

OCORRÊNCIAS BICARBONATADAS SÓDICAS ASSOCIADAS AO ACIDENTE DE GERÊS – LOBIOS DIVERSIDADE COMPOSICIONAL E TERMALIDADE

Alberto LIMA

Universidade do Minho, aslima@dct.uminho.pt

RESUMO

O acidente Gerês – Lobios constitui a porção intermédia de uma megaestrutura de orientação N17°E que recorta o Maciço Ibérico ao longo de uma extensão de cerca de 250 km. A este acidente estão associadas emergências bicarbonatadas sódicas, exóticas em termos regionais, nomeadamente nas localidades de Gerês (Portugal) e Lobios (Espanha), onde ocorrem manifestações de termalidade significativa. São águas de mineralização relativamente baixa, com valores de condutividade de 350 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ou um pouco superiores. Possuem pH no domínio alcalino e potencial redox que lhes confere características oxidantes. O sódio e o par bicarbonato/carbonato são claramente os mineralizadores principais destes fluidos termais que se distinguem das restantes águas subterrâneas por possuírem alguns elementos em concentrações inusitadas: Entre estes elementos destacam-se o flúor e o boro, que atingem concentrações de 12,5 mg/L e 136 $\mu\text{g}/\text{L}$, respectivamente.

Tratando-se de águas com quimismos semelhantes, ocorrem contudo diferenças, usualmente pouco significativas. O principal parâmetro distintivo das duas águas situa-se ao nível da sua termalidade. Assim, enquanto a temperatura de emergência da água do Gerês é de, aproximadamente, 45,5 °C, na emergência de Lobios registaram-se valores de temperatura superiores a 75 °C. Esta termalidade é adquirida devido a um circuito profundo, onde a água deverá atingir uma temperatura de reservatório da ordem dos 150 °C.

Admitindo um reservatório comum para as duas ocorrências, a diferença de temperatura na emergência entre as duas águas poderá traduzir, pelo menos em parte, o menor grau de mistura do fluido profundo de Lobios durante a ascensão.

PALAVRAS-CHAVE: Gerês, Lobios, ocorrências hidrominerais, águas termais.

1. Introdução

O acidente de Gerês – Lobios faz parte de um vasto contexto geodinâmico que engloba todo o Maciço Ibérico. Esta unidade constitui o fragmento sudoeste da Placa Armoricana, um bloco continental que terá sido separado da Gondwana no início do Paleozóico (VAN DER VOO, 1982). O Arco Ibero-Armoricano é formado pela associação de um segmento completo e bem exposto – o Arco Ibérico – com o ramo Armoricano, definindo uma virgação com convexidade para oeste (IGLESIAS *et al.*, 1983).

No segmento ibérico da Cadeia Varisca há suturas extensas que intersectam provavelmente toda a crosta e que funcionaram nas fases precoces em regime de deformação tangencial (PEREIRA, 1985). A Figura 1 mostra a rede de fracturação profunda do Maciço Ibérico, onde se observa que as direcções NNE-SSW a ENE-WSW são as mais frequentes e as mais extensas, podendo atingir várias centenas de quilómetros. Com menor expressão ocorre o sistema NW-SE que, na região em análise, se materializa essencialmente pela zona de cisalhamento de Vigo - Régua. A direcção NNE-SSW expressa-se pelos alinhamentos de Lugo – Lobios – Gerês – Vizela - Caldas de S. Jorge (acidente Gerês – Lobios) e Ortigueira – Melgaço - Caldas da Saúde – Leiria. Finalmente, a direcção ENE-WSW está bem patente na região, condicionando o traçado dos principais eixos de drenagem fluvial.

A tensão máxima que presidiu aos principais eventos hercínicos teve a orientação NE-SW, tendo originado fracturação em regime dúctil-frágil NW-SE e ENE-WSW e, ainda, fendas de tração NE-SW e NNE-SSW. Posteriormente (Estefaniano), o campo de tensões sofreu acentuada rotação, com a tensão máxima próxima de N-S. Perante este novo campo de tensões, as fracturas anteriormente geradas são retomadas e passam a desligamentos frágeis, dextrógiros no quadrante Oeste e sinestrógiros no quadrante Este. É nesta fase que o sistema NNE-SSW (onde se inclui o acidente Gerês – Lobios) atinge grandes proporções (RIBEIRO e PEREIRA, 1992). No Pérmico verifica-se nova rotação do campo de tensões, com a tensão máxima próxima de W-E. Este regime terá sido o responsável pelas fendas de tração W-E onde, posteriormente,

se terão instalado os filões básicos, constituindo, provavelmente, o último evento hercínico.

A deformação frágil de idade Jurássico superior – Cretácico inferior resulta essencialmente da translação da Península Ibérica em relação ao resto da Europa. A fracturação desta época afectou áreas mais reduzidas que as restantes fases e consiste na reativação das fracturas tardi-variscas.



Figura 1 – Fracturação profunda do Maciço Ibérico segundo PARGA (1970), ARTHAUD e MATTE (1975) e TAMAIN (1975). Assinala-se o sector Gerês – Lobios representado na Figura 3.

A região noroeste do Maciço Ibérico foi a mais afectada pela tectónica de fractura neogénica que, em muitos sectores, se terá prolongado até ao Quaternário (JULIVERT *et al.*, 1977). Segundo RIBEIRO e CABRAL (1992), esta tectónica é dominada pela reativação de acidentes frágeis tardi-hercínicos, verificando-se um franco desenvolvimento das falhas com orientação ENE-WSW, que se cruzam com outras de direcção N-S a NNE-SSW, gerando um mosaico de blocos com movimentação, em muitos casos, independente de bloco para bloco.

O campo de tensões regional e atual indica, para a compressão máxima horizontal, uma orientação aproximada NW-SE (RIBEIRO *et al.*, 1996). Perante este campo de tensões, as três famílias de fracturas dominantes (Figura 1) apresentam movimentações diferenciadas (Figura 2).

