

INFLUÊNCIA DOS FATORES GEOLÓGICOS E HIDROGEOLÓGICOS NA ESTABILIDADE QUÍMICA DAS ÁGUAS FREÁTICAS NO SUL DO ESTADO DO TOCANTINS

Julio Henrichs de Azevedo¹, José Elói Guimarães Campos² & Geraldo Resende Boaventura³

(1) Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis, Brasília, DF. Endereço eletrônico: julio.henrichs@gmail.com

(2) Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF. Endereço eletrônico: eloi@unb.br

(3) Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF. Endereço eletrônico: grbunb@unb.br

Introdução
Síntese sobre o meio físico
Aquisição de dados e resultados
Discussões
Agradecimentos
Referências

RESUMO - Algumas águas freáticas da região compreendida pelos municípios de São Salvador do Tocantins e Paranã, sul do estado do Tocantins, foram investigadas sob o ponto de vista hidroquímico, visando a uma melhor compreensão da relação existente entre os padrões físico-químicos e os condicionantes geológicos e hidrogeológicos. Os sítios amostrais compreendem 30 poços, integrantes do sistema de abastecimento de alguns dos lotes rurais, cujas águas apresentaram certa dureza química. A amostragem foi realizada em duas campanhas, as quais representaram, respectivamente, o período chuvoso e seco. Foi possível classificar as águas em bicarbonatadas cálcicas ou mistas e, ainda, estabelecer os equilíbrios químicos predominantes no sistema aquífero, particularmente no que se refere aos processos de solubilização e precipitação do carbonato de cálcio, em função das variações de pH. Por meio da avaliação petrográfica e das condições de fluxo dominantes, foi identificada a favorabilidade geoquímica para que as águas freáticas da região apresentem valores elevados de condutividade elétrica, independentemente da época do ano.

Palavras chaves: hidroquímica; hidrogeologia; equilíbrio químico; precipitação; dissolução.

ABSTRACT: AZEVEDO, J. H., CAMPOS, J.E.G, BOAVENTURA, G.R. - *Hydrologic and geologic factors influencing shallow groundwater chemical stability in the South Tocantins State (Brazil)*. Some shallow groundwater from São Salvador do Tocantins and Paranã towns, south of Tocantins state were investigated, seeking the better understanding of the relationship between the physical-chemical composition and the geological and hydrogeological conditions. The sampling sites are composed of 30 shallow wells in rural settlements which waters show chemical hardness. Sampling was conducted in two campaigns representing the rainy and dry season. With the results, it was possible to classify the waters and establish the chemical equilibrium prevailing in the aquifer system, particularly with regard to the solubilization and precipitation processes of calcium carbonate due to changes in pH. Through the evaluation of petrographic and flow conditions it was possible to identify the relationship between the geochemical favorability and high values of electrical conductivity independently of the dry or rainy season.

Keywords: hydrochemistry; hydrogeology; chemical equilibrium; precipitation; dissolution.

INTRODUÇÃO

A região Sul do Tocantins, a exemplo do que ocorre com as demais regiões que integram a bacia hidrográfica do rio Tocantins, apresenta excelente potencial hídrico superficial, fato esse comprovado pelos aproveitamentos hidrelétricos de grande porte que lá foram instalados.

O abastecimento doméstico nessa região se dá, predominantemente, pelo aproveitamento de águas subterrâneas, sejam elas provenientes de poços tubulares profundos, ou freáticos.

A opção por essa forma de abastecimento é motivada pela disponibilidade das águas subterrâneas e, ainda, pelo fato de

que a viabilidade econômica dos sistemas convencionais de abastecimento acaba sendo prejudicada nos casos em que há menor demanda *per capita*.

O aproveitamento de águas de aquíferos profundos ou rasos, em geral, também é influenciado por variáveis econômicas, de forma que populações de mais baixa renda e desprovidas de sistema oficial de abastecimento ficam restritas à opção de menor custo, ou seja, representada pela captação de águas freáticas, através de poços escavados (cisternas ou cacimbas).

Diferentemente do que ocorre com a disponibilidade quantitativa, a qualidade físico-química de algumas águas subterrâneas tem se constituído em desafios na estruturação de sistemas de abastecimento.

Um exemplo disso é a problemática de abastecimento vivenciada em reassentamentos nos municípios de São Salvador do Tocantins/TO e Paranã/TO. Esses reassentamentos foram decorrentes da necessidade de realocação de pessoas atingidas pela implantação da Usina Hidrelétrica de Peixe Angical.

Originalmente dotados de sistemas de abastecimento baseados em poços rasos, alguns dos lotes que integram os reassentamentos Piabanha I e II, Buriti-Piabanha e Jataí apresentam águas freáticas caracterizadas por dureza química, com consequente rejeição por alguns usuários.

Numa tentativa de minimizar esses problemas, foram implantadas unidades de recarga artificial, por meio de mecanismos de otimização dos processos de infiltração das

águas de chuva, que visavam à diminuição dos Sólidos Dissolvidos Totais – TDS (*Total Dissolved Solids* – SMEWW – APHA, 1998) das águas freáticas. No entanto, os resultados preliminares pouco favoráveis impulsionaram uma nova tentativa para melhorar a qualidade da água de abastecimento, sendo caracterizada pelo emprego de poços tubulares profundos.

Nesse sentido, ao se considerar a necessidade de delineamento de um sistema de gestão integrada de recursos hídricos, a área objeto de estudo (Figura 1) é excepcionalmente interessante no tocante aos equilíbrios químicos que ocorrem entre as águas e os sistemas aquíferos.

Segundo Silva *et al.* (1998), os usos cada vez mais competitivos da água exigem a definição de um perfil de qualidade em concordância com o fim a que se destina. Os aspectos qualitativos das águas subterrâneas tendem a receber maior atenção em regiões economicamente abastadas ou onde estas constituam a principal, senão a única, fonte de abastecimento.

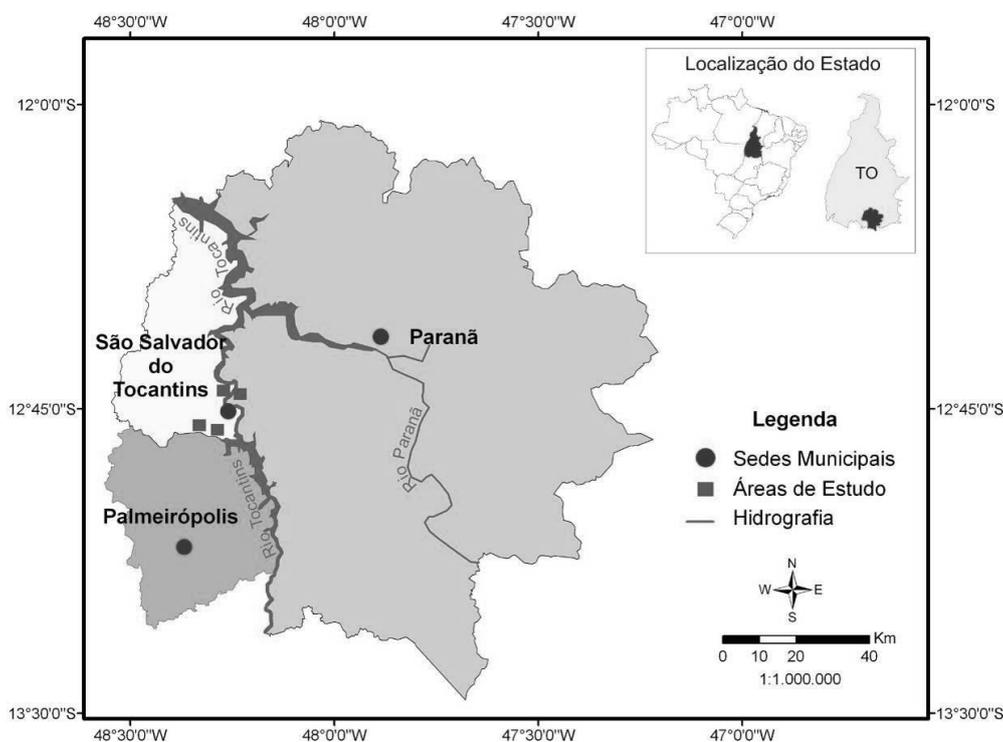


Figura 1. Localização das áreas de estudo.

