

Artigos

Processos Hidrogeoquímicos e Evolução das Águas Subterrâneas do Aquífero Cristalino da Folha Amargosa, SD.24-VD-II, Centro-Sul da Bahia

Hydrogeochemical Processes and Groundwater Evolution of the Crystalline Aquifer of Amargosa Sheet, SD.24-VD-II, South-Central of Bahia

Josimar André da Silva¹; Natanael da Silva Barbosa¹; Cristovaldo Bispo dos Santos¹✉¹Núcleo de Estudos Hidrogeológicos e do Meio Ambiente (NEHMA) - Universidade Federal da Bahia (UFBA), Salvador, BA✉ josimar.geologar@gmail.com, ndbarbosa@ufba.br, bispo@ufba.br**Palavras-chave:**Fácies hidroquímicas;
Processos hidrogeoquímicos;
Aquífero cristalino.**Resumo**

Investigações hidrogeoquímicas foram realizadas com o objetivo de identificar os processos que afetam a composição química das águas subterrâneas na região centro-sul da Bahia, que compreende a folha Amargosa. Quarenta e nove análises hidroquímicas de poços representativos na área foram utilizadas e seus resultados interpretados conforme a química dos íons principais, por meio de gráficos convencionais e bivariados. Ocorre ampla variação de fácies hidroquímicas, predominando espécies catiônicas mistas (Ca-Na+K) e Cl⁻ e HCO₃⁻ como as fácies aniônicas dominantes. Em geral, as fácies HCO₃⁻ ocorrem nas regiões de clima subúmido e fluxo ativo enquanto as fácies Cl⁻ ocorrem em condições semiáridas e fluxo lento. Os mecanismos de interação água-rocha e evaporação são os principais processos hidrogeoquímicos que controlam a química das águas subterrâneas, com destaque para o intemperismo dos silicatos (plagioclásios, piroxênios e biotita); desequilíbrio cloro-alcálico, comuns nas fácies HCO₃⁻ e reação de troca de base, representativos das fácies Cl⁻. Assim sendo, a pesquisa contribui para suprir lacunas e apresentar informações contextuais acerca dos processos que controlam a assinatura geoquímica do aquífero cristalino e possíveis variações da qualidade da água subterrânea de modo a elevar o conhecimento de um meio complexo e estabelecer as bases para uma exploração mais racional destes aquíferos anisotrópicos.

Keywords:Hydrochemical facies;
Hydrogeochemical processes;
Crystalline aquifer.Revisão por pares.
Recebido em: 24/03/2021.
Aprovado em: 01/08/2021.**Abstract**

Hydrogeochemical investigations were carried out in order to identify the processes that affect the chemistry of groundwater in the south-central region of Bahia that comprises the Amargosa sheet. Forty-nine hydrochemical analysis of representative wells in the area were used and their results interpreted according to the chemistry of the major ions, using conventional and bivariate graphs. There is a wide range of hydrochemical facies, with mixed cationic species (Ca-Na + K) and Cl⁻ and HCO₃⁻ predominating as the dominant anionic facies. In general, HCO₃⁻ facies occur in regions of sub-humid climate and active flow while the Cl⁻ facies occurs in semi-arid conditions and slow flowlines. The mechanisms of water-rock interaction and evaporation are the main hydrogeochemical processes that control the chemistry of groundwater, with an emphasis on the weathering of silicates (plagioclases, pyroxenes and biotite); chlorine-alkaline imbalance, common in HCO₃ facies and cation exchange reaction, representative of Cl facies. Therefore, this work contributes to fill gaps and present contextual information about the processes that control the geochemical signature of the crystalline aquifer and possible variations in the quality of groundwater, in order to raise the knowledge of a complex system and establish the basis for a more rational exploration of anisotropic aquifers.

DOI: <http://dx.doi.org/10.14295/ras.v35i2.30023>

1. INTRODUÇÃO

A escassez de água é um desafio crescente nas regiões áridas e semiáridas do mundo (KINZELBACH et al., 2010; SCANLON et al., 2006). Nessas regiões, onde os recursos hídricos superficiais são deficitários e muitas vezes, escassos, as águas subterrâneas desempenham um papel importante na irrigação e no abastecimento (ZAKI et al., 2019). Muitas vezes, são consideradas a única fonte provável de água doce, devido à sua disponibilidade quantitativa e espacial (MACDONALD et al., 2012). Não obstante, esses recursos são, por vezes, águas fósseis não renováveis (SULTAN et al., 2007) e sua composição química é controlada por fatores naturais (*i.e.*, interação água-rocha, intemperismo, troca iônica e intrusão da água do

mar) e atividades antropogênicas que atuam de maneira individual ou coletiva (DOMENICO e SCHWARTZ, 1990; GULER e THYNE, 2004; AYENNEW et al., 2008; GIRIDHARAN et al., 2008; ALY, 2014). As interações desses fatores resultam em uma combinação de várias assinaturas hidrogeoquímicas das águas.

Os processos hidrogeoquímicos são responsáveis por modificações na composição das águas subterrâneas e variam sazonal e espacialmente (MATTHESS, 1982; KUMAR et al., 2009). Desse modo, a assinatura hidrogeoquímica desempenha um papel importante na avaliação e classificação da qualidade da água subterrânea. Destarte, embora as águas subterrâneas constituam um ativo importante para o desen-

volvimento socioeconômico dos domínios semiáridos, a exemplo da região da Folha Amargosa (SD.24-VD-II), os estudos referentes aos processos hidrogeoquímicos atuantes em aquíferos cristalinos são escassos. Desta forma, a gestão eficiente dos recursos hídricos subterrâneos e o desenvolvimento de estratégias de proteção requerem uma compreensão das suas propriedades hidrogeológicas e hidrogeoquímicas (UMAR et al., 2001).

Nesse sentido, o artigo objetiva a identificação dos processos hidrogeoquímicos que controlam a assinatura geoquímica do aquífero cristalino na região da Folha Amargosa, na escala 1:100.000, com base na química dos íons principais, gráficos convencionais e a evolução hidrogeoquímica das águas subterrâneas. Os resultados deste estudo contribuirão para suprir a lacuna de informações hidrogeológicas e de processos hidrogeoquímicos que influenciam a qualidade das águas subterrâneas em aquíferos cristalinos do domínio semiárido.

2. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E DA ÁREA DE ESTUDO

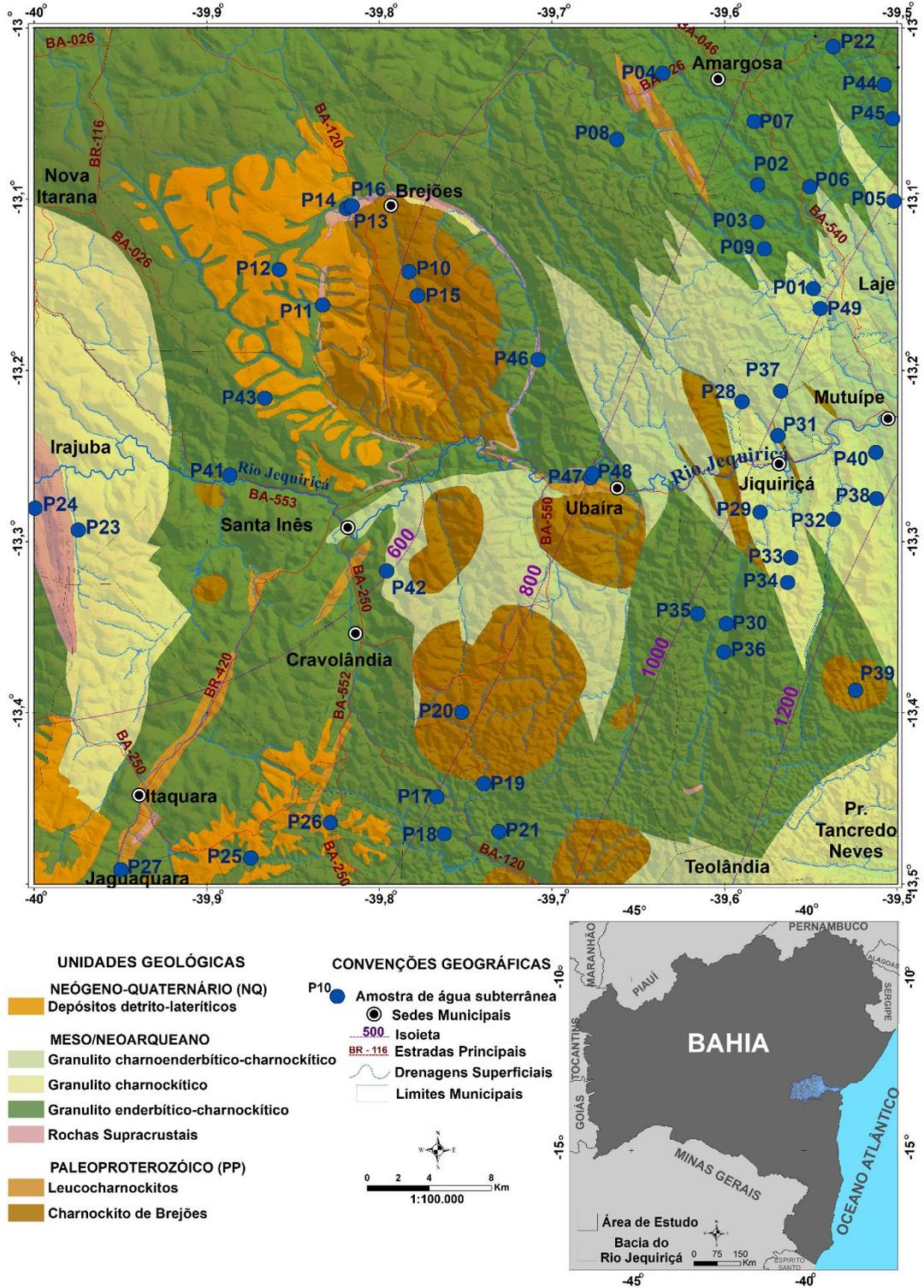
A folha Amargosa (SD.24-VD-II) localiza-se na porção Centro-sul da Bahia. É delimitada pelos paralelos 13° 00'S e 13° 30'S e os meridianos 39° 30'W e 40° 00' W, e possui uma área de aproximadamente 2.996 km². O clima da região é marcado por uma zona de transição com predomínio do tropical semiárido a semiúmido, a leste (IBGE, 2002). A precipitação média anual compreende faixas decrescentes de isoietas que variam de 1000 a 600 mm/ano para as porções ocidentais, indicando uma tendência crescente à semiaridez. Em geral, as maiores cotas pluviométricas são registradas entre os meses de dezembro a março.

O relevo possui morfologia de serras marginais com colinas, morros e interflúvios quase sempre alongados, com controle estrutural sobre as drenagens (BRASIL, 1981). As principais drenagens superficiais estão inseridas na bacia hidrográfica do rio Jequiriçá, composta por rios predominantemente intermitentes, com a exceção do rio homônimo, que tem comportamento perene, dispostas em um padrão predominantemente subdendrítico e localmente retangular.

As unidades geológicas integram o contexto tectônico do Bloco Jequié, umas das entidades geotectônicas arqueanas que compõem o Cráton do São Francisco, estruturado após a colisão paleoproterozóica (ALMEIDA, 1969; 1977; BARBOSA e SABATÉ, 2002; 2003; 2004). O Complexo Jequié integra o arcabouço geológico (Figura 1), composto por granulitos heterogêneos de granulação média, charnockitos e enderbitos e rochas supracrustais, intrudidos por leucocharnockitos, gabro-anortositos e domos charnockitos (FORNARI e BARBOSA, 1994; CRUZ et al., 2014). Sobreposta ao embasamento cristalino, ocorrem coberturas arenosas detrítico-lateríticas cenozoicas, na porção oeste.

Em termos hidrogeológicos, as rochas do Complexo Jequié compõem aquíferos fissurais esparsos, descontínuos e de pequena extensão. Em geral, perfaz dois sistemas estruturais: o primeiro, de orientação NNE-SSW, representado por falhas normais e fraturas abertas e outro compressivo, associado a transcorrências WNW-ESE (CRUZ et al., 2014; BARBOSA et al., 2006; MACEDO, 2006). Adicionalmente, as coberturas detríticas lateritizadas cenozoicas ocorrem de maneira descontínua sobre o embasamento (CRUZ et al., 2014; SANTOS et al., 2010), as quais podem se constituir como um meio de armazenamento, transmissão e recarga para os aquíferos subjacentes.

Figura 1 - Mapa Geológico da folha Amargosa com a localização dos pontos de amostragem das águas subterrâneas



Fonte: Modificado de Cruz et al, (2014).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

A composição química das águas subterrâneas na área de estudo foi analisada em termos dos constituintes iônicos maiores, tais como o cálcio (Ca^{2+}), magnésio (Mg^{2+}), sódio (Na^+), potássio (K^+), cloreto (Cl^-), bicarbonato (HCO_3^-), carbonato (CO_3^{2-}) e sulfato (SO_4^{2-}), dos constituintes iônicos menores: nitrato (NO_3^-), ferro total (Fe), fluoreto (F^-) e sílica (SiO_2) e dos parâmetros físico-químicos: pH e condutividade elétrica (CE).