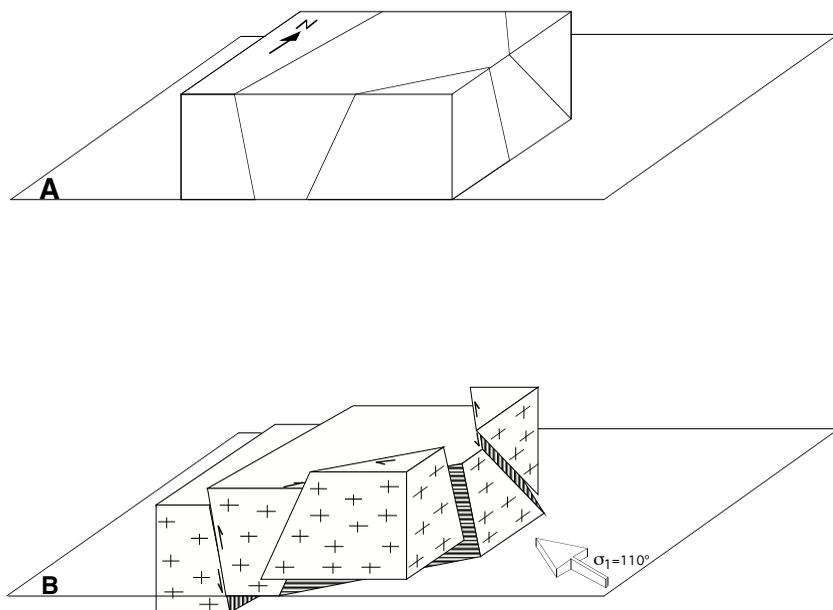


Figura 2 - Deformação frágil e estilo tectónico das falhas ativas no noroeste da Península Ibérica. A - orientação das principais famílias de fracturas; B - movimentações de acordo com o campo de tensões atual, onde a compressão máxima horizontal se situa à volta do azimute 110° .

Assim, as fracturas submeridianas a NNE-SSW, sensivelmente perpendiculares à tensão máxima horizontal, são retomadas como falhas inversas. As rupturas frágeis da família NW-SE funcionam essencialmente como desligamentos esquerdos, em regime de tração. As descontinuidades NE-SW a E-W exibem comportamento idêntico às NW-SE, mas com movimentação direita.

Em face desta análise cinemática é de prever que as falhas submeridianas não sejam favoráveis à ascensão de fluidos hidrotermais. É portanto mais provável que os acidentes NW-SE e NE-SW a ENE-WSW tenham um papel mais importante nos circuitos hidrominerais, como sustentam GRILLOT e DROGUE (1986).

Independentemente do seu papel a nível do circuito hidrotermal, ao acidente Gerês – Lobios estão associadas pelo menos duas ocorrências hidrominerais, uma situada na Vila do Gerês (Portugal) e outra nas imediações de Lobios (Espanha), mais especificamente na localidade de Torneiros. Numa perspectiva global, as ocorrências de Gerês e Lobios apresentam aspectos hidrogeoquímicos semelhantes, enquadrando-se na fácies bicarbonatada sódica. No entanto, numa análise mais detalhada, identificam-se diferenças mais ou menos significativas entre as duas águas, quer no que respeita à temperatura de emergência, quer ao nível composicional, estas últimas decorrentes, pelo menos em parte, do diferencial térmico entre os dois fluidos. O presente trabalho visa apresentar e discutir os aspetos composicionais e de termalidade das ocorrências hidrominerais de Gerês e Lobios.

2. Localização

As emergências termiais de Gerês e Lobios ficam situadas num vale de fractura com orientação N17°E, que se estende, de forma bem marcada, desde a albufeira da Caniçada, em Portugal, até ao embalse de Lindoso, em Espanha (Figura 3). Este vale recorta a vertente oeste da Serra do Gerês e delimita, no flanco oriental, a Serra Amarela. Este vale configura um alinhamento geomorfológico, provavelmente associado a uma falha ativa de expressão regional, conhecida pela falha de Gerês – Lobios.

