

MARTIM PORTUGAL V. FERREIRA
Coordenação

A Geologia de Engenharia e os Recursos Geológicos

VOL. 2 • RECURSOS GEOLÓGICOS E FORMAÇÃO



Coimbra • Imprensa da Universidade

MARTIM PORTUGAL V. FERREIRA
COORDENAÇÃO

A GEOLOGIA DE ENGENHARIA E OS RECURSOS GEOLÓGICOS

RECURSOS GEOLÓGICOS E FORMAÇÃO
VOLUME II



Coimbra • Imprensa da Universidade

COORDENAÇÃO EDITORIAL
Imprensa da Universidade de Coimbra

CONCEPÇÃO GRÁFICA
António Barros

PAGINAÇÃO
Victor Hugo Fernandes

EXECUÇÃO GRÁFICA
G.C. – Gráfica de Coimbra, Lda.

ILUSTRAÇÃO DA CAPA
Pedreira de Morais - Gralhós
Foto: © Martim Portugal V. Ferreira, 1997

ISBN
972-8704-15-1
DEPÓSITO LEGAL
203510/03

© 2003, IMPRENSA DA UNIVERSIDADE DE COIMBRA

OBRA PUBLICADA COM O PATROCÍNIO DE:

Fundação para a Ciência e a Tecnologia
EDP Produção
Fundação Calouste Gulbenkian
Associação Portuguesa de Geólogos
Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra

ÍNDICE

VOLUME I

APRESENTAÇÃO 9

- JAZIGOS PORTUGUESES DE MINÉRIOS DE URÂNIO E SUA GÉNESE 15
Professor Doutor João Manuel Coteló Neiva
(*urânio, filões, mineralização epitermal, fluidos de solidificação granítica, água meteórica*)

TRABALHOS DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA 77

GEOLOGIA DO AMBIENTE E URBANA

- MULTI-SCALE GEOMETRICAL ANALYSIS OF FRACTURE NETWORKS IN GRANITE MASSIFS AND ITS APPLICATION TO LANDFILL SITE SELECTION 79
António Mateus, Mário Abel Gonçalves, Fernando O. Marques e Fernando Monteiro Santos
(*fracture networks, multi-scale analysis, fractal geometry, granite massifs, waste disposal, landfill*)

- INCIDÊNCIAS AMBIENTAIS ASSOCIADAS À INSTALAÇÃO DE CEMITÉRIOS: ABORDAGEM HIDROGEOLÓGICA 93
A. Lima, J. Pamplona, S. Antunes e J. C. Gonçalves
(*impacto ambiental, cemitério, contaminação, hidrogeologia, água subterrânea*)

- MONITORIZAÇÃO DO ATERRO MULTIMUNICIPAL DO CENTRO, COIMBRA 107
F. P. O. Figueiredo, N. E. V. Rodrigues e A. I. S. Andrade
(*aterro sanitário, monitorização, método eléctrico de resistividade e dispositivos tripotenciais*)

- AS MINERALIZAÇÕES DE URÂNIO E A RADIO-ACTIVIDADE NATURAL EM PORTUGAL: FACTORES GEOLÓGICOS CONDICIONANTES E IMPLICAÇÕES PARA O ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO 121
A. J. S. C. Pereira, L. J. P. F. Neves, M. M. Godinho e J. M. M. Dias
(*mineralizações de U, radioactividade natural, ordenamento, Portugal*)

CARACTERIZAÇÃO GEOTÉCNICA REGIONAL E URBANA

- AS CONDIÇÕES HIDROGEOLÓGICAS E O COMPORTAMENTO GEOTÉCNICO DOS TERRENOS NO BAIRRO DA BICA, LISBOA 133
I. Moitinho de Almeida, J. Lopo Mendonça, M. Oliveira da Silva, G. Barbosa de Almeida e C. Fonseca
(*Lisboa, Miocénico, hidrogeologia urbana, problemas geotécnicos*)

- ANÁLISE DE PROBLEMAS DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA EM ZONAS DIAPÍRICAS: OS CASOS DE BELO HORIZONTE, SANTA CLARA E MORRO DO LENA (LEIRIA) 145
Cláudia Amado, Anabela Veiga, Mário Quinta Ferreira e José Velho
(*Geologia de engenharia, diapiros, ensaios, solos e rochas*)
- ESTUDOS GEOTÉCNICOS NO CAMPUS DA FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA DA UNIVERSIDADE NOVA DE LISBOA 157
M. A. Chaves, J. A. Rodrigues Carvalho, P. C. Lamas e A. P. Silva
(*estudos geotécnicos, estudo de sítios, prospecção e ensaios, fundações*)
- PLANTA GEOLÓGICA-GEOTÉCNICA DA FUNDAÇÃO DA BARRAGEM DE ALQUEVA 171
J. Neves, F. Ferreira e L. Gonçalves
(*Alqueva, fundação da barragem, planta geológica-geotécnica*)
- CONTRIBUIÇÃO DA GEOLOGIA DE ENGENHARIA NO EMPREENDIMENTO DE VENDA NOVA II 185
Nadir Plasencia e Celso Lima
(*reconhecimento de superfície, prospecção, classificação do maciço, sustimento, monitorização*)
- GEOLOGIA DE ENGENHARIA EM OBRAS SUBTERRÂNEAS 199
Nadir Plasencia
(*geoengenharia, geologia de engenharia, túneis urbanos, túneis não urbanos*)
- RECONHECIMENTO GEOLÓGICO E GEOTÉCNICO DO CANAL HIDROELÉCTRICO DO CONTADOR (REPÚBLICA DEMOCRÁTICA DE SÃO TOMÉ E PRÍNCIPE) 211
Paulo H. Alves
(*deslizamento, escorregamento, São Tomé, geologia, geotecnia, riscos naturais*)

MECÂNICA DE SOLOS E ROCHAS

- APLICAÇÃO DO MODELO HIPERBÓLICO NO COMPORTAMENTO MECÂNICO DE UM SOLO RESIDUAL GRANÍTICO 227
Luís José Andrade Pais
(*solo residual, estruturação, modelo hiperbólico*)
- CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA AOS LIXIVIADOS CORRELACIONÁVEL COM PROPRIEDADES FÍSICAS DE SOLOS FINOS PORTUGUESES. SEU INTERESSE NA CONSTRUÇÃO DE BARREIRAS DE CONFINAMENTO 237
A. J. Roque
(*aterros de resíduos, barreiras de confinamento, correlação linear, condutividade hidráulica, propriedades geotécnicas, solos finos portugueses*)
- AVALIAÇÃO DA ESCAVABILIDADE DE UMA FUNDAÇÃO NO GRÉS DE SILVES, COM BASE NAS VELOCIDADES SÍSMICAS 251
Mário Quinta Ferreira e Fernando Pedro Figueiredo
(*velocidades sísmicas, escavabilidade, geologia de engenharia*)
- GRANITOS ORNAMENTAIS DO NORDESTE DE PORTUGAL – INFLUÊNCIA DA FISSURAÇÃO NO COMPORTAMENTO GEOTÉCNICO 263
L. M. O. Sousa
(*granito, rocha ornamental, propriedades físico-mecânicas, fissuração, meteorização*)

DECAIMENTO DE ROCHAS E AGREGADOS

• EFEITOS DA CONTAMINAÇÃO SALINA EM MATERIAIS DE CONSTRUÇÃO	275
C. A. Simões Alves, A. S. Gonçalves Antunes e J. M. S. Matias (contaminação salina, deterioração, materiais de construção)	
• IDENTIFICAÇÃO DE PRODUTOS DE REACÇÕES INTERNAS EM BETÃO	287
I. Fernandes e F. Noronha (reacção, álcalis-agregado, exsudações, gel, etringite)	
• AS PEDREIRAS DO POIO (FOZ CÔA) – A REGIÃO E O TURISMO	299
L. M. Ferreira Gomes e P. Gabriel de Almeida (pedreira, Foz-Côa, xisto ardoso, construção civil, aspectos turísticos, ambiente)	
• GEORRECURSOS AMBIENTAIS DA PENÍNSULA DE SETÚBAL: UM PROCESSO PARTICIPADO DE ESTUDO E CLASSIFICAÇÃO DE PATRIMÓNIO GEOLÓGICO	317
J. C. Kullberg, P. S. Caetano, R. B. Rocha e M. S. Rocha (georrecurso, património geológico, Setúbal, ciência viva)	
• CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES LÍTICAS CARBONATADAS NA REGIÃO DE COIMBRA	333
A. Oliveira Tavares (unidades líticas, rochas carbonatadas, caracterização in situ, propriedades físicas, instabilidade)	
• CARACTERIZAÇÃO DE UM ESCORREGAMENTO PLANAR NUM TALUDE ENTRE A PONTE 25 DE ABRIL E A TRAFARIA (ALMADA).....	345
P. Cunha Lamas e J. A. Rodrigues-Carvalho (taludes de Almada, escorregamento planar, mecanismo de rotura, retroanálise)	
• EVOLUÇÃO TEMPORAL DE TALUDES NATURAIS E DE ESCAVAÇÃO	355
António Luis de Almeida Saraiva e Pedro Gomes Cabral Santarém Andrade (taludes, instabilidade, classificação, caracterização)	
• SLOPE BEHAVIOUR IN HIGHWAYS: A DECADE OF DETERIORATION IN METAMORPHIC ROCKS WITH VOLCANO-SEDIMENTARY ORIGIN ALONG THE IP4 (NE PORTUGAL).....	367
A. A. Sá, M. Portugal Ferreira e C. C. Pires (taludes artificiais, estabilidade, deterioração, factores, unidades vulcano-sedimentares, detritos)	
ÍNDICES REMISSIVOS	377
PALAVRAS CHAVE	379
AUTORES	381

VOLUME II

TRABALHOS DE RECURSOS GEOLÓGICOS	9
---	---

MINEROGRAFIA E MINERAÇÃO

• A UTILIZAÇÃO DA MICROSCOPIA DE MINÉRIOS, SEU DESENVOLVIMENTO CIENTÍFICO E TECNOLÓGICO	11
O. C. Gaspar (microscopia de minérios, história, metalogenia, mineralurgia)	
• DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL DA MINERAÇÃO METÁLICA EM PORTUGAL: REALIDADE OU UTOPIA?	25
L. M. Plácido Martins (minérios metálicos, prospecção, exploração)	

GEOQUÍMICA, MINERALOGIA E GEOLOGIA DE DISTRITOS METALÍFEROS

- ISOTOPIC CONSTRAINTS ON THE CLASSIFICATION OF THE JALES AU DISTRICT (NORTHERN PORTUGAL)..... 31
D. R. N. Rosa e S. B. Romberger
(*gold, Variscan, intrusion-related, Portugal*)
- O CAMPO MINEIRO DE PENEDONO (VISEU, PORTUGAL). TRABALHOS DE PROSPECÇÃO E ESTADO ACTUAL DO CONHECIMENTO DO POTENCIAL DAS MINERALIZAÇÕES 45
J. M. Castelo Branco
(*trabalhos de prospecção, mineralização aurífera, corredores de cisalhamento, deformação, alteração hidrotermal*)
- O JAZIGO DA FACUCA REVISITADO 59
F. Noronha, A. Dória e J. M. Farinha Ramos
(*facuca, chumbo, mineralogia, fluidos, pós-hercínico*)
- GEOQUÍMICA DE VOLFRAMITES PORTUGUESAS 73
A. M. R. Neiva
(*volframite, zonamento, nióbio, ferberite, hubnerite, Portugal*)
- ANÁLISE PARAGENÉTICA E CLASSIFICAÇÃO DOS PEGMATITOS GRANÍTICOS DA CINTURA HERCÍNICA CENTRO-IBÉRICA 85
C. Leal Gomes e J. Lopes Nunes
(*cintura pegmatítica, pegmatito, aplito, estado paragenético, limiar químico-mineralógico, intrusão, fraccionação*)
- ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS EM MINERAIS DA UNIDADE DE JASPES E CARBONATOS DA MINA DE NEVES CORVO 111
A. Moura
(*jaspes, fluidos, Neves Corvo*)
- OS FILÕES DE QUARTZO COM W-Au-Sb DA REGIÃO DE SARZEDAS - CASTELO BRANCO 123
P. C. S. Carvalho e A. M. R. Neiva
(*filões de quartzo, volframite, ouro, sulfuretos, Sarzedas*)
- LITOGEOQUÍMICA NA ÁREA DE SARZEDAS (CASTELO BRANCO). CONTRIBUIÇÃO PARA O ESTUDO DE OCORRÊNCIAS DE OURO 135
J. M. Santos Oliveira
(*litogeoquímica, ouro, metassedimentos, prospecção mineira, Portugal*)
- CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DE MINERAIS DE JAZIGOS DA REGIÃO DE SEGURA (CASTELO BRANCO)..... 157
I. M. H. R. Antunes, A. M. R. Neiva e M. M. V. G. Silva
(*mineralizações de Sn-W, Ba-Pb-Zn, granitos, Segura*)
- 6 • MINERALIZAÇÕES DE GALENAS EM PORTUGAL; COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DO CHUMBO 169
J. Medina, C. Tassinari, M. E. R. Martins, K. Kawashita, M. R. Azevedo, J. F. Santos, J. M. Pessoa, B. Valle-Aguado e M. S. Pinto
(*galenas, Portugal, isótopos de chumbo, espectrómetro de massa de ionização térmica (TIMS)*)
- GEOQUÍMICA DOS MINERAIS PORTADORES DE URÂNIO DA MINA DE VALE DE ABRUTIGA, CENTRO DE PORTUGAL 179
M. M. S. C. Pinto, M. M. V. G. Silva e A. M. R. Neiva
(*mineralização de urânio, fosfatos secundários de urânio, Portugal*)

GEMAS

- EVOLUÇÃO DA BACIA DO CONGO E AS UNIDADES DIAMANTÍFERAS EM ANGOLA..... 193
B. Reis, E. Pereira e J. Rodrigues
(*bacia do Congo, abertura do Atlântico, intrusões quimberlíticas, depósitos sedimentares diamantíferos*)
- CONTRIBUTO DA DIAMANG PARA A AVALIAÇÃO DOS RECURSOS DIAMANTÍFEROS, EM ANGOLA..... 205
Bernardo Reis e A. Monforte
(*Diamang, problemática das prospeções, jazigos detríticos e primários, conglomerado Calonda, quimberlito, reservas*)
- O PAPEL DOS FENÓMENOS DE EVOLUÇÃO TARDIA NA GÊNESE DE GEMAS PEGMATÍTIICAS - ILAÇÕES DA ANÁLISE PARAGENÉTICA EM PEGMATITOS LCT DO ALTO LIGONHA (MOÇAMBIQUE) 217
C. Leal Gomes
(*pegmatito, LCT, NYF, unidades tardias, gema*)

RECURSOS HÍDRICOS E GEOTÉRMICOS

- GEOCHEMICAL STUDIES AS SUPPORT OF GEOTHERMICS 229
L. A. Aires-Barros e J. M. Marques
(*geothermics, geochemistry, isotopes, water/rock interaction*)
- CARACTERIZAÇÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÂNEOS DO MACIÇO CRISTALINO DO NORTE DE PORTUGAL: IMPLICAÇÕES PARA O DESENVOLVIMENTO REGIONAL 245
J. M. Carvalho, H. I. Chaminé e N. Plasencia
(*planos de bacia hidrográfica, recursos hídricos subterrâneos, maciço antigo, norte de Portugal*)
- RECURSOS HÍDRICOS EM PEQUENOS DOMÍNIOS INSULARES: O CASO DA ILHA DAS FLORES, AÇORES..... 265
J. M. M. Azevedo e M. R. Portugal Ferreira
(*ilha, hidrogeologia, aquífero, exurgência, captação-exploração*)
- TERMAS DE CHAVES: I – AS BASES TECTÓNICAS E LITOESTRATIGRÁFICAS PARA A MODELAÇÃO FÍSICA E QUÍMICA DO SISTEMA HIDROTÉRMAL 277
M. Portugal Ferreira, A. Sousa Oliveira e A. N. Trota
(*águas minerais, geotermia, aquíferos, recarga, descarga, célula hidrotermal, tectónica*)

INERTES, ROCHAS ORNAMENTAIS E MINERAIS INDUSTRIAIS

- POTENCIALIDADES DOS MACIÇOS GRANÍTICOS DO DISTRITO DA GUARDA PARA A PRODUÇÃO DE INERTES E PEDRA ORNAMENTAL 295
J. M. Farinha Ramos, A. Moreira, M. R. Leite, L. Gomes e S. Spínola
(*maciços graníticos, inertes, granitos ornamentais, distrito da Guarda*)
- MODELAÇÃO ESTOCÁSTICA DA COMPARTIMENTAÇÃO DOS MÁRMORES NA UNIDADE DE BORBA 309
J. A. Almeida, C. Vintém, A. G. Luis e M. Lopes
(*exploração de mármore, densidade linear de fracturação, simulação estocástica, zonamento de reservas, modelação da incerteza*)
- ESTUDO GEOLÓGICO DA PEDREIRA DA CURVIÃ Nº2 (JOANE-V.N. DE FAMALICÃO). CARACTERÍSTICAS DA FRACTURAÇÃO 323
J. M. Farinha Ramos, A. Casal Moura, A. Moreira e A. Oliveira
(*maciço granítico, padrão de fracturação, pedra de inertes*)

• EXPLORAÇÕES DE SERPENTINITO, TALCO E ASBESTO TREMOLÍTICO NO NORDESTE DE PORTUGAL	335
R. J. S. Teixeira, A. M. R. Neiva e M. E. P. Gomes (<i>serpentinito, talco, asbestos anfibólicos, maciços de Bragança e Morais</i>)	
• MINERAIS INDUSTRIAIS: SITUAÇÃO ACTUAL EM PORTUGAL DAS ARGILAS COMERCIAIS	349
C. de Sousa Figueiredo Gomes (<i>argilas comuns e especiais, argilas comerciais, geologia, propriedades, aplicações industriais, produções, mercados</i>)	
• POTENCIALIDADES DAS AREIAS CARBONATADAS BIOGÉNICAS DO PORTO SANTO PARA APLICAÇÕES EM GEOMEDICINA	367
C. de Sousa Figueiredo Gomes e J. B. Pereira Silva (<i>areias carbonatadas biogénicas, propriedades térmicas e químicas, geomedicina</i>)	
• HOW MINERALS ARE IMPORTANT FOR HUMAN HEALTH	379
C. de Sousa Figueiredo Gomes (<i>clay, sand, rock salt, spring water, human health, geomedicine</i>)	
• ESTUDO DA PRÁTICA ANCESTRAL ROMANA DE INCORPORAÇÃO DE RESÍDUOS DE TIJOLO PARA ARGAMASSAS COM PRESA HIDRÁULICA	391
A. L. Velosa, J. Coroado, M. R. Veiga e F. Rocha (<i>argamassas, incorporação de resíduos, período romano</i>)	
TRABALHOS DE EDUCAÇÃO EM GEOLOGIA	403
• O PORQUÊ DA SEDIMENTOLOGIA	405
G. Soares de Carvalho (<i>sedimentologia, análise dimensional, diagramas de Friedman, areia de praia e duna, areias vermelhas de Maputo</i>)	
• HISTÓRIAS COM ÁGUA E PEDRAS. NEM SEMPRE MOLE, NEM SEMPRE DURAS.....	419
J. Delgado Rodrigues (<i>reparação obras hidrogeotécnicas, alteração de rochas xistosas, preservação de arte rupestre, preservação contra a submersão</i>)	
• CIÊNCIA, TECNOLOGIA E SOCIEDADE: O LUGAR DA GEOLOGIA, O PAPEL DO PROFESSOR	437
A. Soares de Andrade e Luís Marques	
• OS ECLOGITOS DA REGIÃO DE BRAGANÇA-VINHAIS: DOS FACTOS AOS MODELOS	449
M. L. Ribeiro e A. Ribeiro (<i>eclogitos, metamorfismo de alta pressão, geodinâmica, Terreno Ibérico</i>)	
• MALACOLOGIA DOS GRÉS COSTEIROS DE MOÇAMBIQUE	457
A. Reis Moura (<i>malacologia, fóssil, Grés costeiro, Moçambique</i>)	
• UTILIZAÇÃO DE MODELOS SOBRE VULCANISMO E SISMOLOGIA NO ENSINO DA GEOLOGIA. ANÁLISE DE UM CASO DE APLICAÇÃO	477
Mário Quinta Ferreira, Eunice M. Viegas Santos e Teresa I. G. Mota Mela (<i>geologia, ensino, modelos, vulcanismo, sismologia</i>)	
ÍNDICES REMISSIVOS	489
PALAVRAS CHAVE	491
AUTORES	493

TRABALHOS
DE
RECURSOS GEOLÓGICOS

A UTILIZAÇÃO DA MICROSCOPIA DE MINÉRIOS, SEU DESENVOLVIMENTO CIENTÍFICO E TECNOLÓGICO

O. C. GASPAR¹

PALAVRAS-CHAVE: microscopia de minérios, história, metalogenia, mineralurgia.

KEY WORDS: ore microscopy, development, metallogeny, ore dressing.

RESUMO

A primeira observação de minerais opacos por microscopia óptica de reflexão reporta-se a 1808, tendo sido realizada em amostras de meteoritos por Widmanstätten. O facto, tardio, deveu-se à dificuldade em construir um microscópio óptico que permitisse observações em luz polarizada reflectida e à escassa compreensão das propriedades da cristalografia óptica dos minerais opacos. A partir dos anos sessenta do século XX, uma acção internacionalmente concertada entre microscopistas de minérios conduziu à criação da Commission on Ore Microscopy (COM), no âmbito da (IMA). O avanço tecnológico no domínio da electrónica possibilitou o aparecimento de vários equipamentos de microanálise tais como a microsonda (MSE) e os microscópios electrónicos de transmissão e varrimento, que vieram suprir alguns constrangimentos inerentes aos estudos por microscopia óptica. Contudo, como tem sido ultimamente enfatizado que a observação por microscopia óptica das texturas mineralógicas, apesar das dificuldades que a sua interpretação possa colocar, permanece como único meio susceptível de discriminar as relações dos minerais com os fluidos que os originaram, bem como identificar a natureza do metamorfismo sofrido ao longo da sua história geológica. A microscopia de minérios tem-se revelado ainda um meio eficaz na definição tipológica dos minérios e de controlo tecnológico do seu processamento.

¹ Rua Marechal Saldanha, 935-2º Dt., 4100-659 Porto. e-mail: orlando.gaspar@netcabo.pt

ABSTRACT: Scientific and technological developments of ore microscopy

Windmanstätten carried out the very first microscopic observations on opaque minerals in 1808 on samples from meteorites. The delay was due both to the poor knowledge of the optical properties of opaque minerals and to the technological difficulties in developing an optical microscopic that could allow observations using polarized light.

Since 1962, the IMA/Commission on Ore Microscopy (now Commission on Ore Mineralogy) has been doing an excellent job, by improving both the knowledge of the properties of ore minerals, and organizing international Advanced and Short Courses in many countries. Although the electron microprobe (EMP) and the electron microscope have been today routinely used in the study of ore minerals, the role of the optical microscope still remains an irreplaceable one. We do agree with Paul Barton's statement that "Textures (defined as the spatial relations within and among minerals and fluids, regardless of scale or origin) provide a means to sort out and identify successive states. In fact, it is the pattern of evolution of those states that enable us to deduce the processes" (BARTON, 1991). Moreover the efficiency of ore processing is affected by ore textures, because the same mineral commonly has different textures and varies in chemical composition. Therefore a relationship between textures of the feed ores and middlings must be established for all ore types defined at the deposit scale.

INTRODUÇÃO

O aparecimento relativamente tardio da observação microscópica dos minerais opacos por microscopia óptica de reflexão deveu-se às iniciais dificuldades em construir um microscópio que permitisse observações em luz polarizada reflectida, e também à escassa compreensão da cristalografia óptica dos minerais fortemente absorventes. As primeiras observações foram efectuadas com microscópios normalmente usados em biologia, ou mais frequentemente em metalurgia.

No que respeita à óptica cristalográfica em luz reflectida, a sua quantificação coloca ainda alguns problemas, pelo que os estudos de microscopia de minérios se baseiam-se em larga medida na experiência e aptidão do observador, nomeadamente no que respeita à sensibilidade óptica e memória visual, e implicam ainda um conhecimento detalhado das formas de intercrescimento que ocorrem nos diferentes tipos de minérios. A existência, no local de trabalho, de uma colecção de superfícies polidas de amostras de referência é pois uma exigência.

OS PRIMEIROS ESTUDOS CIENTÍFICOS PELA MICROSCOPIA DE MINÉRIOS

O primeiro relato sobre estudos de minerais opacos por microscopia em luz reflectida reporta-se às observações feitas por Widmanstätten em 1808, numa amostra de meteorito. Contudo, foi só a partir de 1906 que a microscopia de minérios começou a ser reconhecida como disciplina de interesse científico e tecnológico, o que se deveu à publicação de diversos trabalhos, nomeadamente o estudo microscópico sistemático dos minérios de Sudbury efectuados por CAMPBELL e KNIGHT (1906). Eles permitiram identificar que o níquel estava predominantemente ligado às exsoluções de pentlandite que ocorrem na pirrotite. Para além da melhor compreensão da mineralogia e paragénese dos minérios, tiveram uma importância crucial no estabelecimento do esquema de beneficiação dos minérios, com vista à sua metalurgia. Inovadores foram também os trabalhos de Hans SCHNEIDERHÖHN (1922) que, com o apoio da Comissão de Preparação de Minérios, da Sociedade Alemã de Minas e Metalurgia, e da firma Ernst Leitz, publicou um manual, nele estabelecendo normas para a sistematização das observações mineralógicas em luz reflectida, não só dos minérios, mas também dos produtos resultantes do seu tratamento industrial. Em princípios dos anos trinta, Hans SCHNEIDERHÖHN e Paul RAMDOHR publicaram o que pode considerar-se como o primeiro tratado sobre os estudos de microscopia de minérios. Os dois volumes que constituem a obra foram editados separadamente, em 1931 e 1934, totalizando 1.026 páginas e 387 gravuras, com o habitual rigor e detalhe dos investigadores alemães.

A colaboração científica estabelecida nos anos trinta, e ininterruptamente continuada durante 32 anos entre Hans SCHNEIDERHÖHN e o físico Max BEREK – que tal como aquele era à data professor na Universidade de Berlim e consultor científico da empresa Ernest Leitz – foi decisiva não só para o fabrico de um microscópio de luz incidente polarizada, mas também para o desenvolvimento da física óptica dos minerais fortemente absorventes (BEREK, 1931a, 1931b, 1934, 1937 e 1953).

H. Schneiderhöhn publicou o seu segundo manual em 1952, que inclui tabelas destinadas à identificação dos mais frequentes minerais opacos, formas mais habituais de ocorrência e texturas características dos diferentes tipos de jazidas minerais. As tabelas foram elaboradas a partir da observação de 6.000 superfícies polidas, então existentes no museu do Instituto de Mineralogia da Universidade de Freiburg. Os muitos milhares de superfícies polidas de amostras colhidas nos jazigos de minérios mundialmente significativos, estudadas e catalogadas em fichas manuscritas por H. SCHNEIDERHÖHN e P. RAMDOHR são um acervo científico impressionante dos laboratórios da Universidades onde leccionaram.

Paul RAMDOHR, que cedo começou a revelar-se um mineralogista de excepção, demonstrando simultaneamente uma enorme aptidão para os estudos de microscopia de minérios, iniciou nos anos vinte uma actividade que irá terminar apenas com a

sua morte em 1985, aos 95 anos, largamente documentada numa impressionante série de publicações sobre microscopia de minérios provenientes de amostras de todos os jazigos mundialmente significativos. As duas últimas décadas da sua vida dedicou-as como Professor *emeritus* da Universidade de Heidelberg, a estudos de mineralogia cósmica, nomeadamente de meteoritos e amostras das rochas colhidas na Lua pelas missões Apolo. A sua obra tem contudo como expoente o seu tratado *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen (Os minérios e seus intercrescimentos)*, que permanece como a “bíblia” dos estudiosos da microscopia de minérios, tendo sido traduzido para o russo (1962), chinês (1964) e inglês (1969).

Obviamente que investigadores originários de outros países, nomeadamente dos Estados Unidos da América, Inglaterra, Austrália e França e União Soviética, se interessaram pelos estudos microscópicos de minérios. Para além dos estudos de CAMPBELL e KNIGHT (1906), W. LINDGREN publicara em 1905 algumas observações sobre os minérios de cobre de Clifton Morenzi. Trabalhos considerados marcos históricos, podem citar-se os de DAVY & FAHRMAN (1920), ORCEL (1925, 1927), CAPDECOMME (1938), SHORT (1940), CAPDECOMME & ORCEL (1941), FOLENSBEE (1949), EDWARDS (1954), BOWIE (1954, 1958, 1967), BOWIE & TAYLOR (1957), HALIMOND (1957), BOWIE & HENRY (1957), CAMERON (1961), MAUCHER (1961), OELSNER (1961), SCHOUTEN (1965), PILLER (1967), UYTENBOGAARDT & BURKE (1971), GALOPIN & HENRY (1972), PICOT & JOHAN (1977), CRAIG & VAUGHAN (1981), SPRY & GEDLINSKE (1987) e CRIDDLE & STANLEY (1993).

A COMMISSION OF ORE MICROSCOPY (IMA/COM)

O problema da quantificação das propriedades ópticas dos minérios foi considerado à partida como um dos mais importantes, já que as identificações microscópicas se baseavam em critérios essencialmente comparativos, relativamente às cores, reflectâncias e até às chamadas durezas de polimento dos minérios mais frequentes e facilmente identificáveis minérios, que serviam como padrões de referência. Estes critérios estavam à partida inquinados por uma apreciável subjectividade, em resultado das diferenças de sensibilidade óptica do observador, do equipamento utilizado, das variações da composição química dos minerais e até mesmo dos métodos utilizados no desbaste e polimento das amostras.

As primeiras medidas microfotométricas dos minérios foram efectuadas por ORCEL (1927), utilizando uma célula fotoelétrica. Ela não possuía contudo uma igual sensibilidade de detecção para todos os comprimentos de onda do espectro visível, obstáculo que posteriormente viria a ser resolvido com a utilização do fotomultiplicador de electrões (SHAW, 1953). Impunha-se porém a necessidade de normalizar os procedimentos laboratoriais na obtenção das medidas, definir e

calibrar os padrões de referência e, ainda, senão unificar, pelo menos aproximar os processos de preparação de amostras. Obviamente que a prossecução destes intentos só seria possível através da concertação dos procedimentos através de uma comissão internacionalmente reconhecida.

Assim nasceu em 1962 a Commission on Ore Microscopy (COM), durante a realização da Assembleia Geral da International Mineralogical Association (IMA), que teve lugar em Washington (USA), sendo nomeados como primeiros presidente e secretário, respectivamente, Wilhelm Uytenbogaart e Stanley H. U. Bowie. A primeira reunião formal da COM veio a ter lugar em Díli (Índia), em 1964, onde foram discutidas como tarefas prioritárias: a selecção e calibração dos padrões de referência, bem como os valores dos comprimentos de onda utilizados na definição das curvas de reflectâncias ao longo do espectro visível (GASPAR, 1970). A firma Zeiss fabricou e procedeu à calibração dos padrões de medida sob a orientação de Horst Piller, seu colaborador, tendo os procedimentos sido estabelecidos tomando como base os trabalhos desenvolvidos, nomeadamente por BOWIE (1954, 1958, 1967, 1967b), HALIMOND (1957), PILLER (1967, 1977, 1980), BOWIE, VOKES & FONT-ALTABA (1971), HENRY (1977, 1980) GALOPIN & HENRY (1980) e CRIDDLE (1980).

A obra de referência no que respeita à classificação dos minérios segundo os espectros de reflectância é a terceira edição das tabelas *Quantitative Data File for Ore Minerals*, editada por CRIDDLE & STANLEY (1993).

Desde a sua origem, foram eleitos como membros da direcção da COM, mineralogistas consagrados que dedicaram, ou ainda dedicam, grande parte da sua vida científica ao estudo dos minérios, tais como W. Uytenbogaart, (Holanda), Stanly Bowie (Inglaterra), Frank Vokes (Noruega), George Desborough (EUA), Font-Altaba, Eugen Stumpfl (Áustria), Bernard Cervelle (França), David Vaughan (Inglaterra), Louis Cabri (Canadá), Alain Criddle (Inglaterra), sendo o actual presidente da COM Roland Merkle (RAS).

Os resultados da investigação desenvolvida pela COM, deram lugar a uma série de importantes publicações (PILLER, 1966; FONT ALTABA, 1970; UYTENBOOGARD & BURKE, 1971; HENRY, 1977; BOWIE & SIMPSON, 1977, BERNHARDT, 1978, 1980, 1982; ATKIN & HARVEY, 1979; LEONARD, 1979, 1977 e 1980; CRIDDLE, 1980; SIMPSON & AULD, 1980; KÜHNET, PRINS & ROORDA, 1980; CABRI, 1981; BOWIE, CERVELLE & CRIDDLE, 1983; CRIDDLE & STANLEY 1986 e 1993, SPRY & GEDLINSKE, 1987).

A MUDANÇA DE DESIGNAÇÃO DA COM

No decurso da reunião da IMA/COM, na Bulgária (Varna, 1982), foi discutida uma proposta apresentada por Bernard Cervelle, no sentido de a designação da

COM ser alterada, procurando manter o acrónimo original. Na verdade, o avanço tecnológico nos domínios da electrónica tinha já possibilitado o fabrico de equipamentos analíticos que abriram novos horizontes à investigação científica nos domínios da mineralogia, mudando o enquadramento científico em que ela tinha sido contextualizada à data da criação da Commission on Ore Microscopy. A mudança de designação para Commission on Ore Microscopy foi pois consensual.

Embora a mineralogia de minérios seja utilizada em estudos que cobrem largos domínios das Ciências da Terra, um diminuto valor tem sido atribuído ao seu ensino nas Universidades, especificamente no que concerne a compreensão das observações por microscopia óptica. Daí ter-se a COM vindo a empenhar-se na realização de Reuniões Regionais, Cursos de Verão, Workshops e Advanced Courses. Devido ao interesse dos ensinamentos professados nessas reuniões internacionais a Mineralogical Association of Canada publicou dois importantes volumes sobre *Short Courses* realizados naquele país, editados por J. L. JAMBOR & D. J. VAUGHAN (1990) e por L. J. CABRI & D. J. VAUGHAN (1998). Ambos contêm uma preciosa informação sobre estudos dos minérios, nos domínios da microscopia e fotometria ópticas, química cristalográfica, análise de imagens ópticas e electrónicas, catodoluminescência, e até sobre a preparação de amostras para estudos avançados de microscopia de minérios e técnicas analíticas, tais como a microsonda e microscopia electrónicas, micro-PIXE e SIMS.

A ADMISSÃO DE PORTUGAL COMO MEMBRO DA IMA/COM

A não existência em Portugal de qualquer associação de mineralogistas inviabilizou inicialmente a inscrição do País como membro da IMA, e consequentemente da COM. Graças aos contactos existentes entre o Laboratório do SFM, a Geochemical Division of Institute of Geological Sciences (UK) e o Departamento de Mineralogia da Universidade de Cambridge, o problema foi inicialmente superado, através da intervenção pessoal de Stanley Bowie, Director da Geochemical Division (IGS) e então Secretário da COM, e ainda de Norman Henry, da Universidade de Cambridge. A partir de 1967 foi-nos permitida a presença nas reuniões formais, regionais e nos *Advanced* and *Short Courses* organizados pela COM, na qualidade de observador.

O processo de admissão de Portugal como membro efectivo da COM, tendo-se iniciado em 1968, passou pela criação do Grupo Português de Mineralogia em 1974 e veio a finalizar-se somente em 1982, data em que Portugal foi reconhecido como membro oficial (IMA).

A movimentação que iniciou o processo da criação de um Grupo Português de Mineralogia, resultante da exigência estatutária da IMA para que Portugal pudesse

ser admitido oficialmente como membro, só foi possível com o apoio dos Colegas dos Laboratórios de Técnicas Físico-Químicas Aplicadas à Mineralogia e de Estudos Petrológicos e Palentológicos, da então Junta de Investigações do Ultramar (entre os quais nunca é demais destacar a acção dos Doutores J. Lima-de-Fariado e Maria Ondina Figueiredo); do Laboratório de Mineralogia do Instituto Superior Técnico; do Departamento de Geologia da Universidade de Lisboa; do Centro de Estudos Pedológicos do Instituto Superior de Agronomia; do Laboratório da Direcção de Prospeção e Exploração Mineira da Junta de Energia Nuclear e dos Museus e Laboratórios Mineralógicos e Geológicos das Universidades do Porto e de Coimbra.

A formação do Grupo Português de Mineralogia, no seio da Sociedade Geológica de Portugal, deveu-se à disponibilidade e ao dinamismo dos seus então dirigentes Professores Fernando Real e Britaldo Rodrigues, no sentido de que os estatutos da SGP fossem modificados, por forma a contemplar a constituição, no seu seio, de Grupos das diferentes especialidades das Ciências da Terra, tendo o Grupo Português de Mineralogia o primeiro a ser constituído.

Entre os eventos mais importantes organizados em Portugal, no âmbito das actividades da IMA/COM, destacamos os dois Advanced Courses que tiveram lugar no Laboratório da Amieira (S. Mamede de Infesta). O primeiro realizou-se em Junho de 1972, subordinado ao título “Curso de Microscopia de Reflexão e seus Métodos Quantitativos”, tendo participado como professores e instrutores Norman Henry, do Departamento de Mineralogia da Universidade de Cambridge; Alan Criddle, do Departamento de Mineralogia do British Museum (Natural History); Peter Simpson, do Institute of Geological Sciences (UK); Claude Lévy, J. M Malézieu e Pás-de-Loupe da Universidade Marie Curie, Paris VI; Roy Philips, da Universidade de Durham (UK); René Caye, do BRGM (France) e Horst Piller da firma Zeiss GmbH (Alemanha).

O segundo curso, “Modern Approaches to Ore and Environmental Mineralogy”, realizou-se em Setembro de 1997. Foi frequentado por 42 alunos provenientes de 10 países e teve em conta a introdução e evolução das recentes técnicas laboratoriais, agora utilizadas no âmbito mais lato das investigações mineralógicas da COM. O curso teve a participação, como leitores, de David Vaughan e Kate Wright, do Departamento de Geologia da Universidade de Cambridge; Alan Criddle, Chris Stanley e Chris Hayward, do Departamento de Mineralogia do Natural History Museum de Londres; Louis Cabri e Rolando Lastra, do CANMET, Canadá; John Jambor, da Universidade de Waterloo, Canadá; Pertti Lamberg, da Outokumpu, Finlândia); Kari Kojonen, dos Serviços Geológicos da Finlândia; Eric Pirard, da Universidade de Liège, Yves Moëlo do CNRS, França e Orlando Gaspar do Laboratório da Amieira. Os textos das lições teóricas e práticas deste Curso foram editados por GASPAR (1997).

OS ESTUDOS DE MICROSCOPIA E PETROLOGIA APLICADOS AOS MINÉRIOS PORTUGUESES

No que respeita a Portugal, a introdução e utilização sistemática da microscopia de minérios deve-se ao Professor J. M. Coteló Neiva, que cedo reconheceu a imprescindibilidade da sua utilização nos seus estudos de metalogenia dos minérios portugueses, realizados no âmbito da sua vida académica e como consultor do Serviço de Fomento Mineiro, da então Direcção Geral de Minas e Serviços Geológicos. Alguns dos trabalhos, são ainda hoje referências obrigatórias da metalogenia portuguesa (Ver Bibliografia). Ao Professor Coteló Neiva se deve ainda em 1957 o início da formação em petrologia e microscopia de minérios no Laboratório do SFM, que a par das actividades analíticas de minerais e rochas, também por ele inicialmente introduzidas e dinamizadas, se desenvolveram como principais actividades laboratoriais, até à inauguração das novas instalações do Laboratório de S. Mamede de Infesta em 1963.

A disponibilidade dos então responsáveis pela Direcção-Geral de Minas e Serviços Geológicos e do Laboratório do Serviço de Fomento Mineiro, bem como a atribuição de bolsas para estágios pós-graduação pelas Fundações Calouste Gulbenkian e Alexander von Humboldt, iriam permitir-nos adquirir no Instituto de Mineralogia e Génese de Jazigos Minerais da Faculdade de Engenharia de Minas, da Universidade Técnica de Aachen (Alemanha), desde Outubro de 1961 até fins de 1964, uma formação científica nas área da mineralogia e metalogenia. Foi ainda durante esse período que tivemos o privilégio de trabalhar com Paul Ramdohr, então Professor *emeritus* na Universidade de Heidelberg sobre a microscopia dos minérios do jazigo de Terramonte.

Em 1965 a reestruturação do Laboratório do SFM contemplou a formação de uma Divisão de Mineralogia que foi dotada com o mais moderno equipamento existente à data, necessário aos estudos mineralógicos, nos quais se inclui o dos estudos de microscopia qualitativa e quantitativa de minérios (GASPAR, 1970).

Com o início dos trabalhos do Professor Coteló Neiva, que datam da criação do SFM em 1939, o Laboratório do SFM foi, em Portugal, o único no qual a investigação nos domínios da microscopia de minérios aplicada à mineralogia, prospecção e beneficiação de minérios foi mantida de uma forma continuada até 1999, sob a forma de execução de projectos próprios ou em colaboração com Laboratórios e empresas mineiras, quer nacionais quer estrangeiras. Desta actividade apenas se referem na Bibliografia uma pequena parcela dos trabalhos publicados (GASPAR, 1984, 1987, 1981, 1994, 1996, 1997 e 2002; GASPAR & PINTO, 1991, 1993a e 1993b; SOLOMON & GASPAR, 2001; SOLOMON, TORNOS & GASPAR, 2002). Através dela, ou através do sistema de dados existente na Biblioteca do Laboratório, em S. Mamede de Infesta, o Leitor interessado poderá ter acesso a informações complementares.

Particularmente importantes consideram-se ainda os trabalhos desenvolvidos na definição tipológica dos sulfuretos maciços da Faixa Piritosa Ibérica, no âmbito dos estudos metalogenéticos e no controlo mineralógico dos processos de concentração por flutuação do Cu, Zn, Pb e Sn que deram lugar à apresentação de 36 Comunicações Científicas e a publicação de 46 trabalhos em revistas científicas nacionais e internacionais. A publicação “Microscopia e petrologia de minérios aplicadas à génese, exploração e mineralurgia dos sulfuretos maciços dos jazigos de Aljustrel e Neves-Corvo” (GASPAR, 1999) é uma síntese do trabalho realizado ao longo de mais de quarenta anos na área da microscopia aplicada à metalogenia e mineralurgia dos sulfuretos maciços da Faixa Piritosa Ibérica, que resultou da elaboração de centenas de relatórios internos.

CONCLUSÕES

A mineralogia, que foi e será sempre uma disciplina importante na área das Ciências da Terra, manteve durante muito tempo os seus fundamentos numa sistematização segundo as estruturas e composições dos minerais. Porém, como PUTNIS (1995) acentua na sua “Introduction to Mineral Sciences”, essa aproximação taxonómica já não satisfaz por si só às interrogações actualmente colocadas pelos mineralogistas que se dedicam à evolução do nosso planeta.

Actualmente, a maior parte da investigação mineralógica desenvolve-se primordialmente ao nível do comportamento das estruturas e das composições químicas dos minerais, no contexto da evolução dos processos a que são submetidos ao longo da sua história geológica.

Os avanços alcançados na recente investigação mineralógica devem-se em grande parte ao desenvolvimento de novas técnicas instrumentais sofisticadas e exigem uma transversalidade de conhecimentos que os chamados Departamentos de Geologia das universidades portuguesas não sabem ou não estão interessados a transmitir. Os avanços na chamada irão contribuir para uma acrescida informação, a uma escala que os geólogos não estão habituados. Embora atentos a esta rápida evolução do conhecimento científico dos materiais, importa contudo não esquecer que o geólogo-mineralogista não é um analista de materiais produzidos por um processo tecnológico controlável.

Mais frequentemente do que o desejável, este fenómeno é frequentemente olvidado, por (más) razões que nos parecem óbvias. Essas mesmas razões fazem com que os dados laboratoriais obtidos nos mais sofisticados equipamentos sobre uma determinada espécie mineralógica sejam omissos quanto a uma detalhada caracterização do contexto mineralógico a que ela está indelevelmente associada.

Muito embora as texturas (ou formas de intercrescimentos minerais, como queiram chamar-lhe) coloquem frequentemente dificuldades na sua interpretação,

parece-nos importante ter em mente a afirmação do conhecido experimentalista Paul BARTON, Jr. (1991): “Textures (defined as the spatial relations within and among minerals and fluids, regardless of scale or origin) provide a means to sort out and identify successive states. In fact, it is the pattern of evolution of those states that enable us to deduce the processes”. CRAIG (2001), que tal como BARTON dedicou grande parte da sua investigação à mineralogia experimental, de forma idêntica afirmou: “Each texture tells a tale with regard to origin, use, and future of metal-bearing phases. Understanding these tales requires careful sampling, preparation, analysis, and interpretation”.

Será necessário juntar a estas palavras algo mais, em defesa da imprescindibilidade do uso rotineiro da microscopia óptica de minérios?

APELO AOS JOVENS MINERALOGISTAS PORTUGUESES

Devido ao facto de a Sociedade Geológica de Portugal e o seu Grupo de Mineralogia terem ambos sofrido há largos anos um “eclipse total” e porque, tanto quanto sabemos, nenhum dos delegados às diversas Comissões, com excepção do da COM, estar a exercer efectivamente qualquer actividade nas Comissões da IMA para as quais foram eleitos, quando da criação do Grupo de Mineralogia da SGP, tememos que a IMA cumpra as ameaças repetidamente feitas de que Portugal, por imposição estatutária, resultante ainda do atraso de pagamento das cotas, perca a sua qualidade de membro daquela Associação. As cotas foram, inicialmente, escrupulosamente pagas pelo observador por Portugal junto da IMA e mais tarde pelo INIC, graças à intervenção dos Professores Britaldo Rodrigues e Portugal Ferreira. Deixaram de o ser quando a última Direcção eleita do Grupo de Mineralogia resolveu unilateralmente cessar toda a sua actividade.

Pelo respeito que devemos a nós próprio, e à simpatia e compreensão dos Colegas estrangeiros ligados à IMA/COM, que inocentemente julgavam resultar apenas da situação política então existente o isolamento de Portugal na Comunidade Científica, parece-nos ser um dever não deixar que o que foi construído com esforço e carinho pelos iniciais responsáveis pela formação do Grupo Português de Mineralogia e da Sociedade Geológica de Portugal se perca.

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Doutor Coteló Neiva devo a minha iniciação e o gosto pela microscopia de minérios.

BIBLIOGRAFIA

- ATKIN, B. P. & HARVEY, P. K. (1979) – Nottingham Interactive System for Opaque Mineral Identification. *Trans. Inst. Min. Metall.* 88, 1324-1327, London.
- BARTON, P. B. Jr. (1991) – Ore textures: problems and opportunities. *Mineral. Mag.*, 55, 303-315. London
- BEREK, M. (1931a) – Das problem der quantitativen Mikroskopie der Erz mineralien und seine Lösung, zugleich ein Beitrag zu den Erscheinungen der Reflexion der lichtet an anisotropen absorbierenden Kristallen, *Zeit. Krist. Min.*, Band 76 und 77, Berlin.
- (1931b) – Elementare Einführung in die Optik absorbierender kristalle und in die Methodik ihrer Bestimmung im reflektierten licht. *Cent Min. Abst.*, A.
- (1934) – Anleitung zur optischen Untersuchung mit dem Polarisationsmikroskop, Verlag Jäneche, Leipzig.
- (1937) – Optische Messmethoden im polarisierten Auflicht in Sonderheit zur Bestimmung der Erzminerale mit einer Theorie der Optik absorbierender Kristalle. *Fortshr. Miner. Kristallogr. Petrogr.*, Band 22, p. 1-104, Berlin.
- (1953) – Anleitung zu optischen Untersuchungen mit dem Polarisationsmikroskop. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchan, Stuttgart.
- BERNHARDT, H.-J. (1982) – Ein einfaches Verfahren für die Erzmineral-diagnose mittels Reflexionsspektren. *Newes Jb. Mineral. Mh.*, 241-247.
- BOWIE, S. H. U., (1954) – Reflectivity measurements by electric cell photometer. *Mineral. Soc.*, N° 87, London.
- (1958) – A system of ore mineral identification. *Min. Mag.*, Vol.99, 265-277, London.
- (1967a) – The photometric measurement of reflectivity. *Min. Mag.*, Vol. 31, 476-486, London.
- (1967b) – Microscopy: Reflected Light – Physical Methods in Determinative Mineralogy. Ed. J. Zussman, Academic Press, N. York.
- BOWIE, S. H. U. & HENRY, N. F. M. (1964) – Quantitative measurements with the reflecting polarizing microscope. *Tans. Inst. Min. Metall.*, Vol. 73, 467-478.
- BOWIE, S. H. U. & TAYLOR, K. (1957) – Ore mineral identification simplified. *Nature*, Vol.179, 628-629.
- BOWIE, S. H. U., VOKES, F. M. & FONT-ALTABA, M. (1971) – Edit Commission On Ore Microscopy. Minutes of Meeting of the IMA/ COM, *Econ. Geol.* 60, 1326-1329.
- BOWIE, S. H. U. & SIMPSON, P. R. (1977) – Microscopy: reflected light. *Physical Methods in Determinative Mineralogy*. Ed. Zussman; Academic Press, London.
- BOWIE, S. H. U., SIMPSON, P. R. & (1980) – An index for the IMA/COM quantitative data file, in Sulphosalts, Platinum Minerals and Ore microscopy, *Proc. XI IMA Meeting, Novosibirsky. Academy of Scences USSR*, 287-304.
- CABRI, L. J. (1981) – The Platinum Group Minerals, in *Platinum-Group Elements: Mineralogy, Geology, Recovery*, CIM Special Vol. 23, Chapter 7. Montreal.
- CABRI, L. J. & VAUGHAN, D. J., EDIT. (1998) – Modern Approaches to Ore and Environmental Mineralogy. Short Courses Series, 7, Min. Ass. of Canada, Ottawa.
- CABRI, L. J. & GASPAR, O. C., LASTRA R. & MCMAHON G. (1998) – Distribution of gold in rich-tin samples from the Corvo Orebody, Portugal. *Canad. Mineralogy*, 36, 1347-1360.
- CAMPBELL, W. E & KNIGHT, A. (1906) – A microscopic examination of the cobalt nickel arsenides and silver deposits of Temiscaming. *Econ. Geol.* 1, p.767-776.
- CAPDECOMME, L., (1938) – Recherches sur les pouvoirs reflécteurs en moyen du microscope. *Bull Soc. Franç. Min.*, 61, 5-118, Paris.

- CAPDECOMME, L. & ORCEL, J. (1941) – Determinations des propriétés optiques à l'aide du microscope métallographique polarisant, *Rev Optique*, 20, 47-114.
- CERVELLE, B. & CRIDDLE, A. J. (1983) – An appeal for reflectance data on opaque minerals for the QDF. *Min. Mag.*, 47, 568, 568: *Can. Min.*, 21, 717; *Bull. Mineral Spp.*, 106, 62.
- CRAIG, J. R. (2001) – Ore-mineral textures and the tales they tell. Plenary address delivered at the 17th General Meeting of IMA, Toronto. +*Canad. Mineral.*, Vol. 39, Part 4, 937-956.
- CRAIG, J. R. & VAUGHAN, D. J. (1981) – *Ore microscopy and Ore petrology*, Wiley.
- CRIDDLE, A.J. (1980a) – IMA/COM report on Symbols and definitions. *Canad.Min.*, Vol. 18, 553-558.
- CRIDDLE, A.J.(1980b) – Editorial policy for the second issue of the IMA/COM Quantitative Data File. *Can. Mineral*, 18, 549-551.
- CRIDDLE, A.J. & STANLEY, C. J. (1986) – The Quantitative Data File for Ore Minerals. British Museum (Natural History), 420 Files, London.
- CRIDDLE, A.J. & STANLEY, C. J. (1993) – Quantitative Data File for Ore Minerals. Chapman & Hall, London.
- DAHMS, A. & MACKOWSKY, M. Th. (1950) – Neues Verfahren zur Bestimmung des Reflexionsvermögens der Kohlen. *Brennstoff-Chem.*, 31, 129-138.
- DAVY, W. M. & FAHRNAM, C., M., (1920) – *Microscopic examination of the ore minerals*, McGraw Hill, New York.
- EDWARDS, A. B., (1954) – Textures of the ore minerals and their significance. *Australasian Instit. Min. Metall.*, Melbourne.
- FOLENSBEE, R. E., (1949) – Determination of the reflectivity of the ore minerals. *Econ. Geol.*, 44, 424-436.
- HENRY, N. M. F. (ed.) (1977) – Commission on Ore Microscopy: Microscopy: IMA/COM Quantitative Data File (first issue). Applied Mineralogy Group, Mineralogical Society, London.
- HENRY, N. M. F. (1980) – IMA/COM Report on Symbols and definitions. *Canadian Mineralogist*, Vol. 18, 549-551.
- GALOPIN, R. & HENRY, N. F. M. (1972) – *Microscopic study of opaque minerals*. W. Heffer and Sons., Cambridge.
- GASPAR, O. C. (1970) – Um pouco acerca da história e do interesse científico e tecnológico da microscopia de minérios, a propósito do 80º aniversário natalício de Paul Ramdohr. *Bol. Minas*, V. 6, Nº 4, D.G. Minas S. Geol., Lisboa, 10 p.
- (1996) – Microscopia de petrologia de minérios aplicadas à génese, exploração e mineralurgia dos sulfuretos maciços dos jazigos de Aljustrel e Neves – Corvo, dos Estudos Notas e Trabalhos do IGM, Tomo 38, 195 p., Porto.
- (1997) – Modern Approaches to ore and environmental mineralogy. Edit Laboratório do IGM, S. Mamede de Infesta.
- (2002) – Mineralogy and sulfide mineral chemistry of the Neves-Corvo ores, Portugal: insight into their genesis. *The Canad. Min.* Vol. 40, 611-636, Montreal.
- HALIMOND, A. F. (1957) – Direct measurements of the standard reflectances with the microphotometer. *Min. Mag.*, 31, 487-494, London.
- JAMBOR, J. L. & VAUGHAN, D. J. edit. (1990) – Short Courses on Advanced Microscopic Studies of Ore Minerals. Vol. 17, 426 p., Mineral. Assoc., Canada.
- LEONARD, B. F. (1979) – Index to the reflectance and microindentation hardness of ore minerals in the IMA/COM, Q D F. U.S.G.Survey. Open-File Report 79-658. Boulton.
- LINDGREN, W., (1905) – The copper deposits of Clifton Morenzi Distrit, Arizona. U, S. Geol. Survey, Prof. Paper, 43. Colorado

- MAUCHER, A. (1961) – Bildkartei der Erzmikroskopie (Fototeca de La Minerografia). Teil. I, II und III. Umschau Verlag. Frankfurt am Mein.
- NALDRETT, T. (2002) – A message from Tony Naldrett President of IMA. Bull. Mineral. Soci., N° 134, p. 2, August, London.
- NEIVA, J. M. C., (1944a) – Épocas de metalogenia de diferenciação magmática em Portugal. Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências, Vol. XXXIX, 2ª Série, Porto.
- (1944b) – Manifestações de actividade magmática em Portugal. Bol. Soc. Geol. Portugal, Vol. IV, fasc. I, Porto.
- (1944c) – Jazigos portugueses de cassiterite e volframite. Com. Serv. Geol., Portugal, Vol. XXV, 252 p., Lisboa.
- (1945) – Granitos e jazigos minerais de diferenciação magmática das Beiras e Norte de Portugal”. Est. Not. Trab. Serv. Fom. Mineiro, Vol. I, fasc. 1 e 2, Porto.
- (1948a) – Gologia e génese dos jazigos portugueses de cromite. Est. Not. Trab., Serviço de Fomento Mineiro, fasc. 1 e 2, Porto.
- (1948b) – Rochas e minérios da região de Bragança-Vinhais. Relatório N° 14, Serviço de Fomento Mineiro, 232 p., Porto.
- (1949) – Geologia dos minérios de ferro portugueses – seu interesse para a siderurgia. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ., N° 26, Coimbra.
- (1951) – Minérios de ferro Portugueses, Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ., N° 3, Coimbra.
- (1955) – Considérations sur la chemie de blende et de galènes portugais, est. Not. Trab., Serviço Fomento Mineiro, Vol. XI, Porto.
- NEIVA, J. M. C., SILVA, G. H. & PUREZA, F. G., (1957) – Novas jazidas de magnetite da Serra do Marão e contribuição para o estudo geológico desta Serra. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, N° 44. Coimbra.
- OELSNER, O., (1961) – Atlas of the most important ore mineral paragenesis under the microscope. Pergamon Press, London.
- ORCEL, J., (1925) – Les méthodes d'examen microscopique des minerais métalliques. Bull. Soc. Min France, 48, 272-361, Paris.
- (1927) – Sur l'emploi de la pile photo-électrique pour le mesure du pouvoir reflécteur des minerais opaques. C. R., 185, 1141-1144. Paris.
- PICOT, P. & JOHAN, Z., (1977) – Atlas des Mineraux Metalliquesd. Mémoires du Bureau de Recherches géologiques et minères, N° 90-1947 Orléans.
- PILLER, H., (1967) – Influence of light reflection at the objective in the quantitative measurements and a calculation of reflectivity with the microscope. Min. Mag., Vol.36, 242-259. London.
- (1977) – Colour Measurements in Ore microscopy. Min Deposita, 1, 175-192.
- (1980) – The Calibration of Standards for the measurements of specular reflectance. Jor. Microscopy, 123, 259-270.
- SCHNEIDERHÖHN, H., (1922) – Anleitung zur mikroskopischen Bestimmung und Untersuchung von Erzen und Aufbereitungs produkten, besonders im auffalenden Licht. Verlag Geb. Borntraeger, Berlin.
- (1924a) – Die Oxydations-und Zementationszone der Sulfidischen Erzlagertstätten, Fortshr. der Mineralogie, p.67-160.
- (1924b) – Erzmikroskopisches Praktikum, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- (1952) – Erzmikroskopisches Praktikum. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, p. 274, Stuttgart.
- SPRY, P. G & GEDLINSKE, B. L. (1987) – Tables for the Common Opaque Minerals. The Economic Geology Publishing Company, 52 p.

- SCHNEIDERHÖHN, H. & RAMDHOR, P., (1931) – Lehrbuch der Erzmikroskopie, II, Berlin.
 — (1934): Lehrbuch der Erzmikroskopie, I, Berlin.
- SCHOUTEN, C. (1965) – Determination Tables for Ore Microscopy. Elsevier, N. York.
- SOLOMON, M. & GASPAR, O. C. (2001) – Textures of the Hellyer Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, Tasmania – the Aging of a Sulfide Sediment on the Sea Floor. *Econ. Geol.*, **96**, 1513-1534.
- SOLOMON, M., TORNOS, F. & GASPAR, O. C. (2002) – Explanation for many of the unusual features of the massive sulfide deposits of the Iberian pyrite belt. *Geology*, **30**, 87-90.
- SPRY, P. G. & GEDLINSKE, B. L. (1987) – Tables for the Determination of Common Opaque Minerals.
- SHORT, M. N. (1940) – Microscopic determination of the ore minerals *Geol. Surv. Bull.*, **914**.
- SHAW, A. J. (1953) – Some optical properties of British coals. *Coal U. Res. Assoc.*, **85**, 17.
- TARKIAN, M. & BERNHARDT, H.-J. (1984) – A Key-Diagram for the Optical Determination of Platinum-Group Minerals. *Tscherm. Min. Pet. Mitt.*, **33**, 121-129.
- UYTENBOGAARDT, W. & BURKE, E. A. J. (1971) – Tables for microscopic identification of ore minerals. Elsevier, 430 p. Amsterdam.
- UYTENBOGAARDT, W. & BOWIE, S. (1965) – IMA/ COM Meeting *Econ. Geol.*, **60**, 1326-1329.
- WACHROMEJEV, S. A., (1954) – Erzmikroskopie, VEB Verlag Technik, Berlin.

DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL DA MINERAÇÃO METÁLICA EM PORTUGAL: REALIDADE OU UTOPIA?

L. M. PLÁCIDO MARTINS¹

PALAVRAS-CHAVE: minérios metálicos, prospecção, exploração.

KEY WORDS: metallic minerals, exploration, exploitation.

RESUMO

Neste trabalho começa-se por fazer uma análise da indústria extractiva no actual contexto europeu, referindo-se alguns dos passos dados recentemente para a implementação do conceito de desenvolvimento sustentável naquele sector. Seguidamente descrevem-se algumas das características do País que lhe conferem um importante potencial geomineiro, propondo-se algumas medidas que permitirão, na opinião do autor, valorizar os seus recursos minerais metálicos. Finalmente, tecem-se algumas considerações sobre o futuro do subsector dos minérios metálicos em Portugal e na Europa.

ABSTRACT: Sustainable development of metallic mineral resources in Portugal: reality or utopia

In this paper we begin by analysing the state of the mining industry in an European context, referring some of the steps taken to implement the concept of sustainable development in that sector. Following this, the characteristics of the country, which give it an important geo-mining potential, are described as well as suggesting measures that would, in the author's opinion, enhance the value of metallic mineral resources. Finally, the future of the metallic mineral subsector in Portugal and Europe is considered.

¹ Instituto Geológico e Mineiro, Estrada da Portela, Bairro do Zambujal, Apartado 7586, 2721-866 Alfragide.

INTRODUÇÃO

Os 15 países da CE consumiram em 2000 cerca de 30 toneladas/ per capita de matérias primas minerais, necessários para manter o seu nível de vida, o que representou um consumo total de 11 295 Mt. A indústria extractiva é a única que pode obter estes materiais para uso doméstico e industrial. É obvio que o processo usado para extrair da Terra estes produtos minerais tem um impacto no nosso ambiente.

No entanto e apesar da moderna indústria extractiva (pós anos 60) não ser dos sectores mais poluentes, é vista pela opinião política e pelos media e classe política com uma má imagem. Contudo esta imagem é muitas vezes injusta e deturpada, confundindo-se muitas vezes impacte ambiental com impacte visual.

Por outro lado a aprovação, implementação e desenvolvimento de recentes directivas da Comunidade Europeia, tem limitado consideravelmente o acesso da indústria a recursos geológicos essenciais, o que é altamente penalizante, já que a localização geográfica de um depósito geológico de alto valor económico é controlado por um processo natural e não pode ser escolhido ou modificado.

Na indústria extractiva o carácter de “contaminado” que pode vir a ser conferido ao meio ambiente, por via da exploração, resulta principalmente da acumulação de produtos “estéreis” da extracção e de rejeitados da concentração dos minérios e da circulação de efluentes líquidos portadores de metais pesados e reagentes (alguns com componente orgânica na sua constituição). São, assim, as questões de natureza “química” que adquirem, na maior parte das vezes, maior relevância, quer pela toxicidade inerente aos elementos e componentes envolvidos, quer pela extensão da sua influência.

É sabido que, nos países desenvolvidos, as autoridades e os operadores económicos vêm a observar, cada vez mais, o princípio genérico de que um “desenvolvimento industrial verdadeiramente sustentado tem que incluir uma componente ambiental”, por forma a que a extracção mineral não venha a prejudicar o uso subsequente da terra e das águas superficiais e subterrâneas, nem o ordenamento das regiões.

Os governos dos países desenvolvidos, nomeadamente da UE, consideram actualmente os factores ambientais com um peso muito superior aos económicos e sociais, ou seja, o desequilíbrio inverteu-se ou está em vias disso. Este quadro, com expressiva visibilidade num continente com largas tradições e história mineiras como a Europa, gerou a necessidade de ser aplicado o conceito de desenvolvimento sustentável, contribuindo decisivamente para um melhor balanço entre os factores económicos, ambientais e sociais.

O ACTUAL CONTEXTO DA UNIÃO EUROPEIA

Recentemente o grupo de trabalho “Raw Materials Supply Group”, coordenado pela DG Empresa da CE, conseguiu produzir uma Comunicação — COM (2000) 265 — sobre a aplicação do conceito de desenvolvimento sustentável na indústria extractiva (foi o primeiro sector industrial europeu a fazê-lo), intitulada “Promoting Sustainable Development in the EU Non-Energy Extractive Industry”, na qual se propõem algumas acções prioritárias.

Destas prioridades salienta-se a necessidade de manter e incrementar o diálogo entre todos os parceiros e conseqüentemente de se criarem grupos de trabalho que abordem de forma pragmática. Assim, posteriormente foram criados grupos para estudarem os temas “Segurança Mineira”, “Indicadores de Desenvolvimento Sustentável”, “Alargamento” e “Reestruturação do RMSG”.

PORTUGAL: UM PAÍS COM IMPORTANTE POTENCIAL MINEIRO

Em Portugal, em especial na década de 90 e até hoje, a prospecção, pesquisa e investigação dos recursos minerais, assume um papel fundamental. Tal facto, que é de realçar ainda mais atendendo ao actual contexto depressivo do mercado dos metais a nível mundial, bem como ao presente quadro do sector mineiro europeu, deve-se fundamentalmente, na nossa opinião às seguintes razões:

- 1) Características geológicas e metalogenéticas do País.
- 2) Actividade desenvolvida pelo IGM no âmbito da prospecção e valorização dos recursos minerais metálicos.
- 3) Legislação mineira.

A actividade desenvolvida pelo IGM acompanhou de alguma forma esta evolução, tentando centralizar a sua atenção, no que respeita à prospecção e pesquisa de minérios metálicos, nos metais preciosos e básicos, respectivamente, nas Zonas Centro-Ibérica e de Ossa Morena e Sul-Portuguesa.

De registar um relativo equilíbrio entre o n.º de áreas concedidas para prospecção e pesquisa de metais preciosos e de metais básicos, o que é tanto mais de realçar se atendermos que o preço do ouro baixou consideravelmente desde o início da década de 90, embora tenha vindo a recuperar nos últimos tempos.

Já que no que respeita aos investimentos, a Faixa Piritosa não deixou de marcar a sua importância, não fosse ela a mais importante província metalogenética nacional e onde, numa escala ibérica, foram descobertos entre 1950 e 1998, 30 novos depósitos tipo VMS, correspondendo a mais de 1120 Mt de sulfuretos, o que significa que, em média, foram evidenciados 1,2 jazigos (25 Mt/ano) em cada 2 anos (D. CARVALHO, Exploration Strategies in the Iberian Pyrite Belt: a Young,

Mature or Senile Mineral Exploration Province?, 78th Meeting of International Organising Committee of World Mining Congress, Lisbon, 1998).

PERSPECTIVAS FUTURAS

De forma a promover um desenvolvimento sustentável da mineração metálica em Portugal, será determinante:

- 1) Promover a investigação e prospecção de cenários metalogenéticos pouco conhecidos, como:
 - a) Depósitos auríferos associados com intrusões graníticas e aí ocorrentes (tipo Mokrsko – Rep^a. Checa) ou no contacto com as formações encaixantes, em especial escarnitos (tipo El Valle – Espanha).
 - b) Mineralizações auríferas ocorrentes na dependência de acidentes importantes e caracterizadas por um controlo tectónico, muitas vezes em zonas de cisalhamento.
 - c) Mineralizações de sulfuretos maciços polimetálicos, associados a metais preciosos e ocorrentes nas formações do complexo vulcano-sedimentar, envolventes dos maciços de Morais e Bragança.
 - d) Depósitos de sulfuretos maciços polimetálicos potencialmente ocorrentes na Faixa Piritosa em três cenários geoestruturais distintos:
 - Áreas de elevada complexidade tectónica, onde terrenos alóctones estéreis cobrem, através de importantes superfícies de carreamento, formações geológicas mais modernas com potencialidades mineiras em metais básicos assinaláveis.
 - Alinhamentos estruturais, onde o complexo vulcano-sedimentar (CVS) é susceptível de se encontrar a grande profundidade sob formações paleozóicas mais recentes, que fazem parte do Flysh do Baixo Alentejo.
 - Áreas incluídas na Bacia Terciária do Sado, onde o CVS pode ocorrer a profundidades que oscilem entre escassas dezenas até algumas centenas de metros, sob formações ceno-antropozóicas.Este será, porventura, o contexto geomineiro mais atractivo, conforme já foi referido, em que o objectivo ideal será a descoberta de um depósito similar a Las Cruces, mas com a tonelagem e teores de Neves Corvo.
- e) Mineralizações de metais básicos associadas a formações carbonatadas, em especial Zn e Pb (tipo Galmoy – Rep^a. Irlanda), ocorrentes na zona de Ossa-Morena e/ou encaixadas nos maciços máficos e ultramáficos de Morais e Bragança e ainda da Zona de Ossa-Morena, no caso do Ni, Co e Cr.

- f) Mineralizações de metais básicos, em especial Ni e Co, associados a áreas do Maciço de Évora da Zona de Ossa-Morena com características geológicas e metalogenéticas similares ao jazigo de Agua Blanca (Espanha).

Deverá ainda ser promovida a divulgação geomineira e incentivada a sua melhoria qualitativa, no que respeita àquela produzida e mantida pelo IGM, num âmbito regional e proporcionada a sua cedência gratuita às companhias interessadas.

- 1) Actualizar a legislação mineira, permitindo uma diminuição significativa do tempo decorrente entre a entrada do requerimento para a concessão de uma determinada área e a efectivação do respectivo contrato.
Esta legislação deverá ainda incentivar a melhoria qualitativa, em termos técnicos, dos planos de trabalhos e conseqüente aumento dos investimentos, em prejuízo da carga fiscal relacionada com os respectivos contratos de prospecção e pesquisa, sendo paralelamente acompanhada por uma política governamental de benefícios fiscais altamente motivante para quem pretende investir nesta actividade em Portugal.

COMENTÁRIOS FINAIS

Será ainda fundamental que todos os parceiros envolvidos na indústria extractiva vençam o difícil desafio ambiental e apaguem a má imagem que a opinião pública tem desta actividade.

MAS,

Como sobreviver ao fenómeno da globalização?

Será que as políticas governamentais desejam o desenvolvimento de projectos mineiros sustentáveis e responsáveis?

A resposta a estas questões e desafios será determinante para o futuro da mineração metálica em Portugal (e em muitas outras partes do mundo), permitindo-nos saber se ela continuará a ser uma realidade ou tornar-se-á numa utopia.

BIBLIOGRAFIA

- CARVALHO, D. (1998) – “Exploration Strategies in the Iberian Pyrite Belt: a Young, Mature or Senile Mineral Exploration Province?”, resumos da “Technical Journey” do “78th Meeting of International Organising Committee of World Mining Congress”, pp. 28-37, Lisboa.

- COSTA, L. (1999) – “O sector mineiro metálico nacional no último decénio e perspectivas de evolução futura”, 1º Colóquio “Jazigos minerais metálicos de Portugal”, Academia de Ciências, Lisboa.
- MARTINS, L. (1999) – “A prospeção de minérios metálicos em Portugal nos anos 90”, Boletim de Minas, vol. 36, n.º 4, pp. 367-373, IGM, Lisboa.
- MARTINS, L., Borralho, V. (eds.) (1998) – “Mineral Potential of Portugal”, IGM, Lisboa.
- MARTINS, L., REGUEIRO, M., ARVIDSSON, S. (2000) – “Mining in Europe: the future”, Documents du BRGM, 297, pp. 24-27, BRGM, Orléans.

ISOTOPIC CONSTRAINTS ON THE CLASSIFICATION OF THE JALES AU DISTRICT (NORTHERN PORTUGAL)

D. R. N. ROSA¹ e S. B. ROMBERGER¹

KEY WORDS: gold, Variscan, intrusion-related, Portugal.

PALAVRAS-CHAVE: ouro, Varisca, relacionado com intrusões, Portugal.

ABSTRACT

The Jales Au district encompasses three areas with epigenetic mineralization of Variscan age. Mineralization is hosted in syn- to late-tectonic Variscan granites and in greenschist facies metasedimentary rocks, ranging in age from Cambrian to Lower Devonian. Sulfide paragenesis proceeds from early Fe-As sulfides to late base-metal sulfides. The deposits proximal to the intrusion (Campo and Gralheira) are relatively sulfide-rich and contain paragenetically late electrum associated with significant amounts of base-metal sulfides, whereas the deposit distal to the intrusion (Três Minas) is sulfide-poor and contains high-fineness Au that is paragenetically early. In spite of displaying characteristics related to orogenic Au deposits, the regional association with W-Sn deposits, close temporal relationship of mineralization with granitic intrusions, metal associations characterized by significant Bi contents or Bi-Au correlation, a paragenesis defining a low fO_2 -low fS_2 environment and S (and Pb) isotope studies suggest that the mineralization is related to syn- to late-tectonic reduced granites and could also be classified as intrusion-related.

¹ Depart. Geology and Geological Engineering, Colo. School of Mines, Golden, CO 80401, USA.

² Inst. Geol. e Mineiro, Rua Frei Amador Arrais, 39, 7802-491 Beja, Portugal. diogo.rosa@igm.pt.