Foram utilizados 49 dados de análises hidroquímicas de poços tubulares da base de dados da Companhia de Engenharia Hídrica e de Saneamento da Bahia (CERB). As análises químicas seguiram procedimentos analíticos padrão e as metodologias do *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater* (EATON et al., 1995).

Os critérios para definição dos processos e fácies hidroquímicas foram determinados através de análise estatística descri-

tiva *box plots*, gráficos de dispersão, cálculo dos índices cloroalcalinos e diagramas de classificação de fácies hidrogeoquímicas. Essas representações auxiliam na compreensão da evolução dos parâmetros químicos com o fluxo da água no aquífero.

Na classificação e comparação dos tipos de água, com base na composição iônica, os diagramas de Piper (1944) e Durov (1948) foram aplicados para análise das tendências composicionais na água subterrânea e determinar a evolução dos parâmetros químicos como resultado da relação com o fluxo subterrâneo, cinética da solução, das interações rocha-água e das fontes de contaminação (TOUMI et al., 2015; YUSIF e EL-AAS-SAR, 2018).

Os fatores que influenciam a mudança da composição química das águas subterrâneas podem ser investigados pela relação gráfica da diferença das concentrações em miliequivalentes de ácidos fracos (HCO_3^-) e fortes (Cl^- e SO_4^{2-}) versus a diferença dos elementos alcalino-terrosos (Ca^{2+} e Mg^{2+}) e alcalinos (Na^+ e K^+). As fontes principais dos íons dissolvidos são determinadas nos diagramas de Gibbs (1970) que estabeleceu uma relação simples de STD versus a razão $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$, bem como, STD versus a razão $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ e fornece informações sobre a importância relativa dos mecanismos que controlam a composição química da água subterrânea: (1) precipitação atmosférica, (2) interação água-rocha e (3) evaporação (ELANGO e KANNAN, 2007; MONDAL et al., 2010; MAHMOUDI et al., 2017). Ademais, diagramas biviados entre os constituintes dissolvidos da água subterrânea evidenciam o equilíbrio estequiométrico entre as diferentes espécies iônicas e os processos hidrogeoquímicos que afetam a solução.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Composição Química das Águas Subterrâneas

A composição química da água subterrânea é resultado dos processos geoquímicos atuantes durante o fluxo através dos materiais geológicos, da interação com clima e de ações antropogênicas. A Tabela 1 mostra o resumo estatístico dos parâmetros físicos e químicos das amostras de água subterrânea com valores mínimo, máximo, médio, desvio padrão e o valor máximo permitido para consumo, segundo a Organização Mundial da Saúde (WHO, 2011) e a Portaria nº 888/2021, do Ministério da Saúde (BRASIL, 2021). O pH varia de levemente ácido (pH 5,36) devido, provavelmente, à produção de CO_2 no solo pela respiração radicular e a lixiviação de ácidos orgânicos decorrentes da decomposição da matéria orgânica, a ligeiramente alcalino (pH 8,52), em função da lixiviação dos constituintes dissolvidos na água subterrânea (e.g., bicarbonato) (KIM et al., 2000).

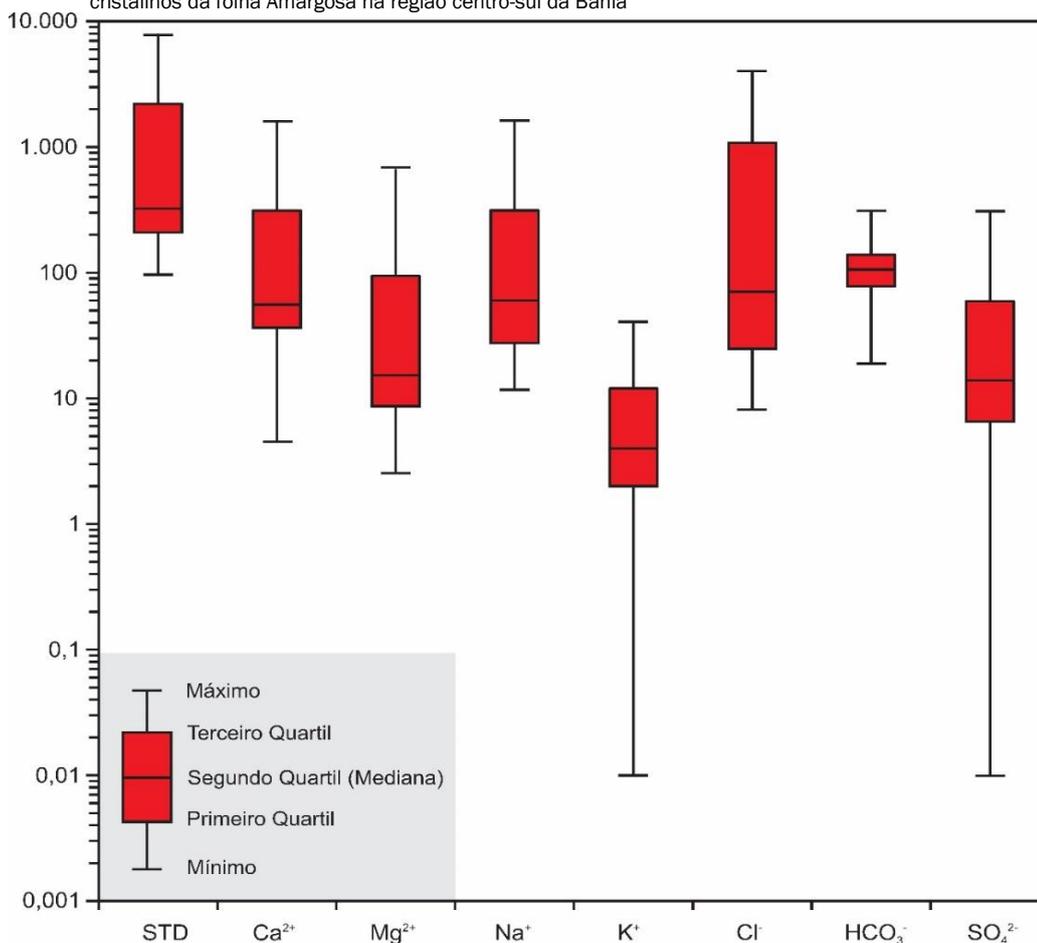
Os Sólidos Totais Dissolvidos (STD) e a Condutividade Elétrica (CE) variam de 97,90 a 7.813,00 mg.L^{-1} e de 150,60 a 12.020,00 $\mu\text{S.cm}^{-1}$, com valores médios de 1.417,12 mg.L^{-1} e 2.181 $\mu\text{S.cm}^{-1}$, respectivamente. Via de regra, 53% das águas são doces, 16% salobras e 31% salgadas. Já a CE indica que 63% das amostras são apropriadas para o consumo humano e se concentram, principalmente, na porção centro-suldeste da área. Em geral, 51% das amostras se adequam aos valores máximos permitidos de potabilidade (VMP), para os parâmetros analisados na tabela 1. Essas águas, em sua maioria, ocorrem na região leste e estão associadas a precipitações maiores que 800 mm/ano.