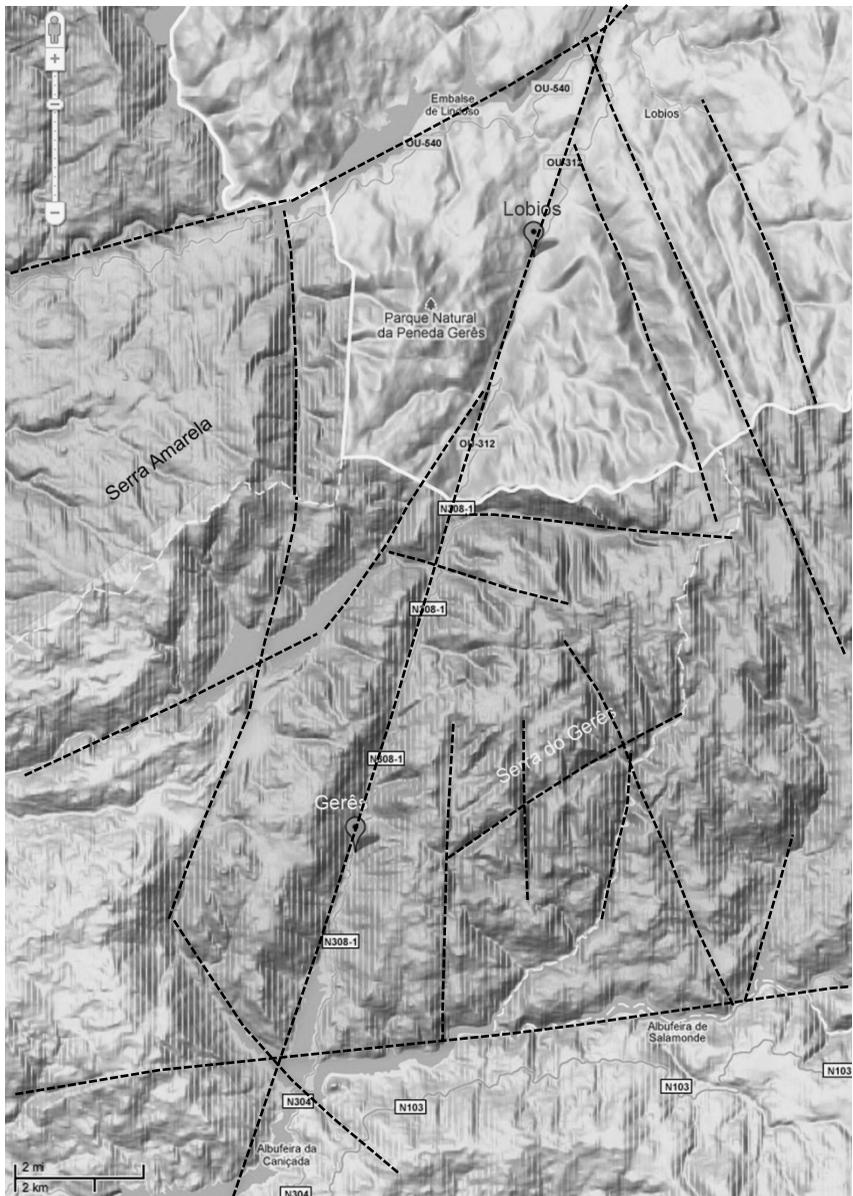


Figura 3 - Localização das ocorrências hidrominerais de Gerês e Lobios. Estão assinalados alguns alinhamentos estruturais. Adaptado de Google Maps.

Como se observa na Figura 1, a falha Gerês - Lobios tem provavelmente uma extensão da ordem dos 250 km, prolongando-se desde Lugo (Espanha) até Santa Maria da Feira (Portugal), segundo uma orientação NNE-SSW. Desta forma, além do condicionamento estrutural das emergências de Gerês e Lobios, a referida falha deverá estar associada a outras emergências termominerais, nomeadamente as de Orense (Espanha), Vizela e Caldas de São Jorge (Portugal).

O suporte geológico das ocorrências em estudo é constituído por um maciço granítico pós-tectónico, no qual é possível identificar diferentes fácies mineralógico-texturais como as do Gerês, Paufito e Carris, embora todas elas correspondam a granitos biotíticos. O maciço granítico encontra-se profusamente fracturado com rupturas de maior ou menor extensão, destacando-se, pela sua extensão e linearidade, o acidente N17°E, onde ocorrem as emergências em estudo (Figura 3).

3. Caracterização hidroquímica

Na Carta das Nascentes Minerais de Portugal Continental (CALADO, 1992), a água mineral natural da ocorrência hidromineral do Gerês está incluída no grupo das águas sulfúreas. Contudo, algumas das especificidades deste grupo não estão presentes na referida água, nomeadamente no que respeita às espécies reduzidas de enxofre, estando virtualmente ausentes espécies como HS⁻ e H₂S. No entanto, outras características daquele tipo hidrogeoquímico são também atributos da água do Gerês, concretamente, o pH alcalino e os teores elevados de flúor e sílica.

Do ponto de vista da abundância relativas dos constituintes iónicos, as águas termais de Gerês e Lobios são consideradas bicarbonatadas sódicas, como ilustra o diagrama de Piper apresentado na Figura 4. Aliás, os pontos representativos das duas águas são praticamente indistintos, sugerindo uma identidade composicional assinalável. No entanto, tratando-se de um diagrama triangular, não são identificadas diferenças composicionais, sobretudo no que respeita às concentrações absolutas dos constituintes. De salientar que os teores de magnésio não estão quantificados, sendo inferiores a 0,04 mg/L, pelo que foram considerados nulos.

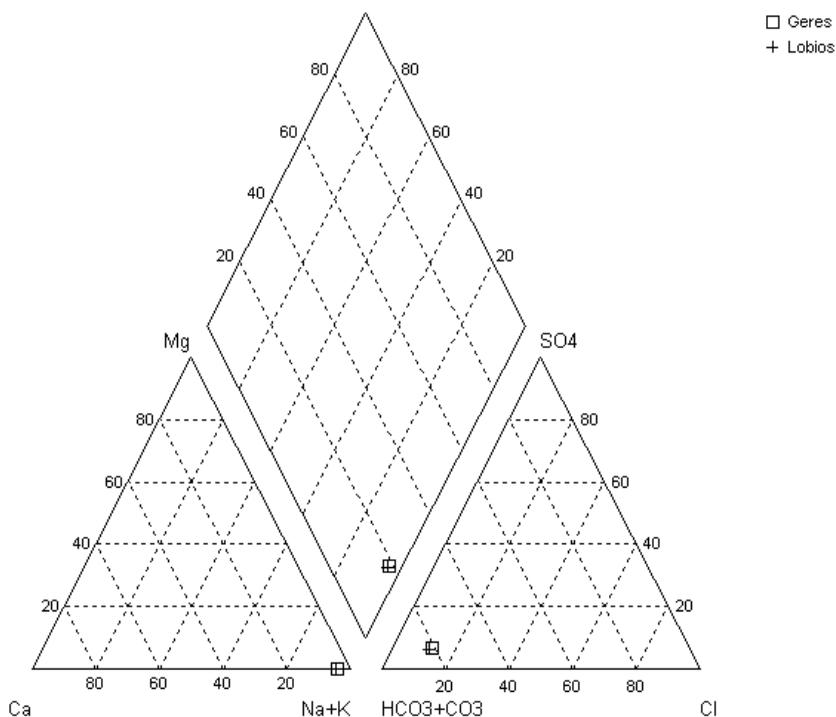


Figura 4 – Projeção da composição química das águas termais de Gerês e Lobios no diagrama de Piper.