A mineralização das águas subterrâneas é caracterizada por Feitosa *et al.* (2008) como produto das interações entre fatores endógenos (sistemas de fluxo, tipo litológico, tipo de

estruturas, processos geoquímicos e microbiológicos em subsuperfície) e exógenos (aspectos climáticos e geofisiográficos) e constitui-se em um extenso campo de pesquisa,

principalmente quando consideradas as condições de intemperismo típicas de regiões tropicais.

Premissa similar é apresentada por Gastmans *et al.* (2005). Esses autores avaliam que a composição final das águas subterrâneas é produto da associação entre a mineralogia das rochas que as contêm e dos fatores climáticos.

Portanto, é com base nesse contexto e, ainda, considerando a importância do conhecimento da matriz iônica da água para o planejamento e à sustentabilidade dos diversos usos dos recursos hídricos (Silva *et al.*, 1998), que se insere o presente trabalho, visando uma melhor compreensão do comportamento geoquímico das águas subterrâneas na região.

SÍNTESE SOBRE O MEIO FÍSICO

Predomina nas áreas de estudo o clima tropical úmido, com período seco, de maio a setembro, e chuvoso, de outubro a abril. A precipitação anual varia de 1200 a 1500 mm.

A Normal Climatológica para a região indica temperatura média anual de 27°C, média mínima de 21°C e média máxima de 33°C.

A evapotranspiração tende a ser mais elevada no período seco, ultrapassando os 120 mm/mês, condição essa que contribui para o agravamento do déficit hídrico nesses meses (Figura 2).

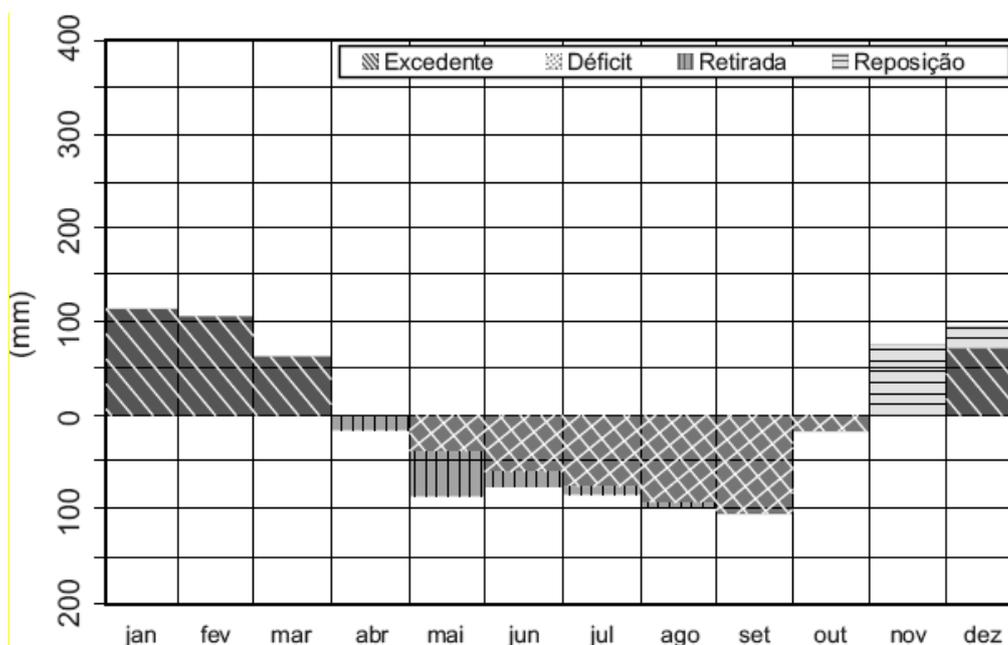


Figura 2. Balanço hídrico na estação de Paranã/TO (INMET, 2011).

Quanto ao contexto geológico, as áreas estão inseridas na porção externa da faixa de dobramentos Brasília, a qual evoluiu durante o Neoproterozóico, sendo assentada sobre embasamento granítico-gnáissico, Arqueano/Paleoproterozóico. Os litotipos presentes na região incluem rochas dos grupos Araí e Serra da Mesa, além da Sequência Meta Vulcanossedimentar de Palmeirópolis.

De acordo com Campos *et al.* (2005), o substrato das áreas de investigação é representado por filitos, quartzitos, metabasaltos, calcifilitos, xistos e mármore estratificados ou na forma de lentes, com

frequentes intercalações de lentes de mármore com espessuras variáveis de 20 a 80 cm.

Campos *et al.* (2005) também descreveram as seguintes particularidades geológicas: ocorrências de intercalações de quartzito cinza, calcítico, com sulfetos disseminados; presença de quartzito sacaroidal castanho-amarelado, com granulação média e friável; biotita-quartzo-muscovita xisto calcífero, com textura granoblástica com sulfeto disseminado e intercalações de veio de quartzo; quartzito de textura granoblástica e cor branca com níveis de xistos associados; mica xisto calcífero com veios de quartzo e carbonato;

filito de cor cinza escuro com *boudins* de quartzo e níveis de quartzitos intercalados; gnaiss de composição gabróica, de cor cinza escuro, textura granoblástica média, com níveis calcíticos e veios de quartzo e sulfetos disseminados; mármore impuro de cor cinza escuro, granulação fina, com intercalações de biotita-hornblenda gnaiss; quartzito impuro com intercalações de níveis de xisto e metacalcário margoso; metarcóseo de cor cinza friável; metagranito cinza claro de textura granoblástica média; ocorrência de pacote espesso e homogêneo de quartzo xisto de cor cinza e textura lepidoblástica; biotita gnaiss

cinza claro, com textura granolepidoblástica média, com níveis xistosos devido ao incremento da proporção de biotita; leuco gnaiss com muscovita, e agregados máficos, com estiramento de minerais e bandamento composicional proeminente; biotita gnaiss com granada, granulação média e cor cinza claro: associados a água de boa qualidade química natural; e anfibolito fino (metabasalto), com cor de alteração amarelada e presença de sulfeto disseminado.

A Figura 3 reproduz um exemplo de perfil litoestratigráfico da região, conforme dados de perfuração de poços profundos.



Figura 3. Exemplo de perfil litoestratigráfico da região, mostrando a diversidade de tipos petrográficos observados na região em estudo.

Os solos são, na maioria, derivados de processos de alteração *in situ*, onde o solo residual é tipicamente constituído por mantos de alteração saprolíticos. Quanto às classes, são representados, predominantemente, por Latossolo Vermelho-amarelo distrófico, Cambissolo Háptico distrófico e Neossolo Litólico (Campos & Fiori, 2009). Ainda ocorrem em pequenas áreas Plintossolo Pétrico concrecionário, Nitossolo Vermelho eutrófico, Neossolo Flúvico, encontrados em depósitos aluvionares nas proximidades do rio Tocantins, e Neossolo Quartzarênico, em áreas restritas sobre rochas psamíticas.

Os Cambissolos representam a classe dominante, ocorrendo em terreno suave ondulado. Os Latossolos apresentam-se na forma de pequenas manchas nas áreas mais aplainadas. Já os Neossolos Litólicos, desenvolvidos basicamente pelo intemperismo

de granitos e gnaisses, ocorrem nas porções mais elevadas do terreno.

A compartimentação geomorfológica e as particularidades geológicas caracterizam padrões de relevo específicos para as áreas de estudo, os quais podem ser agrupados por três conjuntos de unidades. O primeiro conjunto compreende padrões de relevo da Serra Dourada, localizada na porção oeste da Planície leste do rio Tocantins, onde é visível o contraste de declividade, que se acentua de leste para oeste. Os relevos desse conjunto de unidade variam de suave a forte ondulado. Um segundo conjunto de unidade é representado por cristas alinhadas e serras do Grupo Araí, cujo relevo ondulado apresenta suavização em direção ao rio Tocantins. O terceiro conjunto, ao contrário dos demais, é caracterizado apenas por um compartimento geomorfológico, representado por padrão de relevo que varia de

plano a suave ondulado, muito pouco dissecado.

A hidrogeologia local é caracterizada, num contexto geral, por dois tipos de sistema aquíferos. O sistema freático, de domínio intergranular e de ocorrência nos solos residuais (saprolitos), e o sistema cristalino, associado às rochas do embasamento (granito e gnaisses),

xistos do grupo Serra da Mesa e a filitos do Grupo Araí.