Os blox plots (Figura 2) ilustram a variação estatística da concentração dos íons maiores e demonstram que a composição química das águas subterrâneas é dominada pelos ânions Cl^- e HCO_3^- e pelos cátions Ca^{2+} e Na^+ .

Tabela 1 - Estatística descritiva dos parâmetros físicos e químicos das águas subterrâneas da folha Amargosa na região centro-sul da Bahia e padrões de referência de potabilidade da Organização Mundial da Saúde (WHO, 2011) e da Portaria nº 888/2021, do Ministério da Saúde (BRASIL, 2021)

Parâmetros	Mín.	Máx.	Média	Desvio Padrão	WHO 2011	MS 888/2021	% Amostras abaixo do VMP
pH	5,36	8,52	7,48	0,60	6 - 9	6 - 9	98
STD (mg.L^{-1})	97,90	7.813,00	1.417,12	1.878,32	1.500	500	53
Ca^{2+} (mg.L^{-1})	4,58	1.582,00	262,96	410,57	200	-	71
Mg^{2+} (mg.L^{-1})	2,55	668,00	84,04	135,35	150	-	82
Na^+ (mg.L^{-1})	12,00	1.600,00	211,84	301,68	200	200	71
K^+ (mg.L^{-1})	0,00	40,00	7,48	8,48	13	-	80
Cl^- (mg.L^{-1})	8,33	3.999,00	656,52	1.004,34	600	250	59
HCO_3^- (mg.L^{-1})	0,00	309,00	110,75	59,53	-	-	-
CO_3^{2-} (mg.L^{-1})	0,00	63,00	2,79	10,84	-	-	-
SO_4^{2-} (mg.L^{-1})	0,01	304,00	40,09	61,59	600	250	96
NO_3^- (mg.L^{-1})	<LDM	6,51	0,39	1,01	-	10	100
F (mg.L^{-1})	<LDM	3,71	0,63	0,85	-	1,5	88
SiO_2 (mg.L^{-1})	12,30	181,00	57,35	29,08	-	-	-
CE ($\mu\text{S.cm}^{-1}$)	150,6	12.020,00	2.180,18	2.889,72	1.500	-	63

Figura 2 - Distribuição de valores dos íons principais e sólidos totais dissolvidos nas águas subterrâneas dos aquíferos cristalinos da folha Amargosa na região centro-sul da Bahia



4.2. Fácies hidrogeoquímicas

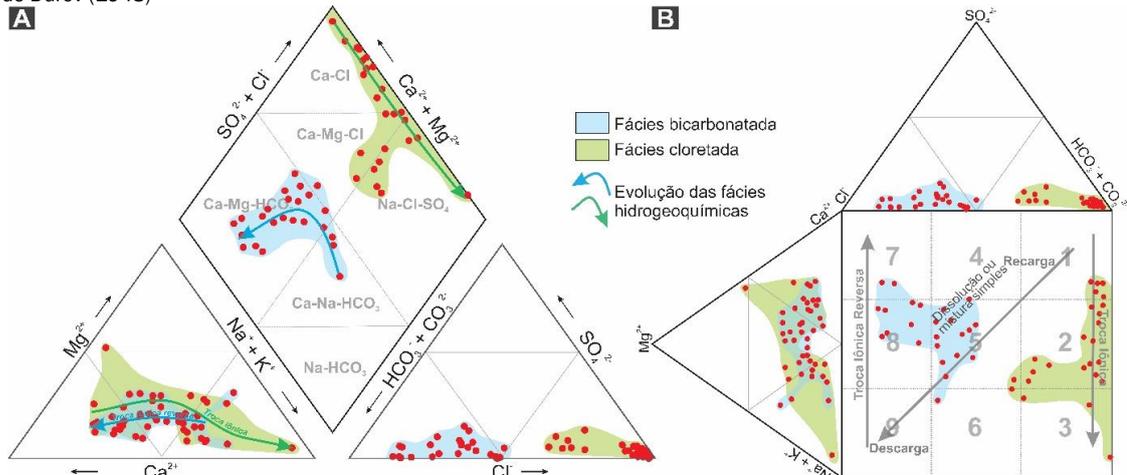
As fácies hidrogeoquímicas e a relação entre os íons dissolvidos são analisados plotando os dados hidroquímicos em miliequivalentes no diagrama tri linear de Piper (1944) (Figura 3a). Oito fácies foram identificadas: Ca-Na-HCO₃ (22,4%), Ca-Na-Cl (20,4%), Ca-HCO₃ (18,4%), Na-Cl (16,3%), Ca-Cl (12,2%), Na-HCO₃ (6,1%), Ca-Cl-HCO₃ (2%) e Mg-Cl (2%). As fácies catiônicas predominantes são mistas (Ca-Na+K) enquanto Cl⁻ e HCO₃⁻ são as fácies aniônicas dominantes.

Em geral, as fácies HCO₃⁻ estão associadas às regiões de clima subúmido com recarga ativa das águas subterrâneas. Já as

fácies Cl⁻, ocorrem em condições semiáridas de fluxo subterrâneo lento.

O diagrama de Durov (1948) exhibe a relação dos tipos de água com os processos hidrogeoquímicos (CHADHA, 1999) (Figura 3b). As amostras no diagrama de Durov indicam processo de troca iônica ou desequilíbrio cloro-alcálico nos campos 2 e 3, onde o Ca²⁺ e Mg²⁺ da água subterrânea reage com os argilo-minerais para liberar íons Na⁺; troca iônica reversa ou reação de troca de base nos campos 7 e 8, quando Na⁺ e K⁺ na água são substituídos por íons Mg²⁺ e Ca²⁺ e; o campo 5 que representa águas que exibem dissolução ou mistura simples.