Na Figura 5 apresenta-se uma caracterização físico-química das duas águas ao nível de grandezas globais como condutividade eléctrica, temperatura, pH, Eh e alcalinidade. De um modo geral, os valores dos diferentes parâmetros são mais elevados em Lobios que no Gerês, à exceção do pH, que é ligeiramente mais elevado na água do Gerês. No que respeita à condutividade eléctrica, o valor de Lobios (373 $\mu\text{S}/\text{cm}$) é cerca de 10% superior ao valor do Gerês (341 $\mu\text{S}/\text{cm}$). A maior diferença entre as duas águas regista-se ao nível da temperatura. Assim, enquanto a temperatura da água do Gerês é de 45,5 °C, a de Lobios ascende a 75,0 °C, isto é, 65% mais elevada que a do Gerês. Os valores de pH são muito próximos, embora, como se disse, o de Lobios

(8,83) seja ligeiramente inferior ao do Gerês (8,98). O potencial redox é positivo nos dois casos, mas Lobios apresenta um valor (151 mV) ligeiramente mais elevado que o do Gerês (126 mV). De salientar a este propósito que este parâmetro é muito variável e o valor apresentado corresponde a uma medição pontual. A alcalinidade da água termal de Lobios (115 mg/L CaCO₃) é mais elevada que a do Gerês (95 mg/L).

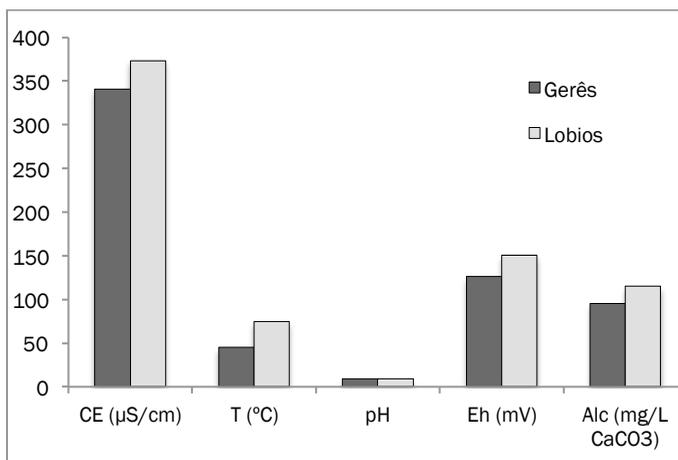


Figura 5 – Parâmetros físico-químicos globais das águas termais de Gerês e Lobios (CE – condutividade elétrica; T – temperatura, Alc – alcalinidade).

Relativamente à componente maioritária, dos elementos que normalmente ocorrem com carga positiva, o destaque vai para o sódio, como aliás já se havia verificado na diagrama de Piper (Figura 4). A supremacia do sódio relativamente aos restantes elementos ultrapassa uma ordem de grandeza (Figura 6) e o teor é superior na água termal de Lobios. À semelhança do sódio, também o potássio e o cálcio atingem concentrações mais elevadas na água de Lobios. Assim, a nível cationico, pode dizer-se que a água de Lobios é mais mineralizada que a água do Gerês. Por razões expostas anteriormente, o magnésio não está incluído nesta análise.

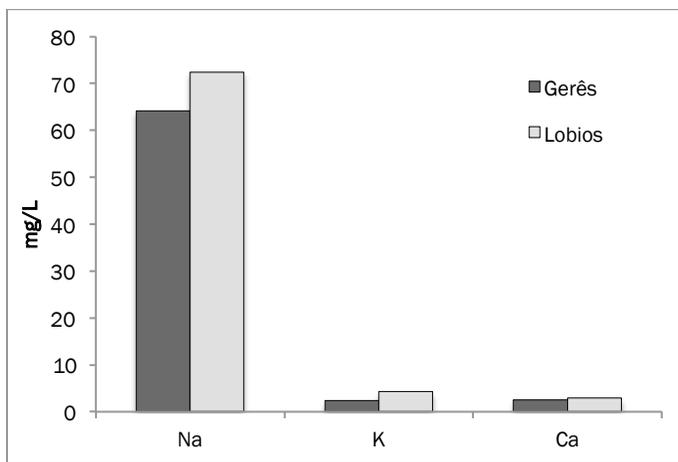


Figura 6 – Componente catiônica das águas termais de Gerês e Lobios.

A componente aniônica das águas termais em estudo é largamente dominada pelo sistema carbonatado (Figura 7), em particular o hidrogenocarbonato, devido ao pH das soluções. Por esta mesma razão, o carbonato na água de Lobios é ligeiramente inferior ao da água do Gerês.

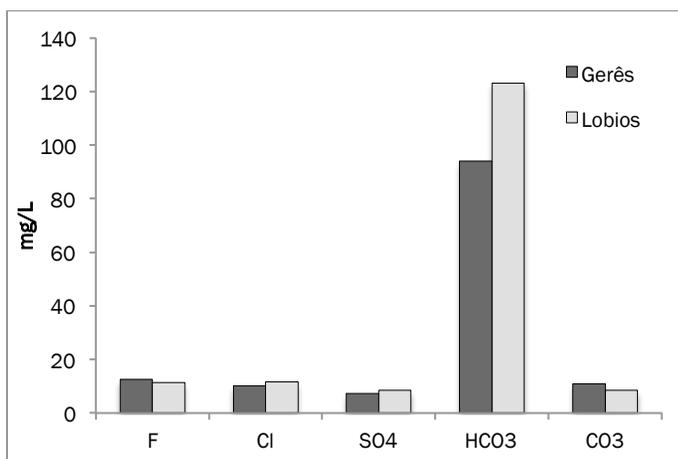


Figura 7 – Componente aniônica das águas termais de Gerês e Lobios.

