

# ESTUDO GEOQUÍMICO DE ÁGUAS DA REGIÃO DA BRAQUIANTICLINAL DE MONTE ALEGRE (PA) COM ÊNFASE NAS FONTES TERMOMINERAIS

Gisele Correa dos Anjos <sup>(1)</sup>, Elem Cristina Lopes <sup>(1)</sup> e Raimundo Netuno Villas <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal do Pará, Av. Augusto Correia 1, Caixa Postal 1611, 66075-110 Belém-PA, [gianjos@ufpa.br](mailto:gianjos@ufpa.br); [elem@ufpa.br](mailto:elem@ufpa.br)

<sup>(2)</sup> Departamento de Geologia, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Av. Augusto Correia 1, Caixa Postal 1611, 66075-110 Belém-PA, [netuno@ufpa.br](mailto:netuno@ufpa.br)

## ABSTRACT

Different types of water samples from the Monte Alegre dome structure, central-western Pará state, were studied chemically and isotopically (O and H), and subsurface temperatures for the thermal springs estimated with basis on the silica and Na-K-Ca geothermometers. The waters are of meteoric origin and their distinct chemical compositions reflect not only the mineral environment through which they percolate, but also specific redox reactions operating in the rocks. Most water samples are in equilibrium with kaolinite, but a few spring water samples equilibrated with muscovite. The silica geothermometer better suits the Monte Alegre spring water characteristics and yields temperatures over a range from 46 to 76°C. An average depth of 1170 m was estimated for the water circulation using an average temperature of 65°C.

**Key words:** Monte Alegre brachianticline, hot springs, water chemical composition, O and H isotopes, chemical geothermometers

## RESUMO

Amostras de água superficial, subterrânea e termomineral da região da braquianticlinal de Monte Alegre foram estudadas química e isotopicamente (O e H), e temperaturas em profundidade estimadas para as águas termominerais com base nos geotermômetros da sílica e Na-K-Ca. As águas são de origem meteórica e as diferentes composições químicas que elas apresentam refletem não só os tipos litológicos pelos quais elas percolam, como também reações de oxidação-redução que ocorrem nas rochas. A maioria das amostras de água está em equilíbrio com a caulinita, ainda que algumas amostras de água termomineral tenham equilibrado com a muscovita. O geotermômetro da sílica melhor responde às características das águas termominerais de Monte Alegre e fornece temperaturas na faixa de 46 a 76°C. Para uma média de 65°C, a profundidade alcançada por essas águas foi estimada em 1170 m.

**Palavras-chaves:** Braquianticlinal de Monte Alegre, fontes termominerais, composição química de água, isótopos de O e H, geotermômetros químicos

## INTRODUÇÃO

A braquianticlinal de Monte Alegre, cuja zona central dista cerca de 15 km a NW da cidade de Monte Alegre, é uma das mais proeminentes estruturas geológicas da Bacia do Amazonas, possuindo forma elíptica em superfície (Figura 1). Nela ocorrem fontes de águas termais sulfurosas, que alcançam temperatura de quase

36°C, a mais conhecida sendo a fonte Menino Deus, hoje aproveitada para lazer público.

O principal objetivo deste trabalho foi estudar o comportamento geoquímico das águas superficiais, subterrâneas e termominerais e sua interação com rochas que compõem aquela estrutura, bem como determinar com quais minerais essas águas poderiam estar saturadas.

Objetivou-se, ainda, a caracterização isotópica das águas termominerais, em termos de  $d^{18}O$  e  $dD$ , no sentido de verificar sua relação com linhas de água meteórica disponíveis na literatura, em particular para a região amazônica, e, assim, avaliar a possível mistura com águas de outras origens ou mesmo o grau de fracionamento decorrente da interação com as rochas pelas quais percolam. Com a utilização dos geotermômetros químicos da sílica e Na-K-Ca estimou-se, indiretamente, a temperatura a que as águas termominerais estão aquecidas em profundidade.

## MÉTODOS E TÉCNICAS EMPREGADOS

A amostragem foi realizada em outubro de 2002, no início da estação chuvosa. Foram coletadas 21 amostras, sendo três de água de igarapés pequenos, uma do rio Maecuru, nove em poços domésticos com profundidade entre 2,5 e 8 m, duas em poços tubulares de 30 e 264 m de profundidade e seis de fontes termominerais sulfurosas (Tabela 1). Essas amostras foram acondicionadas em frascos de polietileno de 1L e mantidas sob refrigeração até o momento da análise. Para dosagem dos íons  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{+2}$  e  $Mg^{+2}$  foram coletados 200 mL de água de cada local, também em frascos de polietileno, mantidos sem refrigeração, aos quais foi adicionado ácido nítrico concentrado ( $pH \leq 2$ ). Foram medidos, *in situ*, o pH, a temperatura, a condutividade elétrica e os sólidos totais dissolvidos (STD) com a ajuda de aparelhos portáteis. No campo foi determinada a alcalinidade total pelo método titulométrico com metil laranja. As amostras foram analisadas nos laboratórios de Análises Químicas e de Absorção

Atômica do Centro de Geociências da UFPA. Para determinação de cloreto foi utilizado o método titulométrico com nitrato de mercúrio; para o sulfato utilizou-se o método turbidimétrico do sulfato de bário; para o ferro total utilizou-se o método colorimétrico, para a sílica o método colorimétrico e os metais Na, K, Ca e Mg foram determinados por espectroscopia de absorção atômica em um equipamento *Perkin Elmer* modelo 3300. Os valores de  $HCO_3^-$  foram calculados a partir da relação que considera que 1 ppm de  $CaCO_3$  (alcalinidade) corresponde a 1,22 ppm de  $HCO_3^-$  (Custódio & Llamas, 1976). As análises isotópicas de O e H ( $d^{18}O$  e  $dD$ ) das águas foram feitas no laboratório do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA-USP), em Piracicaba-SP.

## GEOLOGIA DA REGIÃO DA BRAQUIANTICLINAL DE MONTE ALEGRE

As rochas que formam a braquianticlinal de Monte Alegre fazem parte da bacia sedimentar do Amazonas, compreendendo os grupos Urupadi, Curuá, Tapajós e Javari, o diabásio Penatecaua e coberturas aluvionares (Figura 2). As descrições que se seguem são baseadas nos trabalhos de Cunha *et al.* (1994) e Pastana (1999).

O Grupo Urupadi (Devoniano Médio) é constituído pelas formações Maecuru e Erêrê. A Formação Maecuru é formada, na base, por arenitos brancos a cinza claros, micáceos, de granulação fina a média, que passam em direção ao topo para arenitos finos,ossilíferos, com intercalações de folhelhos cinza escuros.

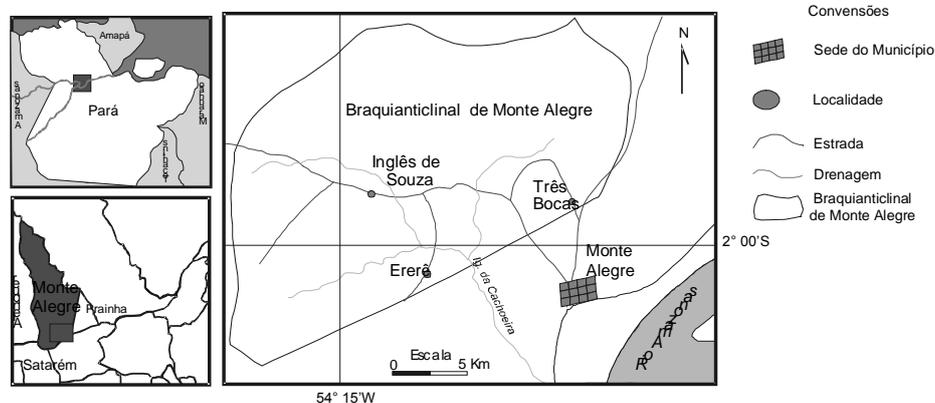


Figura 1 – Mapa de localização da região da braquianticlinal de Monte Alegre (modificado de Tancredi & Silva 1977).

**Tabela 1** - Coordenadas geográficas dos pontos de coleta das amostras de água com indicação das respectivas unidades estratigráficas em que ocorrem e locais de amostragem.

