

# EVOLUÇÃO HIDROGEOQUÍMICA DO SISTEMA MULTIAQUÍFERO CRETÁCICO DO BAIXO VOUGA - AVEIRO, PORTUGAL

M. T. CONDESSO DE MELO<sup>(1)</sup>; M. A. MARQUES DA SILVA<sup>(2)</sup>; W. M. EDMUNDS<sup>(3)</sup>

## RESUMO

Desde meados da década de 60 que o abastecimento de água para uso urbano e industrial na região de Aveiro tem vindo a ser garantido na sua maioria mediante a exploração do sistema multiaquífero Cretácico que existe na área. A intensa exploração deste recurso de água subterrânea tem gradualmente conduzido a uma acentuada depressão dos níveis piezométricos regionais. Este facto, porque tem lugar num aquífero costeiro e com uma limitada recarga natural, pode levar à deterioração da qualidade de água subterrânea, quer por fenómenos de intrusão marinha, quer por mistura com águas de níveis aquíferos profundos com elevado grau de mineralização e que actualmente apresentam maiores potenciais hidráulicos que os principais níveis aquíferos explorados.

Constituindo um recurso de água vital para toda a região, este sistema aquífero adquire um claro valor económico, que exige a adequada avaliação, exploração, gestão e conservação dos seus recursos. O risco de degradação gradual da qualidade deste recurso de água levou a que actualmente alguns concelhos da região dessem início à utilização conjunta de águas subterrâneas e superficiais para suprirem as necessidades locais para abastecimento de água.

Para melhor compreender o funcionamento deste sistema aquífero teve início nos finais de 1996 um projecto que inclui o estudo detalhado das principais características químicas das suas águas subterrâneas, mediante a análise de elementos maiores, menores e traço ao longo da sua principal secção transversal, assim como uma tentativa de interpretação dos principais processos hidrogeoquímicos que a elas deram origem.

Os resultados preliminares evidenciam um aquífero cujas propriedades hidrogeoquímicas são em parte determinadas por processos de intercâmbio catiónico que ocorreram provavelmente durante as fases iniciais de lavado da água salina existente nos minerais argilosos, mas que fundamentalmente são condicionadas pela lentidão dos processos de reacção água-rocha característica de zonas como esta onde predominam os minerais de natureza siliciosa, e que originam variações pouco significativas na química das águas subterrâneas da região.

**Palavras-chave:** Intercâmbio catiónico, índice de saturação, alteração de silicatos.

---

<sup>(1)</sup> Geóloga, M.Sc. em Hidrologia Subterrânea, Bolseira de Investigação do Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, Aveiro, Portugal.

<sup>(2)</sup> Geólogo, Ph.D. em Hidrogeologia, Professor Associado do Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, Aveiro, Portugal.

<sup>(3)</sup> B.Sc. Geology, Ph.D. Geochemistry, Head of Hydrogeochemistry Group at British Geological Survey, Crowmarsh Gifford, Wallingford, Oxon, UK

## 1 - INTRODUÇÃO

O sistema multiaquífero Cretácico do Baixo Vouga está localizado a NW de Portugal, na parte terminal da bacia hidrográfica do rio Vouga, ocupando uma área de aproximadamente 600 km<sup>2</sup> da denominada Bacia Meso-Cenozoica Ocidental Portuguesa. Esta região tem um clima temperado húmido com alternância de estações húmidas e secas. A precipitação média anual varia entre 800 e 1000 mm/ano.

Para melhor compreender o funcionamento deste sistema aquífero e justificar as principais características químicas das suas águas subterrâneas foi realizada em Setembro de 1996 uma campanha de campo que incluiu a recolha de 25 amostras de água subterrânea de furos localizados ao longo de uma secção transversal do aquífero, e seguindo a direcção principal de fluxo de água subterrânea na região (Figura 1).