RESUMO: A classificação do distrito aurífero de Jales no quadro da geoquímica isotópica

O distrito aurífero de Jales inclui três áreas com mineralização epigenética de idade varisca. A mineralização está encaixada em granitos variscos sin- a tardi-tectônicos e rochas metasedimentares da fácies dos xistos verdes, com idades que vão do Câmbrico ao Devónico Inferior. A paragênese sulfuretada é constituída por sulfuretos de Fe-As precoces e sulfuretos de metais base tardios. Os depósitos proximais à intrusão granítica (Campo e Gralheira) são relativamente ricos em sulfuretos e contêm electrum tardio associado a quantidades significativas de sulfuretos de metais de base, enquanto o depósito mais distal à intrusão (Três Minas) é pobre em sulfuretos e contém Au de alta fineza que é precoce. Apesar de apresentar características relacionadas com depósitos de Au orogénicos, a relação regional com depósitos de W-Sn, a proximidade temporal da mineralização com intrusões graníticas, as associações elementares caracterizadas por conteúdos significativos de Bi ou boa correlação Bi-Au, uma paragénese definindo um ambiente com baixa fO_2 -baixa fS_2 e estudos de isótopos de S (e Pb) sugerem que a mineralização está relacionada com granitos reduzidos sin- a tardi-tectônicos e poderá também ser classificada como "intrusion-related".

INTRODUCTION

The genetic model for the mineralization at the Jales district has been controversial. This may be partially due to the fact that different authors studied different parts of the district. NORONHA *et al.* (1993) and NORONHA *et al.* (1995) related the mineralization to metamorphic and meteoric fluids whereas Neiva (1992) invoked fractionated magmatic fluids. In addition to these epigenetic models, syngenetic paleoplacer and exhalative models have been proposed for the Três Minas area by RIBEIRO (1984) and SHEPHERD & OLIVEIRA (1990), respectively.

Some of the characteristics of the Jales deposits, including tectonic setting, structural controls, fluid composition, metal association and mineral assemblages, are indeed compatible with the so called mesothermal or orogenic lode Au deposits, related to metamorphic or meteoric fluids (NESBITT *et al.* 1986; GROVES *et al.* 1998). However, the characteristics of this deposit type often overlap those of the more recently described intrusion-related deposits (THOMPSON *et al.* 1999). This overlap frequently contributes to an equivocal classification of Au deposits, especially in the cases where magmatism and metamorphism took place within a short interval that cannot be resolved by radiometric techniques. The difficulty in distinguishing between orogenic and intrusion-related deposits throughout the world is extended to the studied district, and largely results from the fact that exact criteria to define and distinguish these deposit types remain to be fully determined.

In this paper, we report on the geological setting and geochemical features of mineralization at the three areas, including new Ar/Ar dates and Pb and S isotopic data. The results suggest that mineralization may be of the intrusion-related type, as defined by NEWBERRY *et al.* (1995), MCCOY *et al.* (1997), THOMPSON *et al.* (1999) and THOMPSON & NEWBERRY (2000).

GEOLOGICAL SETTING

The Jales district includes three mineralized areas, from south to north: Campo, Gralheira and Três Minas. These three areas have been subjected to mining during Roman times. In modern times only the Campo deposit was mined, producing approximately 25 tons of Au and 100 tons of Ag (1933-1992).

The Jales district is part of the Iberian Massif, which constitutes the western-most exposure of the European Variscan orogen, resulting from the collision between Laurasia and Gondwana. The Jales district is located within the Axial Domain of the Iberian Massif, the Central Iberian Zone, characterized by subvertical structures and intrusion of large granite batholiths (RIBEIRO, 1990) and best-known for its W-Sn endowment.

In the studied district, both autochthonous and parautochthonous metasedimentary rocks are present. Both have been metamorphosed to greenschist facies, with isograds parallel to the granite intrusion contacts. The autochthonous metasedimentary rocks include the pre-Ordovician Douro Group, composed of flysch-type sedimentary rocks, unconformably overlain by Ordovician quartzites and siliceous mica schists. The parautochthonous Silurian and Devonian sequences that overlay the Autochthonous Domain, above the basal thrust, include the lower Fragas Negras unit and the upper Curros unit, with a gradational contact in between (RIBEIRO, 1998). The Fragas Negras unit is mainly composed of black phyllites, quartzophyllites and quartzites, with minor marbles and calc-silicate rocks. The Curros unit consists of phyllites, schists and some quartzophyllites and quartzites.

The Jales district is bound on the south by syntectonic two mica granites (the Jales massif) and on the west by a post-tectonic biotite granite (the Vila Pouca de Aguiar massif). The Jales massif comprises remnants of an early- to syn-tectonic fine-grained granite, occurring as irregular roof pendants within the larger mass of syn- to late-tectonic granites (NEIVA *et al.* 1995; DIAS *et al.* 1998). The syn- to late-tectonic granites are represented by a medium- to coarse-grained two-mica granite and a volumetrically minor fine-grained tourmaline-muscovite granite. The early- to syn-tectonic fine-grained granite has been dated at 320 ± 6 .

Ma (Rb/Sr whole-rock) and the syn- to late-tectonic medium- to coarse grained two-mica granite has been dated at 308.5 ± 2.4 Ma (Rb/Sr muscovite-rock pairs), by NEIVA *et al.* (1995). The post-tectonic biotite granite was dated at 285 ± 6 Ma (Rb/Sr whole-rock by SHEPERD & OLIVEIRA, 1990).

Fig. 1 portrays the ages of the mineralization and how they relate to the cooling history of the syn- to late-tectonic two-mica granites, indicated by the crossing of successive lower closure temperatures. Three hydrothermal muscovite samples from Três Minas mineralization yielded an average Ar/Ar age of 302.1 ± 0.4 Ma (ROSA, 2001), indistinguishable from Ar/Ar ages obtained by NEIVA *et al.* (1995) for the alteration muscovite associated with mineralization at Campo; 300.7 ± 2.8 Ma in altered granite, and 303.0 ± 2.8 Ma for altered mica-schist. Hence, all the mineralization in the district is of Variscan age. This age data is inconsistent with the syngenetic models for Três Minas. In addition, for both isotopic systems (Rb/Sr and Ar/Ar) the age at which the muscovite cooled below the respective closure temperature is identical for igneous and alteration muscovites (fig.1), indicating that mineralization is synchronous with late cooling of the granite. Since textural evidence revealed that the shearing associated with mineralization overprinted and destroyed the metamorphic fabric characterized by the development of polygonal textures (ROSA, 2001), it can also be concluded that mineralization occurred some time after peak metamorphism.

The Campo mineralized area is related to late-tectonic tension fractures in the Jales massif. The Gralheira mineralization is hosted by a late-tectonic shear zone mostly within Ordovician siliceous mica schists but partially within the Jales massif. Finally, in the Três Minas area, mineralization is also related to a late-tectonic shear zone, exclusively within the Curros Unit of the parautochthonous sequences. The three areas are located at increasing distances from the Jales massif and are therefore amenable to the definition of zonation patterns.

In addition to mineralized veins, barren crustiform quartz veins with pyrite and calcite occur throughout the district. These veins crosscut mineralized structures and are therefore considered post-tectonic.

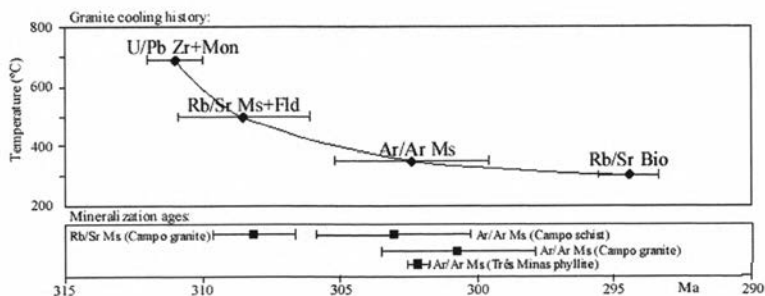


Fig. 1 – Thermal evolution of the Jales syn- to late-tectonic granite (diamonds) and hydrothermal alteration dating (boxes). Is uncertainties. Data from NEIVA *et al.*(1995), ALMEIDA *et al.*(1998) and ROSA (2001).

MINERALIZATION AND ALTERATION

PARAGENESIS

Five stages of mineralization and/or alteration have been recognized in the district; only at Campo are all the stages represented, however (ROSA, 2001). Two paragenetic sequences are presented (figs. 2 and 3), representing the mineralization and alteration assemblages in the deposits proximal and intermediate to the granite intrusion (Campo+Gralheira) and in the more distal deposit (Três Minas), respectively. The different parageneses define a zonation relative to the Jales granite massif, with decrease of the sulfide abundance in general, and of base-metal sulfides in particular, towards distal areas.

Stage I is represented by barren black quartz, which has a ribbon texture due to intense ductile deformation. This stage was accompanied by wall-rock alteration of biotite and chlorite to muscovite, and alteration of igneous plagioclase to muscovite and microcline. This stage was not identified at Gralheira and Três Minas.

Stage II is the Fe-As sulfide stage, characterized by early pyrrhotite and löllingite and later arsenopyrite and pyrite. The löllingite is rare as it has been replaced by arsenopyrite, with löllingite occurring as inclusions within arsenopyrite.

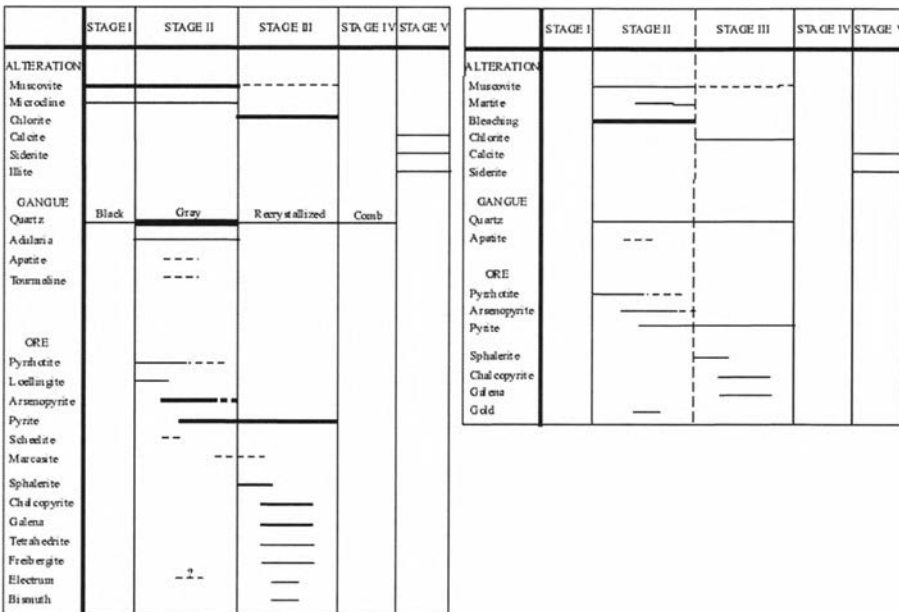


Fig. 2 (left) Generalized paragenetic sequence for the Campo and Gralheira areas (proximal to intermediate to intrusion). The bar width is proportional to mineral abundance.

Fig. 3 (right) Generalized paragenetic sequence for the Três Minas area (distal to intrusion). The bar width is proportional to mineral abundance.

These sulfides occur in gray quartz and locally with adularia. Minor scheelite and marcasite may be related to this stage. At Campo and Gralheira, during this stage more muscovite and microcline were formed similar to Stage I. At Três Minas this stage was accompanied by bleaching of the carbonaceous quartzites hosting the mineralization and martitization of metamorphic magnetite.

Stage III is the base-metal stage, characterized by brecciation of the earlier Fe-As sulfides and the recrystallization of quartz along fractures. Base-metal sulfides and chlorite were deposited along these fractures and as matrix to breccias. Chlorite also replaced muscovite. This stage is very rare at Três Minas, where only trace amounts of base-metals sulfides and chlorite were identified.

Stage IV is defined by the deposition of barren comb quartz along brittle fractures. This stage was not identified at Três Minas. Stage V is characterized by the crystallization of minor amounts of calcite, siderite and illite.

Au occurs as coarse-grained electrum at Campo and Gralheira and as fine-grained high-fineness Au at Três Minas. It is paragenetically earlier at Três Minas, where it belongs to Stage II, in contrast with the other two areas, where it is associated with base-metal sulfides and chlorite of Stage III.

METAL ASSOCIATION

Reflecting the different mineral assemblages, geochemical data presented by ROSA (2001) indicates that the Três Minas area has a distinct metal association signature, in contrast to the other two areas. Whereas the Au enrichment factor is similar at the three areas, base metals and Ag are more than one order of magnitude less enriched or are even depleted at Três Minas (fig. 4).

Of importance regarding the classification of the mineralization at the Jales district, as will be discussed below, are the high Bi contents in areas proximal to the Jales massif and the high Bi-Au correlation at the distal area, represented by Três Minas (fig. 5).

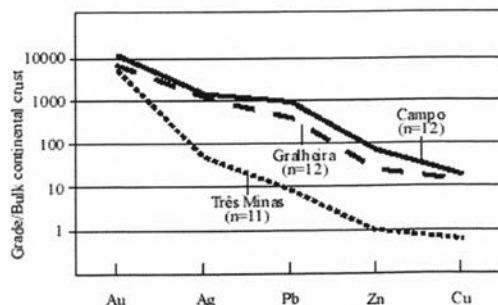


Fig. 4 – Average metal grades normalized to those of bulk continental crust. Bulk continental crust values from the Geochemical Earth Reference Model database (EarthRef.org).

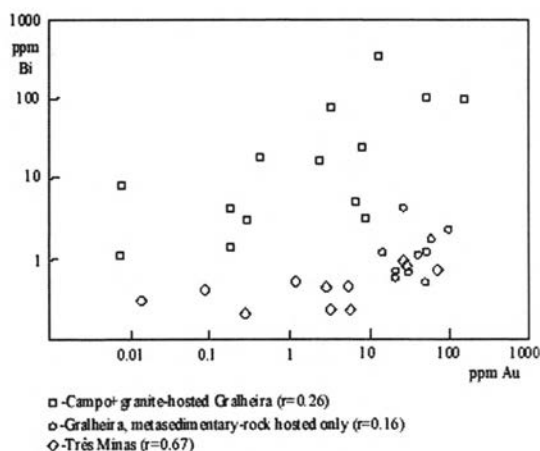


Fig. 5 – Au-Bi correlation and abundances. Correlation factors (r) for each area indicated within parentheses. Note high Bi contents at Campo and positive correlation of Au and Bi at Três Minas.

STABLE ISOTOPES

SULFUR

In order to constrain the source of hydrothermal fluids, S isotope analyses were conducted on sulfide minerals (fig. 6). Within each of the groups considered, metamorphic pyrrhotite, sulfides related to Au mineralization, and pyrite from post-tectonic veins were analysed. The results show a trend of increasingly heavier S from the older to the younger sulfide minerals.

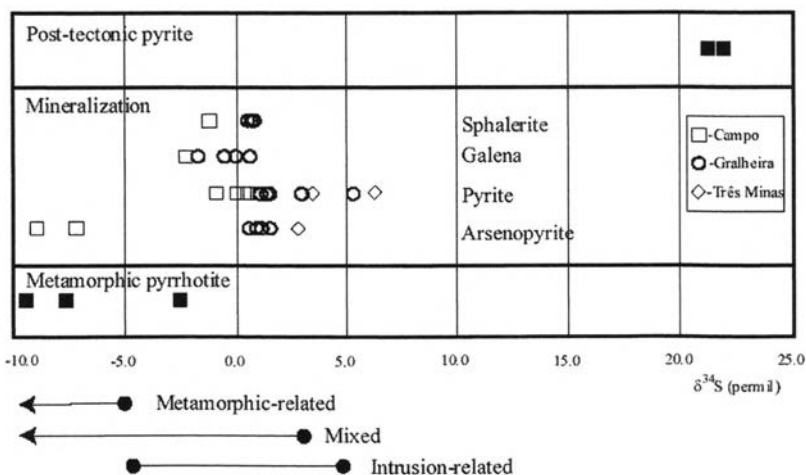


Fig. 6 – S isotope data of sulfides from the Jales district, relative to CDT notation. Ranges of isotopic compositions for sulfides of Alaskan Au deposits compiled by NEWBERRY *et al.* (1995).

The metamorphic pyrrhotite from schistosity-concordant metamorphic quartz lenses and highly deformed thin pyrrhotite ribbons in phyllites has the lightest S, averaging approximately -6.5‰. This pyrrhotite is interpreted to result from the metamorphism of diagenetic pyrite. As indicated by the experimental studies of RIPLEY & SNYDER (2000), there is no significant S isotope fractionation during conversion of pyrite to pyrrhotite during metamorphism, and therefore the isotopic composition of pyrrhotite is a reliable indicator of the isotopic composition of H₂S released during metamorphism and of the original diagenetic pyrite. It is therefore concluded that diagenetic pyrite and fluids released during metamorphic devolatilization also had a sulfur isotope composition close to -6.5 ‰. For the diagenetic pyrite, such a composition is compatible with bacterial reduction of sulfur.

Sulfides belonging to mineralized veins and structures belong to hydrothermal Stage II (arsenopyrite and pyrite) and Stage III (galena and sphalerite). These sulfides plot mostly between -2 and +2‰, with a few arsenopyrite and pyrite outliers. These sulfides show the typical equilibrium fractionation sequence (OHMOTO & RYE, 1979), with $\delta^{34}\text{S}_{\text{gn}} < \delta^{34}\text{S}_{\text{sph}} < \delta^{34}\text{S}_{\text{py}}$. Additionally, for the same sulfide mineral, the S isotopic compositions are heavier at Três Minas than at Campo, with Gralheira displaying intermediate values. Therefore there is an apparent zoning away from the granite intrusion, with S becoming progressively heavier as the distance to the granite increases.

The mineral paragenesis of the Au-mineralized veins contains arsenopyrite, löllingite and iron-rich sphalerite that indicate that the hydrothermal fluid was relatively reduced. For a fluid temperature of approximately 300°C, consistent with previous chlorite solid solution modeling (ROSA, 2001) and fluid inclusion data (SHEPHERD & OLIVEIRA, 1990; NORONHA *et al.*, 1993), and a pH around 6, compatible with buffering by the K-feldspar and muscovite pair, H₂S is the predominant S species in the fluid, hence $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{fluid}}$ (OHMOTO & RYE, 1979). At 300°C, fractionation factors between sulfides and H₂S in the hydrothermal fluid are not large, with galena being 1.9‰ lighter and pyrite being 1.2‰ heavier than the H₂S in the fluid (OHMOTO & RYE, 1979). From the sulfide isotopic analyses available it is concluded that the hydrothermal fluid would have had a bulk sulfur isotope composition of approximately 0‰, with somewhat lighter values in Campo and somewhat heavier values at Três Minas.

Finally, the pyrite collected from post-tectonic quartz±calcite veins has the heaviest S, approaching +22‰. The origin of this heavy S is not clear but was also reported in post-Variscan veins in the nearby Panasqueira W-Sn deposit (KELLY & RYE, 1989). These authors considered that the heavy S could be derived from heavy sulfate in early Paleozoic water that formed the Douro Group. Since Panasqueira has a similar geologic setting to the Jales district it is concluded that the source for the post-tectonic heavy S could be the same.

LEAD

The Pb isotopic composition of minerals with low U/Pb ratios, such as feldspars and sulfides, helps to discriminate between potential sources for Pb, and presumably other metals, in mineral deposits. K-feldspars from the syn- to late-tectonic granites and adularia and sulfides from the mineralized veins were analyzed. The results were plotted in the uraniumogenic Pb isotope diagram of fig. 7, in which the growth-curve of STACEY & KRAMERS (1975) is drawn for reference. The Pb isotope composition of K-feldspars from the syn- to late-tectonic granites lie very close to Stacey-Kramers growth curve, indicating model ages consistent with the geochronological ages obtained for these rocks (≈ 300 Ma). Thus, the crustal source for the syn- to late-tectonic granites was not significantly enriched in U and Th relative to the STACEY & KRAMERS (1975) model.

In contrast with the plutonic K-feldspars, the vein minerals, both sulfides and adularia, have more radiogenic Pb compositions. These minerals display model ages that are incompatible with the Ar/Ar data, even showing future ages. The more radiogenic Pb of the mineralized veins can be best explained by considering one or a combination of the two following processes: 1) contamination of Pb-poor vein

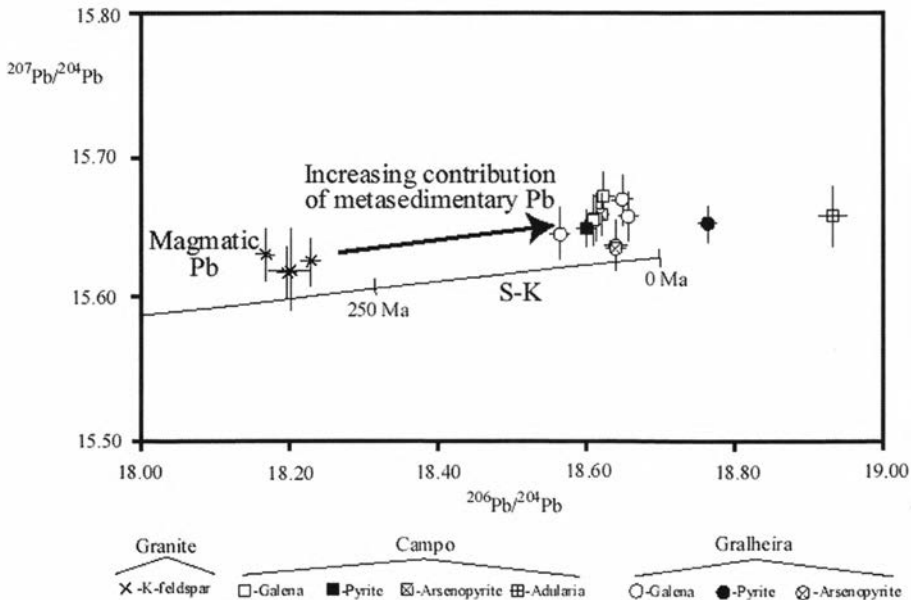


Fig. 7 — Uranogenic Pb isotope diagram, with STACEY & KRAMERS (1975) growth-curve. Some of the more radiogenic Pb in the vein minerals may have resulted from contamination of Pb-poor vein minerals with U, which decayed to give more radiogenic present-day Pb isotopic values. Arrow indicates increasing contribution of Pb leached from the metasedimentary rocks to the Pb in mineralized veins. Uncertainties are at 95% confidence level.

minerals with U, which decayed to give more radiogenic present-day Pb isotopic values; and/or 2) an input of radiogenic Pb from old and U and Th-rich metasedimentary rocks at the time of vein mineral deposition. Metasedimentary rocks, especially black phyllites, commonly have significant amounts of U and Th and therefore contribute Pb with high isotopic ratios. Considering that the degree of contamination with U should be the same for each mineral species, the fact that, for the same mineral, the Pb isotopic ratios generally increase outwards from the magmatic system, from veins hosted in granite (Campo) to veins hosted in metasedimentary rocks (Gralheira), suggests that the trend displayed in fig.7 resulted to a certain degree from the mixing of Pb from two different homogeneous sources, a contribution of magmatic Pb derived from the granites, and more radiogenic Pb leached from metasedimentary rocks. The relative contribution from each of the two proposed sources is dependent on the Pb content and isotopic composition of the metasedimentary rocks and cannot be evaluated with the present data.

DEPOSIT CLASSIFICATION AND FLUID SOURCE

A magmatic source for the fluids related to the Jales mineralization is supported by some features that are typical of intrusion-related systems as defined by NEWBERRY *et al.* (1995), MCCOY *et al.* (1997), THOMPSON *et al.* (1999) and THOMPSON & NEWBERRY (2000). These include the regional association with W-Sn deposits, high Bi contents or Au-Bi correlation (fig. 5) and the low fO_2 -low fS_2 environment for mineralization as documented by the presence of mineral phases such as löllingite, pyrrhotite and native Bi.

Also, as discussed in the section on the geological setting, radiometric data indicate that mineralization appears to be related to protracted cooling of the syn- to late-tectonic granites, and textural evidence indicates that mineralization happened after peak metamorphism. This means that fluids released during prograde metamorphism would no longer have been available by the time the granite massifs were emplaced and mineralization took place, and therefore the mineralization is more likely related to magmatic fluids.

40

Additionally, despite the proposed contribution of a certain amount of metasedimentary Pb, Pb isotope data is not incompatible with an intrusion-related model. Mixing lines, similar to the one in fig. 7, with Pb contributed from magmatic and sedimentary sources, have been proposed for the Telfer deposit in Australia by GOELLNIGHT *et al.* (1989) and for the Pogo deposit in Alaska by SMITH *et al.* (1999).

Finally, S isotope data are most reasonably explained by a predominantly magmatic fluid, with only minor and localized contribution from nonmagmatic fluids. The $\delta^{34}S$ values of the sulfides in the mineralized veins resulted from a

fluid with $\delta^{34}\text{S}\approx 0\%$, a value generally interpreted to be indicative of a magmatic source. The fact that Variscan granitic rocks of western Spain have been confirmed to have $\delta^{34}\text{S}$ values between -3.9 and 4.8% (RECIO *et al.*, 1991), further supports that the S probably had a magmatic source. A significant metamorphic source for the S can be excluded for the following reasons. The desulfidation reaction converting diagenetic pyrite into pyrrhotite with release of S causes no significant isotopic fractionation (RIPLEY & SNYDER, 2000). Because the analyzed metamorphic pyrrhotite is isotopically light ($\delta^{34}\text{S}\approx -6.5\%$) it is doubtful that heavier fluids ($\delta^{34}\text{S}\approx 0\%$) could be generated by desulfidation. However, a small metamorphic contribution cannot be excluded for some of the S in arsenopyrite in the Campo area, which yielded light S compositions. Even lighter S isotope results were described at the intrusion-related Au deposit of Donlin Creek, Alaska, by SZUMIGALA *et al.* (2000).

The slightly heavier sulfides from Gralheira and especially Três Minas are possibly the result of a small input of heavier S from a nonmagmatic source, probably the same source as the S in the post-tectonic pyrite.

Fig. 6 includes the ranges of S isotopic compositions for sulfides of different Alaskan Au deposits, as compiled by NEWBERRY *et al.* (1995). This shows a good overlap between the data collected during this study and the intrinsic Au deposits, for which a magmatic origin has been established by NEWBERRY *et al.* (1995). In contrast, in extrinsic and mixed deposits, for which a metamorphic origin has been established, at least in part, the sulfides have much lighter S isotopic compositions ($\delta^{34}\text{S} < -10.0\%$). Since such isotopically light sulfides have not been recorded, this further strengthens the argument for a magmatic source for the S at the Jales district.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

The Jales district mineralization seems to belong to an ever growing class of deposits of enigmatic nature and ambiguous interpretation. In spite of this, and although no exact criteria to distinguish orogenic from intrusion-related Au deposits have been established to date, it is suggested that the Jales district is most likely an example of intrusion-related Au deposit formed by the accumulation of Au in late magmatic fluids, due to its incompatible behavior during evolution of reduced magmas (MCCOY *et al.*, 1997).

ACKNOWLEDGEMENTS

This research is part of a PhD dissertation by D. Rosa at the Colorado School of Mines, sponsored by the Ministry of Science and Technology of Portugal (*Subprograma Ciência e Tecnologia do 2^oQCA*). Further support was obtained from

the Instituto Geológico e Mineiro, Student Grants of the Society of Economic Geologists and a Grant-in-Aid of Research from the National Academy of Sciences, through Sigma-Xi.

REFERENCES

- ALMEIDA A, LETERRIER J, NORONHA F, BERTRAND JM, 1998 – U-Pb zircon and monazite geochronology of the Hercynian two-mica granite composite pluton of Cabeceiras de Basto. *C.R. Acad. Sci. Paris-Earth and Planetary Sciences*: 326, 779-785
- DIAS G, LETERRIER J, MENDES A, SIMÕES PP, BERTRAND JM, 1998 – U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos* 45: 349-269
- GOELLNICHT NM, GROVES DI, MCNAUGHTON NJ, DIMO, G, 1989 – An epigenetic origin for the Telfer Au deposit, Western Australia. In: Keays, Ramsay, Groves (eds) *The Geology of Au Deposits: The Perspective in 1988*. *Econ. Geol. Monograph* 6, pp 151-167
- GROVES DI, AUFARB RJ, GEBRE-MARIAM M, HAGEMANN SG, ROBERT F, 1998 – Orogenic Au deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other Au deposit types. *Ore Geol. Rev.*, 13: 7-27
- KELLY WC, RYE RO, 1979 – Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. *Econ. Geol.* 74: 1721-1822
- MCCOY D, NEWBERRY RJ, LAYER P, DIMARCHI JJ, BAKKE A, MASTERMAN JS, MINEHANE DL, 1997 – Plutonic-related Au deposits of interior Alaska. In: Goldfarb RJ and Miller LD (eds) *Mineral Deposits of Alaska*. *Econ. Geol. Monograph* 9, pp 191-241
- NEIVA, AMR, GOMES MEP, 1991 – Geochemistry of the granitoid rocks and their minerals from Lixa do Alvão-Alfarela de Jales-Tourencinho (V.P.Aguiar, Portugal): *Chem. Geol.* 89, 305-327
- NEIVA AMR, 1992 – Geochemistry and evolution of Jales granitic system, northern Portugal. *Chemie der Erde* 52: 225-241
- NEIVA AMR, DODSON MH, REX DC, GUISE PG, 1995 – Radiometric constraints on hydrothermal circulation in evolving granite plutons. The Jales gold-quartz mineralization, northern Portugal. *Mineralium Deposita* 30: 460-468
- NEWBERRY RJ, MCCOY DT, BREW DA, 1995 – Plutonic-hosted gold ores in Alaska: Igneous vs. Metamorphic origins. *Resource Geology Special Issue* 18: 57-100
- NESBITT BE, MUROWCHICK, JB, MUEHLENBACHS K, 1986 – Dual origins of lode gold deposits in the Canadian Cordillera. *Geology*, 14: 506-509.
- NORONHA F, DÓRIA A, RIBEIRO MA, NOGUEIRA, 1993 – Gold mineralizations on Vila Pouca de Aguiar metasedimentary area. Contribution of the University of Porto to European Union project MA2M-CT90-003 “Multidisciplinary studies of Au-vein formation: Application to the western part of the hesperian massif”, *Centro Geol. Univ. Porto*, 19 p.
- NORONHA F, DÓRIA A, NOGUEIRA P, BOIRON MC, CATHELINÉAU M, 1995 – A comparative study of the fluid evolution in late-Hercynian W(Sn-Cu) and Au(As) quartz veins in northern Portugal, Metallogenic implications. *Memória Museu Lab. Mineralógico Geológico Univ. Porto* 4: 587-592
- OHMOTO H, RYE RO, 1979 – Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes HL (editor) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley, New York, pp 509-567

- RECIO C, FALLICK AE, UGIDOS JM, 1991 – Sulphur isotope systematics of granitoids and associated rocks from the Avila-La Alberca area (Western Sistema central, Spain). *Revista Sociedad Geol. de España* 4: 371-381
- RIBEIRO A, 1984 – Technical information on a visit to the Três Minas deposit: SPE internal report, 3p
- RIBEIRO A, 1990 – Central Iberian Zone (1) Introduction, In: Dallmeyer RD and Martinez Garcia E (eds.) *Pre-Mesozoic geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, pp 143-144
- RIBEIRO MA, 1998 – Estudo litogeoquímico das formações metassedimentares encaixantes de mineralizações em Trás-os-Montes Ocidental, Implicações metalogénicas. PhD dissertation, Porto University, 231 p
- RIPLEY EM, SNYDER K, 2000 – Experimental sulfur isotope studies of the pyrite to pyrrhotite conversion in a hydrogen atmosphere. *Econ. Geol.* 95: 1551-1554
- ROSA DRN, 2001 – Metallogenesis of the Jales Au district, northern Portugal. Unpublished PhD dissertation, Colorado School of Mines, 262 p
- SHEPHERD TJ, OLIVEIRA JMS, 1990 – Hydrothermal fluid anomalies: A new strategy for exploration in Portugal. Final report of B.G.S.-D.G.G.M. joint project, 109 p
- SMITH M, THOMPSON JFH, BRESSLER J, LAYER P, MORTENSEN JK, ABE I, TAKAOKA H, 1999 – Geology of the Liese zone, Pogo property, east-central Alaska. *SEG Newsletter* 38: 1-21
- STACEY JS, KRAMERS JD, 1975 – Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model, *Earth Planet. Sci. Lett.* 26: 207-221
- SZUMIGALA, DJ, DODD SL, ARRIBAS AP, 2000 – Geology and gold mineralization at the Donlin Creeek prospects, southwest Alaska. In: Pinney DS (editor) *Short notes on Alaskan Geology*. Alsk. Div. Geol. Geophys. Surveys Prof. Rep., pp 104-122
- THOMPSON JFH, SILLITOE RH, BAKER T, LANG JR, MORTENSEN JK, 1999 – Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita* 34: 323-334
- THOMPSON JFH, NEWBERRY RJ, 2000 – Gold deposits related to reduced granite intrusions. In: Hagemann SG, Brown PE (eds) *Gold in 2000. Reviews in Economic Geology* 13, pp 377-400

O CAMPO MINEIRO DE PENEDONO (VISEU, PORTUGAL). TRABALHOS DE PROSPECÇÃO E ESTADO ACTUAL DO CONHECIMENTO DO POTENCIAL DAS MINERALIZAÇÕES

J. M. CASTELO BRANCO¹

PALAVRAS-CHAVE: trabalhos de prospecção, mineralização aurífera, corredores de cisalhamento, deformação, alteração hidrotermal.

KEY WORDS: exploration work, gold mineralization, shear corridors, deformation, hydrothermal alteration.

RESUMO

As mineralizações auríferas do Campo Mineiro de Penedono, localizam-se num segmento com cerca de 14 kms de extensão, do grande corredor de cisalhamento de Vigo-Régua. Observa-se, por outro lado, a localização das mineralizações estudadas em posição adjacente às grandes estruturas NNE-SSO a NE-SO, atribuíveis ao sistema da falha da Vilariça. A intersecção dos dois tipos de estruturas parece condicionar os focos hidrotermais e/ou magmáticos geradores ou remobilizadores dos fluidos, que deram origem às mineralizações deste sector.

O presente trabalho visa essencialmente fazer um ponto de situação das actividades de prospecção desenvolvidas nesta área e dos resultados obtidos, descrevendo-se de forma sintética, os aspectos geológico-estruturais e paragenéticos das mineralizações conhecidas e das que entretanto se vieram a identificar, particularmente os sistemas de Bouções, S. Gens, Marofa e Turgueira.

Finalmente, faz-se um ensaio no sentido de se procurar definir os objectivos mineiros com base nos resultados da prospecção, apoiados em modelos genéticos e económicos.

¹ Rio Narcea Gold Mines S.A. – Rua Circular Poente – P.I.T.E. – Lote 36-r/c – 7000-171 Évora – Portugal; email: jmc.branco@clix.pt.

ABSTRACT: The mining district of Penedono (Viseu): state of the art on exploitation, knowledge and feasibility

The auriferous mineralizations of the Penedono Mine Field, are located on an approximately 14 km long section of the Vigo-Régua shear corridor. The presence of the known mineralizations is observed occupying a position adjacent to the large NNE-SSW to NE-SW structures belonging to the Vilaríça fault system. The intersection of both structures seems to control the location of the hydrothermal and/or magmatic locus, responsible for the generation or remobilization of the fluids which originated the mineralizations in this sector.

The present work makes an overview of the exploration activities developed in this area and of the results obtained with a synthetic description of the geological-structural and paragenetic aspects of the known mineralizations and of those identified during exploration, particularly the Bouções, S. Gens, Marofa and Turgueira systems.

Finally, an attempt is made to define the mining objectives, based on the exploration results, supported by genetic and economic models.

LOCALIZAÇÃO E ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

A área de estudo, localiza-se no norte de Portugal, a cerca de 150 quilómetros a oriente da cidade do Porto. O conjunto das mineralizações nas quais se inclui a mina de Penedono, compreende também as minas de Ferronha, Sendim e Paredes-Dacotim, para além dos projectos identificados pela Rio Narcea no decurso das suas actividades de prospecção e pesquisa.

As mineralizações auríferas do Campo Mineiro de Penedono, encontram-se encaixadas em granitos alcalinos, corpos aplito-pegmatíticos e leucogranitos turmalínicos, variscos, sin- a tardi-tectónicos. A sul da área de estudo, ocorrem granitos biotíticos, porfíroides, com carácter calco-alcalino, pós-tectónicos, estando representados no sector pelos *Granitos da Beselga*. A norte afloram as formações metassedimentares do *Grupo do Douro*, constituídas por uma sequência turbidítica, cavalgante em grande parte, sobre os granitóides hercínicos.

As ocorrências auríferas concentram-se todas ao longo de um amplo corredor de cisalhamento, polifásico, evoluindo dum deslocamento dextrógiro para uma cinemática sinistrógiro e cavalgante para SSW, dominante no sector em estudo. As mineralizações organizam-se em “enxames”, comportando tipologias deformacionais distintas, que variam desde um regime de cisalha dúctil-frágil para um estilo eminentemente frágil.

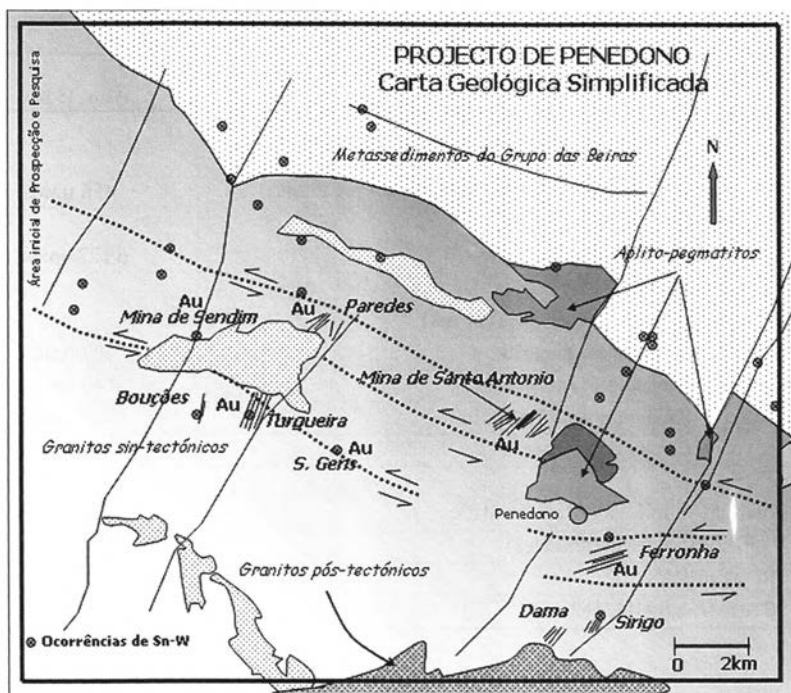


Fig. 1 – Mapa geral de situação do projecto de Penedono.

TRABALHOS DE PROSPECÇÃO E PESQUISA

O projecto de Penedono, tem vindo a ser investigado desde finais de 1998 pela empresa Rio Narcea Gold mines S.A., ao abrigo de um contrato de prospecção e pesquisa firmado com o Estado Português.

Os trabalhos de investigação realizados incluíram cartografia geológica detalhada e extensas amostragens litogeoquímicas de afloramentos, galerias e de cerca de 6,7 kms de trincheiras. Da combinação desses resultados, com os entretanto obtidos, no decurso de amplas campanhas geoquímicas (solos e sedimentos) e geofísicas (VLF e Polarização Induzida), obteve-se uma panorâmica multidisciplinar do potencial do projecto, tendo-se assim eleito um conjunto de objectivos para sondar.

Os objectivos entretanto investigados com sondagens, num total de 11 realizadas até a presente data, foram definidos com base da conjugação dos resultados da prospecção com modelos conceptuais, particularmente os sistemas mesotermiais auríferos conhecidos.

Na tabela seguinte faz-se uma resenha sumária da natureza e volume dos trabalhos realizados no projecto, desde a data de assinatura do contrato.

Tabela I – Quadro sintético respeitante ao volume e natureza dos trabalhos de prospecção e pesquisa

Cartografia Geológico-mineira (Escala 1:5 000 e 1:10 000)	aprox. 15 Km ²
GEOQUÍMICA	
Sedimentos de Corrente (Au por Fire Assay, Au por BLEG, 30 elementos por Plasma)	456 unids.
Geoquímica de Solos (Au + 11 elementos por AA)	6 122 unids.
Litogeoquímica (Au por Fire Assay, 11 elementos por AA)	
Amostragens Pontuais	477 unids.
Ranhuragem em Galerias	149 unids.
Ranhuragem em Trincheiras	1 428 unids.
Carotes de Sondagens	688 unids.
GEOFÍSICA	
Polarização Induzida/Resistividades	7 000 m
VLF-EM16R (resistividades)	53 200 m
TRINCHEIRAS	8 187 m
SONDAGENS MECÂNICAS	2 261,5 m

SECTORES INVESTIGADOS E RESULTADOS OBTIDOS

MINAS DE SANTO ANTÓNIO-VIEIROS

As mineralizações melhor conhecidas, localizam-se a cerca de 3 kms para NW da vila de Penedono, sector onde se concentraram os trabalhos mineiros de maior envergadura em todo o campo mineiro.

Tratando-se duma exploração pouco bafejada pela sorte, desde a data de abertura, esteve activa durante o período 1939-1957, estimando-se que a mina tenha produzido durante períodos intermitentes até 500 toneladas/dia e um teor próximo de 10g/t de ouro.

As mineralizações concentram-se num total de pelo menos treze estruturas filoneanas, subverticais, preenchidas por uma ganga quartzosa com sulfuretos, nomeadamente arsenopirite, pirite, calcopirite, galena e esfalerite, sendo os dois primeiros largamente dominantes. A caixa filoneana, apresenta variações de espessura, por vezes drásticas, patenteando uma estrutura em rosário típica, variando na sua espessura, desde alguns centímetros até cerca de 4 metros.

O sistema filoneano, orientado em geral segundo a direcção dominante NE-SW, com uma disposição típica *en echelon*, patenteia características de deformação frágil, tardia, sobreposta a uma do tipo dúctil-frágil, materializada por preenchi-

mentos quartzosos, precoces fortemente deformados. Esta deformação polifásica terá jogado um papel fundamental nos enriquecimentos das concentrações auríferas do sistema.

Os resultados das amostragens efectuadas nos trabalhos mineiros, revelaram valores bastante significativos no que concerne aos teores auríferos obtidos analiticamente, nomeadamente no caso das galerias dos filões 1, 2 e 3, melhor estudados, dada a facilidade de acessos.

Com base em dados mais recentes, apoiados por sondagens mecânicas, observa-se no sector dos filões 4, 5, 6 e 7, uma morfologia algo distinta da observada em superfície. Com efeito, constata-se a confluência das duas primeiras estruturas em profundidade, com base na interpretação dos resultados duma sondagem realizada nesta zona. A confluência das duas estruturas dá origem a uma zona única, patenteando intensa alteração hidrotermal, filica e quartzo-sericítica, com mineralizações de arsenopirite e pirite (e Au) associadas.

As sondagens mecânicas realizadas neste sector, projectadas no sentido de se intersectar as duas estruturas referidas, serviram para confirmar a prevalência das mesmas em profundidade, caracterizar as alterações hidrotermais que lhes estão associadas e confirmar o potencial mineiro das mesmas.

MINAS DE PAREDES-DACOTIM

Esta área está situada a cerca de 8 kms para oeste de Penedono. O estilo mineralógico e deformacional, partilha muito das características dos cisalhamentos do tipo dúctil-frágil, estando as mineralizações conhecidas, associadas com disseminações, impregnações e venulações quartzosas com arsenopirite e pirite, essencialmente.

Os trabalhos de prospecção realizados neste sector levaram à identificação de pelo menos oito corredores de cisalhamento distintos. As orientações variam entre N20°E e N60°E, apresentando individualmente espessuras desde 40cm até mais de 6 m, em certos locais.

A faixa de cisalhamento mais bem estudada, no decurso dos trabalhos realizados pelo grupo Rio Narcea, localizada nas imediações do vértice geodésico de Dacotim, encaixa-se essencialmente em aplito-pegmatitos e em leuco-granitos albitizados.

Constata-se um enriquecimento em sulfuretos, nas zonas pegmatíticas, onde as alterações hidrotermais patenteiam um carácter mais pervasivo, materializadas por uma ampla greisenização periférica precoce, passando nas zonas mais internas (junto às estruturas mineralizadas) a um domínio dos tipos de alteração filica e argílica.

A campanha de sondagens realizada neste sector, levou à identificação das extensões das mineralizações conhecidas, em profundidade, associadas à cisalha

mais importante cartografada. Contudo, a geometria e os controlos estruturais e paragenéticos dos teores auríferos, permanecem por equacionar, já que se observam variações significativas nas intersecções das três sondagens aí realizadas. Conclui-se portanto que, para uma correcta avaliação do potencial mineiro desta estrutura mineralizada, será necessário o recurso à execução de sondagens mecânicas complementares neste alvo.

MINAS DA FERRONHA

Localizadas a SE da vila de Penedono, as minas da Ferronha representam pequenas escavações contemporâneas com a actividade em Santo António-Vieiros.

As mineralizações encaixam-se em granitos sintectónicos de duas micas, associadas a um sistema de estruturas ENE-WSW, sinistróginas, que se prolongam individualmente ao longo de mais de 1 km de extensão. Imediatamente para sul deste sector, observa-se um amplo corredor de cisalhamento, materializado pelo desenvolvimento dum impressionante *sheeted vein system*, de orientação geral NE-SW, parecendo cortar as estruturas ENE-WSW.

Ambos os tipos estruturais patenteiam mineralizações de arsenopirite e pirite, sendo esta zona que em geral apresenta maior abundância de calcopirite. Contudo, com base nos trabalhos de prospecção realizados, constata-se que as concentrações auríferas mais elevadas, se encontram preferencialmente associadas às primeiras estruturas.

Efectuou-se uma sondagem mecânica neste sector, tendo sido projectada no sentido de intersectar as duas famílias estruturais referidas. Os resultados confirmam a prevalência das mesmas em profundidade e das alterações hidrotermais (quartzo-sericítica dominante), que lhes estão associadas.

FEIXE FILONEANO DA TURGUEIRA

Identificou-se um amplo corredor de cisalhamento portador de mineralizações auríferas, situado a cerca de 12 quilómetros para WSW de Penedono, nas imediações de Riodades. Esta zona está coberta por um conjunto de antigas concessões para volfrâmio, contendo pequenas explorações abandonadas, datadas das décadas de quarenta e cinquenta.

Trata-se de um sistema constituído por uma densa renda de greisens e vénulas de quartzo mineralizadas em arsenopirite e pirite, com orientações variáveis. Definem-se, contudo as mais importantes as famílias estruturais: N10°E-N20°E, N10°W-N0°, dextróginas e ainda um conjunto N120°E-N130°E com baixos pendores para NE, com uma componente de deslocamento inversa.

As mineralizações auríferas encontram-se essencialmente associadas à fase hidrotermal mais tardia, dominada pela associação quartzo-arsenopirite-pirite, que

se sobrepõe a outra precoce, responsável pelas greisenizações dos granitos de duas micas dominantes neste sector. As greisenizações estão materializadas pela paragénese quartzo-moscovite-turmalina, à qual se associam as mineralizações tungstíferas.

As partículas de ouro ocorrem essencialmente em microfracturas localizadas nas bordaduras dos cristais de arsenopirite e em microfracturas no seu interior, representando neste caso microlocalizações dilatacionais transtensivas, associadas a reactivações tectónicas cisalhantes (GOMES e CASTELO BRANCO, 2003).

O sistema evolui em direcção a sul para um domínio constituído por quartzo-arsenopirite venulares, mais difuso e descontínuo, restringindo-se a pequenos corredores com alguns metros de espessura.

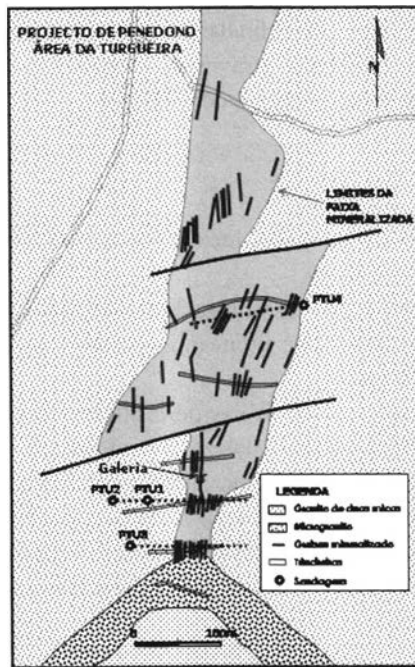


Fig. 2 – Mapa geológico do sector da Turgueira com indicação dos principais trabalhos realizados.

As sondagens, num total de 4 realizadas nesta zona, intersectaram tramos fortemente mineralizados ao longo de vários metros. Contudo, os resultados indicam uma distribuição dos teores auríferos por vezes errática e certamente em associação com *oreshoots*. Daí resulta a necessidade da realização de sondagens adicionais em malha mais apertada no sentido de se identificarem os principais *oreshoots* e de se proceder à avaliação do seu real potencial mineiro.

MINA DA RIBEIRA (SENDIM)

Esta jazida, localiza-se para oeste da zona de Paredes-Dacotim, próxima da aldeia de Sendim.

Trata-se de um conjunto de estruturas orientadas NNE-SSO a NE-SO, comportando uma delas trabalhos mineiros com algum significado, incluindo três poços e uma galeria com cerca de 140 m de extensão. Estes trabalhos são contemporâneos com os das minas de Santo António-Vieiros.

A paragénese mineralógica é em tudo semelhante às outras conhecidas no sector, estando os filões encaixados nos granitos tardi-tectónicos de Sendim (FERREIRA e SOUSA, 1989). A espessura média dos filões ou filões-brecha é de cerca de 1 m, comportando teores auríferos até 25 g/t, associados a mineralizações de arsenopirite e pirite dominantes.

Estas estruturas encontram-se definidas por anomalias geoquímicas de Au-As-Bi e geofísicas, postas em evidência através da presença de condutores eléctricos, detectados pelo método electromagnético EM-16R.

FILÕES DE BOUÇÕES

O sistema de filões de Bouções, localiza-se a sudoeste de Riodades, junto à margem esquerda do rio Távora.

Os trabalhos de prospecção e pesquisa aqui realizados levaram à identificação do potencial aurífero deste sistema filoneano, apoiados por sanjas de investigação e subsequentes amostragens.

Compreende um conjunto de faixas de cisalhamento com alguns metros de espessura, com preenchimentos de quartzo-arsenopirite-pirite, e revelando teores auríferos em trincheiras, até um máximo de 8,3 g/t sobre uma espessura de 1,7 m.

A mineralização aurífera encontra-se associada a silicificações, e alterações argílicas, em cisalhas, sendo que a análise petrográfica das mineralizações, atribuídas, entre todas as conhecidas, a maior diversidade paragenética e composicional do particulado aurífero.

FILÕES DE S. GENS

52

No que toca às mineralizações auríferas de S. Gens, situadas a cerca de 2 kms a NE de Riodades, organizam-se num campo de filões algo dispersos, ocupando uma área com cerca de 2 km².

Trata-se de um conjunto de faixas de cisalhamento orientadas N-S a NNE-SSO, subverticais, ocorrendo essencialmente em granitos de grão médio de duas micas.

A prospecção realizada neste sector, que incluiu cartografia geológica detalhada, abertura de sanjas e amostragens litogeoquímicas extensas, revelou um

conjunto de estruturas com preenchimento quartzoso, mineralizadas em quartzo-arsenopirite, auríferas, controladas por corredores métricos N-S, dextrógiros. A estes alinhamentos associam-se três famílias subverticais, subsidiárias, por vezes mineralizadas: N20°E, N40-N50°E e ainda N70-N80°E, sinistróginas.

FILÕES DE MAROFA-CASTAINÇO

Durante uma campanha de reconhecimento, identificou-se um conjunto de cisalhas auríferas neste sector, localizado na continuidade, para ocidente, do sistema filoneano de Santo António-Vieiros.

No decurso dos trabalhos de prospecção, obtiveram-se valores máximos de 42,5 g/t de Au em amostragens de rocha realizadas numa série de escavações antigas, supostamente para volfrâmio. As mineralizações encontram-se associadas a um conjunto de estruturas filoneanas paralelas, subverticais, com uma orientação geral N-S a NE-SO e mineralizadas em arsenopirite, pirite e volframite, no seio duma ganga quartzosa.

Os resultados entretanto obtidos, definem uma forte anomalia geoquímica, para ouro e arsénio, englobando todo o conjunto filoneano da zona de Santo António-Vieiros, prolongando-se para OSO até às imediações de Castainço. Esta anomalia sofre uma flexura pronunciada nas imediações do sistema da Marofa, insinuando-se a existência de dois compartimentos distintos, com base nos resultados da geoquímica. Isto sugere a presença de um acidente N-S, deslocando a anomalia para norte no bloco E, e que contém o conjunto das mineralizações de Santo António-Vieiros, relativamente ao outro tramo, aberto para OSO.

A configuração geral desta anomalia (ENE-OSO) entra, de certo modo, em conflito com a orientação geral conhecida das mineralizações na zona (NE-SO), contudo, numa análise escalar mais ampla, poder-se-á interpretar todo o conjunto como parte integrante duma faixa de cisalhamento sinistrógin, prolongando-se desde Castainço, até ao limite NE do sistema filoneano de Penedono (Santo António-Vieiros). Nesse contexto, a variação das orientações dos filões mineralizados seria compatível com um sistema de fendas de tracção fazendo um ângulo de 45°, relativamente ao andamento de uma ampla faixa de cisalhamento, orientada ENE-OSO no seu segmento ocidental, passando a um rumo E-O a ESE-ONO no ramo oriental.

MODELOS CONCEPTUAIS DOS OBJECTIVOS DE PROSPECÇÃO

As mineralizações auríferas do Campo Mineiro de Penedono, podem, em termos gerais, ser incluídas na classe dos sistemas com afinidades intrusivas. A questão que se levanta é se de facto os fluidos geradores das mineralizações terão uma

origem magmática primária, ou, se por outro lado, poderão resultar de fluidos metamórficos, mobilizados a partir das formações metassedimentares, sendo neste caso as descargas enfocadas pelas “shear zones”, ou ainda, uma combinação de ambos os processos.

Os resultados dos estudos sobre inclusões fluidas existentes sobre a zona (CATHELIENEU *et. al.*, 1993, NORONHA *et. al.*, 2000), apontam uma origem metamórfica para os fluidos mineralizantes. Contudo, estes dados, são comparáveis aos obtidos para as mineralizações da Tintina Gold Belt (LANG, 2000), na qual a ausência de metamorfismo regional é praticamente ponto assente, apontando para a existência de uma fonte magmática primária geradora dos fluidos hidrotermais (BAKES & LANG, 1999).

Independentemente destas questões por resolver, parece contudo, consensual, que, para que este tipo de sistemas possam operar, resulta essencial a existência de um foco de calor, magmático, estrutural, ou ambos, capaz de gerar um sistema convectivo, promotor da circulação em grande escala dos fluidos mineralizantes. O bloco-diagrama patente na figura 3, configura um mecanismo magmatista, sendo no entanto, perfeitamente possível acomodar os outros mecanismos alternativos referidos ou complementares, no modelo proposto.

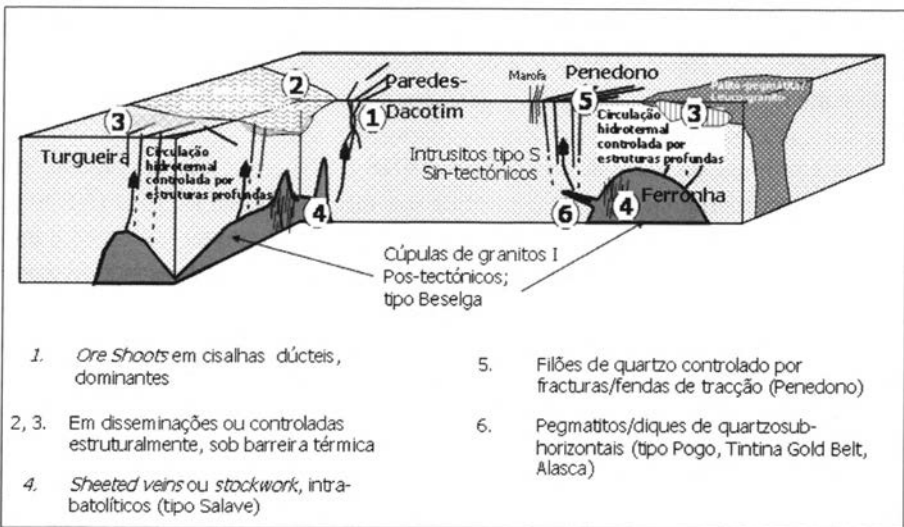


Fig. 3 – Modelos metalogénicos propostos para as mineralizações de Penedono(adapt. DE LANG, 2000)

Com base nos modelos conceptuais atrás referidos, faz-se de seguida uma síntese dos tipos de objectivos mineiros, determinantes na condução da estratégia de prospecção, seguida pela empresa Rio Narcea desde 1998:

- Jazigos filoneanos de alto teor, exploração subterrânea, individualmente de pequenas dimensões, contudo integrando “enxames” de várias estruturas mineralizadas, dando origem a um somatório de reservas parciais, equivalente a uma exploração aurífera rentável (0,5 – 1,0 milhões de onças ou 15 a 20 toneladas);
- Jazigos disseminados, com teor médio a baixo, elevada tonelagem, passíveis duma exploração a céu aberto. Os tipos mais importantes incluem stock-works auríferos em greisen, vastas zonas de silicificação com disseminações de sulfuretos, associadas à implantação de corpos intrusivos em profundidade ou na geração de células hidrotermais convectivas, controladas por fracturas reactivadas (> 2 milhões de onças ou > 60 toneladas);
- Jazigos disseminados, com teor médio, elevada tonelagem, exploração a céu aberto e/ou subterrânea. O modelo aponta para um tipo de mineralizações auríferas encaixadas nos contactos entre janelas metassedimentares e intrusões de granitóides subjacentes, potencialmente produtivos ou focos hidrotermais ou ambos (>2 milhões de onças ou > 60 toneladas)

CONCLUSÕES

Os jazigos conhecidos localizados na área de estudo, exibem, na sua maioria, características paragenéticas e mineralógicas comuns. As estruturas filoneanas, em geral subverticais, encaixam-se em granitos sin- a tardi-tectónicos, tipo S, e desenvolvem-se em “shear zones”, apresentando características duma deformação dúctil-frágil precoce, à qual se sobrepõe outra mais tardia do tipo frágil.

As mineralizações estão controladas por estruturas regionais, em particular pelas intersecções dos vários ramos do grande cisalhamento Verín-Régua, com os grandes alinhamentos NE-SO, da família da grande Falha da Vilaríça. Estas zonas de intersecção poderão ter controlado a implantação dos corpos graníticos hercínicos (tardi- e/ou pós-tectónicos), potencialmente geradores de fluidos, quer juvenis, quer ainda, funcionando com promotores da circulação de fluidos metamórficos, com origem nos metassedimentos encaixantes dos granitos.

Os prospectos auríferos desta área apresentam fortes afinidades com os modelos do tipo “invasion-related gold systems”, particularmente com os bem estudados jazigos da Tintina Gold Belt (Yukon e Alasca). Sobre este tema carecem estudos detalhados, nomeadamente datações absolutas dos fenómenos hidrotermais deste sector, com especial incidência na tentativa de se estabelecer uma relação segura destes com os cortejos magmáticos e deformacionais.

O amplo programa de prospecção em curso pelas mãos da Rio Narcea, tem incidido essencialmente sobre campanhas de reconhecimento geológico, geoquímico e geofísico, seguidos de trincheiras e sondagens mecânicas. Estes trabalhos levaram, por um lado, à ampliação do conhecimento existente sobre as mineralizações anteriormente reconhecidas; por outro, à identificação de novos objectivos de prospecção, sendo estes, objecto de investigações detalhadas que se encontram em curso.

Com base nos modelos equacionados, têm vindo a focar-se os trabalhos de prospecção na identificação e avaliação dos seguintes objectivos mineiros: tipo filoneano, pequenas dimensões, elevados teores auríferos, exploráveis por lavra subterrânea; tipo *stockwork* aurífero em amplas zonas de *greisen* como hospedeiro de mineralizações auríferas tardias; disseminações em contactos ou “cap rocks”, em zonas de silicificação, associadas a focos hidrotermais profundos. Nos dois últimos casos antevê-se potencial para jazigos de grande tonelagem, baixos teores e explorações em céu aberto e/ou subterrâneas.

BIBLIOGRAFIA

- CARVALHO, A. D. (1979) – Breves Referências Sobre Jazigos Auríferos Portugueses. Bol. Minas, Lisboa, 16 (3/4), p. 139-150.
- CASTELO BRANCO, J. M. & CORRULA, L. M. – Relatórios Semestrais do Projecto de Penedono, Rio Narcea Gold Mines S.A. – 1.º Semestre de 1999 a 1.º Semestre de 2003. Arquivos do I.G.M.
- CASTROVIEJO, R. (1990) – Gold ores related to shear zones, West Santa Comba-Fervenza Área (Galicia, NW Spain): A mineralogical study. Mineralium Deposita 25(Suppl) p. 42-52.
- FERREIRA, N. M. R., IGLESIAS, M., NORONHA, F. PEREIRA, E., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M. L. (1987) – Granitóides da Zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In Libro Jubilar Garcia Figuerola. Salamanca.
- FERREIRA, N. M. R. (1989) – Carta Geológica 1/50000, n.º 14-B (Moimenta da Beira). Publ. Serv. Geol. Portugal. Lisboa.
- FERREIRA, N. M. R., MACEDO, C. A. R. & SOUSA, M. B. (1987) – Cronostratigrafia dos granitos da região de Moimenta da Beira – Tabuaço – Penedono. IX Reunião Geol. Oeste Peninsular. Porto. 1985. Actas e Comunicações. Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Porto. n.º 1,3.
- GOMES, C. L. & CASTELO BRANCO, J. M. (2003) – Tipologia do particulado aurífero tardio nas mineralizações de Penedono (Viseu, Portugal). Comum. Semana de Geoquímica, Coimbra.
- KNOPF, D. (1998) – Gold Prospect and Former Mine of Penedono, Northern Portugal. Relatório Privado.
- LANG, JAMES R. (2000) – Regional Evaluation of Gold Prospects in the Oscos Gold Belt, Asturias, Spain, and the Penedono Concession, Northern Portugal. Lang Geoscience Inc. Relatório Privado.

- NORONHA, F. & RAMOS, J. M. F. (1993) – Mineralizações auríferas primárias no norte de Portugal. Algumas reflexões. Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe. Coruña. Vol. 18, pp. 133-146.
- NORONHA, F., CATHELINÉAU, BOIRON M.C., BANKS, D. A., DÓRIA, A., RIBEIRO, M. A., NOGUEIRA, P. & GUEDES, A. (2000) – A three stage fluid flow model for Variscan gold metallogenesis in northern Portugal. *Journal of Geochemical Exploration*, 71, p. 209-224.
- VIEGAS, L. F. & MARTINS, L. P. (1992) – Notas sobre a prospecção do ouro em Portugal. *Est. Notas e Trab., DGGM*, t.34, p.95-106.

O JAZIGO DA FACUCA REVISITADO

F. NORONHA ¹, A. DÓRIA ¹ e J. M. FARINHA RAMOS ²

PALAVRAS-CHAVE: Facuca, chumbo, mineralogia, fluidos, pós-hercínico.

KEY WORDS: Facuca, lead, mineralogy, fluids, post-Hercynian.

RESUMO

O jazigo de chumbo da Facuca está localizado a SE de Vila Cova (Serra do Marão). A área é caracterizada pela ocorrência de rochas metassedimentares da Zona Centro Ibérica e por granitos hercínicos. O filão é quartzoso tem uma direcção N130°E e mergulha 50 a 80° para NE. A muro ocorre uma estrutura brechoide. Distinguem-se três episódios principais de deposição de sulfuretos: um *primeiro episódio* com Ni, Co, As, Fe; um *segundo episódio* com As, Fe, Zn, Cu; um *terceiro episódio* com Pb, Ag. Realizaram-se estudos de inclusões fluidas em quartzo: quartzo límpido contemporâneo do segundo episódio de deposição e quartzo hialino associado à galena. Estudos de microtermometria e espectroscopia Raman revelaram a presença de três tipos de fluidos: (1) aquo-carbónicos; (2) aquosos com baixa salinidade e (3) aquosos muito salinos. Os fluidos aquo-carbónicos são mais precoces e resultaram da interacção rocha/fluido. Os fluidos muito salinos são os mais recentes e os de mais baixa temperatura. Estes últimos fluidos possuem características muito semelhantes às de fluidos associados a estruturas pós-hercínicas que ocorrem por toda a Europa o que sugere que pelo menos parte da história do filão da Facuca seja pós-hercínica.

¹ GIMEF-Departamento de Geologia e Centro de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, 4099-002 Porto. fmnoronh@fc.up.pt; adoria@fc.up.pt.

² Laboratório do IGM, 4465-021 S.Mamede de Infesta, farinha.ramos@igm.pt.

ABSTRACT: Reappraisal of the Facuca ore deposit

The lead ore deposit of Facuca is located immediately at SE of Vila Cova (Serra do Marão). The area comprises essentially metasedimentary rocks, belonging to the autochthonous units of Central Iberian Zone, and Hercynian granites. The vein, striking N130°E and with a NE dip of 50° to 80°, is filled by massive milky quartz with a brecciate structure near the footwall. Three main stages of sulphide deposition are distinguished: *a first stage* with Ni, Co, As, Fe; *a second stage* with As, Fe, Zn, Cu; *a third stage* with Pb, Ag. Fluid inclusion studies were carried out in quartz: a clear quartz contemporaneous of the second stage and a hyaline quartz spatially associated with galena. Microthermometric and Raman studies revealed the presence of three fluid types: (1) aqueous-carbonic; (2) aqueous with low salinity and (3) aqueous with high salinity. The earlier aqueous-carbonic are considered resulting from fluid/rock interactions. The youngest fluids correspond to aqueous high saline and low temperature fluids. The resemblance between these youngest fluids and others associated with post-Hercynian structures on a European scale indicates that at least part of the fluid history of the vein is post-Hercynian.

INTRODUÇÃO

Na continuação dos trabalhos de reconhecimento geológico-mineiro das ocorrências de chumbo da folha 2, à escala 1/200.000 da Carta de Ocorrências Minerais procedemos ao reconhecimento da jazida denominada “Minas do Cando” ou “Mina da Facuca” situada em plena serra do Marão, a ESE da povoação de Vila Cova (Vila Real) (fig. 1). A região está enquadrada na carta geológica de Portugal 1/50.000 folha 10-A Celorico de Basto dos Serviços Geológicos de Portugal. Esta antiga mina de chumbo está geograficamente situada junto ao grupo de concessões que constituíram as antigas minas de ferro (Fe) de Vila Cova, que geologicamente estão situadas no topo da formação quartzítica do Arenigiano.

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO REGIONAL

60

A região onde se situam as “Minas da Facuca” é, do ponto de vista geológico, essencialmente constituída por rochas metamórficas, pertencentes às unidades autóctones da Zona Centro Ibérica e rochas graníticas de diferentes tipos e idades, que afloram essencialmente a norte e a este da Facuca (figura 1). As mineralizações estudadas têm a particularidade de ocorrerem num filão que intersecta formações de idade arenigiana na vizinhança de um cavalgamento que separa estas formações das do “Complexo Xisto-Grauváquico” (CXG).

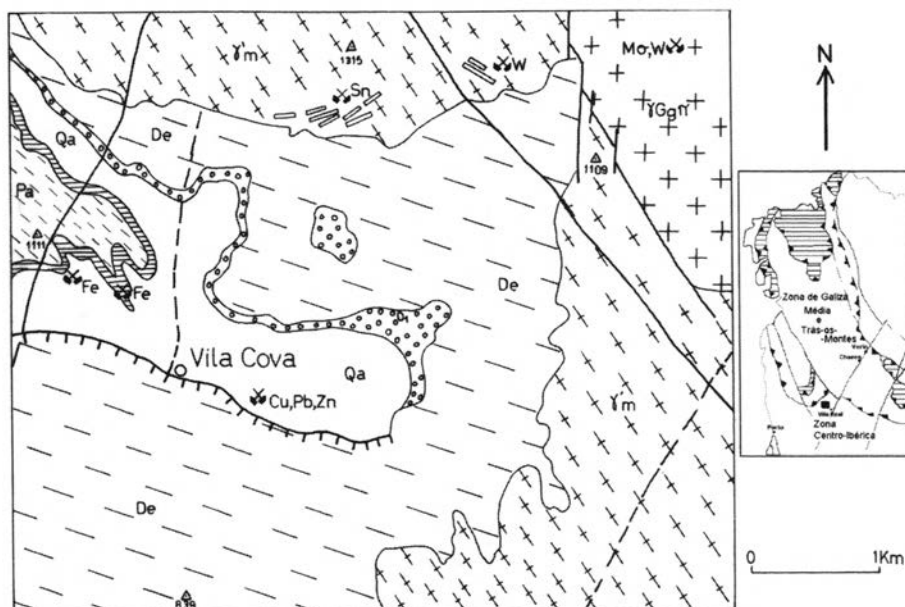


Fig. 1 – Carta geológica simplificada da região da Facuca-Vila Cova (a partir da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha 10-A Celorico de Basto- SGP 1987). De - formação da Desejosa; O₁ - conglomerado do Tremadociano (?), Qa - quartzitos do Armoricano; Fe - horizonte ferrífero; Pa - formação de Pardelhas; γm - granito de duas micas de Vila Real; γGγπ - granito biotítico com plagiolase cálcica-granito de Lamas de Olo. XCu,Pb,Zn - jazigo da Facuca, XFe - jazigo de ferro de Vila Cova; XW - jazigo de volframite; XSn - jazigo de cassiterite; Xmo,W - jazigo de molibdenite e volframite.

ROCHAS METAMÓRFICAS

Formação Desejosa (De) – Os terrenos mais antigos que afloram são de idade câmbria e pertencem ao Complexo Xisto-grauváquico (Grupo do Douro) – Formação de Desejosa (SOUSA, 1982).

Ordovícico – Formação do Quartzito Armoricano (Oa) – Constitui a litofácies mais característica do Ordovícico inferior e compreende, na base, conglomerados e quartzitos impuros, a que se seguem xistos cinzento-negros com intercalações de quartzitos e metassiltitos e bancadas mais ou menos espessas de quartzitos imaturos, com intercalações finas de xistos negros, e níveis ferríferos a que se seguem ainda xistos negros (PEREIRA, 1987). É nesta formação, intercalados nos quartzitos impuros, que ocorrem os filões quartzosos mineralizados.

Pa – Formação de Pardelhas – Landeiliano – Esta formação é constituída, na região, por uma sub-unidade inferior com cerca de 40-50 m de espessura de xistos micáceos e filitos com intercalações centimétricas de metassiltitos, a que se sucedem cerca de 100 m de filitos e xistos cinzento-azulados e, no topo da formação, uma sucessão monótona de xistos ardosíferos. Segundo PEREIRA (1987)

ocorre na região uma grande lacuna na transição do Ordovícico para o Silúrico, faltando os terrenos do topo do Ordovícico (calcários e vulcanitos básicos) e os terrenos correspondentes ao Landoveriano médio e superior, uma vez que a formação de Campanhó, que se sobrepõe na região aos xistos de Pardelhas é referida como pertencendo ao Venloquiano.

Ca – Formação de Campanhó- Venloquiano – A formação de Campanhó forma uma sequência de xistos negros carbonosos, a que se sucedem níveis espessos de lilitos com intercalações ampelitosas, que se tornam mais persistentes para o topo da unidade. Na parte terminal esta formação apresenta um membro com características deposicionais diferentes que compreende da base para o topo: um banco de quartzitos claros, ampelitos impregnados de carbonatos, fosfatos, óxidos e sulfuretos de ferro, calcários cinzentos escuros, lenticulares com restos de crinóides, novamente xistos carbonosos e um banco de quartzitos escuros.

ROCHAS GRANÍTICAS

Na área envolvente das “Minas da Facuca” ocorrem também granitos sinorogénicos de duas séries diferentes: Granitos de duas micas, sintectónicos relativamente a D3 e granitóides pós-tectónicos (pós-D3), biotíticos com plagioclase cálcica.

Granito de duas micas de grão médio a grosseiro com raros megacristais (granito de Vila Real) (γ m)

Constitui a fácies dos granitos de duas micas mais representada na região, sendo igualmente o granito que aflora mais próximo das minas (a cerca de 1,5 km para SE), contactando directamente com os xistos da formação de Desejosa. Tratam-se de granitos em que a plagioclase é uma albite e a mica dominante é a moscovite. Possuem frequentemente uma foliação definida pela orientação subparalela das micas, ou um certo alinhamento dos megacristais de feldspato potássico. Do ponto de vista químico são granitos ricos em sílica, com caracter peraluminoso e predominantemente potássico (PEREIRA, 1987). Espacialmente associados a estes granitos ocorrem algumas massas e filões de material aplítico e pegmatítico intuindo as formações metamórficas encaixantes e o contacto com o granito.

Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica (Pós-tectónicos) (γ G γ π)

62

Este tipo de granitos afloram a Nordeste das minas e pertence ao maciço circunscrito de Lamas de Olo. Este maciço é predominantemente constituído por uma fácies porfiróide de grão médio a grosseiro, com tonalidade por vezes rosada. Petrograficamente consta de quartzo, plagioclase zonada, variando de oligoclase no centro dos cristais a albite nos bordos, microclina, biotite verde ou castanha. Alguns acessórios menores como apatite, zircão, alanita, esfena, magnetite, entre outros, ocorrem neste granito. No seio deste granito ocorrem filões de quartzo com volframite, molibdenite e berilo.

TECTÓNICA

No noroeste da Península Ibérica são geralmente consideradas três fases de deformação principais D1, D2 e D3, as quais são responsáveis pela estruturação desta parte do orógeno hercínico, sendo a última de idade intra-vestefaliana. A estrutura geral da região pode ser enquadrada no esquema mais vasto do NW da Península Ibérica que apresenta um empilhamento de unidades. As “Minas da Facuca” estão localizadas nos terrenos autóctones, na formação do Quartzito armoricano e nas proximidades do cavalgamento de Vila Cova (PEREIRA, 1987).

Na região de Vila-Cova – Facuca a xistosidade regional é S1 e possui uma atitude que varia entre N120°E a N140°E, com inclinação de 30 a 40°SE.

A última fase de deformação dúctil foi D3. Posteriormente a esta fase seguiram-se as fases de deformação frágil responsáveis, entre outras, pelos sistemas de fracturação conjugados NNE-SSW e NNW-SSE.

METAMORFISMO

De acordo com PEREIRA (1987) não se pode distinguir na região o metamorfismo termal induzido pela intrusão dos granitos do metamorfismo regional. A presença de andaluzite e granadas nas rochas xistentas do autóctone e a presença em alguns encaves xistentos, que ocorrem no seio do granito de Vila Real, das associações andaluzite-silimanite e andaluzite-cordierite, definem como condições máximas de metamorfismo T de 650 a 700°C e P < 5 kb as quais terão sido atingidas logo após o espessamento crustal devido ao empilhamento provocado por D2.

DESCRIÇÃO DA JAZIDA

A mineralização ocorre num filão quartzoso com uma brecha, com cimento de quartzo, a muro, instalado numa fractura com orientação preferencial N130°E, com um pendor de 50 a 80° para NE e com de 50 cm de possança média. O filão corta S1 da rocha encaixante e aflora numa extensão de cerca de 200 m, ao longo da direcção do cavalgamento de Vila Cova.

O filão foi objecto de trabalhos de pesquisa anteriores a 1946, data em que foi de novo sujeito a trabalhos de limpeza, pesquisa e reconhecimento por parte da Companhia Mineira de Vila Cova. Nessa data, os trabalhos compreenderam a abertura de uma galeria em direcção com cerca de 110 m de extensão, situada em flanco de encosta, um poço inclinado segundo o filão com 50m, definindo o conjunto dois pisos com duas galerias de nível.

MINERALOGIA

A mineralização metalífera compreende essencialmente arsenopirite, pirite, blenda, e galena sendo a ganga predominantemente quartzosa. Por vezes a mineralização ocorre disseminada, com granulado fino e compacto, tornando difícil a identificação macroscópica dos componentes, outras vezes aparecem agregados maciços de arsenopirite e pirite, ou cristais de galena mais desenvolvidos, que ocorrem dispersos na matriz quartzosa. Segundo dados antigos algumas análises de amostras colhidas nas galerias e poços mostraram que ocorrem teores de Ag, não muito significativos (entre 408 e 3 ppm com valor médio de cerca de 100 ppm), e teores muito esporádicos de Au que não ultrapassaram 4 ppm.

O presente estudo mineralógico incidiu em cerca de 20 amostras colhidas no filão junto da entrada da galeria principal, uma vez que esta não está presentemente acessível. A mineralização foi observada à escala macroscópica e microscópica, sendo efectuado posteriormente o estudo geoquímico dos minerais com recurso à microsonda CAMEBAX do Laboratório do Instituto Geológico e Mineiro.

Sendo uma mineralização de tipo filoniano de ganga quartzosa é o quartzo o mineral predominante apresentando-se em geral branco leitoso (QI) e frequentemente mostra brechificação evidente comprovando várias etapas de movimentação. Macroscopicamente as amostras colhidas evidenciam tipos de mineralização sulfureta diferentes, predominando numas a arsenopirite, noutras a pirite, enquanto noutras a galena é dominante.

Nas amostras em que predomina a arsenopirite, esta forma agregados maciços, fracturados dispersos no quartzo, por vezes com 10 a 15 cm de comprimento (arsenopirite I).

Naquelas em que predomina a pirite, esta forma agregados de cristais por vezes com dimensões superiores às dos agregados de arsenopirite. Nas amostras em que predomina a galena esta forma cristais idiomórficos, centimétricos, ou massas com 5 a 10 cm dispersas no quartzo.

Ao microscópio e com a microsonda foi possível identificar as seguintes fases minerais:

Quartzo: constitui o principal mineral da ganga, sendo quase sempre xenomórfico e leitoso (QI), raramente idiomórfico e límpido, o que acontece quando cristaliza em pequenos geodes (QII). Um quartzo hialino (QIII), que por vezes possui inclusões de galena. Normalmente os quartzos apresentam-se fracturados.

Feldspato potássico: O feldspato potássico ocorre, por vezes, em cristais e agregados dispersos na massa de quartzo, apresentando-se na maior parte das vezes caulinizado.

Mica branca: Agregados de mica branca ocorrem, por vezes, associados à arsenopirite, preenchendo cavidades entre os cristais em alguns casos com quartzo e arsenatos de ferro.

Arsenopirite: Pode ocorrer em cristais idiomórficos (arsenopirite I), inclusos no seio dos minerais de deposição mais tardia (quartzo, galena, blenda, sulfatos de chumbo, etc.), ou formar massas recristalizadas e fracturadas, sendo frequentemente xenomórfica, corroída e envolvida por arsenatos de ferro (escorodite) e ou quartzo (arsenopirite II). Por vezes está associada a cristais e gotas de pirrotite. A alteração para escorodite é por vezes quase completa.

Escorodite: Em geral envolve e substitui a arsenopirite penetrando as suas fracturas. Está frequentemente corroída pelo quartzo tardio que preenche as fracturas da escorodite, ou os espaços deixados vazios por esta. É relativamente abundante nas amostras onde a arsenopirite constitui o sulfureto dominante.

Galena: Ocorre em agregados de cristais xenomórficos ou em cristais idiomórficos, por vezes desenvolvidos e dispersos na matriz quartzosa. Está frequentemente envolvida por sulfato de chumbo, que muitas vezes a corrói completamente, ou penetra as suas fracturas e clivagens. Contém frequentemente inclusões de tetraedrite argentífera, xenomórfica, arseno-pirite idiomórfica, blenda xenomórfica, por vezes com calcopirite ou pirrotite associadas.

Anglesite: Forma massas que ocorrem em geral envolvendo os cristais e massas de galena.

Anquerite: foi encontrada esporadicamente no seio dos sulfatos de chumbo.

Blenda: Distinguem-se com base nas observações metalográficas dois tipos de blenda com poderes reflectores e teores de Fe distintos. A blenda I ocorre em cristais xenomórficos sendo, em geral, corroída pela galena, pelo quartzo, arsenatos e óxidos de chumbo. Por vezes mostra inclusões de calcopirite, pirrotite e arsenopirite. Não sendo rara, não é também, particularmente abundante. Por vezes, contém exsoluções goticulares de calcopirite, mas mais frequentemente não apresenta exsoluções. O teor de ferro relativamente elevado parece indicar uma deposição precoce. A blenda II ocorre frequentemente no seio da pirite I, ou preenchendo cavidades deste mineral. Por vezes apresenta finas exsoluções goticulares de calcopirite.

Calcopirite: É relativamente rara ocorrendo quer em gotas no seio da blenda, outras vezes ocorre no seio da galena, algumas vezes associada à blenda e à pirrotite (calcopirite I) e sendo corroída pela tetraedrite. Por vezes ocorre em cristais isolados (raros), no seio do quartzo ou dos arsenatos e óxidos de chumbo (calcopirite II). A escassez de calcopirite e tetraedrite permite-nos caracterizar este minério (Pb, Zn, Ag) como bastante pobre em cobre.

Pirite: Ocorre associada à pirrotite e arsenopirite (pirite I), revelando neste caso, ser de deposição mais precoce. Cristais hipidiomórficos e xenomórficos ocorrem também quer em cavidades de dissolução e alteração da galena, quer no seio do quartzo e dos arsenatos (pirite II).

Hematite: É muito rara tendo sido observada, apenas, no seio da pirite I.

Pirrotite: Forma pequenos cristais xenomórficos arredondados que ocorrem no seio da blenda ou da galena por vezes são envolvidos pelos cristais idiomórficos de arsenopirite. Estão, em alguns casos, corroídos pela calcopirite.

Pentlandite: Forma pequenos cristais que ocorrem em cavidades e estão em geral envolvidos por quartzo ou por sulfato de chumbo. Estes minerais são relativamente raros também porque, sendo de precipitação muito precoce, foram corroídos e substituídos pelas paragêneses mais tardias.

Stefanite: Forma inclusões, xenomórficas, cinzento esverdeadas, micrométricas, em geral inferiores a 10 mm. Apenas foi observada no seio da galena, mas é muito rara.

Pirargirite: Ocorre também apenas no seio da galena, em cristais xenomórficos, muito raros e de dimensões, em geral, inferiores a 10 mm.

Freibergite: Ocorre em cristais xenomórficos, em geral no seio da galena ou do sulfato de chumbo. Corrói a blenda, galena calcopirite e pirrotite. É o principal portador de prata do minério, estando particularmente associado à galena, sendo mais tardia que esta.

Covelite: É muito rara e está associada geralmente à calcopirite ou à freibergite.

J.M.C. NEIVA (1955) descreve a ocorrência de clorite e de sericite além da moscovite nos minerais da ganga. Este autor, no que respeita aos minérios primários, refere a ocorrência de muito raro bismuto e entre os minerais secundários refere a cerussite e a limonite.

SEQUÊNCIA DE DEPOSIÇÃO

A mineralização detectada nesta mina apesar de ser, do ponto de vista mineralógico, relativamente menos complexa que a observada noutras do mesmo tipo (As, Zn, Pb, Ag), não deixa de ser interessante pelas associações paragenéticas, aparentemente anómalas, que apresenta. As observações macroscópicas e os estudos microscópicos e texturais permitiram evidenciar, com alguma probabilidade, uma sucessão cronológica entre as diversas fases de deposição mineral que se podem agrupar em quatro estádios mineralizadores principais referidos no Quadro I. Assim o preenchimento da fractura deve ter-se iniciado com deposição de algum quartzo (quartzo I), a que seguem feldspato potássico e mica branca que ocorrem dispersas no seio do quartzo. A primeira etapa de deposição sulfuretada (Ni, Co, As, Fe) é caracterizada pela pirrotite, arsenopirite I, pentlandite, e alguma pirite. Uma segunda etapa de deposição sulfuretada (As, Fe, Zn, Cu) compreendeu, entre outros, arsenopirite II, pirite II, blenda I e calcopirite I. A terceira etapa (Pb, Ag) compreendeu essencialmente blenda II, galena, tetraedrite, stefanite, pirargirite, pirite, e calcopirite. A etapa mais tardia consistiu da alteração de alguns dos minerais anteriores, com a formação dos sulfatos de chumbo, arsenatos de ferro, sulfuretos de cobre secundários e caulinite.

Quadro I – Sequência de deposição

Minerais	Fases de deposição			
	Fase I	Fase II	Fase III	Fase IV
Quartzo	xxx	xxxx	xxx	
Feldspato	x			
Mica branca	xx			
Pirrotite	xx			
Pentlandite	x			
Arsenopirite I	xx			
Calcopirite I	x	xx		
Pirite I	x			
Blenda I		xxx		
Arsenopirite II		xxxx		
Hematite		x		
Calcopirite II			xx	
Pirite II		xx	xxx	
Blenda II			xx	
Galena			xxxx	
Freibergite			xx	
Stefanite			x	
Pirargirite			x	
Sulfato de chumbo				
Escorodite				xx
Anquerite				xx
Covelite				x
Caulinite				x

GEOQUÍMICA DOS MINERAIS

Tetraedrite: Está em geral presente nos locais do filão enriquecidos em galena, mineral com o qual ocorre normalmente associado. Já nos trabalhos de reconhecimento realizados, no fim do século XIX, se admitia que o minério era portador de prata (cada 1% de galena continha 0.02% de prata). Este conteúdo é determinado pela presença em média de 0,2 % de Ag na rede da galena e também pela ocorrência de sulfossais de prata, nomeadamente freibergite, que revelou um teor médio de cerca de 29% de Ag, e ainda stefanite e pirargirite.

Uma das características notáveis das tetraedrites da mina da Facuca é a sua relativa homogeneidade composicional, que contrasta com a de outras minas onde revela de composição muito mais variável (RAMOS e SOUSA, 1990). Isto pode ter a ver com deposição em condições de P e T de maior estabilidade.

A composição química média obtida para as tetraedrites pode expressar-se pela seguinte fórmula química obtida na base de 29 átomos por célula unitária:



Pirite: A pirite apresenta duma maneira geral composição química próxima da estequiométrica apresentando como característica mais importante a presença de teores já significativos de As (valor médio 0.5 %, mas com teores pontualmente superiores a 1% em pirite homogénea). Ainda de registar a presença esporádica de Zn, Cu e Cd. Também raramente foi ainda detectada a presença de Ni e Co.

Com base na fórmula química média obtida nas pirites da mina da Facuca obtivemos a fórmula química média $(S,As)_{2,007}(Fe, Zn)_{0,981}$.

Pirrotite: A pirrotite é relativamente rara ocorrendo, em geral, em pequenos cristais xenomórficos no seio da blenda, da galena e do quartzo. De salientar apenas a presença de de 0.1 % de Cu e, pontualmente, de traços de As. A sua composição química média pode descrever-se com a fórmula $(Fe_{0,854}, Cu_{0,001})S_{1,000}$.

Blenda: Os resultados da análise química das blendas permitiram separar dois grupos distintos: Um grupo de cor mais escura (blenda I) que revela teor médio de Fe da ordem de 7 % e um outro, de coloração mais clara, (blenda II) com de cerca de 1% de Fe em média. Os cristais de blenda de qualquer dos grupos não mostram zonamento significativo e revelam composição bastante homogénea nos vários cristais analisados. Parece assim haver dois episódios curtos de deposição de blenda separados no tempo não tendo os cristais reagido significativamente com os fluidos metalíferos.

A fórmula química média determinada para a blenda I é $(Zn_{0,89}, Fe_{0,13})S_{1,00}$, enquanto a blenda II pode descrever-se pela fórmula química $(Zn_{1,02}, Fe_{0,02})S_{1,00}$.

As blendas da mina do Cando revelam também a presença de pequenas percentagens de Cd (entre 0,5 e 1). Também é de registar a presença de traços de Cu em ambos os tipos de blenda sem ultrapassar no entanto 0.4%. No entanto há uma tendência para os valores mais elevados ocorrerem nas blendas do tipo II.

Utilizando, como geotermómetro, os teores médios de FeS obtidos para as blendas I e II da jazida da Facuca estima-se que as temperaturas de deposição para as primeiras da ordem de 350° - 400°C e inferiores a 138°C para as segundas, valores que devem ser encarados como valores relativos.

INCLUSÕES FLUIDAS

O estudo das inclusões fluidas centrou-se em dois tipos de quartzo, um associado à arsenopirite (QII) e outro à galena (QIII). Realizaram-se análises microtermométricas e de espectrometria Raman que revelaram a existência de três grupos de fluidos: (1) aquocarbónicos, (Lc-w e Lw-c); (2) aquosos de baixa salinidade (Lw1); (3) aquosos salinos (Lw2 e Lw3) (NORONHA *et. al.* 2003).

Os fluidos aquocarbónicos pertencem ao sistema $H_2O - CO_2 - CH_4 - N_2$, encontram-se em inclusões primárias nos quartzos QI e QII, tal como em inclusões pseudo-secundárias em QII. Todas as inclusões fluidas têm duas fases à temperatura

ambiente e um grau de preenchimento (Flw), variando de 0,50 a 0,70. Estas inclusões revelaram uma temperatura de fusão de CO₂ (TmCO₂) que varia de -63,2 a -61,1°C o que sugere desde logo indicia a presença de outros tipos de compostos voláteis para além de CO₂ puro (CH₄ e N₂), o que foi comprovado pela análise Raman. O CO₂ é a espécie dominante na fase volátil, com percentagens que variam de 59,7 a 95,0 mol % enquanto CH₄ varia entre 5,0 e 40,3 mol % e N₂ entre 10,5 a 4,7mol %. A temperatura de homogeneização de CO₂ (ThCO₂), em fase vapor, varia de na gama de -17,2 a 3,1°C enquanto que a temperatura de fusão dos clatratos (Tmcl) varia de 10 a 14°C. Por sua vez, a temperatura de homogeneização total, em fase líquida, (Th) variou de 240 a 360°C nas inclusões (Lc-w) e 160 a 320°C em (Lw-c) correspondendo, estas temperaturas às temperaturas mínimas de aprisionamento dos fluidos aquocarbónicos.

Os fluidos Lw₁ são observados em todos os tipos de quartzos, concentrados em grupos e alinhamentos ou em planos de inclusões fluidas (PIF) que cortam as duas gerações de quartzo. O Flw varia de 0,70 a 0,95. A temperatura de fusão do gelo (Tmg) varia entre -5,5 e -0,1°C (salinidade entre 0,18 e 8,55 % equivalente em peso de NaCl) (BODNAR, 1993) e Th em fase líquida entre 102 e 200°C. Tratam-se, por isso de líquidos, do tipo H₂O-NaCl, aprisionados a temperaturas mínimas de 102°C a 200°C.

Os fluidos Lw₂ ocorrem em grupos de inclusões no QIII; a Tmg varia de -32,5 a -21,2°C o que aponta para altas salinidades que variam de 21,6 a 25,7 % de equivalente em peso de CaCl₂ (GOLDSTEIN & REYNOLDS, 1994). A Th, em fase líquida, varia de 102 a 145°C.

Os fluidos Lw₃ ocorrem em PIF em QIII, a Tmg varia de -47,1 a -37,8°C, o que corresponde às salinidades mais altas (entre 27,3 e 29,7 % de equivalente em peso de CaCl₂) com temperaturas de eutético (Te) a rondar os -70°C. A Th ocorre em fase líquida no intervalo de 82 a 100°C.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A maioria, se não todos, os jazigos de chumbo do Norte de Portugal, têm sido considerados como epigenéticos e relacionados com o magmatismo hercínico.

Porém, em exemplos estudados, de quartzos até-D3 considerados como quartzos de exsudação metamórfica, fluidos precoces considerados como “fluidos metamórficos” são aquosos e em alguns casos contêm clatratos de CH₄ e/ou CO₂ e são assumidos como resultantes de processos de desidratação ligada ao metamorfismo (GUEDES *et al.*, 2002). Devido à interação fluido-rocha fluidos como os precedentes foram, entretanto, modificados e adquiriram uma composição mais complexa, porque enriquecida em CH₄ e/ou CO₂ na fase volátil (GUEDES & NORONHA, 2002a). Exemplos de fluidos semelhantes a estes são os que ocorrem nos quartzos

leitosos associados com arsenopirite precoce e são considerados como relacionados com o pico térmico induzido pela intrusão dos maciços de granitos de duas micas sintectónicas (311 Ma). Os fluidos mais tardios evoluíram, predominantemente, para fluidos aquosos de baixa salinidade e de origem meteórica. Estes factos sugerem que, posteriormente ao aprisionamento dos fluidos aquocarbónicos, houve uma considerável elevação do soco durante e após a fase D3 (305 a 300 Ma) (DÓRIA *et al.*, 1995; NORONHA *et al.*, 2000).

A maioria dos fluidos que migraram para níveis mais superiores da crosta no final da orogenia hercínica foram águas metamórficas *s.l.* que se misturaram com águas superficiais ao mesmo tempo que se verificava uma diminuição de P e T. As maiores forças motoras que afectaram esta migração foram as descontinuidades estruturais, que actuaram como zonas de drenagem devido à sua grande permeabilidade, o calor resultante da intrusão dos e o levantamento e descompressão do orógeno hercínico.

Fluidos ainda mais jovens correspondentes a fluidos aquosos salinos de baixa temperatura foram descritos em filões de quartzo estéreis (GUEDES & NORONHA 2002b). A semelhança destes fluidos tardios e os que ocorrem associados a filões mineralizados em Pb-Zn-Ba em estruturas pós-hercínicas europeias (CANALS *et al.* 1992) sugerem que pelo menos uma parte da história dos fluidos associados a estes filões é pós-hercínica. A datação destes episódios mais tardios é contudo questionável devido à inexistência de afloramentos de formações permo-cretácicas.

Não é habitual, nas mineralizações descritas no hercínico português, a existência de minérios argentíferos associados com minerais de Ni. Geralmente, o que existe é um estágio precoce As-Fe-(Bi).

Neste estudo é descrito um estágio Fe-As-Ni cuja deposição se deu a temperaturas mínimas de 240 a 360°C a partir de líquidos aquocarbónicos e um estágio, mais tardio Pb-Ag em que a deposição dos minerais se deu a partir de um líquido salino, com salinidades que variam de 21,6 a 25,7% de equivalente em peso de CaCl₂, a temperaturas mínimas de 102 a 145°C.

H.N.A. PRIEM (1962) analisou seis amostras de galena do filão Facuca e determinou a sua composição isotópica em Pb. As abundâncias isotópicas, juntamente com as “idades modelo”, determinadas por aquele autor, levaram-no a distinguir dois grupos de idades, um à volta dos 400Ma e outro dos 260Ma e a notar que estes dois grupos de idades modelo são comparáveis às idades dos dois mais antigos de três grupos definidos para as galenas dos Alpes e do Norte de África, sugerindo a existência de dois diferentes tipos de Pb.

No filão das Minas da Facuca os fluidos aquo-carbónicos ocorrem associados aos sulfuretos mais precoces e terão resultado da interacção fluidos metamórficos-rocha encaixante, adquirindo inclusive características geoquímicas específicas como as que decorrem da ocorrência de Ni tal como foi verificado na magnetite de Vila Cova onde se registam teores médios (n=8) de Ni de 0,1%. De referir que na

formação de Campanhó e mais concretamente em níveis siliosos existem teores em Ni que variam de 56 a 129 ppm (FERNANDES *et al.* 1997); RIBEIRO, M.A. (1998) refere a ocorrência de teores anómalos em Ni (42 a 56 ppm) em formações do NE transmontano correlacionáveis com a formação de Pardelhas e teores de 39 a 84 ppm com as correlacionáveis com a formação de Campanhó. Por sua vez os fluidos aquosos salinos tardios, relacionados com a deposição da galena, representarão fluidos superficiais relacionados com salmouras, ao que tudo indica de idade pós-hercínica.

BIBLIOGRAFIA

- BODNAR, R. J. (1993) – Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 683-684.
- CANALS, A., CARDELLACH, E., RYE, D.M. & AYORA, C. (1992) – Origin of the Atrevida vein (Catalonian coastal ranges, Spain): mineralogic, fluid inclusion and stable isotope study. *Economic Geology* 87: pp. 142-153.
- DÓRIA, A., NORONHA, F., BOIRON, M. C. & CATHELINÉAU, M. (1995) – Fluid rock interactions in C-rich units during ductile to brittle deformation related to regional metamorphism (Vila Pouca de Aguiar, Northern Portugal). *Terra Abstracts*, 7, 312. (Abstract Supplement nº1 to Terra Nova, EUG 8, Strasbourg).
- FERNANDES, J.P., ROCHA, F. T., GOMES, C.F. (1997) – mineralogia e geoquímica dos calcários de Campanhó (Marão-Portugal): Dados preliminares. I Congresso Ibérico de Geoquímica y VII Congreso de Geoquímica de España, Soria. pp 21-26
- GOLDSTEIN, R.H. & REYNOLDS, T.J. (1994) – Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. 199 pp. SEPM-Society for Sedimentary Geology. Tulsa, Okla. (SEPM Short Course 31).
- GUEDES A. & NORONHA F. (2002a) – Estudo de paleofluidos em rochas metamórficas hercínicas. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, 89, 81-96.
- GUEDES A. & NORONHA F. (2002b) – Contribuição para o estudo dos fluidos associados a sistemas hidrotermais pós-hercínicos. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, 89, 97-104.
- GUEDES A., NORONHA, F., BOIRON M.C., BANKS, D.A. (2002) – Evolution of fluids associated with metasedimentary sequences from Chaves (North Portugal), *Chemical Geology*, 190, 273-279
- NEIVA, J.M.C. (1955) – O jazigo da Facuca (Serra do Marão) e os seus minerais. *Mem. e Not. Coimbra*, 30, 21-32.
- NORONHA, F., DÓRIA, A., RAMOS, R., RAMOS, J.M.F. (2003) – Fluids associated with Pb-Ag mineralisations of Facuca deposit (Northern Portugal). ECROFI XVII, Budapest 2003. *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series*, 2, Szeged, 149-150
- NORONHA, F., CATHELINÉAU M., BOIRON M.C., BANKS, D.A., DÓRIA A., RIBEIRO M.A., NOGUEIRA P., GUEDES A. (2000) – A three-stage fluid flow model for Variscan gold metallogenesis in northern Portugal. *J. Geochem. Expl.* 71, 209-224.
- PEREIRA, E. S. (1987) – Estudo geológico e estrutural da região de Celorico de Basto e sua interpretação geodinâmica. Tese de Doutoramento Universidade de Lisboa. 274 pp.
- PRIEM, H.N.A. (1962) – Geologicaal, petrological and mineralogical investigations in the Serra do Marao region, Northern Portugal. Thesis University of Amsterdam, 160 pp.

- RAMOS, J.M.F. & SOUSA, B. (1990) – Mineralização Zn-Pb-Ag de Varzea de Trevões (NE de Portugal). Comun. Serv. Geol. Portugal, 76, 41-53.
- RIBEIRO, M.A. (1998) – Estudo litogeoquímico das formações metassedimentares encaixantes de mineralizações em Trás-os-Montes Ocidental. Tese de doutoramento UP, 231 pp.

GEOQUÍMICA DE VOLFRAMITES PORTUGUESAS

A. M. R. NEIVA¹

PALAVRAS-CHAVE: volframite, zonamento, nióbio, ferberite, hubnerite, Portugal.

KEY WORDS: wolframite, zoning, niobium, ferberite, hübnerite, Portugal.

RESUMO

Em Portugal, a volframite ocorre em filões de quartzo geralmente associados a granitos do tipo S com teores significativos de Sn. Volframites de alguns jazigos foram analisadas por microsonda electrónica. Há jazigos em que a maioria dos cristais de volframite são homogéneos, como na Panasqueira (Cebola, Covilhã), enquanto outros jazigos também têm cristais zonados. A diferença máxima de 80 mol.% hubnerite no mesmo cristal foi encontrada em Chieira (Alvarenga, Arouca). Nalguns cristais zonados de volframite, Mn decresce e Fe aumenta do núcleo para o bordo em Castedo (Alijó), Ferrolho (S. Domingos, Alijó), Rapada (Cheires, Alijó), Vale das Gatas (Sabrosa), Chieira, Travessa e Cerdeira (Alvarenga, Arouca). Zonamento inverso foi encontrado em cristais de volframite da Senhora da Lousa (S. Mamede de Ribatua, Alijó), Alvarenga (Arouca) e Borralha (Salto, Montalegre), comprovando que o geotermómetro hubnerite/ferberite não pode ser usado.

Nióbio é o único elemento menor com teor significativo nas volframites de Argozelo (França, Bragança), Alvão (Boticas), Vale das Gatas e Panasqueira atingindo 1.88 de Nb₂O₅ em peso por % na Panasqueira. O teor de Nb não depende dos teores de ferberite e de hubnerite. Há boa correlação negativa entre W e Nb de 400 microanálises de volframite. W aumenta e Nb diminui do núcleo para o bordo de dois cristais de volframite da Panasqueira. Ocorre a substituição $W^{6+}Fe^{2+} \leftrightarrow Nb^{5+}Fe^{3+}$.

¹ Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, Portugal.

ABSTRACT: Geochemistry of Portuguese Wolframites

In Portugal, wolframite commonly occurs associated with S-type granites containing significant Sn content. Wolframites from some ore deposits were analyzed by electron microprobe. There are ore deposits where most individual wolframite crystals have an homogeneous composition, e.g. Panasqueira (Cebola, Covilhã), while other ore deposits also contain zoned crystals. The maximum difference of 80 mol.% hübnerite content was found in the same single crystal at Chieira (Alvarenga, Arouca). In some zoned wolframite crystals, Mn decreases and Fe increases from core to rim as in Castedo (Alijó), Ferrolho (S. Domingos, Alijó), Rapada (Cheires, Alijó), Vale das Gatas (Sabrosa), Chieira, Travessa e Cerdeira (Alvarenga, Arouca). Inverse zoning was found in individual wolframite crystals from Senhora da Lousa (S. Mamede de Ribatua, Alijó), Alvarenga (Arouca) and Borralha (Salto, Montalegre), showing that the hübnerite/ferberite geothermometer cannot be used.

Niobium is the only minor element which presents significant content in wolframites from Argozel (França, Bragança), Alvão (Boticas), Vale das Gatas and Panasqueira. Nb₂O₅ is up to 1.88 wt.% in wolframite from Panasqueira. Nb content does not depend on the ferberite and hübnerite contents of wolframite. A good negative correlation between W and Nb was found for four hundred individual microanalyses from wolframite. W increases and Nb decreases from core to rim in two single wolframite crystals from Panasqueira. The coupled substitution $W^{6+}Fe^{2+} \leftrightarrow Nb^{5+}Fe^{3+}$ takes place.

INTRODUÇÃO

Há muitas ocorrências de volframite no norte e centro de Portugal e muitas foram exploradas (COTELO NEIVA, 1944). A Panasqueira é a única mina portuguesa de tungsténio hoje em exploração.

Os jazigos primários de volframite são o resultado de sistemas hidrotermais geralmente relacionados com rochas magmáticas de composição granítica. Estes sistemas hidrotermais desenvolvem-se em porções apicais dos granitos. A volframite não ocorre nos granitos, mas cristaliza em granitos greisenizados e mais vulgarmente em filões de quartzo, que geralmente possuem também cassiterite. Estes filões estão associados a granitos Hercínicos do tipo S com teor significativo de Sn (NEIVA, 2002), mas nos Carris (Gerês) estão relacionados com um granito do tipo I com baixo teor de Sn (NEIVA, 1993). Geralmente os filões de volframite estão mais afastados dos granitos do que os filões de cassiterite, mas nalgumas regiões atravessam o granito e a rocha metamórfica circunjacente (COTELO NEIVA, 1944).

Nos filões de quartzo, a cassiterite ocorre principalmente junto dos hasteais do filão, enquanto a volframite está distribuída por todo o filão.

O cociente hubnerite/ferberite da volframite já foi utilizado como geotermómetro (por exemplo, OELSNER, 1944; TAYLOR and HOSKING, 1970), baseado em que há decréscimo de Mn e aumento em Fe do núcleo para o bordo dos cristais com o decréscimo da temperatura. Contudo, resultados de CHURIKOV (1959) e GANEEV and SECHINA (1960) mostraram cristais de volframite com núcleo mais rico em Fe do que o bordo. Além disso, MOORE and HOWIE (1978) encontraram variação muito grande no cociente hubnerite/ferberite na volframite da Cornualha e ainda com distribuição irregular, sem zonamento bem definido, o que impede o uso do geotermómetro.

O trabalho experimental de POLYA (1988) mostrou que os teores dos elementos maiores da volframite dependem principalmente da composição química da solução aquosa de que precipitou e não dependem da temperatura e pressão de formação, o que indica que o cociente hubnerite/ferberite nas volframites não pode ser usado como geotermómetro.

Determinações de elementos menores de volframites são raras (por exemplo, MOORE and HOWIE, 1978; POLYA, 1988; MIGNARDI *et al.*, 1994).

A volframite da grande maioria dos jazigos portugueses não foi estudada quimicamente por microsonda electrónica. Contudo, há excepções como a volframite da Panasqueira (POLYA, 1988), que ocorre em cristais geralmente não zonados; a volframite de Segura, também em cristais não zonados, mas com outros zonados com bordo mais rico em Fe e mais pobre em Mn do que o núcleo (ANTUNES, 1999).

Neste trabalho, apresentam-se os resultados do estudo de vários cristais de volframite de filões de quartzo portugueses utilizando a microsonda electrónica para procurar diferentes tipos de zonamento e determinar teores de alguns elementos menores. Foram seleccionados vinte jazigos com volframite para este estudo (fig. 1).

MÉTODO ANALÍTICO

Os elementos maiores e menores de volframite foram determinados com uma microsonda electrónica Cameca Camebax nos Laboratórios do Instituto Geológico e Mineiro, S. Mamede de Infesta. As 1010 análises químicas foram efectuadas com um potencial de aceleração de 15 kV e uma corrente de emissão de 20 nA. Os padrões usados incluem $MnTiO_3$ (MnKa e TiKa), Fe_2O_3 (FeKa), Nb (La), SnO_2 (SnLa), Ta (La) e W (La). Cada elemento foi contado durante 20 segundos. As correcções ZAF foram aplicadas.

Mapas de distribuição de Fe em cristais zonados de volframite foram obtidos com uma microsonda Cameca Camebax na Universidade de Manchester, Inglaterra.

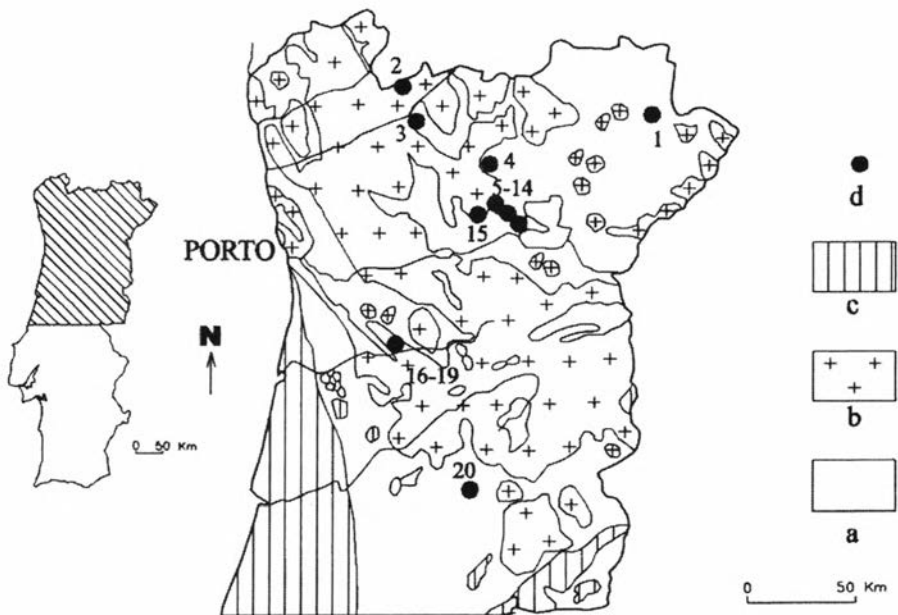


Fig. 1 – Localização dos jazigos de volframate escolhidos para este estudo. a – complexos metamórficos Pré-Ordovícicos e Paleozóicos, algumas rochas ultra-básicas e ígneas; b – rochas graníticas hercínicas; c – rochas sedimentares Mesozóicas e Cenozóicas; d – filões de quartzo com volframate: 1 – Argozelo (Argozelo, Vimioso), 2 – Carris (Cabril, Montalegre), 3 – Borralha (Salto, Montalegre), 4 – Alvão (Boticas), 5 – Vale de Cheires (Cheires, Alijó), 6 – Rapada (Cheires, Alijó), 7 – Filharoso (Presandães, Alijó), 8 – Ferrolho (S. Domingos, Alijó), 9 – S. Domingos (Alijó), 10 – Castedo (Alijó), 11 – Folgar (S. Mamede de Ribatua, Alijó), 12 – Branca (S. Mamede de Ribatua, Alijó), 13 – Bouço (S. Mamede de Ribatua, Alijó), 14 – Senhora da Lousa (S. Mamede de Ribatua, Alijó), 15 – Vale das Gatas (S. Lourenço de Ribapinhão e Souto Maior, Sabrosa), 16 – Chieira (Alvarenga, Arouca), 17 – Alvarenga (Alvarenga, Arouca), 18 – Travessa (Alvarenga, Arouca), 19 – Cerdeira (Alvarenga, Arouca), 20 – Panasqueira (Aldeia de S. Francisco e S. Jorge da Beira, Covilhã e Fundão).

COMPOSIÇÕES QUÍMICAS E ZONAMENTO DA VOLFRAMITE DE VÁRIOS JAZIGOS PORTUGUESES

76

Nos jazigos de Argozelo, Carris, Alvão, Vale de Cheires, Filharoso, S. Domingos, Folgar, Branca, Bouço e Panasqueira, foi encontrada geralmente volframate não zonada para elementos maiores. Em sete destes dez jazigos, a volframate é mais rica na componente hubnerite do que na componente ferberite. Contudo, em Carris e Alvão há amostras em que predomina a componente hubnerite e noutras domina a ferberite. Na Panasqueira as composições de volframate têm predomínio da componente ferberite.

Como a Panasqueira é a única mina em exploração e havia a hipótese de poder encontrar valores elevados de Nb_2O_5 , que era importante procurar, foram obtidas 28 análises químicas pontuais em 28 cristais de volframite deste jazigo. As composições dos elementos maiores variam entre 13 e 23 mol.% de hubnerite, que é igual ao intervalo encontrado por SARAIVA (1971) em análises de mais de 100 amostras de volframites, em que Fe e Mn foram determinados por métodos clássicos de análise química e é também muito semelhante ao intervalo de 12 - 20 mol.% hubnerite de composições médias de volframite de 41 cristais analisados por microsonda electrónica (POLYA, 1988).

A maioria dos cristais individuais de volframite analisados da Panasqueira são homogéneos, pois a variação na composição em cada cristal é geralmente inferior a ± 2 mol.% de hubnerite. Contudo, há também cristais heterogéneos. A maior variação encontrada, neste estudo, foi num cristal individual com 14 a 23 mol.% de hubnerite, que é um intervalo muito inferior ao obtido por POLYA (1988) de 7 a 27 mol.% hubnerite de análises pontuais numa amostra muito heterogénea. Os valores mais elevados de hubnerite foram encontrados em manchas interiores dos cristais, mas sem mostrar um zonamento bem definido com núcleo e bordo.

Cristais não zonados de volframite foram também encontrados nos outros jazigos estudados. Contudo, em Castedo, Ferrolho, Rapada, Vale das Gatas (fig. 2)

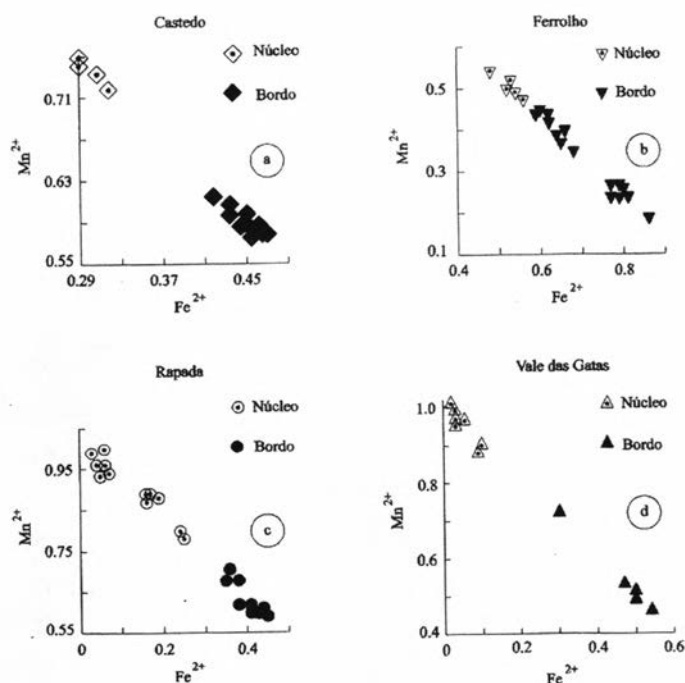


Fig. 2 - Diagramas de Mn^{2+} versus Fe^{2+} , mostrando o zonamento normal de cristais individuais de volframite de: a) Castedo, b) Ferrolho, c) Rapada e d) Vale de Gatas.

e Chieira (figs. 3a, 4a), Fe aumenta e Mn decresce do núcleo para o bordo, o que é considerado zonamento normal (por exemplo, MOORE and HOWIE, 1978). Contudo, em Alvarenga (figs. 3b, 4b), Senhora da Lousa e Borralha (figs. 3c, d) o zonamento é inverso, pois o bordo é mais pobre em Fe e mais rico em Mn do que o núcleo.

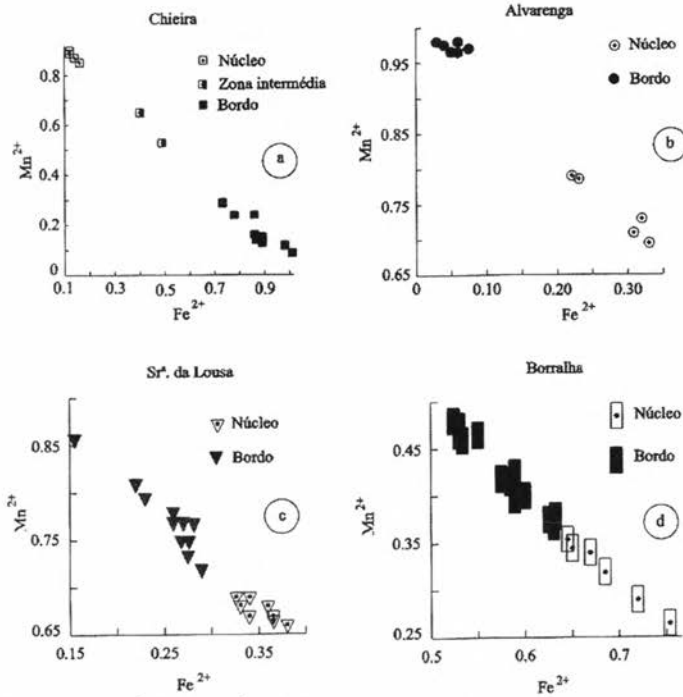


Fig. 3 – Diagramas de Mn^{2+} versus Fe^{2+} de cristais individuais de: a) Chieira, b) Alvarenga, c) Senhora da Lousa, d) Borralha. O zonamento é normal em a) e inverso em b), c) e d).

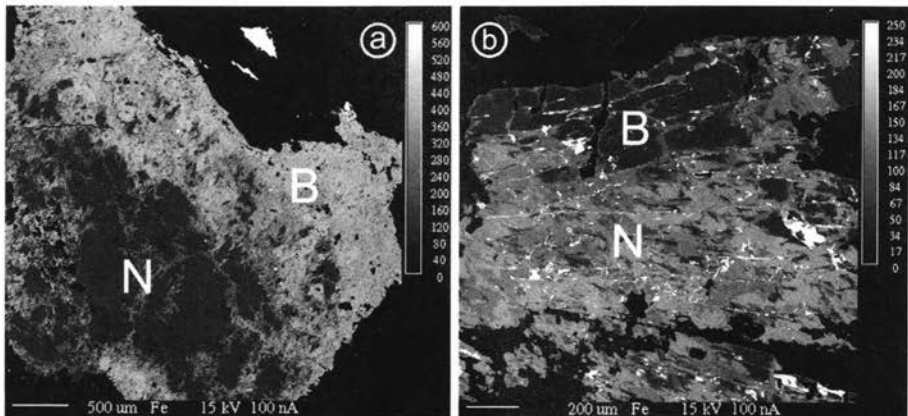


Fig. 4 – Mapas de distribuição de Fe obtidos por microsonda electrónica em cristais parciais individuais zonados de volframite de: a) Chieira, b) Alvarenga. N – núcleo, B – bordo.

Nos cristais zonados de volframite de cinco destes jazigos, predomina no núcleo e no bordo a componente hubnerite. Contudo, em Ferrolho e Borralha, os cristais de volframite mostram núcleo e bordo com predominio da componente ferberite. O cristal com zonamento melhor definido foi encontrado em Chieira e tem núcleo e zona intermédia com predominio da componente hubnerite, e bordo com domínio da componente ferberite.

Em Vale das Gatas, além da volframite zonada com predominio da componente hubnerite, foram encontrados cristais não zonados com predominio da componente ferberite.

Nalguns cristais de volframite, o zonamento só foi identificado na microsonda electrónica, enquanto noutros cristais é observável microscopicamente. Em cristais individuais de volframite de Chieira, Travessa e Cerdeira (Arouca), microscopicamente distingue-se um núcleo vermelho claro e um bordo vermelho intenso, sendo o zonamento normal com aumento em Fe e decréscimo em Mn do núcleo para o bordo (fig. 5). Também em Alvarenga (Arouca) distingue-se zonamento na volframite, mas o núcleo é vermelho intenso e o bordo é vermelho claro e há decréscimo em Fe e aumento em Mn do núcleo para o bordo, pois o zonamento é inverso (fig. 5). Portanto, nestes cristais o aumento de intensidade de cor corresponde a aumento de teor de Fe e decréscimo no teor de Mn.

Nos cristais de volframite de Travessa, o núcleo mostra predominio da componente hubnerite, mas no bordo ambas as componentes têm valor idêntico, enquanto em Cerdeira predomina a componente hubnerite no núcleo e no bordo.

A distribuição de Fe e Mn nos cristais individuais de volframite estará dependente da composição do fluido hidrotermal. Contudo, nestes cristais em que há distinção microscópica entre núcleo e bordo, o contacto entre eles é nítido (fig. 4). Portanto, soluções tardias terão reagido com cristais já existentes, cuja composição original está representada no núcleo e o bordo corresponde à parte jovem formada posteriormente.

Houve soluções hidrotermais mais ricas em Fe do que as soluções que originaram o núcleo desses cristais (por exemplo, em Chieira, Travessa e Cerdeira (figs. 4a, 5). Também existiram soluções mais tardias ricas em Mn que reagiram com cristais já existentes e formados a partir de soluções mais pobres em Mn, como em Alvarenga (figs. 3b, 4b, 5).

A ocorrência de manchas interiores mais ricas na componente hubnerite do que na componente ferberite, mas sem zonamento distinto nos cristais, bem como os cristais heterogéneos da Panasqueira, o zonamento inverso bem identificado em cristais individuais de Alvarenga, Senhora da Lousa e Borralha (figs. 3b, c, d) e, ainda, as grandes variações no teor de hubnerite dos cristais com zonamento normal, por exemplo de Chieira, Travessa e Cerdeira (fig. 5), indicam que o geotermómetro hubnerite/ferberite não pode ser aplicado a estas volframites portuguesas, o que está de acordo com MOORE and HOWIE (1978) para a sua não aplicação a volframites da Cornualha, Inglaterra.

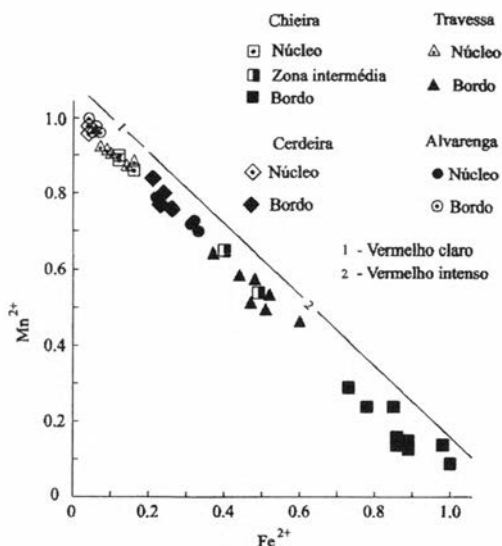


Fig. 5 - Diagrama de Mn^{2+} versus Fe^{2+} para as volframites zonadas de Chieira, Travessa, Cerdeira e Alvarenga (Arouca).

Em Carris e Alvão, foram distinguidas duas gerações de volframite com composições químicas distintas. A volframite mais tardia possui várias inclusões de scheelite e é mais rica em Fe^{2+} e mais pobre em Mn do que a volframite que não possui estas inclusões (fig. 6). A volframite mais antiga é mais rica na componente hubnerite do que na componente ferberite. A volframite mais jovem tem predomínio da componente ferberite. É possível, que a volframite tardia, contendo inclusões de scheelite tenha substituído parcialmente a scheelite pré-existente, o que confirma estudos de COTELO NEIVA *et al.* (1956) noutros jazigos.

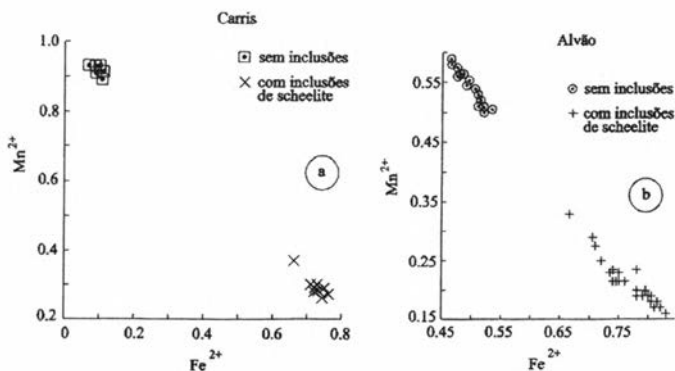


Fig. 6 - Diagramas de Mn^{2+} versus Fe^{2+} de volframites de: a) Carris, b) Alvão. Em cada diagrama distinguem-se as volframites com e sem inclusões de scheelite.

Volframite muito rica na componente ferberite (com 89% de WO_4Fe) substituiu a scheelite nas minas de Fervença, Valdarcas e Lapa Grande (Covas), nas imediações de Vila Nova de Cerveira, e na mina de Cerdeirinha (Arga de Baixo e Arga de Cima), nas imediações de Caminha, e aspectos semelhantes também foram encontrados em Lagoaça e Campeã (COTELO NEIVA *et al.*, 1956).

ELEMENTOS MENORES DA VOLFRAMITE

Nb é o único elemento menor, determinado por microsonda electrónica, que apresenta teores significativos na volframite de quatro (Panasqueira, Argozelo, Alvão e Vale das Gatas) dos vinte jazigos seleccionados. Os teores da % em peso de Nb_2O_5 das análises pontuais de cristais de volframite analisada dos quatro jazigos variam desde abaixo do limite de detecção até 1.88. O valor mais elevado foi encontrado na Panasqueira e é superior ao determinado (1.20 % de peso de Nb_2O_5) por POLYA (1988). Este valor máximo é duas a três vezes superior aos encontrados na volframite dos outros três jazigos onde atinge os teores da % em peso de Nb_2O_5 de 0.94 em Argozelo, 0.82 em Alvão e 0.63 em Vale das Gatas.

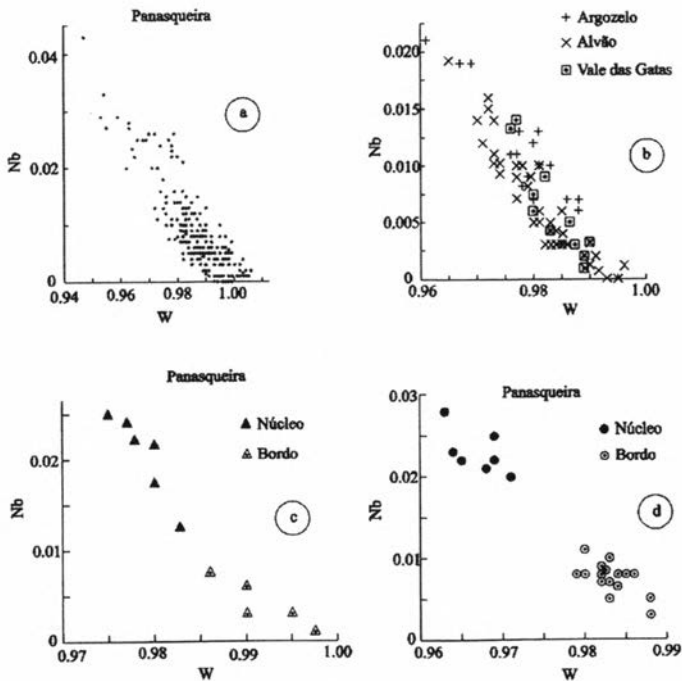


Fig. 7 – Diagrama de Nb versus W de volframites. a) Panasqueira, b) Argozelo, Alvão e Vale das Gatas; c) e d) cristais zonados de volframite da Panasqueira.

Reconheceu-se uma correlação negativa entre W e Nb (figs. 7a, b), em que o Nb atinge 0.043 por fórmula unitária. O teor de Nb não depende dos teores de hubnerite e ferberite das volframites analisadas. Além disso, encontraram-se dois cristais individuais de volframite da Panasqueira mostrando zonamento para Nb e W. O bordo é mais rico em W e mais pobre em Nb do que o núcleo (figs. 7c, d). Portanto, durante o arrefecimento o fluido torna-se mais rico em W e mais pobre em Nb; e a substituição $W^{6+}Fe^{2+} \rightleftharpoons Nb^{5+}Fe^{3+}$ ocorre na volframite. Nestes dois cristais zonados para Nb e W, não há distinção significativa no teor de hubnerite entre bordo e núcleo de cada cristal.

CONCLUSÕES

- 1) A maioria dos cristais analisados de volframite portuguesa, por microsonda electrónica, são homogéneos. Contudo, há cristais com manchas ricas em hubnerite e ainda cristais heterogéneos.
- 2) Cristais de volframite com zonamento normal, mostrando aumento no teor de Fe e decréscimo no teor de Mn do núcleo para o bordo, foram encontrados em Castedo, Ferrolho, Rapada, Vale das Gatas, Chieira, Travessa e Cerdeira.
- 3) Cristais de volframite com zonamento inverso, apresentando aumento em Mn e decréscimo em Fe do núcleo para o bordo, apareceram em Alvarenga, Senhora da Lousa e Borralha.
- 4) Na maioria dos cristais, o zonamento só é definido e encontrado na microsonda electrónica.
- 5) Foram observados microscopicamente zonamento normal em volframite de Chieira, Travessa e Cerdeira e zonamento inverso em volframite de Alvarenga, sendo o contacto nítido entre bordo e núcleo, que é atribuído a que o bordo se formou por reacção de fluidos tardios com o cristal original representado pelo núcleo.
- 6) Na maioria dos cristais de volframite analisados de vinte jazigos portugueses, predomina a componente hubnerite, mas em Ferrolho, Borralha e Panasqueira a componente ferberite domina nestes cristais. Em Carris, Alvão e Vale das Gatas, há uns cristais em que domina hubnerite e noutros predomina a ferberite.
- 7) É impossível aplicar o geotermómetro hubnerite/ferberite a: cristais de volframite heterogéneos, sem zonamento bem definido e só com manchas ricas em hubnerite; cristais com zonamento inverso; e, ainda, a alguns cristais com zonamento normal, mas apresentando grande variação do teor hubnerite entre núcleo e bordo.

- 8) Em Carris e Alvão, a volframite que possui inclusões de scheelite, e que a terá substituído parcialmente, é mais rica em Fe do que a volframite mais antiga sem essas inclusões.
- 9) Há boa correlação negativa entre W e Nb em volframites de Argozelo, Alvão, Vale das Gatas e Panasqueira. O valor máximo 1.88 de peso % de Nb₂O₅ foi encontrado na Panasqueira e é duas a três vezes superior ao encontrado na volframite dos outros três jazigos.
- 10) Na Panasqueira, há raros cristais zonados que mostram aumento em W e decréscimo em Nb do núcleo para o bordo.
- 11) Durante o arrefecimento, a substituição $W^{6+}Fe^{2+} \leftrightarrow Nb^{5+}Fe^{3+}$ ocorre na volframite por o fluido se tornar mais rico em W com o decréscimo da temperatura.

AGRADECIMENTOS

Agradeço reconhecida ao Prof. M.R. Machado Leite, Doutor J.M. Farinha Ramos e Senhor F.A.P. Santos por me terem permitido utilizar a microsonda electrónica do Instituto Geológico e Mineiro, S. Mamede de Infesta, e ao Prof. C.M.B. Henderson pelo uso da microsonda electrónica na Universidade de Manchester, Inglaterra.

BIBLIOGRAFIA

- ANTUNES, I.M.H.R. (1999) – Impacte ambiental de antigas explorações mineiras na região de Segura. Tese de Mestrado, Universidade de Coimbra, Portugal, 162 pgs.
- CHURIKOV, V.S. (1959) – Certain features of the chemical composition of wolframites. Acad. Sci. U.S.S.R., 235-250.
- COTELO NEIVA, J.M. (1944) – Jazigos portugueses de cassiterite e volframite. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, 25, 1-251.
- COTELO NEIVA, J.M., SOARES CARNEIRO, F. et CORREIA NEVES, J.M. (1956) – Pseudomorphoses de scheelite en ferberite. Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro, XI, 1-8.
- GANEV, I.G. and SECHINA, N.P. (1960) – Geochemical peculiarities of wolframites. Geochem., 6, 617-623.
- MIGNARDI, S., FERRINI, V., MASI, U., NABAIS CONDE, L. and SOUSA M.B. (1994) – Significance of the major- and trace-element contents of wolframite from the deposits of Panasqueira and Vale das Gatas. Proceedings of the Ninth Quadrennial IAGOD Symposium, 475-484.
- MOORE, F. and HOWIE, R.A. (1978) – On the application of the hübnerite: ferberite ratio as a geothermometer. Mineral. Deposita, 13, 391-397.
- NEIVA, A.M.R. (1993) – Geochemistry of granites and their minerals from Gerez mountain, Northern Portugal. Chem. Erde, 53, 227-258.

- NEIVA, A.M.R. (2002) – Portuguese granites associated with Sn-W and Au mineralizations. *Bul. Geol. Soc. Finland*, 74, 1-2, 79-101.
- OELSNER, O. (1944) – Über Erzegebirgische wolframite. *Ber. Freib. Geol. Ges.*, 20, 44-49.
- POLYA, D.A. (1988) – Compositional variation in wolframites from the Barroca Grande mine, Portugal: evidence for fault-controlled ore formation. *Min. Mag.*, 52, 497-503.
- SARAIVA, M. (1971) – A composição e distribuição das wolframites no jazigo das Minas da Panasqueira (Portugal central). I Cong. Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica, II, 917-932.
- TAYLOR, R.G. and HOSKING, K.F.G. (1970) – Manganese-iron ratios in wolframites, South Crofty Mine, Cornwall. *Econ. Geol.*, 65, 47-53.

ANÁLISE PARAGENÉTICA E CLASSIFICAÇÃO DOS PEGMATITOS GRANÍTICOS DA CINTURA HERCÍNICA CENTRO-IBÉRICA

C. LEAL GOMES¹ e J. E. LOPES NUNES¹

PALAVRAS-CHAVE: cintura pegmatítica, pegmatito, aplito, estado paragenético, limiar químico-mineralógico, intrusão, fraccionação.

KEY WORDS: pegmatite belt, pegmatite, aplite, paragenetic stage, chemical-mineralogical threshold, intrusion, fractionation.

RESUMO

Ao nível da distribuição espacial dos pegmatitos na Província Hercínica, a Cintura Centro-Ibérica (CCI) é uma divisão geológica de 2ª ordem. A sua configuração cartográfica é imposta pela estruturação regional atribuída à 3ª fase de deformação Varisca. Os respectivos lineamentos de referência, são localmente refractados pela implantação de maciços graníticos. Estes geram anomalias térmicas capazes de afectar a evolução paragenética dos pegmatitos, influenciando as correlações entre paragénese e estrutura que estão na origem da diversidade litológica observada.

As composições mineralógicas e as estruturas internas expressas nos corpos pegmatíticos individuais estão relacionadas com a evolução residual dos diferentes sistemas graníticos em que se filiam. Verifica-se uma correspondência bastante acentuada entre as várias classes e grupos de pegmatitos e as diferentes linhagens graníticas, a qual se manifesta nos seguintes termos de caracterização: distribuição de idades, enquadramento geológico e estrutural, distribuição regional, relação com o grau de metamorfismo, zonalidade dos grupos, composição química, paragénese, dimensão, forma e estrutura interna.

¹ Departamento de Ciências da Terra – Universidade do Minho, 4710-057 Braga.

Em consequência, as sínteses de enquadramento dos pegmatitos da CCI têm capacidade tipológica e reflectem tendências petrogenéticas e metalogenéticas típicas dos diversos sistemas graníticos.

ABSTRACT: Paragenetic analysis and classification of granitic pegmatites from Central-Iberian Hercynian Belt

Considering the pegmatites distribution at the Hercynian Province, the Central-Iberian Pegmatite Belt (CIPB) is a second order regional and geologic division. The third Hercynian deformation phase and related granite intrusions determine its cartographic configuration. Reference lineaments are locally deflected by granite plutons. Occasionally, granite generates severe thermal anomalies, conditioning the stability and evolution of paragenesis at the surrounding pegmatite systems which leads to specific relations between inner organisation and lithologic diversity at each pegmatite swarm.

Mineralogy and internal structure at the individual pegmatite bodies are the result of propagation of residual granite geochemical anomalies, evolutionary trends and specialisation. The relationship between the diverse pegmatite groups and classes and the genetically linked granites has a good expression in several criteria of description such as: age distribution, geological and structural environment of pegmatite emplacement, relation to metamorphism, zoning at the pegmatite groups, chemical composition of aplite-pegmatites and shape, size and internal structure of the pegmatite bodies.

As a consequence the diverse framework synthesis for CIPB pegmatites have a typological capability, which reflects the petrogenetic and metalogenetic trends specific of the variable pegmatite generating granites.

INTRODUÇÃO

A diversidade dos pegmatitos observados na Província Hercínica é estrutural e paragenética e provém da especialização metalogenética dos granitos parentais, das tendências de fraccionação magmática dos seus termos mais evoluídos e das condições metamórficas e deformacionais dos ambientes de instalação dos respectivos diferenciados.

No NW de Portugal a maioria dos pegmatitos surge num espaço cartográfico com limites geologicamente idênticos aos da Zona Centro-Ibérica, incluindo a subzona Galiza Média – Trás-os-Montes tal como está definida em RIBEIRO *et al.* (1979) (fig.1). A disposição estrutural do Arco Ibero-Armoricano confere-lhe a configuração de uma cintura vasta, a Cintura Pegmatítica Centro-Ibérica (LEAL

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO E CONCEITO DE CCI

A unidade constituinte mais elementar de um conjunto pegmatítico é o corpo aplito-pegmatítico, cujo, conceito alarga o de corpo pegmatítico aplicado na distribuição regional de CERNY (1982). As outras subdivisões deste mesmo autor adoptam-se neste trabalho, desde a unidade englobante a Província Pegmatítica, com as adaptações inerentes ao carácter peculiar das estruturas e composições encontradas na CCI. Constitui-se desta forma o seguinte quadro de subdivisões:

- 1^a ordem – Província Hercínica – A área de aplicação do termo, abrange pelo menos a totalidade do território do NW Peninsular, e inclui todos os pegmatitos e/ou aplito-pegmatitos, de alguma forma relacionados com o metamorfismo e as instalações granitóides associáveis à Orogenia Varisca. Os plutonitos graníticos parentais constituem intrusões em terrenos Paleozóicos e são afectados por deformação atribuída àquela orogenia. O lapso de tempo proposto por CERNY (1982) para a geração pegmatítica Hercínica é de 300-250 MA e foi atribuído para os pegmatitos da cintura Apalachiana no leste dos Estados Unidos da América e também para campos pegmatíticos dispersos pela Europa e Ásia. Os pegmatitos de NW Peninsular correspondem na sua maioria a esta geração, mas os limites de idades absolutas terão que ser ajustados para uma intervalo mais amplo, que inclua a evolução de granitos Hercínicos mais antigos que 300 MA, podendo manter-se apenas o limite para os mais tardios, de 250 MA.
- 2^a ordem – Cintura Centro-Ibérica – Embora a disposição cartográfica dos pegmatitos Hercínicos ultrapasse os limites propostos por LOTZE (1945) para a Zona Centro-Ibérica da Cadeia Hercínica, uma parte importante dos seus afloramentos situa-se nessa zona. As atitudes e trajectórias do alongamento cartográfico, acompanhando a configuração do Arco Ibero-Armoricano e o alongamento dos maciços graníticos sintectónicos do N de Portugal.
- 3^a ordem – Campo aplito-pegmatítico – Idealmente, no sentido de KUSMENKO *et al.* (1976), no território atribuído ao campo devem predominar pegmatitos com uma filiação comum, num único plutonito paterno. A subdivisão campo pegmatítico adoptada para a CCI mantém este âmbito territorial mas inclui como unidades elementares, não só os pegmatitos propriamente ditos, como também os corpos com estruturas aplíticas e pegmatíticas intimamente associadas. Alarga-se o conceito ideal de filiação genética bem definida num único plutonito para o de, colocação estruturalmente condicionada por um único plutonito. Assim o âmbito territorial da designação abarca também outros tipos litológicos e estruturais que de alguma forma se relacionam com pegmatóides. Os principais são veios e filões essencialmente quartzosos de génese variada:

- fusão parcial seguida de segregação metamórfica e colheita de leucossoma em estruturas precoces – veios pegmatóides hiperaluminosos com estrutura interna heterogénea, com andaluzite cardinal na zona intermédia e quartzo no núcleo;
- precipitação em condições pneumatóliticas (acepção de Niggli) em estruturas de colapso peri-plutónicas – veios de quartzo com topázio cardinal na periferia;
- cristalização magmática hipabissal – filões, “sills” e massas de microgranitos, microtonalitos, lamprófiros e pórfiros félsicos potencialmente pegmatóides;
- massas ou corpos originados por alteração deutérica – greisenes e albitos metassomáticos, fácies de enrubescimento ocasionalmente episieníticas e “endo-skarns”.

4ª ordem – Enxame pegmatítico ou aplito-pegmatítico – É um conjunto de pegmatitos cuja implantação está relacionada com uma etapa evolutiva bem definida do plutonito gerador e/ou também relacionada com um episódio mais ou menos bem delimitado da evolução do campo de tensões regionais e locais. Assim ao nível da província deverão existir campos constituídos por um ou mais enxames aplito-pegmatíticos ou grupos pegmatíticos função da complexidade evolutiva do plutonito gerador.

5ª ordem – Corpo, aplito-pegmatito, pegmatito, pegmatóide – Porção litológica ou caixa com uma composição granítica residual ou silicatada hiperaluminosa hipoalcalina, a qual decorre da cristalização/precipitação de diferenciados compósitos (magma, fluido, cristais). Para sugerir o carácter potencialmente pegmatítico e estrutural e composicionalmente englobante, pode ser usado o termo pegmatóide, restringindo o conceito mais vasto de apo-granito, de BURNOL (1978). Os corpos aplito-pegmatitos em sentido estrito têm uma aparência homogénea segundo CAMERON *et al.* (1949), com variadas organizações internas normalmente bandadas que são interpretadas à luz de uma génese complexa, não estritamente controlada pela cristalização “in situ”, como nos modelos de JAHNS e BURNHAM (1969). Nestes casos é necessário invocar a cristalização em condições de fluxo magmático para explicar os acumulados de cristais densos precoces, as fluidalidades e as figuras de transporte (LEAL GOMES, 1994) que coexistem com estruturas tipicamente pegmatíticas nos mesmos corpos. A noção de corpo pegmatítico e a de fácies pegmatítica mantêm--se com a acepção estrutural predominante e uma conotação composicional acessória.

DISCRIMINAÇÃO DOS PEGMATITOS

Os maiores contrastes das características e propriedades dos pegmatitos manifestam-se nos modelos de controlo da instalação e evolução dos diferenciados, na tipologia e evolução químico-mineralógica, nas paragénese de fraccionação culminante, no quadro de evolução termodinâmica e no quadro das mineralizações específicas.

MODELOS DE CONTROLO DA INSTALAÇÃO E EVOLUÇÃO DOS DIFERENCIADOS

A divisão regional, campo pegmatítico, é o nível de organização mais adequado para discriminar estruturalmente os pegmatitos da CCI.

Campos de aplito-pegmatitos exo-graníticos

Em torno de putões graníticos circunscritos com fácies de duas micas e carácter sin-tectónico, verifica-se uma disposição aureolar dos aplito-pegmatitos em faixas de alongamento NW-SE, sub-paralelos ao eixo maior dos afloramentos dos granitos. Esta orientação relaciona-se com a deformação regional D3 Varisca em regime dúctil. Os sectores situados mais próximos dos granitos são referidos como proximais. Os sectores correspondentes às lacunas de afloramentos, por erosão, situam-se nos antiformes adjacentes aos plutonitos, por isso são referidos como sectores dos antiformes adjacentes. Os sectores mais afastados dos plutonitos, que correspondem à deformação regional mais intensa, são referidos como sectores distais. Os sectores de franjas distais dos campos em que podem estar presentes aplito-pegmatitos filiados em outros granitos, referem-se como sectores de interferência. Correspondem a sectores de sombra relativamente à deformação mais tardia de D3, pela presença de maciços graníticos próximos.

Sectores proximais – Observam-se duas atitudes de aplito-pegmatitos:

- Filões radiais – corpos de afloramento transversal ao contacto com o granito parental, apresentam-se “boudinados” e encurvados em D3, aparentemente deslocados sob efeito de uma transcorrência envolvente, que se teria iniciado ainda em regime dúctil;
- “Sills” – corpos de afloramento paralelo ao contacto com uma atitude primitiva subhorizontal, modificada pelos dobramentos D3, mas nos sectores proximais em que se verifica o seu enraizamento nos granitos, manifestam ainda um encurvamento original, inclinando no sentido do granito, o que está estritamente de acordo com a geometria dos “sills” proposta no modelo de implantação de PHILLIPS (1972, 1974) (fig. 2).

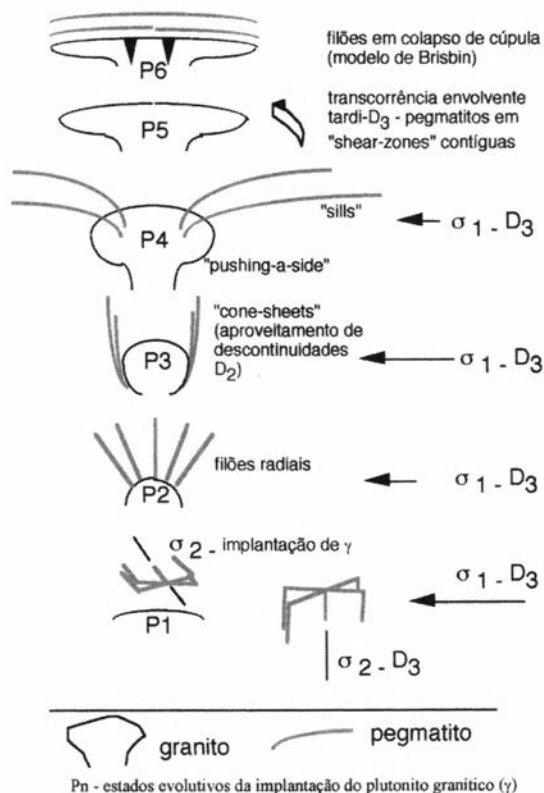


Fig. 2 – Adaptação dos modelos de implantação filoníofana de Philips (1972, 1974) e de Brisbin (1986) à tipologia morfológica dos aplito-pegmatitos exograníticos da CCI.

Sectores dos antififormes adjacentes – Correspondem ao arqueamento de formações metassedimentares encaixantes no decurso de D₃. Podem existir bancadas de referência que marquem as dobras megaescalares adjacentes aos plutonitos paternos. Os afloramentos de aplito-pegmatitos destes sectores revelam uma implantação acima destas bancadas de referência em continuidade, com volumes de expansão lateral dos plutonitos parentais, quando estes manifestam morfologia diapírica. Existem três situações possíveis:

- Corpos “sill” – raros, situam-se sempre nas proximidades da charneira dos antififormes adjacentes, observa-se por isso uma lacuna erosiva no que respeita à sua continuidade.
- “Cone-sheets” – no sector dos antififormes adjacentes podem ocorrer relíquias de estruturas “cone-sheet” que retomam descontinuidades em “duplex” de D₂. O afloramento destes corpos mostra uma trajectória paralela ao contacto do granito e a sua inclinação é centripeta.

Sectores distais – Os sectores distais apresentam a maior variedade de fácies. Incluem corpos dos seguintes tipos:

- Filões cruzados – filões precoces instalados em fracturas conjugadas; são dobrados e “boudinados” por D3.
- “Sills” – corpos das franjas do enxame de “sills”, mais afastadas do plutonito. Os corpos “sill” apresentam dobramento suave e são pouco inclinados.

Conjuntos de pegmatitos intra-graníticos

No contexto da Província Hercínica (sector do NW Ibérico) os pegmatitos graníticos miarolíticos (classificação de GINSBURG *et al.*, 1979) relacionam-se com granitos tardi a pós-tectónicos relativamente à 3ª fase de deformação hercínica (intra-vestefaliana, D3). Na maior parte dos casos trata-se de granitos essencialmente biotíticos, de grão médio a grosseiro, por vezes porfíróides. Verifica-se correlação entre as dimensões e formas dos corpos pegmatíticos e a cronologia da implantação dos granitos parentais (LEAL GOMES, 1995a).

