 5.17) indica para 3 amostras um fluxo através de rochas cristalinas, onde os teores de cloro são muito baixos, fazendo com que a relação $r\text{Na}^+ / r\text{Cl}^-$ seja maior que 0,7. No restante e maioria das amostras, são verificados altos teores de cloreto, que não advém das rochas, e sim de outros fatores diferentes da dissolução. A deposição de aerossóis é uma possível fonte destes cloretos.

Souza Filho *et al.* (2004) concluíram que a predominância de águas cloretadas sódicas, nas áreas cristalinas semi-áridas, é causada, principalmente, pela dissolução dos aerossóis marinhos. O vento traz do mar este elemento e uma posterior deposição na litosfera faz com se acumule na superfície até ser lixiviado para o aquífero. As plantas usam o cloreto como micronutriente, porém a quantidade ofertada na superfície é muitas vezes superior à exigida, deste modo elas não a absorvem totalmente. Machado *et al.* (2004) atribuíram aos aerossóis marinhos trazidos por correntes atmosféricas como sendo a fonte de cloreto nas águas do aquífero Exu na chapada do Araripe. Segundo Richter & Kreitler (1993), aerossóis marinhos transportados pelos ventos podem causar alta concentração de cloreto na superfície terrestre e nas águas subterrâneas.

Os altos índices de cloreto podem favorecer a precipitação de sais de sódio. Não é verificada troca iônica de Na^+ por Ca^{2+} e Mg^{2+} .

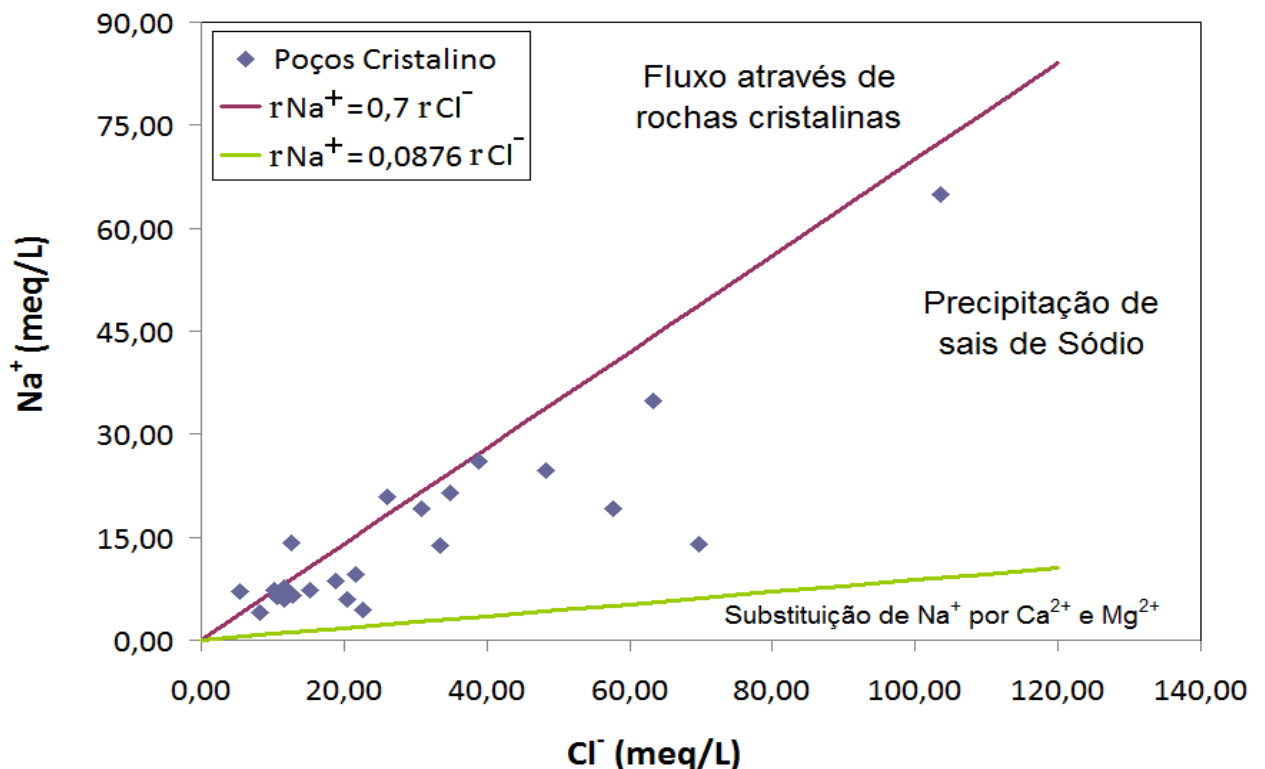


Figura 5.17 – Cl^- vs. Na^+ para as águas fissurais da bacia do riacho Forquilha.

Na figura 5.18, 4 das 23 amostras apresentaram características de água do mar com razão $rCl/rHCO_3^-$ maior que 20, influenciados provavelmente pela dissolução de sal marinho depositado na superfície terrestre. As outras amostras apresentaram teores de cloreto bem maiores que o de bicarbonato, porém com razão $rCl/rHCO_3^-$ menor que 20, característica de águas com fluxo em rochas cristalinas. Esses resultados também estão apresentados nos diagramas de Stiff para águas de aquífero fissural. Os baixos teores de bicarbonato em águas cristalinas são decorrentes das baixas taxas de infiltração de água nova, devido à falta de porosidade primária do embasamento cristalino, dificultando uma infiltração efetiva das águas de recarga ricas em bicarbonato dissolvido.

Lopes, Vasconcelos & Gomes (2008), estudando as razões iônicas de cloreto e bicarbonato em aquíferos fissurais, encontram que a razão $rCl/rHCO_3^-$ igual a 28 ± 13 .

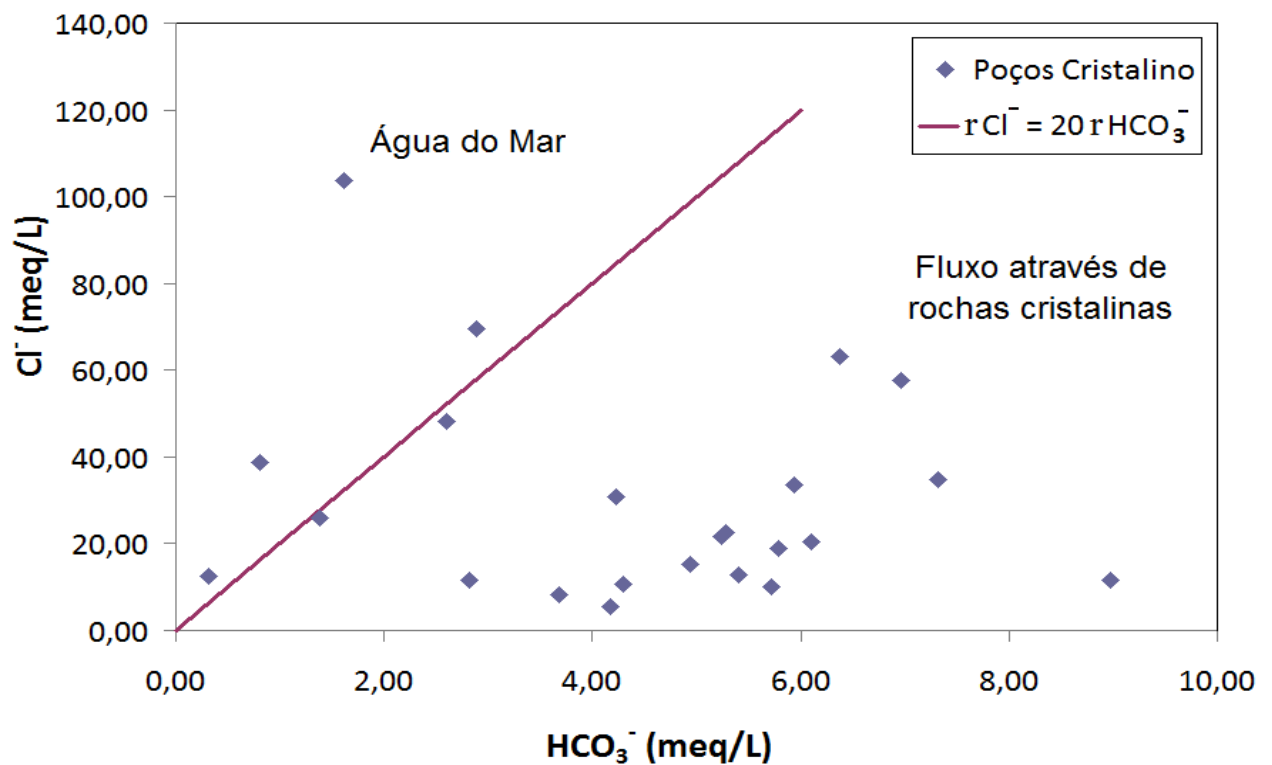


Figura 5.18 – HCO_3^- vs. Cl^- para as águas fissurais da bacia do riacho Forquilha.

O gráfico Mg^{2+} vs. Cl^- (figura 5.19) indica que, nas amostras sobre a reta $rCl^- = 2 rMg^{2+}$ ou bem relacionados com ela, existe a provável dissolução de aerossóis com compostos de $MgCl_2$, já que na dissolução desse aerossol, cada mol de magnésio incorporado à água, temos 2 moles de cloreto adicionado.

Deste modo, é verificado um forte indício que aerossol contendo compostos de MgCl_2 sejam uma das principais fontes de cloreto nas águas dos aquíferos fissurais na região estudada.

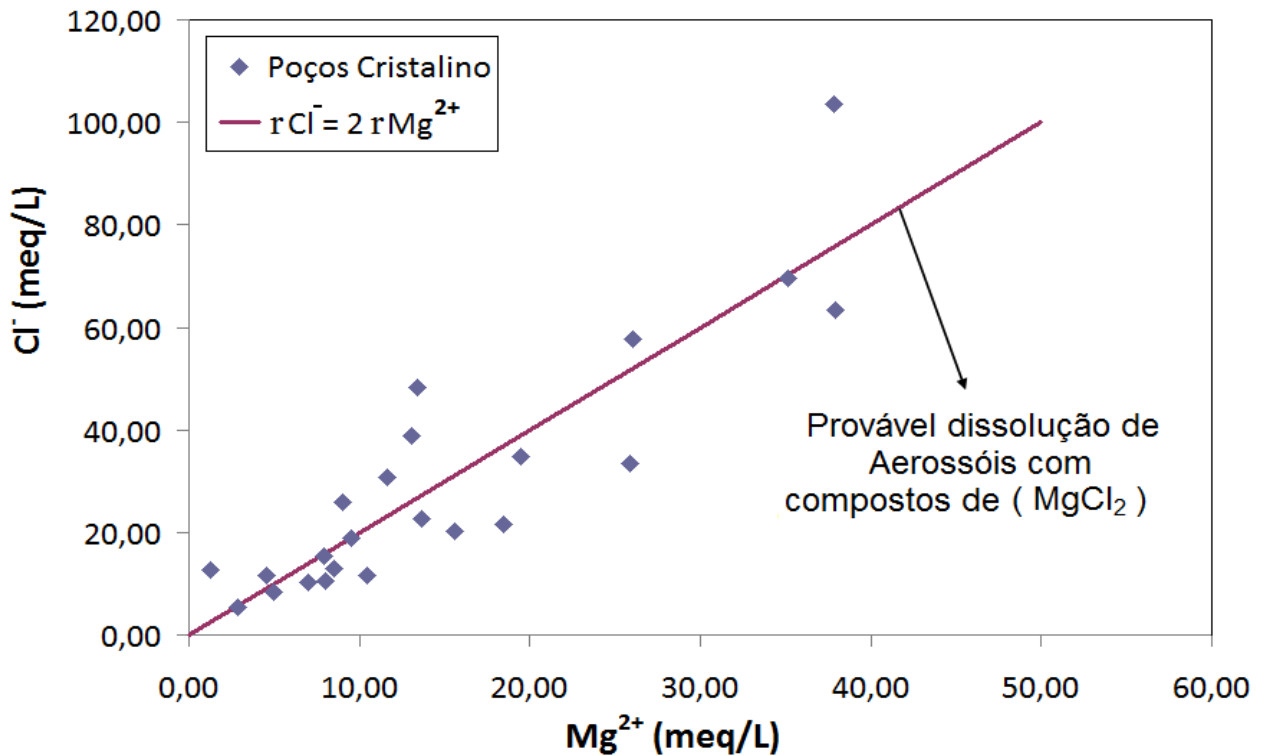


Figura 5.19 – Mg^{2+} vs. Cl^- para as águas fissurais da bacia do riacho Forquilha.

No gráfico Na^+ vs. Ca^{2+} (figura 5.20) não se estabelece uma relação inversa entre as concentrações, em meq/L, dos íons Na^+ e Ca^{2+} , como ocorreu para as águas do aquífero aluvial, indicando que deve existir troca iônica significativa entre esses íons.

No gráfico Ca^{2+} vs. HCO_3^- (figura 5.21) não é verificado indício de dissolução de calcita, pois as amostras estão à direita da reta $r\text{HCO}_3^- = 2 r\text{Ca}^{2+}$; na dissolução dessa rocha, as amostras tendem a ficar sobre a reta ou bem relacionadas com ela.

Esse resultado se mostra coerente, visto que, a geologia da região não apresenta rochas específicas de domínios sedimentares, como a calcita. A região é formada por rochas do embasamento cristalino do pré-cambriano.

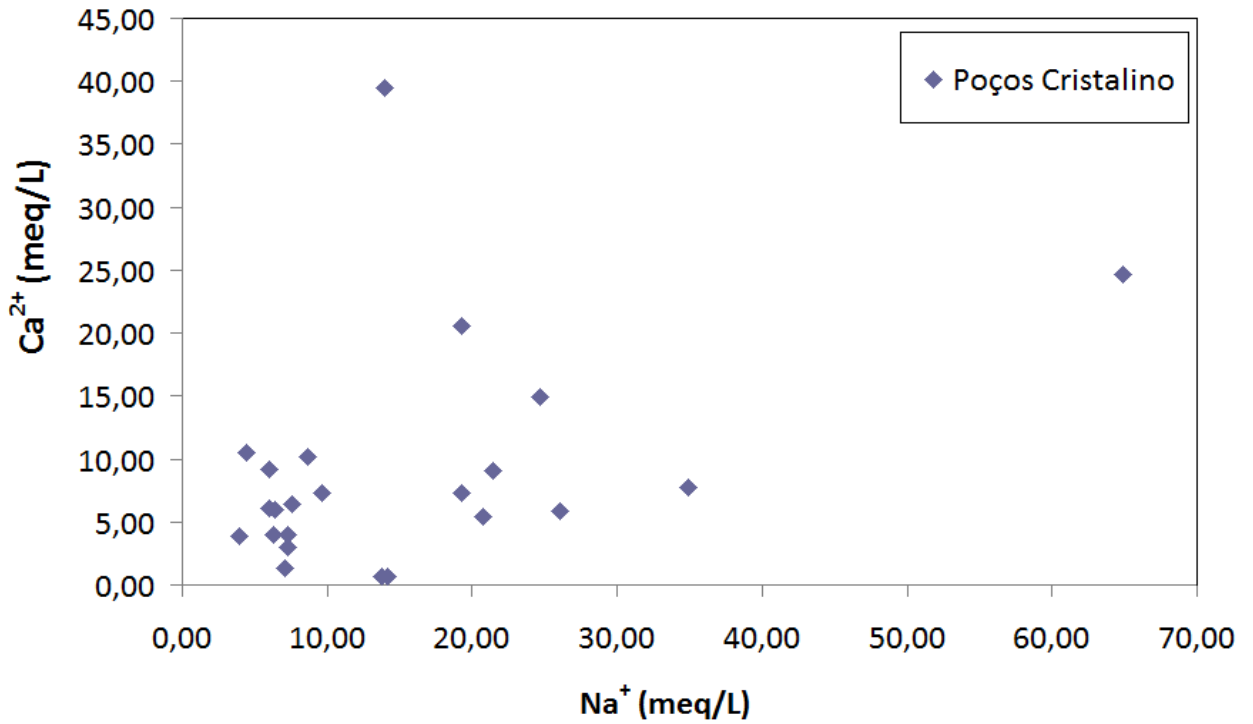


Figura 5.20 – Na^+ vs. Ca^{2+} para as águas fissurais da bacia do riacho Forquilha.

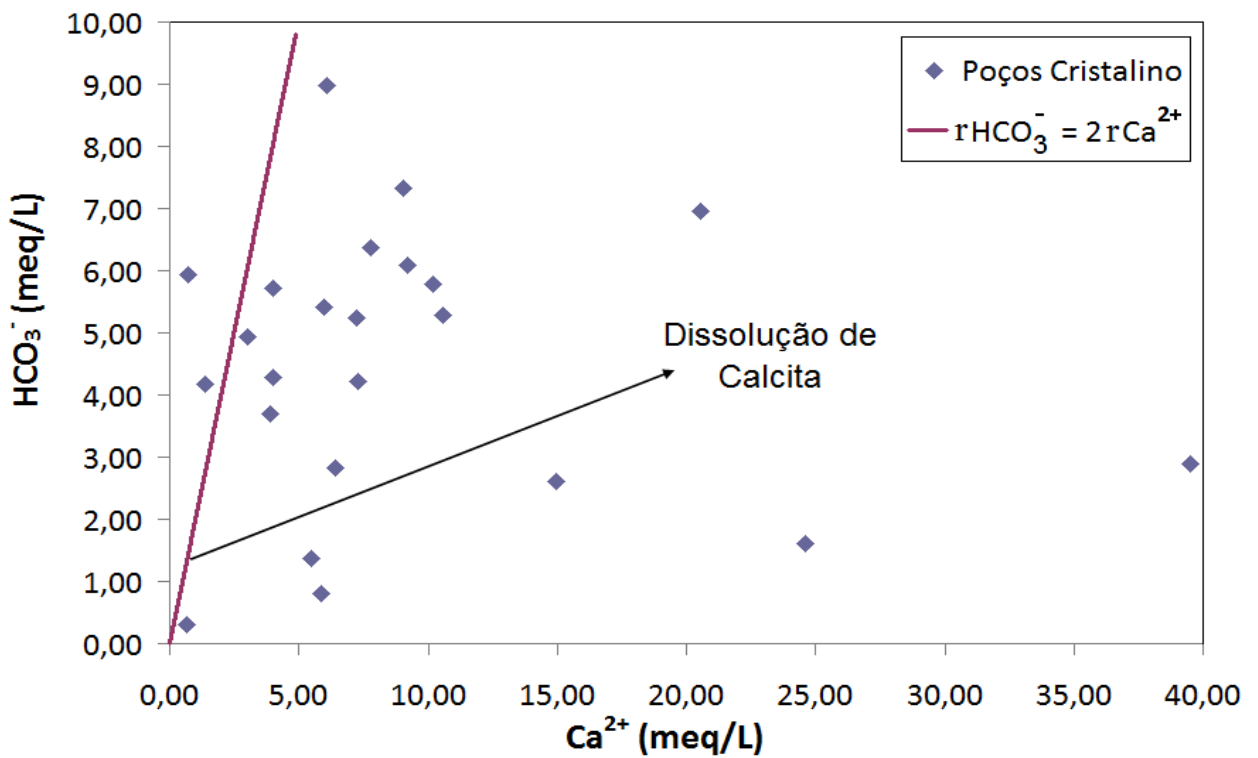


Figura 5.21 – Ca^{2+} vs. HCO_3^- para as águas fissurais da bacia do riacho Forquilha.

5.2 Análise estatística multivariada

5.2.1 Análise estatística de agrupamento

A técnica de agrupamento hierárquico interliga as amostras por suas associações, produzindo um dendrograma onde as amostras semelhantes, segundo as variáveis escolhidas, são agrupadas entre si. A suposição básica de sua interpretação é que quanto menor a distância entre os pontos, maior a semelhança entre as amostras. Os dendrogramas são especialmente úteis na visualização de semelhanças entre amostras ou objetos representados por pontos em espaço com dimensão maior do que três, onde a representação de gráficos convencionais não é possível.

Na tabela 5.3, observa-se os dados utilizados na análise de agrupamentos e suas respectivas variáveis.

No dendrograma gerado pelo *software* XLSTAT 2009 (figura 5.22) é possível identificar 3 grupos distintos. Dois grupos são de águas oriundas de aquíferos fissurais e um grupo formado por águas dos açudes e águas do aquífero aluvial.

Os componentes dos grupos são:

1. **Cristalino A:** cristalino 1, Cristalino 4, Cristalino 6, Cristalino 7, Cristalino 9, Cristalino 12 e Cristalino 13.
2. **Cristalino B:** Cristalino 2, Cristalino 3, Cristalino 5, Cristalino 8, Cristalino 10 e Cristalino 11.
3. **Reservatórios e águas aluviais.**

Na tabela 5.4 são observadas as composições químicas dos centróides para os três grupos identificados. Os dois grupos de águas do aquífero fissural possuem características químicas semelhantes, ambas são cloretadas sódicas, e os de águas aluviais são bicarbonatadas sódicas, predominantemente. Esses resultados também foram encontrados na análise feita pelos diagramas de Piper, Stiff e estudo das razões iônicas.

Nas águas do grupo Cristalino A, os teores de HCO_3^- são maiores e sua condutividade elétrica é menor, quando comparadas ao do grupo Cristalino B. Isso evidencia que as regiões, onde se localizam essas águas do grupo A, sofrem maior influência da recarga

natural do aquífero pelas águas das chuvas, as quais possuem maiores concentrações do ânion HCO_3^- e são mais pobres no ânion Cl^- provocando diluição dessas águas deixando-as mais pobres em sais dissolvidos em comparação com o grupo B.

Os valores do cátion K^+ sugerem pouca influência litológica na composição química da águas dos aquíferos fissurais, pois os centróides dos dois grupos distintos possuem teores bem próximos desse cátion. A variação é pequena até quando comparada aos das águas dos reservatórios e aluviões.

O grupo representado pelos reservatórios e águas aluviais, embora classificado como um único grupo, possui algumas peculiaridades de seus componentes. No dendrograma da figura 5.23, todos os poços, exceto o P27, possuem uma dissimilaridade muito baixa; sendo assim mais semelhante entre si. Ampliações do dendrograma da figura 5.22 são apresentados para os poços aluviais (figura 5.24) e para os reservatórios (figura 5.25).

