

Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico
Centro de Geociências da Universidade de Coimbra
INIC

TERMAS DE SANGEMIL
UM ESTUDO HIDROGEOLÓGICO

Trabalho de síntese a que se refere a alínea b) do nº2 do art. 58º da lei nº19/80 de 16 de Julho (Estatuto da Carreira Docente Universitária), apresentado no âmbito das "Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica" para a passagem de Assistente-Estagiário a Assistente, pelo candidato.

MANUEL DE JESUS FERREIRA MORAIS

Orientador:
Prof. Dr. MARTIM R. PORTUGAL V. FERREIRA

COIMBRA
1990



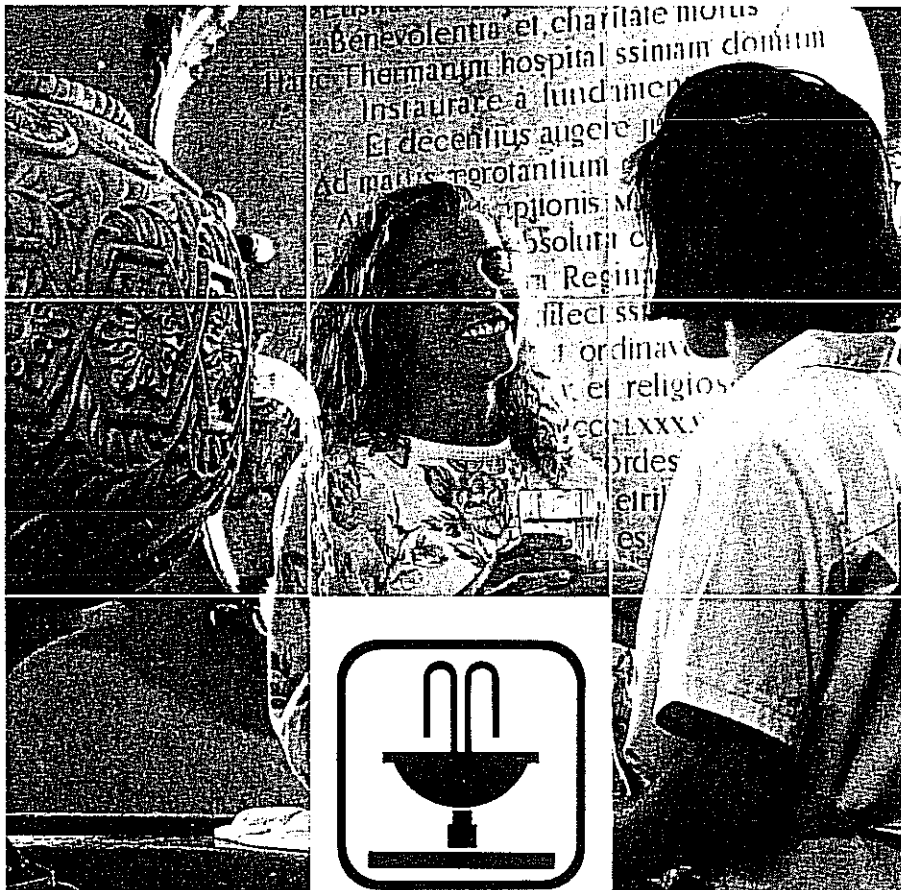
portugal

ESTÂNCIAS TERMAIS

GUIA OFICIAL

OFFICIAL GUIDE TO SPAS
GUIDE OFFICIEL DES STATIONS THERMALES
AMTLICHER THERMALBAD-FÜHRER

1990/91




Direcção-Geral do Turismo

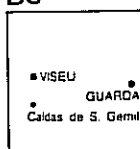
DIRECÇÃO-GERAL DE GEOLOGIA E MINAS


Caldas de São Gemil B3

 Câmara Municipal
de Tondela

3460 TONDELA

 (032) 82 22 26 / 82 22 16



 Reumáticas e músculo-esqueléticas.
Rheumatism and muscular/skeletal ailments.
Rhumatismales, musculaires et squelettiques
Rheumatische und Muskel-Knochen-Beschwerden.


A exploração foi suspensa oficialmente em 5.02.88.
Encontra-se em fase de remodelação.

Operation officially suspended on 5.02.88. Being remodelled.

L'exploitation a été suspendue officiellement le 5.02.88
pour motif de travaux d'amélioration.

*Der Betrieb wurde von Amts wegen am 5.02.88 aus-
gesetzt. Er befindet sich in einer Phase der Umgestal-
tung.*

 49°C  8,6  469 mg/l

 Sulfúrea, bicarbonatada, sódica, fluoretada.
Sulphur, bicarbonate, sodium, fluorides.
Sulfureuse, bicarbonatée, sodique, fluorée.
Schwefel-, bikarbonat-, natrium- und fluorhaltig.

 Região de Turismo Dão-Lalões
Avenida Gulbenkian — 3500 VISEU

 (032) 2 79 94  52043 VISTUR P



 18 km  33 km  18 km

Para atingir a verdade faltam-nos dados
que bastem, e processos intelectuais que
esgotem a interpretação desses dados.

Fernando Pessoa

A DINA

A CLÁUDIA

ÍNDICE

| | |
|---|------|
| RESUMO | XIII |
| AGRADECIMENTOS | XV |
| 1 INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1 - <u>Definição de Termos e Legislação</u> | 2 |
| 1.2 - <u>Actividade Hidrotermal e (Neo)Tectónica</u> | 3 |
| 1.3 - <u>Enquadramento Geológico das Nascentes Termais</u> <u>da Região das Beiras</u> | 7 |
| 2 ESBOÇO HISTÓRICO DAS TERMAS DE SANGEMIL | 9 |
| 3 SITUAÇÃO GEOGRÁFICA E GEOMORFOLÓGIA | 14 |
| 3.1 - <u>Situação Geográfica</u> | 14 |
| 3.2 - <u>Geomorfologia</u> | 16 |
| 3.2.1 - Rede hidrográfica | 16 |
| 3.2.1.1 - Caracterização sumária da bacia hidrográfica do rio Dão | 17 |
| 4 CLIMATOLOGIA E HIDROLOGIA | 19 |
| 4.1 - <u>Parâmetros Climatológicos</u> | 19 |
| 4.2 - <u>Caracterização Climática</u> | 23 |
| 4.3 - <u>Balanço Hídrico ao Nível do Solo</u> | 25 |
| 4.4 - <u>Infiltração</u> | 30 |
| 5 CONDIÇÕES LITOLÓGICAS E ESTRUTURAIS | 31 |
| 5.1 - <u>Parâmetros à Escala Regional</u> | 31 |

| | | |
|-----------|--|----|
| 5.2 | - <u>Parâmetros à Escala Local</u> | 32 |
| 5.2.1 | - Unidades litológicas | 32 |
| 5.2.1.1 | - Depósitos recentes | 32 |
| 5.2.1.2 | - Granitos | 33 |
| 5.2.1.2.1 | - Granito porfiróide de grão grosseiro a médio, biotítico | 34 |
| 5.2.1.2.2 | - Granito porfiróide de grão médio a fino, biotítico | 36 |
| 5.2.1.2.3 | - Granito afírico de grão médio a fino, de duas micas | 36 |
| 5.2.1.2.4 | - Fácies de alteração metassomática dos granitos. | 37 |
| 5.2.2 | - <u>Estruturas</u> | 38 |
| 5.2.2.1 | - <u>Filões</u> | 38 |
| 5.2.2.1.1 | - Filões de Quartzo | 38 |
| 5.2.2.1.2 | - Filões pegmatíticos e aplito-pegmatíticos | 39 |
| 5.2.2.1.3 | - Filões aplíticos e de granito de grão fino com tendência aplítica | 40 |
| 5.2.2.2 | - <u>Falhas</u> | 40 |
| 5.2.2.2.1 | - Controlo estrutural das nascentes termais | 42 |
| 6 | CONDIÇÕES HIDROGEOLÓGICAS | 46 |
| 6.1 | - Tipos de Aquíferos | 46 |
| 6.2 | - Nascentes Frias | 47 |
| 6.3 | - Nascente Termal | 48 |
| 6.4 | - Inventário dos Pontos de Água | 50 |
| 7 | HIDROGEOQUÍMICA | 52 |
| 7.1 | - <u>Características Hidroquímicas</u> | 52 |
| 7.1.1 | - Temperatura | 53 |
| 7.1.2 | - Condutividade | 55 |
| 7.1.3 | - pH | 55 |
| 7.1.4 | - Potencial redox | 57 |
| 7.2 | - <u>Amostragem e Análises Químicas - Seleccão dos Pontos de Água Para Amostra</u> | 57 |

| | | |
|-----------|---|-----|
| 7.3 | - <u>Análises Químicas</u> | 59 |
| 7.3.1 | - Verificação dos resultados | 59 |
| 7.3.1.1 | - Balanço iónico | 59 |
| 7.3.1.2 | - Comparação do resíduo seco determinado e calculado | 62 |
| 7.4 | - <u>Interpretação das Propriedades Físico-Químicas.</u> | 62 |
| 7.4.1 | - Temperatura | 62 |
| 7.4.2 | - Condutividade | 63 |
| 7.4.3 | - pH | 65 |
| 7.4.4 | - <u>Hidrogeoquímica</u> | 65 |
| 7.4.4.1 | - <u>Grupo I</u> | 68 |
| 7.4.4.1.1 | - Classificação geoquímica | 73 |
| 7.4.4.2 | - <u>Grupo II</u> | 74 |
| 7.4.4.2.1 | - Classificação geoquímica | 76 |
| 7.4.4.3 | - <u>Grupo III - Água Termal</u> | 78 |
| 7.4.4.3.1 | - Classificação geoquímica | 82 |
| 7.5 | - <u>Análise Comparativa das Águas Frias e Termais..</u> | 82 |
| 7.6 | - <u>Índices Hidrogeoquímicos</u> | 87 |
| 7.7 | - <u>Análise Factorial</u> | 90 |
| 7.7.1 | - Breve revisão da metodologia | 91 |
| 7.7.2 | - Análise dos resultados | 94 |
| 7.7.2.1 | - Factor I | 95 |
| 7.7.2.2 | - Factor II | 95 |
| 7.7.2.3 | - Factor III | 97 |
| 8 | GEOTERMOMETRIA | |
| | (Temperatura de Base da Água Termal) | 100 |
| 8.1 | - <u>Tipos de Geotermómetros</u> | 100 |
| 8.2 | - <u>Geotermómetros Químicos</u> | 101 |
| 8.2.1 | - Considerações geotermométricas | 105 |
| 8.2.1.1 | - Geotermometria baseada no teor de SiO ₂ | 105 |
| 8.2.1.1.1 | - Efeito do pH | 109 |
| 8.2.1.2 | - Geotermometria baseada na relação Na/K | 111 |
| 8.2.1.3 | - Geotermometria baseada nos teores Na-K-Ca e | |

| | | |
|-----------|---|-----|
| | Na-K-Ca-Mg | 113 |
| 8.2.1.4 | - Outros geotermómetros | 114 |
| 8.3 | - <u>Conclusão: Temperatura de Base da Água de Sangemil</u> | 116 |
| 8.4 | - <u>Geotermómetros Termodinâmicos</u> | 117 |
| 8.4.1 | - Fundamentos teóricos | 117 |
| 8.4.1.1 | - Aplicação geotermométrica de minerais em equilíbrio com a água | 118 |
| 8.4.2 | - Aplicação à água de Sangemil | 119 |
| 8.4.2.1 | - Evolução dos índices de saturação com a temperatura | 121 |
| 8.4.2.1.1 | - Minerais de sílica | 121 |
| 8.4.2.1.2 | - Aluminossilicatos | 121 |
| 8.4.2.1.3 | - Outros minerais | 125 |
| 8.4.2.2 | - Considerações termométricas | 126 |
| 8.5 | - <u>Modelo de Mistura</u> | 129 |
| 9 | ANÁLISE ISOTÓPICA | 133 |
| 9.1 | - <u>Isótopos Ambientais (Oxigénio e Hidrogénio)</u> ... | 133 |
| 9.1.1 | - Generalidades | 133 |
| 9.1.1.1 | - Recta das águas meteóricas mundiais | 134 |
| 9.1.1.2 | - Variação da composição isotópica de águas termais | 135 |
| 9.1.1.2.1 | - Após infiltração | 135 |
| 9.1.1.2.2 | - Na subida para a superfície | 138 |
| 9.1.1.3 | - Área de recarga | 139 |
| 9.1.2 | - Relação $\delta D - \delta^{18}O$ na água de Sangemil | 139 |
| 9.1.2.1 | - Análise dos resultados | 141 |
| 9.1.3 | - Composição isotópica de outras águas termais . | 142 |
| 9.1.4 | - Modelo de mistura | 143 |
| 9.2 | - <u>Radioactividade - Isótopos Radioactivos</u> (^{226}Ra ; ^{222}Rn) | 145 |
| 9.2.1 | - Introdução | 145 |
| 9.2.2 | - Geoquímica dos radionuclídeos | 146 |

| | | |
|--------|--|-----|
| 9.2.3 | - Actividade do rádio e radão na água termal ... | 148 |
| 9.2.4 | - Origem do Ra e do Rn | 152 |
| 9.2.5 | - Efeito biológico dos isótopos radioactivos ... | 153 |
| 10 | ORIGEM DO AQUECIMENTO E TERMALIDADE | 155 |
| 10.1 | - <u>Estimativa do Fluxo Térmico</u> | 155 |
| 10.2 | - <u>Calor Radiogénico e Fluxo de Calor Térmico</u> ... | 157 |
| 11 | PROPOSTA DE MODELO CONCEPTUAL DO SISTEMA HIDROTERMAL | 160 |
| 12 | ESTADO DE UTILIZAÇÃO DA ÁGUA TERMAL PERSPECTIVAS DE DESENVOLVIMENTO | 162 |
| 12.1 | - <u>Utilização Actual</u> | 162 |
| 12.2 | - <u>Perspectivas de Desenvolvimento</u> | 163 |
| 13 | VULNERABILIDADE A POLUIÇÃO | 166 |
| 13.1 | - <u>Definição de Zonas de Protecção</u> | 166 |
| 13.2 | - <u>Focos de Poluição</u> | 166 |
| 13.3 | - <u>Zonas de Protecção</u> | 167 |
| 13.3.1 | - Zona de protecção secundária | 167 |
| 13.3.2 | - Zona de protecção primária | 168 |
| 14 | CONCLUSÕES | 170 |
| | BIBLIOGRAFIA | 172 |
| | ESTAMPAS | 182 |
| | ANEXO 1 - Inventário dos Pontos de Água | 189 |
| | ANEXO 2 - Análises Químicas (1985 e 1969) | 204 |
| | ANEXO 3 - Equações de Geotermómetros Químicos | 208 |
| | ANEXO 4 - Carta Geológica das Caldas de Sangemil | |

- ANEXO 5 - Inventário dos Pontos de Água - Carta de Localização
- ANEXO 6 - Carta de Condutividade das Águas
- ANEXO 7 - Carta de pH das Águas
- ANEXO 8 - Carta Hidrogeoquímica (Diagramas de Stiff)
- ANEXO 9 - Inventário de Focos de Poluição

RESUMO

Constitui o fulcro deste trabalho o estudo da emergência termal de Sangemil (Beira Alta). São quatro os vectores principais deste estudo: compreensão do mecanismo de exurgência, da composição química, da termalidade e origem destas águas.

A prossecução daqueles objectivos embora apoiado por algumas técnicas correntemente utilizadas, careceu de informação diversa, pelo que, o presente trabalho deverá ser considerado para algumas das vertentes da temática abordada, como uma primeira contribuição.

Os pré requisitos para a ocorrência de sistemas hidrotermais em áreas de rochas cristalinas, pode ser sistematizado nos seguintes elementos principais (Ellis & Mahon; 1977):

- desenvolvimento estrutural tectónico tendo dado origem a extensas e profundas falhas/fracturas abertas, propiciando a circulação descendente da água e posterior retorno à superfície,
- uma fonte de calor,
- adequada abundância de água.

Na sua investigação cruzam-se diferentes disciplinas como por exemplo : geologia, geoquímica e geofísica.

O estudo levado a efeito teve em conta os parâmetros acima referidos. Apresentamo-lo ao longo de catorze capítulos, cuja ordenação revelará de certo modo, a metodologia seguida; nesta óptica apresentam-se:

Um capítulo introdutório, em que se procura fornecer o enquadramento geológico-estrutural das águas termais do país com particular realce para as da região das Beiras.

No capítulo 2 faz-se um breve esboço histórico das Termas de Sangemil.

Após análise das condições geomorfológicas e climatológicas (capítulos 3 e 4), são expostas as características geológicas e estruturais da área em estudo, que permitiram eleger o modelo geológico-estrutural de controlo na emergência (capítulo 5).

A abordagem das condições hidrogeológicas (capítulo 6) é feita de maneira qualitativa, por absoluta ausência de dados sobre as características hidráulicas dos aquíferos.

No capítulo 7, faz-se o estudo comparativo da água termal versus águas frias locais e apresentam-se os mecanismos hidrogeoquímicos que conduziram às respectivas tipologias químicas. A aplicação da análise factorial como técnica estatística multivariada, possibilitou confirmar algumas conjecturas esboçadas pela apreciação dos dados físico-químicos.

Recorremos a todos os geotermómetros químicos de que temos conhecimento, para inferir a temperatura de base da água termal. A utilização dos denominados geotermómetros termodinâmicos, constitui mais uma análise complementar no capítulo sobre geotermometria (capítulo 8).

O estudo isotópico (isótopos estáveis e radioactivos) e a termalidade, são os temas desenvolvidos nos capítulos 9 e 10, respectivamente, precedendo o corolário natural de qualquer investigação neste domínio, isto é, a elaboração de um modelo conceptual para o sistema hidrotermal (capítulo 11).

Damos ainda conta do actual uso da água termal ; focamos as suas potencialidades como recurso energético de baixa entalpia (capítulo 12) e analisamos a vulnerabilidade à poluição no capítulo 13.

As principais conclusões deste trabalho expressam-se no capítulo 14.

AGRADECIMENTOS

Neste trabalho empenhou-se o autor com todo o seu saber e entusiasmo. Ainda assim não teria chegado a bom termo sem o apoio de pessoas e instituições, cujo contributo me apraz registar bem como expressar o meu agradecimento.

Dirijo as minhas primeiras palavras de agradecimento ao Professor Doutor MARTIM PORTUGAL FERREIRA de quem recebi os primeiros ensinamentos sobre a temática desenvolvida e que me sugeriu a realização do presente trabalho. A ele devo o apoio, orientação e interesse manifestados desde as etapas iniciais. As suas críticas e sugestões ajudaram a nortear e a enriquecer este estudo. Quero ainda agradecer-lhe a inestimável revisão do texto.

Ao Professor Doutor JOÃO MANUEL COTELO NEIVA pelo estímulo e interesse manifestados.

Ao Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico na pessoa do seu Presidente, Professor Doutor ANTÓNIO FERREIRA SOARES, as facilidades materiais que contribuíram para a concretização deste trabalho.

Aos Professores Doutores ALMEIDA SARAIVA e REGÊNCIO MACEDO todo o apoio e disponibilidade que sempre me manifestaram.

Os meus agradecimentos aos Drs. GOMES DA SILVA, ÁLVARO SEABRA e RODRIGUES LAPA pelas determinações e ajuda no esclarecimento de algumas questões, na área das suas especialidades.

A Dr^ã. MARIA ROSÁRIO CARVALHO do Departamento de Geologia da Universidade de Lisboa e ao Dr. JOSÉ LOPES VELHO do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, pelas valiosas contribuições que em muito ajudaram a valorizar este trabalho.

Aos colegas e amigos, uma palavra de especial apreço pela ajuda e incentivos recebidos. Quero com todo o prazer referir a Eng^ã LÍDIA CATARINO, a Dr^ã. MANUELA VINHA, o Eng^o ALEXANDRE TAVARES, o Dr. LUÍS SIMÕES, o Dr. ALCIDES PEREIRA e o ex-colega de curso, RUI SARABANDO.

Aos funcionários do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, entre os quais cito, pelas suas contribuições mais relevantes, à Dr^ã. TÚLIA MENDONÇA MOTA e os Srs. MÁRIO CORTÊS, ANTÓNIO SILVA e SÍLVIO GOUVEIA.

Devo ainda uma palavra de agradecimento à CÂMARA MUNICIPAL DE TONDELA, na pessoa do Dr. FELISBERTO GOMES FIGUEIREDO e à EMPRESA NACIONAL DO URÂNIO, na pessoa do Dr. MATOS DIAS, pelos serviços prestados no decorrer deste estudo.

Ao senhor ANTÓNIO PINTO, encarregado das nascentes, todo o apoio prestado.

INTRODUÇÃO

O estudo e investigação de águas termais impõe-se desde logo pela importância que atingiram devido a reconhecidas capacidades hidroterápicas e pela valorização turística da região onde ocorrem, constituindo verdadeiros pólos dinamizadores de desenvolvimento regional.

Correspondendo as nascentes termais, em regiões de rochas cristalinas, à ascensão de água a favor de acidentes profundos, não se pode falar aqui de "reservatório" no sentido que a palavra adquiriu no caso de bacias sedimentares. Certas zonas fracturadas podem, todavia, constituir excelentes aquíferos. Nesta perspectiva, a investigação geotérmica apenas deverá ser realizada na proximidade imediata dos indícios existentes, quer sejam naturais ou descobertos por furos e os objectivos a alcançar respeitam às condições óptimas de exploração e protecção de quaisquer variações na composição e temperatura da água. Por outro lado, os débitos possíveis de serem obtidos não permitem, no geral, utilizações de grande amplitude, mas realçamos o interesse no aproveitamento integral destes recursos naturais, já diversamente manifestado por investigadores nesta área : Aires de Barros (1978; 1979; 1981; 1989), Carvalho & Silva (1989), Matos (1989), Moitinho de Almeida (1982) e Ribeiro & Moitinho (1981). Francamente expressivos é como podemos classificar os valores em toneladas de carvão (linhito) equivalentes à energia calorífica emanada anualmente pelas dez nascentes termais de mais elevada temperatura do país (Alcáçache, Aregos, Chaves, Gerêz, Mantei-

gas, Moledo, Monção, Sangemil, S. Pedro do Sul e Vizela). São 90000 ton. eq. carvão/ano (Portugal Ferreira, 1984), o que dá 247 ton./dia, com as nascentes da Beira Alta a contribuir com 43% daquele quantitativo. Contabilizando desde o Século I, aquele valor ascende a 1.8×10^7 toneladas, o que corresponde a 4 vezes o jazigo de Rio Maior (ibidem).

Numa perspectiva mais global, deveria proceder-se a uma inventariação integrada de áreas mais vastas, localizadas nas proximidades das grandes estruturas onde tais manifestações ocorrem, estabelecendo como proposta geral a delimitação e real avaliação do potencial geotérmico, a exemplo aliás do que se começa a desenhar com o Pólo Geotérmico de Trás-Os-Montes e Alto Douro (Conclusões do seminário sobre o uso de energia geotérmica em agricultura; Anais da UTAD; 1989).

A região das Beiras e em particular a Beira Alta, pela sua riqueza hidrotermal, deverá constituir igualmente um pólo geotérmico cujas reais potencialidades importa conhecer e aproveitar integralmente.

1.1 - Definição de Termos e Legislação

Não é fácil definir uma água como mineral e/ou termal, em virtude da não existência de designações standartizadas.

Designaremos água mineral como uma água cuja composição difira da das águas regionais, em consequência da circulação em níveis mais profundos da crosta terrestre. Deverá ser esta a definição, que melhor enquadra o conjunto das águas minerais portuguesas, no geral, fracamente mineralizadas (T.S.D. <1 gr/l).

Com referência à temperatura na emergência (t), sendo t_{ma} a temperatura média anual do ar em $^{\circ}\text{C}$, as águas denominam-se (Schoeller; 1962):

Águas termais (ou hipertermais) se $t > t_{ma} + 4 \text{ }^{\circ}\text{C}$

Águas normais (ou ortotermais) quando $t_{ma} \leq t \leq t_{ma} + 4^{\circ}\text{C}$
Águas frias (ou hipotermais) se $t < t_{ma}$

Provavelmente, numa tentativa de uniformização, o Congresso Geológico Internacional de 1968 (in Calado; 1989) propunha a definição de água termal como a água com temperatura superior a 20°C , recentemente reiterado no Atlas dos recursos geotermais da Comunidade Europeia (1988). É esta a definição que resolvemos adoptar.

Qualifica-se uma água como medicinal, quando lhe são reconhecidos efeitos terapêuticos, em consequência da sua eficácia sobre o organismo humano.

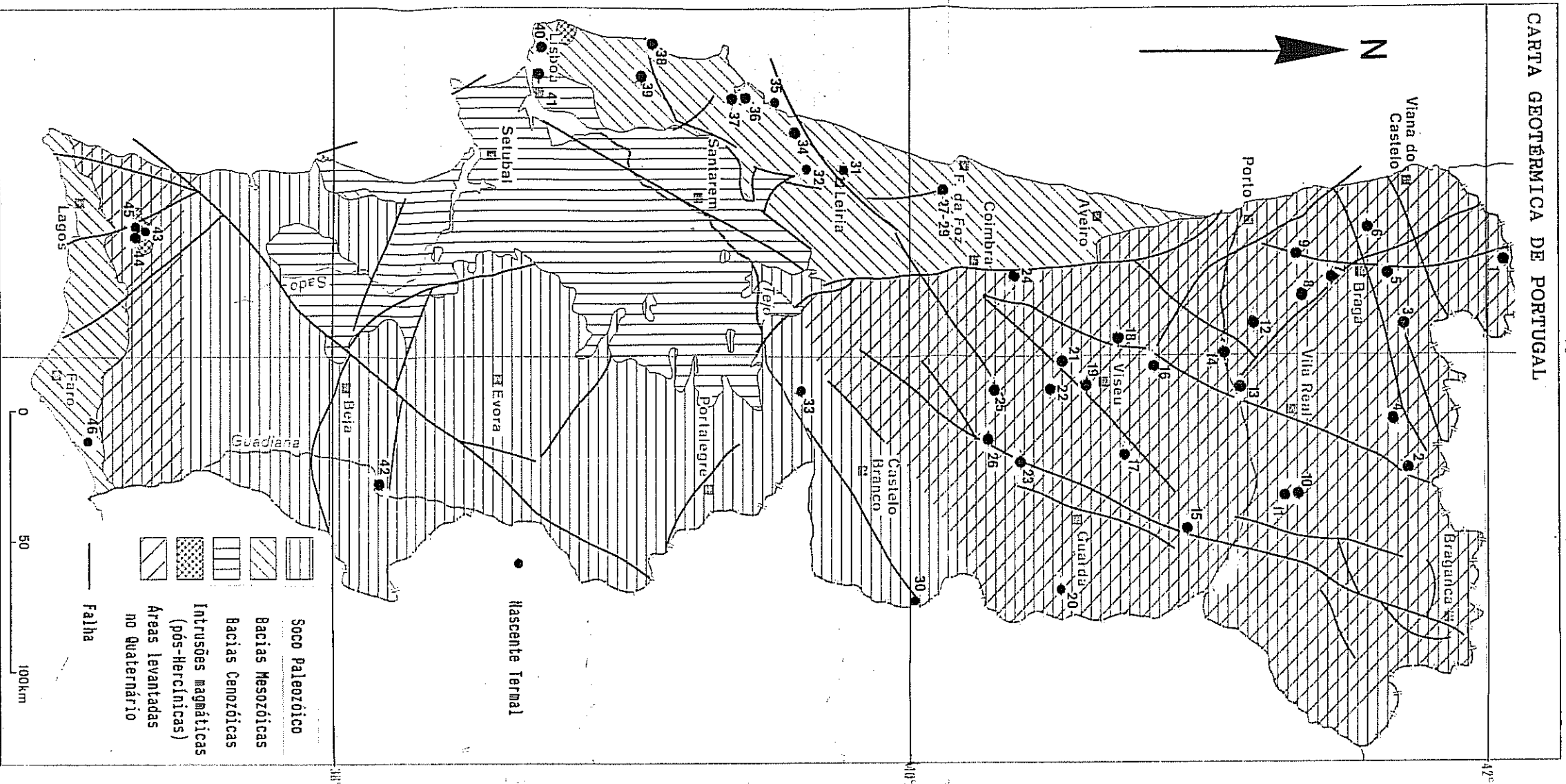
A água de Sangemil possui os atributos referidos, pelo que se poderá designar por uma água termomineral e medicinal. A fim de evitar o emprego de locução tão longa e mesmo alguma redundância dada a interdependência entre as características termal, mineral e medicinal, referir-nos-emos a maior parte das vezes à água em estudo, como a água termal de Sangemil.

A exploração desta água como recurso mineral e medicinal deverá ter em conta o disposto no decreto-lei nº 86/90 e como recurso geotérmico o decreto-lei nº 87/90, ambos de 16 de Março.

1.2 - Actividade Hidrotermal e (Neo)Tectónica

A relação que existe entre a localização das nascentes termais e as falhas de actividade recente é desde há muito salientada, sendo verdadeiros percussores neste domínio os trabalhos de Choffat (1917) e Andrade (1937) e, está hoje largamente comprovada para grande parte das emergências (Ribeiro & Almeida; 1981).

A figura 1.1 representa a Carta Geotérmica esquemática de Portugal, elaborada por Ribeiro & Almeida (1986) e vem publicada



| № Localização | Temp. (°C) | № Localização | Temp. (°C) |
|-----------------------|------------|-----------------------|------------|
| 1 - Monção | 50 | 26 - Unhais | 29 |
| 2 - Chaves | 76 | 27 - Amieira | 27 |
| 3 - Gerês | 46 | 28 - Bicanho | 28 |
| 4 - Carvalhinhos | 22 | 29 - Azenha | 29 |
| 5 - Caldeias | 31 | 30 - Montfortinho | 28 |
| 6 - Furogo | 22 | 31 - Fonte Quente | 24 |
| 7 - Taipas | 32 | 32 - Salgadas | 23 |
| 8 - Vizela | 48 | 33 - Envedos | 22 |
| 9 - Caldas da Saúde | 26 | 34 - Piedade | 27 |
| 10 - Carlão | 28 | 35 - Salir | 20 |
| 11 - São Lourenço | 30 | 36 - Caldas da Rainha | 36 |
| 12 - Canavezes | 35 | 37 - Arrábidos | 29 |
| 13 - Noledo | 39 | 38 - Vimieiro | 27 |
| 14 - Aregos | 54 | 39 - Cucos | 40 |
| 15 - Longroiva | 31 | 40 - Alcaçarias | 30 |
| 16 - Carvalhal | 24 | 41 - Estoril | 35 |
| 17 - Cavaca | 29 | 42 - Santa Comba | 22 |
| 18 - São Pedro do Sul | 69 | 43 - Malhada Quente | 28 |
| 19 - Alcafache | 51 | 44 - Alterce | 27 |
| 20 - Cró | 23 | 45 - Monchique | 32 |
| 21 - Sangemil | 50 | 46 - Santo António | 25 |
| 22 - Felgueira | 34 | | |
| 23 - Manteigas | 46 | | |
| 24 - Luso | 27 | | |
| 25 - São Paulo | 23 | | |

Figura 1.1 - Carta Geotérmica de Portugal Continental
(modificado de Haenel & Staroste; 1988)

no Atlas de Recursos Geotérmicos dos países da CEE, Áustria e Suíça (1988). Nela estão projectadas as nascentes com temperaturas na emergência superior a 20 °C e da sua análise é possível concluir que:

- Os acidentes tectónicos principais dispõem-se segundo as orientações NNE-SSW; NW-SE a NNW-SSE; ENE-WSE e N-S. Correspondem na sua maioria à reactivação de falhas tardi-hercínicas, muitas das quais remobilizadas em episódios tectónicos anteriores ao Quaternário (Cabral; 1986). A maior parte das estruturas representadas constam da Carta Neotectónica de Portugal, à escala 1/1000000 (Cabral & Ribeiro; 1988) recentemente editada.

- Relacionando com aspectos gerais da geologia portuguesa é fácil referenciar a ocorrência das águas mais quentes e em maior número, no Maciço Hespérico e secundariamente nas Orlas Meso-Cenozóicas ocidental e meridional.

- Ao nível do Maciço Hespérico a distribuição também não é uniforme, podendo inferir-se duas áreas: a setentrional, mais montanhosa (norte e centro do país) e a metade meridional. Esta assimetria na repartição das nascentes deverá estar em correspondência com as maiores deslocações tectónicas terciárias e quaternárias de que foi alvo a meseta setentrional (Ribeiro & Almeida; 1981).

- As nascentes mais quentes estão na dependência de falhas de grande extensão, que atinjam proporcionalmente maiores profundidades na crosta terrestre. Embora, no geral, condicionadas à vizinhança de megaestruturas, NNE-SSW, ENE-WSW, NE-SW, à escala local as exurgências são feitas por falhas subordinadas (Portugal Ferreira et al.; 1984).

- Das estruturas assinaladas, as que enquadram nascentes termais da região das Beiras são:

Falha Verin - Chaves - S. Pedro do Sul - Penacova

Este extenso desligamento esquerdo de direcção NNE-SSW tem em território português uma extensão de aproximadamente 190 Km. Com ele se relacionam as duas nascentes de maior termalidade do país, Chaves e S. Pedro do Sul.

Também na sua dependência estão outras nascentes termais e águas minerais frias numa apreciável diversidade hidrogeoquímica (Portugal Ferreira et al.; 1984). Chaves pertence ao grupo das bicarbonatadas sódicas, gaso-carbónicas, que inclui Vilarelho, Vidago, Oura e Pedras Salgadas no domínio transmontano; Moledo, Carvalhal e S. Pedro do Sul são sulfúreas bicarbonatadas sódicas e pertence ao domínio do Douro e Beiras (ibidem).

É também de reter a inexistência de qualquer ordenação da temperatura ou do caudal, situação que tende a repetir-se noutras estruturas.

Esta falha rejogou nos tempos modernos, tendo sido por ela atingidos depósitos quaternários (fortemente basculados) em Chaves e Vila Real (Pereira & Ferreira; 1985).

Falha de Vilariça

Esta linha de fractura situa-se paralelamente à falha Verin-S. Pedro do Sul e foi alvo de movimentação actual (Teixeira; 1980). Estende-se desde o nordeste transmontano onde passa junto a Bragança, Vilariça, Trancoso e Celorico da Beira, prolongando-se até Unhais na Beira Baixa.

Ao longo deste desligamento esquerdo escalonam-se as seguintes nascentes termais: Longroiva, Manteigas e Unhais. São sulfúreas bicarbonatadas sódicas.

Alinhamento do Dão (podendo corresponder a falha activa; Cabral & Ribeiro; 1988).

São três as nascentes termais que ao longo do vale do rio Dão definem um alinhamento que coincidirá sem grande ambiguidade com um importante acidente tectónico, a falha do Dão, de direcção NE-SW e que teria presidido ao encaixe do rio.

Trata-se das águas sulfúreas, bicarbonatadas sódicas, da Cavaca, Alcafache e Sangemil.

1.3 - Enquadramento Geológico das Nascentes Termais da Região das Beiras

Ocorrem na parte central da Zona Centro-Ibérica, onde sobressai a enorme extensão das manchas de rochas graníticas pertencentes ao maciço batólitico das Beiras, intruídas no complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico (Precâmbrico final e/ou Câmbrico).

O complexo xisto-grauváquico é uma unidade estratigráfica, constituída por uma série rítmica de xistos e grauvaques (flisch) com níveis esporádicos de conglomerados e de calcários e, sobre a qual assenta discordantemente os quartzitos do Ordovícico e rochas pelíticas associadas. Está particularmente bem representada no vale do Douro e nas Beiras (Teixeira; 1980), mas aqui arealmente subordinada às rochas granitóides.

Destacam-se na Zona Centro-Ibérica duas séries de granitos (Ribeiro et al.; 1979), definidos com base em critérios petrográficos:

- A série alcalina cujas características principais são: rochas leucocratas de duas micas (teor de moscovite idêntica à da biotite) e plagioclases de composição albítica e/ou oligoclase ácida. Os membros desta série incluem granitos gnáissicos, granitos de duas micas e granitos de duas micas com megacristais.

- A série calco-alcalina, com carácter mesocrata em que a biotite predomina sobre a moscovite e as plagioclases são de composição oligoclase-andesina. Contêm frequentes encraves microdioríticos. Os membros da série englobam granitos com megacrístais deformados pela segunda fase hercínica e granitos pós-tectónicos que incluem granitos calco-alcalinos a alcalinos de grão médio a fino de duas micas, por vezes com megacrístais e granitos calco-alcalinos porfiróides de grão grosseiro, biotíticos.

A classificação genética (Capdevilla et al.; 1973) propõe o agrupamento em granitóides mesocrustais, gerados por anatexia húmida da parte média da crosta (granitos alcalinos sintectónicos) e granitos híbridos, tardi a pós-tectónicos formados por diferenciação magmática a partir do material básico infracrustal e fusão parcial de material crustal com ou sem hibridização de produtos básicos infracrustais.

Tendo como referencial as três principais fases da orogenia hercínica, segundo a cronologia de Noronha et al. (1979, in Ferreira et al.; 1987), Ferreira et al. (1987) considera os granitos das Beiras como sinorogénicos biotíticos, tardi F3 ou tardi a pós F3, com largo predomínio destes últimos.

ESBOÇO HISTÓRICO DAS TERMAS DE SANGEMIL

Os nomes das estâncias termais são quase sempre os topónimos locais procedidos de designações genéricas como águas, banhos e frequentemente caldas. Mais recentemente, começou a utilizar-se a palavra termas. Com o significado inicial de estabelecimento de banhos públicos, é hoje largamente usado para designar a localidade onde se situam.

As Caldas de Sangemil, outrora designadas por Caldas da Lageosa (povoação que lhe fica próxima), ou simplesmente Banhos como ainda hoje são conhecidas na região, ao contrário de outras termas portuguesas, não parecem ter sido utilizadas pelos romanos. A passagem deste e de outros povos primitivos que sucessivamente invadiram a Lusitânia, berço ancestral do nosso país, não é aqui atestada pela existência dos espólios de vestígios históricos habituais (inscrições, moedas, piscinas, etc.).

Todavia, é a um desses povos, os visigóticos, que se liga a proveniência ou raiz do topónimo. Segundo a opinião de Amadeu Ferraz de Carvalho, investigador de tudo o que se relaciona com a origem dos povos agrupados no concelho de Tondela, Sangemil procede do nome de homem Sangemiro assim como Teomil, aldeia vizinha situada a Norte, deriva de Teodomiro, um e outro nomes germânicos. Com o andar dos tempos, confundiu-se a primeira sílaba com São (santo) e assim já no cadastro de 1527 se vê a grafia "sam gymill" (Carvalho, A.F.; 1981).

Pela ignorância desta origem, a designação S. Gemil

manteve-se até aos nossos dias, decerto acalentada pela época em que a crença popular atribuía os benefícios medicinais desta e de outras águas, a virtudes milagrosas. São Gemil não figura porém no agiológico.

As pesquisas sobre o passado de Sangemil não puderam remontar a uma época anterior ao alvorecer de século XVIII.

A primeira referência conhecida à utilização destas águas consta do Aquilégio Medicinal de 1726. Elaborado por Francisco Fonseca Henriques, médico de D. João V, nele se dá conta das águas de caldas, fontes, rios, poços, lagoas e cisternas do reino de Portugal e dos Algarves, que pelas virtudes medicinais ou outra singularidade, são dignas de particular memória. São classificadas de termais sulfúreas e efficacíssimas em curar todos os achaques procedentes de humores frios ou húmidos, ou sejam do estômago ou nervos, ou juntas ou do útero ou do ventre e a gravação de cabeça, como nos dizem na terminologia própria da época.

São muitas as nascentes das águas minerais de Sangemil, nas principais são três: uma que rebenta no meio de um penedo e da qual se tira água para beber e duas outras encostadas ao mesmo penedo, subindo a água em borbotões. Esta é a descrição das exurgências que Francisco Tavares nos relata em 1810, acrescentando que com as enchentes do rio, as nascentes refluem e vão rebentar na raiz do monte e mesmo em alguma altura, donde vasando a enchente torna à sua antiga origem. Os mais pobres para tomar banho faziam covas na areia, muitas vezes, com funestas consequências. A água era também levada para as residências onde com maior comodidade os banhos podiam ser tomados em tinas.

O primeiro trabalho detalhado sobre estas águas é devido a António da Fonseca Benevides. Datado de 1817 e intitulado "Memórias sobre as águas minerais de S. Gemil", foi apresentado à Academia Real das Ciências como título à eleição do seu autor para sócio correspondente daquela agremiação. Compreendia duas Memórias: uma com a descrição geográfica, mineralógica e botânica da região e outra com a análise química da água. Dessas Memórias que lhe asseguraram a eleição, não é conhecida a existência de qualquer exemplar. A referência à eleição, em conjunto com um resumo da análise química efectuada, vem referida na História e Memórias da Academia Real das Ciências.[#] Mais por interesse

histórico que científico, apresentamos no quadro 2.I o resumo da análise de Fonseca Benevides.

Nova análise química desta água só volta a ser realizada em 1893 por Ferreira da Silva do Laboratório Municipal de Química do Porto. Do seu estudo, publicado em 1895 na revista Medicina Moderna, o autor salienta a hipertermalidade da água, a sua baixa cota salina, a elevada alcalinidade devida aos carbonatos e silicatos alcalinos e a presença de ácido sulfídrico e sulfuretos alcalinos, classificando-a como hipertermal, hiposalina, alcalina e sulfúrea sódica.

Aos estudos físico-químicos e da radioactividade realizados neste século a partir de 1936 iremos, quando oportuno, fazer referência neste nosso trabalho.

Data de 1894 (alvará de 27 de Julho) a atribuição da primeira concessão.

Naquele mesmo ano é apresentado por Terra Viana um projecto de captação e dado início às obras, interrompidas após construção de um muro de alvenaria, que apenas isolava as águas quentes das águas do rio no verão. Reatadas as obras quase meio século depois (1941), sob regime concessionário diferente e aproveitando o muro existente, construiu-se o reservatório que ainda hoje existe.

A água retirada do reservatório continuou a ser vendida aos cântaros e os "cantareiros" a transportá-la às costas, até banheiras instaladas em pensões e casas particulares.

O desinteresse e mesmo desrespeito, dos concessionários, pelas disposições que constavam dos respectivos alvarás de concessão, entre as quais a construção de um balneário pode ser

‡ Uma importante fonte de documentação para elaboração destas notas sobre o passado de Sangemil, foram os manuscritos de Fernando Agostinho Figueiredo. Metodicamente, aquele médico reuniu, para elaboração de uma pequena monografia sobre Sangemil (1950), um conjunto de transcrições dos diversos trabalhos a que teve acesso na sua pormenorizada pesquisa. Foram-nos gentilmente cedidos pela Câmara Municipal de Tondela.

Quadro 2.I - Resumo da análise de Fonseca Benevides (História e Memórias da Academia Real das Ciências de Lisboa, Tomo V, Parte II; 1818. Sessão pública de 24 de Junho de 1818).

| COMPOSIÇÃO QUÍMICA EM 100 LIBRAS DE ÁGUA DE SANGEMIL | |
|--|-------------------------|
| Gaz hidrogénio sulfurado | (Poleg. Cúbica) .. 610 |
| Gaz ácido carbónico | 620 |
| Muriato de magnesia | Graós 70 |
| Muriato de soda | 65 |
| Sulfato de magnesia | 68 |
| Sulfato de cal | 30 ^{1/2} |
| Carbonato de magnesia | 19 ^{1/2} |
| Carbonato de cal | 11 ^{1/3} |
| Carbonato de ferro | 7 ^{1/2} |
| Terra siliciosa | 13 |
| Alumina | 3 |
| Matéria colorante | 2 |
| Matéria extractiva | x |

apontado como a principal razão do marasmo em que estas termas sempre estiveram.

Em 1976 e após perda da licença pelos últimos concessionários, é feita a transmissão da concessão para a Câmara Municipal de Tondela. Com comparticipação financeira do Fundo Europeu de Desenvolvimento Regional é iniciada a construção de um balneário no ano de 1987.

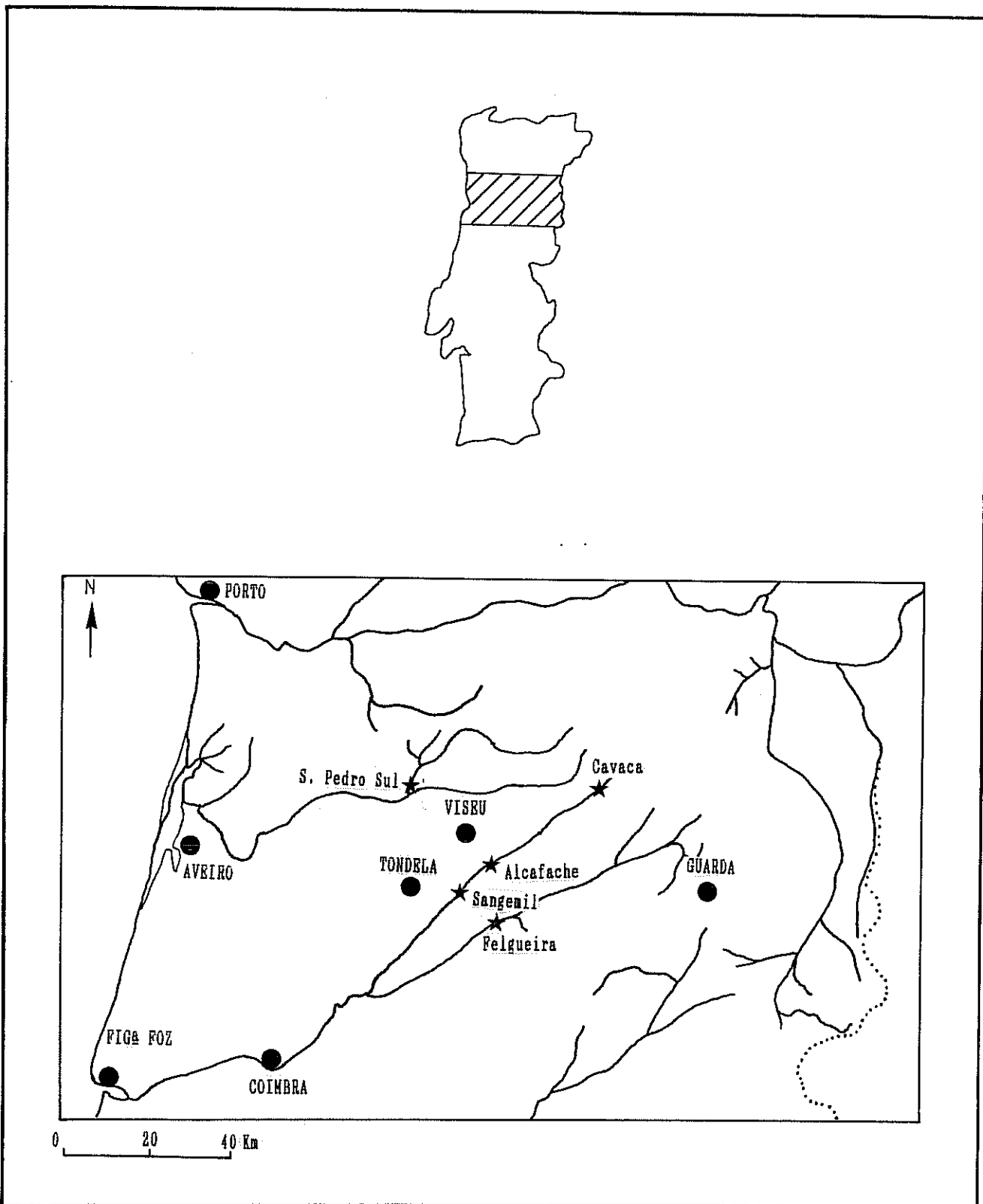


Figura 3.1 - Localização geográfica da região de Sangemil

SITUAÇÃO GEOGRÁFICA E GEOMORFOLOGIA

3.1 - Situação Geográfica

A província da Beira Alta conserva o aspecto geral de um planalto comprimido entre dois imponentes alinhamentos montanhosos. A sueste a Serra da Estrela, a poente e a norte um conjunto de serranias constituído pelas Serras do Caramulo, da Gralheira, de S. Macário e depois, pelo extremo oriental a Serra do Montemuro. Todo este conjunto está profundamente retalhado pelos vales dos rios Vouga, Mondego e seus afluentes.

Em pleno coração da Beira Alta, junto ao rio Dão, estão situadas as Caldas de Sangemil, povoado humilde com pouco mais de uma dúzia de casas de modestas condições, integrando um ambiente a um tempo rústico e bucólico, caracterizadamente beirão (estampa 1).

Sangemil dista 16 Km da sede do concelho, Tondela, e 18 Km de Viseu, capital do distrito. Perto fica a Urgeiriça. Mais acima, depois de Nelas e na direcção de Viseu, é Alcafache que, como Sangemil se encontra à beira do Dão. As Caldas da Felgueira, sobre o rio Mondego, ficam a 11 Km (figura 3.1).

Toda a região é densamente povoada e intensamente cultivada. Os vales cuidadosamente cultivados com vinhas, pomares, milho e algum trigo, são envolvidos por arborização densa em que aos pinheiros se juntam os carvalhos.

O clima e a aptidão agrícola do solo, tornam a vinha na cultura rainha destas paragens, matéria prima na produção dos

famosos vinhos maduros da região demarcada do Dão.

O hidrotermalismo funciona como importante veículo de propaganda desta zona e do afluxo turístico que proporciona.

3.2 - Geomorfologia

De natureza essencialmente montanhosa, a região é atravessada no sentido diagonal, NE-SW, pelo rio Dão que escavou vale apertado e profundo, de vertentes vigorosas na parte vestibular até às Caldas de Sangemil. Para jusante, verifica-se um alargamento transversal do vale, de vertentes com vigor menos acentuado, mas mais a vertente esquerda do que a direita, tornando-se o vale assimétrico. Esta característica denuncia a sua abertura ao longo de faixas de esmagamento da rocha granítica (v. carta geológica, anexo 4).

No limite meridional do mapa, a margem esquerda está talhada abruptamente no maciço granítico, sobre o qual se ergue a povoação denominada Penedo, à altitude de 280 m, de onde se domina um dos mais belos panoramas da região. Os pontos de maior altitude da área cartografada, encontram-se a norte de Teomil e possuem cotas de 350 m.

3.2.1 - Rede hidrográfica

As ribeiras de Beijós e do Pisão, com traçados paralelos ao do rio Dão, são os seus principais afluentes em cuja direita se lançam. Instaladas em vales amplos, separam relevos orientados na direcção NE-SW, de formas algo suaves e arredondadas caracterizando o sector sudeste da área estudada.

São numerosas as linhas de água secundárias que sulcam a região, formando uma rede de drenagem cujo controlo estrutural é evidenciado pelo seu traçado geométrico. Muitas dispõem-se segun-

do os sistemas de diaclases dominantes na rocha, não sendo de excluir que possam ter-se desenvolvido ao longo de falhas, embora, não sejam observados brechas e espelhos de falha.

A rede de drenagem é do tipo misto, sendo uma parte angular de disposição direccional adaptada à rede de fracturas e outra dendítrica com as linhas de água da cabeceira apresentando ramificação em forma de pinça.

O rio Dão é o único curso de água da região que escoar água durante todo o ano, logo perene. Intermitentes são as ribeiras de Beijós, do Pisão e mais algumas linhas de água sem qualquer nome. Mais frequentes são os cursos de água que existem apenas durante ou imediatamente após os períodos de precipitação e só transportando escoamento superficial (efémeros).

A classificação dos cursos de água segundo a constância do escoamento poderá ser observada no mapa com o inventário dos focos de poluição (anexo 8).

3.2.1.1 - Caracterização sumária da bacia hidrográfica do rio Dão

A área (A) da bacia hidrográfica do rio Dão entre os paralelos 40° 30' e 40° 33.5' N é de 22.6 Km².

O comprimento total (C) dos cursos de água nesta área da bacia atinge os 99.2 Km.

A razão entre o comprimento total dos cursos de água e a área da bacia, denomina-se densidade de drenagem (D.D) e fornece uma indicação da eficiência da drenagem natural da bacia, caracterizando ainda que de forma indirecta a capacidade de infiltração dos solos que cobrem a bacia .

Assim: $D.D = C/A = 4.4 \text{ Km/Km}^2$

donde se conclui que é uma bacia excepcionalmente bem drenada e

com alguma tendência para cheias.

O Dão é um rio neste sector de ordem 4, o que dá a ideia da extensão da ramificação na bacia. Apresenta entre as duas secções referidas uma extensão horizontal de 9.35 Km e uma inclinação média do leito igual a 0.0048, sendo 45 m a diferença de cotas para o leito entre os limites norte e sul da área em estudo.

Todos os cálculos apresentados, foram realizados em carta topográfica à escala 1/1000. A definição dos parâmetros que caracterizam uma bacia hidrográfica pode ser consultada em Lencastre & Franco (1984).

As formas de erosão são as comuns às regiões graníticas. A disjunção paralelipipédica responsável pela formação de blocos, por vezes de tamanho considerável e a disjunção em lajes por intersecção de diaclases verticais com diaclases curvas, constituem os processos que promovem as formas erosivas mais características. Destas formas erosivas, derivam os nomes de povoações como Penedo, Lageosa e na zona limítrofe da área estudada, Lages de Silgueiros e Laje do Outeiro.

CLIMATOLOGIA E HIDROLOGIA

A análise das condições climáticas, foi realizada a partir das séries de dados climáticos obtidos por estações de observação, situadas em redor da área abrangida por este trabalho, possuindo a região definida, características climáticas e físicas bastante uniformes.

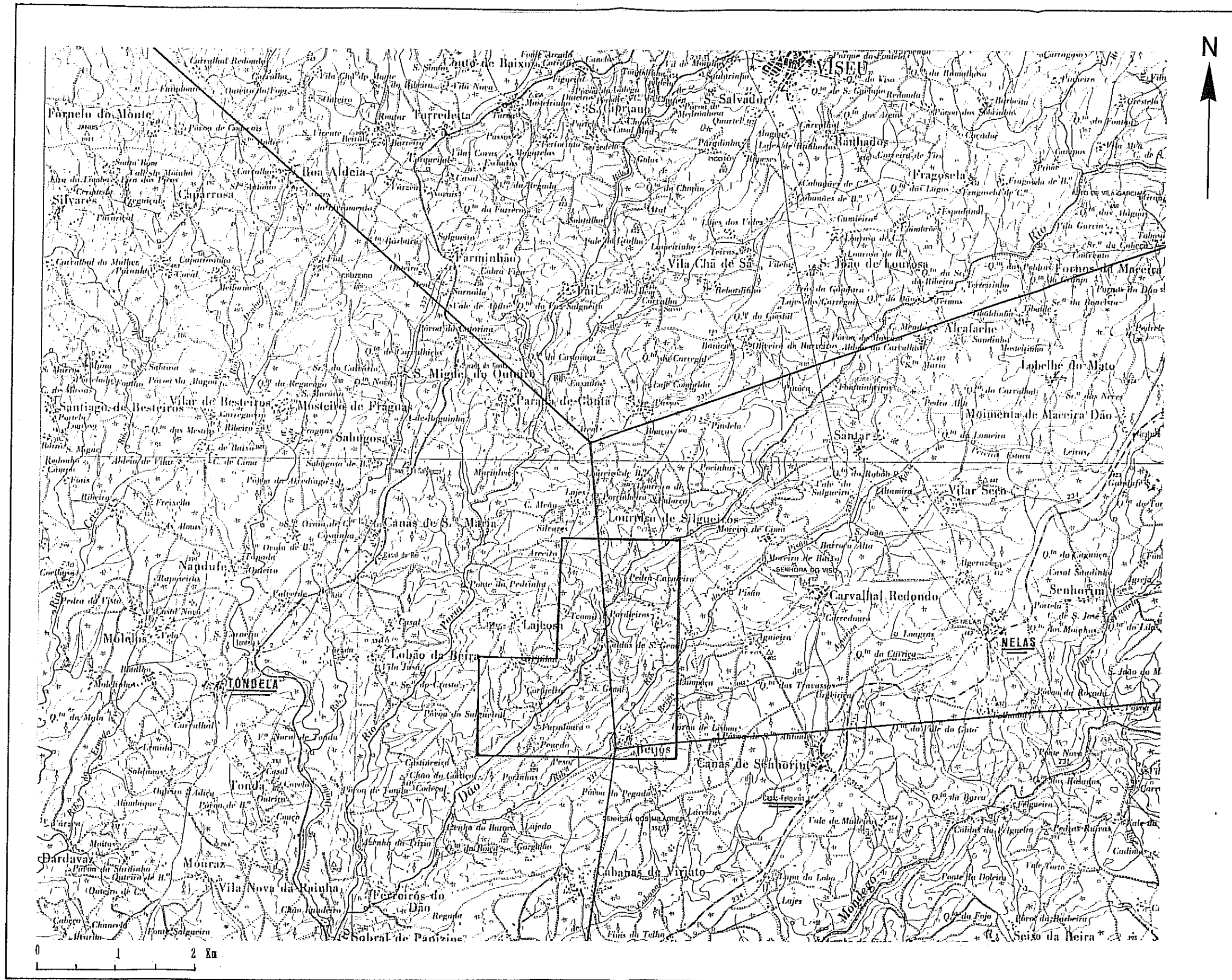
4.1 - Parâmetros Climatológicos

-Precipitação: Considerou-se a precipitação média ponderada caída na região, por aplicação do método dos polígonos de Thiessen (Custodio e Llamas; 1983). Na figura 4.1 estão desenhados os polígonos de influência correspondentes à estação meteorológica de Viseu e postos de observação pluviométrica limítrofes. Aí se observa que os postos udométricos de Ermida (Tondela), Nelas e Caldas da Felgueira são os que intervêm no cálculo da precipitação ponderada na área em análise.

Conhecida a precipitação em cada posto i (Quadro 4.I) e a sua área de influência A_i (Fig. 4.1), a precipitação ponderada P_p sobre a área total A é dada pela expressão:

$$P_p = \sum P_i A_i / A$$

O quadro 4.2 apresenta os valores da precipitação média mensal ponderada caída na região. É pequena a diferença entre



| Áreas de Influência |
|--|
| Pluviómetro de Ernida (Tondela) - 10.4 Km ² |
| Pluviómetro de Neias - 10.49 Km ² |
| Pluviómetro das Caldas da Felgueira - 0.36 Km ² |

Figura 4.1 - Mapa dos polígonos de Thiessen para a área estudada.

Quadro 4.I - Precipitação média mensal registada nos postos udométricos de Ermida (Tondela), Nelas e Caldas da Felgueira (1951 - 1980). Fonte: Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica.

| | Ermida (Tondela) | Nelas | Caldas da Felgueira |
|-----------|---------------------|--------|------------------------|
| Mês | Precipitação em mm | | |
| Janeiro | 226.6 | 179.3 | 169.8 |
| Fevereiro | 214.2 | 165.5 | 156.3 |
| Março | 174.1 | 134.2 | 139.4 |
| Abril | 101.5 | 87.0 | 89.6 |
| Maió | 97.2 | 79.5 | 86.2 |
| Junho | 59.6 | 55.3 | 55.3 |
| Julho | 15.0 | 13.4 | 15.9 |
| Agosto | 20.7 | 17.3 | 17.6 |
| Setembro | 61.4 | 52.6 | 47.9 |
| Outubro | 128.7 | 107.6 | 101.4 |
| Novembro | 170.8 | 128.2 | 135.7 |
| Dezembro | 189.9 | 147.2 | 141.8 |
| Total | 1459.7 | 1167.1 | 1154.2 |

Quadro 4.II - Precipitação média mensal ponderada (método dos polígonos de Thiessen), caída na região em estudo.

| Mês | Precipitação em mm |
|-----------|--------------------|
| Outubro | 117.4 |
| Novembro | 148.6 |
| Dezembro | 167.4 |
| Janeiro | <u>201.5</u> |
| Fevereiro | 188.5 |
| Março | 153.2 |
| Abril | 93.7 |
| Maió | 87.9 |
| Junho | 57.2 |
| Julho | <u>14.4</u> |
| Agosto | 18.9 |
| Setembro | 56.6 |
| Total | 1305.3 |

estes valores e os obtidos através da média aritmética (total anual inferior 3.4% em relação ao valor calculado pelo método dos polígonos de Thiessen). Qualquer um dos processos é então válido para estimativa da precipitação.