Detalhamentos realizados por Campos *et al.* (2005) diagnosticaram quatro sistemas aquíferos na região, os quais foram distinguidos em função do tipo de domínio e das variações de parâmetros hidrodinâmicos como transmissividade, condutividade hidráulica e capacidade específica (Figura 4).

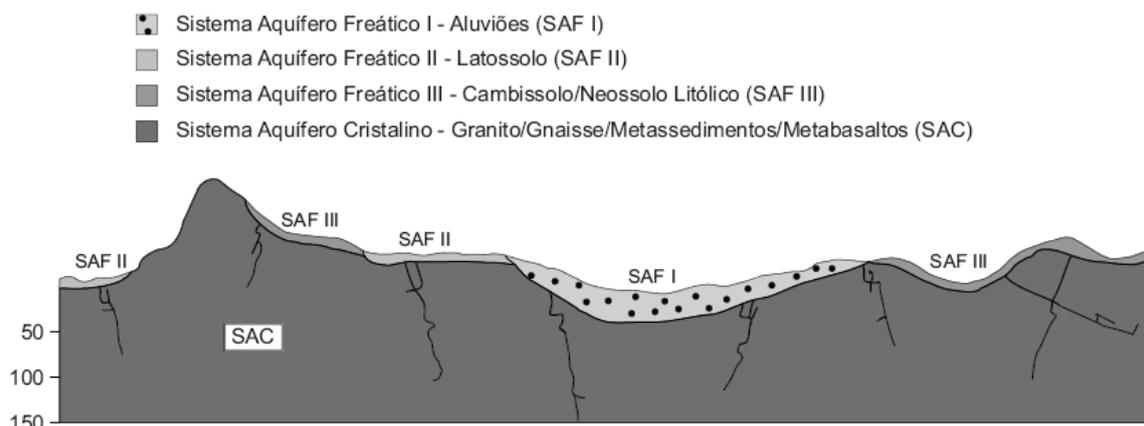


Figura 4. Sistemas aquíferos da área de estudo (Campos *et al.*, 2005).

O Sistema Freático I relaciona-se ao atual vale fluvial e ao paleo canal aluvial do Rio Tocantins. Litologicamente, esse sistema inclui os aluviões ou, alternativamente, os Neossolos Flúvicos (principalmente suas porções de granulometria mais grossa). Segundo o estudo, a condutividade hidráulica varia de alta a muito alta, com média em torno de 10^{-4} m/s. A transmissividade deverá variar de forma extrema, sendo os valores mais elevados esperados nas áreas de ocorrência dos aluviões mais grossos e mais espessos, enquanto que os menores valores são encontrados nas áreas de aluviões lamosos e mais delgados ligados ao canal fluvial atual.

A recarga desse sistema se dá pela infiltração de águas de chuva ou pela água dos rios. Já a descarga tende a se processar por meio de nascentes difusas, contribuintes do rio Tocantins ou de seus tributários.

O Sistema Aquífero Freático II ocorre em áreas de Latossolos Vermelho-amarelos de textura arenosa ou em áreas mais restritas, com Neossolos Quartzarênicos. Representa um sistema intergranular típico, onde estão localizadas as mais importantes áreas de recarga regionais dos aquíferos. Sob o ponto de vista topográfico, ocorrem em áreas planas, onde predominam declividades inferiores a 5%.

A condutividade hidráulica nesse sistema é da ordem de 10^{-6} m/s, podendo alcançar valores ainda maiores.

O Sistema Aquífero Freático III é composto por Cambissolos Háplicos e Neossolos Litólicos. Em ambas as classes, são comuns a existência de fragmentos de rochas e fragmentos de quartzo. Compõem aquíferos intergranulares, descontínuos, livres e muito restritos lateralmente, cujo potencial hidrogeológico é limitado ao abastecimento de residências isoladas ou pequenas comunidades.

As condutividades hidráulicas variam de 10^{-8} m/s a 10^{-7} m/s. A camada de cascalhos, comumente observada na porção superior, funciona como uma esponja de captação das águas de precipitação de chuvas. Contudo, quando essas águas alcançam a interface entre horizonte A e B incipiente ou C, há forte interceptação, tendo como consequência interfluxo ou mesmo descarga para drenagens intermitentes, quando assim o relevo permitir.

Por meio de avaliações realizadas durante a etapa da pesquisa, foram diagnosticadas algumas manchas de solos podzolizados (argissolos/nitossolos) no Sistema Freático III. Nessas condições, a porosidade e a distribuição lateral do aquífero são sensivelmente aumentadas.

A profundidade das zonas saturadas é diretamente dependente das condições de relevo, sendo que nos sítios de amostragens existe variação desde pouco mais de 3 metros, nas áreas mais baixas e próximas a cursos hídricos, até mais de 20 metros, em áreas com maiores cotas.

As variações nas condições hidráulicas desse sistema aquífero, particularmente no que diz respeito à condutividade hidráulica, assim como as variações no solo residual, caracterizam esse sistema como heterogêneo e anisotrópico.

O Sistema Aquífero Cristalino inclui unidades psamíticas e pelíticas dos grupos Araí e Serra da Mesa, seqüência de Palemirópolis e as rochas do embasamento granitognáissico. É classificado como um aquífero fraturado, anisotrópico, livre, com moderada importância hidrogeológica local e com vazões variando de 1 a 20 m³/h. Em razão da área de distribuição deste subsistema, ou seja, ocorrendo em praticamente toda a extensão da região, esse sistema apresenta razoável potencial para abastecimento de pequenos aglomerados e de propriedades rurais.

AQUISIÇÃO DE DADOS E RESULTADOS

A aquisição de dados compreendeu amostragens realizadas em trinta poços freáticos, constituintes da estrutura de abastecimento de alguns dos lotes rurais provenientes dos reassentamentos, sendo a maior parte deles caracterizados por águas com elevados valores de condutividade elétrica.

A caracterização das águas desses poços foi direcionada aos aspectos físico-químicos, tendo em vista a essência do trabalho de pesquisa, ou seja, correlação entre a matriz iônica das águas e os padrões petrográficos e pedológicos.

A escolha dos parâmetros hidroquímicos foi baseada no conhecimento prévio da geologia da região, das formas de uso e ocupação e, ainda, na premissa de que os padrões de qualidade das águas subterrâneas são produtos da interação com o meio.

Em metodologia desenvolvida para os domínios do Distrito Federal, Boaventura & Freitas (2006) demonstram as relações existentes entre os indicadores de maior

Dados de perfuração de poços profundos (Vasconcelos, 2009), indicam valores de transmissividade entre $1,5 \times 10^{-3}$ a $3,2 \times 10^{-5}$ m²/s e as vazões específicas variáveis de 0,057 a 2,22 m³/h/m.

De acordo com Campos & Fiori (2009), os aquíferos intergranulares das áreas de estudo são recarregados diretamente por infiltração de águas de precipitação pluvial. Já os aquíferos fraturados são recarregados a partir dos sistemas sobrepostos. A relação entre estes dois domínios de águas subterrâneas, no sítio estudado, pode ser inserida no modelo conceitual de única superfície potenciométrica, em que as fraturas abertas diretamente sob a seção de solo / saprolito são saturadas.

Ainda segundo os autores, as formas de descarga do aquífero freático se dá por exutórios do tipo nascentes de contato na interface entre os solos e a rocha alterada, onde há importante contraste de condutividade hidráulica. As referidas surgências não são do tipo pontuais, mas difusas com descarga em vários pontos compondo a rede de córregos existente na região.

relevância para a avaliação da qualidade da água subterrânea e as características do meio físico e antrópico.

As análises laboratoriais, realizadas pelo Laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília, foram baseadas no *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater, American Public Health Association (APHA), American Water Works Association (AWWA), and Water Pollution Control Federation (WPCF)*, sendo que a qualidade dos dados foi verificada por meio do cálculo do erro padrão e do erro teórico.

Foram determinados os seguintes parâmetros: pH, condutividade elétrica, cálcio, magnésio, ferro, silício, alumínio, sódio, potássio, flúor, cloro, nitrato, sulfato, alcalinidade em bicarbonato e gás carbônico dissolvido.

Em relação ao pH, observaram-se variações de 6,18 a 7,42, no período chuvoso, e de 6,75 a 8,21, no período seco (Figura 5). As respectivas médias para esses períodos foram

6,75 e 7,44. Esses resultados indicam a tendência das águas apresentarem-se levemente

alcalinas durante o período seco.