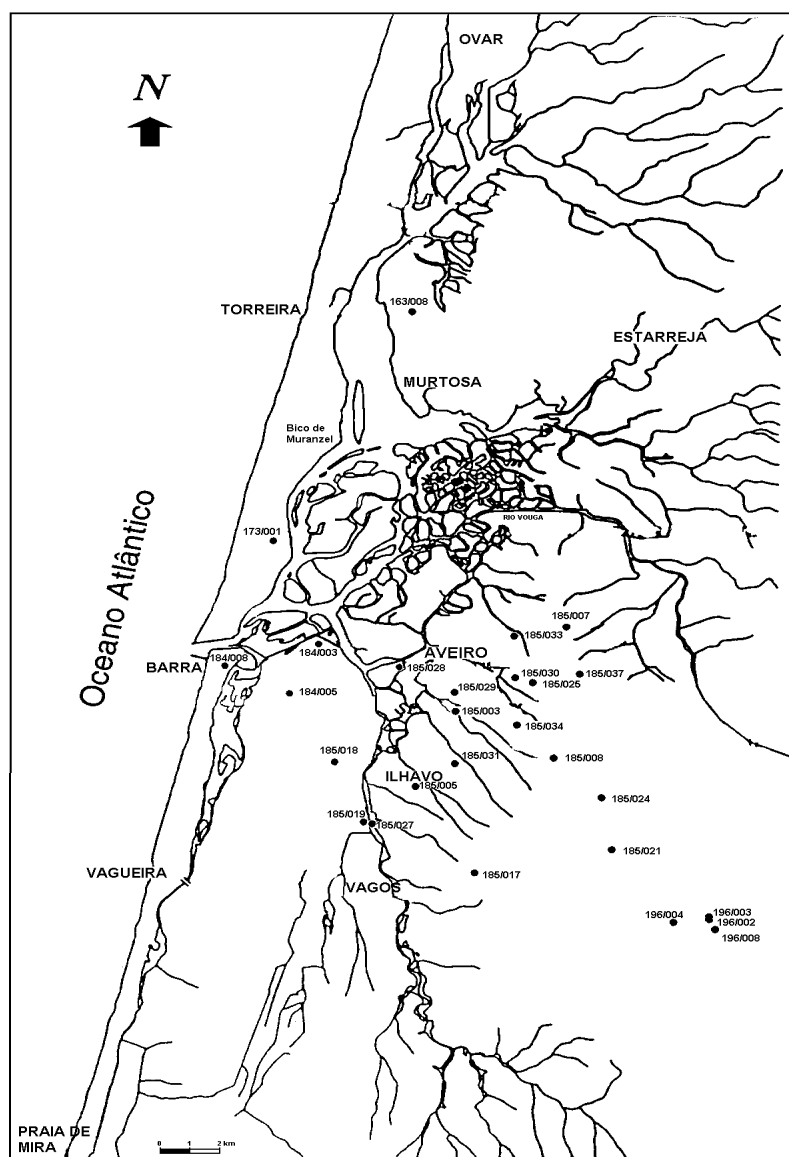


Figura 1- Localização dos furos de água subterrânea amostrados para o presente estudo.

Este sistema aquífero constitui um recurso de água vital para a região de Aveiro. Desde meados da década de 60 que o abastecimento de água para uso urbano e industrial desta região tem vindo a ser garantido na sua maioria mediante a exploração do sistema multiaquífero Cretácico que existe na área. A intensa exploração deste recurso de água subterrânea tem gradualmente conduzido a uma acentuada depressão dos níveis piezométricos regionais, dando origem em algumas áreas a valores de -25 m sob o n.m.m. (Figura 2).

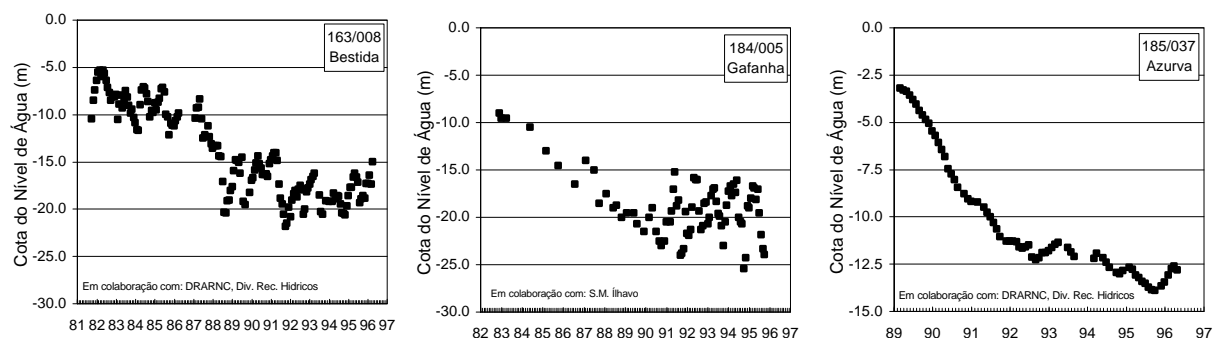


Figura 2 – Evolução dos níveis piezométricos ao longo dos últimos anos em três piezómetros localizados em diferentes zonas da área de estudo – Bestida, Gafanha e Azurva.

## 2 – ENQUADRAMENTO HIDROGEOLÓGICO

Os sedimentos Cretácicos que constituem este sistema aquífero são na sua maioria de natureza siliciosa, compostos por grés argilosos e/ou siliciosos característicos de ambientes de deposição de transição ou continentais. A única excepção a esta sequência de natureza continental ou de transição é constituída pela deposição durante a transgressão Cenomaniana de sedimentos de natureza carbonatada de fácies de plataforma.