Os poços (P86 e P92) e (P133 e P136) são muito próximos geograficamente, explicando assim a grande semelhança na composição química de suas águas. No entanto, os poços P60 e P68, apesar de serem próximos, apresentam uma grande dissimilaridade. Uma falta de conexão entre esses poços ou contaminação por água do embasamento cristalino rica em sais a montante de P68 explicaria essa diferença significativa na composição de P60 (CE = 736 $\mu\text{S}/\text{cm}$) para o P68 (CE = 1242 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

Os poços P38 e P51 apresentam pequena dissimilaridade. Pequenos vazamentos no reservatório Lagoa Cercada, que fica entre os dois poços, podem ser os responsáveis pela diluição e diminuição na concentração dos sais de P38 (CE = 1170 $\mu\text{S}/\text{cm}$) para o P68 (CE = 829 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

A água do P27 se classifica como água de reservatório. Sua dissimilaridade em relação à água que do reservatório Riacho Verde, Reservatório 12, é aproximadamente zero. O poço P27 é sensivelmente influenciado pelas liberações de água do açude Riacho Verde.

Tabela 5.3 – Valores das variáveis para as observações utilizadas na análise de agrupamento (CE em $\mu\text{S}/\text{cm}$ e concentrações dos íons em mg/L).

OBSERVAÇÃO	CE	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
Cristalino 1	4162	184,0	189,6	137,5	56,0	721,0	34,1	372,0
Cristalino 2	5732	118,0	159,0	598,0	47,9	1375,0	79,1	49,0
Cristalino 3	4820	181,3	236,8	492,3	2,0	1237,4	170,0	446,9
Cristalino 4	2460	60,0	96,0	168,0	18,4	543,0	10,6	301,0
Cristalino 5	4880	146,0	141,6	442,0	48,9	1092,0	33,5	258,0
Cristalino 6	2589	120,0	103,2	148,0	12,3	456,0	22,6	330,0
Cristalino 7	2679	122,0	127,0	137,5	11,7	409,0	27,4	548,0
Cristalino 8	4160	145,4	224,4	222,0	13,0	768,0	320,0	320,1
Cristalino 9	3100	211,4	165,6	101,9	10,0	801,6	28,0	322,2
Cristalino 10	4015	14,4	314,4	316,0	40,0	1188,5	126,5	362,3
Cristalino 11	3350	109,5	109,6	477,8	19,8	920,4	165,0	84,0
Cristalino 12	2206	128,0	55,6	174,0	12,2	409,0	42,6	172,0
Cristalino 13	2850	204,0	116,0	199,8	20,0	668,3	73,0	353,5
Reservatório 1	255	16,0	6,7	29,5	5,9	40,2	6,1	98,6
Reservatório 2	294	20,8	11,5	21,7	6,4	53,5	3,1	113,4
Reservatório 3	223	20,8	6,7	14,6	8,0	26,8	2,8	103,5
Reservatório 4	276	24,0	9,6	13,8	9,5	33,9	2,8	123,2
Reservatório 5	352	24,0	16,8	22,7	73,6	52,5	6,0	99,0
Reservatório 6	203	25,6	3,8	12,3	5,9	19,1	2,8	83,8
Reservatório 7	301	30,4	6,7	30,5	9,0	32,5	1,3	128,2
Reservatório 8	315	20,0	15,8	18,0	8,8	37,0	7,2	138,0
Reservatório 9	705	24,0	43,2	74,2	12,0	82,5	7,2	216,9
Reservatório 10	209	10,7	4,8	27,3	16,0	42,5	3,9	66,0
Reservatório 11	616	10,7	41,6	65,1	8,3	72,5	3,5	207,0
Reservatório 12	406	24,0	20,6	28,1	6,8	45,2	2,8	177,4
Reservatório 13	550	35,2	20,2	44,8	5,8	74,0	4,7	197,2
P10	1090	30,4	72,5	87,1	1,8	167,6	31,9	409,1
P27	435	22,4	23,0	30,1	6,8	54,3	5,4	175,0
P38	1170	39,2	44,2	143,1	2,5	178,9	20,6	420,2
P51	928	42,4	40,3	103,7	3,7	113,1	21,0	398,0
P60	736	28,8	36,5	73,1	7,1	106,9	9,7	295,7
P68	1242	56,8	55,0	117,3	7,1	243,7	12,5	363,5
P86	1298	36,0	51,8	154,8	5,3	233,4	45,2	372,1
P92	1160	40,0	39,6	144,7	4,9	206,1	29,9	342,6
P104	1368	68,2	67,6	120,7	11,1	239,9	46,8	419,0
P111	937	38,7	38,2	104,8	11,7	152,0	25,8	340,1
P114	1203	49,6	66,2	110,4	1,8	191,7	29,7	415,7
P133	1297	31,2	45,1	172,3	5,9	234,4	5,5	391,8
P136	1491	35,2	66,7	167,0	6,1	321,8	15,9	373,4

Dendrograma

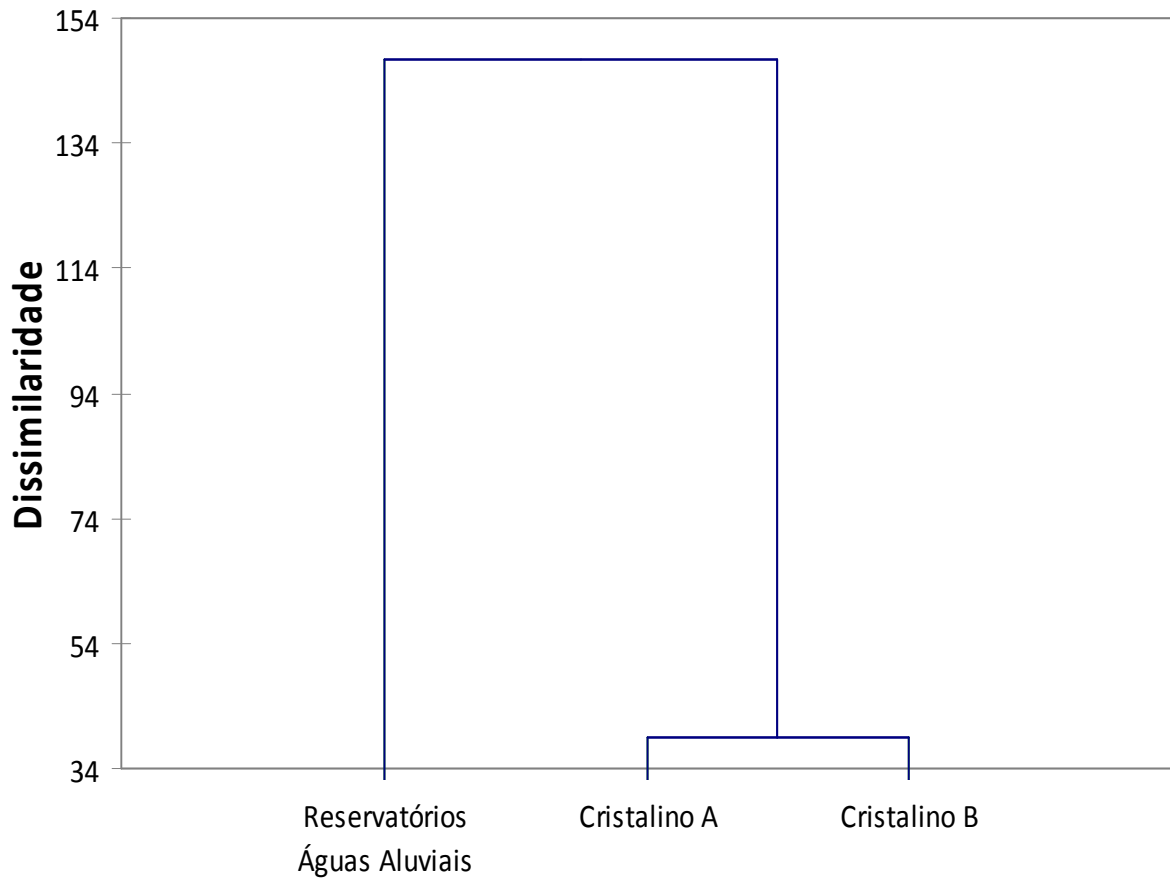


Figura 5.22 – Dendrograma de dissimilaridade dos centróides dos 3 grupos de águas identificadas na análise de agrupamento.

Tabela 5.4 – Composição química dos centróides dos 3 grupos de águas identificadas na análise de agrupamento (CE em $\mu\text{S}/\text{cm}$ e concentrações dos íons em mg/L).

Classe	CE	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
Cristalino A	2863,71	147,06	121,86	152,39	20,09	572,56	34,05	342,67
Cristalino B	4492,83	119,09	197,64	424,68	28,60	1096,88	149,02	253,37
Reservatórios Águas Aluviais	733,06	30,96	32,88	74,29	9,69	117,54	13,61	248,78

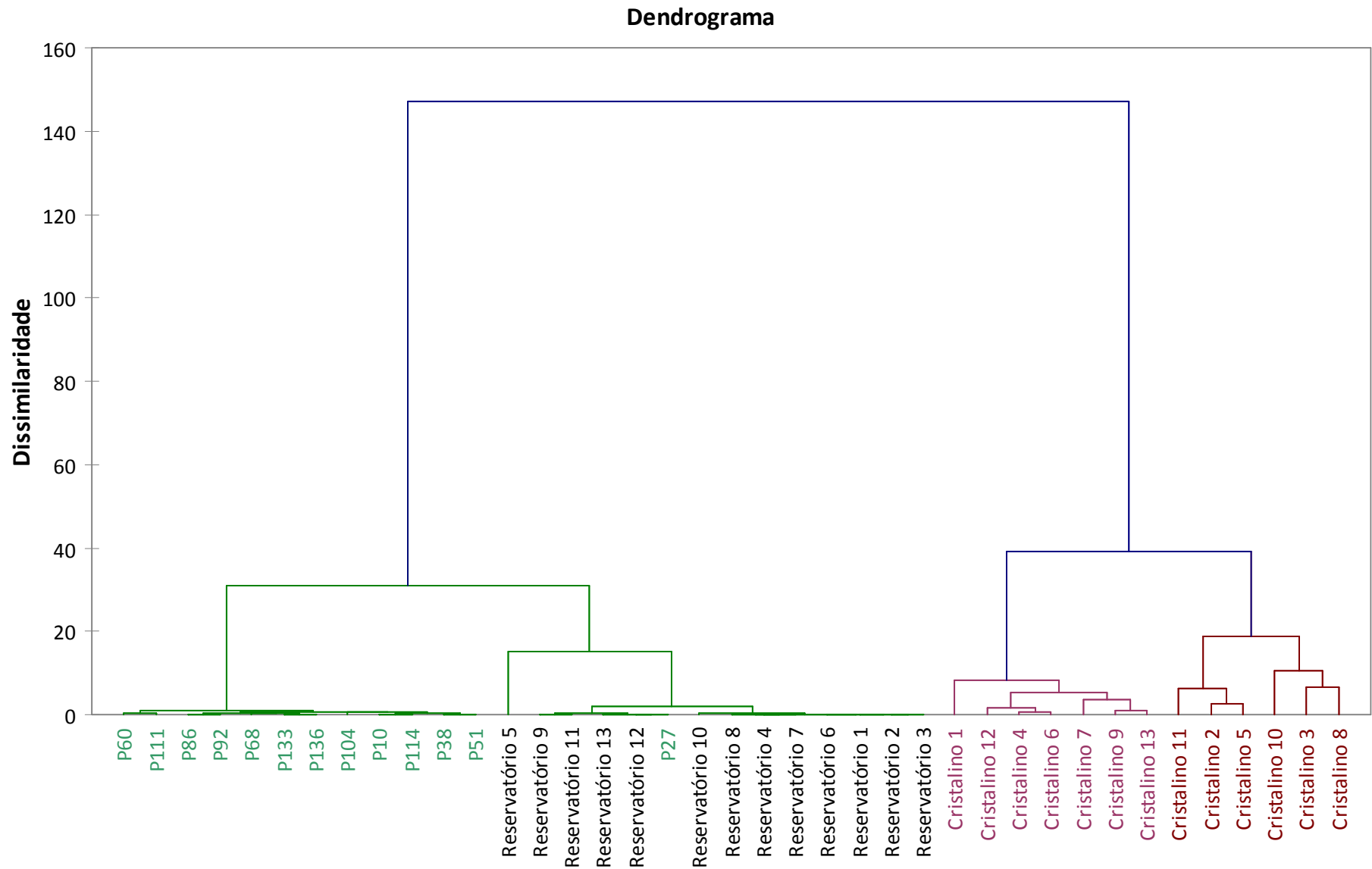


Figura 5.23 – Dendrograma de dissimilaridade das águas dos reservatórios, aluvião e embasamento cristalino.

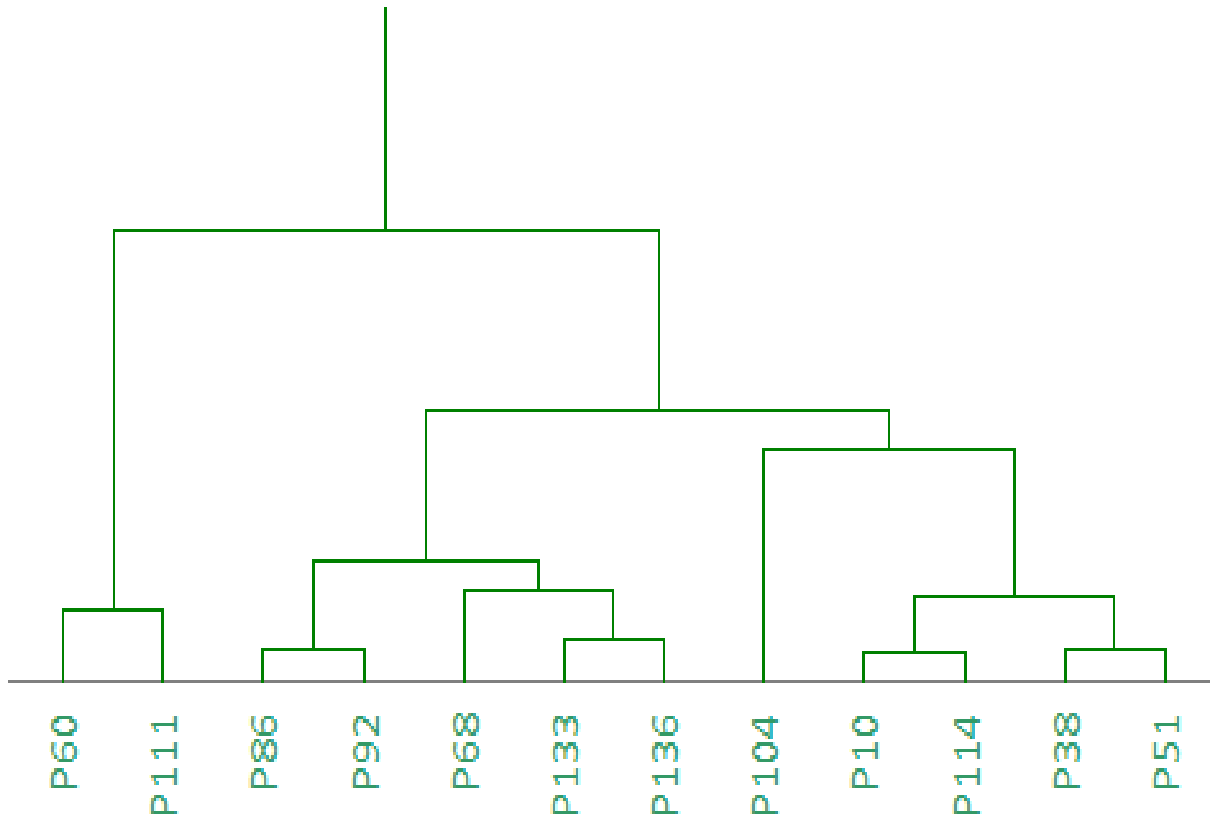


Figura 5.24 – Ampliação do dendrograma de dissimilaridade das águas dos poços no aluvião.

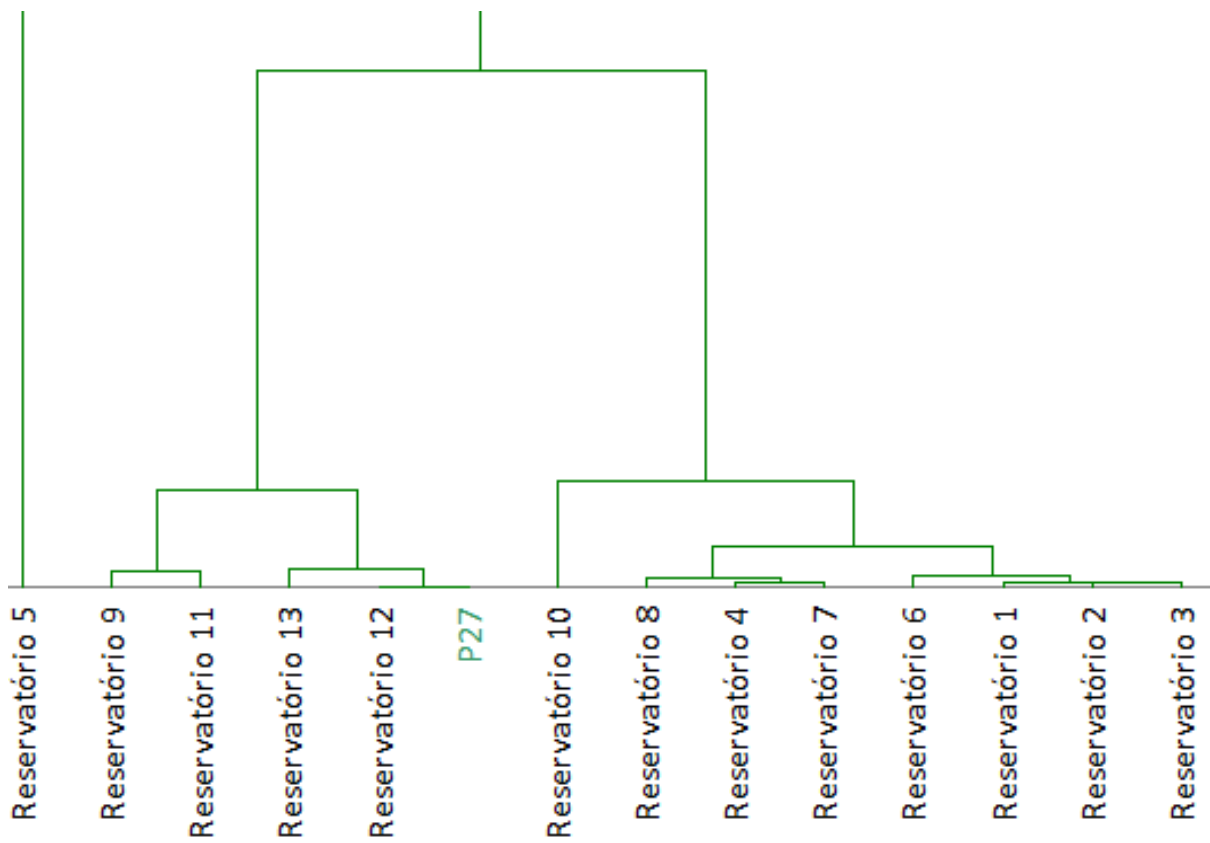


Figura 5.25 – Ampliação do dendrograma de dissimilaridade das águas do aquífero fissal.

5.2.2 Análise estatística discriminante

Mistura de águas dos reservatórios e do cristalino: influência do aquífero fissural no aluvião.

A fim de se obter uma análise discriminante multigrupos, foram definidos 5 grupos distintos para uma posterior discriminação gráfica, entre as águas dos poços e as águas provenientes de misturas de águas de reservatório e cristalino. Além dos dados da tabela 5.3 (cristalino, reservatórios e poços) que são responsáveis pela formação de 3 grupos, foram formados 2 novos grupos. Os novos grupos, mostrados na tabela 5.5, são de uma razão de mistura de 1:1 e 3:1, entre águas de reservatório e do cristalino respectivamente.

Tabela 5.5 – Composição química das misturas de águas dos reservatórios e águas do cristalino nas razões 1:1 e 3:1. Dados de origem: Tabela 5.3 – cristalino 1 ao 8 e reservatórios 1 ao 8 (CE em $\mu\text{S}/\text{cm}$ e concentrações dos íons em mg/L).

Mistura Reserv. : Crist.	CE	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
1:1	2209	100,0	98,2	83,5	31,0	380,6	20,1	235,3
1:1	3013	69,4	85,3	309,9	27,2	714,2	41,1	81,2
1:1	2522	101,0	121,8	253,5	5,0	632,1	86,4	275,2
1:1	1368	42,0	52,8	90,9	14,0	288,5	6,7	212,1
1:1	2616	85,0	79,2	232,3	61,3	572,3	19,8	178,5
1:1	1396	72,8	53,5	80,2	9,1	237,6	12,7	206,9
1:1	1490	76,2	66,9	84,0	10,4	220,8	14,4	338,1
1:1	2238	82,7	120,1	120,0	10,9	402,5	163,6	229,0
3:1	1232	58,0	52,4	56,5	18,4	210,4	13,1	166,9
3:1	1654	45,1	48,4	165,8	16,8	383,9	22,1	97,3
3:1	1372	60,9	64,2	134,0	6,5	329,4	44,6	189,4
3:1	822	33,0	31,2	52,4	11,7	161,2	4,8	167,7
3:1	1484	54,5	48,0	127,5	67,4	312,4	12,9	138,8
3:1	800	49,2	28,7	46,2	7,5	128,4	7,8	145,3
3:1	896	53,3	36,8	57,2	9,7	126,7	7,8	233,1
3:1	1276	51,3	68,0	69,0	9,9	219,8	85,4	183,5

Usou-se os *softwares* XLSTAT 2009 e WinSTAT para serem geradas funções discriminantes e representações gráficas dos grupos de acordo com seus fatores mais representativos.