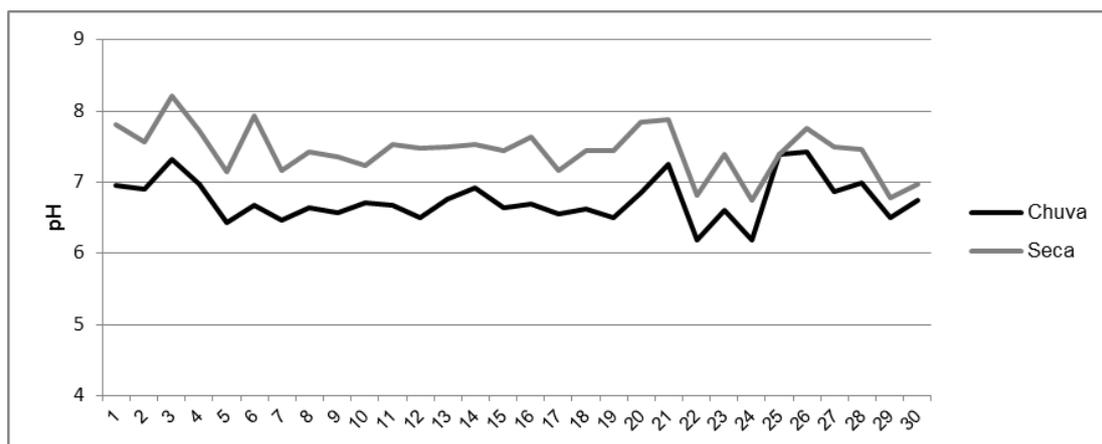


Figura 5. Variação nos valores de pH em função da época do ano.

Utilizando-se do teste “t” de Student constataram-se diferenças, ao nível de significância (α) de 5%, entre os valores médios de pH obtidos nos períodos chuvoso e seco.

De acordo com Souza (2008), os valores de pH das águas freáticas na região são influenciados pela entrada de água de chuva no sistema, a qual apresenta caráter ácido em

função do CO_2 dissolvido, assim como pelas interações com os materiais constituintes do ambiente de percolação.

A condutividade elétrica variou de 114 a 882 $\mu\text{s}/\text{cm}$ na época chuvosa, enquanto que na época seca oscilou de 73 a 906 $\mu\text{s}/\text{cm}$ (Figura 6).

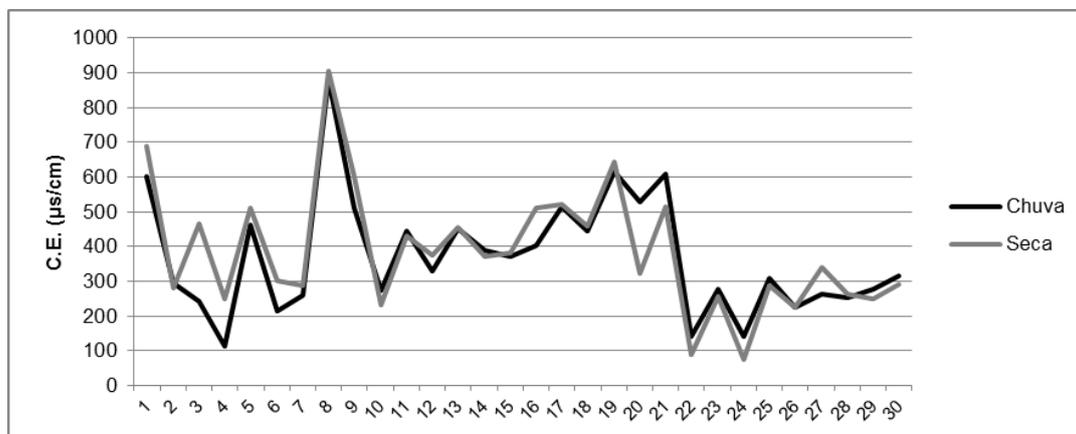


Figura 6. Comportamento das águas em relação à condutividade elétrica.

Consideradas as diferentes unidades geológicas que abrigaram os sítios amostrais, a maior média registrada foi 452,6 $\mu\text{s}/\text{cm}$, enquanto que a menor média atingiu 273,16 $\mu\text{s}/\text{cm}$, ambas no período seco.

A espacialização das classes de condutividade elétrica dos sítios amostrais é ilustrada na Figura 7.

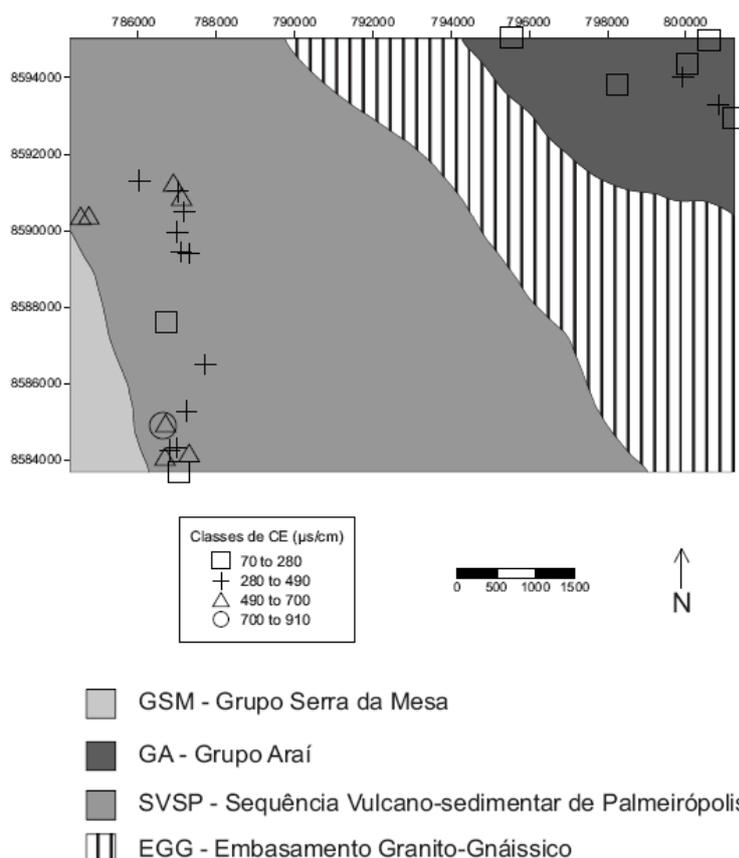


Figura 7. Espacialização das classes de condutividade elétrica das águas em função do contexto geológico.

Apesar de serem constatadas diferenças no comportamento da condutividade elétrica entre as unidades que abrigaram os conjuntos dos sítios amostrais e, ainda, de o pH manter elevada correlação com os valores de condutividade elétrica, 0,94 no período seco e 0,96 no período chuvoso, no cômputo geral não existiram variações significativas para as

médias deste parâmetro em relação às épocas do ano.

Esse mesmo tipo de comportamento foi registrado por meio de monitoramentos *in situ* da condutividade elétrica e do pH, realizados em oito campanhas distribuídas entre novembro de 2010 e outubro 2011 (Figura 8).

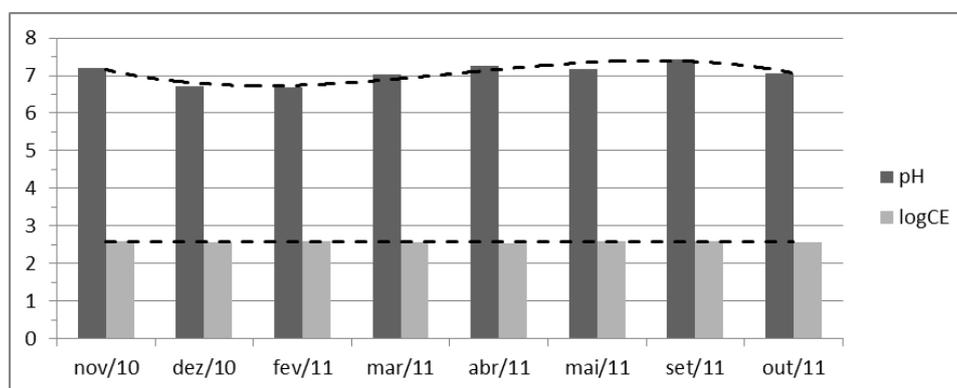


Figura 8. Valores médios de pH e CE obtidos nos monitoramentos *in situ*.