A – Bolsadas irregulares miarolíticas ou maciças

A partir da análise geométrica de frentes de desmonte em minas de quartzo e feldspato, por integração tridimensional, apuram-se formas que podem ser referidas como massas ou bolsadas irregulares. Tanto a forma como a zonografia interna mostram padrões consistentes e características agrupáveis em função da distribuição dos pegmatitos no seio da estrutura dos plutões graníticos hospedeiros.

A evolução morfológica observada num único sistema granítico residual, Arreigada, Paços de Ferreira (fig. 3), mostra massas litológicas correspondentes aos seguintes termos de fraccionação:

- a) *granito parental* – com maior taxa de cristalização e maior viscosidade desempenha o papel de sobrecarga interna na cúpula do plutonito hospedeiro e exerce efeito de barragem à ascensão dos diferenciados pegmatíticos;
- b) *painéis de nucleação acoplada por diferenciação termogravítica* – desenvolvem-se em faixas imediatamente abaixo da sobrecarga e podem evoluir para aplito-pegmatitos internos com transição gradacional para o granito;
- c) *granito ressurgente* – enriquecido em componentes ferromagnesianos representa uma segregação por remoção de constituintes félsicos para os painéis de nucleação acoplada;
- d) *bolsadas circunscritas* – representam compósitos magma/fluido/cristais enclausurados e limitados por interfaces líquido / líquido relativamente ao granito ressurgente – podem evoluir morfológicamente e sofrer fraccionação interna potencialmente geradora de zonalidade.

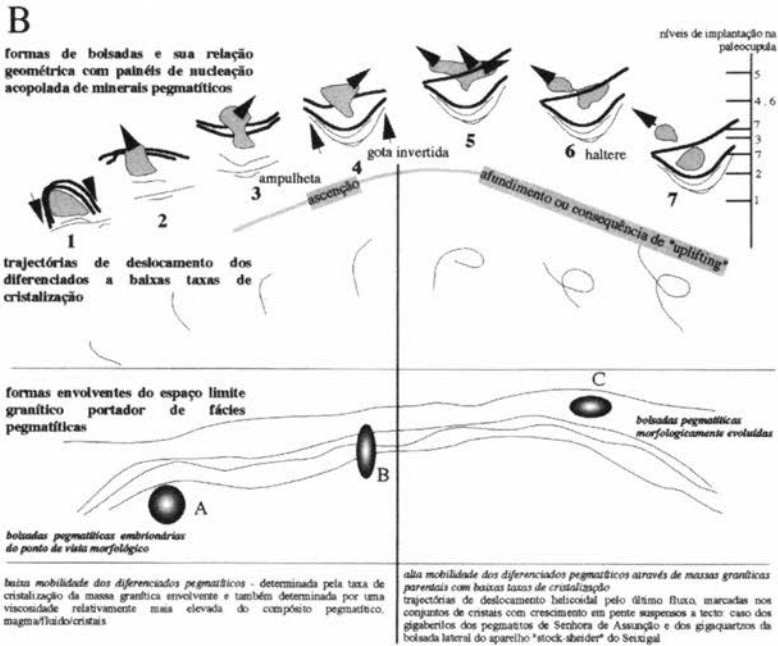
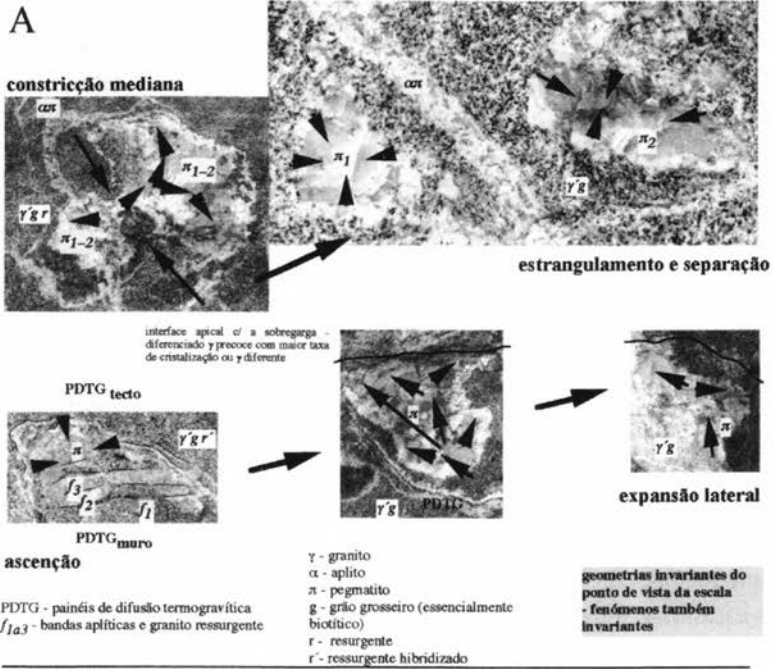


Fig. 3 - Evolução morfológica observada num único conjunto de bolsadas pegmatíticas intragraníticas atribuíveis a um único sistema granítico residual. A - imagens e respectiva análise geométrica; B - cinemática de implantação.

Argumentos petrográficos e fundamentação geoquímica (NABELEK, 1986; GOUANVIC e GAGNY, 1987) sugerem que o carácter oscilatório da venulação retrógrada e a ressurgência granítica podem ter como origem a imiscibilização e o estabelecimento de interfaces líquido/líquido, materializadas pela formação de painéis de estratificação gravítica, só possíveis em ambiente dilatacional ou a muito baixa viscosidade (baixa taxa de cristalização). O modelo exogranito/endogranito com “stocksheider” aplicado ao grande pegmatito do Seixigal em Vidago (PEREIRA *et al.*, 1998) acomoda estas possibilidades. Neste caso o compósito endogranítico disponibiliza os diferenciados que evoluem para compósitos fêlsicos e depois pegmatitos em bandas e bolsadas. A mesma sequência de fenómenos observa-se de forma mais difusa na generalidade dos grupos pegmatíticos intra-graníticos estudados e explica a existência de alguns rosários de bolsadas – Arreigada - Paços de Ferreira (LEAL GOMES, 1984), Senhora de Assunção - Sátão (TRABULO *et al.*, 1995 e LEAL GOMES *et al.*, 1997a) e Ponte da Barca.

O ritmo dimensional das unidades de estruturação litológica das cúpulas graníticas constitui o principal factor determinante do tamanho final das bolsadas. As geometrias não dependem do tamanho dos corpos – são invariantes do ponto de vista escalar. Manifestam uma tendência fractal na forma, quando aglomeradas em conjuntos no seio das irregularidades dos corpos plutónicos hospedeiros, por exemplo as frentes apicais em corredores de “mixing – mingling”, como o que se observa na simplificação transversal patente na figura 4.

As diferentes morfologias e a estrutura interna das bolsadas individuais, ocorrem segundo uma organização definida na heterogeneidade litológica das cúpulas graníticas. Para essa organização pode ser deduzida uma evolução cinemática correspondente à sucessão de etapas de implantação dos pegmatitos (fig. 3).

No modelo da figura 3 a cada estágio evolutivo, correspondem formas temporárias na sequência de implantação que persistem estabilizadas em vários grupos pegmatíticos situados no interior de manchas graníticas do Norte de Portugal. Emerge daqui uma tipologia morfológica que pode ser extrapolada e aplicada à generalidade das ocorrências intragraníticas da CCI.

A reconstituição geométrica das bolsadas, sugere uma cinemática de colocação, essencialmente dependente de fluxo a baixa viscosidade – abaixo do estado de líquido Newtoniano - em porções cupulares dos plutões graníticos, sujeitos a um enriquecimento em voláteis. Nas proximidades de zonas apicais, perante interfaces de contraste de densidade ou contraste de rigidez, podem ser enclausuradas porções de magma com enriquecimento culminante de fluidos, que tendem mais rapidamente para a sobressaturação. Nestas condições é de esperar uma ascensão dos compósitos pegmatíticos ainda a uma baixa taxa de cristalização do hospedeiro – abaixo da barreira de fluência (60% de cristalização).

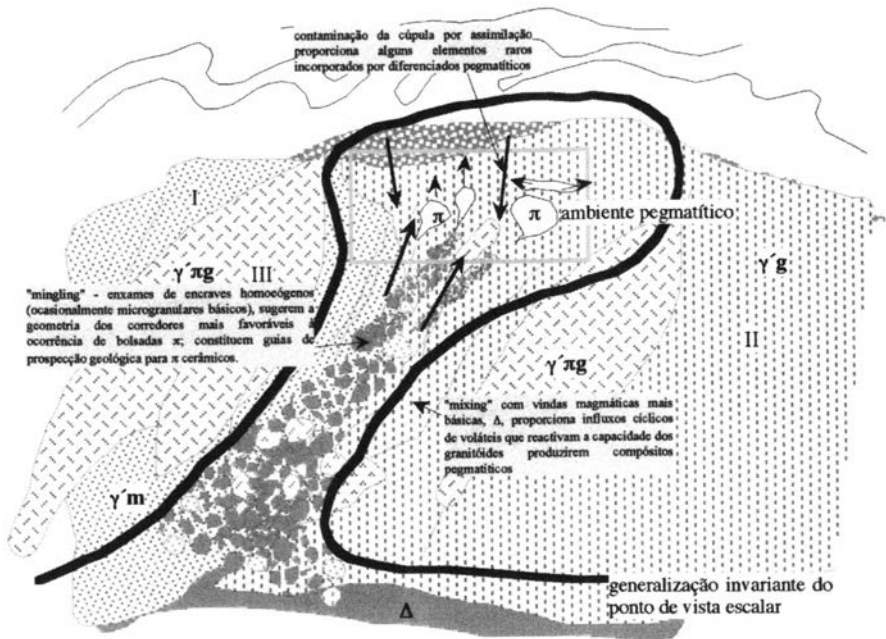


Fig. 4 – Estruturação de um corredor de “mixing-mingling”, no seio de um complexo granítico ascensional. Generalização transversal obtida para o corredor de Azias (Ponte da Barca). I – II – III ordem de implantação dos granitos (relações de intrusão observáveis em afloramento). Granitos essencialmente biotíticos de grão médio - g'm ; de grão grosso - g'g; porfíroides - g'pg; granodioritos e rochas mais básicas – D; pegmatitos – p.

As geometrias internas das bolsadas resultantes, reforçam a sugestão de uma mobilização do tipo diapírico (com padrão similar ao que é modelizado em BRUN, 1981, 1983), a qual é detida por uma interface rígida apical. Ocorrem então as etapas de expansão lateral próprias da evolução diapírica avançada, que podem conduzir à libertação de massas sujeitas a progressão lateral a partir de morfologias em haltere.

O modelo de mobilização diapírica, nas suas etapas iniciais, explica a predominância das formas em gota invertida – “turnip” – e as descolagens ascendentes a partir das morfologias em ampulheta. Nas etapas finais explica-se o achatamento lateral, observado nas fluidalidades, que envolvem os corpos com formas “turnip” amadurecidas.

A mobilização diapírica seria facilitada pela migração de anomalias dos gradientes de densidade e viscosidade de tal forma que as baixas densidades e viscosidades se deslocassem no sentido das frentes de progressão dos diferenciados terminais. Tal migração encontra-se marcada pelo deslocamento ascendente dos painéis de nucleação acoplada, fora dos pegmatitos, nas morfologia de tipo A 1 e também está marcada internamente na progressão lateral dos núcleos de quartzo que se observam nas morfologias B e outras mais evoluídas (fig. 3).

B – Corpos tabulares miarolíticos

Os pegmatitos amazoníticos apresentam uma localização cupular relativamente a plutonitos pós – D3 (LEAL GOMES *et al.* 1997b). A sua implantação pode ser endo-granítica ou exogranítica e está em geral relacionada com fenómenos de desmonte magmático, quer por relaxação interna, geradora de faixas de descompressão tendencialmente horizontais, quer por colapso externo, gerador de rupturas paralelas à configuração da cúpula. Como consequência, a maioria dos pegmatitos amazoníticos apresenta uma atitude sub-horizontal a pouco inclinada, com possanças de ordem decimétrica, em corpos predominantemente tabulares.

Estas formas, dimensões e atitudes estão contempladas no modelo de intrusão – consolidação pegmatítica de BRISBIN (1986), para estados reológicos frágeis (implantação a baixa profundidade) quando ocorre relaxação subvertical, sob pressão dirigida pouco intensa e sem que a presença de uma xistosidade tenha um efeito significativo sobre a configuração final do enxame pegmatítico.

TIPOLOGIA E EVOLUÇÃO QUÍMICO-MINERALÓGICA DOS APLITO-PEGMATITOS EXO-GRANÍTICOS

A discriminação e classificação de fácies homogéneas com importante componente aplítica é possível a partir da geoquímica de rocha total de fácies finas (sem evidências petrográficas de alteração) assumindo que existem derivas composicionais promovidas por alguns agentes complexantes. Trata-se de espécies químicas com voláteis e metais alcalinos e seus ligandos, favoráveis à persistência de condições de fluxo magmático a baixa viscosidade (F, B, Li e P).

Particularmente nos enxames de “sills” a tipologia mais eficaz baseia-se na variabilidade do conteúdo normativo de albite e na sua relação com a expressão mineralógica do Li. Como pressuposto, as tendências de evolução geoquímica primária são o resultado da fraccionação do feldspato potássico (extração a partir do magma). No diagrama QZ-AB-OR (químico-mineralógico, normativo) (TUTTLE e BOWEN, 1958) a conseqüente deriva dos diferenciados projecta-se em direcção ao polo albitico. Esta deriva é potenciada pela acção de agentes depressores do *liquidus* magmático, precisamente os complexantes com voláteis e alcalinos.

Tomando como exemplo paradigmático o enxame de “sills” do campo aplito-pegmatítico da Serra de Arga no Minho (LEAL GOMES, 1994), cujas fácies sujeitas a amostragem e composições tipomórficas constam dos quadros I e II respectivamente, foi ensaiado o tratamento multivariável a partir de um espaço químico condicionado por variáveis multi-catiónicas (LEAL GOMES e LETERRIER, 1995).

Os termos da variabilidade reduzem-se ao espaço tetraédrico, químico-mineralógico patente na figura 5.

QM = $Si + (7/2)Al - (15/2)Li - 9Ca - (13/2)Na - (13/2)K$ => polo: quartzo, moscovite
 PL = $5Ca + 5Na$ => polo: plagioclase
 LI = $6Li$ => polo: aluminossilicatos de Li amidros
 FK = $-(5/2)Al + (5/2)Li + 5Ca + (5/2)Na + (15/2)K$ => polo: feldspato potássico

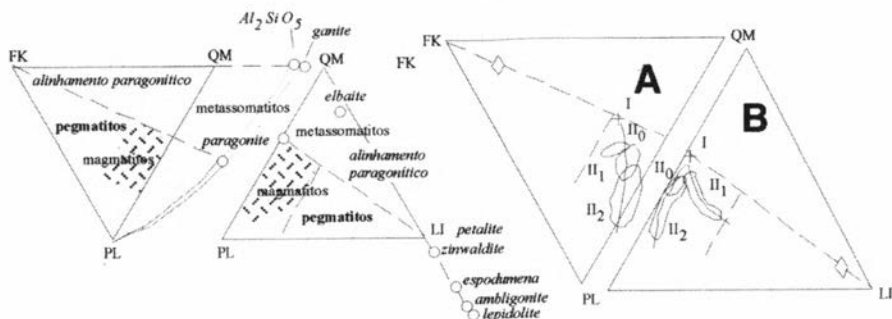


Fig. 5 – Faces FK-PL-QM e QM-PL-LI, do espaço químico tetraédrico. Projecções A e B a partir dos polos, LI e FK, respectivamente. Simbologias como nos quadros 1 e figura 8 adiante. Adaptado de LEAL GOMES e LETERRIER, 1995.

Daqui emergem duas configurações diagramáticas ternárias com capacidade tipológica:

- QM-PL-LI – permite qualificar os tipos líticos, manifestando a discriminação entre fácies albiticas e litiníferas;
- FK-PL-QM – permite localizar os termos quartzo-feldspáticos, salientando o seu eventual carácter hiperaluminoso e discriminando os termos metassomáticos dos que correspondem à diferenciação pegmatóide.

Quadro I – corpos filonianos sujeitos a amostragem no Campo Aplito – Pegmatítico da Serra de Arga (LEAL GOMES, 1994).

Tipo de corpo cronologia e estado evolutivo	Posição no enxame	Composição	Mineralização Be	Mineralização Sn, Nb-Ta	Mineralização Li, Cs
Filões radiais I +	peri-granítica	Granito de duas micas peraluminoso	---	especializado	especializado
"Sills" ap. II ₀ □	intra-granítica	Fácies aplito-pegmatítica - peraluminosa, sódica	---	especializado	especializado
"Sills" peg.- II ₁ ●	exo-granítica	Fácies aplito-pegmatítica - peraluminosa, potássica litinífera	---	cassiterite + Fe-niobite	petalite + espodumena + amblygonite
"Sills" ap.-peg.- II ₂ ○	exo-granítica	Fácies aplito-pegmatítica - peraluminosa, sodiolítica	berilo e raro crisoberilo	cassiterite + Fe-niobite + tapiolite	espodumena + amblygonite ± olenite ± elbaite
Filões E-W fácies paroxismal ◇	exo-granítica distal	Pegmatito - hiperperaluminoso, lítico-potássico	berilo alcalino	Mn tantalite + ixiolite + microlite + cassiterite	lepidolite + elbaite + amblygonite ± lidicoatite ± polucite

Quadro II – Composição química de fácies finas seleccionadas do campo pegmatítico da Serra de Arga (LEAL GOMES 1994).

Óxidos (%Peso)	I	II ₀	II ₀	II ₁	II ₁	II ₂	II ₂	F parox.
SiO ₂	72.19	72.94	74.06	74.52	74.12	70.87	70.50	54.79
Al ₂ O ₃	15.43	14.98	14.50	16.23	16.57	16.89	17.50	27.17
Fe ₂ O ₃	1.06	0.63	0.32	0.32	0.35	0.45	0.28	1.36
MnO	0.03	0.06	0.07	0.00	0.00	0.10	0.00	0.20
MgO	0.12	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
CaO	0.41	0.26	0.24	0.11	0.16	0.17	0.32	0.00
Na ₂ O	3.40	4.44	4.98	4.62	4.82	7.98	5.37	0.51
K ₂ O	4.92	3.44	3.79	2.62	1.92	0.63	2.66	8.85
TiO ₂	0.08	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.64	0.46	0.50	0.34	0.34	1.35	1.37	0.16
P.F.	1.48	1.20	0.96	1.08	1.37	1.43	1.79	5.78
Total	99.76	98.49	99.42	99.84	99.70	99.87	99.79	98.84
Elementos								
F (%peso)	0.17	0.28	0.13	0.04	0.04	0.30	0.11	3.7
Rb (ppm)	509	628	490	400	310	75	656	6758
Ba (ppm)	177	11	18	5	< 5	5	14	20
Be (ppm)	68.4	63.4	47.5	129.6	130.5	131.1	86	19.3
Nb (ppm)	23	22	9	9	< 5	57	64	113
Sn (ppm)	63	117	37	24	24	221	978	678
Li (ppm)	169	528	220	4540	4840	1280	780	12400
Cs (ppm)	n.a.	n.a.	n.a.	16	14	195	31	1930

Neste diagrama verifica-se também uma capacidade de discriminação das tendências evolutivas primárias. Confirma-se a natureza sodio-lítica da fraccionação “sill”, com várias culminações evolutivas solicitadas pelo polo litínifero e sobressai a tendência magmática peraluminosa e o carácter hiperaluminoso mas fortemente litínifero da fácies paroxismal pegmatítica demarcada do campo dos metassomatitos.

A especificidade geoquímica de cada tipo litológico e os agrupamentos com afinidades paragenéticas podem também ser expressos sob a forma de espectros composicionais médios para cada grupo e/ou enxame aplito-pegmatítico (fig. 6), surgindo ainda, destas configurações, uma conotação metalogenética materializada como uma anomalia tipológica.

Considera-se como espectro normal do sistema o que corresponde ao granito radial, pois não apresenta uma sobrevalorização da tendência sódica – albítica-residual, nem reflecte a expressão mineralógica que culmina o efeito complexante e fluidificante do Li no decurso da fraccionação da ortose. Os “sills” apresentam uma anomalia sódica generalizada (de cariz ortomagmático) que se distingue da anomalia lítica, típica das fácies paroxismais (de cariz pegmatítico). Este facto (LEAL GOMES, 1994), sugere uma transição entre os estados paragenéticos clássicos de Niggli, *magmaico/pegmatítico*, caracterizados por condições variáveis de solubilidade das fases fluidas coexistentes com o magma (H₂O em solução, em imiscibilização incipiente ou extensivamente imiscibilizada).

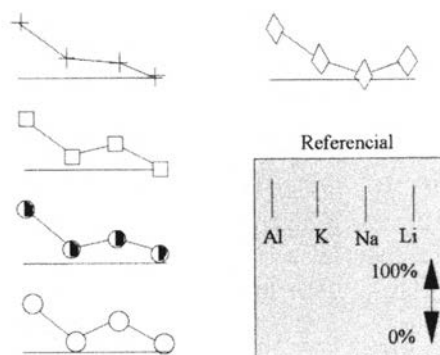


Fig. 6 - Espectros de conteúdos médios para milicatiões por 100g de rocha, de Al, K, Na, Li, normalizados a 100%. A comparação de espectros é relevante dado que em conteúdos catiónicos estequiométricos: Al/K=1 em OR; Al/Na=1 em Ab; Al/Li=1 em petalite, espodumena e amblygonite. Simbologias como no quadro I.

A utilização de um diagrama representativo do sistema residual granítico, Qz-Ab-Or (fig. 7), mostra uma deriva composicional ao nível das fácies presentes em "sills" enraizados no granito, a qual é subparalela à deriva experimental de mínimos ternários desencadeada pela acção complexante do flúor (MANNING, 1981). Desta tendência de suporte (II_0) emergem as diversas tendências "sill" exo-graníticas (II_1 e II_2) que se verificam a diferentes taxas de fraccionamento em II_0 . A disposição das projecções sugere que o flúor deve ser um dos elementos determinantes do alargamento da tendência de suporte. A tendência II_2 pode ser encarada como terminal, emanada de composições ricas em flúor.

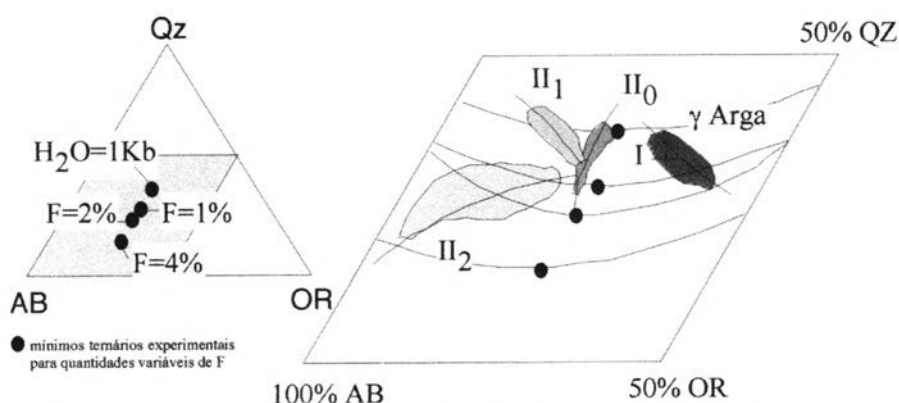


Fig. 7 - Diagrama Qz-Ab-Or com a disposição das fácies correspondentes ao sistema residual do Granito da Serra de Arga (γ Arga). Circulos negros representam os mínimos ternários de MANNING (1981). A nuvens de projecções dizem respeito a composições normativas. Simbologias como no quadro I. Adaptado de LEAL GOMES (1994).

A tendência II_1 poderia dever-se essencialmente ao Li.

Na diferenciação granítica residual de alguns sistemas pegmatíticos, em que existe um conhecimento pormenorizado das trajectórias de evolução geoquímica primária, é possível encontrar indicadores geoquímicos cujo comportamento se relaciona com estádios bem marcados da sequência paragenética. O tratamento dos dados decorre também da abordagem químico-mineralógica (LEAL GOMES e LETERRIER, 1995) (diagramas das figuras 5 e 7) e complementa e explica os aspectos essenciais dessa evolução fazendo intervir a fraccionação dos elementos complexantes e fluidificantes (fig. 8), subentendendo os respectivos coeficientes de partilha entre magma, fluido e cristais.

A tendência de correlação entre Sn e Nb (fig. 9), associada à conexão ternária F-P-Li (fig. 8) sugere a existência de limiares mineralógicos, que por sua vez podem ser relacionados com a modificação das propriedades físicas dos fundentes residuais em cada estágio da expressão metalífera e da nucleação dos minerais cardinais.

Os limiares principais são (fig. 8):

- limiar petalítico – corresponde a suspensão precoce do papel complexante do Li;
- limiar ambligonítico – corresponde à suspensão correlacionada dos efeitos complexantes do P, F e Li;
- limiar lepidolítico – traduz a dissipação tardia do efeito complexante da generalidade dos voláteis e alcalinos que ainda persistem, via enriquecimentos cíclicos, oscilatórios e complementares que sucedem à diferentes etapas fraccionação pegmatítica típica.

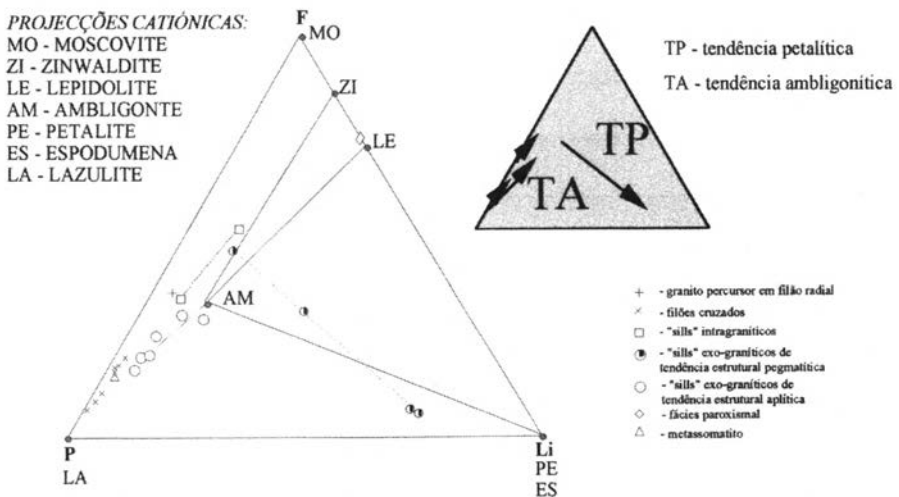
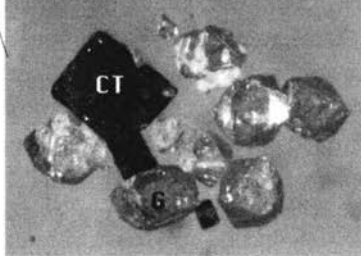
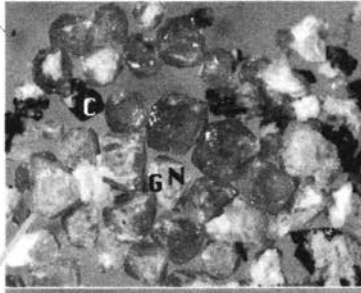
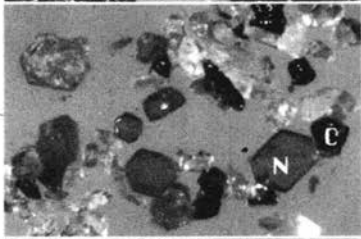
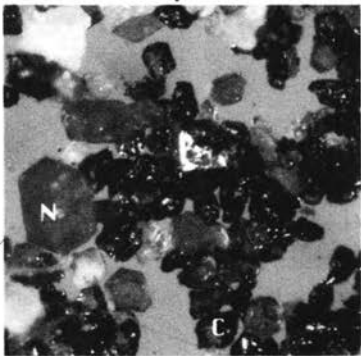
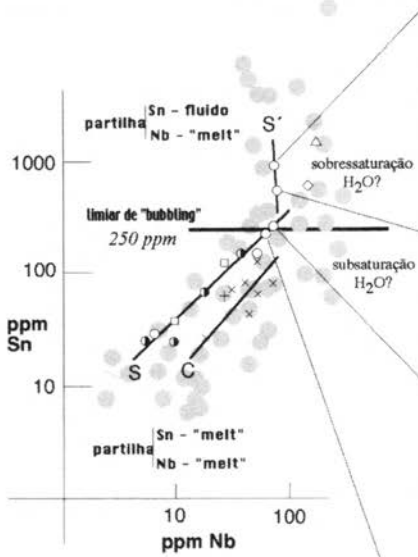


Fig. 8 – Intercondicionamento F-P-Li, próprio das paragéneses litiníferas "sill". Sua relação com as fácies não litiníferas presentes nos filões cruzados. Adaptado de LEAL GOMES, (1995b).

- símbolos para aplito-pegmatitos
 Campo da Serra de Arga
 (discriminação morfológica e quanto ao modo de implantação)
- + - granito percursor em filão radial
 - × - filões cruzados
 - - "sills" intragraníticos
 - - "sills" exo-graníticos de tendência estrutural pegmatítica
 - - "sills" exo-graníticos de tendência estrutural aplítica
 - ◇ - fácies paroxismal
 - △ - metassomatito - produto de greisenização
- - composições químicas de outros aplito-pegmatitos

extracto de minerais densos de fácies aplíticas 0.8 mm



TENDÊNCIAS DE FRACÇÃOÇÃO DO CAMPO DA SERRA DE ARGA
 S - tendência linear atribuída aos magmatitos "sill"
 S' - tendência derivada, atribuída a fácies com disseminação fina de células de estrutura pegmatítica
 C - tendência linear atribuída aos filões cruzados

imagens MEV -ES - sobrecrescimento epitáxico

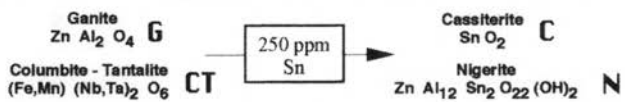
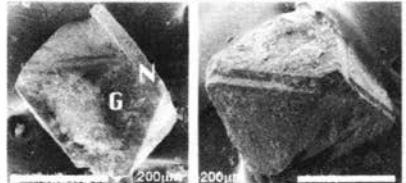


Fig. 9 - Projecção log-log das relações Sn/Nb para amostras de fácies aplíticas. Efeitos da mudança de condições de partilha de Sn e Nb no limiar de imiscibilização incipiente, a 250 ppm de Sn e correspondente mineralização.

O boro sai do sistema precocemente (pode anteceder a intrusão), e gera uma turmalinização do encaixante no domínio schorl-dravite. Em casos raros fica enclausurado em caixas pegmatíticas tardias sendo posteriormente fixado na cristalização de turmalinas oleníticas a elbaíticas – lidicoatíticas coexistentes com lepidolite, B-coockeite, quartzo e cleavelandite em unidades tardias de fácies pegmatíticas de paroxismo evolutivo.

O limiar de saturação aquosa com imiscibilização física de miríades de bolhas não coalescentes (estado de “bubbling”) (fig. 9), tem expressão geoquímica na correlação Sn/Nb aos 250 ppm de Sn. Corresponde-lhe o início da expressão paragenética específica, sobrecrecimento epitáxico de nigerite sobre ganite ou sobre crisoberilo. Assim 250 ppm de Sn, nestas fácies marca a transição entre condições de partilha, magma/fluido, com carácter físico ortomagmático (deposição de espinelas ganíticas por vezes em acumulados) e condições de partilha, magma/fluido/cristais, com carácter físico pegmatítico (deposição de nigerite com nucleação e sobrecrecimento selectivo).

TIPOLOGIA COMPOSICIONAL DOS PEGMATITOS INTRA-GRANÍTICOS

A composição mineralógica não se modifica significativamente com a variabilidade observada ao nível das formas das bolsadas. No máximo, em situações de tipo C 7 (figura 3 atrás), correspondentes à descolagem lateral de morfologias em haltere, verifica-se uma evolução paragenética muito discreta expressa por exemplo na geoquímica de algumas fases minerais essenciais. Cita-se como exemplo a composição e estado estrutural de gigafeldspatos de dois dos maiores pegmatitos conhecidos no grupo de Senhora de Assunção (Sátão – Aguiar da Beira) (LEAL GOMES *et al.* 1997a). Neste caso a julgar pelos indicadores do quadro 3 (particularmente o conteúdo de Cs e Ba e as suas relações com o K) o corpo Sul (feldspatos S) representa um estado evolutivo mais avançado da fraccionação do grupo.

Os diferentes tipos paragenéticos de pegmatitos distinguem-se mais sensivelmente ao nível das associações expressas nas unidades e paragéneses de extremo de fraccionação, as quais, invariavelmente, reflectem a culminação evolutiva determinada por especificidades composicionais herdadas dos magmas graníticos percursos.

102

A divisão maior entre grupos paragenéticos verifica-se entre corpos tabulares de pequena possança, com frequentes cavidades miarolíticas e feldspatos de cariz amazonítico e as bolsadas de grandes dimensões, ocasionalmente miarolíticas (quadros IV e V).

A composição mineralógica essencial (modal) inscreve-se no sistema residual, quartzo-albite-ortoclase. Uma avaliação expedita dos conteúdos das fases essenciais nas diferentes zonas primárias mostra uma fraccionação centrípta ao longo da zonalidade interna, no sentido do quartzo e da unidade nuclear.

Quadro III – Síntese dos parâmetros geoquímicos e estruturais caracterizadores da fase perítica do grupo pegmatítico de S^a de Assunção. Análises químicas efectuadas sobre fase separada pura à lupa. ZI - zona intermédia; ZIE - zona intermédia externa; ZIF - zona intermédia mais feldspática; NQ - núcleo de QZ; ex.e - feldspato exterior enrubescido (periferia da zona marginal, ferruginizada); ber. - berilo. N - amostras do corpo Norte; S - amostras do corpo Sul. OR - feldspato com difractograma de configuração monoclinica (Δ não é determinável); OR>MI - feldspato com difractograma em que os domínios de configuração monoclinica são preponderantes relativamente aos de configuração triclinica; loc. - localização das amostras na estrutura interna. Extraído de LEAL GOMES *et al.* (1997a).

	OR/AB	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Rb	K ₂ O/Rb	Cs	Ba	Rb/Ba	Sr	Pb	Δ	loc.
N1	4.74	0.12	13.62	431	316	<1	168	2.57	40	12	0.89	ex.e
N3	13.66	0.12	16.41	449	365	<1	122	3.68	22	<5	0.80	ZI
N6	3.07	<0.04	12.99	1360	95	44	27	50.37	<10	37	OR	ZI-NQ
N10	3.40	<0.04	13.38	1190	112	<1	73	16.30	17	10	0.83	ZI-NQ
N12	3.92	<0.04	14.40	1360	106	<1	157	8.66	29	9	0.88	ZI-NQ
N14	24.72	0.12	14.29	860	166	<1	279	3.08	31	20	0.89	ex.e
S3	49.67	0.09	18.12	1290	140	35	73	17.67	19	13	0.79	ZIE
S4	40.56	0.05	18.53	1950	95	68	310	6.29	20	15	0.84	ZIF-NQ
S5	4.34	<0.04	14.71	2460	60	186	19	129.47	<10	24	OR	ZIF+ber.
S6	3.71	<0.04	14.49	2060	70	139	23	89.57	<10	40	OR	ZIF
S8E	8.07	0.07	16.31	1900	86	123	63	30.16	16	<5	0.83	ZIF-NQ
S9	3.21	<0.04	13.92	1540	90	70	31	49.68	<10	34	OR>MI	ZIE

Na transição evolutiva dirigida às unidades tardias, a tendência composicional refracta-se dirigindo-se ao polo Ab. Em alguns casos surge ainda uma inflexão terminal no sentido do polo Or.

Tipicamente os percursos evolutivos são triangulares, cíclicos, e subparalelos aos lados do diagrama Qz-Ab-Or e totalmente distintos da deriva de mínimos ternários de MANNING (1981) (fig. 7), a qual é tendencialmente albitica, para um incremento da quantidade de flúor residual.

Quadro 4 – Características dos pegmatitos miarolíticos tabulares - T. Sublinham-se os acessórios tipomórficos.

Estrutura interna	Paragénesis de paroxismo de fraccionação	Grupos típicos	Granitos hospedeiros
(T.I) Heterogéneo - miarolítico	topázio, quartzo	Queiriga, (Sátão)	Granito biotítico porfiróide Tardi-tectónico
(T.II) Homogéneo a heterogéneo	Andaluzite Lazulite-scorzalite Triplite-zwieselite e outros fosfatos de Fe moscovite, berilo	Lourinhal (Ponte de Lima)	
(T.III) Heterogéneo - localmente miarolítico	microclima (amazonite enrubescida), quartzo fumado, clevelandite, clorite, sulfuretos, óxidos de Fe, Ti e U, argilas, calcite	Taião (Valença) Formelos-Gerês (T. Bouro)	Granito biotítico pós-tectónico de Monção e do Gerês
(T.IV) Heterogéneo - fortemente miarolítico	quartzo fumado, clevelandite, microclima, fluorite, aragonite, topázio	Gerês (T. Bouro)	

Quadro 5 – Características das bolsas por vezes miarolíticas - B. Sublinham-se os acessórios tipomórficos.

Estrutura interna	Paragéneses de paroxismo de fraccionação	Grupos típicos	Granitos hospedeiros
(B.I) Fortemente zonado localmente miarolítico	quartzo hialino, quartzo fumado, Bi nativo, cosalite, arsenopirite, carbonatos	Arreigada (Paços de Ferreira)	Granito porfiróide biotítico (séries associadas ao cisalhamento, Vigo-Régua)
(B.II) Zonado	quartzo hialino, quartzo fumado, pirite, pirrotite, arsenopirite, clorite		
(B.III) Fortemente zonado com massas de substituição volumosas	moscovite botrióide, celadonite, fluorapatite, adulária, microclima, quartzo hialino	(Marco de Canavezes)	
(B.IV) Pouco zonado	triplite-zwieselite alaudite, eosforite, fosfosiderite, pirite, quartzo, galena, molibdenite	Bustelo-Várzea Cova (Fafe) (Ponte da Barca)	
(B.V) Pouco zonado com massas de substituição volumosas	moscovite, taeniolite, lepidolite, ambligonite, elbaite berilo, columbite-tantalite microlite	Dornas (Amares) (Vieira do Minho)	
(B.VI) Fortemente zonado	apatite, turmalina, pirrotite, pirite, andaluzite, diásporo/gibbsite, ilmenite, ilmenorútilo	Paredes (Terras de Bouro)	
(B.VII) Quase homogéneo a pouco zonado "bandado"	clorite, pecheblenda, pirite, triplite	Covide (Terras de Bouro)	Granito biotítico pós-tectónico

QUADRO DE EVOLUÇÃO TERMODINÂMICA, ISOQUÍMICA A ALOQUÍMICA

Do ponto de vista termo-tectónico é possível distinguir as condições que presidem à implantação dos pegmatitos. A diversidade e evolução das paragénese primárias é afectada pela pressão e temperatura da rocha encaixante na altura da instalação.

As grelhas petrogenéticas BASH (BARTON, 1986), e LASH (LONDON, 1984) são eficazes para distinguir condições de equilíbrio e evolução ao nível de cada linhagem evolutiva.

A evolução em *subsolidus* tem expressão nas mesmas grelhas petrogenéticas (fig. 10). SISTEMA BASH

Intervêm os minerais: berilo (BER), albite (AB), ortose (FK), crisoberilo (CRIS), quartzo (QZ) e por vezes silimanite; L é um líquido – potencialmente um fundente silicatado (FRANZ e MORTEANI, 1981; 1984). As transformações neste sistema explicam a reorganização paragenética dos filões cruzados e pegmatóides hiperaluminosos precoces – segregações metamórficas em inter-fase D2-D3 e correspondentes colheitas venulares de leucossoma hiperaluminoso.

As reacções,



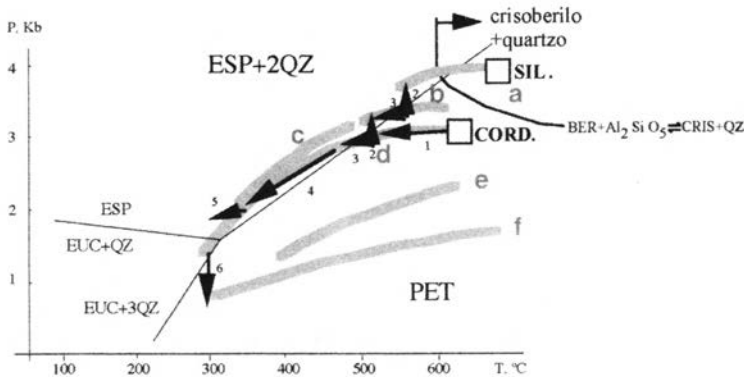
$0.75 \text{ BER} + 2 \text{ FK} \rightleftharpoons 1.25 \text{ CRIS} + 1.5 \text{ QZ} + 1.0 \text{ L} \quad (2)$, (1CRIS:1.3QZ modais, em auréolas de berilo),

explicam as coexistências:

- 1 – *crisoberilos primários em magmatitos granulares - berilos em estruturas pegmatíticas do mesmo filão, p/ reactivação ou fraccionação;*
- 2 – *crisoberilos secundários em pegmatitos típicos - berilos na mesma fácies, p/ reacção.*

A temperatura atingida no início de D3, pelo menos em alguns sectores dos campos aplito-pegmatíticos, foi suficientemente elevada não só para metamorfizar os pegmatitos até à transição berilo => crisoberilo, como também, para condicionar a cristalização de um líquido rico em BeO, formando-se crisoberilo (associação CRIS.+QZ, após reactivação intrusiva, “telescoping” homoeógeno ou fraccionação).

Esta possibilidade é compatível com a ocorrência localizada de uma silimanite prismática, precoce em D3, nos metassedimentos, veios de QZ + ANDALUZITE e pegmatitos.



- a** - fraccionamento dos pegmatóides hiperaluminosos de segregação metamórfica e pegmatitos de filões cruzados
- b** - fraccionamento dos aplito - pegmatitos do Rebentão (Queirga)
- c** - fraccionamento dos aplito - pegmatitos de Viana do Castelo
- d** - fraccionamento dos aplito - pegmatitos e pegmatitos litíferos do enxame "sil" da Serra de Arga
- e** - fraccionamento dos pegmatitos de bolsadas e massas irregulares intragraníticas - seguida de metassomatismo
- f** - fraccionamento dos pegmatitos tabulares miarolíticos - amazoníticos - seguida de metassomatismo

- 1 - fraccionamento dos "sills" petalíticos
- 2 - transição da monovariância PET. => ESP. + 2 QZ por incremento de pressão
- 3 - transição regressiva da monovariância PET. => ESP. + 2 QZ
- 4 - fraccionamento de "sils" com espodumena e ou ambligonite
- 5 - inclusões aquo-carbónicas em elbaite 1.5 - 1.3 Kb a 360 - 300 °C
- 6 - cristalização das elbaite-Idicoatites róseas e homogéneas
 - diminuição da acidez; dissipação do efeito complexante do flúor; empobrecimento em potássio
 - transição da monovariância EUC. + 3 QZ => PET

Fig. 10 – Localização dos estados paragenéticos e diferentes tipos de aplito-pegmatitos e pegmatitos da CCI, no sistema dos aluminossilicatos de Li anidros.

SISTEMA LASH

Intervêm os minerais: petalite (PET), espodumena (ESP), eucryptite (EUC), lepidolite (LEP), ambligonite-montebrasite (AMB), quartzo (QZ), albita (AB) e moscovite (MO). Os “sills” têm como paragéneses marcadoras da evolução as que se inscrevem neste sistema. Os respectivos reequilíbrios são os mais tardios.

A transformação isoquímica PET. => ESP. + 2QZ, patente em todos os “sills” petalíticos deve ser a primeira reorganização em *subsolidus* das paragéneses líticas. Ela expressa-se claramente em termos texturais e nas proporções modais dos produtos, QZ e ESP e deve ter ocorrido às condições de referência, P=2.7Kb - T=490°C (LEAL GOMES e LOPES NUNES, 1990; LEAL GOMES 1994). Pode resultar de condições P,T favoráveis a uma regressão paragenética tardi-D3, dado que a petalite cristalizou a temperaturas anômalas (acima da blastese cordierítica - > 640°C - relacionada com a intrusão e consolidação de granitóides) mas o conteúdo modal de espodumena e quartzo aumenta ao longo de corredores de cisalhamento tardi-D3 (LEAL GOMES e LOPES NUNES, 1990). Isto sugere que o incremento da pressão potencia o colapso e decaimento da petalite primária de alta temperatura já em desequilíbrio - ver diagrama da figura 10 atrás.

As transformações posteriores são aloquímicas mas não afectam a petalite.

Existem três formas tardias e eventualmente encadeadas de reorganização em “subsolidus” das paragéneses litíferas:

- A - *metassomatismo precoce sodio-lítico* - substituição generalizada de megaFK(s) precoces (filões cruzados), por associações finamente granulares de AB+ESP. Por vezes ocorrem pseudomorfoses após FK (“sills”).
- B - *metassomatismo tardio sódico* - substituição de alguns núcleos de espodumena, isolados, por associações finamente granulares de EUC+AB. A substituição pode ser acompanhada de albitização dos FK(s) coexistentes.
- C - *metassomatismo potássico (greisenização)* - as substituições mais frequentes são as seguintes:

<i>Minerais essenciais</i>	<i>Paragéneses líticas</i>
Ab I, Ab II => MICA ± QZ	ESP=>LEP ± QZ±cockeite
FK=>MICA + QZ	AMB=>LEP.
MICA I=>MICA II + QZ	

106

As transformações A e B, correspondentes a *metassomatismo alcalino*, podem decompor-se em tendências sucessivas eventualmente encadeadas:

Tendência	Massa afectada	Desequilíbrio	Produtos
(A) ₁ reactivação “sill”	FK, filões cruzados	aumento, Na±Li	AB±ESP±QZ
(A) ₂ (subsaturação quartzosa)	núcleo de megaFK(s)	aumento, Na/Li	AB±ESP
(B) ₁ (Subsaturação quartzosa)	núcleo de megaESP(s)	2ESP+Na/Li	⇌ EUC+AB
(B) ₂ (sobresaturação quartzosa)	núcleo de megaESP(s)	EUC+2QZ+Na/Li	⇌ AB

O metassomatismo alcalino varia de essencialmente sódio-lítico e precoce (afectando associações potássicas dos "sills" e filões cruzados) até predominantemente céσιο-lítico, afectando corpos e paragéneseis mais tardias com abundantes minerais de Li (filões de paroxismo evolutivo com paragéneseis LCT - com mineralização de Li, Cs e Ta - controladas por estruturas dúcteis frágeis tardi-D3).

As transformações C, correspondentes ao *metassomatismo ácido* (*greisenização*), têm como reacção chave,



Contudo nas pseudomorfozes após espodumena surge unicamente lepidolite ou quando muito lepidolite±coockeite, provavelmente pelo facto de uma parte da sílica libertada poder ser incorporada em micas com relações Si/Al mais elevadas. Não é introduzido Li no sistema. Observa-se sim uma redistribuição do Li primário. A petalite permanece em equilíbrio neste processo e a sua substituição para filossilicatos de Li passa necessariamente por um estado intermédio de decaimento para espodumena, esta sim, efectivamente substituída pela clorite, mica e argila.

BIBLIOGRAFIA

- BARTON, M.D. (1986) – Phase equilibria and thermodynamic properties of minerals in the system BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, with petrologic applications. *American Mineral.*, 71, pp. 277-300.
- BRISBIN, P. (1986) – Mechanics of pegmatite intrusion. *American Mineral.*, v.71, pp. 644-651.
- BRUN, J.P. (1981) – Instabilités gravitaires et deformation de la croute continentale. *These, Université de Rennes I, France.*
- BRUN, J.P. (1983) – L'origine des dômes gneissiques: modèles et tests. *Bull. Soc. Géol. France* (7), t. XXV, n°2, pp. 219-228.
- BURNOL, L. (1978) – Different types of leucogranites and classification of the types of mineralization associated with acid magmatism in the north-western part of the french massif central. *Metallization Associated with Acid Magmatism*, vol. 3, pp. 179-190.
- CAMERON, E.N.; JAHNS, R.H.; MCNAIR, A.; PAGE, L.R. (1949) – Internal Structure of granitic pegmatites. *Econ. Geol. Monogr.* 2, 115p..
- CERNY, P. (1982) – Anatomy and classification of granitic pegmatites. *MACshort Course Handbook* 8, pp. 1-39.
- FRANZ, G.; MORTEANI, G. (1981) – The System BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: Hydrothermal investigation of the stability of beryl and euclase in the range from 1 to 6 Kb and 400 to 800°C. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 140, pp.273-299.
- FRANZ, G.; MORTEANI, G. (1984) – The formation of chrysoberyl in metamorphosed pegmatites *J.Petrol.* 25, pp.27-52.
- GINZBOURG, A.; TIMOFEYEV, I.; FELDMAN, L. (1979) – Principles of Geology of the Granitic Pegmatites. *Nedra, Moscow (tradução inglesa).*
- GOUANVIC, Y.; GAGNY, C. (1987) – Contribution à l'étude des litages pegmatiques: l'exemple de la pegmatite de Covide (Nord - Portugal). *Geologische Rundschau*, 76/1, pp. 125-135.
- JAHNS, R.H.; BURNHAM, C.W. (1969) – Experimental studies of pegmatite genesis: a model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Econ. Geol.*, 64, pp. 843-864.

- JULIVERT, M.; FONTBOÉ, J.M.; RIBEIRO, A.; CONDE, L.A. (1974) – Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E.: 1:1.000.000 y memoria explicativa. *Publ. IGME*, pp. 1-113.
- KUSMENKO, M.V. (ed) (1976) – Rare-element granitic pegmatite fields (geochemical specialization and distribution). *Nauka, Moscow*, 332 p. (em russo) (trad. Can.).
- LEAL GOMES, C. (1984) – Ocorrência de andaluzite em pegmatitos da região de Arreigada (Paços de Ferreira - Porto). *Memórias e Notícias. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, 98, pp. 175-194.
- LEAL GOMES, C. (1994) – Estudo estrutural e paragenético de um sistema pegmatóide granítico. - O campo aplito-pegmatítico de Arga - Minho (Portugal). *Tese de Doutoramento: Universidade do Minho - Braga*; 695p
- LEAL GOMES, C. (1995a) – Anatomia e classificação de pegmatitos cerâmicos intragraníticos do Norte de Portugal. *Memórias nº4, Publ. Museu Lab. Min. Geol., Univ. Porto*, pp. 725-729.
- LEAL GOMES, C. (1995b) – Relações de complexação/ mineralização a partir de magmas pegmatóides no sistema granítico residual de Arga-Minho - N de Portugal. *Memórias nº4, Publ. Museu Lab. Min. Geol., Univ. Porto*, pp. 731-734
- LEAL GOMES, C. (1997) – Evolução em *subsolidus* de paragêneses pegmatíticas - Sistema granítico residual da Serra de Arga (Minho-N de Portugal). *Actas da X Semana de Geoquímica - IV Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, pp. 195-198
- LEAL GOMES, C.; LETERRIER, J. (1995) – Tipologia composicional e evolução geoquímica em sistemas pegmatóides graníticos. Tendências primárias do sistema de Arga-Minho - N de Portugal. *Memórias nº4, Publ. Museu Lab. Min. Geol., Univ. Porto*, pp. 735-740
- LEAL GOMES, C.; NEVES, L. J. P. F.; LOPES NUNES, J. E.; GODINHO, M. M. (1997b) – Caracterização das amazonites pegmatíticas de granitos pós-tectónicos do Norte de Portugal. I - Modo de ocorrência, estado estrutural e geoquímica. “Comunicações” - Pires, C.C.; Gomes, M.E.P.; Coke, C. (Eds.) - *PICG 376 - xiv reunião de geologia do Oeste Peninsular*, pp. 91-96.
- LEAL GOMES, C.; NUNES J.L. (1990) – As paragêneses correspondentes à mineralização litínifera do campo aplito-pegmatítico de Arga-Minho (Norte de Portugal). *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, 109, pp. 131-166.
- LEAL GOMES, C.; TRABULO, L.C.; NUNES, J. L. (1997a) – Caracterização geoquímica da fase feldspática do grupo pegmatítico de S^a de Assunção - Aguiar da Beira - Portugal. Implicações petrogenéticas. “Comunicações” - Pires, C.C.; Gomes, M.E.P.; Coke, C. (Eds.) - *PICG 376 - xiv reunião de geologia do Oeste Peninsular*, pp. 97-102.
- LONDON, D. (1984) – Experimental phase equilibria in the system Li Al SiO₄-SiO₂-H₂O: a petrogenetic grid for the lithium - rich pegmatites. *Amer. Mineral.*, 69, pp.995-1004.
- LOTZE, F. (1945) – Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, pp. 78-92
- 108 MANNING, D.A.C. (1981) – The effect of fluorine on liquidus phase relations in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1Kb. *Contr. Mineral. Petrol.*, 76, pp. 206-215.
- NABELEK, P.I. (1986) – Trace-element modeling of the petrogenesis of granophyres and aplites in the Notch Peak granitic stock, Utah. *Amer. Mineral.*, 71, pp. 460-471.
- PEREIRA, M. F. C.; GOMES, C. L.; AIRES-BARROS (1998) – Análise estrutural e modo de instalação do pegmatito granítico de Pereira de Selão - Vidago (N de Portugal). *Comunicações I G M, T 84, Fasc. 1*, pp. B-43, B-46.
- PHILLIPS, W.J. (1972) – Hydraulic fracturing and mineralization. *Q.J.G.S., London*, 128, pp. 33-359.

- PHILLIPS, W.J. (1974) – The dynamic emplacement of cone-sheets. *Tectonophysics*, 24, pp. 69-84.
- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M.T.; FERREIRA, M.P.; ROCHA, R.B.; SOARES, A.F.; ZBYSZEWSKY, G.; ALMEIDA, F.M.; CARVALHO, D.; MONTEIRO J.H. (1979) – Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serv. Geol. Portugal, Lisboa*, 114 p.
- TRABULO, L.C.; LEAL GOMES, C.; LOPES NUNES, J. (1995) – Enquadramento geológico estrutura e paragénesis do grupo pegmatítico de Senhora de Assunção - Aguiar da Beira - centro de Portugal. *Memórias n°4, Publ. Mus. Lab. Min. Geol., Univ. Porto*, pp. 837-841.
- TUTTLE, O.F.; BOWEN, N.L. (1958) – Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . *Mem. Geol. Soc. America*, No 74.

ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS EM MINERAIS DA UNIDADE DE JASPES E CARBONATOS DA MINA DE NEVES CORVO

A. MOURA¹

PALAVRAS-CHAVE: jaspes, fluidos, Neves Corvo.

KEY WORDS: jasper, fluids, Neves Corvo.

RESUMO

Foi efectuado um estudo de inclusões fluidas em quartzos e carbonatos da unidade de jaspes e carbonatos da mina de Neves Corvo com o intuito de se conhecer um pouco melhor a história geológica desta Unidade. No quartzo os fluidos são de três tipos: aquocarbónicos formando CO₂ líquido à temperatura ambiente, aquocarbónicos apenas formando clatratos, e aquosos, todos de baixa salinidade. Nos carbonatos os fluidos são aquosos e bastante salinos, provavelmente, com iões bivalentes. Ambos os minerais e a calcopirite associada foram muito provavelmente formados durante o metamorfismo orogénico.

ABSTRACT: Fluid inclusions in the minerals of the Jaspes e Carbonates Unit of the Neves Corvo Mine

A study of fluid inclusions inside quartz and carbonate from the Jaspes and Carbonatos Unit of the Neves Corvo mine was undertaken in order to unravel a piece of the geological history of this Unit. In the quartz the observed fluids are of three types: aqueous carbonic with liquid CO₂ at room temperature, aqueous carbonic forming clathrates, and aqueous fluids, all of them with low salinities.

¹ Centro de Geologia da Universidade do Porto & Dep. Geologia, Fac. Ciências, Univ. do Porto.

In the carbonate the fluids are highly saline most likely with bivalent ions as the main solutes. Both minerals and the associated chalcopyrite were most probably formed during the orogenic metamorphism.

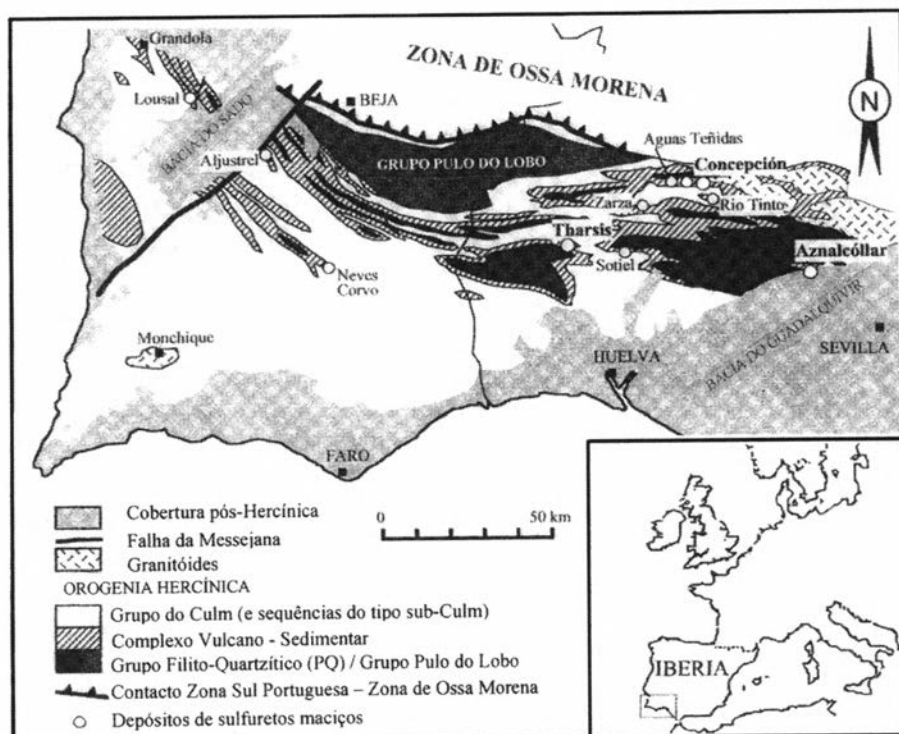
INTRODUÇÃO

Os jaspes são conhecidos na Faixa Piritosa Ibérica como guias da mineralização, provavelmente, desde tempos muito antigos, já que afloram em vários locais, associados a importantes massas de sulfuretos maciços (ex. Aljustrel). De acordo com BARRIGA (1983) e BARRIGA e FYFE (1988) os jaspes foram formados como sedimentos químicos siliciosos numa fase precursora da deposição das massas de sulfuretos maciços. O modelo proposto para Neves Corvo (MIRÃO *et al.*, 1997) é genericamente análogo ao proposto por BARRIGA (1983) para Aljustrel, e diz unicamente respeito à génese da unidade e às subsequentes e imediatas modificações. Não contempla as modificações sin a pós-orogénicas. Em Neves Corvo esta Unidade está normalmente situada a tecto do minério maciço ou do minério rubané de cobre, tendo uma espessura muito variável (média de 1-2 m) podendo chegar aos 6 m. Movimentos sinsedimentares, ou tectónicos posteriores à génese da unidade, ocasionaram o seu desmembramento pelo que, localmente, a unidade não é observada.

GEOLOGIA REGIONAL

A mina de Neves Corvo situa-se na Faixa Piritosa Ibérica (FPI- ver fig. 1), a maior província de sulfuretos maciços a nível mundial. A FPI é composta por três unidades geológicas: 1- Grupo Filito-Quartzítico (PQ) composto essencialmente por filitos e quartzitos. Os membros superiores desta formação têm idade devónica terminal (Estruniano, ~ 354 milhões de anos), não sendo conhecida a base; 2- Complexo Vulcano Sedimentar (CVS) composto por metavulcanitos de composição variada (ácidos e básicos) e por metassedimentos (xistos, xistos negros, xistos verdes, xistos borra-de-vinho, tufitos). O CVS divide-se em dois, um inferior de idade Devónica (Estruniano) e outro superior de idade Carbonífera (Viseano); 3- Formação de Mértola, de idade Viseana, composta principalmente por xistos e grauvaques.

A situação geotectónica da formação inicial da FPI é um tema não isento de controvérsia, no entanto, a teoria que parece mais consistente aponta para que esta tenha constituído uma bacia intracontinental, do tipo *pull apart*, durante o Devónico terminal. O regime transtensivo deu lugar, durante o Viseano a um regime transpressivo durante o qual, e em associação com metamorfismo orogénico da fácies prehnite-pumpellyite, a FPI se transformou na faixa de carreamentos actualmente observável.



BREVE NOTA SOBRE A GEOLOGIA DE NEVES CORVO

A coluna estratigráfica na região de Neves Corvo é composta por uma sucessão alóctone e uma autóctone. De acordo com Oliveira et al., 1997a,b, a primeira é composta por formações de idade Viseano A tardio e formações de idade Viseano inferior. A segunda é composta por litologias do PQ e formações do CVS inferior (ambas do Fameniano médio a superior). Na zona do minério a sucessão engloba (de baixo para cima): minérios do tipo *stockwork* (localmente designados fissural), minério maciço (de cobre, de zinco ou “complexo”) e minérios do tipo *rubané* (de cobre e de estanho). Mineralização maciça, sem interesse económico (180 Mt com < 2% Cu) encontra-se associada aos minérios maciços. As principais características de Neves Corvo, em comparação com as restantes minas da FPI e mesmo quaisquer outros jazigos de sulfuretos maciços, são a abundância de estanho e os altos teores em cobre e em estanho.

A unidade de jaspes e carbonatos, constituída maioritariamente pelos minerais homónimos, encontra-se associada a xistos cloríticos e sericíticos e ocorre no topo da Formação de Neves, ou em contacto directo com os sulfuretos maciços.

MINERALOGIA DA UNIDADE DE JASPES E CARBONATOS (JC)

Macroscopicamente observam-se duas formas de sílica (quartzo leitoso e *chert* ou jaspe cinzento claro ou vermelho), carbonatos e mais raramente clorite. Os sulfuretos (principalmente calcopirite) são também muitas vezes encontrados, e por vezes em quantidades que, pontualmente, podem tornar a sua extracção económica, a par do minério RC que frequentemente estabelece o contacto a muro (no jazigo do Corvo). Os minerais que pelas suas características ópticas permitiram o estudo das inclusões fluidas foram o quartzo (principalmente) e o carbonato.

AMOSTRAGEM E PETROGRAFIA DO QUARTZO

Foram estudadas amostras provenientes de três sondagens (ver tabela I).

114

As IF foram estudadas em quartzos equidimensionais, entre 0,1 e 6 mm, relativamente límpidos, praticamente não deformados, análogos aos descritos como quartzo II no minério fissural cuprífero (MOURA, 2003). Contudo observam-se também zonas de quartzo estirado (até 6 mm de comprimento maior) análogos aos que se observam no carreamento principal (MOURA *et al.*, 2001). Na amostra 78 (imagem da amostra na fig. 3) observou-se, ao microscópio, um quartzo muito menos límpido que os restantes, mais deformado e com bordos serrilhados; neste quartzo não se revelou possível o estudo dos fluidos.

MÉTODOS ANALÍTICOS

Para o estudo das inclusões fluidas (IF) foram utilizadas as técnicas de microtermometria, análises de espectroscopia Raman (ambas existentes no Centro de Geologia da Universidade do Porto) e microsonda PIXE.

A criometria foi efectuada numa platina *Chaixmeca* (POTY *et al.*, 1976) operando entre os +30 °C e os -180 °C; o aquecimento foi efectuada numa platina *Linkan 600* (SHEPHERD *et al.*, 1981) manuseada entre os +30 °C e os +400 °C. Ambas as platinas foram periodicamente calibradas com recurso a inclusões fluidas sintéticas, inclusões fluidas naturais do quartzo de Calanda (Alpes suíços) ou compostos químicos variados. A precisão das observações é de $\pm 0,1$ °C, na platina *Chaixmeca*, e de ± 1 °C, a cerca de 300 °C, na platina *Linkan*.

As análises de microespectroscopia Raman foram efectuadas numa microsonda *Labram Dilor - Jobin Yvon-Spex* de laser vermelho de He-Ne de 20 mW com radiação excitante $\lambda = 632,8$ nm

As análises de microPIXE (RYAN *et al.*, 1993) efectuadas por Chrys Ryan no *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization* (CSIRO) em Sydney, Austrália, utilizaram um feixe de prótons acelerados a 3 MeV, focados num diâmetro $\geq 1,3$ μm .

TIPO DE FLUIDOS

Encontraram-se quatro tipos de fluidos: três no quartzo e um no carbonato. A dimensão das IF varia de 5 a 20 μm . Um dos mais importantes parâmetros na caracterização das IF é designado Flw (do inglês *filling water*) e é a razão entre o volume da fase aquosa e o volume total da IF.

Fluido Lc-w: é um fluido aquocarbónico formando IF compostas, principalmente, por água e dióxido de carbono (líquido e vapor, à temperatura ambiente). A componente volátil encerra uma pequena quantidade de metano (até 2 %) conforme se pôde constatar em análises Raman. O seu Flw é de 0,80. Dada a limpidez do quartzo, o tamanho e a localização (superficial) destas IF, por vezes elas são observáveis como trifásicas mesmo com uma objectiva de 20 \times .

Fluido Lw-c: é também um fluido aquocarbónico, contudo com menor quantidade de CO₂ já que nunca forma CO₂ líquido, apenas forma clatratos (hidratos de CO₂) a temperaturas negativas. A temperatura de fusão dos clatratos é proporcional à salinidade do fluido. São menos frequentes que as IF anteriores. Encontram-se muitas vezes nos mesmos cristais, constituindo pequenos grupos de IF. Têm formas, dimensões e Flw idênticos às IF Lc-w.

Tabela I – Dados referentes à amostragem estudada na unidade de jaspes e carbonatos.

Referência da amostra	Jazigo	Sondagem	Comprimento total (m)	Espessura da unidade JC(m)	Localização da amostra (m)
29	Graça	AG 150	81,75	1,60	52,20
44	Neves	AN 11	198,35	4,30	39,75
78	Zambujal	SQ 14	550,85	4,90	400,00



Fig. 3 – Amostra da Unidade de jaspes e carbonatos. Sondagem SQ 14 aos 400,0 m; jazigo do Zambujal. Escala gráfica de 1 cm.

Fluido Lw: é composto por uma solução aquosa de baixa salinidade. As IF são bifásicas, $< 20 \mu\text{m}$ e têm um Flw de 0,90.

Fluido Lw2 observado em carbonatos: as IF são aquosas, bifásicas, tem Flw entre 0,90 e 0,95 e dimensões entre 20 e 50 μm . As características microtermométricas sugerem que dissolvidos no fluido aquoso existam, predominantemente, íons bivalentes.

CARACTERÍSTICAS MICROTERMOMÉTRICAS DOS FLUIDOS

Os fluidos do tipo Lc-w apresentam temperaturas de fusão do CO_2 entre $-58,2^\circ$ e $-57,4^\circ \text{C}$ e temperaturas de fusão dos clatratos (T_{mC}) entre $+8,0^\circ$ e $+11,1^\circ \text{C}$. A temperatura à qual ocorreu a fusão final do gelo (T_{mI}) apenas foi observada numa IF deste tipo e foi de $-2,6^\circ \text{C}$. A temperatura de homogeneização do CO_2 variou entre $+26,2^\circ$ e $+29,0^\circ \text{C}$ (em líquido) e entre $+26,0^\circ$ e $+29,4^\circ \text{C}$ (em vapor); em quatro IF a homogeneização do CO_2 ocorreu por desvanecimento do menisco a $T \cong 29^\circ \text{C}$. A homogeneização final (TH) das IF deste tipo deu-se entre 220° e 270°C .

As IF do tipo Lw-c apresentam T_{mC} entre $+9,0^\circ$ e $10,2^\circ \text{C}$; a fusão do gelo não pôde ser observada. TH, nestas IF, ocorreu entre 260° e 294°C .

As IF do tipo Lw apresentam valores de T_{mI} entre $-0,3^\circ$ e $-2,9^\circ \text{C}$ e TH, em líquido, entre 170° e 184°C .

As IF observadas nos veios de carbonato possuem T_{mI} entre $-24,5^\circ$ e $-24,8^\circ \text{C}$ e TH entre 102° e 108°C .

COMPOSIÇÃO, DENSIDADE E VOLUME MOLAR

As duas IF referidas na tabela II traduzem as composições, densidades e volumes molar extremos observadas nas IF aquocarbônicas mais representativas dos quartzos da unidade JC. Composições em percentagem molar, densidades (d glo) em gcm^{-3} e volume molar (V glo) em cm^3/mole :

As IF aquosas tem uma salinidade compreendida entre 0,5 e 4,8 % de equivalente NaCl, de acordo com as temperaturas de fusão do último cristal de gelo e com a equação de BODNAR (1993).

As medições microtermométricas nas IF aquosas existentes nos carbonatos implicam, num fluido assemelhado ao sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2$, uma composição molar de 87 % H_2O + 4,3 % Ca^{2+} + 8,7 % Cl^- . No entanto deverão existir iões Mg^{2+} e Fe^{2+} no fluido e, portanto, a concentração de Ca^{2+} deverá ser ligeiramente menor.

Tabela II – Composições, densidades e volumes molar das duas IF aquocarbônicas de composições mais dispares.

IF	H_2O	CO_2	CH_4	Na^+	Cl^-	d glo	V glo
150-5-3	94,05	5,86	0,05	0,02	0,02	0,86	22,71
44 a 1	85,28	14,28	0,18	0,04	0,04	0,92	23,57

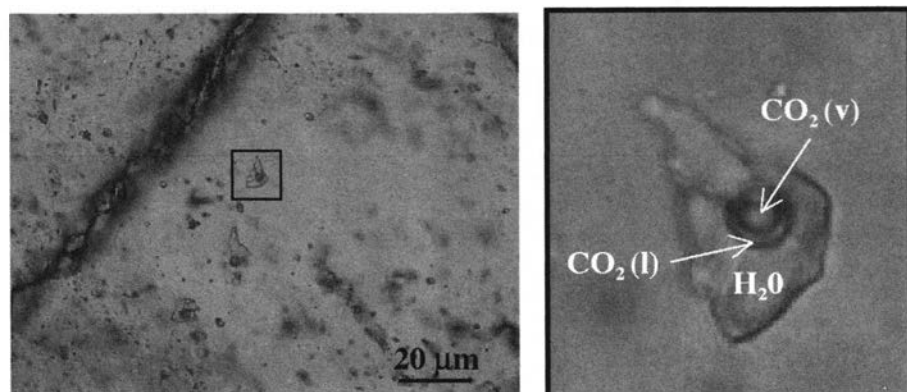


Fig. 4 – IF do tipo Lc-w e localização. Amostra 150-3. Esta IF foi analisada na microsonda PIXE no CSIRO (Austrália).

TEMPERATURAS, PRESSÕES E PROFUNDIDADES DE APRISIONAMENTO DOS FLUIDOS

Como é sabido, a temperatura de homogeneização das IF apenas impõe um limite inferior à temperatura a que se pode ter dado o aprisionamento do fluido; somente em determinadas circunstâncias (e.g. ebulição, imiscibilidade), a TH pode ser considerada a temperatura de aprisionamento do fluido.

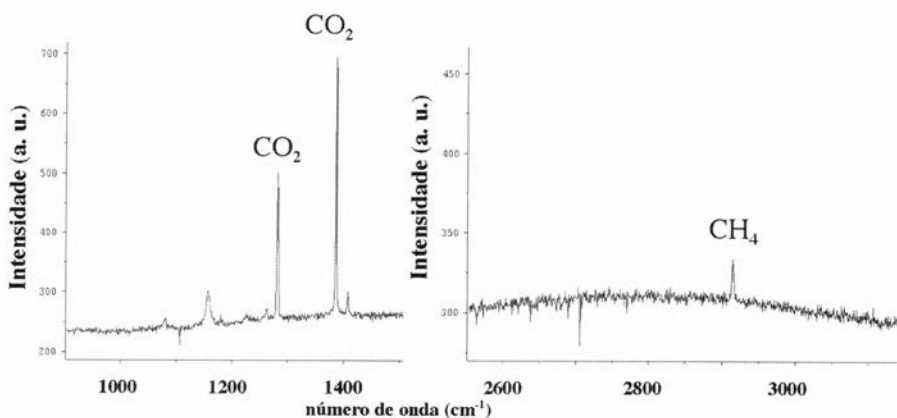


Fig. 5 – Espectros Raman na zona do CO₂ e do CH₄ obtidos na fase volátil da IF mostrada na imagem anterior.