As funções discriminantes geradas são apresentadas a seguir:

$$\text{FD1} = (1,73178\text{E-}03 \times \text{CE}) + (7,67290\text{E-}03 \times \text{Ca}^{2+}) + (-1,60144\text{E-}02 \times \text{Mg}^{2+}) + (-1,16800\text{E-}02 \times \text{Na}^+) + (-1,16776\text{E-}02 \times \text{K}^+) + (6,00678\text{E-}03 \times \text{Cl}^-) + (2,30553\text{E-}03 \times \text{SO}_4^{2-}) + (4,09728\text{E-}03 \times \text{HCO}_3^-) + (-3,63958\text{E+}00)$$

$$\text{FD2} = (2,14460\text{E-}04 \times \text{CE}) + (-2,61149\text{E-}02 \times \text{Ca}^{2+}) + (-6,34558\text{E-}02 \times \text{Mg}^{2+}) + (-1,06332\text{E-}02 \times \text{Na}^+) + (8,47055\text{E-}03 \times \text{K}^+) + (1,23496\text{E-}02 \times \text{Cl}^-) + (1,70988\text{E-}02 \times \text{SO}_4^{2-}) + (2,22087\text{E-}02 \times \text{HCO}_3^-) + (-3,11957\text{E+}00)$$

$$\text{FD3} = (3,62086\text{E-}03 \times \text{CE}) + (-3,26806\text{E-}02 \times \text{Ca}^{2+}) + (-6,73017\text{E-}02 \times \text{Mg}^{2+}) + (-2,73037\text{E-}02 \times \text{Na}^+) + (9,66954\text{E-}03 \times \text{K}^+) + (7,21410\text{E-}03 \times \text{Cl}^-) + (1,76770\text{E-}02 \times \text{SO}_4^{2-}) + (6,24542\text{E-}03 \times \text{HCO}_3^-) + (-2,27057\text{E-}01)$$

$$\text{FD4} = (-2,05888\text{E-}03 \times \text{CE}) + (-9,67482\text{E-}03 \times \text{Ca}^{2+}) + (-7,79450\text{E-}02 \times \text{Mg}^{2+}) + (-3,16549\text{E-}02 \times \text{Na}^+) + (2,93070\text{E-}02 \times \text{K}^+) + (2,86734\text{E-}02 \times \text{Cl}^-) + (2,75674\text{E-}02 \times \text{SO}_4^{2-}) + (1,22187\text{E-}02 \times \text{HCO}_3^-) + (-3,66058\text{E-}01)$$

As funções discriminantes 1 e 2 discriminam 99,52% da variabilidade total dos dados (tabela 5.6); assim o uso de somente as 2 são suficientes para a explicar as inter-relações dos grupos.

Tabela 5.6 – Discriminação acumulada das funções discriminantes dos grupos (reservatório, cristalino, poços, mistura 1:1 e mistura 3:1)

	FD1	FD2	FD3	FD4
Autovalor	6,568	2,225	0,036	0,007
Discriminação (%)	74,337	25,184	0,405	0,075
% acumulada	74,337	99,520	99,925	100,000

As correlações entre as variáveis e os fatores são apresentadas na tabela 5.7.

Fator 1: CE, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ e Cl⁻.

Fator2: HCO₃⁻.

O fator 1, determinado pela função discriminante 1, mostra as fortes correlações entre a condutividade elétrica, cloreto, cálcio, magnésio e sódio. O fator 2, determinado pela função discriminante 2, tem o bicarbonato como íon predominante para esse fator. O fator 1 refere-se a águas cloretadas sódicas, cálcicas ou magnesianas com altos teores de sais

dissolvidos, enquanto o fator 2 mostra as águas bicarbonatadas com baixa condutividade elétrica.

Na figura 5.26 está representada graficamente a projeção dos centróides de cada variável no espaço bidimensional FD1 vs. FD2.

Tabela 5.7 – Correlações entre as variáveis e os fatores discriminantes (simulação com misturas entre águas dos reservatórios e cristalino).

Variável	FD1	FD2
CE	0,962	-0,047
Ca ²⁺	0,891	-0,113
Mg ²⁺	0,882	-0,013
Na ⁺	0,753	0,092
K ⁺	0,303	-0,335
Cl ⁻	0,914	-0,085
SO ₄ ²⁻	0,582	-0,024
HCO ₃ ⁻	0,390	0,776

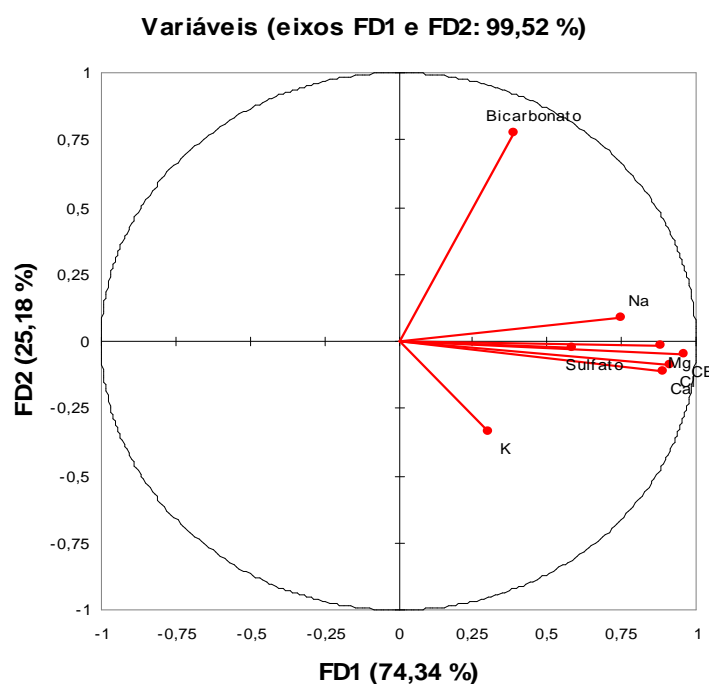


Figura 5.26 – Correlações entre as variáveis e os fatores discriminantes (simulação com misturas entre águas dos reservatórios e cristalino).

No gráfico FD1 vs. FD2 para os 5 grupos (figura 5.27), observa-se que a mistura de águas dos reservatórios e águas do cristalino não é suficiente para justificar a composição química da água dos poços. Apesar de existir um aumento nos fatores 1 das águas dos reservatórios para as amostras dos poços, o que poderia ser explicado por uma mistura, o

aumento do fator 2 aparece como preponderante. Para uma melhor visualização, foram apresentados na figura 5.28 somente os centróides dos 5 grupos, onde vê-se que a mistura por si só não leva às características dos poços.

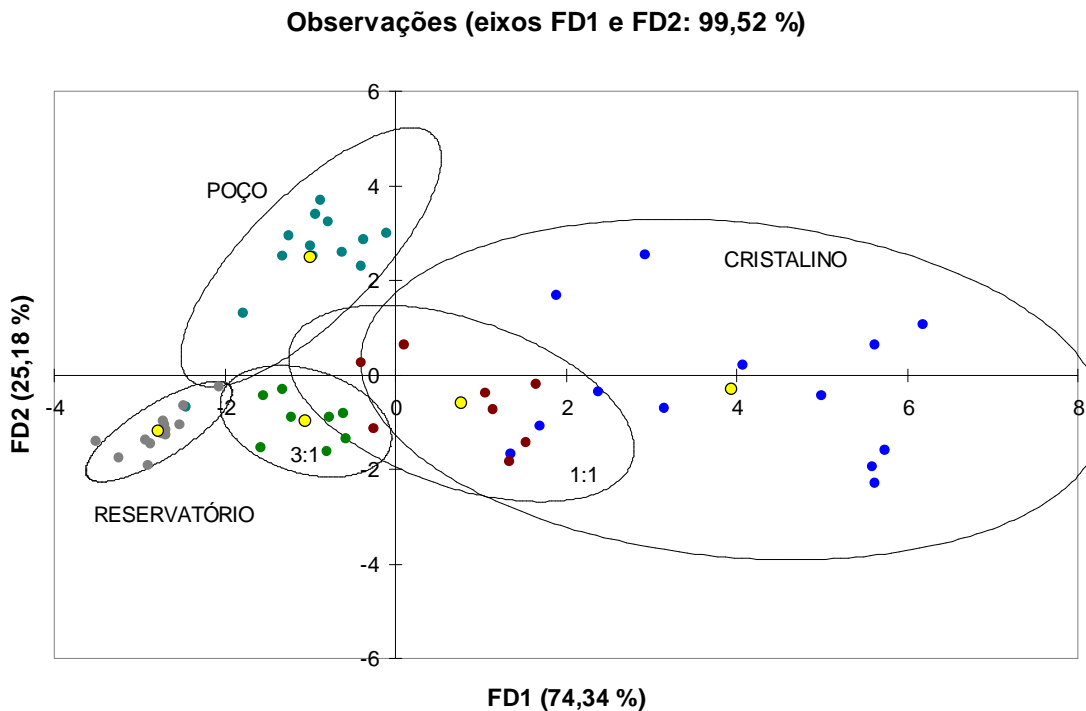


Figura 5.27 – Análise discriminante para amostras dos reservatórios, poços, cristalino e misturas de águas dos reservatórios e cristalino (razões 3:1 e 1:1). As elipses representam uma confiança de 95%.

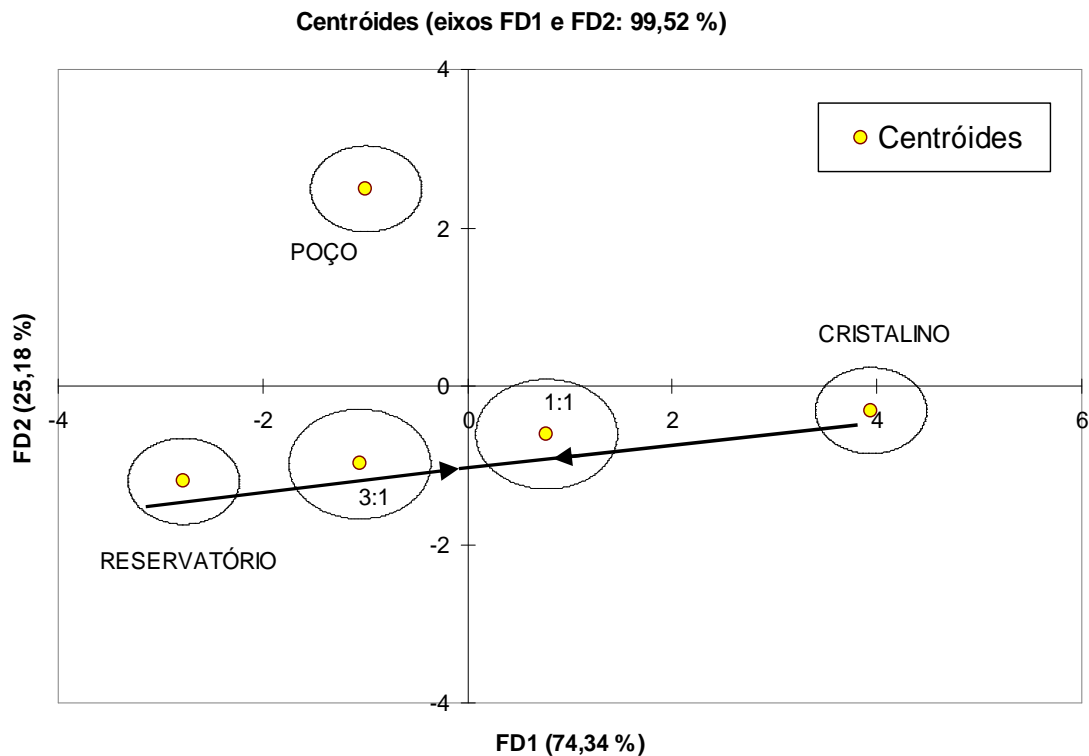


Figura 5.28 – Centróides para as amostras dos reservatórios, poços, cristalino e misturas de águas dos reservatórios e cristalino (razões 3:1 e 1:1) com indicação da influência por contribuição do cristalino.

Concentração das águas provenientes dos reservatórios: influência da evaporação no aluvião.

No estudo dos efeitos da evaporação no aquífero aluvial, foram definidos 6 grupos distintos para uma posterior discriminação gráfica deles. Além dos dados da tabela 5.3, de cristalino, reservatórios e poços, que são responsáveis pela formação de 3 grupos, foram formados 3 novos grupos. Os novos grupos, mostrados na tabela 5.9; eles são de fatores de aumento de concentração de 1,5x, 2,5x e 3,5x das águas dos reservatórios, por influência da evaporação no aluvião.

Usou-se os *softwares* XLSTAT 2009 e WinSTAT para gerar as funções discriminantes e as representações gráficas dos grupos de acordo com seus fatores mais representativos. As funções discriminantes geradas são apresentadas a seguir:

$$\begin{aligned} \text{FD1} = & (1,75748\text{E}03 \times \text{CE}) + (1,70314\text{E}02 \times \text{Ca}^{2+}) + (9,14626\text{E}03 \times \text{Mg}^{2+}) + \\ & (-8,71782\text{E}03 \times \text{Na}^+) + (-7,62977\text{E}03 \times \text{K}^+) + (2,30689\text{E}03 \times \text{Cl}^-) + \\ & (-2,00621\text{E}03 \times \text{SO}_4^{2-}) + (-5,87592\text{E}03 \times \text{HCO}_3^-) + (-1,40769\text{E}00) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{FD2} = & (-4,95156\text{E}05 \times \text{CE}) + (-1,25839\text{E}02 \times \text{Ca}^{2+}) + (-5,80897\text{E}02 \times \text{Mg}^{2+}) + \\ & (-1,02425\text{E}02 \times \text{Na}^+) + (1,61883\text{E}02 \times \text{K}^+) + (1,27350\text{E}02 \times \text{Cl}^-) + \\ & (1,70275\text{E}02 \times \text{SO}_4^{2-}) + (1,94963\text{E}02 \times \text{HCO}_3^-) + (-4,39860\text{E}00) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{FD3} = & (-8,98557\text{E}04 \times \text{CE}) + (3,70173\text{E}02 \times \text{Ca}^{2+}) + (3,89705\text{E}02 \times \text{Mg}^{2+}) + \\ & (1,24625\text{E}02 \times \text{Na}^+) + (1,53353\text{E}02 \times \text{K}^+) + (-9,98903\text{E}03 \times \text{Cl}^-) + \\ & (-1,32935\text{E}02 \times \text{SO}_4^{2-}) + (-7,59927\text{E}03 \times \text{HCO}_3^-) + (-7,51323\text{E}02) \end{aligned}$$

As funções discriminantes 1 e 2 discriminam juntas 97,607% da variabilidade total dos dados (tabela 5.8); assim o uso de somente estas 2 é suficiente para explicar as inter-relações dos grupos.

Tabela 5.8 – Discriminação acumulada das funções discriminante dos grupos (reservatório, cristalino, poços, reservatório concentrados em 1,5x, 2,5x e 3,5x).

	FD1	FD2	FD3
Autovalor	7,785	2,777	0,259
Discriminação (%)	71,944	25,664	2,393
% acumulada	71,944	97,607	100,000

Tabela 5.9 – Composição química das águas de reservatório concentradas em fatores de 1,5x, 2,5x e 3,5x (CE em $\mu\text{S}/\text{cm}$ e concentrações dos íons em mg/L).

Fator de Concentração	CE	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
1,5x	383	24,0	10,1	44,2	8,9	60,3	9,2	147,9
1,5x	441	31,2	17,3	32,5	9,7	80,2	4,6	170,0
1,5x	335	31,2	10,1	22,0	12,1	40,2	4,2	155,3
1,5x	414	36,0	14,4	20,7	14,3	50,9	4,2	184,8
1,5x	528	36,0	25,2	34,0	110,4	78,8	9,0	148,5
1,5x	305	38,4	5,8	18,5	8,9	28,7	4,2	125,7
1,5x	452	45,6	10,1	45,7	13,5	48,8	1,9	192,2
1,5x	473	30,0	23,8	27,0	13,3	55,5	10,8	207,0
1,5x	1058	36,0	64,8	111,3	18,0	123,7	10,8	325,3
1,5x	314	16,0	7,2	40,9	24,1	63,7	5,9	99,0
1,5x	924	16,0	62,4	97,6	12,4	108,7	5,2	310,5
1,5x	609	36,0	31,0	42,2	10,2	67,9	4,2	266,2
1,5x	825	52,8	30,2	67,3	8,6	111,0	7,1	295,7
2,5x	638	40,0	16,8	73,7	14,8	100,5	15,3	246,5
2,5x	735	52,0	28,8	54,2	16,1	133,7	7,7	283,4
2,5x	558	52,0	16,8	36,6	20,1	67,0	7,0	258,8
2,5x	690	60,0	24,0	34,5	23,8	84,8	7,0	308,1
2,5x	880	60,0	42,0	56,7	184,0	131,3	15,0	247,5
2,5x	508	64,0	9,6	30,8	14,8	47,9	7,0	209,5
2,5x	753	76,0	16,8	76,2	22,6	81,4	3,2	320,4
2,5x	788	50,0	39,6	45,0	22,1	92,5	18,1	345,0
2,5x	1763	60,0	108,0	185,5	30,0	206,2	18,1	542,2
2,5x	523	26,7	12,0	68,2	40,1	106,2	9,8	165,0
2,5x	1540	26,7	104,0	162,7	20,7	181,2	8,7	517,5
2,5x	1015	60,0	51,6	70,4	17,0	113,1	7,0	443,6
2,5x	1375	88,0	50,4	112,1	14,4	185,1	11,9	492,9
3,5x	893	56,0	23,5	103,2	20,7	140,7	21,4	345,0
3,5x	1029	72,8	40,3	75,9	22,5	187,1	10,8	396,8
3,5x	781	72,8	23,5	51,2	28,1	93,8	9,8	362,3
3,5x	966	84,0	33,6	48,3	33,3	118,8	9,8	431,3
3,5x	1232	84,0	58,8	79,4	257,6	183,8	21,0	346,5
3,5x	711	89,6	13,4	43,1	20,7	67,0	9,8	293,3
3,5x	1054	106,4	23,5	106,6	31,6	113,9	4,5	448,5
3,5x	1103	70,0	55,4	63,0	30,9	129,5	25,3	483,0
3,5x	2468	84,0	151,2	259,7	42,0	288,7	25,3	759,1
3,5x	732	37,4	16,8	95,5	56,1	148,7	13,7	231,0
3,5x	2156	37,4	145,6	227,8	29,0	253,7	12,2	724,5
3,5x	1421	84,0	72,2	98,5	23,8	158,3	9,8	621,0
3,5x	1925	123,2	70,6	156,9	20,2	259,1	16,6	690,0

As correlações entre as variáveis e os fatores são apresentadas na tabela 5.10.

Fator 1: CE, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ e Cl^- .

Fator 2: HCO_3^- .

O fator 1, determinado pela função discriminante 1, mostra as fortes correlações entre a condutividade elétrica, cloreto, cálcio, magnésio e sódio. As águas com fatores 1 elevados são ricas em sais dissolvidos e com predominância do tipo cloretadas. O fator 2, determinado pela função discriminante 2, tem o bicarbonato como íon predominante neste fator. Águas que tendem a ter o fator 2 predominante são classificadas como águas bicarbonatadas com baixa condutividade elétrica. Na figura 5.29 está representada graficamente a projeção dos centróides de cada variável no espaço bidimensional FD1 vs. FD2.

Tabela 5.10 – Correlações entre as variáveis e os fatores discriminantes (simulação com concentração das águas dos reservatórios).

Variável	FD1	FD2
CE	0,920	0,267
Ca^{2+}	0,785	0,389
Mg^{2+}	0,804	0,242
Na^+	0,725	0,273
K^+	0,004	0,259
Cl^-	0,933	0,143
SO_4^{2-}	0,659	0,094
HCO_3^-	0,021	0,828

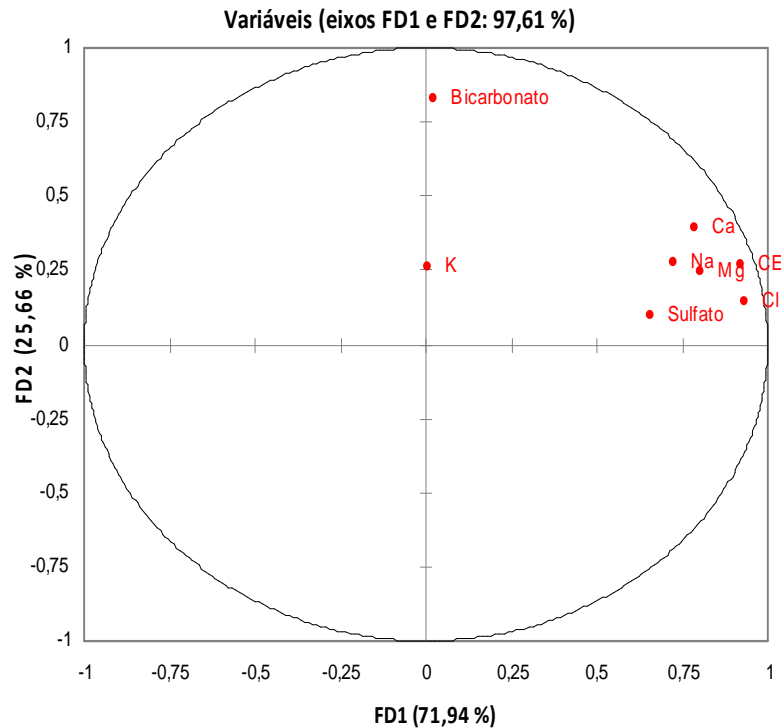


Figura 5.29 – Correlações entre as variáveis e os fatores discriminantes (simulação com concentração das águas dos reservatórios).

No gráfico FD1 *vs.* FD2 (figura 5.30) estão projetadas as amostras do cristalino, reservatórios, poços e concentrações dos reservatórios em 1,5x, 2,5x e 3,5x. Na representação gráfica vê-se que quando as águas dos reservatórios são concentradas, a composição química se desloca para cima (no fator 2) sensivelmente e proporcionalmente ao fator de concentração e suavemente para a direita (no fator 1).

Na visualização do gráfico dos centróides (figura 5.31) é verificado que as águas dos poços tendem a ser um grupo de características muito semelhantes ao grupo de fator de concentração 2,5x. As distâncias Mahalanobis (tabela 5.11) mostram que as distâncias entre os centróides dos grupos poços e reservatório com fator de concentração 2,5x são muito

pequenas, enquanto as distâncias Mahalanobis são altas para o centróide do cristalino com os centróides dos outros grupos.

Realizando um teste de Fisher com nível de significância $\alpha = 5\%$, onde se tem as seguintes hipóteses:

H_0 : As matrizes de covariância intra-classe são iguais

H_1 : As matrizes de covariância intra-classe são diferentes

Verifica-se na tabela 5.12, que, onde o p-valor calculado é menor que o nível de significância $\alpha = 0,05$, deve-se rejeitar a hipótese nula H_0 em favor da hipótese alternativa H_1 . O risco de rejeitar a hipótese nula H_0 quando ela é verdadeira é menor do que 0,01%.