Dados de medidas realizadas em períodos secos e chuvosos do ano de 2009 em poços localizados na mesma região de estudo (Campos & Fiori, 2009) também indicaram

estabilidade nos valores de condutividade elétrica durante o ano.

Os cátions cálcio e magnésio foram os que apresentaram maior influência na matriz

iônica das águas. Para o período seco foram constatados coeficientes de correlação com a condutividade elétrica de 0,89 para o cálcio e de 0,83 para o magnésio. No período chuvoso esses coeficientes foram 0,69 para o cálcio e 0,83 para o magnésio.(Tabela 1).

Comportamento similar a esse é citado por Gastmans *et al.* (2010), em estudos realizados na poção norte do Sistema Aquífero Guarani – SAG. Naquela condição foi identificada relação quase linear entre o cálcio e os aumentos do TDS.

Tabela 1. Coeficientes de correlação entre a condutividade elétrica e os principais cátions

Período Chuvoso							Período Seco						
	CE	Ca	Mg	Si	Na	K		CE	Ca	Mg	Si	Na	K
CE	1						CE	1					
Ca	0,69	1					Ca	0,89	1				
Mg	0,83	0,40	1				Mg	0,83	0,69	1			
Si	-0,30	-0,42	-0,21	1			Si	-0,06	-0,11	0,01	1		
Na	0,11	-0,12	0,04	0,49	1		Na	0,24	0,06	0,13	0,62	1	
K	0,29	0,27	0,09	0,16	0,29	1	K	0,45	0,35	0,12	0,09	0,37	1

No período chuvoso, as concentrações médias foram 47,32 mg/L para o cálcio e 15,55 mg/L para magnésio, enquanto que no período seco foram de 46,15 mg/L de cálcio e 15,75 mg/L de magnésio (Figuras 9 e 10).

As variações nas concentrações médias desses elementos, considerada a sazonalidade climática, também não apresentaram diferença significativa.

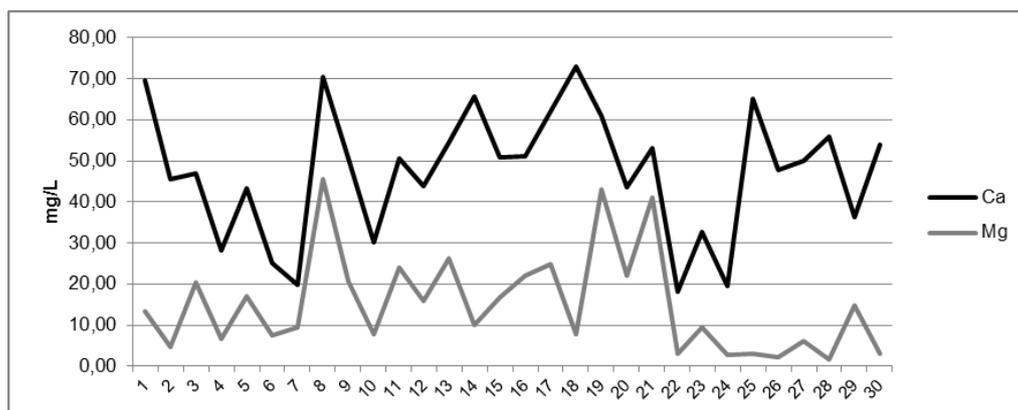


Figura 9. Teores de cálcio e magnésio durante o período chuvoso.

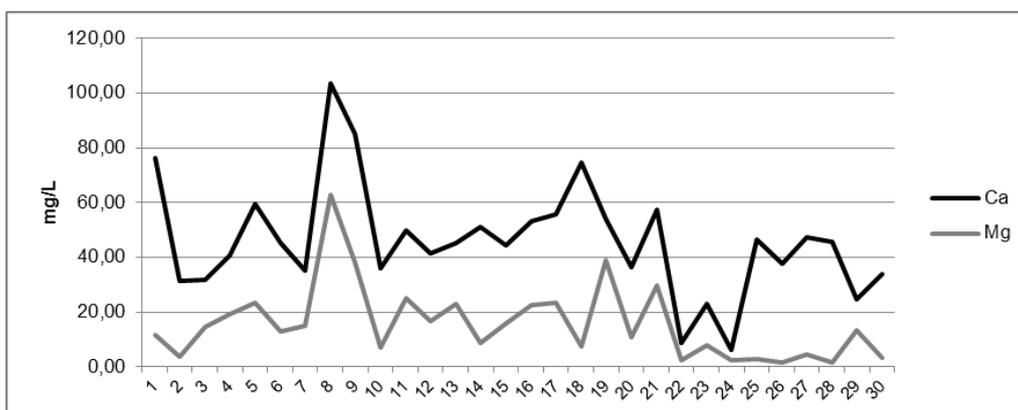


Figura 10. Teores de cálcio e magnésio durante o período seco.

O sódio foi o único cátion que apresentou variação significativa nas concentrações em

relação às épocas do ano, ou seja, 6,14 mg/L durante as chuvas e 3,81 mg/L na seca. Por

outro lado, conforme Tabela 1, os coeficientes de correlação com a condutividade elétrica são baixos.

Quanto aos ânions, o mais abundante é o bicarbonato, cujo coeficiente de correlação com a condutividade elétrica chega a 0,94 no período seco (Tabela 2).

Tabela 2. Coeficientes de correlação entre a condutividade elétrica e os principais ânions.

Período Chuvoso							Período Seco						
	CE	F	Cl	NO3	SO4	HCO3		CE	F	Cl	NO3	SO4	HCO3
CE	1						CE	1					
F	0,55	1					F	0,53	1				
Cl	0,19	0,04	1				Cl	-0,29	0,20	1			
NO3	0,05	0,05	-0,07	1			NO3	0,06	0,10	0,35	1		
SO4	0,16	0,36	0,47	-0,13	1		SO4	0,34	0,34	-0,08	-0,15	1	
HCO3	0,92	0,62	0,00	0,01	0,28	1	HCO3	0,94	0,44	-0,32	-0,10	0,30	1

As concentrações médias desse ânion foram 210,9 mg/L no período chuvoso e 220,9 mg/L no período seco. Já as concentrações dos sítios amostrais sofreram variações de 60,33 a 536,40 mg/L, durante as chuvas, e de 43,35 a

549,87 mg/L, durante a seca (Figura 11). De forma semelhante ao que ocorre com a condutividade elétrica, não existiram diferenças significativas entre os períodos chuvoso e seco.

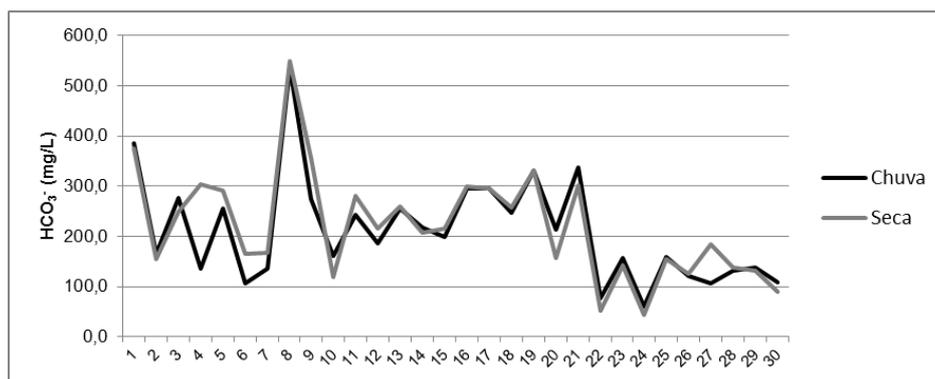


Figura 11. Concentrações do íon bicarbonato.

Os demais ânions ocorrem em concentrações menores, cabendo destaque apenas para algumas concentrações de nitrato, que já demonstram os efeitos da antropização na região, assim como para algumas concentrações de sulfato, particularmente em dois dos sítios amostrais, onde é possível constatar a influência dos sulfetos disseminados

nas rochas que compõem a geologia local, principalmente onde há ocorrência de metabasaltos.

A Figura 12 sintetiza as concentrações médias dos constituintes principais da matriz iônica das águas. O cálcio e o magnésio são os cátions de maior correlação com o ânion bicarbonato (Tabela 3).