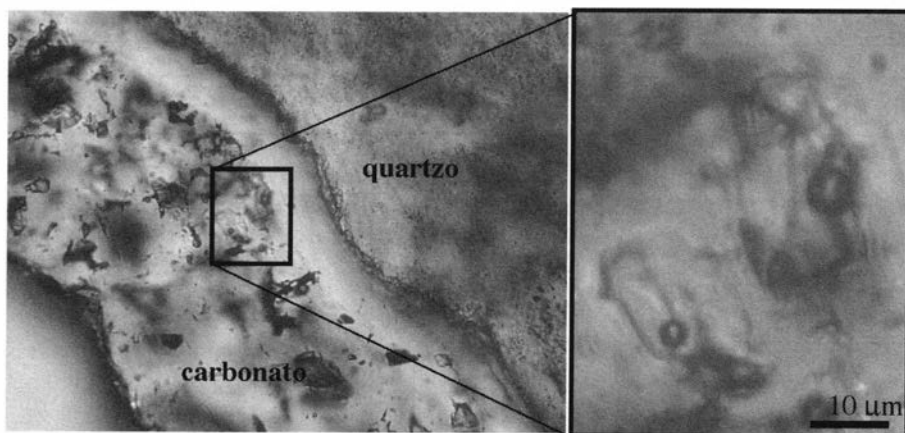


Fig. 6 – IF do tipo Lw estudadas num veio de carbonato. Amostra 78.

As temperaturas de homogeneização das IF aquocarbónicas variam entre 220° e 294 °C (moda no intervalo 220-240 °C e média a 245 °C). MOURA (2003) considerou que o pico barométrico do metamorfismo orogénico na região de Neves Corvo, deve ter se situado no intervalo [260, 340] MPa (a que corresponde uma profundidade de 10 a 13 km, assumindo um gradiente de pressão litostático).

Considerando os fluidos aquocarbónicos do tipo Lc-w de menor densidade (isocora “Lc-w (Graça)” na fig. 7) como tendo sido aprisionados sob um regime de pressão hidrostático, à profundidade de 13 km, então a temperatura de aprisionamento teria sido de ~ 315 °C. Atendendo à isocora “Lc-w (Neves)” da fig. 7, e de acordo com MOURA (2001) a essa temperatura os fluidos mais densos teriam sido aprisionados a 240 MPa, sob um regime de pressão intermédio (entre o litostático e o hidrostático) no qual a carga litostática representaria 54 % da carga total.

Se se considerasse os fluidos de maior densidade aprisionados a 13 km sob um regime puramente litostático, as condições PT do seu aprisionamento seriam de 345 MPa e 370 °C. Esta temperatura não sendo irrealista do ponto de vista geológico, é menos provável do que uma temperatura à volta dos 315 °C face ao tipo de metamorfismo do muito baixo grau que, na generalidade, caracteriza a FPI. Convém no entanto salientar ser improvável a prevalência de um regime de pressão puramente litostático já que pelo menos a parte superficial do orógeno permaneceria permeável.

Se considerássemos um aprisionamento à TH média de 245 °C (improvável, dada a ausência de indícios de ebulição e às evidências que apontam para aprisionamento dos fluidos no campo homogéneo) e um gradiente necessariamente hidrostático¹, a profundidade à qual teria ocorrido o aprisionamento dos fluidos aquocarbónicos de menor e maior densidade, seria respectivamente 2 e 11 km. Esta grande variação atesta *per si* a improbabilidade deste acontecimento.

A variação na composição e na densidade do fluido rico em CO₂ são evidências que apontam para que durante o processo de cristalização do quartzo leitoso da unidade JC tenham ocorrido importantes variações na pressão. Essa variação provavelmente ocorreu sem variação da profundidade, e nesse caso terá resultado de variação do gradiente da pressão entre condições litostáticas e hidrostáticas.

Na fig. 7 podem ver-se as isocoras (determinadas com o programa ISOC de BAKKER, 2001) para os principais fluidos observados. Destacam-se neste gráfico a quase coincidência das isocoras dos fluidos aquosos e aquocarbónicos no quartzo, o deslocamento da isocora dos fluidos aquosos do carbonato para mais baixas temperaturas e o salto das duas isocoras representativas dos fluidos aquocarbónicos, interpretadas como resultado de oscilação na pressão.

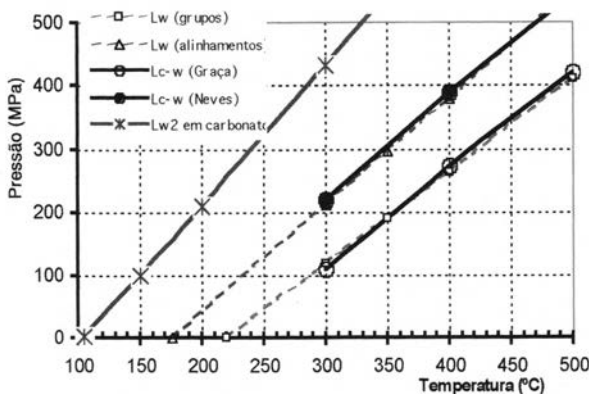


Fig. 7 – Isocoras dos fluidos observados em amostras da unidade JC. Fluidos do tipo Lw a traço interrompido e fluidos do tipo Lc-w a traço cheio. Isocoras assinaladas com círculos preenchidos ou vazios consoante a temperatura de homogenização do CO₂ ocorre em líquido ou em vapor, respectivamente.

¹ Se, por hipótese, o aprisionamento se considerasse efectuado sob um gradiente litostático as correspondentes profundidades seriam irrealisticamente baixas.

ANÁLISES MICROPIXE

A IF que se observa em grande plano na fig. 4 foi analisada com a microsonda PIXE (*Proton Induced X-Ray Emission*) no centro de investigação CSIRO na Austrália. A análise indicou concentrações de 350 ppm Cu, 200 ppm Zn, 0,6 % K e 0,3 % Ca (C. RYAN, com. pessoal, 2000). Esta elevada concentração em cobre sugere que, na generalidade, este tipo de fluido poderá também ter contribuído para a precipitação da calcopirite, por vezes muito abundante na unidade JC.

CONCLUSÕES

Observa-se que o quartzo leitoso e provavelmente a mineralização espacialmente associada (calcopirite) encerram fluidos hidrotermais metamórficos do tipo $H_2O-CO_2-NaCl-(CH_4)$, formados durante ou logo após o pico metamórfico. Em uma amostra os fluidos são predominantemente do tipo $H_2O-NaCl$ de baixa salinidade. Assim este quartzo terá sido depositado durante a fase de metamorfismo orogénico, ou seja 20-30 Ma após a génese da unidade JC. A variação de densidade no fluido aquocarbónico sugere que devem ter ocorrido importantes oscilações na pressão durante o aprisionamento dos fluidos. Estas oscilações podem ter resultado da actividade sísmica relacionada com a reactivação do plano de subducção na colisão da Zona Sul Portuguesa com a Zona de Ossa Morena. Bruscas variações na pressão podem ter sido uma das causas para a deposição da sílica e da mineralização associada. A origem do CO_2 e do CH_4 deverá relacionar-se com desvolatilizações resultantes de reacções da matéria orgânica contida nos metassedimentos (xistos negros) que abundam em Neves Corvo (em especial nas Formações de Brancanes e de Neves). Os carbonatos parecem ter-se depositado tardiamente em relação ao quartzo. Este fluido, eventualmente, terá sido formado por reacção de um fluido meteórico, com litologias de mineralogia apropriada.

Este estudo vem demonstrar que a história geológica da unidade JC de Neves Corvo (como certamente, e em geral, o nível de jaspes associado aos sulfuretos maciços da Faixa Piritosa) é longa, não podendo ser considerada apenas representativa da formação do gel silicioso. Assim quaisquer estudos que não tenham em atenção os efeitos do metamorfismo nesta unidade (por exemplo, estudos de geotermometria, baseados em isotópos, ou em outras técnicas) poderão induzir interpretações incorrectas.

BIBLIOGRAFIA

- BAKKER, R., 2001 – Fluids: new software package to handle microthermometric data and to calculate isochores. In: F. Noronha, A. Dória & A. Guedes, Eds, ECROFI XVI, European Current Research on Fluid Inclusions, Porto, 2001, Abstracts. Mem. Dep. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto, 7: 23-25.
- BARRIGA, F. J.A.S., 1983 – Hydrothermal metamorphism and ore genesis at Aljustrel, 386 pp. University of Western Ontario, Canada. (Tese de doutoramento).
- BARRIGA, F. & FYFE, W., 1988 – Giant pyritic base metal deposits: the example of Feitais (Aljustrel, Portugal). *Chemical Geology*, 69, 331-343.
- BODNAR, R., 1993 – Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 683-684.
- MIRÃO, J., BARRIGA, F., NOIVA, P. & FERREIRA, A., 1997 – Chemical sediments in the Neves Corvo Mine: the JC unit. In: F.J.A.S.Barriga, Ed., SEG Neves Corvo Field Conference 1997, May 11-14, Lisbon, Portugal, 1997, Abstract and Program, p.111. Society of Economic Geologists.
- MOURA, A., 2001 – Quartz geobarometry: insight using favourable fluid inclusions entrapped in the homogeneous P-T field. *Bol. Soc.Española de Mineralogía*, 24-A: 33-34.
- MOURA, A., MOÇO, L., RODRIGUES, B., ROCHA, F., GOTZE, J. & SODRÉ BORGES, F., 2001 – Neves Corvo main thrust palaeotemperatures. In: F. Noronha, A. Dória & A. Guedes, Eds, ECROFI XVI, European Current Research on Fluid Inclusions, Porto, 2001, Abstracts. Mem. Dep. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto, 7: 323-326.
- MOURA, A., 2003 – Caracterização dos fluidos associados às mineralizações da mina de Neves Corvo. 399 pp. Tese de doutoramento. Universidade do Porto.
- OLIVEIRA, J.T., CARVALHO, P., PEREIRA, Z., PACHECO, N., FERNANDES, J. P. & KORN, D., 1997a – Stratigraphy of the Neves-Corvo mine region. In: F.J.A.S.Barriga, Ed., SEG Neves Corvo Field Conference 1997, May 11-14, Lisbon, Portugal, 1997, Abstract and Program, p.86. Society of Economic Geologists.
- OLIVEIRA, J., PACHECO, N., CARVALHO, P. & FERREIRA, A., 1997b – The Neves Corvo Mine and the paleozoic geology of southwest Portugal (Field trip 1). In F.J. A .S. Barriga & D. Carvalho, Eds, Geology and VMS Deposits of the Iberian Pyrite Belt, SEG Neves Corvo Field Conference 1997. Guidebook Series Volume 27, p.21-71. Society of Economic Geologists.
- POTY, B., LEROY, J. & JACHIMOWICZ, L., 1976 – Un novel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: L'installation de microthermométrie Chaixmeca. *Bull. Minér.*, 99: 182-186.
- RYAN, C., HEIRICH, C., GRIFFINS, W., MERNAGH, T., BALHAUS, C., VAN ACHTERBERG, E. & CHURMS, C., 1993 – Quantitative microanalysis of fluid inclusions in minerals using the proton microprobe. In: International Conference Applied Mineralogy, Perth, Australia. p.1-4.
- SHEPHERD, T., 1981 – Temperature - programmable heating-freezing stage for microthermometric analysis of fluid inclusions. *Econ. Geol.*, 76: 1244-1247.
- VELASCO, F., SÁNCHEZ-ESPAÑA, J., BOYCE, A., FALLICK, A., SÁEZ, R. & ALMODÓVAR, G., 1998 – A new sulphur isotopic study of some Iberian Pyrite Belt deposits: evidences of a textural control on sulphur isotope composition. *Mineralium Deposita*, 34: 4-18.

OS FILÕES DE QUARTZO COM W-Au-Sb DA REGIÃO DE SARZEDAS - CASTELO BRANCO

P. C. S. CARVALHO¹ e A. M. R. NEIVA²

PALAVRAS-CHAVE: filões de quartzo, volframite, ouro, sulfuretos, Sarzedas.

KEY WORDS: quartz veins, wolframite, gold, sulphides, Sarzedas.

RESUMO

Na área mineira de Sarzedas, inserem-se três concessões (Gatas, Barroca da Santa e Pomar-Gualdins), que foram intermitentemente exploradas entre 1916 e 1951 para W, Au e Sb. A mineralização ocorre predominantemente em filões de quartzo, brechificados, com ferberite, ouro e estibina. Há também diques felsíticos com estibina. Os filões de quartzo têm direcções N-S, N 20-30° E, N 60-80° E e N 20-25° W e espessura até 5 metros. Os diques felsíticos têm orientação N 20-30° W, são subverticais e de espessura entre 5 e 10 metros. Os filões de quartzo e diques felsíticos intruíram o Complexo Xisto-Grauváquico Câmbrico.

A ferberite dos filões de quartzo de Pomar é menos pura do que a ferberite dos filões de quartzo de Gatas. O ouro aparece como inclusão no quartzo, pirite e estibina. Nos filões de quartzo e diques felsíticos, a estibina é o minério dominante, ocorrendo em grandes cristais e filonetes que cortam os outros minerais. Os filões de quartzo possuem ainda moscovite, apatite, cobaltite, arsenopirite, pirite, blenda, calcopirite, glaucodote, galena, semseíte e siderite. Os sulfuretos apresentam recorrências e não estão zonados.

¹ Departamento de Engenharia Civil, Universidade da Beira Interior. Calçada Fonte do Lameiro. 6201-001 Covilhã. pesc@ciunix.ubi.pt

² Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra. 3000-272 Coimbra. neiva@ci.uc.pt

ABSTRACT: Quartz veins with W-Au-Sb from the Sarzedas region (Castelo Branco)

In the mining area of Sarzedas, there are three mines (Gatas, Barroca da Santa e Pomar-Gualdins). This area was exploited, intermittently, for W, Au and Sb, between 1916 and 1951. The mineralization occurs mainly related to breccia quartz veins, which contain ferberite, gold and stibnite. There are also felsitic dykes with stibnite. The quartz veins are orientated N-S, N20-30°E, N60-80°E and N20-25°W and have a thickness up to 5 meters. The felsitic dykes orientated N20-30°W, are subvertical, with a thickness between 5 and 10 meters. The quartz veins and felsitic dykes intruded the Cambrian schist-metagraywacke complex.

The ferberite from Pomar quartz veins has lower hubnerite content than ferberite from Gatas quartz veins. The gold is included in quartz, pyrite and stibnite. Stibnite is the most abundant ore in the quartz veins and felsitic dykes and occurs in coarse-grains and also in veinlets, which cut the other minerals. Quartz veins also contain muscovite, apatite, cobaltite, arsenopyrite, pyrite, sphalerite, chalcopyrite, glaucodote, galena, semseyite and siderite. Sulphides show recurrences and are not zoned.

INTRODUÇÃO

A área mineira de Sarzedas (42 km²), localizada a cerca de 19 km a noroeste de Castelo Branco (fig. 1a), constitui desde os primeiros registos, que datam de 1916, uma região para extracção de W, Au e Sb. O minério foi explorado pelo concessionário Sociedade das Minas das Sarzedas, Lda. em associação com as "Indústrias Reunidas Minerio Metalúrgicas S.A." (INDUMETAL), em três concessões mineiras, Gatas, Barroca da Santa e Pomar-Gualdins, encontrando-se actualmente desactivadas. Foram explorados estibina, volframite e ouro em filões de quartzo e estibina em diques felsíticos.

Esta contribuição apresenta o estudo mineralógico e a composição química dos minérios dos filões de quartzo de Sarzedas.

Na região de Sarzedas (fig. 1b), domina o Complexo Xisto-Metagrauvaquico do Câmbrico, que está representado pela Formação do Rosmaninhal e é constituído pela alternância de siltitos e metapelitos, com alternâncias menos frequentes de metagrauvaques e, raramente, de metaconglomerados. Os metasiltitos e metapelitos formam camadas milimétricas a centimétricas, que constituem barras de espessura superior a uma dezena de metros. Os metaconglomerados afloram a sudoeste do



Fig. 1 - a. Localização da área em estudo; b. Mapa geológico da região de Sarzedas (Adaptado de SHEPHERD, 1994). a' - Complexo Xisto-Metagrauváquico (Câmbrico); b' - Quartzitos Armorianos; c' - diques ácidos Pré-Variscos; B; d' - Filões de quartzo mineralizados provavelmente Variscos; Q; e' - Diques de diabase Variscos; D; f' - Diques felsíticos Variscos (A); g' - Depósitos de Cobertura Terciária e Quaternária; h' - Cavalgamento; i' - Cavalgamento provável; j' - Falha; k' - Falha provável; l' - Explorações mineiras abandonadas.

marco geodésico da Gesteira e os metamicroconglomerados notam-se a nordeste do Pé da Serra (SHEPHERD, 1994).

Sobre a Formação do Rosmaninhal assenta, por discordância angular, provocada pela fase Sárdica, a Formação de Quartzitos Armoricanos do Ordovícico Inferior e é constituída por metaquartzitos que alternam com xistos micáceos.

Diques ácidos, pré-Variscos, deformados pela clivagem de fluxo regional (S_1) e com orientação $N45-70^\circ W$ instruíram o Complexo Xisto-Metagrauváquico. Afloram em Rapoulinha e Vale de Maria Dona.

Os filões de quartzo provavelmente Variscos, instruíram o Complexo Xisto-Metagrauváquico Câmbrico e são muito descontínuos e de fraca espessura, porque preenchem fendas de tracção, que são paralelas ou fazem cerca de 45° com os eixos das dobras ($N25-40^\circ E$) formadas durante a fase Sárdica. Estes filões afloram a sudeste do Marco geodésico da Gesteira (fig. 1b).

Diques de diabase Variscos, com orientação $N10^\circ W$, intruíram o Complexo Xisto-Metagrauváquico e afloram a W da povoação de Pé da Serra.

Diques felsíticos, Variscos, subverticais, de orientação $N20-30^\circ W$, instruíram também o Complexo Xisto-Metagrauváquico. Têm cerca de 150 m de comprimento e 2 a 3 metros de espessura e afloram junto a Gatas, segundo o alinhamento da crista da Serra do Moradal.

Os depósitos de cobertura Terciária e Quaternária assentam em discordância sobre o soco Varisco; são formados na base por unidades conglomerático-argilosas e areno-arcósicas e no topo por cascalheira de planalto. Ocorrem dispersos, mas apresentam a sua maior expressão na Serra do Magarefe e em Gesteira.

MINERALIZAÇÃO

A mineralização está relacionada com a intersecção da zona de cisalhamento de orientação $N25-30^\circ W$, da 2ª fase Varisca, com as fracturas tardi-variscas de direcção NE-SW (SHEPHERD, 1994).

Na principal concessão mineira da área de Sarzedas, Gatas, há referência, desde 1916, da exploração de estibina, volframite e ouro. Nesta zona, ocorrem dois diques felsíticos orientados $N30^\circ$ a $40^\circ W$, com 7 m de possança e afloram ao longo de 200 m. Existem ainda filões de quartzo a preencher zonas de cisalhamento, com orientação $N15^\circ E$, $30^\circ E$, numa extensão de 50 m e um filão de quartzo secundário com orientação $N50^\circ E$, $30^\circ SE$. Na Barroca da Santa, o filão de quartzo mineralizado tem uma extensão de 170 m e atitude $N5^\circ E$, $30^\circ E$. Entre o período de 1936 e 1938 há registos da produção de 558,96 t de concentrados de estibina (PARRA *et al.*, 2002).

Na concessão mineira das Gatas, há ainda registos da exploração de ouro, com início em 1937. O ouro foi explorado a partir de uma brecha tectónica argilosa que apresenta bolsadas de quartzo e xisto que continham cerca de 17 g/t de ouro.

Esta brecha situa-se numa zona de cisalhamento, com orientação N35° a 45°E, 30° a 40°SE, apresenta 0,6 a 0,7 m de possança numa extensão de 275 metros. Os diques felsíticos apresentam também teores em ouro (PARRA *et al.*, 2002).

Na concessão mineira Gualdins-Pomar, foi explorado um filão de quartzo com wolframite, algum ouro e estibina, com orientação N50°W, 30°SW e uma possança entre 1 a 1,7 m e extensão de 200 m. Em Gualdins foi explorada ainda uma brecha filoneana instalada numa zona de cisalhamento argilosa, cuja orientação é N15°W, 60°E, com 0,5 a 0,7 m de possança em 50 m de extensão. Foi ainda explorado um dique felsítico N50°W contendo ouro e estibina (DIRECÇÃO GERAL DE GEOLOGIA E MINAS, 1988).

CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS DOS FILÕES DE QUARTZO MINERALIZADOS DE SARZEDAS

Amostras colhidas nas escombrelas das concessões da área mineira de Sarzedas foram estudadas por microscopia de luz transmitida e reflectida e várias dessas amostras foram seleccionadas para obter análises por microsonda electrónica.

O zircão e a apatite são euédricos, pequenos, raros e ocorrem inclusos na moscovite. O rútilo é acicular, incluso no quartzo e mais raramente em arsenopirite e pirite. A moscovite é subédrica, de grão fino a grosseiro.

O quartzo é subédrico a anédrico, de grão grosseiro a fino e ocorre em várias gerações. A cobaltite é anédrica, surge em grãos pequenos inclusos no quartzo.

O ouro ocorre em cristais euédricos inclusos em quartzo, pirite e óxidos de ferro (fig. 2a) e também em agregados anédricos. O ouro é penetrado e rodeado por estibina (fig. 2b). O número de grãos de ouro encontrados é limitado e as suas dimensões são pequenas.

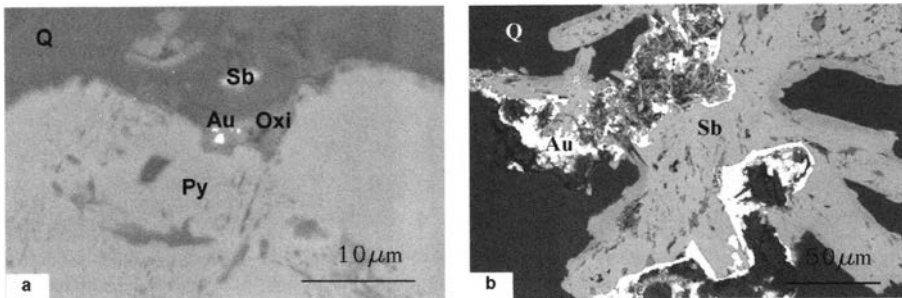


Fig. 2 – Imagens “backscattered”, obtidas na microsonda electrónica, de ouro de filões de quartzo de Sarzedas. a. Ouro (Au) incluso em óxidos de ferro (Oxi); b. estibina (Sb) penetrando e rodeando ouro. Q – quartzo, Py – pirite.

A arsenopirite ocorre predominantemente em grãos euédricos de 50 μm a 800 μm . Há arsenopirite euédrica, incluída na pirite (figs. 3a, b), mas há também cristais anédricos tardios de arsenopirite substituindo a pirite (fig. 3 c). A arsenopirite apresenta inclusões de rútilo e moscovite.

A pirite apresenta-se em grãos de tamanho pequeno a médio, mas geralmente de menores dimensões do que a arsenopirite. É euédrica a subédrica. Há pirite incluída na arsenopirite (fig. 3d,e) e pirite mais tardia rodeando parcialmente a arsenopirite (fig. 3d) e ainda pirite preenchendo fracturas. A pirite tem inclusões de rútilo, micas, quartzo, apatite e calcopirite.

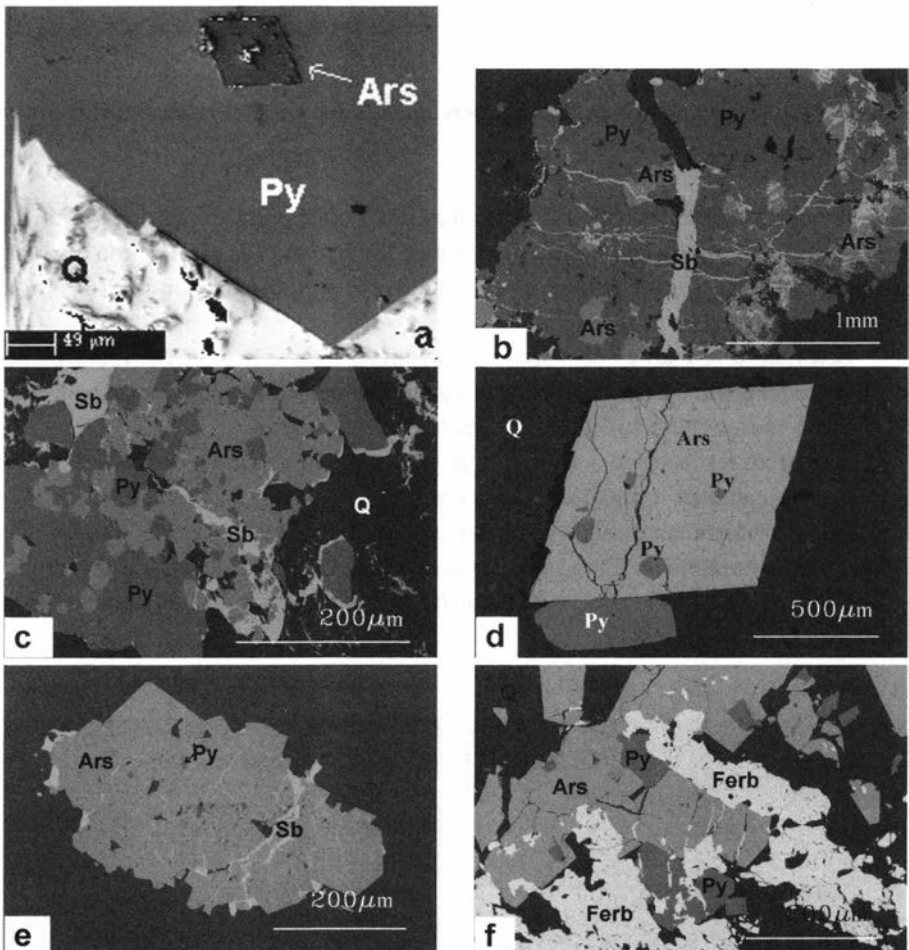


Fig. 3 – Imagens de “backscattered”, obtidas na microsonda electrónica, de minérios dos filões de quartzo de Sarzedas; a) Pirite (Py) com inclusão de arsenopirite (Ars); b) filonetes de estibina (Sb) penetrando arsenopirite e pirite; c) arsenopirite anédrica substituindo pirite e penetrada por filonete de estibina; d) arsenopirite com inclusões de pirite e rodeada parcialmente por uma geração mais tardia de pirite; e) arsenopirite com inclusões de pirite e filonetes de estibina a penetrar a arsenopirite; f) Ferberite (Ferb) a penetrar arsenopirite e pirite.

A blenda surge raramente em cristais anédricos inclusos no quartzo e na pirite e também em filonetes penetrando a pirite. A calcopirite foi encontrada muito raramente, em cristais anédricos, muito pequenos e inclusos na pirite. Há raríssima glaucodote, anédrica, pequena, que penetra a calcopirite. Semseiite e galena de grão médio, anédricas, foram raramente encontradas inclusas no quartzo.

A estibina ocorre em cristais de dimensões variadas, como pequenas inclusões na arsenopirite, em filonetes penetrando arsenopirite e pirite (figs. 3b, c, e) e em cristais grandes anédricos e muito abundantes.

A ferberite aparece em cristais grandes anédricos, é abundante e penetra arsenopirite e pirite (fig. 3f) e é penetrada por filonetes de estibina.

A siderite é abundante em grandes cristais anédricos.

GEOQUÍMICA DE MINERAIS DE FILÕES DE QUARTZO DE SARZEDAS

Foram efectuadas análises, por microsonda electrónica, de ouro, sulfuretos, sulfossais e ferberite de várias amostras seleccionadas entre as colhidas nas escombrelas dos filões de quartzo mineralizados da área mineira de Sarzedas.

Utilizou-se uma Jeol JXA 8600, no Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Bristol, Inglaterra, à intensidade de 20 mA e aceleração de voltagem de 20 kV. No Instituto Geológico e Mineiro, S. Mamede de Infesta usou-se uma Cameca Camebax nas mesmas condições de intensidade, mas a uma aceleração de voltagem de 15 kV. Em ambos os equipamentos, cada elemento foi contado durante 20 segundos.

Só foi possível analisar raros grãos de ouro penetrados e rodeados por estibina (fig. 2b), que têm composição homogénea e são compostos em média por 99,82 peso % de Au e 0,23 peso % de Ag. A “fineness” [$1000 \times \text{peso \% de Au} / (\text{peso \% de Au} + \text{peso \% de Ag})$], definida por FISCHER (1945), varia entre 997 e 1000, por isso, trata-se de ouro puro (HARRIS, 1990).

As composições químicas médias de alguns sulfuretos e sulfossal de filões de quartzo de Sarzedas são apresentadas na Tabela I. Não há distinção na composição química das arsenopirites analisadas de diferentes filões de quartzo (figs. 4a, b). É arsenopirite deficiente em As e rica em S. Os teores máximos de Au e Sb encontrados na arsenopirite são de 0,14 e 0,78 peso % respectivamente. A arsenopirite euédrica possui 31,76 – 33,15 de % at. As + Sb, enquanto a arsenopirite anédrica têm 29,82 – 30,64 % at. As + Sb.

Também não há distinção significativa nas composições da pirite dos vários filões de quartzo (figs. 4a, c). Os teores máximos de Au e Sb na pirite são muito baixos, de 0,04 e 0,05 de peso % respectivamente.

Tabela 1 – Análises químicas representativas de sulfuretos e sulfossal de filões de quartzo de Sarzedas

	Cu	Ag	Au	Zn	Fe	Mn	Cd	Sb	As	Pb	Bi	Ni	Co	S	Total
Cobaltite	—	—	—	—	—	4,48	—	—	42,70	—	—	3,42	27,48	22,04	100,12
Arsenopirite euétrica	0,10	0,03	—	0,09	35,27	—	0,01	0,41	44,47	—	0,03	—	—	19,92	100,33
Arsenopirite anédrica	0,01	—	—	—	35,63	—	—	0,05	42,97	—	0,35	—	—	21,27	100,28
Pirite	0,04	0,01	—	0,06	46,05	0,02	0,02	0,01	1,47	—	0,02	—	—	52,26	99,96
Blenda	—	—	0,05	56,58	9,30	—	0,06	0,01	—	—	0,07	—	—	33,62	99,69
Calcopirite	35,21	—	—	0,15	30,08	—	—	—	0,03	—	—	—	0,10	34,40	99,97
Glaucodote	0,07	—	0,04	0,08	4,94	0,02	—	0,02	42,12	—	—	5,27	26,15	21,27	99,98
Galena	0,12	0,10	0,02	0,16	0,61	0,06	—	0,01	—	85,64	—	—	—	13,28	100,00
Semseiite	0,08	0,05	0,02	0,10	0,01	—	0,03	29,08	0,30	51,21	—	—	—	19,10	99,98
Estibina	0,06	0,02	0,02	0,06	0,03	0,02	0,01	71,16	1,11	—	0,01	—	—	27,80	100,30

— Não detectado.

Analista: P. C. S. Carvalho.

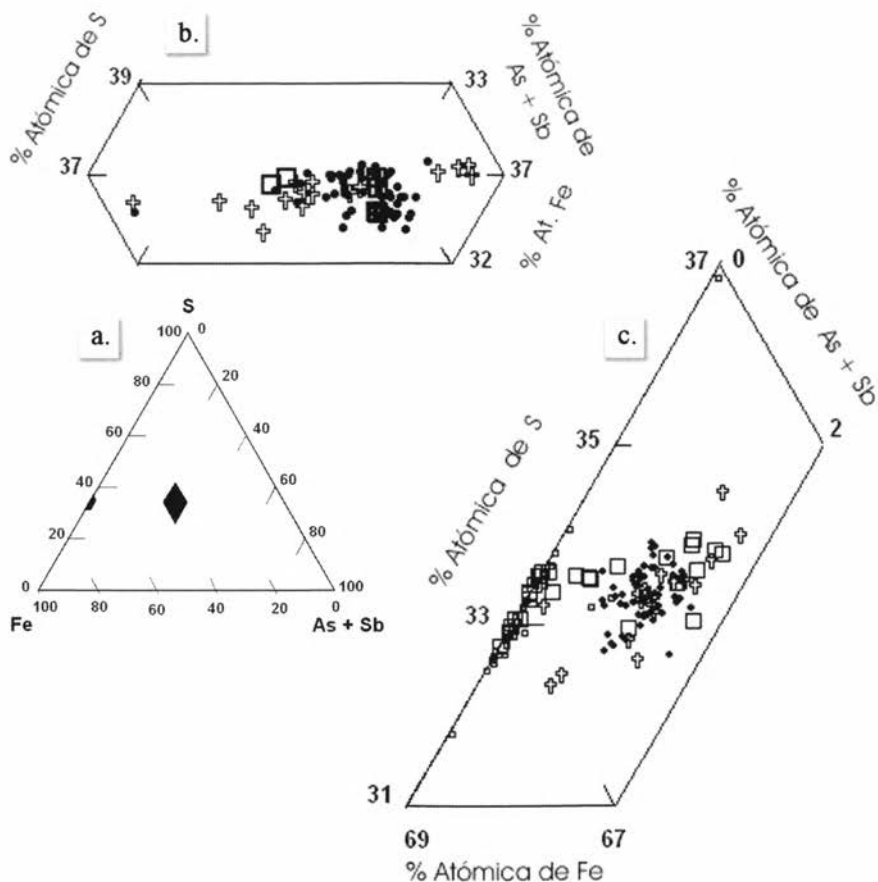


Fig. 4 – Composições das arsenopirites e pirites de filões de quartzo de Sarzedas. a. Diagrama S – Fe - (As + Sb) com as localizações dos diagramas b e c; b. arsenopirites; c. pirites.

Símbolos: (□)Pomar; (●) Gatas; (⊕) Santa; (□) Gualdins.

As blendas dos vários filões de quartzo apresentam composição semelhante (figs. 5a, b). O Fe aumenta com um decréscimo em Zn, pois Fe substitui Zn. O teor de FeS varia entre 0,8 e 6 mol %, que pode reflectir variação na actividade de FeS no fluido e nas condições físico-químicas durante a precipitação. Cada cristal de blenda tem composição homogénea. Geralmente, a blenda possui teor baixo em Cu, atingindo 0,62 de peso % na blenda mais rica em FeS, pois o Cu foi exsolvido como calcopirite. Os teores de Au e Sb na blenda são baixos, atingindo 0,05 e 0,02 de peso % respectivamente. A calcopirite tem composição homogénea e os seus teores de Au e Sb não são significativos (Tabela I).

O glaucodote tem a composição $(\text{Co}_{0,67}\text{Ni}_{0,14}\text{Fe}_{0,13})\text{E}_{0,94}\text{As}_{0,85}\text{S}$. A galena PbS possui os valores próximos de 0,30 peso % de Ag e 0,13 peso % de Sb.

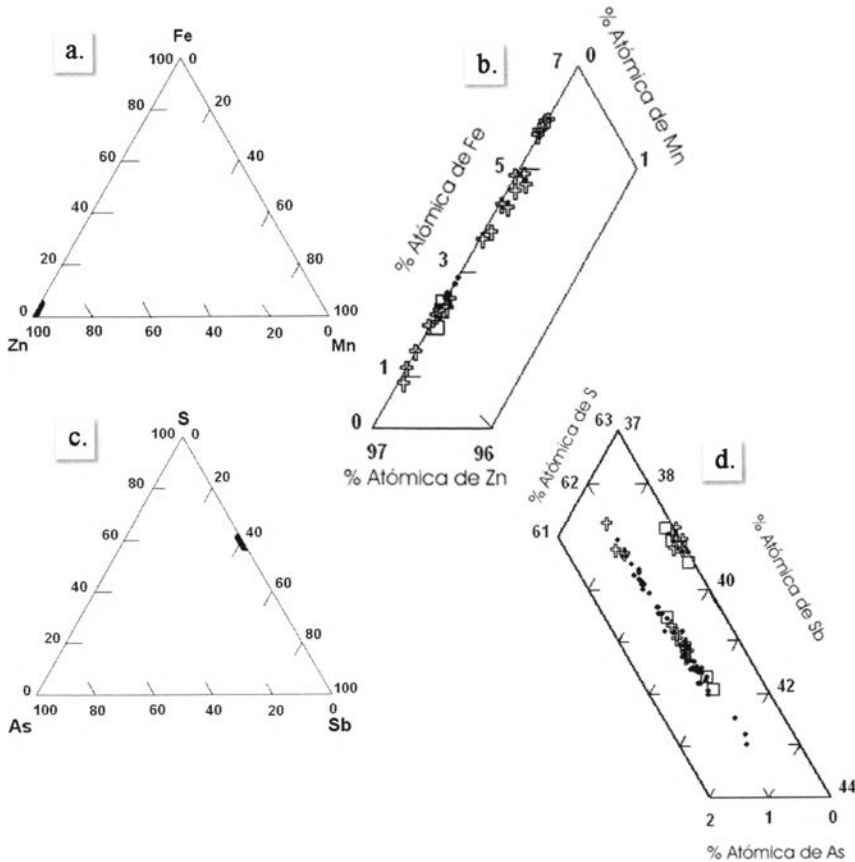


Fig. 5 – Composições de blendas e estibinas dos filões de quartzo de Sarzedas. a. Diagrama Fe-Zn-Mn com a localização do diagrama b; b. projecção das blendas; c. diagrama S-As-Sb com a localização do diagrama d; d. projecção das estibinas.

Símbolos: (□) Pomar; (●) Gatas; (⊕) Santa; (□) Gualdins.

Tabela II – Composições químicas e fórmulas estruturais representativas da ferberite de filões de quartzo mineralizados de Sarzedas

	Composições				Fórmula				
	a		b		a		b		
	Média	s	Média	s	Média	s	Média	s	
MgO	0,16	0,02	0,15	0,03	Mg	0,012	0,002	0,011	0,002
CaO	0,01	0,01	0,02	0,02	Ca	0,001	0,001	0,001	0,001
TiO ₂	0,06	0,06	0,07	0,06	Ti	0,002	0,002	0,003	0,002
MnO	0,17	0,10	0,23	0,08	Mn	0,007	0,004	0,010	0,004
FeO	24,58	0,41	24,25	0,30	Fe	1,035	0,015	1,023	0,011
Nb ₂ O ₅	0,05	0,05	0,04	0,05	Nb	0,001	0,001	0,001	0,001
SnO ₂	0,02	0,03	0,02	0,04	Sn	—	0,001	—	0,001
Ta ₂ O ₅	—	—	—	—	Ta	—	—	—	—
WO ₃	74,97	0,35	75,17	0,34	W	0,979	0,004	0,982	0,004
Total	100,02		99,95		Total	2,038		2,031	

a – Gatas, b – Pomar. As fórmulas estruturais foram calculadas na base de 4 O;
s – desvio padrão.

O sulfossal semseiíte tem a composição $Pb_{8,7}Sb_{8,4}(Sb_{20,9}As_{0,1})E_{21}$ que é homogénea.

Os grãos de estibina têm composição homogénea e não há distinção significativa na composição química das estibinas dos vários filões de quartzo (figs. 5 c,d). Possui o valor máximo de 0,11 peso % de Au.

As ferberites dos filões de quartzo de Gatas e Pomar (Tabela II) possuem em média 0,67 e 0,97 moles % de hubnerite respectivamente. O teor máximo de Nb₂O₅ nestas ferberites é de 0,20 e 0,17 de peso % respectivamente.

CONCLUSÕES

- 1) Os filões de quartzo de Sarzedas, com ouro, ferberite e estibina, provavelmente Variscos, estão relacionados com fluidos hidrotermais que circularam principalmente através de fissuras e falhas no Complexo Xisto-Metagrauvá-quo Câmbrico.
- 2) As características mineralógicas e composições químicas de ouro, arsenopirite, pirite, ferberite, blenda, calcopirite e estibina são idênticas nos vários filões de quartzo da área. Os minérios têm composições homogéneas, mas apresentam recorrências.
- 3) O ouro em média com 99,8 de peso % de Au, ocorre incluso em quartzo, pirite, óxidos de ferro, e é penetrado e rodeado por estibina.
- 4) A ferberite, com teor de hubnerite de 0,67 moles % em Pomar e 0,97 mol % em Gatas, tem o valor máximo de Nb₂O₅ de 0,20 peso %.

AGRADECIMENTOS

Paula Carvalho agradece reconhecida ao Prof. B. J. Wood pelo estágio concedido através de “Geochemical Facilities EUGF-Bristol Facility, para utilizar a microsonda electrónica e o microscópio electrónico no Departamento of Earth Sciences, University of Bristol, U. K. Agradece também ao Prof. Doutor M. R. Machado Leite e Doutor J.M. Farinha Ramos por ter utilizado a microsonda electrónica no IGM, S. Mamede de Infesta. Este trabalho foi desenvolvido com o apoio do Centro de Geociências da Universidade de Coimbra.

BIBLIOGRAFIA

- DIRECÇÃO GERAL DE GEOLOGIA E MINAS (1988) – Relatório dos trabalhos realizados de 1 de Setembro a 31 de Dezembro de 1987 relativo à área de Sarzedas, Portugal, 18 pg.
- FISCHER, N. H. (1945) – The fineness of gold with special reference to the Morobe goldfield, New Guinea. *Econ. Geol.*, 40, 449-495.
- HARRIS, D. C. (1990) – The mineralogy of gold and its relevance to gold recoveries. *Mineral. Deposita*, 25, 3-7.
- SHEPHERD, T. J. (1994) – Integrated Multidisciplinary Exploration Techniques for Gold and Precious Metals in the Western Iberian Peninsula, Final Report, vol. I, 141 pg.
- PARRA, A., FILIPE, A. e FALÉ, P. (2002) – Sistema de Informação de Ocorrência e Recursos Minerais Portugueses-SIORMINP. Instituto Geológico Mineiro, Lisboa.

LITOGEOQUÍMICA NA ÁREA DE SARZEDAS (CASTELO BRANCO). CONTRIBUIÇÃO PARA O ESTUDO DE OCORRÊNCIAS DE OURO

J. M. SANTOS OLIVEIRA¹

PALAVRAS-CHAVE: litogeoquímica, ouro, metassedimentos, prospecção mineira, Portugal.

KEY WORDS: litho geochemistry, gold, metasediments, mineral exploration, Portugal.

RESUMO

Neste estudo, investigou-se a dispersão do ouro e de outros elementos químicos em rochas metassedimentares (maioritariamente metapelitos) da área de Sarzedas (Castelo Branco) tendo em vista identificar unidades geológicas e estruturas portadoras desse metal, bem como a existência de possíveis relações entre a litogeoquímica e cisalhamentos que aí são observados.

Os resultados obtidos mostram que o ouro existe, na generalidade das litologias amostradas, com teores anómalos relativamente a valores de referência consagrados, oscilando entre 12 e 17 ppb Au. Delinearam-se controlos de natureza litológica e estrutural na dispersão primária do metal. Por um lado, verificou-se que litotipos particulares, como filões quartzosos (frequentemente brechificados) e felsitos, são portadores de teores relevantes de Au (alguns com significado económico potencial). A grande variabilidade determinada nas concentrações de Au nas rochas e uma clara evolução, em termos de teores, no sentido metapelitos (9 ppb) → metapelitos proximais de estruturas mineralizadas (30 ppb) → felsitos (2194 ppb) → filões quartzosos (17286 ppb) sugerem uma origem epigenética para a mineralização. Por outro lado, afigura-se que rochas associadas mais estreitamente com zonas de "shear" ocorrem quimicamente enriquecidas em relação a rochas fora dessa influência.

¹ Instituto Geológico e Mineiro, 4465 S. Mamede de Infesta, Portugal. e-mail: santos.oliveira@igm.pt

A aplicação de análise estatística e matemática aos dados apontou para a existência de um antagonismo geoquímico dos índices de ouro com as mineralizações de W-Sb e Sn que ocorrem na área e com índices de metais básicos (Zn-Pb-Sb) detectados.

Os resultados obtidos apontam para a conveniência em se aprofundar a investigação (e a prospecção) na área de Sarzedas, devendo ser pesquisados, com maior grau de favorabilidade, os dois tipos de estruturas onde se detectaram os teores mais interessantes (filões quartzosos e felsitos). A confirmar-se a existência de resultados positivos consistentes, poderia equacionar-se um modelo geológico sustentado em jazidas com tonelagem considerável e baixos teores de ouro associáveis, simultaneamente, a ambas unidades litológicas.

ABSTRACT: Litho geochemistry in the Sarzedas (Castelo Branco) region: Contribution to the study of the gold occurrences

The dispersion of gold and other affiliated chemical elements in metasedimentary rocks (mainly metapelites) of the Sarzedas area was investigated in this study. Particular attention was focused on the identification of Au-bearing lithologies and of possible relationships between litho geochemical patterns and shearing observed in the area.

The results obtained during the present study show that anomalous contents of gold exist in most of the sampled metasedimentary rocks, with values ranging between 12 and 17 ppb Au. Lithological and structural controls were delineated which seem to affect the primary chemical dispersion of the metal. On one hand, the geochemical results show that particular lithologic units, i.e., quartz veins (frequently brecciated) and felsites, contain significant Au contents (some exhibiting potential economic importance). High variability of values found in the sampled rocks and an explicit evolution in terms of metal contents following the way: metapelites (9 ppb Au) → proximal metapelites of mineralized structures (30 ppb Au) → felsites (2194 ppb Au) → quartz veins (17286 ppb Au) suggest an epigenetic origin for the mineralization. On the other hand, it appears that rocks closed associated spatially to shear zones occur chemically enriched in relation to rocks lying outside of that influence.

136

Statistical-mathematical analysis carried out on the chemical data points to the existence of a geochemical antagonism between Au mineralization and W-Sb and Sn ores occurring in the area, and also with a strong Zn-Pb-Sb geochemical association that emerged from data interpretation.

The results obtained suggest that research (and ore exploration) in the Sarzedas area should be increased, with basis on a careful survey of the outcropping quartz veins and felsites. In case of consistent positive results be achieved, a geological model based on a high tonnage-low ore grade deposit could therefore be built.

1. INTRODUÇÃO

Sendo conhecida a importância económica do ouro, interessará aprofundar o conhecimento sobre as potencialidades do país neste tipo de minério. Muitos índices estão hoje identificados, os quais encontram maior expressão em Jales, onde a exploração económica atingiu plano de certa notoriedade no passado (NEIVA, 1986; NEIVA e NEIVA, 1990). Tornar-se-á, portanto, importante investigar e desenvolver técnicas e métodos, directos e indirectos, aplicáveis a várias escalas de trabalho, que possam contribuir para a revelação de jazidas primárias de ouro. Nestas tarefas, deve ter-se em conta o princípio de que um depósito mineral do tipo metálico é, geralmente, produto da interacção complexa de processos magmáticos, tectónicos e hidrotermais que reflectem um enquadramento geodinâmico de maior amplitude (KERRICH e WYMAN, 1997) e que, em geral, as características de um depósito não se esgotam num único modelo (MUIR, 2001).

Os métodos de natureza litogeoquímica inscrevem-se nesse grupo, existindo na bibliografia numerosas citações de exemplos da sua aplicação, com maior ou menor sucesso, ao conhecimento dos processos genéticos das metalizações de ouro na Natureza, bem como ao seu modo de ocorrência na crosta. Também no nosso país têm sido produzidos e divulgados estudos geoquímicos vários onde sobressai a utilização destas metodologias (SANTOS OLIVEIRA e FARINHA, 1986; SANTOS OLIVEIRA, 1991, 1991a, 1993, 1993a; SIMÕES *et al.*, 1993; CATHELINÉAU *et al.*, 1993; COUTO, 1993; BOIRON *et al.*, 1996; CASTRO REIS *et al.*, 1997; SANTOS OLIVEIRA e ÁVILA, 1997; REIS, 1997; REIS *et al.*, 1998; RIBEIRO, 1998). Na prospecção de ouro, a utilização cumulativa da geoquímica com técnicas mineralométricas pode fornecer, acrescidamente, resultados positivos (SANTOS OLIVEIRA e FARINHA, 1986; FARINHA *et al.*, 1998; SANTOS OLIVEIRA *et al.*, 2001).

Em geral, os depósitos primários de ouro evidenciam acentuado controlo estrutural e litoestratigráfico (STONE *et al.*, 1995). A distribuição dos depósitos auríferos em veios associados a zonas de cisalhamento dúctil, constituindo um caso de estudo particular, tem merecido particular atenção já que elas podem constituir locais favoráveis (sistemas químicos “abertos”) para a circulação de fluidos mineralizadores até níveis superiores da crosta, com arrastamento, lixiviação e deposição de ouro e outros metais, muito por acção de fluidos oxidantes compostos por CO₂-H₂O. Muitos autores aceitam e defendem este princípio, tais como, CAMERON (1989); BONNEMAISON *et al.* (1989); BONNEMAISON e MARCOUX (1989); EISENLORH *et al.* (1989); KERRICH (1989); PEREIRA *et al.* (1993); GONZALEZ-CLAVIJO *et al.* (1994); FERKOUS e LEBLANC (1995). Haverá que ter, porém, em conta a tendência para certa esterilidade metalogenética das grandes fracturas transcrustais de 1^a ordem, em contraste com a fertilidade das zonas de “shear” de 2^a e 3^a ordens, como acontece nos campos auríferos Arcaicos do Canadá (NEUMAYR e HAGEMANN, 2002). De uma maneira geral, os sistemas filoneanos de Au-Ag,

quando instalados em rochas metamórficas, são, na sua maioria, definidos como depósitos mesotermiais formados em ambientes reológicos dúctil-frágil, ocorrendo frequentemente acompanhados por elementos químicos diversos, tais como, W, B, As, Sb, Se, Te, Bi, Rb, Pb, Mo, Na₂O e K₂O (KERRICH, 1989; ZEGERS *et al.*, 2002).

Tendo em conta os pressupostos mencionados, constituía objectivo principal do presente estudo investigar a dispersão do ouro em rochas de uma área aurífera, com identificação das estruturas portadoras de metal e associações possíveis com cisalhamentos maiores e a tectónica, em geral. Ao mesmo tempo, pretendeu-se detectar eventuais relações do Au, enquanto elemento químico, com outros elementos metalíferos e litogénicos nessas mesmas rochas numa perspectiva de definição de “pathfinders” com utilidade na pesquisa mineira. Para o efeito, foi seleccionada uma pequena área situada entre as povoações de Pomar e Gatas, a norte de Sarzedas, no concelho de Castelo Branco. Esta área tem sido alvo de poucos estudos apesar das suas potencialidades em mineralizações, constituindo certa excepção o trabalho de SIMÕES *et al.* (1993) que permitiu delinear alguns padrões geoquímicos associados a zonas de cisalhamento. Anotem-se ainda os estudos de SMITH (1987; 1988), de carácter geológico e económico à escala local e de PRATAS (1998), versando a aplicação de técnicas biogeoquímicas à poluição ambiental na área.

A presente investigação resultou, em parte, de recomendações formuladas em SHEPHERD e SANTOS OLIVEIRA (1994) que, no contexto de um projecto multidisciplinar executado na Zona Centro Ibérica, referiram que *a prospecção de ouro deveria incidir prioritariamente em zonas de “shear” e transpressão Hercínica*. Uma vasta região a oeste de Castelo Branco, com extensão para Maria Rosa, em Espanha, emergiu como promissora.

2. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E MINEIRA DA ÁREA DE ESTUDO

A área de Sarzedas situa-se a cerca de 18 km para NW da cidade de Castelo Branco. Segundo ROMÃO (1991) e TOMÁS OLIVEIRA *et al.* (1994) a área investigada (fig. 1) é dominada por unidades metassedimentares que englobam a denominada Formação Flyschoide do Rosmaninhal do Grupo das Beiras, pertencente ao Complexo Xisto-Grauváquico, de idade provável Proterozóica inferior. Predominam nela metapelitos e siltitos, constituindo unidades alternantes, mas ocorrem também grauvaques, microconglomerados e quartzitos. A esta formação sobrepõem-se quartzitos Armoricanos, particularmente expressivos na extremidade noroeste da área e retalhos de depósitos de cobertura sedimentar, de idades Terciária e Quaternária. Diversas rochas filoneanas ocorrem também na área: pórfiros felsíticos, diabases, filões ácidos e filões quartzosos. Por outro lado, não afloram rochas graníticas, embora se admita, com certa possibilidade, a existência de apófises em profundidade relacionadas com o granito de Castelo Branco que ocorre a Sul, face

á natureza e tipo das metalizações na região (volfrâmio, estanho, ouro, metais básicos).

Os *filões felsíticos*, de idade provavelmente Varisca, têm orientações N20°-30°W e são subverticais; adquirem uma textura porfírica de grão médio a fino e são constituídos por quartzo, feldspato, biotite e anfíbolas. Junto à povoação de Gatas estendem-se por 3 km, com espessura média de 5-10 metros e a NE e a E de Pomar por 150-200 metros, com possanças médias de 2-3 metros. Estas rochas porfíricas apresentam-se, em geral, muito alteradas dando lugar a uma rocha rica em sericite e quartzo, com envolvimento de processos hidrotermais que impediram a preservação da sua textura original. Os *filões ácidos deformados* (pré-Variscos) têm orientações N45-70°W, são deformados por S1 e apresentam textura porfírica. São formados maioritariamente por quartzo e algum feldspato, biotite, moscovite, piroxenas e anfíbolas. As *diabases* (eventualmente de idade Varisca) ocorrem em diques com orientação N10°W, têm textura subofítica a diabásica e são constituídas por clinopiroxenas, plagioclase, anfíbolas e alguma biotite. Afloram, com maior significado, junto do lugar de Pé da Serra e na Serra do Moradal. Os *filões de quartzo* são numerosos e agrupam-se em várias famílias, embora com predomínio dos sistemas N25-50°E. Apresentam-se, com frequência, brechificados e são portadores de óxidos secundários de ferro e alguma mineralização.

Do ponto de vista tectónico, a região foi afectada pela Fase Sarda e, seguidamente, pelas Orogenias Varisca e Alpina. TOMÁS OLIVEIRA *et al.* (1994) identificaram uma importante zona de cisalhamento na área de estudo (fig. 1), com orientação N25-30°W, subvertical e movimentação direita (nos locais de Pé da Serra e Azenhas de Cima, por exemplo, foram assinalados cisalhamentos de ordens inferiores). Aquela zona tectónica e estrutural, que afecta a Formação do Rosmaninhal, os quartzitos e os diques felsíticos, é visível numa extensão de vários quilómetros, admitindo-se que possam estar associadas a outras que ocorrem mais a Sul, identificadas por ROMÃO (2000). Evidencia-se ainda fracturação tardi-Varisca que se enquadra num sistema NNE-SSW associado, por sua vez, a outro NE-SW, ambos com movimentação esquerda. Mais tarde, desenvolveu-se a orogenia Alpina que gerou reactivação daquelas fracturas.

Na área, ocorrem diversos índices mineiros com alguma expressão que deram lugar, no passado, a trabalhos mineiros dirigidos para a exploração de antimónio e volfrâmio. Representam testemunhos dessa actividade a mina de Gatas (a que ganhou maior preponderância) e ainda as minas de Barroca da Santa, Casalinho, Goula, Ficalho e Galdins-Pomar (ver fig. 1). De acordo com SMITH (1987; 1988), a mineralização localiza-se principalmente nos filões quartzosos, os quais estão frequentemente tectonizados e brechificados, mas também nos felsitos. Nos filões, assinala-se a existência de antimonite, volframite, pirite e arsenopirite, para além de alguns sulfuretos de metais básicos (blenda, galena, calcopirite), dispersos numa ganga formada por quartzo, micas brancas, carbonatos, argilas e óxidos de ferro.

O ouro foi assinalado com alguma persistência, quer no estado livre, quer como inclusões submicroscópicas na pirite e na arsenopirite (SHEPHERD *et al.*, 1993). Diversos carbonatos, particularmente nas formas de ankerite e siderite, são frequentes, constituindo uma fase mineral tardia associada às estruturas mineralizadas. Expressões de mineralização são também visíveis nos pórfiros felsíticos, com destaque para a antimonite, arsenopirite e pirite; admite-se que estes dois últimos minerais sejam precoces relativamente a fases tardias de silicificação, enquanto a antimonite se afigura posterior (SHEPHERD *et al.*, 1993).

O controlo estrutural da mineralização é evidente, encontrando-se esta associada a estruturas cavalgantes com mergulhos de 30-40° NE que constituirão, assim, zonas de fraqueza estrutural que permitiram a ascensão de fluidos mineralizadores. A mineralização de Gatas e Barroca da Santa acomoda-se em veios mineralizados que cruzam a xistosidade dos metassedimentos encaixantes enquanto, em Pomar, os veios se dispõem quase paralelamente à arquitectura regional (SMITH, 1987). Da observação da figura 1 transparece claro um enquadramento espacial dos principais locais com mineralização com a zona de cisalhamento mencionada acima, considerando TOMÁS OLIVEIRA *et al.* (1994) que as mineralizações parecem estar controladas com a intersecção dessa zona com fracturas tardi-Variscas de direcção NE-SW.

3. MÉTODOS E TÉCNICAS

No decorrer do presente estudo colheram-se 71 amostras distribuídas da seguinte forma: essencialmente vários tipos de rochas metassedimentares e afins, para além alguns materiais geológicos de recobrimento secundário (sedimentos de linhas de água e solos). Na figura 1 dá-se conta do plano de amostragem adoptado.

Cada amostra foi obtida com base na recolha de vários fragmentos de rocha, com aspecto o mais fresco possível, tomados em vários pontos num raio de cerca de 5 metros tendo em vista dispôr-se de amostras suficientemente representativas. Em média, o peso de cada uma oscilou entre 8-10 Kg. Depois de fragmentadas e moídas até uma granulometria <200 mesh, de acordo com procedimentos correntes, foram analisadas quimicamente. Os elementos químicos maiores (constituintes dos minerais principais das rochas) foram determinados por Fluorescência de Raios-X (FRX). No que diz respeito aos elementos menores e traço, o As, Cu, Pb, Zn, Ag, Sb, Mo, Cr, Ni, Co, V, Be, B, P e Mn foram doseados por Espectrometria de Emissão por Plasma Condutivo (DCP), enquanto o Ba, Sr, Rb, Zr, W e Sn foram analisados por FRX; o Au foi doseado por Potenciometria de Redissolução Anódica. Os erros determinados na aplicação da FRX oscilaram entre 2-10% para os elementos traço e 0.01-0.6% para os maiores; a precisão calculada na utilização dos métodos por DCP e por potenciometria de redissolução anódica situou-se entre 3-8%.

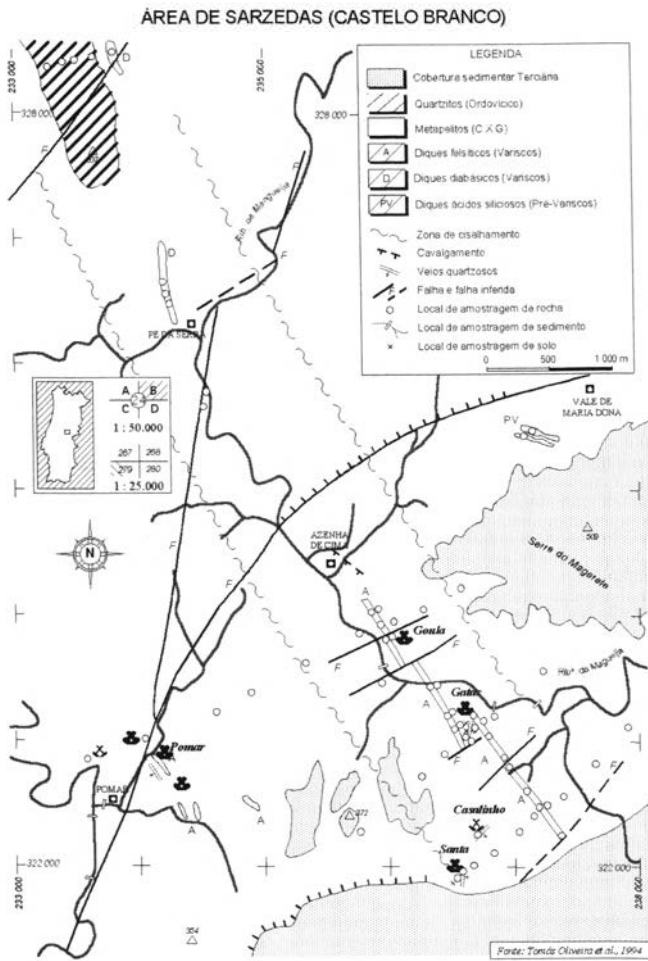


Fig. 1 – Geologia da área de Sarzedas e plano de amostragem.

No que concerne especificamente ao ouro, foram tomadas em conta algumas reservas inerentes à sua distribuição nas rochas e aos métodos de doseamento, factores que podem condicionar uma correcta interpretação dos dados analíticos. A existência de concentrações de metal usualmente discretas e baixas em metassedimentos, em conjunto com uma distribuição frequentemente errática e/ou localizada; limitações (e possíveis imprecisões) quanto à boa aplicabilidade dos métodos analíticos em gamas de teores muito baixos de Au e próximos do limite de detecção; e dificuldades na moagem e homogeneização das amostras em termos de obtenção de um peso representativo para análise e de garantias da presença de quantidades de metal equivalentes à da amostra total, constituem factores que podem colocar algumas limitações quanto a uma interpretação cabal dos dados analíticos

(SALMINEN e TARVAINEN, 1997; DOMINY *et al.*, 2000). A fiabilidade dos resultados analíticos foi garantida até ao limite inferior de 8 ppb de Au, pelo que a interpretação de valores abaixo deste patamar merece alguma reserva.

Os dados analíticos foram submetidos a tratamento estatístico e matemático por processos correntes de estatística descritiva e com recurso a análise multivariada (Análise em Componentes Principais).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados litogeoquímicos resultaram de análises efectuadas nos diversos tipos de rochas aflorantes na área de Sarzedas. A análise dos elementos maiores nalguns dos grupos litológicos teve em vista permitir aferir a sua composição química maioritária (Quadro I). As rochas metapelíticas enquadram-se no quimismo dos metassedimentos (CONDIE, 1993; MENHERT, 1969) e são idênticas a metapelitos da vizinha região de Pedrógão (SANTOS OLIVEIRA *et al.*, 2001). Os diques felsíticos são rochas siliciosas e de tendência calco-fosfatada, deficitárias em ferro e que apresentam uma relação específica ($\text{NaO}_2/\text{KO}_2 > 1$). Os diques ácidos pré-Variscos distinguem-se dos anteriores por serem dominados pela sílica e pobres na maior parte dos restantes elementos.

Quadro I – Elementos maiores em rochas da área de Sarzedas (teores em %)

Tipo de amostras	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe(t)	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
R. metapel. (n=11)	64.68	18.13	5.62	0.02	<0.4	1.07	0.52	3.79	0.83	0.08
Diques ácidos (n=2)	95.54	1.75	1.05	0.07	<0.4	0.08	<0.20	0.29	0.38	0.04
Felsitos (n=2)	76.88	13.68	1.02	0.05	0.38	0.12	3.81	2.38	<0.04	0.79

Mas também os elementos menores e traço litogénicos contribuem para a caracterização das litologias presentes, conforme transparece da análise dos resultados do Quadro II. Em particular, os vários tipos de rochas filoneanas cartografadas podem ser identificadas pelas seguintes assinaturas químicas: os diques ácidos (mais antigos) pela associação Cr-Zr; as diabases pelo grupo Ni-Co-V-Mn; os felsitos mais recentes (Variscos) pela associação Rb-Sr-B-P. O espectro dos veios quartzosos tende a aproximar-se destes últimos.

Quadro II – Elementos litogénicos menores e traço em rochas da área de Sarzedas

Tipo de amostras	ppm Cr	ppm Ni	ppm Co	ppm V	ppm Ba	ppm Rb	ppm Sr	ppm B	ppm Zr	ppm P	ppm Mn
R. metapel. (n=36)	129	33	7	113	551	141	59	83	186	349	97
Quartzitos (n=4)	335	41	11	14	52	6	30	12	588	256	1092
Diques ácidos (n=2)	389	87	<5	8	58	9	66	11	770	123	623
D. diabásicos (n=4)	308	335	60	173	186	11	113	<10	143	866	1458
Felsitos (n=13)	82	16	<5	<5	86	215	206	241	19	2288	172
Veios qz. brech (n=3)	307	51	<5	24	35	43	383	57	48	870	315

O OURO VERSUS OUTROS ELEMENTOS METALÍFEROS

Os teores médios de ouro e outros elementos metalíferos afiliados determinados nas rochas estão expressos no Quadro III. Os felsitos e os filões quartzosos brechificados sobressaem claramente como rochas portadoras de mineralização, contendo concentrações médias relevantes de Au e Sb. Os teores de As e Zn são moderados e a Ag não ocorre com significado, enquanto o W, Sn e Be são outros vestigiários característicos nos felsitos.

Quadro III – Elementos metalíferos menores e traço em rochas da área de Sarzedas

Tipo de amostras	ppb Au	ppm As	ppm Sb	ppm Cu	ppm Pb	ppm Zn	ppm Ag	ppm Mo	ppm Sn	ppm W	ppm Be
R. metapel. (n=36)	17	35	25	35	17	176	<0.2	2.5	5.4	5.4	2.2
Quartzitos (n=4)	12	<20	<20	16	<10	39	<0.2	3.0	<5.0	<5.0	<1.0
Diques ácidos (n=2)	35	<20	<20	14	<10	<10	<0.2	3.0	<5.0	<5.0	<1.0
D. diabásicos (n=4)	4	<20	<20	74	<10	202	<0.2	2.3	<5.0	<5.0	<1.0
Felsitos (n=13)	2194	127	255	6	30	279	<0.2	1.8	40	62	27
Veios qz. brech (n=3)	17286	557	9337	16	72	332	0.23	4.3	<5.0	33	1.3

Comparando os teores de Au nos metassedimentos, cujos valores oscilam entre os 12 e 17 ppb, com concentrações de referência e “baselines” extraídos da bibliografia (Quadro IV), conclui-se que aqueles são tendencialmente anómalos, aproximando-se de teores característicos de unidades litológicas associadas a metalizações auríferas. A distribuição espacial do Au nas rochas da área de Sarzedas (fig. 2) confirma essa tendência de enriquecimento geoquímico local, com destaque para as fortes anomalias litogeoquímicas em unidades mineralizadas que ocorrem na zona das minas.

Algum enriquecimento nos teores de ouro nos diques ácidos pré-Variscos (média de 35 ppb), quando comparados com valores encontrados nos metassedimentos, contribui para sustentar hipóteses formuladas por diversos autores sobre uma origem poligénica e polifásica das metalizações auríferas na Península Ibérica (SHEPHERD *et al.*, 1995; PEREIRA e MEIRELES, 1998; NORONHA *et al.*, 2000). As estruturas portadoras de mineralização epigenética podem ter sofrido diversos e sucessivos processos concentradores durante períodos longos de tempo (RAMSAY *et al.*, 1998).

Parece inquestionável que grande parte do ouro depositado nos filões e felsitos tem origem epigenética a avaliar pelo desvio estatístico determinado nas concentrações. A este comportamento “errático” não será, por certo, estranha a actuação de fenómenos hidrotermais que aparecem fortemente “impressos” nas rochas mineralizadas (SHEPHERD *et al.*, 1993). Tais processos terão também contribuído para a variação composicional verificada nos metassedimentos situados

junto do contacto com essas estruturas, tendência que tem sido igualmente assinalada por diversos autores (por exemplo, BIERLEIN *et al.*, 2000). Embora GAO e KWAK (1997) refiram que as variações na composição químico-mineralógica das litologias instaladas junto de mineralizações de ouro são espacialmente limitadas, foi possível determinar que os metapelitos amostrados até cerca de 5 metros do contacto com as estruturas mineralizadas foram afectados por silicificação acompanhada da introdução de Au e outros elementos, conforme se mostra no Quadro V. Este comportamento concorda com GOVETT (1983) no sentido de que a resposta geoquímica obtida a partir de veios mineralizados - pequenos e estreitos alvos de prospecção- são de curta extensão.

Quadro IV – Teores de Au em materiais geológicos diversos, com resultados extraídos da bibliografia

Tipos de amostras	Fonte bibliográfica	ppb Au
Média em xistos	WEDEPHOL, 1969	2.5
Média para metassedimentos/ Abundância crustal	VINOGRADOV, 1962	0.1-0.43
Xistos verdes potencial/ auríferos da África do Sul	SAAGER <i>et al.</i> , 1982	2.4-10.8
Patamar para rochas metassedim. de áreas auríferas	XUEGING e XUEQUIN, 1991	4-8
Rochas caledónicas de áreas mineralizadas da Irlanda	O'CONNOR e GALLAGHER, 1994	<2
Xistos potencialmente auríferos da Rússia	GADIYATOV e BIRYNL'KIN, 1992	12
Rochas encaixantes de mineralização aurífera do Quebeque	BEAUDOIN <i>et al.</i> , 1987	4
Xistos de campo aurífero da Rússia	KOROBENNIKOV, 1995	3-10
Rochas metassedimentares associadas a ouro da Finlândia	RASILAINEN, 1993	19
Xistos e silts de área aurífera	ROMBERGER, 1988	1-3
Patamar para rochas anómalas em ouro	CLARKE e GOVETT, 1990	50
Média em xistos	GOVETT, 1983	1
Rochas cisalhadas e metassom. de área com ouro da Argélia	FERKOUS e LEBLANC, 1995	>10
Rochas pelíticas evoluídas de área aurífera da Rússia	GRAVILENKO, 1994	4
Rochas de contacto campo aurífero de Ballarat (Austrália)	BIERLEIN <i>et al.</i> , 1998	28
Médias em domínios metamórficos com Au de V.P. Aguiar	RIBEIRO, 1998	9.9; 12
Brechas sedimentares do Douro em zona de cisalhamento	CASTRO REIS <i>et al.</i> , 1997	40
Xisto grafitosos do Douro em zona de cisalhamento	CASTRO REIS <i>et al.</i> , 1997	12
Xisto e grauvaques do Douro em zona de cisalhamento	CASTRO REIS <i>et al.</i> , 1997	13
Metapelitos de Pedrógão em área aurífera anómala	SANTOS OLIVEIRA <i>et al.</i> , 2001	8
Quartzos em filões da área aurífera anómala de Pedrógão	SANTOS OLIVEIRA <i>et al.</i> , 2001	40

Quadro V – Teores de elementos seleccionados em metapelitos colhidos a diferentes distâncias de estruturas mineralizadas

Tipo de amostras	ppb Au	ppm As	ppm Sb	ppm Pb	ppm Zn	ppm Be	ppm Rb	ppm Sr	ppm B	ppm P	ppm Mn	% SiO₂
Metapelitos mais longe do contacto(*)	9	12	13	13	107	1.5	125	43	68	383	126	63.3
Metapelitos mais perto do contacto(**)	30	76	45	23	298	3.5	170	88	110	288	46	67.2

(*) Colheita a mais de 5 m do contacto c/estruturas mineralizadas; n=23 excepto para SiO₂ (n=4).

(**) Colheita até cerca de 5 m do contacto c/estruturas mineralizadas; n=13 excepto para SiO₂ (n=4).

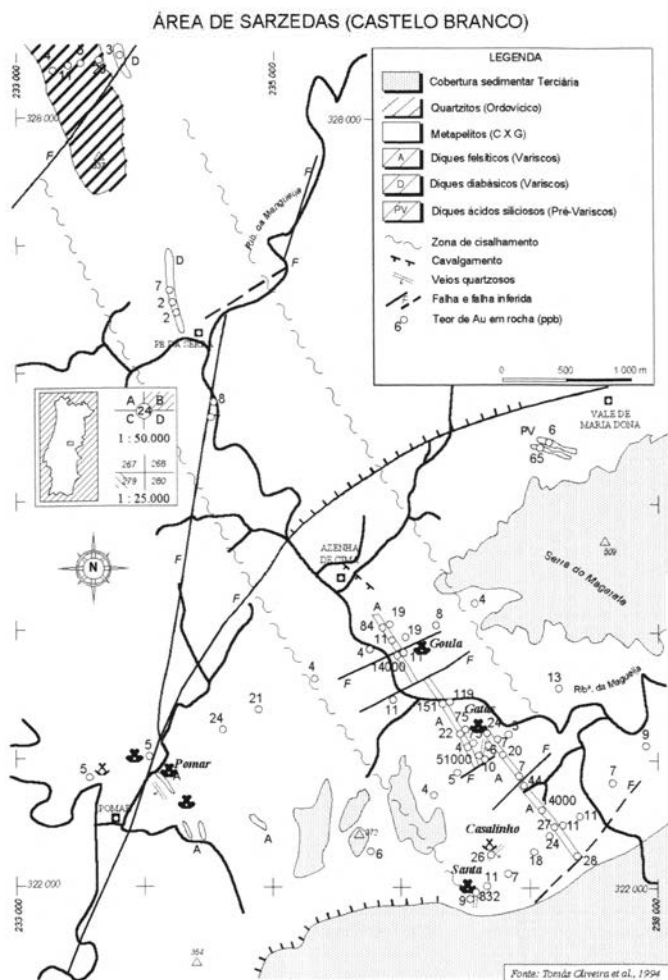


Fig. 2 – Distribuição do ouro em rochas da área de Sarzedas.

Da análise dos resultados transparece, assim, que o ouro ocorre, localmente, em quantidades anómalas nas rochas da área de Sarzedas, de acordo com a seguinte tendência geoquímica: médias de 9 ppb Au nos metapelitos → 30 ppb nos metapelitos proximais das estruturas mineralizadas → 2194 ppb (2.2 g/ton) nos felsitos → 17286 ppb (17.3 g/ton) nos filões de quartzo. Esta evolução nos teores pode observar-se nas figuras 3-a), b) e c) que apresentam perfis dos teores de Au nas rochas atravessando respectivamente as zonas das minas da Barroca da Santa, Gatas e Goula. Estes perfis permitem também avaliar o contraste químico manifestado pelos filões e felsitos e caracterizar estas unidades como rochas mineralizadas.