No seu conjunto estes sedimentos formam distintos depósitos estratiformes, que definem cinco unidades litoestratigráficas: C<sub>1</sub> – Grés Grosseiros Inferiores (“Belasiano”), C<sub>2</sub> – Formação Carbonatada, C<sub>3</sub> – Grés Micáceo, C<sub>4</sub> – Grés Grosseiros Superiores (na base, Gres de Oiã e, no topo, Grés de Verba) e C<sub>5</sub> – Arenitos e Argilas de Aveiro, representadas aqui na secção transversal W–E ilustrada na Figura 3. Estas unidades apresentam diferentes granulometrias e composições mineralógicas, reflectindo-se estas diferenças no seu comportamento hidrogeológico. As unidades mais produtivas e com mais baixos teores de mineralização correspondem ao topo da unidade C<sub>1</sub>, toda a unidade C<sub>3</sub> e à base da unidade C<sub>4</sub>. A Formação Carbonatada (unidade C<sub>2</sub>) embora pouco representativa em espessura apresenta em grande parte da zona de estudo características hidrogeológicas que permitem a sua exploração. O topo da unidade C<sub>4</sub> devido à sua reduzida permeabilidade é em geral considerada do ponto de vista hidrogeológico como aquitardo.

Estas diversas camadas estratigráficas inclinam ligeiramente para NW sob a actual linha de costa. Falhas de direcção aproximadamente N–S afectam na sua totalidade a sequência de sedimentos Cretácicos e compartimentam o aquífero numa parte confinada a Ocidente, e outra não confinada localizada a Oriente na zona de estudo.

A não existência da camada confinante de Argilas de Aveiro (C<sub>5</sub>) na zona Este do aquífero define a zona de recarga.

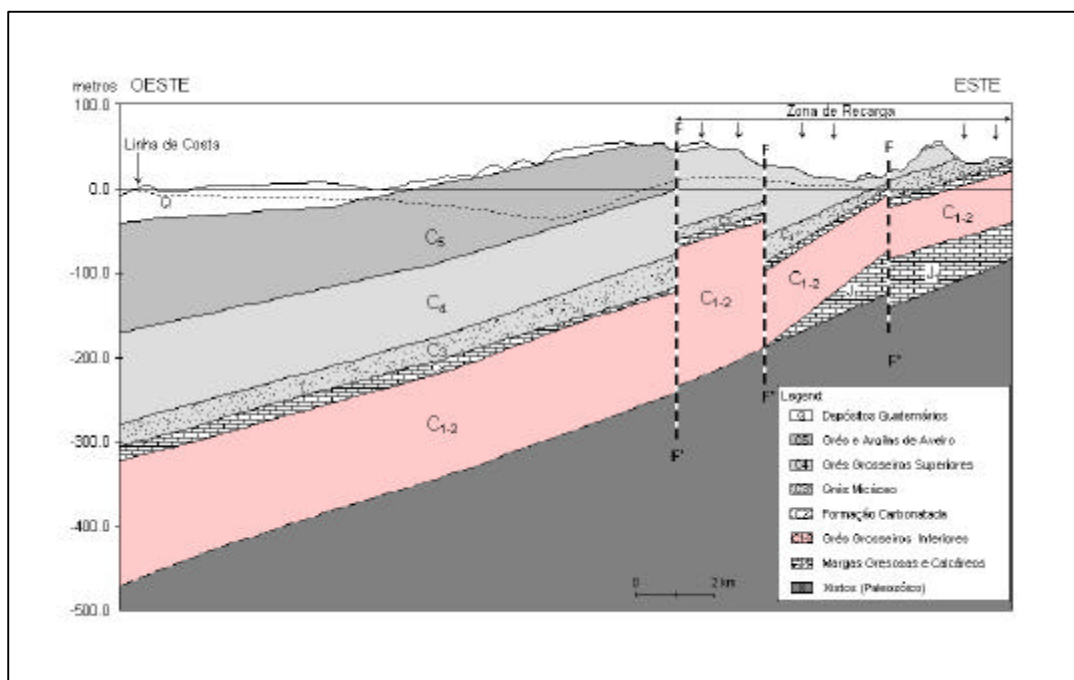


Figura 3 – Secção transversal W-E do aquífero na zona de estudo.

A recarga ao aquífero é em grande parte garantida mediante a infiltração de água da chuva e foi calculada com base no método de balanço de cloretos em aproximadamente 160 mm/ano (MARQUES DA SILVA, 1990). A direcção de fluxo natural na zona seria, na ausência de bombagem de água subterrânea, da zona de recarga a Este em direcção ao mar, com um gradiente natural reduzido da ordem de 0,002. Actualmente a direcção de fluxo encontra-se invertida na área litoral devido à intensa exploração de água subterrânea que se verifica junto a Aveiro e Gafanha e que leva à existência de um cone de depressão dos níveis na zona central.