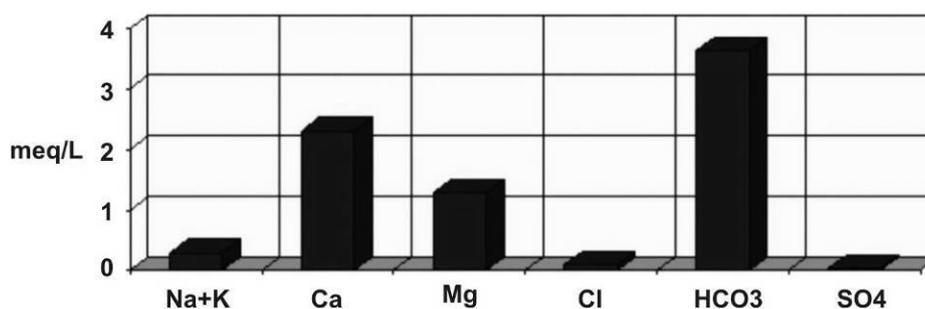


Figura 12. Concentrações médias dos principais íons.

Tabela 3 - Coeficientes de correlação dos constituintes principais das águas estudadas.

Período Chuvoso								Período Seco							
	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO ₄	HCO ₃		Ca	Mg	Na	K	Cl	SO ₄	HCO ₃
Ca	1							Ca	1						
Mg	0,40	1						Mg	0,69	1					
Na	-0,12	0,04	1					Na	0,06	0,13	1				
K	0,27	0,09	0,29	1				K	0,35	0,12	0,37	1			
Cl	-0,33	-0,25	0,08	0,29	1			Cl	-0,24	-0,22	-0,03	0,13	1		
SO ₄	0,22	0,10	0,27	0,79	-0,08	1		SO ₄	0,17	0,02	0,40	0,77	-0,08	1	
HCO ₃	0,58	0,76	-0,04	0,31	-0,32	0,30	1	HCO ₃	0,88	0,87	0,17	0,42	-0,32	0,30	1

Os valores elevados de pH limitam a ocorrência de CO₂ livre nos domínios das águas subterrâneas, a determinação desse parâmetro teve como finalidade auxiliar na avaliação do equilíbrio químico das águas.

As concentrações médias desse gás atingiram 20,90 mg/L no período chuvoso e 18,47 mg/L no período seco.

Para classificação das águas freáticas das áreas de estudo, empregou-se o diagrama de

Piper, o qual evidencia a influência dos macros constituintes iônicos das águas naturais.

Os resultados obtidos durante as campanhas do período seco e chuvoso se aproximam. A maioria dos pontos amostrados se concentrou no campo das águas cálcicas, como se observa nas Figuras 13 e 14, e apenas uma pequena porção da população é enquadrada como águas magnesianas e mistas.

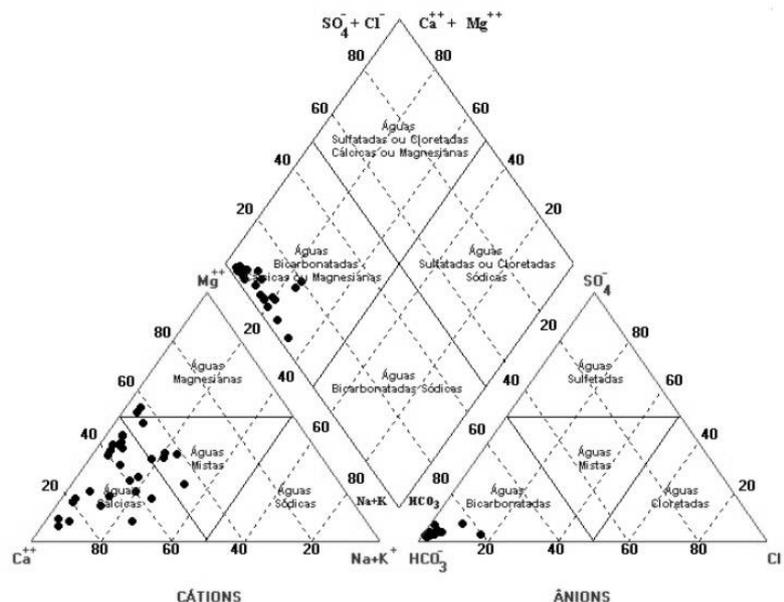


Figura 13. Classificação hidroquímica das águas com o auxílio do diagrama de Piper (período chuvoso).

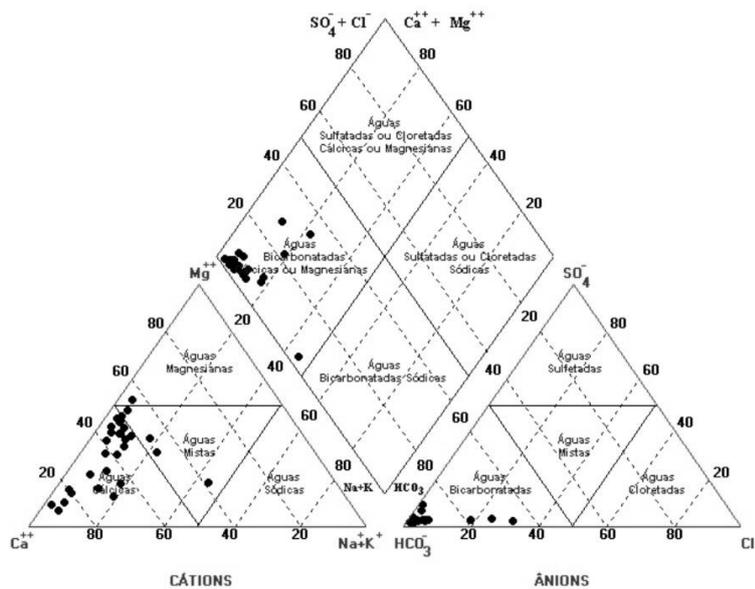


Figura 14. Classificação hidroquímica das águas com o auxílio do diagrama de Piper (período seco).

DISCUSSÕES

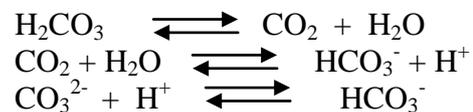
Tendo como base os resultados analíticos provenientes das campanhas de período chuvoso e seco, evidencia-se elevada capacidade de equilíbrio químico no ambiente de ocorrência dessas águas, condição essa responsável pela manutenção dos mesmos patamares de condutividade elétrica, durante as diferentes épocas do ano.

As alterações nos valores de pH, decorrentes dos processos de aporte das águas de chuva, não implicaram em variação significativa na condutividade elétrica.

Considerada a alta correlação entre a espécie química HCO_3^- , bem como o pH, com os valores de condutividade, infere-se que o equilíbrio das espécies de carbono é

fundamental na definição da qualidade natural dessas águas.

Portanto, de acordo com Manaham (1991), são aplicáveis às águas subterrâneas da região as seguintes reações de equilíbrio:



Da mesma forma, o diagrama proposto pelo autor para o equilíbrio das espécies de carbono em relação às variações de pH também é aplicável ao caso, permitindo visualizar o nítido predomínio do ânion bicarbonato (Figura 15).

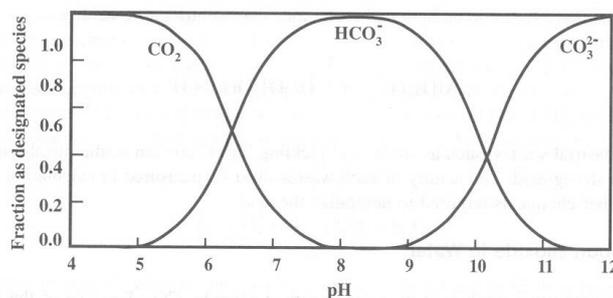
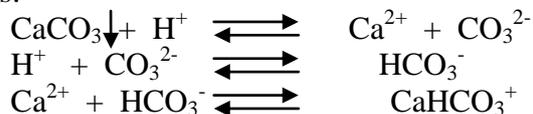


Figura 15. Comportamento das espécies químicas do carbono em relação ao pH (Manaham, 1991).

Em razão da afinidade com as espécies de carbono e das equivalências nas

concentrações, da ordem de 10^{-3} mol/L, o cálcio é um importante elemento no equilíbrio desse sistema.