AMOSTRA	COORDENADAS		FORMAÇÃO GEOLÓGICA	LOCAL DE COLETA	
	S	W			
IG-1	1° 43'31"	53° 59'53"	Itaituba	Igarapé da Mulata	
FT-6A	1° 56'27"	54° 08'10"	Ererê	Fonte Menino Deus (banheiro 1)	
FT-6B	1° 56'27"	54° 08'10"		Fonte Menino Deus (banheiro 2)	
FT-6C	1° 56'27"	54° 08'10"		Fonte Menino Deus (banheiro 3)	
FT-8	1° 58'40"	54° 10'03"		Fonte do Desterro	
FT-9	1° 58'45"	54° 10'11"		Fonte São Manoel	
FT-10	1° 58'33"	54° 08'55"		Fonte do Espírito Santo	
FPT-14	1° 56'31"	54° 12'57"		Poço tubular profundo (264 m)	
PT-11	2° 00'05"	54° 10'50"		Poço raso (6 m)	
PT-12	1° 59'48"	54° 13'20"		Barreirinha	Poço raso (4 m)
PT-18	1° 54'05"	54° 12'37"			Poço raso (3 m)
PT-15	1° 55'39"	54° 16'30"	Curiri	Poço raso (4 m)	
PT-19	1° 52'25"	54° 12'40"		Poço raso (4 m)	
IG-4	1° 43'33"	54° 06'07"	Faro	Igarapé das Pedras	
PT-17	1° 56'18"	54° 18'57"		Poço raso (8 m)	
PT-20	1° 50'53"	54° 12'54"	Monte Alegre	Poço raso (2,5 m)	
PT-2	1° 43'48"	54° 00'19"	Alter do Chão	Poço tubular (17 m)	
IG-3	1° 48'50"	54° 01'29"		Igarapé Ipepaqui	
PT-5	1° 56'18"	54° 04'51"		Poço raso (5 m)	
PT-21	1° 58'30"	54° 06'18"		Poço tubular (30 m)	
IG-16	1° 56'22"	54° 19'09"		Aluviões	Rio Maecuru

A Formação Ererê é representada por siltitos cinza esverdeados, silicificados,ossilíferos, localmente piritosos e com marcas de ondas, bem como por arenitos brancos a avermelhados, micáceos, com granulação média, além de camadas bastante delgadas de folhelhos cinza escuro. Na porção central da braquianticlinal (onde brotam as fontes termais estudadas), a seqüência exibe sinais de recristalização e consiste fundamentalmente de siltitos cinza-azulados, horizontalizados, estratificados, com delgadas intercalações de folhelho cinza a amarelado. Os siltitos são resistentes ao choque e, ao partirem-se, o fazem segundo prismas regulares.

O Grupo Curuá compreende as formações Barreirinha e Curiri, do Devoniano Superior, e Oriximiná e Faro, do Carbonífero Inferior. Na Formação Barreirinha, predominam folhelhos negros, carbonosos, micáceos, piritosos e radiativos, localmente intercalados com arenitos finos e folhelhos creme. A

Formação Curiri é composta por folhelhos e siltitos, com subordinados leitos de arenito. A Formação Oriximiná é representada por arenitos, intercalados com siltitos e folhelhos. A Formação Faro é composta na base essencialmente por arenitos, enquanto no topo predominam siltitos intercalados com folhelhos.

O Grupo Tapajós é composto pelas formações Monte Alegre (Carbonífero Superior), Itaituba (Permo-Carbonífero), Nova Olinda (Permo-Carbonífero) e Andirá (não aflorante na área em estudo). A Formação Monte Alegre consiste de quartzo arenitos, médios a grossos, localmente conglomeráticos e intercalados com folhelhos. Logo acima, em contato gradacional, ocorrem os calcários e evaporitos da Formação Itaituba e da Formação Nova Olinda, esta última também composta de arenitos e siltitos castanho avermelhados e esverdeados.

O diabásio Penatecaua (Juro-Cretáceo), sobretudo na forma de soleiras, está alojado nas

rochas devonianas e carboníferas, exibindo coloração cinza a esverdeada, com fenocristais de plagioclásio.

O Grupo Javari é composto pelas formações Alter do Chão (Terciário) e Solimões (que também não aflora na área em estudo). A Formação Alter do Chão é constituída por

espessos pacotes de arenitos quartzosos com camadas finas argilosas subordinadas, de cores variegadas, e concreções lateríticas locais.

Os mais recentes registros de sedimentação são representados pela cobertura quaternária aluvionar, consistindo de depósitos de argilas, siltes, areias e cascalhos. Constituem

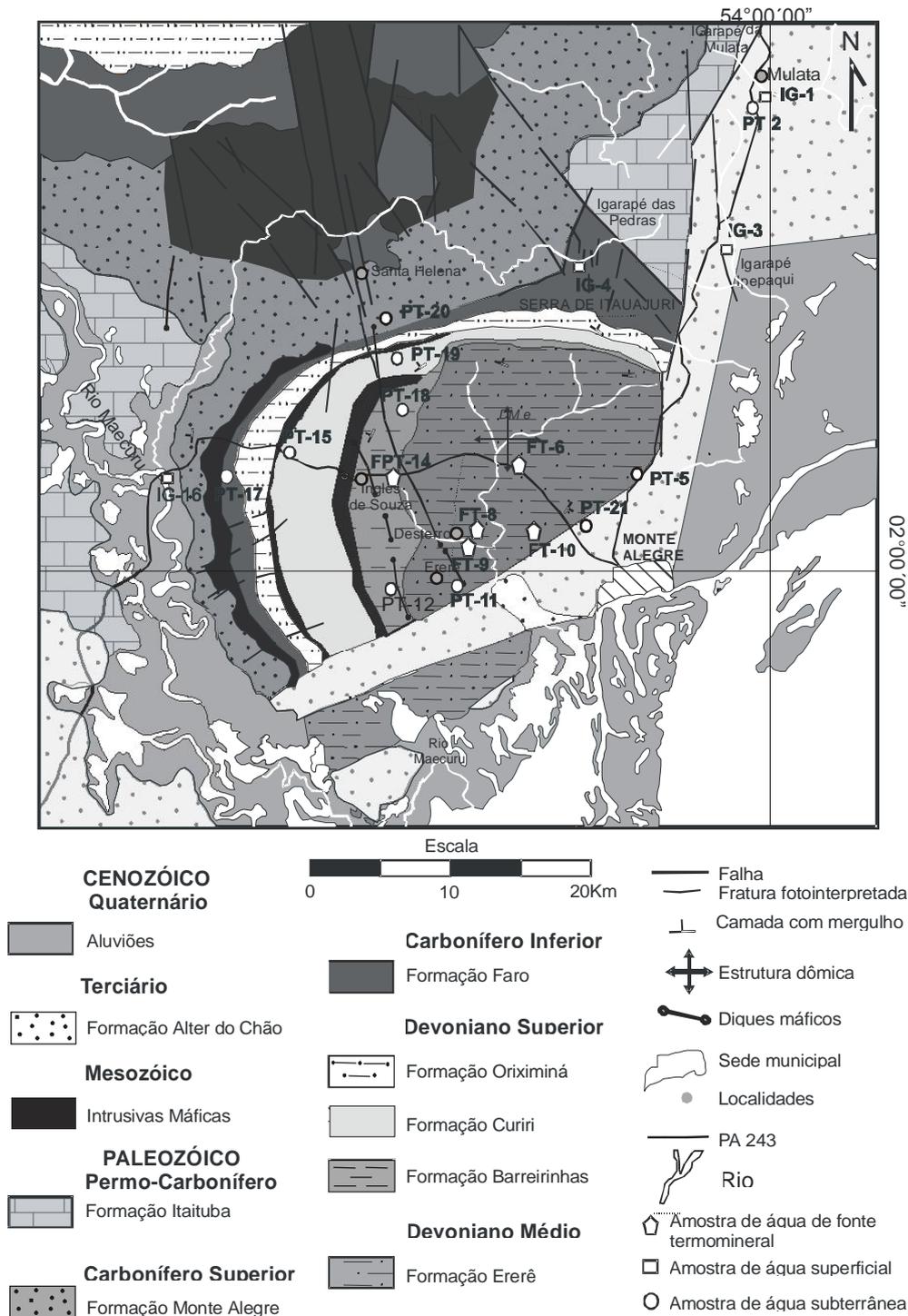


Figura 2 – Mapa geológico da região da braquianticlinal de Monte Alegre em que estão localizados os pontos de amostragem de água (modificado de Pastana 1999).

as planícies de inundação dos principais cursos d'água que drenam a área.