### 3 – MATERIAIS E MÉTODOS

A totalidade dos furos amostrados, tal como é característico na região, têm diversos ralos a diferentes profundidades, captando água de diferentes níveis aquíferos. As amostras obtidas correspondem por isso a uma mistura de águas de diferentes níveis, com diferentes características químicas, o que dificulta na hora da interpretação dos resultados. No entanto, a temperatura da amostra de água recolhida pode ser sempre utilizada como um bom indicador da profundidade aproximada a que corresponde a amostra.

A recolha das amostras de água para análise em laboratório foi realizada sempre que possível à boca do furo e em fluxo contínuo, e só após a estabilização dos principais parâmetros de campo – pH, condutividade, temperatura, oxigénio dissolvido, turbidez, e potencial redox, monitorizados numa célula de fluxo.

Para cada furo recolheu-se duas amostras de água filtradas (0.45 µm) em campo, das quais uma se acidificou a pH<2 utilizando 1% v/v HNO<sub>3</sub> AristaR, para posterior análise por ICP-OES e ICP-MS. A restante amostra foi preservada sem acidificar para análise do seu

conteúdo em Cl, F, Nitrogênio Total Oxidado (TON) por colorimetria automática, e de  $\text{HCO}_3$  por titulação automática.

#### 4 - CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOQUÍMICA

A água subterrânea na região na ausência de episódios de contaminação tem uma composição do tipo  $\text{Ca-HCO}_3$  próximo da zona de recarga evoluindo para águas de composição do tipo  $\text{Na-HCO}_3\text{-Cl}$  nas zonas mais próximas da costa (Figura 4, 5). A existência de águas de composição  $\text{Na-HCO}_3$  junto à costa parece indicar que os processos de intercâmbio catiónico são ainda um dos processos geoquímicos determinantes na composição química deste aquífero costeiro.

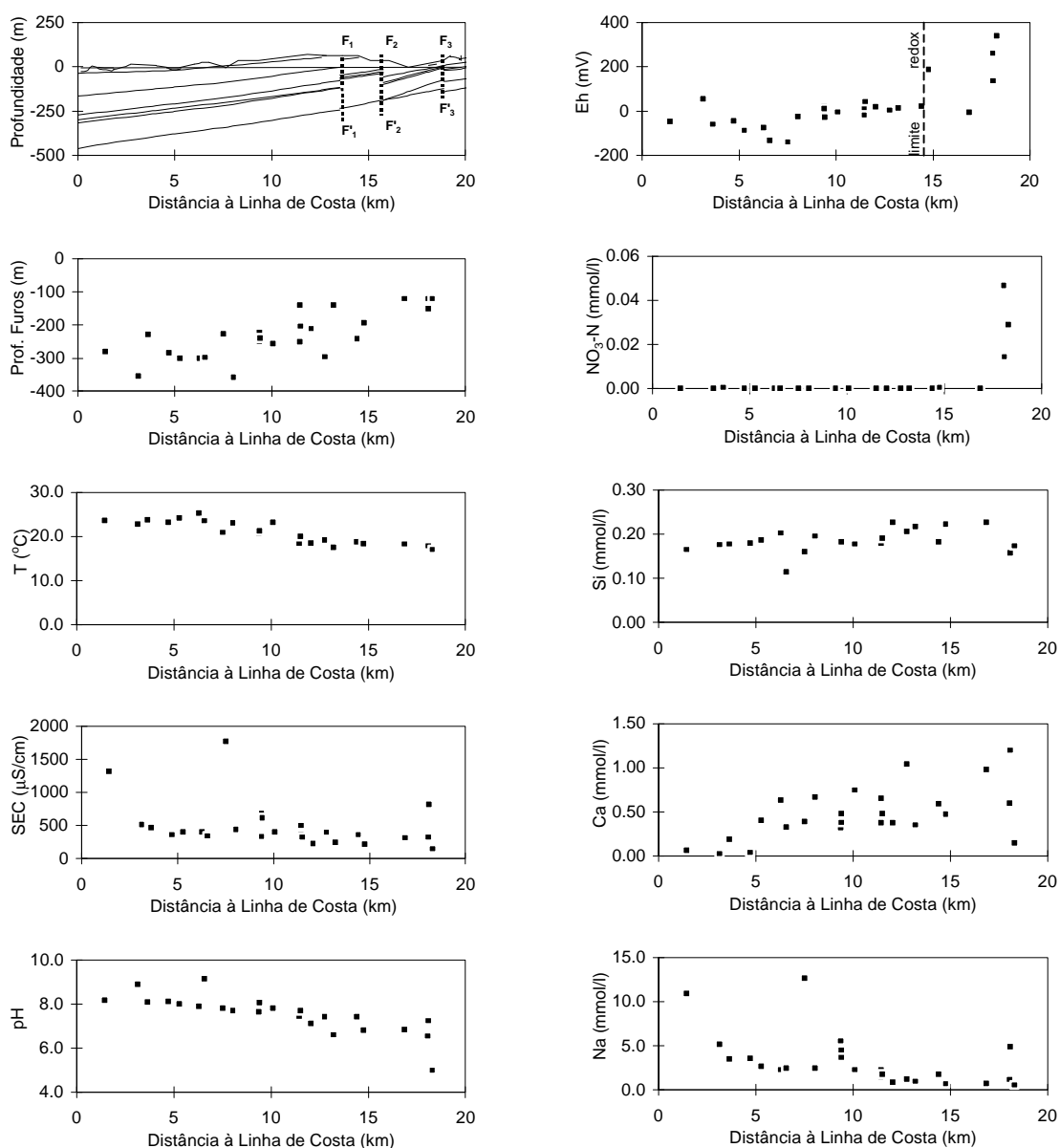
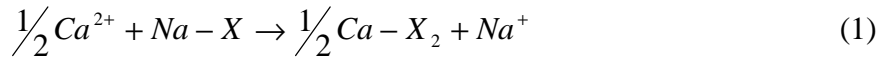