De acordo com Langmuir (1997), os equilíbrios entre as espécies de carbono e do cálcio podem ser representados pelas seguintes reações:



Ainda não pode ser desprezada a interação com o enxofre (Brookins, 1988), pois, embora esse elemento se apresente em concentrações inferiores, na ordem de 10^{-5}

mol/L, mantém afinidade de reação com os cátions de cálcio, conforme a seguinte reação:



Em função das condições do meio, essa reação de precipitação também pode ocorrer na forma de sulfato de cálcio hidratado ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Na Figura 16 é apresentada uma boa aproximação do diagrama de Eh vs pH para o sistema em estudo, no qual evidencia-se a influência do carbonato de cálcio no equilíbrio químico das águas.

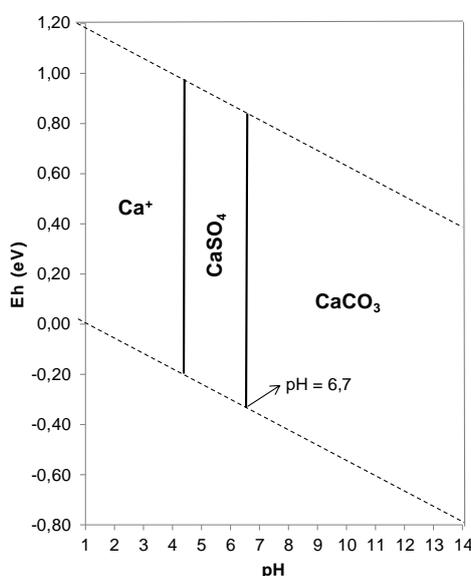
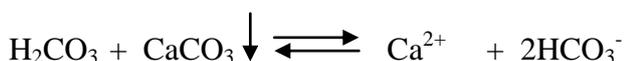


Figura 16. Diagrama de Eh vs pH do sistema Ca-C-S-O-H em mol/L ($\text{Ca} = 10^{-3}$ mol/L, $\text{C} = 10^{-3}$ mol/L, e $\text{S} = 10^{-5}$ mol/L).

Portanto, os menores valores de pH, provocados pelo maior aporte de água no sistema durante o período das chuvas, são seguidos de disponibilizações de íons cálcio e bicarbonato, conforme a seguinte reação:



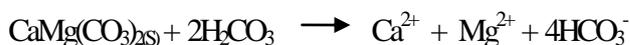
Embora parte do cálcio ionizado tenha condições de ser novamente precipitado na forma de sulfato de cálcio, o ânion bicarbonato permanece em solução, contribuindo para o equilíbrio de pH e para a manutenção dos valores da condutividade elétrica nos mesmos patamares da época da seca.

A redução nos valores de pH possibilita a troca iônica, mesmo que incipiente, entre o cálcio em solução e o sódio adsorvido (Dever, 1988). Esse mecanismo justifica a constatação

de ligeira elevação dos teores de sódio no período chuvoso.

Quando cessado o aporte de água de chuva, os valores de pH tendem a se elevar e, como consequência, retorna-se ao processo de precipitação de carbonato de cálcio.

A dissolução da dolomita também pode contribuir para esse tipo de sistema, disponibilizando CaCO_3 ou HCO_3^- . De acordo com Edmunds *et al.* (1983, apud Abid *et al.* 2011), a dissolução completa ou parcial da dolomita é representada pelas reações:



O magnésio disponibilizado nestas reações permanece em solução e, ao contrário

do cálcio, não sofre especiação em função das condições de pH encontradas nessas águas (Brookins, 1988). Apenas participa da condutividade elétrica ou TDS.

Dessa maneira, a manutenção do equilíbrio químico do sistema decorre do comportamento do carbonato de cálcio, cujas condições para solubilização ou precipitação são reguladas pela concentração desse mineral e pelo pH da solução (Stumm & Morgan, 1995).

Assim, as condições geoquímicas do meio apresentam destacada capacidade tamponante, sendo 6,7 o pH de equilíbrio. Como resultado, os principais padrões de qualidade das águas freáticas em estudo não sofrem variações significativas durante a estação chuvosa e seca.

Estudos realizados por Reddy & Nirajam Kumar (2009) nas bacias dos rios Penna-Chitravathi, na Índia, corroboram com a presente análise, uma vez que foi constatado que a mudança do armazenamento do aquífero não influenciou a composição geoquímica das águas. Segundo os autores, essa condição é justificada pelas interações entre a água e as rochas, com consequente favorecimento de processos de troca iônica e de dissolução de carbonatos.

A favorabilidade geoquímica para manutenção desse tipo de equilíbrio é decorrente da existência de lentes de meta calcários/dolomita e de resíduos de carbonatos encontrados nos saprolitos que se formaram, principalmente, a partir de rochas como xistos e micaxistos.

Velasques *et al.* (2003) identificaram a importante participação dos xistos na disponibilização de carbonatos às águas subterrâneas no médio Jequitinhonha, Minas Gerais.

A ocorrência de perfis constituídos por biotita xisto e por xistos carbonáticos, ilustrado na Figura 3, também tem implicação na possibilidade de reações no aquífero, em presença de CO₂, que sejam capazes de disponibilizarem íons como bicarbonato e cálcio.

Admitidas as diferenças no contexto geológico, Chang *et al.* (2003) consideraram esse tipo de hipótese em pesquisa realizada nos municípios de Mogi Mirim, Mogi Guaçu e Itapira, no estado de São Paulo. A estabilidade química das águas na região estudada pode, segundo eles, sofrer influência das reações de transformação de feldspato e plagioclásios em minerais secundários, de maneira a disponibilizar íons como cálcio, potássio e bicarbonato. Por outro lado, as baixas condutividades hidráulicas, especialmente nos saprolitos, se traduzem em maior tempo de permanência das águas no sistema. Portanto, essa condição de meio físico também tende a favorecer os mecanismos de disponibilização dos íons responsáveis pelo equilíbrio químico das águas.

As restrições de fluxo na zona vadosa acabam limitando os processos de infiltração em maiores profundidades. Assim, há uma tendência natural de que a principal componente do processo de infiltração, representada pela componente vertical, seja superada pela resultante da soma vetorial de Kv e Kh. Desta forma, a água proveniente do processo de infiltração é submetida a um maior espalhamento na zona vadosa com maior tempo de contato com rochas / saprolitos e, conseqüentemente, a uma maior predisposição para mineralização.

A natureza do fraturamento dos xistos, com maior frequência e menor espaçamento das descontinuidades, é outro fator que leva a uma maior interação água-rocha (Velasques *et al.*, 2003).

Não se pode descartar a possibilidade hidrodinâmica do sistema freático contar com a ascensão de águas mais antigas e, portanto, mais mineralizadas (Figura 17). Essa hipótese é fundamentada no fato de que as condutividades elétricas mais elevadas se concentram em locais caracterizados por maiores potenciais piezométricos e, ainda, como áreas de contato geológico, a exemplo de quartzito/micaxito e micaxisto/metabasalto.

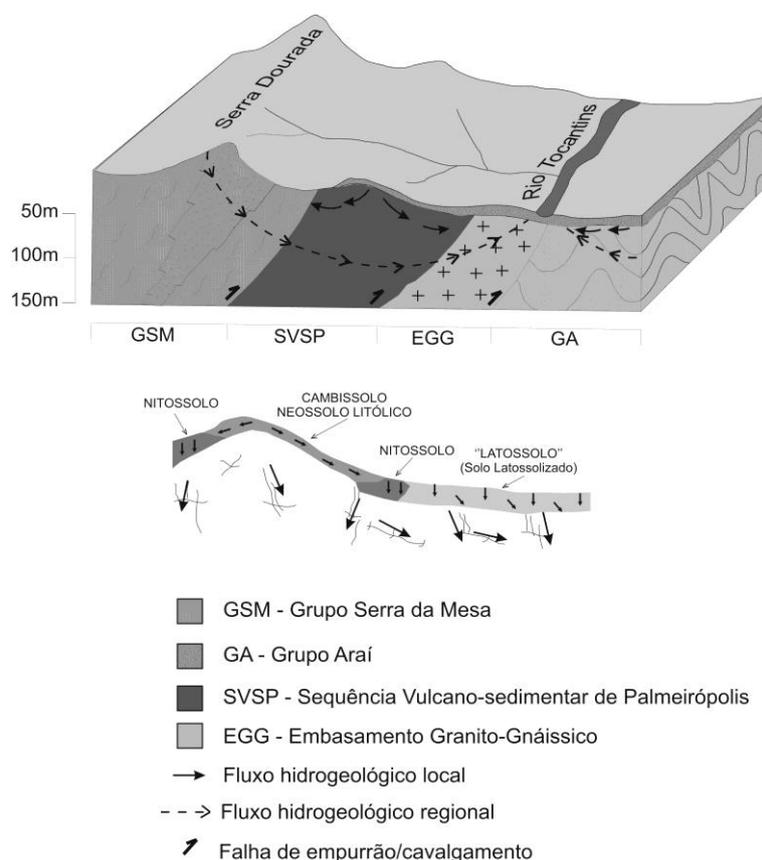


Figura 17. Modelo hidrodinâmico conceitual.