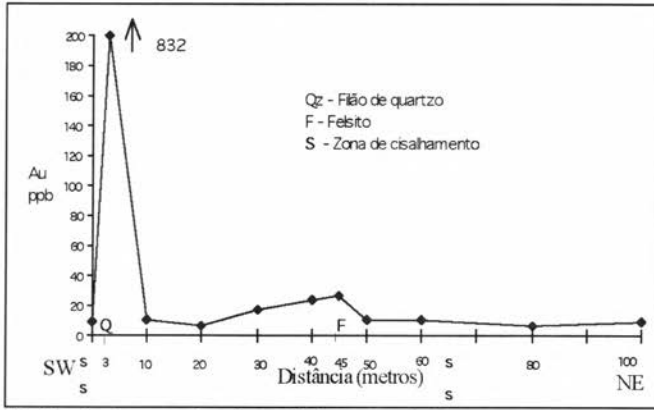


Fig. 3-a – Distribuição do Au em rochas do perfil da Barroca da Santa.

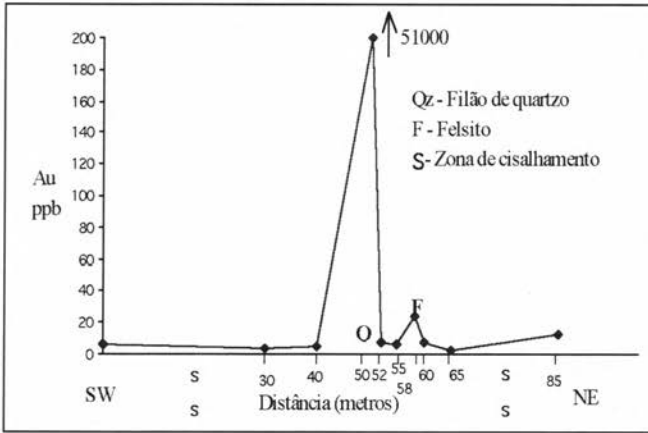


Fig. 3-b – Distribuição do Au em rochas do perfil das Gatas.

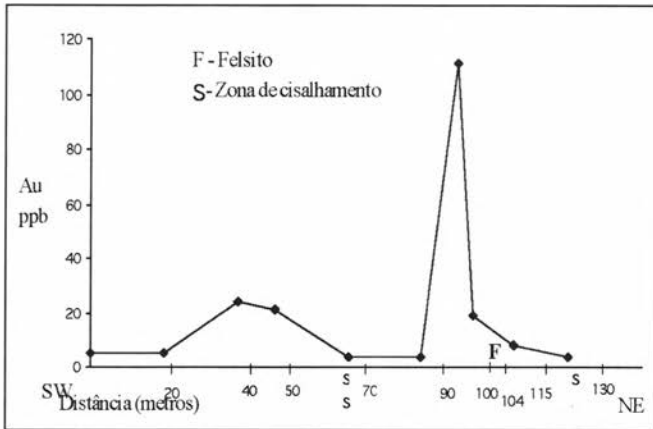


Fig. 3-c – Distribuição do Au em rochas do perfil da Goula.

A tectónica parece influenciar, em certa medida, a distribuição litogeoquímica do ouro já que as rochas na zona de cisalhamento contêm, em média, concentrações de 20 ppb quando comparadas com a generalidade dos metassedimentos (10 ppb Au), de acordo com os resultados indicados no Quadro VI. Todavia, é de reter que zonas junto de falhas maiores não parecem estar afectadas por enriquecimentos sensíveis de ouro (ver fig. 2). Esta tendência concorda com conclusões obtidas por PIRAJNO e BAGAS (2002), que atribuem um controlo estrutural por zonas de “shear” a mineralizações múltiplas que ocorrem na China e por outros autores (BONNEMAISON e MARCOUX, 1989; BONNEMAISON *et al.*, 1989; CAMERON, 1989; FERCOUS e LEBLANC, 1989).

Quadro VI – Teores de Au, As e Sb em metapelitos em zona de cisalhamento e fora dela

Tipos de amostras	ppb Au	ppm As	ppm Sb
Metapelitos em zona de “shear” (n=26)	20	43	29
Metapelitos fora da influência de zona de “shear” (n=10)	10	<20	<20

Devido a alguma dificuldade na detecção de teores baixos de Au, dado que a fiabilidade analítica se situou em cerca de 8 ppb, recorreu-se a uma metodologia de análise multielementar por forma a permitir a interpretação conjunta dos dados do ouro com outros elementos traço susceptíveis de constituir “pathfinders” relativamente a mineralizações auríferas. Este tipo de metodologia litogeoquímica multielementar tem sido perfilhada, com certo sucesso, por vários autores (XUEGING e XUEQUIN, 1991; NURMI e LESTINEN, 1991; RASILAINEN, 1993; BORNHOST *et al.*, 1993; KOMOV, 1994; CASTRO REIS *et al.*, 1997; SANTOS OLIVEIRA *et al.*, 2001). As associações geoquímicas encontradas para o ouro tendem a mostrar certa especificidade, afigurando-se diferentes das definidas para outros estilos de mineralização hipogénica (SANTOS OLIVEIRA, 1991; 1991a). A aplicação de técnicas estatístico-matemáticas aos dados multielementares pode contribuir para sustentar a interpretação (SANTOS OLIVEIRA e ÁVILA, 1997; REIS *et al.*, 1998; RIBEIRO, 1998; SANTOS OLIVEIRA *et al.*, 2001).

Do cálculo dos coeficientes de correlação resultou que a associação do ouro com os outros elementos metalíferos não é a mesma, quer se trate dos metassedimentos, em geral, ou das rochas mineralizadas (filões e felsitos). No primeiro caso, o Au associa-se preferencialmente ao As, Mo, B e Be (coeficientes de 0.86, 0.57, 0.73, 0.84, respectivamente) enquanto, no segundo, se liga fortemente ao As, Mo, Cu e Sr (coeficientes de 0.99, 0.51, 0.70 e 0.85) e mantém correlações negativas com o B, Be e Sn. Em ambos não existe simpatia estatística evidente do Au com o Sb, ou com o W. Estes resultados sugerem que os fenómenos hidrotermais tardios podem ter interferido na redistribuição geoquímica dos elementos e que a mineralização aurífera não se afigura estar relacionada com a de antimónio, nem

com as de volfrâmio e estanho. Alguma indiferença litogeoquímica entre mineralizações de Au e de Sn-W tem sido demonstrada noutras áreas mineiras do país, como as de Góis e Jales (SANTOS OLIVEIRA, 1991; 1991a; 1993).

Quadro VII – Resultados da Análise em Componentes Principais (ACP) sobre os dados de 21 variáveis químicas (elementos traço) nas rochas da área de Gatas-Pomar (n=59). Dados normalizados com rotação Varimax dos eixos

Componentes	Valores Próprios	% Variância	% Variância Cumulada			
1	7.24	34.5	34.5			
2	3.23	15.4	49.9			
3	2.52	12.0	61.9			
4	2.03	9.7	71.6			
5	1.29	6.1	77.7			
6	1.03	4.9	82.6			

Variável	Comp. 1	Comp. 2	Comp. 3	Comp. 4	Comp. 5	Comp. 6
Au	-0.05	0.10	0.39	0.70	0.10	0.22
As	-0.02	0.08	0.07	0.89	0.09	0.30
Cu	-0.20	-0.50	-0.75	-0.22	0.02	0.03
Pb	0.05	0.28	-0.01	0.16	0.20	0.62
Zn	0.07	-0.09	0.10	0.08	0.19	0.78
Sb	0.62	0.15	0.08	-0.03	-0.02	0.64
Mo	0.02	-0.01	-0.05	0.84	-0.08	-0.15
Cr	-0.09	-0.52	0.07	-0.01	-0.70	-0.17
Ni	-0.05	-0.93	-0.18	-0.07	-0.04	-0.02
Co	0.00	-0.96	-0.14	-0.02	0.04	-0.01
V	-0.14	-0.21	-0.86	-0.22	0.16	-0.15
Ba	-0.09	0.36	-0.87	0.07	0.13	0.10
Rb	0.41	0.45	0.01	0.32	0.56	0.39
Sr	0.79	-0.02	0.24	0.02	0.20	0.03
B	0.67	0.25	0.31	0.13	0.41	0.35
Zr	-0.10	0.07	0.06	0.01	-0.84	-0.17
W	0.87	0.01	0.02	-0.08	-0.05	0.08
Sn	0.35	0.12	0.71	-0.01	0.53	0.14
Be	0.33	0.09	0.69	0.08	0.50	0.24
P	0.71	-0.10	0.44	0.06	0.45	-0.06
Mn	0.02	-0.78	0.13	-0.01	-0.17	-0.15

Os valores dos pesos factoriais dentro do domínio ± 0.50 não foram considerados significativos.

O tratamento matemático multivariado de 21 atributos químicos, a partir da Análise em Componentes Principais (ACP), segundo DAVIS (1973), permitiu a extração de 6 componentes significativos com valores próprios maiores do que a unidade, responsáveis por 82.6 % da variância total dos dados (Quadro VII). A matriz dos pesos factoriais obtida é de interpretação complexa devido ao número elevado de componentes portadores de significado estatístico, sendo função da diversidade litológica amostrada e das diversas expressões de mineralização que

ocorrem na região. Da análise dos resultados, em conjunto com a representação gráfica exibida na figura 4, foi possível identificar várias tendências geoquímicas, tais como:

- Ligação consistente entre as mineralizações volfrâmica e antimonífera existentes nos filões e felsitos, com possível interferência de minerais da ganga, como apatite e turmalina; componente 1 definido pela associação W-Sb-P-B-Sr.
- Presença de uma assinatura litológica caracterizada pela presença de diabases; componente 2 formado pela associação Ni-Co-Cr-Mn.
- Indícios da existência de mineralização estanífera; componente 3 caracterizado pela associação Sn-Be com prováveis fosfatos (P) em oposição a alguns elementos litogénicos (predominância do Ba e V).
- Influência moderada da mineralização aurífera (explicada apenas por cerca de 10% da variância total dos dados), salientando-se que o ouro se correlaciona intimamente com o As e Mo no componente 4.
- Existência de um factor litológico correlacionável com os diques pré-Variscos; componente 5 dominado pelo par Zr-Cr em oposição ao Rb e Be.
- Persistência de uma assinatura litogeoquímica, ainda que débil, indiciadora de mineralização de metais básicos; componente 6 caracterizado pela associação Zn-Pb-Sb.

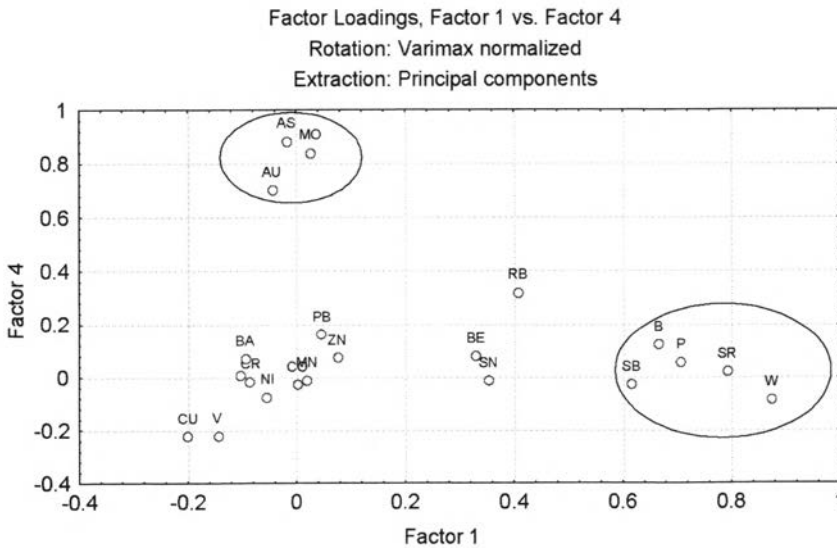


Fig. 4 – Resultados da ACP. Componente 4 versus componente 1 mostrando as associações do ouro e o antagonismo com a mineralização de tungstênio-antimônio.

Os resultados obtidos mostram evidências de alguma mineralização de ouro na área de Sarzedas, se atentarmos na magnitude de alguns dos teores encontrados nos filões quartzosos e nos felsitos e na extensão dos afloramentos, não obstante a variabilidade espacial e o carácter algo aleatório desses mesmos teores. A associação do Au, enquanto elemento com características siderófilas, com o As, Mo e (Cu) deve ser acatada, já que as respectivas relações geoquímicas são algo consistentes. Por outro lado, a estatística sugere certa independência (se não antagonismo) entre os índices de ouro e outros estilos de mineralização na área, o que poderá estar relacionado com a existência plural de eventos metalogenéticos separados no tempo (HUSTON *et al.*, 2002). Tendências idênticas são relativamente frequentes em diversos tipos de depósitos auríferos dispersos pelo mundo (BACHE, 1987). Autores vários têm referido tais aspectos, como por exemplo: BONNEMAISON *et al.* (1989), que enfatizam que a existência de correlações Au-As em zonas de cisalhamento constitui uma assinatura geoquímica característica de regiões auríferas de França; CLARKE e GOVETT (1990) e KERRICH (1989), que admitem o Mo como “pathfinder” de mineralizações auríferas; RASILAIEN (1993), que cita enriquecimentos de 2 vezes em Mo relativamente a valores de fundo em rochas sedimentares associadas a mineralizações de ouro; e o próprio BACHE (1987), que sublinha a existência de associações frequentes de Au com Cu em vários tipos de depósitos, na medida em que são elementos do mesmo grupo (Ib) do Quadro Periódico.

Anote-se, entretanto, que alguns solos amostrados junto dos locais das minas de Gatas e da Barroca da Santa apresentam concentrações muito elevadas de Au (médias na ordem dos 81 g/ton e 83 g/t, respectivamente). Também os teores em sedimentos colhidos na vizinhança das minas de Pomar e Gatas confirmam uma dispersão de ouro em quantidades moderadamente anómalas na área de estudo (média de 30 ppb Au). Verificou-se que outros elementos com teores anómalos acompanham o Au, de acordo com processos dispersivos habitualmente sobreponíveis no ambiente secundário (GRIMES *et al.*, 1995), tendo-se determinado médias de 1770 ppm As, 8220 ppm Pb, 540 ppm Zn, 48670 ppm Sb, 1340 ppm W nos solos e de 340 ppm Zn e 60 ppm Sb nos sedimentos.

5. RESUMO DE CONCLUSÕES

O presente estudo litogeoquímico mostrou que a área de Sarzedas contém anomalias de ouro em certos locais e litologias. Delinearam-se controlos de natureza litológica e estrutural na distribuição primária do metal, na medida em que litotipos particulares, como filões quartzosos (frequentemente brechificados) e felsitos, são portadores de teores de Au com algum significado, enquanto rochas associadas

mais estreitamente a zonas de “shear” se afiguram ocorrer quimicamente enriquecidas em relação à generalidade dos metassedimentos da área. A grande variabilidade das concentrações de Au nessas rochas e uma clara evolução, em termos de teores, no sentido metapelitos → metapelitos proximais de estruturas mineralizadas → felsitos → filões quartzosos sugerem uma origem epigenética para a mineralização.

A análise estatística e matemática dos dados litogeoquímicos aponta para um antagonismo dos índices de ouro com as mineralizações de W-Sb e Sn e até com possíveis índices de metais básicos (Zn-Pb-Sb) detectados na área.

A metodologia de análise e de interpretação de dados utilizada, com recurso à análise química conjunta do Au e de outros elementos “pathfinder” nos metassedimentos, revelou-se útil com vista à delineação dos estilos de mineralização existentes e de locais anómalos em ouro.

Os resultados obtidos apontam para a conveniência em se aprofundar a investigação (e a prospecção) na área de Sarzedas se se pretender proceder a uma avaliação, de forma mais definitiva, da extensão e quantidade da mineralização de ouro. Neste contexto, devem ser pesquisados, com maior grau de favorabilidade, os dois tipos de estruturas onde se detectaram os teores mais interessantes (filões quartzosos e felsitos), concedendo-se particular atenção às zonas brechificadas e de intersecção de fracturas. A confirmar-se a existência de resultados positivos consistentes, poderia equacionar-se um modelo geológico, com possível interesse económico, sustentado em jazidas com grande tonelagem e baixos teores de ouro associáveis, simultaneamente, a ambas unidades litológicas.

AGRADECIMENTOS

O estudo em apreço foi realizado no âmbito do contrato de investigação Praxis nº 2/2.1/CTA/81/94, pelo que se agradece à Fundação da Ciência e Tecnologia (FCT) o apoio financeiro recebido para esse efeito.

A preparação das amostras necessárias aos estudos laboratoriais e a realização das análises tiveram lugar nos sectores adequados do Laboratório do IGM, sob a orientação da Eng.^a Manuela Amarante (tratamento das amostras), Eng.^a Maria Eugénia Moreira (análises por FRX), Dr.^a Maria José do Canto (análises por Espectrometria de Plasma) e Dr.^a Maria Adelaide Ferreira (Potenciometria, no doseamento do ouro). A Eng.^a Paula Ávila manipulou os dados, com utilização de diversas técnicas estatísticas e matemáticas à disposição. O sr. Carlos Alberto Fernandes elaborou as peças desenhadas. Nas tarefas de amostragem, no terreno, participou activamente o sr. Adriano Rodrigues.

BIBLIOGRAFIA

- BACHE, J.J. (1987) – World Gold Deposits. A Geological Classification. North Oxford Academic, 179 pp.
- BEAUDOIN, A., PERRAULT, G. e BOUCHARD, M. (1987) – Distribution of gold, arsenic, antimony and tungsten around the Dest-Or orebody, Noranda district, Abitibi, Quebec. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 28, pp. 41-70.
- BIERLEIN, F.P., FULLER, T., STUWE, K., ARNE, D.C. e KEAYS, R.R. (1998) – Wall-rock alteration associated with turbidite-hosted gold deposits. Examples from the Palaeozoic Lachlan fold belt in central Victoria, Australia. *Ore Geology Reviews*, vol. 13, pp. 345-380.
- BIERLEIN, F.P., ARNE, D.C., MCKNIGHT, J. Lu, REEVES, S., BESANKO, J., MAREK, J. e COOKE, D. (2000) – Wall-rock petrology and geochemistry in alteration halos associated with mesothermal gold mineralization, Central Victoria, Australia. *Economic Geology*, vol. 95, pp. 283-312.
- BOIRON, M.C., CATHELINÉAU, M., BANKS, D., YARDLEY, B.W., NORONHA, F. e MILLER, M.F. (1996) – P-T-X conditions of late Hercynian fluid penetration of granite-hosted Au-quartz veins in NW Iberia: a multidisciplinary study of fluid inclusions and their chemistry. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 60, pp. 43-57.
- BONNEMAISON, M., BONNEFOY, D. e BRAUX, C. (1989) – Geochemical signatures of gold-bearing shear zones in the Variscan basement, France. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 32, pp. 51-52.
- BONNEMAISON, M. e MARCOUX, E. (1989) – Auriferous mineralisation in some shear zones: a three stage model of metallogenesis. *Mineralium Deposita*, vol. 26, pp. 96-104.
- BORNHORST, T.J., RASILAINEN, K. e NURMI, P.A. (1993) – Chemical character of lithologic units in the late Archean Hattu Schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, vol. 17, pp.133-145.
- CAMERON, E. (1989) – Derivation of gold by oxidative metamorphism of a deep ductile shear zone; Part I -Conceptual model. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 31, pp. 135-147.
- CASTRO REIS, M.L., MOREIRA, M.E., BRAVO SILVA, P., ÁVILA, P.H., ALVES FERREIRA, M.A., SIMÕES, M. e SANTOS OLIVEIRA, J.M. (1997) – Mineralogical and geochemical features of metasedimentary rocks associated to one case of Au-Sb hydrothermal mineralization in Portugal. *Comunicações do IGM*, tomo 83, pp. 29-42.
- CATHELINÉAU, M., BOIRON, M.C., ESSERAJ, S., BARAKAT, A., GARCIA PALOMERO, F., URBANO, R., TOYOS, J.M., FLORIDO, P., PEREIRA, E.S., MEIRELES, C., FERREIRA, N., CASTRO, P., NORONHA, F., DÓRIA, A., RIBEIRO, M.A., BARRIGA, F., MATEUS, A., YARDLEY, B. e BANKS, D. (1993) – Major structural factors of Au concentrations in the northwestern Iberian Massif (Spain-Portugal): a multidisciplinary and multiscale study. In Fenol-Hach-Ali, P. Torres-Ruiz, J. & Gervilla, F. (Eds.), *Universidad de Granada*, pp. 613-616.
- CLARKE, D.S. e GOVETT, G.J.S. (1990) – Southwest Pacific epithermal gold: a rock geochemistry perspective. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 35, pp. 225-240.
- CONDIE, K.C.(1993) – Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, vol. 104, pp.1-37.
- COUTO, H. (1993) – As mineralizações de Sb-Au da região Dúrico-Beirã. Tese para Doutorado, Fac. Ciências da Universidade do Porto, 463 pp.+ anexos.

- DAVIS, J.C. (1973) – Statistics and Data Analysis in Geology. John Wiley & Sons, Inc., New York, London, Sydney, Toronto, 550 pp.
- DOMINY, S.C., ANNELS, A.E., JOHANSEN, G.F. e CUFFLEY, B.W. (2000) – General considerations of sampling and assaying in a coarse gold environment. Transactions Institute of Mining and Metallurgy, Section B, vol, 109, pp. B145-B167.
- EISENLOHR, B.N., GROVES, D. e PARTINGTON, G.A. (1989) – Crustal-scale shear zones and their significance to Archean gold mineralization in Western Australia. Mineralium Deposita, vol. 24, pp.1-8.
- FARINHA, J., SANTOS OLIVEIRA, J.M., RODRIGUES, L.V., MARTINS, L.P., SHEPHERD, T.J., NADEN, J., CONDE, L.N. e FERREIRA PINTO, A.F. (1998) – Investigations concerning the gold potential of the Penamacor area in Central Portugal: initial results based on a multidisciplinary geological, mineralogical and geochemical approach. Comunicações do IGM, tomo 84, fasc. 2, pp. F27-F29.
- FERKOUS, K. e LEBLANC, M. (1995) – Gold mineralization in the West Hoggar shear zone, Algeria. Mineralium Deposita, vol. 30, pp. 211-224.
- GADIYATOV, V.G. e BIRYNL'KIN, G.V. (1992) – Background Au levels in the Precambrian greenstones in the Temulyakit-Tungurcha folded zone, West Aldan Shield. Geochemistry International, vol. 29, nº 1, pp. 138-141.
- GAO, Z.L. e KWAK, T.A.P. (1997) – The geochemistry of wall rock alteration in turbidite-hosted gold vein deposits, central Victoria, Australia. Journal of Geochemical Exploration, vol. 59, pp. 259-274.
- GONZALEZ-CLAVIJO, E.J., ORTEGA, C., FLORIDO, P. e LOCUTURA, J. (1994) – El control estructural de las mineralizaciones auríferas en la zona de Pino, provincia de Zamora (España). Boletim Geológico y Minero, vol. 105-2, pp. 178-189.
- GOVETT, G.J.S. (1983) – Handbook of Exploration Geochemistry. Volume 3: Rock Geochemistry in Mineral Exploration. Elsevier Scientific Publishing Company, 461 pp.
- GRAVILENKO, B.V. (1994) – Gold in spitsbergen rocks. Geochemistry International, vol. 31, nº 7, pp. 107-114.
- GRIMES, D.J., FICKLIN, W.H., MEIER, A.L. e MCHUGH, J.B. (1995) – Anomalous gold, antimony, arsenic and tungsten in ground water and alluvium around disseminated gold deposits along the Getchell trend, Humboldt County, Nevada. Journal of Geochemical Exploration, vol. 52, pp. 351-371.
- HUSTON, D.L., SUN, SHEN-SU, BLEWETT, R., HICKMAN, A., VAN KRANENDONK, M., PHILIPS, D., BAKER, D. e BRAUHART, C. (2002) – The timing of mineralization in the Archean North Pilbara terrain, Western Australia. Economic Geology, vol. 97, pp. 733-755.
- KERRICH, R. (1989) – Geochemical evidence on the sources of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal Au deposits. In Mineralization and Shear Zones, Editor J.T. Burnsnall. Chapter 5, pp.129-197. Geological Association of Canada.
- KERRICH, R. e WYMAN, D.A. (1997) – Review of developments in trace-element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral mineral exploration. Australian Journal of Earth Sciences, vol. 44, pp. 465-487.
- KOMOV, I.C. (1994) – Geochemical element associations on gold deposits. Geochemistry International, vol. 31, nº 11, pp. 62-71.
- KOROBENNIKOV, A.F. (1995) – Comparison of gold levels in black shales from crustal structures in various ages. Geochemistry International, vol. 32, nº 9, pp. 19-37.
- MENHERT, K.R. (1969) – Composition and abundance of common metamorphic rock types. In Handbook of Geochemistry. Edited by K.H. Wedephol. Springer-Verlag Berlin, pp. 272-296.

- MUIR, T.L. (2001) – The Hemlo gold deposit, Ontario, Canada: principal deposit characteristics and constraints on mineralization. *Ore Geology Reviews*, vol. 21, pp. 1-66.
- NEIVA, J.M.C. (1986) – Mineralizações de Jales -os filões do Campo Desvio. Relatório interno da Companhia de Jales, 120 pp.
- NEIVA, J.M.C. e NEIVA, A.M.R. (1990) – The gold area of Jales (northern Portugal). *Terra Research*, pp. 245-256.
- NEUMAYR, P. e HAGEMANN, S.G. (2002) – Hydrothermal fluid evolution within the Cadillac tectonic zone, Abitibi Greenstone Belt, Canada: Relationship to auriferous fluids in adjacent second and third-order shear zones. *Economic Geology*, vol. 97, pp.1203-1225.
- NORONHA, F., CATHELINÉAU, M., BOIRON, M.C., BANKS, D.A., DÓRIA, A., RIBEIRO, M.A., NOGUEIRA, P. e GUEDES, A. (2000) – A three stage fluid model for Variscan gold metallogenesis in northern Portugal. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 71, pp. 209-224.
- NURMI, P.A e LESTINEN, P. (1991) – Pathfinder elements in gold exploration based on multielement pilot studies of mesothermal deposits in selected Late Archean and Early Proterozoic terrains. *Proceedings of the Symposium Brazil Gold'91*, Belo Horizonte. A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield. Editor E.A. Ladeira, pp. 751-758.
- O'CONNOR, P.J. e GALLAGHER, V. (1994) – Gold prospectivity in the Caledonides of southeast Ireland: application of the upper-crustal reservoir model. *Transactions of Institute of Mining and Metallurgy*, section B, vol. 103, pp. B175-B187.
- PEREIRA, E. e MEIRELES, C. (1998) – Metais preciosos em Portugal. Situação da investigação geológica e mineira. *Estudos, Notas e Trabalhos do IGM*, tomo 40, pp. 3 -34.
- PEREIRA, E., RIBEIRO, A. e MEIRELES, C. (1993) – Variscan shear zones and control of Sn-W, Au and U mineralizations in the Central-Iberian Zone in Portugal. *Caderno Laboratório Xeológico de Laxe, Coruña*, vol. 18, pp. 89-119.
- PIRAJNO, F. e BAGAS, L. (2002) – Gold and silver metallogeny of the South China Fold Belt: a consequence of multiple mineralizing events? *Ore Geology Reviews*, vol. 20, pp. 109-126.
- PRATAS, J.S. (1998) – Estudos de poluição na zona envolvente das minas das Sarzedas (Castelo Branco). XIII Encontro Nacional do Colégio de Engenharia de Minas, Funchal, 9 pp.
- RAMSAY, W.R.H, BIERLEIN, F.P., ARNE, D.C. e VANDENBERG, A.H.M. (1998) – Turbidite-hosted gold deposits of Central Victoria, Australia: their regional setting, mineralising styles and some genetic constraints. *Ore Geology Reviews*, vol. 13, pp. 131-151.
- RASILAINEN, K. (1993) – Differences in geochemistry of Au and the semimetals As, Bi and Te in gold occurrences in the late Archean Hattu schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper* vol. 18, pp.113-117.
- REIS, A.P. (1997) – Geoquímica de superfície no envolvente da mineralização de Marrancos: contribuição para o estudo da mobilização e da optimização dos parâmetros de prospecção do ouro na faixa metalífera Vila Verde-Ponte da Barca. Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para obtenção do Grau de Doutor em Geociências, Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 250 pp.
- REIS, A.P., MARTINS, L.P., VIEGAS, L. e CARDOSO FONSECA, E. (1998) – Contribuição da análise em componentes principais para a identificação das assinaturas geoquímicas de profundidade e superficiais no depósito aurífero de Marrancos (Vila Verde-Ponte da Barca). *Geociências da Universidade de Aveiro*, vol. 12, fasc. 1-2, pp.1-16.
- RIBEIRO, M.A.M. (1998) – Estudo litogeoquímico das formações metassedimentares encaixantes de mineralizações em Trás-os-Montes. Implicações metalogenéticas. Tese de Doutoramento apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, 231 pp.

- ROMÃO, J.M.C. (1991) – A geologia da região compreendida entre o rio Erges e a serra de Moradal. Arquivos do IGM, 141 pp.
- ROMÃO, J.M.C. (2000) – Estudo tectono-estratigráfico de um segmento do bordo SW da Zona Centro-Ubérica e as suas relações com a Zona Ossa-Morena. Tese de Doutoramento apresentada à Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, 323 pp.
- ROMBERGER, S.B. (1988) – Geochemistry of gold in hydrothermal deposits. United States Geological Survey, Bulletin 1957-A, pp. A9-A25.
- SAAGER, R., MEYER, M. e MUFF, R. (1982) – Gold distribution in supracrustal rocks from Archean Greenstone Belts of Southern Africa and from Palaeozoic Ultramafic Complexes of the European Alps: metallogenic and geochemical implications. *Economic Geology*, vol. 77, pp. 1-34.
- SALMINEN, R e TARVAINT, T. (1997) – The problem of defining geochemical baselines. A case study of selected elements and geological materials in Finland. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 60, pp. 91-98.
- SANTOS OLIVEIRA, J.M. e FARINHA, J. (1986) – Estudos de geoquímica aplicada na região aurífera vizinha de Três Minas, V.P. Aguiar, norte de Portugal. *Estudos, Notas e Trabalhos do SFM*, tomo 29, pp. 3-25.
- SANTOS OLIVEIRA, J.M. (1991) – The role of litho-geochemistry in the delineation of Au and Sn-W mineralisation in schist terrains of the Góis region, Central Portugal. *Estudos, Notas e Trabalhos da DGGM*, tomo 33, pp. 9-19.
- SANTOS OLIVEIRA, J.M. (1991a) – Casos de investigação litogeoquímica aplicados à prospecção de mineralizações de ouro-prata e estanho-volfrâmio. *Abstracts do 3º Congresso Brasileiro de Geoquímica*, S. Paulo, 2º volume, pp.531-534.
- SANTOS OLIVEIRA, J.M. (1993) – Rock geochemistry applied to Au and Sn-W exploration in granitic terrains of the Vila Pouca de Aguiar region, Northern Portugal. *Estudos, Notas e Trabalhos do IGM*, tomo 35, pp. 3-20.
- SANTOS OLIVEIRA, J.M. (1993a) – Geochemical patterns of vein muscovites from the Jales-Vila Pouca de Aguiar region, northern Portugal. An example of mineral geochemistry with application to ore exploration. *Estudos, Notas e Trabalhos do IGM*, tomo 35, pp. 91-100.
- SANTOS OLIVEIRA, J.M. e ÁVILA, P.H. (1997) – Geochemical characteristics of gold-hosted metasedimentary rocks as a guide for mineral exploration. *Mineral Deposits*, Papunen Editors, pp.301-304.
- SANTOS OLIVEIRA, J.M., FARINHA, J. e CASTRO REIS, M.L. (2001) – Ouro e outros elementos traço em metassedimentos da área de Pedrógão (Penamacor, centro de Portugal). *Estudos, Notas e Trabalhos do IGM*, tomo 43, pp. 57-86.
- SHEPHERD, T.J., NADEN, J. e MILLER, M.F. (1993) – Fluid geochemistry and related ore mineral studies of precious mineral deposits, Western Iberian Peninsula. Final Report, vol. II, Contrato CEC (DGXII) nº MA2M-0032.
- SHEPHERD, T. e SANTOS OLIVEIRA, J.M. (1994) – Integrated Multidisciplinary Exploration Techniques for Gold and Precious Metals in the Western Iberian Peninsula. Final Report, vols. I, II (141 pp. + pp. não numeradas). Contrato CEC (DGXII) nº MA2M-0032.
- SHEPHERD, T.J., SANTOS OLIVEIRA, J.M. e SANDERSON, D.J. (1995) – Contribution for the knowledge of gold metallogenesis in the Western Peninsula. *Estudos, Notas e Trabalhos do IGM*, tomo 37, pp.3-10.
- SIMÕES, M., ROMÃO, J.M., SANTOS OLIVEIRA, J.M., REIS, M.L. e OLIVEIRA, J.T. (1993) – Mineralization in a shear zone: an example from the Sarzedas-Galdins-Pomar area, Iberian Central Zone. Abstract em Suplemento nº 6 de *Terra Nova*, vol.5, p. 7.

- SMITH, J. (1987) – Relatório técnico de trabalhos de prospecção e pesquisa realizados na concessão das gatas e na área do contrato. Relatório da Indumetal em arquivo no IGM.
- SMITH, J. (1988) – Área de prospecção de Sarzedas. Relatório da Indumetal em arquivo no IGM.
- STONE, P., COOK, J.M., MCDERMOTT, J.J. e SIMPSON, P.R. (1995) – Lithostratigraphic and structural controls on distribution of As and Au in southwest Southern Uplands. Transactions of Institution of Mining and Metallurgy, Section B, vol. 104, pp. B111-B119.
- TOMÁS OLIVEIRA, J. SEQUEIRA, J. e ROMÃO, J. (1994) – Relatório sobre a geologia das regiões de Sarzedas e Vila de Rei. In Integrated Multidisciplinary Exploration Techniques for Gold and Precious Metals in the Western Iberian Peninsula. Final Report, vol. II, Contrato CEC (DGXII) n° MA2M-0032.
- VINOGRADOV, A.P. (1962) – Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the earth's crust. Geochemistry, vol. 7, pp. 641-664.
- XUEGING, X. e XUEQUIN, W. (1991) – Geochemical exploration for gold: a new approach to an old problem. Journal of Geochemical Exploration, vol. 40, pp. 25-48.
- WEDEPHOL, K.H. (1969) – Gold in Handbook of Geochemistry, Volume II-5. Edited by K.H. Wedephol. Springer-Verlag Berlin, Sections 79-B a 79-O.
- ZEGERS, T.E., BARLEY, M.E., GROVES, D.I., MCNAUGHTON, N.J. e WHITE, S.H. (2002) – Oldest gold: Deformation and hydrothermal alteration in the early Archean shear zone-hosted Bamboo Creek deposit, Pilbara, Western Australia. Economic Geology, vol. 97, pp. 757-773.

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DE MINERAIS DE JAZIGOS DA REGIÃO DE SEGURA (CASTELO BRANCO)

I. M. H. R. ANTUNES¹, A. M. R. NEIVA² e M. M. V. G. SILVA²

PALAVRAS-CHAVE: mineralizações de Sn-W, Ba-Pb-Zn, granitos, Segura.

KEY WORDS: Sn-W, Ba-Pb-Zn, mineralizations, granites, Segura.

RESUMO

A região de Segura é uma área mineira actualmente abandonada, tendo sido explorada para Sn, W, Ba, Pb e Zn entre 1942 e 1953. Os jazigos minerais são filões de pegmatito granítico estanífero-litínífero, filões de quartzo com cassiterite e volframite e filões de quartzo com barite, galena e blenda. Os pegmatitos graníticos e os filões de quartzo mineralizados intruíram predominantemente o Complexo Xisto-Metagrauváquico, de idade Câmbrica, embora alguns atravessem também os granitos Hercínicos.

A cassiterite dos pegmatitos estanífero-litíníferos é zonada e possui exsoluções de manganó-columbite e de manganó-ferrocolumbite, particularmente nas zonas escuras. A cassiterite dos filões de quartzo com cassiterite e volframite não é zonada e não apresenta exsoluções. A cassiterite destes filões de quartzo é mais rica em Ti e mais pobre em Nb e Nb+Ta do que a cassiterite dos pegmatitos. A volframite ocorre apenas nos filões de quartzo com cassiterite e volframite e é enriquecida na componente ferberite. Nestes filões de quartzo, foram, ainda, encontrados moscovite, pirrotite, arsenopirite, pirite, blenda, calcopirite, estanite, matildite e schapbachite. Nos filões de quartzo com barite, galena e blenda ocorrem

¹ Instituto Politécnico de Castelo Branco, Quinta da Senhora de Mércules, 6001-909 Castelo Branco, Portugal.

² Departamento de Ciências da terra da Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3000-272 Coimbra, Portugal.

conjuntamente cristais de apatite, moscovite, clorite, cobaltite, pirite e calcopirite. A barite tem composição homogénea.

ABSTRACT: Geochemistry characterization of minerals from mineralized deposits from Segura, Central Portugal

Nowadays, Segura is an abandoned mining area, which was exploited for Sn, W, Ba, Pb and Zn between 1942 and 1953. The ore deposits consist of Li-bearing granitic pegmatite veins, quartz veins with cassiterite and wolframite and quartz veins with barite, galena and sphalerite. Granitic pegmatite veins and mineralized quartz veins intruded mainly the Cambrian schist-metagraywacke complex, although some of them also intruded the Hercynian granites.

Cassiterite from Li-bearing granitic pegmatites is zoned and darker zones mainly show exsolved manganocolumbite and manganoferrocolumbite. Cassiterite from Sn-W quartz veins is unzoned and does not present any exsolutions. Cassiterite from these quartz veins is richer in Ti and poorer in Nb and Nb+Ta than cassiterite from pegmatites. Wolframite only occurs in the Sn-W quartz veins and is richer in ferberite component than hübnerite component. These quartz veins also have muscovite, pyrrhotite, arsenopyrite, pyrite, sphalerite, chalcopyrite, stannite, matildite and schapbachite. The quartz veins with barite, galena and sphalerite also contain apatite, muscovite, chlorite, cobaltite, pyrite and chalcopyrite. Barite has an homogeneous composition.

INTRODUÇÃO

Grande parte do Maciço Hespérico é ocupado por uma província metalogénica, contendo algumas das regiões estaníferas e tungsténicas mais ricas da Europa (COTELO NEIVA, 1944). A cintura Hercínica, representada na Europa, constitui uma importante província metalogénica de estanho, tungsténio e ouro (MURCIEGO *et al.*, 1997). A zona norte e centro de Portugal é marcada por diversas ocorrências de Sn e W associadas, predominantemente, a cristais de cassiterite em pegmatitos e granitos greisenizados e cassiterite + volframite \pm scheelite em filões de quartzo (COTELO NEIVA, 1944; NEIVA, 1975, 2002). Estas mineralizações relacionam-se com os granitos Hercínicos principalmente do tipo S (GOMES e NEIVA, 2002). As mineralizações primárias de Sn e W resultam de sistemas hidrotermais geralmente derivados de magmas graníticos, em que no decurso da cristalização fraccionada ocorrem concentrações de Sn e W (NEIVA, 2002; GOMES e NEIVA, 2002).

A região de Segura, localizada na zona centro de Portugal, pertence a um vasto conjunto de províncias metalogénicas das quais se salienta a tungsteno-estanífera face à sua importância e representatividade. Nesta região ocorreram algumas das diversas explorações mineiras desenvolvidas no passado em Portugal, tendo estado em actividade no período compreendido entre 1942 e 1953. As mineralizações de Sn e W ocorrem em filões de pegmatito granítico estanífero-litínífero e em filões de quartzo com cassiterite e volframite. Para além destas, destaca-se a presença de mineralizações em Ba-Pb-Zn que ocorrem em filões de quartzo com barite, galena e blenda.

Com este trabalho pretende-se apresentar os principais aspectos relativos à caracterização geológica, petrográfica e geoquímica de minerais constituintes dos jazigos mineralizados que ocorrem na região de Segura.

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

A região de Segura localiza-se, no contexto das unidades geotectónicas do Maciço Hespérico, na extremidade Este da Zona Centro Ibérica representada em Portugal, marcando o seu prolongamento para Espanha. Os magmas graníticos intruíram o Complexo Xisto-Metagrauváquico, de idade Câmbrica, e produziram uma auréola de metamorfismo de contacto com espessura superior a 500 metros e corneanas na sua zona interna. O plutonito granítico de Segura, sintectónico da terceira fase Hercínica, aflora numa área com cerca de 4 km² e ocorre no prolongamento do "Plutão de Cabeza da Arraya", que se estende desde as imediações de Cáceres até Portugal Continental. É formado pelo granito de grão médio a grosseiro de duas micas, mais abundante, e pelo granito de grão médio a fino moscovítico com o qual contacta lateralmente (fig. 1).

Os filões de pórfiro granodiorítico, NW-SE, subverticais, ocorrem na parte Norte da área, atravessando apenas o Complexo Xisto-Metagrauváquico. Estão associados a falhas cisalhantes de movimento esquerdo e têm espessura métrica. Filões aplíticos, pegmatitos graníticos estanífero-litíníferos e filões de quartzo cortam os granitos e o Complexo Xisto-Metagrauváquico, embora se encontrem relacionados com os granitos. Os filões de aplito e os filões de quartzo com cassiterite e volframite apresentam-se, geralmente, orientados segundo NW-SE a WNW-ESE. A orientação destes filões de quartzo coincide com a orientação geral dos eixos de metalização de cassiterite e volframite definidos em Portugal Continental (COTELO NEIVA, 1944). Os filões de pegmatito granítico estanífero-litínífero orientam-se segundo NE-SW e os filões de quartzo com barite, galena e blenda têm orientação preferencial ENE-WSW a NNE-SSW (fig. 1).

Os depósitos de cobertura estão representados sob a forma de dois pequenos retalhos, localizados a SE da povoação de Segura, e correspondem a materiais arcóscicos, Terceários, cobrindo discordantemente o complexo (fig. 1).

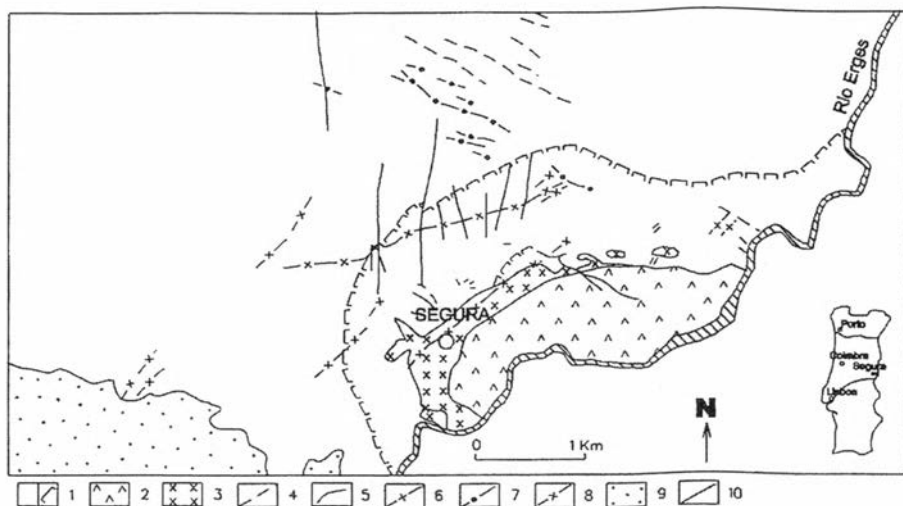


Fig. 1 - Mapa geológico da área de Segura, Centro de Portugal.

1. Complexo Xisto-Metagrauváquico, auréola de metamorfismo de contacto; 2. granito de grão médio a grosseiro de duas micas; 3. granito de grão médio a fino moscovítico; 4. pórfiro granodiorítico; 5. aplito granítico; 6. pegmatito granítico estanífero-litínífero; 7. filões de quartzo com cassiterite e volframite; 8. filões de quartzo com barite, galena e blenda; 9. arcoses; 10. falhas.

JAZIGOS MINERAIS

Os jazigos minerais são representados por diversos filões mineralizados em Sn e W e em Ba-Pb-Zn. Estes jazigos foram explorados entre 1942 e 1953 pela Empresa Mineira de Segura, Lda, tendo sido produzidas cerca de 100 toneladas de cassiterite, 12 toneladas de volframite, 525 toneladas de barite e 211 toneladas de galena (Instituto Geológico e Mineiro, 1988). Os locais de observação dos filões mineralizados são escassos, pois não afloram à superfície ou, quando trabalhados, estão tapados actualmente. A falha ENE-WSW, 70°NNW separa a área mineralizada, a norte, da estéril, a sul, e marca o limite sul das mineralizações. A caixa de falha é preenchida por quartzo, barite e óxidos de ferro, indicando uma introdução do material através de movimento distensivo e vertical, com levantamento do bloco Sul, posteriormente erodido (CARVALHO, 1988).

Os filões de pegmatito granítico, com cassiterite e lepidolite, têm espessura geralmente inferior a 15 centímetros e comprimento até 300 metros. Nestes filões não foi encontrada volframite, pois, nos filões com micas litíníferas, a cassiterite abunda em detrimento da volframite (COTELO NEIVA, 1944). Os filões de quartzo com cassiterite e volframite, subhorizontais, correspondem a fendas de tracção e possuem espessura máxima de 10 centímetros e comprimento até 1300 metros, embora tenha sido encontrado um filão com 50 centímetros de espessura.

A cassiterite é mais abundante nos filões de quartzo localizados mais próximo dos granitos, enquanto a volframite tende a aumentar nos filões de quartzo com a distância aos granitos. A cassiterite ocorre próximo do contacto dos filões de quartzo com a rocha encaixante e a volframite, por sua vez, está disseminada no interior destes filões.

Os filões de quartzo com barite, galena e blenda, de espessura até 3 metros e comprimento até 2500 metros, mostram uma forte relação espacial com os granitos que atravessam; e, no seu contacto com o granito moscovítico, estes filões de quartzo são finos, com 2-15 centímetros de espessura. Preenchem caixas de falhas ENE-WSW a NNE-SSW. Neste filões, a barite constitui 20 a 30% do filão. De referir, a presença de barite mais pura, concentrada nos locais onde a quantidade de quartzo é menor e de barite sacaróide, menos pura, e ocorrendo em zonas de abundante quartzo (CARVALHO, 1987).

PETROGRAFIA DOS FILÕES MINERALIZADOS

O pegmatito granítico estanífero-litínífero tem textura hipidiomórfica granular e possui quartzo, microclina, albite, moscovite, montebrasite, natromontebrasite, topázio, lepidolite, cassiterite, columbite, apatite, zircão e rútilo. A presença de abundantes cristais de lepidolite, cassiterite, columbite e montebrasite conferem um elevado grau de diferenciação a esta rocha granítica (ANTUNES *et al.*, 2001). A lepidolite é tabular, subédrica, e ocorre associada à moscovite que substitui parcialmente (fig. 2a). A cassiterite é euédrica a subédrica, zonada, apresentando zonas mais claras alternando com zonas mais escuras (fig. 2b). Contudo, alguns cristais não estão zonados. Está, geralmente, associada à moscovite (fig. 2b) e engloba apatite e quartzo. As zonas escuras são fortemente pleocróicas. Nas fracturas destas zonas da cassiterite ocorrem frequentes exsoluções subédricas de columbite-tantalite (fig. 2c). A ambligonite-montebrasite é substituída pela moscovite.

Os filões de quartzo com cassiterite e volframite têm textura xenomórfica granular e possuem quartzo, moscovite, cassiterite, volframite e os sulfuretos: pirrotite, arsenopirite, pirite, blenda, calcopirite e estanita. A cassiterite não é zonada, ocorre ao longo de fracturas no quartzo e possuindo algumas inclusões deste mineral. Não foram encontradas inclusões nem exsoluções na cassiterite. A volframite é rara e contém inclusões de cassiterite, moscovite e quartzo. Contudo, há, também, moscovite radial tardia, contemporânea da volframite. A pirrotite surge em pequenas quantidades, como inclusão na arsenopirite e na pirite. Penetrando a pirite e inclusa na blenda, ocorre arsenopirite. A blenda é bastante frequente em duas gerações distintas: a) com inclusões de pirite e arsenopirite, b) associada à volframite. Está intercrescida com calcopirite ou é raramente substituída por ela. Os sulfossais matildite e schapbachite substituem blenda e calcopirite. Em aglomerados de massas

irregulares e sob a forma de filonetes que rodeiam e atravessam a arsenopirite, englobando a calcopirite, surge escorodite como produto de alteração supergênica da arsenopirite (fig. 2d).

Os filões de quartzo com barite, galena e blenda, de estrutura brechóide, têm textura xenomórfica granular e são constituídos por: quartzo, moscovite, clorite, apatite, barite e diversos sulfuretos, com largo predomínio de quartzo e barite que ocorrem conjuntamente em fracturas entre os outros minerais. Os sulfuretos encontrados são cobaltite, pirite, blenda, calcopirite e galena. A pirite é frequente como inclusão na galena (fig. 2e) e contendo raras inclusões de cobaltite. A blenda, abundante, é penetrada por galena e calcopirite, a qual ocorre, também, inclusa nos cristais de quartzo. A galena, conjuntamente com quartzo e barite, é encontrada em filonetes penetrando a blenda (fig. 2f). A galena pode conter inclusões de barite (fig. 2e) e está, geralmente, fracturada e substituída por abundantes minerais de alteração supergênica – anglesite, piromorfite, mimetite e quintoreite – particularmente ao longo das suas fracturas.

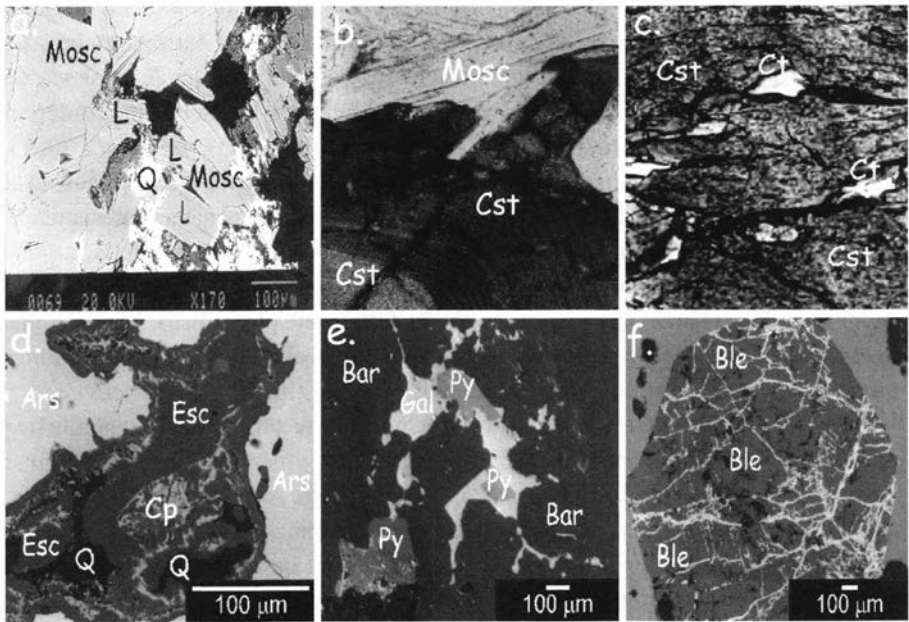


Fig. 2 – Microfotografias de minerais dos jazigos de Segura

Pegmatito granítico estanífero-litínífero: a. moscovite (Mosc) e lepidolite (L) intercrescidas; b. cassiterite (Cst) zonada associada a moscovite (Mosc) (x100); c. exsoluções de columbite (Ct) da cassiterite (Cst) zonada (x100). Filões de quartzo com cassiterite e volframite: d. escorodite (Esc) substituindo arsenopirite (Ars) e calcopirite (Cp) rodeando quartzo (Q). Filões de quartzo com barite, galena e blenda: e. barite (Bar) substituída por galena (Gal) com inclusões de pirite (Py); f. Filonetes com quartzo, barite e galena atravessando a blenda (Ble).

GEOQUÍMICA DOS MINERAIS DOS JAZIGOS

Para a caracterização mineralógica dos jazigos foram seleccionadas diversas amostras constituintes dos filões mineralizados e suas escombreciras, previamente estudadas microscopicamente com luz transmitida e luz reflectida. Foram obtidas várias análises por microsonda electrónica, usando uma Cameca Cambax, no Instituto Geológico e Mineiro (S. Mamede de Infesta), e uma Jeol JXA 8600, no Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Bristol (Reino Unido). Cada elemento foi contado durante 20 segundos, utilizando uma intensidade de corrente de 20 nA e uma aceleração de voltagem de 15 Kv e 20 Kv em cada um dos laboratórios, respectivamente. Nas análises químicas foram seleccionados padrões previamente definidos e calibrados para a determinação da composição química de silicatos, fosfatos, óxidos e sulfuretos (ANTUNES, 1999).

A série ambligonite-montebasite possui como termos finais: ambligonite – $\text{LiAl}(\text{PO}_4)\text{F}$ e montebasite – $\text{LiAl}(\text{PO}_4)(\text{OH})$. Quando o Na substitui o Li, forma-se natromontebasite, fosfato raro, encontrado em apenas quatro localidades no mundo (GAINES *et al.*, 1997). As composições químicas obtidas para os fosfatos do pegmatito granítico de Segura são de montebasite [$(\text{Li}_{0.81}\text{Na}_{0.19})_{\Sigma 1.0}\text{Al}_{0.95}(\text{PO}_4)(\text{OH}_{0.79}\text{F}_{0.21})_{\Sigma 1.0}$] e natromontebasite [$(\text{Na}_{0.52}\text{Li}_{0.48})_{\Sigma 1.0}\text{Al}_{0.97}(\text{PO}_4)(\text{OH}_{0.65}\text{F}_{0.35})_{\Sigma 1.0}$].

A lepidolite do pegmatito granítico estanífero-litínífero projecta-se no seu campo (fig. 3). Os teores mais elevados de Li, Rb, Cs e F encontrados em ambientes naturais são indicadores da fraccionação geoquímica dos líquidos magmáticos (CHAROY e NORONHA, 1995; NEVES, 1993; ČERNÝ *et al.*, 1985).

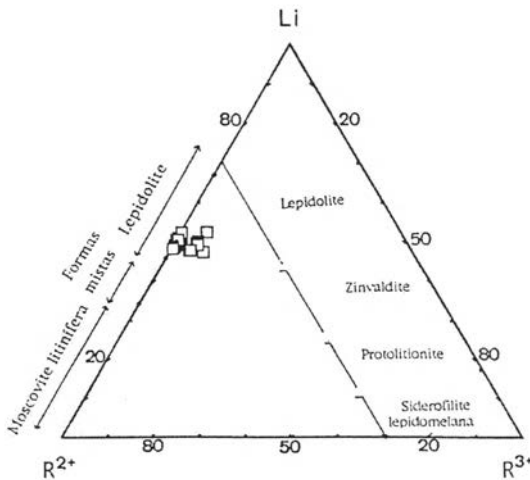


Fig. 3 – Projecção da lepidolite do pegmatito granítico, no diagrama triangular Li- R^{3+} - R^{2+} de FOSTER (1960). $\text{R}^{3+} = \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Ti}^{4+}$; $\text{R}^{2+} = \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg}$.

Embora estes elementos ocorram em alguns minerais formados no decurso da cristalização magmática, tendem a permanecer no líquido magmático, concentrando-se nos últimos estádios de diferenciação e, conseqüentemente, também em fluidos hidrotermais. A lepidolite analisada substituiu parcialmente a moscovite primária (fig. 2a).

A cassiterite do pegmatito estanífero-litínífero é zonada, com a zona escura enriquecida em Nb e Ta comparativamente com a zona clara do mesmo cristal, o que está de acordo com o encontrado por NEIVA (1996). Na zona escura observa-se zonamento oscilatório com Nb>Ta e Mn>Fe. A zona clara tem, geralmente, composição homogénea de SnO₂ quase puro (ANTUNES *et al.*, 2002). A cassiterite dos filões de quartzo com cassiterite e volframite não é zonada e a sua composição possui teores mais baixos de Nb+Ta e mais elevados de Ti do que a cassiterite do pegmatito granítico estanífero-litínífero (fig. 4). Os resultados de Nb e Ta obtidos para a cassiterite do pegmatito granítico são comuns nas cassiterites de pegmatitos (ČERNÝ e ERCIT, 1985, 1989) e sugerem a presença de exsoluções de columbite tal como encontradas nas fracturas da zona escura dos cristais zonados (fig. 2c). Na cassiterite dos filões de quartzo, os teores de Nb e Ta são baixos e não foram encontradas exsoluções.

A ocorrência de columbite associada às fracturas da zona escura da cassiterite e as diferentes composições químicas encontradas na cassiterite, com aumento de Nb e Ta e diminuição de Sn, em pontos progressivamente afastados da columbite (ANTUNES, 1999), indica tratar-se exclusivamente de exsoluções, de acordo com os critérios químico-texturais de NEIVA (1996). As exsoluções projectam-se no campo

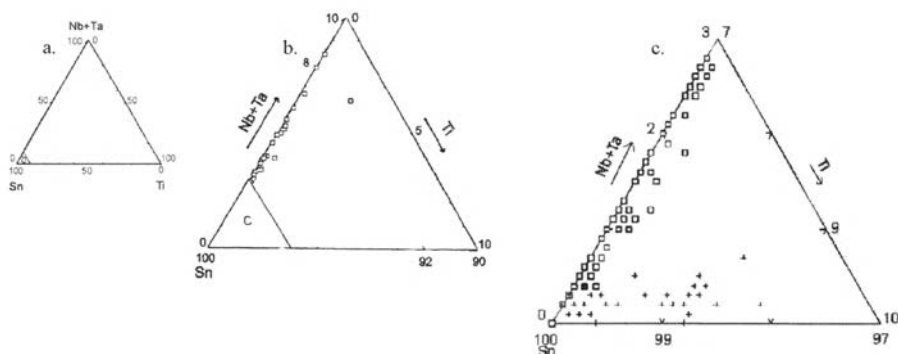


Fig. 4 – Diagrama (Nb+Ta)-Sn-Ti

a. Localização do diagrama triangular de composição da cassiterite (b); b. Composição das cassiterites do pegmatito granítico estanífero-litínífero e dos filões de quartzo com cassiterite e volframite e localização do diagrama (c) ampliado na figura seguinte; c. ampliação de parte do campo da cassiterite de Segura. Símbolos: □ - pegmatito granítico estanífero-litínífero; + - filão de quartzo com cassiterite e volframite.

da columbite-tantalite (fig. 5) e têm composição dominante de manganocolumbite, enquanto outras são de manganio-ferrocolumbite (fig. 6a). A manganio-ferrocolumbite é zonada, com zonas claras e escuras de diferente composição química, enquanto que a manganocolumbite apresenta zonamento oscilatório ou é não zonada (ANTUNES, 1999). Os cristais não zonados de manganocolumbite e manganio-ferrocolumbite apresentam teores mais baixos de Fe+Mn mas mais elevados de W do que os zonados (fig. 6b).

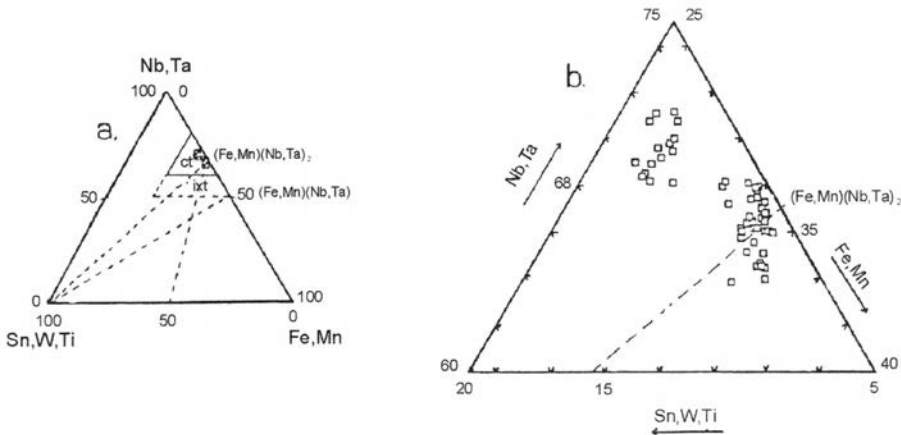


Fig. 5 - Diagrama (Nb,Ta)-(Sn,W,Ti)-(Fe,Mn)
 a. Localização dos campos da columbite-tantalite (ct) e ixiolite (ixt) de NEIVA (1996);
 b. Composições de columbitas do pegmatito granítico estanífero-litínífero de Segura.

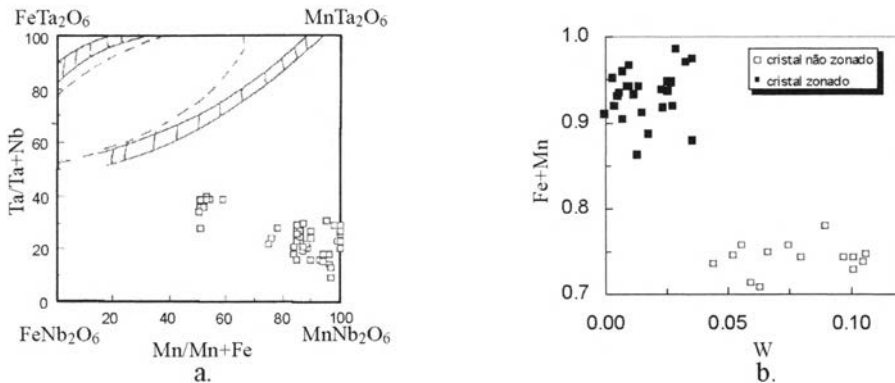


Fig. 6 - a. Composições das exsoluções de columbitas do pegmatito granítico estanífero-litínífero de Segura no quadrilátero da columbite. Bandas de composição de ferrotapiolite e tantalite coexistentes ou associadas e separação (a tracejado) entre composições individuais de ferrotapiolite e ferrotantalite (ČERNÝ *et al.*, 1992). b. Composições das columbitas zonadas e não zonadas do pegmatito granítico estanífero-litínífero de Segura.

A volframite dos filões de quartzo mineralizados em Sn-W é mais rica na componente ferberite do que na componente huebnerite. Nos cristais individuais há decréscimo em Mn e Mn/Fe acompanhado de aumento em Fe do núcleo para o bordo (fig. 7a).

Os sulfuretos e sulfossais ocorrem nos filões de quartzo mineralizados em Sn-W e em Ba-Pb-Zn. Com composição média de $(\text{Fe}_{0.82}\text{Zn}_{0.01})_{\Sigma 0.83}\text{S}_{1.0}$, a pirrotite monoclinica foi encontrada apenas nos filões de quartzo com cassiterite e volframite. Ainda nestes filões de quartzo, a arsenopirite tem composição química média de $\text{Fe}_{1.04}\text{As}_{0.98}\text{S}_{1.00}$. Não apresenta zonamento químico bem definido, contudo o teor de S tende a aumentar desde o bordo para o centro do mesmo cristal, como encontrado em cristais de arsenopirite de outras regiões mineralizadas de Portugal (COTELO NEIVA e NEIVA, 1990; NEIVA, 1994; GOMES, 1996). A pirrite ocorre em ambos os filões de quartzo mineralizados e com composição semelhante (ANTUNES, 2001). Nos filões de quartzo com cassiterite e volframite, a blenda mais tardia está associada à volframite e possui teores mais elevados de Zn, mas menos elevados de Fe do que a blenda mais antiga (fig. 7b). A blenda dos filões de quartzo mineralizados em Ba-Pb-Zn tende a ser mais rica em Zn e mais pobre em Fe do que a blenda dos filões de quartzo mineralizados em Sn-W (fig. 7b). A calcopirite dos filões de quartzo com barite, galena e blenda tende a apresentar teores mais elevados de Fe e Cu (fig. 7b) e teores mais baixos de Zn do que a calcopirite dos filões de quartzo com cassiterite e volframite. A matildite e schapbachite constituem os sulfossais de Ag e Bi encontrados nos filões de quartzo com cassiterite e volframite. A matildite é mais rica em Ag e Bi, sendo mais pobre em Pb do que a schapbachite coexistente (ANTUNES, 2001). A estanite de composição média $\text{Cu}_{1.93}(\text{Fe}_{0.79}\text{Zn}_{0.21})\text{SnS}_4$ é o sulfureto mais tardio encontrado nestes filões de quartzo mineralizados. Galena e barite ocorrem apenas nos filões de quartzo mineralizados em Ba-Pb-Zn e têm composição homogênea nos vários filões estudados. A galena tem fórmula química média $\text{Pb}_{0.96}\text{S}_{1.0}$, enquanto a barite tem 1.82% peso de SrO (ANTUNES *et al.*, 2002).

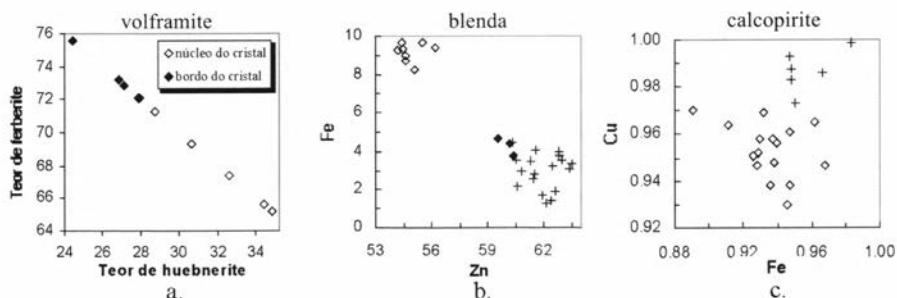


Fig. 7 – Diagramas de variação composicional em cristais de: a. volframite do filão de quartzo com cassiterite e volframite; b. blenda dos filões de quartzo mineralizados. Símbolos: \diamond - filões de quartzo com cassiterite e volframite (\blacklozenge - blenda tardia, \diamond - blenda recente); + - filões de quartzo com barite, galena e blenda.

Os produtos de alteração supergénica associam-se aos sulfuretos de ambos os tipos de filões de quartzo mineralizados. A arsenopirite dos filões de quartzo com cassiterite e volframite aparece localmente alterada para escorodite (fig. 2d), enquanto que anglesite, mimetite e quintoreíte estão associadas à galena dos filões de quartzo com barite, galena e blenda. Os teores de As e P encontrados na mimetite conferem-lhe uma razão As/P compreendida entre 1.02 e 1.04, pouco vulgar em ambientes naturais (NEIVA *et al.*, 2001).

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. B. J. Wood pela utilização de “Geochemical Facilities EUGF - Bristol Facility, contract ERBFMGECT 980128” e por se ter utilizado a microsonda electrónica, bem como ao Prof. Doutor M. R. Machado Leite e Prof. Doutor J. M. Farinha Ramos pelo uso da microsonda electrónica no IGM. Este trabalho foi desenvolvido com o apoio do Centro de Geociências da Universidade de Coimbra.

BIBLIOGRAFIA

- ANTUNES, I.M.H.R. (1999) – *Impacte ambiental de antigas explorações mineiras na região de Segura*. Tese de Mestrado, Universidade de Coimbra.
- ANTUNES, I.M.H.R. (2001) – Geologia e impactes ambientais na região de Segura. *Geonovas* Nº 15, 113-123.
- ANTUNES, I.M.H.R., NEIVA, A.M.R., SILVA, M.M.V.G. (2001) – Geoquímica das micas das rochas graníticas e filões de quartzo associados de Segura, Centro de Portugal. *Livro da Actas do VI Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa/XII Semana de Geoquímica*, 114-117.
- ANTUNES, I.M.H.R., NEIVA, A.M.R., SILVA, M.M.V.G. (2002) – The mineralized veins and the impact of old mine workings on the environment at Segura, Central Portugal. *Chemical Geology* 190, 417-431.
- CARVALHO, J.H.T.F. (1987) – *As ocorrências de barita na região de Segura-Idanha-a-Nova, Castelo Branco*. Relatório interno do Serviço de Fomento Mineiro. Porto.
- CARVALHO, J.H.T.F. (1988) – *Cartografia e prospecção da área de Segura-Idanha-a-Nova, Castelo Branco*. Relatório interno do Serviço de Fomento Mineiro. Porto.
- ČERNÝ, P., ERCIT, T.S. (1985) – Some recent advances in the mineralogy and geochemistry of Nb and Ta in rare-element granitic pegmatites. *Bull. Mineral.* 108, 449-532.
- ČERNÝ, P., ERCIT, T.S. (1989) – *Mineralogy of niobium and tantalum: cristal chemical relationship, paragenetic aspects and their economic implications*. In: P. Moller, P. Cerny e F. Saupé (Eds), Lanthanides, tantalum and niobium, 27-79. Springer-Verlag.
- ČERNÝ, P., ERCIT, T.S., WISE, M. A. (1992) – The tantalite-tapiolite gap: natural assemblages versus experimental data. *Can. Mineral.* 30, 587-596.
- ČERNÝ, P., MEINTZER, R.E., ANDERSON, A.J. (1985) – Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. *Can. Mineral.* 23, 381-421.

- CHAROY, B., NORONHA, F. (1995) – A multistep intrusion of a rare element, volatile-rich magma at Argemela (Portugal). *Memória N° 4 do Museu Lab. Mineral. e Geol. da Fac. Ciências do Porto*, 699-704.
- COTELO NEIVA, J.M. (1944) – Jazigos Portugueses de cassiterite e volframite. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 25, 1-251.
- COTELO NEIVA, J.M., NEIVA, A.M.R. (1990) – The gold area of Jales (northern Portugal). *Terra Nova* 2, 243-254.
- FOSTER M.D. (1960) – Interpretation of the composition of lithium micas. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 354-E, 115-146.
- GAINES, R.V., SKINNER, H.C.W., FOORD, E.E., MASON, B., ROSENZWEIG, A. (1997) – *Dana's New Mineralogy*. Eighth Edition. John Willey & Sons, INC.
- GOMES, M.E.P. (1996) – Mineralogia, petrologia e geoquímica das rochas granitóides da área de Rebordelo-Bouça-Torre de D. Chama-Agrochão e as mineralizações associadas. Tese de Doutoramento. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro.
- GOMES, M. E. P.; NEIVA, A. M. R. (2001) – Mineralogical and geochemical characteristics of tin-bearing quartz veins, Ervedosa deposit, Northern Portugal. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía* 24, 99-116.
- GOMES, M. E. P.; NEIVA, A. M. R. (2002) – Petrogenesis of tin-bearing granites from Ervedosa, northern Portugal: the importance of magmatic processes. *Chem. Erde* 62, 47-72.
- INSTITUTO GEOLÓGICO E MINEIRO (1988) – *Relatórios internos do Projecto de Prospeção de volfrâmio, estanho e minerais associados na faixa de Góis-Segura*. Divisão de Prospeção de Minérios Metálicos. Serviços de Fomento Mineiro. Porto.
- MURCIEGO, A., GARCIA SANCHEZ, A., DUSAUSOY, Y., MARTIN POZAS, J.M., RUCK, R. (1997) – Geochemistry and EPR of cassiterites from Iberian Hercynian Massif. *Min. Mag.* 61, 357-365.
- NEIVA, A.M.R. (1975) – Geochemistry of coexisting aplites and pegmatites and of their minerals from central northern Portugal. *Chemical Geology* 16, 153-177.
- NEIVA, A.M.R. (1994) – Gold quartz veins at Gralheira, northern Portugal: mineralogical and geochemical characteristics. *Appl. Earth Sci.* 103, B188-196.
- NEIVA, A.M.R. (1996) – Geochemistry of cassiterite and its inclusions and exsolution products from tin and tungsten deposits in Portugal. *Can. Mineral.* 34, 745-768.
- NEIVA, A.M.R. (2002) – Portuguese granites associated with Sn-W and Au mineralizations. *Bull. Geological Society of Finland* 74, parts 1-2, 79-101.
- NEIVA, A.M.R., SILVA, M.M.V.G., ANTUNES, I.M.H.R., RAMOS, J.M.F. (2001) – Phosphate minerals of some granitic rocks and associated quartz veins from northern and central Portugal. *Journal Czech Geol. Society* 46/3-4, 35-44.
- NEVES, M.O.T. (1993) – Caracterização químico-estrutural e petrográfica das micas litíferas da mina do Castanho nº1 (Gonçalo-Guarda). Tese de Mestrado. Universidade de Aveiro.

MINERALIZAÇÕES DE GALENAS EM PORTUGAL; COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DO CHUMBO

J. MEDINA¹, C. TASSINARI², M. E. R. MARTINS¹, K. KAWASHITA², M. R. AZEVEDO¹,
J. F. SANTOS¹, J. M. PESSOA¹, B. VALLE-AGUADO¹ e M. S. PINTO¹

PALAVRAS-CHAVE: galenas, Portugal, isótopos de chumbo, espectrómetro de massa de ionização térmica (TIMS).