Deste modo, o grupo reservatório e o grupo reservatório com fator de concentração 1,5x tratam-se do mesmo grupo e o grupo reservatório com fator de concentração 2,5x e o grupo poço tratam-se também do mesmo grupo, pois as hipóteses nulas para esses dois casos são aceitas.

Alguns pontos extremos foram encontrados na discriminação dos grupos (tabela 5.13). Essa identificação se dá através da distância Mahalanobis da amostra para distância Mahalanobis dos centróides dos grupos; a amostra classifica-se no grupo que tem o centróide com menor distância. Dessa forma, destaca-se a amostra do grupo poço que teve classificação de reservatório, a do poço P27 que já foi identificada em outras análises (agrupamento, diagrama de Stiff) como pertencente do grupo reservatório devido às suas características hidroquímicas. Nessa análise 83,33% das amostras foram classificadas corretamente. Para uma melhor caracterização da média dos grupos, seria necessário a identificação desses pontos extremos para sua posterior eliminação antes de uma nova análise.

Observações (eixos FD1 e FD2: 97,61 %)

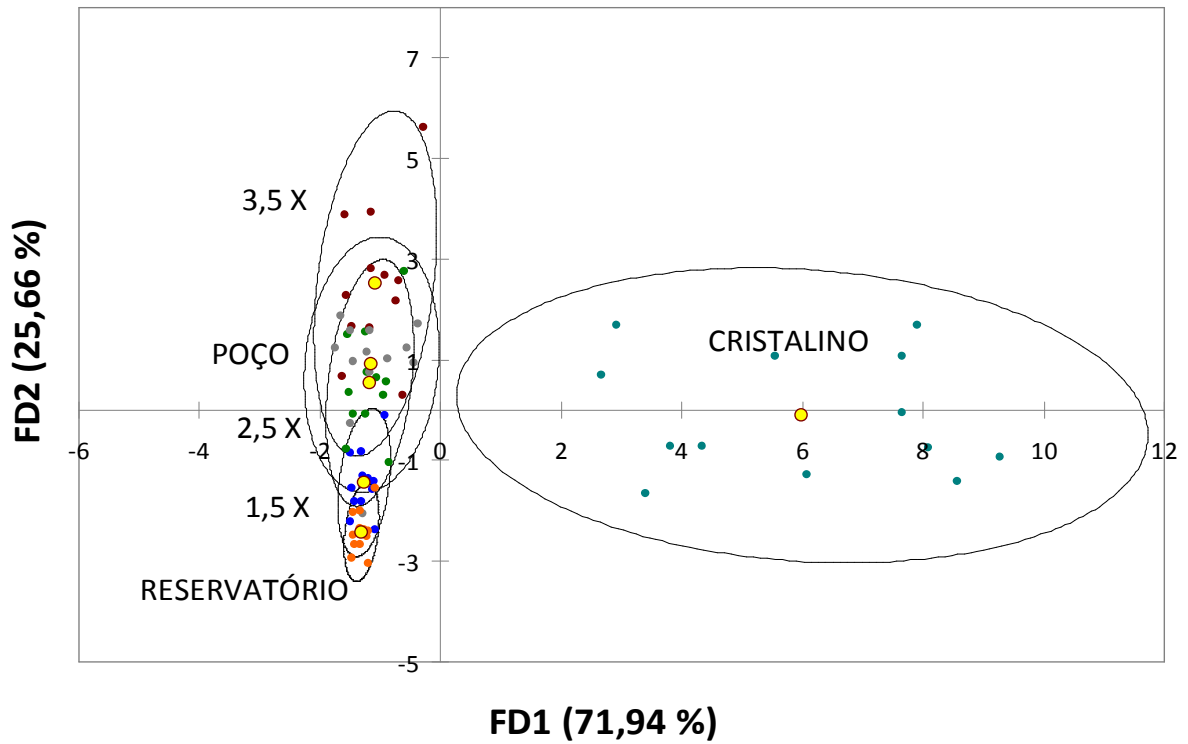


Figura 5.30 – Análise discriminante para amostras dos reservatórios, poços, cristalino e dos reservatórios com concentrações de 1,5x, 2,5x e 3,5x. As elipses representam uma confiança de 95%.

Centróides (eixos FD1 e FD2: 97,61 %)

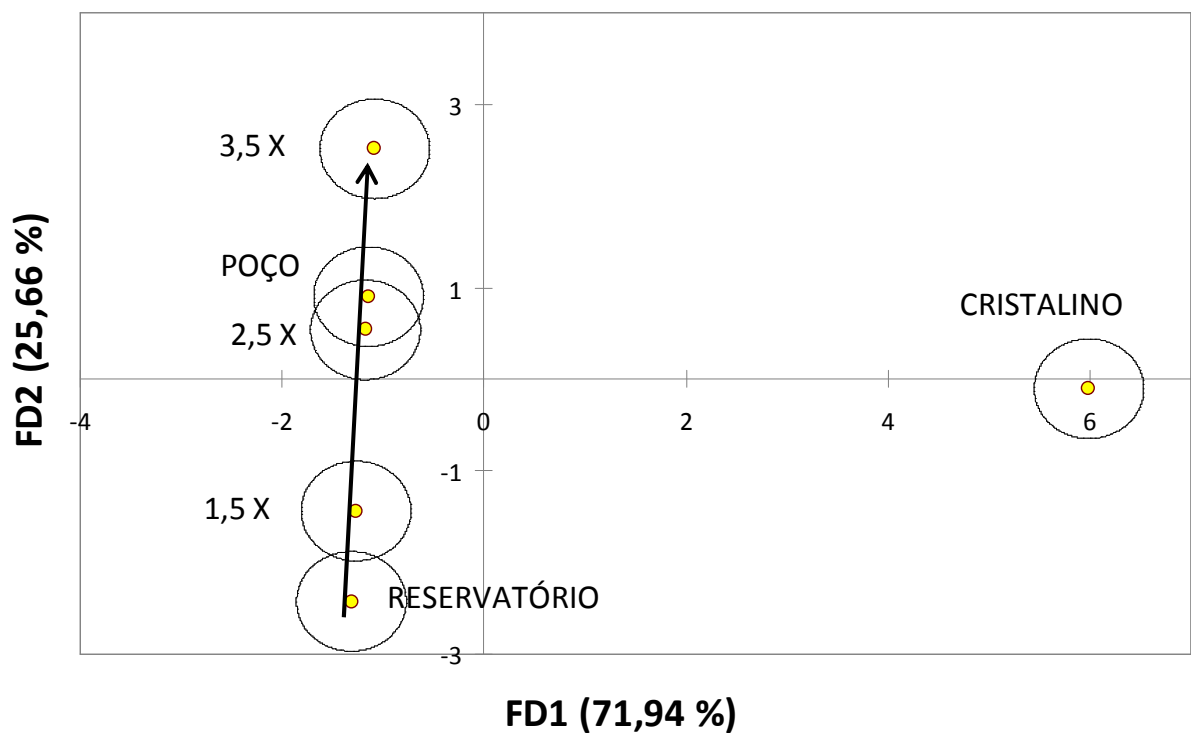


Figura 5.31 – Centróides para as amostras dos reservatórios, poços, cristalino e dos reservatórios com concentrações de 1,5x, 2,5x e 3,5x com indicação da influência da evaporação.

Tabela 5.11 – Distâncias Mahalanobis entre os centróides dos grupos.

Grupo	1,5x	2,5x	3,5x	Cristalino	Poço	Reservatório
1,5x	0	3,936	15,745	54,521	6,919	0,984
2,5x	3,936	0	3,936	51,896	1,967	8,856
3,5x	15,745	3,936	0	57,143	4,888	24,601
Cristalino	54,521	51,896	57,143	0	53,041	58,786
Poço	6,919	1,967	4,888	53,041	0	12,347
Reservatório	0,984	8,856	24,601	58,786	12,347	0

Tabela 5.12 – p-valores associados ao teste de Fisher.

Grupo	1,5x	2,5x	3,5x	Cristalino	Poço	Reservatório
1,5x	1	0,008	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	0,672
2,5x	0,008	1	0,008	< 0,0001	0,196	< 0,0001
3,5x	< 0,0001	0,008	1	< 0,0001	0,002	< 0,0001
Cristalino	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	1	< 0,0001	< 0,0001
Poço	< 0,0001	0,196	0,002	< 0,0001	1	< 0,0001
Reservatório	0,672	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	1

Tabela 5.13 – Classificações corretas nas discriminações das amostras.

de / a	1,5x	2,5x	3,5x	Cristalino	Poço	Reservatório	Total	% correto
1,5x	10	1	0	0	0	2	13	76,92%
2,5x	2	8	2	0	1	0	13	61,54%
3,5x	0	2	10	0	1	0	13	76,92%
Cristalino	0	0	0	13	0	0	13	100,00%
Poço	0	0	0	0	12	1	13	92,31%
Reservatório	1	0	0	0	0	12	13	92,31%
Total	13	11	12	13	14	15	78	83,33%

5.3 Modelo geoquímico inverso

A composição química (tabela 4.3) nos poços instalados no aquífero aluvial é resultante dos processos hidrogeoquímicos, que ocorrem ao longo do caminho do fluxo. Deste modo, para efetuar as simulações com o aplicativo PHREEQC, foi definida a composição química inicial das águas usadas como água de partida, que estão mostradas nas tabelas 5.15 e 5.16.

A composição média obtida para as águas do cristalino, na região em estudo, usada nas simulações de mistura é mostrada na tabela 5.14.

Tabela 5.14 – Composição média das águas do cristalino na região central do Estado do Ceará (em mg/L).

pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
7,85	181,55	180,83	353,51	23,97	1060,92	64,93	272,88

A água de reservatório usada nas simulações para os poços P10, P27 e P38 é uma média para os reservatórios Riacho Verde e Jardim (tabela 5.15). Os dois são os únicos reservatórios a montante desses poços.

Tabela 5.15 – Composição média dos açudes a montante dos poços P10, P27 e P38 (em mg/L).

pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
7,06	18,00	11,28	23,73	7,37	38,61	6,67	118,29

A água dos reservatórios usada nas simulações para os poços P51, P58, P60, P68, P86, P92, P104, P111, P114, P133 e P136 é uma média para os reservatórios Riacho Verde, Jardim e Lagoa Cercada (tabela 5.16). Os três reservatórios estão à montante desses poços.

Tabela 5.16 – Composição média dos açudes a montante dos poços P51, P58, P60, P68, P86, P92, P104, P111, P114, P133 e P136 (em mg/L).

pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
6,98	20,20	9,72	18,97	8,08	34,48	4,74	115,83

Simulação para o poço P10

Para a simulação foram consideradas as seguintes hipóteses:

1ª hipótese: a água que infiltra no aquífero aluvial, a partir do leito do riacho, sofre reações de precipitação e dissolução formando assim, a composição final da água. Os dados para a simulação estão apresentados na tabela 5.17a.

2ª hipótese: a água presente no aquífero aluvial é resultado de uma mistura de água que infiltra no aquífero aluvial com a água que é descarregada pelas fraturas das rochas cristalinas próximas ao aquífero aluvial. A contribuição do cristalino é quantificada através do critério de que a concentração de Cl^- na mistura seja igual à no poço. No caso, a mistura contém 12,61% de água do cristalino. Após essa mistura, é feita uma simulação de reações de precipitação e dissolução para chegar à água final presente no poço. Os dados para a simulação estão apresentados na tabela 5.17b.

As transferências molares para as duas simulações estão apresentadas na tabela 5.17c. Valores positivos descrevem dissoluções, valores negativos, precipitações. O gráfico da figura 5.32 mostra que a evolução na concentração dos sais é decorrente da dissolução de CO_2 , que favorece o aumento de bicarbonato nas águas, a dissolução de anortita e K-feldspato, precipitação de albita e K-mica, pequena liberação de gás metano e devido às trocas iônicas Ca^{2+} , Mg^{2+} e Na^+ . Para as simulações com e sem mistura, as transferências molares provém dos mesmos processos, porém no caso sem mistura as transferências são maiores, porque as diferenças nas concentrações dos íons entre a água inicial e água final são maiores. Isso é devido ao fato que o ambiente hidroquímico (o embasamento cristalino) para as águas participantes é o mesmo.

Tabela 5.17 – Simulação geoquímica inversa para o poço P10.

(a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese.

Amostra	pH	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
Inicial	7,06	18,00	11,28	23,73	7,37	38,61	6,67	118,29
P10	7,51	30,40	72,48	87,05	1,83	167,57	31,93	409,09

(b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese.

Amostra	pH	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Água Cristalino (%)
Inicial	7,15	38,63	32,67	65,34	9,46	167,57	14,02	137,79	12,61
P10	7,51	30,40	72,48	87,05	1,83	167,57	31,93	409,09	-

(c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2.

Fase	Fórmula	Transferência Molar 1ª Hipótese	Transferência Molar 2ª Hipótese
CaX ₂	CaX ₂	-5,119E-03	-3,934E-03
MgX ₂	MgX ₂	2,192E-03	1,965E-03
NaX	NaX	5,856E-03	3,938E-03
KX	KX	0,000E+00	0,000E+00
CH _{4(g)}	CH _{4(g)}	-2,026E-04	-1,401E-04
CO _{2(g)}	CO _{2(g)}	6,829E-03	4,781E-03
Sulfur	S	2,702E-04	1,868E-04
Albita	NaAlSi ₃ O ₈	-3,439E-03	-2,315E-03
Anortita	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	5,358E-03	3,748E-03
K-feldspato	KAlSi ₃ O ₈	3,439E-03	2,315E-03
K-mica	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	-3,572E-03	-2,499E-03

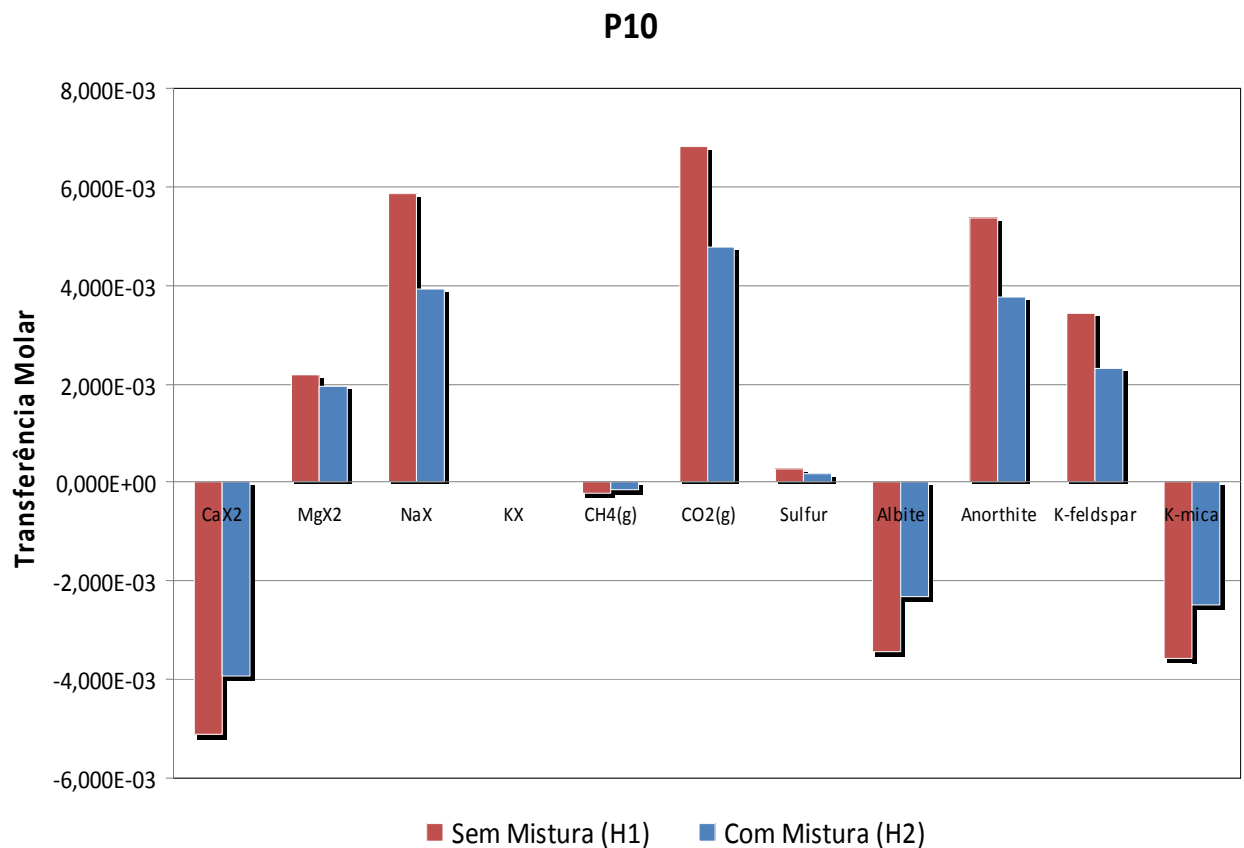


Figura 5.32 – Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P10.

Simulação para o poço P27

Os dados para as simulações com as hipóteses 1 e 2 estão apresentados na tabela 5.18a e 5.18b, respectivamente.

A mistura, que iguala o cloreto à concentração real no poço P27, é de 1,53% de água do cristalino e 98,47% de água de reservatório. A água do poço é muito semelhante à água encontrada nos reservatórios, resultado também encontrado nas análises de agrupamentos e discriminantes e nos diagramas de Piper, Stiff e RAS.

As transferências molares para as duas simulações estão apresentadas na tabela 5.18c. O gráfico da figura 5.33 mostra que a evolução na concentração dos sais é decorrente das dissoluções de CO₂, dissolução de anortita e K-feldspato, precipitação de albita e a K-mica, pequena liberação de gás metano na simulação com mistura, pequena formação de precipitado de enxofre e devido às trocas iônicas Ca²⁺, Mg²⁺ e Na⁺. Para a simulação sem mistura, as transferências molares são menores apenas para as trocas de magnésio e para as precipitações de enxofre. Em geral, as transferências molares para o poço P27 são muito baixas; isso ocorre devido a composição química da água do poço ser muito próxima da composição da água de alimentação.

Tabela 5.18 – Simulação geoquímica inversa para o poço P27.

(a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese.

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Inicial	7,06	18,00	11,28	23,73	7,37	38,61	6,67	118,29
P27	7,68	22,40	23,04	30,09	6,79	54,28	5,36	174,97

(b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese.

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Água Cristalino (%)
Inicial	7,07	20,51	13,88	28,79	7,62	54,28	7,56	120,66	1,53
P27	7,68	22,40	23,04	30,09	6,79	54,28	5,36	174,97	-

(c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2.

Fase	Fórmula	Transferência Molar 1ª Hipótese	Transferência Molar 2ª Hipótese
CaX ₂	CaX ₂	-8,501E-04	-6,948E-04
MgX ₂	MgX ₂	3,518E-04	4,403E-04
NaX	NaX	9,966E-04	5,090E-04
KX	KX	0,000E+00	0,000E+00
CH _{4(g)}	CH _{4(g)}	7,805E-06	1,562E-05
CO _{2(g)}	CO _{2(g)}	9,393E-04	7,175E-04
Sulfur	S	-1,041E-05	-2,082E-05
Albita	NaAlSi ₃ O ₈	-6,078E-04	-4,556E-04
Anortita	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	9,500E-04	7,217E-04
K-feldspato	KAlSi ₃ O ₈	6,078E-04	4,556E-04
K-mica	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	-6,333E-04	-4,812E-04

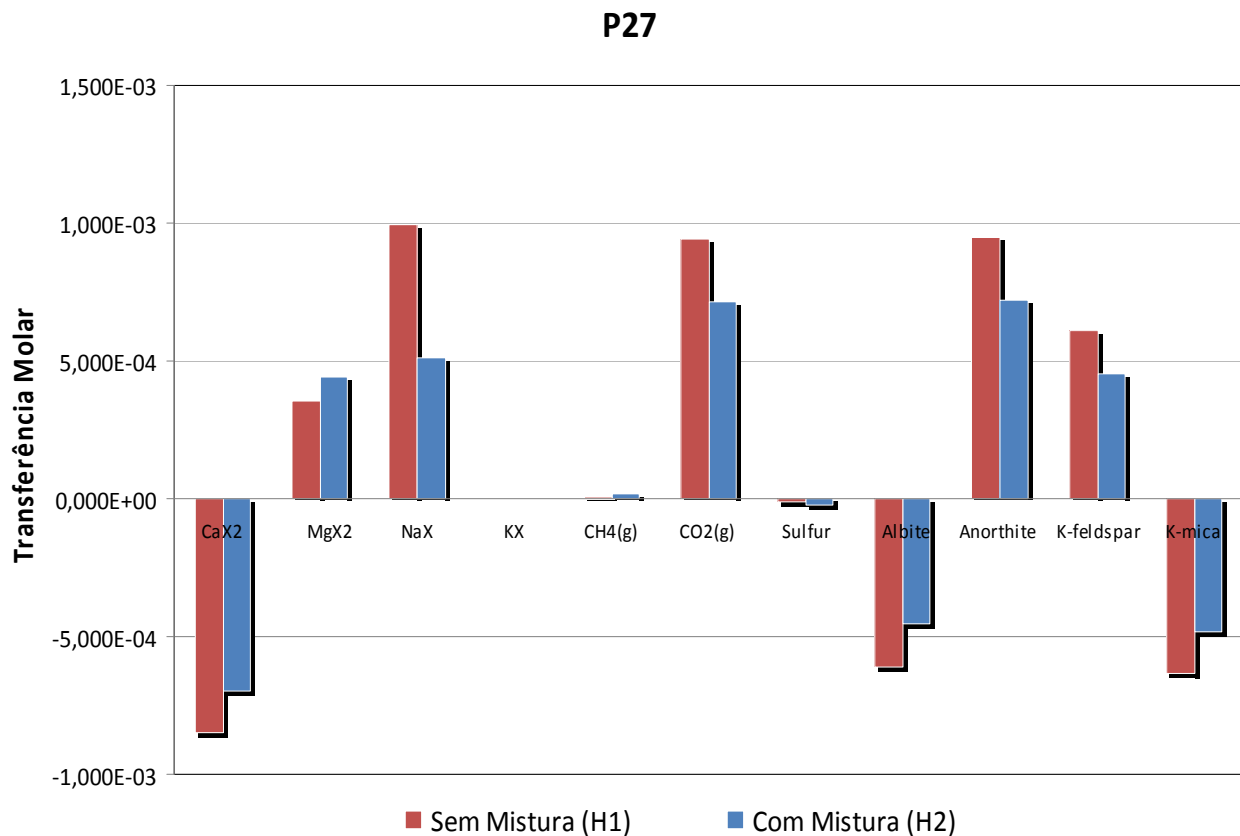


Figura 5.33 – Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P27.