Estudos recentemente realizados por Abid *et al.* (2011) no aquífero Turonian (sul da Tunísia) corroboram, substancialmente, nessa discussão. Dentre as conclusões dos autores destacam-se: as condições estratigráficas, tectônicas e hidráulicas do sistema são fatores que influenciam na evolução geoquímica das águas subterrâneas daquela área de estudo; os

processos de dissolução/precipitação de carbonato de cálcio (CaCO_3) e gipsita ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), assim como as trocas iônicas entre Na^+ e Ca^{2+} , são importantes no equilíbrio do sistema; e a mineralização das águas subterrâneas aumenta ao longo do caminho do fluxo.

CONCLUSÕES

A estabilidade das águas subterrâneas na região de estudo, representada pelos padrões de condutividade elétrica, decorre do comportamento do carbonato de cálcio em função das variações de pH no sistema.

A presença de carbonato de cálcio no sistema faz com que as águas subterrâneas tenham elevada capacidade tamponante, definida pelos processos de solubilidade ou precipitação dessa espécie química. Com o aporte de águas de chuva há redução do pH até o valor de equilíbrio (6,7) e se inicia o processo de solubilização do carbonato de cálcio, com consequente disponibilização de íons ao sistema. Cessadas as chuvas, o pH se eleva e o carbonato de cálcio retorna à forma precipitada.

Dessa maneira se estabelece o equilíbrio das concentrações iônicas do sistema, independente do volume de água do aquífero.

As possibilidades de trocas iônicas entre o sódio e o cálcio, assim como de precipitação de sulfato de cálcio, não apresentam, em função das baixas concentrações, interferências no referido equilíbrio químico.

Dentre os diversos tipos petrográficos existentes, os metabasaltos/metacalcários e os xistos calcíferos são os principais responsáveis pela caracterização hidroquímica das águas da região, classificadas como bicarbonatadas cálcicas e magnesianas.

Pelo fato de as águas freáticas ocorrerem em ambiente de solo ou saprolito, as

condições pedogenéticas representam outro fator de importância na definição da matriz iônica das águas, de maneira que em solos mais jovens o grau de mineralização das águas é significativamente superior aos dos solos mais antigos, ou seja, onde houve maior lixiviação.

As condições hidrodinâmicas do meio, representadas por restrição de fluxo na zona vadosa e pela possibilidade de ascensão de águas mais antigas, também criam um ambiente propício para os processos de mineralização e

para as reações de equilíbrio identificadas para as águas do sistema.

Essas complexas interações fazem com que eventuais tentativas de interferências naqueles sistemas, voltadas ao uso e à gestão das águas subterrâneas do domínio poroso ou cristalino, dependam de aprofundamento no conhecimento das particularidades pedo-geológicas e geoquímicas da região, em escala de detalhe.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradem as seguintes instituições: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico/CNPq, Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis/IBAMA, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília/IG-UnB, Consórcio de Geração de Energia Peixe Angical/ENERPEIXE e empresa Ambiental Tecnologia.

REFERÊNCIAS

1. Abid, K. Zouari, K. Dulinsk, M. Chkir, M. Abidi, B. 2011. Hydrologic and geologic factors controlling groundwater geochemistry in the Turonian aquifer (southern Tunisia). *Hydrogeology Journal*. 19(2):415-427.
2. APHA, AWWA, WPCF. 1998. Standard Methods for the Examination of Water and Waste Water. 20th Ed. American Public Health Association, Washington, DC.
3. Boaventura, G.R. & Freitas, A.L.S. 2006. Inorganic parameters as water quality indicators in acidic groundwater in a tropical region - Brasília-DF (Brazil). *Water, Air, & Soil Pollution*. 171(1):135-151.
4. Brooks, D.G. 1988. Eh-pH Diagrams for geochemistry. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. New York, 176pp.
5. Campos, J.E.G., Fiori, J.P.O. Relatório Técnico. 2009. Gestão do Sistema de Abastecimento de Água dos Reassentamentos Piabanha I e II, Jataí, Santa Cruz e Remanescentes, Estado do Tocantins. CTD/ UnB - ENERPEIXE. 74pp.
6. Campos, J.E.G., Seidel, A.M.; Santos, L.M. 2005. Relatório Parcial 1. Plano Ambiental 5 e 6 Monitoramento de encostas marginais e monitoramento hidrogeológico. CTD/ UnB - ENERPEIXE. 51 pp.
7. Chang, H.K., Teixeira, A.J., Vidal, A.C. 2003. Aspectos Hidrogeológicos e Hidroquímicos das regiões dos municípios de Mogi Mirim, Mogi Guaçu e Itapira no estado de São Paulo. *Geociências*. 22(esp):63-73.
8. Dever, J.I. 1988. The geochemistry of natural water. 2nd ed. Prentice Hall, New Jersey, 437pp.
9. Feitosa, F.A.C., Manoel Filho, J., Feitosa, E.C., Demétrio, J.G.A. 2008. Hidrogeologia: conceitos e aplicações. 3^a Ed. CPRM, Rio de Janeiro, 812pp.
10. Gastmans, D., Alberto, M.C., Bufon, A.G.M., Moraes, F.T., Santos, M.M., Silva, J.R.M., Chang, H.K. 2005. Implicações hidroquímicas da interação rocha-água: interpretações através da representação gráfica de análises químicas de águas subterrâneas. In: XIV Encontro Nacional de Perfuradores de Poços. II Simpósio de Hidrogeologia do Sudeste. Associação Brasileira de Águas Subterrâneas. São Paulo.
11. Gastmans, D., Chang, H.K., Hutcheon, I. 2010. Groundwater geochemical evolution in the northern portion of the Guarani Aquifer System (Brazil) and its relationship to diagenetic features. *Applied Geochemistry*. 25(1):16-33.
12. INMET - Instituto Nacional de Meteorologia. 2011. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/html/clima.php#>. Acessado em 10/2009.
13. Langmuir, D. 1997. Aqueous environmental geochemistry. Prentice-Hall, Inc. New Jersey, 600 pp.
14. Manahan, S.E. 1991. Environmental chemistry, 5th edition. Lewis Publishers, USA, 583 pp.
15. Reddy, A.G.S.; Niranjan Kumar, K. 2009. Identification of the hydrogeochemical processes in groundwater using major ion chemistry: a case study of Penna-Chitravathi river basins in Southern India. *Earth and Environmental Science*. 170:365-382.
16. Silva, M.F.B.; Nicoletti, A.; Rocca, A.C.C.; Casarini, D.C.P. 1998. Uso e qualidade das águas subterrâneas para abastecimento público no Estado de São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 10. Associação Brasileira de Águas Subterrâneas. São Paulo. CD-ROM.
17. Souza, R.S. 2008. Avaliação Química de Águas Subterrâneas Freáticas em Áreas de Interferência da Usina Hidrelétrica de Peixe Angical/TO. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília.
18. Stumm, W. & Morgan, J.J. 1995. Aquatic chemistry: chemical equilibria and rates in natural waters. 3rd. ed. Environmental Science and Technology. USA, 1022 pp.
19. Vasconcelos, J.M. 2009. Relatório construtivo de poço tubular profundo: Lote 07-Piabanha II. Fuad Rassi - ENERPEIXE. Goiânia, 5p.
20. Velasques, 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. 2003. Hidroquímica das águas subterrâneas do Médio Vale Jequitinhonha, Minas Gerais, Brasil. *Revista Latino Americana de Hidrogeologia*. 3:49-58.

*Manuscrito recebido em: 12 de abril de 2013
Revisado e Aceito em: 21 de setembro de 2013*