Figura 3 - Diagramas de classificação de fácies hidrogeoquímicas para as águas subterrâneas da folha Amargosa na região centro-sul da Bahia. (a) Classificação de acordo com o diagrama tri linear de Piper (1944); (b) Classificação de acordo com o diagrama de Durov (1948)

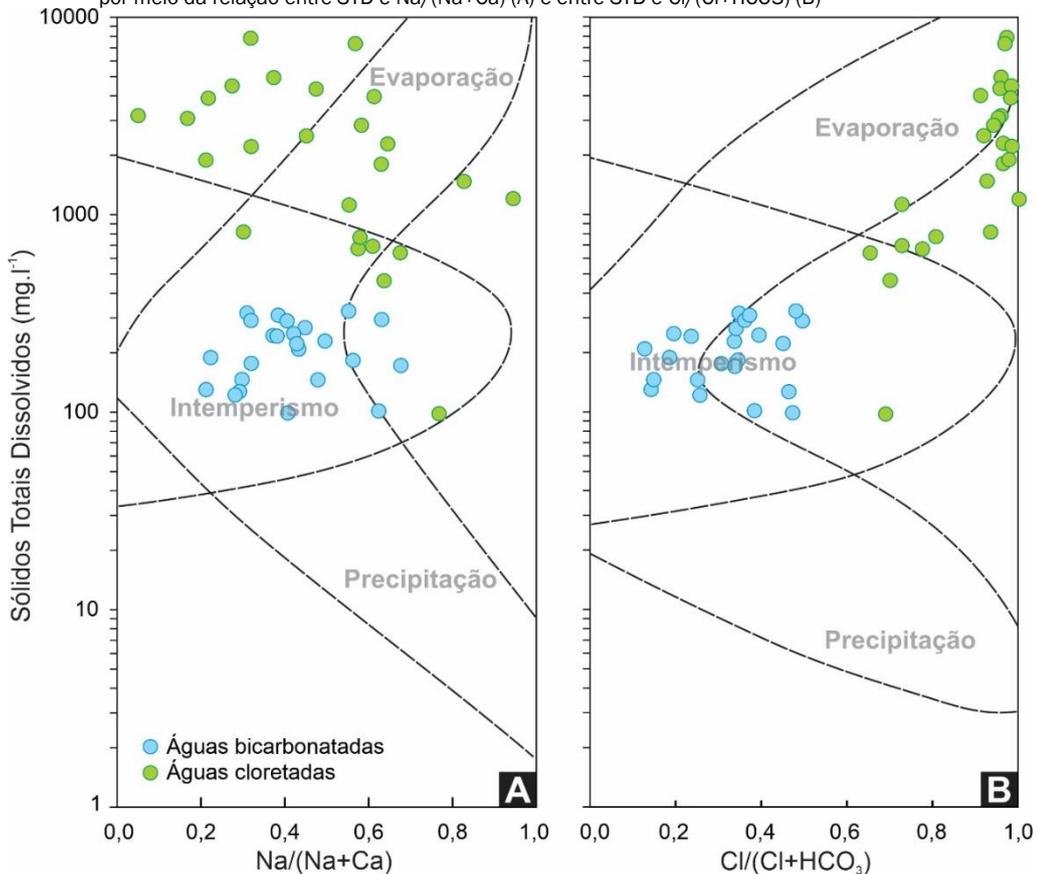


4.3. Mecanismos e processos que controlam a composição química da água subterrânea

A concentração dos íons dissolvidos nas águas subterrâneas é controlada por mecanismos e processos hidrogeoquímicos que dependem dos litótipos, da solubilidade das rochas e da natureza das reações (KEBEDE et al., 2005; SRINIVASAMORTHY et al., 2008; YOUSIF e EL-AASSAR, 2018). Um conjunto

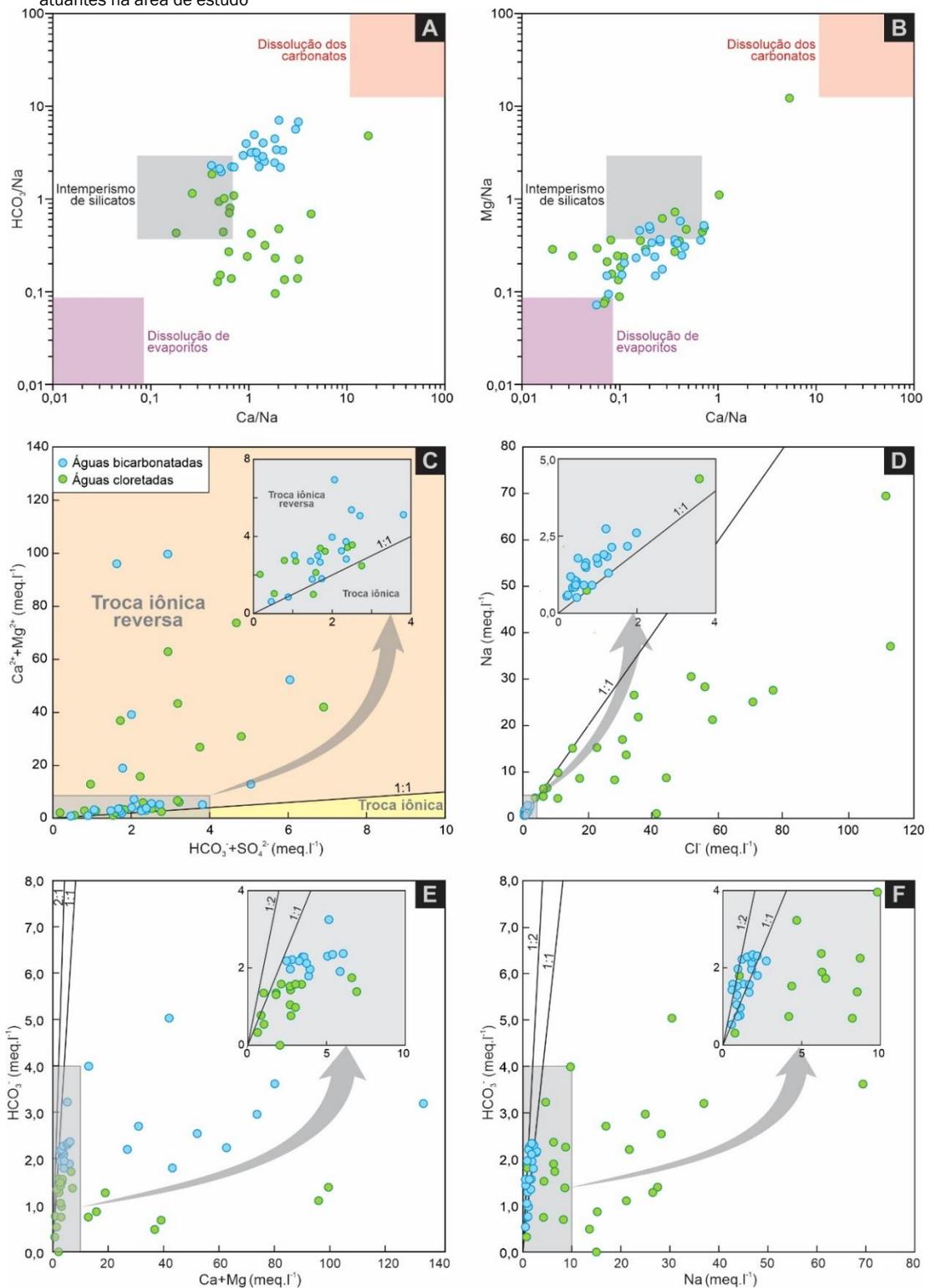
de processos hidrogeoquímicos ocorre durante o fluxo subterrâneo, tais como intemperismo, dissolução, troca iônica, oxidação e redução (JALALI, 2006; 2008). O diagrama de Gibbs (Figura 4) indica que, na área aqui estudada, o intemperismo e a evaporação são os principais mecanismos no controle da composição química das águas subterrâneas, relacionados às fácies bicarbonatadas e cloretadas, respectivamente.