O cloreto e o sulfato surgem em maiores concentrações na água de Lobios, ao contrário do fluoreto que apresenta um teor mais elevado na do Gerês, embora a diferença não seja significativa.

Ainda na componente maioritária, importa referir que a sílica total é mais abundante na água de Lobios (96,8 mg/L SiO₂) do que na água do Gerês (65,2 mg/L SiO₂), o que está relacionado com a solubilidade dos polímeros de sílica, como o quartzo e a sílica amorfa, que é dependente da temperatura (Figura 8).

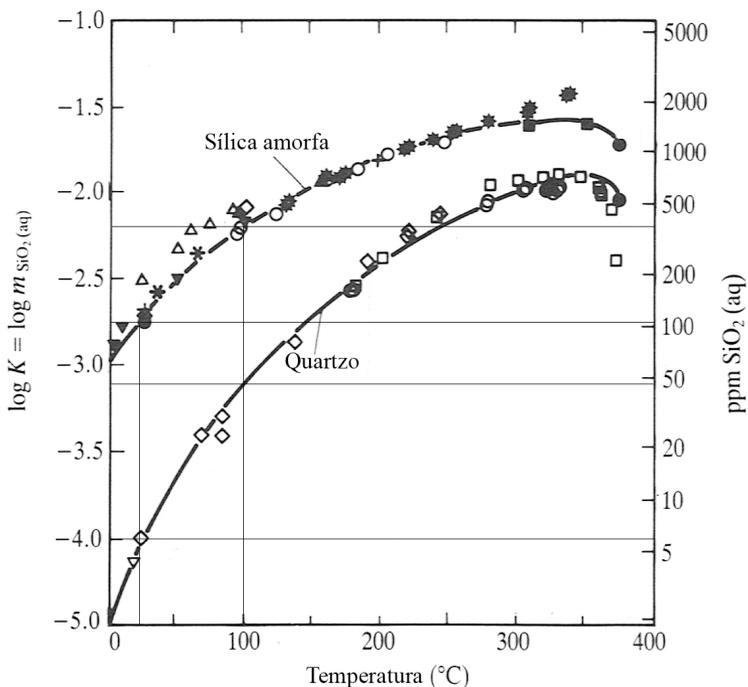


Figura 8 - Solubilidade do quartzo e da sílica amorfa em função da temperatura, para valores de pH inferiores a 9. Assinalam-se os valores das constantes de solubilidade e correspondentes concentrações de sílica para temperaturas de 25 °C e 100 °C. Adaptado de KRAUSKOPF e BIRD (1995).

Em relação à componente vestigial das duas águas termais, destacam-se os elementos apresentados no diagrama da Figura 9.

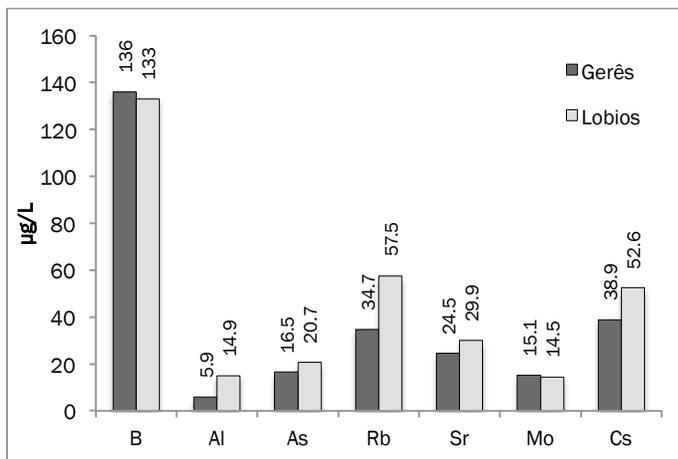


Figura 9 – Componente vestigial parcial das águas termais de Gerês e Lobios.

O boro ocorre nas duas águas em concentrações praticamente iguais e é o elemento vestigial dominante. Os minerais de boro mais comuns são o bórax ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), a colemanite ($\text{CaB}_3\text{O}_4(\text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) e a turmalina $((\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Li}, \text{Al})_3(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Cr}, \text{V})_6\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_3)_3(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4)$, apresentando este último uma ampla distribuição nas rochas ígneas. O boro pode também ser um constituinte acessório de minerais como os feldspatos, a biotite e as anfíbolos (HEM, 1985).

Sendo um elemento muito leve, o boro constitui compostos iônicos e não iônicos voláteis e, por isso, pode ser libertado em gases vulcânicos sob as espécies de H_3BO_3 e BF_3 . Consequentemente, as águas de áreas vulcânicas e as águas de algumas nascentes termais possuem elevadas concentrações de boro, podendo ser atingidos ou mesmo ultrapassados teores da ordem de 10 mg/L a 50 mg/L (NICHOLSON, 1993).

Ainda que o boro nas águas naturais seja normalmente expresso sob a forma elementar, em solução aquosa surge essencialmente sob a espécie H_3BO_3 (ácido bórico), que é um ácido fraco e, por isso, não tende a dissociar-se. A primeira constante de dissociação tem o valor $10^{-9,24}$ (LANGMUIR, 1997), o que significa que a espécie neutra (H_3BO_3) predomina para valores de pH inferiores a 9,24, o que acontece na maioria das águas naturais.

O alumínio surge nas águas termais em estudo em concentrações relativamente baixas, apresentando um teor mais elevado em Lobios. Não obstante a sua abundância e ampla distribuição na natureza, o alumínio surge normalmente nas águas em concentrações muito baixas, já que, na sequência da alteração dos minerais primários, tende a ficar retido nas espécies de neoformação, como a caulinite ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) e a gibbsite ($\text{Al}(\text{OH})_3$).