A braquianticlinal de Monte Alegre têm eixos maior e menor com cerca 32 e 16 km e direções, respectivamente, de NE-SW e NW-SE (Montalvão & Oliveira, 1975). Os mergulhos das camadas são variáveis, entre 2 e 20°. Falhas de direções NNW-SSE, E-W, NW-SE e N-S cortam comumente a estrutura. No seu flanco sudeste ocorre uma falha com direção geral N60°E, atribuída à reativação de estruturas preexistentes, que se estende por aproximadamente 25 km, colocando em contato lateral rochas paleozóicas da Formação Erê e terciárias clásticas da Formação Alter do Chão (Pastana, 1978). De

acordo com Cunha & Caputo (1976), a fonte termal Menino Deus está associada a uma falha de direção aproximada N-S. Na sua porção central, a braquianticlinal apresenta fraturas orientadas preferencialmente segundo N-S, E-W e N15-25°E.

Com relação à origem, Pastana (1978) admite que a braquianticlinal de Monte Alegre provém do intenso magmatismo máfico ocorrido na bacia do Amazonas durante o Mesozóico. Esse magmatismo teria gerado corpos com forma de lacólitos, cuja ascensão teria provocado intensa deformação na seqüência paleozóica sobrejacente. Para Viana (2001), esse magmatismo foi causado por uma pluma (*hot*

**Tabela 2** - Parâmetros físicos e químicos (em ppm) das amostras de água coletadas na região de braquianticlinal de Monte Alegre.

Parâmetros Formações	pH	T (°C)	Cond (uS/cm)	STD	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Fe total	Alc. Total ppm CaCO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>
<b>ITAITUBA</b>														
IG-1	7,3	28	124	59	5	1,4	29	4	27	4	79	0,36	64,5	-
<b>ERERÊ</b>														
FT-6A	7,4	35,6	1178	568	230	15,3	19	3	8,6	199	327	0,08	268	18
FT-6B	7,4	34	1187	572	239	17	19	3	9,3	202	335	0,04	274	15,5
FT-6C	7,7	30	1213	587	239	16	20	3	9,2	204	328	0,11	269	27
FT-8	7,2	33	611	291	83	9,4	33	8	20	61	225	0,28	184,5	26,5
FT-9	7,2	29	635	304	95	9,2	33	8	17,6	65,8	241	0,32	197,5	26,9
FT-10	7,2	33	1020	489	186	13	25	5	9,8	160	300	1,16	246	12,7
FPT-14	7,5	35,8	1246	599	263	9,1	21	7	9,4	156	380	1,44	311	22,4
PT-11	3,0	29,9	664	317	60	16	14	7	96,3	96	0	3,96	0	14,5
<b>BARREIRINHA</b>														
PT-12	5,4	29	71	33	6	3,5	4	3	9,6	5,5	18,5	0,07	15	-
PT-18	5,2	29	69	33	3	2,8	6	3	9,9	4,2	18	0,21	14,5	-
<b>CURIRI</b>														
PT-15	5,4	28,9	119	54	9	0,8	5	8	27,4	4	25	2,16	20,5	-
PT-19	7,3	28	505	241	23,5	1,3	29	45,5	10	4,7	358	0,03	293,5	-
FARO														
IG-4	7,4	33	115	54	8	1,8	10	5	3,4	7	58	0,11	47,5	-
PT-17	5,2	29	85	40	8	5	4	2	6	15,7	11,5	0,06	9,5	-
<b>MONTE ALEGRE</b>														
PT-20	6,7	28,5	355	169	29	3,3	31	14	19,8	7	168	0,42	138	-
<b>ALTER DO CHÃO</b>														
PT-2	4,4	30	52	24	8	3,6	3	2	1,6	4	6,7	0,02	5,5	-
IG-3	6,3	27	21	10	2	1,8	4	1	1,7	1	12,2	0,63	10	-
PT-5	4,8	28,8	34	15	3	0,1	4	1	3,8	3,5	7,9	0,11	6,5	-
PT-21	4,8	30,6	21	10	1	0,3	4	0,1	2,4	0,8	0	0,02	0	-
<b>ALUVIÕES</b>														
IG-16	6,6	34	37	18	4	1,6	4	1	6,6	2,5	17,6	0,56	14,5	-

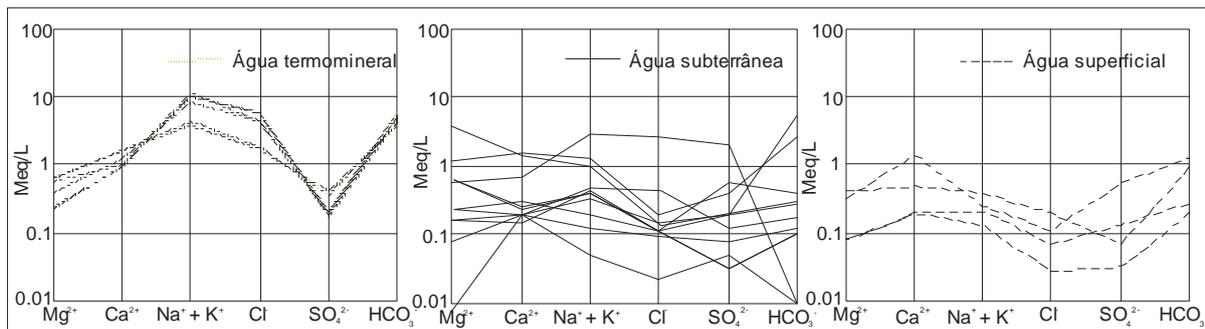


Figura 3 – Diagramas de Shoeller-Berkaloff mostrando as relações químicas existentes entre os três tipos de água estudados em Monte Alegre.

spot), que teria se manifestado durante a separação das placas sul-americana e africana há mais de 180 Ma.

### CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DE ÁGUAS DA REGIÃO DA BRAQUIANTICLINAL DE MONTE ALEGRE

Os dados físicos e químicos de amostras de águas termominerais, subterrâneas e superficiais da região da braquianticlinal de Monte Alegre (Tabela 2) revelam grandes diferenças entre si, com destaque para as águas das fontes termominerais que são mais ricas em sais dissolvidos e apresentam os mais altos valores de condutividade elétrica.

As diferenças químicas ficam bem evidenciadas no diagrama de Schoeller-Berkaloff (Figura 3), que mostra serem as águas termominerais e superficiais composicionalmente mais homogêneas do que as subterrâneas. De fato, enquanto as razões entre a maior e menor concentração de um mesmo componente nas águas termominerais e superficiais não ultrapassam, respectivamente, 3,3 e 16, nas águas subterrâneas elas são, à exceção do  $Ca^{+2}$ , superiores a 40 e comumente acima de 100. Ademais, as águas termominerais são bem mais ricas em álcalis,  $HCO_3^-$  e  $Cl^-$ , com concentrações dos solutos entre 1 e 10 meq/L, enquanto as águas superficiais revelam teores abaixo de 1 meq/L para a grande maioria dos componentes. Por seu turno, as águas subterrâneas apresentam uma variação bem mais ampla nos teores dos íons dissolvidos, ainda que, em geral, os valores também sejam inferiores a 1 meq/L.

As diferenças composicionais ficam também evidentes no diagrama de Langelier-Ludwig (Figura 4), o qual não só confirma a maior homogeneidade das águas termominerais e superficiais, como também permite separar as águas subterrâneas em dois grupos distintos com razões  $(SO_4^- + Cl^-)/HCO_3^-$  maiores e menores do que a unidade.