Esta variável climática apresenta repartição heterógenea, concentrando-se 75% da precipitação média anual num semestre (Outubro a Março).

-Temperatura: Para valores das temperaturas médias mensais, recorreu-se aos registados na estação meteorológica de Viseu (quadro 4.III). A média anual é de 13 °C e os valores médios mensais máximo e mínimo são de 20.5 e 6.6 °C, que ocorrem nos meses de Julho e Janeiro, respectivamente. A amplitude térmica anual é assim de 13.9 °C.

As séries de dados tratados, corresponde uma média de 30 anos, como recomendado pela Organização Meteorológica Mundial.

Quadro 4.III - Temperatura média mensal e anual registada na estação meteorológica de Viseu (1951 - 1980). Fonte: Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica.

| Mês | Temperatura °C |
|-------------|----------------|
| Janeiro | 6.6 |
| Fevereiro | 7.4 |
| Março | 9.3 |
| Abril | 11.3 |
| Maio | 14.6 |
| Junho | 17.8 |
| Julho | 20.5 |
| Agosto | 20.0 |
| Setembro | 18.0 |
| Outubro | 14.4 |
| Novembro | 9.4 |
| Dezembro | 7.0 |
| Média Anual | 13.0 |

4.2 - Caracterização Climática

Dos diagramas usados em climatologia e que permitem evidenciar a evolução climática em função do tempo, pareceu-nos de interesse ensaiar para a região o diagrama termo - pluviométrico de Gaussen e o climograma.

O primeiro associa no mesmo gráfico os dois elementos meteorológicos mais importantes, temperatura (T) e precipitação (P) médias mensais. Também se denomina de gráfico ombrotérmico.

O uso de uma escala para a precipitação, dupla da escala utilizada para a temperatura, permite definir dois períodos que determinam o grau de secura do clima.

Um período seco quando o valor numérico da precipitação (P em mm) é inferior ao valor numérico da temperatura (T em °C) e, um período húmido quando a precipitação "P" iguala ou supera o da temperatura "T".

Permitindo, também, representar a evolução simultânea da precipitação e da temperatura ao longo do ano, o climograma obtém-se, colocando no eixo das ordenadas as precipitações e em abcissas as temperaturas, ficando cada mês representado por um ponto. Unindo sucessivamente os doze pontos obtém-se um polígono cuja forma geral permite visualizar certos traços do clima.

No nosso caso o polígono obtido (fig. 4.3), forma uma banda diagonal em relação aos eixos das coordenadas, sem qualquer dos elementos climáticos exercer uma influência determinante nas características do clima - clima temperado. O cruzamento das linhas do polígono dificulta a leitura do gráfico e deriva da semelhança entre os valores da precipitação e temperatura na Primavera e Outono.

A partir do diagrama termo - pluviométrico de Gaussen elaborado para a região (Fig 4.2), verifica-se que o período húmido para um ano hidrológico normal, vai de meados de Agosto a meados de Junho. O restante tempo corresponde ao período seco.

Na classificação proposta pelo climatologista alemão Koppen,

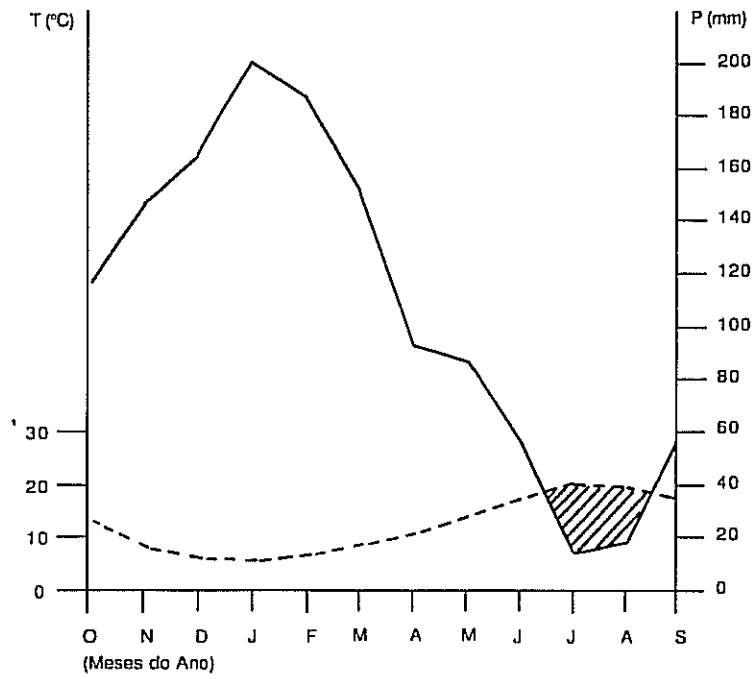


Figura 4.2 - Diagrama termo-pluviométrico de Gausson.

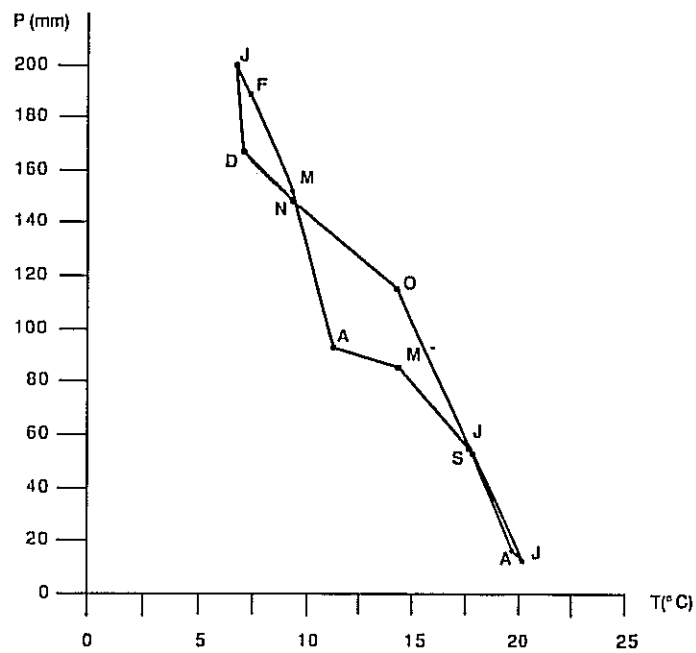


Figura 4.3 - Climograma.

trata-se de um clima Csb: clima temperado, de Inverno moderado e Verão moderadamente quente (média do mês mais quente inferior a 22 °C).

De acordo com a sistemática de Thornthwaite para o clima, baseada nos índices hídrico e de aridez, a região de Sangemil pertence ao tipo B4B's, i.é, clima húmido mesotermal com moderada deficiência de água no Verão.

4.3 - Balanço Hídrico ao Nível do Solo

Evapotranspiração

No balanço hídrico do solo (excesso ou défice de água) intervém a evapotranspiração, que se pode definir como a quantidade de água que regressa à atmosfera em forma de vapor directamente por evaporação e através das plantas por transpiração.

Utilizando como variáveis primárias a precipitação e a temperatura, Turc, Coutagne e Thornthwaite propõem os seguintes processos empíricos para cálculo da evapotranspiração (Custódio e Llamas;1983):

Método de Turc

Este método faz recurso à fórmula empírica:

$$ETR = P / (0.9 + P^2 / L^2)^{1/2}$$

em que: ETR = Evapotranspiração real em mm / ano

P = Precipitação em mm / ano

L = $300 + 25t + 0.05t^2$

t = precipitação média anual em °C

Método de Coutagne

Segundo Coutagne, que apresenta a fórmula:

$$ETR = P - \tau P^2$$

onde: ETR = Evapotranspiração real em mm / ano

P = Precipitação em mm / ano

O método só é aplicável para valores de precipitação que cumpram a condição:

$$1/8\tau < P < 1/2\tau$$

sendo: $\tau = 1 / 0.8 + 0.14t$

t = Temperatura média anual em °C

Método de Thornthwaite

Dado a evapotranspiração depender de factores muito variáveis e de difícil medição, como por exemplo, a humidade do solo na zona radicular das plantas e do seu grau de desenvolvimento, Thornthwaite introduziu o conceito de evapotranspiração potencial (ETP).

Expressa o valor da evapotranspiração que ocorreria se não houvesse défice em água (capacidade de campo permanentemente completa) para satisfazer a necessidade das plantas com um desenvolvimento vegetal óptimo.

Cálculo da ETP

Acha-se o índice de calor mensal (i) a partir das temperaturas médias mensais (t)

$$i_J = \left(t / 5 \right)^{1.514} \quad (J = 1, 2, \dots, 12)$$

correspondentes aos meses do ano.

A partir dos valores obtidos define-se o índice de calor anual (I).

$$I = \sum_{j=1}^{12} i_j$$

A evapotranspiração potencial média em mm / dia (ϵ), obtém-se pela expressão:

$$\epsilon = 16 / 30 (10t/I)^a$$

em que t = Temperatura média do mês em °C

I = índice de calor anual

$$a = 6.75 \times 10^{-7} I^3 - 7.71 \times 10^{-5} I^2 + 0.1792 I + 0.49239$$

Tendo em conta o número de dias do mês e o número máximo de horas de sol segundo a latitude do lugar considerado, Thornthwaite apresenta para cômputo da evapotranspiração potencial em mm / mês a fórmula:

$$ETP = K \epsilon$$

$$K = N / 12 \times d / 30 \times d$$

N = Número máximo de horas de sol segundo a latitude
(tabelado)

d = Número de dias do mês

ϵ = Evapotranspiração potencial em mm / dia

Cálculo da ETR

Com o cálculo da evapotranspiração potencial, determina-se o quantitativo máximo de água que teoricamente poderá regressar à

atmosfera.

Para a estimativa da evapotranspiração real a partir dos valores da ETP, deverá ter-se em consideração a quantidade de água disponível no solo, cumprindo-se sempre a relação: $ETR \leq ETP$.

A equação do balanço hídrico para um intervalo de tempo especificado é:

$$P = ETR + EX + \Delta R$$

P = Precipitação média

ETR = Evapotranspiração real em mm

Ex = Excedentes de água em mm

(Escorrência + Infiltração)

ΔR = Variação da reserva de água do solo

Os valores do balanço hídrico (sequencial mensal) ao nível do solo para a região, constam do quadro 4.IV. Foram determinados admitindo um valor da capacidade de campo igual a 100 mm (solos predominantemente areno-argilosos) e uma reserva de água útil nula no início do ano hidrológico (Outubro).

A figura 4.4 exprime graficamente o balanço hídrico. O traço contínuo P, dá para cada mês a altura média da lâmina de água caída na região (máximo em Janeiro, mínimo em Julho). O traço descontínuo ETP indica a evapotranspiração potencial segundo Thornthwaite. É no mês de Julho, quando a temperatura é mais elevada, que a evapotranspiração potencial atinge a maior intensidade. O traço - ponto ETR respeita à evapotranspiração real. Em Outubro e Novembro a evapotranspiração diminui, a precipitação aumenta e é reconstituída a reserva em água do solo (fase I). A partir de Dezembro, com precipitação muito superior à evapotranspiração ocorre um excesso de água até inícios de Junho (fase II). Depois, o calor aumenta, a evapotranspiração cresce ao passo que a precipitação diminui. A reserva em água do solo

Quadro 4.IV - Balanço hídrico ao nível do solo.

| | OUT. | NOV. | DEZ. | JAN. | FEV. | MAR. | ABR. | MAI. | JUN. | JUL. | AGO. | SET. | TOTAL |
|----------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|--------|
| PRECIPITAÇÃO | 117.4 | 148.6 | 167.4 | 201.5 | 188.5 | 153.2 | 93.7 | 87.9 | 57.2 | 14.4 | 18.9 | 56.6 | 1305.3 |
| ETP | 57.6 | 24.5 | 17.2 | 18.4 | 20.2 | 29.1 | 47.2 | 75.5 | 100.1 | 121.9 | 110.1 | 84.7 | 706.5 |
| VARIAÇÃO DA RESERVA | +59.8 | +40.2 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | -42.9 | -57.1 | 0.0 | 0.0 | |
| RESERVA DE ÁGUA UTILIZÁVEL | 59.8 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 57.1 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | |
| BTR | 57.6 | 24.5 | 17.2 | 18.4 | 20.2 | 29.1 | 47.2 | 75.5 | 100.1 | 71.5 | 18.9 | 56.6 | 536.8 |
| EXCEDENTES | - | 83.9 | 150.2 | 183.1 | 168.3 | 124.1 | 46.5 | 12.4 | - | - | - | - | 768.5 |
| DÉFICES | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 169.7 |

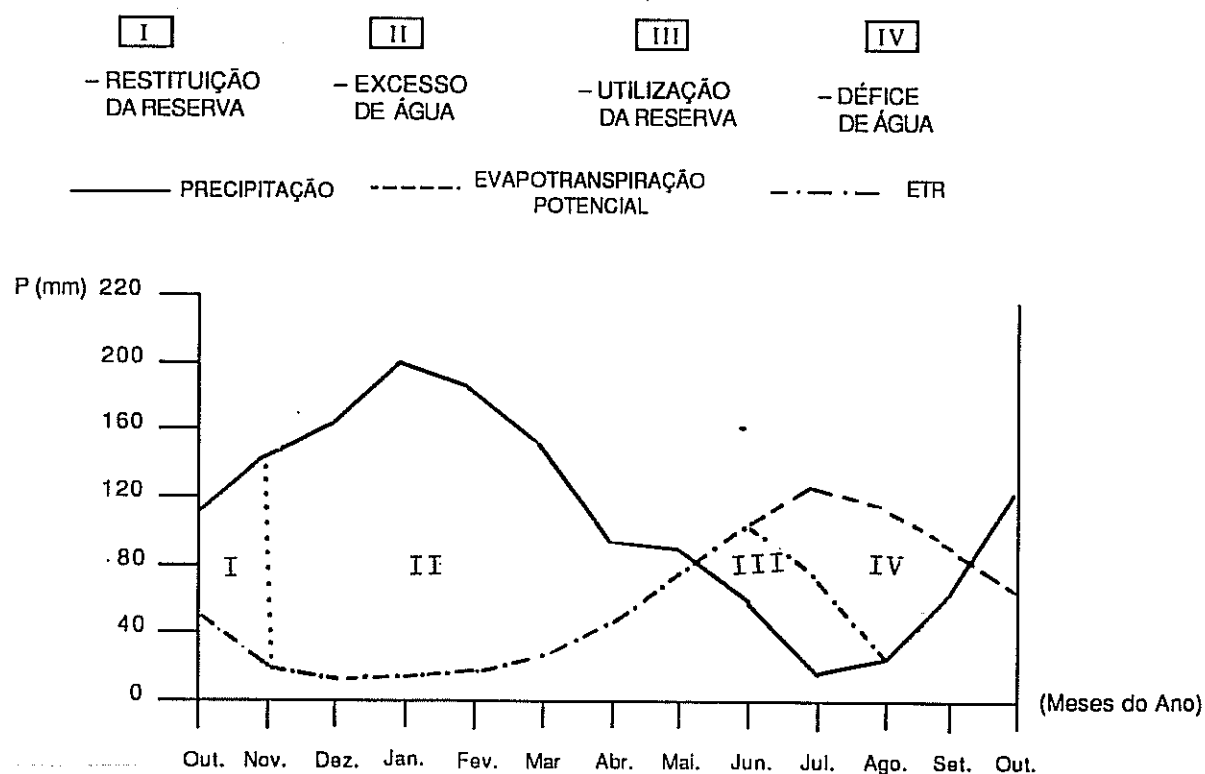


Figura 4.4 - Representação gráfica do balanço hídrico ao nível do solo.

começa a evaporar-se (fase III) e esgota-se completamente em Julho. Ao contrário, a evapotranspiração potencial não pára de aumentar. Determina-se assim a fase IV, a do défice: se se deseja fornecer água à vegetação, de que ela necessita, é necessário regar.

Este balanço hídrico é importante pois sublinha os momentos em que a precipitação contribui para a alimentação de linhas de água e de aquíferos e quando é necessário intervir para fornecer água à vegetação.

A evapotranspiração foi ainda determinada pelas fórmulas empíricas de Turc e Coutagne. A primeira fornece o valor de 575.5 mm / ano, muito próximo do obtido pelo método de Thornthwaite (536.8 mm / ano). Valor mais elevado e afastado dos reportados, é o calculado pela fórmula de Coutagne, 655 mm / ano.

4.4 - Infiltração

Admitindo um escoamento superficial da ordem dos 500 mm / ano, inferido da carta de escoamentos do Atlas do Ambiente (publicação da Comissão Nacional do Ambiente), obtém-se um valor de infiltração média de 270 mm/ano, correspondendo a 21% da precipitação média anual caída na área. Este valor parece-nos excessivo, pois não será de esperar uma incidência tão favorável nas condições de infiltração.

Contudo, consideramos existirem condições razoáveis de recarga dos aquíferos, estendendo-se por um período de 6 meses/ano : Dezembro a Maio. (cf. representação gráfica do balanço hidrológico, figura 4.4).

CONDIÇÕES LITOLÓGICAS E ESTRUTURAIS

5.1 - Pâmetros à Escala Regional

Analisado à escala 1/50000 (Carta Geológica de Portugal, Folha 17-C de Sta Comba Dão) o enquadramento geológico das nascentes de Sangemil expressa:

- A localização inter-granitos porfiróides de grão grosseiro, biotíticos e composição calco-alcalina, não muito longe da mancha de granitos de grão médio a fino de duas micas, que se estende de Canas de Senhorim a Silgueiros.

- Para W das Termas, a cerca de 5 Km, aparecem retalhos xistentos de contornos irregulares, profundamente metamorfizados (micaxistos mais ou menos feldspatizados e acentuado desenvolvimento de corneanas), que se prolongam para as regiões de Canas de Sabugosa e Nandufe a norte de Tondela. Representam o Complexo Xisto-grauváquico Anteordovícico, aqui, muito metamorfizado e parcialmente granitizado. A xistosidade orienta-se, em geral, na direcção NNW-SSE.

- De entre os corpos intragraníticos de ocorrência filoneana, assinalem-se os numerosos filões de quartzo, de direcção predominante NE-SW, que se distribuem por faixas correspondentes a zonas de fracturação e cisalhamento do granito. Uma falha de cisalhamento com direcção média N60°E;75° a 85°SE, com caixa preenchida por quartzo e desenvolvendo-se por uma extensão de 7.5 Km, é a estrutura responsável pela mais importante mina de urânio do país - a Urgeiriça - localizada 6 Km a SE de Sangemil.

5.2 - Parâmetros à Escala Local

O levantamento geológico-estrutural da região de Sangemil fez-se com base numa ampliação fotográfica 1/10000 da carta topográfica 1/25000 dos Serviços Cartográficos do Exército. Para não sobrecarregar a carta desenharam-se as curvas de nível com uma equidistância de 20 metros.

5.2.1 - Unidades litológicas

A área abrangida pelo mapa (anexo 4) é na totalidade ocupada por afloramentos de granito, com importantes divergências de ordem textural e alguma uniformidade petrográfica (calco-alcalino, de duas micas, mas geralmente com a biotite predominante).

Encaixados nos granitos, assinalam-se numerosos filões e veios, especialmente de quartzo e ainda pegmatíticos, aplíticos e aplito-pegmatíticos.

Ao longo de algumas linhas de água, ocorrem depósitos actuais.

Assim, as unidades litológicas mapeadas são as seguintes:

5.2.1.1 - Depósitos recentes

a - Aluviões actuais

A - Areias e cascalheiras fluviais

A' - Depósitos colúvio-aluvionares

Os vales de algumas linhas de água alargam em certos pontos e os fundos estão cobertos por depósitos areno-argilosos de carácter aluvionar. Os principais encontram-se no vale do rio Dão e das ribeiras de Beijós e do Pisão. Noutras linhas de água, as aluviões misturam-se com escorrências laterais de carácter

coluvionar. Frequentemente com terra vegetal, estes materiais formam solos intensivamente aproveitados na agricultura. Só foram cartografados os de maior extensão lateral.

Instalados no leito menor do rio Dão, existem alguns locais em que se acumularam areias e cascalheiras, formando depósitos de reduzidas dimensões e só descobertos durante a época de estiagem.

5.2.1.2 - Granitos

A natureza calco-alkalina destes granitos já foi estabelecida em estudos levados a efeito na região (Teixeira et al.; 1961) e é por nós confirmada nos estudos petrográficos realizados.

Não raramente é possível distinguir os feldspatos potássicos de plagioclases, bem como traduzir a abundância qualitativa das micas, por simples observação macroscópica ou com recurso à lupa.

A variedade textural predominante é a do granito porfiróide, embora apresente tipos diferentes conforme a granularidade da restante massa rochosa. A separação entre os diferentes tipos de granitos é, por via de regra, difícil, em virtude da muito frequente passagem gradual de uns a outros e da cobertura do terreno. Manchas de pequenas dimensões não puderam ser cartografadas e são frequentes um pouco por todo o lado.

No que respeita à idade, foram feitas duas datações pelo método K-Ar, nas biotites de uma amostra de granito porfiróide de grão grosseiro e de um granito de grão médio a fino equigranular, fornecendo as idades de 306 ± 6 M.A. e 309 ± 5 M.A. respectivamente. Estas idades radiométricas contrariam a postulação geral dos granitos das Beiras como pós-cinemáticos.

No quadro da orogenia hercínica e em relação às principais fases de deformação, agrupam-se nos granitóides sinorogénicos tardi F₃.

De acordo com o referido, estabeleceu-se a seguinte divisão para as rochas graníticas da região:

- Granito porfiróide de grão grosseiro a médio (por vezes muito grosseiro), biotítico
- Granito porfiróide de grão médio a fino, biotítico
- Granito afírico de grão médio a fino, de duas micas

5.2.1.2.1 - Granito porfiróide de grão grosseiro a médio, biotítico

Constitui a fácies textural mais desenvolvida na região, mostrando-se com frequência bastante alterada à superfície e mesmo arenizada em profundidade. Há barreiras arenizadas em toda a sua altura (3 a 4 metros).

É uma rocha leuco a leucomesocrática, de duas micas, em que a biotite predomina. A textura porfiróide é-lhe conferida pela profusão de fenocristais de microclina, no geral geminados, segundo a lei de Carlsbad. Muito raramente se observam fenocristais alinhados em foliação de fluxo.

O desenvolvimento progressivo para SW da granularidade da rocha e dos megacristais de feldspato potássico, que chegam a atingir dimensões vistas de 8 cm segundo o eixo maior, leva à consideração de uma fácies de granulometria muito grosseira a que se pode chamar granito porfiróide "dente de cavalo". Assume particular importância na área vizinha às povoações do Vinhal e Penedo. Próximo desta última povoação ocorrem concentrações meso a melanocráticas de forma elipsoidal, que atingem dimensões centimétricas sem contudo apresentarem qualquer orientação preferencial.

Ao microscópio as rochas graníticas porfiróides de grão grosseiro a médio, revelam-se constituídas essencialmente por quartzo, microclina, microclina-pertite, plagioclase e biotite. Como minerais acessórios encontram-se moscovite, apatite, zircão e opacos. A plagioclase está geminada polissinteticamente segundo

a lei de Carlsbad-Albite. Inclusões de moscovite secundária com textura poecilitica e ligeira sericitização é outra característica apresentada pelas plagioclases, não sendo raro os cristais plagioclásicos zonados, em que o núcleo parece ser mais cálcico que as orlas. O quartzo xenomórfico encontra-se frequentemente fracturado e com extinção ondulante. A biotite, apresenta frequentes halos pleocróicos, em muitos dos quais permanecem pequenos cristais de zircão. Em certas lamelas inclui apatite. Cloritização de biotite com exsudação de opacos é também usual.

Numa amostra colhida junto ao entroncamento para a povoação de Sangemil, reconheceu-se andaluzite e cordierite num pequeno enclave de natureza metasedimentar. Assimilação incompleta de enclaves xistentos justifica a ocorrência neste granito de minerais de metamorfismo.

Não é possível determinar a origem das inclusões observadas no granito do Penedo. Apresentam-se ao microscópio com uma textura xeno a hipidiomórfica granular de grão fino e são constituídas por quartzo, microclina, plagioclase, biotite e concentração superior em apatite que na rocha encaixante. Poderão corresponder a enclaves sedimentares com maior grau de assimilação (?).

O granito porfiróide de grão grosseiro é também o envolvente da nascente termal. A principal diferença relativamente ao granito regional reside no maior grau de alteração e em consequência, presença mais significativa dos minerais secundários. Comparativamente à rocha inalterada é de salientar:

- Cloritização mais intensa e expandida da biotite.
- Maior sericitização das plagioclases, vendo-se igualmente afectada a microclina.
- Intercrescimentos mirmequíticos.
- Aparecimento de turmalina.
- Quartzo intensamente fracturado e ligeiro encurvamento das lamelas de mica.

Mantém-se a textura porfiróide de base xeno a hipidiomórfica granular grosseira da rocha inalterada.

5.2.1.2.2 - Granito porfiróide de grão médio a fino,
biotítico

Formam ilhotas de reduzida importância areal no seio do granito de grão médio a fino não porfiróide. Não são bem marcados os contactos relativamente às rochas envolventes, devido ao progressivo desaparecimento dos fenocristais que outrossim possuem fraco desenvolvimento.

Petrograficamente não apresenta diferenças em relação à fácies mais grosseira, tratando-se de simples diferenciações texturais do mesmo granito.

5.2.1.2.3 - Granito afírico de grão médio a fino,
de duas micas

São duas as principais manchas desta fácies de mais fina granulometria.

Uma localiza-se no canto setentrional NE da área cartografada, prolongando-se até Pedra Cavaleira. Nesta povoação há alguns casos em que a rocha pela sua granulometria mostra tendência aplitóide.

A segunda, na qual assenta parte da povoação de Pardieiros, estende-se para sul, para depois inflectir e sair para lá dos limites da área cartografada.

Outros dois pequenos afloramentos deste tipo de granito encontram-se a NNE e ENE do Penedo. Normalmente não porfiróides podem no entanto apresentar alguns fenocristais dispersos.

Blocos não cartografáveis deste tipo de granito envolvidos por granito porfiróide de grão grosseiro, que sob reserva,

poderão apresentar uma orientação para NW, foram observados nas proximidades das Caldas de Sangemil (400 metros a este), numa extensão com cerca de 350 metros.

O estudo em lâmina delgada revelou ser granito com textura hipidiomórfica granular de grão médio a fino, calco-alcálico, de duas micas. Para além do quartzo contém como minerais essenciais plagioclase, microclina, biotite e moscovite. Os minerais acessórios são: epídoto (que se observou associado à cloritização da biotite), sericite, zircão e em comparação com os granitos porfiróides de grão grosseiro diminuição de apatite e opacos. Têm ainda carácter pertítico menos acentuado. São considerados diferenciações do granito regional porfiróide de grão grosseiro (Teixeira et al.; 1961).

5.2.1.2.4 - Fácies de alteração metassomática dos granitos

Na dependência de zonas de fractura, para além das alterações de natureza meteórica, assumem particular relevância as alterações produzidas por fenómenos metassomáticos: traduzem a resposta mineralógica e química das rochas à variação térmica e química ambiental em presença de fluidos mineralizadores.

Sendo característico de domínios com permeabilidade de fractura, também aqui, ocorre um zonamento da alteração, mais intensa e de mais elevada temperatura envolvendo a zona de maior fluxo (zona de esmagamento parcial da rocha e/ou estrutura filoneana) e diminuindo gradualmente para os bordos, cobrindo no total uma faixa de rocha que pode atingir a dezena de metros, mas mais vulgarmente quatro a cinco metros. A transição para o granito envolvente raramente é feita de maneira brusca e não existe dissemelhança textural ou de granularidade da massa rochosa, entre os referidos granitos.

Em observação macroscópica, as mais importantes modificações mineralógicas sofridas pelo granito são:

Hematitização - produziu uma coloração rósea-avermelhada no granito, tendo a pigmentação ferrífera impregnado sobretudo a massa feldspática da rocha; é a alteração que atinge maior extensão lateral.

Sericitização - Particularmente intensa nas zonas de esmagamento e no contacto com estruturas filoneanas de quartzo, apresentando a rocha uma coloração esverdeada-amarelada e parecendo às vezes quase só constituída por sericite e quartzo. O progressivo aparecimento dos restantes minerais, efectua-se à medida que nos afastamos da zona de contacto. Dos feldspatos aparecem primeiro os potássicos (microclina) e só depois as plagioclases.

Silicificação - Representada por vénulas e pequenas massas de minerais de sílica, no geral sílica coloidal, no contacto com filões de quartzo.

O acentuado empobrecimento de quartzo, visível em dois afloramentos, faz aparecer rochas com indícios de episienitização, facilmente assumidas como mais um termo da alteração metassomática dos granitos, tendo ocorrido neste caso remoção parcial do quartzo.

A significativa extensão das alterações descritas, denuncia o vigor de um sistema hidrotermal fóssil que, todavia, não tem qualquer relação com o sistema hidrotermal hoje activo, a não ser a persistência na utilização de fracturas, entretanto reactivadas em episódios orogénicos recentes.

5.2.2 - Estruturas

5.2.2.1 - Filões

5.2.2.1.1 - Filões de quartzo

São os de maior número e os que possuem maior desenvolvimento estrutural. Há-os que cortam simultaneamente o

granito porfiróide e o não porfiróide.

Estão na quase totalidade encaixados em falhas.

Na carta geológica, o filão de quartzo (marcado como tal) mais extenso possui orientação a variar entre os $N10^{\circ}$ - 20° E e é de um quartzo branco, por vezes leitoso.

Os que preenchem caixas de falha, evidenciam textura brechóide, com aglutinação por silicificação, dos fragmentos resultantes das acções tectónicas posteriores à sua instalação. Nestes, é muito frequente a deposição de sílica jaspóide e calcedónia nos encostos, também impregnados de óxidos e hidróxidos de ferro e por vezes sulfuretos.

A espessura dos filões é variável. Chega a atingir os 0.80 a 1 m, mas frequentemente é da ordem dos 0.15 a 0.25 metros. Forma muitas vezes pequenos veios sem representação cartográfica.

5.2.2.1.2 - Filões pegmatíticos e aplito-pegmatíticos

Cortando o granito porfiróide de grão grosseiro, são de pequenas dimensões e sem continuidade.

Orientam-se preferencialmente segundo as direcções $N55^{\circ}$ - 65° W e $N30^{\circ}$ W, com pendores variando dos 30° à verticalização. Também os há quase horizontais, o que torna difícil a atribuição das suas atitudes. São mais raros os veios ou filões de direcção $N30^{\circ}$ - 50° E e E-W, sub-verticais a verticais.

Com possanças variáveis dos 0.05 a 0.30 m, mostram grandes cristais de feldspato, quartzo, micas (no geral moscovite) e turmalina. Podem ainda conter lepidolite, sulfuretos variados e berilo. Raramente apresentam textura gráfica.

Da sua associação a aplitos salienta-se a ocorrência em sistemas de fracturas que se sobrepõem às orientações aludidas e, com possanças indo dos poucos centímetros a 2 metros.

Anote-se a ocorrência, a ESE de Sangemil, de um filão pegmatítico associado a um turmalinito de coordenadas E-W;vert. e

espessura do conjunto de 0.5 metros.

5.2.2.1.3 - Filões aplíticos e de granito de grão fino
com tendência aplítica

Há alguns filões desta natureza. Os primeiros orientam-se segundo a direcção $N40^{\circ}-60^{\circ}W$ com possanças da ordem dos 0.15 metros.

Os filões de granito de grão fino são mais possantes (1 a 6 metros) e orientações muito diversas.

Trata-se de rochas leucocráticas que revelam sempre sinais de tectonização.

5.2.2.2 - Falhas

Assinalam-se cinco sistemas principais de falhas (figura 5.1):

Falhas $N35^{\circ}-45^{\circ}E$; SV
 $N50^{\circ}-60^{\circ}E$; SV

São os sistemas estruturais com maior representação em toda a área cartografada, com particular destaque para a primeira das famílias referidas.

Trata-se de fracturas com frequente enchimento quartzoso, muito fracturado e acentuado metassomatismo dos granitos nos seus bordos. Muito possivelmente, correspondem a fracturas tardi-orogénicas que foram sede de movimentação polifásica.

O traçado e a assimetria do perfil transversal do rio Dão a jusante das nascentes termais, parece sugerir controlo estrutural por uma faixa de cisalhamento em que as estruturas referidas estão bem representadas.

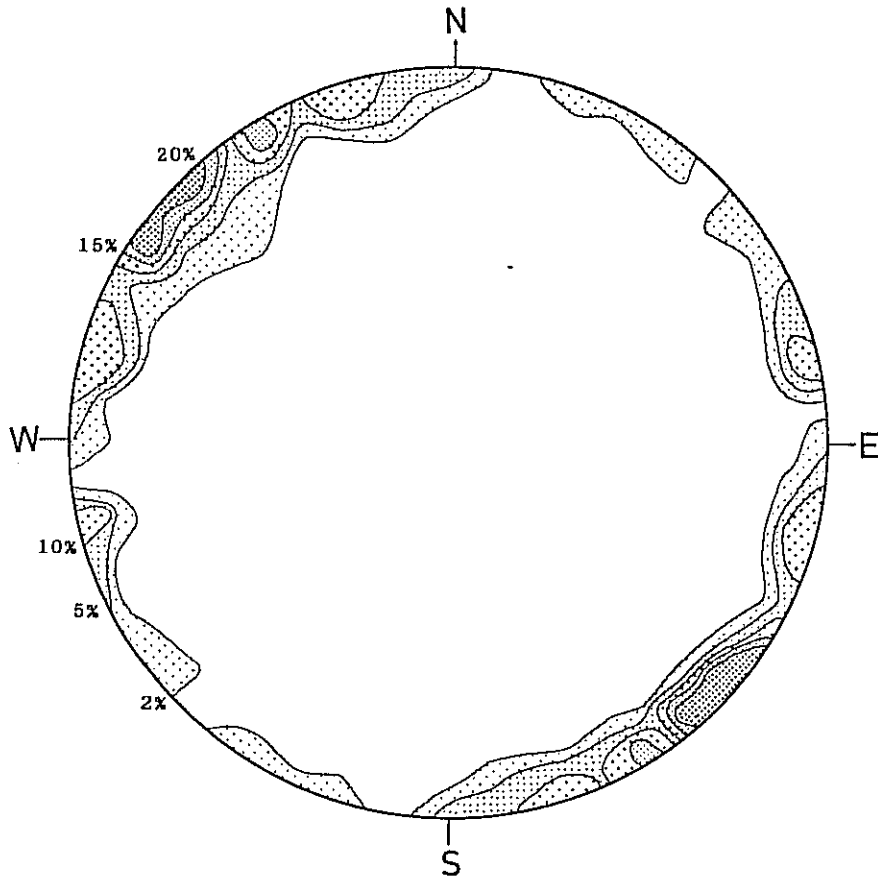


Figura 5.1 - Projecção polar das falhas (174 pólos).

Diagrama de contornos de pontos, mostrando 2, 5, 10, 15 e 20% por 1% de área.

Não conseguimos detectar sentidos de rejectos nestas fracturas, que se apresentam, no geral, com boas expressões de caixas de falha, de 0.15 a 3 metros muito frequentemente. Junto às Caldas de Sangemil assinalamos falha pertencente à família $N50^{\circ}-60^{\circ}E$, com grande caixa (15 metros), preenchida por um granito muito fracturado e de cor rósea.

Falhas $N15^{\circ}-25^{\circ}W$; $70^{\circ}-80^{\circ}SE$ ou NW

Têm boa expressão em fotografia aérea e foi possível marcar no campo um extenso alinhamento com esta direcção. que ocorre a W

das termas.

Em algumas destas falhas, a observação de estrias permite concluir do seu movimento direito.

Apresentam "caixa" frequentemente entre 0.5 e os 3 metros, de granito fracturado, argilizado e com óxidos de ferro.

A este de Sangemil uma falha $N15^{\circ}W;80^{\circ}E$, direita, tem caixa muito larga (10 metros), preenchida por uma "brecha intrusiva quartzo-granítica" (fotografia A, estampa VII). No mesmo afloramento e a poucos metros de distância, revela-se outra falha com o mesmo preenchimento e caixa com 20 metros, mas de coordenadas $N20^{\circ}-30^{\circ}E;70^{\circ}E$.

O diagrama de equipotencias do falhamento, construído com critério do 0.25 Km corresponde a um pólo, salienta ainda as famílias $N10^{\circ}-20^{\circ}E$ e $N70^{\circ}-80^{\circ}E$.

5.2.2.2.1 - Controlo estrutural das nascentes termais

As emergências termais de Sangemil, localizam-se no vale do Dão e junto ao cotovelo que o rio descreve, quando após um pequeno troço com direcção NNW-SSE, a montante das nascentes, inflecte na direcção NE-SW.

Aquelas duas direcções estão ainda concretizadas nas falhas que se observam nos taludes vizinhos à área das emergências.

Ainda neste domínio, as diaclases agrupam-se nas famílias: $N30^{\circ}W$, $N25^{\circ}E$, $N40^{\circ}-50^{\circ}E$, $N70^{\circ}E$ (com pendores muito elevados, próximos da vertical) e sub-horizontais (figura 5.2).

É possível referir que as exurgências de Sangemil estejam condicionadas à intersecção (nó) de duas falhas, de direcções $N40^{\circ}-50^{\circ}E$ e $N25^{\circ}W$. A primeira das estruturas, fotointerpretada na área das nascentes, mas visível 300 metros a NE onde apresenta uma caixa de 2.5 metros, de granito alterado e muito fracturado.

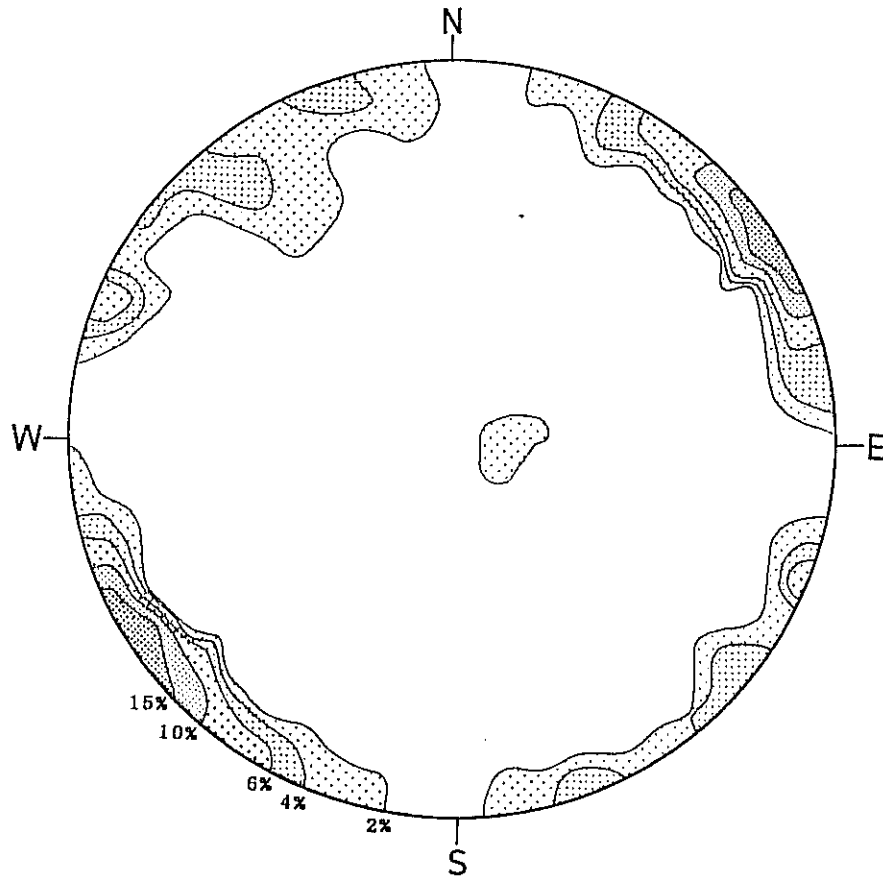


Figura 5.2 - Projecção polar das diaclases medidas na área das nascentes e taludes próximos (110 pólos). Diagrama de contornos de pontos mostrando 2, 4, 6, 10 e 15% por 1% de área.

No seu prolongamento, tende a apresentar troços com enchimento de quartzo muito fracturado e com películas de óxidos de ferro. Manifesta-se de igual modo com boa expressão para SW, onde foi possível posicioná-la, embora por troços curtos, até à povoação do Corujeiro. É a falha termal de Sangemil que conduz o fluxo hídrico desde a profundidade, ao passo que a ressurgência é facilitada pela falha $N25^{\circ}W;80^{\circ}S$ com uma caixa de 2 metros de um granito esmagado e oxidado, visível numa barreira junto à ponte que atravessa o rio Dão.

A interpretação estrutural adiantada por Cruz & Silva (e

publicar), recorrendo ao modelo estrutural que faz uso das diaclases como fracturas secundárias ("Riedel" e "Riedel" conjugado) de sistemas frágeis, é agora retomado integrando os resultados por nós obtidos.

Os autores acima referidos, consideram que as diaclases N30°W (com movimento direito), são fracturas "Riedel" conjugadas (R') da falha de Sangemil (N40°-50°E), que pela sua direcção deverá corresponder a desligamento esquerdo. As diaclases N25°E serão fracturas "Riedel" (R) da mesma falha (figura 5.3a).

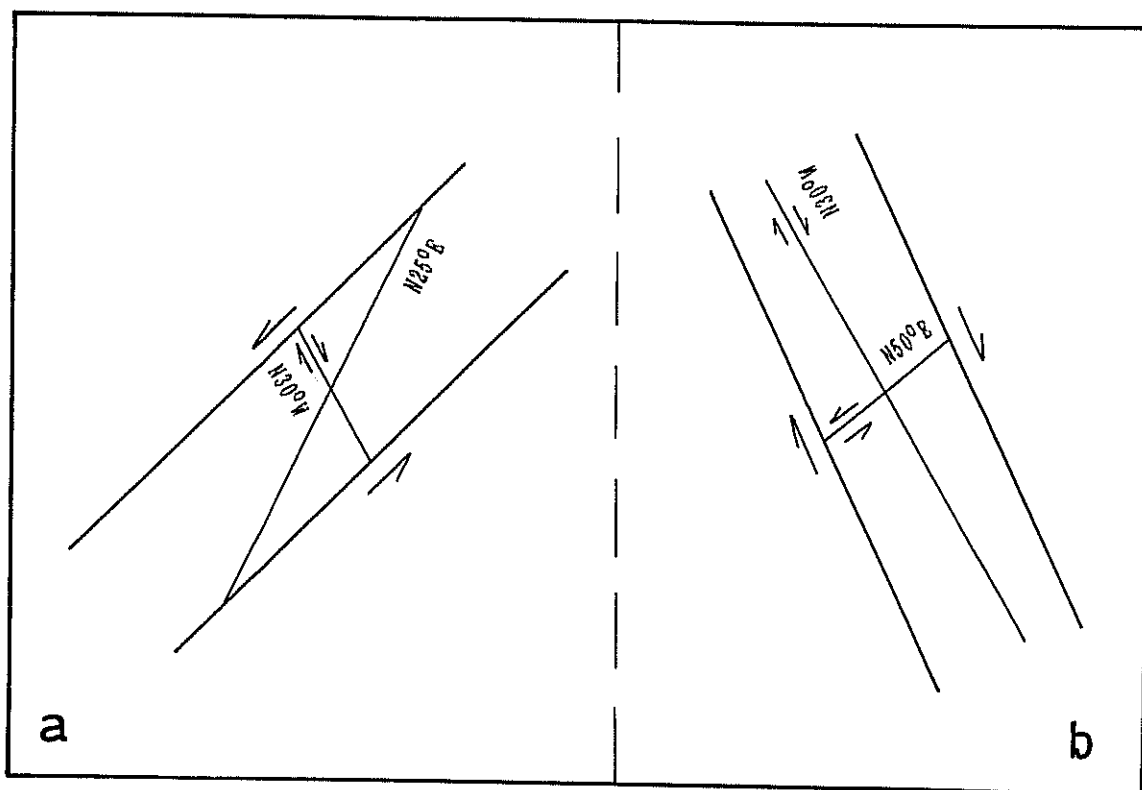


Figura 5.3 - Síntese da tectónica de fractura na área das Caldas de Sangemil.

- a) Rotura frágil segundo a falha termal de Sangemil (N40°-50°E) e fracturas "Riedel".
- b) Rotura frágil segundo a falha N25°W e fracturas "Riedel".

As diaclases N50°E (com movimento esquerdo) e N30°W, são referíveis aos sistemas de fractura "Riedel" conjugado e "Riedel" da falha N25°W (figura 5.3b).

Podéria então concluir-se que a movimentação neotectónica se teria concentrado na área das nascentes, numa direcção preferencial de anisotropia: NE-SW, com reflexos devidos ao amortecimento das tensões de cisalhamento, nas direcções "Riedel" (NNE e NNW).

CONDIÇÕES HIDROGEOLÓGICAS

Em regiões de rochas graníticas, as condições hidrogeológicas são condicionadas pelo binómio alteração - fracturação. De facto são improdutivos os maciços com as rochas no estado são e com fracturação muito escassa. A análise dos tipos de aquíferos e suas relações não será feita detalhadamente devido à sua complexidade.

6.1 - Tipos de aquíferos

São três os tipos de aquíferos, com carácter local e descontínuo:

a) - o tipo superficial, corresponde a depósitos recentes, principalmente coluviões, que ocupam parcialmente o fundo dos vales e à camada de alteração areno-argilosa (areias mais ou menos grosseiras com percentagem variável de argila), consequência da degradação dos granitos subjacentes. A circulação da água, faz-se através dos vazios entre os grãos constituintes do depósito, apresentando permeabilidade em pequeno e variável. De reserva útil modesta, é nele que se localizam a maior parte dos poços de pequena profundidade. A excepção dos implantados nas aluviões do vale do rio Dão, é corrente secarem no período de estiagem. O modelo aproxima-se do dos aquíferos livres em meios porosos.

b) - Um outro tipo é posto em evidência por poços mais

profundos e furos de captação de água, corresponde à zona de fissuração da parte descomprimida do maciço. Apresenta permeabilidade do tipo "em grande", i.é, a circulação da água faz-se por fracturas quando abertas e sem preenchimento. Por vezes pequenos veios de quartzo, nas fracturas, continuam a constituir drenos, para as águas subterrâneas, porque frequentemente fissurados. Alimentado per descensum pelo sistema que se lhe sobrepõe, constitui um reservatório aquífero bem mais interessante, mas de comportamento extremamente irregular, porque descontínuo.

As relações hidráulicas entre estes dois tipos de aquíferos podem ser esquematizadas da seguinte maneira: o superior com função de armazenamento e recarga e o inferior desempenhando o papel de condutor das águas subterrâneas profundas.

A quase totalidade das captações da região, localiza-se nestes dois aquíferos, seguindo critérios de implantação de natureza morfológica e atingindo débitos mínimos.

c) - Só acidentalmente, porque não são realizados estudos preliminares, se capta água de um terceiro tipo de reservatório, mais profundo e por vezes mais permeável, que corresponde às zonas de falhas e fracturas maiores, ligadas à tectónica local. Constituem áreas bastante promissoras, pois drenam lateralmente os reservatórios anteriormente descritos: garantem caudais mais estáveis e melhor qualidade bacteriológica, química e biológica.

6.2 - Nascentes Frias

Zonas de descarga preferenciais são as numerosas nascentes. Os pontos de emergência estão relacionados com o diaclasamento das rochas graníticas, falhas e contactos entre depósitos de alteração com rocha desprovida de fracturação e mais ou menos são. Dependente da capacidade das fracturas na rocha em armazenar água e libertá-la lentamente ao longo do ano, está o carácter perene

que por vezes ostentam. Têm caudais relativamente pequenos.

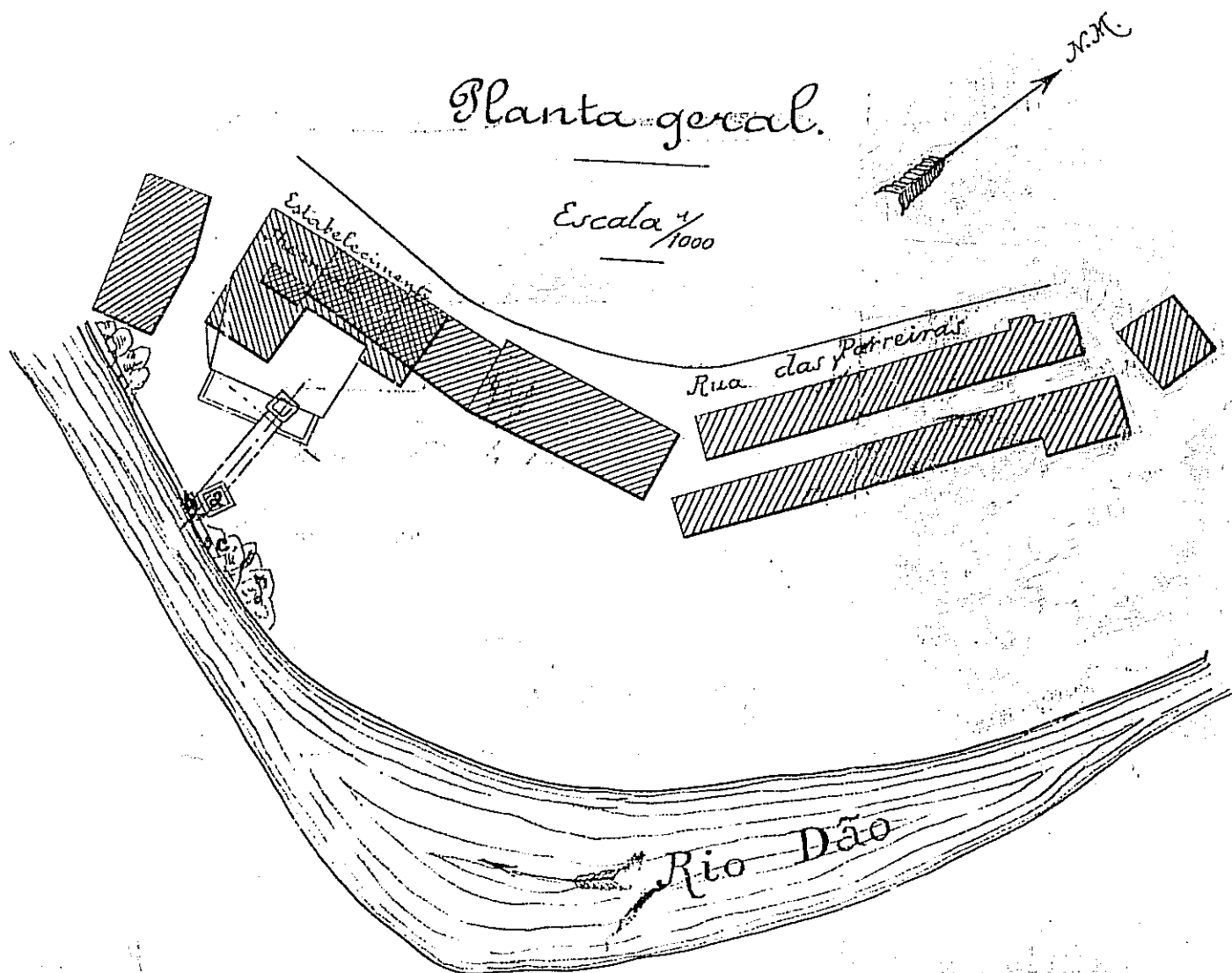
6.3 - Nascente Termal

Junto à margem direita do rio Dão mas ainda no seu leito, brotam águas hipertermais (49.5°C). Têm sido identificadas três emergências, muito próximas umas das outras. A fig. 6.1 faz referência à localização em planta das nascentes individualizadas por Terra Viana (1894). Trata-se muito possivelmente de emergências semi-difusas, pois a água termal após deixar as diaclases do granito, tem ainda que atravessar uma camada, embora pouco espessa, de aluviões, até alcançar a superfície. Nascem a um nível inferior ao das águas do rio, mesmo em período de estiagem.

Na simples recolha das águas por meio de um tanque com saída de "trop plein" para o rio Dão, tem consistido a captação até aos nossos dias (estampa IV, fot. A; estampa VI, fot. A). E muito embora captar seja sinónimo de recolher, tratando-se de águas medicinais, a captação deverá envolver a noção de aproveitamento, em condições de poderem ser utilizadas sem alteração das propriedades físico-químicas e ao abrigo de possíveis contaminações. A incorrecção técnica da "captação" é posta de manifesto pelo borbulhar da água no leito do rio durante o Verão.

O caudal médio, medido através do orifício de descarga é de 2 l/s.

As nascentes de águas frias, atingem a superfície por acção de forças condutoras, impostas pelas diferenças de pressão entre as áreas de recarga e descarga. No caso das águas termais, a sua ascensão, deve-se também ao mesmo princípio, mas sobretudo ao decréscimo na densidade com o aumento da temperatura.



a.b.c. são os pontos de emergência das nascentes

Manuel da Terra, Pereira Vianna, Eng.º

Figura 6.1 - Localização em planta das nascentes segundo Terra Viana (1894).

6.4 - Inventário dos Pontos de Água

Quando empreendemos esta difícil e morosa tarefa, tínhamos em mente um duplo objectivo: obter informações que permitissem ter conhecimento de algumas características hidráulicas dos aquíferos e registar parâmetros físico-químicos das águas para caracterização hidroquímica. Entrancamos no objectivo específico de tentar definir a extensão superficial do sistema geotermal e conseguir compreender melhor o seu funcionamento.

Optámos por um inventário sistemático e exaustivo da quase totalidade dos pontos de água existentes ao longo do vale do rio Dão, cerca de 1500 metros para montante e jusante das Caldas de Sangemil e até à cota de 300 metros. Cobrimos desta maneira uma área onde estão representadas as estruturas que determinam o sistema hidrogelológico da região envolvente das termas.

Inventariaram-se 145 pontos de água, dos quais a maioria é representada por poços (60%) e nascentes (27%). Os restantes são furos, galerias, duas valas de drenagem e um ponto no rio Dão junto à nascente termal.

Cada ponto de água é assinalado na carta de localização (em anexo 5) pela sigla SG (de Sangemil), seguida de um número correspondente à ordem de inventariação.

78 % das captações de água são utilizadas na rega, o que justifica a sua localização concentrada em zonas de cultivo, havendo extensas áreas de pinhal sem qualquer ponto de água.

As informações obtidas para cada ponto inventariado são escassas e foram prestadas pelos seus proprietários, que cooperaram completamente neste estudo, permitindo o acesso às suas propriedades e a colheita de amostras para realização de medidas. A todos o autor agradece.

Nenhuma das captações inventariadas tem relatório de execução o que impossibilita qualquer caracterização mais pormenorizada dos aquíferos. Os dados técnicos recolhidos mais relevantes são apresentados em tabelas que se encontram no

anexo 1.

Pode então dizer-se que os pontos de água do inventário, serviram fundamentalmente para a caracterização hidroquímica de que se dará conta no próximo capítulo.

HIDROGEOQUÍMICA

7.1 - Características Hidroquímicas

Os parâmetros físico-químicos foram determinados, quando da inventariação, com as técnicas que se indicam:

- Temperatura: medida com termómetro de mercúrio.
- Condutividade: determinada com condutivímetro "YSI" modelo 30 com compensador de temperatura; os valores estão referenciados à temperatura de 18 °C.
- pH: medidor de pH digital da "Crison", modelo 506 com electrodo combinado KCl 3M + AgCl.
- Potencial redox: determinado com o mesmo aparelho que o pH e os valores são relativos ao electrodo KCl 3M.

Dada a morosidade na estabilização dos valores de Eh, a partir do ponto de água SG 100, apenas se efectuaram medições deste parâmetro quando qualquer dos demais parâmetros o justificava.

Estas medições foram realizadas entre 30 de Junho e 27 de Agosto de 1988 e, correspondem à situação de cedência de água por parte da reserva e transição para o défice hídrico do solo.

No anexo 1, expressam-se os valores encontrados.

No quadro 7.1 apresentam-se os extremos e algumas estatísticas para cada parâmetro.

A análise da distribuição dos valores que se segue está feita com exclusão da água termal e da água do rio Dão.

Quadro 7.I - Parâmetros estatísticos dos dados físico-químicos.

| | Temp. (°C) | Cond. (a 18 °C e µS/Cm) | pH (unid. pH) | Eh (mV) |
|----------------|---------------|----------------------------|------------------|------------|
| Máximo | 23.0 | 668 | 6.50 | 412 |
| Mínimo | 13.5 | 52 | 4.46 | 156 |
| Média | 16.0 | 155.1 | 5.39 | 290.0 |
| Moda | 16.0 | 74.0 | 5.10 | 277.0 |
| Mediana | 16.0 | 125.0 | 5.34 | 277.0 |
| Desv. padrão | 1.16 | 103.8 | 0.46 | 52.2 |
| Coef. variação | 7.2 | 66.9 | 8.5 | 18.0 |
| Nº de amostras | 143 | 143 | 143 | 109 |

7.1.1 - Temperatura

As temperaturas medidas acusam alguma variação, com valores compreendidos entre 13.5 °C e os 23 °C. A temperatura média das águas (16 °C) situa-se acima da temperatura média anual do ar (13 °C). Tal facto é perfeitamente explicado se se tiver em conta que a maioria dos locais de medição e registo são poços de grande diâmetro e com o nível da água a pequena profundidade. Como consequência, as variações da temperatura do ar e do solo reflectem-se facilmente na temperatura das águas.

A figura 7.1, mostra o histograma de frequências absolutas para a temperatura. Da sua observação e da análise dos parâmetros estatísticos conclui tratar-se de uma distribuição simétrica (as medidas de posição central, média, moda e mediana coincidem).

A distribuição espacial da temperatura não apresenta qualquer tendência especial, parecendo ser puramente aleatória. Atenção especial merecerá o ponto de água SG 2 com a temperatura máxima registada e que corresponde a água de um furo com 31.5 m de profundidade, a uns escassos 100 m da nascente termal. Este valor é consequência não de circulação mais profunda, mas de provável mistura com a água termal.