À semelhança do alumínio, também o arsénio é um elemento ubíquo na natureza, surgindo com um teor mais elevado na água termal de Lobios. O arsénio pode surgir em diferentes estados de oxidação, incluindo As^{3-} , As^0 , As^{3+} e As^{5+} , embora em solução aquosa sejam estáveis apenas as formas mais oxidadas (As^{3+} e As^{5+}). A prevalência das diferentes espécies químicas está dependente do Eh e do pH da solução. A concentração de arsénio nas águas subterrâneas é normalmente baixa, mas pode atingir teores da ordem das dezenas de mg/L em ambientes específicos, nomeadamente em águas termais associadas a meios vulcânicos. Aliás, um dos factores que favorece a mobilidade ambiental do arsénio é a sua volatilidade, podendo estar presente nos próprios gases vulcânicos (HEM, 1985). Nas águas termais, o arsénio ocorre essencialmente no seu estado reduzido (+3), mas em situações em que o sulfureto destas águas está já totalmente convertido em sulfato, o arsénio pode também surgir no estado mais oxidado (+5) (NICHOLSON, 1993). As baixas concentrações de arsénio, típicas da maioria das águas subterrâneas, são parcialmente explicadas por fenómenos de adsorção a óxidos de ferro hidratados e co-precipitação, e ainda pela sua afinidade aos sulfuretos em ambientes redutores (HEM, 1985).

O rubídio é um dos elementos vestigiais mais abundantes nas águas termais de Gerês e Lobios (Figura 9). A substituição de potássio por rubídio na estrutura de alguns minerais advém da semelhança entre os dois elementos, nomeadamente a nível do raio iónico, da valência e da electronegatividade. Sendo um elemento litófilo, o rubídio encontra-se essencialmente concentrado na porção mais superficial da crosta, particularmente em rochas de estádios finais de evolução magmática, atingindo concentrações médias de 220 ppm em granitos e teores superiores a 1 000 ppm em pegmatitos (Simmons, 1999). À semelhança do potássio, o rubídio tende a ser retido pelos minerais argilosos (ilites e montmorilonites), sendo a sua capacidade de adsorção superior à do potássio. Como tal, a concentração de rubídio nas águas subterrâneas é normalmente baixa.

Embora ligeiramente superior na água de Lobios, o estrôncio surge em concentrações semelhantes nas duas águas em estudo. As propriedades químicas do estrôncio são semelhantes às do cálcio e às do bário, podendo substituir parcialmente este elemento e o potássio em diversos minerais constituintes das rochas ígneas, como os feldspatos e as micas (HEM, 1985). Pode ainda substituir o cálcio no gesso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), na aragonite (CaCO_3) e na dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), mas os minerais típicos são a estroncianite (SrCO_3) e a celestite (SrSO_4).

Os teores de molibdénio são praticamente iguais nas duas águas termais. As suas características químicas estão relacionadas com as diferentes valências que pode assumir, as quais variam entre -2 e +6. As espécies aquosas contêm essencialmente Mo^{4+} ou Mo^{6+} , sendo esta última predominante em ambientes oxidados, formando aniões molibdato. A sua elevada mobilidade em condições oxidantes faz com que o molibdénio esteja presente em muitas águas naturais, por vezes em concentrações relativamente elevadas, da ordem de 10 mg/L (HEM, 1985). Não obstante, o teor mediano nas águas subterrâneas é de apenas 1,6 µg/L (REIMANN e CARITAT, 1998), podendo ascender a 20 µg/L nas águas de nascentes termais (WENNIG e KIRSCH, 1988). Os teores registados nas águas em estudo são o reflexo das suas condições relativamente oxidantes (Figura 5).

O céσιο é um elemento litófilo volátil e está preferencialmente concentrado na crosta superior (MITTFEHLDT, 1999). O principal mineral de céσιο é a polucite $((\text{Cs,Na})_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\cdot\text{H}_2\text{O})$, mas este elemento pode também fazer parte da composição das micas e dos feldspatos potássicos, (REIMANN e CARITAT, 1998). Durante a alteração das rochas, o céσιο entra facilmente nas soluções. No entanto, à semelhança do rubídio, o céσιο é facilmente incorporado nos minerais secundários, podendo surgir nas águas subterrâneas em concentrações baixas. Em águas de ambientes hidrotermais, são referidas concentrações de céσιο que variam entre 300 µg/L e 700 µg/L., embora nas águas em estudo os teores sejam bastante inferiores, não obstante a superioridade da água termal de Lobios.

4. Geotermometria e termalidade

Como se referiu no capítulo anterior, a temperatura das águas do Gerês e de Lobios são, na emergência, da ordem de 45 °C e 75 °C, respectivamente. No entanto, a temperatura das águas subterrâneas medida na emergência é normalmente diferente da temperatura em profundidade, designada de temperatura de reservatório. Esta temperatura pode ser estimada pela aplicação de geotermómetros, muitos deles baseados na solubilidade de minerais e em reações de troca iónica. Os geotermómetros químicos têm como suporte o facto do equilíbrio mineral-fluido ser dependente da temperatura.

A aplicação de geotermómetros químicos baseia-se nos seguintes pressupostos (NICHOLSON, 1993):

- a concentração dos elementos ou espécies químicas usadas resulta da interação água/rocha, sendo este fenómeno dependente apenas da temperatura;
- a abundância de minerais e/ou espécies dissolvidas no sistema rocha-fluido é suficiente para que as reações ocorram rapidamente;
- o equilíbrio químico é atingido no reservatório;

- a ascensão do fluido é rápida, de tal forma que não há reequilíbrio após o fluido deixar o reservatório, ou seja, não há reações em ambiente subsuperficial;
- não existe mistura nem diluição do fluido profundo com fluidos mais superficiais.