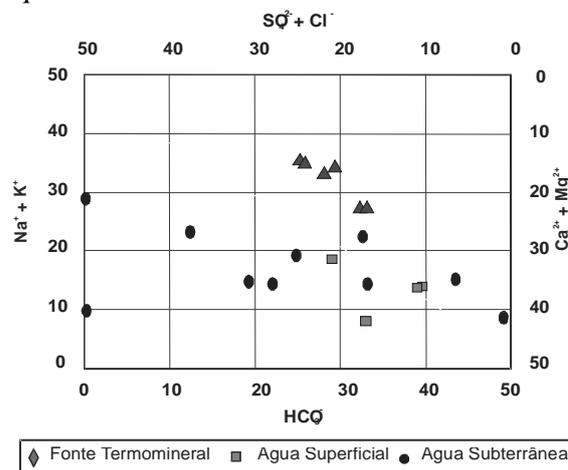
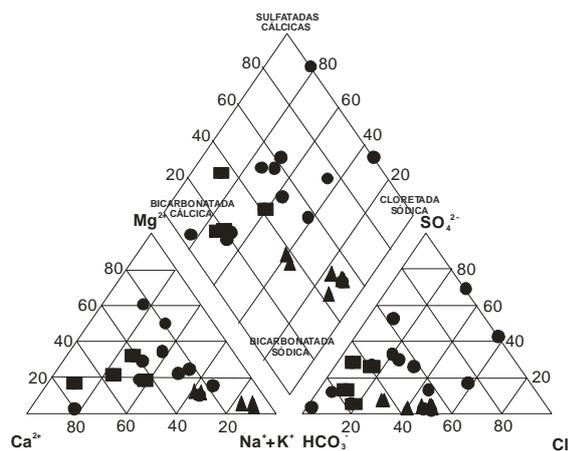


Figura 4 – Diagrama Langelier-Ludwig destacando dois grupos de água subterrânea com razões  $(SO_4^{-2} + Cl^-) / HCO_3^-$  maiores e menores que a unidade.

### Classificação das águas

Utilizando-se o diagrama de Piper (Figura 5), foi possível identificar dois tipos de águas termominerais: 1) as bicarbonatadas sódicas, que são representadas pelas fontes Desterro (FT-8), São Manoel (FT-9) e Espírito Santo (FT-10); e 2) as bicarbonatadas a cloretadas sódicas, que são as amostras da fonte do Menino Deus (FT-6) e do poço termal de Inglês de Souza (FPT-14). As amostras de água subterrânea ocupam, em geral, o centro do diagrama, com algumas localizadas nos campos das águas sulfatadas cálcicas e bicarbonatadas cálcicas. As águas superficiais, por sua vez, mostram composição bicarbonatada cálcica.



**Figura 5** – Diagrama de classificação de Piper, com base nos íons maiores para as águas da braquianticlinal de Monte Alegre. Os símbolos são os mesmos da Figura 4.

### *Relação entre os íons dissolvidos*

A origem dos solutos em soluções aquosas pode ser inferida com base nas razões entre suas concentrações (Stallard & Edmond, 1983 e 1987; Souza, 1996). Na bacia do Amazonas, por exemplo, águas com razões  $(Na^+ + K^+)/Cl^- = 1$  e  $Na^+/Cl^- = 1$  foram interpretadas como decorrentes da dissolução congruente de sais evaporíticos (Stallard & Edmond, 1983). Em áreas com predominância de rochas silicáticas, por outro lado, é mais difícil inferir a origem dos íons devido à dissolução incongruente que caracteriza a maioria das reações de alteração dos silicatos (Souza, 1996), além de que, para melhor precisá-la, se torna necessário conhecer o grau de interação fluido-rocha (Frape & Fritz, 1987).

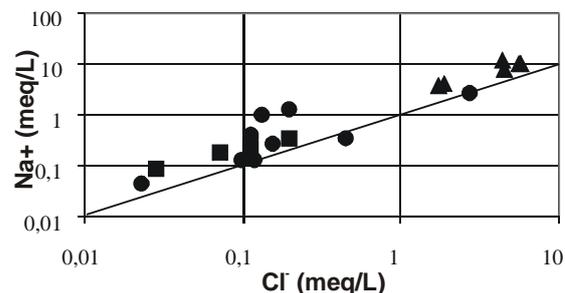
As relações iônicas das águas de Monte Alegre foram avaliadas com base não-somente nas razões  $Na^+/Cl^-$  e  $(Na^+ + K^+)/Cl^-$ , já que, por conta da redução dos sulfatos, as razões  $Ca^{2+}/HCO_3^-$  e  $(Ca^{2+} + Mg^{2+})/HCO_3^-$  poderiam levar a falsas interpretações (Custódio & Llamas, 1973).

### *Razões $Na^+/Cl^-$ e $(Na^+ + K^+)/Cl^-$*

As águas de Monte Alegre apresentam razões  $Na^+/Cl^-$  entre 1 e 7,7, limites estes balizados por amostras de água subterrânea (Figura 6). Essas razões para as águas termominerais e superficiais são similares e variam dentro do intervalo de 1,76 a 3.

Valores de  $Na^+/Cl^-$  superiores à unidade podem ser atribuídos à interação das águas com rochas clásticas psamíticas e pelíticas que são dominantes na região estudada. As amostras de água subterrânea e superficial com concentrações de  $Na^+$  e  $Cl^-$  de 0,12-0,13 meq/L, ou sejam, as mais diluídas, provavelmente representam os estágios iniciais dessa interação, estando os estágios mais avançados refletidos na composição das águas termominerais.

Como os teores de  $Na^+$  em qualquer amostra são sempre muito mais elevados do que os de  $K^+$ , as razões  $(Na^+ + K^+)/Cl^-$  não se desviam, a nenhum grau de significação, dos valores das razões  $Na^+/Cl^-$ . É possível que as rochas com as quais essas águas interagem sejam pobres em minerais de K ou que estes sejam mais resistentes aos processos de dissolução do que os minerais que contêm Na. Essas razões são bem similares às das amostras da bacia hidrográfica do rio Amazonas que drenam, principalmente, rochas intemperizadas e formadas de aluminossilicatos de  $Na^+$  e  $K^+$  (Stallard & Edmond, 1983).



**Figura 6** – Gráfico  $Na^+ \times Cl^-$  mostrando que a maioria das amostras de água da região da braquianticlinal de Monte Alegre possui razões  $Na^+/Cl^-$  superiores à unidade. Os símbolos são os mesmos da Figura 4.

### *Equilíbrio entre minerais e soluções aquosas*

Os diagramas de atividades, que descrevem o equilíbrio químico entre minerais e soluções aquosas, são muito úteis na interpretação do ambiente químico e de processos geoquímicos (Helgeson *et al.*, 1969).

Em soluções eletrolíticas, utiliza-se a atividade de um íon ou complexo em vez de sua concentração molar, sendo a relação entre elas estabelecida pelo coeficiente de atividade  $\gamma$ . Como as águas de Monte Alegre apresentam

**Tabela 3** - Parâmetros da equação de Debye-Hückel a 1 atm de pressão (compilado de Garrels & Christ 1965 e Drever 1988)

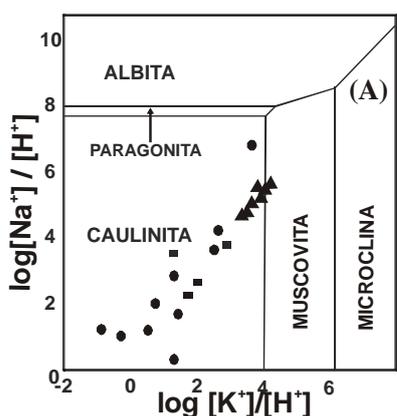
A		B (x 10 <sup>8</sup> )		a (x 10 <sup>-8</sup> )					
25°C	35°C	25°C	35°C	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup> , Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
0,5085	0,5175	0,3281	0,3297	5,0	5,5	4,0	3,5	5,0	5,4

força iônica menor ou igual a 0,012, portanto diluídas, empregou-se a equação original de Debye-Hückel (Garrels & Christ, 1965, Helgeson & Kirkham, 1974) para o cálculo dos coeficientes **g**, utilizando-se os valores do diâmetro efetivo **a** da espécie iônica e das constantes **A** e **B** do solvente listados na Tabela 3.