Simulação para o poço P38

Os dados para as simulações com as hipóteses 1 e 2 estão apresentados na tabela 5.19a e 5.19b, respectivamente.

A mistura, que iguala o cloreto à concentração real no poço P38, é de 13,72% de água do cristalino e 86,28% de água de reservatório. O poço a montante, P27, não sofre influência significativa das águas no cristalino. No entanto, o poço P38, primeiro poço a jusante do P27, apresentou uma contribuição maior de água do cristalino. É possível que haja fraturas entre os dois poços, favorecendo, assim, esse aumento de salinidade entre poços próximos. A não conectividade dos poços aliada aos efeitos diferenciados das ações antrópicas, podem ser outra possível causa para essa diferença na composição química dos poços.

As transferências molares para as duas simulações estão apresentadas na tabela 5.19c. O gráfico da figura 5.34 mostra que a evolução na concentração dos sais é decorrente das dissoluções de CO₂ e anortita, precipitação de K-mica, pequena liberação de gás metano na simulação sem mistura, pequena dissolução de enxofre na simulação sem mistura e devido às trocas iônicas Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ e K⁺. Para a simulação sem mistura, as transferências molares foram maiores em todas as trocas dissoluções e precipitações.

Tabela 5.19 – Simulação geoquímica inversa para o poço P38.

(a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese.

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Inicial	7,06	18,00	11,28	23,73	7,37	38,61	6,67	118,29
P38	6,98	39,20	44,16	143,05	2,51	178,88	20,61	420,18

(b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese.

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Água Cristalino (%)
Inicial	7,16	40,44	34,54	68,98	9,65	178,88	14,66	139,50	13,72
P38	6,98	39,20	44,16	143,05	2,51	178,88	20,61	420,18	-

(c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2.

Fase	Fórmula	Transferência Molar 1ª Hipótese	Transferência Molar 2ª Hipótese
CaX ₂	CaX ₂	-5,052E-03	-3,731E-03
MgX ₂	MgX ₂	1,087E-03	6,078E-04
NaX	NaX	4,437E-03	3,909E-03
KX	KX	3,492E-03	2,337E-03
CH _{4(g)}	CH _{4(g)}	-1,100E-04	0,000E+00
CO _{2(g)}	CO _{2(g)}	8,517E-03	6,236E-03
Sulfur	S	1,467E-04	0,000E+00
Albita	NaAlSi ₃ O ₈	0,000E+00	0,000E+00
Anortita	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	5,430E-03	3,775E-03
K-feldspato	KAlSi ₃ O ₈	0,000E+00	0,000E+00
K-mica	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	-3,620E-03	-2,516E-03

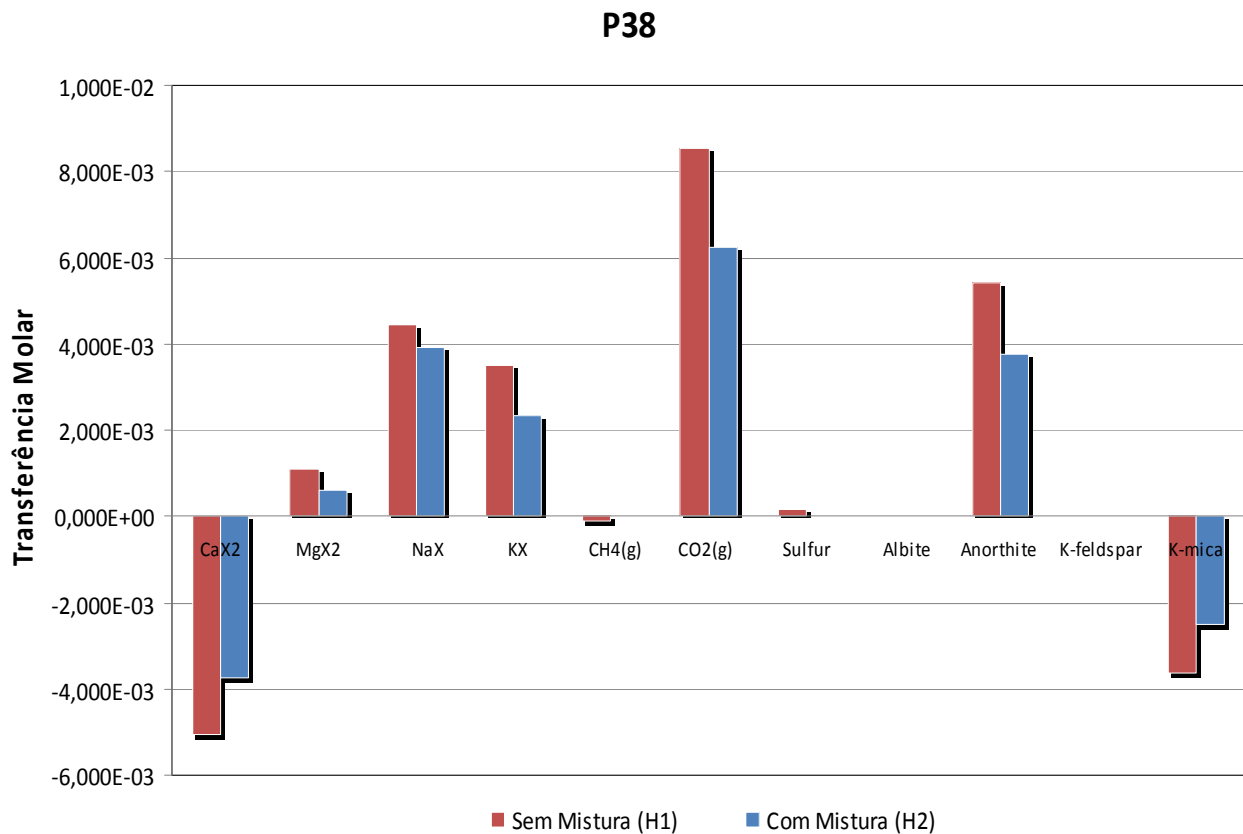


Figura 5.34 – Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P38.

Simulação para o poço P51

Os dados para as simulações com as hipóteses 1 e 2 estão apresentados na tabela 5.20a e 5.20b, respectivamente.

A mistura, que iguala o cloreto à concentração real no poço P51, é de 7,66% de água do cristalino e 92,34% de água de reservatório. É provável que não existam fraturas que descarreguem água do aquífero fissural nos poços P38 e P51 ou se existirem, descarregam em baixas taxas de vazão por serem bem mais brandos no poço P51 em relação ao poço P38 que tem uma influência de 13,72% do cristalino.

As transferências molares para as duas simulações estão apresentadas na tabela 5.20c. O gráfico da figura 5.35 mostra que a evolução na concentração dos sais é decorrente das dissoluções de CO₂ e anortita, precipitação de K-mica, pequena liberação de gás metano na simulação sem mistura, pequena dissolução de enxofre na simulação sem mistura e devido às trocas iônicas Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ e K⁺. Para a simulação sem mistura, as transferências molares foram maiores em todas as trocas, dissoluções e precipitações.

Tabela 5.20 – Simulação geoquímica inversa para o poço P51

(a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese.

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Inicial	6,98	20,20	9,72	18,97	8,08	34,48	4,74	115,83
P51	6,91	42,40	40,32	103,67	3,71	113,09	20,96	398,00

(b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese:

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Água Cristalino (%)
Inicial	7,05	32,56	22,82	44,59	9,29	113,09	9,35	127,85	7,66
P51	6,91	42,40	40,32	103,67	3,71	113,09	20,96	398,00	-

(c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2.

Fase	Fórmula	Transferência Molar 1ª Hipótese	Transferência Molar 2ª Hipótese
CaX ₂	CaX ₂	-4,364E-03	-3,496E-03
MgX ₂	MgX ₂	1,276E-03	8,565E-04
NaX	NaX	3,028E-03	2,886E-03
KX	KX	3,148E-03	2,393E-03
CH _{4(g)}	CH _{4(g)}	-1,250E-04	-8,597E-05
CO _{2(g)}	CO _{2(g)}	7,892E-03	6,271E-03
Sulfur	S	1,667E-04	1,146E-04
Albita	NaAlSi ₃ O ₈	0,000E+00	0,000E+00
Anortita	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	4,914E-03	3,819E-03
K-feldspato	KAlSi ₃ O ₈	0,000E+00	0,000E+00
K-mica	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	-3,276E-03	-2,546E-03

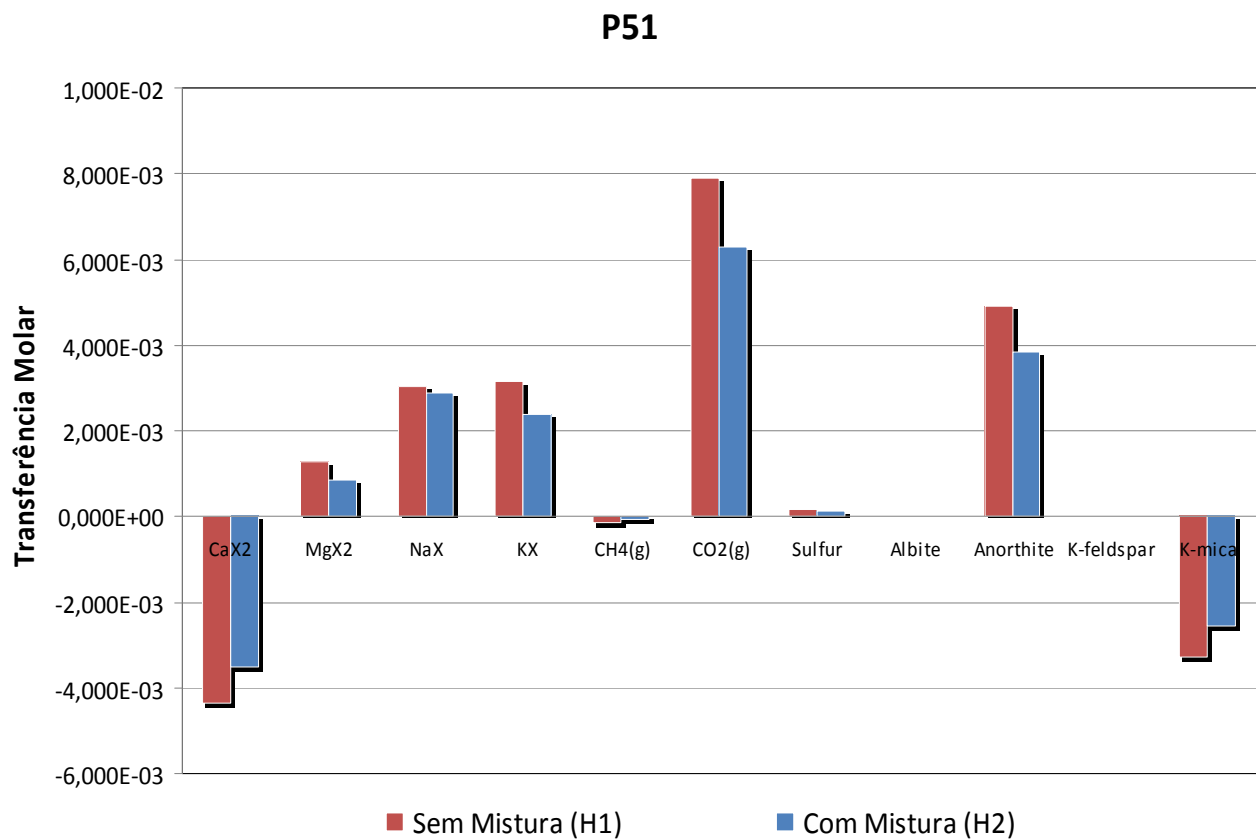


Figura 5.35 – Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P51.

Simulação para o poço P60

Os dados para as simulações com as hipóteses 1 e 2 estão apresentados na tabela 5.21a e 5.21b, respectivamente.

A mistura, que iguala o cloreto à concentração real no poço P60, é de 7,06% de água do cristalino e 92,94% de água de reservatório. É provável que não existam fraturas que descarreguem água do aquífero fissural entre os poços P51 e P60 ou, se existirem, descarregam em baixas taxas de vazão. Isso porque não existe um incremento de cloro no P60 é praticamente o mesmo do poço P51.

As transferências molares para as duas simulações estão apresentadas na tabela 5.21c. O gráfico da figura 5.36 mostra que a evolução na concentração dos sais é decorrente das dissoluções de CO₂, anortita e K-feldspato, precipitação de K-mica e albita, pequena liberação de gás metano na simulação sem mistura, pequena dissolução de enxofre na simulação sem mistura e devido às trocas iônicas Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ e K⁺. Para a simulação sem mistura, as transferências molares foram maiores em todas as trocas dissoluções e precipitações.

Tabela 5.21 – Simulação geoquímica inversa para o poço P60

(a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese.

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Inicial	6,98	20,20	9,72	18,97	8,08	34,48	4,74	115,83
P60	8,11	28,80	36,48	73,08	7,13	106,92	9,71	295,73

(b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese:

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Água Cristalino (%)
Inicial	7,04	31,59	21,79	42,58	9,20	106,92	8,98	126,91	7,06
P60	8,11	28,80	36,48	73,08	7,13	106,92	9,71	295,73	-

(c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2.

Fase	Fórmula	Transferência Molar 1ª Hipótese	Transferência Molar 2ª Hipótese
CaX ₂	CaX ₂	-2,852E-03	-2,251E-03
MgX ₂	MgX ₂	8,891E-04	7,212E-04
NaX	NaX	3,927E-03	3,059E-03
KX	KX	0,000E+00	0,000E+00
CH _{4(g)}	CH _{4(g)}	-3,907E-05	0,000E+00
CO _{2(g)}	CO _{2(g)}	3,421E-03	2,495E-03
Sulfur	S	5,209E-05	0,000E+00
Albita	NaAlSi ₃ O ₈	-2,009E-03	-1,432E-03
Anortita	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	3,052E-03	2,225E-03
K-feldspato	KAlSi ₃ O ₈	2,009E-03	1,432E-03
K-mica	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	-2,035E-03	-1,483E-03

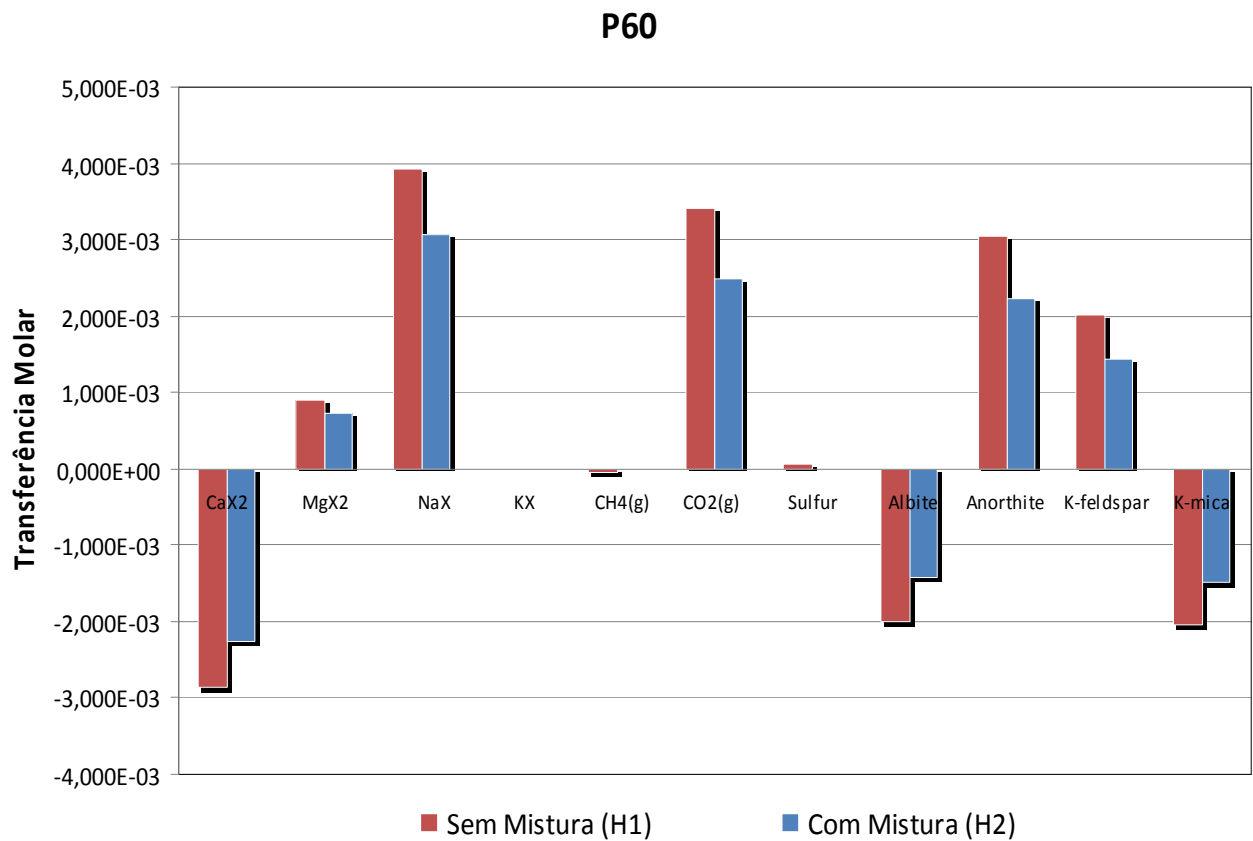


Figura 5.36 – Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P60.

Simulação para o poço P68

Os dados para as simulações com as hipóteses 1 e 2 estão apresentados na tabela 5.22a e 5.22b, respectivamente.

A mistura, que iguala o cloreto à concentração real no poço P68, é de 20,38% de água do cristalino e 79,62% de água de reservatório. É provável que existam fraturas que descarreguem água do aquífero fissural entre os poços P60 e P68, pois existe um aumento significativo de salinidade entre do poço P60, com 7,06% de volume interferente do cristalino, para o poço P68.

As transferências molares para as duas simulações estão apresentadas na tabela 5.22c. O gráfico da figura 5.37 mostra que a evolução na concentração dos sais é decorrente das dissoluções de CO₂ e anortita, precipitação de K-mica, pequena liberação de gás metano na simulação sem mistura, pequena dissolução de enxofre na simulação sem mistura e devido às trocas iônicas Ca²⁺, Na⁺ e K⁺. Para a simulação sem mistura, as transferências molares foram maiores em todas as trocas dissoluções e precipitações. As trocas de Mg²⁺ só ocorrem nas simulações com mistura.

Tabela 5.22 – Simulação geoquímica inversa para o poço P68

(a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese.

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Inicial	6,98	20,20	9,72	18,97	8,08	34,48	4,74	115,83
P68	7,13	56,80	54,96	117,31	7,13	243,65	12,54	363,50

(b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese:

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Água Cristalino (%)
Inicial	7,16	53,08	44,59	87,15	11,31	243,65	17,00	147,83	20,38
P68	7,13	56,80	54,96	117,31	7,13	243,65	12,54	363,50	-

(c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2.

Fase	Fórmula	Transferência Molar 1ª Hipótese	Transferência Molar 2ª Hipótese
CaX ₂	CaX ₂	-3,090E-03	-2,544E-03
MgX ₂	MgX ₂	0,000E+00	6,945E-04
NaX	NaX	3,546E-03	1,929E-03
KX	KX	2,634E-03	1,771E-03
CH _{4(g)}	CH _{4(g)}	-6,253E-05	0,000E+00
CO _{2(g)}	CO _{2(g)}	5,758E-03	4,295E-03
Sulfur	S	8,338E-05	0,000E+00
Albita	NaAlSi ₃ O ₈	0,000E+00	0,000E+00
Anortita	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	3,990E-03	2,810E-03
K-feldspato	KAlSi ₃ O ₈	0,000E+00	0,000E+00
K-mica	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	-2,660E-03	-1,873E-03

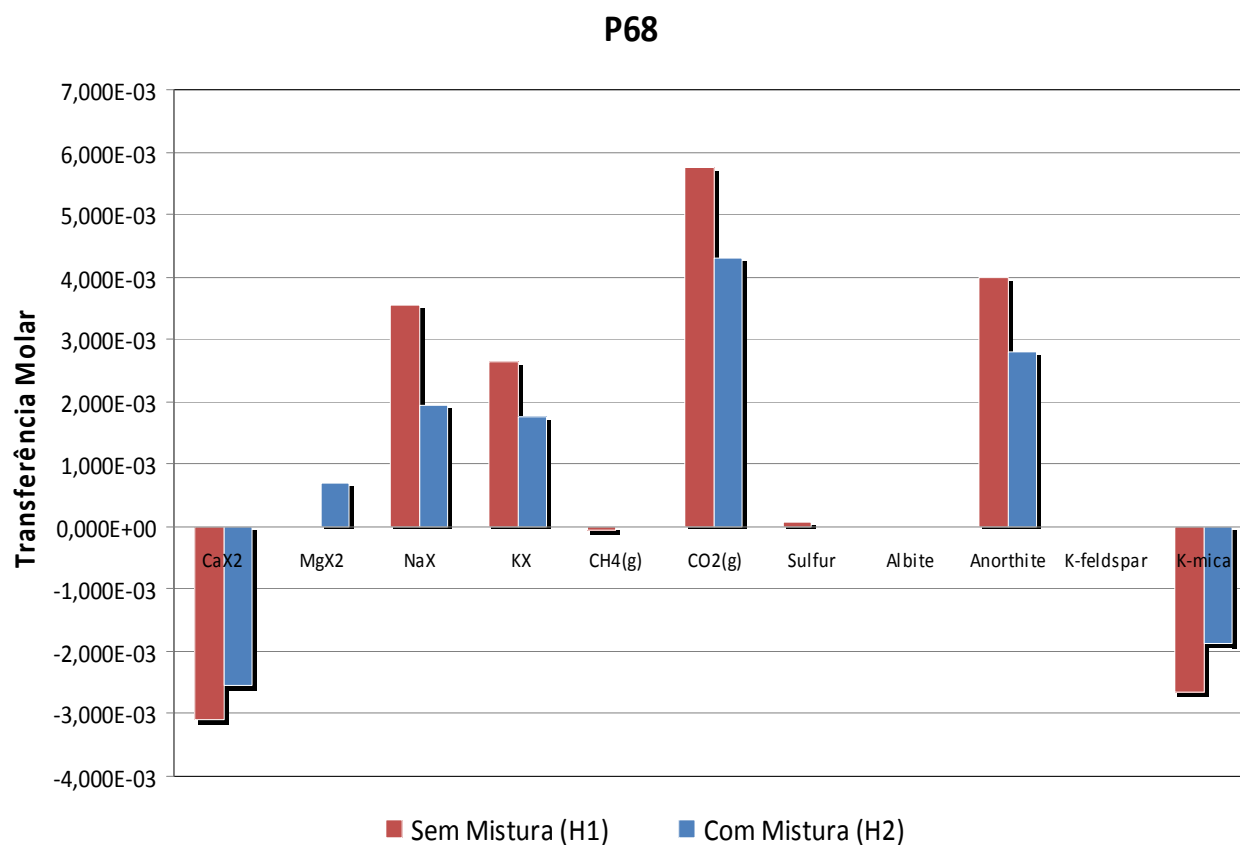


Figura 5.37 – Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P68.