Figura 4 – Evolução de alguns dos principais parâmetros hidrogeoquímicos ao longo de uma secção transversal W-E do aquífero.

O processo de intercâmbio poder-se-ia neste caso traduzir por:



onde o cálcio é adsorbido pelos minerais intercambiadores, e o sódio é libertado em solução.

No entanto estas águas apresentam mineralizações muito baixas, com conteúdos em ião cloreto em geral inferiores a  $100 \text{ mg.L}^{-1}$ . O carácter diluído de estas águas evidencia um aquífero costeiro composto por materiais essencialmente de natureza siliciosa, com uma cinética de reacção água-rocha extremamente lenta, e onde o processo de lavado de água salgada já ocorreu na sua grande maioria e há muito tempo, e sendo assim, os processos de intercâmbio catiónico que se podem observar ainda hoje seriam reflexo do intercâmbio ocorrido nas fases iniciais de lixiviação do aquífero, por diluição da água salina existente nos minerais argilosos.

A dissolução dos minerais de natureza siliciosa são em geral processos muito lentos que se manifestam por variações ténues na composição química da água subterrânea com eles contacto, como seja o aumento ligeiro dos catiões e da sílica em solução. Este facto é bem evidenciado pela quase nula variação do conteúdo em sílica das águas estudadas.

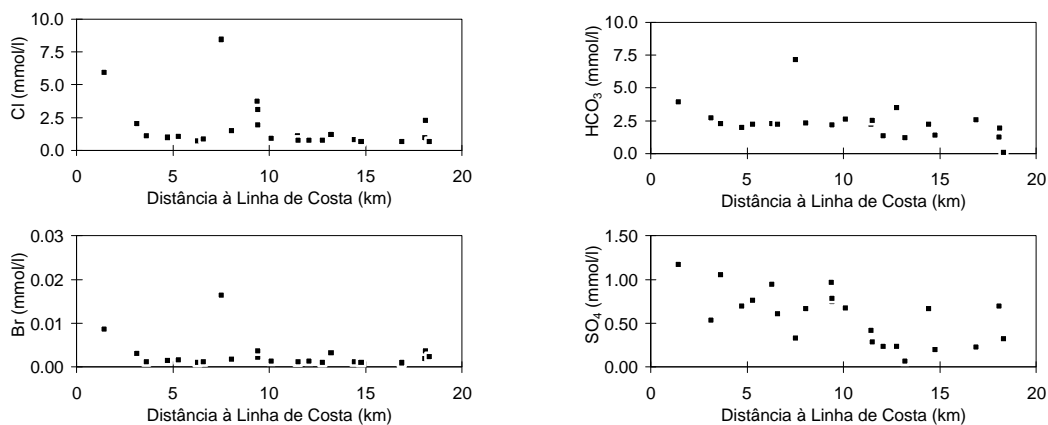


Figura 5 – Evolução dos principais aniões ao longo de um secção transversal W-E do aquífero.

O observado aumento do ião  $\text{HCO}_3^-$  em solução nas águas de composição Na- $\text{HCO}_3$  mais próximas da linha de costa, é consequência indirecta do fenómeno de intercâmbio catiónico, uma vez que ao diminuir a quantidade de  $\text{Ca}^{2+}$  em solução dará origem à que ocorra dissolução de calcite.

Por outro lado, os resultados até agora obtidos permitem confirmar a divisão do aquífero em duas partes com características hidrogeoquímicas distintas, e que coincidem aproximadamente com o limite entre a parte confinada e não confinada do aquífero. Na parte não confinada do aquífero, correspondente à zona de recarga, encontramos águas subterrâneas que apresentam valores de pH ( $\sim 5,5$ ) e temperatura ( $\sim 18^\circ\text{C}$ ) mais baixos aumentando estes gradualmente ao longo da secção transversal do aquífero em direcção ao mar.