Como facilmente se reconhece, é muito difícil satisfazer os pressupostos acima enunciados, o que pode, em certos casos, inviabilizar a aplicação de geotermômetros químicos. Não obstante, LIMA (2001), aplicando um vasto conjunto de geotermômetros químicos, estimou as temperaturas de reservatório apresentadas na Tabela 1. Como se observa, as estimativas relativas ao Gerês são mais baixas que as de Lobios. Um outro aspecto a realçar é a amplitude dos valores, com um mínimo de 87 °C, no Gerês, e um máximo de 223 °C, em Lobios. Este facto mostra que as águas em estudo não cumprem um ou mais pressupostos da aplicação dos geotermômetros químicos, nomeadamente a ausência de equilíbrio total entre o fluido e a rocha e a possível diluição do fluido profundo com águas mais superficiais.

Não obstante, poderá dizer-se que as temperaturas de reservatório dos sistemas hidrotermais de Gerês e Lobios deverão situar-se, no mínimo, à volta de 100 °C.

Tabela 1 – Estimativa da temperatura (°C) de reservatório das ocorrências hidrominerais de Gerês e Lobios [Qz – quartzo; Cal. – calcedónia; (1) – TRUESDELL (1976); (2) – FOURNIER e TRUESDELL (1974); (3) – TONANI, 1980; (4) – ARNORSSON (1983); (5) FOURNIER (1979); (6) NIEVA e NIEVA (1987); (7) – GINGGEBACH (1988); (8) – FOURNIER e TRUESDELL (1973); (9) - KHARAKA *et al.* (1982); (10) – FOUILLAC e MICHARD (1981)].

	Qz	Cal.	Na/K	Na/K	Na/K	Na/K	Na/K	Na/K	Na-K-Ca	Na/Li	Na/Li
	(1)	(2)	(1)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
Gerês	116	87	98	123	109	142	131	162	94	220	160
Lovios	140	114	136	165	146	175	162	193	157	223	163

A possibilidade da existência de mistura de fluidos sugerida anteriormente dá pertinência à utilização de modelos de mistura, como o de entalpia-sílica. Este método baseia-se no balanço entre os teores de sílica e o calor e a sua aplicação depende das três seguintes suposições (FOURNIER e TRUESDELL, 1974; TRUESDELL e FOURNIER, 1977):

- não ocorrem perdas de calor após a mistura;
- a solubilidade do quartzo controla a concentração de sílica do fluido original;
- não há precipitação nem deposição de sílica durante o processo ascendente do fluido, antes ou depois da mistura.

Este método é aplicável a dois modelos de mistura (NICHOLSON, 1993): (i) na ausência de perdas de vapor e calor antes da mistura e (ii) com perdas de vapor (arrefecimento adiabático) antes da mistura.

No primeiro caso, a temperatura do fluido parental (profundo) é de aproximadamente 220 °C e o teor em sílica atinge valores de 340 ppm. Nestas condições, a percentagem de fluido parental na água de emergência é maior em Lobios que no Gerês.

No modelo entalpia-sílica considerando arrefecimento adiabático, a temperatura do fluido parental é de aproximadamente 150 °C, possuindo um teor em sílica de 135 ppm. Após perda de vapor, o teor em sílica ascende a 160 ppm. A água termal de Lobios sofre menores modificações em relação ao fluido profundo, quando comparada com a água do Gerês.

Em síntese, não obstante as limitações das metodologias utilizadas, admite-se que as águas termais de Gerês e Lobios correspondem a diluições de fluidos profundos de origem meteórica com águas de circulação mais cortical. Em profundidade, os fluidos atingem temperaturas provavelmente da ordem dos 150 °C. A termalidade das águas na emergência é, assim, o reflexo de um arrefecimento por perda de calor durante o percurso ascendente do fluido profundo a que se associa a mistura com fluidos mais superficiais e, portanto, mais frios.

5. Conclusões

As ocorrências hidrominerais de Gerês e Lobios estão associadas a uma grande acidente estrutural de orientação N17°E e com uma extensão que poderá atingir cerca de 250 km.

As águas destas ocorrências enquadram-se na fácies bicarbonatada sódica, sendo o sódio e o carbono inorgânico dissolvido claramente dominantes em relação aos restantes mineralizadores, à exceção da sílica, que ocorre também em concentrações elevadas. A nível dos elementos vestigiais, o destaque vai para o boro, que surge nestas águas em concentrações um pouco superiores a 130 µg/L.

São águas francamente alcalinas, com valores de pH próximos de 9. O potencial redox é positivo, mas é inferior aos das restantes águas subterrâneas regionais.

A termalidade das águas de Gerês e Lobios manifesta-se por temperaturas na emergência de 45,5 °C e 75,5 °C, respectivamente, sendo das águas mais quentes de toda a região noroeste da Península Ibérica. Esta termalidade é adquirida devido a um circuito profundo, atingindo-se uma temperatura de reservatório da ordem dos 150 °C.

Não obstante a similitude composicional entre as águas termais de Gerês e Lobios, identificam-se diferenças mais ou menos significativas não só ao nível de alguns mineralizadores principais mas também em certos elementos da componente vestigial. No entanto, a maior diferença entre as duas águas ocorre na sua termalidade, sendo a de Lobios manifestamente mais quente que a do Gerês. Admitindo um reservatório comum para as duas ocorrências, esta diferença poderá traduzir, pelo menos em parte, o menor grau de mistura do fluido profundo de Lobios durante a ascensão.