Simulação para o poço P86

Os dados para as simulações com as hipóteses 1 e 2 estão apresentados na tabela 5.23a e 5.23b, respectivamente.

A mistura, que iguala o cloreto à concentração real no poço P86, é de 19,38% de água do cristalino e 80,62% de água de reservatório. É provável que não existam fraturas que descarreguem água do aquífero fissural entre os poços P68 e P86, pois não existe ganho significativo de sais. As influências do cristalino para esse poço devem vir provavelmente das fraturas a montante do P68.

As transferências molares para as duas simulações estão apresentadas na tabela 5.23c. O gráfico da figura 5.38 mostra que a evolução na concentração dos sais é decorrente das dissoluções de CO₂ e anortita, precipitação de K-mica, pequena liberação de gás metano na simulação sem mistura, pequena dissolução de enxofre na simulação sem mistura e devido às trocas iônicas Ca²⁺, Na⁺ e K⁺. Para a simulação sem mistura, as transferências molares foram maiores em todas as trocas dissoluções e precipitações. As trocas de Mg²⁺ só ocorrem nas simulações com mistura. As simulações foram semelhantes as do poço P68.

Tabela 5.23 – Simulação geoquímica inversa para o poço P86

(a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese.

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Inicial	6,98	20,20	9,72	18,97	8,08	34,48	4,74	115,83
P86	7,36	36,00	51,84	154,78	5,25	233,37	45,19	372,12

(b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese:

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Água Cristalino (%)
Inicial	7,15	51,46	42,87	83,79	11,16	233,37	16,40	146,26	19,38
P86	7,36	36,00	51,84	154,78	5,25	233,37	45,19	372,12	-

(c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2.

Fase	Fórmula	Transferência Molar 1ª Hipótese	Transferência Molar 2ª Hipótese
CaX ₂	CaX ₂	-4,097E-03	-3,446E-03
MgX ₂	MgX ₂	0,000E+00	5,918E-04
NaX	NaX	5,273E-03	3,814E-03
KX	KX	2,921E-03	1,895E-03
CH _{4(g)}	CH _{4(g)}	-3,204E-04	0,000E+00
CO _{2(g)}	CO _{2(g)}	5,561E-03	4,264E-03
Sulfur	S	4,272E-04	0,000E+00
Albita	NaAlSi ₃ O ₈	0,000E+00	0,000E+00
Anortita	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	4,497E-03	3,072E-03
K-feldspato	KAlSi ₃ O ₈	0,000E+00	0,000E+00
K-mica	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	-2,998E-03	-2,048E-03

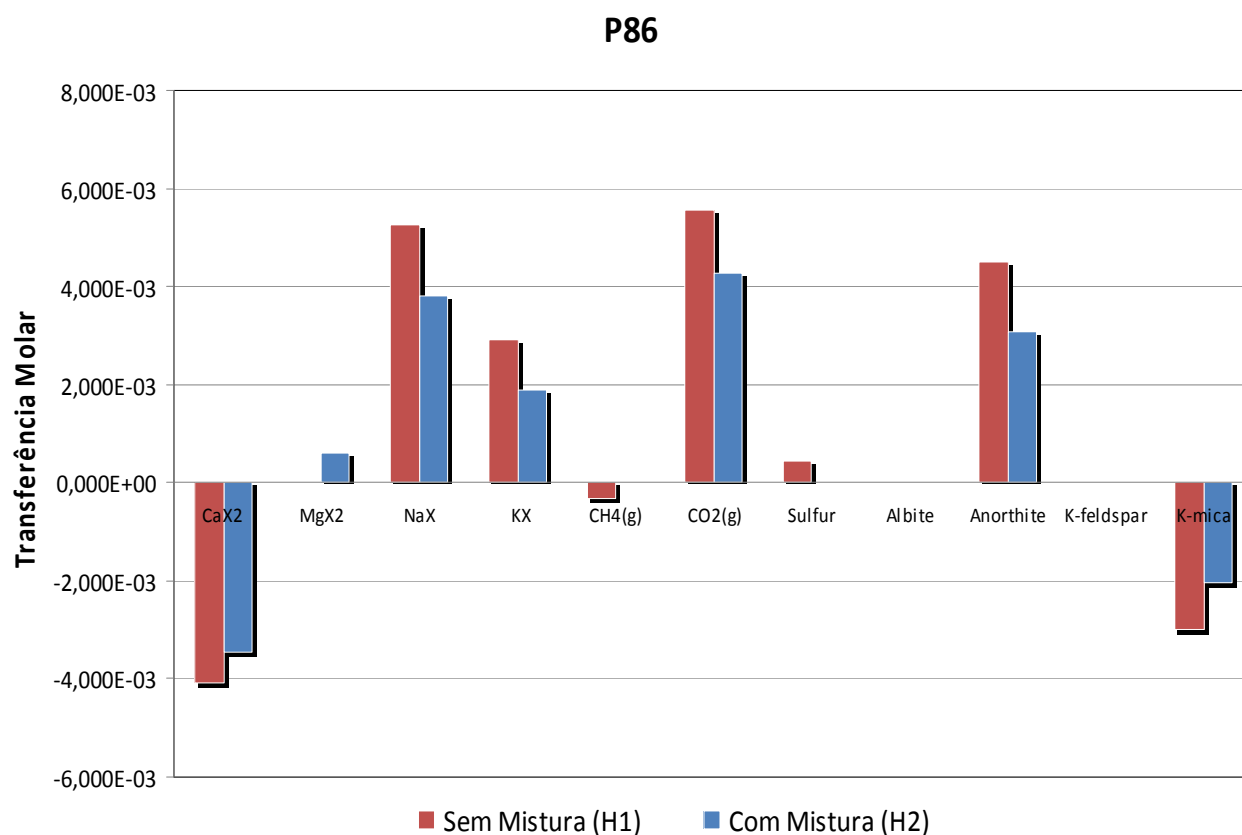


Figura 5.38 – Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P86.

Simulação para o poço P92

Os dados para as simulações com as hipóteses 1 e 2 estão apresentados na tabela 5.24a e 5.24b, respectivamente.

A mistura, que iguala o cloreto à concentração real no poço P92, é de 16,72% de água do cristalino e 83,28% de água de reservatório. É provável que não existam fraturas que descarreguem água do aquífero fissural entre os poços P86 e P92, pois não existe ganho significativo de sais. As influências do cristalino para esse poço devem vir provavelmente das fraturas a montante do P68, onde a partir desse poço a ganho de sais passa a ser decrescente.

As transferências molares para as duas simulações estão apresentadas na tabela 5.24c. O gráfico da figura 5.39 mostra que a evolução na concentração dos sais é decorrente das dissoluções de CO₂, anortita e K-feldspato, precipitação de albita e K-mica, pequena liberação de gás metano na simulação sem mistura, pequena dissolução de enxofre na simulação sem mistura e devido às trocas iônicas Ca²⁺ e Na⁺. Para a simulação sem mistura, as transferências molares foram maiores em todas as trocas dissoluções e precipitações. Não ocorrem trocas de Mg²⁺ em nenhuma das simulações.

Tabela 5.24 – Simulação geoquímica inversa para o poço P92

(a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese.

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Inicial	6,98	20,20	9,72	18,97	8,08	34,48	4,74	115,83
P92	6,91	40,00	39,60	144,71	4,90	206,12	29,86	342,55

(b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese:

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Água Cristalino (%)
Inicial	7,12	47,18	38,33	74,92	10,73	206,12	14,80	142,09	16,72
P92	6,91	40,00	39,60	144,71	4,90	206,12	29,86	342,55	-

(c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2.

Fase	Fórmula	Transferência Molar 1ª Hipótese	Transferência Molar 2ª Hipótese
CaX ₂	CaX ₂	-3,582E-03	-2,658E-03
MgX ₂	MgX ₂	0,000E+00	0,000E+00
NaX	NaX	7,164E-03	5,316E-03
KX	KX	0,000E+00	0,000E+00
CH _{4(g)}	CH _{4(g)}	-1,954E-04	0,000E+00
CO _{2(g)}	CO _{2(g)}	6,338E-03	4,613E-03
Sulfur	S	2,605E-04	0,000E+00
Albita	NaAlSi ₃ O ₈	-2,619E-03	-1,604E-03
Anortita	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	4,082E-03	2,636E-03
K-feldspato	KAlSi ₃ O ₈	2,619E-03	1,604E-03
K-mica	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	-2,721E-03	-1,757E-03

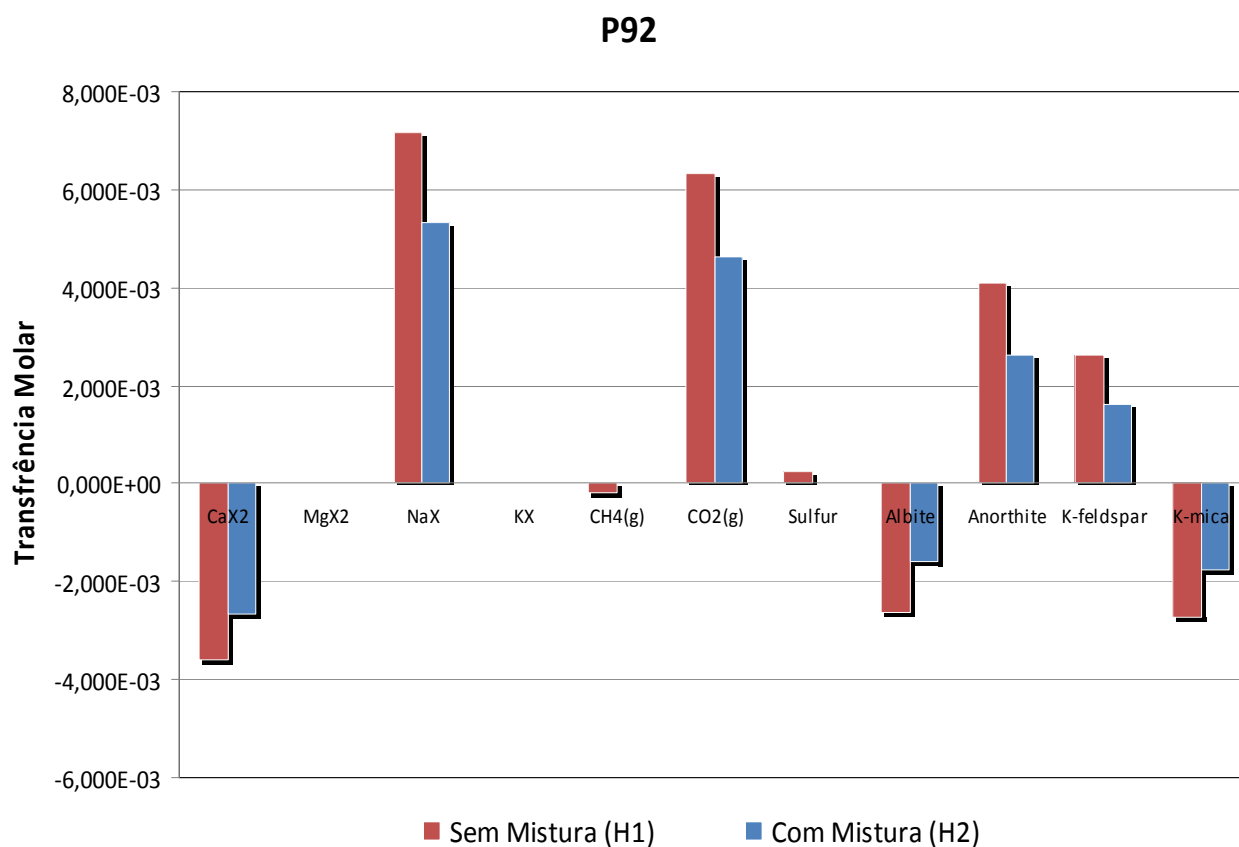


Figura 5.39 – Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P92.

Simulação para o poço P104

Os dados para as simulações com as hipóteses 1 e 2 estão apresentados na tabela 5.25a e 5.25b, respectivamente.

A mistura, que iguala o cloreto à concentração real no poço P104, é de 20,01% de água do cristalino e 79,99% de água de reservatório. É provável que existam fraturas que descarreguem água do aquífero fissural entre os poços P92 e P104, pois existe um aumento significativo de salinidade entre do poço P92, com 16,72% de volume interferente do cristalino, para o poço P104.

As transferências molares para as duas simulações estão apresentadas na tabela 5.25c. O gráfico da figura 5.40 mostra que a evolução na concentração dos sais é decorrente das dissoluções de CO₂, anortita e precipitação de K-mica. Dissoluções de K-felspato e precipitação de albita só ocorrem nas simulações com mistura. Ocorre também uma pequena liberação de gás metano e pequena dissolução de enxofre na simulação sem mistura. Ocorrem trocas dos íons Ca²⁺ e Na⁺ nas duas simulações.

Tabela 5.25 – Simulação geoquímica inversa para o poço P104

(a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese.

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Inicial	6,98	20,20	9,72	18,97	8,08	34,48	4,74	115,83
P104	6,92	68,15	67,59	120,74	11,10	239,89	46,75	418,95

(b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese:

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Água Cristalino (%)
Inicial	7,15	52,49	43,96	85,92	11,26	239,89	16,78	147,26	20,01
P104	6,92	68,15	67,59	120,74	11,10	239,89	46,75	418,95	-

(c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2.

Fase	Fórmula	Transferência Molar 1ª Hipótese	Transferência Molar 2ª Hipótese
CaX ₂	CaX ₂	-4,004E-03	-3,666E-03
MgX ₂	MgX ₂	0,000E+00	1,267E-03
NaX	NaX	4,462E-03	4,797E-03
KX	KX	3,546E-03	0,000E+00
CH _{4(g)}	CH _{4(g)}	-3,282E-04	0,000E+00
CO _{2(g)}	CO _{2(g)}	7,787E-03	6,918E-03
Sulfur	S	4,377E-04	0,000E+00
Albita	NaAlSi ₃ O ₈	0,000E+00	-2,711E-03
Anortita	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	5,203E-03	4,066E-03
K-feldspato	KAlSi ₃ O ₈	0,000E+00	2,711E-03
K-mica	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	-3,469E-03	-2,711E-03

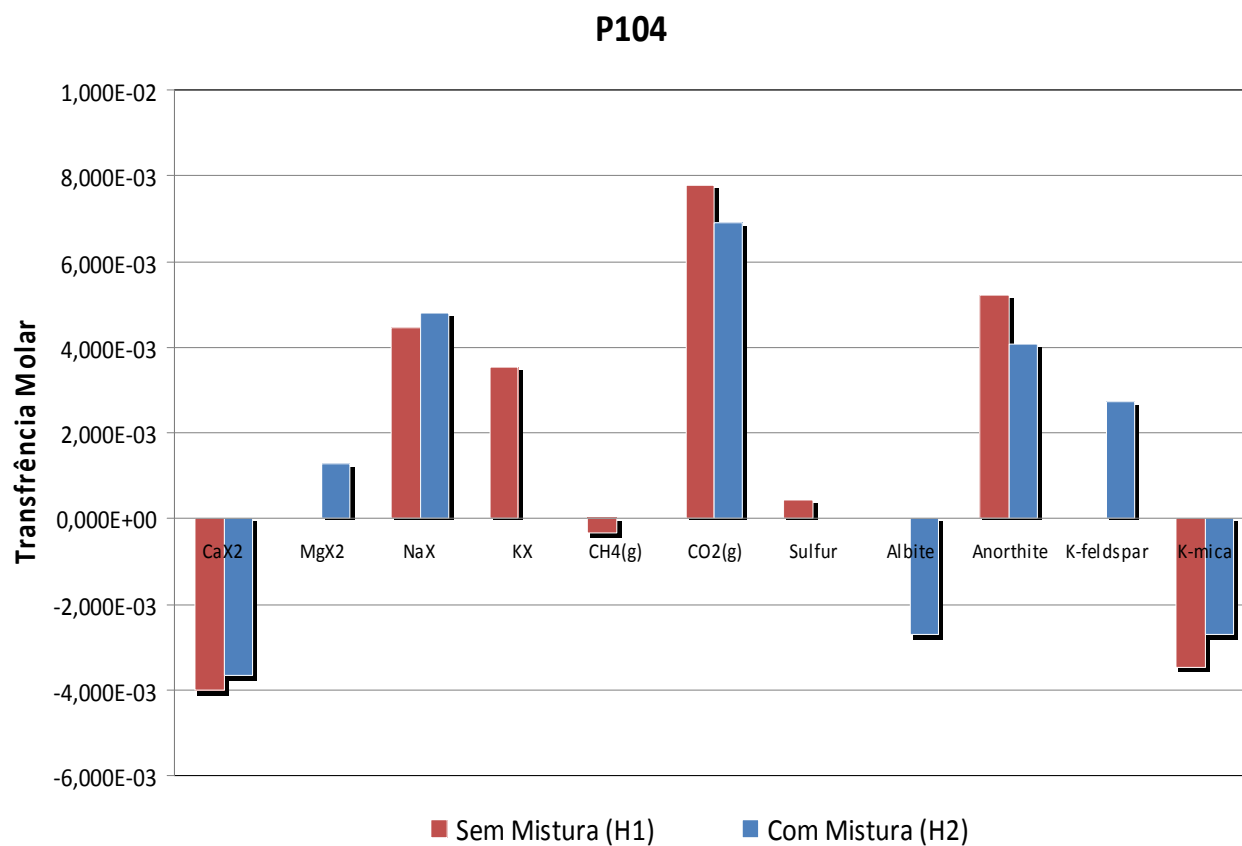


Figura 5.40 – Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P104.

Simulação para o poço P111

Os dados para as simulações com as hipóteses 1 e 2 estão apresentados na tabela 5.26a e 5.26b, respectivamente.

A mistura, que iguala o cloreto à concentração real no poço P111, é de 11,45% de água do cristalino e 88,55% de água de reservatório. É provável que não existam fraturas que descarreguem água do aquífero fissural entre os poços P104 e P111, pois não existe ganho significativo de sais. As influências do cristalino para esse poço devem vir provavelmente das fraturas a montante do P104 e a jusante do P92.

As transferências molares para as duas simulações estão apresentadas na tabela 5.26c. O gráfico da figura 5.41 mostra que a evolução na concentração dos sais é decorrente das dissoluções de CO₂, anortita e precipitação de K-mica. Dissoluções de K-felspato e precipitação de albita só ocorrem nas simulações com mistura. Ocorre também uma pequena liberação de gás metano e pequena dissolução de enxofre na simulação sem mistura. Ocorrem trocas dos íons Ca²⁺ e Na⁺ nas duas simulações. Simulação semelhante ao do poço P104 com diferença apenas nas taxas de transferências molares.

Tabela 5.26 – Simulação geoquímica inversa para o poço P111

(a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese.

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Inicial	6,98	20,20	9,72	18,97	8,08	34,48	4,74	115,83
P111	7,04	38,71	38,21	104,78	11,67	152,01	25,77	340,09

(b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese:

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Água Cristalino (%)
Inicial	7,08	38,67	29,31	57,28	9,90	152,01	11,63	133,81	11,45
P111	7,04	38,71	38,21	104,78	11,67	152,01	25,77	340,09	-

(c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2.

Fase	Fórmula	Transferência Molar 1ª Hipótese	Transferência Molar 2ª Hipótese
CaX ₂	CaX ₂	-3,254E-03	-2,681E-03
MgX ₂	MgX ₂	1,089E-04	4,803E-04
NaX	NaX	3,744E-03	4,402E-03
KX	KX	2,546E-03	0,000E+00
CH _{4(g)}	CH _{4(g)}	-1,641E-04	0,000E+00
CO _{2(g)}	CO _{2(g)}	5,370E-03	4,348E-03
Sulfur	S	2,188E-04	0,000E+00
Albita	NaAlSi ₃ O ₈	0,000E+00	-1,883E-03
Anortita	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	3,703E-03	2,748E-03
K-feldspato	KAlSi ₃ O ₈	0,000E+00	1,883E-03
K-mica	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	-2,469E-03	-1,832E-03

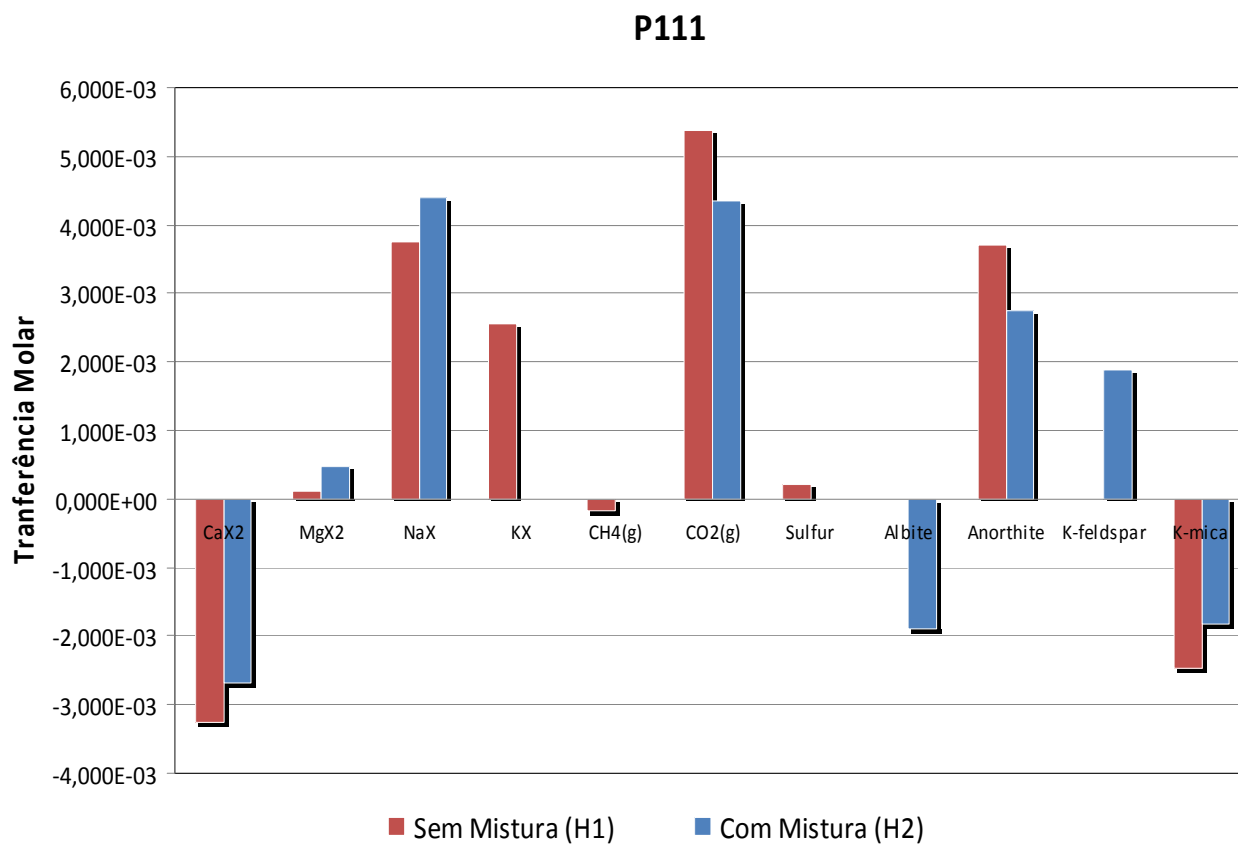


Figura 5.41 – Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P111.