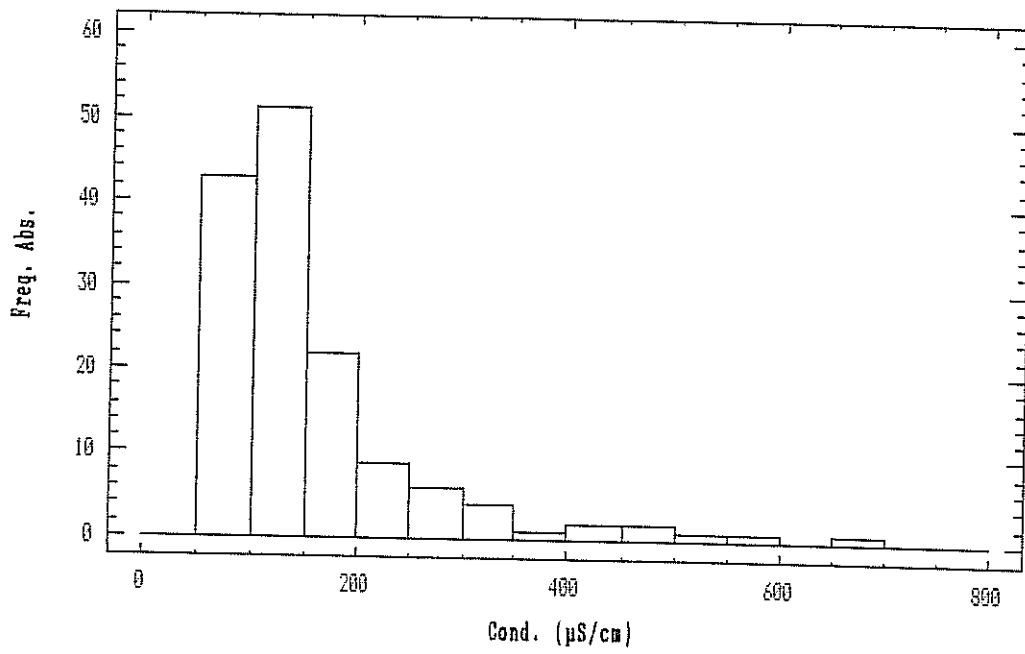
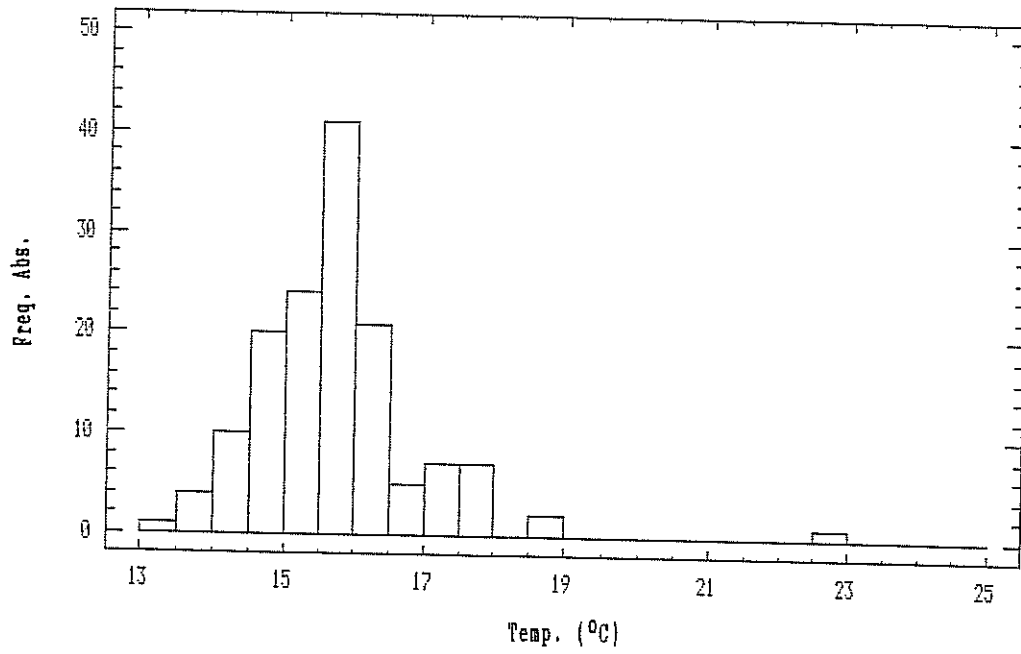


Figura 7.1 e 7.2 - Distribuição de valores de temperatura e condutividade. Intervalo de classe 0.5 °C e 50 µS/cm, respectivamente.

7.1.2 - Condutividade

As condutividades medidas situam-se abaixo dos 700 $\mu\text{S}/\text{Cm}$ o que evidencia fraca mineralização destas águas. Fica a dever-se em grande parte às características hidráulicas dos vários sistemas aquíferos que permitem rápida circulação e concomitantemente pouco tempo de residência.

Valores estatísticos deste parâmetro estão no quadro 7.I. Com um valor máximo de 668 $\mu\text{S}/\text{Cm}$ e mínimo de 52 $\mu\text{S}/\text{Cm}$, esta característica física evidencia um elevado coeficiente de variação (69.9%). A distribuição por classes revela acentuada assimetria positiva.

O mapa de isovalores da condutividade (em anexo 6) e apesar das condicionantes que envolvem a realização destas cartas, põe em evidência três áreas. As águas frias agrupadas nessas áreas sobressaem de um fundo geral com valores da condutividade inferiores a 200 $\mu\text{S}/\text{Cm}$.

São vários os factores que seguramente contribuem para uma maior mineralização dessas águas. Dentre eles não será de excluir a influência da agricultura. Parece-nos, contudo, que os pontos de água localizados junto à povoação de Teomil e Sangemil com os valores mais elevados da condutividade, possam de alguma maneira estar relacionados com águas cuja circulação é controlada pelas estruturas tectónicas, das áreas onde se inserem.

7.1.3 - pH

Verifica-se uma diferença máxima entre os valores medidos de 1.94 unidades de pH. A média é de 5.39 e a moda de 5.10 unidades de pH.

A distribuição dos valores (fig. 7.3) é algo assimétrica positiva.

A distribuição espacial (carta no anexo 7), revela a

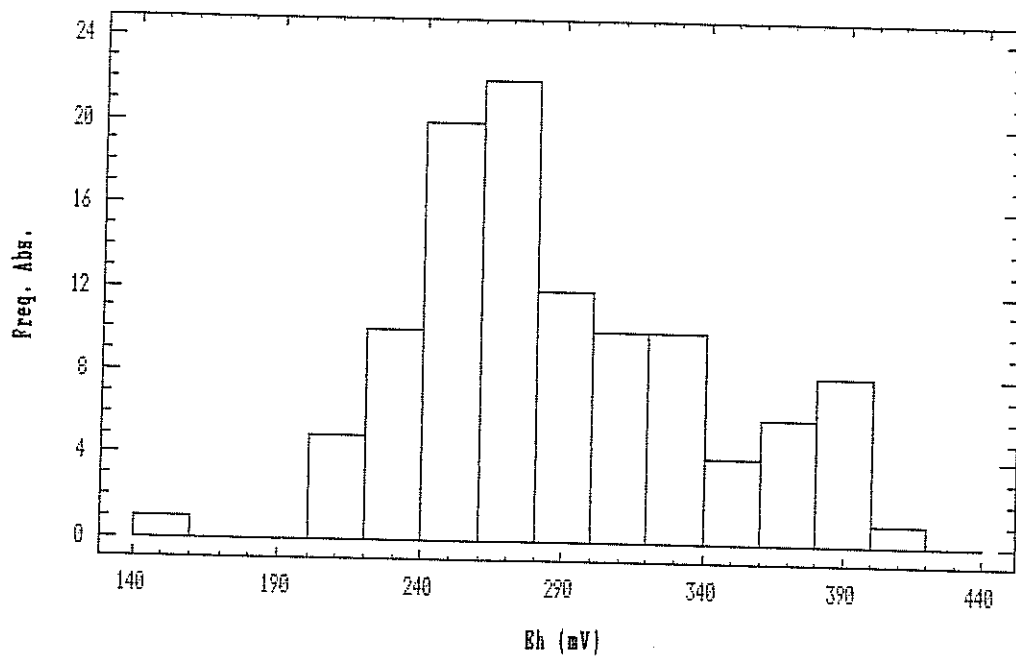
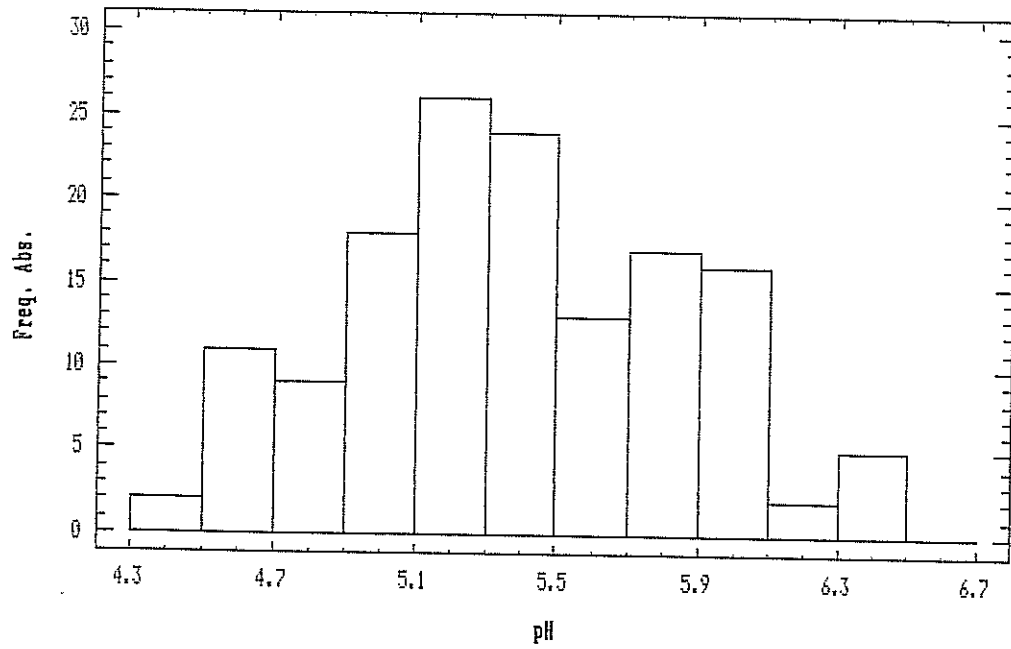


Figura 7.3 e 7.4 - Distribuição de valores de pH e de Eh.
 Intervalo de classe 0.2 unidades de pH
 e 20 mV, respectivamente.

existência de uma faixa sem orientação bem definida, com os valores mais elevados, junto à nascente termal. Isoladamente outras áreas apresentam valores de pH no intervalo 5.5 a 6.0.

7.1.4 - Potencial redox

O potencial redox (Eh) de um sistema, mede a estabilidade de um ião num determinado nível de oxidação. Estas águas têm um valor médio do Eh de 290 mV, que acentua o seu carácter oxidante.

Para esta população, a média situa-se à direita da mediana que coincide com a moda, assinalando uma distribuição ligeiramente assimétrica à direita (fig. 7.4)

7.2 - Amostragem e Análises Químicas

Seleccção dos Pontos de Água Para Amostra

Obedeceu a diversos critérios a selecção das amostras de água para posterior análise química.

A figura 7.5 mostra a relação entre a condutividade e o pH para as águas inventariadas e evidencia os pontos de água seleccionados. Um dos critérios foi precisamente a relação condutividade - pH. Pretendeu-se amostrar águas numa gama extensa de valores de condutividade e pH, com natural predomínio para as que apresentam valores mais elevados daqueles parâmetros, porque mais semelhantes ao da água termal. Outros aspectos, não menos importantes foram tidos em conta: valor da temperatura da água, profundidade da captação e localização geográfica dos pontos a amostrar.

Para maior facilidade de tratamento e memorização, propomos a alteração dos números dos pontos de água amostrados, para os que figuram entre parentêsis na figura 7.5. A distribuição

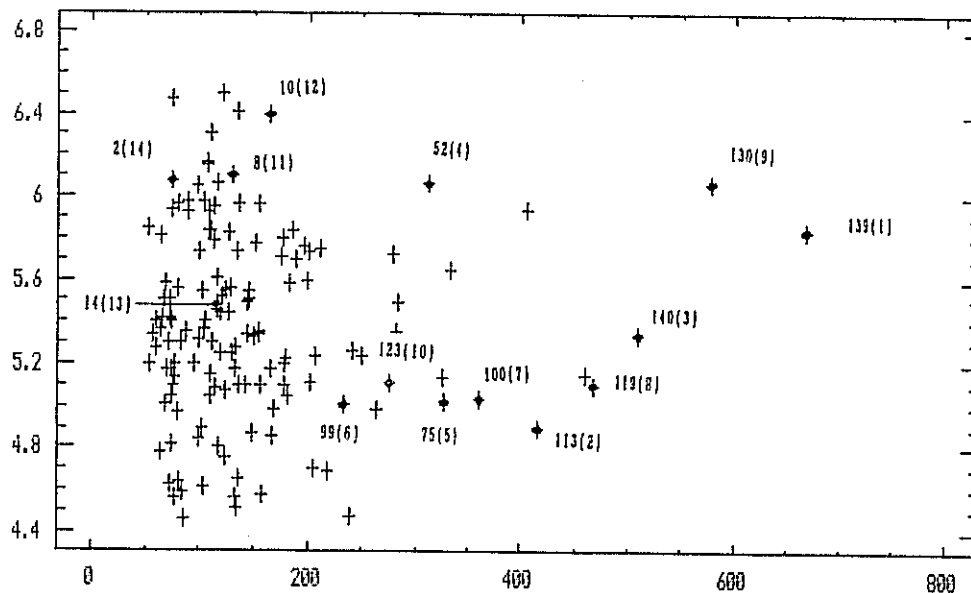


Figura 7.5 - Relação entre a condutividade e o pH para as águas frias.

+ 130(9)

┌───┐ Designação no inventário dos pontos de água
└───┘ Número atribuído para análise química

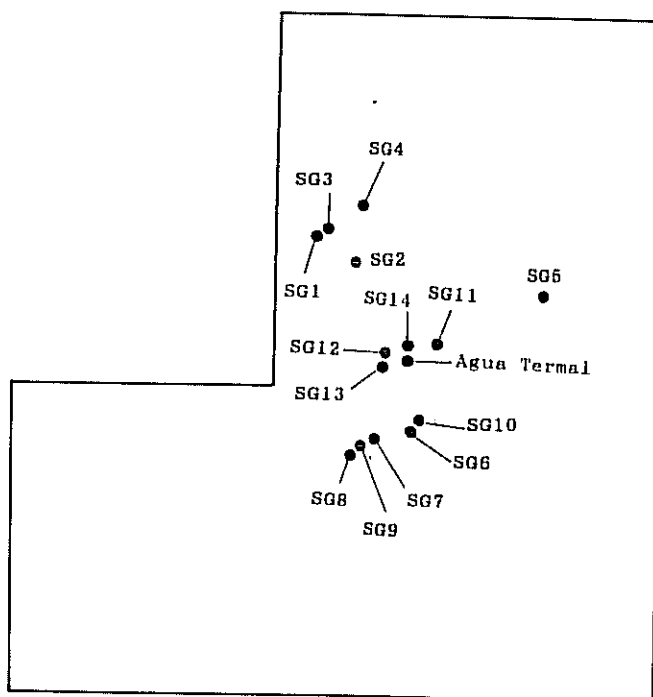


Figura 7.6 - Localização dos pontos de água seleccionados para análise química.

geográfica das amostras está representada na carta da figura 7.6. A colheita das amostras de água foi realizada em Fevereiro de 1989.

7.3 - Análises Químicas

Em laboratório efectuaram-se determinações das substâncias dissolvidas fundamentais: Sódio, potássio, cálcio e magnésio no domínio dos catiões e, do bicarbonato, cloreto e sulfato para os aniões.

Entre as substâncias dissolvidas não (ou fracamente) ionizadas, identificou-se o conteúdo em SiO_2 .

Quanto aos gases dissolvidos, foram determinados:

- O_2 - determinado no campo com medidor electrométrico "YSI" modelo 54.

- CO_2 - calculado a partir da fórmula de Tillmans

$$\text{pH} = 7 - \log \frac{3}{0.61} \frac{\text{CO}_2 \text{ livre (ppm)}}{\text{TAC (ppm CaCO}_3)}$$

sendo conhecidos o pH e a alcalinidade TAC da água.

Os parâmetros físico-químicos: temperatura, pH e condutividade foram determinados no campo pelos processos já atrás indicados.

O quadro 7.II apresenta os resultados das análises químicas para as 14 amostras de águas frias e a da água termal.

7.3.1 - Verificação dos resultados

7.3.1.1 - Balanço iónico

A mais importante das comprovações a efectuar numa análise

QUADRO 7.II - Análises químicas das águas amostradas

| Amostra | SG 1 | SG 2 | SG 3 | SG 4 | SG 5 | SG 6 | SG 7 | SG 8 | SG 9 | SG 10 | SG 11 | SG 12 | SG 13 | SG 14 | Água termal |
|--|---------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|
| Temperatura (°C) | 13,0 | 12,0 | 12,5 | 10,5 | 13,0 | 14,5 | 16,0 | 13,0 | 11,0 | 11,0 | 13,0 | 13,0 | 11,0 | 21,0 | 49,0 |
| pH (unid. pH) | 6,42 | 5,74 | 5,59 | 6,55 | 5,75 | 5,66 | 5,75 | 5,59 | 6,25 | 5,27 | 5,21 | 6,32 | 5,42 | 5,06 | 6,10 |
| pH de equilíbrio (unid. pH) | 6,4 | 9,1 | 9,0 | 9,5 | 8,9 | 9,4 | 9,1 | 9,2 | 9,0 | 9,5 | 10,0 | 9,1 | 9,6 | 9,6 | 8,2 |
| Condutividade a 18°C (µS/cm) | 526 | 403 | 403 | 311 | 330 | 209 | 406 | 407 | 536 | 296 | 132 | 154 | 154 | 112 | 494 |
| Resíduo seco a 130°C (mg/l) | 403,3 | 294,1 | 354,2 | 221,4 | 258,6 | 152,2 | 290,7 | 295,5 | 366,7 | 201,4 | 104,2 | 144,7 | 107,5 | 95,5 | 394,6 |
| Dureza total (ppm de CaCO ₃) | 198,9 | 99,6 | 122,0 | 73,3 | 83,3 | 39,9 | 65,2 | 50,7 | 56,0 | 54,2 | 17,3 | 32,3 | 20,3 | 13,7 | 14,5 |
| Alcalinidade (ppm de CaCO ₃) | 57,4 | 16,4 | 16,4 | 6,2 | 26,2 | 15,7 | 21,3 | 25,6 | 37,7 | 10,8 | 10,5 | 27,2 | 16,4 | 16,0 | 155,7 |
| CO ₂ livre (mg/l) | 44,4 | 60,7 | 85,7 | 4,7 | 94,7 | 69,9 | 77,0 | 133,8 | 43,1 | 117,9 | 131,6 | 26,5 | 126,0 | 31,9 | 2,5 |
| Oxigênio dissolvido (mg/l) | 5,2 | 4,2 | 5,5 | 5,4 | 4,8 | 5,6 | 5,4 | 4,7 | 4,3 | 3,7 | 4,3 | 7,4 | 5,0 | 4,2 | 0,3 |
| Na (mg/l) (meq/l) | 36,1 1,37 | 21,0 0,91 | 29,2 1,27 | 20,0 0,87 | 20,0 0,87 | 18,3 0,80 | 26,9 1,26 | 34,2 1,49 | 39,4 1,71 | 21,4 0,93 | 9,9 0,43 | 18,3 0,80 | 12,8 0,56 | 12,4 0,54 | 116,2 4,79 |
| K (mg/l) (meq/l) | 40,2 1,03 | 6,5 0,17 | 4,8 0,12 | 3,7 0,09 | 4,8 0,12 | 2,1 0,05 | 24,2 0,62 | 33,9 0,67 | 65,3 1,67 | 4,2 0,11 | 0,9 0,02 | 1,8 0,05 | 3,6 0,09 | 1,4 0,04 | 3,9 0,10 |
| Ca (mg/l) (meq/l) | 34,9 1,75 | 27,0 1,35 | 32,3 1,62 | 18,8 0,94 | 25,3 1,27 | 10,4 0,52 | 16,4 0,82 | 11,6 0,58 | 13,9 0,70 | 15,0 0,75 | 4,6 0,23 | 10,6 0,53 | 5,1 0,26 | 3,8 0,19 | 5,4 0,27 |
| Mg (mg/l) (meq/l) | 5,2 0,43 | 7,7 0,63 | 9,9 0,51 | 6,3 0,52 | 4,8 0,49 | 3,3 0,27 | 5,8 0,48 | 5,2 0,43 | 5,1 0,42 | 4,0 0,33 | 1,4 0,12 | 1,4 0,12 | 1,8 0,15 | 1,0 0,08 | 0,23 0,02 |
| HCO ₃ (mg/l) (meq/l) | 70,0 1,15 | 20,0 0,33 | 20,0 0,33 | 10,0 0,16 | 32,0 0,52 | 19,2 0,31 | 26,0 0,43 | 31,2 0,51 | 46,0 0,75 | 13,2 0,22 | 12,8 0,21 | 33,2 0,54 | 20,0 0,33 | 22,0 0,36 | 190,0 3,11 |
| SO ₄ (mg/l) (meq/l) | 119,1 2,49 | 71,6 1,49 | 103,9 2,16 | 60,3 1,26 | 46,2 1,00 | 31,2 0,65 | 69,1 1,44 | 71,0 1,48 | 96,2 2,00 | 43,6 0,91 | 11,9 0,25 | 23,9 0,50 | 13,9 0,29 | 6,3 0,13 | 17,6 0,37 |
| Cl (mg/l) (meq/l) | 49,0 1,35 | 41,8 1,19 | 42,9 1,21 | 33,2 0,94 | 37,9 1,07 | 22,9 0,65 | 44,1 1,24 | 43,5 1,23 | 55,9 1,59 | 30,3 0,85 | 11,4 0,32 | 15,4 0,41 | 14,9 0,42 | 12,6 0,36 | 46,6 1,57 |
| SiO ₂ (mg/l) | 18,6 | 19,4 | 23,5 | 21,5 | 22,7 | 23,2 | 20,3 | 17,5 | 15,3 | 17,9 | 23,2 | 21,7 | 23,4 | 26,4 | 90,0 |

química é a do balanço iónico, baseado no princípio da electroneutralidade das soluções: a soma dos miliequivalentes dos aniões deverá ser igual à dos catiões.

A conversão para meq/l dos valores de análise, dados em ppm (1 ppm \approx 1 mg/l) foi feita de acordo com as seguintes expressões:

Catiões

$$\text{Na}^+ \text{ (meq/l)} = \text{Na}^+ \text{ (mg/l)} \times 0.0435$$

$$\text{K}^+ \text{ (meq/l)} = \text{K}^+ \text{ (mg/l)} \times 0.0256$$

$$\text{Ca}^{2+} \text{ (meq/l)} = \text{Ca}^{2+} \text{ (mg/l)} \times 0.0500$$

$$\text{Mg}^{2+} \text{ (meq/l)} = \text{Mg}^{2+} \text{ (mg/l)} \times 0.0826$$

Aniões

$$\text{HCO}_3^- \text{ (meq/l)} = \text{HCO}_3^- \text{ (mg/l)} \times 0.0164$$

$$\text{SO}_4^{2-} \text{ (meq/l)} = \text{SO}_4^{2-} \text{ (mg/l)} \times 0.0208$$

$$\text{Cl}^- \text{ (meq/l)} = \text{Cl}^- \text{ (mg/l)} \times 0.0282$$

A percentagem de erro admissível para o balanço iónico é dada por:

$$\% \text{ erro} = 200 \frac{\Sigma \text{ catiões} - \Sigma \text{ aniões}}{\Sigma \text{ catiões} + \Sigma \text{ aniões}} \quad (\text{em meq/l})$$

e depende da concentração da água, que Anderson (in Custódio & Lhamas; 1983) relaciona com a condutividade da seguinte forma:

| | | | | | |
|-----------------------------------|----|-----|-----|------|-------|
| Cond. ($\mu\text{S}/\text{Cm}$) | 50 | 200 | 500 | 2000 | >2000 |
| Erro de balanço admissível (%) | 30 | 10 | 8 | 4 | 4 |

O valor máximo da condutividade das águas analisadas é inferior a 500 $\mu\text{S}/\text{Cm}$, pelo que erros de balanço até 8% são admissíveis.

Os erros de balanço não ultrapassam os 6.8% (SG 10), pelo que se consideram os resultados das análises bem ajustados.

7.3.1.2 - Comparação do resíduo seco determinado e calculado

Outra comprovação realizada foi por comparação entre o resíduo seco calculado (RS') e o determinado por secagem a 180 °C (RS).

A soma das substâncias dissolvidas (em mg/l) subtraído de metade da concentração em HCO_3^- (fracção de bicarbonato que resta após secagem) conduzirá a um valor idêntico ao do resíduo seco. Diferenças superiores a 30 ou 40% indicam erros de análise ou que falta determinar algum elemento com concentração importante (Custódio & Lhamas; 1983).

Encontramos diferenças que oscilam entre os 6% (para a água termal) e os 33% (para a amostra SG 11). Também por este processo não nos parece ser necessário eliminar qualquer análise química.

7.4 - Interpretação das Propriedades Físico-Químicas

A evolução dos parâmetros físico-químicos determinados no campo pode esquematizar-se como segue:

7.4.1 - Temperatura

A média dos valores observados na colheita de Fev./1989 é de 13.2 °C, idêntica à temperatura média anual do ar (13 °C), contra os 16.4 °C encontrado para a média dos mesmos pontos de água em Jul./Ago. de 1988.

O quadro 7.III apresenta os dados estatísticos para cada determinação do conjunto das 14 amostras.

Quadro 7.III

| | Média | Máximo | Mínimo | Desvio padrão | Coef. variação |
|---------------|-------|--------|--------|---------------|----------------|
| Jun.-Ago/1988 | 16.4 | 23.0 | 15.0 | 1.96 | 12.0 |
| Fev/1989 | 13.2 | 21.0 | 10.5 | 2.60 | 19.7 |

O valor mínimo observado foi de 10.5 °C e o máximo de 21 °C que corresponde à amostra SG 14 (atribuímos-lhe a designação SG 2 no inventário dos pontos de água, e nessa ocasião tinha uma temperatura de 23 °C). Ainda para esta água, uma outra determinação da temperatura em Fevereiro de 1990, forneceu o valor de 18 °C, 5 °C acima da temperatura média anual do ar, o que nos leva a classificá-la como levemente termal.

A variação média de cerca de 3 °C na temperatura das águas, é reveladora da localização do seu reservatório na zona heterotérmica do subsolo, isto é, na zona do solo em que a variabilidade da contribuição da energia solar ao longo do ano se manifesta. A água pelo seu maior poder calorífero, recebe ou cede calor para compensar os efeitos da variação térmica dos terrenos ao longo do ano (Custódio & Lhamas; 1983).

7.4.2 - Condutividade

No conjunto das amostras estudadas, este parâmetro evolui sazonalmente no sentido de uma muito ligeira diminuição, do Verão para o Inverno (quadro 7.IV). Houve até pontos de água em que a condutividade aumentou, embora de maneira pouco significativa.

Quadro 7.IV

| | Hédia | Máximo | Mínimo | Desvio padrão | Coef. variação |
|---------------|-------|--------|--------|---------------|----------------|
| Jun.-Ago/1988 | 336.5 | 668 | 108 | 168.3 | 50.0 |
| Fev/1989 | 318.6 | 528 | 112 | 148.1 | 46.5 |

O inverno de 1988/89 foi particularmente seco na sua primeira metade. As chuvas caídas desde o início do ano hidrológico, Outubro de 1988 até Fevereiro de 1989, foram cerca de 55 % inferiores à média correspondente aos mesmos meses em ano hidrológico normal. O mês de Janeiro foi o mais seco, pois apenas choveu 24.4 mm quando o total médio mensal é de 193.1 mm. Estes dados referem-se à estação meteorológica de Viseu, por nós escolhida pela maior facilidade de obtenção destes dados.

Mas o efeito da diluição provocada por alguma recarga, foi concerteza contrabalançado por maior concentração em sais das águas que atingiram os níveis aquíferos. A acumulação de sais por lavagem dos terrenos na sua parte mais superficial, durante o período de rega dos terrenos e das primeiras chuvas que não atinjam os aquíferos é o mecanismo responsável pelo aumento da mineralização quando se dá início à recarga dos aquíferos.

Os parâmetros estatísticos para as determinações de Fev./1989 são: média 399 $\mu\text{S}/\text{Cm}$; mínimo de 113 $\mu\text{S}/\text{Cm}$ e máximo de 536 $\mu\text{S}/\text{Cm}$.

Verifica-se que os valores do resíduo seco (compreendidos entre 95.5 mg/l e 403.3 mg/l) mostram elevada correlação com os da condutividade ($r = 0.991$); a recta de regressão é a seguinte:

$$\text{RS}(\text{mg}/\text{l}) = 0.695 \times \text{Cond.}(\mu\text{S}/\text{cm}) + 13.55$$

A figura 7.7 mostra a relação entre a condutividade e o resíduo seco.

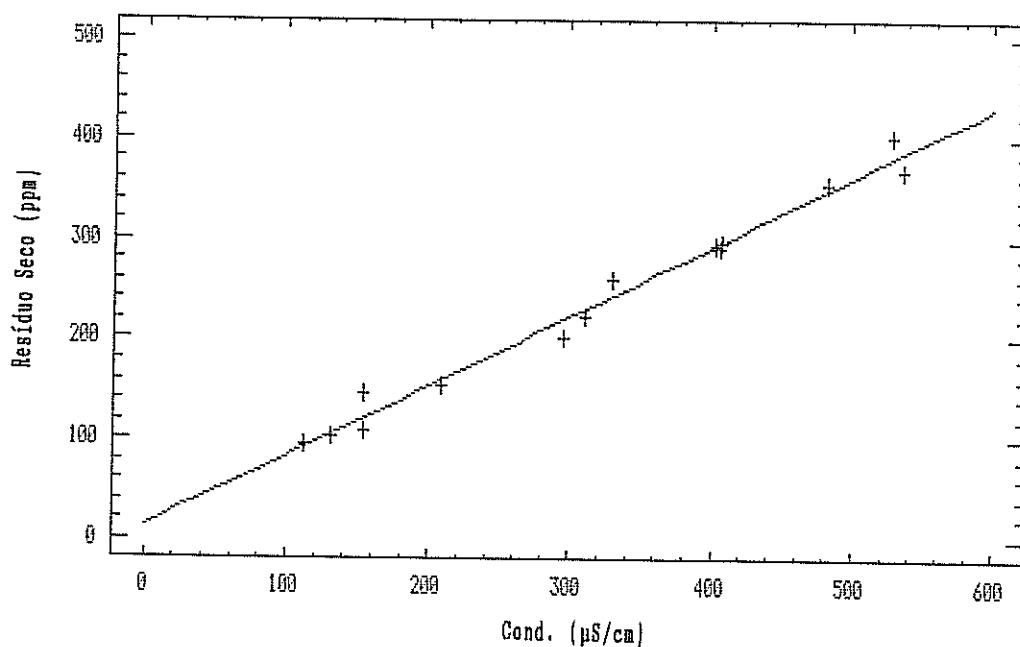


Figura 7.7 - Relação entre condutividade e resíduo seco.

7.4.3 - pH

Entre as duas estações de colheita, os valores do pH aumentaram em média, 0.3 unidades. Continua contudo a tratar-se de águas com reacção ácida. No quadro 7.V estão alguns dados estatísticos sobre as medições efectuadas.

Quadro 7.V

| | Média | Máximo | Mínimo | Desvio padrão | Coef. variação |
|---------------|-------|--------|--------|---------------|----------------|
| Jun.-Ago/1988 | 5.55 | 6.40 | 4.90 | 0.51 | 9.1 |
| Fev/1989 | 5.83 | 6.55 | 5.21 | 0.41 | 7.1 |

7.4.4 - Hidrogeoquímica

O diagrama de Piper (fig. 7.8) reflecte vários aspectos hidroquímicos das 15 águas amostradas. Em relação aos aniões, as

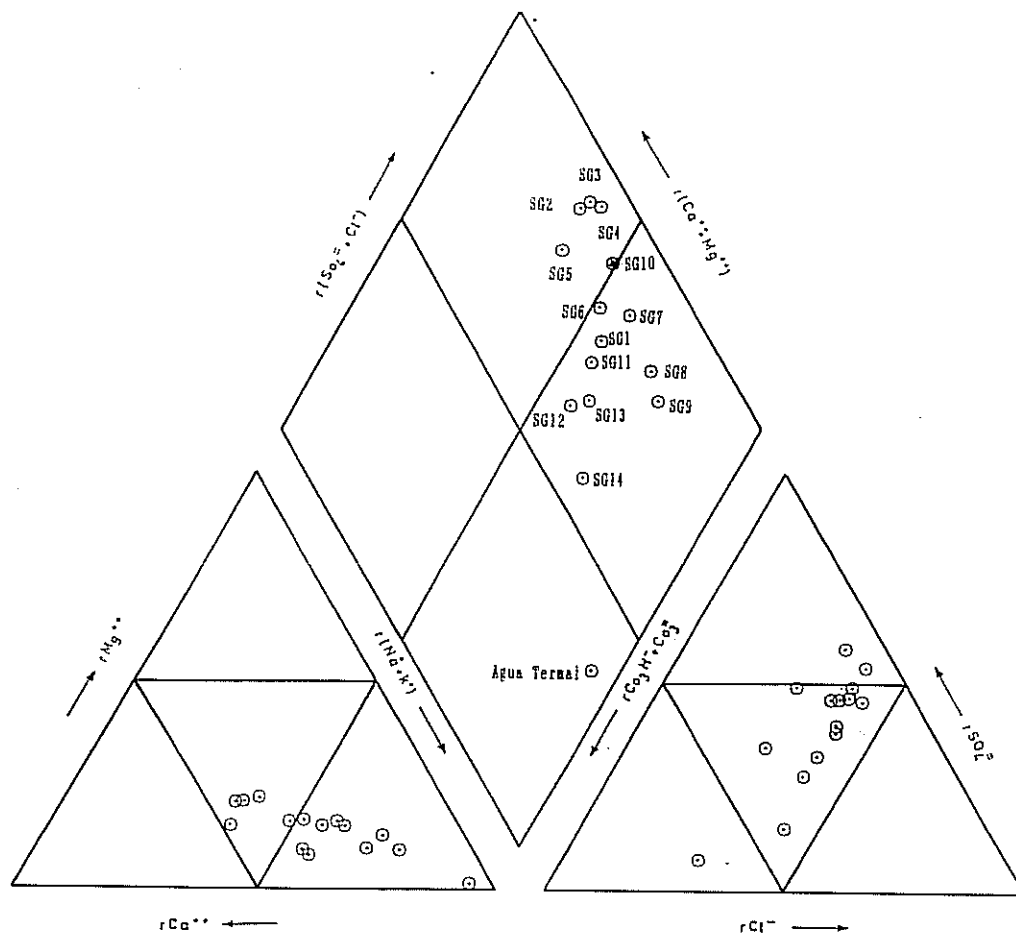


Figura 7.8 - Diagrama de Piper para as águas amostradas.

águas distribuem-se pelos tipos sulfatado e cloretado e, só a termal é bicarbonatada. Para os catiões algumas das águas correspondem a uma fácies mista, com equilíbrio percentual dos teores de cálcio e sódio, mas a maioria é do tipo sódico.

Assim, as amostras repartem-se por três fácies principais:
sulfatadas e/ou cloretadas sódicas
sulfatadas e/ou cloretadas mistas
bicarbonatada, sulfúrea sódica

Existe uma considerável variabilidade na composição química destas águas atendendo à homogeneidade litológica dos terrenos em que circulam.

Negligenciando o conteúdo mineral mínimo da água da chuva e assumindo que os constituintes principais de uma água subterrânea relacionada com rochas ígneas feldspáticas são obtidos principalmente pelo mecanismo de hidrólise dos silicatos, é de esperar um predomínio de HCO_3^- na composição aniônica e de Na^+ e/ou Ca^{2+} por parte dos aniões (Shoeller; 1956 , Garrels; 1967 , Custódio & Lhamas; 1983).

A discrepância entre esta água típica de terrenos graníticos (s.l.) e as amostras que temos em mãos, obriga-nos a formular uma explicação hipotética para os desvios que iremos analisar.

Os diagramas de Stiff permitem a apreciação comparativa das águas analisadas em função da sua localização geográfica. Estão representados na carta hidroquímica fornecida em anexo (8).

Os diferentes graus de mineralização ficam reflectidos nestes diagramas pela área dos polígonos que representam cada análise química.

Com base na condutividade e temperatura da água propomos a divisão das amostras estudadas nos seguintes grupos:

- Grupo I - Águas frias com condutividade entre os 536 $\mu\text{S}/\text{Cm}$ e 209 $\mu\text{S}/\text{Cm}$. Corresponde às amostras SG 1 a SG 10.

- Grupo II - Águas frias e água levemente termal, com condutividades a variarem entre os 154 $\mu\text{S}/\text{Cm}$ e os 112 $\mu\text{S}/\text{Cm}$. Amostras SG 11 a SG 14. Este grupo de águas ocorre nas imediações da nascente termal.

- Grupo III - Água termal.

As características químicas destes grupos podem esquematizar-se:

7.4.4.1 - Grupo I

Os extremos e estatísticas das águas que pertencem a este grupo estão inseridos no quadro 7.VI.

Quadro 7.VI

| | Média | Máximo | Mínimo | Desv. padrão | Coef. variação |
|-------------------------------------|-------|--------|--------|--------------|----------------|
| Cond.a 18°C (µS/Cm) | 391 | 536 | 209 | 101 | 25.8 |
| pH (unid. pH) | 5.86 | 6.55 | 5.27 | 0.39 | 6.7 |
| Temp. (°C) | 12.7 | 16.0 | 10.5 | 1.60 | 12.6 |
| CO ₂ (ppm) | 73.2 | 117.9 | 4.7 | 35.9 | 49.0 |
| Na ⁺ (ppm) | 26.9 | 39.4 | 18.3 | 7.3 | 27.1 |
| K ⁺ (ppm) | 19.0 | 65.3 | 2.1 | 20.3 | 106.8 |
| Ca ²⁺ (ppm) | 20.6 | 34.9 | 10.4 | 8.3 | 40.3 |
| Mg ²⁺ (ppm) | 5.7 | 9.9 | 3.3 | 1.8 | 31.6 |
| HCO ₃ ⁻ (ppm) | 28.8 | 70.0 | 10.0 | 16.9 | 58.7 |
| Cl ⁻ (ppm) | 40.1 | 55.9 | 22.9 | 8.9 | 22.2 |
| SO ₄ ²⁻ (ppm) | 71.5 | 119.1 | 31.2 | 26.4 | 36.9 |
| SiO ₂ (ppm) | 20.0 | 23.5 | 15.3 | 2.6 | 13.0 |

Catiões

Dos catiões analisados não se poderá falar de iões predominantes. O ião Na⁺ é o que apresenta mais frequentemente a concen-

tração mais elevada, seguido de perto pelo ião Ca^{2+} e por vezes pelo K^+ chegando a ser nalgumas amostras os iões mais abundantes.

Com a média mais elevada (26.9 ppm), o Na^+ é o ião que revela menor dispersão (27.1%), contra um coeficiente de variação elevado para o Ca^{2+} (40.3%) e muito elevado para o K^+ (106.8%), o que retira qualquer validade interpretativa à média aritmética da população amostrada para este elemento (valor máximo de 65.3 ppm e mínimo de 2.1 ppm).

Através da consulta do quadro 7 .II onde se encontram os resultados analíticos das águas amostradas, é facilmente reconhecido a existência de dois subgrupos quanto à distribuição do K^+ . Um subgrupo de águas com teores de K^+ variando entre os 2.1 ppm e os 6.5 ppm e outro com valores que oscilam entre os 24.2 ppm e os 65.3 ppm (amostras SG 1, SG 7, SG 8 e SG 9).

Ainda que quantidades importantes deste elemento possam passar com facilidade para a água, ele é contudo, irreversivelmente retido pelas argilas de alteração pelo que a sua concentração final é usualmente pequena (Custódio & Lhamas; 1983).

As águas com teores mais elevados de K^+ acusarão influência da actividade agrícola, por provável acumulação de fertilizantes de origem animal.

O Mg^{2+} apresenta uma distribuição mais homogênea para o conjunto das amostras, com um máximo de 9.9 ppm e um mínimo de 3.3 ppm (média de 5.7 ppm).

Aniões

No que respeita aos aniões, verifica-se que o HCO_3^- é o elemento a que correspondem as concentrações mais baixas. Com um valor médio de 28.8 ppm, é largamente ultrapassado pelos teores em SO_4^{2-} (média de de 71.5 ppm) e Cl^- (média de 40.1 ppm), estes dois últimos com coeficientes de variação (36.9% e 22.2%

respectivamente), inferiores ao do HCO_3^- (58.7%).

Não corresponde à situação mais vulgar em águas provenientes de circulação em terrenos graníticos, já que estas rochas contêm em muito pequena quantidade sulfatos e cloretos.

As concentrações francamente elevadas em sulfatos para algumas das amostras, faz-nos pensar que, para além da contaminação agrícola outra fonte importante poderá residir na oxidação de pirite e menos frequentemente na dissolução de anidrite.

O Cl^- deverá proceder da água da chuva e da sua concentração no terreno; esta assimetria domina a que resulta do ataque a minerais acessórios das rochas graníticas (p. ex. apatite).

*
* *
*

A projecção em diagramas logaritmicos (figuras 7.9 e 7.10) permite analisar visualmente as características comuns e as diferenças relativamente às águas deste grupo, através das inclinações das rectas que unem os pontos representativos dos iões e que significam relações iónicas. Conclui-se que são mais as semelhanças de que as diferenças reveladas pela inclinação das rectas que unem iões adjacentes; na generalidade todas têm o mesmo sentido de inclinação, ainda que com diferentes inclinações.

É possível separar as amostras mais contaminadas em potássio, pois as relações iónicas Na/K e K/Cl diferem mais notavelmente do conjunto das outras amostras.

pH de equilíbrio e CO_2 dissolvido

É elevada a dispersão dos valores de CO_2 calculados pela equação de Tillmans. Com um valor médio de 73.2 ppm, máximo de 117.9 ppm e mínimo de 4.7 ppm, devem ser tomados como aproximações ao valor real.

O pH de equilíbrio determinado pelo ábaco de Hoover-Langelier (Custódio & Lhamas; 1983), conhecidos o resíduo seco, temperatura, alcalinidade TAC e a concentração em cálcio da água,

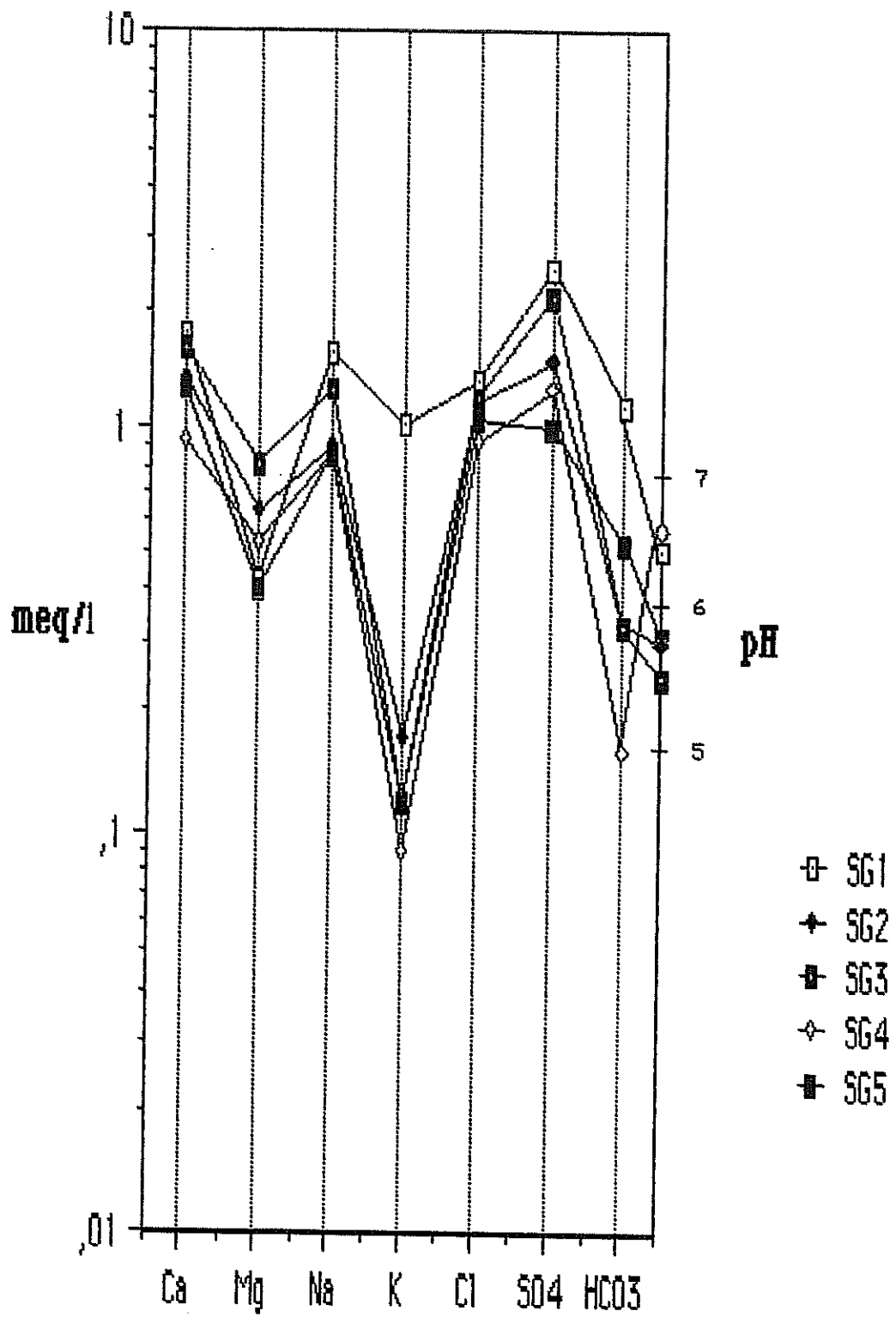


Figura 7.9 - Diagrama de Scholler - Berkaloff para águas do Grupo I (SG 1 a SG 5).

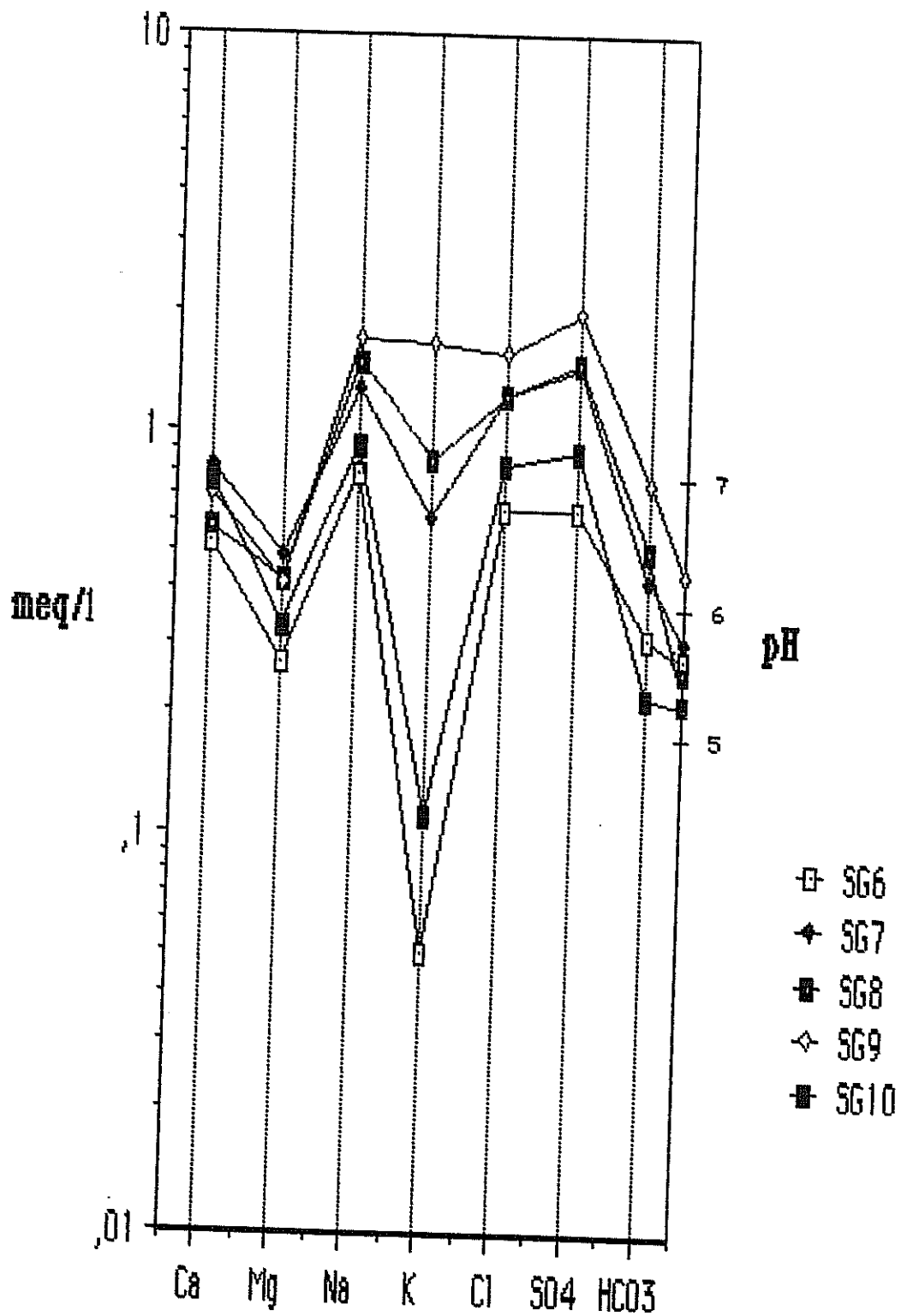


Figura 7.10 - Diagramas de Schoeller - Berkaloff para águas do Grupo I (SG 6 a 10).

fornece um valor mínimo de 8.4 (SG 1) e máximo de 9.5 (SG 4). São valores consideravelmente superiores aos do pH medidos.

7.4.4.1.1 -Classificação geoquímica

A sequência aniônica dominante é $rSO_4 > rCl > rHCO_3$ (fácies 3 segundo Schoeller; 1962) e apenas a água designada por SG 5 apresenta a sequência $rCl > rSO_4 > rHCO_3$ (fácies 1).

Para os catiões duas sequências caracterizam as águas amostradas: $r(Na+K) > rCa > rMg$ (fácies b), excluindo as águas SG 2, SG 3 e SG 5 que exibem a sequência $rCa > r(Na+K) > rMg$ (fácies e).

Atendendo ao valor da condutividade, designam-se por C1 as águas com condutividade entre 0 e 215 $\mu S/Cm$ e por C2 quando os valores estão compreendidos entre 215 e 650 $\mu S/Cm$ (Custódio & Lhamas; 1983).

São águas predominantemente 3-b-C2 (a SG 6 é 3-b-C1). Estão ainda representados os tipos 3-e-C2 (SG 2 e SG 3) e 1-e-C2 (SG 5).

Nas classificações de Al-Ruwaih (1984) e de Souliné (1948, in Custódio & Lhamas; 1983) os critérios usados na sistematização são baseados em relações iônicas.

A classificação de Al-Ruwaih consiste em designar uma água por um conjunto de 7 dígitos referentes a outras tantas relações iônicas, pela seguinte ordem: $rCl/rHCO_3$, $rSO_4/rHCO_3$, rCl/rSO_4 , $r(Na+K)/rCl$, $rCa/r(Na+K)$, $rMg/r(Na+K)$ e rCa/rMg . O valor de cada relação poderá ser: inferior à unidade (1), igual à unidade (2) ou superior à unidade (3). Cada dígito que figure na classificação da água poderá variar entre 1 e 3, função do valor da relação iônica considerada.

Souliné classifica as águas em diversos tipos de acordo com os valores das relações: $r(Na-Cl)/rSO_4$ e $r(Cl-Na)/rMg$. Assim:

| $r(\text{Na-Cl})/r\text{SO}_4$ | $r(\text{Cl-Na})/r\text{Mg}$ | Tipo | Denominação |
|--------------------------------|------------------------------|------|----------------------|
| <1 | negativo | 1 | Sulfatada sódica |
| >1 | negativo | 2 | Bicarbonatada sódica |
| negativo | <1 | 3 | Cloretada magnesiana |
| negativo | >1 | 4 | Cloretada cálcica |

O quadro 7.VII expressa a classificação das águas para este grupo, segundo os autores aqui focados.

7.4.4.2 - Grupo II

Catiões

Nestas amostras o Na^+ e o Ca^{2+} prevalecem como os catiões mais abundantes; o primeiro com um valor médio de 13.4 ppm (máximo de 18.3 e mínimo de 9.9) e segundo de 6.0 ppm, variando entre 3.8 e 10.6 ppm.

Contrariamente ao grupo I, o K^+ tem o seu conteúdo máximo fixado em 3.6 ppm, valor plenamente admissível.

O Mg^{2+} é o catião com valores mais baixos de concentração.

Aniões

O HCO_3^- é o ião mais abundante embora sem predomínio sobre o sulfato ou o cloreto. Os valores médios para estes elementos são 22.0 ppm, 14.0 ppm e 13.6 ppm respectivamente para o bicarbonato, sulfato e cloreto.

Aparte a menor mineralização destas águas relativamente às do grupo I, a principal diferença está patente na composição aniônica, com o HCO_3^- a ser o anião mais abundante quando a sua concentração é expressa em peso.

Quadro 7.VII - Classificação geoquímica das águas do grupo I.

| Amostra | Seq. catiónica | Seq. aniónica | Fácies |
|---------|---|---|--------|
| SG 1 | $r(\text{Na}+\text{K}) > r\text{Ca} > r\text{Mg}$ | $r\text{SO}_4 > r\text{Cl} > r\text{HCO}_3$ | 3-b-C2 |
| SG 2 | $r\text{Ca} > r(\text{Na}+\text{K}) > r\text{Mg}$ | $r\text{SO}_4 > r\text{Cl} > r\text{HCO}_3$ | 3-e-C2 |
| SG 3 | $r\text{Ca} > r(\text{Na}+\text{K}) > r\text{Mg}$ | $r\text{SO}_4 > r\text{Cl} > r\text{HCO}_3$ | 3-e-C2 |
| SG 4 | $r(\text{Na}+\text{K}) > r\text{Ca} > r\text{Mg}$ | $r\text{SO}_4 > r\text{Cl} > r\text{HCO}_3$ | 3-b-C2 |
| SG 5 | $r\text{Ca} > r(\text{Na}+\text{K}) > r\text{Mg}$ | $r\text{Cl} > r\text{SO}_4 > r\text{HCO}_3$ | 1-e-C2 |
| SG 6 | $r(\text{Na}+\text{K}) > r\text{Ca} > r\text{Mg}$ | $r\text{SO}_4 > r\text{Cl} > r\text{HCO}_3$ | 3-b-C1 |
| SG 7 | $r(\text{Na}+\text{K}) > r\text{Ca} > r\text{Mg}$ | $r\text{SO}_4 > r\text{Cl} > r\text{HCO}_3$ | 3-b-C2 |
| SG 8 | $r(\text{Na}+\text{K}) > r\text{Ca} > r\text{Mg}$ | $r\text{SO}_4 > r\text{Cl} > r\text{HCO}_3$ | 3-b-C2 |
| SG 9 | $r(\text{Na}+\text{K}) > r\text{Ca} > r\text{Mg}$ | $r\text{SO}_4 > r\text{Cl} > r\text{HCO}_3$ | 3-b-C2 |
| SG 10 | $r(\text{Na}+\text{K}) > r\text{Ca} > r\text{Mg}$ | $r\text{SO}_4 > r\text{Cl} > r\text{HCO}_3$ | 3-b-C2 |

| Amostra | Souliné | | Al-Ruwaih |
|---------|---------|----------------------|---------------|
| | Tipo | Designação | |
| SG 1 | 1 | Sulfatada sódica | 3-3-1-3-1-1-3 |
| SG 2 | 3 | Cloretada magnésiana | 3-3-1-1-3-1-3 |
| SG 3 | 1 | Sulfatada sódica | 3-3-1-3-3-1-3 |
| SG 4 | 3 | Cloretada magnésiana | 3-3-1-3-1-1-3 |
| SG 5 | 3 | Cloretada magnésiana | 3-3-3-1-3-1-3 |
| SG 6 | 1 | Sulfatada sódica | 3-3-2-3-1-1-3 |
| SG 7 | 1 | Sulfatada sódica | 3-3-1-3-1-1-3 |
| SG 8 | 1 | Sulfatada sódica | 3-3-1-3-1-1-3 |
| SG 9 | 1 | Sulfatada sódica | 3-3-1-3-1-1-3 |
| SG 10 | 1 | Sulfatada sódica | 3-3-1-3-1-1-3 |

O diagrama logaritmico de Schoeller-Berkaloff para as águas do grupo II consta da figura 7.11. A sua comparação com os diagramas para as águas do grupo I permite visualizar que a relação $rSO_4/rHCO_3$ é inferior à unidade em três das quatro águas pertencentes ao grupo II, quando para o grupo I aquela relação é sempre superior à unidade. Outra diferença a registrar é o valor mais elevado que as águas do grupo II revelam para a relação rCl/rSO_4 .

pH de equilíbrio e CO_2 dissolvido

O CO_2 livre destas águas, varia entre os 131.6 ppm e os 26.5 ppm. O pH de equilíbrio máximo é de 10.0 e mínimo de 9.6. Tratam-se de águas agressivas.

7.4.4.2.1 - Classificação geoquímica

As sequências aniônica e catiônica assim como as classificações de Schoeller, Souliné e Al-Ruwaih constam do quadro 7.VIII.

Quadro 7. VIII

| Amostra | Seq. catiônica | Seq. aniônica | Fácies |
|---------|-----------------------|------------------------|--------|
| SG 11 | $r(Na+K) > rCa > rMg$ | $rCl > rSO_4 > rHCO_3$ | 1-b-C1 |
| SG 12 | $r(Na+K) > rCa > rMg$ | $rHCO_3 > rSO_4 > rCl$ | 6-b-C2 |
| SG 14 | $r(Na+K) > rCa > rMg$ | $rCl > rHCO_3 > rSO_4$ | 2-b-C1 |
| SG 14 | $r(Na+K) > rCa > rMg$ | $rHCO_3 > rCl > rSO_4$ | 5-b-C1 |

| Amostra | Souliné | | Al-Ruwaih |
|---------|---------|----------------------|---------------|
| | Tipo | Designação | |
| SG 11 | 1 | Sulfatada sódica | 3-3-3-3-1-1-3 |
| SG 12 | 1 | Sulfatada sódica | 1-1-1-3-1-1-3 |
| SG 13 | 1 | Sulfatada sódica | 3-1-3-3-1-1-3 |
| SG 14 | 2 | Bicarbonatada sódica | 2-1-3-3-1-1-3 |

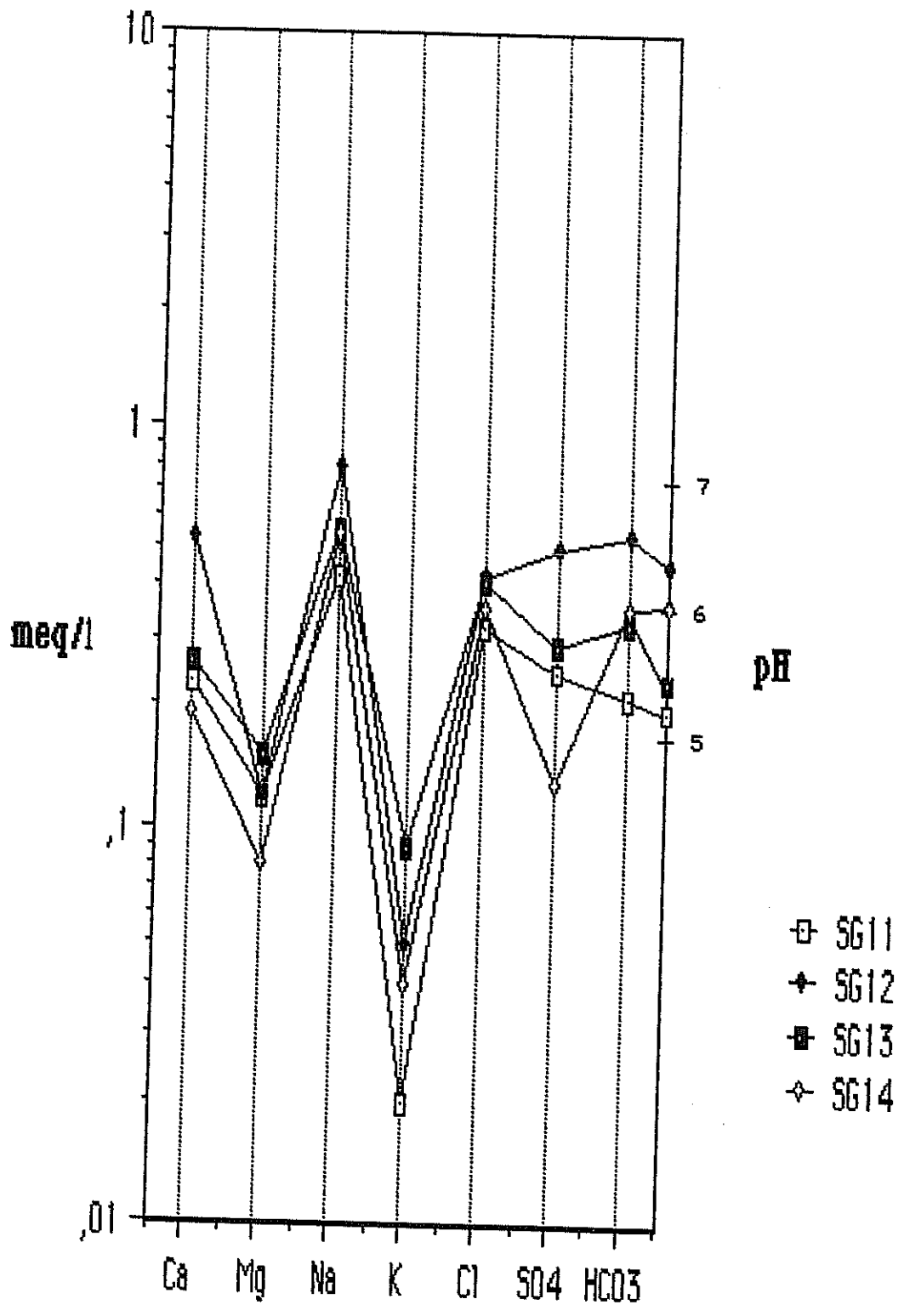


Figura 7.11 - Diagrama de Schoeller - Berkaloff para as águas do grupo II.