O aumento da temperatura é reflexo do aumento da profundidade dos níveis aquíferos explorados, enquanto o aumento de pH é resultante do consumo de CO<sub>2</sub> durante a dissolução dos silicatos. Este fenómeno associado à dissolução de calcite origina valores de pH da ordem dos 8,3 nas captações mais próximas da costa.

A análise dos dados de potencial redox permitiu ainda definir o limite entre uma zona com águas de características predominantemente redutoras e outra com características oxidantes. O limite entre estas zonas coincide aproximadamente à zona de falha que separa a parte confinada da parte não confinada do aquífero.

A evolução geoquímica do ião Br<sup>-</sup> acompanha a evolução do ião Cl<sup>-</sup>, e a representação gráfica do conteúdo de Br<sup>-</sup> versus Cl<sup>-</sup> (Figura 6) faz cair a maior parte das amostras numa linha que contém a água de chuva local e a água do mar, o que leva a crer que as águas subterrâneas actuais resultam da mistura entre estes dois tipos de água.

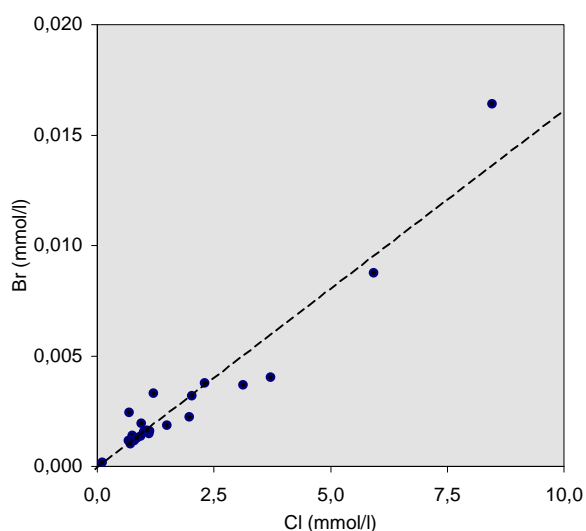


Figura 6 – Relação molar Br/Cl nas amostras de água subterrânea estudadas.

O estudo de algumas das relações molares características das águas subterrâneas na zona de estudo confirma algumas das hipóteses até agora discutidas. Da análise cuidada dos diagramas que constituem a Figura 7 resulta evidente que o sódio é libertado em solução por intercâmbio catiónico, quer com o ião cálcio, como possivelmente com o ião magnésio.

Mas embora o sódio seja claramente o catião dominante a sua presença não é compensada pelo ião cloreto, como seria de esperar no caso de ser a água do mar a única fonte de sódio no aquífero e parece ser indicativo de que outros fenómenos geoquímicos determinam a composição química do aquífero. Neste caso o sódio terá a sua origem também provavelmente associada à dissolução de feldspatos sódicos, como a albite, por exemplo.

De salientar ainda que apenas as águas subterrâneas próximo da zona de recarga apresentam uma fracção molar Na/Cl próxima de 1, característica da água do mar e das águas da chuva da região. Estas águas serão águas resultantes da infiltração da água da chuva e que reflectem assim e ainda só a composição da precipitação da região, uma vez que os seus

tempos trânsito ainda não foram suficientemente longos como para apresentar variações de composição química devido à relação água-rocha em materiais desta natureza.

A fracção molar Sr/Ca é praticamente constante ao longo de toda a secção transversal do aquífero, aumentando bruscamente nos furos adjacentes à zona de costa. Este aumento poderá estar relacionado com algumas zonas onde poderá estar a ocorrer precipitação de calcite, libertando Sr<sup>2+</sup> em solução.

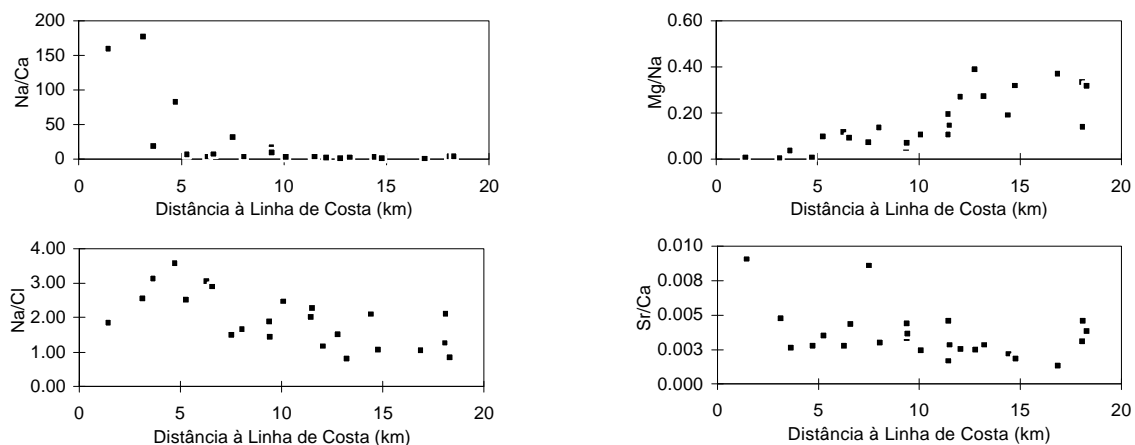


Figura 7 – Algumas fracções molares características ao longo de uma secção transversal W-E do aquífero.