Figura 4 - Mecanismos que controlam a composição química da água subterrânea na área de estudo, identificados por meio da relação entre STD e Na/(Na+Ca) (A) e entre STD e Cl/(Cl+HCO₃) (B)



Fonte: Modificado de: GIBBS (1970).

Figura 5 - Relação gráfica entre (A) $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$ e $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$; (B) $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+$ e $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$; (C) $(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$ e $(\text{HCO}_3^-+\text{SO}_4^{2-})$; (D) Na^+ e Cl^- ; (E) HCO_3^- e $(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$ e (F) HCO_3^- e Na^+ , para identificar os principais processos hidrogeoquímicos atuantes na área de estudo



Mecanismos geoquímicos como interação água-rocha e evaporação (Figura 5) exercem importantes influências em sistemas hidrogeoquímicos (KUMAR, 2014). Os resultados dessas influências podem ser interpretados por meio dos gráficos bivariados de $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$ versus $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ (Figura 5A) e $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+$ versus $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ (Figura 5B). Ambos os gráficos mostram que a dissolução de carbonatos é ausente nos aquíferos e o principal processo atuante é o intemperismo dos silicatos e,

em menor proporção, a evaporação, que controla o conteúdo de soluto hidroquímico da água subterrânea.

As reações de troca iônica entre a água subterrânea e o aquífero hospedeiro durante o trânsito e a residência são determinados por meio dos índices cloro-alcalinos (CA) (SCHOELLER, 1967). Reações de troca de base (troca iônica) ocorrem quando os íons de Na^+ e K^+ na água são substituídos por íons

de Mg^{2+} e Ca^{2+} , com índices CA positivos. Quando os íons Mg^{2+} e Ca^{2+} da água são trocados por Na^+ e K^+ das rochas, ocorre uma reação de troca indireta ou desequilíbrio cloro-alcálico, representados por valores negativos (KUMAR, 2014). Os índices CA e a concentração de cátions e ânions em meq.l são calculados usando as equações 1 e 2.

$$\text{Índice cloro-alcálico I (CA1)} = \frac{Cl^- + Na^+ + K^+}{SO_4^{2-} + HCO_3^- + CO_3^{2-} + NO_3^-} \quad (1)$$

$$\text{Índice cloro-alcálico II (CA2)} = \frac{Cl^- + Na^+ + K^+}{SO_4^{2-} + HCO_3^- + CO_3^{2-} + NO_3^-} \quad (2)$$

Os índices CA1 na área de estudo estão entre -2,59 e 0,99 com valor médio de -0,22 e desvio padrão 0,81, enquanto os valores CA2 variam de -0,61 a 22,85 com média de 2,80 e desvio padrão 5,17. Em geral, 51% das amostras apresentam razões CA positivas como uma reação de troca direta de bases, representativos das fácies cloretadas. Em contrapartida, 49% apresentam CA negativos, ilustrando um desequilíbrio cloro-alcálico, como ocorre nas fácies bicarbonatadas.

Em geral, o Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- e SO_4^{2-} são derivados da dissolução de carbonatos e sulfatos quando as amostras seguem a relação 1:1 no diagrama ($Ca^{2+}+Mg^{2+}$) versus ($HCO_3^-+SO_4^{2-}$). A maioria das amostras estão acima da linha 1:1 de modo que as concentrações de ($Ca^{2+}+Mg^{2+}$) são superiores às de ($HCO_3^-+SO_4^{2-}$) e sugerem que o excesso de Ca^{2+} e Mg^{2+} ocorre devido ao processo de troca iônica reversa que é um resultado significativo do intemperismo de silicatos (Figura 5C), como plagioclásios, piroxênios e biotitas, minerais comuns na área de estudo (BARBOSA et al., 2006; MACEDO, 2006).

A relação gráfica Na/Cl (Figura 5D) é usada para determinar o mecanismo de salinidade, interação rocha-água e intrusões salinas (SIVASUBRAMANIAN et al., 2013). As águas bicarbonatadas possuem razão Na/Cl maior que 1, sendo interpretado que o Na^+ é liberado a partir do intemperismo de silicatos. Se o intemperismo do silicato é uma fonte provável de Na^+ , as amostras têm HCO_3^- como o ânion mais abundante, pois a reação dos feldspatos com o ácido carbônico na presença de água libera HCO_3^- . Já as águas cloretadas com razão Na/Cl menor que 1 indica a possibilidade de outros processos químicos, como a troca iônica reversa.

A razão $HCO_3^-/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$, em sua maioria, é maior que 1 (Figura 5E). Desse modo, a dissolução de carbonatos (e.g., calcita e dolomita) não configura um processo importante, com as concentrações excessivas de Ca^{2+} e Mg^{2+} afetadas por outros processos hidroquímicos. Em geral, a razão molar Ca^{2+}/Mg^{2+} indica dissolução da dolomita, calcita e de silicatos, quando é menor, maior e igual à unidade, respectivamente. Nesse estudo, a maioria das amostras têm razões molares Ca^{2+}/Mg^{2+} maiores que 2, demonstrando que a concentração de Ca^{2+} deve ser afetada pela dissolução dos minerais silicáticos.

O gráfico bivariado HCO_3^- versus Na^+ (Figura 5F) mostra que as águas bicarbonatadas apresentam um coeficiente de correlação alto (0,7) e uma razão HCO_3^-/Na^+ maior ou igual a

1, revelando o intemperismo de minerais silicáticos (e.g., plagioclásios) nas águas subterrâneas. Já as águas cloretadas possuem razão HCO_3^-/Na^+ menor que 1, de modo que o excesso de Na^+ se deve principalmente a processos de troca catiônica.