Simulação para o poço P114

Os dados para as simulações com as hipóteses 1 e 2 estão apresentados na tabela 5.27a e 5.27b, respectivamente.

A mistura, que iguala o cloreto à concentração real no poço P114, é de 15,32% de água do cristalino e 84,68% de água de reservatório. É provável que existam fraturas que descarreguem água do aquífero fissural entre os poços P111 e P114. A participação do cristalino na composição da água passa de 11,45% para 15,32%.

As transferências molares para as duas simulações estão apresentadas na tabela 5.27c. O gráfico da figura 5.42 mostra que a evolução na concentração dos sais é decorrente das dissoluções de CO₂, anortita e precipitação de K-mica. Ocorre também uma pequena liberação de gás metano e pequena dissolução de enxofre na simulação sem mistura. Ocorrem trocas dos íons Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ e K⁺ nas duas simulações.

Tabela 5.27 – Simulação geoquímica inversa para o poço P114

(a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese.

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Inicial	6,98	20,20	9,72	18,97	8,08	34,48	4,74	115,83
P114	7,28	49,60	66,24	110,39	1,83	191,73	29,66	415,74

(b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese:

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Água Cristalino (%)
Inicial	7,11	44,92	35,93	70,22	10,51	191,73	13,96	139,89	15,32
P114	7,28	49,60	66,24	110,39	1,83	191,73	29,66	415,74	-

(c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2.

Fase	Fórmula	Transferência Molar 1ª Hipótese	Transferência Molar 2ª Hipótese
CaX ₂	CaX ₂	-5,386E-03	-3,643E-03
MgX ₂	MgX ₂	1,884E-03	1,445E-03
NaX	NaX	3,170E-03	2,073E-03
KX	KX	3,834E-03	2,323E-03
CH _{4(g)}	CH _{4(g)}	-1,954E-04	0,000E+00
CO _{2(g)}	CO _{2(g)}	8,215E-03	5,450E-03
Sulfur	S	2,605E-04	0,000E+00
Albita	NaAlSi ₃ O ₈	0,000E+00	0,000E+00
Anortita	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	6,035E-03	3,829E-03
K-feldspato	KAlSi ₃ O ₈	0,000E+00	0,000E+00
K-mica	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	-4,023E-03	-2,553E-03

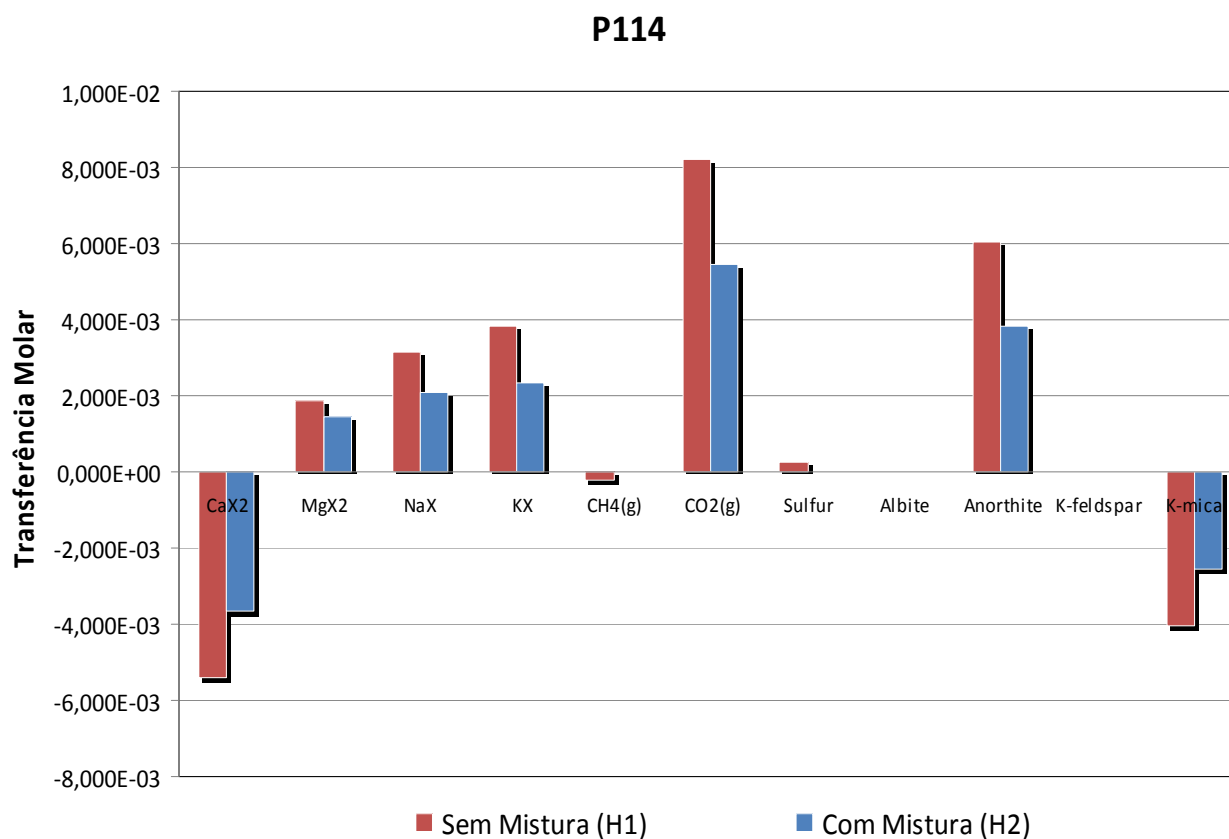


Figura 5.42 – Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P114.

Simulação para o poço P133

Os dados para as simulações com as hipóteses 1 e 2 estão apresentados na tabela 5.28a e 5.28b, respectivamente.

A mistura, que iguala o cloreto à concentração real no poço P133, é de 19,48% de água do cristalino e 80,52% de água de reservatório. É provável que existam fraturas que descarreguem água do aquífero fissural entre os poços P114 e P133. A participação do cristalino na composição da água passa de 15,32% para 19,48%. A simples dissolução de sais no caminho do fluxo pode justificar esse pequeno aumento na concentração dos sais, como é mostrado pelas transferências molares da simulação 1.

As transferências molares para as duas simulações estão apresentadas na tabela 5.28c. O gráfico da figura 5.43 mostra que a evolução na concentração dos sais é decorrente das dissoluções de CO₂, anortita e K-feldspato e precipitação de albita e K-mica. Não ocorrem liberações de gás metano e dissoluções de enxofre nas simulação. Ocorrem trocas dos íons Ca²⁺ e Na⁺ em grande quantidade nas duas simulações. Trocas de Mg²⁺ aparecem apenas nas simulações com mistura e em pequena quantidade de moles transferidos.

Tabela 5.28 – Simulação geoquímica inversa para o poço P133

(a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese.

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Inicial	6,98	20,20	9,72	18,97	8,08	34,48	4,74	115,83
P133	7,83	31,20	45,12	172,32	5,93	234,40	5,50	391,84

(b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese:

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Água Cristalino (%)
Inicial	7,15	51,63	43,05	84,13	11,17	234,40	16,46	146,41	19,48
P133	7,83	31,20	45,12	172,32	5,93	234,40	5,50	391,84	-

(c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2.

Fase	Fórmula	Transferência Molar 1ª Hipótese	Transferência Molar 2ª Hipótese
CaX ₂	CaX ₂	-4,266E-03	-3,654E-03
MgX ₂	MgX ₂	0,000E+00	3,364E-04
NaX	NaX	8,533E-03	6,636E-03
KX	KX	0,000E+00	0,000E+00
CH _{4(g)}	CH _{4(g)}	0,000E+00	0,000E+00
CO _{2(g)}	CO _{2(g)}	5,712E-03	4,092E-03
Sulfur	S	0,000E+00	0,000E+00
Albita	NaAlSi ₃ O ₈	-2,951E-03	-2,023E-03
Anortita	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	4,541E-03	3,265E-03
K-feldspato	KAlSi ₃ O ₈	2,951E-03	2,023E-03
K-mica	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	-3,028E-03	-2,177E-03

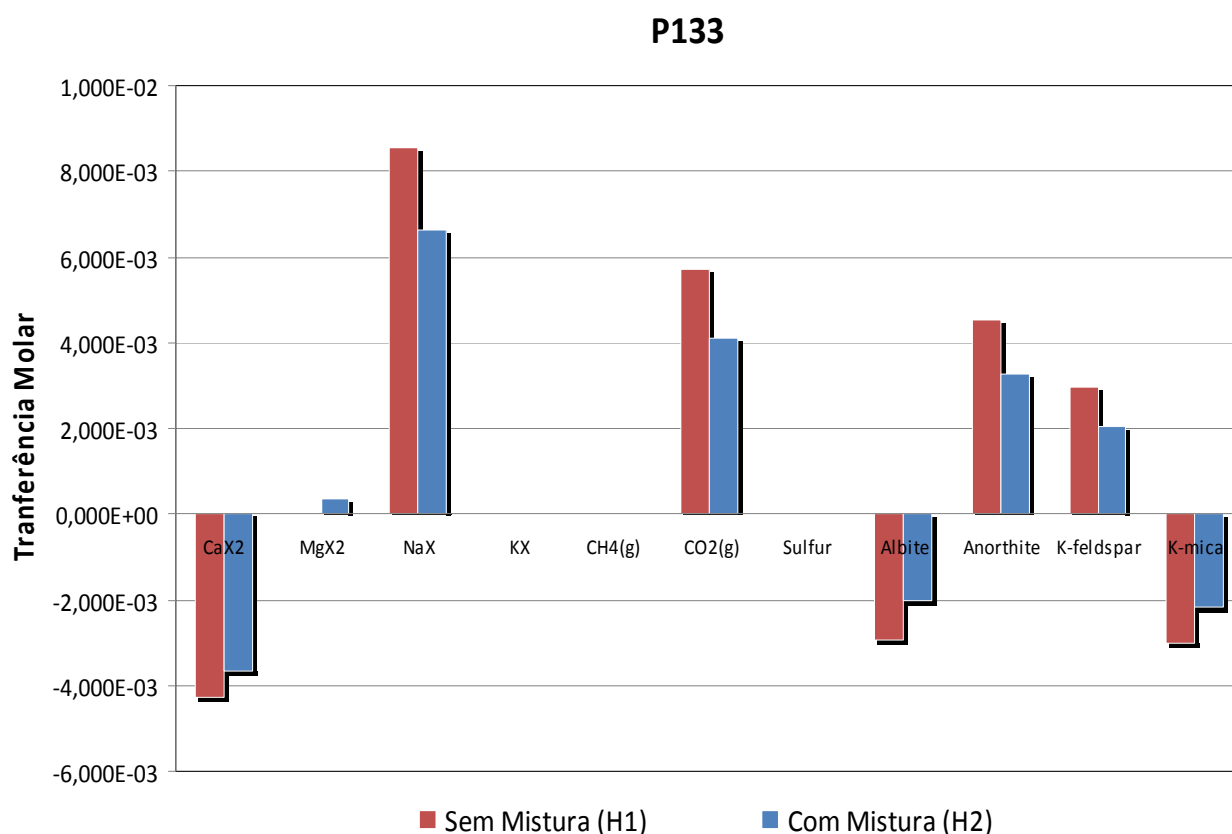


Figura 5.43 – Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P133.

Simulação para o poço P136

Os dados para as simulações com as hipóteses 1 e 2 estão apresentados na tabela 5.29a e 5.29b, respectivamente.

A mistura, que iguala o cloreto à concentração se real no poço P136, é de 27,99% de água do cristalino e 72,01% de água de reservatório. É provável que existam fraturas que descarreguem água do aquífero fissural entre os poços P133 e P136. A participação do cristalino na composição da água passa de 19,48% para 27,99%. As dissoluções de sais no caminho do fluxo pode justificar esse aumento na concentração dos sais, como é mostrado pelas transferências molares da simulação 1.

As transferências molares para as duas simulações estão apresentadas na tabela 5.29c. O gráfico da figura 5.44 mostra que a evolução na concentração dos sais é decorrente das dissoluções de CO₂, anortita e K-feldspato e precipitação de albita e K-mica. Ocorrem trocas dos íons Ca²⁺ e Na⁺ em grande quantidade nas duas simulações. Trocas de Mg²⁺ aparecem apenas nas simulações com mistura e em pequena quantidade de moles transferidos. As simulações para o poço P136 foram semelhantes ao poço 133, que está imediatamente a montante. As diferenças estão nas transferências molares mais elevadas e pela baixa liberação de metano nas simulações com mistura e pequenas formações de precipitado de enxofre nas simulações sem mistura.

Tabela 5.29 – Simulação geoquímica inversa para o poço P136

(a) Concentrações iônicas (mg/L) para a 1ª hipótese.

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Inicial	6,98	20,20	9,72	18,97	8,08	34,48	4,74	115,83
P136	6,94	35,20	66,72	166,97	6,10	321,78	15,85	373,36

(b) Concentrações iônicas (mg/L) para a 2ª hipótese:

Amostra	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Água Cristalino (%)
Inicial	7,22	65,36	57,61	112,61	12,52	321,78	21,58	159,79	27,99
P136	6,94	35,20	66,72	166,97	6,10	321,78	15,85	373,36	-

(c) Transferências molares para as hipóteses 1 e 2.

Fase	Fórmula	Transferência Molar 1ª Hipótese	Transferência Molar 2ª Hipótese
CaX ₂	CaX ₂	-4,170E-03	-3,441E-03
MgX ₂	MgX ₂	0,000E+00	8,393E-04
NaX	NaX	8,339E-03	5,204E-03
KX	KX	0,000E+00	0,000E+00
CH _{4(g)}	CH _{4(g)}	-8,599E-05	0,000E+00
CO _{2(g)}	CO _{2(g)}	7,186E-03	4,710E-03
Sulfur	S	1,147E-04	0,000E+00
Albita	NaAlSi ₃ O ₈	-2,979E-03	-1,641E-03
Anortita	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	4,545E-03	2,693E-03
K-feldspato	KAlSi ₃ O ₈	2,979E-03	1,641E-03
K-mica	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	-3,030E-03	-1,795E-03

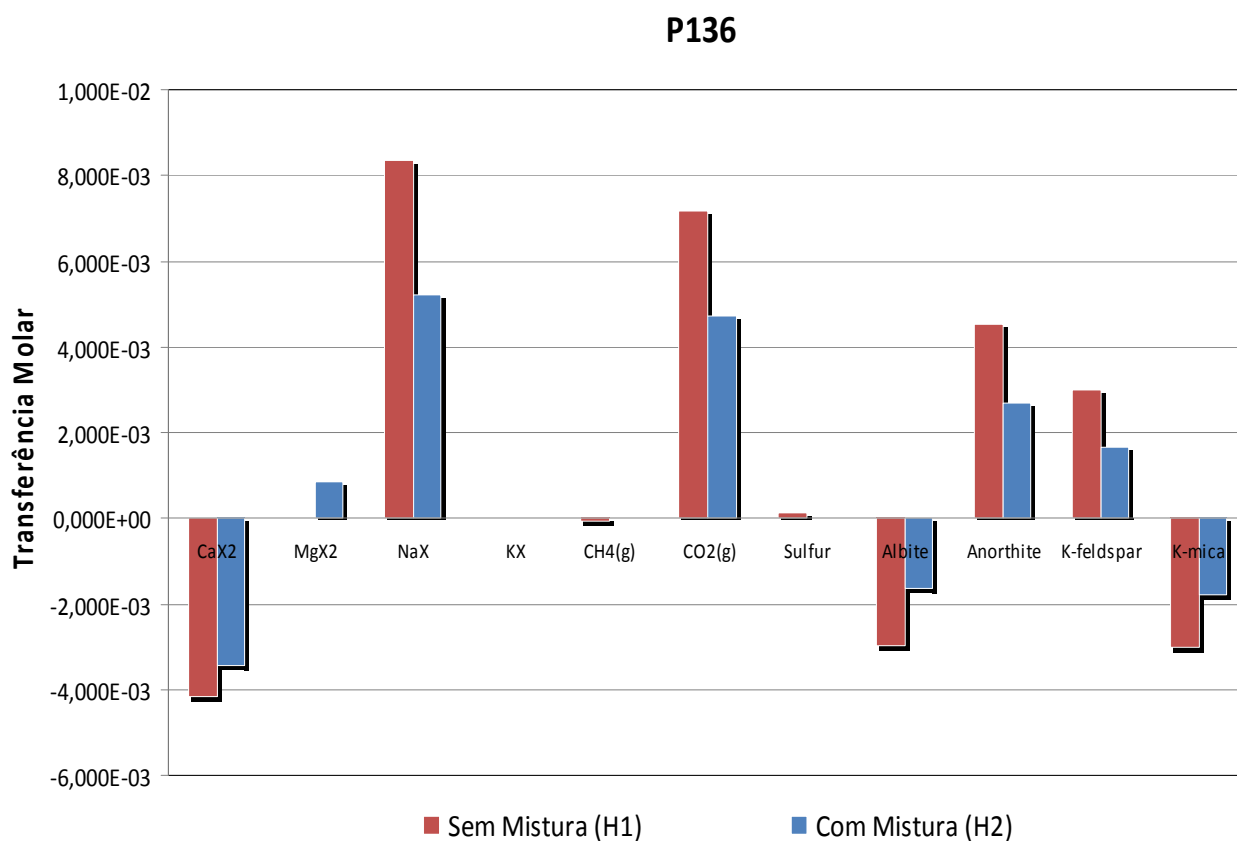


Figura 5.44 – Transferências molares para as hipóteses 1 e 2 no poço P136.

6. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Até aqui foram apresentados os procedimentos realizados nos dados de águas dos reservatórios, poços presentes no aquífero aluvial do Vale do Forquilha e do aquífero fissural. Os procedimentos podem ser resumidos em:

1) Representação da hidroquímica: classificação das águas quanto aos íons dominantes (utilizando os diagramas de Stiff e Piper), qualidade das águas para consumo humano, qualidade das águas para irrigação (diagramas de RAS) e estudo das razões iônicas das águas aluviais e fissurais;

2) Análise estatística multivariada: similaridade entre as águas dos poços e dos reservatórios, possibilidade de mistura entre águas dos reservatórios e águas do embasamento cristalino na composição final das águas do aquífero fissural e influência da evaporação no aquífero aluvial;

3) Modelagem geoquímica inversa: identificação de minerais passíveis de dissolução e precipitação ao longo de um caminho de fluxo definido na modelagem, e quantificação de uma contribuição de águas do embasamento cristalino na composição final das águas aluviais. A seguir, resumimos os principais resultados e conclusões.

Classificação, similaridade e qualidade das águas

Pelos diagramas de Piper e Stiff, verificou-se que as águas dos reservatórios e do rio são predominantemente bicarbonatadas cálcicas ou magnesianas, enquanto as águas do aquífero fissural são águas cloretadas cálcicas, magnesianas ou sódicas. As águas do aquífero aluvial apresentaram as três classificações.

Para o poço P27, verificou-se, através dos diagramas de Stiff, que sua composição química é semelhante à das águas dos reservatórios, e pela análise estatística de agrupamentos, concluiu-se que o poço tem dissimilaridade desprezível em relação às águas dos reservatórios, o que mostra grande infiltração de água de reservatório naquele ponto. Os outros poços apresentaram dissimilaridade pequena entre si, indicando que os processos que regem a salinização desses poços devem ser os mesmos.

Verificou-se, pela resolução 367/05 do CONAMA, que as águas do aquífero aluvial possuem características de águas salobras, com exceção do poço P27 que teve a

classificação de água “doce”. As águas do aquífero fissural tiveram 18 amostras classificadas como salobras e 5 amostras como salinas.

Nas águas do aquífero aluvial, o cloreto está acima do VMP para água potável em 8% dos dados estudados, classificando estas águas como impróprias para o consumo humano. Nas águas do aquífero fissural, o VMP foi ultrapassado nos sólidos totais dissolvidos em 87% das amostras, no teor de cloreto em 96% das amostras e no teor sódio em 52% das amostras. Somente os teores de sulfato dissolvidos estiveram dentro do VMP nas águas do aquífero fissural.

Na irrigação, as águas do aquífero fissural são de risco de salinização alto, muito alto e excepcionalmente alto. Isso se deve aos altos teores de sólidos totais dissolvidos, que são em média de 2138 $\mu\text{S}/\text{cm}$, com águas classificadas como salobras segundo resolução 367/05 do CONAMA. O risco de sódio, para a média das amostras, é médio. As águas nos reservatórios têm risco de salinização de médio para baixo, enquanto o risco de sódio é classificado como baixo. Já as águas do aquífero aluvial apresentaram característica intermediária entre as águas dos reservatórios e as águas encontradas no aquífero fissural.