7.4.4.3 - Grupo III - Água termal

Catiões

Dos catiões o elemento dominante é o Na^+ , com uma concentração que corresponde a 92.5% do total em peso dos elementos analisados. Os alcalino terrosos ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) representam apenas 5.6%.

Aniões

Há predomínio do HCO_3^- (64.1%), seguido pelo Cl^- (28.3%) e pelos sulfatos com apenas 7.6% do total em peso dos aniões.

A análise química por nós efectuada deteve-se na determinação das espécies dissolvidas principais. Esta água merece todavia uma descrição analítica mais detalhada, dada a presença de muitas outras espécies catiónicas e aniónicas, embora em quantidades mais pequenas.

Em apêndice fornecemos a análise química mais completa, até hoje realizada desta água. Data de 1985 e foi feita pelo Laboratório da Direcção Geral de Geologia e Minas do Porto (anexo 2.).

Dessa análise destacamos:

A presença do ião SH^- , nitidamente revelada pelo olfacto. Das formas reduzidas de enxofre além do sulfidrato foi detectada a presença do tiosulfato ($\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$). Esta água não tem H_2S e o redutor Fe^{2+} foi assinalado em muito pequena quantidade (6 ppb). O oxigénio está praticamente ausente, concorrendo para garantir a acção redutora desta água. Tal como outras águas sulfúreas esta também constitui, pelas espécies analisadas, um sistema redutor por excelência.

Este carácter marcadamente redutor inibe a presença do azoto em estados de oxidação elevados (NO_3^- e NO_2^-). As concentrações

em NO_3^- e NO_2^- são inferiores a 0.07 ppm. A redução do nitrato poderá ser uma explicação para a existência de NH_4^+ embora em quantidade reduzida (0.36 ppm).

No campo dos aniões merece-nos ainda uma chamada de atenção para o teor de fluoreto (17.05 ppm) e do carbonato (4.1 ppm).

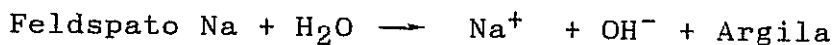
Tradicionalmente um elemento vestigiário, o Li^+ aparece nesta água com um teor de 1.5 ppm, muito superior ao de outras águas termais de tipologia semelhante.

Outros elementos vestigiários, alguns pouco vulgares em águas minerais foram detectados. Estão neste caso o antimónio, molibdénio, crómio e sobretudo o tungsténio com uma concentração de 82 ppb. É ainda muito mais variada a presença de elementos metálicos (cf. análise química).

No campo dos oligoelementos não metálicos, sublinhe-se os valores de brometo (0.670 ppm) e de boro (2.38 ppm).

pH

Na ausência de apreciável quantidade de CO_2 livre (2.5 ppm), a reacção alcalina desta água não deverá estar unicamente relacionada com a perda de anidrido carbónico na sua ascensão para a superfície, mas ser largamente condicionada pelo processo de hidrólise dos silicatos:

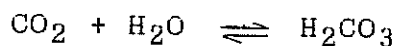


Estas reacções de hidrólise conduzem à formação de argila e água mais alcalina enquanto os feldspatos são consumidos.

As variações de pH opõem-se à hidrólise. Contudo a existência de substâncias tampão (iões de ácidos e bases fracas) garan-

tem o prosseguimento do mecanismo de ataque aos silicatos, impedindo simultaneamente um crescimento muito acentuado do pH.

Neste processo de manutenção do equilíbrio será fundamental o papel do CO₂ dissolvido na água, através das reacções de equilíbrio:



Assim, à medida que o ataque aos silicatos e a passagem para a solução dos seus constituintes se vai processando, o pH cresce e o CO₂ converte-se em HCO₃⁻.

No geral, as águas que se infiltram em rochas ígneas transportam do solo um conteúdo em CO₂ que é 10 a 100 vezes superior ao do equilíbrio com a atmosfera, o que corresponde a uma concentração inicial de CO₂ entre 0.01 e 0.001 moles/l e um pH para a água inferior a 5.0 (Garrels; 1967). Num sistema completamente fechado à participação externa de CO₂, o conteúdo máximo de bicarbonato que pode ser produzido, usando a concentração máxima de CO₂ acima referida, será de 600 ppm (ibidem).

Ao conteúdo inicial de CO₂, podem juntar-se outras contribuições; de facto, a redução de sulfatos poderá ser acompanhada dum oxidacão dos compostos orgânicos e consequentemente por uma produção daquele gás (Schoeller; 1956). Esta é uma possível fonte adicional daquele elemento na água de Sangemil, já que em primeira aproximação a redução 1 meq/l de SO₄²⁻ dá origem a 1 meq/l de HCO₃⁻ (Custódio & Lhamas; 1983).

Embora não quantificando os referidos contributos, parece limitada a eventual contribuição de CO₂ de origem externa, profunda, na produção dos 190.0 ppm de HCO₃⁻ que esta água

encerra.

O pH de equilíbrio para a água de Sangemil é de 8.2 o que nos leva a classificá-la como muito ligeiramente agressiva, classificação sem grande interesse neste caso pois o pH evolui com a temperatura.

Leituras do pH a diferentes temperaturas, por arrefecimento da amostra até à temperatura ambiente, foram por nós realizadas. Dá-se conta dos valores encontrados na figura 7.12. A ilacção que se tira é a dum aumento do pH com o arrefecimento.

A resposta do pH a variações físicas como o arrefecimento, dependerá das constantes de dissociação dos pares ácido - base activos presentes na água quente (Fouillac; 1983; Arnórsson; 1982).

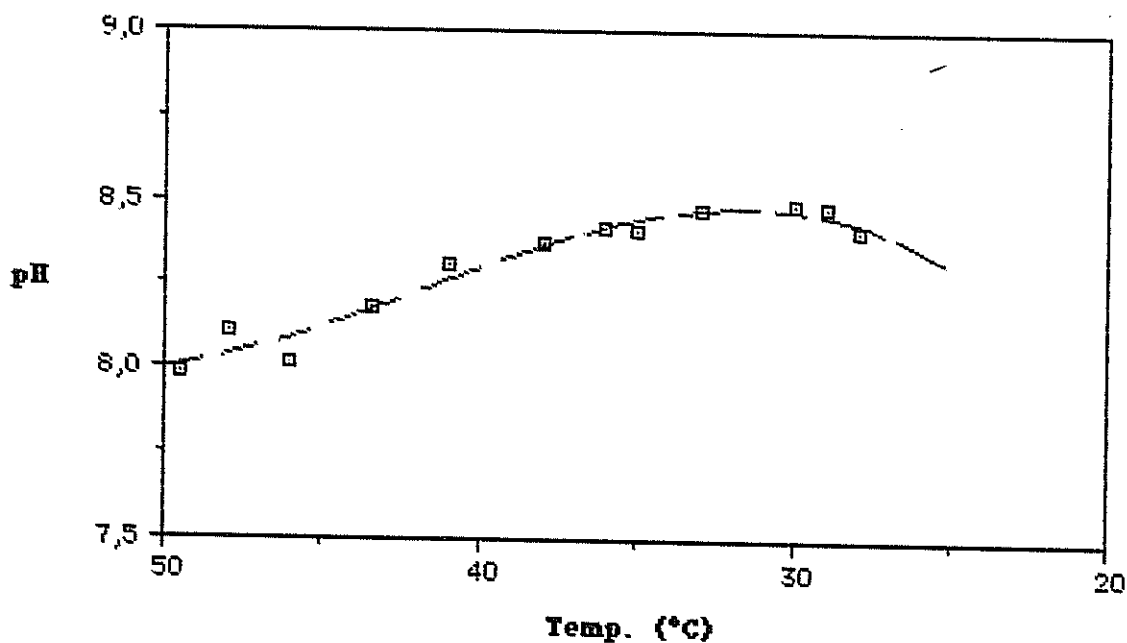


Figura 7.12 - Evolução do pH com a temperatura.

O envolvimento provável de várias reacções ácido - base na água de Sangemil ($\text{H}_2\text{CO}_3/\text{HCO}_3^-$; $\text{HCO}_3^-/\text{CO}_3^{2-}$; $\text{H}_2\text{S}/\text{HS}^-$; $\text{H}_4\text{SiO}_4/\text{H}_3\text{SiO}_4^-$; $\text{NH}_4^+/\text{NH}_3$ e $\text{H}_2\text{O}/\text{OH}^-$), sem nenhum dos pares apontados ser dominante, torna qualquer avaliação da evolução do pH com a temperatura muito complexa. Contudo, é convicção generalizada que águas alcalinas se tornam menos ácidas à medida que arrefecem (Fouillac; 1983).

As alterações de pH e fenómenos de oxidação das espécies reduzidas de enxofre por contacto da água com a atmosfera tornam estas águas, e duma maneira geral as águas alcalinas sulfúreas, estruturas vulneráveis aos fenómenos de envelhecimento (Machado; 1987), com alteração dos iões em equilíbrio.

7.4.4.3.1 - Classificação geoquímica

Trata-se de uma água bicarbonatada sódica. A sequência aniónica é $r\text{HCO}_3 > r\text{Cl} > r\text{SO}_4$ e a sequência catiónica é $r\text{Na} > r\text{Ca} > r\text{Mg}$. Pertence ao tipo 2 definido por Souliné e segundo Al-Ruwaih é designada por 1-1-1-3-1-1-3.

De acordo com outros critérios é ainda fluoretada e sulfidratada com reacção alcalina e elevado poder redutor.

O diagrama de Schoeller-Berkaloff para esta água está na figura 7.13.

7.5 - Análise comparativa das águas frias e termais

A química das amostras de água está exposta no diagrama quadrado (fig. 7.14) de quatro coordenadas idealizado por Langelier e Ludwig, em que, em ordenadas, é projectada a fracção percentual (em meq/l) de alcalinos ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) contra os alcalino terrosos ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) e, em abcissas, a percentagem de aniões não carbonatados ($\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-$) de um dos lados e as espécies

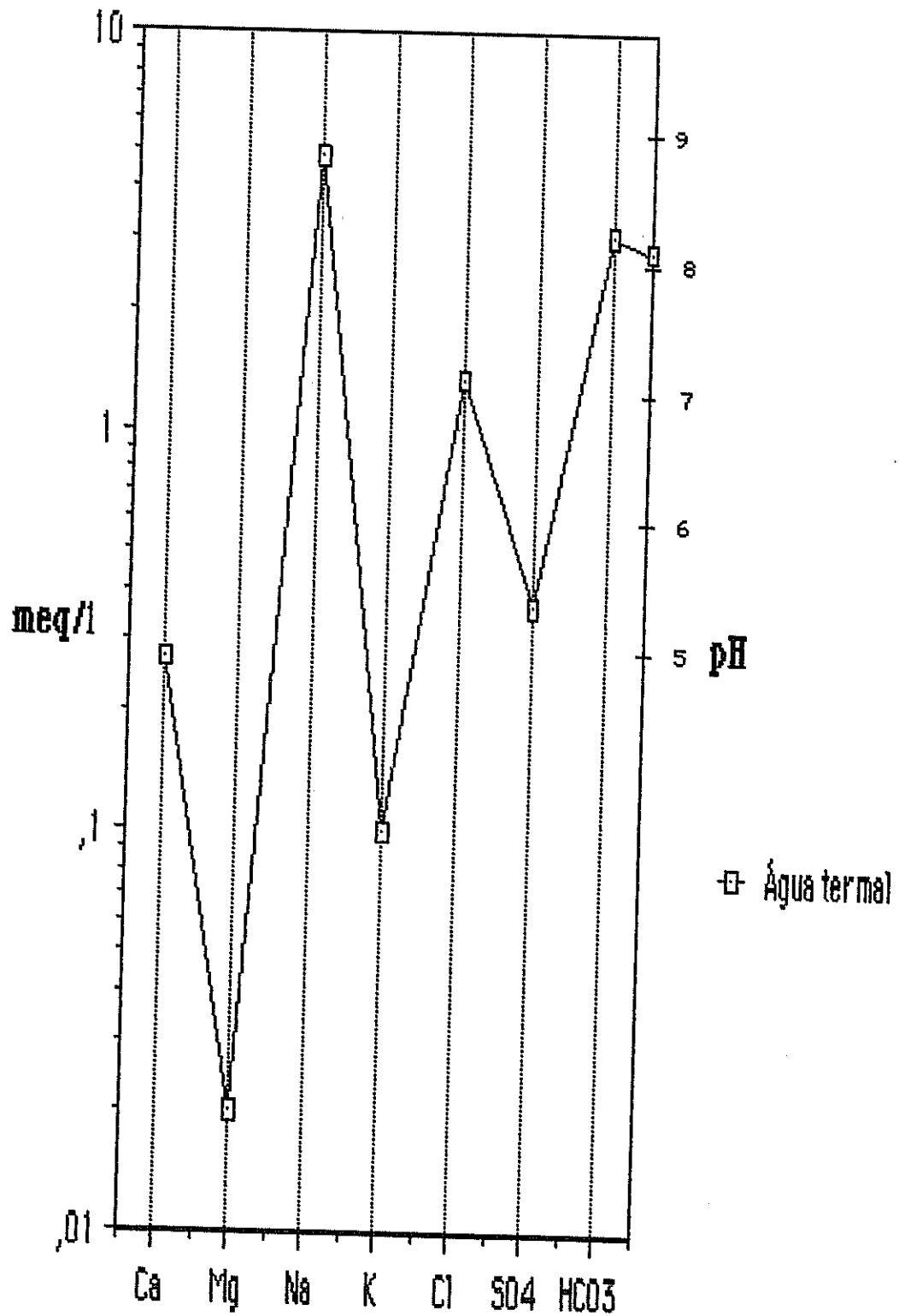


Figura 7.13 - Diagrama de Schoeller - Berkaloff para a água termal.

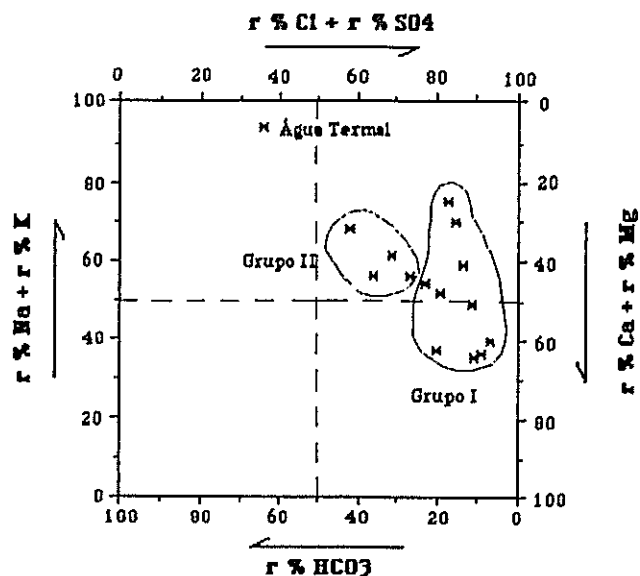


Figura 7.14 - Diagrama quadrado para as águas analisadas.

carbonatadas ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$) no lado oposto.

Da sua observação fica clara a notável dissemelhança entre a água termal e as águas frias, já detectada noutros tratamentos gráficos e na descrição das análises feita ao longo deste capítulo. A única analogia com algumas das águas frias respeita aos catiões, em que a soma dos alcalinos supera a dos alcalino terrosos.

A água SG 14 que classificamos de ligeiramente termal é a que mais se aproxima do campo onde cai a representação da água termal. É mesmo a única água que segundo a classificação de Souliné é do tipo bicarbonatada sódica e segundo Schoeller pertence à mesma fácies da da água termal (5-b).

Estas características associadas a um certo alinhamento de águas, reflectida no diagrama quadrado e particularmente no de Piper (muito utilizado no estudo de possíveis relações entre diferentes águas), sugere que a água SG 14 possa resultar de mistura entre a água termal e uma água fria de composição semelhante às que se encontram geograficamente próximas (v.

diagrama de Piper da figura 7.15).

A hipótese das águas SG 12 ou SG 13 serem membros da mistura com a água termal na produção da água SG 14 é posta de parte uma vez o total de meq/l da água SG 14 (1.7 meq/l) não estar compreendido entre o total de meq/l dos pares de águas representando possíveis termos de mistura (Sg 12 com um total de 2.96 meq/l e água termal com 10.03 meq/l ou SG 13 com 2.1 meq/l e a água termal), casos em que não é possível a relação por mistura. Resta pois investigar o par SG 11 (1.58 meq/l) - água termal (10.03 meq/l).

Dois métodos existem para determinação da percentagem das águas na mistura (Custódio & Lhamas, 1983):

1 - Gráfico



Se se suspeita que uma água C é mistura de duas águas A e B, na proporção volumétrica de X de A e (1-X) de B, deve cumprir-se que:

$$\frac{X}{1 - X} = \frac{BC \times b}{AC \times a}$$

em que BC e AC indicam o comprimento dos segmentos medidos no diagrama de Piper; a é a concentração total da água A e b a concentração total da análise B (em meq/l). Valores de $X > 1$ ou $X < 0$ quer dizer que a mistura não foi possível.

2 - Analítico

Com base na inalterabilidade do ião cloro, tem-se que:

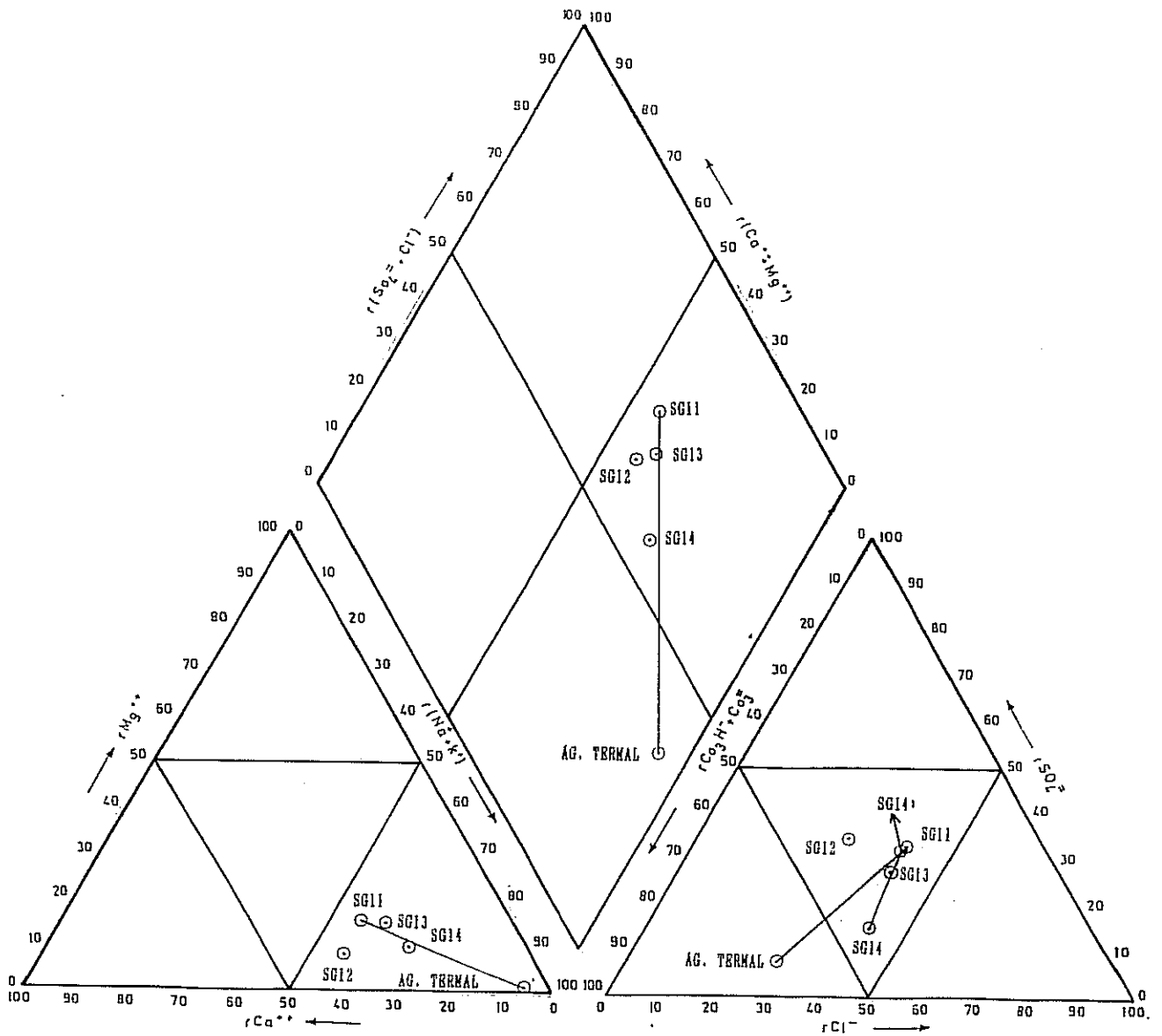


Figura 7.15 - Diagrama de Piper - Estudo de mistura entre águas.

$c = aX + b(1 - X)$ em que a, b, e c são as concentrações em Cl das águas A, B e C respectivamente.

No campo dos catiões a água SG 14 está praticamente sobre a recta que une a composição da água SG 11 e da água termal (recta de mistura). Tal não se verifica para o campo dos aniões, indicando que, a tratar-se de mistura esta não foi simples.

Graficamente, a percentagem da água fria na mistura, encontrada no campo dos catiões, foi de 93.5% contra um valor de 96% achado analiticamente. É bastante boa a aproximação entre os valores obtidos pelos dois processos. A partir destes valores é possível obter a posição teórica da água resultante da mistura (SG 14) na recta de mistura localizada no campo aniónico (ponto 14')

A passagem da posição 14' a 14, indica uma troca de SO_4^{2-} por HCO_3^- , ou seja, uma redução de sulfatos. Esta dedução é também apoiada pela diminuição para a água SG 14 do valor da relação rSO_4/rCl (0.36), comparativamente ao da água fria SG 11 (0.78).

É uma história para a origem da água SG 14 satisfatória. Queremos no entanto realçar que não é de garantir uma relação hidrológica entre a água SG 11 com as duas restantes. Para maior facilidade de exposição, utilizámos "abusivamente" a imagem de uma mistura entre as referidas águas; de facto, a intenção subjacente era a de estudar a possibilidade da água SG 14 corresponder à mistura da água termal com uma água fria com a composição idêntica à revelada pela amostra SG 11. A água fria deste modelo de mistura não há-de ser muito diferente.

7.6 - Índices hidrogeoquímicos

No decurso do seu trajecto subterrâneo, as águas entram em contacto com substâncias que têm a propriedade de trocar os seus

iões contra os iões contidos na água. De entre as substâncias com elevado poder de adsorção e permuta, contam-se os minerais argilosos (Schoeller; 1956). As argilas são das substâncias sólidas naturais que se caracterizam por estarem electronicamente desequilibradas, pois possuem geralmente cargas negativas à sua superfície. Logram a neutralidade rodeando-se de catiões (cargas positivas) e entrando em contacto com uma solução aquosa podem ocorrer trocas entre os catiões adsorvidos e os catiões contidos na solução, promovendo-se um verdadeiro equilíbrio dinâmico. Esta troca de bases é portanto susceptível de modificar radicalmente as relações dos catiões nas águas subterrâneas.

No quadro 7.IX apresentam-se algumas relações entre iões, que constituem índices hidrogeoquímicos. Os resultados apresentados permitem fazer os seguintes comentários:

- O índice de desequilíbrio cloretos - alcalinos toma valores negativos (à excepção dos pontos SG 2 e SG 7), como é de esperar para águas que circulam em rochas graníticas, já que a destruição dos silicatos conduz a maior quantidade de iões alcalinos que de iões Cl^- em solução. O valor mais baixo daquela relação para a água termal, poderá significar que sofreu algum abrandamento pela troca de Ca^{2+} e Mg^{2+} por Na^+ . Os valores da relação $r(\text{Ca}+\text{Mg})/r\text{Cl}$ e $r(\text{Na}+\text{K})/r\text{Cl}$ respectivamente 0.21 e 3.57, traduzindo a relação entre os alcalino terrosos e alcalinos para um valor de Cl constante (este não é modificado pela troca de bases), poderão indicar tal fenómeno. Por outro lado a relação $r\text{Mg}/r\text{Ca}$ com um valor muito baixo (0.07), poderá indicar que o Mg^{2+} foi mais fixado que o Ca^{2+} , situação que não é a mais generalizada pois que o poder de fixação do ião Ca é superior ao do Mg, muito embora dependendo da natureza do material argiloso (Schoeller; 1956). Devemos também ter em atenção que o valor de $r\text{Mg}/r\text{Ca}$ depende da concentração inicial daqueles iões na água. A relação $r\text{Mg}/r\text{Cl}$ é inferior à relação $r\text{Ca}/r\text{Cl}$ para a água termal e qualquer deles é inferior aos valores fornecidos pelas águas frias.

QUADRO 7.IX - Índices hidrogeoquímicos

| Índice | Amostra | SG 1 | SG 2 | SG 3 | SG 4 | SG 5 | SG 6 | SG 7 | SG 8 | SG 9 | SG 10 | SG 11 | SG 12 | SG 13 | SG 14 | Água terna |
|-----------------------------|---------|-------|------|-------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------------|
| $\frac{rCl - r(Na+K)}{rCl}$ | | -0.93 | 0.08 | -0.15 | -0.02 | 0.07 | -0.31 | 0.52 | -0.92 | -1.14 | -0.22 | -0.41 | -0.95 | -0.55 | -0.61 | -2.57 |
| $\frac{r(Ca+Mg)}{rCl}$ | | 1.61 | 1.68 | 2.01 | 1.55 | 1.56 | 1.22 | 1.05 | 0.82 | 0.71 | 1.27 | 1.09 | 1.51 | 0.90 | 0.75 | 0.21 |
| $\frac{r(Na+K)}{rCl}$ | | 1.93 | 0.92 | 1.15 | 1.02 | 0.93 | 1.31 | 1.52 | 1.92 | 2.14 | 1.22 | 1.41 | 1.95 | 1.55 | 1.61 | 3.57 |
| $\frac{rMg}{rCa}$ | | 0.25 | 0.47 | 0.50 | 0.55 | 0.31 | 0.52 | 0.59 | 0.74 | 0.60 | 0.44 | 0.52 | 0.23 | 0.60 | 0.42 | 0.07 |
| $\frac{rMg}{rCl}$ | | 0.32 | 0.53 | 0.67 | 0.55 | 0.37 | 0.42 | 0.39 | 0.35 | 0.27 | 0.39 | 0.38 | 0.20 | 0.36 | 0.22 | 0.01 |
| $\frac{rCa}{rCl}$ | | 1.30 | 1.14 | 1.34 | 1.00 | 1.19 | 0.80 | 0.66 | 0.47 | 0.44 | 0.88 | 0.72 | 1.23 | 0.62 | 0.53 | 0.20 |
| $\frac{rNa}{rK}$ | | 1.52 | 5.35 | 10.58 | 9.67 | 7.25 | 16.00 | 2.03 | 1.71 | 1.02 | 8.45 | 21.50 | 16.00 | 6.20 | 13.50 | 47.90 |
| $[rCa (rCO_3H)^2]^{1/3}$ | | 1.32 | 0.53 | 0.56 | 0.29 | 0.70 | 0.34 | 0.53 | 0.53 | 0.73 | 0.33 | 0.22 | 0.54 | 0.30 | 0.29 | 1.38 |

- A relação rNa/rK muito elevada para a água quente (47.9) é reveladora da adsorção do K em argilas e silicatos. Para as águas frias é possível identificar dois grupos com base naquela relação. Um com valores inferiores a 2.0 e outro com valores compreendidos entre 5.4 e 21.5. O primeiro grupo diz respeito ao conjunto de águas que temos vindo a supôr contaminadas em K. O segundo grupo, com um valor médio de 12 está ainda assim fora do intervalo que grande número de aquíferos próximos da área de recarga apresentam e que é 15 a 25 (White; 1963, in Mandel; 1981). Não encontramos qualquer relação evidente daqueles valores, com aumento de potássio por poluição ou diminuição de Na^+ por permuta com Ca^{2+} .

O índice $(rCa/(rHCO_3)^2)^{1/3}$ é proporcional ao conteúdo em CO_2 dissolvido de equilíbrio e quando ocorre uma redução de sulfatos é usual crescer (Custódio & Lhamas; 1983). Na ausência de fenómenos de redução, o seu aumento pode ser um indicador de poluição (ibidem). Estas explicações poderão ajustar-se às duas águas que se destacam no valor daquele índice : água termal (1.38) e água SG 1 (1.32).

Escolhemos para análise este conjunto de relações, pois permitem inferir a provável evolução química da água termal por acção de fenómenos modificadores como a permuta iónica. Simultaneamente evidencia as acentuadas diferenças entre as águas frias e as termais.

7.7 - Análise Factorial

A análise factorial como técnica estatística multivariada é extremamente poderosa, principalmente porque não limita o número ou o tipo de variáveis usadas. Aqui reside uma vantagem quando os dados a tratar são por exemplo de natureza hidroquímica (concentrações de diferentes espécies químicas, pH, condutividade, temperatura, etc.).

Esta técnica habilita o investigador a manipular mais variáveis que as técnicas gráficas tradicionais como os diagramas (Stiff, Piper por ex.), que apenas representam parte da composição química das amostras.

Outra vantagem da aplicação da análise factorial à interpretação de fácies hidroquímicas decorre do facto que a variabilidade de espécies químicas existentes em pequenas concentrações não é "abafada" pela variabilidade das espécies existentes em quantidades muito superiores.

A principal linha de força desta técnica consiste em reduzir um grande conjunto de variáveis a subconjuntos homogéneos de variáveis, com correlações relativamente elevadas entre si e bastante independentes do resto das variáveis. Os subconjuntos formam o que se convencionou chamar factores ou nuvens ("clusters").

Consegue-se através desta estrutura simples fazer uma mera descrição dos dados, comprovar hipóteses estabelecidas à priori ou ainda sugerir novas hipóteses.

7.7.1 - Breve revisão da metodologia

Numa curta revisão da metodologia indicaremos a sequência das principais operações usadas na análise factorial e que integram o programa de computador que utilizámos.

Os dados são dispostos em forma matricial, figurando em colunas as variáveis (parâmetros físico-químicos das águas) e as linhas correspondem às amostras que se pretendem analisar (indivíduos).

Porque nem todas as variáveis se expressam nas mesmas unidades é necessário padronizar os dados originais. Esta operação torna as variáveis adimensionais e confere-lhes distribuição normal. Cumprem-se as condições para obtenção da matriz dos coeficientes de correlação que são uma medida da

interdependência para todos os pares de variáveis, ou antes e melhor, uma medida de quão cabalmente a variância de cada variável é explicada por relações com cada uma das restantes (covariância entre as variáveis).

Todos os procedimentos seguintes para investigação das interrelações entre variáveis são baseados na matriz de correlações pelo que, neste caso, se diz ser a análise factorial feita em modo R.

Aplicando à matriz de correlações uma factorização pelo método das componentes principais ("eigenvectors"), obtêm-se os factores. Estes mais não são do que combinações lineares das variáveis:

$$F_i = a_{i1} x_1 + a_{i2} x_2 + \dots + a_{in} x_n$$

em que:

F_i é o i ésimo factor

x_j são as variáveis (j varia de 1 a n) e os

a_{ij} são coeficientes que reflectem o peso

("loading") de cada variável no factor.

É tanto mais importante a contribuição de determinada variável na definição de um factor quanto maior for o seu "loading".

A fórmula que permite a obtenção de uma solução factorial única, princípio da parcimónia científica, consiste na imposição de algumas condições aos factores que se obtêm. Estas são: cada um destes factores deverá explicar a maior quantidade possível da variância total da matriz de correlações e que cada factor seja ortogonal aos demais. Isto quer dizer que a variância explicada por cada factor irá decrescendo do primeiro ao último factor e que os factores não se correlacionam entre si sendo independentes. O único problema é que a partir de uma matriz de dimensão n a aplicação deste método conduzirá também à obtenção de n factores. A solução consiste em eliminar alguns dos factores. Como aqueles aparecem ordenados de maior a menor

variância explicada, procura-se estabelecer o ponto a partir do qual os restantes factores são desprezados. O critério analítico mais corrente é o de eliminar todos os factores com variância inferior a um, pois consideram-se factores específicos ou residuais.

A última operação da análise factorial é a aplicação aos factores seleccionados duma rotação de eixos segundo o critério Varimax.

Pretende-se a obtenção de uma matriz factorial, em que cada coluna representa um factor e as linhas referem-se às variáveis, com uma estrutura simples, no sentido em que os "factor loadings" tendam para o valor zero ou para o valor um, permitindo uma interpretação mais fácil dos factores.

A matriz factorial que se obtém após rotação possui semelhanças com a matriz antes da rotação: os "loadings" representam correlações entre as variáveis e os factores e as communalidades para cada variável são idênticas antes e depois da rotação. A diferença verifica-se na distribuição da variância por factores. Há uma transferência da variância explicada, do primeiro para os factores seguintes.

A interpretação da matriz factorial após rotação é feita de igual maneira à matriz factorial original. Assim:

- Os elementos da matriz são correlações entre um factor e uma variável ("factor loadings").

- O quadrado de um coeficiente indica a variância de uma variável explicada por um factor.

- A soma dos quadrados dos "factor loadings" para cada variável é a communalidade e indica a proporção da variância total da variável explicada pelos factores.

- A soma dos quadrados dos "loadings" para um factor, representa a variância do mesmo. Este valor antes da rotação é denominado valor próprio ("eigvalue").

- A divisão da variância de um factor pelo número total das

variáveis em estudo, determina a proporção da variância total dos dados explicada pelo factor.

Finalmente, a importância de cada factor em cada amostra (indivíduo), é dado pelos "scores".

"Scores" inferiores a -1 ou maiores que +1, sugerem amostras essencialmente não afectadas ou mais afectadas, respectivamente, pelos processos químicos representados pelos factores.

Foi um exame necessariamente breve da metodologia seguida pela análise factorial. Não houve preocupação de proporcionar informação mais detalhada sobre a fundamentação teórica desta técnica, assunto complexo e indescritível em poucas linhas. Referência particular a Davis (1973) para tratamento desta matéria. Exemplos de aplicação na área da hidrogeologia são dados por Dawdy & Feth (1967), Dalton & Upchurch (1978), Lawrence & Upchurch (1982), Almeida (1985) e Velho (1989).

7.7.2 - Análise dos resultados

As 14 análises químicas das águas regionais e a da água termal, foram submetidas a análise estatística multivariada. Todas as amostras de águas analisadas, estão relacionadas sob o ponto de vista geológico mas pensamos que o mesmo não se passa hidrologicamente.

Foram 11 as variáveis utilizadas nesta análise: condutividade, temperatura, pH, Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , SiO_2 . Excluíram-se as variáveis que se sabe à priori estarem muito correlacionadas, casos como o resíduo seco com a condutividade, a alcalinidade com os bicarbonatos ou ainda o CO_2 com o pH e o conteúdo em bicarbonatos, pois não contribuiriam com informação nova.

Para os elementos deste estudo, a matriz dos coeficientes de correlação é dada no quadro 7.IX, a matriz factorial após rotação e a percentagem de comunalidade, no quadro 7.X e no quadro

7.XI são fornecidos os "scores" das amostras relativamente a cada factor.

A análise factorial indica três tendências, agrupadas em três factores, que no conjunto explicam 95% da variância total dos dados tratados.

7.7.2.1 - Factor I

Este factor, que inclui a temperatura, pH e os elementos Na^+ , HCO_3^- e SiO_2 , é responsável por 44.1% da variância total e indica correlação positiva entre todas as variáveis do factor.

Todavia, este factor apenas apresenta um "score" elevado (3.53) para uma amostra, a da água termal. Os "scores" para as outras amostras, variando entre -0.67 e 0.22, indicam tratar-se de águas essencialmente não afectadas pelo processo que o factor I representa, ou seja, a de uma água com composição (bicarbonatada sódica e elevado teor em sílica dissolvida) dependente de variáveis como a temperatura e o pH. Confrontem-se as elevadas correlações entre as variáveis apontadas.

7.7.2.2 - Factor II

O factor II mostra que 33.6% da covariância nas propriedades do sistema, pode ser explicada pelas variâncias dos elementos Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^- , Cl^- e da condutividade que com eles se correlaciona fortemente.

Representa águas sulfatadas e/ou cloretadas, ricas em cálcio e/ou magnésio.

A elevada correlação dos iões sulfato com os iões cálcio e magnésio, indica por outro lado, a associação entre estes elementos.

Quadro 7.X - Matriz dos coeficientes de correlação.

| | Cond. | Temp. | pH | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | HCO ₃ ⁻ | SO ₄ ²⁻ | Cl ⁻ | SiO ₂ |
|-------------------------------|-------|--------|--------|-----------------|----------------|------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|
| Cond. | 1 | | | | | | | | | | |
| Temp. | 0.034 | 1 | | | | | | | | | |
| pH | 0.260 | 0.792 | 1 | | | | | | | | |
| Na ⁺ | 0.455 | 0.872 | 0.830 | 1 | | | | | | | |
| K ⁺ | 0.697 | -0.177 | 0.093 | 0.185 | 1 | | | | | | |
| Ca ²⁺ | 0.690 | -0.347 | -0.076 | -0.071 | 0.230 | 1 | | | | | |
| Mg ²⁺ | 0.678 | -0.476 | -0.282 | -0.180 | 0.265 | 0.821 | 1 | | | | |
| HCO ₃ ⁻ | 0.309 | 0.907 | 0.866 | 0.959 | 0.112 | -0.125 | -0.363 | 1 | | | |
| SO ₄ ²⁻ | 0.898 | -0.347 | -0.024 | 0.064 | 0.674 | 0.834 | 0.824 | -0.063 | 1 | | |
| Cl ⁻ | 0.969 | 0.190 | 0.382 | 0.583 | 0.667 | 0.566 | 0.571 | 0.432 | 0.778 | 1 | |
| SiO ₂ | 0.003 | 0.972 | 0.795 | 0.870 | -0.267 | -0.326 | -0.463 | 0.905 | -0.373 | 0.151 | 1 |

Quadro 7.XI - "Loadings" de cada variável nos três factores e percentagem de comunalidade.

| Variável | "Loadings" Após Rotação | | | Percentagem De Comunalidade |
|-------------------------------|-------------------------|-----------|------------|-----------------------------|
| | Factor I | Factor II | Factor III | |
| Cond. | 0.26 | 0.79 | -0.54 | 99.0 |
| Temp. | 0.95 | -0.21 | 0.11 | 95.9 |
| pH | 0.89 | 0.01 | -0.10 | 80.7 |
| Na ⁺ | 0.96 | 0.10 | -0.20 | 97.5 |
| K ⁺ | -0.03 | 0.22 | -0.97 | 99.4 |
| Ca ²⁺ | -0.14 | 0.94 | 0.00 | 90.8 |
| Mg ²⁺ | -0.31 | 0.91 | -0.06 | 92.7 |
| HCO ₃ ⁻ | 0.97 | -0.03 | -0.14 | 96.9 |
| SO ₄ ²⁻ | -0.12 | 0.85 | -0.49 | 97.2 |
| Cl ⁻ | 0.40 | 0.70 | -0.55 | 95.2 |
| SiO ₂ | 0.95 | -0.18 | 0.20 | 98.7 |

Quadro 7.XII - "Scores" das diferentes amostras

| Amostra | Factor I | Factor II | Factor III |
|------------|----------|-----------|------------|
| SG 1 | 0.22 | 1.20 | -1.03 |
| SG 2 | -0.26 | 1.22 | 0.68 |
| SG 3 | -0.15 | 2.02 | 0.97 |
| SG 4 | -0.18 | 0.55 | 0.62 |
| SG 5 | -0.16 | 0.58 | 0.64 |
| SG 6 | -0.35 | -0.52 | 0.48 |
| SG 7 | -0.15 | 0.33 | -0.54 |
| SG 8 | -0.28 | -0.08 | -1.22 |
| SG 9 | -0.10 | -0.05 | -2.80 |
| SG 10 | -0.53 | -0.08 | 0.31 |
| SG 11 | -0.67 | -1.28 | 0.42 |
| SG 12 | -0.17 | -0.90 | 0.47 |
| SG 13 | -0.59 | -1.18 | 0.27 |
| SG 14 | -0.17 | -1.37 | 0.47 |
| Ág. Termal | 3.53 | -0.45 | 0.28 |

7.7.2.3 - Factor III

Sugere que o K^+ com "loading" muito elevado mas negativo (-0.97), varia independentemente dos outros constituintes do sistema.

Cl^- , SO_4^{2-} e a condutividade são também incluídos, secundariamente, neste factor, com "loadings" negativos.

Permite a fácil separação das amostras fortemente "contaminadas" em K^+ , como parecem ser as águas SG 1, SG 7, SG 8, e SG 9. Mais intrincado é o isolamento das provavelmente "contaminadas" em Cl^- e SO_4^{2-} .

Grupo relativamente homogéneo é o das águas junto à nascente termal (SG 11, SG 12, SG 13 e SG 14). Apresentam "scores" negativos para o factor II e positivos em relação ao factor III. São as menos mineralizadas e de concentrações mais baixas nos elementos que se presume poderem resultar de alguma contaminação.

Outro tanto não acontece para as amostras SG 2, SG 3, SG 4, e SG 5, mais mineralizadas e com "scores" positivos para os factores II e III. Neste grupo, distinguem-se dois subgrupos: as amostras SG 2 e SG 3 que apresentam "scores" maiores que 1.0 para o factor II e inferiores a 1.0 para o factor III, reflectindo diferentes graus de resposta das águas aos processos identificados por cada um dos factores; e "scores" idênticos para qualquer dos factores nas amostras SG 4 e SG 5.

Em síntese, poderemos referir que o factor I reflecte o controlo litológico e hidrológico (circulação profunda) para a água termal.

Conjuntamente, os factores II e III permitem detectar a já suposta contaminação agrícola de algumas águas regionais.

Contudo, não é possível estabelecer para os sulfatos e cloretos os níveis de contaminação na maior parte das amostras. É o que sucede, mais marcadamente, com as amostras SG 2, SG 3, SG 4, SG 5 e SG 6, com "scores" por vezes muito semelhantes para os dois factores.

Julgamos que, a par da contaminação agrícola, poderá haver contribuição de sulfatos e cloretos de águas mais mineralizadas, originárias de zonas de falha e que invadiriam os aquíferos mais superficiais, sem atingirem a superfície para formar nascentes. Já anteriormente chamámos a atenção para o facto de algumas amostras terem sido colhidas em áreas muito fracturadas e falhadas. Neste caso, a oxidação de pirite, mineral que se reconheceu em algumas estruturas da área estudada, poderia ser apontada como responsável pela ocorrência de concentrações por vezes algo importantes do ião sulfato. Cálcio e magnésio

podem incorporar a composição química destas águas, por alteração de minerais silicatados comuns nas rochas graníticas.

Porventura, a mais importante conclusão a tirar da interpretação hidrogeoquímica e da apreciação dos resultados da análise factorial é o reconhecimento do ponto de vista químico de processos distintos na aquisição da composição da água quente versus águas frias. A água quente provém de um sistema dinâmico em que se a dissolução dos elementos a partir da rocha, favorecida pela temperatura altera o equilíbrio, fenómenos como troca de bases e precipitação de minerais alterados têm o efeito oposto, isto é, tendem a restabelecer o equilíbrio do sistema. A grandeza relativa destes dois conjuntos de processos determina o maior ou menor afastamento do equilíbrio final atingido pelo sistema. Obviamente, o primeiro processo tende a dominar em aquíferos pouco profundos onde o resultado final é o de uma água não equilibrada, como são as águas frias analisadas.

GEOTERMOMETRIA

(Temperatura de Base da Água Termal)

8.1. - Tipos de geotermómetros

Muitos geotermómetros químicos têm sido propostos nas últimas três décadas, baseados principalmente em dois tipos de reacções dependentes da temperatura: solubilidades (geotermómetros da sílica) e reacções de troca de base (geotermómetros Na-K e Na-K-Ca). Constituem o grupo de geotermómetros "clássico", amplamente testados e aplicados, mormente em campos geotérmicos de elevada entalpia (temperaturas superiores a 150 °C). Constitui exemplo do que ficou expresso, as restrições impostas à aplicação de alguns geotermómetros a intervalos de temperatura específicos, muitas vezes não observados, ou a utilização imprudente de indicadores calibrados com dados provenientes de áreas com elevadas temperaturas. Resulta então frequentemente, uma sobrevalorização das potencialidades térmicas do sistema hidrotermal.

Em parte, na tentativa de ultrapassar os inconvenientes referidos, outros geotermómetros têm sido apresentados, uma vez estarem os recursos geotérmicos de baixa entalpia a ser objecto de maior atenção há já alguns anos. Alguns desses geotermómetros destacados neste trabalho são os de Na-Li, Li, Mg-Li e K-Mg, pese embora a sua aplicação ao nosso caso não parecer possível.

Uma palavra para novas metodologias na estimativa da tempe-

ratura da água no reservatório termal. Perpetua-se o uso da temperatura como factor primário na aquisição da composição química da água e constrói-se o modelo geotermométrico com base no cálculo de índices de saturação da água com uma associação de minerais que, se presume existirem na matriz da rocha em profundidade Michard et al.;1981; Michard et al.; 1983; Arnórsson;1983 ; D'Amore; 1987 ; G. Michard et al.;1989).

8.2 - Geotermómetros químicos

Os geotermómetros químicos representam a mais importante ferramenta na estimativa da temperatura profunda da água, i.é, no reservatório, a partir da composição química na emergência.

O seu emprego está porém condicionado à observância de certas condições base, discutidas detalhadamente por Fournier, White & Truesdell (1974) e enumeradas a seguir:

1 - A concentração dos elementos dissolvidos na água utilizados como geotermómetros, é controlada por reacções entre a água e a rocha em profundidade e dependentes da temperatura.

2 - A rocha reservatório fornecerá quantidades adequadas dos vários elementos reagentes.

3 - Deverá estabelecer-se equilíbrio entre a água e a rocha em profundidade, à temperatura no reservatório.

4 - Após a água deixar o reservatório os elementos usados na geotermometria não deverão experimentar reequilíbrios com a rocha confinante.

5 - No seu percurso ascensional, admite-se não ocorrer mistura entre a água termal e águas de infiltração frias. Se tal acontecer, deverá ser possível avaliar as consequências da mistura.

Para o nosso caso há indícios de, na generalidade, tais suposições serem cumpridas. A saber:

1) e 3) - O controlo geológico-tectónico e as propriedades

físico-químicas adquiridas pela água termal de Sangemil, testemunham a favor dum tempo de residência suficientemente grande no reservatório profundo, que permita a realização de reacções entre a rocha e a água que atinjam equilíbrios dependentes da temperatura.

2) - Trata-se fundamentalmente de minerais de sílica e feldspatos. Os granitos como rochas reservatório, não deverão apresentar limitação quantitativa ao fornecimento dos referidos minerais.

4) - Reconhece-se ser dificilmente comprovável que não ocorra variação da composição química a temperaturas inferiores às de equilíbrio. Facto positivo na redução ao mínimo dos fenómenos de troca de bases é o circuito hidrotermal estar instalado numa área que apresenta uniformidade litológica. No entanto, não será de omitir a diminuição de temperatura e variações do pH que teriam sobretudo influência na química do ião cálcio. Contudo é muito pequena a concentração deste cation na água de Sangemil.

5) - Um dado susceptível de analogia sem levantar dúvidas quanto à validade do processo de determinação em diferentes épocas, é o da temperatura. Constitui o parâmetro físico sobre o qual se dispõe de maior número de medidas.

| | |
|-------------------------------------|---------|
| Francisco Tavares (1810) | 49 °C |
| Fonseca Benevides (1812) | 49 °C |
| Alfredo Luís Lopes (1892) | 49 °C |
| Ferreira da Silva (1893/Dez.) | 46.3 °C |
| Egas Pinto Basto (1936/Jul.) | 51 °C |
| João de Almeida (1969/Fev.) | 49.5 °C |
| D.G.G.M. (1985/Junho) | 49.5 °C |

Os valores apresentados não revelam diferenças significativas (à excepção da determinação em Dezembro de 1893) concluindo-se que desde início do século passado este parâmetro se tem

mantido constante.

Foi realizado o controlo de alguns parâmetros físico-químicos e do caudal de Outubro de 1989 a Abril de 1990 e dá-se conta dos resultados em representação gráfica na figura 8.1. As ligeiras variações reveladas pelas diferentes características físicas e químicas poderão significar contaminação com água do rio, já que o isolamento da água termal não é completamente conseguido pela "captação" existente, tendo-se encontrado frequentemente submersa por grandes períodos de tempo durante o Inverno (estampas IV e V). As medidas reportadas foram obtidas no orifício de descarga durante os períodos de emersão.

O caudal que quase duplica no decurso do referido período de observação, prende-se com o aumento da carga hidráulica do rio correspondente à subida do nível das águas e por aumento da pressão hidrostática nas fracturas que de alguma maneira confinam a circulação ascendente da água na "falha termal".

Denomina-se índice de variabilidade de uma nascente a relação entre o seu débito máximo e mínimo. Aqui toma o valor 2 e convencionou-se designar nascentes com débito constante as que apresentem índices de variabilidade de 1 a 2 (Schoeller; 1962 pág. 500). Podemos então considerar constante o regime de descarga da nascente termal de Sangemil, para o referido intervalo de tempo.

Os valores da temperatura não são de grande fiabilidade porque não dispusemos de um termómetro de "máximas".

Obviamente, conclusões mais definitivas só seriam possíveis com observações das referidas flutuações em períodos de maior extensão. Mas com os elementos apresentados que inegavelmente possuem valor intrínseco é difícil vislumbrar a possibilidade de hibridização significativa da água termal com águas frias de circulação pouco profunda na zona mais superior do circuito ascendente.

A corroborar a ausência de mistura está a congruência nos resultados de três análises químicas realizadas em épocas dife-

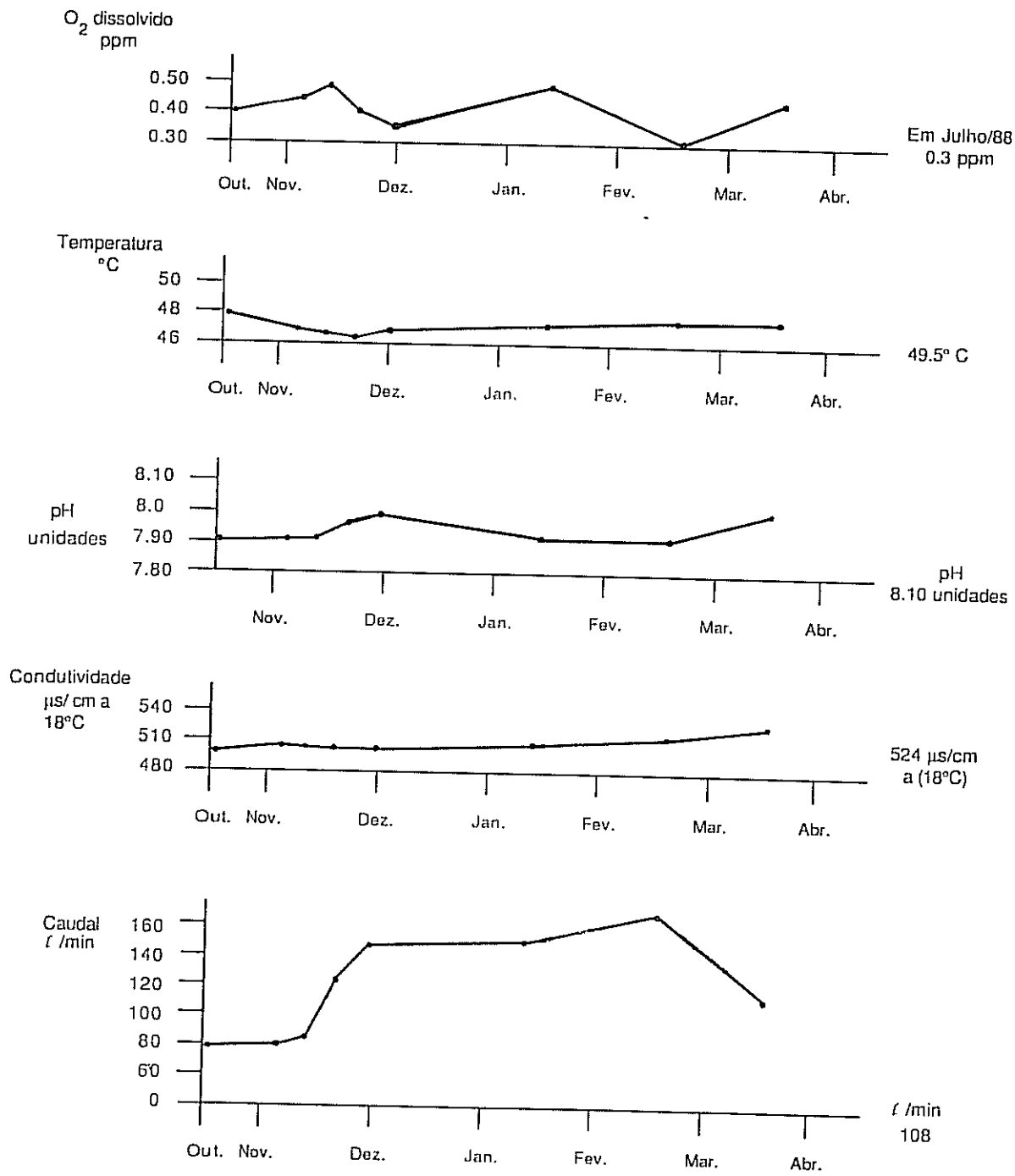


Figura 8.1 - Controlo de parâmetros físico-químicos e do caudal no período Outubro (1989) - Abril (1990).

rentes, cobrindo um período de vinte anos. A representação no diagrama de Schoeller-Berkaloff das análises (fig. 8.2), põe em evidência variação dos teores de magnésio, cálcio e potássio em relação aos restantes elementos. De notar que as quantidades destes elementos na água de Sangemil são muito pequenas, pelo que as variações detectadas poderão estar ligadas a erros inerentes à própria técnica analítica e/ou às circunstâncias de colheita, acondicionamento ou tratamento das amostras anteriores às análises. Cremos que o factor preponderante teria sido as condições hidrológicas existentes à data de colheita. Duas das recolhas foram realizadas em Fevereiro (1969 e 1989). Porém, a primeira metade do inverno de 88/89 foi particularmente seco, com valores de precipitação muito inferiores aos de um ano hidrológico normal. Logo, as condições de colheita desta amostra estarão muito próximas das verificadas em Junho. A maior aproximação entre os resultados de 1985 e 1989 suportam este raciocínio.

8.2.1 - Considerações geotermométricas

Os valores de temperatura de base, calculados mediante os diferentes geotermómetros e calibrados a que se fará referência, encontram-se nos quadros 8.I, 8.II, e 8.III. As fórmulas utilizadas estão no anexo 3.

Utilizam-se, para efeitos comparativos, as composições químicas reveladas nas análises de 1969, 1985 (anexo 2) e 1989.

8.2.1.1 - Geotermometria baseada no teor de SiO_2

Os geotermómetros da sílica baseiam-se na solubilidade crescente dos polimorfos de SiO_2 com o aumento de temperatura, cujas reacções podem ser escritas:

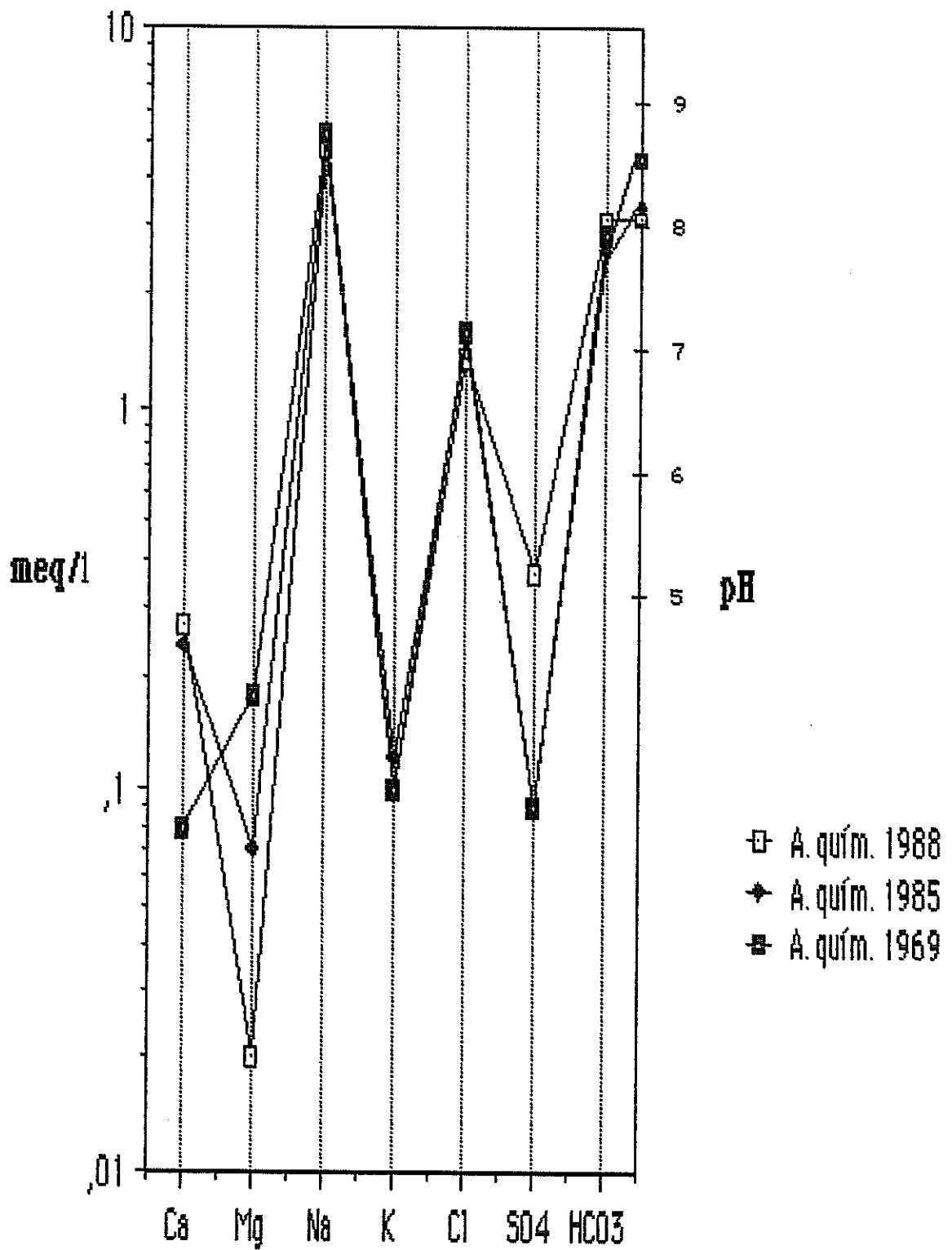


Figura 8.2 - Evolução da composição química da água termal.