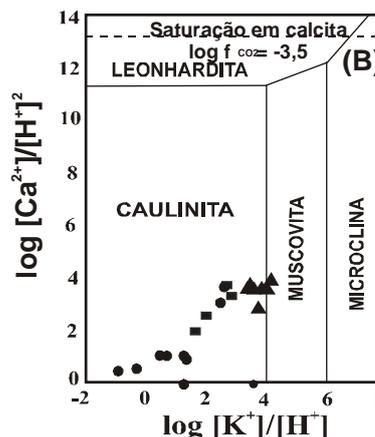
**Diagramas de equilíbrio**

A composição das amostras dos

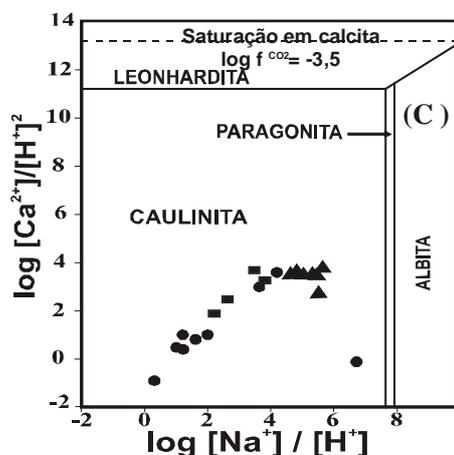
diferentes tipos de água estudados está representada nos diagramas binários log [Ca<sup>2+</sup>]/[H<sup>+</sup>]<sup>2</sup> x log [K<sup>+</sup>]/[H<sup>+</sup>], log [Ca<sup>2+</sup>]/[H<sup>+</sup>]<sup>2</sup> x log [Na<sup>+</sup>]/[H<sup>+</sup>] e log [Na<sup>+</sup>]/[H<sup>+</sup>] x log [K<sup>+</sup>]/[H<sup>+</sup>] (Figura 7A, 7B e 7C), que foram construídos para uma temperatura de 25°C (bem próxima da média anual de Monte Alegre) e com saturação em quartzo. De fato, pelo menos as águas das fontes termais e do poço PT-11, com base no diagrama log m<sub>SiO2</sub> x T (Figura 8), mostram-se saturadas neste mineral.



Sistema: HCl - H<sub>2</sub>O - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - K<sub>2</sub>O - Na<sub>2</sub>O - SiO<sub>2</sub>



Sistema: HCl - H<sub>2</sub>O - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - K<sub>2</sub>O - CaO - SiO<sub>2</sub>



Sistema: HCl - H<sub>2</sub>O - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - Na<sub>2</sub>O - CaO - SiO<sub>2</sub>

**Figura 7** – Diagramas de equilíbrio, a 25°C e 1 atm, entre soluções aquosas e minerais em termos de log [Ca<sup>2+</sup>]/[H<sup>+</sup>]<sup>2</sup> x log [K<sup>+</sup>]/[H<sup>+</sup>] (A), log [Ca<sup>2+</sup>]/[H<sup>+</sup>]<sup>2</sup> x log [Na<sup>+</sup>]/[H<sup>+</sup>] (B) e log [Na<sup>+</sup>]/[H<sup>+</sup>] x log [K<sup>+</sup>]/[H<sup>+</sup>] (C), nos quais estão representadas as amostras estudadas. Os símbolos são os mesmos da Figura 4. Fonte dos dados termodinâmicos para construção dos diagramas: Faure (1998).

O exame dos diagramas das figuras 7A a 7C deixa claro que a maioria das amostras está em equilíbrio com caulinita e que são subsaturadas em calcita para uma fugacidade de CO<sub>2</sub> igual a da atmosfera (10<sup>-3,5</sup> atm). Constatase, também, que a distribuição dos pontos correspondentes às amostras guarda uma distribuição linear, a qual evolui em direção ao campo de estabilidade da muscovita na seqüência geral água subterrânea → água superficial → água termomineral, com algumas amostras da última tendo equilibrado com esta mica (Figura 7A e 7B), mas, a despeito da alta razão Na<sup>+</sup>/K<sup>+</sup>, não com a paragonita (Figura 7C). Apesar da comum transformação da leonhardita para laumontita sob condições superficiais (Faure, 1998), deu-se preferência nas figuras 7B e 7C em mostrar o campo da leonhardita pois o limite entre a caulinita e a laumontita é marcado por  $\log [Ca^{+2}]/[H^+]^2 = 15,87$ , bem acima da superfície de saturação da calcita e, portanto, sem efeito prático para equilíbrio químico das amostras de água aqui estudadas.

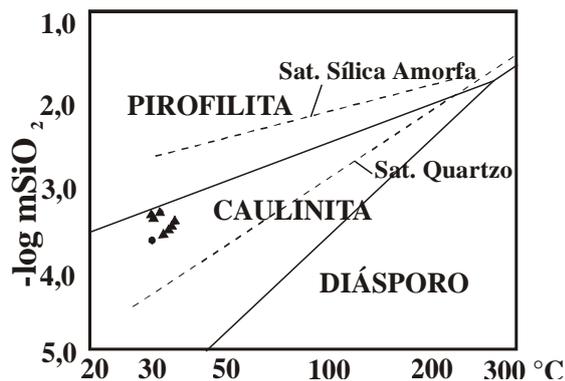


Figura 8 – Diagrama log m<sub>SiO<sub>2</sub></sub> x T mostrando os campos de estabilidade das fases minerais no sistema SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O (compilado de Hannington et al. 1998). Os triângulos correspondem às amostras das fontes termominerais e o círculo ao poço PT-11. A superfície de saturação da sílica amorfa foi construída com dados de Fournier (1985).

### CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS DAS ÁGUAS TERMOMINERAIS

As amostras para análise isotópica foram coletadas em duas fontes termominerais [Menino Deus (FT-6A, FT-6B e FT-6C) e Espírito Santo (FT-10)] e em poços (FPT-14, PT-11, PT-19 e PT-2). Devido à grande quantidade de matéria orgânica, não foram amostradas as outras duas fontes. As amostras com notação ACT referem-se à fonte Menino Deus e foram coletadas por A. C. Tancredi em 1977. Os resultados das

Tabela 4 - Resultados das análises isotópicas de dD e dO<sup>18</sup> para a água das fontes termais e poços na região da braquianticlinal de Monte Alegre.

DATA	AMOSTRA	δ D ‰	δ O <sup>18</sup> ‰
22/06/1977	ACT-1	-33	-5,6
25/06/1977	ACT-2	-23	-4,3
23/07/1977	ACT-3	-29	-5,2
22/08/1977	ACT-4	-29	-4,6
23/09/1977	ACT-5	-23	-4,5
6/10/1977	ACT-6A	-31	-5,4
6/10/1977	ACT-6B	-35	-5,5
15/09/2002	FPT-14	-34,6	-5,84
15/09/2002	PT-11	-28,1	-5,07
15/09/2002	PT-19	-33,7	-5,88
15/09/2002	PT-2	-34,4	-5,61
15/09/2002	FT-10	-34,1	-6,12
15/09/2002	FT-6A	-34,1	-5,94

análises (Tabela 4) estão representados na Figura 9 junto com dados de águas superficiais obtidos na ilha do Marajó, na foz do rio Amazonas (Reis et al., 1977).

O conjunto das amostras da ilha do Marajó gera uma reta descrita pela equação dD = 7,99 d<sup>18</sup>O + 10,29, que mostra virtualmente a mesma inclinação da linha de água meteórica global – LAM (Craig, 1961), apenas levemente mais empobrecida em <sup>18</sup>O e mais enriquecida em D. Com a inclusão das amostras de Monte Alegre, a inclinação torna-se ligeiramente menor (7,9), do mesmo modo que o intercepto no eixo dD (10,21).

As amostras das fontes de Monte Alegre exibem, em média, um pequeno enriquecimento

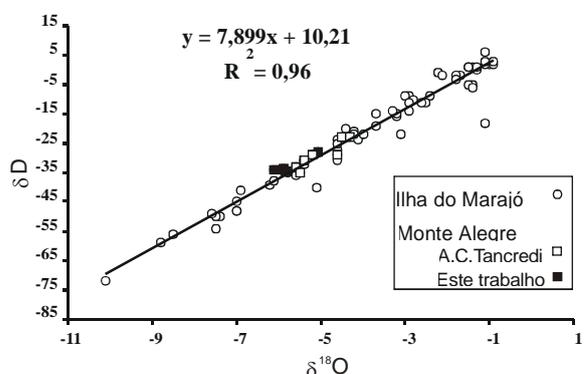


Figura 9 – Diagrama δD x δ<sup>18</sup>O em que estão representadas as amostras das águas das fontes termominerais e de poços da região de Monte Alegre junto com amostras de água pluviais da Ilha do Marajó (Reis et al. 1977).

em  $^{18}\text{O}$  (-5,2 ‰) e D (-30 ‰) em relação às dos poços (valores médios iguais a -5,5 ‰ e -32 ‰ para  $^{18}\text{O}$  e D, respectivamente). Essas diferenças, apesar da pouca quantidade de amostras e da maioria ter sido coletada em um único mês (outubro), podem indicar um maior tempo de contato das águas termominerais com as rochas e, assim, condições mais suscetíveis ao fracionamento isotópico.