5. CONCLUSÕES

Neste estudo, a análise química e os diagramas de distribuição dos íons principais demonstram que a composição química da água subterrânea nos aquíferos cristalinos da folha Amargosa, na região *centro-sul da Bahia*, resulta dos processos hidrogeoquímicos que atuaram durante o fluxo através dos mecanismos de interação água-rocha e da evaporação. Estes processos que controlam a composição química das águas, compreendem o intemperismo dos silicatos (e.g. plagioclásios, piroxênios e biotita), reações de troca de base e desequilíbrio cloro-alcálico.

Em geral, a qualidade da água subterrânea está intrinsecamente relacionada à condição climática, com 51% das amostras, no que diz respeito aos parâmetros aqui abordados, adequadas para consumo por humanos e distribuídas predominantemente nas porções orientais e representadas por precipitações acima de 800 mm/ano.

As fácies catiônicas mistas (Ca-Na) e aniônicas Cl e HCO_3^- são dominantes. Dessas, as fácies HCO_3^- se concentram nas porções orientais da área de estudo, típicas de clima subúmido e precipitações acima de 800 mm/ano, onde o fluxo hídrico subterrâneo é ativo. Já as fácies Cl, se concentram nas porções ocidentais, em condições semiáridas e precipitações inferiores a 800 mm/ano.

Destarte, a pesquisa contribuiu com informações contextuais acerca dos processos que controlam a assinatura geoquímica do aquífero cristalino e possíveis variações da composição da água subterrânea na folha Amargosa, de modo a elevar significativamente o conhecimento desse meio complexo e lançar as bases para uma exploração mais racional de aquíferos anisotrópicos.

6. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de mestrado, à Companhia de Engenharia Hídrica e de Saneamento da Bahia (Cerb) pela concessão dos dados e ao Programa de Pós-graduação em Geologia da UFBA.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, 1969. [Anais...]. Salvador. 1969. p. 29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, p. 349-364, 1977.
- ALY, A. A. Hydrochemical characteristics of Egypt western de

- sert oases groundwater. *Arabian Journal of Geosciences*, v. 8, n. 9, p. 7551-7564, 2014. <https://doi.org/10.1007/s12517-014-1680-8>
- EATON, A. D.; CLESCERI, L. S.; GREENBERG, A. E.; FRANSON, M. A. H. *Standard methods for the examination of water and wastewater*. 19th ed. Washington, DC: American Public Health Association (APHA), 1995.
- AYENEW, T.; DEMLIE, M.; WOHNLICH, S. Hydrogeological framework and occurrence of groundwater in the Ethiopian aquifers. *Journal of African Earth Sciences*, v. 52, p. 97-113, 2008. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2008.06.006>
- BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: a synthesis. *Anais Da Academia Brasileira de Ciências*, v. 74, n. 2, p. 343-359, 2002. <https://doi.org/10.1590/s0001-7652002000200009>
- BARBOSA, J.S.F.; SABATÉ, P. Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 33, n. 1(Suplemento), p.7-14, 2003.
- BARBOSA, J.S.F.; SABATÉ, P. *Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil*: geodynamic features. *Precambrian Research* 13:1-27, 2004.
- BARBOSA, J.; NICOLLET, C.; LEITE, C.; KIENAST, J.; FUCK, R.; MACEDO, E. Hercynite-quartz-bearing granulites from Brejões Dome area, Jequié Block, Bahia, Brazil: Influence of charnockite intrusion on granulite facies metamorphism. *Lithos*, v. 92, n. 3-4, p. 537-556, 2006. <https://10.1016/j.lithos.2006.03.064>
- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. *Projeto Radam Brasil*: folha SD. 24 Salvador: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro. v. 24, 1981. 620 p. (Levantamento de Recursos Naturais, 24).
- BRASIL. Ministério da Saúde. Portaria GM/MS nº 888, de 04 de maio de 2021 - Altera o Anexo XX da Portaria de Consolidação GM/MS nº 5, de 28 de setembro de 2017, para dispor sobre os procedimentos de controle e de vigilância da qualidade da água para consumo humano e seu padrão de potabilidade. *Diário Oficial da União*, 2021. <https://www.in.gov.br/en/web/dou/-/portaria-gm/ms-n-888-de-4-de-maio-de-2021-318461562>
- CHADHA, D. K. A proposed new diagram for geochemical classification of natural waters and interpretation of chemical data. *Hydrogeology Journal*, v. 7, n. 5, p. 431-439, 1999. <https://doi.org/10.1007/s100400050216>
- CRUZ, S. C. P.; LEAL, A. B. M.; DAMASCENO, G. C.; PALMEIRA, D. S. *Carta geológica*: folha Amargosa - SD.24-V-D-II. Salvador: CPRM. Escala 1:100.000, 2014. <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/18290>
- DOMENICO, P.A.; SCHWARTZ, F.W. *Physical and chemical hydrogeology*. Wiley, New York, p 824, 1990.
- DUROV, S. A. *Natural waters and graphical representation of their composition*. Dokl. Akad. Nauk. USSR 59,87-90, 1948.
- ELANGO, L.; KANNAN, R. Chapter 11 Rock-water interaction and its control on chemical composition of groundwater. *Developments in Environmental Science*, p. 229-243, 2007. [https://doi.org/10.1016/s1474-8177\(07\)05011-5](https://doi.org/10.1016/s1474-8177(07)05011-5)
- FORNARI, A.; BARBOSA, J. S. F. Litogeoquímica do Batolito Enderbítico-Cranockítico do Complexo Jequié, na região de Laje e Mutuipe, Bahia. *Rev Bras Geoc*, v. 24, n. 1, p. 13-21, 1994.
- GIBBS, R. J. Mechanisms Controlling World Water Chemistry. *Science*, v. 170, n. 3962, p. 1088-1090, 1970. <https://doi.org/10.1126/science.170.3962.1088>
- GIRIDHARAN, L.; VENUGOPAL, T.; JAYAPRAKASH, M. Evaluation of the seasonal variation on the geochemical parameters and quality assessment of the groundwater in the proximity of River Cooum Chennai India. *Environ Monit Assess*, v. 143, p. 161-178, 2008. <https://doi.org/10.1007/s10661-007-9965-y>
- GULER, C. THYNE, G.D. Hydrologic and geologic factors controlling surface and groundwater chemistry in Indian Wells-Owens Valley area southeastern California USA. *J Hydrol* v. 285, p. 177-198, 2004. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.08.019>
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). *Mapa de Clima do Brasil*. Rio de Janeiro: IBGE. Escala 1:5.000.000, 2002.
- JALALI, M. Chemical characteristics of groundwater in parts of mountainous region, Alvand, Hamadan, Iran. *Environmental Geology*, v. 51, n. 3, p. 433-446, 2006. <https://doi.org/10.1007/s00254-006-0338-6>
- JALALI, M. Geochemistry characterization of groundwater in an agricultural area of Razan, Hamadan, Iran. *Environmental Geology*, v. 56, n. 7, p. 1479-1488, 2008. <https://doi.org/10.1007/s00254-008-1245-9>
- KEBEDE, S.; TRAVI, Y.; ALEMAYEHU, T.; AYENEW, T. Groundwater recharge, circulation and geochemical evolution in the source region of the Blue Nile River, Ethiopia. *Applied Geochemistry*, v. 20, n. 9, 1658-1676, 2005. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2005.04.016>
- KIM, M. J.; NRIAGU, J.; HAACK, S. Carbonate ions and arsenic dissolution by groundwater. *Environmental Science & Technology*, v. 34, p. 3094-3100, 2000. <https://doi.org/10.1021/es990949p>
- KINZELBACH, W.; BRUNNER, P.; VON BOETTICHER, A.; KGOTLHANG, L.; MILZOW, C. Sustainable water management in arid and semi-arid regions. In: WHEATER, H.; MATHIAS, S.; LI, X. (Eds.). *Groundwater Modelling in Arid and Semi-Arid Areas*. Cambridge: Cambridge University Press, 2010. P. 119-130. <https://doi.org/10.1017/CB09780511760280.009>
- KUMAR, P. J. S. Evolution of groundwater chemistry in and around Vaniyambadi Industrial Area: Differentiating the natural and anthropogenic sources of contamination. *Chemie Der Erde - Geochemistry*, v. 74, n. 4, p. 641-651, 2014. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2014.02.002>
- KUMAR, H.; SAINI, V.; KUMAR, D.; CHAUDHARY, R.S. Influence of trisodium phosphate (TSP) anti-salant on the corrosion of carbon steel in cooling water systems. *Indian J Chem Technol* v. 16, p. 401-410, 2009.