## 7 – ÍNDICES DE SATURAÇÃO

Os índices de saturação, *IS*, dos diferentes minerais foram calculados a partir dos resultados das análises de água usando o programa PHREEQC (PARKHURST,1995) e definem-se como:

$$IS = \log(IAP / K) \quad (2)$$

onde: *IAP* é o produto de actividade iónica;

*K* é o produto de solubilidade.

Os principais resultados estão representados graficamente na Figura 8. O cálculo dos índices de saturação revelou que todas as amostras de água se encontram subsaturadas relativamente aos feldspatos, o que significa que o equilíbrio ainda não foi atingido e está a ocorrer dissolução destes minerais.

As águas subterrâneas estão claramente saturadas em caulinite, o mineral argiloso mais abundante destas formações Cretácicas. O decréscimo do grau de saturação em caulinite com a proximidade à costa reflecte provavelmente as condições de maior intensidade de alteração nas zonas mais próximas da zona de recarga.

Relativamente à gibsite, por outro lado, observa-se o seu decréscimo desde a zona de recarga até à costa, uma vez que para valores de pH próximos de 7 o alumínio é praticamente insolúvel, aumentando a sua solubilidade com a diminuição do pH.

Os minerais da sílica encontram-se próximo do equilíbrio nestas águas e devido à sua lenta cinética de reacção apresentam uns índices de saturação praticamente constantes ao longo de toda a secção estudada do aquífero.

O índice de saturação da calcite aumenta em direcção à costa, predominando valores próximos do equilíbrio na parte do aquífero mais próxima do mar. As águas próximas da zona de recarga estão subsaturadas em calcite.

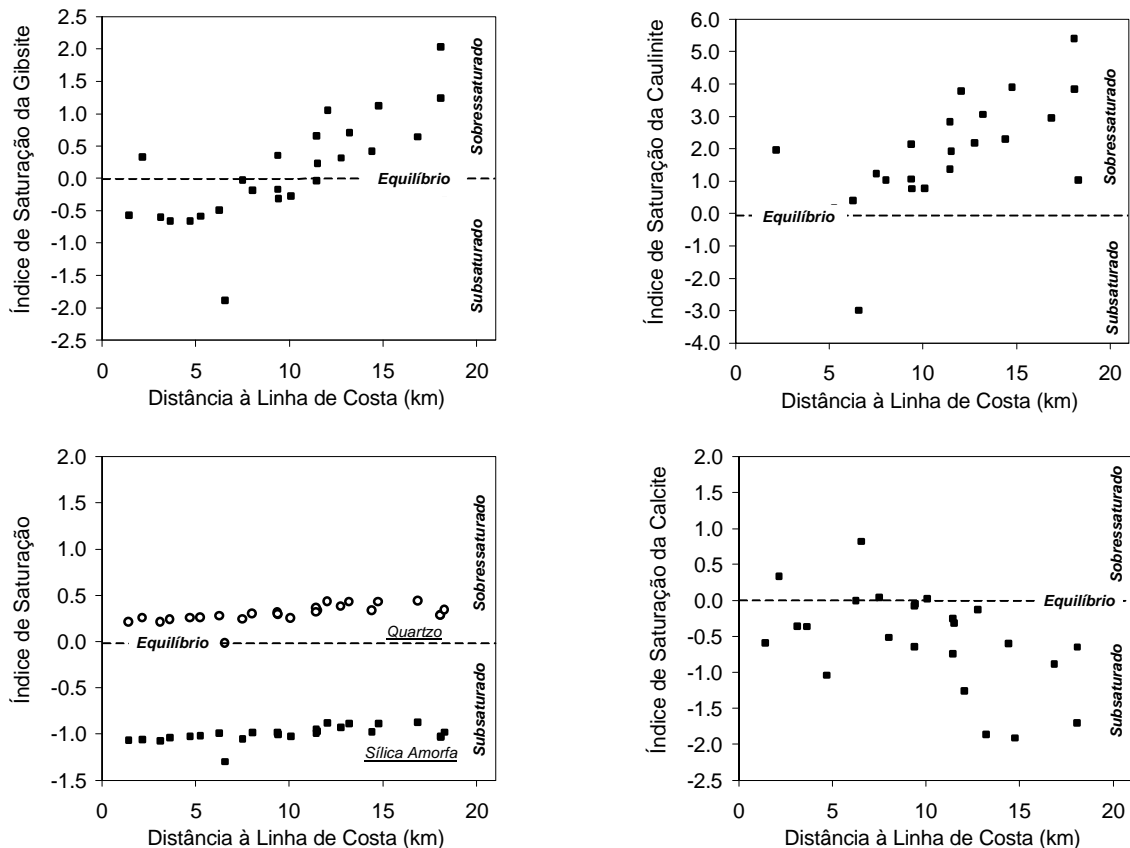


Figura 8 – Evolução dos índices de saturação das águas subterrâneas relativamente aos minerais gibsite, quartzo, sílica amorfa, caulinite e calcite ao longo de uma secção transversal W-E do aquífero.