Referências

- ARNÓRSSON, B. (1983) – Chemical Equilibria in Iceland Geothermal Systems. Implications for Chemical Geothermometry Investigations. *Geothermics*, 12: 119-128.
- Arthaud, F.; Matte, P. (1975) – Les Décrochements Tardi-Hercyniens du SW de L'Europe. Géométrie et Essai de Reconstitution des Conditions de la Déformation. *Tectonophysics*, 25: 139-171.
- CALADO, C. (1992) – *Carta de Nascentes Minerais*. Atlas do Ambiente. Direcção-Geral dos Recursos Naturais, Lisboa.
- FOUILLAC, C.; MICHARD, G. (1981) – Sodium/Lithium Ratio in Water Applied to Geothermometry of Geothermal Reservoirs. *Geothermics*, 10: 55-70.
- FOURNIER, R. O. (1979) – Geochemical and Hydrological Considerations and the Use of Enthalpy-Chloride Diagrams in the Prediction of Underground Conditions in Hot-spring Systems. *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.*, 5: 1-16.
- FOURNIER, R. O.; TRUESDELL, A. H. (1973) – An Empirical Na-K-Ca Geothermometer for Natural Waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 1255-1275.
- FOURNIER, R. O.; TRUESDELL, A. H. (1974) – Geochemical Indicators of Subsurface Temperature – Part 2. Estimation of Temperature and Fraction of Hot Water Mixed With Cold Water. *Journ. Res. U. S. Survey*, 2: 263-270.
- GIGGENBACH, W. F. (1988) – Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 2749-2765.
- GRILLOT, J.-C.; DROGUE, C. (1986) – Hydrothermalysme et Tectonique Cassante Dans les Granites Hercyniens du Nord-Ouest Portugal. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), II, 4: 653-660.
- HEM, J. D. (1985) – *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water*. 3rd. ed., U. S. Geological Survey Water-Supply Paper 2254, 263 p.
- IGLESIAS, M.; RIBEIRO, M. L.; RIBEIRO, A. (1983) – La Interpretacion Aloctonista de la Estructura del Noroeste Peninsular. In *Geología de España, Libro Jubilar J. M. Ríos*, IGME, 1: 459-466.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.; RIBEIRO, A.; CONDE, L. (1977) – *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Instituto Geológico y Minero de España, Servicio de Publicaciones, Ministerio de Industria, Madrid, 113 p.
- KHARAKA, Y. K.; LICO, M. S.; LAW, L. M. (1982) – Chemical Geothermometers Applied to Formation Waters, Gulf of Mexico and California Basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66: 588.
- KRAUSKOPF, K. B.; BIRD, D. K. (1995) – *Introduction to Geochemistry*. 3rd Ed., McGraw-Hill, Inc., New York, 647 p.

- LANGMUIR, D. (1997) – *Aqueous Environmental Geochemistry*. Prentice Hall, New Jersey, 600 p.
- LIMA, A. S. (2001) – *Hidrogeologia de Terrenos Graníticos (Minho – Portugal)*. Tese de doutoramento, Universidade do Minho, Braga, 451 p.
- MITTFELDLT, D. W. (1999) – Cesium. In: *Encyclopedia of Geochemistry* (C. P. Marshall, R. W. Fairbridge, Eds.), Kluwer Academic Publishers, 76.
- NICHOLSON, K. (1993) – *Geothermal Fluids. Chemistry and Exploration Techniques*. Springer-Verlag, Berlin, 263 p.
- NIEVA, D.; NIEVA, R. (1987) – Developments in Geothermal Energy in Mexico, Part 12 – A Cationic composition Geothermometer for Prospection of Geothermal Resources. *Heat Recovery and CHP*, 7: 243-258.
- PARGA, J. R. (1970) – Evolución del Macizo Hesperico en los Tiempos Ante Mesozoicos y sus Relaciones con Otras Areas Europeas. *Bol. Geol. Min.*, 81, 2/3: 115-143.
- PEREIRA, E. (1985) – Ciclo Hercínico e o Sector Entre Douro e Minho (Deduções Baseadas na Paleogeografia da Península Ibérica). *Memórias da Faculdade de Ciências de Lisboa*, Serviços Geológicos de Portugal, 155 p.
- REIMANN, C.; CARITAT, P. (1998) – *Chemical Elements in the Environment. Factsheets for the Geochemist and Environmental Scientist*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 398 p.
- RIBEIRO, A.; CABRAL, J. (1992) – Tectónica Recente. In: *Carta Geológica de Portugal. Escala 1/200 000. Notícia Explicativa da Folha 1*. Pereira, E. (coord.), Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 57.
- RIBEIRO, A.; CABRAL, J.; BAPTISTA, R.; MATIAS, L. (1996) – Stress Pattern in Portugal Mainland and the Adjacent Atlantic Region, West Iberia. *Tectonics*, vol. 15, 2: 641-659.
- RIBEIRO, A.; PEREIRA, E.; (1992) – Tectónica Hercínica e Pré-Hercínica. In *Carta Geológica de Portugal. Escala 1/200 000. Notícia Explicativa da Folha 1*. Pereira, E. (coord.), Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 51-57.
- SIMMONS, E. C. (1999) – Rubidium: Element and Geochemistry. In: *Encyclopedia of Geochemistry* (C. P. Marshall, R. W. Fairbridge, Eds.), Kluwer Academic Publishers, 555-556.
- TAMAIN, G. (1975) – Mégatectonique, Linéaments et Fracturation Profonde Dans la Meseta Ibérique. *Rev. Géogr. Géol. Dyn.*, (2), 17, 4: 375-392.
- TONANI, F. (1980) – Some Remarks on the Application of Geochemical Techniques in Geothermal Exploration. *Proc. Adv. Eur. Geoth. Res.*, Second Symposium, Strasbourg: 428-443.
- TRUESDELL, A. H. (1976) – Summary of Section III. Geochemical Techniques in Exploration. *Proc. Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*. San Francisco: 53-79.

- TRUESDELL, A. H.; FOURNIER, R. O. (1977) – Procedure for Estimating the Temperature of a Hot-water Component in a Mixed Water by Using a Plot of Silica Verses Enthalpy. *Journ. Research U. S. Geol. Survey*, 5:49-52.
- VAN DER VOO, R. (1982) – Pre-Mesozoic Paleomagnetism and Plate Tectonics. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 10: 191-220.
- WENNIG, R.; KIRSCH, N. (1988) – Molybdenum. In: *Handbook on Toxicity of Inorganic Compounds* (H. G. Seiler, H. Sigel and A. Siegel, Eds.), Marcel Dekker, Inc., New York, 437-447.