## GEOTERMOMETRIA APLICADA ÀS ÁGUAS TERMOMINERAIS

Foram utilizados os geotermômetros químicos da sílica e Na-K-Ca para estimar as temperaturas em subsuperfície das águas termominerais. As concentrações de  $\text{SiO}_2$ , Na, K e Ca usadas nos cálculos constam da Tabela 2.

### *Geotermômetro de sílica*

O potencial do geotermômetro da sílica foi estabelecido já há algum tempo e várias equações têm sido propostas para os diferentes polimorfos em equilíbrio com a água (Truesdell, 1984) com resultados plenamente satisfatórios. Para o quartzo, sem perda de vapor d'água e dentro do intervalo de 0 a 250°C, foi definida a equação

$$T^{\circ}\text{C} = [1309/(5,19 - \log \text{SiO}_2)] - 273,15 \quad (1)$$

A escolha desta equação para calcular as temperaturas em subsuperfície das águas termominerais de Monte Alegre baseou-se no fato de elas estarem saturadas com quartzo, conforme demonstra o diagrama  $\log m_{\text{SiO}_2} \times T$  (Figura 8). Mais recentemente, Verma & Santoyo (1997) deram um tratamento estatístico aos dados de Fournier & Potter II (1982), aplicando o método robusto de detecção e rejeição de pontos tendenciosos e chegaram a duas equações, para diferentes intervalos de temperatura, que, segundo eles, apresentam erros menores no cálculo das temperaturas. No entanto, a diferença entre as novas equações e a equação 1 não

ultrapassou 2°C.

As temperaturas determinadas com a equação 1 estão apresentadas na Tabela 5. As fontes São Manoel, Desterro e Menino Deus (amostra FT-6) são as que apresentam as temperaturas mais elevadas (74-75°C), semelhantes à do poço tubular que é 5-6°C inferior. A temperatura mais baixa é verificada na fonte Espírito Santo (48°C), com diferença de 6 e 11°C em relação às duas amostras da fonte Menino Deus de temperatura menos elevada (FT-6A e FT-6B).

### *Geotermômetro Na-K-Ca*

As temperaturas da água em subsuperfície obtidas com este geotermômetro foram calculadas pela equação 2 abaixo, utilizando-se  $b = 4/3$ , uma vez que as amostras apresentam  $T < 100^{\circ}\text{C}$  e  $[\log(\text{Ca}^{1/2}/\text{Na}) + 2,06] > 0$  (Truesdell, 1984).

$$T^{\circ}\text{C} = 1647/[\log(\text{Na}/\text{K}) + b[\log(\text{Ca}^{1/2}/\text{Na}) + 2,06] + 2,47] - 273,15 \quad (2)$$

As amostras das fontes São Manoel e Desterro são as que apresentam as menores temperaturas (83-84°C), enquanto a fonte Menino Deus acusa as mais elevadas (média de 130°C), ficando a fonte Espírito Santo e o poço tubular com as temperaturas intermediárias (107-111°C) (Tabela 5). Em média, estes valores são cerca de 3,3 vezes maiores que as medidas feitas na superfície.

**Tabela 5** - Temperaturas (°C) medidas e calculadas pelos geotermômetros (GeoT) da sílica e Na-K-Ca (NKC)

Amostra	T medida	GeoT da sílica	GeoT NKC
FPT-14	35,8	69	107
FT-9	29	74	84
FT-8	33,2	74	83
FT-10	33,1	48	111
FT-6A	35,6	59	128
FT-6B	34,2	54	133
FT-6C	30,4	75	129

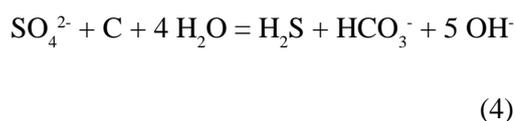
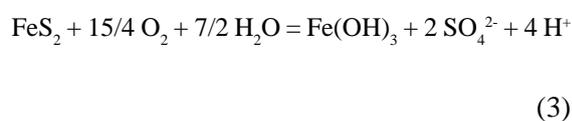
## DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

### *Origem dos solutos nas águas de Monte Alegre*

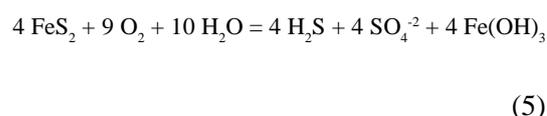
Uma avaliação mais rigorosa sobre a origem dos solutos presentes nas águas da região de Monte Alegre requereria o conhecimento da dinâmica do fluxo da água subterrânea, o que está fora do escopo deste trabalho. Nesta região predominam rochas clásticas (arenitos, siltitos e folhelhos), sendo pouco comuns as variedades carbonáticas, que estão praticamente restritas à Formação Itaituba. Embora não registrados nesta região, evaporitos podem ter sido precipitados localmente em época de clima árido sob o qual parte dos sedimentos da Formação Monte Alegre foi depositada.

Os dados analíticos das águas da região da braquianticlinal de Monte Alegre apontam para a grande influência exercida em sua composição química pelas formações rochosas das quais são oriundas ou pelas quais escoam. É inteiramente plausível, porém, ter havido aporte de material de outras formações, sobretudo considerando-se o arcabouço estrutural da região de Monte Alegre.

As águas relacionadas à Formação Ererê e coletadas em fontes termais e no poço tubular de 264 m de profundidade alcançam temperaturas na faixa de 50-80°C em subsuperfície (Tabela 5), o que potencializa a dissolução de minerais e pode explicar os mais altos valores de STD (290 a 600 ppm) das amostras estudadas. Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> e K<sup>+</sup> devem ter tido como fonte principal os fluidos intersticiais e os argilo-minerais das rochas. SO<sub>4</sub><sup>-2</sup> e HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> podem ter sido produzidos pelas reações abaixo, as quais descrevem a oxidação da pirita e da matéria carbonosa, presentes em alguns intervalos (folhelhos piritosos) do pacote sedimentar, pelas águas meteóricas oxidantes que se infiltram no subsolo.



A reação 4 justificaria os baixos teores de SO<sub>4</sub><sup>-2</sup> (0,18 a 2,0 meq/L) em consequência da produção de H<sub>2</sub>S, cuja presença empresta às águas termais o odor característico de gás sulfídrico. Este gás poderia, alternativamente, ser produzido em equilíbrio com SO<sub>4</sub><sup>-2</sup> por meio da reação 5.



As reações 4 e 5 explicariam o pH levemente alcalino das águas, bem como os baixos teores de ferro em solução que foi precipitado na forma de goethita, a qual confere a cor marrom avermelhada a várias rochas da Formação Ererê. Por seu turno, as características peculiares da água do poço PT-11 indicam que o sulfato não foi reduzido em grande escala, daí os seus altos teores e elevada acidez da água, bem evidenciados pela reação 3.

As águas associadas com a Formação Barreirinha, a qual contém muitos leitos de folhelhos piritosos, revelam teores moderados de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> e SO<sub>4</sub><sup>-2</sup>, sugerindo que processos de oxirredução similares (reações 3 e 4) também aí ocorrem, porém em escala bem menor comparativamente às águas da Formação Ererê. Em outras palavras, o grau de oxidação foi menor, tanto que o cheiro de gás sulfídrico não é perceptível e o pH mantém-se ácido (5,2-5,4).

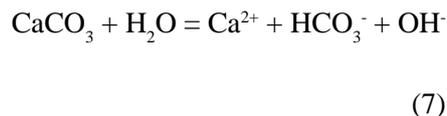
As duas amostras de água subterrânea relacionadas à Formação Curiri, coletadas a cerca de 10 km uma da outra, são composicionalmente bem diferentes, uma (PT-19) com STD aproximadamente cinco vezes maior do que o da outra (PT-15). É possível que as concentrações de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> e SO<sub>4</sub><sup>-2</sup> das águas do poço PT-19 resultem dos processos de oxirredução acima descritos, apesar de, até aqui, não ter sido observada a presença de pirita mesmo nos folhelhos cinzentos, os quais, potencialmente, poderiam contê-la. Contudo, há evidências de alteração hidrotermal com produção de mica

branca, epidoto e biotita (CPRM 1978), às quais algum sulfeto poderia estar associado. Há, assim, a possibilidade de os elevados teores de  $Mg^{+2}$  decorrerem da lixiviação dessa biotita. O mesmo não se pode atribuir às águas do poço PT-15 e aqueles ânions poderiam provir de outras formações ou, no caso do  $HCO_3^-$ , até mesmo da decomposição da matéria orgânica. Os dados químicos dessas duas amostras de água destacam o papel que os ânions  $HCO_3^-$  e  $SO_4^{-2}$  têm no controle do pH. A amostra, na qual a razão  $SO_4^{-2}/HCO_3^-$  é maior (PT-15), o pH é mais ácido (5,4) e aquela, na qual a razão  $SO_4^{-2}/HCO_3^-$  é menor (PT-19), o pH é alcalino (7,3). Por sinal, esta correlação foi observada em todas as amostras de água da região de Monte Alegre.