Origem dos sais

Pelos gráficos de razões iônicas, identificou-se uma forte relação da água do aquífero aluvial com a litologia da região, ou seja, com os granitos, migmatitos e gnaisses. As relações indicam que é provável a existência de dissoluções significativas dos minerais das rochas, contribuindo, deste modo, para a evolução hidroquímica dessas águas. Os aerossóis marinhos não se mostraram como fontes de magnésio e de cloro. Outras fontes devem ser as responsáveis pelo incremento desses íons nas águas aluviais, como as águas cloretadas do cristalino. Em altas concentrações de sódio, é provável que exista troca iônica dele com íons de cálcio, provocando, assim, um aumento no risco de sódio, que é nocivo para o solo.

Os gráficos de razões iônicas para as águas do aquífero fissural também mostraram fortes correlações entre as águas e a litologia. No entanto, em algumas amostras, foi verificado que a razão iônica $r\text{Cl}^-/r\text{HCO}_3^-$ é semelhante às razões encontradas na água do mar. Verifica-se um forte indício que aerossóis marinhos sejam uma das principais fontes de cloreto nas águas dos aquíferos fissurais da região estudada.

Evaporação no aquífero aluvial

Com a análise estatística discriminante, verifica-se que a evaporação da água no aquífero aluvial mostra-se um fator relevante. Esse processo de concentração justifica a salinização no aquífero aluvial durante o período seco, quando não há recarga do aquífero.

As ações antrópicas, como o manejo das águas aluviais no uso para irrigação, as expõe à evaporação. A evaporação direta da água subterrânea através do solo também pode ser importante, visto o pequeno nível estático do aluvião.

O processo de salinização é essencialmente climático, estando relacionado às condições da superfície. Assim, as águas adquirem sua composição através de progressiva concentração por evaporação (CRUZ & MELO, 1968). Na profundidade de 3m, ocorre a evaporação direta, mas, por influência da capilaridade, a evaporação pode atingir até profundidades de 10 a 12 metros em calcário margoso; 18 a 20 metros em xisto alterado; 20 a 22 em aluviões (ROBAUX, 1953 apud CRUZ & MELO, 1968).

Contribuição do aquífero fissural na composição das águas do aquífero aluvial

Nas simulações de mistura realizadas com o aplicativo PHREEQC, entre águas do aquífero fissural e reservatórios, equilibrou-se o teor de cloreto e constatou-se que uma mistura de água com alto teor de sais dissolvidos oriunda de fissuras do cristalino e água do aquífero aluvial pode ocorrer, mas em volumes pequenos de água do cristalino.

As contribuições volumétricas de águas do cristalino encontradas nas simulações variaram entre 1,53% e 27,99%. Em alguns pontos é plausível a contribuição do cristalino, visto que, há um aumento na salinidade de poços muito próximos, passando de 736 $\mu\text{S}/\text{cm}$ para 1242 $\mu\text{S}/\text{cm}$ do poço P60 para o P68, por exemplo.

A contribuição média do cristalino (calculada a partir do P51, pois os poços a montante encontram-se ainda sob influência dos reservatórios) é de 15,8%. A condutividade elétrica média dos poços do cristalino é 4708 $\mu\text{S}/\text{cm}$; nos reservatórios que recarregam o aluvião é de 362 $\mu\text{S}/\text{cm}$; e no aluvião, a média dos poços a partir de P51 é de 1166 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Assim, os 15,8% volumétricos contribuídos pelo cristalino são responsáveis por aproximadamente 64% da salinidade.

No entanto, somente a contribuição de águas do aquífero fissural, como forma de justificar o aumento da salinidade nos poços aluviais, não é suficiente. Para atingir a composição final das águas no aquífero aluvial, são necessárias outras fontes de contribuição de sais; a dissolução de minerais pode ser uma forma.

Dissolução e precipitação de minerais nas águas subterrâneas

As dissoluções/precipitações de minerais e trocas gasosas e catiônicas como forma de explicar o aumento na salinidade das águas aluviais podem ocorrer. As simulações mostraram que, quando se considera uma mistura prévia da água do reservatório com água do aquífero fissural para compor a água do aquífero aluvial, as transferências molares são menores. São exigidas transferências molares maiores, quando as dissoluções/precipitações e trocas catiônicas e gasosas são as únicas fontes de aumento de sais.

Todas as simulações apresentaram trocas catiônicas de CaX_2 , MgX_2 , NaX e KX , além de precipitações de K-mica e albita e dissoluções de anortita e K-feldspato, evidenciando a ação intempérica das águas sobre as rochas.

Em todas as simulações, ocorre a dissolução de CO_2 ; o que explica os altos valores de bicarbonato nas águas aluviais, os quais dão a essas águas a classificação de águas bicarbonatadas.

Avaliação das metodologias aplicadas

As representações gráficas (Piper, Stiff, RAS) foram bastante úteis na etapa de classificação das águas e ajudaram a suspeitar previamente a existência de interações reservatório/aquífero aluvial/aquífero fissural. As razões iônicas foram importantes na detecção das origens dos sais no aquífero aluvial e no aquífero fissural. As análises estatísticas mostraram-se ferramentas poderosas na classificação das águas e na investigação dos fatores preponderantes da salinização do aquífero aluvial, como a concentração progressiva por evaporação. A modelagem geoquímica inversa, obtida com o *software* PHREEQC, mostrou-se uma importante ferramenta no estudo da dissolução e precipitação de sais das rochas nas áreas estudadas, sendo a ferramenta mais efetiva no estudo da evolução hidroquímica das águas subterrâneas.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BANKS, D. & FRENGSTAD, B. Evolution of groundwater chemical composition by plagioclase hydrolysis in Norwegian anorthosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, 6ª ed., p. 1337-1355, 2006.

BOCHANG, Y. & XUEJING, X. Fuzzy cluster analysis in geochemical exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 23, 3ª ed., p. 281-291, 1985.

BOTELLA, N. B.; YAGÜES, V. G.; BEVIA F. R. Influence of transport parameters and chemical properties of the sediment in experiments to measure reactive transport in seawater intrusion. *Journal of Hydrology*, v. 357, nº 1-2, p. 29-41, 2008.

BRITO, F. A. C. Variabilidade espacial e temporal da qualidade da água de poços no cristalino. 2005. 102 f. Dissertação (Mestrado em Física) – Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2005.

BROWN, J. G.; BASSETT, R. L.; GLYNN, P. D. Analysis and simulation of reactive transport of metal contaminants in ground water in Pinal Creek Basin, Arizona. *Journal of Hydrology*, v. 209, nº 1-4, p. 225-250, 1998.

BURTE, J. D. P. Os pequenos aquíferos aluviais nas áreas cristalinas semi-áridas: funcionamento e estratégias de gestão. Estudo de caso no Nordeste brasileiro. 2008. 287 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil: Recursos Hídricos) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2008.

CONAMA. Resolução Nº 357, de 17 de março de 2005. Dispõe sobre a classificação dos corpos de água e diretrizes ambientais para o seu enquadramento, bem como estabelece as condições e padrões de lançamento de efluentes, e dá outras providências.

COSTA, A. M. B.; MELO, J. G.; SILVA, F. M. Aspectos da salinidade das águas do aquífero cristalino do Estado do Rio Grande do Norte. *Águas Subterrâneas (São Paulo)*, v. 20, p. 67-82, 2006.

CPRM (Serviço Geológico do Brasil). 1998. Programa de Recenseamento de Fontes de Abastecimento de Água Subterrânea no Estado do Ceará: Diagnóstico do município de Quixeramobim.

CPRM (Serviço Geológico do Brasil). 2009 a. Sistema de Informação de águas subterrâneas – SIAGAS. Identificação de poços no Estado do Ceará.

CPRM (Serviço Geológico do Brasil). 2009 b. Sistema de Informação de águas subterrâneas – SIAGAS. Mapa geológico do município de Quixeramobim.

CRUZ, W. B. Alguns aspectos de circulação e salinização de águas subterrâneas em rochas cristalinas do Nordeste do Brasil. Recife, Série: Brasil. SUDENE. Hidrogeologia, 8, 1974.

CRUZ, W. B. & MELO, F. A. F. Estudo geoquímico preliminar das águas do Nordeste do Brasil. Recife, Série: Brasil. SUDENE. Hidrogeologia, 19, 1968.

DA SILVA, F. J. A.; ARAÚJO, A. L.; SOUZA, R. O. de. Águas subterrâneas no Ceará - poços instalados e salinidade. Revista Tecnologia – UNIFOR, v. 28, p. 136-159, 2007.

DEWANDEL, B.; LACHASSAGNE, P.; WYNS, R.; MARÉCHAL, J. C.; KRISHNAMUTHY, N. S. A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. Journal of Hydrology, 330, p. 260-284, 2006.

DUQUE, J. G. O Nordeste e as Lavouras Xerófilas. Fortaleza: Banco do Nordeste do Brasil, 2ª ed., 1973. 238p.

DUQUE, J. G. Solo e Água no Polígono das Secas. Brasília. CNPq. Natal. Fundação Guimarães Duque, 6ª ed., 2001. 272p.

FELDHAUSEN, P. H. & ALI, S. A. Sedimentary facies of barataria bay, Louisiana determined by multivariate statistical techniques. Sedimentary Geology, v. 14, 4ª ed., p. 259-274, 1975.

FERNANDES, M. A. B. Análise estatística R-modal e modelo geoquímico inverso no estudo da qualidade da água subterrânea na região metropolitana de Fortaleza-CE. 2007. 115 f. Tese (Doutorado em Física) – Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2007.

FERREIRA, D. F. Análise Multivariada. Lavras, MG, 1996. 394p.

FUNCEME. Boletim Pluviométrico. Precipitação para o município de Quixeramobim entre 2003 e 2007. Fortaleza: FUNCEME, 2009.

FUNCEME. Programa Qualigraf. Disponível em: <http://www.funceme.br/DEHID/index.htm>.

GAUCH, H. G. Multivariate analysis in community ecology. Cambridge: Cambridge University Press, 1982. 298p.

GERVÁSIO, E. S.; CARVALHO, J. A.; SANTANA, M. J. Efeito da salinidade da água de irrigação na produção da alface americana. Revista brasileira de engenharia agrícola e ambiental, Campina Grande, v. 4, n. 1, p. 125-128, 2000.

GRASSI, S. & NETTI, R. Sea water intrusion and mercury pollution of some coastal aquifers in the province of Grosseto (Southern Tuscany - Italy). Journal of Hydrology, v. 237, n° 3-4, p. 198-211, 2000.

GUO, H. & WANG, Y. Hydrogeochemical processes in shallow quaternary aquifers from the northern part of the Datong Basin, China. Applied Geochemistry, v. 19, 1ª ed., p. 19-27, 2004.

HÄRDLER, W. & SIMAR, L. Applied multivariate statistical analysis. 2ª ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2007. 458p.

HAIR, J. F.; ANDERSON, R.E.; TATHAM, R. L.; BLACK, W. C. Análise Multivariada de Dados, 5ª ed. Porto Alegre: Bookman, 2005. 593p.

HEM, J. D. Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. 3ª ed. U.S Geological Survey Water-Supply Paper 2254, 1991. 263p.

IPECE. Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará, 2008. Perfil básico municipal: Quixeramobim. Fortaleza, CE. 2008.

IPECE. Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará, 2009. Mapas interativos: tipos climáticos e unidades fitoecológicas.

JI, H.; ZENG, D.; SHI, Y.; WU, Y.; WU, X. Semi-hierarchical correspondence cluster analysis and regional geochemical pattern recognition. Journal of Geochemical Exploration, v. 93, 2ª ed., p. 109-119, 2007.

KURODA, P. K. & SANDELL, E. B. Chlorine in igneous rocks: some aspects of the geochemistry of chlorine. Geological Society of America Bulletin, p. 879-896, 1953.

LANDIM, P. M. B. Análise estatística de dados geológicos multivariados. São Paulo: Fundação Editora da UNESP, 2002. 120p.

LARAQUE, A. Estudo e previsão da qualidade da água de açudes do Nordeste semi-árido brasileiro. Recife: SUDENE, Grupo de Trabalho de Hidrometeorologia, 1989. 95p.

LEAL A. S. Considerações sobre circulação de águas em rochas cristalinas e salinização em regiões áridas - Área-piloto de Juazeiro-Curaçá, BA. Recife: SUDENE, 1969. 28p. Série Hidrogeologia 24.

LEPRUN, J. C. Avaliação dos recursos hídricos das pequenas bacias do Nordeste semi-árido: características físico-climáticas (primeira síntese dos resultados obtidos). Recife: SUDENE, 1983. 69p.

LIMA, C. H. Dinâmica de salinização das águas subterrâneas na região dos Inhamuns. 1996. 83 f. Dissertação (Mestrado em Física) – Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 1996.

LOPES, F. M. O.; VASCONCELOS, S. M. S.; GOMES, D. F. Avaliação da qualidade da água subterrânea no município de Ocara - Ceará. Revista de Geologia (Fortaleza), v. 21, p. 35-48, 2008.

MACHADO, F. B.; MOREIRA, C. A.; ZANARDO, A.; ANDRE, A. C.; GODOY, A. M.; FERREIRA, J. A.; GALEMBECK, T.; NARDY, A. J. R.; ARTUR, A.C.; OLIVEIRA, M. A. F. De. Enciclopédia Multimídia de Minerais. [on-line]. ISBN: 85-89082-11-3 Disponível na Internet via WWW. URL: <http://www.rc.unesp.br/museudpm>. Arquivo capturado em 05, de agosto, de 2009.

MACHADO, C. J. F.; SANTIAGO, M. M. F.; FRISCHKORN, H.; MENDONÇA, L. A. R.; MENDES FILHO, J. Hidrogeoquímica como indicador de interconexão entre aquíferos na Chapada do Araripe utilizando o aplicativo PHREEQC. Águas Subterrâneas, v. 18, p. 79-87, 2004.

MAHLKNECHT J.; GARFIAS-SOLIS, J.; ARAVENA, R.; TESCH, R. Geochemical and isotopic investigations on groundwater residence time and flow in the Independence Basin, México. Journal of Hydrology, v. 324, nº 1-4, p. 283-300, 2006.

MELO JUNIOR, G.; COSTA, C. E. F. S.; CABRAL NETO, I. Avaliação hidroquímica e da qualidade das águas de um trecho do Rio Açu, Rio Grande do Norte. Revista de Geologia (UFC), Fortaleza -CE, v. 16, n. 2, p. 27-36, 2003.

MIN (MINISTÉRIO DA INTEGRAÇÃO NACIONAL). Relatório final grupo de trabalho interministerial para redelimitação do semi-árido nordestino e do polígono das secas. Brasília, Janeiro de 2005.

MINGOTI, S. A. Análise de dados através de métodos de estatística multivariada: uma abordagem aplicada. Belo Horizonte: Ed. UFMG, 2005. 295p.

MONTENEGRO, S. M. G. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; MACKAY, R.; OLIVEIRA, A. S. C. Dinâmica hidro-salina em aquífero aluvial utilizado para agricultura irrigada familiar em região semi-árida. Revista brasileira de recursos hídricos, v. 8, nº 2, p. 85-92, 2003.

MOURA, I. B. M. Aspectos hidrogeológicos do aluvião do Rio Banabuiú no trecho entre Morada Nova e Limoeiro do Norte – CE. 2008. 154 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, 2008.

MS (MINISTÉRIO DA SAÚDE). Portaria Nº 518, de 25 de Março de 2004. Estabelece os procedimentos e responsabilidades relativos ao controle e vigilância da qualidade da água para consumo humano e seu padrão de potabilidade, e dá outras providências.

NANNI, M. R.; DEMATTÊ, J. A. M.; FIORIO, P. R. Resposta espectral na análise discriminante dos solos. In: XII Simpósio brasileiro de sensoriamento remoto, 2005, Goiânia. Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR). São José dos Campos: INPE, v. 12. p. 407-414, 2005.

NOBRE, P. Projeto áridas – Uma estratégia de desenvolvimento sustentável para o Nordeste: Clima e mudanças climáticas no Nordeste. Setembro, 1994. 60p.

PARKHURST, D. L. & APPELO, C.A.J., 2005. User's Guide to PHREEQC (Version 2) – A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. Colorado: Geological Survey, Water-Resources Investigations, Report 99-4259, p.312, 1999.

PEREIRA, L.; SANTIAGO, M. M. F., SANTIAGO, M. F.; FRISCHKORN, H.; ARAÚJO, J. C. de; LIMA, J. O. G. de. A salinidade das Águas Superficiais e Subterrâneas na Bacia da Gameleira, Município de Aiuaba/CE. *Águas Subterrâneas* (São Paulo), v. 20, p. 9-18, 2006.

PEREIRA SANTOS, C. G.; MATO, L. F.; CLENNELL, B. Análise discriminante aplicada à caracterização do reservatório do Campo de Namorado. In: 2º Congresso Brasileiro de Pesquisa & Desenvolvimento em PETRÓLEO & GÁS, 2003, Rio de Janeiro, 2003.

PETALAS, C. & LAMBRAKIS, N. Simulation of intense salinization phenomena in coastal aquifers: the case of the coastal aquifers of Thrace. *Journal of Hydrology*, v. 324, no1-4, p. 51-64, 2006.

PINHEIRO, J. C. V. & FABRE, N. A. Projeto pingo d'água em Quixeramobim-CE: um exemplo de desenvolvimento local. In: Anais do XLII Congresso da Sociedade Brasileira de Economia e Sociologia Rural. Cuiabá-MT, 2004.

RASPA, G.; MOSCATELLI, M.; STIGLIANO, F.; PATERA, A.; MARCONI, F; FOLLE, D.; VALLONE, R.; MANCINI, M.; CAVINATO, G.P.; MILLI, S.; COSTA, J. F. L. Geotechnical characterization of the upper Pleistocene-Holocene alluvial deposits of Roma (Italy) by means of multivariate geostatistics: Cross-validation results. *Engineering Geology*, v. 101, p. 251-268, 2008.

RENCHER, A. C. *Methods of multivariate analysis*. New York: John Wiley & Sons, 2002. 738p.

RICHTER, B. C. & KREITLER, C. W. *Geochemical Techniques for Identifying Sources of Ground-Water Salinization*. CRC Press, 1993. 258p

SANTANA, M. J. de; MIGUEL, D. S.; CARVALHO, J. A.; SILVA, E. L.; FAQUIM, V. Efeito da salinidade da água de irrigação em um solo cultivado com o pimentão (*Capsicum annum* L.). In: XXXIII Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola, 2004, São Pedro - SP.

SANTIAGO, M. M. F. Mecanismos de salinização em regiões semi-áridas. Estudo dos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré no Ceará. 1984. 176 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

SANTIAGO, M. M. F.; TEIXEIRA, Z. A.; FRISCHKORN, H.; MENDES FILHO, JOSUÉ. As águas subterrâneas no cristalino de semi-árido no Ceará - Brasil: o município de Tauá. In: VI ALHSUD E XXXI IAH, Mar del Plata, 2002.

SANTOS, J. O.; OLIVEIRA, A. P. A.; MUNITA, C. S. Aplicação da análise discriminante e redes neurais artificiais para a classificação de cerâmicas arqueológicas com base na composição química. III Congresso de Pesquisa e Inovação da Rede Norte Nordeste de Educação Tecnológica Fortaleza, CE. 2008.

SHARIF, M. U.; DAVIS, R. K.; STEELE, K. F.; KIM, B.; KRESSE, T. M.; FAZIO J. A. Inverse geochemical modeling of groundwater evolution with emphasis on arsenic in the Mississippi River Valley alluvial aquifer, Arkansas (USA). *Journal of Hydrology*, v. 350, n° 1-2, p. 41-55, 2008.

SILVA JÚNIOR, G. C.; CRUZ, A.; ALMEIDA, G. M. de. Modelagem hidrogeoquímica do aquífero freático da restinga de Piratininga, Niterói-RJ. Anais do XIV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. São Paulo, v. 1. p. 141-160, 2006.

SILVA JÚNIOR, L. G. A.; GHEYI, H. R.; MEDEIROS, J. F. de. Composição química de águas do cristalino do Nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, Campina Grande, PB, v. 3, n. 1, p. 11-17, 1999.

SILVEIRA, S. S. Análise da componente principal como ferramenta para estimar os parâmetros meteorológicos de maior influência para o processo de evapotranspiração no Estado do Ceará. 2000. 60 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2000.

SOHIDRA. Superintendência de Obras Hidráulicas, 2009. Dados de poços no aquífero fissural dos municípios de Quixeramobim, Quixadá e Senador Pompeu.

SOUZA FILHO, O. A.; VERÍSSIMO, L. S.; SILVA, C. M. S. V.; SANTIAGO, M. M. F. Medidas hidroquímicas nas águas subterrâneas da região de Irauçuba, norte do Ceará. In: 13º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Cuiabá, 2004.

SUASSUNA, J. O processo de salinização das águas superficiais e subterrâneas no semi-árido do Nordeste. In: Workshop Impactos Ambientais Associados a Utilização de Água

Dessalinizada no Semi-Árido., 1996, Fortaleza. Impactos Ambientais Associados a Utilização de Água Dessalinizada no Semi-Árido. Brasília: MMA, p. 02-22, 1996.

SUASSUNA, J. & AUDRY, P. A Salinidade das Águas Disponíveis para a Pequena Irrigação no Sertão Nordeste. Recife: CNPq, v. 1. 1ª ed. 128 p. 1995.

TRIPATHI, V. S. Factor analysis in geochemical exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 11, 3ª ed., p. 263-275, 1979.

ULIANA M. M. & SHARP JR. J. M. Tracing regional flow paths to major springs in Trans-Pecos Texas using geochemical data and geochemical models. *Chemical Geology*, v. 179, nº 1, p. 53-72, 2001.

VAN BREUKELEN, B. M.; GRIFFIOEN, J.; RÖLING, W. F. M.; VAN VERSEVELD, H. W. Reactive transport modelling of biogeochemical processes and carbon isotope geochemistry inside a landfill leachate plume. *Journal of Contaminant Hydrology*, v. 70, nº 3-4, p. 249-269, 2004.

VELASQUEZ, L. N. M.; OLIVEIRA, F. R.; MOURÃO, M. A. A.; DUARTE, U.; CASTRO, R. E. L.; DINIZ, A. M. A.; ELMIRO, M. A. T.; PEREIRA, P. B.; DINIZ, H. N. Hidroquímica das águas subterrâneas do Médio Vale Jequitinhonha, Minas Gerais, Brasil. *Revista Latino Americana de Hidrogeologia*, Curitiba, v. 3, p. 49-58, 2003.