KEY WORDS: galena, Portugal, lead isotopes, thermo ionization mass spectrometer (TIMS).

RESUMO

Foram determinadas as composições isotópicas de Pb em galenas de mineralizações portuguesas de diferentes zonas tectono-magmáticas. As razões isotópicas do Pb são bastante similares em todas as amostras, e sugerem que o Pb incorporado nas galenas foi remobilizado durante as fases finais da orogenia hercínica, a partir de rochas com um longo período de residência crustal.

ABSTRACT: Galenas from portuguese mineralizations; lead isotope compositions

Lead isotope compositions have been determined in galenas from portuguese mineralizations, located in different tectono-magmatic zones. The isotopic ratios of all the galenas are very similar, and can be explained by the remobilization of lead during the late stages of the Hercynian orogeny, from rocks with a long residence time in the crust.

¹ Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal.

² Instituto de Geociências, Rua do Lago, 562 - Cidade Universitária - CEP 05508-080 - São Paulo - SP, Brasil.

INTRODUÇÃO

O presente trabalho tem por objectivo a apresentação das composições isotópicas de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) de galenas provenientes de diversas ocorrências minerais em Portugal, e a sua comparação com dados já publicados no sentido de caracterizar a sua origem.

Os isótopos de Pb em sulfuretos são úteis porque permitem caracterizar as fontes de fluidos hidrotermais e dos processos responsáveis pela concentração de metais, para além de permitirem uma estimativa da idade de formação dos minerais estudados. A utilização de galenas para estes estudos deve-se ao facto de este mineral possuir baixa razão U/Pb, e como consequência, poder assumir-se que a composição isotópica do Pb na galena é semelhante à inicial, ou seja, a mesma dos fluidos que levaram à formação do mineral.

Com o objectivo de determinar as composições isotópicas de Pb de mineralizações que ocorrem em diferentes zonas tectono-magmáticas do orógeno hercínico da Península Ibérica, e compará-las com os dados disponíveis na literatura, foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro 26 análises isotópicas de Pb em galenas provenientes de diversas ocorrências minerais de Portugal, que se encontram publicadas em MEDINA *et al.* (1998).

As galenas estudadas são provenientes das seguintes ocorrências (fig. 1): Fontainha, Adoria, Jales, Cabeço da Mina, França (ZGTM – Zona Galiza-Trás-os-Montes), Ventoselo, Ferronho, Sítio do Caco, Galafura, Adorigo, Várzea de Trevões, Terramonte, Talhadas, Braçal, Malhada, S. Miguel d'Acha, Tapada (ZCI – Zona Centro-Ibérica), Caima, Carvalhal, Palhal, Barbalhos, Pena, Torre de Figueiras, Ventosa (ZOM – Zona de Ossa-Morena) e Namorados (ZSP – Zona Sul-Portuguesa).

MÉTODOS ANALÍTICOS

As amostras de galena foram sujeitas a um tratamento químico prévio, que a seguir se descreve: 1) de cada amostra foram retirados dois ou três grãos de galena (aproximadamente 0,01 g), pesados e colocados em copos de Teflon não absorvente; 2) adicionou-se a cada amostra 2 ml de HCl suprapuro ($\text{Pb} < 0,005\text{ppm}$), concentrado (30%); 3) os copos de Teflon, depois de bem fechados, foram colocados a aquecer numa placa aquecedora, a uma temperatura de 60°C , até completa dissolução de todo o material (cerca de 2 dias); 4) a solução resultante foi diluída com H_2O destilada e desmineralizada até um volume final aproximadamente de 7,5 ml (teor aproximado de Pb total – 20 ppm).

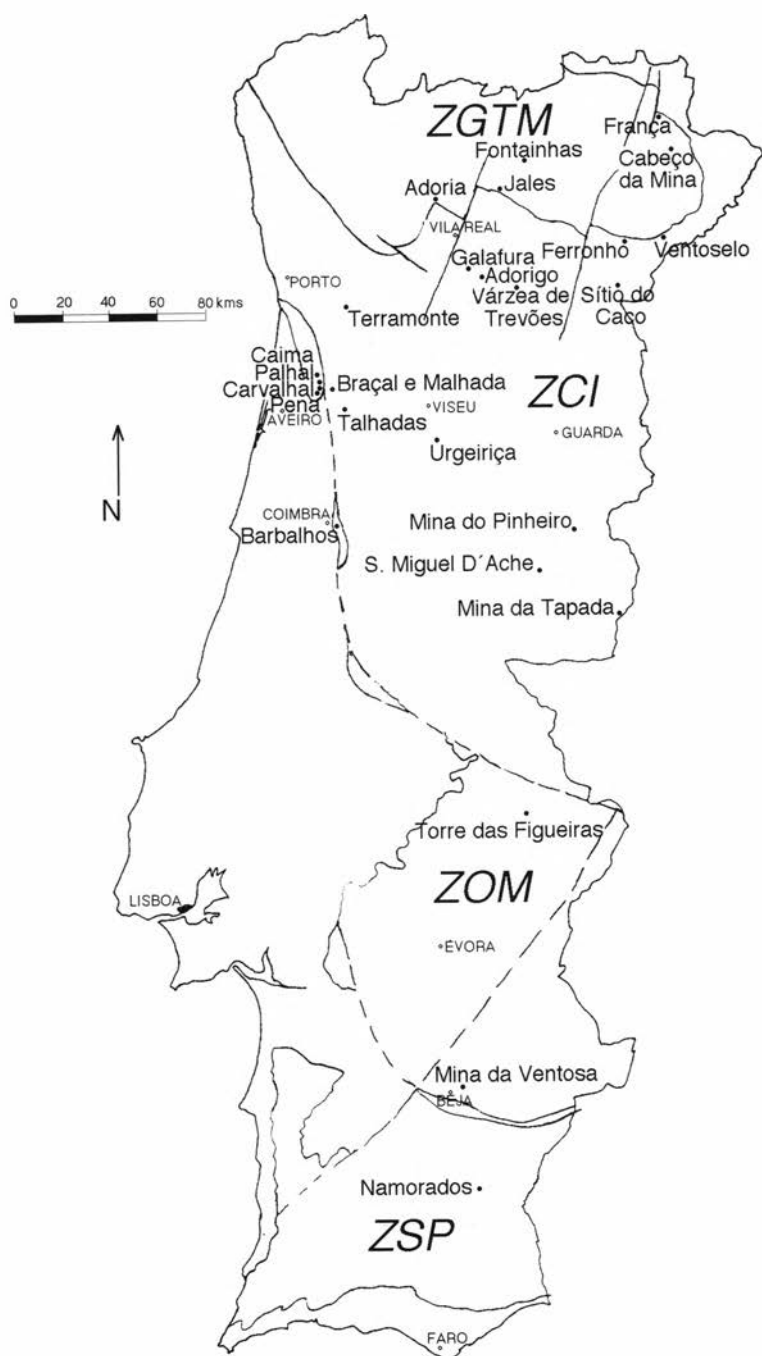


Fig. 1 – Localização geográfica das amostras estudadas e seu posicionamento nas unidades geotectónicas de JULIVERT *et al.* (1972) e FARIAS *et al.* (1987).

O método de ataque químico utilizado permite dissolver completamente o PbS. No entanto em algumas das amostras notou-se que ao fim de dois dias de aquecimento as soluções se tornavam turvas, devido à presença de um precipitado de cloretos de chumbo. Em princípio a formação de tal precipitado não traz qualquer problema, já que a concentração de Pb na solução é suficientemente elevada para permitir a análise no espectrómetro de massa (TIMS). Convém, contudo, que antes de se fazer a deposição no filamento, o precipitado seja removido por centrifugação e filtragem.

Na análise isotópica do chumbo foi usado o Espectrómetro de massa de ionização térmica (TIMS) VG Sector 54 instalado no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro.

As amostras foram depositadas em filamentos simples de Re (previamente desgasificados durante 10 minutos, a 3 amperes), de acordo com a seguinte sequência: 1) deposição de 1 µl de sílica-gel e secagem a 1 ampere; 2) deposição de 1 µl de amostra e secagem a 1 ampere; 3) deposição de H₃PO₄ e aumento da corrente eléctrica até à secagem completa; 4) subida da intensidade da corrente até libertação do H₃PO₄.

Os isótopos de Pb foram colectados num sistema de multicolectores estático de tipo Faraday. As condições de análise no espectrómetro (intensidade de corrente de 1,8 amperes, temperatura média de 1300°C) foram escolhidas de modo a que a intensidade do pico do ²⁰⁴Pb, colhido no colectador axial, não ultrapassasse 1 volt.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Tabela I apresentam-se os resultados das análises isotópicas do Pb nas galenas analisadas. No conjunto a maioria das amostras analisadas apresenta composições isotópicas relativamente homogéneas (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18,177 – 18,597; ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15,612 – 15,741; ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 38,151 – 38,793), com valores de m (de acordo com STACEY e KRAMERS, 1975) que variam entre 9,75 e 10,26. Estes dados sugerem que o Pb das galenas derivou de reservatórios com razões U/Pb similares e elevadas, ou seja, rochas da crosta superior.

As amostras analisadas, quando lançadas no diagrama uranogénico ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb do “modelo da plumbotectónica” de ZARTMAN & DOE (1981), situam-se predominantemente entre as curvas relativas ao ambiente misto orogénico e à crosta continental superior, e algumas delas acima desta curva, o que uma vez mais sugere que o Pb terá derivado de rochas da crosta superior (fig. 2). Entretanto, no diagrama toriogénico ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, os pontos situam-se acima da curva relativa ao ambiente misto orogénico, indicando que a fonte do Pb teria uma razão Th/Pb elevada, mais compatível com a crosta inferior. Estes dados sugerem, portanto, uma origem para o Pb a partir de materiais derivados da crosta continental superior e inferior.

Tabela 1 – Composição isotópica do Pb

Zona	Localização	206/204	erro	207/204	erro	208/204	erro	μ^*	
ZGTM	Fontainha	18.3845	0.0049	15.6699	0.0059	38.5439	0.0188	9.99	
	Adoria	18.2485	0.0028	15.6169	0.0030	38.1511	0.0098	9.79	
	Jales	18.5945	0.0021	15.6364	0.0023	38.3473	0.0071	9.80	
	Cabeco da Mina	18.3521	0.0026	15.6663	0.0029	38.5660	0.0094	9.99	
	França	18.3395	0.0050	15.6671	0.0061	38.3714	0.0195	9.99	
ZCI	Ventoselo	18.3801	0.0032	15.6771	0.0038	38.5468	0.0122	10.03	
	Ferronho	18.4456	0.0052	15.6994	0.0063	38.6456	0.0200	10.11	
	Sítio do Caco	18.5968	0.0024	15.6787	0.0029	38.7193	0.0092	9.98	
	Galafura	18.4233	0.0098	15.6814	0.0125	38.6109	0.0408	10.03	
	Adorigo	18.4051	0.0057	15.6859	0.0071	38.5735	0.0229	10.06	
	Vázea de Trevões	18.3752	0.0028	15.6807	0.0034	38.5628	0.0107	10.04	
	Terramonte	18.3952	0.0025	15.6458	0.0030	38.4707	0.0092	9.88	
	Talhadas	18.5528	0.0047	15.7406	0.0058	38.7930	0.1344	10.26	
	Braçal	18.4022	0.0033	15.6756	0.0041	38.5460	0.0130	10.01	
	Braçal	18.4011	0.0025	15.6668	0.0031	38.5093	0.0102	9.98	
	Malhada	18.4212	0.0031	15.6809	0.0040	38.5464	0.0131	10.03	
	S. Miguel d'Acha	18.4321	0.0048	15.6468	0.0058	38.3975	0.0189	9.88	
	Tapada	18.4239	0.0042	15.6749	0.0051	38.4349	0.0157	10.00	
	ZOM	Caima	18.4475	0.0034	15.6982	0.0043	38.6010	0.0138	10.10
		Carvalho	18.3798	0.0022	15.6739	0.0025	38.5342	0.0075	10.01
Palhal		18.3573	0.0020	15.6432	0.0024	38.4273	0.0071	9.88	
Barbalhos		18.3292	0.0021	15.6119	0.0024	38.3374	0.0075	9.75	
Pena		18.3039	0.0021	15.6343	0.0023	38.3825	0.0072	9.86	
Torre de Figueiras		18.1771	0.0039	15.6412	0.0048	38.4079	0.0157	9.92	
Ventosa		18.2072	0.0025	15.6430	0.0030	38.4043	0.0092	9.92	
ZSP	Namorados	18.3762	0.0020	15.6136	0.0021	38.2372	0.0065	9.75	

* De acordo com STACEY e KRAMERS (1975).

O posicionamento da maioria dos pontos no diagrama uranogénico entre as isócronas de 400 Ma e 600 Ma, sugere uma estimativa para a época de incorporação do Pb na crosta continental, antes da sua incorporação nas galenas.

Comparando as composições isotópicas de Pb de metassedimentos da Zona Galiza-Trás-os-Montes, Zona Centro-Ibérica e Zona de Ossa-Morena ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,553 - 19,079$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,645 - 15,720$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,527 - 39,874$) e de granitóides hercínicos da Zona Centro-Ibérica ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,499 - 19,372$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,653 - 15,705$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,756 - 39,171$) publicadas por BEETSMA (1995), figura 3, com as das galenas estudadas neste trabalho ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,177 - 18,597$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,612 - 15,741$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,151 - 38,793$), verifica-se que: 1) relativamente à razão isotópica $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ a maioria das amostras dos metassedimentos e dos granitos são mais radiogénicas do que as das galenas estudadas; 2) relativamente à razão isotópica $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, parte das galenas, nomeadamente as da Zona Centro-Ibérica, apresentam composições isotópicas semelhantes às dos metassedimentos e granitos, enquanto que as restantes apresentam composições isotópicas menos radiogénicas; 3) relativamente à razão

isotópica $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, as galenas apresentam-se menos radiogénicas do que os granitóides e os metassedimentos. Estes dados sugerem que o Pb incorporado nas galenas poderá ter uma origem mista, ou seja, ser proveniente dos granitóides e dos metassedimentos, que conteriam sedimentos derivados tanto de rochas da crosta superior como da crosta inferior.

No diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (fig. 2) os pontos analíticos apresentam-se de forma dispersa e não colinear. Contudo, os pontos relativos às amostras das mineralizações de Adoria, Talhadas, Caima, Malhada, Braçal, Carvalhal, Pena e Galafura definem um alinhamento que intercepta a curva de STACEY e KRAMERS (1975) em 308 Ma. Esta idade poderá à partida ser considerada como próxima da idade de formação destas galenas, já que se enquadra na época de formação dos granitóides hercínicos tardi a pós-D₃ (FERREIRA *et al.*, 1987), que poderiam ter fornecido o calor necessário para a remobilização do Pb. Esta idade não contraria a que pode ser estimada através dos diagramas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. T(by) e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. T(by) in ALBAREDA e JUTEAU (1984).

Composições isotópicas semelhantes ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,17 - 18,75$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,55 - 15,65$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,14 - 38,85$) foram obtidas por FERNANDÉZ DÍAZ e QUEJIDO CABEZAS (1997) em cinco galenas provenientes de diversos locais da Península Ibérica [Linares (Jaen), La Unión (Murcia), Legorietta (Vizcaya), Andara (P. Europa)].

Composições isotópicas semelhantes ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,442 - 18,468$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,629 - 15,642$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,576 - 38,645$) foram também obtidas por GARCÍA DE MADINABEITIA *et al.* (2002) em quatro galenas da área de Los Pedroches (filão de El Zumajo) com idades modelo que oscilam entre 192 e 209 Ma, notavelmente mais jovens do que a idade proposta para o granito encaixante (291 a 310 Ma).

Os dados isotópicos das mineralizações estudadas, quando comparados com as composições isotópicas actuais dos depósitos de sulfuretos maciços da Faixa Piritosa Ibérica ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,135 - 18,233$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,594 - 15,651$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,079 - 38,289$) (MARCOUX, 1998), mostram-se mais variados e, regra geral, mais radiogénicos. Isto implica que o Pb das galenas analisadas deriva de fontes com razões U/Pb e Th/Pb mais elevadas, isto é, de rochas com um período de residência crustal maior, ao passo que o Pb dos depósitos da Faixa Piritosa têm também uma origem essencialmente crustal, mas sem qualquer participação de componentes da crosta continental superior antiga (MARCOUX, 1998), sendo portanto a composição isotópica do Pb uma característica distintiva entre estas mineralizações.

A composição isotópica de Pb, aparentemente anómalas, em três cassiterites provenientes de Neves Corvo ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 22,391 - 35,026$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,897 - 16,780$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,466 - 39,882$) sugerem uma contribuição de chumbo radiogénico herdado de fontes crustais antigas (RELVAS *et al.*, 2001).

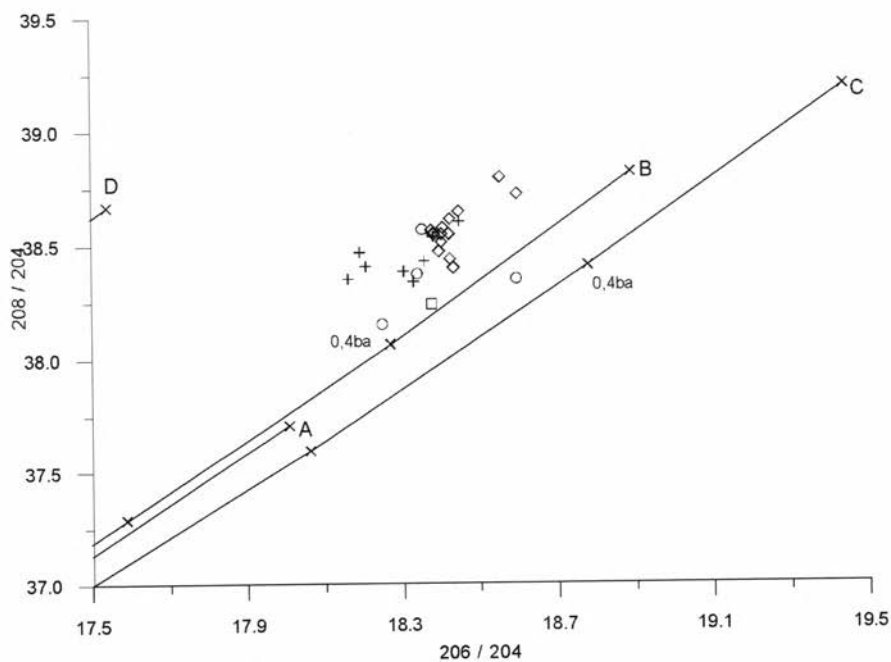
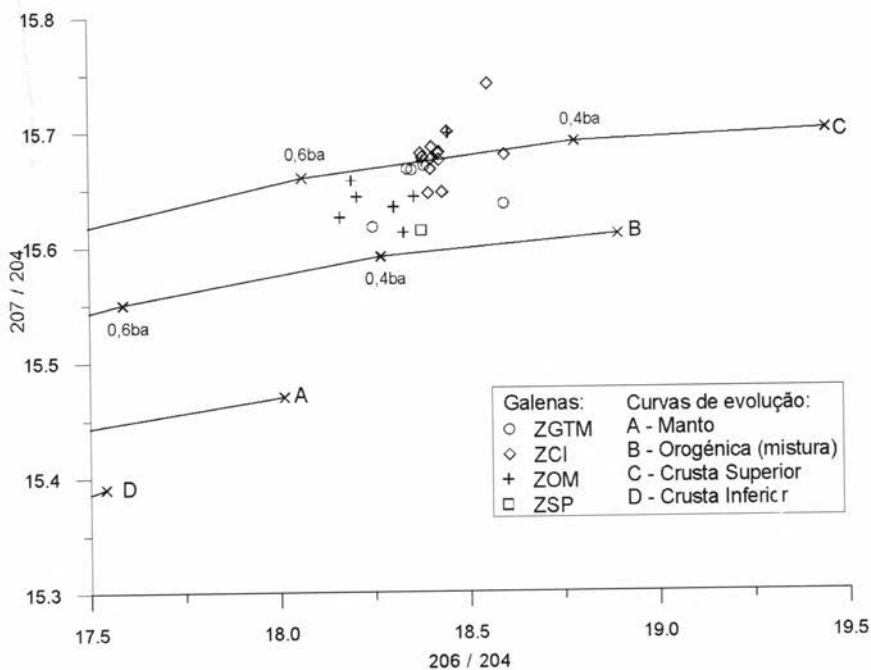


Fig. 2 - Composição isotópica das galenas representada nos diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Curvas de evolução isotópica do Pb segundo ZARTMAN e DOE (1981).

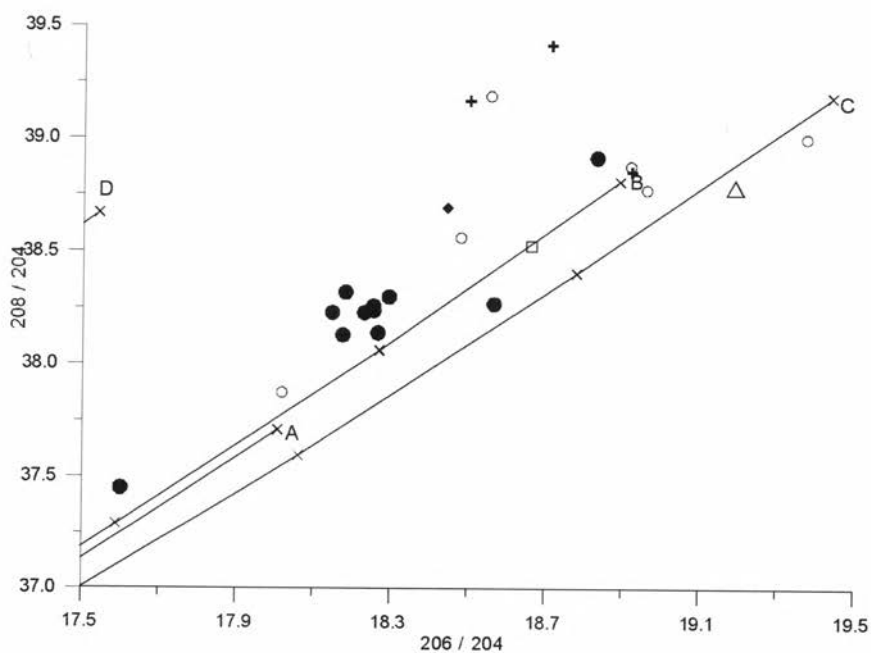
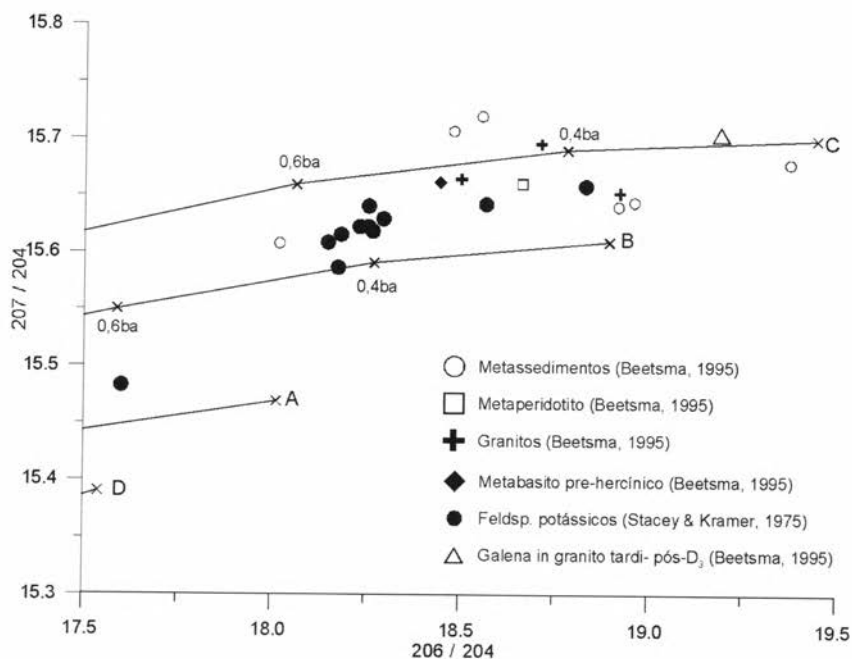


Fig. 3 – Composição isotópica de metassedimentos da ZGTM, ZCI e ZOM, e granitóides hercínicos da ZCI (BEETSMA, 1995) representada nos diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Curvas de evolução isotópica do Pb segundo ZARTMAN e DOE (1981).

CONCLUSÕES

Com base nas composições isotópicas de Pb das galenas estudadas podemos considerar que a origem destas mineralizações está relacionada com processos de convecção hidrotermal, que teriam remobilizado o Pb a partir de fontes essencialmente crustais, e seriam controlados pelo aquecimento regional provocado pelo metamorfismo regional e pelo grande volume de magmas graníticos intruídos durante a fase final da orogenia hercínica.

AGRADECIMENTOS

Este estudo está inserido no âmbito do Projecto POCTI/CTA/35630/99 (MODELIB) financiado pela FCT. A maioria das amostras de galena estudadas neste trabalho foram disponibilizadas pelo Instituto Geológico Mineiro (Porto), ao qual expressamos os nossos agradecimentos, e em particular ao Dr. Orlando Gaspar pela colaboração prestada.

BIBLIOGRAFIA

- ALBAREDE, F. & JUTEAU, M. (1984) – Unscrambling the lead model ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, pp. 207-212
- BEETSMA, J. J. (1995) – The late Proterozoic-Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian massif, N Portugal: as traced by geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope systematics of pre-Hercynian terrigenous sediments and Hercynian granitoids. *PhD Thesis*, Vrije Universiteit, Amsterdam, 223 pp.
- GARCÍA DE MADINABEITIA, S., SANTOS ZALDUEGUI, J.F., CARRACEDO SANCHÉZ, M., LARREA BILBAO, F.J. & GIL IBARGUCHI, J.I. (2002) – Variaciones en la composición isotópica del Pb en galenas del área de Los Pedroches: diferencias entre los yacimientos de El Zumajo y Linares-La Carolina. *Geogaceta*, 32, pp. 239-242
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZALEZ LODEIRO, F., MARQUINEZ, J., MARTIN PARRA, L. M., MARTINEZ CATALAN, J. R., PABLO MACIA, J. G. & RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1987) – Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estrutura de Galicia Central. *Mem. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Ciências do Porto*, nº 1, pp. 411-431
- FERNÁNDEZ DÍAZ, M. & QUEJIDO CABEZAS, A.J. (1997) – Analisis isotopico de plombo en galenas por TIMS. *I Congreso Ibérico de Geoquímica Y VII Congreso de Geoquímica de España*, 23 al 26 de Septiembre, Soria (España), pp. 39-45
- FERREIRA, N., IGLÉSÍAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M. L. (1987) – Granitoides da Zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: BEA, F., CARNICERO, A., GONZALO, J. C., LOPEZ PLAZA, M. & RODRIGUEZ ALONSO, M. D., eds. *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico*, Libro Homenaje a L. C. G. Figuerola, Madrid, pp. 37-52
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1974) – Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1 000 000. *Inst. Geol. Min. España*, Madrid, 113 p.

- MARCOUX, E. (1998) – Lead Isotope systematics of the giant massive deposits in the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 33, pp. 45-58
- MEDINA, J., TASSINARI, C, MARTINS, M.E.R. & KAWASHITA, K. (1998) – Composição Isotópica do Pb em Galenas Portuguesas. *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro de Portugal*, Tomo 84, Fasc. 1 (Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa), pp. B134-B137
- RELVAS, J.M.R.S., TASSINARI, C.C.G., MUNHÁ, j. & BARRIGA, F.J.A.S. (2001) – Multiple sources for ore-forming fluids in the Neves Corvo VHMS Deposit of the Iberian Pyrite Belt (Portugal): strontium, neodymium and lead isotope evidence. *Mineralium Deposita*, 36, pp. 416-427
- STACEY, J. S. & KRAMERS, J. D. (1975) – Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, pp. 207-221
- ZARTMAN, R. E. & DOE, B. R. (1981) – Plumbotectonics, The Model. *Tectonophysics*, 75, pp. 135-162

GEOQUÍMICA DOS MINERAIS PORTADORES DE URÂNIO DA MINA DE VALE DE ABRUTIGA, CENTRO DE PORTUGAL

M. M. S. C. PINTO¹, M. M. V. G. SILVA² e A. M. R. NEIVA²

PALAVRAS-CHAVE: mineralização de urânio, fosfatos secundários de urânio, Portugal.

KEY WORDS: uranium mineralization, secondary uranium phosphates, Portugal.

RESUMO

A antiga mina do Vale de Abrutiga está localizada na região central de Portugal. Nesta região, o granito de grão grosseiro a muito grosseiro, porfiróide, biotítico, peraluminoso de 308 ± 11 Ma intruiu o Complexo Xisto-Metagrauváquico Câmbrico. O granito contém 10 ppm de U e uraninite primária, e foi, provavelmente, a fonte de U da mineralização, que ocorre essencialmente em filonetes de quartzo, os quais intersectam o Complexo Xisto-metagrauváquico, mas também a impregnar indistintamente o filito adjacente a estes filões. Os filonetes de quartzo mineralizados estão brechificados e preenchem falhas com orientação N10°W, 80°E, as quais intersectam veios de quartzo mais antigos, de direcção NW-SE. O jazigo é do tipo disseminado, ocorrendo a mineralização na zona superficial, alterada. O minério de urânio foi explorado a céu aberto, com um teor de 1 Kg U₃O₈/ton. A mineralização é formada por fosfatos secundários de urânio: saleíte, meta-saleíte e Fe-saleíte. Os filonetes de quartzo contêm, também, outras fases portadoras de urânio, como por exemplo oxi-hidróxidos de Fe, zircão, xenotima, monazite, anatase, moscovite e clorite. De um modo geral os minerais portadores de urânio apresentam os bordos mais ricos em urânio do que os seus núcleos.

¹ Universidade Jean Piaget de Cabo Verde, Palmarejo Grande, Cidade da Praia – Cabo Verde. E-mail: marinacabral@megamail.pt

¹ Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra – Portugal.

ABSTRACT: Geochemistry in the Uranium bearing minerals of the Vale da Abrutiga Mine (Central Portugal)

The Vale de Abrutiga uranium mine is located in central Portugal. The coarse- to very coarse-grained porphyritic biotite granite is peraluminous, 308 ± 11 Ma old and intruded the Cambrian schist-metagraywacke complex. The biotite granite has 10 ppm U and contains magmatic uraninite, and was probably the source of uranium mineralization. The mineralization occurs mainly in quartz veins, which intersect the Cambrian schist-metagraywacke complex, but also occurs in the adjacent phyllite to these veins. The quartz veins are brecciated and fill N10°W, 80°E faults, which cut older NW-SE quartz veins. The mineralization occurs disseminated in the altered zone at the surface. The ore deposit is an open pit with a grade of 1 Kg U_3O_8 /ton. The mineralized quartz veins contain mainly saleeite, meta-saleeite and Fe-saleeite and other U-bearing minerals, such as zircon, xenotime, chlorite, anatase, muscovite and also U-bearing Fe oxi-hydroxides. In general, the U-bearing minerals have rims richer in U than their cores.

INTRODUÇÃO

A antiga mina de Vale de Abrutiga situa-se na freguesia de Ázere, concelho de Tábua, na região central de Portugal (fig. 1 a). A exploração desta mina teve início em 1982 e terminou a 31/5/1989. A mineralização estava dispersa à superfície e raramente ultrapassava os 50 m de profundidade. Por isso, o minério foi explorado a céu aberto. As reservas estimadas pela Empresa Nacional de Urânio foram de 129 690 kg U_3O_8 . Foram explorados 93 325 kg U_3O_8 com um teor de 1 kg U_3O_8 /ton (Relatório Interno de Produção, E.N.U., 1997). O jazigo não foi explorado na sua totalidade.

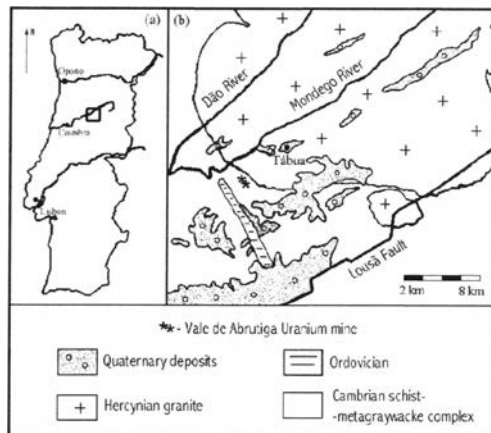


Fig. 1 — (a) Localização geográfica da mina de urânio “Vale de Abrutiga”; (b) carta geológica simplificada da área do Vale de Abrutiga (adaptado de PONTE and PEREIRA, 1991).

Neste trabalho apresenta-se o estudo dos fosfatos secundários de urânio (saleíte, meta-saleíte e Fe-saleíte), óxidos e hidróxidos de Fe, monazite, zircão, xenotima, anatase, ilmenite, clorite e moscovite contendo U do jazigo de Vale de Abrutiga. Além disso, a origem dos fosfatos secundários é explicada, bem como a ocorrência de U nos outros minerais.

GEOLOGIA

O jazigo de Vale de Abrutiga é constituído por fosfatos secundários de urânio, que estão associados a filões de quartzo brechificados e falhas que cortam o Complexo Xisto-Metagrauváquico Câmbrico a menos de 2 km do granito de grão grosseiro a muito grosseiro, porfiróide, biotítico, de idade de 308 ± 11 Ma determinada por isócrona de Rb-Sr de rocha total (SILVA e NEIVA, 1999/2000), o qual intruiu o Complexo (fig. 1b); aqueles fosfatos também impregnam o filito. Estes filões de quartzo preenchem falhas de direcção N10°W, 80°E, e entre eles há uma rede de filonetes anastomosados de quartzo com moscovite, clorite, zircão, polimorfos de TiO_2 , ferberite, hubnerite, monazite, xenotima, pirite, fosfatos de urânio e óxidos e hidróxidos de ferro. Os filões intersectam um sistema de falhas mais antigas de orientação NW-SE. É na intersecção dos dois sistemas de falhas que mais se concentram os fosfatos de urânio.

O jazigo é do tipo disseminado e a mineralização uranífera domina na zona alterada superficial. A direcção do jazigo é N45°W, sub-paralela à direcção da xistosidade numa zona de intersecção deste alinhamento estrutural com a fracturação N10-25°W.

GEOQUÍMICA DOS FOSFATOS SECUNDÁRIOS DE URÂNIO E SUA ORIGEM

Excepto pelo teor em água, a composição química da saleíte $Mg(UO_2)(PO_4)_2 \cdot 10H_2O$ e da meta-saleíte $Mg(UO_2)(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ é semelhante. A saleíte apresenta um comportamento térmico muito complexo e pequenas variações de temperatura ou do grau higrométrico podem desencadear a sua desidratação, provocando a formação de várias outras fases desidratadas (WEIGEL e HOFFMANN, 1976; PIRET e DELIENS, 1980). A facilidade de desidratação faz com que numa mesma amostra possam ocorrer não apenas saleíte ou saleíte desidratada (meta-saleíte), mas uma mistura das duas (PIRET e DELIENS, 1980).

Análises químicas e fórmulas estruturais representativas dos fosfatos secundários dos filonetes de quartzo e filitos no contacto directo com estes filonetes da mina de Vale de Abrutiga são apresentados na Tabela I. Além da saleíte e meta-saleíte, encontraram-se também outras fases de desidratação.

Tabela 1 – Análises químicas (peso %) e fórmulas estruturais representativas dos fosfatos de U dos filonetes de quartzo e filito no contacto directo com estes filonetes, do Vale de Abrutiga

Análises	Filonetes de quartzo Amostra AF2 2409					Filito Amostra AF2 2415				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
FeO	0.18	0.87	0.11	2.11	1.51	0.28	1.15	0.14	1.53	2.15
MnO	-	0.03	-	0.09	0.01	0.03	-	0.02	0.03	-
MgO	4.20	3.61	4.00	3.11	3.84	3.67	3.26	4.86	3.59	4.35
TiO ₂	0.03	0.05	-	0.04	n.d.	n.d.	0.05	0.04	-	n.d.
CaO	-	0.12	0.08	0.14	0.06	0.18	0.14	0.18	0.08	0.05
ZnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CuO	0.04	-	0.48	0.12	n.d.	n.d.	-	0.02	0.17	n.d.
Y ₂ O ₃	-	0.05	-	-	n.d.	0.13	-	0.14	-	n.d.
PbO	-	-	0.17	0.01	-	0.01	-	0.11	0.04	0.11
ThO ₂	-	-	-	-	-	-	0.07	0.12	0.05	-
UO ₂	60.30	60.67	62.64	61.77	68.10	60.15	59.65	61.39	62.63	68.20
La ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	-	n.d.	n.d.	n.d.	-
Ce ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	-	n.d.	n.d.	n.d.	-
Na ₂ O	-	0.01	0.03	0.04	0.03	0.06	0.08	-	0.03	0.01
K ₂ O	-	-	-	-	n.d.	0.17	-	-	-	n.d.
SiO ₂	0.05	0.07	0.02	0.11	-	-	0.92	0.01	0.03	-
Al ₂ O ₃	0.10	0.02	-	0.19	-	-	0.11	0.03	0.04	-
P ₂ O ₅	15.87	15.30	16.61	15.51	18.23	15.96	14.44	16.52	16.01	17.27
Total	80.77	80.80	84.14	83.24	91.78	80.64	79.87	83.58	84.23	92.14
Fe	0.022	0.112	0.013	0.267	0.164	0.035	0.146	0.017	0.188	0.246
Mn	-	0.004	-	0.012	0.001	0.004	-	0.002	0.004	-
Mg	0.929	0.827	0.847	0.700	0.742	0.810	0.739	1.035	0.788	0.887
Ti	0.003	0.006	-	0.005	n.d.	n.d.	0.006	0.004	-	n.d.
Ca	-	0.020	0.012	0.023	0.008	0.029	0.023	0.028	0.013	0.007
Zn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	0.005	-	0.053	0.014	n.d.	n.d.	-	0.002	0.020	n.d.
Y	-	0.004	-	-	n.d.	0.010	-	0.011	-	n.d.
Pb	-	-	0.006	0.000	-	-	-	0.004	0.002	0.004
Th	-	-	-	-	-	-	0.002	0.004	0.002	-
U	1.990	2.073	1.980	2.076	1.964	1.981	2.019	1.952	2.052	2.076
La	n.d.	-	-	n.d.	-	-	n.d.	n.d.	n.d.	-
Ce	n.d.	-	-	n.d.	-	-	n.d.	n.d.	n.d.	-
Na	-	0.003	0.008	0.012	0.008	0.017	0.024	-	0.009	0.003
K	-	-	-	-	n.d.	0.032	-	-	-	n.d.
Si	0.007	0.011	0.003	0.017	-	-	0.140	0.001	0.004	-
Al	0.017	0.004	-	0.034	-	-	0.020	0.005	0.007	-
P	1.993	1.989	1.997	1.983	2.000	2.000	1.860	1.999	1.996	2.000
H ₂ O	10	10	8	8	4	10	10	8	8	4
P+Si	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Fe+Mn+Mg+Ca+Y+Na+K	0.95	0.97	0.88	1.01	0.92	0.94	0.93	1.09	0.99	1.14
U	1.99	2.07	1.98	2.08	1.96	1.98	2.02	1.95	2.05	2.08

1: saleite, 2: saleite rica em Fe, 3: meta-saleite, 4: meta-saleite rica em Fe, 5: Fe-saleite. n.d.: não determinado, -: não detectado. Número de catiões calculado na base de 2 átomos de P(+Si). Analista: Marina M. S. Cabral Pinto.

Em amostras individuais de filonetes de quartzo e filito adjacente foram encontradas várias composições de fosfatos de U e Mg hidratados (Tabela 1). A saleite e a meta-saleite (análises 1 e 3) ocorrem em poucas amostras e análises. Foram também encontradas saleite rica em Fe (análise 2) e Fe-saleite (análise 5). A Fe-saleite, de fórmula geral $(Mg,Fe^{2+})(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$, foi encontrada pela primeira vez por VOHTEN e VAN SPRINGEL (1996) num contexto geológico semelhante ao aqui estudado e considerada como um membro da série isomórfica saleite-bassetite e aceite como ocorrência de desidratação natural relativamente aos

membros-terminais desta série. A Fe-saleíte só possui 4 H₂O, enquanto a saleíte tem 10 H₂O. A bassetite, Fe²⁺(UO₂)₂(PO₄)₂•8H₂O não foi encontrada em Vale de Abrutiga, mas ocorre a meta-saleíte rica em Fe (análise 4). Não foi reconhecida uma distinção nítida na composição do mesmo fosfato dos filonetes de quartzo e do filito no seu contacto (Tabela I).

Composições de Fe-saleíte hidratada com distintos valores de H₂O, oscilando entre 5 e 7, e Fe-meta-saleíte hidratada, com 9 H₂O, foram encontradas em Vale de Abrutiga, tanto nos filonetes de quartzo como no filito no seu contacto.

O granito porfiróide biotítico da área estudada tem 10 ppm de U, possui uraninite magmática (U_{0.93}Pb_{0.05}Th_{0.04}Fe_{0.03})Σ1.05O₂ e minerais portadores de urânio, tais como monazite e zircão (PINTO, 2001). A uraninite é o principal mineral de urânio em granitos peraluminosos e fonte de mineralizações de urânio (BASHAM *et al.*, 1982). Os minerais secundários de U de Vale de Abrutiga resultam da alteração da uraninite do granito, havendo oxidação de U⁴⁺ a U⁶⁺ e a formação do ião uranilo (PINTO, 2001). A formação de jazigos de fosfatos de uranilo resultantes da alteração da uraninite tem sido assinalada por vários autores (por exemplo, MURAKAMI *et al.*, 1997). As características do radical uranilo, como as suas estabilidade e mobilidade (LENCASTRE, 1964-5), explicam as grandes distâncias, muitas vezes verificadas, entre as fontes primárias de urânio e as mineralizações secundárias delas resultantes (FRONDEL, 1956; MURAKAMI *et al.*, 1997), e tal poderá indiciar que a mineralização do Vale de Abrutiga tenha origem no granito biotítico. Estruturas fracturadas e fálhadas promovem ambientes oxidantes e permitem a livre circulação das soluções uraníferas, as quais, nas condições físico-químicas convenientes, e no encontro de outros compostos, podem originar a formação dos minerais secundários. Os materiais lixiviados pelos solutos uraníferos fornecerão os radicais aniônicos e os iões reagentes que se agruparão na estrutura dos minerais (LENCASTRE, 1964-5). Admite-se, por exemplo, que para a formação dos fosfatos os radicais fosfóricos provieram principalmente da apatite (LENCASTRE, 1964-5; MURAKAMI *et al.*, 1997) e talvez, também, da monazite e da xenotima. Os fosfatos de uranilo são tipicamente mais estáveis a pH <5, onde a solubilidade da apatite tende a aumentar (STUMM e MORGAN 1981). Também a redução dos óxidos de Fe, com P adsorvido, para pirite libertam o P adsorvido (STERN e RAINBIRD, 2001).

Os jazigos de saleíte, propriamente ditos, encontram-se mais frequentemente nas zonas de alteração meteórica e oxidação, nas proximidades da superfície (MURAKAMI *et al.*, 1997). Nas mesmas condições se encontra o jazigo de saleíte do Vale de Abrutiga, cuja mineralização ocorre essencialmente associada a estruturas brechóides, fracturadas, ferruginosas, ou a impregnar fálhas sub-horizontais, cujo enchimento argiloso teria impedido a penetração das águas meteóricas com urânio em solução.

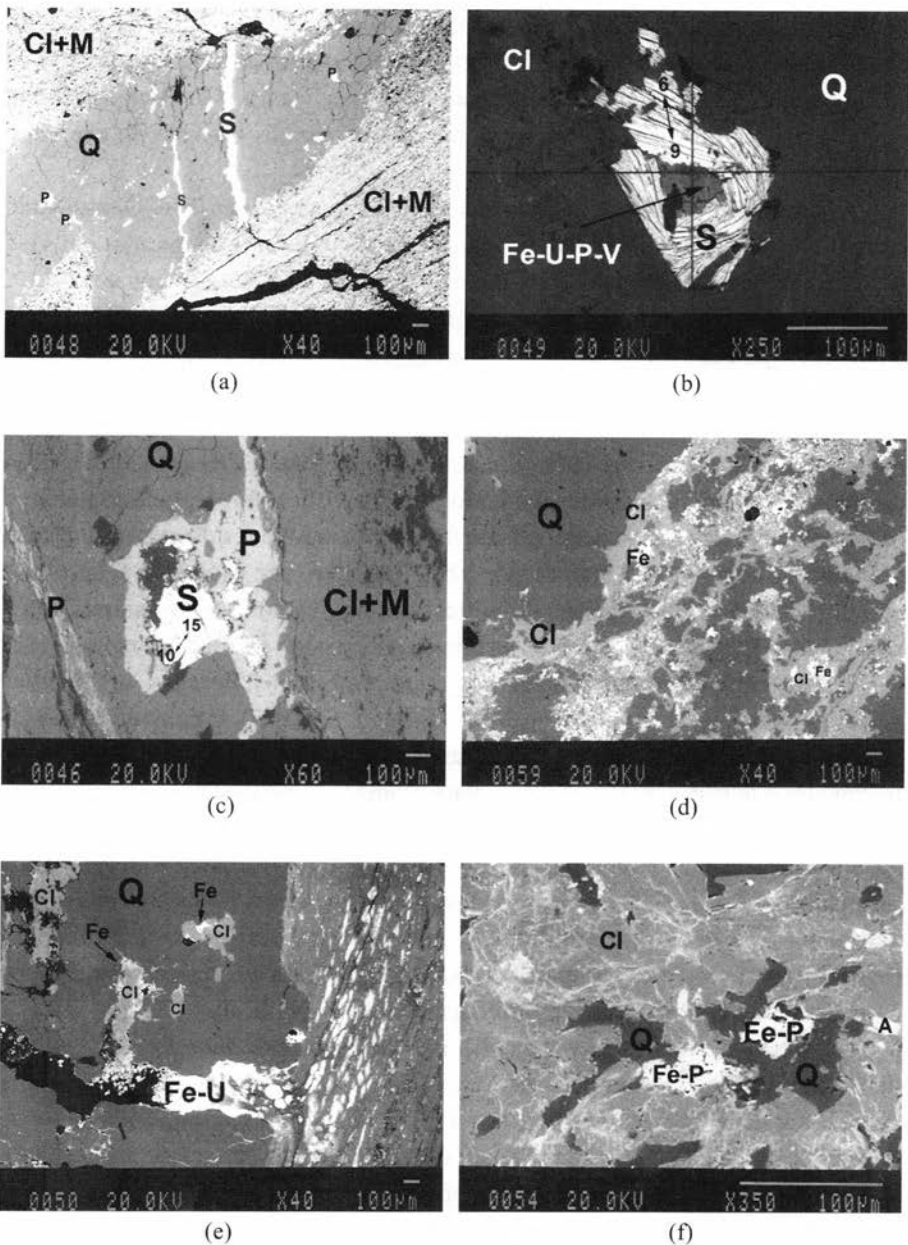
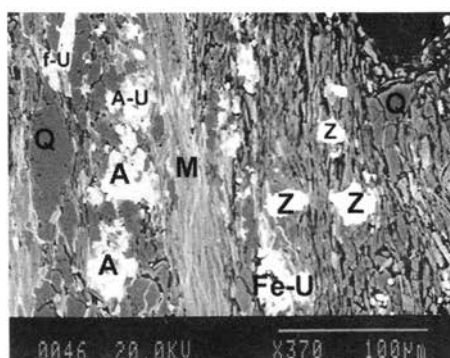
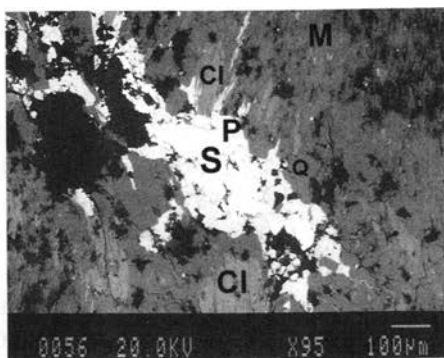


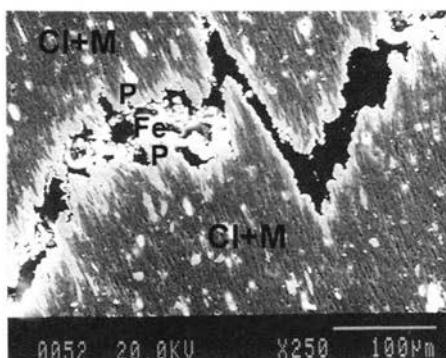
Fig. 2 – Micro-fotografias de minerais existentes nos filonetes de quartzo mineralizados e filito adjacente, obtidas por microsonda electrónica. Símbolos: A: Anatase, Cl: clorite, Fe: óxidos e hidróxidos de Fe, Fe-U: óxidos e hidróxidos de Fe portadores de U, Fe-P: óxidos e hidróxidos de Fe portadores de P, Fe-U-P-V: óxidos e hidróxidos de Fe portadores de U, P e V, M: moscovite, P: pirite, Q: quartzo, S: saleite, meta-saleite e Fe-saleite. 6↔9 e 10↔15 representam perfis de análises químicas nas microfotografias (b) e (c) respectivamente.



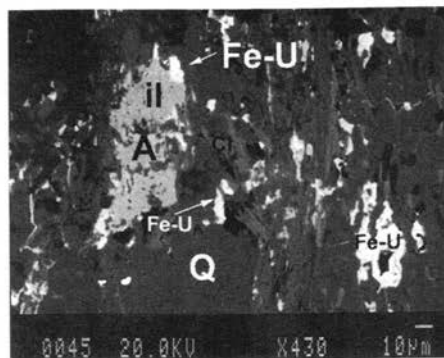
(g)



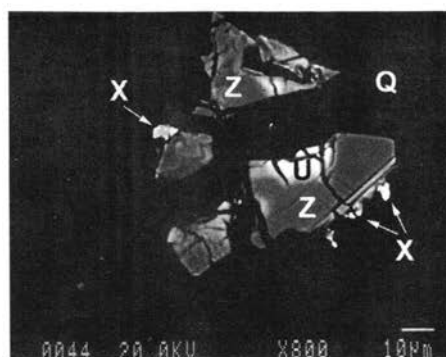
(h)



(i)



(j)



(l)

Fig. 2 (Continuação) – Micro-fotografias de minerais existentes nos filonetes de quartzo mineralizados e filito adjacente, obtidas por microsonda electrónica. Símbolos: A: Anatase, A-U: Anatase portadora de U, Cl: clorite, Fe: óxidos e hidróxidos de Fe, Fe-U: óxidos e hidróxidos de Fe portadores de U, f-U: fase portadora de U, il: composição próxima de ilmenite com U, M: moscovite, P: pirite, Q: quartzo, S: saleeite e meta-saleeite, X: xenotima, Z: zircão.

A redistribuição do U é fortemente condicionada pela alteração da clorite, que tem como consequência a formação de minerais argilosos e óxidos e hidróxidos de Fe (ferrihidrite, goethite e hematite) (fig. 2 d). Os óxidos e hidróxidos de Fe apresentam uma elevada capacidade sorvente relativamente ao urânio (fig. 2e). As análises químicas efectuadas nos óxidos e hidróxidos de Fe mostraram, de facto, teores de UO_2 que ultrapassam os 9 % (Tabela II) e, além disso, contêm P, Mg, Zn (Tabela II), o que foi também referido por MURAKAMI *et al.* (1997). Estes autores examinaram, por microsonda electrónica, micro-veios de goetite e hematite com alguns mm de largura e encontraram microcristais de saleíte com cerca de 10-50 nm. Explicaram do seguinte modo a cristalização dos microcristais: primeiramente ter-se-ia formado ferrihidrite, a qual teria incorporado por adsorção, co-precipitação, ou ambas o P dissolvido. O P seria, então, libertado durante a transformação de ferrihidrite para goetite e hematite. Esta fonte localizada de P e a existência de U disponível no local permitiria a precipitação dos microcristais de saleíte directamente nas superfícies da goetite e hematite. Dadas as reduzidas dimensões destes eventuais microcristais de saleíte (e meta-saleíte), não foi possível, neste estudo, verificar se o U encontrado nos veios de Fe traduziriam ou não a existência de tais microcristais, ou a adsorção dos iões urânios, ou ambos os fenómenos.

Deve, no entanto, salientar-se que para o caso da mina do Vale de Abrutiga encontrou-se, do mesmo modo, uma fase correspondente a óxido-hidróxido de Fe, sem U, mas com P (Tabela III), que poderia traduzir a adsorção do P por parte da ferrihidrite (fig. 2f).

Tabela II – Análises químicas representativas dos óxidos e hidróxidos de ferro portadores de U e P dos filonetes de quartzo e filito no contacto directo com estes filonetes do Vale de Abrutiga

Análise n.º	Filonetes de quartzo				Filito							
	AF2.2411				AF2.2415				AF5 2585			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
FeO	63.34	66.44	66.73	66.45	53.17	65.27	56.77	52.26	58.32	61.96		
MgO	-	0.03	0.02	0.05	0.10	-	0.13	0.05	0.16	0.01		
TiO ₂	-	0.06	-	0.24	-	-	-	-	0.07	0.05		
CaO	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.07	0.06	0.07	0.04	0.19	0.07		
ZnO	n.d.	n.d.	n.d.	0.45	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.46	0.66		
CuO	0.16	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	0.03	0.03	-	n.d.	n.d.		
PbO	0.10	0.78	0.78	0.58	0.04	-	-	-	0.24	0.04		
SO	n.d.	0.03	0.01	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
V ₂ O ₅	n.d.	0.65	0.65	0.68	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
ThO ₂	0.02	-	0.02	-	0.04	0.03	0.13	0.03	0.06	-		
UO ₂	5.63	9.13	8.14	8.11	3.04	3.46	4.50	3.49	1.66	1.57		
Na ₂ O	0.12	n.d.	n.d.	n.d.	0.11	0.13	0.08	0.06	0.09	0.27		
K ₂ O	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.32	0.01	0.01	0.03	0.02	0.07		
SiO ₂	4.03	1.08	1.47	3.06	9.04	3.34	1.58	7.46	4.46	0.87		
Al ₂ O ₃	2.97	4.96	4.65	5.84	8.77	2.69	3.44	8.62	10.00	8.58		
P ₂ O ₅	-	n.d.	n.d.	n.d.	2.00	1.28	3.89	3.10	3.28	3.68		
Ttal	76.39	83.16	82.47	85.52	76.73	76.30	70.63	75.14	79.01	77.83		

n.d.: não determinado, -: não detectado. Em algumas destas análises os altos teores de SiO₂ e Al₂O₃ encontrados serão devidos à existência provável de minerais argilosos, que assim como os óxidos e hidróxidos de Fe, serão resultantes da alteração da clorite. Analista: Marina M. S. Cabral Pinto.

Tabela III – Análises químicas representativas dos óxidos e hidróxidos de ferro portadores de P, mas sem U significativo dos filonetes de quartzo e do filito no contacto directo com estes filonetes do Vale de Abrutiga

Análise n.º	Filonetes de quartzo (AZ16)		Filito AF1287	
	1	2	3	4
FeO	61.88	63.87	68.00	65.59
MnO	5.71	2.03	2.61	0.30
MgO	0.16	0.10	0.13	0.31
CaO	0.71	0.53	0.20	0.06
PbO	0.14	0.02	0.01	0.03
ThO ₂	0.02	0.01	-	-
UO ₂	0.09	0.03	0.04	-
Na ₂ O	0.91	0.75	0.66	1.00
SiO ₂	1.24	0.78	0.29	1.10
Al ₂ O ₃	4.37	3.20	2.00	3.00
P ₂ O ₅	6.03	7.07	6.30	7.12
Total	81.25	78.39	80.24	78.51

n.d.: não determinado; -: não detectado; Analista: Marina M. S. Cabral Pinto.

A Tabela IV, Perfil A, mostra algumas análises químicas realizadas num agregado de fases portadoras de U do filito no contacto directo com os filonetes de quartzo (fig. 2g), que poderá corresponder a um dos estágios intermédios da formação dos fosfatos de urânio. Em algumas destas análises, os teores de SiO₂ e Al₂O₃ são muito elevados e poderão ser devidos à existência de minerais de argila nestes agregados, que, assim como os óxidos de ferro, resultaram da alteração da clorite. Foram, também, encontrados fosfatos de U a substituir os óxidos e hidróxidos de Fe com U e P (fig. 2b), indicando que, provavelmente, os fosfatos de urânio precipitam directamente à sua superfície, por saturação local com U, P, (Fe) e o Mg resultaria da lixiviação da clorite.

O Perfil B da Tabela IV mostra as análises químicas efectuadas ao agregado de cristais da figura 2 (b), correspondendo a análise 6 aos cristais mais próximos dos óxidos e hidróxidos de Fe e a análise 9 aos mais distantes. As análises efectuadas nos cristais que contactam com os óxidos e hidróxidos de Fe apresentam bastante mais Fe e menos U do que a composição estequiométrica de Fe-saleíte, dando a sensação de se tratar de uma fase anterior à sua completa formação, uma vez que contêm teores próximos dos típicos dos seus elementos constituintes (U, P, Mg).

As figuras 2 (c) e (h) mostram cristais dos fosfatos de urânio em estudo rodeados por pirite. As análises químicas efectuadas num destes agregados de cristais (Fig. 2c), num filonete de quartzo, mostraram que os cristais mais próximos da pirite continham teores anormalmente elevados de Fe (Tabela IV, perfil C). A pirite resultará possivelmente da redução dos óxidos de ferro, originários dos fosfatos de U, na zona de decomposição anaeróbica, onde o material orgânico foi decomposto pelas bactérias redutoras dos sulfatos (STERN e RAINBIRD, 2001). A figura 2 (i) mostra pirite a rodear óxidos e hidróxidos de ferro.

Tabela 4 - Análises químicas (peso %) representativas de algumas fases portadoras de U dos filonetes de quartzo e filito no contacto directo com estes filonetes do Vale de Abrutiga

An. n.º	Filito (Amostra AF2.2422) Perfil A					Filonetes de quartzo (Amostra AF2409) Perfil B				Filonetes de quartzo (Amostra AF2.2420) Perfil C					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
FeO	46.8	40.14	21.24	15.49	15.84	7.03	3.15	1.51	0.70	18.22	11.73	10.86	4.78	2.11	1.86
MnO	-	-	-	0.05	-	0.05	-	0.01	-	-	-	0.01	0.03	0.09	-
MgO	0.12	0.08	1.84	2.26	2.12	4.21	4.36	3.84	3.83	3.37	3.72	3.36	4.23	3.11	3.66
TiO ₂	0.05	-	0.04	0.02	-	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.09	0.02	0.04	0.07	0.04	0.05
CaO	0.07	0.1	0.21	0.31	0.17	0.06	0.05	0.06	0.08	0.1	0.11	0.09	-	0.14	0.16
ZnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CuO	0.08	-	-	0.16	-	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	-	-	-	0.12	0.22
Y ₂ O ₃	-	-	0.01	-	-	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	-	-	-	-	-
PbO	-	-	0.05	0.03	0.13	0.48	0.11	-	0.82	-	0.1	0.02	-	0.01	-
ThO ₂	0.13	-	0.07	-	0.11	-	-	-	-	-	-	-	0.1	-	0.09
UO ₂	2.28	1.93	28.73	38.6	31.81	62.76	68.2	68.1	67.62	44.78	52.36	46.9	59.07	61.77	58.21
La ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	-	-	-	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ce ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	-	-	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.11	0.11	0.15	0.29	0.19	0.09	0.01	0.03	-	0.05	0.03	0.01	-	0.04	-
K ₂ O	0.03	0.04	0.08	-	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	11.12	17.73	11.15	6.28	12.4	0.02	-	-	-	0.1	0.1	1.09	0.02	0.11	0.07
Al ₂ O ₃	11.51	17.1	11.18	6.03	11.92	-	-	-	-	1.72	0.98	0.77	0.23	0.19	0.05
P ₂ O ₅	2.82	2.1	9.28	11.33	9.27	15.79	17.27	18.23	16.07	13.26	14.79	12.84	15.81	15.51	16.74
Total	75.12	79.33	84.03	80.85	83.98	90.49	93.14	91.78	89.14	81.69	83.94	75.99	84.34	83.24	81.10

An.: análises; n.d.: não determinado, -: não detectado. Analista: Marina M. S. Cabral Pinto.

Na mina do Vale Abrutiga, encontraram-se também cristais macroscópicos de saleíte em veios de largura milimétrica, tal como encontrado por MURAKAMI *et al.*, 1997, sem óxidos-hidróxidos de Fe-U-P, sugerindo que estes foram já totalmente substituídos (fig. 2a).

GEOQUÍMICA DE OUTROS MINERAIS PORTADORES DE URÂNIO EXISTENTES NA ÁREA MINERALIZADA

Os cristais de anatase estão zonados e os bordos intercrescidos com óxidos-hidróxidos de Fe (fig. 2j). Os núcleos apresentam composições estequiométricas, com baixos teores de U (Tabela V, análise 1), mas os bordos, no contacto com os oxi-hidróxidos de Fe são ricos em urânio e têm uma composição intermédia entre a anatase e a ilmenite, com menos Ti e mais Fe do que a composição estequiométrica da anatase (Tabela V, análise 2). O urânio encontrado nos bordos resulta, provavelmente da sua adsorção a partir dos óxidos-hidróxidos de Fe portadores de U intercrescidos (Tabela V, análise 3).

O zircão ocorre como cristais subédricos (Tabela V, cristal A), mas, na maioria, estão fracturados e alterados, apresentando zonamentos e dissolução dos cristais (fig. 2l). Os seus núcleos mostram composições estequiométricas ($Zr_{3.88}Hf_{0.05}Fe_{0.02}Si_{3.95}[Si_{4.04}O_{16}]$) (Tabela V), mas os bordos apresentam altos teores de urânio e água (18 % peso de UO_2 , 16 % peso de H_2O , por ex.) e baixos teores de SiO_2 and ZrO_2 (15.28 % peso e 44.75 % peso, respectivamente) (Tabela V, cristal B), sendo o balanço das suas fórmulas estruturais impossível, ($Zr_{3.91}Hf_{0.06}Fe_{0.14}Mg_{0.12}$

Th_{0.04})Σ_{4.26}[(Si_{2.74}Al^{iv}_{0.48}U_{0.70})Σ_{3.89}O₁₆], como referido por DEER *et al.* (1997). Os elevados teores de água e urânio dever-se-ão à alteração do zircão e à absorção do U a partir do fluido. Este estado de alteração dos bordos parece reflectir fenómenos de meteorização e lixiviação por águas meteóricas enriquecidas em U. Sabe-se, no entanto, que a fracturação dos cristais e a presença de elevados conteúdos de água e urânio são características dos estados metamíticos, ou amorfos, dos minerais (DEER *et al.*, 1997).

A rodar estes zircões enriquecidos em U ocorre frequentemente xenotima (Y_{3.21}REE_{0.96})Σ_{4.17}P_{3.86}O₁₆ (fig. 21). Esta é isoestrutural com o zircão e é usual a existência de soluções sólidas (por exemplo, WANG *et al.*, 2000). Contudo, a ocorrência de xenotima como inclusões discretas no zircão também não deve ser posta de lado (DEER *et al.*, 1997).

A clorite dos filonetes de quartzo mineralizados surge como agregados dispersos de ripidolite no meio do quartzo, como brunsvigite portadora de urânio associada a saleíte e/ou a meta-saleíte e como chamosite portadora de U, quando associada a óxidos e hidróxidos de ferro (fig. 2e, j, h, respectivamente e Tabela V). O urânio é adsorvido pela clorite, pois não foi encontrada correlação entre o U e qualquer outro elemento químico analisado na clorite. Nos cristais de clorite, os bordos apresentam maior teor de U do que os núcleos (Tabela V). O U está adsorvido nos bordos da clorite (tal como acontece na anatase, na moscovite, nos

Tabela 5 – Análises representativas da anatase, zircão, clorite e moscovite portadores de U, da mina do Vale de Abrutiga, Portugal Central

Ann. ⁿ	Anatase			Zircão			Ann. ⁿ	Clorite			Moscovite				
	1	2	3	Cristal				4	5	6	Cristal A		Cristal B		
				A	Núcleo	Bordo					Núcleo	Bordo	Núcleo	Bordo	
SiO ₂	0.75	2.75	3.06	32.08	31.68	15.28	25.1	26.95	26.41	57.72	46.81	46.96	45.94		
TiO ₂	98.82	26.83	0.24	62.98	66.89	44.75	0.07	0.05	–	0.19	0.25	0.19	0.13		
Al ₂ O ₃	0.26	4.45	5.84	1.26	0.99	1.1	21.81	19.70	23.53	28.53	34.82	31.79	31.87		
FeO	0.41	52.25	66.45	0.03	–	0.43	0.02	0.01	0.1	nd	nd	nd	nd		
MnO	0.01	0.03	–	–	–	2.07	23.57	13.91	26.01	0.82	1.25	3.00	3.74		
MgO	–	0.14	0.05	0.26	0.12	1.02	0.27	0.06	0.04	–	0.05	–	0.03		
PbO	0.05	0.51	0.58	0.01	0.01	0.46	14.99	22.29	1.21	0.68	0.99	1.43	2.06		
UO ₂	0.21	3.00	8.11	0.01	–	0.05	0.04	0.13	0.15	0.04	0.01	0.08	0.14		
ThO ₂	–	0.07	–	0.03	–	0.10	0.03	nd	0.03	0.04	0.14	0.16	0.05		
ZnO	0.02	0.37	0.45	0.17	0.23	0.19	0.02	0.24	0.08	0.24	0.34	0.39	0.3		
Total	100.53	90.40	84.78	100.08	100.02	83.97	86.08	83.59	82.92	97.12	95.48	93.16	93.19		
				UO ₂	0.12	0.1	0.01	0.01	0.35	7.85	9.16	7.86	7.08		
				ThO ₂	0.11	–	0.91	0.05	0.02	0.10	–	–	–		
				Total	97.06	100.02	83.97	UO ₂	0.04	0.12	2.50	1.01	1.51	1.13	1.64
								ThO ₂	0.01	0.01	0.08	–	–	–	
								P ₂ O ₅	0.05	nd	2.33	nd	nd	nd	
								F	0.08	0.12	–	0.15	0.17	0.21	
								Total	86.08	83.59	82.92	97.12	95.48	93.16	93.19
								O..F	0.03	0.05	–	–	0.06	0.07	0.09
								Total	86.05	83.54	82.92	97.12	95.42	93.09	93.1

Óxidos em % peso. “–” – não detectado, “n.d.” – não determinado. Anatase: “1” – centro do cristal, “2” – composição intermédia entre anatase e ilmenite, “3” – oxi-hidróxidos de Fe portadores de U intercrecidos. Clorite: 4 – ripidolite, 5 – brunsvigite, 6 – chamosite. Analista: M. M. S. C. Pinto.

oxi-hidróxidos de Fe) e resulta da sua mobilização, por processos de alteração, dos principais minerais portadores de U, como a uraninite, monazite e zircão (MURAKAMI *et al.*, 1997; HECHT e CUNEY, 2000). A chamosite, no contacto com os óxidos-hidróxidos de Fe portadores de urânio, apresenta mais elevados teores de U do que a brunsvigite no contacto com os fosfatos de urânio (Tabela V), sugerindo que o U foi libertado da clorite e foi formar os fosfatos de urânio.

A moscovite no contacto com os minerais portadores de urânio, como monazite, saleíte, meta-saleíte e Fe-saleíte (fig. 2a), tem um significativo conteúdo de U, e os bordos dos cristais apresentam teores mais elevados de U do que os respectivos núcleos (Tabela V), tal como verificado na clorite. Também não se verificaram correlações entre o U e qualquer outro elemento químico da moscovite, indicando que, provavelmente, o U foi adsorvido dos minerais portadores de urânio, como verificado por HECHT e CUNEY (2000) em Saskatchewan, Canada.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao Presidente da Empresa Nacional de Urânio, ao Prof. B. J. Wood pela utilização da microsonda electrónica no Department of Earth Sciences, University Bristol, U.K através do EUGF – Bristol Facility contract ERBFMGECT 980128, ao Prof. M. R. Machado Leite e Doutor J. M. Farinha Ramos pela utilização da microsonda electrónica no Instituto Geológico e Mineiro no Porto; M. M. S. C. Pinto beneficiou de uma bolsa PRAXIS XXI. Este trabalho foi elaborado no âmbito do Centro de Geociências.

BIBLIOGRAFIA

- BASHAM I.R., BALL T.K., BEDDOE-STEPHENS B., MICHIE U.McL., 1982 – Uranium-bearing accessory minerals and granite fertility: II. Studies of granites from British Isles. Organ. Econ. Coop. And Develop., Paris. 398-413.
- DEER W., HOWIE R. e ZUSSMAN J., 1997 – Rock-forming minerals – Orthosilicates (volume 1A) (2ª edição). London: The Geological Society, 919 pp.
- FRONDEL C., 1958 – Systematic Mineralogy of Uranium and Thorium. US Geol Survey Bull. 1064, 400 pp.
- HECHT L., CUNEY M., 2000 – Hidrotermal alteration of monazite in the Precambrian crystalline basement of the Athabasca Basin (Saskatchewan, Canada): implications for the formation of unconformity-related uranium deposits. Mineralium Deposita 35, 791-795.
- LENCASTRE J., 1964-5 – Contribuição para o estudo dos minerais secundários de urânio portugueses. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa 49, 6-73.
- MURAKAMI T., OHNUKI T., ISOBE H., 1997 – Mobility of uranium during weathering. Am. Miner. 82, 888-899.

- PINTO M. M. S. C., 2001 – Mineralizações uraníferas no Vale de Abrutiga e estudo do impacto ambiental da sua exploração. Tese para a obtenção do grau de mestre, D. C. T. da F. C. T. da Universidade de Coimbra, 312 pp.
- PIRET e DELIENS, 1980 – Nouvelles données sur la saléeite holotype de Shinkolobwe. *Bull. Minéral*, 103, 630-632.
- PONTE M.J.B., PEREIRA L.C.G., 1991 – Aspectos da estrutura do Ordovícico da região de S. Paio – Ázere (Tábua – Central Portugal). *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra* 12, 109-120.
- SILVA M.M.V.G. e NEIVA A.M.R., 1999/2000 – Geochemistry of Hercynian Peraluminous Granites and their Minerals from Carregal do Sal-Nelas-Lagares da Beira Area, Central Portugal. *Chem. Erde*. 59, 329-349.
- STERN R. A. e RAINBIRD R. H., 2001 – Advancements in xenotime U-Pb geochronology by ion microprobe. 11th Annual V. M. Goldschmidt Conference, U. S. A., p. 3872, LPI Contribution N.º 1088. The Lunar and Planetary Institute, Houston.
- STUMM W. e MORGAN J. J., 1981 – *Aquatic Chemistry*, 2nd Edition. Wiley-Interscience, New Yourk, 780 pp.
- VOHTEN R. e VAN SPRINGEL, K. 1996 – A natural ferrous substituted saléeite from Arcu su Linnarbu, Capoterra, Clagliari, Sardina. *Mineralogical Magazine* 60, 647-651.
- WANG R. C., ZHAO G. T., LU J. J., CHEN X. M., XU S. J. e WANG D. Z., 2000 – Chemistry of Hf-rich zircons from the Loashan I- and A-type granites, Eastern China. *Mineralogical Magazine* 64 (5), 867-877.
- WEIGEL F. e HOFFMANN G., 1976 – The phosphates and arsenates of hexavalentactinides. Part I. Uranium. *Journal Less-Common Metals* 44, 99-123.

EVOLUÇÃO DA BACIA DO CONGO E AS UNIDADES DIAMANTÍFERAS EM ANGOLA

B. REIS ¹, E. PEREIRA ² e J. RODRIGUES ²

PALAVRAS-CHAVE: Bacia do Congo, abertura do Atlântico, intrusões quimberlíticas, depósitos sedimentares diamantíferos.

KEY WORDS: Congo Basin, Atlantic opening, kimberlitic intrusions, sedimentary diamondiferous deposits.

RESUMO

A Bacia do Congo teve origem no interior do supercontinente Gondwana, sendo enquadrada por várias faixas orogénicas dos ciclos Kibariano (1200±200 Ma) e Pan-Africano (850-540 Ma).

Após as últimas fases de deformação deste ciclo, a bacia admite sedimentação siliciclástica marinha do Paleozóico inferior e médio. A partir deste período, a evolução da Bacia do Congo é inteiramente continental com drenagem endorreica que dá lugar a uma sequência terrígena de espessura quilométrica.

Relativamente a esta última sequência e para o caso da província da Lunda (NE de Angola), é possível distinguir o conjunto de unidades continentais anteriores às intrusões quimberlíticas, de um outro, constituído pelas unidades que se depositaram posteriormente à intrusão dessas fontes primárias de diamantes. Tendo em conta as actividades de prospecção diamantífera resulta óbvio o interesse operacional desta separação.

Este trabalho resulta do aproveitamento das principais ideias apresentadas anteriormente sob a forma de uma comunicação-poster (PEREIRA *et al.*, 2000a), desenvolvendo-as no sentido de salientar a importância do conhecimento da evolução tectono-sedimentar da Bacia do Congo na prospecção de diamantes em Angola.