- MACDONALD, A.M.; BONSOR, H.C.; DOCHARTAIGH, B.É.Ó.; TAYLOR, R.G. Quantitative maps of groundwater resources in Africa. *Environ. Res. Lett.* 7, 024009, 2012. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/2/024009>
- MACEDO, E. P. *Petrografia, litogeoquímica, metamorfismo e evolução geotectônica dos granulitos das regiões de Amargosa, Brejões, Santa Inês, Jaguaquara e Itamarí, Bahia, Brasil*. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador, p. 336, 2006.
- MAHMOUDI, N.; NAKHAEI, M.; PORHEMMAT, J. Assessment of hydrogeochemistry and contamination of Varamin deep aquifer, Tehran Province, Iran. *Environmental Earth Sciences*, v. 76, n. 10, 2017. <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6698-2>
- MATTHESS, G. *The properties of groundwater*. Wiley, New York, p 498, 1982.
- MONDAL, N. C.; SINGH, V. P.; SINGH, V. S.; SAXENA, V. K. Determining the interaction between groundwater and saline water through groundwater major ions chemistry. *Journal of Hydrology*, v. 388, n. 1-2, p. 100–111, 2010. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.04.032>
- PIPER, A. M. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Transactions, American Geophysical Union*, v. 25, n. 6, p. 914, 1944. <https://doi.org/10.1029/tr025i006p00914>
- SCANLON, B.R.; KEESE, K.E.; FLINT, A.L.; FLINT, L.E.; GAYE, C.B.; EDMUNDS, W.M.; SIMMERS, I. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrol. Process*. V. 20, p. 3335–3370, 2006. <https://doi.org/10.1002/hyp.6335>
- SCHOELLER, H. *Geochemistry of groundwater*. An international guide for research and practice. UNESCO, cap. 15, p 1–18, 1967.
- SIVASUBRAMANIAN, P.; BALASUBRAMANIAN, N.; SOUNDRA-NAYAGAM, J. P.; CHANDRASEKAR, N. Hydrochemical characteristics of coastal aquifers of Kadaladi, Ramanathapuram District, Tamilnadu, India. *Applied Water Science*, v. 3, n. 3, p. 603–612, 2013. <https://doi.org/10.1007/s13201-013-0108-z>
- SRINIVASAMOORTHY, K.; CHIDAMBARAM, S.; PRASANNA, M. V.; VASANTHAVIHAR, M.; PETER, J.; ANANDHAN, P. Identification of major sources controlling groundwater chemistry from a hard rock terrain – A case study from Mettur taluk, Salem district, Tamil Nadu, India. *Journal of Earth System Science*, v. 117, n. 1, p. 49–58, 2008. <https://doi.org/10.1007/s12040-008-0012-3>
- SULTAN, M.; YAN, E.; STURCHIO, N.; WAGDY, A.; GELIL, K.A.; BECKER, R.; MANOCHA, N.; MILEWSKI, A. Natural discharge: A key to sustainable utilization of fossil groundwater. *J. Hydrol.* v. 335, p. 25–36, 2007. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.034>
- TOUMI, N.; HUSSEIN, B. H. M.; RAFRAFI, S.; EL KASSAS, N. Groundwater quality and hydrochemical properties of Al-Ula Region, Saudi Arabia. *Environmental Monitoring and Assessment*, v. 187, n. 3, 2015. <https://doi.org/10.1007/s10661-014-4241-4>
- UMAR, A.; UMAR, R.; AHMAD, M.S. Hydrogeological and hydrochemical framework of regional aquifer system in KaliGanga sub-basin India. *Environ Geol*, v. 40, n. 4–5, p. 602–661, 2001. <https://doi.org/10.1007/s002540000215>
- WORLD HEALTH ORGANIZATION (WHO). *Guidelines for drinking-water quality*. 4. ed. Geneva, 2011.
- YOUSIF, M.; EL-AASSAR, A. H. M. Rock-water interaction processes based on geochemical modeling and remote sensing applications in hyper-arid environment: cases from the south-eastern region of Egypt. *Bulletin of the National Research Centre*, v. 42, n. 1, 2018. <https://doi.org/10.1186/s42269-018-0004-7>
- ZAKI, N.A.; HAGHIGHI, A.T.; ROSSI, P.M.; TOURIAN, M.J.; KLØVE, B. Monitoring Groundwater Storage Depletion Using Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) Data in Bakhtegan Catchment, Iran. *Water*, v. 11, n. 1456, 2019. <https://doi.org/10.3390/w11071456>