O conteúdo em SiO_2 dissolvida da água de Sangemil, mostra sobresaturação com respeito ao equilíbrio com as variedades alotrópicas quartzo e calcedónia, para a temperatura na emergência. Esta sobresaturação pode pensar-se resultar do arrefecimento condutivo da água ao longo do trajecto ascendente após deixar o reservatório, admitindo que o equilíbrio inicial ficou "congelado".

Os resultados dos geotermómetros (quadro 8.I) sugere os seguintes comentários:

- Perfeita concordância entre os valores obtidos utilizando as análises químicas de 1985 e 1989 e, temperaturas mais baixas, em média 10 °C para as estimativas feitas com base na análise de 1969. Isto traduz a ligeira diluição por águas frias já referida anteriormente.

- Existência de dois grupos de valores, segundo se empreguem as equações que prevêm o controle do teor em SiO_2 dissolvida pela calcedónia ou pelo quartzo.

- Uniformidade de resultados para cada grupo, fazendo uso dos calibrados empíricos de Fournier & Truesdell (1974); Truesdell (1976); Tardy, Dubessy & Plot (1977); Michard (1979); ou Arnórsson (1983) diversamente testados em situações muito distintas. Valor mais baixo, mas perfeitamente aceitável é o dado pelo geotermómetro experimental proposto por Siever (1962).

Para determinados intervalos de temperatura é difícil estabelecer regras que especifiquem qual das duas formas polimórficas de sílica controla a solução aquosa, sendo hoje correntemente aceites as seguintes generalizações:

Quadro 8.I - Geotermômetros da sílica (temperaturas em °C)

* arrefecimento condutivo

+ arrefecimento adiabático

| ANÁLISE QUÍMICA | QUARTZO | | | | | | | | CALCEDÔNIA | | | | |
|-----------------|--------------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------------|----------------------|--------------------------------|---------------|-----------------|------------------------------|----------------------|---------------|----------------------|----------------------|
| | Siever, 1962 | * Fournier & Truesdell 1974 | + Fournier & Truesdell 1974 | * Truesdell, 1976 | + Truesdell, 1976 | Tardy, Dubessy & Plot, 1977 | Richard, 1979 | Arnórsson, 1983 | Fournier & Truesdell 1974 | * Truesdell, 1976 | Richard, 1976 | * Arnórsson, 1983 | + Arnórsson, 1983 |
| 1989 | 121 | 131 | 128 | 131 | 129 | 127 | 133 | 122 | 104 | 103 | 103 | 103 | 104 |
| 1985 | 122 | 131 | 128 | 131 | 129 | 127 | 132 | 122 | 104 | 102 | 103 | 103 | 103 |
| 1969 | 109 | 121 | 119 | 121 | 120 | 117 | 122 | 111 | 92 | 91 | 91 | 92 | 94 |

i) Para a maioria das águas naturais, a solubilidade do quartzo parece governar a concentração em sílica nos reservatórios com temperaturas superiores a 150 °C (Fournier;1981) e poderá ser o mineral controlador para alguns terrenos graníticos até temperaturas da ordem dos 90 °C (C. Fouillac, oral commun. 1977; in Fournier; 1981), estando o equilíbrio entre a fase sólida e a solução aquosa controlada pela calcedônia para temperaturas inferiores.

ii) Stefán Arnórsson (1975, 1983) estabelece que, para as áreas de natureza basáltica da Islândia, a calcedônia pode controlar a quantidade de sílica na água em profundidade até à temperatura de 180 °C, desempenhando esse papel o quartzo para temperaturas superiores.

Na impossibilidade de estabelecer com rigor qual dos minerais controla distintivamente a concentração em sílica, podendo até acontecer estarem os dois envolvidos no equilíbrio, parece-

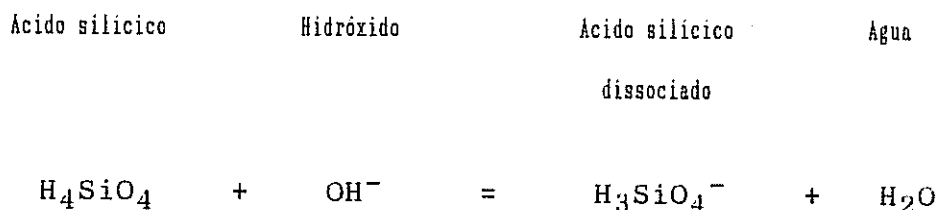
nos razoável o uso das temperaturas fornecidas pelos geotermómetros de SiO₂-Quartzo (133 °C) e SiO₂-Calcedónia (103 °C) como intervalo balizador da temperatura em profundidade da água termal de Sangemil.

8.2.1.1.1 - Efeito do pH

A sílica dissolvida numa água está na realidade presente sob a forma de ácido silícico (H₄SiO₄) e como espécie dissociada (H₃SiO₄⁻).

Os valores reportados nas análises químicas como sílica dissolvida correspondem pois ao somatório das espécies dissociada e neutra.

A existência de H₃SiO₄⁻ deve-se à reacção do ião hidróxido com o ácido silícico, segundo a equação química:



pelo que, a adição desta espécie dissociada à solução está dependente do pH da água e não da temperatura como o suposto para os geotermómetros da sílica.

Assim, à concentração de sílica determinada em laboratório (H₄SiO₄ + H₃SiO₄⁻), deverá reduzir-se o conteúdo em H₃SiO₄⁻ adicionada por efeito do pH, para obtenção de uma estimativa mais acurada da temperatura no reservatório.

Na figura 8.3, representa-se a tracejado os valores do pH para os quais a solubilidade do quartzo aumenta 10% em relação à sua solubilidade numa água com um pH de 7.0 (Fournier 1981).

Um aumento de 10% na sílica dissolvida para uma solução a 100 °C, requer um pH de 8.2 (valor muito próximo do pH à

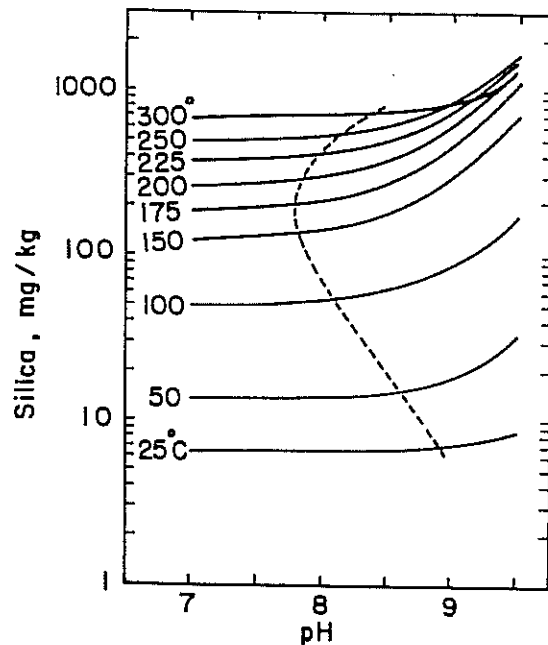


Figura 8.3 - Efeito do pH sobre a solubilidade do quartzo para temperaturas dos 25° aos 350°C, usando dados experimentais (in Fournier; 1981).

temperatura na emergência da água de Sangemil). Com base nestes valores, as temperaturas fornecidas pelos geotermômetros da sílica (quartzo ou calcedónia), deveriam ser diminuídas em média de 6 °C.

Trata-se de uma correcção muito simplista que pressupõe um pH no reservatório termal igual ao da temperatura na emergência, podendo tal não acontecer. Consideramos também a mesma taxa de adição quer se trate de quartzo, para o qual os valores apresentados foram determinados, quer da calcedónia.

É difícil fazer uma estimativa do pH em profundidade; contudo, se o pH for controlado pela hidrólise dos feldspatos, muito provavelmente os valores estarão abaixo dos 7.5 devido ao efeito tampão dos iões H⁺ nas reacções de hidrólise (Fournier; 1981). A subida dos valores do pH ocorrerá, após a água deixar o

reservatório devido ao arrefecimento.

Brook et al. (1978) sugerem que as correcções para a dissociação do ácido silícico só devam ser feitas quando fornecem temperaturas superiores a 10 °C.

O valor por nós encontrado (6 °) está dentro dum intervalo de variação das temperaturas admissível, pelo que não efectuaremos qualquer correcção.

8.2.1.2 - Geotermometria baseada na relação Na/K

A geotermometria dos alcális fundamenta-se no equilíbrio entre feldspatos alcalinos, estabelecido pela reacção termométrica:



A partir da interpretação geral dada pela equação referida, diversas fórmulas empíricas são sugeridas na bibliografia. Recorremos às propostas por: White & Ellis (1965, 1970) in Truesdell (1976); Fournier & Truesdell (1973) in Truesdell (1976); Michard & Fouillac (1976) que indicam duas equações segundo se considere o par Feldspato K - Albite ou Feldspato K - Plagioclase, concluindo que se os valores obtidos pelos dois geotermómetros forem aceitáveis, as plagioclases em jogo serão pouco cálcicas, próximas da albite de baixa temperatura; Michard (1979); Fournier (1981) e Arnórsson (1983).

Os diversos autores são unânimes em considerar que estes geotermómetros funcionam bem para temperaturas superiores a 180 - 200 °C, desencorajam a sua aplicação para valores inferiores a 100 °C e naquele intervalo recomendam o seu uso com muita prudência, o que se compreende, uma vez ser mais difícil assumir

equilíbrio químico a baixas temperaturas que a temperaturas elevadas.

A grandeza do erro que se poderá cometer fica demonstrado aplicando-os a águas frias ou levemente termais não equilibradas, i.é, águas em que a razão Na/K (ppm) é determinada após dissolução dos feldspatos por leixivamento mais do que equilíbrio químico; os valores daquela relação tendem para os encontrados nas rochas associadas. Temperaturas entre os 208 e os 1352°C, para valores da relação Na/K indo de 0.6 a 11.0 (valor médio 5.0) são obtidos por aplicação destes geotermómetros às águas frias da região de Sangemil.

O mais significativo afastamento da razão Na/K para a água termal (28.26), aliado a outras características (elevado pH, maior concentração de SiO₂, baixo valor de Ca e Mg, termalidade manifesta na emergência), faz supor tratar-se de uma água que adquiriu equilíbrio com os minerais de alteração. Assim, na situação em análise, a água ter-se-ia equilibrado com os feldspatos e as concentrações relativas dos catiões Na e K na solução aquosa governadas pela temperatura.

Os resultados obtidos pela aplicação do geotermómetro de Na/K (quadro 8.II) indicam pequenas diferenças quando aplicados às análises químicas de 1969, 1985 e 1989, mas apreciável homogeneidade para cada análise se exceptuarmos: - o valor obtido pelo calibrado de Fournier (1981), que deverá ser anulado, pois o critério do intervalo de temperatura inviabiliza a sua aplicação ($t > 150$ °C) e a menos que outros indicassem temperaturas daquela ordem de grandeza; - os desvios inerentes à consideração do equilíbrio se ter produzido entre diferentes pares de feldspatos.

Na globalidade as temperaturas calculadas tendem para as obtidas pelo geotermómetro SiO₂ - Calcedónia.

Embora menos afectado que o geotermómetro de sílica por diluição da água termal com águas frias de circulação pouco profunda, desde que estas possuam uma concentração pequena dos elementos alcalinos Na e K, em comparação com os existentes na

Quadro 8.II - Geotermómetros de Na-K; Na-K-Ca; e Na-K-Ca-Mg.

--- Fora das condições de aplicação

| ANÁLISE QUÍMICA | Na-K | | | | | | | | Na-K-Ca | | Na-K-Ca-Mg | |
|-----------------|---|------------------------------|----------------------------|----------------------------|---------------|---------------|----------------|-----------------|--|-------------|---------------------------|-------------|
| | White & Ellis, 1970 (in Truesdell, 1976) | Fournier & Truesdell 1976 | Richard & Pouillac 1976 | Richard & Pouillac 1976 | Richard, 1979 | Richard, 1979 | Fournier, 1981 | Arnórsson, 1983 | Fournier & Truesdell 1973 Fournier, 1981 | | Fournier & Potter 1981 | |
| | | | | | | | | | $\beta=4/3$ | $\beta=1/3$ | $\beta=4/3$ | $\beta=1/3$ |
| 1989 | 98 | 88 | 97 | 122 | 97 | 108 | 142 | 109 | 98 | 134 | --- | --- |
| 1985 | 108 | 99 | 107 | 133 | 109 | 120 | 151 | 118 | 108 | 141 | 95 | 127 |
| 1969 | 90 | 80 | 92 | 117 | 91 | 102 | 135 | 101 | 131 | 139 | --- | --- |

água termal , a relação Na/K pode ser modificada por reacções de troca de base com os minerais argilosos e este facto poderá justificar as aludidas diferenças naquela razão com reflexo na temperatura calculada.

8.2.1.3 - Geotermometria baseada nos teores de Na-K-Ca e Na-K-Ca-Mg

Outro geotermómetro químico repetidamente usado na avaliação da temperatura no reservatório é o de Na-K-Ca (Fournier & Truesdell, 1973; Fournier, 1981), que contempla a participação do cálcio nas reacções de equilíbrio entre os aluminossilicatos e a solução aquosa.

Fundamentado numa relação empírica entre as concentrações Na/K, $Ca^{1/2}/Na$ e temperaturas conhecidas no reservatório (variando dos 4 aos 340 °C), tem a vantagem de quando aplicado a águas frias não se obterem estimativas de temperatura exageradamente elevadas, em detrimento, duma maior sensibilidade à diluição e

precipitação subsuperficial, por a concentração do Ca vir afectada da raiz quadrada.

Concentração elevada de magnésio ou valor elevado da relação Mg/Ca têm sido reconhecidos como indicadores qualitativos de temperaturas baixas no reservatório (White, 1970). Fournier & Potter (1979) mostraram que o geotermómetro Na-K-Ca proporciona resultados anormalmente elevados quando aplicados a águas ricas em Mg^{+2} . Apresentam então um método para cálculo da temperatura de correcção que deverá ser subtraída ao valor fornecido pelo geotermómetro Na-K-Ca.

Com o geotermómetro Na-K-Ca (para $\beta = 4/3$) os valores obtidos mostram-se, uma vez mais, em concordância com os fornecidos pela maioria dos outros geotermómetros (98 e 108 °C para as análises de 1989 e 1985 respectivamente). Exceptuam-se os valores fornecidos pela composição química revelada na análise de 1969 (139 °C para $\beta = 1/3$ e 131 °C para $\beta = 4/3$). Apresentando um valor da concentração em magnésio mais elevado que as outras análises, não é possível a aplicação da correcção para o citado elemento. São mais indicadores de uma hibridização da amostra colhida em 1969.

De igual modo, mas por motivos diferentes, a correcção para o magnésio não pode ser utilizada para a análise de 1989 pois apresenta um valor muito baixo para o conteúdo iónico deste elemento. A utilização do geotermómetro Na-K-Ca-Mg baixa o valor encontrado pelo do Na-K-Ca ($\beta = 4/3$) para 95 °C e com $\beta = 1/3$ para os 127 °C, no que respeita à análise de 1985.

8.2.1.4 - Outros geotermómetros

Dos restantes geotermómetros utilizados, merece destaque particular o de equilíbrio Albite - Anortite (Albert-Beltrán, 1975), cuja reacção de equilíbrio é: $CaAl_2Si_2O_8 + Na^+ \rightleftharpoons NaAlSi_3O_8 + Ca^{2+}$. Propositadamente desenvolvido para nascentes

Quadro 8.III - Geotermômetros: Albite-Anortite; Na-Li; Li;
Mg-Li e K-Mg.

---- Falta da concentração em Li (1969 e 1989)

| ANÁLISE QUÍMICA | Albite-Anortite | Na - Li | Li | Mg - Li | K - Mg |
|--------------------|------------------------|----------------------------|----------------------------|------------------------|------------------|
| | Albert-Oéltran 1975 | Fouillac & Michard 1981 | Fouillac & Michard 1981 | Kharaka et al. 1985 | Giggenbach, 1986 |
| 1989 | 108 | --- | --- | --- | 90 |
| 1985 | 110 | 303 | 169 | 152 | 77 |
| 1969 | 110 | --- | --- | --- | 63 |

termas em regiões graníticas (s.l.) da Espanha, fornece resultados concordantes com os geotermômetros de SiO₂, Na-K e Na-K-Ca. A sua aplicação à água de Sangemil não constitui exceção. A temperatura calculada para o reservatório termal de 108 - 110 °C é concordante com os valores obtidos pela maioria dos calibrados dos diferentes geotermômetros.

As equações propostas por Fouillac & Michard (1981) para os geotermômetros Na-Li, Li e a apresentada por Kharaka et al. (1985) para a relação Mg-Li, conduzem a resultados que são exagerados. Definidos empiricamente sem chegarem a conhecer exactamente a causa do comportamento daquelas relações, é opinião de diversos autores (D'Amore et al.; 1987) que os referidos geotermômetros não estão adequadamente calibrados, porque testados em muito poucas áreas, observando que em sistemas de baixa entalpia e particularmente nos de baixa salinidade, com concentrações de Li inferiores a 1 ppm, não é viável a sua utilização.

Inversamente, o geotermómetro K/Mg (Giggenbach et al.; 1983) fornece uma temperatura que se pode considerar baixa, face a

outras estimativas. Foi derivado empiricamente para o caso de águas com elevados conteúdos de potássio e magnésio e em que a concentração em sódio e cálcio dissolvidos não estão em equilíbrio com minerais (p. ex. águas cuja gênese inclui mistura com água do mar). As condições em Sangemil diferem das apontadas.

8.3 - Conclusão: Temperatura De Base Da Água De Sangemil

Da exposição anterior fica clara a coerência entre as temperaturas calculadas pelos diferentes calibrados dos geotermômetros baseados na SiO_2 e nos catiões Na, K, Ca e Mg. Em primeira aproximação, a estimativa no reservatório poderá ser fornecida pela média aritmética dos valores encontrados com as exceções já referidas. O valor médio referenciado à análise de 1985, que no conjunto apresenta maior invariabilidade, é de 115 ± 12 °C.

Por outro lado, as pequenas diferenças entre as temperaturas da maior parte dos calibrados dos geotermômetros de Na-K, Na-K-Ca (para $\beta = 4/3$), Albite - Anortite e a temperatura estimada pela calcedónia, poderá indicar que esta variedade controla a concentração de sílica nas amostras.

Em alternativa à utilização exaustiva do considerável número de geotermômetros citados, seleccionaríamos com base no conhecimento das condições que prevaleceram à obtenção e calibração das equações empíricas, os seguintes indicadores termométricos: Calcedónia (qualquer calibrado dos propostos pelos diversos autores); Na-K (Arnórsson, 1983); Na-K-Ca para $\beta = 4/3$ (Fournier, 1981) e Albite - Anortite (Albert-Beltrán, 1975). Este "refinamento", conduz a um valor médio para a temperatura de base da água termal de Sangemil de $110^\circ (\pm 10$ °C).

8.4 - Geotermómetros Termodinâmicos

8.4.1 - Fundamentos teóricos

A química das interacções água / rocha é em grande parte determinada por reacções condicionadas pelo estado da água (subsaturada, em equilíbrio ou sobresaturada em relação a uma fase sólida ou a um gás a determinada pressão) (Truesdell; 1974).

A avaliação do equilíbrio químico entre minerais e soluções, requer a determinação das actividades das espécies aquosas e conhecimento da solubilidade dos minerais presentes nas rochas. Trata-se duma avaliação naturalmente complicada pela consideração de todos os factores que afectam a actividade das espécies iónicas envolvidas no equilíbrio da solução. Uma aproximação possível consiste em assumir a existência de complexos cuja formação é descrita por equações de acção de massas e aceitar que os coeficientes de actividade de iões simples e complexos, possam ser descritos por equações dependentes unicamente da temperatura e da força iónica da solução:

$$\log \tau_i = \frac{- A Z_i^2 I^{1/2}}{1 + B a_i I^{1/2}} + b I \quad (\text{Equação expandida de Debye - Hückel})$$

em que A e B são constantes dependentes da temperatura, densidade e constante dieléctrica da água; Z é a carga iónica ; I a força iónica; "a" e "b" parâmetros característicos de cada ião "i".

Uma substância em contacto com a água vai-se dissolvendo até alcançar a concentração máxima de equilíbrio que é a solubilidade. O fenómeno é regido pela lei da acção de massas.

Para uma substância sólida de fórmula AX e que se dissolve formando iões A⁺ e X⁻, a constante de equilíbrio da reacção pode escrever-se:

$$K = \frac{a_{A^+} - a_{X^-}}{a_{AX}}$$

onde: K - é a constante de equilíbrio
 a - actividade da espécie iónica, definida como o produto entre o coeficiente de actividade e a molalidade do ião respectivo (ex: $a_{A^+} = \tau_A mA$).

Tratando-se de uma substância pura a sua actividade a_{AX} é igual à unidade e a expressão para a constante de equilíbrio reduz-se ao produto de solubilidade:

$$K_S = a_{A^+} \times a_{X^-}$$

dependente da pressão, temperatura e força iónica da solução.

Enquanto se não alcança o produto de solubilidade, a solução está subsaturada em relação à fase sólida e diz-se em regime dinâmico. Deixando de estar em contacto com a substância sólida antes de atingir a saturação, a solução subsaturada é estável. Se o produto de solubilidade diminuir, uma solução saturada advém sobresaturada e tem tendência a precipitar substâncias dissolvidas.

8.4.1.1 - Aplicação geotermométrica de minerais em equilíbrio com a água

Este método para determinação da temperatura em profundidade de águas termais, consiste em simular o aquecimento da água com composição constante (igual à da emergência) e determinar a concentração, a actividade das espécies iónicas e o grau de saturação em relação a um conjunto de minerais, para cada temperatura (Arnórsson, 1983 ; Michard et al., 1989).

O índice de saturação (IS) em relação a um determinado mineral é definido como sendo igual ao logaritmo do quociente

entre o produto das actividades iónicas e o produto de solubilidade:

$$IS = \log P.A.I. / K_s$$

Depois de calculados para diferentes temperaturas, os índices de saturação relativamente a um conjunto de minerais compatível com a matriz rochosa local, projectam-se os valores num gráfico IS - Temperatura. A temperatura à qual as curvas IS intersectam o valor zero corresponde à temperatura de equilíbrio (considera-se a água em equilíbrio com um mineral quando $P.A.I./K_s = 1$ e então $IS = 0$; $IS > 0$ trata-se de uma água sobresaturada; $IS < 0$ a solução está subsaturada).

Condição necessária para um correcto uso desta metodologia é a de que as espécies iónicas não devam passar por reequilíbrios durante a subida da água para a superfície.

8.4.2 - Aplicação à água de Sangemil

Recorremos ao programa de computador HIDSPEC para cálculo do equilíbrio água / rocha. Desenvolvido por Carvalho (1989) o programa realiza numa primeira fase a distribuição de equilíbrio pelas espécies inorgânicas aquosas (iões livres, pares de iões e complexos) dos elementos principais e menores existentes em águas naturais, operação designada por especiação.

Usando análises químicas e medidas de parâmetros físico-químicos essenciais para a caracterização da água como a temperatura, pH, condutividade e potencial redox, calcula em seguida as actividades de 68 espécies dissolvidas e o estado de equilíbrio em relação a 55 minerais (Carvalho e Almeida; 1989).

O programa inclui as espécies aquosas que mais significativamente contribuem para a composição de águas termais e os dados sobre a solubilidade dos minerais que mais frequentemente ocorrem

em áreas geotermiais.

Como a autora refere, os dados termodinâmicos, peças fundamentais no funcionamento do modelo, foram selecionados a partir de dados experimentais publicados, tendo sido dada particular atenção aos mais recentes.

No entanto, considerando as imprecisões resultantes dos dados analíticos e dos próprios dados termodinâmicos, o equilíbrio para um mineral é assumido como caindo num intervalo de temperaturas correspondendo a um índice de saturação de 0 ± 0.1 .

Utilizámos a análise química de 1985 por ser a mais completa das disponíveis para a água em estudo. Evita-se assim não só possíveis erros de interpretação dos resultados da especiação, bem como o cálculo de um número inferior de equilíbrios água/mineral, pois as equações de equilíbrio e de balanço de massas seriam omitidas para os elementos não doseados nas análises de 1969 ou de 1989. Lembramo-nos em particular do alumínio, imprescindível no cálculo do estado de equilíbrio dos aluminossilicatos, tão frequentes em sistemas hidrotermais cuja geologia é dominada por rochas graníticas.

Houve, contudo, que alterar o pH. Este parâmetro é dado na análise química referenciado à temperatura de 24 °C, havendo necessidade de utilização do valor à temperatura na emergência.

Assim, para o pH servimo-nos do valor 8.10 encontrado em medições por nós efectuadas. Esta correcção é de extrema importância uma vez ser o complexo $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ a espécie de alumínio mais representada nesta água, sendo portanto a concentração deste metal controlado pelo pH da solução (Sanjuan e Michard; 1987).

O potencial redox importante para uma correcta especiação das espécies com vários estados de oxidação, foi calculado através do par sulfureto/sulfato. Constitui uma das opções de entrada do programa HIDSPEC. Saliente-se a existência de autores que consideram os valores do Eh calculados a partir de pares redox determinados analiticamente mais representativos que os

medidos experimentalmente (Carvalho;1989).

Podemos considerar que os erros resultantes desta "reapreciação" daqueles parâmetros, são com toda a certeza inferiores aos que obteríamos caso considerassemos as medições efectuadas a temperatura inferior à da emergência.

8.4.2.1 - Evolução dos índices de saturação com a temperatura

Os quadros 8.IV a) e b) apresentam os índices de saturação (I.S.) relativamente aos 55 minerais que integram o programa de cálculo, para uma gama de temperaturas entre os 49.5 °C (temperatura na emergência) e os 150 °C, a intervalos de 10 °C. Valerá a pena fazer uma análise detalhada dos valores representados nestes quadros, para alguns grupos de minerais.

8.4.2.1.1 - Minerais de sílica

Existe sobresaturação em relação a todos os minerais de sílica, à excepção da sílica gel para a qual a água está subsaturada. Isto poderá significar ausência de reequilíbrio destas espécies quando da subida da água após deixar o reservatório termal.

8.4.2.1.2 - Aluminossilicatos

É particularmente interessante observar o grupo dos feldspatos e a sua relação com os minerais de argila, pois a reacção de dissolução dos feldspatos é geralmente incongruente dando origem a substâncias insolúveis, comumente argilas. Estas reacções promovem o aumento do pH das soluções por troca iónica e

Quadro 8.IV a) -índices de saturação para várias temperaturas.

| MINERAL | SISTEMA | ÍNDICES DE SATURAÇÃO | | | | | |
|-----------------|---------------|----------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | | 49.5 | 60.0 | 70.0 | 80.0 | 90.0 | 100.0 |
| Albite | Na-Al-Si-O | 1.70 | 1.12 | 0.61 | 0.14 | -0.30 | -0.70 |
| Adulária | K-Al-Si-O | 1.03 | 0.40 | -0.15 | -0.67 | -1.14 | -1.58 |
| Analcime | Na-Al-Si-O | 0.70 | 0.27 | -0.12 | -0.47 | -0.80 | -1.10 |
| Anidrite | Ca-S-O | -4.25 | -4.27 | -4.29 | -4.31 | -4.33 | -4.35 |
| Anortite | Ca-Al-Si-O | -3.68 | -4.08 | -4.45 | -4.80 | -5.14 | -5.45 |
| Aragonite | Ca-C-O | -0.29 | -0.17 | -0.05 | 0.05 | 0.15 | 0.26 |
| Boemite | Al-O | -1.56 | -1.98 | -2.41 | -2.85 | -3.31 | -3.78 |
| Brucite | Hg-O | -3.76 | -3.28 | -2.86 | -2.47 | -2.10 | -1.77 |
| Calcedônia | Si-O | 0.46 | 0.34 | 0.24 | 0.14 | 0.04 | -0.05 |
| Calcite | Ca-C-O | -0.16 | -0.04 | 0.06 | 0.16 | 0.26 | 0.36 |
| Caulinite | Al-Si-O | -0.04 | -1.10 | -2.06 | -2.96 | -3.82 | -4.63 |
| Clinoenstant. | Hg-Si-O | -1.54 | -1.19 | -0.90 | -0.65 | -0.43 | -0.24 |
| Clorite-Hg | Hg-Al-Si-O | -2.50 | -1.31 | -0.27 | 0.71 | 1.61 | 2.47 |
| Crisótilo | Hg-Si-O | -0.38 | 0.51 | 1.25 | 1.88 | 2.42 | 2.88 |
| Cristobalite | Si-O | 0.44 | 0.31 | 0.20 | 0.09 | -0.01 | -0.11 |
| Diópsido | Ca-Hg-Si-O | -0.21 | 0.32 | 0.76 | 1.13 | 1.44 | 1.71 |
| Dolomite | Ca-Hg-C-O | -0.51 | -0.19 | 0.10 | 0.36 | 0.60 | 0.84 |
| Dolomit-ds. | Ca-Hg-C-O | -0.93 | -0.67 | -0.50 | -0.38 | -0.31 | -0.29 |
| Dolomite-ord. | Ca-Hg-C-O | 0.43 | 0.56 | 0.62 | 0.62 | 0.58 | 0.51 |
| Epidoto | Ca-Fe-Al-Si-O | 2.68 | 3.32 | 3.81 | 4.04 | 3.71 | 3.07 |
| Fayalite | Fe-Si-O | -0.07 | 0.54 | 0.98 | 1.02 | 0.08 | -1.39 |
| Fluorite | Ca-F | 0.25 | 0.16 | 0.09 | 0.03 | -0.03 | -0.06 |
| Forsterite | Hg-Si-O | -9.04 | -8.03 | -7.15 | -6.33 | -5.57 | -4.87 |
| Gesso | Ca-S-O-H | -3.66 | -3.55 | -3.45 | -3.34 | -3.23 | -3.11 |
| Gibbsit.-cript. | Al-O | -2.28 | -2.70 | -3.10 | -3.50 | -3.90 | -4.30 |
| Gibbsit.-crist. | Al-O | -1.12 | -1.57 | -2.00 | -2.43 | -2.86 | -3.29 |
| Goetite | Fe-O | 0.78 | 1.51 | 2.10 | 2.45 | 2.28 | 1.81 |
| Halite | Na-Cl | -6.84 | -6.86 | -6.88 | -6.90 | -6.92 | -6.93 |
| Haloisite | Al-Si-O | -3.88 | -4.85 | -5.72 | -6.55 | -7.33 | -8.07 |
| Hematite | Fe-O | 5.91 | 7.20 | 8.25 | 8.87 | 8.49 | 7.54 |
| Hidromagnes. | Hg-C-O-H | -14.14 | -13.04 | -12.15 | -11.40 | -10.79 | -10.30 |
| Ilite | K-Hg-Al-Si-O | -0.17 | -1.40 | -2.45 | -3.47 | -4.45 | -5.37 |
| Laumontite | Ca-Al-Si-O-H | 2.43 | 1.63 | 0.92 | 0.27 | -0.34 | -0.88 |
| Magnesite | Hg-C-O | -5.12 | -5.65 | -6.16 | -6.68 | -7.21 | -7.75 |
| Magnetite | Fe-O | 4.68 | 6.46 | 7.87 | 8.62 | 7.83 | 6.18 |
| Marcassite | Fe-S | 5.42 | 5.32 | 5.17 | 4.84 | 4.03 | 2.96 |
| Microclina | K-Al-Si-O | 2.81 | 2.09 | 1.46 | 0.86 | 0.31 | -0.20 |
| Montmor.-Ca | Ca-Al-Si-O-H | 1.80 | 0.60 | -0.45 | -1.42 | -2.30 | -3.10 |
| Montmor.-Hg | Hg-Al-Si-O-H | 1.85 | 0.67 | -0.37 | -1.33 | -2.21 | -3.00 |
| Montmor.-K | K-Al-Si-O-H | 0.98 | -0.26 | -1.35 | -2.36 | -3.28 | -4.12 |
| Montmor.-Na | Na-Al-Si-O-H | 1.46 | 0.23 | -0.85 | -1.84 | -2.75 | -3.57 |
| Noscovite | K-Al-Si-O | 4.41 | 2.92 | 1.61 | 0.40 | -0.70 | -1.68 |
| Pirite | Fe-S | 0.73 | 0.27 | -0.22 | -0.90 | -2.04 | -3.44 |
| Pirofilite | Al-Si-O | 8.40 | 8.37 | 8.34 | 8.30 | 8.26 | 8.23 |
| Pirrotite | Fe-S | 3.56 | 3.94 | 4.22 | 4.27 | 3.82 | 3.09 |
| Prenite | Ca-Al-Si-O | 26.43 | 25.71 | 25.09 | 24.53 | 24.04 | 23.62 |
| Quartzo | Si-O | 0.76 | 0.63 | 0.50 | 0.38 | 0.27 | 0.17 |
| Siderite | Fe-C-O | -1.00 | -0.87 | -0.80 | -0.92 | -1.51 | -2.35 |
| Silica Gel | Si-O | -0.07 | -0.18 | -0.27 | -0.36 | -0.44 | -0.52 |
| Talco | Hg-Si-O | 2.09 | 2.60 | 2.98 | 3.28 | 3.51 | 3.66 |
| Tremolite | Ca-Hg-Si-O | 7.79 | 9.29 | 10.49 | 11.49 | 12.29 | 12.93 |
| Trona | Na-C-O-H | -14.60 | -14.96 | -15.00 | - | - | - |
| Vaterite | Ba-C-O | -0.67 | -0.53 | -0.40 | -0.28 | -0.17 | -0.04 |
| Volastonite | Ca-Si-O | -3.37 | -2.97 | -2.62 | -2.29 | -1.98 | -1.69 |
| Zoisite | Ca-Al-Si-O | -2.47 | -2.83 | -3.14 | -3.41 | -3.63 | -3.79 |

Quadro 8.IV b) - índices de saturação para várias temperaturas.
(continuação).

| MINERAL | SISTEMA | ÍNDICES DE SATURAÇÃO | | | | |
|-----------------|---------------|----------------------|-------|--------|--------|--------|
| | | 110.0 | 120.0 | 130.0 | 140.0 | 150.0 |
| Albite | Na-Al-Si-O | -1.07 | -1.41 | -1.71 | -1.98 | -2.22 |
| Adulária | K-Al-Si-O | -1.98 | -2.35 | -2.68 | -2.98 | -3.24 |
| Analcime | Na-Al-Si-O | -1.37 | -1.62 | -1.84 | -2.03 | -2.20 |
| Anidrite | Ca-S-O | -4.37 | -4.39 | -4.41 | -4.42 | -4.44 |
| Anortite | Ca-Al-Si-O | -5.75 | -6.04 | -6.30 | -6.55 | -6.78 |
| Aragonite | Ca-C-O | 0.37 | 0.48 | 0.59 | 0.71 | 0.83 |
| Boemite | Al-O | -4.27 | -4.77 | -5.28 | -5.80 | -6.33 |
| Brucite | Hg-O | -1.46 | -1.19 | -0.94 | -0.71 | -0.52 |
| Calcedônia | Si-O | -0.13 | -0.21 | -0.29 | -0.36 | -0.43 |
| Calcite | Ca-C-O | 0.46 | 0.57 | 0.68 | 0.79 | 0.91 |
| Caulinite | Al-Si-O | -5.40 | -6.13 | -6.83 | -7.48 | -8.11 |
| Clinoenstant. | Hg-Si-O | -0.09 | 0.04 | 0.13 | 0.19 | 0.23 |
| Clorite-Hg | Hg-Al-Si-O | 3.24 | 3.95 | 4.60 | 5.17 | 5.68 |
| Crisótilo | Hg-Si-O | 3.23 | 3.50 | 3.69 | 3.78 | 3.80 |
| Cristobalite | Si-O | -0.20 | -0.29 | -0.37 | -0.45 | -0.52 |
| Diópsido | Ca-Hg-Si-O | 1.92 | 2.09 | 2.22 | 2.31 | 2.35 |
| Dolomite | Ca-Hg-C-O | 1.06 | 1.26 | 1.46 | 1.64 | 1.80 |
| Dolomit-ds. | Ca-Hg-C-O | -0.31 | -0.38 | -0.49 | -0.64 | -0.84 |
| Dolomite-ord. | Ca-Hg-C-O | 0.38 | 0.22 | 0.02 | -0.22 | -0.50 |
| Epidoto | Ca-Fe-Al-Si-O | 2.37 | 1.67 | 0.97 | 0.31 | -0.31 |
| Fayalite | Fe-Si-O | -2.90 | -4.36 | -5.76 | -7.11 | -8.41 |
| Fluorite | Ca-F | -0.09 | -0.12 | -0.13 | -0.13 | -0.13 |
| Forsterite | Hg-Si-O | -4.23 | -3.64 | -3.11 | -2.64 | -2.22 |
| Gesso | Ca-S-O-H | -2.99 | -2.86 | -2.73 | -2.60 | -2.46 |
| Gibbsit.-cript. | Al-O | -4.71 | -5.11 | -5.52 | -5.93 | -6.35 |
| Gibbsit.-crist. | Al-O | -3.73 | -4.16 | -4.59 | -5.03 | -5.46 |
| Goetite | Fe-O | 1.29 | 0.76 | 0.24 | -0.29 | -0.81 |
| Halite | Na-Cl | -6.95 | -6.96 | -6.98 | -6.99 | -7.01 |
| Halosite | Al-Si-O | -8.77 | -9.43 | -10.06 | -10.66 | -11.23 |
| Hematite | Fe-O | 6.52 | 5.54 | 4.58 | 3.66 | 2.77 |
| Hidronagnes. | Hg-C-O-H | -9.95 | -9.74 | -9.66 | -9.71 | -9.90 |
| Ilite | K-Hg-Al-Si-O | -6.25 | -7.08 | -7.87 | -8.63 | -9.35 |
| Laumontite | Ca-Al-Si-O-H | -1.38 | -1.83 | -2.22 | -2.56 | -2.85 |
| Magnesite | Hg-C-O | -8.30 | -8.86 | -9.44 | -10.02 | -10.63 |
| Magnetite | Fe-O | 4.41 | 2.66 | 0.94 | -0.76 | -2.42 |
| Marcassite | Fe-S | 1.88 | 0.83 | -0.18 | -1.17 | -2.12 |
| Microclina | K-Al-Si-O | -0.67 | -1.11 | -1.50 | -1.85 | -2.17 |
| Montmor.-Ca | Ca-Al-Si-O-H | -3.82 | -4.46 | -5.03 | -5.52 | -5.94 |
| Montmor.-Hg | Hg-Al-Si-O-H | -3.72 | -4.36 | -4.92 | -5.42 | -5.85 |
| Montmor.-K | K-Al-Si-O-H | -4.87 | -5.54 | -6.14 | -6.66 | -7.11 |
| Montmor.-Na | Na-Al-Si-O-H | -4.32 | -4.98 | -5.56 | -6.08 | -6.52 |
| Moscovite | K-Al-Si-O | -2.57 | -3.37 | -4.06 | -4.68 | -5.20 |
| Pirite | Fe-S | -4.85 | -6.22 | -7.55 | -8.85 | -10.11 |
| Pirofilite | Al-Si-O | 8.19 | 8.16 | 8.13 | 8.11 | 8.09 |
| Pirrotite | Fe-S | 2.32 | 1.56 | 0.81 | 0.08 | -0.64 |
| Prenite | Ca-Al-Si-O | 23.26 | 22.97 | 22.74 | 22.58 | 22.47 |
| Quartz | Si-O | 0.07 | -0.02 | -0.10 | -0.18 | -0.26 |
| Siderite | Fe-C-O | -3.20 | -4.01 | -4.78 | -5.53 | -6.24 |
| Silica gel | Si-O | -0.60 | -0.67 | -0.74 | -0.80 | -0.86 |
| Talco | Hg-Si-O | 3.73 | 3.73 | 3.66 | 3.52 | 3.31 |
| Trenolite | Ca-Hg-Si-O | 13.38 | 13.68 | 13.81 | 13.81 | 13.66 |
| Trona | Na-C-O-H | - | - | - | - | - |
| Vaterite | Ba-C-O | 0.07 | 0.19 | 0.32 | 0.44 | 0.57 |
| Volastonite | Ca-Si-O | -1.42 | -1.15 | -0.90 | -0.65 | -0.41 |
| Zoisite | Ca-Al-Si-O | -3.91 | -3.97 | -3.98 | -3.94 | -3.85 |

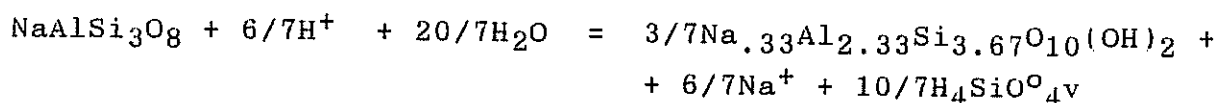
formam caulinite ou montemorilonite, esta última tendo origem em meios mais básicos do que o da formação da caulinite.

Os equilíbrios determinados a diferentes temperaturas, mostram ligeira subsaturação em caulinite para a temperatura na emergência e crescimento rápido dos valores de (I.S) negativos com o aumento de temperatura. Para o grupo da montemorilonite ocorre sobresaturação à temperatura da nascente e o equilíbrio a existir entre os 50 e poucos graus e os 70 °C. Estas observações poderão indiciar que a basicidade do meio permite reacções de dissolução de feldspatos com a formação de montemorilonite, segundo as expressões:

Aluminosilicato de sódio

(Albite)

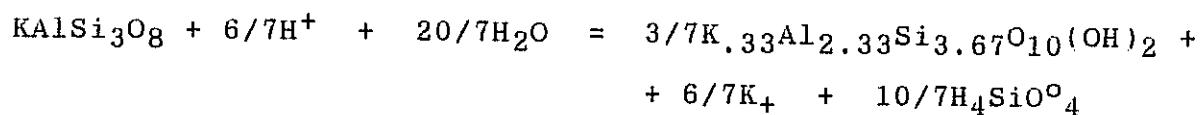
Montemorilonite-Na



Aluminosilicato de potássio

(Microclina)

Montemorilonite-K



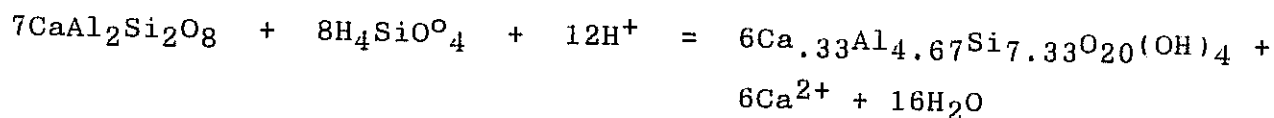
A subsaturação em relação à anortite e a sobresaturação em montemorilonite-Ca sugere precipitação de um mineral de Ca e/ou Al na subida da água para a superfície, mais do que ausência de equilíbrio no reservatório.

A reacção de dissolução incongruente da anortite com a formação de montemorilonite, pode ser descrita pela equação:

Aluminossilicato de cálcio

Montemorilonite-Ca

(Anortite)



Este grupo de minerais será o principal responsável pela adição de Na, K e Ca à solução.

8.4.2.1.3 -Outros minerais

Dos carbonatos destacamos a calcite pois é frequente a sua presença em profundidade nos sistemas goeternais. Para Arnórsson *et al.* (1982), a subsaturação em calcite à temperatura da emergência e sobresaturação para a temperatura no reservatório termal significa que a água sofreu um forte arrefecimento por condução. Pensamos também que a água de Sangemil teria sofrido reequilíbrio durante o arrefecimento por condução através da precipitação de calcite.

Verifica-se para a maioria dos minerais de ferro (epídoto, goetite, hematite, magnetite, marcassite, pirite e pirrotite) sobresaturação, por vezes bastante elevada. Esta sobresaturação, conduz à precipitação de óxidos de ferro, observáveis em finas películas nas diaclases e falhas próximas da exurgência. Constituem mesmo a única deposição visível no interior da captação.

A principal fonte de fornecimento de Mg à solução deverá ser a biotite (aluminossilicato de magnésio). Contudo este elemento não faz parte do programa de cálculo do equilíbrio água / minerais dada a dificuldade em encontrar valores termodinâmicos sobre a biotite (Carvalho, 1989). O desconhecimento sobre a existência na matriz da rocha em profundidade dos minerais de magnésio incorporados no programa, com índices de saturação muito variá-

veis (desde valores muito negativos a muito positivos) constitui um sério obstáculo a qualquer análise a seu respeito. Ainda assim, poder-se-à dizer que certos minerais a existirem, revelam uma evolução dos índices de saturação que pressupõem equilíbrio com o fluido a uma temperatura intermédia entre a do reservatório e a da superfície. Estão neste caso a clorite-Mg e o crisótilo. Holm et al. (1987; in Carvalho; 1989) consideram o talco como o mineral que controla a concentração de magnésio em águas termais. Carvalho (1989) pela projecção de águas termais das Beiras num diagrama de estabilidade de minerais conclui que elas se colocam no campo do talco. O cálculo de equilíbrio relativo a este mineral mostra sobresaturação elevada na gama de temperaturas estudadas.

Algumas das observações agora efectuadas para a água de Sangemil, já foram identicamente realizadas por Carvalho (1989) na aplicação do programa HIDSPEC às águas termais do maciço hercínico das Beiras, concluindo que a sobresaturação em relação a grande número de minerais poderá ser explicada pela inexistência de reequilíbrio químico significativo acompanhando o arrefecimento das águas após deixarem o reservatório. Pode então assumir-se como desprezíveis as variações de composição a temperaturas inferiores à do equilíbrio em profundidade.

8.4.2.2. - Considerações termométricas

A figura 8.4, mostra a evolução dos índices de saturação de uma selecção de minerais (quartzo; calcedónia; albite; microclina; moscovite; fluorite e laumontite), que iremos admitir existir em profundidade, versus temperatura.

Os índices de saturação deste grupo de minerais torna-se igual a zero num intervalo de temperaturas que vai dos 83 °C aos 117 °C (temperatura média de equilíbrio 100 ± 17 °C).

Para o quartzo e calcedónia as temperaturas de equilíbrio

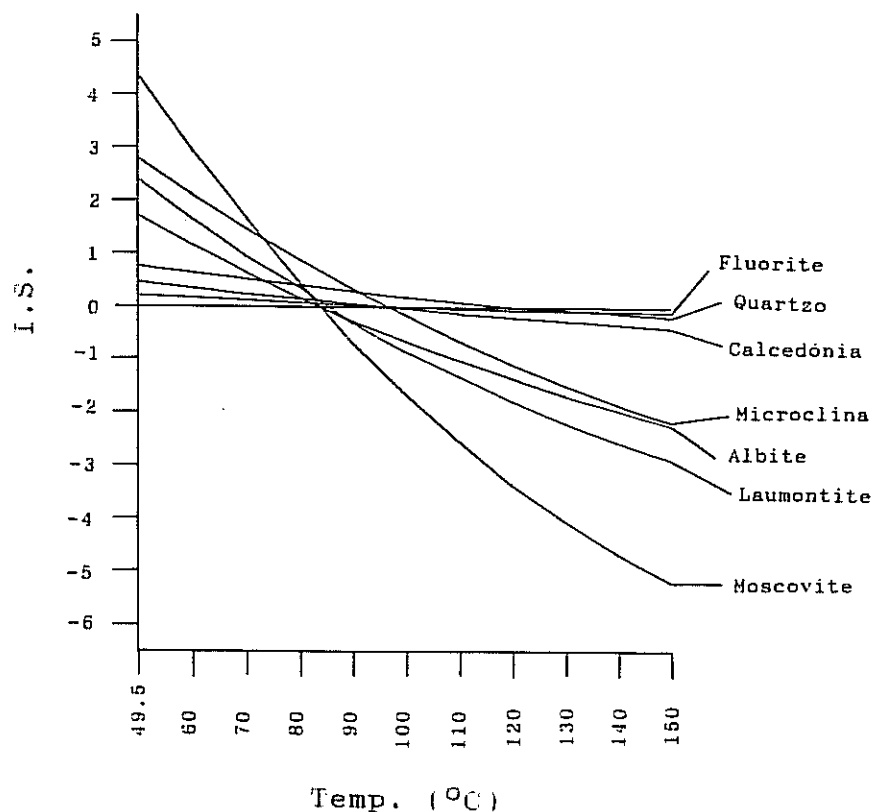


Figura 8.4 - Evolução dos índices de saturação para o quartzo, calcedônia, albite, microclina, moscovite, fluorite e laumontite

(117 e 95 °C respectivamente), são inferiores aos determinados pelas fórmulas termométricas. Entretanto se considerarmos o intervalo de variação de ± 0.1 para o índice de saturação, os valores obtidos (130 °C para o quartzo e 105 °C para a calcedônia) coincidem em termos práticos com os dos geotermômetros químicos.

A água está em equilíbrio com a albite aos 83 °C e com a microclina quando a temperatura é da ordem dos 96 °C. Estes dois valores são também inferiores aos fornecidos pela maioria das fórmulas termométricas baseadas na relação Na/K. Uma das razões

que se podem apontar para a diferença observada é a da incerteza na concentração do alumínio, cujo conteúdo nesta água é muito pequeno. Outra poder-se-à relacionar com o modelo adoptado, isto é, o de simular o aquecimento da água com composição constante. Em águas termais da Itália, Michard et al. (1989) mostram como a simulação com concentração constante do alumínio fornece temperaturas de equilíbrio para aqueles minerais mais baixas. Constróem um modelo em que admitem ser o alumínio controlado pela solubilidade da caulinite. Assim, a simulação do aquecimento foi realizada a composição constante até o equilíbrio água / caulinite ser atingido e a partir daí o Al fica controlado pela solubilidade daquela argila.

A dispersão de valores encontrada é com efeito o principal óbice desta metodologia da determinação da temperatura em profundidade. Para Arnórsson (1983) várias são as causas que concorrem para que tal suceda:

-Embora se considere ser pequeno o efeito da pressão no equilíbrio envolvendo minerais e solução, terá que ser demonstrado quantitativamente a sua importância e em particular sobre a dispersão dos valores.

- A participação de diferentes minerais no equilíbrio.

- A semelhança na solubilidade de muitos silicatos com a desvantagem de dificultar ou tornar impossível o reconhecimento dos minerais envolvidos no equilíbrio a partir da composição química da água.

- Necessidade de dados termodinâmicos sobre minerais e soluções melhorados ou novos.

Apesar de tudo, a ideia deixada pelos valores obtidos pela termometria termodinâmica é a de suportarem a validade dos geotermómetros químicos e consequentemente a temperatura de base para a água termal de mais ou menos 110 °C. Permitem também conjecturar uma situação de equilíbrio global da água no reservatório, particularmente com os feldspatos e os minerais de sílica.

8.5 - Modelo de mistura

A possibilidade da água de Sangemil corresponder a uma mistura de água quente profunda com águas frias recentemente envolvidas na circulação atmosférica, foi sistematicamente rebatida ao longo deste capítulo. Os elementos disponíveis apontam nesse sentido. Ainda assim, tentemos o uso do modelo de mistura proposto por Fournier & Truesdell (1974, 1977).

Aqueles autores desenvolveram um método gráfico expedito para determinação da temperatura e da proporção de água quente numa mistura com uma água fria originando uma água mista que passaremos a denominar de morna.

Num diagrama sílica (ppm) versus entalpia (cal/gr) (fig. 8.5), projectam-se os pontos correspondentes ao conteúdo em sílica dissolvida e temperatura (em cal/gr) das águas não termais da região (frias) e da nascente termal (morna). Unem-se os pontos por um segmento de recta até intersecção com a curva de solubilidade do quartzo. As coordenadas do ponto de intersecção correspondem ao conteúdo em sílica e à entalpia da água quente. Abaixo dos 100 °C a entalpia da água em equilíbrio com o vapor coincide numericamente com o valor da temperatura da água em graus Celsius. Acima dos 100 °C há necessidade de recorrer a tabelas de vapor ou à figura 8.6. A percentagem de cada um dos componentes na mistura é dada pela relação entre as distâncias dos pontos referentes às três águas na recta de mistura. O modelo aqui explanado prefigura a situação de a água quente ascender sem perda de calor e sem perda de vapor antes de ocorrer a possível mistura.

Contudo, a determinação da temperatura da componente termal apenas é possível se: 1) não tiver ocorrido equilíbrio químico a temperatura igual ou inferior à de mistura, possuindo a água mista um marcado não equilíbrio entre a água e a rocha para a temperatura de emergência; 2) a perda de calor por condução for negligível.

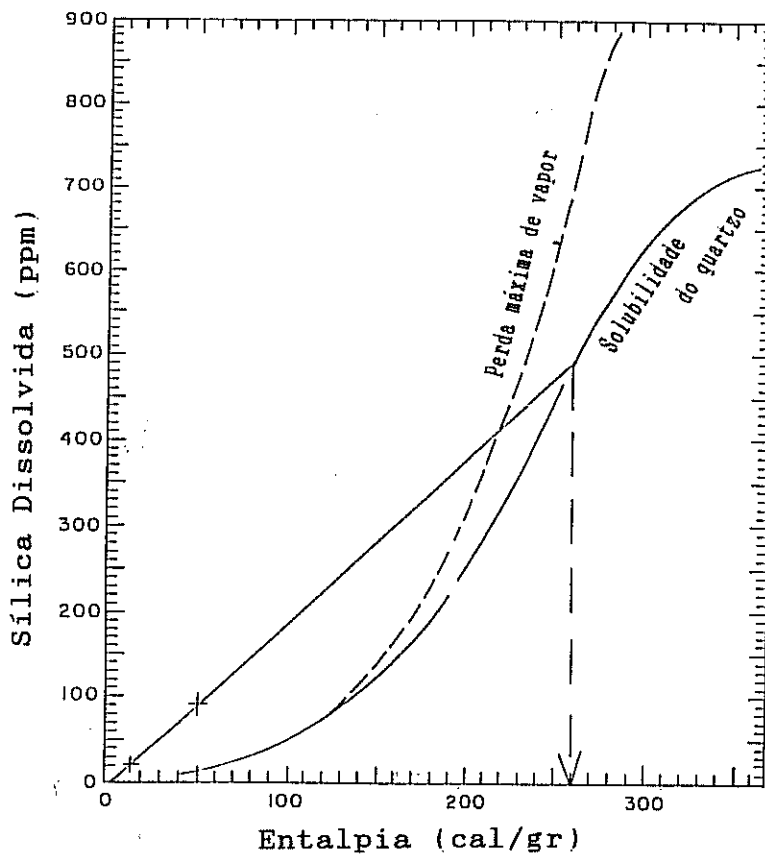


Figura 8.5 - Gráfico Sílica dissolvida - Entalpia para determinação da temperatura da água quente no modelo de mistura (in Fournier & Truesdell; 1974).

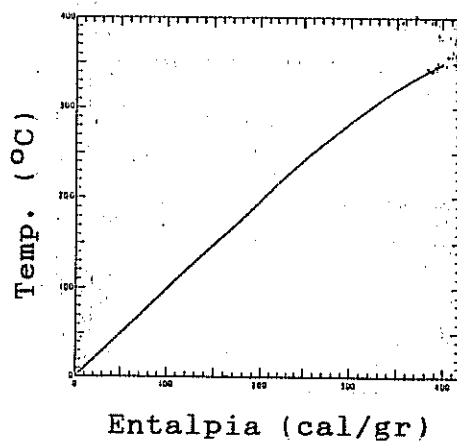


Figura 8.6 - Relação entre a Entalpia e a Temperatura para água líquida em equilíbrio com o vapor (in Fournier & Truesdell, 1974).

Os dados químicos disponíveis para a água termal e águas frias de Sangemil, contradizem a primeira condição supracitada. A água termal, em oposição às frias caracteriza-se por marcado equilíbrio químico água/rocha. A comprová-lo está a sua composição química e por inferência os resultados das temperaturas de base calculadas pelos geotermômetros químicos. Fournier & Truesdell (1974) alvitram como teste para averiguação de possível mistura o cálculo da temperatura geotermométrica Na-K-Ca e aferir se indica equilíbrio químico à temperatura da água na emergência de mais ou menos 25 °C. Este intervalo afigura-se-nos muito arbitrário. No artigo que temos vindo a referir, evocam como exemplos de aplicação nascentes de grande caudal (5500 e 2000 l/s) com temperaturas na emergência de 61 °C e 76 °C e concentrações de sódio, potássio e cálcio que conduzem a temperaturas no reservatório de 200 ° e 205 °C respectivamente, concluindo por acentuado desequilíbrio químico. Aqueles dados em Sangemil tomam o valor de 49.5 °C para temperatura na emergência e $t_{\text{Na-K-Ca}}$ de 95 e 108 °C segundo se considere as análises de 1989 ou 1985.

Mas a prova mais simples e porventura mais persuasiva de que uma água é mista, reside na relação linear entre nascentes com diferentes temperaturas e concentrações do ião Cl^- , elemento relativamente pouco reactivo. Tal como formulado, este critério não poderá ser testado na nossa área. Mas as águas frias de que se conhece a composição química são na sua quase totalidade cloretadas, com valores da concentração daquele elemento idêntico ao da água termal. Daí não se compreender muito bem como poderiam ser aquelas águas um possível termo de mistura com uma água profunda muito quente e possivelmente com elevado conteúdo em cloro, produzindo uma água em que a quantidade daquele elemento lhe é afim. A figura 8.7 mostra a relação entre a concentração do cloreto e a temperatura das águas. O coeficiente de correlação linear é de 0.19.

O modelo de mistura aplicado à água termal em estudo

(fig. 8.5) fornece para temperatura da água quente profunda 250 °C, participando com uma proporção de 14.4%. Temperaturas desta ordem de grandeza, a profundidades hidrogeologicamente admissíveis, ocorrem em diversas áreas do globo mas, apenas em situações geológicas especiais.

Perante os dois cenários que aqui se esboçaram i.é., o da água termal de Sangemil nunca ter sido demasiado quente e ter arrefecido por condução no seu trajecto ascendente ou tratar-se de uma água híbrida resultante de águas com temperaturas diferentes, nós advogamos, por tudo o que ficou aludido, o prevailecimento do mecanismo de arrefecimento condutivo.

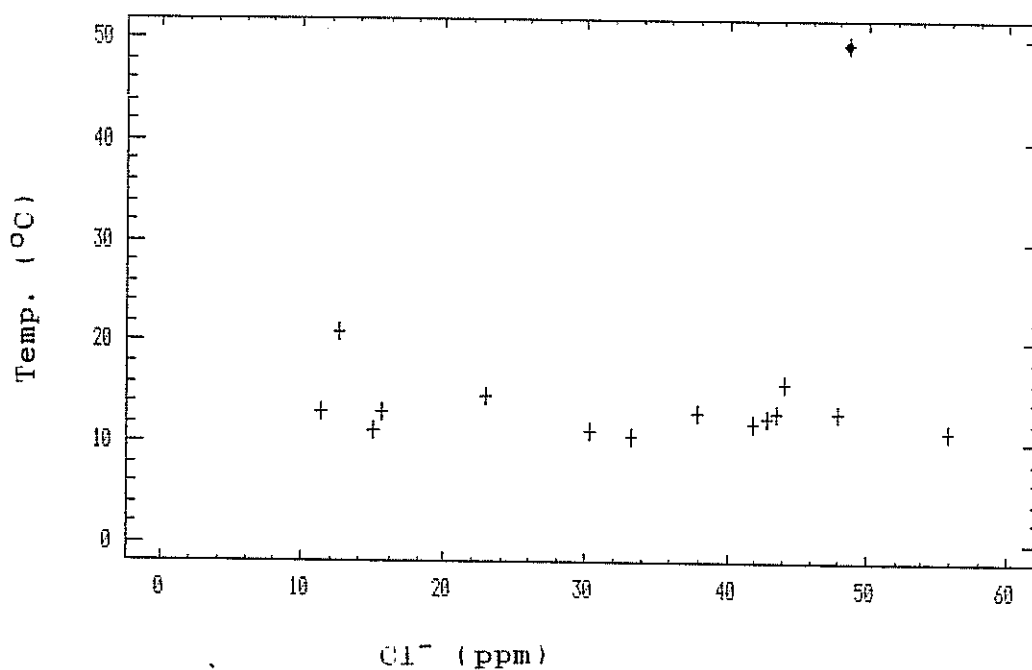


Figura 8.7 - Relação entre o cloreto e a temperatura para as águas frias e termal.