## 7 - CONCLUSÕES

Os resultados preliminares obtidos e numa primeira análise revelam um aquífero com uma cinética química de reacção água-rocha extremamente lenta, resultado da composição mineralógica essencialmente siliciosa por parte dos minerais que compõem o material aquífero.

A evolução da composição química das águas subterrâneas evidencia ainda a ocorrência de processos de intercâmbio catiónico, e que eventualmente reflectem ainda hoje o intercâmbio ocorrido nas fases iniciais de lixiviação do aquífero, por diluição da água salina existente nos minerais argilosos.

Nas zonas do aquífero mais próximas do mar, onde os furos captam também águas da formação carbonatada pode ocorrer equilíbrio ou mesmo precipitação de calcite, dando origem a variações mais significativas da química da água.

Estes resultados obtidos permitiram ainda dividir o aquífero do ponto de vista hidrogeoquímico em duas partes. Esta divisão coincide aproximadamente com o limite entre a zona confinada e não confinada do aquífero.

A continuação deste estudo, assim como a utilização no futuro da modelação hidrogeoquímica, espera-se que venha a aclarar algumas das questões e dúvidas levantadas.

## **SIMBOLOGIA**

IAP: Produto de actividade iónica;

K: Produto de solubilidade.

ICP-OES: Inductively Coupled Plasma – Optical Emission Spectrimetry

ICP-MS: Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry

## **AGRADECIMENTOS**

Os autores desta comunicação desejam agradecer à Comunidade de Europeia, que através do projecto Palaeaux – Management of Coastal Aquifers in Europe, ENV4-CT95-0156, financiou parte do presente trabalho de investigação, assim como aos Serviços Municipalizados de Aveiro, Águeda, Ílhavo e Oliveira do Bairro que sempre que necessário têm facilitado o acesso às suas diversas captações de água subterrânea assim como disponibilizado todo o tipo de apoio necessário.

M. T. Condeso de Melo deseja ainda agradecer à JNICT o financiamento da Bolsa de Estudo de Doutoramento no âmbito do Programa Praxis XXI.

## **BIBLIOGRAFIA**

APPELO, C.A.J. e POSTMA, D: *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. (The Netherlands)A.A. Balkema. Rotterdam., 1996.

CUSTODIO, E. e BRUGGEMAN: *Groundwater Problems in Coastal Areas*. Studies and Reports in Hydrology, Paris (France), No. **45**. Unesco, 1987.

DOMENICO, P.A. e SCHWARTZ, F.W.: *Physical and Chemical Hydrogeology*. New York (EUA), John Wiley & Sons, 1990.

EDMUNDS, W.M. et al.: *Hydrochemical Evolution of the East Midlands Triassic Sandstone Aquifer, England*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 46, pp. 2069 – 2081, 1982.

LANGMUIR, D.: *Aqueous Environmental Geochemistry*. New Jersey (EUA), Prentice Hall, 1997.

MARQUES DA SILVA, M.A.: *Hidrogeologia del Sistema Multiacuífero Cretácico del Bajo Vouga – Aveiro, Portugal*. Barcelona (Espanña), Tese de Doutoramento. Faculdade de Geologia, Universidade de Barcelona. 1990.

PAIS, I. e JONES Jr., J.B.: *The Handbook of Trace Elements*. Florida (EUA), St. Lucie Press. Boca Raton, 1997.

- PARKHURST, D.L.: *PHREEQC – A Computer Program for Speciation, Reaction-Path, Advective-Transport, and Inverse Geochemical Calculations, with Transport Addenda by C.A.J. Appelo*. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 95-4227, 1995.
- ROCHA, F.J.F.T.: *Argilas Aplicadas a Estudos Litoestratigráficos e Paleoambientais na Bacia Sedimentar de Aveiro*. Tese de Doutorado. Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro. Aveiro, 1993.
- VEEGER, A.I. e STONE, B.D.: *Using Hydrogeochemical Methods to Evaluate Complex Quaternary Subsurface Stratigraphy, Block Island, Rhode Island, USA*. Hydrogeology Journal, Vol. 4, N° 4, pp. 69-82, 1996.
- WILSON, N.: *Soil Water and Ground Water Sampling*. CRC Press, Inc. Boca Raton, Florida (EUA), 1995.