A amostra de água da Formação Monte Alegre apresenta algumas características químicas intermediárias às duas amostras oriundas da Formação Curiri, porém é mais rica em  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{+2}$  e  $Cl^-$ . É bem possível que aos arenitos continentais de ambiente árido a semi-árido da Formação Monte Alegre tenham se intercalado finos leitos de evaporitos, dos quais teriam sido liberados aqueles componentes. Outra possibilidade seria algum aporte a partir dos calcários da Formação Itaituba sobrejacente, implicando a circulação das águas primeiro nesta unidade e depois nos arenitos da Formação Monte Alegre.

O mesmo pode estar acontecendo com as águas do igarapé das Pedras que atravessa as rochas das formações Itaituba e Faro. As águas subterrâneas da Formação Faro, contudo, apresentam teores expressivos de  $HCO_3^-$ ,  $Cl^-$  e  $SO_4^-$ , que pode derivar da decomposição de matéria orgânica ou da dissolução de sais evaporíticos, como a nahcolita ( $NaHCO_3$ ), que estariam presentes na Formação Monte Alegre, sotoposta à Formação Faro.

As águas do igarapé da Mulata, por drenarem as rochas carbonáticas da Formação Itaituba, apresentam teores relativamente elevados de valores de  $Ca^{2+}$  (1,45 meq/L) e pH levemente básico. A dissolução do carbonato, descrita pela reação 7, gera  $HCO_3^-$  que também está presente em quantidades expressivas nessas águas (1,3 meq/L).



À parte a amostra do poço PT-11, as águas que percolam a Formação Alter do Chão são as que apresentam maior acidez e as menores concentrações de solutos, refletindo a constituição de suas rochas, cujos minerais essenciais são quartzo e caulinita (Tancredi, 1996), ambos altamente estáveis em condições superficiais.

Finalmente, as águas que drenam os sedimentos quaternários são extremamente pobres em íons dissolvidos, o que pode ser devido ao grande volume d'água do rio Maecuru, favorecendo a diluição dos seus constituintes.

#### ***Dados isotópicos e aplicação dos geotermômetros químicos***

Os dados isotópicos confirmam a hipótese, amplamente aceita na literatura, de que as águas de fontes termais em várias partes do mundo são resultado da circulação em subsuperfície de águas meteóricas.

A similaridade entre a composição isotópica das águas das fontes e dos poços na região da braquianticlinal de Monte Alegre indica que as águas meteóricas não atingiram temperaturas suficientemente altas ou que não permaneceram o tempo necessário para que ocorressem reações químicas com os minerais das rochas pelas quais percolaram, a ponto de proporcionar mudanças expressivas na composição isotópica.

De acordo com Gat (1981), o fracionamento isotópico devido à interação água-rocha ocorre quando a temperatura do aquífero atinge valores iguais ou superiores a 80°C. São bem distintos, entretanto, os valores obtidos com os geotermômetros da sílica e Na-K-Ca. Segundo Fournier & Truesdell (1973), os diferentes geotermômetros químicos, talvez por serem empíricos, dificilmente registram as mesmas temperaturas. Mas, possivelmente, as discrepâncias entre as temperaturas calculadas com os dois geotermômetros neste trabalho

decorrem do fato de o geotermômetro Na-K-Ca ter sido desenvolvido levando-se em conta o equilíbrio das águas com rochas contendo feldspatos, o que não é o caso da Formação Ererê, cujos tipos litológicos incluem arenitos, siltitos e folhelhos. Haveria a possibilidade de os diques/soleiras juro-cretácicos de diabásio, intrusivos nas rochas daquela formação, serem uma fonte de Ca e Na, mas, nesse caso, esperar-se-ia, com a dissolução congruente do plagioclásio (labradorita), maiores quantidades de Ca do que de Na em solução. Portanto, é muito provável que estes elementos e o potássio tenham sido extraídos dos argilo-minerais daquelas rochas sedimentares, nos quais estão presentes ou neles estão adsorvidos, o que imporá limitações à aplicação do geotermômetro Na-K-Ca para as águas termominerais de Monte Alegre.

Diante destas ponderações, é mais plausível admitir-se que as temperaturas estimadas com o geotermômetro da sílica sejam mais consistentes com o ambiente mineral da Formação Ererê, na qual quartzo e filossilicatos são muito abundantes.

Utilizando-se as temperaturas obtidas com o geotermômetro da sílica, calculou-se a profundidade de circulação da água, a partir da equação proposta por Desio (1965):

$$P = (T_w - T_a)/G \quad (\text{equação 3})$$

na qual P é a profundidade teórica mínima de circulação,  $T_w$  é a temperatura da água do reservatório,  $T_a$  é temperatura ambiente e G é o gradiente geotérmico local. Para a área estudada adotou-se uma temperatura ambiente igual a 25,6°C e um gradiente geotérmico de 30°C/km (Mario V. Caputo, informação verbal), encontrando-se profundidades entre 680 e 1680 m. Caso se usassem as temperaturas fornecidas pelo geotermômetro Na-K-Ca, as profundidades seriam bem maiores (1780 a 3350 m). No percurso de ida e volta, o tempo de contato com as rochas e as temperaturas alcançadas teriam sido adequadas para permitir trocas isotópicas, no entanto os dados de  $d^{18}O$  e  $dD$  das águas termominerais e dos poços de Monte Alegre mostram que o fracionamento foi insignificante. Aceitam-se, assim, como improváveis as temperaturas obtidas com o geotermômetro Na-K-Ca.

## CONCLUSÕES

As águas da região de Monte Alegre são composicionalmente bem distintas e foram classificadas de acordo com a predominância de seus íons. As águas termominerais são de dois tipos: as bicarbonatadas sódicas (fonte Menino Deus e poço termal) e bicarbonatadas a cloretadas sódicas (fontes Desterro, São Manoel e Espírito Santo). As águas subterrâneas apresentam composição variando de bicarbonatada cálcica a sulfatada cálcica (PT-11), enquanto as superficiais foram todas classificadas como bicarbonatadas cálcicas.

Com base nos diagramas de atividade-atividade a 25°C, a maioria das amostras de água estudadas está em equilíbrio com a caulinita. As águas termominerais, em particular, se concentram próximo do limite entre os campos de estabilidade da caulinita e da muscovita, algumas delas tendo equilibrado com esta mica.

As águas da região da braquianticlinal de Monte Alegre possuem uma variação muito ampla quanto às concentrações dos solutos e características físico-químicas. Há, assim, desde águas pobres (oriundas da Formação Alter do Chão e superficiais) até ricas em sais dissolvidos (fontes termominerais), assim como águas extremamente ácidas a levemente alcalinas e de baixa a alta condutividade elétrica. Essa variação reflete principalmente as características minerais do tipo litológico por onde percolam. Mas, não foi descartada a influência de rochas de outras formações no quimismo das águas e foi, até mesmo, inferida a presença de rochas ainda não observadas na região de Monte Alegre, como os evaporitos.

Em algumas amostras de água estudadas, reações de oxidação-redução, envolvendo espécies de enxofre e carbono, foram determinantes para sua composição química e controle do pH. Exemplos notáveis vêm de águas das formações Ererê, Barreirinha e Curiri.

A relação entre as águas termomineral, subterrânea e superficial estudadas está bem evidenciada nos diagramas catiônicos ternários. As águas termominerais se associam com as águas subterrâneas, com destaque para as fontes

Menino Deus, Espírito Santo e o poço PT-14, enquanto nas fontes Desterro e São Manoel a associação é mais evidente com as águas subterrâneas e superficiais. A comum situação de as águas subterrâneas alimentarem os cursos d'água fica também bem demonstrada no diagrama aniônico.