+ - águas frias

◆ - água termal

ANÁLISE ISOTÓPICA

9.1 - Isótopos Ambientais (Oxigénio e Hidrogénio)

9.1.1 - Generalidades

A aplicação dos isótopos ambientais estáveis como técnica auxiliar na prospecção de sistemas geotermiais é, desde há muito, reconhecido como meio bastante útil para obtenção de informação sobre aspectos hidrológicos dos referidos sistemas.

Craig et al. (1956, in Truesdell; 1980 ;) foi o principal impulsionador desta técnica ao sugerir que o uso combinado de medidas do $\delta^{18}\text{O}$ e δD das águas termais, poderia ser revelador da sua origem e dos processos subsuperficiais por que passaram.

Para os investigadores, uma das questões mais fascinantes e ao mesmo tempo polémica (origem magmática versus origem meteórica), passa definitivamente a assentar numa base com carácter científico.

É razoavelmente conhecido o processo de fraccionamento isotópico devido aos fenómenos de evaporação e condensação na atmosfera, da água originária dos oceanos e que cai sobre a forma de precipitação nos continentes.

A água precipitada, caracteriza-se pelo menor conteúdo em ^{18}O e deutério, em relação à água do mar, devido ao empobrecimento progressivo em isótopos pesados, desde que é evaporada dos oceanos até cair em terra alimentando lagos, rios e aquíferos.

Pelo processo de fraccionamento isotópico, as águas

recentemente envolvidas na circulação atmosférica, são tanto mais leves isotopicamente quanto maiores forem a latitude, altitude e distância ao mar a que se encontram, relativamente à área de evaporação e tanto mais fria for a estação do ano.

9.1.1.1 - Recta das águas meteóricas mundiais

Craig (1961), determinou as relações $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ e D / H de águas meteóricas distribuídas por todo o mundo e expressou-as em partes por mil ($^{\circ} / \text{oo}$) de variação em relação ao valor médio para a água oceânica padrão (Standart Mean Ocean Water; SMOW), isto é:

$$\delta (^{\circ} / \text{oo}) = [(R_x / R_{\text{SMOW}}) - 1] \times 10^3$$

onde: $R_x = ^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ ou D / H para as águas meteóricas

$$R_{\text{SMOW}} = ^{18}\text{O} / ^{16}\text{O} \text{ ou } \text{D} / \text{H} \text{ para a água padrão.}$$

A relação linear entre os valores de δD e $\delta ^{18}\text{O}$ (fig.9.1) chama-se "recta das águas meteóricas mundiais", cuja expressão matemática para a região do Atlântico Norte é:

$$\delta \text{D} = 8 \times \delta ^{18}\text{O} + 10$$

Toda a água que após precipitação não tenha experimentado variação isotópica durante a sua passagem no subsolo, possui valores de δD e $\delta ^{18}\text{O}$ que se aproximam da linha das águas meteóricas.

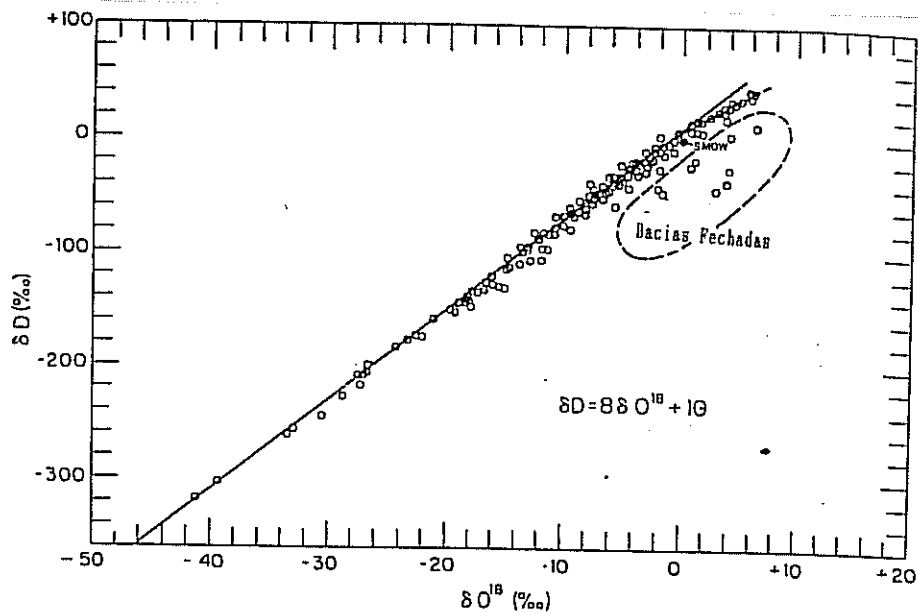


Figura 9.1 - Recta das águas meteóricas mundiais. Os pontos que se ajustam à linha tracejada na parte superior terminal da curva, correspondem a rios e lagos da África Oriental (in Craig; 1961).

9.1.1.2 - Variação da composição isotópica de águas termais

9.1.1.2.1 - Após infiltração

A figura 9.2 ilustra a correlação entre as composições isotópicas de águas oriundas de vários sistemas hidrotermais e das águas meteóricas locais que lhes estão associadas.

Os dados representados mostram que as águas termais possuem conteúdo em deutério semelhante ao das águas meteóricas locais, mas revelam um incremento positivo do $\delta^{18}O$, vindo a projectar-se abaixo da "recta das águas meteóricas mundiais".

Este deslocamento para algumas das águas, poderá em parte, ser atribuído a mistura de águas meteóricas com águas magmáticas (casos como Larderello, The Geysers, Broadlands, Wairakei, Salton Sea), pois a recta de mistura liga a composição das águas locais

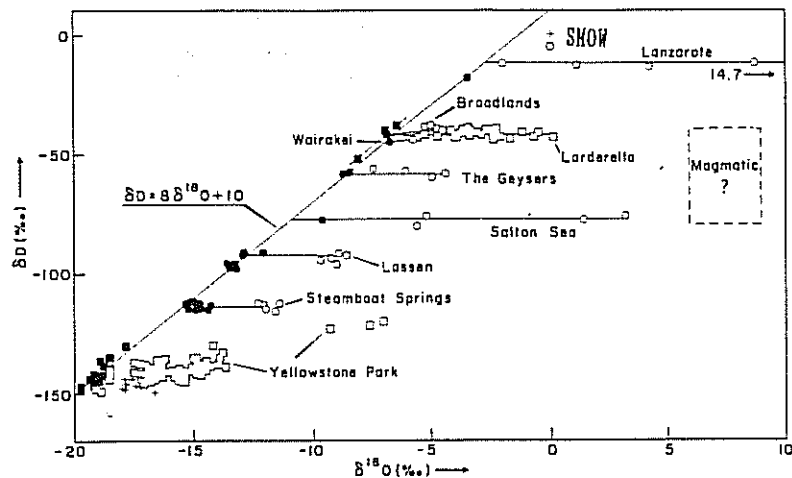


Figura 9.2 - Composição isotópica de águas termais (símbolos abertos) e das águas frias com elas relacionadas (símbolos a cheio). In Truesdell & Hulston, 1980.

com a das águas magmáticas.

Estudos em inclusões fluidas, emanações vulcânicas e minerais hidratados de rochas ígneas, de White (1974) e Taylor (1977) in Truesdell & Hulston (1980) apontam as águas magmáticas como possuindo um conteúdo de δD a variar entre -40 e -80 ‰ e de $\delta^{18}O$ de $+6$ a $+9$ ‰.

Noutros casos essa explicação não satisfaz (Lanzarote, Steamboat Springs, Yellowstone e Lassen). O conteúdo mais elevado em ^{18}O , justifica-se pelas reacções de troca entre a água e os silicatos das rochas que são relativamente ricos naquele isótopo ($\delta^{18}O > +5$ ‰) (Truesdell & Hulston; 1980).

O enriquecimento em ^{18}O depende da quantidade original deste isótopo nas rochas e na água, da textura e composição mineralógica das rochas, da intensidade de interacção água / rocha, do tempo de contacto e da temperatura (Truesdell & Hulston; 1980).

Ainda segundo os mesmos autores, sistemas hidrotermais de baixa a média entalpia (temperatura de base da água inferior a 150 °C), com uma intensidade de interacção água / rocha moderada em rochas ígneas com $\delta^{18}\text{O} \approx +5 \text{ ‰}$, apenas poderão apresentar pequeno ou mesmo nulo enriquecimento em ^{18}O .

Pelo contrário, reacções de troca com os minerais das rochas "reservatório", em ambientes de temperatura moderada, poderão conduzir a um empobrecimento em ^{18}O e por consequência a um deslocamento inverso para o $\delta^{18}\text{O}$, que se projectará acima da linha da "linha das águas meteóricas mundiais" (fig. 9.3).

Interacção de água com elevado ^{18}O (por exemplo água do mar) com rochas de mais baixo conteúdo (rochas ígneas), em ambiente de baixa temperatura e longo tempo de contacto, reúnem as condições para que ocorra um deslocamento inverso significativo, embora o equilíbrio possa não ser atingido (Truesdell & Hulston;1980).

Poder-se-à então concluir que só a variação em $\delta^{18}\text{O}$ das águas termais, por comparação com as meteóricas locais, não constitui o principal alvo de investigação isotópica, para sistemas de baixa a média entalpia em regiões graníticas com circulação de águas meteóricas continentais.

A figura 9.3, ilustra ainda, outros processos que podem modificar o conteúdo isotópico original de uma água após infiltração.

Dois deles, referem-se à troca isotópica com uma fase gasosa que não se encontre inicialmente em equilíbrio com a água ambiental. Um terceiro respeita à hidratação de silicatos e formação de minerais argilosos. A ocorrência destes fenómenos implica que a água se encontre quase estagnada em meios de muito baixa porosidade. Maior desenvolvimento sobre estes processos, encontrará o leitor em D' Amore e Panichi (1987).

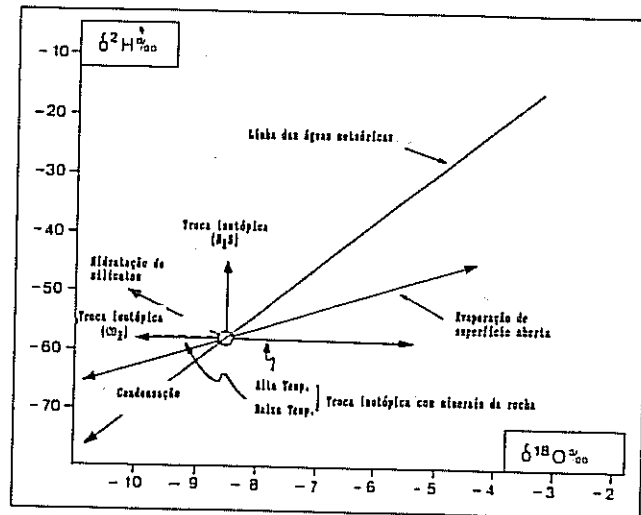


Figura 9.3 - Processos que podem modificar a composição isotópica de uma água após infiltração.
(in D'Amore & Panichi, 1987)

9.1.1.2.2 - Na subida para a superfície

Diminuição da temperatura, durante a subida para a superfície das águas quentes profundas, ocorre por actuação de um ou vários dos seguintes mecanismos: arrefecimento condutivo, arrefecimento adiabático (com separação de vapor por decréscimo de pressão) e diluição com águas frias de níveis pouco profundos.

Só o primeiro tipo de arrefecimento assegura um conteúdo em isótopos de oxigénio igual ao da água quente em profundidade. Nas restantes situações é possível, mediante certas condições, calcular o valor de $\delta^{18}\text{O}$ do fluido em profundidade.

Para sistemas de água dominante (sem perda de vapor), McKenzie e Truesdell (1977), apresentam a seguinte equação para cálculo do conteúdo em ^{18}O antes da diluição, conhecida a percentagem (X), da água quente na mistura:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Ag. Quente}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{Ag. Fria}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Ag. Quente}} (1 - X) / X$$

A diluição tenderá a produzir uma água empobrecida em ^{18}O relativamente à água profunda.

9.1.1.3 - Area de recarga

As águas termais apresentam, geralmente, menor variabilidade no conteúdo original em isótopos de hidrogénio (comparativamente ao de oxigénio) por ser pequeno o conteúdo deste elemento nos minerais das rochas[#].

A área de recarga poderá assim ser indicada por comparação da composição isotópica da água termal com a das águas subterrâneas pouco profundas ou de precipitação de possíveis áreas de alimentação.

Pode citar-se como exemplo da utilização do deutério, como traçador natural, o caso estudado por Arnoson (1977) na Islândia. Medindo o conteúdo naquele elemento nas águas termais, nas frias regionais e nas de precipitação deduziu a origem e trajectória do fluxo subterrâneo para grande número de sistemas hidrotermais do país.

9.1.2 - Relação $\delta \text{D} - \delta \text{ }^{18}\text{O}$ na água de Sangemil

Em Fevereiro de 1990 procedeu-se à colheita de duas amostras da água termal e de três águas frias, de que se dispõem de análises químicas.

Para obtenção das amostras de água quente, tomou-se como medida cautelar, a fim de evitar qualquer contaminação com a água

[#] Comparativamente a águas com temperaturas entre os 0 e 50 °C, os minerais estão em regra enriquecidos em ^{18}O 10 a 30% e exauridos em Deutério até valores da ordem dos 100% (D'Amore & Panichi; 1987).

do rio, o completo esvaziamento do tanque que reúne a água das nascentes. Coube a realização dessa operação aos Bombeiros Voluntários de Tondela com o auxílio de duas auto-bombas. Assim foi ultrapassado o deficiente isolamento proporcionado pela captação (estampa 5, fot. B).

Recolhidas em frascos de 50 ml de polietileno, providos de dupla rolha, foram enviadas sem qualquer tratamento prévio para análise espectométrica do δD e $\delta^{18}O$ ao Laboratório Nacional de Engenharia e Energia Nuclear (LNETI).

Os resultados (Quadro 9.I) estão expressos em relação ao padrão internacional VSMOW#.

A precisão é de 1 ‰ e 0.1 ‰ para o δD e $\delta^{18}O$ respectivamente.

Quadro 9.I - Composição isotópica de águas frias e da água termal de Sangemil.

| AMOSTRA | $\delta^{18}O$ (‰) | δD (‰) |
|-----------------------|--------------------|----------------|
| SG 1 (Ág. Fria) | -5.74 | -33.7 |
| SG 9 (Ág. Fria) | -5.06 | -31.6 |
| SG 14 (Ág.) | -5.27 | -32.9 |
| Média | -5.36 | -32.7 |
| Sangemil (Ág. Termal) | -5.89 | -33.9 |
| Sangemil (Ág. Termal) | -5.83 | -34.9 |
| Média | -5.86 | -34.4 |

Actualmente um barril de água (VSMOW), cuja composição se ajusta, tanto quanto a aproximação permitida pelos processos de medição existentes à da SMOW, está depositado no Instituto de Energia Atómica (IAEA) em Viena, para referência.

9.1.2.1 - Análise dos resultados

A análise dos dados permite numa primeira abordagem verificar que as relações isotópicas para a água termal ($\delta^{18}\text{O} = -5.86$ e $\delta\text{D} = -34.4$; valor médio das análises) não se afastam significativamente das obtidas para as águas meteóricas locais.

A variação (incremento negativo) máxima é de 0.80 ‰ (média de 0.50 ‰) para o $\delta^{18}\text{O}$ e de 2.8 ‰ (média de 1.7 ‰) para o δD .

O gráfico δD versus $\delta^{18}\text{O}$ (figura 9.4) permite visualizar a posição das referidas águas em relação à "recta das águas meteóricas mundiais". Significativamente, a projecção da composição isotópica média das águas frias cai, para efeitos práticos, em cima da recta das águas meteóricas. A água termal projecta-se acima da supramencionada recta, mas a uma distância próxima.

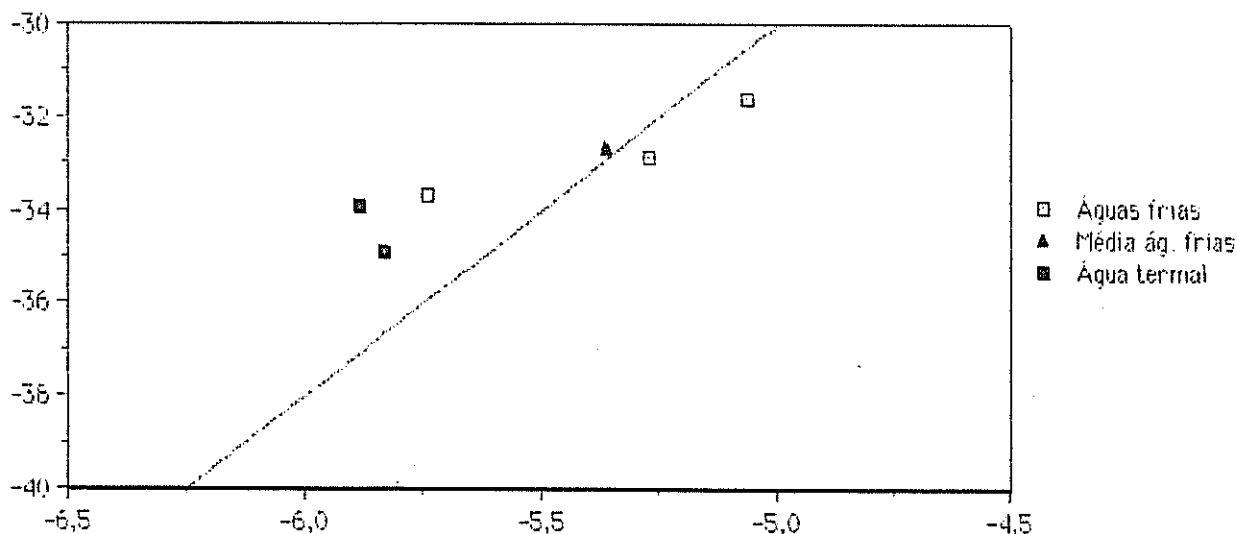


Figura 9.4 - Posição das águas de Sangemil em relação à "recta das águas meteóricas mundiais"

Estes dados isotópicos apontam para que a água de Sangemil seja de simples circulação meteórica.

Inversamente ao que sucede nos sistemas geotermiais de elevada temperatura, como os modelos apresentados nas páginas de introdução a esta matéria indicam, aqui a água termal apresenta um empobrecimento em isótopos pesados comparativamente às águas locais meteóricas.

Uma interpretação verosímil para o desvio analisado poderá ser dada pela localização da área de recarga. Situando-se mais para o interior e a maior altitude, a composição isotópica da precipitação será aí obviamente diferente da caída na região que tratamos e caracterizar-se-ia por maior leveza isotópica.

Os valores de δD pelo pequeno afastamento apresentado indicarão uma zona de recarga próxima, feita exclusivamente em áreas de natureza granítica.

Porém, só maior número de dados analíticos poderiam fundamentar esta explicação e fornecer uma circunscrição precisa da área de alimentação.

Mas, admitindo por mera hipótese, a validade da justificação referida, a composição da água na área de alimentação poderia ser estimada, considerando que não ocorreria qualquer variação no conteúdo de deutério, a partir da "recta das águas meteóricas mundiais".

O incremento negativo que o $\delta^{18}O$ continua a evidenciar (0.3 ‰), é demasiado ténue para, com alguma segurança, o relacionar com processos subsuperficiais posteriores à infiltração da água. Contudo, não estaremos longe da realidade, se afirmarmos que a água de Sangemil não passou por reacções de troca isotópica durante o seu trajecto no circuito termal.

9.1.3 - Composição isotópica de outras águas termais

A composição em ^{18}O e D da água de Sangemil que lhe confere

a posição em relação à "recta das águas meteóricas mundiais" já analisada, é também atributo de águas de sistemas termais análogos.

O quadro 9.II dá o conteúdo em isótopos das águas termais de S. Pedro do Sul e Caldas da Felgueira (buvette).

Os valores para S. Pedro do Sul foram retirados da bibliografia (Moitinho de Almeida; 1982). As Caldas da Felgueira e Alcafache, fizeram parte de um esquema de amostragem mais amplo, em prolongamento à determinação isotópica da água de Sangemil. Contudo, não foi possível recolher água em Alcafache devido à submersão da captação quando da nossa ida ao local.

Do diagrama $\delta D - \delta^{18}O$ (figura 9.5), verifica-se a semelhança na constituição isotópica para o conjunto das três águas termais; conclui-se naturalmente em favor de águas com origem meteórica.

9.1.4 - Modelo de mistura

Os dados isotópicos também põem em causa a hipótese da água de Sangemil corresponder à mistura de uma água quente profunda não meteórica, com águas meteóricas frias superficiais.

O valor de 14%, encontrado por aplicação do modelo de mistura proposto por Fournier e Truesdell (v. capítulo 8) como a participação da água quente na mistura, levaria a supor, numa mera observação qualitativa, que a "assinatura" isotópica desta água viria a ser reconhecida na água morna.

Por outro lado, aplicando a equação referida anteriormente para cálculo do $\delta^{18}O$ na água quente, obteríamos o valor de -8.93 ‰. Valor perfeitamente desenquadrado, quando para águas a temperaturas da ordem dos 250 °C a esperar-se um incremento, este deverá ser positivo.

Quadro 9.II - Composição isotópica da água das Caldas da Felgueira e de S. Pedro do Sul.

| AMOSTRA | $\delta^{18}\text{O}$ (‰) | δD (‰) |
|------------------------------------|---------------------------|----------------------|
| Felgueira (Buvete) (Ág. Quente) | -5.79 | -33.5 |
| S. Pedro do Sul (Ág. Quente) | -6.10 | -35.80 |
| S. Pedro do Sul (Ág. Fria) | -5.13 | -32.40 |

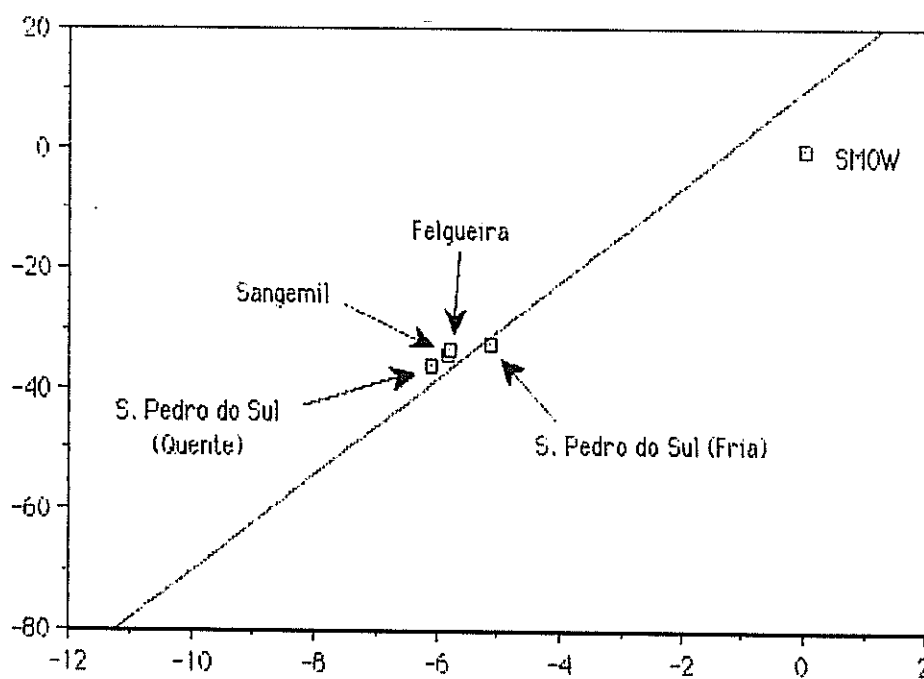


Figura 9.5 - Posição das águas de Sangemil, Felgueira e S. Pedro do Sul em relação à "recta das águas meteóricas mundiais".

9.2 - Radioactividade - Isótopos radioactivos (^{226}Ra ; ^{222}Rn)

9.2.1 - Introdução

A radioactividade é um processo natural, pelo qual, certos núcleos atómicos sofrem desintegração com libertação de energia e emissão de radiações.

São dois os tipos de radiação de particular interesse para os investigadores na área de hidrogeologia, radiações alfa e beta.

As radiações alfa não são mais que a emissão, a elevada velocidade, de núcleos de hélio ($^4\text{He}_2$). É por emissão α que o rádio de massa atómica 226 se desintegra, com a formação do radão 222.

A radiação beta é causada pela emissão, a elevada velocidade de um electrão "e" do núcleo.

Estes dois tipos de radiações podem aparecer acompanhadas da radiação gama, que são ondas electromagnéticas semelhantes aos raios X, procedentes de reajustes energéticos, internos, no núcleo radioactivo.

O processo de desintegração radioactiva ou decaimento radioactivo, é espontâneo e não pode ser alterado por influências externas. Obedece a uma lei exponencial que se expressa na fórmula:

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

em que N_0 designa o número de núcleos radioactivos inicial, N o número de núclídeos que permanecem sem se desintegrarem decorrido um tempo t e λ , a constante de desintegração, que expressa a probabilidade de qualquer núcleo duma mesma espécie se desintegrar na unidade de tempo.

A constante de desintegração relaciona-se com o período

radioactivo, período de semidesintegração ou tempo de meia vida (T) , pela equação:

$$T = 0.693 / \lambda$$

sendo T o tempo necessário para que se reduza a metade o número inicial de radioisótopos numa amostra. É característico de cada radionuclídeo e podem variar desde os microsegundos até muitos milhões de anos.

A actividade específica de um radionuclídeo mede-se em Curies por unidade de peso ou volume; o Curie (Ci), é a unidade base de radiação e representa o número de desintegrações por minuto que 1 grama de ^{226}Ra produz, ou seja 2.22×10^{12} dpm.

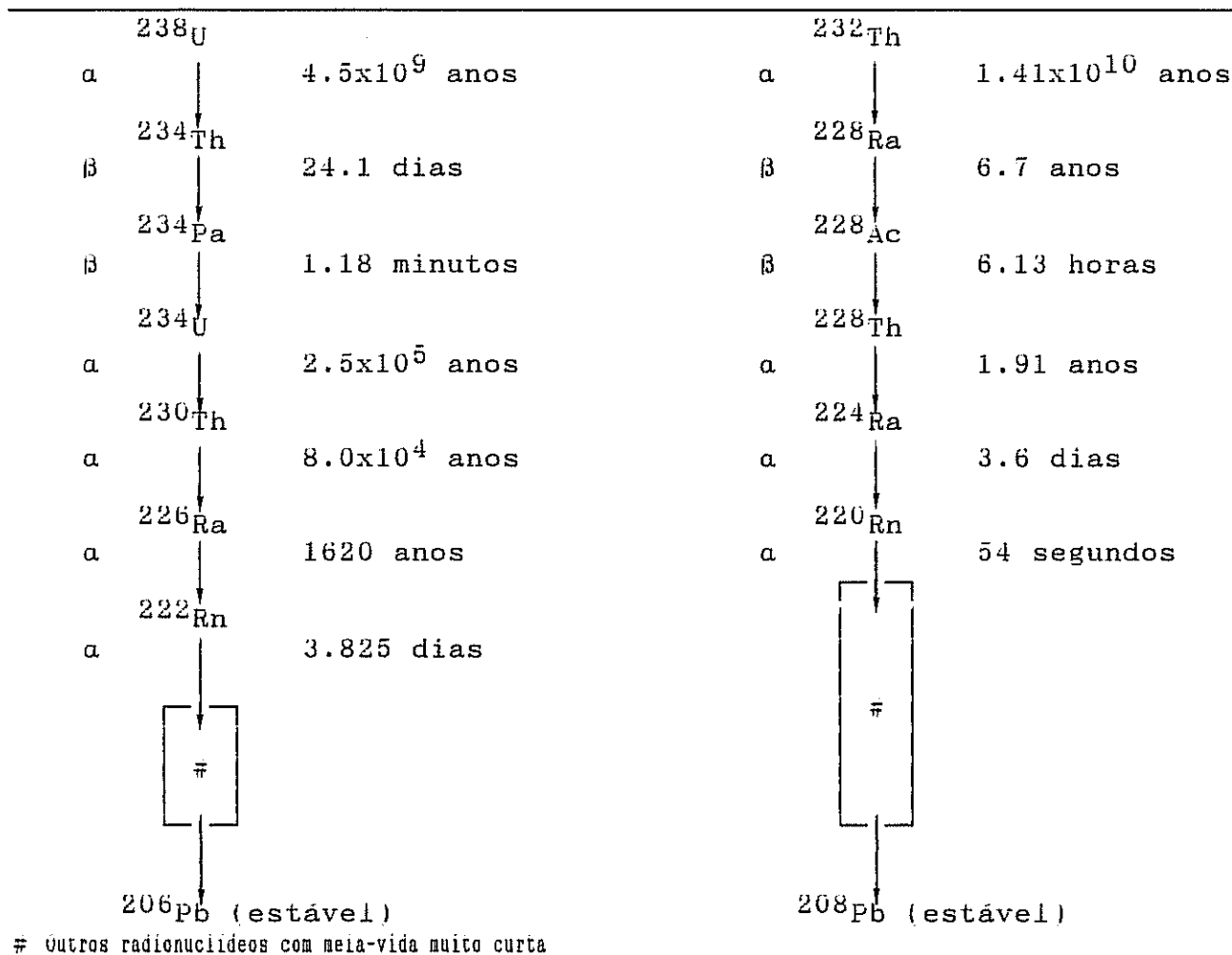
9.2.2 - Geoquímica dos radionuclídeos

Os elementos radioactivos estão agrupados em famílias, podendo qualquer elemento radioactivo encontrar-se através de uma série de transformações que se iniciam pelo elemento que dá o nome à série. No caso da família do urânio, é este elemento de número atómico 92 e número de massa 238 o iniciador da série na qual o ^{226}Ra é um dos elementos intermédios. Todas as séries terminam com um elemento estável (quadro 9.III).

Os radionuclídeos mais comuns em águas subterrâneas são: ^{222}Rn (gasoso), ^{226}Ra , ^{238}U , ^{234}U da série de decaimento do ^{238}U . O tório é muito menos solúvel e conseqüentemente mais escassos os radionuclídeos desta série, à excepção do ^{228}Ra . Outros radioelementos destas duas séries encontram-se geralmente em concentrações insignificantes, porque a maioria é de fraca mobilidade e muitos possuem tempos de meia-vida tão curtos que obstam a concentrações em quantidades acima dos limites de detecção (Zapecza e Szabo, 1986).

Num sistema fechado, tende a estabelecer-se um equilíbrio

Quadro 9.III - Série de decaimento do ^{238}U e ^{232}Th
(in Andrews; 1983).



entre os radionuclídeos da série de decaimento; este equilíbrio é dito secular porque a concentração do radioisótopo progenitor permanece praticamente constante. Alcançado o equilíbrio, a actividade de cada radioisótopo filho é igual à do pai e o número de núcleos de cada espécie presente é inversamente proporcional ao período radioactivo (Custódio e Lhamas, 1983).

Na realidade, pode estar-se muito afastado do estado de equilíbrio pois a ocorrência e distribuição de radionuclídeos numa água é controlada pelas condições hidrogeoquímicas do sistema.

Cada produto do decaimento radioactivo possui as suas pró-

prias características químicas (posições diferenciadas na tabela periódica de Mendeleev), solubilidade, mobilidade e tempo de meia-vida que podem ser muito distintos do radioisótopo pai. Por esta razão os radionuclídeos pai e filho não se encontram usualmente, na mesma água em quantidades similares, nem decaem a ritmo semelhante ou produzem o mesmo nível de radioactividade (Zapecza e Szabo, 1986).

9.2.3 - Actividade do rádio e radão na água termal

Algumas determinações da radioactividade da água de Sangemil foram realizadas, em 1936, por Egas Pinto Basto e mais tarde houve uma determinação por Couceiro da Costa (em Carvalho, 1956). Ambas as determinações conduziram a um mesmo valor da actividade do radão na água (63.1 nCi/l), que presumimos ser o isótopo de massa 222 da série de decaimento do urânio, dada a pouco provável presença de tório e o tempo de meia-vida muito curto de ^{220}Rn .

A nosso pedido, a Empresa Nacional de Urânio fez a determinação da actividade do ^{226}Ra . O valor desta determinação foi de 11.1 pCi/l.

O quadro 9.IV contém os teores em radão de águas termais sulfúreas da Beira Alta. A análise comparativa com Sangemil é fácil. Esta é a nascente que apresenta maior teor em radão, juízo extrapolável para as restantes nascentes minerais e/ou termais do País, à excepção das nascentes frias da Urgeiriça (179 nCi/l).

Tal não acontece no que respeita à actividade do rádio. Apesar de, por falta de dados, não podermos comparar as mesmas nascentes relativamente ao teor de rádio, não resistimos a fazê-lo em relação a outras exsurgências minerais de que se dispõem daqueles valores (quadro 9.V).

Sangemil já não ocupa o primeiro lugar quanto à radioactividade emanada pelo rádio. Estando representadas águas de diferentes tipologias, não deixa de merecer referência a correlação

Quadro 9.IV

| Nascente | Ra nCi/l |
|-------------------------|-------------|
| St ^o António | 2.1 |
| S. Pedro do Sul | 3.4 |
| Cavaca | 4.8 |
| Cró | 5.2 |
| Unhais | 5.6 |
| Felgueira | 25.3 |
| Carvalhal | 32.5 |
| Alcafache | 38.1 |
| Sangemil | 63.1 |

(Fonte - Carvalho;1956)

Quadro 9.V

| Nascente | Ra pCi/l | Rn pCi/l |
|-----------|-------------|-------------|
| Vidago I | 1590 | 4400 |
| Salus | 136 | 2400 |
| Penedo | 60 | 2900 |
| Campilho | 35 | 23400 |
| Caria | 34 | 12600 |
| Sangemil | 11.1 | 63100 |
| Urgeiriça | 10 | 179000 |
| Felgueira | 1.5 | 25300 |

(Fonte - Carvalho, 1956). As determinações de rádio em Sangemil e Felgueira foram feitas pela E.N.U.).

negativa, com algum significado, entre a actividade do rádio e o conteúdo em radão (-0.480), excluindo desta relação a água de Vidago, cujo valor excepcionalmente elevado não teve confirmação em medições posteriores (Carvalho, 1956).

A dissolução química pode não ser o principal mecanismo de aquisição de ^{226}Ra pelas águas subterrâneas (Andrews, 1983). A frequentemente elevada relação entre as actividades do ^{226}Ra e

^{238}U , manifestando acentuado desequilíbrio radioactivo, é explicada por Andrews por um processo de fraccionamento relacionado com a natureza físico-química dos átomos de recuo por decaimento (a recoil atoms). Julga-se que, estes átomos passem mais facilmente para a solução do, que os átomos que ocuparam posições na rede cristalina dos minerais quando da cristalização. O mecanismo de passagem para a solução apreende-se com facilidade recorrendo a um exemplo: um átomo de ^{230}Th que exista próximo ou na superfície do mineral, ao decair, produz um átomo de ^{226}Ra e emite, numa determinada direcção, uma partícula α a elevada velocidade. A energia libertada pelo decaimento é partilhada pela partícula α e pelo o nuclideo filho, que deverá recuar para conservar o momento linear. O recuo sofrido pelo átomo de ^{226}Ra neste processo, poderá ser suficiente para o arrancar da sua posição e ejetá-lo no sentido da água em contacto com a rocha.

A actividade do ^{226}Ra em solução, se controlada por este mecanismo (negligenciando o proveniente da dissolução química e do decaimento de ^{230}Th em solução), aumenta com o tempo de contacto água / rocha (Andrews; 1983). A dissolução de ^{222}Rn ocorre, principalmente, por processo idêntico aumentando igualmente a sua actividade com o tempo, até atingir o equilíbrio determinado pela constante de decaimento do seu progenitor (^{226}Ra) na superfície da rocha (Andrews & Wood; 1972, in Andrews; 1983).

Se este modelo for válido, a idade da água subterrânea pode ser calculada pela expressão:

$$[\text{Ra}] = [\text{Rn}] (1 - e^{-\lambda t})$$

onde $[\text{Ra}]$ é o conteúdo em ^{226}Ra da água e $[\text{Rn}]$ o seu conteúdo de equilíbrio em ^{222}Rn . λ é a constante de decaimento do ^{226}Ra . A actividade do ^{226}Ra em solução deverá igualar a actividade do ^{222}Rn após cerca de 8000 anos (Andrews; 1983).

A idade radiométrica determinada pela equação acima referida para a água em estudo, é de aproximadamente 5 meses. Trata-se de

um valor obviamente especulativo.

Em relação às condições necessárias para determinação de uma idade radiométrica (Ivanovich; 1982), os requisitos mais difíceis de satisfazer são: o conhecimento do estado de desequilíbrio inicial $^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$ (neste caso) e a garantia de que o conteúdo naqueles elementos não varia como resultado de reacções físicas ou químicas, que não do decaimento.

O elemento químico Ra comporta-se como será de esperar da sua posição na tabela periódica o mais pesado dos elementos alcalino terrosos.

O tempo de residência do ^{226}Ra em solução depende além do seu tempo de meia-vida (1620 anos) da dissolução congruente/incongruente dos sais dos alcalino terrosos como o cálcio e o bário (Whal; 1951, Andrews; 1983), já que segue de perto a química daqueles elementos. Na verdade o rádio pode ser coprecipitado com um "transportador" como o bário e/ou o cálcio que formam compostos pouco solúveis com o mesmo anião que o rádio (sulfatos e carbonatos por exemplo). É aliás baseado nestas características que o processo de determinação de ^{226}Ra de uma água é feito com um contador α sobre um precipitado de sulfato de bário (Whal, 1951). Foi este o método utilizado pela E.N.U na determinação de ^{226}Ra da água de Sangemil.

A fraca mineralização da água termal e as pequenas concentrações em Ca e Ba são óbices à permanência em solução de quantidades mais significativas de ^{226}Ra do que as determinadas, impossibilitando o conhecimento da relação $^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$ na parte mais profunda do sistema, inviabiliza a determinação da sua idade por este método.

Andrews (1983), determinou para águas termais nos granitos da Cornualha (Inglaterra), uma idade máxima de 420 anos que considera subestimada, pois a participação do ^{226}Ra nos processos de dissolução incongruentes atrás apontados, impede que o equilíbrio daquele elemento seja atingido pelo mecanismo de "a recoil". Conclui que, apesar de tudo, os conteúdos relativamente elevados

em ^{226}Ra são indicadores de maturação da água.

Encontramo-nos à espera (Outubro, 1990) dos resultados de uma amostra da água termal que foi enviada para o LNETI, para determinação do conteúdo em tritium (^3H - isótopo ambiental).

Embora não nos possibilitasse o conhecimento de uma idade absoluta, tornaria possível saber se a infiltração ocorreu antes de 1952 ou detectar eventual mistura com águas de passado atmosférico recente (posteriores a 1952) (Fontes; 1980).

O ano de 1952 constitui um marco na realização de ensaios termonucleares de fissão pelos E.U.A, procedido por outros países em anos subsequentes (U.R.S.S., França e China). Este tipo de explosões "inundou" a atmosfera em tritium artificial. As escasas, mas fidedignas, determinações dos níveis de ^3H pré-nucleares na precipitação atmosférica forneceram valores médios inferiores a 5 UT (unidades de tritium). Mesmo passadas quase duas décadas sobre o fim dos testes termonucleares, em 1978, os valores de tritium na precipitação estavam acima das 5 UT para qualquer lugar do hemisfério norte (Fontes; 1980).

9.2.4 - Origem do Ra e do Rn

A origem do rádio e do radão na água de Sangemil é aparente e imediata. Esta nascente e a sua área de alimentação enquadram-se nos terrenos graníticos fortemente radioactivos da Zona Centro de Portugal. A emergência ocorre mesmo nas proximidades do nosso distrito uranífero mais importante: Urgeiriça.

Não são conhecidos na área estudada concentrações de urânio com interesse económico, mas anomalias radioactivas relacionadas particularmente com zonas de fractura e esmagamento foram identificadas. Todavia, quantidades importantes de Ra e Rn nas águas, não indicam necessariamente concentrações elevadas em urânio nas rochas envolventes das nascentes, não sendo sequer utilizado como critério para prospecção.

Não possuímos valores da concentração em urânio desta água mas, o carácter marcadamente reductor é sério obstáculo à sua presença em quantidades significativas.

9.2.5 - Efeito biológico dos isótopos radioactivos

O ^{226}Ra é extraordinariamente tóxico, fixando a regulamentação norte-americana um máximo admissível em águas para beber de 5 pCi/l. O limite tolerável para o conteúdo em ^{222}Rn é de 10000 pCi/L.

O radão na água pode constituir um problema de saúde, entrando no corpo humano por consumo directo da água ou através de inalação quando libertado da água usada em banhos e várias outras utilizações. Admite-se estar na origem de cancros do pulmão (Zapeczka & Szabo; 1986).

O perigo do rádio advém da sua acumulação no tecido ósseo humano. Doses significativas podem estar também na origem de diversos tipos de cancro.

A água termal de Sangemil ultrapassa no dobro a concentração máxima admitida nos E.U.A. para o elemento rádio e é cerca de seis vezes superior ao máximo tolerável para o radão.

Não existe, ainda que a nível dos países da comunidade europeia, qualquer regulamentação sobre esta matéria tendo, contudo, em 1988 a Comissão Coordenadora das Normas Alimentares para a Europa (organismo sob a égide da FAO e da OMS) proposto o valor máximo recomendável da actividade do ^{226}Ra em águas minerais naturais de 1 Bq/l (≈ 27 pCi/l)[†], valor cinco vezes superior ao da legislação norte-americana.

Muito provavelmente, esta diferença, ficar-se-à a dever ao consumo mais regular e em maior quantidade de águas de abastecimento doméstico e por outro lado à utilização mais restrita de águas minerais. Desconhecemos até que ponto a proposta europeia incide nas águas com fins terapêuticos

(minerais e medicinais), devendo ainda assim reter-se que os pacientes submetidos a tratamento de cura termal, poderão ingerir ou inalar quantidades importantes de radioelementos, em épocas sucessivas de tratamento hidroterápico.

Embora não prevendo níveis de radioactividade emanados por outros elementos, muito elevados, seria interessante proceder-se a análise mais detalhada do conteúdo radioisotópico desta água.

Acresce referirmos que apesar de cada radionuclídeo possuir um tratamento próprio que o removerá da água com maior eficiência, os métodos convencionais de tratamento da água podem remover até 95% dos radioelementos presentes (Zapeczka & Szabo; 1986).

‡ - Esta proposta de valores foi-nos gentilmente enviada pelo Departamento de Protecção e Segurança Radiológica (LNETI).

ORIGEM DO AQUECIMENTO E TERMALIDADE

É por circulação profunda, recebendo calor das rochas, que a água adquire a temperatura geotermométrica estimada no capítulo anterior.

Que profundidade deverá atingir para a aquisição da temperatura referida e qual a fonte de calor que sustém o sistema? Trata-se de questões, cujas respostas são fundamentais à elaboração de um modelo conceptual, satisfatório, do sistema hidrotermal.

Cientificamente tal só é atingido com recurso a dados geohidrológicos, geoquímicos e do regime térmico adicionais. A falta destes, a discussão que se segue e particularmente os elementos em que assenta, pela aproximação basicamente qualitativa às respostas às perguntas formuladas assume valor especulativo. Ainda assim e porque "enquanto não alcançar esta verdade não poderei corrigi-la; e como não me resignarei sem a corrigir" prova-se justificável a exposição especulativa.

10.1 - Estimativa do Fluxo Térmico

C. Swanberg et al. (1978) encontraram uma relação linear entre a temperatura média fornecida pelo geotermómetro de sílica (Truesdell, 1976, Quartzo - arrefecimento condutivo) aplicado a águas não termais (t_{SiO_2} em $^{\circ}C$) e o fluxo térmico (q em mWm^{-2}) para uma dada região, da forma:

$$t_{SiO_2} = mq + b$$

em que b , a ordenada na origem, tem como significado físico a temperatura média anual do ar ($13.2\text{ }^{\circ}\text{C}$) e m , o declive, relaciona-se com a profundidade média mínima de circulação da água ($0.67\text{ }^{\circ}\text{Cm}^2\text{mW}^{-1}$).

A utilização de 70000 amostras de água cobrindo o vasto e diversificado território dos Estados Unidos, é garantia da possibilidade de extrapolação da correlação obtida para diferentes locais.

Para as 14 amostras de águas frias da região de Sangemil de que se dispõem análises químicas, foi encontrado um valor médio do conteúdo em sílica dissolvida de 21.3 ppm, a que corresponde uma temperatura geotermométrica de $65.7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Utilizando estes dados na equação proposta por Swanberg et al. (1978), obtém-se um valor médio do fluxo térmico de 78 mWm^{-2} ($1.86\text{ }\mu\text{cal/cm}^2/\text{s}$), que é ligeiramente superior ao valor médio das observações efectuadas para a Europa: 62.1 mWm^{-2} (Cermák & Hurtig; 1978/79).

Assumindo uma condutibilidade térmica (K) para os granitos de 3.14 W/mK ($7.5 \times 10^{-3}\text{ cal/cm}^{\circ}\text{Cs}$)[#], o gradiente térmico vertical (r) para a região seria de $24.8\text{ }^{\circ}\text{C/Km}$. Isto significaria que a profundidade a que a água teria de circular, após entrada no circuito hidrotermal (temperatura média anual do ar $13\text{ }^{\circ}\text{C}$) para obter, a temperatura que se conjectura no reservatório, seria da ordem dos 4000 m. A esta profundidade a maior parte das fracturas já estará fechada por efeito da pressão litostática e assim a circulação da água estaria limitada às fracturas reactivadas relacionadas com movimentos tectónicos mais importantes e recentes. A dimensão da falha do Dão suporta tais profundidades.

A condutibilidade térmica dos granitos oscila entre 6 e $9 \times 10^{-3}\text{ cal/cm}^{\circ}\text{Cs}$ (in Bowen; 1979, pág.29)

10.2 - Calor Radiogénico e Fluxo de Calor Térmico

O decaimento radioactivo na crosta é uma fonte importante do fluxo de calor observado à superfície. Os elementos radioactivos mais relevantes são o urânio, o tório e o potássio, cujas produções de energia segundo estimativas de Birch (1954; in Tilling & Gottfried, 1969) são: 1 ppm U = 0.73 $\mu\text{cal/gr ano}$; 1 ppm Th = 0.20 $\mu\text{cal/gr ano}$ e 1% K = 0.27 $\mu\text{cal/gr ano}$. Os teores de U e Th utilizados, são a média aritmética das determinações efectuadas em sete locais que orlam a Este, a área interessada neste estudo (Fig.10.1). A região de Sangemil apenas foi objecto de um levantamento radiométrico pela E.N.U., que claramente evidencia anomalias relacionadas com zonas de alteração hidrotermal e falhamento. O conteúdo em potássio (4.98%), corresponde à média de 16 amostras colhidas na Urgeiriça e arredores.

Com estes dados que julgamos representativos da área em estudo, estima-se o calor total produzido pelos elementos radioactivos em 4.31 μWm^{-3} (12.0 $\mu\text{cal/gr ano}$) (quadro 10.I). Assim, o fluxo térmico estimado, poderia ser atribuído ao calor radiogénico produzido por uma coluna de rocha com aproximadamente 18 Km de espessura, na condição da distribuição vertical dos elementos radioactivos permanecer constante. Tal eventualidade é todavia refutada porquanto estudos existentes, põem em evidência uma diminuição em profundidade do calor radiogénico produzido pelas rochas cristalinas com o aumento da velocidade de propagação das ondas sísmicas compressionais, em nítida associação com a mudança de composição das rochas crustais, de ácidas a básicas (Rybach; 1978/79). Este autor apresenta uma relação empírica que possibilita o cálculo da produção radiogénica de calor em função da profundidade, conhecida a velocidade de propagação das ondas sísmicas longitudinais para a crosta. Se se dispuser de determinações do fluxo térmico à superfície é possível a modelação térmica da crosta e determinação do fluxo de calor com origem no manto.

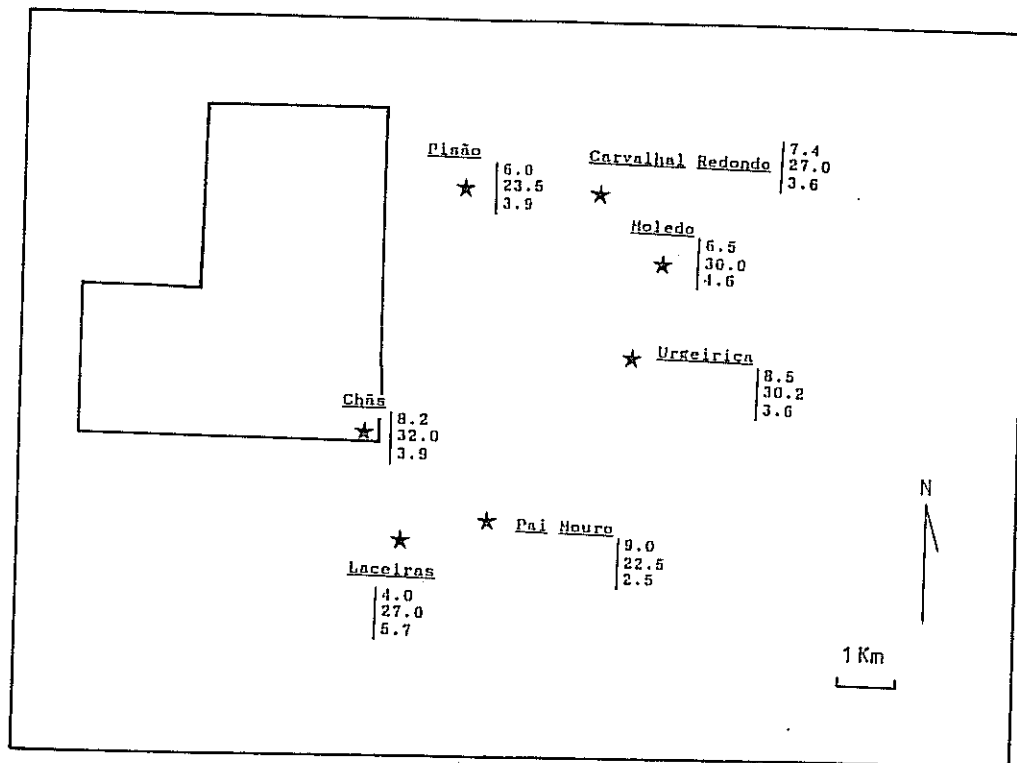


Figura 10.1 - Distribuição espacial dos teores em Urânio e Tório no granito são, porfiróide, dos arredores da Urgeiriça.

Urgeiriça
 8.5 (U em ppm)
 30.2 (Th em ppm)
 3.6 (Th/U)

Quadro 10.I - Produção de calor radiogénico.

| Calor Radiogénico ($\mu\text{cal/gr.ano}$) | | | |
|--|-------|---------|-------------|
| Urânio | Tório | Potásio | Calor Total |
| 5.2 | 5.5 | 1.3 | 12.0 |

A profundidade do batólito granítico não está averiguada nem há tão pouco qualquer investigação geofísica levada a efeito, mesmo que a uma escala regional. Os dados geofísicos existentes, que de maneira indirecta poderão interessar-nos, limitam-se a perfis de sísmica de refração - reflexão de grande ângulo realizados na zona Centro-Ibérica e localizados na sua parte norte (Galiza) e mais meridional (Banda; 1987). Daí se conclui que a estrutura da crosta naqueles locais apresente coincidências apreciáveis como seja a estratificação em camadas, com velocidades crescentes de propagação das ondas sísmicas em profundidade. Regista-se a excepção, na parte meridional, para a ocorrência, entre os 7 e 12 Km de uma camada de baixa velocidade, interpretada como tratando-se de intrusões graníticas. Estas intrusões ígneas se recentes, a pequena profundidade, de carácter local mas ubíquo, em zonas de movimentos tectónicos intensos e extensos, tem sido relacionadas com inúmeros sistemas hidrotermais.

Embora o aquecimento possa ficar a dever-se ao gradiente geotérmico, não deverá excluir-se a possibilidade da água durante a sua circulação descendente contactar com rochas anormalmente quentes, que lhes transmitam o seu calor. De momento não há evidências a favor de qualquer das hipóteses, pelo que, esta matéria continua aberta a discussão.

Devemos enfatizar a necessidade de levar a cabo observações em grande escala e duma maneira sistemática, particularmente no campo de estudo dos gradientes geotérmicos e medidas de fluxo de calor crustal. Só assim será possível conhecer as verdadeiras potencialidades deste e de outros sistemas hidrotermais tão abundantes no nosso país.

PROPOSTA DE MODELO CONCEPTUAL DO SISTEMA HIDROTHERMAL

O uso combinado dos elementos geológicos e geoquímicos disponíveis, parece sustentar um modelo que nas suas linhas gerais pressupõe uma história relativamente simples para a água termal de Sangemil.

A água meteórica, do local de precipitação a maior altitude mas possivelmente não muito afastado da actual emergência, viaja verticalmente para grande profundidade numa corrente descendente, até a zona de abertura mínima ser atingida.

Estima-se em 4000 metros o valor máximo da profundidade a que a água terá de circular para absorver calor e atingir a temperatura de mais ou menos 110 °C, demonstrada pelos geotermómetros utilizados. O aquecimento ficaria a dever-se, neste caso, a um gradiente geotérmico quase normal, mas tratando-se de uma anomalia térmica linear, o deslocamento das isogeotermas resultante da própria actividade da zona de falhamento poderia fazer diminuir aquela profundidade.

A profundidade da ordem dos Kms, muitas das fracturas já se encontram fechadas por efeito da pressão litostática, o que limita o circuito hidráulico a fracturas relacionadas com fenómenos tectónicos de actividade recente, como parece ser a falha do Dão.

Concomitantemente à infiltração, ocorre interacção com as rochas que modifica a composição química da água, até se produzir equilíbrio químico na parte mais profunda do sistema.

Com a expansão do volume devido ao aquecimento, a corrente ascendente torna-se efectiva e a água inicia o seu percurso de

retorno à superfície, emergindo em fracturas abertas, a ponto de menor altitude em relação à área de recarga.

Mistura significativa com águas frias pouco profundas não parece acontecer durante a ascensão da água termal. Esta inibição deve ficar a dever-se à relativamente elevada pressão hidráulica da água quente na conduta.

A medida que se move através do sistema, a água é aquecida desde aproximadamente o valor da temperatura média anual do ar (13 °C) a uma temperatura da ordem dos 110 °C, por condução a partir das rochas envolventes. O ganho em calor pode ser calculado por:

$$C = \rho [110^{\circ}\text{C} (h_{110^{\circ}\text{C}} - h_{13^{\circ}\text{C}})$$

em que C é o ganho em calor, ρ a densidade do fluido e h a entalpia ($C \approx 91 \text{ Cal/Cm}^3$).

O calor é removido do reservatório termal a uma razão dada por CQ, onde Q é o caudal de água quente. Assim a nossa estimativa da descarga convectiva de calor a partir do sistema é de $1.82 \times 10^5 \text{ Cal/s}$. Há uma perda de $8.2 \times 10^4 \text{ Cal/s}$ (45% do conteúdo inicial) até a água atingir a superfície, onde emerge à temperatura de aproximadamente 50 °C.

A quantidade de calor perdido por condução e o abaixamento de temperatura resultante, dependem fortemente das características geométricas do canal ascendente. Tratando-se de uma falha o modelo planar é o mais adaptado. Contudo, na emergência a água termal brota de diaclases do granito, favorecida por uma falha de orientação NNW-SSE. Embora descontínuas nos seus próprios planos, estas estruturas formarão uma rede de fluxo contínuo e devem intersectar a falha termal de Sangemil em profundidade.

Trata-se de um sistema que no conceito de Ellis & Mahon (1977) é considerado um sistema hidrotermal cíclico.

ESTADO DE UTILIZAÇÃO DA ÁGUA TERMAL E PERSPECTIVAS DE DESENVOLVIMENTO

12.1 - Utilização Actual

O uso popular atribui-lhe virtudes terapêuticas, sobretudo, no tratamento do reumatismo.

A técnica hidroterápica consiste nos banhos de imersão. Duas pensões e algumas casas de aluguer, dispendo de água quente canalizada durante a época termal (1 de Junho a 30 de Setembro), desempenham o duplo papel de estabelecimentos hoteleiros e "balneários". Aos banhos, tomados à temperatura máxima suportável durante cerca de meia hora, segue-se o repouso com intensa sudação.

Não existe qualquer acompanhamento médico durante a estadia dos aquistas, encontrando-se muitos deles nas termas sem qualquer recomendação prévia de um especialista e ignorando possíveis contra-indicações. Tudo decorre no maior primitivismo, seguindo velhas práticas populares bastante enraizadas.

Observações clínicas sobre o carácter medicinal desta água, não foram até hoje efectuadas. Apenas num dicionário enciclopédico de medicina (Artur Coutinho; 1957), vimos referência às águas de Sangemil como indicadas no tratamento de reumatismos e doenças do foro dermatológico. Anuários hidrológicos mais recentes ou não fazem referência a estas águas ou se limitam a referir o uso tradicional no reumatismo.

Sem querermos entrar no controverso campo do mecanismo de

acção das águas termais - investigação que pertence ao domínio das ciências médicas - parece-nos, face à idêntica composição físico-química da água de Sangemil e da de outras estâncias termais, com indicações terapêuticas em situações patológicas diversificadas, que aquela poderá ver alargado o domínio das suas aplicações. Assim, estudos sobre a acção fisiológica do tratamento hidrotermal apontem nesse sentido e se disponha dos meios para as práticas termais adequadas.

12.2 - Perspectivas de Desenvolvimento

Para que o hidrotermalismo em Sangemil seja considerado na sua verdadeira expressão, muito há a fazer no plano das infraestruturas básicas nomeadamente, em instalações balneares actualizadas (obras em decurso) e estruturas de apoio para turismo e lazer.

É também necessário a elaboração e correcta aplicação de um plano director que defenda as nascentes, garanta áreas de crescimento e preserve os espaços envolventes numa harmonia ambiental, visando um completo aproveitamento de múltiplas actividades correlativas das quais se destacam a recriação desportiva e o turismo.

O uso para fins de cura constitui apenas um dos domínios de aproveitamento das águas termais. É restrito no tempo, funcionando as estâncias termais e climáticas durante aproximadamente quatro meses por ano.

O outro reporta-se ao conteúdo em calor destes recursos naturais. É variado o leque de aplicações, mesmo com exclusão das utilizações mais correntes em baixa entalpia e que requerem a existência de consumidores instalados, que permitam viabilidade económica do projecto (por exemplo: aquecimento de edifícios, piscinas etc.). Pequenos esquemas de utilização para fins industriais ou agrícolas, serão mais conformes à realidade económico-

social do pólo geotermal de Sangemil.

De fora, chegam-nos exemplos de realizações, algumas bastante invulgares.

Aquecimento de estufas, secagem de algas marinhas para fins industriais, cultura de peixes (salmão e trutas), são entre outras (aquecimento de edifícios residenciais, comerciais, industriais e piscinas para natação) aplicações correntes na Islândia (Gudmundsson; 1982).

Em Israel, utiliza-se a água quente para aquecimento do solo, permitindo o crescimento de flores e outras culturas valiosas fora de época. A mesma água já arrefecida é usada na rega (Barnea; 1988).

Do Japão e Zimbabwe, o exemplo da criação de crocodilos em piscinas aquecidas com águas termais. Além da pele, no segundo dos países referidos comercializa-se igualmente a carne dos anfíbios (Barnea; 1988).