Para uma avaliação mais rigorosa sobre a origem dos solutos nas águas, recomenda-se a continuação destes estudos, que devem envolver um número bem maior de amostras, com coleta sazonal, e incluir análises petrográficas de rochas, se possível de testemunhos de sondagem porventura existentes na região. Além disso, deve-se realizar levantamentos geofísicos (métodos elétricos e potenciais) para subsidiar interpretações acerca das fontes de calor que causam o aquecimento das águas em subsuperfície.

As águas termominerais de Monte Alegre, aquecidas em subsuperfície, são de origem meteórica, havendo uma grande similaridade isotópica em termos de  $d^{18}O$  e  $dD$  entre elas e as águas dos poços da região. Essas composições caem na faixa de variação das águas amostradas na ilha do Marajó as quais, em relação à linha de água meteórica global, são levemente mais empobrecidas em  $^{18}O$  e mais enriquecidas em D. Em média, as águas das fontes termais apresentam um pequeno enriquecimento em  $^{18}O$  e D, quando comparadas com as dos poços, entretanto as variações estão dentro do erro analítico. Não se constata fracionamento isotópico significativo das águas, indicando que a interação com as rochas foi

inexpressivo.

A aplicação do geotermômetro da sílica forneceu temperaturas na faixa de 46 a 76°C, com média de 65°C, enquanto o de Na-K-Ca acusou temperaturas entre 83 e 133°C, com média de 108°C. Essa discrepância foi interpretada, além da natureza empírica de ambos, como decorrente do ambiente mineral da Formação Ererê, cujas rochas são abundantes em quartzo e filossilicatos e aparentemente não contêm feldspatos. Assim, as temperaturas obtidas com o geotermômetro da sílica foram consideradas mais consistentes para as águas termominerais de Monte Alegre.

Usando-se a média de 65°C (geotermômetro da sílica), obteve-se uma profundidade de 1170 m para a circulação das águas meteóricas em subsuperfície.

As águas termominerais de Monte Alegre, apesar de não apresentarem temperaturas suficientemente altas para serem aproveitadas para aquecimento, possuem grande potencialidade no que diz respeito à balneabilidade.

#### AGRADECIMENTOS

Ao FUNTEC-SECTAM que deu suporte financeiro a esta investigação e à Prefeitura de Monte Alegre que auxiliou com apoio logístico. Ao professor Antônio Carlos Tancredi, nosso reconhecimento pela inestimável ajuda nos trabalhos de campo e cessão de dados isotópicos.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CPRM (1978) Relatório final do poço 4MA-IO-PA executado em Monte Alegre, PROJETO INCRA. 40p. (Relatório interno),
- CRAIG, H. (1961) Isotopic variations in meteoric waters. *Science* **133**: 1702-1703
- CUNHA, P. R. C. & CAPUTO, M. V. (1976) Novos aspectos da geologia de Monte Alegre e áreas circunvizinhas. PETROBRAS. 22p. (Relatório técnico interno).
- CUNHA, P. R. C.; GONZAGA, F. G.; COUTINHO, L. F. C. & FEIJÓ, F.J. (1994). Bacia do Amazonas. *In*: Boletim de Geociências da PETROBRAS, **8** (1): 47-55.
- CUSTODIO, E. & LLAMAS, M. R. (coord.) (1976) Hidrologia subterânea. Ediciones Omega S.A. 1157p.
- DESIO, A. (1965) II Problema delle acque sotterranee in Italia. *Atti Conv. Prol. Acque in Italia*, F. A. S. T. Milano
- DREVER, J. I. (1988) *The geochemistry of natural waters*. 2<sup>nd</sup> edition. Prentice Hall. 437p.
- FAURE, G. (1998) *Principles and applications of Geochemistry*. Prentice Hall, New Jersey, 600p.

- FOURNIER, R. O. (1985). The behavior of silica in hydrothermal solutions. In: *Geology and geochemistry of epithermal systems*. Rev. Econ. Geol. **2**:45-61
- FOURNIER, R. O. & TRUESDELL, A. H. (1973) An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **37**: 1255-1275
- FOURNIER, R. O. & POTTER II, R. W. (1982) A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. *Geothermal Research Council Bull*, **11**: 3-9.
- FRAPE, S.K. & FRITZ, P. (1987). Geochemical trends for groundwaters from the Canadian Shield. In: FRITZ, P. & FRAPE, S.K. (ed.) *Saline waters and gases in crystalline rocks*. Geol. Assoc. Canada, Special Paper **33**:19-38
- GARRELS, R. M. & CHRIST, C. L. (1965) *Solutions, minerals and equilibria*. Harper & Row Publ, 450p.
- GAT, J.R. (1981) Groundwater. In: GAT, J.R. & GONFIANTINI, R. (ed.) *Stable isotope hydrology – deuterium and oxygen-18 in the water cycle*. Intern. Atomic Energy Agency, Technical reports Series 210, p. 223-240.
- HANNINGTON, M.D.; POULSEN, K.H.; THOMPSON, J.F.H.; SILLITOE, R.H. 1998. Volcanogenic gold in the massive sulfide environment. In: BARRIE, C.T. & HANNINGTON, M.D. (ed.) *Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings*. Rev. Econ. Geol., **8**: 325-356
- HELGESON, H. G.; BROWN, T. H. & LEEPER, R. H. 1969. *Handbook of theoretical activity diagrams depicting chemical equilibria in geologic systems involving an aqueous solution at one atm and 0° to 300°*. Freeman, Cooper & Co., San Francisco, 253p.
- HELGESON, H.G. & KIRKHAM D.H. (1974). Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures: II. Debye-Hückel parameters for activity coefficients and relative partial molal properties. *Amer. J. Sci.*, **274**: 1199-1261
- MONTALVÃO, R. G. M. & OLIVEIRA, A. S. (1975) *Geologia da braquianticlinal de Monte Alegre e da rodovia Monte Alegre-Prainha*. Belém. Projeto RADAMBRASIL, 5, (Relatório Interno RADAMBRASIL, 54-G).
- PASTANA S.M.N. (org.). (1978) *Projeto Sulfeto de Alenquer-Monte Alegre. Relatório Final. v.1*. Belém, DNPM/CPRM.370p. (Relatório técnico).
- PASTANA, S.M.N (org.). (1999) *Síntese geológica e favorabilidade para tipos de jazimentos minerais do Município de Monte Alegre-PA*. Belém, CPRM/PRIMAZ. 34p. (Relatório técnico).
- REIS, C.M.; TANCREDI, A.C.F.N.S.; MATSUI, E.; SALATI, E. (1977). Caracterização das águas da região de Marajó através de concentrações de <sup>18</sup>O e D. *Acta Amazonica*, **7**:209-222
- SOUZA, E. L. (1996) *Fatores controladores do quimismo de águas subterrâneas da região nordeste do Pará*. Tese de Doutorado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 189p.
- STALLARD, R. F. & EDMOND, J.M. (1983) *Geochemistry of the Amazon 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load*. *J.Geoph. Research* **8** (14): 9671-9688.
- STALLARD, R. F. & EDMOND, J.M. (1987) *Geochemistry of the Amazon 3. Weathering chemistry and limits to dissolved inputs*. *J. Geoph. Research* **92** (8): 8293-8302.
- TANCREDI, A. C. F. N. S. & SILVA, A. R. B. (1977) *Reconhecimento hidrogeológico das fontes termais de Monte Alegre*. Belém, SEPLAN/IDESP. 50p. (Relatório técnico).
- TANCREDI, C. F. N. S. (1996) *Recursos hídricos subterrâneos de Santarém*. Tese de doutorado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 153p.
- TRUESDELL, A.H (1984) *Chemical geothermometers for geothermal exploration*. In: R. W. HENLEY; A. H. TRUESDELL; P. B. BARTON Jr.; J. A. C. WHITNEY (eds.) *Fluid-Mineral equilibria in hydrothermal systems*. Rev. Econ. Geol., **1**:31-43.
- VERMA, S. P. & SANTOYO, E. (1997) *New improved equations for Na/K, Na/Li and SiO<sub>2</sub> geothermometers by outlier detection and rejection*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.**79**: 9-23.
- VIANA, E. C. A. (2001) *Estudo geológico e geoquímico das águas térmicas de Monte Alegre, Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 58p.