O quadro 12.I apresenta o equivalente em barris de petróleo e em toneladas de carvão, da energia calorífica emanada anualmente pela água das nascentes de Sangemil.

Quadro 12.I - Equivalente a combustíveis do calor emanado anualmente pela água de Sangemil.

(* 1 Barril = 42 Gal = 174 l)

| | CONTEÚDO CALORÍFERO | | |
|--|---|--|--|
| | ÁGUA (cal/m ³) 49,5 x 10 ⁷ | PETRÓLEO (cal/barril [*]) 1,45 x 10 ⁹ | CARVÃO (cal/gr) ₃ 7,2 x 10 ³ |
| Equivalente energético para um caudal de 6,3 x 10 ⁴ m ³ /ano | 3,12 x 10 ¹² cal | 2150 barris | 434 toneladas |

Os valores encontrados para as actuais condições de emergência (caudal e temperatura), não deixam de ser significativos para um país cuja dependência energética em relação ao exterior é grande. Com condições melhoradas de captação, assumiriam certamente valores potenciais ainda mais expressivos.

Em conclusão, poderemos afirmar que uma estância termal em Sangemil, possui condições para constituir motivo de progresso e desenvolvimento para a região, proporcionando impacto sensível nas actividades económicas, com o seu abastecimento, conservação e funcionamento. Noutra vertente, urge criar condições para o aproveitamento durante todo o ano das potencialidades em geocalor deste pólo termal, conservando no entanto a qualidade e a perenidade do recurso sanitário.

VULNERABILIDADE A POLUIÇÃO

13.1 - Definição de Zonas de Protecção

Pelas condições geológico-estruturais prevalecentes, pode considerar-se a estrutura hidrotermal de Sangemil como compreendendo: a área de alimentação, que permitirá a recarga por infiltração de água meteórica; uma área de transição-acumulação e a área de descarga, pela qual se processa a drenagem natural do sistema.

Trata-se, segundo Franko et al. (1987), de uma estrutura aberta onde é possível distinguir duas zonas a proteger do impacto ambiental: zona de protecção primária, que protegerá a área de descarga e zona de protecção secundária, abrangendo as áreas de alimentação/transição-acumulação, que em maciços cristalinos estão em sobreposição.

13.2 - Focos de Poluição

Constituem as actividades antropogénicas os focos potenciais de poluição, que por adição de substâncias diversas são capazes de alterar a qualidade química/biológica da água (Estampa II e III).

A carta em anexo (9), faz o inventário das fontes de poluição existentes na região, podendo sistematizá-las em função da sua origem em:

-Poluição de origem urbana, que resulta de rejeitos de águas de uso doméstico, geralmente relacionada com a ausência de rede de esgotos. A situação nas Caldas de Sangemil, irá resolver-se a curto prazo, uma vez decorrerem actualmente trabalhos para instalação do saneamento básico, ficando ligada a rede de esgotos à futura estação de tratamento de águas residuais, que se localizará 600 m a jusante da povoação (informação da C.M.T).

- Focos de poluição de origem agrícola, originados pela utilização de adubos químicos e pesticidas, em áreas de cultivo mais ou menos extensas, nas encostas do vale do rio Dão e em linhas de água afluentes.

Constituem exemplos de focos de contaminação pontuais, algumas unidades de exploração agro-pecuária, e estação de abastecimento de combustíveis.

13.3 - Zonas de Protecção

13.3.1 - Zona de protecção secundária

Poder-se-ia mesmo com conhecimento reduzido sobre o carácter hidrológico das fracturas delineadas na região, conseguir uma delimitação aproximativa da área de alimentação e assim definir a respectiva zona a proteger. A extensão superficial da área que se obteria, tornava problemática a sua protecção, pois envolveria aspectos da mais diversa índole, não só geohidrológicos, mas também económicos, sociais e mesmo administrativos.

Por outro lado, devido à circulação profunda e tempo de residência elevado, possibilitando maior eficácia aos mecanismos hidroquímicos e hidrobiológicos de autodepuração, as águas termais não estão imediatamente expostas à contaminação.

13.3.2 - Zona de protecção primária

Uma atenção maior requer a defesa da área de descarga, passando obrigatoriamente pela aplicação de medidas adequadas. O enquadramento geomorfológico e as condições tectónicas na área de emergência, atestam bem da vulnerabilidade da água termal à poluição.

As famílias de fracturas abertas, comunicantes entre si, que ocorrem na área de descarga (estampa VI, fot. B), propiciando uma propagação rápida de eventuais poluições, estendem-se para montante, até uma distância de aproximadamente 300 m. É desta ordem de grandeza a distância mínima de protecção proposta para a zona de protecção primária, devendo estender-se segundo as direcções das estruturas dominantes (NNW-SSE e NE-SW).

É necessário que os sistemas de drenagem de águas residuais domésticas actuais sejam eliminados em definitivo e a área a montante das nascentes vedada ao desenvolvimento urbano, não devendo ser permitido qualquer tipo de construção. Assegurar-se-à assim, a protecção bacteriológica da água.

As zonas de cultivo dentro do perímetro de protecção, ou imediatamente adjacentes, deverão ser reconvertidas ou proceder-se ao estabelecimento de um programa de desenvolvimento agrícola, extensível a uma área mais vasta, que permita a redução dos riscos de contaminação induzida pelo uso de fertilizantes e pesticidas a um nível mínimo.

Um outro risco de poluição procede da intensa circulação de águas frias superficiais, na proximidade das nascentes quentes. A sua localização em fundo de vale e no leito do rio, traduz bem a necessidade da realização de uma captação profunda, que permita um eficaz isolamento da água termal, com provável aumento de mineralização e temperatura (estampas IV e V).

Trabalhos de pesquisa na área envolvente das nascentes, permitirão um conhecimento pormenorizado dos mecanismos de emergência. Só então será possível decidir pelos dispositivos de

captação e protecção mais apropriados, a um regime de exploração óptimo, que permita um caudal que supra as necessidades da afluência de maior número de aquistas, uma vez em funcionamento o estabelecimento hidroterápico, sem impactos quantitativos com carácter negativo sobre as reservas dinâmicas.

Deve-se ainda proceder a um controlo regular das características da água, cujas normas de qualidade deverão ser estabelecidas com referência às exigências duma procura de utilização medicinal.

CONCLUSÕES

As principais conclusões deste trabalho sintetizam-se nos seguintes parágrafos:

- A região de Sangemil (concelho de Tondela, distrito de Viseu), caracteriza-se climaticamente por um Inverno e Verão moderados. A temperatura média anual do ar é de 13 °C e a precipitação total média anual de 1305.3 mm. O balanço hídrico estima a infiltração em 270 mm/ano.

- Trata-se de uma região montanhosa com a geomorfologia a ser dominada pelo encaixe de direcção geral NE-SW, do rio Dão e dos seus afluentes.

- As nascentes termais localizam-se em fundo de vale, junto à margem direita do rio Dão, mas ainda no seu leito.

- Brotam de granitos porfiróides de grão grosseiro, biotíticos, tardi - Hercínicos, próximo do cruzamento de duas falhas de orientação N40°-50°E (falha "termal" de Sangemil, cuja expressão regional é a falha do Dão) e N25°W.

- Do ponto de vista químico as águas termais (temperatura na emergência de 49.5 °C) são sulfúreas, bicarbonatadas sódicas, com reacção alcalina e elevado poder redutor. Revelam marcado equilíbrio químico, comparativamente às águas frias locais. São fortemente radioactivas pelo Ra e Rn.

- A geotermometria química aponta para temperaturas no "reservatório" da ordem dos 110° ± 10°C . Estes valores são parcialmente suportados pelos geotermómetros termodinâmicos.

- O inventário dos pontos de água na área adjacente das emergências, não evidenciou qualquer outra manifestação de hidrotermalismo com semelhante dimensão. Excepção para a água de um furo localizado nas proximidades da nascente termal, mas que constitui uma "ramificação" da emergência termal, que se mistura com águas frias superficiais.

- Dado o seu carácter superficial, as nascentes termominerais encontram-se relativamente expostas a fenómenos poluidores bacteriológicos e químicos. Aponta-se como necessário o estabelecimento de uma área de protecção primária abrangendo faixas nas direcções das principais estruturas, numa distância mínima de 300 metros relativamente às nascentes.

- Os dispositivos de protecção adequados ao impacto ambiental (humano e natural), só poderão ser estabelecidos após pesquisa que permita melhorar os conhecimentos existentes sobre os mecanismos das emergências.

- Os isótopos de oxigénio e hidrogénio confirmam a origem meteórica destas águas. As águas meteóricas infiltram-se, atingem grande profundidade, sobreaquecem (adquirem mineralização) e criam-se correntes de convecção que possibilitam o retorno da água à superfície. Durante a ascensão, as águas arrefecem por condução, mas consideram-se desprezíveis as variações de composição química.

- O seu uso como água medicinal é incipiente e nulo o aproveitamento energético. São recomendadas para patologias reumáticas e músculo-esqueléticas.

- Embora desfavorecida no contexto geral das termas portuguesas, trata-se de uma região com potencialidades importantes e complementaridades susceptíveis de possibilitar um desenvolvimento equilibrado e auto sustentado.

BIBLIOGRAFIA

- Aires-Barros, L. (1978). Aproveitamentos geotérmicos. Considerações gerais. A exploração de altas e baixas entalpias no território português. Boletim de Minas, vol. 15 (3/4), p. 143 - 155.
- Aires-Barros (1979). Termometria geoquímica. Princípios gerais, aplicações geotérmicas a casos portugueses. Comunic. Serv. Geol. Portugal, tomo LXIV, Lisboa, p. 103 - 132.
- Aires-Barros, L. (1981). Sobre as potencialidades em geocalor de alguns pólos geotérmicos do continente português. Boletim de Minas, vol. 18 (2), p. 51 - 58.
- Aires-Barros, L. (1989). Geothermal resources in Portugal. Anais da UTAD, vol. 2 (1), p. 11 - 22.
- Al-Ruwaih, F. (1984). Ground water chemistry of Dibdiba Formation, North Kuwait. Ground Water, vol. 22, nº4, p. 412-417.
- Albert-Beltrán, J. F. (1975). El equilibrio albita-anortita como termómetro hidrogeotérmico en zonas graníticas. Acta Geológica Hispánica, tomo X, nº 5, p. 170-174.
- Almeida, A., J. D. Almeida (1975). Inventário hidrológico de Portugal. Beira Alta, 3º vol. Instituto de Hidrologia de Lisboa, Lisboa, 525 p.
- Almeida, C. (1985). Hidrogeologia do Algarve Central. Dissertação para obtenção do grau de Doutor. Fac. Ciências da U. Lisboa, Lisboa, 333 p.
- Almeida, F. M. (1982). Novos dados geotermométricos sobre águas de Chaves e de S. Pedro do Sul. Comunic. Serv. Geol. Portugal, tomo 68, fasc. 2, p. 179 - 190.
- Andrade, A. A. Freire (1894). Relatório de reconhecimento das

- águas das Caldas de Sangemil. (Nascente nº 26). Arquivo da Direcção de Águas Minerais e de Mesa, Lisboa.
- Andrade, C. F. (1937). Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura. Direcção Geral de Minas e Serviços Geológicos, Lisboa, p. 235.
- Andrews, J. N. (1983). Dissolved radioelements and inert gases in geothermal investigations. Geothermics, vol. 12, nº 2/3, p.67-82.
- Arnason, B. (1977). Hydrothermal systems traced by deuterium. Geothermics, vol. 5, p. 125-151.
- Arnórsson, S. (1975). Application of the silica geothermometer in low temperature hydrothermal areas in Iceland. American Journal of Science, vol. 275, p. 763-784.
- Arnórsson, S., S. Sigurdsson, H. Svavarsson (1983). The chemistry of geothermal waters in Iceland - Calculation of aqueous speciation from 0° a 370°C. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 46, p. 1513 - 1532.
- Arnórsson, S. (1983). Chemical equilibria in Icelandic geothermal systems - implications for chemical geothermometry investigations. Geothermics, vol. 12, nº 2/3, p. 119-128.
- Banda, E. (1987). Estructura cortical del macizo hesperico: la aportacion geofisica, in Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Mazizo Hesperico, libro homenaje a L. C. Garcia de Figuerola. Ed. F. Bea et al., p. 224 - 231.
- Barnea, J. (1988). Unusual applications of small geothermal resources. Geothermics, vol. 17, nº 1, p. 137 - 139.
- Bowen, R. (1979). Geothermal resources. Ed. Applied Science Publishers, London. 243 p.
- Brook, C. A., R. H. Mariner, D. R. Mabey, J. R. Swanson, M. Guffanti, L. J. P. Muffler (1978). Hydrothermal convection systems with reservoir temperatures $\geq 90^{\circ}\text{C}$. Geol. Surv. Circular 790, p. 18 - 43.
- Cabral, J. (1986). A neotectónica de Portugal continental - Estado actual dos conhecimentos. Maleo, Lisboa, vol.2, nº

- 14, p. 3 - 5.
- Cabral, J., A. Ribeiro (1988). Carta neotectónica de Portugal à escala 1/1000000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Calado, C. (1989). Ocorrências de águas termais em Portugal continental. Algumas condições hidrogeológicas e jurídico-administrativas na sua exploração como recurso geotérmico. Anais da UTAD, vol. 2 (1), p. 85 - 94.
- Capdevilla, R., Corretgé, G., P. Floor (1973). Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. Bul. Soc. Geol. France, (7), XV, nº 3 - 4, p. 208 - 224.
- Carvalho, A. H. (1956). Informação sobre radioactividade das águas minerais portuguesas. Revista de Química Pura e Aplicada, Porto, IV Série, IV ano, vol. XXXVI, p. 205-212.
- Carvalho, A. F. (1981). A terra de Besteiros e o actual concelho de Tondela - Esboço histórico e toponímico. Ed. Câmara Municipal de Tondela.
- Carvalho, J. M., L. F. Silva (1989). Recursos e metodologias de desenvolvimento dos pólos geotérmicos de Trás-os-Montes. Anais da UTAD, vol. 2 (1), p. 23 - 46.
- Carvalho, M. R. E. (1989). HIDSPEC, um programa de especiação e cálculo de equilíbrios água/rocha. Aplicações. Dissertação apresentada à U. de Lisboa para obtenção do grau de Mestre em Geologia Económica e Aplicada, Lisboa, 238 p.
- Carvalho, M. R. E., C. Almeida (1989). Hidspec, um programa de especiação e cálculo de equilíbrios água/rocha. Geociências, Rev. Univ. Aveiro, vol. 4, fasc. 2, p. 1 - 22.
- Cermák, V., E. Hurtig (1978/79). The preliminary heat flow map of Europe and some of its Tectonic and geophysical implications. Pageoph., vol. 117, p. 92-103.
- Choffat, P. (1917). La ligne de depression Régua-Verin et ses sources carbonatées. Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, tomo XII, p. 35 - 69.
- Comissão Nacional do Ambiente (1975). Atlas do ambiente: Carta de escoamentos.

- Coutinho, A. C. (1957). Dicionário Enciclopédico de Medicina. Editora Argo, vol. 2, Lisboa, p. 1959.
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. Science, vol. 133, p.1702 - 1703.
- Custodio, E., M.R. Lhamas (1983). Hidrologia Subterránea. Vol. I, 2ª Edição. Ed. Omega, Barcelona, 2350 p.
- Davies, J. C. (1973). Statistics and data analysis in geology. 2ª Ed., John Wiley & Sons, New York, 646 p.
- Dalton, M. G., S. B. Upchurch (1978). Interpretation of hydrochemical facies by factor analysis. Ground Water, vol. 16, nº 4, p. 228 - 233.
- Dawdy, D. R., J. H. Feth (1967). Applications of factor analysis in study of chemistry of groundwater quality, Mojave River Valley, California. Water Resources Research, vol. 3, nº 2, p. 505 - 510.
- Diário da República (1990/16 de Março). Nº 63, 1ª série. Decretos-lei: nº 86 e 87.
- Ellis, A. J., W. A. J. Mahon (1977). Chemistry and geothermal systems. Academic press, New York, 392 p.
- D'Amore, F., C. Panichi (1987). Geochemistry in geothermal exploration. In "Applied geothermics", Ed. M. J. Economides, P. O. Ungemach. Cap. 5, p. 69 - 88.
- D'Amore, F., R. Fancelli, R. Caboi (1987). Observations on the application of chemical geothermometers to some hydrothermal systems in Sardinia. Geothermics, vol. 16. nº 3, p. 271 - 282.
- Ferreira, M. Portugal, J. M. Carvalho, J.L. Mendonça (1984). Águas minerais na Zona Centro Ibérica-(Sector de Portugal): metodologia, tipologias. 1º Congresso Espanhol de Geologia tomo IV, Segovia.
- Ferreira, M. Portugal (1984). Sistemas geotérmicos de baixa entalpia na região Centro de Portugal. Jornadas Europeias de Energia a Nível Regional. Com. Coord. da Região Centro, Coimbra.

- Ferreira, N., M. Iglesias, F. Noronha, E. Pereira, A. Ribeiro, M. L. Ribeiro (1987). Granitóides da zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico, in *Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico - Libro homenaje a L. C. Garcia de Figuerola*. Ed. F. Bea et. Al., p. 37 - 51.
- Figueiredo, F. A. (1950). As águas minerais esquecidas - As Termas de Sangemil. Comunicação apresentada ao II Congresso Luso-Espanhol de Hidrologia. 19 p.
- Fontes, J. C. (1980). Environmental isotopes in ground water hydrology. In "Handbook of environmental isotopes geochemistry", Ed. P. Fritz, J. C. Fontes, cap. 3, p. 75 - 140.
- Fouillac, C., G. Michard (1981). Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. Geothermics, vol. 10, nº 1, p. 55-70.
- Fouillac, C. (1983). Chemical geothermometry in CO₂-rich thermal waters. Example of the French Massif Central. Geothermics, vol. 12, nº 2/3, p. 149 - 160.
- Fournier, R. O. (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. Geothermics, vol. 5, p.41-50.
- Fournier, R. O., (1981). Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. In "Geothermal systems: Principles and case histories", Ed. L. Rybach, L. J. P. Muffler, p. 109 - 143.
- Fournier, R. O., A. H. Truesdell (1973). An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 37, p. 1255-1275.
- Fournier, R. O., A. H. Truesdell (1974). Geochemical indicators of subsurface temperature part 2, estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water. Journal Research U. S. Geol. Survey, vol. 2, nº 3, p.263-270.
- Fournier, R. O., D. E. White, A. H. Truesdell (1974). Geochemical indicators of subsurface temperature - part 1, Basic assumptions. U. S. Geol. Surv. Journ. Research, vol. 2, nº3, p.

- Fournier, R. O., R. W. Potter II (1979). Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 43, p. 1543-1550.
- Franko, O., B. Vylita (1987). Guideline for protection of mineral and thermal waters. I.A.H. Commission on Mineral and Thermal Waters, Internal communications.
- Garrels, R. M. (1967). Genesis of some ground waters from igneous rocks. In "Researches in Geochemistry", vol. 2, Ed. Philip H. Abelson, p. 405 - 420.
- Giggenbach, W. F., R. Gonfiantini, B. L. Jangi, A. H. Truesdell (1983). Isotopic and chemical composition of Parbati Valley geothermal discharges, NW Himalaya, India. Geothermics, vol. 12, nº 2/3, p. 199 - 222.
- Goldstein, N. E. (1988). Subregional and detailed exploration for geothermal-hydrothermal resources. Geotherm. Sci. & Tech., vol. 1 (4), p. 303 - 431.
- Gudmundsson, J. S. (1982). Low-temperature geothermal energy use in Iceland. Geothermics, vol. 2, nº 1, p. 59 - 68.
- Haenel R., E. Staroste (1988). Atlas of geothermal resources in the European Community, Austria and Switzerland. Commission of the European Communities. 110 estampas.
- Ivanovich, M.(1982). Uranium series disequilibrium. Applications to environmental problems. Ed. Russel S. Harmon, Oxford.
- Kharaka, Y. K., D. J. Specht, W. W. Carothers (1985). Low to intermediate subsurface temperatures calculated by chemical geothermometers. A.A.P.G. Bulletin, vol. 69/2, Fev., p. 273.
- Lawrence, F. W., S. B. Upchurch (1982). Identification of recharge areas using geochemical factor analysis. Ground Water, vol. 20, nº 6, p. 680 - 686.
- Lencastre, A., F. M. Franco (1984). Lições de Hidrologia. Ed. Universidade Nova de Lisboa, Lisboa, 451 p.
- Machado, M. J. C. (1988). O quimismo das águas sulfúreas portuguesas. Estudos, Notas e Trabalhos, D.G.G.M., tomo 30,

- p. 37 - 49.
- Mandel, S., Z. L. Shiftan (1981). Groundwater Resources - Investigation and Development. Ed. Academic Press, p. 194.
- Matthess, G. (1982). The properties of groundwater. Ed. Wiley & Sons, New York, 406 p.
- Matos, A. V. (1989). Alguns aspectos dos pólos geotérmicos de Trás-os-Montes. Urgência da investigação do potencial geotérmico regional. Anais da UTAD, vol. 2 (1), p. 77 - 84.
- McKenzie W. F., A. H. Truesdell (1977). Geothermal reservoir temperatures estimated from the oxygen isotope compositions of dissolved sulfate and water from hot springs and shallow drillholes. Geothermics, vol. 5, p. 51 - 61.
- Michard, G., C. Fouillac (1976). Remarques sur le geothermometre Na-K-Ca. Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 1, p. 297-304.
- Michard, G. (1979). Géothermomètres chimiques. Bulletin du B.R.G.M, 2ª série, secção 3, nº 2, p. 183-189.
- Michard, G., C. Fouillac, D. Grimaud, J. Denis (1981). Une méthode globale d'estimation des températures de réservoirs alimentant les sources thermales. Exemples du Massif Central Français. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 45, p. 1199 - 1207.
- Michard, G., E. Roekens (1983). Modelling of the chemical composition of alkaline hot waters. Geothermics, Vol. 12, nº 2/3, p. 161 - 169.
- Michard, G., D. Grimaud, F. D'Amore, R. Fancelli (1989). Influence of mobile ion concentrations on the chemical composition of geothermal waters in granitic areas. Example of hot springs from Piemonte (Italy). Geothermics, vol. 18, nº 5/6, p. 729 - 741.
- Moitinho de Almeida, F. (1982). Novos dados geotermométricos sobre águas de Chaves e de S. Pedro do Sul. Com. Serv. Geol. Portugal, tomo LXVIII, fasc. 2, p. 179-190. Lisboa.
- Pereira, E., N. Ferreira (1985). Geologia regional e controlo

- estrutural das nascentes termais de S. Pedro do Sul. Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, tomo 71, fasc. 1, p. 17 - 25.
- Ribeiro, A., F. M. Almeida (1981). Geotermia de baixa entalpia em Portugal continental. Geonovas, Lisboa, vol. 1 (2), p. 60 - 71.
- Ribeiro, A., M. T. Antunes, M. P. Ferreira, R. B. Rocha, A. F. Soares, G. Zbyszewski, F. M. Almeida, D. Carvalho, J. M. Monteiro (1979). Introduction à la géologie générale du Portugal. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 p.
- Sanjuan. B., G. Michard (1987). Aluminum hydroxide solubility in aqueous solutions containing fluoride ions at 50°C. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 51, p. 1823 - 1831.
- Schoeller, H. (1956). Géochimie des eaux souterraines - Application aux eaux des gisements de pétrole. Revue de L'Institut Français du Pétrole et Annales des Combustibles Liquides, Paris, 213 p.
- Schoeller, H. (1962). Les eaux souterraines. Ed. Masson & Cie, Paris, 642 p.
- Serviços cartográficos do exército (1945). Carta militar de Portugal à escala 1/25000, folha 199 - Tondela.
- Serviços Geológicos de Portugal (1962). Carta geológica de Portugal, folha 17 - C; Stª Comba Dão.
- Siever, R. (1962). Silica solubility, 0°-200°C., and the diagenesis of silicious sediments. The Journal of Geology, vol. 70, nº 2, Março, p. 127-150.
- Silva, A, J. Ferreira (1894). Certificado da análise preliminar das Caldas de Sangemil. (Nascente nº 26). Arquivo da Direcção de Águas Minerais e de Mesa, Lisboa.
- Swanberg, C. A., P. Morgan (1978/79). The linear relation between temperatures based on the silica content of groundwater and regional heat flow: a new heat flow map of the United States. Pageoph., vol. 117, p. 227-241.
- Tardy, Y., Dubessy, P. Lot (1977). Conditions d'utilisation des geothermometres chimiques. Cas du Massif de Plombieres

- (France). Seminar on geothermal energy, Brussels, vol. 2, p. 415 - 428.
- Teixeira, C. F. Gonçalves (1980). Introdução à geologia de Portugal. Inst. Nac. Invest. Cient., Lisboa, 475 p.
- Teixeira, C., L. H. Brito de Carvalho, R. F. de Barros, J. Ávila Martins, W. E. L. Haas, L. Pilar, A. T. Rocha (1961). Notícia Explicativa da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, Folha 17-C, Santa Comba Dão. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 31 p.
- Tilling, R. I., D. Gottfried (1969). Distribution of thorium, uranium, and potassium in igneous rocks of the Boulder Batholith Region, Montana, and its bearing on radiogenic heat production and heat flow. Geol. Surv. Prof. Paper 614-E 29 p.
- Truesdell, A. H. (1976). Summary of section III. Geochemical techniques in exploration. Proc. and U. N. Symp. Develop. and use of geothermal Resources S. Francisco, Vol. I
- Truesdell, A. H., B. F. Jones (1974). Wateq - A computer program for calculating chemical equilibria of natural waters. U. S. Geol. Survey Journal Research, vol. 2, p. 233 - 248.
- Truesdell, A. H., J. R. Hulston (1980). Isotopic evidence on environments of geothermal systems. In "Handbook of environmental isotopes", Ed. P. Fritz, J. C. Fontes, cap. 5, p. 179 - 225.
- Truesdell, A. H., R. O. Fournier (1977). Procedure for estimating the temperature of a hot-water component in a mixed water by using a plot of dissolved silica versus enthalpy. Journ. Research U. S. Geol. Survey, vol. 5, nº 1, Jan./Fev., p. 49-52.
- UTAD (1989). Seminário sobre o uso da energia geotérmica em agricultura. Anais da UTAD, 195 p.
- Velho, J. A. L. (1989). Hidrogeologia do anticlinal de Verride. Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para obtenção do grau de Mestre em Geologia Económica e Aplicada,

Lisboa, 163 p.

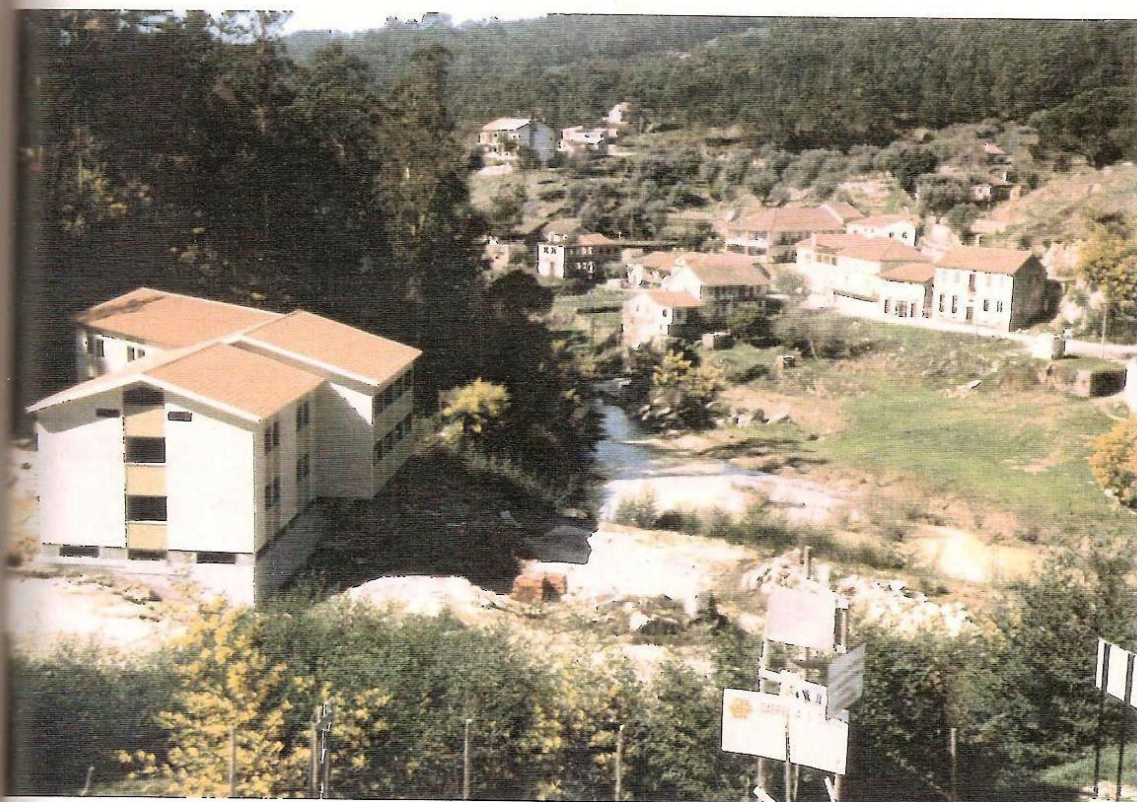
Viana, M. Terra (1894). Relatório sobre o projecto dos trabalhos a executar para a captagem e aproveitamento das águas de Sangemil. (Nascente nº 26). Arquivo da Direcção de Águas Minerais e de Mesa, Lisboa.

Whal, A. C. (1951). Radioactivity applied to chemistry. Ed. John Wiley & Sons, New York, 604 p.

Zapeczka, O.S., Z. Szabo (1986). Natural radioactivity in ground water - a review. U. S. Geol. Surv. Water Supply Paper 2325, p. 50 - 57.



A



B

VISTA DAS TERMAS DE SANGEMIL

A - Em finais da década de 40 (Autor: Dr. Fernando Agostinho Figueiredo).

B - Em 1990. As instalações do futuro balneario aparecem em primeiro plano.



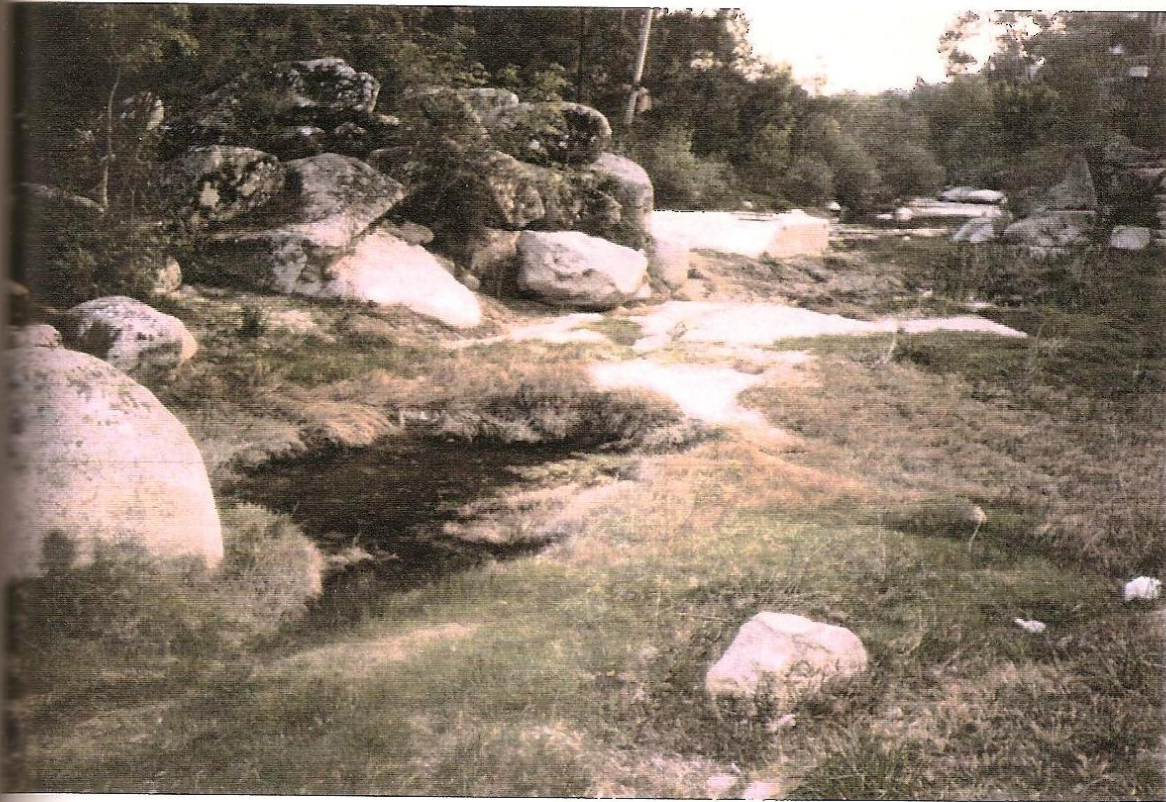
A



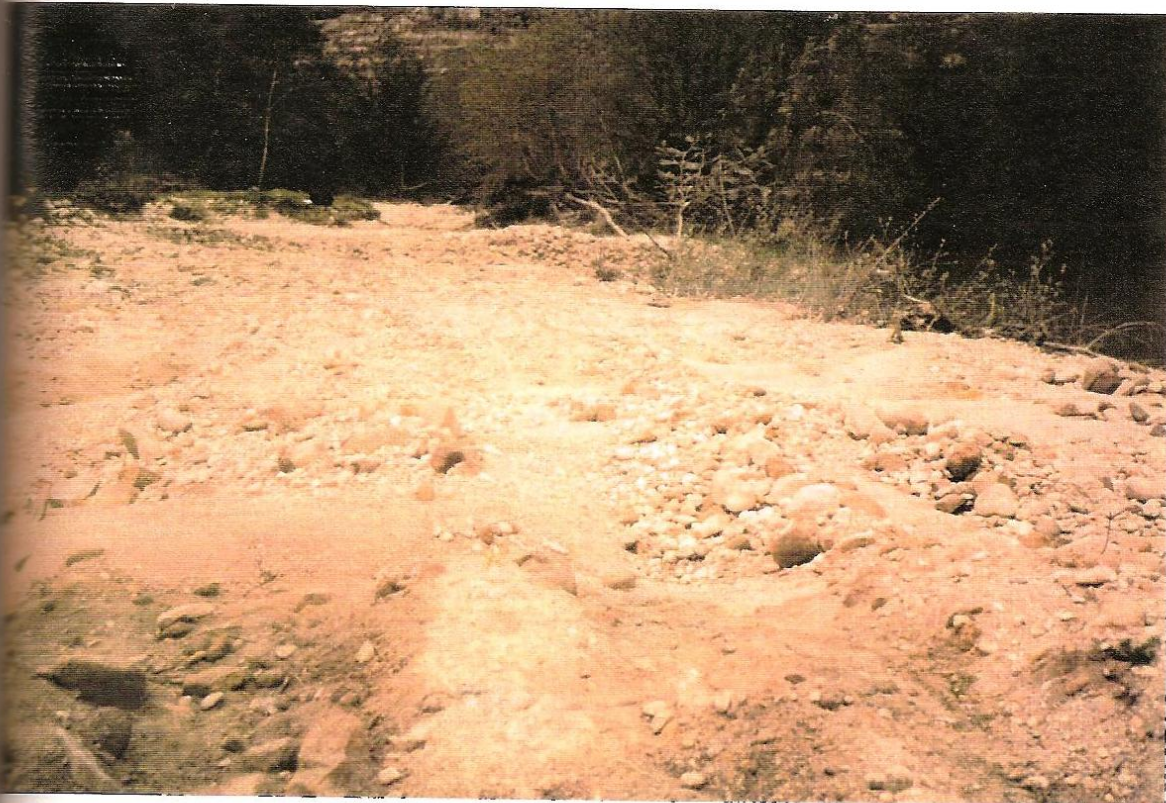
B

IMPACTO AMBIENTAL (Antropogénico)

- Pastoreio nos terrenos adjacentes as nascentes termais. Aspecto degradado das habitações.
- Acumulação de lixo junto as nascentes.



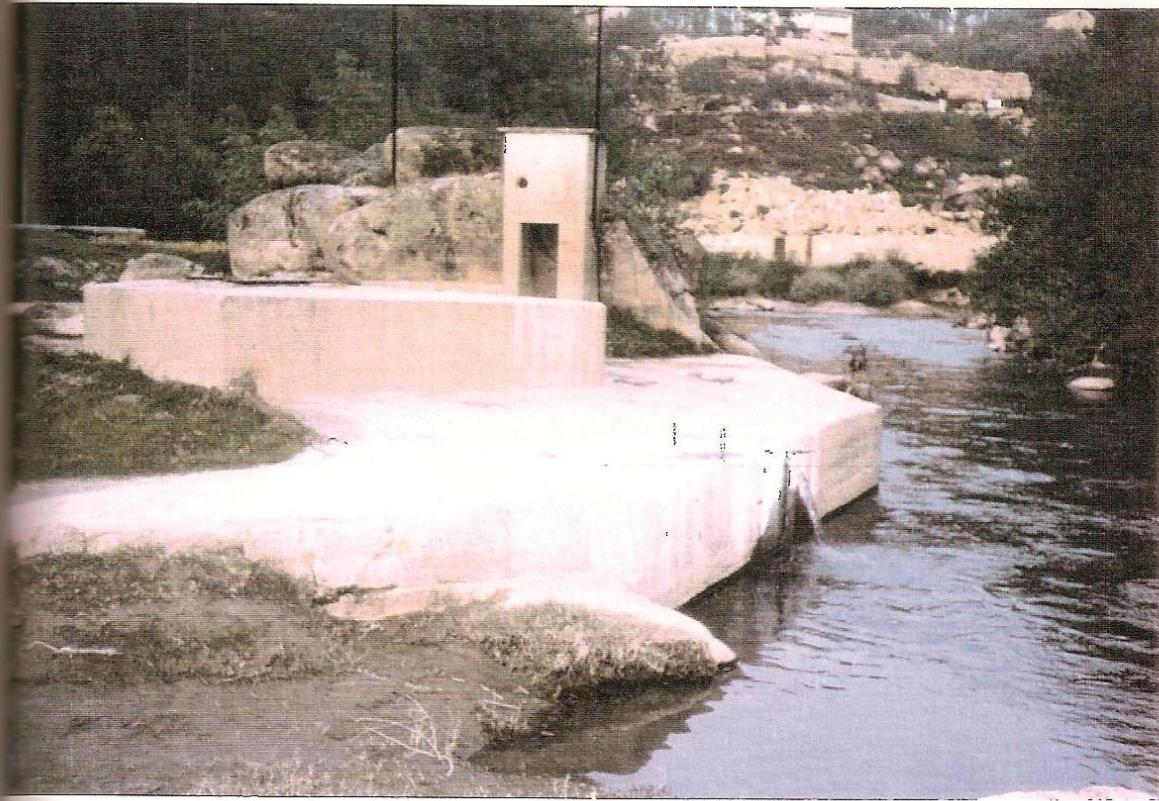
A



B

IMPACTO AMBIENTAL (Antropogénico)

- Poça com água (1) estagnada. Pareceu-nos corresponder a um vertido, cuja origem não conseguimos apurar.
- Areias e cascalheiras fluviais. São alvo de exploração ilegal.



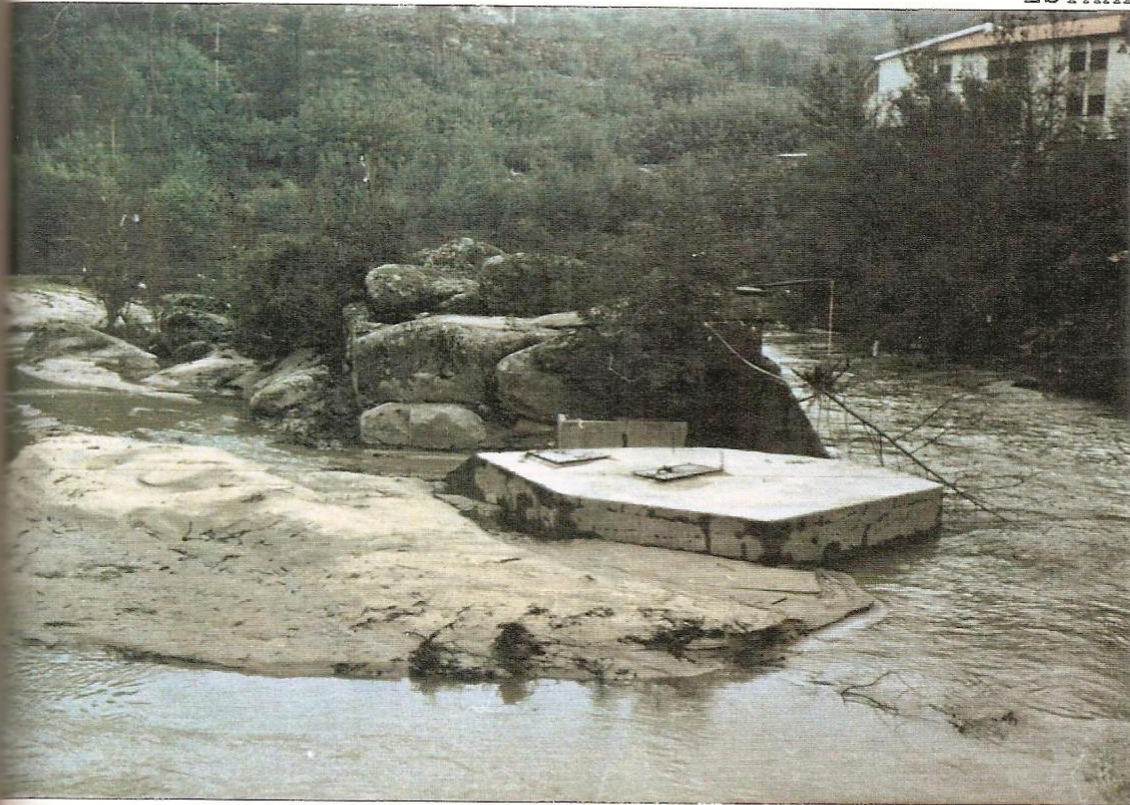
A



B

IMPACTO AMBIENTAL (Natural)

- A "captação", com saída em "trop plein".
- Subida do nível das águas do rio e submersão parcial da "captação".



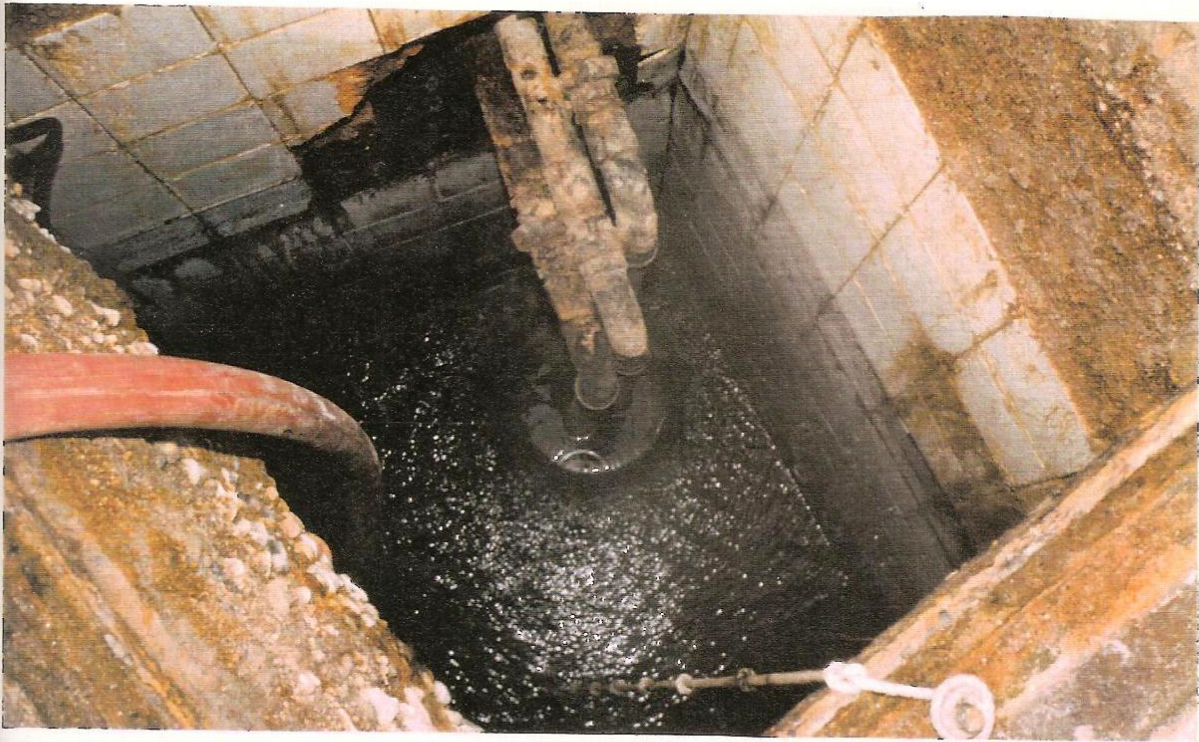
A



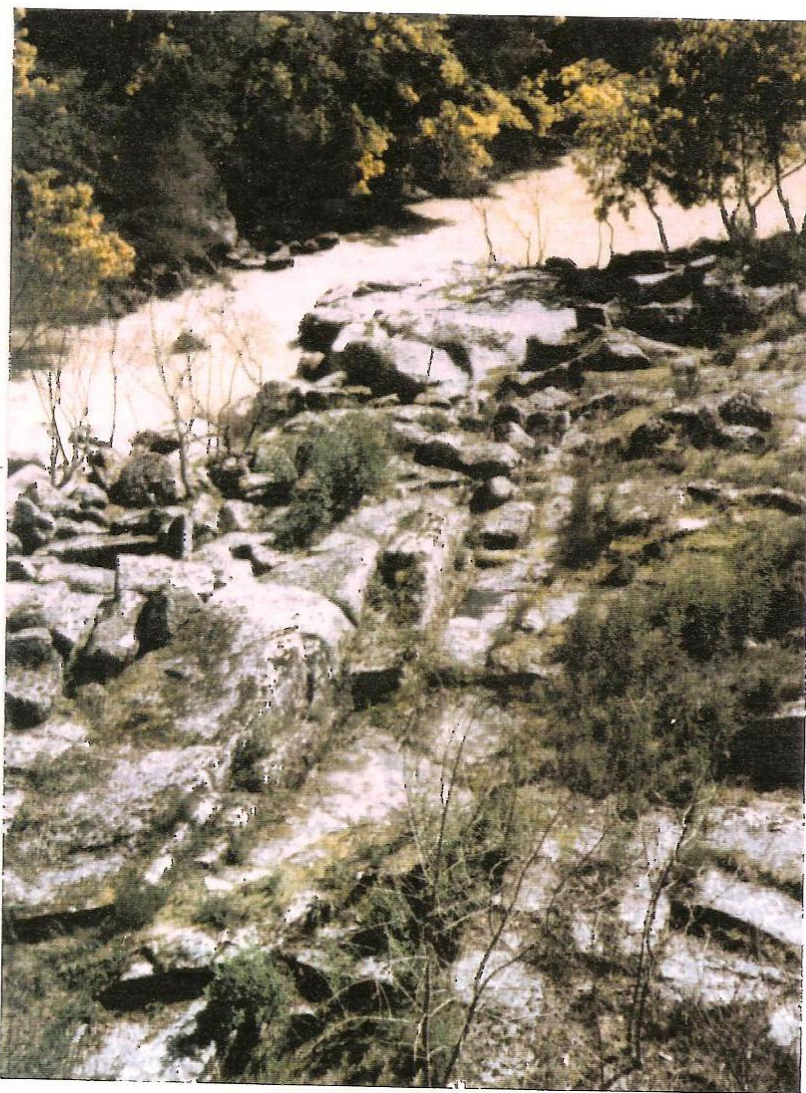
B

IMPACTO AMBIENTAL (Natural)

- Assoreamento da margem direita do rio Vão.
- Operação de esvaziamento do tanque reservatório.

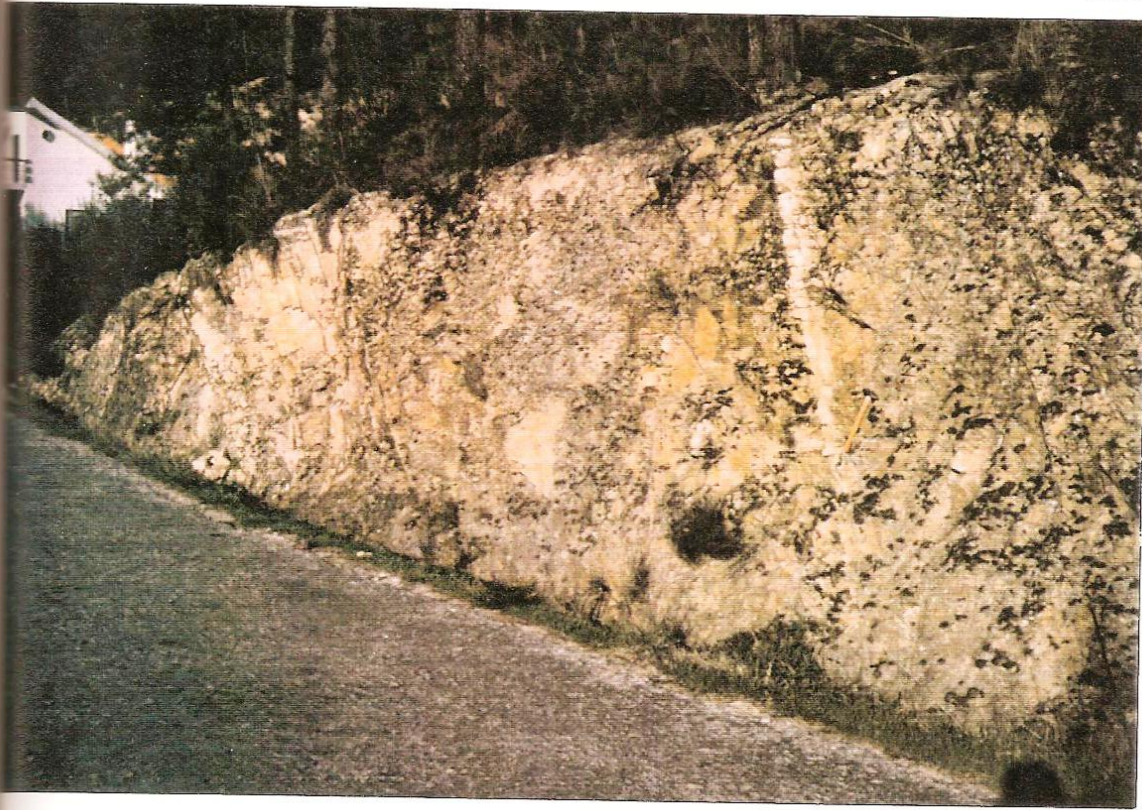


A



B

A - Interior da "captaco". Visivel a manilha colocada sobre um dos pontos de emergencia.
B - Rede de diaciamamento (N30^oW:Vert.) junto a ponte sobre o rio Uo. Aspecto turvo da água do rio, consequencia da lavagem de areias, em exploraco 4 Km a montante (Ponte Inoco).



A



B

FALHAS

- Falha N15°W:80°SE, com uma "caixa" de 10 metros e preenchimento de "brecha quartzo-granítica".
- Falha no granito afírico de grão médio a fino, com direcção N75°E.

ANEXO 1
(INVENTÁRIO DOS PONTOS DE ÁGUA)

INVENTÁRIO DOS PONTOS DE ÁGUA

| AMOSTRA | COORDENADAS | | TIPO | DADOS TÉCNICOS | PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS | | | | | OBSERVAÇÕES |
|---------|-------------|--------|-----------------------------------|------------------------------------|----------------------------|-----------------|------|-------------------|---------|---|
| | M | P | | | T. do ar (°C) | T. da água (°C) | pH | C. a 18°C (µS/cm) | δh (mV) | |
| SG 1 | 214.05 | 395.23 | nascente | caudal = 1.8 l/s | 22.0 | 49.5 | 8.09 | 524 | -280 | água mineral quente |
| SG 2 | 214.01 | 395.33 | furo | φ = 15 cm profundidade = 31.5 m | 21.5 | 23.0 | 6.17 | 108 | 205 | uso doméstico |
| SG 3 | 213.79 | 395.74 | nascente (de diaclases) | caudal = 0.07 l/s | 21.0 | 14.0 | 5.27 | 60 | 275 | usada temporariamente para beber (época termal) |
| SG 4 | 214.22 | 395.14 | nascente (de falha) | caudal = 0.06 l/s | 22.0 | 14.0 | 5.42 | 65 | 283 | usada temporariamente para beber (época termal) |
| SG 5 | — | — | Rio Dão - junto à nascente termal | — | 22.5 | 17.0 | 6.43 | 89 | 297 | muito turva devido à lavagem de areias a montante |
| SG 6 | 214.29 | 395.22 | nascente (de falha) | caudal = 0.08 l/s | 22.0 | 16.0 | 5.44 | 120 | 270 | rega |
| SG 7 | 214.06 | 395.42 | furo | φ = 15 cm profundidade = 25 m | 24.0 | 17.0 | 5.20 | 53 | 215 | uso doméstico |
| SG 8 | 214.27 | 395.38 | poço | φ = 2 m profundidade = 7 m | 24.0 | 17.5 | 6.10 | 131 | 222 | uso doméstico |
| SG 9 | 214.31 | 395.39 | galeria | comprimento = 30 m | 24.0 | 16.0 | 6.05 | 99 | 293 | rega |
| SG 10 | 213.87 | 395.32 | poço | φ = 2 m profundidade = 7 m | 27.0 | 16.5 | 6.40 | 164 | 357 | uso doméstico |

| ANO/STRA | COORDENADAS | | TIPO | DADOS TÉCNICOS | PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS | | | | | OBSERVAÇÕES |
|----------|-------------|--------|-------------------------|---|----------------------------|-----------------|------|-------------------|---------|--------------------|
| | M | P | | | T. do ar (°C) | T. da água (°C) | pH | C. a 18°C (µS/cm) | Sh (mV) | |
| SG 11 | 213.80 | 395.31 | poço | Ø = 2,5 m profundidade = 8 m | 27.0 | 15.5 | 5.74 | 200 | 386 | rega |
| SG 12 | 213.93 | 395.39 | galeria | seção = 0.6 x 0.6 m comprimento = 10 m | 25.0 | 16.0 | 5.84 | 109 | 332 | uso doméstico |
| SG 13 | 213.97 | 395.35 | furo | Ø = 15 cm profundidade = 40 m | 25.0 | 19.0 | 5.92 | 90 | 297 | uso doméstico |
| SG 14 | 213.87 | 395.14 | nascente | caudal = 0.6 l/s | 24.0 | 16.5 | 5.49 | 144 | 381 | fontanário público |
| SG 15 | 213.70 | 394.96 | poço | Ø = 2 m profundidade = 4 m | 22.0 | 16.5 | 5.05 | 180 | 380 | rega |
| SG 16 | 213.58 | 394.86 | poço | Ø = 2,5 m profundidade = 2 m | 20.0 | 15.5 | 4.65 | 137 | 377 | rega |
| SG 17 | 213.43 | 394.73 | nascente (de diaclases) | — | 21.0 | 15.0 | 4.82 | 74 | 393 | rega |
| SG 18 | 213.83 | 395.06 | poço | Ø = 2 m profundidade = 5 m | 19.0 | 16.0 | 4.51 | 135 | 393 | rega |
| SG 19 | 213.07 | 394.25 | poço | Ø = 2,5 m profundidade = 8 m | 25.0 | 14.5 | 5.33 | 150 | 354 | rega |
| SG 20 | 213.09 | 394.29 | poço | Ø = 2 m profundidade = 9 m | 25.0 | 16.5 | 5.34 | 144 | 393 | rega |
| SG 21 | 212.83 | 394.66 | poço | Ø = 2,5 m profundidade = 5.5 m | 22.5 | 16.0 | 5.95 | 113 | 364 | rega |

| AMOSTRA | COORDENADAS | | TIPO | DADOS TÉCNICOS | PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS | | | | | OBSERVAÇÕES |
|---------|-------------|--------|---|---------------------------------|----------------------------|-----------------|------|-------------------|---------|---------------|
| | K | P | | | T. do ar (°C) | T. da água (°C) | pH | C. a 18°C (µS/CE) | Eh (mV) | |
| SG 22 | 212.91 | 394.69 | nascente (de falha) | caudal = 0.34 l/s | 22.5 | 15.5 | 5.48 | 116 | 335 | rega |
| SG 23 | 212.90 | 394.59 | nascente (de diaclases) | caudal = 0.6 l/s | 22.0 | 15.0 | 5.52 | 122 | 375 | rega |
| SG 24 | 212.93 | 394.54 | poço | Ø = 2 m profundidade = 5 m | 22.0 | 16.0 | 5.78 | 113 | 341 | rega |
| SG 25 | 212.96 | 394.54 | poço | Ø = 2 m profundidade = 3 m | 21.5 | 14.5 | 4.80 | 118 | 312 | rega |
| SG 26 | 212.97 | 394.50 | nascente (de diaclases) | caudal = 0.09 l/s | 21.0 | 15.5 | 5.83 | 110 | 237 | rega |
| SG 27 | 213.00 | 394.50 | poço | Ø = 2 m profundidade = 6 m | 21.0 | 15.5 | 5.97 | 105 | 283 | rega |
| SG 28 | 213.07 | 394.44 | poço | Ø = 2.2 m profundidade = 5 m | 20.0 | 15.5 | 5.45 | 116 | 249 | rega |
| SG 29 | 213.14 | 394.36 | poço | Ø = 1.5 m profundidade = 5 m | 20.0 | 15.5 | 4.90 | 130 | 253 | rega |
| SG 30 | 213.50 | 394.62 | nascente (de diaclases) | — | 26.0 | 16.5 | 5.54 | 103 | 289 | uso doméstico |
| SG 31 | 213.89 | 395.14 | poço | Ø = 1 m profundidade = 4 m | 25.0 | 16.5 | 5.22 | 178 | 388 | uso doméstico |
| SG 32 | 213.94 | 395.74 | nascente em galeria (de diaclases próximo de falha) | caudal = 0.2 l/s | 24.0 | 16.0 | 5.51 | 67 | 256 | rega |

| AMOSTRA | COORDENADAS | | TIPO | DADOS TÉCNICOS | PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS | | | | | OBSERVAÇÕES |
|---------|-------------|--------|-------------------------------------|---|----------------------------|-----------------|------|-------------------|---------|-------------|
| | M | P | | | T. do ar (°C) | T. da água (°C) | pH | C. a 18°C (µS/cm) | Eh (mV) | |
| SG 33 | 213.14 | 394.83 | nascente (de diaclases) | caudal = 0.33 l/s | 23.0 | 16.0 | 5.92 | 109 | 368 | rega |
| SG 34 | 213.19 | 394.83 | poço | φ = 1.7 m profundidade = 3.5 m | 23.0 | 14.5 | 5.54 | 145 | 323 | rega |
| SG 35 | 213.39 | 394.79 | poço | φ = 1.5 m profundidade = 4.5 m | 24.0 | 15.5 | 5.96 | 137 | 261 | rega |
| SG 36 | 213.39 | 394.73 | poço | φ = 2 m profundidade = 4.5 m | 26.0 | 14.0 | 5.96 | 80 | 326 | rega |
| SG 37 | 213.43 | 394.87 | poço | φ = 2 m profundidade = 7 m | 26.0 | 15.5 | 4.56 | 134 | 274 | rega |
| SG 38 | 213.45 | 394.83 | poço | φ = 3 m profundidade = 7 m | 27.0 | 16.0 | 5.82 | 127 | 222 | rega |
| SG 39 | 213.57 | 394.95 | poço | φ = 2.5 m profundidade = 4.5 m | 26.5 | 16.0 | 5.37 | 104 | 315 | rega |
| SG 40 | 213.40 | 395.15 | nascente em galeria (de dia-clases) | secção = 1 x 1 m comprimento = 4 m | 22.0 | 16.0 | 5.69 | 187 | 317 | rega |
| SG 41 | 213.68 | 395.42 | nascente em galeria (de dia-clases) | secção = 0.5 x 0.5 m compr. = 2 m; Q=0.7 l/s | 21.0 | 15.5 | 6.31 | 110 | 285 | rega |
| SG 42 | 213.64 | 395.52 | poço | φ = 2 m profundidade = 5 m | 21.0 | 15.0 | 5.25 | 119 | 231 | rega |
| SG 43 | 213.74 | 395.39 | poço | φ = 2 m profundidade = 3.5 m | 21.0 | 14.5 | 5.18 | 134 | 244 | rega |

| AMOSTRA | COORDENADAS | | TIPO | DADOS TÉCNICOS | PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS | | | | | OBSERVAÇÕES |
|---------|-------------|--------|-------------------------------------|---|----------------------------|-----------------|------|-------------------|---------|---------------|
| | M | P | | | T. do ar (°C) | T. da água (°C) | pH | C. a 18°C (µS/cm) | Eh (mV) | |
| SG 44 | 213.56 | 395.45 | nascente, emergências difusas | ----- | 22.5 | 16.5 | 5.34 | 155 | 218 | rega |
| SG 45 | 213.72 | 395.32 | nascente em galeria (de dia-clases) | seção = 0.6 x 0.9 m compr. = 9 m; Q=0.14 l/s | 22.5 | 16.5 | 5.55 | 129 | 264 | uso doméstico |
| SG 46 | 213.76 | 395.27 | poço | Ø = 2 m profundidade = 5 m | 23.0 | 16.0 | 6.41 | 135 | 267 | rega |
| SG 47 | 213.25 | 395.21 | vala de drenagem | seção = 3 x 1.5 m profundidade = 2.5 m | 28.0 | 16.5 | 5.10 | 136 | 270 | rega |
| SG 48 | 213.69 | 395.18 | furo | Ø = 15 cm profundidade = 22 m | 28.5 | 18.0 | 5.56 | 80 | 223 | uso doméstico |
| SG 49 | 213.86 | 395.21 | poço | Ø = 1.2 m profundidade = 3.5 m | 23.0 | 16.5 | 5.96 | 155 | 284 | rega |
| SG 50 | 213.82 | 395.26 | poço | Ø = 1.5 m profundidade = 2.5 m | 23.0 | 16.0 | 5.44 | 127 | 156 | rega |
| SG 51 | 213.81 | 395.23 | poço | Ø = 2 m profundidade = 2.5 m | 22.5 | 16.0 | 5.07 | 125 | 290 | rega |
| SG 52 | 213.65 | 396.47 | galeria | seção = 0.6 x 1 m comprimento = 4 m | 29.0 | 15.5 | 6.06 | 310 | 383 | rega |
| SG 53 | 213.60 | 396.41 | poço ligado a galeria | Ø = 2 m profundidade = 3 m | 29.0 | 15.0 | 5.35 | 281 | 300 | rega |
| SG 54 | 213.56 | 396.40 | poço | Ø = 2 m profundidade = 2.5 m | 29.0 | 14.0 | 5.13 | 324 | 260 | rega |

| ANO/STRA | COORDENADAS | | TIPO | DADOS TÉCNICOS | PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS | | | | | OBSERVAÇÕES |
|----------|-------------|--------|------------------------------------|-----------------------------------|----------------------------|-----------------|------|-------------------|---------|-------------|
| | K | P | | | T. do ar (°C) | T. da água (°C) | pH | C. a 18°C (µS/cm) | Eh (mV) | |
| SG 55 | 213.64 | 396.34 | vala de drenagem | profundidade = 3 m | 29.0 | 15.0 | 5.11 | 201 | 265 | rega |
| SG 56 | 213.80 | 396.47 | poço | — | 28.0 | 14.5 | 5.72 | 278 | 330 | rega |
| SG 57 | 214.05 | 395.62 | poço | Ø = 1.5 m profundidade = 2.5 m | 25.0 | 15.5 | 6.08 | 74 | 412 | rega |
| SG 58 | 214.65 | 395.38 | nascente (de diaclases) | caudal = 0.12 l/s | 27.0 | 17.5 | 6.50 | 121 | 242 | rega |
| SG 59 | 214.59 | 395.39 | poço | — | 27.0 | 16.0 | 5.73 | 135 | 251 | rega |
| SG 60 | 214.58 | 395.42 | poço | — | 27.5 | 16.0 | 4.63 | 73 | 260 | rega |
| SG 61 | 214.53 | 395.42 | nascente em galeria (de diaclases) | caudal = 0.02 l/s | 26.0 | 16.0 | 5.30 | 71 | 213 | rega |
| SG 62 | 214.50 | 395.47 | poço | — | 26.0 | 16.0 | 5.50 | 73 | 238 | rega |
| SG 63 | 214.46 | 395.53 | poço | — | 26.0 | 17.5 | 5.01 | 69 | 251 | rega |
| SG 64 | 214.26 | 395.61 | poço | — | 25.0 | 16.5 | 6.15 | 108 | 261 | rega |
| SG 65 | 214.06 | 396.21 | poço | Ø = 2 m profundidade = 8.5 m | 28.0 | 14.5 | 5.40 | 59 | 332 | rega |

| ALOSTRA | COORDENADAS | | TIPO | DADOS TÉCNICOS | PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS | | | | | OBSERVAÇÕES |
|---------|-------------|--------|-------------------------|--|----------------------------|-----------------|------|-------------------|---------|----------------------|
| | K | P | | | T. do ar (°C) | T. da água (°C) | pH | C. a 18°C (µS/cm) | Eh (mV) | |
| SG 66 | 214.14 | 396.15 | nascente (de diaclases) | caudal = 0.03 l/s | 28.0 | 15.0 | 5.81 | 64 | 280 | uso doméstico / rega |
| SG 67 | 214.69 | 395.46 | poço | Ø = 1.9 m profundidade = 5 m | 26.0 | 16.0 | 5.54 | 125 | 335 | rega |
| SG 68 | 214.85 | 395.56 | poço | Ø = 2 m | 22.0 | 16.0 | 5.50 | 146 | 308 | rega |
| SG 69 | 214.80 | 395.44 | poço | Ø = 2 m profundidade = 3 m | 24.5 | 16.0 | 5.58 | 182 | 234 | rega |
| SG 70 | 214.84 | 395.49 | poço | Ø = 1.5 m profundidade = 4.5 m | 27.0 | 13.5 | 4.64 | 82 | 330 | rega |
| SG 71 | 214.85 | 395.53 | galeria | secção = 0.3 x 0.7 m compr. = 3 m; Q=0.03 l/s | 24.0 | 14.5 | 4.56 | 78 | 258 | rega |
| SG 72 | 214.89 | 395.56 | nascente (de diaclases) | caudal = 0.06 l/s | 23.0 | 17.5 | 6.07 | 116 | 277 | rega |
| SG 73 | 215.05 | 395.52 | poço | Ø = 2.5 m profundidade = 3 m | 24.0 | 15.5 | 5.25 | 131 | 280 | rega |
| SG 74 | 215.06 | 395.74 | poço | Ø = 2 m profundidade = 3 m | 26.0 | 16.0 | 5.49 | 283 | 313 | rega |
| SG 75 | 215.09 | 395.73 | poço | Ø = 1.5 m profundidade = 5 m | 26.0 | 15.5 | 5.02 | 326 | 299 | rega |
| SG 76 | 215.03 | 395.71 | poço | secção = 1.0 x 2.5 m profundidade = 3.5 m | 26.5 | 16.5 | 4.99 | 263 | 272 | rega |

| AMOSTRA | COORDENADAS | | TIPO | DADOS TÉCNICOS | PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS | | | | | OBSERVAÇÕES |
|---------|-------------|--------|-------------------------|--|----------------------------|-----------------|------|-------------------|---------|---------------|
| | M | P | | | T. do ar (°C) | T. da água (°C) | pH | C. a 18°C (µS/cm) | Eh (mV) | |
| SG 77 | 215.00 | 395.66 | poço | secção = 1.0 x 2.5 m profundidade = 3.5 m | 26.5 | 16.0 | 5.11 | 276 | 277 | rega |
| SG 78 | 215.10 | 395.68 | poço | φ = 2 m profundidade = 3 m | 26.0 | 15.5 | 5.77 | 152 | 220 | rega |
| SG 79 | 215.00 | 395.63 | poço | secção = 1.0 x 1.5 m profundidade = 2.5 m | 26.0 | 15.5 | 5.15 | 110 | 266 | rega |
| SG 80 | 214.96 | 395.62 | poço | secção = 2.0 x 2.5 m profundidade = 2.5 m | 25.0 | 16.5 | 4.75 | 124 | 255 | rega |
| SG 81 | 214.79 | 395.30 | nascente (de diaclases) | caudal = 0.67 l/s | 22.0 | 16.0 | 5.85 | 52 | 320 | rega |
| SG 82 | 214.88 | 395.23 | nascente (de diaclases) | — | 19.5 | 16.5 | 4.84 | 100 | 285 | rega |
| SG 83 | 214.97 | 395.23 | poço | φ = 1.5 m profundidade = 3 m | 18.5 | 16.0 | 4.62 | 104 | 256 | rega |
| SG 84 | 215.02 | 395.21 | poço | secção = 1.5 x 2.5 m profundidade = 4 m | 18.0 | 14.5 | 4.46 | 87 | 265 | rega |
| SG 85 | 214.07 | 395.24 | poço | φ = 1.5 m profundidade = 3 m | 27.0 | 18.0 | 5.74 | 100 | 227 | uso doméstico |
| SG 86 | 214.10 | 395.00 | poço | φ = 1.5 m profundidade = 4.5 m | 27.5 | 17.0 | 5.30 | 112 | 320 | rega |
| SG 87 | 213.90 | 394.98 | nascente (de diaclases) | caudal = 0.1 l/s | 28.0 | 16.5 | 4.87 | 149 | 260 | rega |

| AMOSTRA | COORDENADAS | | TIPO | DADOS TÉCNICOS | PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS | | | | | OBSERVAÇÕES |
|---------|-------------|--------|--|--|----------------------------|-----------------|------|-------------------|---------|-----------------------|
| | K | P | | | T. do ar (°C) | T. da água (°C) | pH | C. a 18°C (µS/cm) | Kh (mv) | |
| SG 88 | 213.88 | 394.80 | poço | φ = 2 m profundidade = 3.5 m | 28.5 | 15.5 | 4.58 | 158 | 259 | rega |
| SG 89 | 213.79 | 394.85 | poço | φ = 1.5 m profundidade = 2.5 m | 28.0 | 18.0 | 5.05 | 110 | 270 | rega |
| SG 90 | 214.42 | 394.55 | nascente (de falha) | caudal = 0.13 l/s | 24.0 | 18.0 | 6.47 | 75 | 296 | rega |
| SG 91 | 214.43 | 394.46 | poço | φ = 2 m profundidade = 3.5 m | 24.0 | 15.5 | 4.98 | 168 | 312 | rega |
| SG 92 | 214.53 | 394.44 | nascente (de diaclases) | caudal = 0.08 l/s | 23.0 | 16.5 | 5.17 | 75 | 268 | rega |
| SG 93 | 214.68 | 394.45 | poço | φ = 2.5 m profundidade = 4.5 m | 22.5 | 15.0 | 5.05 | 74 | 245 | rega |
| SG 94 | 214.65 | 394.35 | poço | secção = 1.5 x 2.5 m profundidade = 5.5 m | 22.0 | 15.0 | 4.78 | 64 | 221 | rega |
| SG 95 | 214.40 | 394.40 | nascente (de diaclases) | — | 20.0 | 16.0 | 5.58 | 60 | 253 | rega |
| SG 96 | 214.30 | 394.36 | poço | — | 20.0 | 17.5 | 4.97 | 81 | 258 | rega |
| SG 97 | 214.22 | 394.35 | poço | — | 20.0 | 16.0 | 5.20 | 95 | 275 | rega |
| SG 98 | 214.28 | 394.28 | nascente (próximo de zona de esmagamento e falha provável) | — | 27.0 | 15.0 | 5.17 | 70 | 262 | abastecimento público |

| AMOSTRA | COORDENADAS | | TIPO | DADOS TÉCNICOS | PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS | | | | | OBSERVAÇÕES |
|---------|-------------|--------|-------------------------|---|----------------------------|-----------------|------|-------------------|---------|-----------------------|
| | H | P | | | T. do ar (°C) | T. da água (°C) | pH | C. a 18°C (µS/cm) | Bh (mV) | |
| SG 99 | 214.06 | 394.68 | poço | Ø = 2 m profundidade = 15 m | 27.0 | 15.0 | 5.01 | 233 | 264 | uso doméstico |
| SG 100 | 213.75 | 394.60 | poço | Ø = 2 m profundidade = 10 m | 27.5 | 15.5 | 5.04 | 360 | 277 | uso doméstico |
| SG 101 | 213.81 | 394.64 | furo | Ø = 20 cm profundidade = 32 m | 25.0 | 16.0 | 5.24 | 250 | 224 | uso doméstico |
| SG 102 | 213.77 | 394.51 | poço | seção = 1.5 x 1.5 m profundidade = 2 m | 24.0 | 16.0 | 5.26 | 240 | 250 | abastecimento público |
| SG 103 | 214.38 | 394.61 | furo | Ø = 20 cm profundidade = 25 m | 22.0 | 18.0 | 5.97 | 90 | 290 | uso doméstico |
| SG 104 | 213.55 | 393.74 | nascente (de diaclases) | caudal = 0.05 l/s | 24.0 | 15.0 | 5.94 | 74 | 255 | rega |
| SG 105 | 213.49 | 393.92 | nascente (de diaclases) | — | 24.0 | 14.5 | 5.13 | 77 | — | rega |
| SG 106 | 213.45 | 393.97 | poço | Ø = 2.5 m profundidade = 9 m | 25.0 | 15.0 | 5.10 | 76 | — | rega |
| SG 107 | 213.72 | 393.76 | nascente (de diaclases) | — | 25.5 | 15.0 | 5.37 | 64 | — | rega |
| SG 108 | 213.48 | 396.57 | poço | Ø = 1.5 m profundidade = 6 m | 24.0 | 19.0 | 5.76 | 196 | — | uso doméstico |
| SG 109 | 213.98 | 396.61 | nascente | — | 23.0 | 17.0 | 5.80 | 175 | — | rega |

| ANO/STRA | COORDENADAS | | TIPO | DADOS TÉCNICOS | PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS | | | | | OBSERVAÇÕES |
|----------|-------------|--------|-------------------------|--|----------------------------|-----------------|------|-------------------|---------|----------------------|
| | M | P | | | T. do ar (°C) | T. da água (°C) | pH | C. a 18°C (µS/cm) | Eh (mV) | |
| SG 110 | 213.98 | 396.61 | poço | Ø = 1.5 m | 21.0 | 16.0 | 4.48 | 239 | — | rega |
| SG 111 | 213.97 | 396.37 | poço | Ø = 2 m profundidade = 8 m | 26.0 | 16.5 | 5.10 | 142 | — | rega |
| SG 112 | 214.15 | 396.37 | nascente (de diaclases) | caudal = 0.2 l/s | 26.0 | 17.0 | 5.28 | 133 | — | rega |
| SG 113 | 213.61 | 396.04 | poço (ligado a galeria) | secção = 0.5 x 1.5 m profundidade = 6 m | 23.0 | 16.0 | 4.90 | 416 | 373 | rega |
| SG 114 | 213.61 | 396.01 | poço | — | 23.0 | 16.0 | 5.94 | 406 | 342 | rega |
| SG 115 | 213.66 | 395.85 | nascente | caudal = 0.03 l/s | 21.0 | 16.5 | 5.18 | 165 | — | rega |
| SG 116 | 213.40 | 395.52 | poço | — | 23.0 | 16.0 | 5.10 | 156 | — | rega |
| SG 117 | 213.35 | 395.61 | galeria | — | 23.0 | 16.0 | 5.35 | 88 | — | rega |
| SG 118 | 213.41 | 395.77 | poço (ligado a galeria) | — | 23.5 | 15.0 | 5.40 | 106 | — | rega |
| SG 119 | 213.62 | 394.51 | poço (ligado a galeria) | profundidade = 5 m | 21.0 | 16.0 | 5.10 | 468 | — | uso doméstico / rega |
| SG 120 | 213.59 | 394.43 | poço | Ø = 1.5 m profundidade = 6 m | 21.0 | 16.0 | 5.61 | 117 | — | rega |

| AMOSTRA | COORDENADAS | | TIPO | DADOS TÉCNICOS | PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS | | | | | | OBSERVAÇÕES |
|---------|-------------|--------|------|-----------------------------------|----------------------------|-----------------|------|-------------------|---------|---------------|-------------|
| | H | P | | | T. do ar (°C) | T. da água (°C) | pH | C. a 18°C (µS/cm) | Bh (mV) | | |
| SG 121 | 213.59 | 394.31 | poço | — | 20.0 | 15.0 | 4.59 | 85 | — | rega | |
| SG 122 | 213.52 | 394.29 | poço | — | 20.0 | 15.0 | 5.40 | 74 | — | rega | |
| SG 123 | 214.15 | 394.72 | poço | φ = 1.5 m profundidade = 7 m | 20.0 | 17.0 | 5.24 | 296 | — | uso doméstico | |
| SG 124 | 214.12 | 394.60 | poço | φ = 1.5 m profundidade = 9 m | 24.0 | 16.5 | 5.84 | 185 | — | uso doméstico | |
| SG 125 | 213.87 | 394.35 | poço | φ = 2 m profundidade = 5.5 m | 24.0 | 16.0 | 5.71 | 174 | — | rega | |
| SG 126 | 214.00 | 394.50 | poço | φ = 2 m profundidade = 6 m | 23.0 | 16.0 | 5.60 | 198 | — | rega | |
| SG 127 | 214.22 | 394.46 | poço | φ = 2.5 m profundidade = 3.5 m | 21.0 | 17.5 | 5.10 | 177 | — | rega | |
| SG 128 | 214.29 | 394.50 | poço | φ = 1.5 m profundidade = 4.5 m | 20.5 | 15.5 | 4.70 | 205 | — | rega | |
| SG 129 | 214.35 | 394.50 | poço | — | 20.5 | 16.0 | 4.69 | 218 | — | rega | |
| SG 130 | 213.65 | 394.58 | poço | profundidade = 10.5 m | 27.0 | 15.5 | 6.06 | 577 | 257 | uso doméstico | |
| SG 131 | 213.73 | 394.72 | poço | profundidade = 13.5 m | 27.0 | 16.5 | 5.24 | 206 | — | uso doméstico | |

| ALOSTRA | COORDENADAS | | TIPO | DADOS TÉCNICOS | PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS | | | | | OBSERVAÇÕES |
|---------|-------------|--------|--------------------------------------|-----------------------|----------------------------|-----------------|------|-------------------|---------|----------------------|
| | K | P | | | T. do ar (°C) | T. da água (°C) | pH | C. a 19°C (µS/cm) | Eh (mV) | |
| SG 132 | 214.42 | 394.59 | poço | — | 27.0 | 16.0 | 5.20 | 177 | — | uso doméstico |
| SG 133 | 213.38 | 397.04 | poço | — | 26.0 | 16.5 | 5.35 | 155 | — | rega |
| SG 134 | 213.43 | 396.57 | nascente (de diaclases) | — | 26.0 | 16.0 | 4.86 | 166 | — | rega |
| SG 135 | 213.22 | 395.97 | poço | Ø = 1.5 m | 24.0 | 15.0 | 5.31 | 100 | — | rega |
| SG 136 | 213.13 | 395.98 | poço | — | 24.0 | 15.5 | 5.08 | 115 | — | rega |
| SG 137 | 213.32 | 396.05 | poço | — | 23.5 | 15.5 | 5.75 | 210 | — | rega |
| SG 138 | 213.45 | 395.99 | nascente (área de forte esmagamento) | — | 23.5 | 15.5 | 5.64 | 331 | — | rega |
| SG 139 | 213.28 | 396.24 | poço | profundidade = 14,5 m | 23.0 | 15.0 | 5.83 | 668 | 312 | uso doméstico / rega |
| SG 140 | 213.34 | 396.30 | poço | profundidade = 13 m | 22.0 | 16.0 | 5.34 | 510 | 330 | uso doméstico |
| SG 141 | 213.35 | 396.39 | poço | — | 22.0 | 17.5 | 5.15 | 460 | 320 | rega |
| SG 142 | 213.73 | 396.63 | nascente (de diaclases) | — | 22.0 | 16.0 | 5.30 | 83 | — | rega |

| ANO/STRA | COORDENADAS | | TIPO | DADOS TÉCNICOS | PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS | | | | | OBSERVAÇÕES |
|----------|-------------|--------|------------------------------------|----------------|----------------------------|-----------------|------|-------------------|---------|-------------|
| | N | P | | | T. do ar (°C) | T. da água (°C) | pH | C. a 18°C (µS/cm) | Eh (mV) | |
| SG 143 | 212.64 | 393.42 | nascente (em zona muito fraturada) | — | 21.5 | 15.0 | 5.20 | 78 | — | rega |
| SG 144 | 212.68 | 393.49 | nascente (em zona muito fraturada) | — | 21.0 | 15.5 | 5.34 | 57 | — | rega |
| SG 145 | 213.14 | 393.36 | nascente (de diaclases) | — | 21.0 | 14.5 | 5.41 | 73 | — | rega |

NCTA : Observações efectuadas entre 30 de Junho e 27 de Agosto de 1988

ANEXO 2
ANÁLISES QUÍMICAS (1985 e 1969)

Análise química da água de Sangemil
(Realizada pelo lab. da D.G.G.M. do Porto - Junho/1985)

| | | |
|--|----------------------|-------|
| Temperatura ambiente (em 85/6/26) | 27 | °C |
| Temperatura da água | 49.5 | °C |
| pH (na emergência a 27 °C) | 8.55 | |
| Pot. redox (rel. ao elect. KCl3M;a 27 °C) | -28 | mV |
| Condutividade a 24°C | 522 | µS/Cm |
| Resíduo seco (a 180°C) | 395.6 | mg/l |
| Alcalinidade total (em HCl N/10/l) | 31.0 | ml |
| Sulfuração total (em I ₂ N/100/l) | 43.7 | ml |
| Dureza total (em ppm CaCO ₃) | 15.5 | |
| Força iónica | 5.9x10 ⁻³ | |

| Aniões | mg/l | meq/l |
|---|--------|-------|
| Fluoreto (F ⁻) | 17.05 | 0.90 |
| Cloreto (Cl ⁻) | 53.3 | 1.50 |
| Brometo (Br ⁻) | 0.670 | 0.01 |
| Iodeto (I ⁻) | 0.0009 | -- |
| Sulfidrato (SH ⁻) | 5.9 | 0.18 |
| Tiosulfato (S ₂ O ₃ ²⁻) | 8.7 | 0.16 |
| Sulfato (SO ₄ ²⁻) | 4.1 | 0.09 |
| Carbonato (CO ₃ ²⁻) | 4.8 | 0.16 |
| Bicarbonato (HCO ₃ ⁻) | 158.0 | 2.59 |
| Fosfato (H ₂ PO ₄ ⁻) | 0.017 | -- |
| Nitrato (NO ₃ ²⁻) | <0.07 | -- |
| Nitrito (NO ₂ ⁻) | <0.002 | -- |
| TOTAL | 252.5 | 5.59 |

| Aniões | mg/l | meq/l |
|--|--------|-------|
| Lítio (Li ⁺) | 1.5 | 0.22 |
| Sódio (Na ⁺) | 112.9 | 4.91 |
| Potássio (K ⁺) | 4.56 | 0.12 |
| Amónio (NH ₄ ⁺) | 0.36 | 0.02 |
| Magnésio (Mg ²⁺) | 0.85 | 0.07 |
| Cálcio (Ca ²⁺) | 4.7 | 0.24 |
| Bário (Ba ²⁺) | <0.002 | -- |
| Ferro (Fe ²⁺) | 0.006 | -- |
| Alumínio (Al ³⁺) | 0.02 | -- |
| Manganês (Mn ²⁺) | 0.010 | -- |
| TOTAL | 124.9 | 5.56 |

| Elementos vestigiários | µg/l |
|------------------------|--------|
| Berílio (Be) | 0.87 |
| Cobre (Cu) | 6.8 |
| Chumbo (Pb) | 9.2 |
| Zinco (Zn) | 17.4 |
| Prata (Ag) | 0.05 |
| Antimônio (Sb) | 1.2 |
| Cádmio (Cd) | < 0.03 |
| Níquel (Ni) | < 0.6 |
| Vanádio (V) | < 0.5 |
| Cobalto (Co) | < 0.5 |
| Ítrio (Y) | < 0.03 |
| Nióbio (Nb) | < 0.4 |
| Estanho (Sn) | < 0.7 |
| Holibdênio | 3 |
| Crômio (Cr) | 0.4 |
| Tungstênio (W) | 82 |

Substâncias não dissociadas

Fixas

| Espécie | mg/l |
|---|------------|
| Silica (SiO ₂) | 89.4 |
| Boro (B ₂ O ₃) | 2.38 |
| Arsênio (As ₂ O ₃) | 0.009 |
| Titânio (TiO ₂) | n. doseado |

Gases

| | |
|---|-------------|
| Anidrido carbônico livre (CO ₂) | n. contém |
| Oxigênio livre (O ₂) | < 0.03 mg/l |
| Gás sulfídrico livre (H ₂ S) | n. contém |
| Gases raros e azoto | n. doseado |

Análise química da água de Sangemil

(Almeida; Fevereiro/ 1969)

| | | |
|--|-------|------|
| Temperatura da água | 49.5 | °C |
| pH | 8.12 | |
| Resíduo seco (a 180°C) | 384.4 | mg/l |
| Alcalinidade total (em HCl N/10/l) | 30.0 | ml |
| Dureza total (em ppm CaCO ₃) | 13.0 | |

| Aniões | mg/l | meq/l |
|--|-------|-------|
| Cloreto (Cl ⁻) | 56.1 | 1.58 |
| Sulfato (SO ₄ ²⁻) | 4.2 | 0.09 |
| Bicarbonato (HCO ₃ ⁻) | 176.3 | 2.89 |
| Fluoreto (F ⁻) | 17.5 | 0.92 |
| Sulfidrato (SH ⁻) | 3.7 | 0.11 |
| TOTAL | 257.8 | 5.59 |

| Aniões | mg/l | meq/l |
|------------------------------|-------|-------|
| Sódio (Na ⁺) | 120.3 | 5.23 |
| Potássio (K ⁺) | 3.8 | 0.10 |
| Cálcio (Ca ²⁺) | 1.6 | 0.08 |
| Magnésio (Mg ²⁺) | 2.2 | 0.18 |
| Ferro (Fe ²⁺) | 0.08 | -- |
| TOTAL | 128.0 | 5.59 |

| | | |
|---|------|------|
| Sílica (SiO ₂) | 73.5 | mg/l |
| Oxigênio livre (O ₂) | 1.60 | mg/l |
| Anidrido carbônico livre (CO ₂) | 3.6 | mg/l |

ANEXO 3
(EQUAÇÕES DE GEOTERMÓMETROS QUÍMICOS)

EQUAÇÕES DE GEOTERMÓMETROS QUÍMICOS

(Para cada geotermómetro é indicada a fonte, unidades de concentração e restrições.)

t em °C e T em °K. Para conversão de graus usar:

$$t (^{\circ}\text{C}) = T (^{\circ}\text{K}) - 273.15$$

GEOTERMÓMETROS DA SÍLICA

SIEVER (1962)

| | | |
|--------------------------------------|-----------------------|--------------|
| Quartzo | SiO_2 em ppm | 25 < t < 250 |
| T = 1132/(4.829-log SiO_2) | | |

FOURNIER & TRUESDELL (1974)

| | | |
|---------------------|-----------------------|-------------|
| QUARTZO (Condutivo) | SiO_2 em ppm | 0 < t < 250 |
|---------------------|-----------------------|-------------|

$$T = 1309/(5.19 - \log \text{SiO}_2)$$

QUARTZO (Adiabático)

$$T = 1522/(5.75 - \log \text{SiO}_2)$$

CALCEDÓNIA

$$T = 1032/(4.69 - \log \text{SiO}_2)$$

CRISTOBALITE α

$$T = 1000/(4.78 - \log \text{SiO}_2)$$

CRISTOBALITE β

$$T = 781/(4.51 - \log \text{SiO}_2)$$

SÍLICA AMORFA

$$T = 731/(4.52 - \log \text{SiO}_2)$$

TRUESDELL (1976)

| | | |
|---------------------|-----------------------|-------------|
| QUARTZO (Condutivo) | SiO_2 em ppm | 0 < t < 250 |
|---------------------|-----------------------|-------------|

$$T = 1315/(5.205 - \log \text{SiO}_2)$$

QUARTZO (Adiabático)

$$T = 1533.5/(5.768 - \log \text{SiO}_2)$$

CALCEDÓNIA (Adiabático)

$$T = 1015.1 / (4.655 - \log S_{iO_2})$$

TARDY, DUBESSY & PLOT (1977)

QUARTZO S_{iO_2} em ppm

MICHARD (1979)

QUARTZO S_{iO_2} em moles/l

$$T = 1322 / (0.435 - \log S_{iO_2})$$

CALCEDÓNIA

$$T = 1015 / (-0.125 - \log S_{iO_2})$$

SÍLICA AMORFA

$$T = 731 / (-0.26 - \log S_{iO_2})$$

$$S_{iO_2} \text{ (moles/l)} = S_{iO_2} \text{ (ppm)} / (1000 \times 60.10)$$

ARNÓRSSON et al. (1983)

QUARTZO (Conduutivo) S_{iO_2} em ppm 180 < t < 300

$$T = 1164 / (4.90 - \log S_{iO_2})$$

QUARTZO (Adiabático)

$$T = 1498 / (5.70 - \log S_{iO_2})$$

CALCEDÓNIA (Conduutivo) 25 < t < 180

$$T = 1112 / (4.91 - \log S_{iO_2})$$

CALCEDÓNIA (Adiabático) 100 < t < 180

$$T = 1264 / (5.31 - \log S_{iO_2})$$

GEOTERMÓMETROS Na - K

FOURNIER & TRUESDELL (1973)
in Truesdell (1976)

Na e K em ppm 100 < t < 275

$$T = 777 / [\log(Na/K) + 0.70]$$

WHITE & ELLIS (1965,1970)
in Truesdell (1976)

Na e K em ppm 100 < t < 275

$$T = 855.6 / [\log(\text{Na}/\text{K}) + 0.8573]$$

MICHARD & FOUILLAC (1976)

Na e K em moles/l 100 < t < 270

$$T = 1022 / [\log(\text{Na}/\text{K}) + 1.08]$$

$$T = 1080 / [\log(\text{Na}/\text{K}) + 1.05]$$

$$\text{Na (moles/l)} = \text{Na (ppm)} / (1000 \times 22.99)$$

$$\text{K (moles/l)} = \text{K (ppm)} / (1000 \times 39.10)$$

MICHARD (1979)

Na e K em moles/l

$$T = 856 / [\log(\text{Na}/\text{K}) + 0.63]$$

$$T = 908 / [\log(\text{Na}/\text{K}) + 0.70]$$

FOURNIER (1981)

Na e K em ppm t > 150

$$T = 1217 / [\log(\text{Na}/\text{K}) + 1.483]$$

ARNÓRSSON et al. (1983)

Na e K em ppm 25 < t < 250

$$T = 933 / [\log(\text{Na}/\text{K}) + 0.993]$$

Na e K em ppm 250 < t < 350

$$T = 1319 / [\log(\text{Na}/\text{K}) + 1.6999]$$

GEOTERMÓMETRO Na - K - Ca

FOURNIER & TRUESDELL (1973)
FOURNIER (1981)

Na, K e Ca em ppm

$$T = 1647 / \log(\text{Na}/\text{K}) + \beta [\log(\text{Ca}^{1/2}/\text{Na}) + 2.06] + 2.47$$

$$t > 100 \quad ; \quad \beta = 4/3$$

$$t < 100 \quad ; \quad \beta = 1/3$$

GEOTERMÓMETRO Na - K - Ca - Mg

FOURNIER & POTTER II (1979)

Na, K, Ca, e Mg em equivalentes

$$T_{\text{Mg}} = T_{\text{Na-K-Ca}} - \Delta t_{\text{Mg}}$$

1 - Calcular t pelo geotermómetro Na-K-Ca.

Se $t < 70$ °C, não se aplica a correcção.

2 - Calcular $R = [\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Ca}+\text{K})] \times 100$ em equivalentes.

2.1 - Se $R > 50$, não se aplica a correcção.

2.2 - Se $5 < R < 50$ e $t_{\text{Na-K-Ca}} > 70$ °C

$$\begin{aligned} \Delta t_{\text{Mg}} = & 10.66 - 4.7415R + 325.87(\log R)^2 - \\ & - 1.032 \times 10^5 (\log R)^2 / T - 1.968 \times 10^7 (\log R)^2 / T^2 + \\ & + 1.605 \times 10^7 (\log R)^3 / T^2 \end{aligned}$$

T (°K) - temperatura calculada pelo geotermómetro Na-K-Ca

2.3 - Se $0.5 < R < 5$ e $t_{\text{Na-K-Ca}} > 70$ °C

$$\begin{aligned} \Delta t_{\text{Mg}} = & -1.03 + 59.971 \log R + 145.05 (\log R)^2 - \\ & - 36771 (\log R)^2 / T - 1.67 \times 10^7 \log R / T^2 \end{aligned}$$

3 Em qualquer dos casos 2.2 ou 2.3 se Δt_{Mg} é negativo, não aplicar a correcção.

GEOTERMÓMETRO "EQUILÍBRIO ALBITE - ANORTITE"

ALBERT - BÉLTRAN (1975)

- Interpretação esquemática de Moutinho de Almeida (1982)

Na, Ca e SiO₂ em moles/l

$$\log K_{\text{Alb-An}} = Y - X$$

$$\text{sendo } X = 2 \times \log [\text{Na} \times \text{inv.log} (0.5085 \times I^{1/2}) / (1 + 1.3124 \times I^{1/2})]$$

$$Y = \log[\text{Ca} \times \text{inv.log}(2.034I^{1/2}) / (1+1.9686I^{1/2})] -$$

$$- 4x \log(\text{SiO}_2 \times 1.6)$$

$$I = 1/2 \sum m_i Z_i^2 \quad (\text{Força Iônica da solução que corresponde à semi-soma da molalidade } \bar{Z} \text{ de cada ião pelo quadrado da sua valência } Z_i)$$

Para a correspondência em temperatura:

| log K _{Alb-An} | t (°C) |
|-------------------------|--------|
| 16.8 | 25 |
| 14.7 | 60 |
| 12.6 | 100 |
| 11.0 | 125 |
| 9.6 | 150 |
| 8.1 | 200 |
| 6.7 | 250 |
| 5.0 | 300 |

$$\text{Na (moles/l)} = \text{Na (ppm)} / (1000 \times 22.99)$$

$$\text{Ca (moles/l)} = \text{Ca (ppm)} / (1000 \times 40.08)$$

$$\text{SiO}_2 \text{ (moles/l)} = \text{SiO}_2 \text{ (ppm)} / (1000 \times 60.10)$$

GEOTERMÓMETRO Na - Li e Li

FOUILLAC & MICHAUD (1981)

Na e Li em moles/l 20 < t < 340

$$T = 1000 / [\log(\text{Na}/\text{Li}) + 0.38]$$

$$T = 2258 / (1.44 - \log \text{Li})$$

(Só se aplicam a soluções de baixa a moderada salinidade)
[Cl⁻ < 0.3 M]

$$\text{Na (moles/l)} = \text{Na (ppm)} / (1000 \times 22.99)$$

$$\text{Li (moles/l)} = \text{Li (ppm)} / (1000 \times 6.94)$$

GEOTERMÓMETRO Mg - Li

KHARAKA et al. (1985)

Mg e Li em ppm 40 < t < 350

$$T = 1900 / [4.67 + \log(\text{Mg}^{1/2}/\text{Li})]$$

GEOTERMÓMETRO K - Mg

GIGGENBACH et al. (1983)

K e Mg em ppm 50 < t < 300

$$T = 4410 / [13.95 - \log(\text{K}^2/\text{Mg})]$$

INVENTÁRIO
DOS
PONTOS DE ÁGUA
CARTA DE LOCALIZAÇÃO

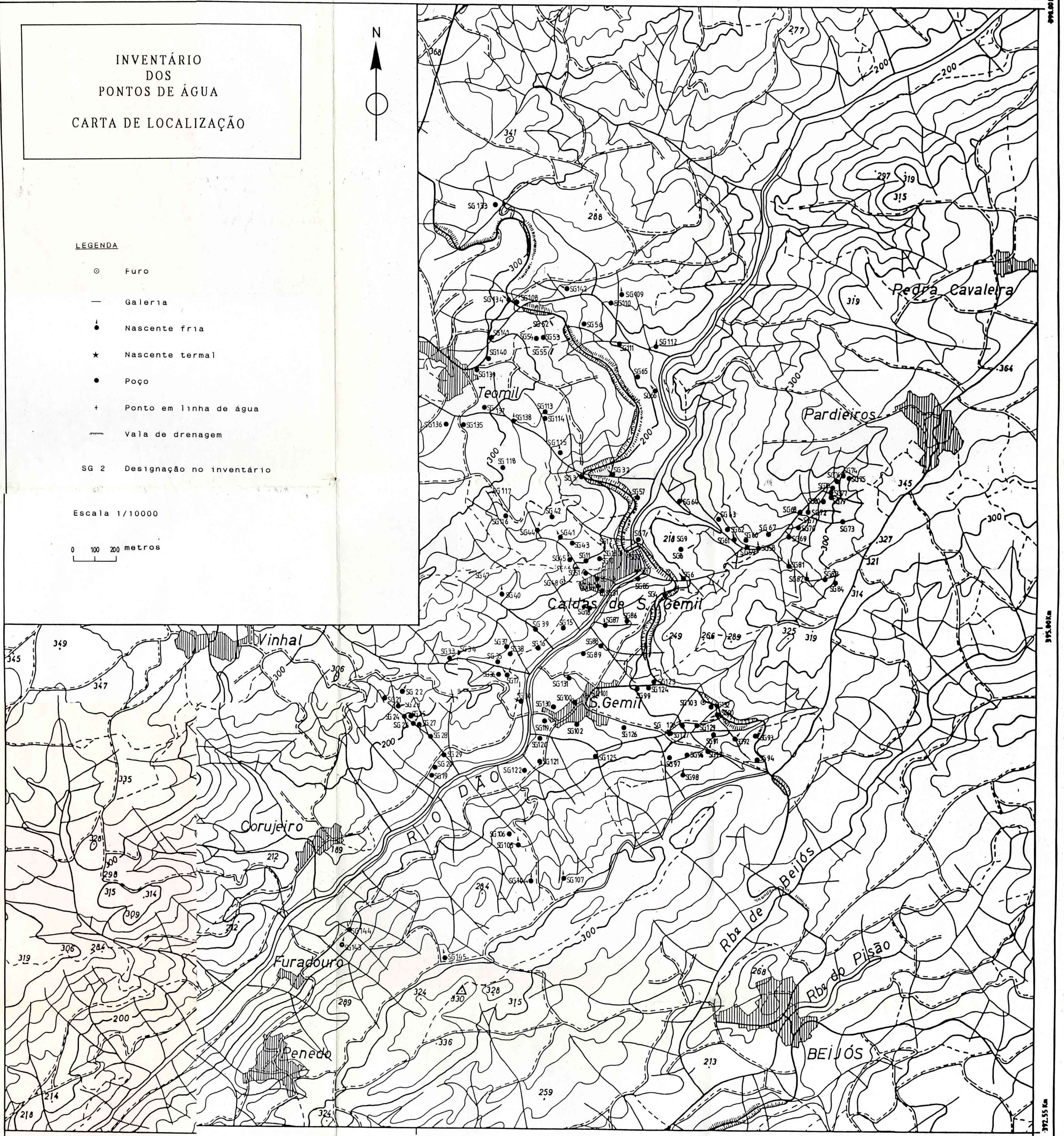


LEGENDA

- Furo
- Galeria
- Nascente fria
- ★ Nascente termal
- Poço
- + Ponto em linha de água
- ▬ Vaia de drenagem
- SG 2 Designação no inventário

Escala 1/10000

0 100 200 metros



CARTA
DE
CONDUTIVIDADE/ pH
DAS ÁGUAS



LEGENDA

Condutividade ($\mu\text{S/cm}$)

< 200 300 400 >



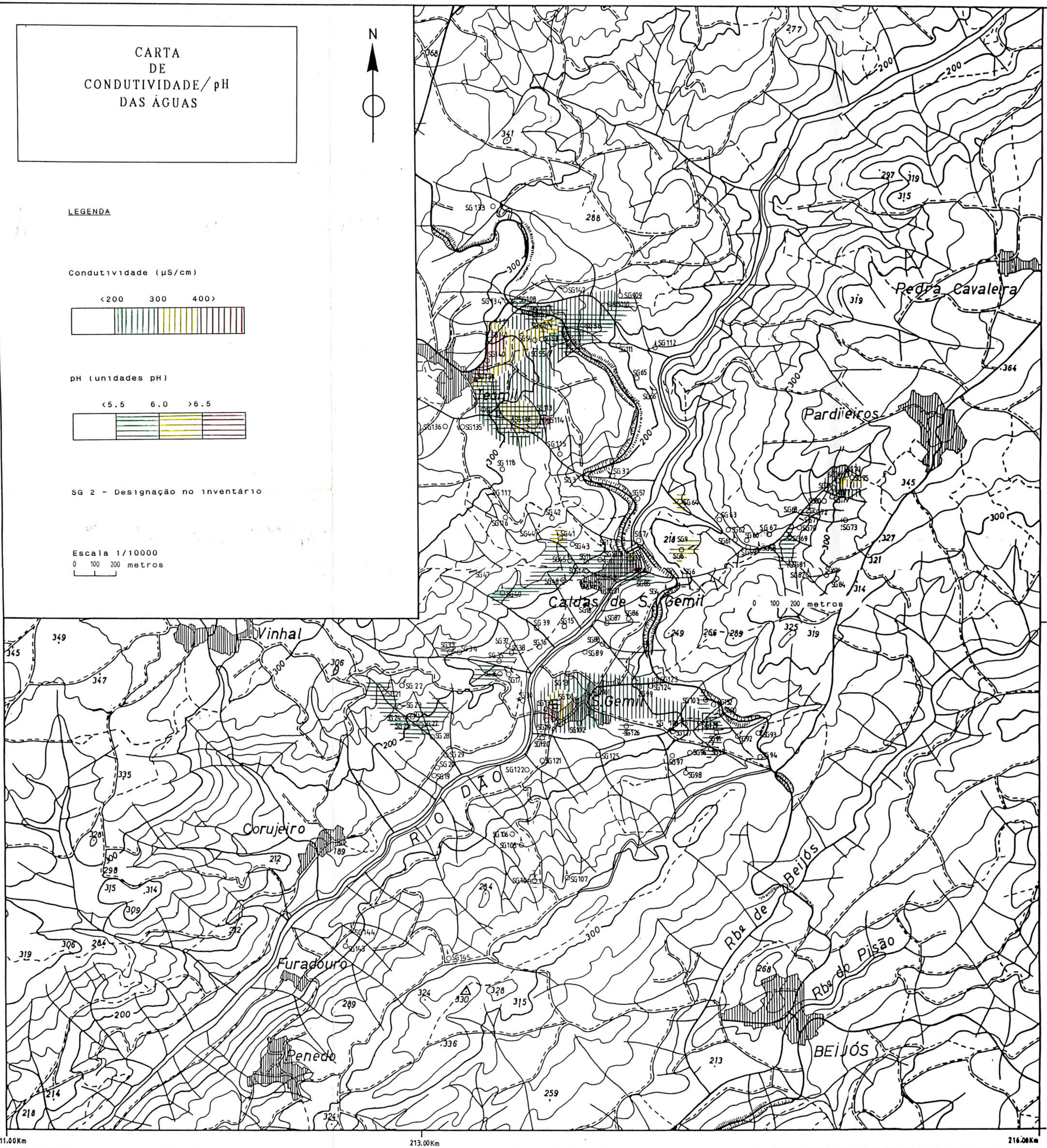
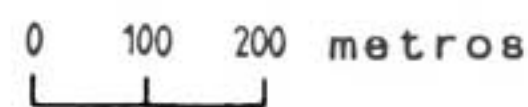
pH (unidades pH)

< 5.5 6.0 > 6.5



SG 2 - Designação no inventário

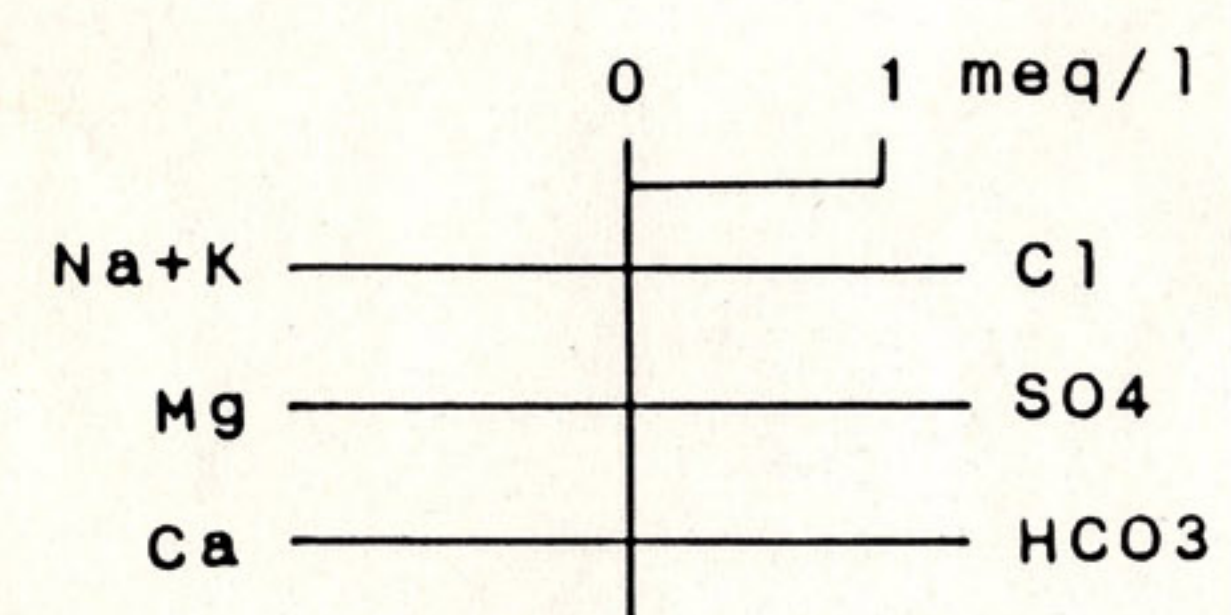
Escala 1/10000



CARTA HIDROQUÍMICA
(DIAGRAMAS DE STIFF)

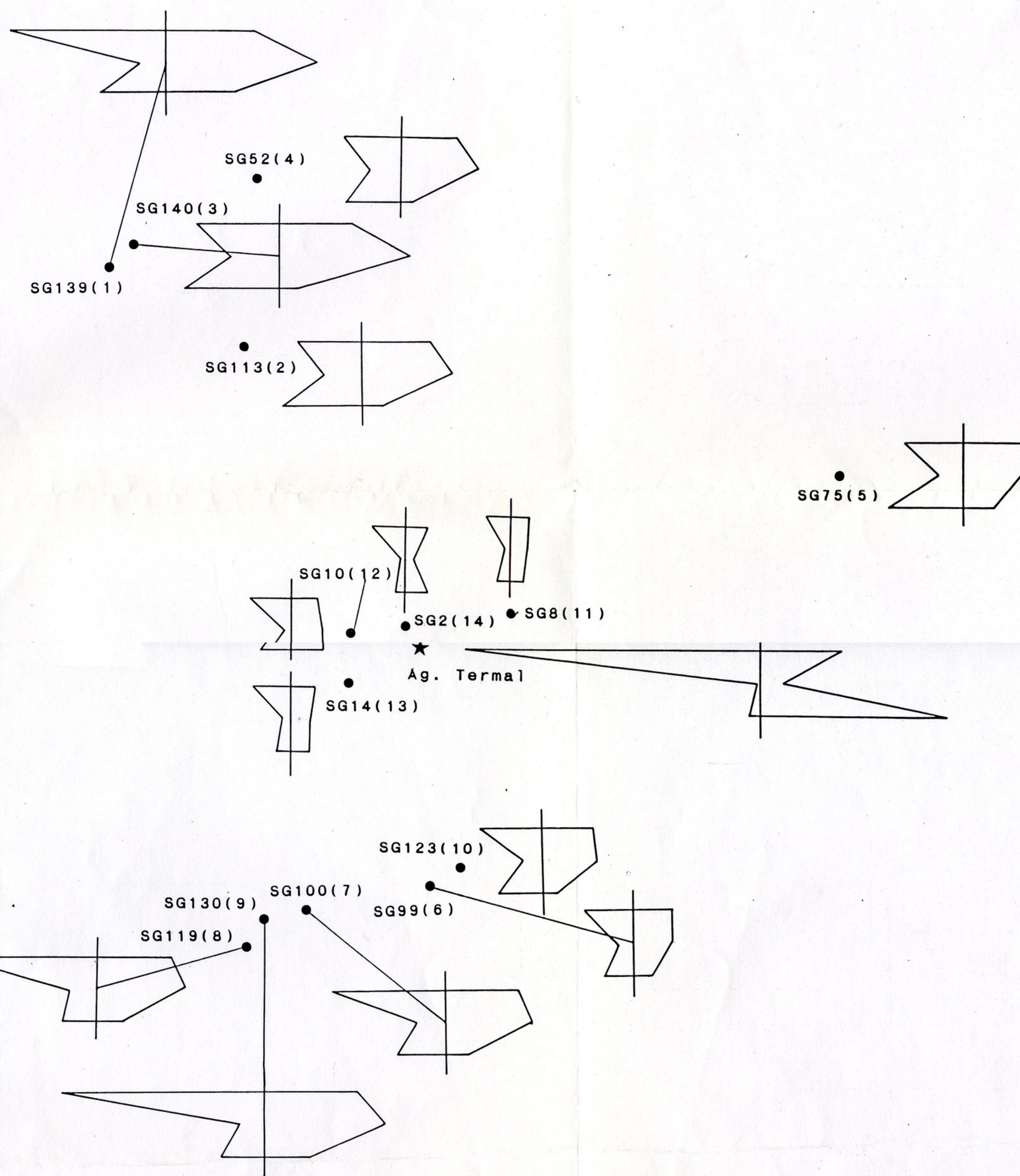
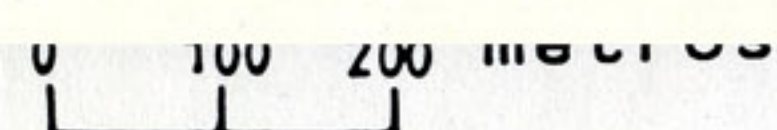


LEGENDA



SG123(10)
 — Designação no inventário dos pontos de água
 — Designação para análise química

Escala 1/10000

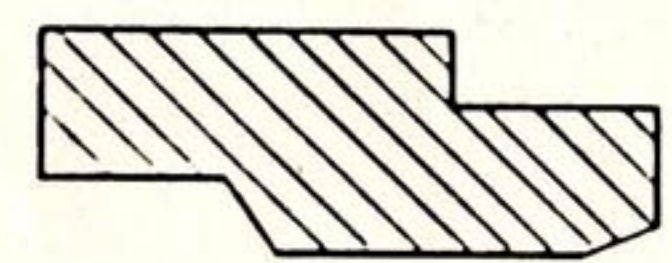


INVENTÁRIO DE FOCOS DE POLUIÇÃO

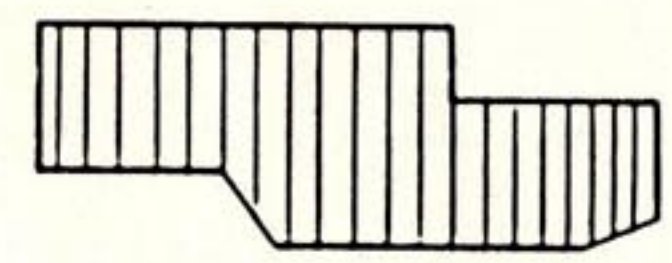


LEGENDA

FOCOS DE POLUIÇÃO



Aglomeração sem esgotos
(com fossas sépticas)



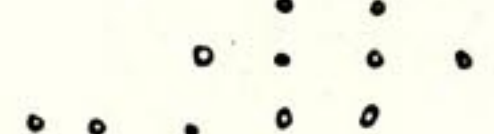
Aglomeração com esgotos



Efluentes domésticos



Explorações de agro-pecuária



Explorações agrícolas

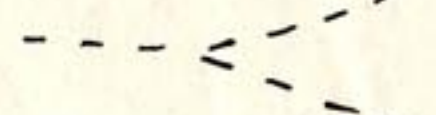


Oficina e posto de abastecimento de combustíveis

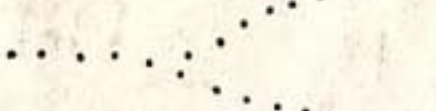
HIDROGRAFIA



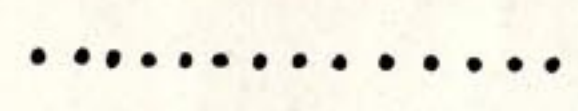
Curso de água permanente



Curso de água temporário



Vale seco, água temporariamente



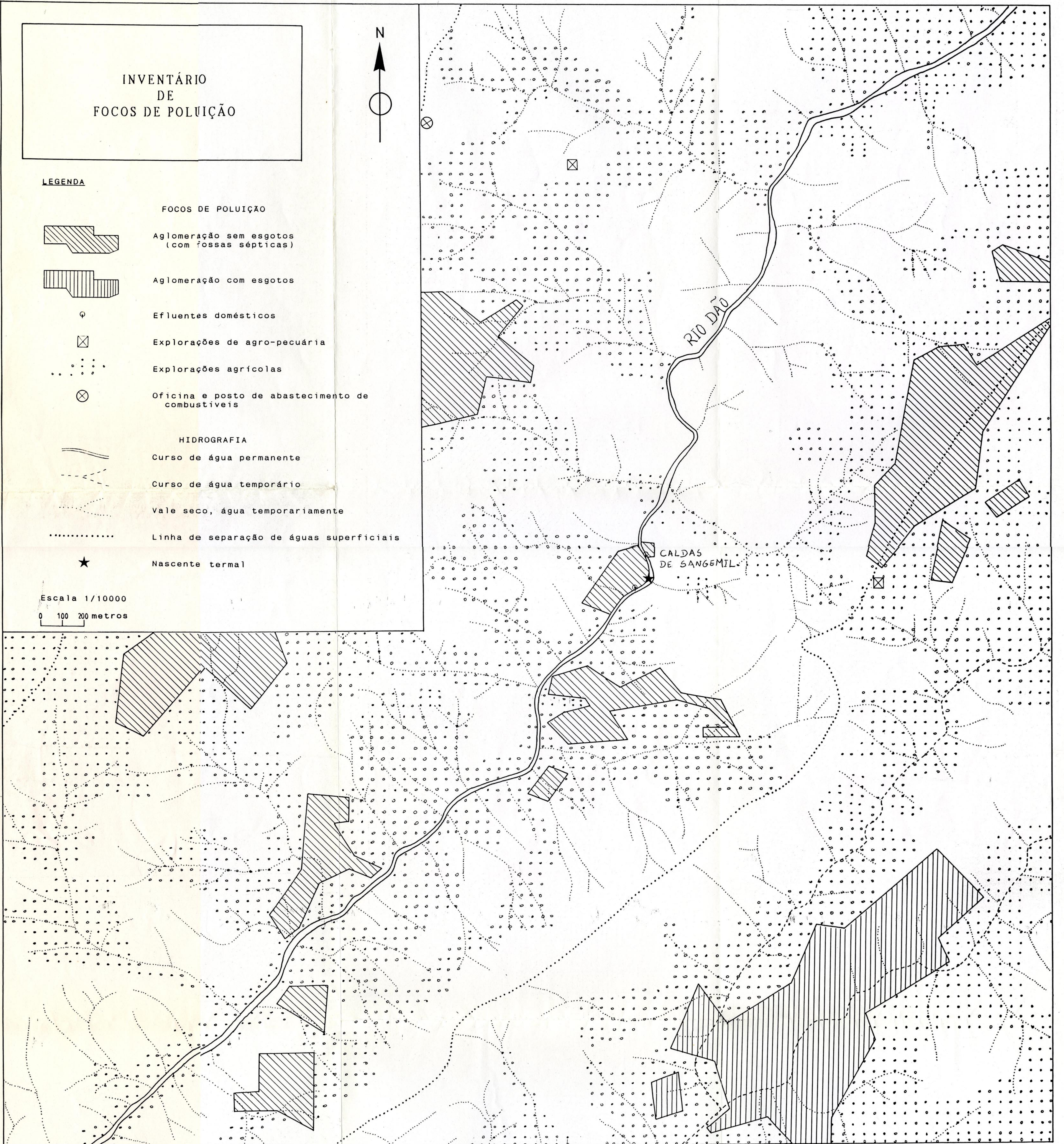
Linha de separação de águas superficiais



Nascente termal

Escala 1/10000

0 100 200 metros



ERRATA

TEXTO

| Página | Parágrafo | Linha | Onde se lê | Deve ler-se |
|--------|-----------|-------|---|---|
| 55 | 2 | 5 | assimetria positiva | assimetria positiva (Fig. 7.2) |
| 64 | 3 | 2 | média 399 $\mu\text{S}/\text{cm}$; mínimo de 113 $\mu\text{S}/\text{cm}$ | média de 319 $\mu\text{S}/\text{cm}$; mínimo de 117 $\mu\text{S}/\text{cm}$ |
| 64 | 3 | 3 | 536 $\mu\text{S}/\text{cm}$ | 528 $\mu\text{S}/\text{cm}$ |
| 67 | 1 | 2 | litológica | litológica |
| 74 | 2 | 3 | e segundo de 6.0 ppm | e o segundo de 6.0 ppm |
| 118 | - | - | $K = \frac{a_A^+ - a_X^-}{a_{AX}}$ | $K = \frac{a_A^+ \times a_X^-}{a_{AX}}$ |
| 136 | 2 | 4 | conteúdo e δD | conteúdo em δD |
| 136 | 3 | 5 | (δ^{18}) + 5 ‰ | ($\delta^{18\text{O}}$) + 5 ‰ |
| 145 | - | 1 | 9.2 - Radioactividade | 9.2 - Radioactividade |
| 150 | 1 | 12 | e pelo o nuclídeo filho | e pelo nuclídeo filho |
| 150 | 3 | 5 | em ^{222}Rn , λ é a constante | em ^{222}Rn , λ é a constante |
| 151 | 4 | 5 | do sistema, inviabiliza | do sistema, o que inviabiliza |
| 155 | 1 | 2 | estimada no capítulo anterior | estimada em capítulo anterior |
| 161 | 2 | 6 | $C = \int_{110^\circ\text{C}}^0 (h_{110^\circ\text{C}} - h_{13^\circ\text{C}})$ | $C = \int_{110^\circ\text{C}}^0 (h_{110^\circ\text{C}} - h_{13^\circ\text{C}})$ |
| 210 | - | 1 | Calcedónia (Adiabático) | Calcedónia (Condutivo) |
| 212 | | | | $t < 100 ; \beta = 4/3$ $t > 100 ; \beta = 1/3$ |

FIGURAS E QUADROS

| Página | Onde se lê | Deve ler-se |
|--------|-------------|---|
| 24 | Figura 4.2 | — Precipitação (mm) ----- Temperatura ($^\circ\text{C}$) |
| 29 | Quadro 4.IV | 50.4 91.2 28.1 169.7 |
| 53 | Quadro 7.I | (a 18°C em $\mu\text{S}/\text{cm}$) |
| 140 | Quadro 9.1 | SG 14(Ág. Levemente termal) |
| 164 | Quadro 12.I | 49.5×10^6 |