¹ Geólogo Consultor, Praceta André Soares, 34, 4710-220 Braga.

² Instituto Geológico e Mineiro, Rua da Amieira, 4466-956 S. Mamede de Infesta, Portugal.

ABSTRACT: Evolution of the Congo Basin and the diamondiferous Units in Angola

The Congo Basin has its origin inside the Gondwana supercontinent. This basin is surrounded by several foldbelts from Kibarian (1200 ± 200 My) and Pan-African (850-540 My) cycles. After Pan-African last deformation phases, the basin admits marine siliciclastic deposition in lower to middle Paleozoic. Since this period, the evolution of the Congo Basin becomes entirely with endorheic drainage. This drainage originated a thick terrigenous continental sequence with kilometer thickness.

Concerning this sequence and for the Lunda province (NE Angola) it is possible to separate a group of units deposited before the period of kimberlite emplacement, from other group of units deposited after that emplacement. From the point of view of the exploration activities the importance of this distinction is obvious.

This work expands some of the main ideas contained in a short poster presentation (PEREIRA *et al.*, 2000), aiming to point out the importance of knowing the Congo Basin tectonosedimentary evolution in the diamond exploration in Angola.

1. INTRODUÇÃO

Após uma história de complexas acreções orogénicas em torno de um núcleo cratónico arcaico, o cratão do Congo fica individualizado e estabilizado no Paleozóico. Inferior. Desse conjunto cratonizado e sua importância na instalação de jazigos primários deu-se notícia em outras publicações (PEREIRA *et al.*, *in press*). O objectivo central deste trabalho reside no conhecimento das unidades sedimentares diamantíferas enquadradas pela evolução tectonosedimentar da Bacia do Congo (fig. 1).

Apesar de conter um importante registo sedimentar de idade paleozóica inferior a média — o início do enchimento sedimentar é reportado ao Ordovícico médio com uma sequência siliciclástica transgressiva sobreposta por sedimentos pelágicos argilosos e no topo pelas Arcoses de Banalia (Silúrico-Devónico) — são as unidades de fácies continental desenvolvidas a partir do Carbonífero que representam mais de 95% em área das unidades sedimentares aflorantes. Para além disto, é neste último conjunto, acumulado por uma gigantesca e persistente drenagem endorreica, que ocorrem as unidades diamantíferas.

Com efeito, a deposição de espessas sequências sedimentares nesta vasta região do centro de África é consequência do estabelecimento de uma rede de drenagem endorreica que se estabelece no Paleozóico superior e tem a sua máxima expressão no Meso-Cenozóico. O processo sedimentológico, essencialmente terrígeno e continental, é controlado pela tectónica pré-atlântica do Cratão do Congo e atinge

uma fase crítica com a abertura do Atlântico Sul a partir do Cretácico. O *rifting* tem importantes consequências na placa africana, reactivando estruturas de ciclos orogénicos anteriores que exercem um controlo decisivo na instalação de corpos quimberlíticos e estruturas alcalinas anelares associadas (PEREIRA *et al.*, 2000 b), bem como na formação de relevos tectónicos que condicionarão a sedimentação de unidades pós-quimberlíticas diamantíferas.

Neste trabalho dá-se ênfase à caracterização litoestratigráfica das unidades sedimentares de fácies continental e, especialmente, às unidades sedimentares diamantíferas: Grupo Kwango; Grupo Kalahari e depósitos quaternários.

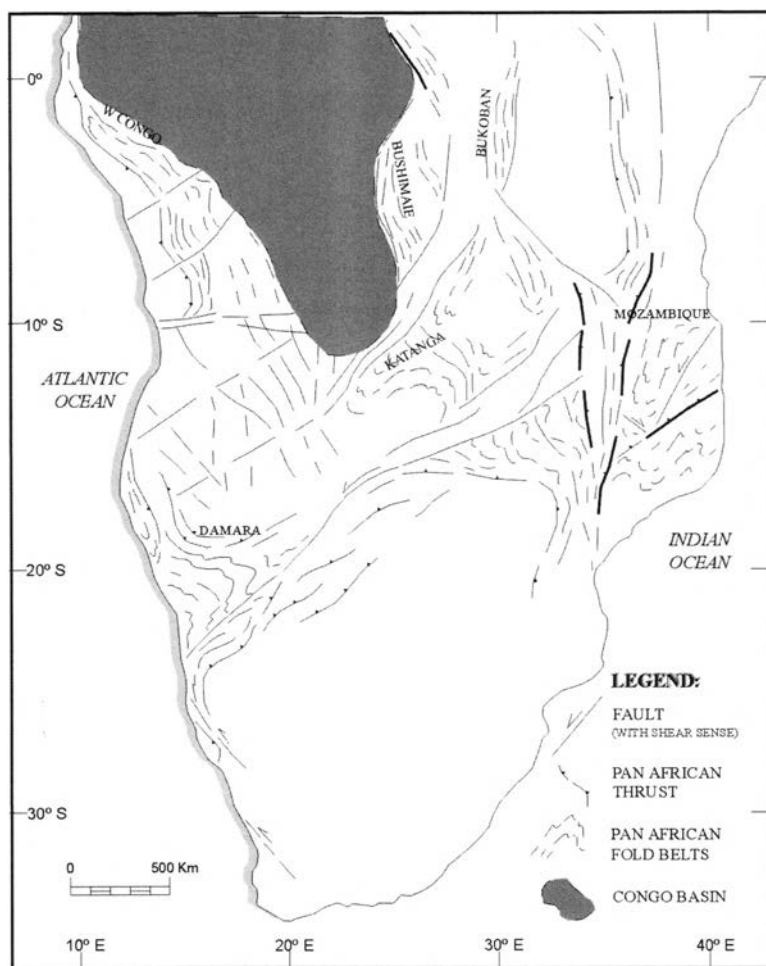


Fig. 1 – Localização da área geográfica ocupada pela Bacia do Congo e sua relação com as principais faixas orogénicas acrecionadas ao cratão do Congo (retirado de PEREIRA *et al.*, 2000).

2. UNIDADES CONTINENTAIS PRÉ-ATLÂNTICAS

2.1. UNIDADES CORRELACIONADAS COM O SUPERGRUPO KARROO

O Karroo na Bacia do Congo (LEPERSONNE, 1951) é constituído por uma sequência fluvio-glacial e lacustre com transição superior para fácies deltaicas. A parte superior desta sequência é caracterizada por vulcanismo toleítico. Na Lunda, esta sequência é definida informalmente pelos geólogos da Diamang (REAL, 1959; MONFORTE, 1960, 1988), está preservada em depressões limitadas por falhas, compreendendo as seguintes unidades (Tabela I):

- Grupo Lutôe (Carbonífero-Pérmico) – compreende um tilito basal, grés e argilas lacustres e conglomerados fluvio-glaciários no topo;
- Grupo Cassange (Pérmico-Jurássico Inferior), engloba grés argilosos lacustres, níveis argilosos e margososossilíferos e novamente um conjunto greso-argilosoossilífero;
- Sobrejacente ao Grupo Cassange ocorre magmatismo toleítico semelhante ao Drakensberg.

Tabela I – Unidades litostratigráficas do Karroo NE de Angola

Idade	Grupo	Unidades		Sedimentologia e tectónica
		Angola: (Mouta, 1954)	Luanda: (Real, 1959)	
		Magmatismo e vulcanismo toleítico continental	Magmatismo e vulcanismo toleítico continental	<i>vulcanismo magmatismo hipabisal Fracturação ENE-WSW</i>
Jurássico	Cassange	6 - camadas com <i>Phyllopodia</i>	8 - Complexo areno-argiloso (branco e vermelho) com: <i>Esteriella cassambensis</i> Teix. <i>Palaeolimnadiopsis reali</i> Teix.	Fracturação ENE-WSW
Triássico		5 - camadas com plantas fósseis		Deltaico (Epicontinental)
Pérmico		4 - camadas com peixes fósseis	7 - argilitos e argilitos margosos com fósseis (peixes, insectos e <i>Estheria</i>) 6 - arenitos argilosos com: <i>Estheria anchietai</i> Teix.	Lacustre (Pós-Glacial) Fracturação ENE-WSW
Carbonífero	Lutôe	3 - argilitos negros (Lunda)	5 - conglomerado fluvio-glacial	<i>Glacio-fluvial</i> (argilas escuras com dolomite e gesso)
		2 - arenito inferior	4 - arenito argiloso 3 - argilitos amarelos argilitos arenosos e argilitos com plantas fósseis	<i>Glacio-lacustre</i>
		1 - cpnglomerado basal Tilito	2 - arenito violeta: arenito com níveis conglomeráticos arenitos argilosos violáceos 1 - Tilito	<i>Moreia</i>

2.2. UNIDADES CORRESPONDENTES AOS GRUPOS STANLEYVILLE, LOIA E BOKUNGU

Na República Democrática do Congo, várias sondagens permitiram a definição dos Grupos Stanleyville, Loia e Bokungu (CAHEN *et al.*, 1960; Cahen, 1981, 1983). Posteriormente DALY *et al.*, (1991), propuseram o grau de Formação para estas unidades, com a manutenção dos nomes supracitados (Tabela II). A cronoestratigrafia destas unidades está baseada nas biozonas de Phyllopodes, que permitiram a redifinição das inicialmente designadas por Séries do Lualaba pelos geólogos que trabalharam no então Congo Belga.

Na Lunda a topo das unidades incluídas no Karroo e subjacentes ao Grupo Kwango afloram, geralmente em depressões do tipo graben e semi-graben, um conjunto de unidades que são, tentativamente, correlacionadas com os grupos Stanleyville, Loia e Bokungu (Tabela II). Muito trabalho há ainda a fazer no estudo estratigráfico destas unidades.

- Cassange indiferenciado (Jurássico superior – Cretácico inferior), consta de grés e argilas avermelhadas com intercalações de tufitos a que se sucede lacuna, erosão e aplanação.
- Grupo Continental Intercalar (ANDRADE, 1953a; REAL, 1959; MONFORTE, 1988). Esta unidade sucede na coluna regional ao supergrupo Karroo assentando sobre ele através de uma paraconformidade. Está representada por conglomerados, brechas gresosas, argilitos vermelhos e grés brancos e avermelhados na base, grés caulinosos brancos e grés vermelhos com níveis de argilas castanhas na parte intermédia e argilas e grés avermelhados com intercalações microconglomeráticas no topo. Tem uma idade aptiana-albiana atribuída.

A sequência lacustre e fluvio-lacustre representada pelo Grupo Continental Intercalar é frequentemente confundida no terreno com a Formação Cassange e com a Formação Calonda, sendo aqui correlacionada com a Formação Loia anteriormente (Tabela II).

Tabela II – Litoestratigrafia pós-Karroo e pré-Kwango na Bacia do Congo

Idade	Grupo			Sedimentologia e tectónica	
	Rep. Democrática do Congo	Angola (Baixa de Cassange)	Angola (Lunda)		
Cretácico	Cenomaniano	Kwango	Kwango (Fm Calonda)	Flúvio-Lacustre Torrencial	
	Albiano Superior	Bokungu	—	Intrusões quimberlíticas descontinuidade	
	Albiano Inferior Aptiano	Loia	Continental intercalar	Continental intercalar	Flúvio-Lacustre Hiato regional
Jurássico	Malm	Stanleyville	Cassange indiferenciado	Cassange indiferenciado	Lacustre Extensão W-E

3. INSTALAÇÃO DE QUIMBERLITOS, LAMPROÍTOS E ESTRUTURAS ALCALINAS – BREVE REFERÊNCIA

Sucedese forte perturbação na bacia por tectónica distensiva devida a rifting e consequente compartimentação em grabens de direcção NW-SE e NNE-SSW (que preservam o Lutôe e o Cassange) e ENE-WSW (preservam os depósitos diamantíferos em geral), magmatismo alcalino e intrusões quimberlíticas, lamproíticas e carbonatíticas (Cenomaniano-Turoniano).

Este assunto tem sido tratado por vários autores (e.g. REIS, 1971; REIS, 1972; PEREIRA *et al.*, 2000b; CORREIA, 1988). Sintetizando pode ser dito que a instalação destas estruturas é controlada pela tectónica extensiva relacionada com a abertura do Atlântico Sul, a qual reactiva diversas estruturas frágeis no substrato cristalino cratonizado. Dois alinhamentos estruturais principais são conhecidos (REIS, 1972; PEREIRA *et al.*, 2000b) (fig.2):

- Alinhamento NE-SW com uma extensão de cerca de 1800km, entre Bakwanga (República Democrática do Congo) e o SW Angolano (Namibe), passando pelo Lucapa, Caculo, Andulo; Huambo e Namibe.
- Alinhamento NW-SE de cerca 1700 km, definindo o alinhamento dos rios Kwango e Cuando, desde a fronteira NW com o Congo até à fronteira SE com a Zâmbia.

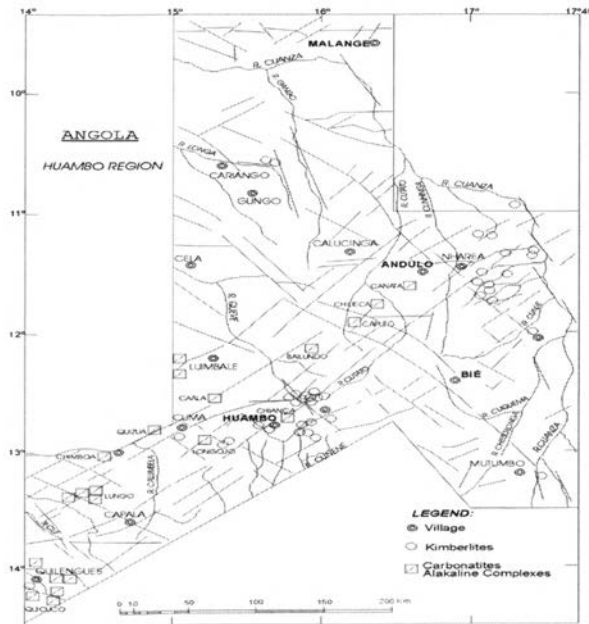


Fig. 2 – Mapa da região central de Angola mostrando a área onde os dois alinhamentos se intersectam e (retirado de REIS, 1971).

4. UNIDADES CONTINENTAIS PÓS ABERTURA DO ATLÂNTICO – DIAMANTÍFERAS

Na figura 3 representa-se um corte transversal a um dos principais rios do NE da Lunda, que são afluentes do Kasai. Aí estão representadas todas as unidades sedimentares de fácies continental, numa situação ideal de existência conjunta, que raramente se verifica – um exemplo de uma situação destas pode ser encontrado na margem oriental do rio Chicapa, entre os seus afluentes Cazamba e Camafuca (REAL, 1959).

A compreensão e o estudo das unidades sedimentares de fácies continental depositadas após a instalação de corpos quimberlíticos e lamproíticos deve ser feita considerando os vários ciclos de erosão-aplanação que afectaram a Bacia do Congo, originando um enchimento sedimentar endorreico das grandes depressões criadas pela tectónica distensiva referida no ponto anterior. A separação das unidades depositadas pela actual rede de drenagem daquelas que foram geradas pela actividade de anteriores redes de drenagem é fundamental. Nesta perspectiva, são consideradas as seguintes unidades, da base para o topo:

4.1. UNIDADES EQUIPARÁVEIS AO GRUPO KWANGO

Em simultâneo com o diastrofismo e magmatismo alcalino, deposita-se a Formação Calonda (Cenomaniano-Turoniano), composta por conglomerados de natureza variada, frequentemente diamantíferos, grés argilosos vermelhos, grés de várias cores, intercalações de conglomerados, argilas, grés e rochas silicificadas. O final do Cretácico e do Paleogénico é caracterizado por extensa lacuna e erosão associadas ao maior ciclo de pediplanação registado no continente africano.

A Formação Calonda (Grupo Kwango) foi definida em Angola por ANDRADE (1953a,b; 1954), está integrada no Grupo Kwango (CAHEN, 1983). A idade Cenomaniana proposta está baseada em alguns peixes fósseis e palinórfos.

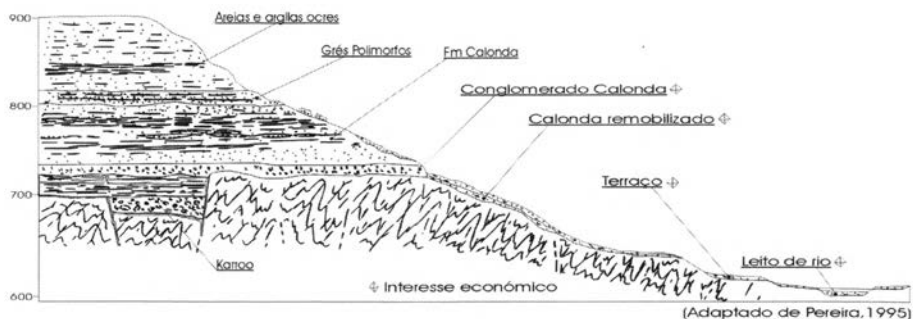


Fig. 3 – Corte geral de um dos afluentes do Kasai, no NE da Lunda, evidenciando a posição das diversas unidades de fácies continental e seu interesse económico.

Esta unidade representa o primeiro colector secundário dos diamantes e é correlativa com o diastrofismo e erosão das fontes primárias de diamantes. A sedimentação dos materiais Calonda é controlada pelo enchimento de grandes depressões limitadas por falhas relacionadas com a tectónica distensiva de rifting que originou a abertura do atlântico Sul.

Apresentando espessuras médias de 40 a 60m, a sua estratigrafia é, da base para o topo:

- Fanglomerado grosseiro com níveis areno argilosos intercaladas;
- Arenitos imaturos com raras intercalações de argilitos;
- Recorrências conglomeráticas finas de matriz argilosa;
- Níveis areno-argilosos com componente argilosa a aumentar para o topo e intercalações de horizontes limoníticos, silcretos e calcretos;
- Predominância de níveis argilosos e areno argilosos de cores acastanhadas no topo da sequência, por vezes com calhaus dispersos.

4.2. GRUPO KALAHARI

Sobrepõe-se ao Grupo Kwango na coluna integrada para a Bacia do Congo. Esta unidade relaciona-se com importantes mudanças climáticas que afectaram vastas extensões do Continente Africano. Com efeito a sedimentação do grupo Kalahari é contemporânea com os principais períodos erosivos que modelaram o relevo culminando na formação de uma vasta superfície de aplanação.

A definição formal desta unidade é devida a LEPERSONNE (1945) e CAHEN *et al.*, (1946) no ainda Congo Belga, que propuseram três divisões principais. Em Angola, este Grupo com uma idade eocénica a pliocénica atribuída, está representado apenas por duas delas:

- Formação dos Grés Polimorfos (Oligoceno-Mioceno), consta de conglomerados, às vezes diamantíferos, grés borra de vinho mais ou menos silicificados, calcedónias, grés quartzíticos silicificados, silcretos e grés friáveis brancos ou avermelhados (FERREIRA, 1968);
- Formação das areias e argilas Ocreas – constituída por níveis cascalhentos na base a que se sucedem areias não estratificadas, ocreas na parte inferior e amareladas na parte superior. Sucede-se agradação geral contemporânea da deposição das areias ocre, em parte correlativa da pediplanação do final do Pliocénico.

4.3. DEPÓSITOS PÓS-KALAHARI E CASCALHOS ALUVIONARES QUATERNÁRIOS

A aplanação pliocénica entalha-se nas superfícies mais antigas, miocénica e cretácica, tornando-se, deste modo, a melhor superfície de referência para o estudo

dos depósitos eluvio-aluviais quaternários, diamantíferos ou não. Por seu turno, a superfície pliocénica foi entalhada e recoberta no Pleistocénico por: cascalheiras de planalto muito dispersas comportando elementos ferralíticos, grés polimorfos e areias eólicas de redistribuição das areias do Kalahari, às vezes com espessura de vários metros, sobreposta às cascalheiras anteriores, situadas a altitudes de 800-900m.

A superfície Pliocénica admite, ainda, várias rechãs correspondentes a ciclos menores da actividade da rede hidrográfica sub-actual. A implantação da actual rede hidrográfica ganha expressão e origina depósitos com importância económica para o diamante (depósitos de colina; terraços altos (40-20m) e terraços baixos dos grandes tributários (<10m).

A erosão de vertentes, atacando facilmente os depósitos pouco consolidados da Formação Calonda e do Kalahary, remobiliza e redeposita estes materiais sobre o substrato cristalino ou em vários níveis de terraços. Frequentemente, o teor diminui devido às grandes espessuras das areias e cascalhos do Kalahari, mas se o nível erodido é o conglomerado basal da Formação Calonda formam-se, regra geral, finos depósitos com elevado teor e conseqüente importância económica.

5. NOTA FINAL

Dadas as enormes espessuras sedimentares que para as unidades continentais podem atingir várias centenas de metros, e ainda a sua similitude de fácies, torna-se central na condução das actividades de exploração e prospecção de diamantes o acompanhamento permanente da litoestratigrafia regional, que deve ser acompanhada pelo respectivo enquadramento relativamente à estratigrafia da Bacia do Congo unidade geológica de primeira grandeza cuja evolução permite compreender a sucessiva formação de jazigos diamantíferos eluvi-aluvionares.

Se a separação das unidades sedimentares com os materiais do soco é imediata, já a separação entre unidades continentais pré-quimberlitos e pós-quimberlitos pode revestir-se de alguns problemas locais, podendo prevalecer alguma confusão devida ao grau de alteração e similitude de fácies – casos das fácies gresosas e conglomeráticas do Cassange, Continental intercalar e da Formação Calonda.

O reconhecimento das unidades pré-quimberlíticas, apesar de desprovidas de mineralização é sempre de grande importância dado ao facto de na Lunda ocorrerem limitadas por estruturas frágeis que muitas vezes controlam a instalação de fontes primárias, como disto atesta o magnífico trabalho de R. DELVILLE (1961) que esteve na origem das descobertas das primeiras ocorrências de fontes primárias quimberlíticas em Angola (REAL, 1959).

No que respeita às unidades pós-quimberlitos o seu interesse é óbvio dada a possibilidade de conterem mineralização diamantífera, no entanto a sua posição

relativamente ao conglomerado basal da Fm Calonda é central na avaliação inicial do seu interesse e, portanto, influenciadora do planeamento da prospecção. Relativamente aos cascalhos da Fm Calonda eles constituem em nossa opinião (REIS *et al.*, 2000; RODRIGUES *et al.*, 2000) uma garantia futura da exploração diamantífera em Angola, ainda que o seu estudo, prospecção e avaliação se revista de grandes dificuldades devidas à grande espessura de sedimentos sobrejacentes e à exiguidade de afloramentos.

Quanto aos depósitos diamantíferos relacionados com a actual rede hidrográfica, eles têm constituído, desde o início das actividades diamantíferas no NE de Angola, o principal conjunto prospectado e explorado. A pouca espessura de material estéril sobrejacente e os elevados teores justificam tal facto. No entanto a explosão de garimpo que se deu no início da década de 90 do século findo, faz com que cada vez mais as explorações organizadas tendam a afastar-se deste tipo de depósitos virando-se para jazigos que pela sua natureza estejam mais preservados do garimpo. Referem-se os cascalhos de fundo de rio – que exigem grandes desvios para a sua exploração; as fontes primárias, cujo acesso é facilmente controlado dada a sua ocorrência localizada e a Fm Calonda que em nossa opinião (REIS *et al.*, 2000; RODRIGUES *et al.*, 2000, 2002), constituirá no futuro grande parte das explorações diamantíferas organizadas em Angola.

BIBLIOGRAFIA

- ANDRADE, C. Freire, 1953a – Subsídios para o conhecimento da Geologia da Lunda. Comp. Diam. Angola, Diamang, Publ. Culturais, Lisboa n° 17.
- ANDRADE, C. FREIRE, 1953b – On the age of the so called “Lunda Stage” in the diamondiferous region of Northern Angola. (A suplement to Diamond Deposits in Lunda, Imprensa Moderna, 1954: 1-8); Bol. Soc. Geol. de Portugal vol. XI: 69-74.
- ANDRADE, C. FREIRE, 1954 – On the oldest diamondiferous sedimentary rocks found in the north east Lunda and mentioned in “Diamond Deposits in Lunda”. Com. Serv. Geol. Portugal, T xxxv 5-10:
- CAHEN, L., 1981 – Précision sur la stratigraphie et les corrélations du Groupe de la Haute Lueki et des formations comparables (Triassique à liassique d’Afrique Centrale). Mus. Roy. Afri. Centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Geol. Min., Rapp. Ann. 1980, 81-96.
- CAHEN, L., 1983 – Brèves précisions sur l’âge des Groupes Crétaciques post-Wealdien (Loia, Bokungu, Kwango) du Bassin intérieur du Congo (République du Zaïre). Mus. Roy. Afri. Centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Geol. Min., Rapp. Ann. 1981-1982, 61-72.
- CAHEN, L.; FERRAND, J.; HAARSMA, M. J. F.; LEPERSONNE, J. e VERBEEK, Th., 1960 – État actuel des connaissances relatives à la stratigraphie des Systèmes du Kalahari et du Karroo au Congo Belge. Serv. Geol. Congo Belge, Ruanda Urundi. Bul. 1.2(2):257-289.
- CAHEN, L., JAMOTE, A., LEPERSONNE, J. e MORTELMANS, G., 1946 – État actuel des connaissances relatives à la stratigraphie des Systèmes du Kalahari et du Karroo au Congo Belge. Serv. Geol. Congo Belge, Ruanda Urundi. Bul. 1.2 (2): 257-289.

- CORREIA, E., 1988 – O kimberlito Cacimbas. Geologia, mineralogia e as suas relações com o “Volcanic Belt” e o Graben Lucapa (Angola). Publ. Mus. Lab. Min. Geol., Fac. Ciênc. Porto. XCV, 4ª sér.:5-28.
- DALY, M. C.; LAWRENCE, S. R.; KIMUNA, D. e BINGA, M., 1991 – Late Paleozoic deformation in Central Africa: a result of distant collision? *Nature*, 350: 605-607.
- DALY, M. C., LAWRENCE, S. R., DIEMU-TSCHIBAND, K. e MATOUANA, B., 1992 – Tectonic evolution of the Cuvette Central, Zaire. *J. Geol. Societ. London*, vol 149: 539-546.
- DELVILLE, R., 1961 – Teoria geral do graben Lucapa. Rel.Inéd. Comp. Diam. Angola.
- FERREIRA, M. R. PORTUGAL, 1958 – Rochas sedimentares siliciosas do Norte de Angola. *Mem. e Not. Coimbra*, nº 47: 33.
- LEPERSONNE, J., 1945 – La Stratigraphie du Système du Kalahari et du Système du Karroo au Congo Occidental. *Serv. Geol. Congo Belge Ruanda, Urundi*, Bul. 1: 27-50.
- LEPERSONNE, J., 1951 – Les subdivisions du Système du Karroo au Kwango (Cogo Belge). *Ann. Soc. Géologique de Belgique*, LXXIV: B 123-139.
- MONFORTE, A., 1960 – Síntese geral da Geologia do Nordeste de Lunda. Policopiado. Companhia de diamantes de Angola.
- MONFORTE, A., 1988 – O diamante em Angola. Nas rochas quimberlíticas e nos jazigos secundários. Tomo I – geologia geral. Sociedade Portuguesa de Empreendimentos. Lisboa, 104p.
- MOUTA, F., 1954 – Notícia explicativa do esboço geológico de Angola (1:2 000 000). Junta de Inv. Do Ultramar. Lisboa, 149p.
- PEREIRA, E.; RODRIGUES, J. e REIS, B., 2000a – Evolution of Congo Central Basin and the continental diamantiferous units in Angola. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brasil.
- PEREIRA, E.; REIS, B. e RODRIGUES, J., 2000b – Structural control of kimberlitic intrusions in Angola. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brasil.
- PEREIRA, E.; REIS, B. e RODRIGUES, J., *in press* – Diamond in Angola. Geological setting and resources.
- REAL, F., 1959 – Intrusões Kimberlíticas da Lunda. Contribuição para o conhecimento do Karroo de Angola. *Mem. Serv. Geol. de Portugal* nº 5, 118 p.
- REIS, B., 1971 – The use of aeromagnetometry in the determination of deep-seated structure and its importance to kimberlite exploration. *Bull.Serv. Geol. Minas de Angola, Luanda*, 23: 11-20.
- REIS, B., 1972 – Nota preliminar sobre a distribuição de quimberlitos em Angola e seu controlo estrutural. *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Universidade de Coimbra*, 73: 3-12.
- REIS, B., 1981 – The use of Aeromagnetometry in the determination deep seated structure and its importance to kimberlite exploration. I.C.H.L.A.G.E. P-6-14:345-359, Madrid-Lisboa. *Bol. Serv. Geol. Min. Angola*, XXIII:11-20.
- REIS, B.; PEREIRA, E.; RODRIGUES, J. e GÓIS, J., 2000 – Economical potential of Calonda Formation basal gravels: future target on diamond mining in Angola. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brasil.
- RODRIGUES, J.; GÓIS, J.; REIS, B. e PEREIRA, E., 2000 – Haverá futuro para os diamantes de aluvião no NE de Angola? *Geonovas*, 14: 55-63.

CONTRIBUTO DA DIAMANG PARA A AVALIAÇÃO DOS RECURSOS DIAMANTÍFEROS, EM ANGOLA

BERNARDO REIS¹ e A. MONFORTE²

PALAVRAS-CHAVE: Diamang, problemática das prospecções, jazigos detríticos e primários, conglomerado Calonda, quimberlito, reservas.

KEY WORDS: Diamang, explorations problematics, detrital and primary deposits, Calonda conglomerate, kimberlite, reserves.

RESUMO

Aborda-se sumariamente a história da descoberta dos diamantes em Angola e da fundação da Companhia de Diamantes de Angola (Diamang). Passa-se em revista a evolução do conhecimento sobre os diamantes em Angola e analisa-se a problemática dos trabalhos de prospecção desde a fase inicial até à descoberta do primeiro quimberlito. Apresenta-se o critério seguido na classificação das reservas nos jazigos. Indicam-se as reservas provadas e prováveis até final de 1974, quer para os jazigos detríticos, quer para os quimberlitos. Faz-se referência aos quimberlitos estudados e agrupam-se função do seu conhecimento e teor.

ABSTRACT: How Diamang has contributed to evaluate the diamond resources in Angola

A summary description is made of the discovery history of diamonds in Angola and on the foundation of the Companhia de Diamantes de Angola (Diamang). A review is made on the evolution of the knowledge on the diamonds in Angola

¹ Chefe da Divisão dos Serviços de Prospecção e Geologia, Director Geral e Administrador, 1960-1977. Rua André Soares, 34. 4710-220 BRAGA.

² Chefe da Divisão dos Serviços de Prospecção e Geologia, Subdirector de Minas, 1952-1974. Faleceu em 20 de Abril de 2003, na cidade do Porto.

together with an approach of the problematics related to the exploration work since the initial phase until the discovery of the first kimberlite. The criteria followed on the reserve classification is presented. An indication is given on the proven and probable reserves until the end of 1974, both for detrital and kimberlite deposits. A reference is made to the kimberlites studies and on their grouping as a function of knowledge and grades.

1. DESCOBERTA DOS JAZIGOS DIAMANTÍFEROS

O rei Leopoldo da Bélgica promoveu a constituição de diversas sociedades apoiadas pela Société Général de Belgique e entre elas destaca-se a Société International Forestier et Minière du Congo, conhecida por Forminière.

Um dos prospectores da Forminière, Janot, ao pesquisar a região da bacia hidrográfica do Cassai, na região de Mai Munene, recolheu em 4 de Novembro de 1907, no ribeiro Kalambia afluente do Cassai, uma pequena pedra contida no concentrado, que enviou a Shaler, Chefe da Missão. Mas só em 1909 Lancsweert, analisou em Bruxelas o concentrado e confirmou tratar-se de um diamante com 0,10 quilate.

Esta descoberta fazia prever também a localização de diamantes no nordeste de Angola, que englobava parte da bacia hidrográfica do Cassai.

Por indicação da Forminière geólogos belgas pisam, em 1912, o território de Angola e descobrem o primeiro diamante no ribeiro Mussalala, afluente da margem direita do Chiumbe, não longe da fronteira com o actual Zaire.

É ainda por influência da Forminière que o General Paiva de Andrade e o Dr. Baltazar Cabral fundam em Lisboa, em 4 de Setembro de 1912, a PEMA – Companhia de Pesquisas Mineiras de Angola, cujo principal objectivo era averiguar a possível existência de jazigos diamantíferos com importância económica, na bacia hidrográfica do Cassai.

Os resultados obtidos deram lugar, em 16 de Outubro de 1917, à constituição da Companhia de Diamantes de Angola (DIAMANG), com o objectivo de descobrir e explorar jazigos diamantíferos, em Angola. Em 1921 foi negociado entre a Companhia e o Estado um contrato de consolidação de direitos, pelo qual ambas as partes ficavam para sempre associadas, o que permitiu demarcar uma concessão de 1.025.600 km², no território angolano. O Estado ficava a receber 40% dos lucros líquidos e detinha 5% da posição accionista.

Podemos distinguir no desenvolvimento dos trabalhos mais antigos de prospecção, dois ciclos: o primeiro 1914 – 1917, estágio inicial e o segundo 1917 – 1921 estágio complementar.

As operações efectuadas, dentro dos condicionalismos próprios da época, entre os quais avultavam os conhecimentos geológicos pouco avançados em consequência

da deficiente formação técnica dos quadros, levaram à demarcação da chamada ZUP (Zona Única de Protecção) limitada pelo próprio Cassai a Este, pelo rio Luxico a Oeste, pela fronteira com o Zaire a Norte e, a Sul, pelo paralelo de Saurimo.

Como princípio válido nesta fase inicial, é de referir que, aos elementos práticos registados, se devia prestar a devida atenção mas que, em contrapartida, os elementos negativos não se deveriam deter sobre as realidades encontradas, aguardando a execução de outras acções consoante o progresso técnico e geológico que sucessivamente se fosse adquirindo com o decorrer dos tempos.

Aponte-se, como factor abonatório desta recomendação, as descobertas, em 1955, dos ricos depósitos diamantíferos do rio Cuango, fora da ZUP, zona até então julgada sem interesse. Este princípio mantém, quanto a nós, plena actualidade.

A abertura de concessões a novas empresas, obrigou a intensas campanhas de prospecção, mediante a utilização de tecnologias avançadas para a época, o que conduziu, em 14 de Maio de 1971, à redução da área inicial, para 50 000 km², constituída por 27 “claims”, dispersos por todo o território angolano, totalizando 49 989,7 km².

2. A PROBLEMÁTICA DAS PROSPECÇÕES: A TEORIA E A PRÁTICA

Foi a partir das *planícies aluviais* que os trabalhos de prospecção se iniciaram na Lunda.

Esta maneira de proceder é inteiramente lógica e não há outra possível de conceber.

O vale é com efeito, uma unidade geográfica de primeira ordem, perfeitamente distinta, e é sobretudo uma área de acumulação de produtos detríticos, nos quais se dispersam os diamantes segundo leis bem definidas, previamente libertados directa ou indirectamente dos quimberlitos.

Foi com toda a naturalidade que se passou, dos depósitos das planícies aluviais às pesquisas dos *depósitos de terraços* e, sucessivamente, em 1924 aos cascalhos plio-pleistocénicos e em 1945 aos *Conglomerados basais da Formação Calonda*.

Trata-se, em todos os casos, de procurar a extensão, com ou sem descontinuidade, dos jazigos das planícies aluviais.

Foi também a partir das planícies aluviais de grandes dimensões e com apreciável densidade e riqueza de mineralização que se procuraram reconhecer os *depósitos do fundo dos rios*, tendo em conta condições geológicas e geomorfológicas favoráveis.

Em 1930 Beetz subdividiu os jazigos da região da Lunda em três grandes grupos: cascalhos plistocénicos, cascalhos antigos de terraço e de vale e cascalhos recentes do fundo do leito do rio.

Admitiu dois canais de distribuição da mineralização diamantífera: um Malúdi – N'zargi – Cassanguidi – Furi, com mais de 100 km e outro Mussonégi – Mussolégi – Caiambo – Luaco – Xatuca, com 15 km de extensão. Era a chamada Teoria do “run” ou do delta, que teve uma longa época de aceitação.

VEATCH (1935) fez notar que parte dos “Pleistocene gravel sheets” descritos por BEETZ, correspondem a depósitos mais antigos situados na base do Grés Lubilash, considerados no momento, de idade triássica e que, hoje em dia, equivalem do ponto de vista cronológico, ao cretácico superior (Formação Calonda). Baseando-se sobre o facto de que estes dois canais se uniam a Sul de Malúdi e que os cortes apresentados por BEETZ não sugeriam, de modo algum, “floor – plains” ou “delta conditions”, VEATCH considerou o seu sentido de percurso contrário ao dos rios actuais, ou seja do Norte para o Sul, em contradição, portanto, com o ponto de vista anteriormente defendido.

Pondo em evidência a confusão causada por BEETZ, VEATCH divide implicitamente os depósitos diamantíferos em *depósitos pré – grés polimorfos* (Lubilash) e *depósitos pós – grés polimorfos* (mantos de cascalho dos planaltos, cascalhos dos terraços e cascalhos das planícies aluviais).

As ideias de VEATCH são claras e, nas suas grandes linhas gerais, estão na base das concepções actuais da classificação dos jazigos, delas se distinguindo apenas por uma melhor seriação e pela diferente posição cronológica.

A partir de 1945 C. FREIRE DE ANDRADE classificou assim os jazigos diamantíferos, na Lunda: *Formação Inferior* com os seus “dry river”, em que desde 1954 passa a distinguir um *Andar da Lunda diamantífero* designado, desde então, por Formação Calonda e um *Andar da Lunda não diamantífero*, composto por sedimentos gresosos atravessados por doleritos pigeoníticos que hoje se englobam na designação de Formação Continental Intercalar; *Formação Superior* correspondente aos “Pleistocene gravel sheets” de BEETZ. Contrariamente porém à concepção de BEETZ, os dois canais não se reuniam a Sul de Malúdi; e *Depósitos Cascalhentos* diversos, agrupando os terraços e as planícies aluviais, ligados ao regime hidrográfico actual, na sua actividade antiga ou recente.

É da concepção de C. FREIRE DE ANDRADE que nasce a *Teoria do Conglomerado de Base* da Formação Calonda, de extensão generalizada que, obedecendo a determinados factores geológicos e climáticos, invadiu toda a região da Lunda e, no seu desenvolvimento progressivo, dispersou os diamantes fornecidos por uma multiplicidade de origens. Esta teoria tinha sido esboçada por RAW, em 1923.

Por longo tempo se pensou que o trânsito dos diamantes pelos conglomerados basais da Formação Calonda era obrigatório antes de serem incorporados nos mantos de cascalho dos planaltos ou nos depósitos detríticos mais recentes ligados à rede hidrográfica actual. Hoje em dia constata-se que tal facto não corresponde à verdade.

Pelo anteriormente exposto conclui-se que a ideia de encontrar as fontes primárias de diamantes, na Lunda, há muito tempo vinha sendo perseguida, já que o seu achado era sinónimo de grande importância económica.

Vários geólogos, em missões sucessivas, foram aprofundando esta investigação, em áreas sugestivas, recolhendo elementos destinados à resolução do problema.

Em 1922 Farnham, no trabalho "Preliminary Statements of conclusions to geological problems" era de opinião que, em alguns casos, a rocha de apoio dos cascalhos postas a descoberto pelos trabalhos de prospecção e exploração poderia ser de natureza quimberlítica, mas a profunda alteração hidrotermal que a atingiu impediu um diagnóstico seguro sobre a sua verdadeira natureza litológica.

Partindo do princípio de que era obrigatório o trânsito dos diamantes pela Formação Calonda, antes de serem distribuídos por outros jazigos eluvionares ou aluvionares mais modernos e que, portanto, os conglomerados basais daquela formação representavam o colector secundário primitivo dos diamantes directamente libertados dos quimberlitos, E. POLINARD, em 1947, propôs o seguinte esquema para resolver o problema da ligação, no terreno, da Formação Calonda às rochas quimberlíticas: delimitar a Formação Calonda reconduzindo-a ao contacto a que está ligada, predominantemente, a composição dos seus conglomerados basais; determinar a morfologia do substrato antigo; estudar as relações entre a morfologia e a tectónica das duas áreas referidas; examinar os concentrados fornecidos pelas prospecções e explorações, originários dos conglomerados basais da Formação Calonda; e prestar atenção especial, nas Estações de Escolha, aos diamantes com peso superior a 40 quilates e ser informado da sua proveniência.

C. FREIRE DE ANDRADE, para a resolução do problema da localização das fontes primárias de diamantes, conferiu grande importância à tectónica ENE – WSW, que é a da sutura do Grupo Luana com o Arcaico, primeiramente detectada na região do Luana, a Sul de Mussolégi e, depois, conhecida na área do Cossa, a Sul de Cassanguidi.

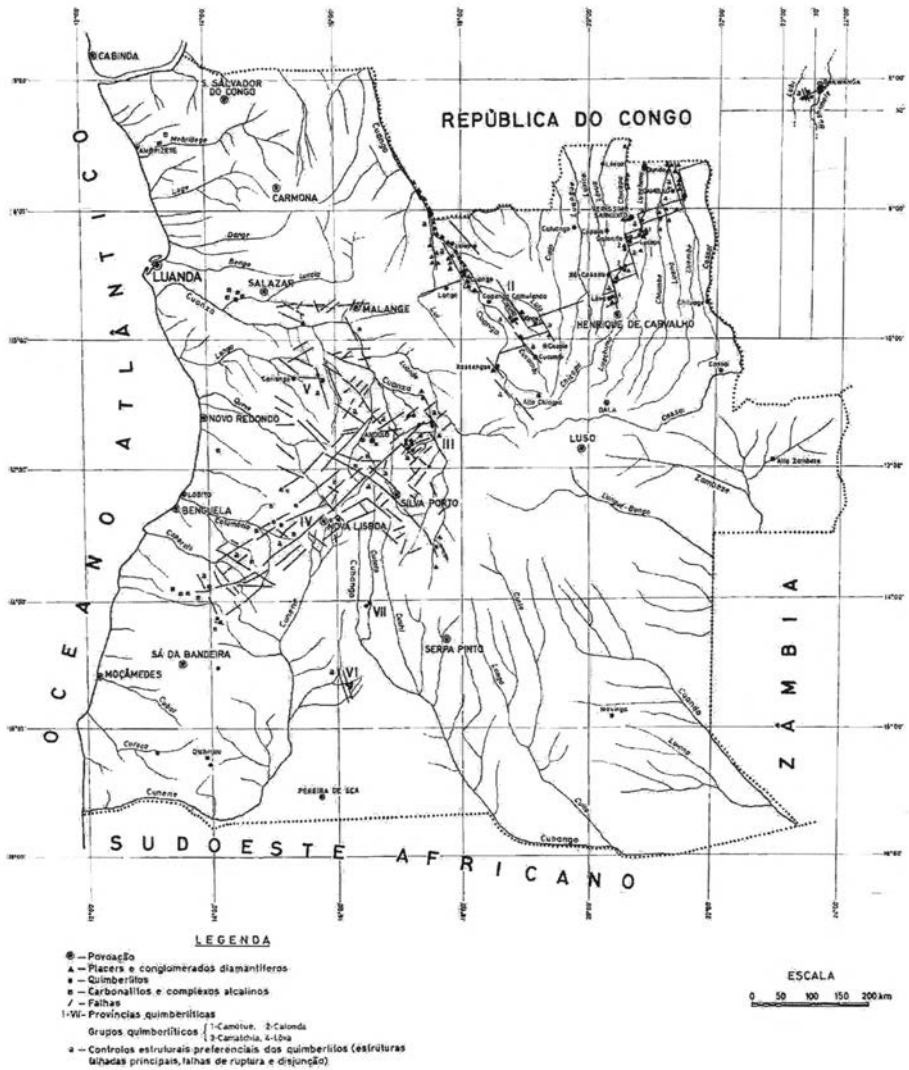
Estas geossuturas foram atribuídas a falhas e é sabido o papel que estes acidentes de fraqueza estrutural representam como locais privilegiados para a instalação de quimberlitos.

Foi seguindo as ideias de C. FREIRE DE ANDRADE que, em 1950, R. DELVILLE descobriu, no bordo Norte da Geossutura Grupo Luana / Arcaico, no Chiumbe, o depósito de Calemba, de relativa importância económica já que, embora extenso, o seu teor médio não era muito significativo.

Avançando segundo o mesmo critério para Oeste, na zona geologicamente homóloga das anteriores, foram dadas a conhecer, em 1951, no Luachimo, jazigos aluvionares que se estendem para uma e outra margem (Mufuto, Chambuage, etc.) notáveis sobretudo pela grande extensão. Estava criada a "Teoria de Graben Lucapa".

Na mesma linha de raciocínio em 1952, as prospekções atingiram, mais para Oeste, a região do Chicapa, tendo finalmente alcançado o objectivo há muito procurado, ou seja, a descoberta do primeiro quimberlito, na área de Camafuca – Camazambo por Fernando Real e pelo prospector Champlon, a que se seguiram outros nesta região.

Estava assim completo o edifício geológico, a coroar os esforços dos geólogos que sempre se empenharam na passagem da fase empírica, em que inicialmente as prospekções se moveram, à fase científica.



Localizados que foram os primeiros quimberlitos, na Lunda, era necessário, então, proceder à teorização da prática.

Foi esse o trabalho desenvolvido por dezassete geólogos portugueses e um belga, entre 1952 e meados de 1975, produzindo cerca 600 trabalhos inéditos, que permitiu, mediante a utilização de diversas metodologias de prospecção, utilizando critérios, geológicos, geomorfológicos e magmáticos, descobrir inúmeros quimberlitos.

As metodologias e técnicas de prospecção foram progressivamente aperfeiçoadas de forma a seleccionar áreas e detectar o mais rapidamente possível os quimberlitos.

A experiência empírica adquirida através da prospecção aluvionar, ao longo de anos, conferiu elementos importantes para seleccionar métodos de pesquisa, a utilizar separadamente ou em conjunto na descoberta de jazigos primários.

Entre os métodos utilizados, salientam-se: prospecção aluvionar, estratégica e sistemática; fotointerpretação geral e específica nas áreas das estruturas profundas; levantamento cartográfico expedito de grandes estruturas e de afloramento de rochas básicas e ultrabásicas: levantamentos magnéticos aéreo e terrestre; mineralometria; geoquímica dos sólidos residuais e de sedimentos de corrente e hidroquímica; e análise superficial do transporte termítico.

Como corolário da intensa prospecção geológica desenvolvida entre 1966 e 1971 pelos geólogos da Diamang, Bernardo Reis apresenta em 1971, no 24º Congresso Internacional de Geologia (Montreal, Canada), uma comunicação sobre o controlo estrutural dos quimberlitos em Angola, onde assinala um grande lineamento orientado NE-SW, com grandes inflexões ENE e atravessado por fracturas secundárias NNW-SSE mais recentes, que corta Angola e está ligado ao limite sul do geossinclinal do Congo.

Neste trabalho dá-se a conhecer as cinco províncias quimberlíticas já conhecidas, que, ainda em 1971, passaram a ser sete. Estas duas situam-se respectivamente nas bacias hidrográficas do Cunene e do Catumbela.

3. RESERVAS

O cálculo das reservas capazes de entrarem em regime de exploração, constitui o remate dos trabalhos de prospecção.

Para definição das reservas há que ter em conta o tipo genético dos jazigos. Nos jazigos primários o teor varia lateral e verticalmente e principalmente quando, na mesma chaminé, há diversas vindas quimberlíticas. No cálculo das reservas dos depósitos detriticos, torna-se difícil estabelecer, com as malhas de prospecção utilizadas, uma fronteira rígida entre as zonas mineralizadas e as zonas estéreis, assim como entre os blocos pagantes e blocos mineralizados não economicamente exploráveis.

3.1. CLASSIFICAÇÃO

Para a classificação das reservas nos jazigos secundários não há critérios uniformes, podendo ser distinguidas, no entanto, duas categorias principais:

- *Reservas provadas* calculadas por trabalhos em fase de desenvolvimento final, com grande nível de segurança resultante do bom conhecimento dos seus parâmetros técnicos e económicos.

Nesta classe de reservas, podemos considerar ainda duas subcategorias.

- *Reservas provadas exploráveis em acto*, com garantias de rentabilidade no momento presente.
- *Reservas provadas exploráveis em potência* tidas como, não exploráveis nas condições técnicas e económicas actuais, mas com capacidade de aproveitamento em futuro mais ou menos próximo.

A evolução tecnológica e as leis do mercado podem fazer passar reservas de potência a acto.

O cálculo das reservas não é pois imutável, devendo constantemente ser refeito.

- *Reservas Prováveis* calculadas com um grau de confiança menos seguro. São admissíveis, neste caso, erros sobre a continuidade das camadas de cascalho e sobre as respectivas possanças, assim como sobre a regularidade da distribuição dos teores.

A mais pequena variação de um destes parâmetros pode dar origem a grandes variações no cálculo final.

Também se distinguem, nesta classe, duas categorias:

- *Reservas prováveis exploráveis em acto*;
- *Reservas prováveis exploráveis em potência*, conforme se trate da possibilidade de exploração no momento presente ou no futuro, de acordo com os factores que para o caso anterior se referiram.

3.2. RESERVAS CONHECIDAS

Quando o país chegou à independência, em 11 de Novembro de 1975, as reservas diamantíferas eram apreciáveis.

As reservas conhecidas até aquela data referiam-se às contidas em quimberlitos, conglomerados basais da Formação Calonda, formações elúvio – aluvionares e cascalhos do fundo do leito do rio.

Em 1952 foi descoberto o primeiro quimberlito Camafuca - Camazambo, com a extensão de 3100 metros e 1000 metros no ponto mais largo.

Com o aperfeiçoamento das metodologias de pesquisa, descobriram-se 383 corpos quimberlíticos até final de 1974, dos quais 131 localizadas na bacia hidrográfica do Lufulé. Refira-se que só em 1973 a prospecção aluvionar foi responsável pela localização de 104 quimberlitos.

Em 1974 estavam ao serviço da Diamang 12 geólogos, estando nove no campo, que contribuíram para a detecção de 263 diatremas quimberlíticos, sendo 67 em 1972 e 196 em 1973.

A geoquímica e a mineralometria tiveram especial preponderância nestas descobertas, pois foram colhidas 68962 e 175.504 amostras, respectivamente para a geoquímica do níquel e do crómio e de solos superficiais para a detecção dos minerais satélites do diamante – diópsido, ilmenite e piropo.

O quadro seguinte mostra a distribuição dos quimberlitos agrupados função das suas potencialidades, assim como indica o número sobre os quais ainda não tinham incidido quaisquer estudos.

Situação	Quantidade	%
Em condições normais de explorabilidade	6	1.57
Teor entre 0.10 e 0.40 Q/m ³	8	2.08
Teor nulo ou quase	163	42.56
Não determinados	206	53.79
Total	383	100,00

No grupo de teor entre 0.10 e 0.40 Q/m³ estão quimberlitos que só podem ser explorados, caso se alterassem entretanto as condições de mercado, devido à qualidade e granulometria dos diamantes.

Foram deixados estudados e com as reservas total ou parcialmente calculadas, os quimberlitos de Camútuè, Caixepa, Camagico, Camatchia e Catoca, assim como cerca de 50% do grande diatrema de Camafuca – Camazambo.

3.2.1. As reservas provadas calculadas em jazigos primários, até ao final de 1974, discriminam-se no quadro abaixo:

Quimberlitos	Volume (m ³)	Teor (Q/m ³)
Camútuè – Luachimo	4.915.000	0.27
Caixepa – Luachimo	1.214.876	0.24
Camafuca – Camazambo – Chicapa	200.000	0.33
Chibungo – Chicapa	252.120	0.72
Camagico – Chicapa	1.860.000	1.63
Camatchia – Chicapa	11.657.995	0.37
Catoca (a) – Chicapa	38.445.784	1.08
Total	58.545.775	0.87

(a) Até 100 metros de profundidade.

As reservas prováveis calculadas apontam para os seguintes valores:

Quimberlitos	Volume (m ³)	Teor (Q/m ³)
Camútùè	2.185.000	0.32
Caixepa	1.053.792	0.10
Camafuca – Camazambo	44.399.000	0.13
Chihungo	132.079	0.66
Camagico	796.972	0.32
Catoca	35.628.290	1.08
Total	84.195.133	0.59

No caso da chaminé quimberlítica de Catoca, tinha-se na altura estimada com razoável segurança que, até os 200 metros de profundidade, as reservas poderiam atingir 80 milhões de quilates.

3.2.2. As reservas conhecidas referentes aos jazigos detriticos, até final de 1974, mencionam-se abaixo:

Tipo Jazigo	Reservas			
	Provadas		Prováveis	
	Volume (m ³)	Teor (Q/m ³)	Volume (m ³)	Teor (Q/m ³)
Conglomerados basais (Formação Calonda)	2.964.455	0.78	23.313.125	0.59
Cascalhos elúvio – aluviomares	41.047.118	0.45	724.000	0.75
Cascalhos elúvio – aluviomares	17.897.877	0.22	—	—
Cascalhos fundo leito do rio	1.102.800	5.00	8.047.008	0.50
Total	63.012.250	0.48	32.084.133	0.57

As reservas provadas e prováveis referentes aos jazigos detriticos situam-se nas bacias hidrográficas dos rios Luembe, Chiumbe, Luachimo, Chicapa e Cuango, na área de influência das povoações Maludi, N'zargi (Andrada), Luxilo, Cassanguidi, Dundo, Chingufu, Luarica, Lucapa, Calonda, Catoca, Cafunfo e Luzamba.

Convém referir que as reservas resultantes dos conglomerados basais da formação de Calonda, aqui mencionados e que são uma pequíssima área de grandes extensões, localizam-se à volta de Malúdi, Luaco, Cartúchi e Toca.

4. CONCLUSÕES

Não se fez a separação das reservas provadas e prováveis, exploradas em acto e em potência, uma vez que houve uma evolução muito favorável dos parâmetros económicos principais.

Ao longo de 43 anos de explorações diamantíferas na Lunda Norte e na bacia hidrográfica do Cuango, chegou-se estatisticamente à conclusão que as reservas dos jazigos detríticos, podiam ser ampliados em cerca de 22 % dentro das áreas dos jazigos, assim como se conseguia fora da área destes produzir mais entre 30% e 40%.

É fácil concluir que as reservas deixadas pela Diamang, permitiram uma exploração contínua, desde 1974 até à data, praticamente sem prospecção, considerando o período permanente de guerra, em que o país viveu, sem a segurança necessária para os trabalhos de pesquisa e prospecção.

Considerando uma exploração anual de 1,5 milhões de quilates, só dentro das reservas provadas em jazigos detríticos, teríamos reservas para 20,16 anos, mas com a introdução dos coeficientes 1,22 e 1,30 o tempo de vida dos jazigos passaria para 24,60 e 31,98 anos.

Além destas tínhamos ainda as reservas prováveis, sendo a maioria com grande probabilidade de exploração económica, calculadas em 32.084.133 m³ com teor médio de 0,57 Q/m³.

Ao analisar só as reservas provadas em jazigos primários, verifica-se a possibilidade de duplicar com segurança a produção para mais 1,5 a 2,0 milhões de quilates ano, explorando unicamente a chaminé quimberlítica de Catoca.

A Endiama, U.E. que sucedeu à Diamang, após a nacionalização, beneficiou desta situação, assim como as empresas que operaram ou ainda operam em Angola – Matt's, I.T.M., Sociedade Mineira do Lucapa, Lumanhe, Yetwene, Brach Energy, Consórcio para o quimberlito de Catoca (russos, brasileiros e angolanos), Consórcio para o quimberlito Camafuca – Camazambo (Branch Energy e angolanos), Consórcio para as chaminés de Camagico e de Camatchia (portugueses e angolanos), Camútè, etc.

É de referir que a Diamang e posteriormente a SPE, SA, detinha um dos melhores “Know how” a nível mundial, no campo da prospecção e exploração dos jazigos detríticos (elúvio – aluvionares e conglomerados basais da Formação Calonda), conforme foi referido frequentemente pela De Beers e pelas Missões Soviéticas que a visitaram a seguir à independência do país. Aliás os técnicos soviéticos consideraram um grande êrro do Governo angolano substituir, a partir de Dezembro de 1977, os técnicos portugueses pelos ingleses da Matt's.

BIBLIOGRAFIA

- BEETZ W., 1930 – Preliminary and Final Report on the Angola and Belgian Congo Diamond Fields. Inédito.
- BERRY E. W., 1955 – Report on Diamond Bearing Area of Northeast Angola – Inédito.
- BREUIL H. e JANMART J., 1950 – Les limons et graviers de l'Angola du Nord – Est et leur contenu aechéologique – Companhia de Diamantes de Angola. Pub. Cult. N.º 5 - Lisboa.

- CAHEN L., 1954 – Géologie du Congo Belge. Ed. H. Vaillant – Carmanne, S. A..
- CAHEN L., JAMOTTE A., LEPERSONNE J. e MORTELMANS G., 1946 – État actuel des connaissances relatives à la stratigraphie des Systèmes du Kalahari et du Karroo au Congo Belge – Bull. S. G. C. B. R. U. – n.º 2.
- DAWSON J. B. e HAWTHORNE J. B., 1970 – Intrusion features of some hypabissal South African Kimberlites – Bull. Volcanol. 34.
- DELVILLE R., 1961 – Teoria Geral do Graben Lucapa. Rel. Inéd. da Companhia de Diamantes de Angola.
- DELVILLE R., 1973 – Le problème de l'origine de certains diamants detritiques de l'Afrique Centrale et plus particulièrement de la Formation Calonda d'Angola – Inédito.
- FARNHAM C. M., 1922 – Preliminary Stratements of Conclusion to Geological Problems. Inéd.
- FIEREMANS C., 1955 – Étude géologique préliminaire des conglomérats diamantifères d'âge mesozoïque au Kasai (Congo Belge) – Mem. I. G. U. / LV, t. XIX.
- FREIRE DE ANDRADE C., 1945 – Subsídios para o conhecimento da geologia dos jazigos diamantíferos do Nordeste do Lunda. Rel. Inéd. da Companhia de Diamantes de Angola.
- MENEZES, Rui, 1974 – Estudo de diamantes dos quimberlitos do Camatchia e do Caixepa (Inédito).
- MONFORTE A., 1960 – Síntese Geral da Geologia do Nordeste do Lunda. Inédito. Companhia de Diamantes de Angola.
- MONFORTE A., 1991 – O diamante em Angola, nas rochas quimberlíticas e nos jazigos secundários. Soc. Portuguesa de Empreendimentos, SPE, SA, 3 volumes.
- PARRA, A. NETO, 1973 – Novas descobertas de quimberlitos nas bacias fluviais dos Lufulé e Nacavunga (Inédito).
- PINTO MOURA, José A., 1968 – Estudo económico preliminar da Formação Calonda presente na área de Silva Porto (Inédito).
- POLINARD E., 1948 – Les grands traits de la géographie physique et les particularités des formations de plateau dans le Nord – Est da la Lunda (Angola). Bull. Soc. Belge de Géologie. T. LVII, fasc. 3.
- POLINARD E., 1947 – Rapport de Mission dans la Lunda. Inédito.
- REAL, Fernando, 1959 – Sur les roches kimberlíticas de la Lunda (Angola). Mus. Lab. Miner. Geol. Univ. Lisboa.
- REIS, Bernardo, 1972 – Preliminary Note of Distribution and Tectonic Control of Kimberlites in Angola. 24ª Secção C. I. G. Montreal, Canada.
- REIS, Bernardo e AIRES BARROS L., 1981 – Sur quelques quimberlites de l'Angola. Sev. Geol. Portugal. Tomo 67, Fasc. 1.
- RODRIGUES, António, 1974 – Cartas Geológicas de Angola n.ºs 52, 53, 69, 70, 87 e 88. Serviços de Geologia e Minas, Angola.
- SARAIVA, Arlindo, 1974 – Tratamento dos dados de sondagens do jazigo primário de Camatchia para o cálculo das reservas. (Inédito)
- VEATCH, A. C., 1935 – Evolution of the Congo Bassin. Geol. Soc. of Amer., Mem. 3.

O PAPEL DOS FENÓMENOS DE EVOLUÇÃO TARDIA NA GÉNESE DE GEMAS PEGMATÍTIAS - ILAÇÕES DA ANÁLISE PARAGENÉTICA EM PEGMATITOS LCT DO ALTO LIGONHA (MOÇAMBIQUE)

C. LEAL GOMES ¹

PALAVRAS-CHAVE: pegmatito, LCT, NYF, unidades tardias, gema.

KEY WORDS: pegmatite, LCT, NYF, late units, gemstone.

RESUMO

Através da análise paragenética de estilos contrastantes de mineralizações em gemas, em pegmatitos LCT do Alto Ligonha, é possível deduzir as condições de enclausuramento de fluidos e da deposição das gemas e alcançar a determinação de guias de prospecção para a presença de minerais nobres. Os berilos gema azuis podem formar-se durante a cristalização precoce, mas o berilo alcalino, as turmalinas coloridas claras (elbaito-lidicoatites), a kunzite (espodumena) e a hidroxil-herderite são típicas das unidades de baixa temperatura, produzidas pela alteração hidrotermal tardia das zonas intermédias ou então resultam de fraccionamento culminante em ambiente miarolítico nos núcleos dos pegmatitos. As altas concentrações de Cs na rocha e de Ta nos nióbio-tantalatos, a abundância de B-cockeite e a proliferação de cavidades controladas por estruturas tardias são bons indicadores de "gem-shoots" e da mineralização em gemas.

¹ Universidade do Minho – EC-DCT – 4710-057 Braga.

ABSTRACT: The role of late evolution in the genesis of pegmatite gemstones – Paragenetic guidelines for Alto Ligonha pegmatites (Mozambique)

Through the paragenetic analysis of contrasting styles of gem mineralization in LCT granitic pegmatites of Alto Ligonha it is possible to deduce conditions of fluids entrapment and gems deposition and achieve the determination of some exploration guides to the presence of gemstones. Blue gem beryl may form through early crystallisation, but alkaline beryl, light coloured elbaite-liddicoatite, kunzite and OH-herderite are typical at low temperature units, produced by late hydrothermal alteration of intermediate zones or strong differentiation in miarolitic environment at the pegmatite core. High Cs concentrations, high Ta at Nb-Ta minerals, B-cookeite abundance and proliferation of cavities controlled by later structures are good indicators of gem-shoots and gem mineralization.

1. INTRODUÇÃO

O distrito pegmatítico do Alto-Ligonha situa-se na província pegmatítica da Zambézia e representa o fulcro da Cintura Monapo-Mocuba cujos lineamentos principais são grosseiramente sub-paralelos aos do “Mozambique belt” (fig.1). Na zonografia da província metalogénica a esta área geográfica correspondem pegmatitos com estruturas internas e associações mineralógicas muito diversificadas, observando-se todos os termos extremos da variabilidade paragenética própria da classe de elementos raros (NUNES, 1973). A mineralização em gemas e espécimes, é ubíqua mas os corpos mais produtivos, que são alvo de lavra mineira, correspondem à linhagem petrogenética especializada em Li, Cs e Ta.

O grupo pegmatítico de Nahipa é considerado representativo desta linhagem. Nesta jazida datações Ar/Ar e K/Ar sobre micas e Pb/Pb, U/Pb sobre zircão-hafnion e zircão, proporcionaram idades situadas de 407 MA a 482 MA (± 20). Também estão datados eventos térmicos posteriores que se correlacionam com episódios de desequilíbrio metassomático das paragéneses pegmatíticas (390 – 355 MA – substituições sódio-líticas mais extensivas; 226 MA – episienitização). Assim, pelo menos na instalação e evolução principal, os corpos de tipo LCT estariam relacionados com a estruturação do Orógeno Pan-Africano (AFONSO, 1976).

Recorrendo à análise estrutural e paragenética, coadjuvadas por análise química de minerais e unidades internas, identificação difractiva de fases separadas, petrologia de minérios e microtermometria de inclusões fluidas (LEAL GOMES, 1998, 1999 c, 2000 a, 2000 b) foi possível sintetizar a variabilidade paragenética em quatro tipos contrastantes de corpos com gemas, representados nas jazidas, Ferreiro (Nahipa), Iaia (Nahia), Nahipa e Namacotche.

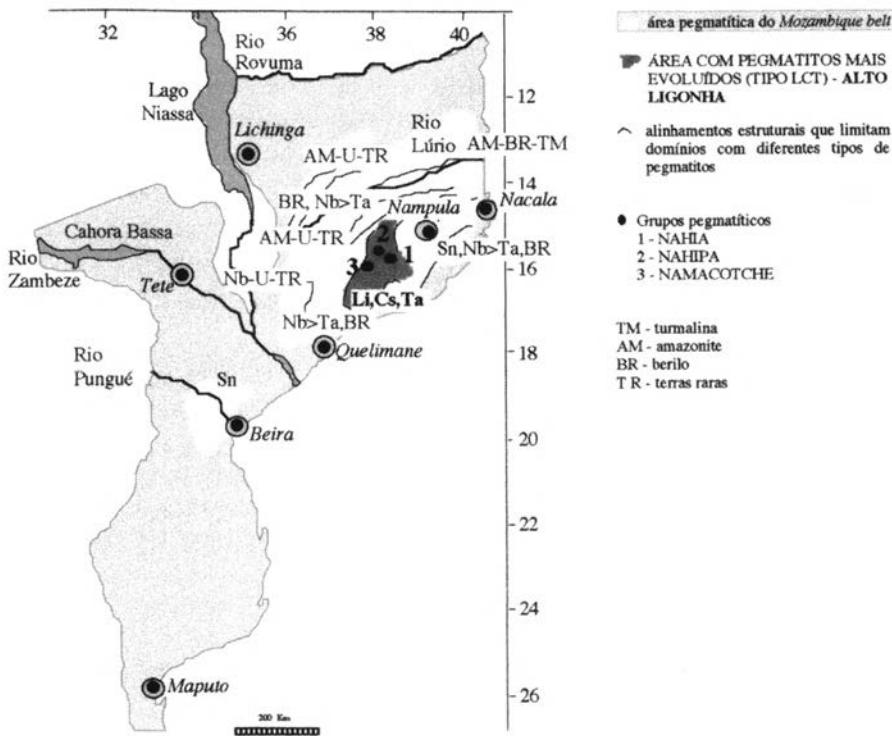


Fig. 1 - Localização dos grupos pegmatíticos de Nahia, Nahipa e Namacotche no distrito do Alto Ligonha.

Em geral as unidades caracterizadas pelos índices mais elevados de fraccionamento interna são as mais ricas. Nelas é possível discriminar vários dispositivos estruturais com concentração anómala de minerais ornamentais.

Procura-se explicar a sua natureza e posição na estrutura interna dos pegmatitos hospedeiros invocando a fraccionamento primária, afectada ou não, quer em geometria quer em composição, por aberturas cíclicas dos respectivos ambientes de cristalização. Desta abordagem extrai-se uma classificação e os principais padrões de tendência e de desenvolvimento dos “gem-shoots”, bem como mecanismos essenciais geradores de concentrações de gemas.

2. PADRÕES DE MINERALIZAÇÃO – ANÁLISE DOS LOCAIS CHAVE, NAHIA, NAHIPA E NAMACOTCHE

Na figura 2 estão esquematizados os principais padrões geométricos das mineralizações (estrutura e mecanismo) obtidos a partir da análise paragenética dos dispositivos e corpos portadores de minerais nobres.

2.1. PEGMATITOS PERCURSORES – OCORRÊNCIA DO FERREIRO (NAHIPA)

A ocorrência do Ferreiro (Nahipa) corresponde a uma massa pegmatítica de grandes dimensões da qual emanam como extensões apicais alguns corpos LCT (com mineralização culminante em Li, Cs, Ta) de paroxismo de fraccionação pegmatítica. Verifica-se uma transição gradual a muro desta massa, para uma intrusão granítica Pan-Africana do tipo Entata (granito grosseiro biotítico). A estrutura interna é homogênea a heterogênea com massas de substituição pequenas e localizadas. As paragéneses predominantes são típicas dos estados menos evoluídos da fraccionação pegmatítica:

- intercrescimento gráfico Mn-almândina – Mn-columbite;
- Nb-tantalatos do termo columbite a Mn-columbite com padrões de zonalidade oscilatórios normais;
- conteúdo médio de Cs para amostras em canal da zona mural, 125 ppm;
- temperatura de referência para as mineralizações em granada deduzidas das paragéneses com sulfuretos e sulfossais, 430°C) (LEAL GOMES, 1998).

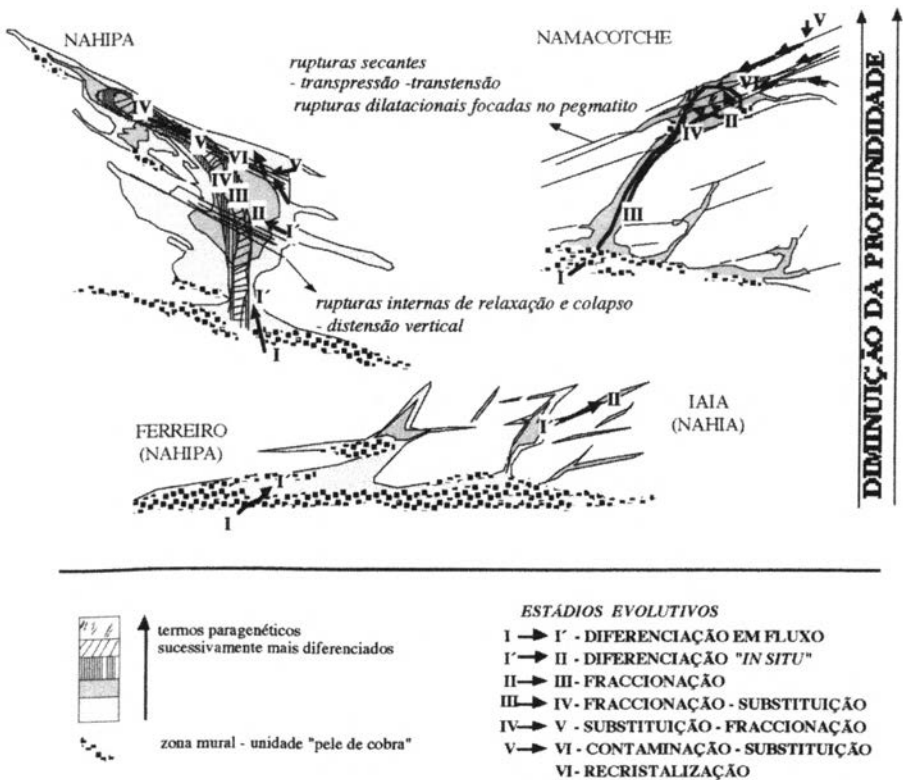


Fig. 2 – Generalização geométrica da estrutura e padrões de mineralização.

As gemas (granada Mn-almândina e berilo de variedades azuis) ocorrem em disseminação na zona intermédia feldspática. Resultam de cristalização primária precoce em unidades periféricas dos pegmatitos. O berilo gema ocorre em esferóides relíquia no núcleo transparente e intacto de cristais deformados.

2.2. PEGMATITO DE INÍCIO DE FRACCIÓNAMENTO – OCORRÊNCIA DE IAIA (NAHIA) – AFINIDADE NYF (MINERALIZAÇÃO OCASIONAL DE TI, SN, NB, Y, T.R.)

O índice Iaia (Nahia) é constituído por um grupo de pegmatitos graníticos filonianos, N80°W, sem unidades especializadas em Li. A estrutura interna é heterogénea, miarolítica com pequena expressão da substituição albítica. Está encaixado em gnaisses anfíbólicos e xistos, com intercalações de rochas calcossilicatadas com sulfuremos (LEAL GOMES, 1999 c).

As paragénese portadoras de minerais nobres são miarolíticas:

- os Nb-tantalatos situam-se no domínio da Fe-columbite com padrões de zonalidade progressiva normal;
- o conteúdo médio de Cs na zona mural é de 80 ppm;
- a partir das inclusões fluidas, as temperaturas de referência para as mineralizações de quartzo hialino com inclusões de rútilo e turmalina, situam-se entre 420° e 330°C.

No núcleo, em revestimentos miarolíticos, ocorrem cristal de rocha com inclusões, berilo, espessartite, apatite, euclase e topázio com ocasional qualidade geológica (fig. 3). Algumas unidades clevelandíticas vacuolares comportam “pedra de sol” e peristerite.

2.3. PEGMATITOS COMPLEXOS – GRUPO DE NAHIPA – AFINIDADE LCT

A mina de Nahipa incide sobre um grupo pegmatítico granítico LCT. Várias apófises pouco inclinadas de direcção N80°E, emanam de volumosas chaminés inclinadas para Sul (LEAL GOMES, 1999 a). A estrutura interna é heterogénea com mais de 40 % de massas de substituição policíclica sódio-lítica. Está encaixado em gnaisses mais ou menos anfíbólicos e xistos verdes por vezes com turmalinização nos contactos (LEAL GOMES, 1998).

Unidades de bordadura – “pele de cobra”

As unidades aplíticas bandadas de bordadura (“unidades pele de cobra”) apresentam teores médios de Cs de 182 ppm e ferrocolumbite com zonalidade em retalhos; do equilíbrio de fases deduzem-se temperaturas de formação superiores a 450° C. O conteúdo gemológico resume-se a Mn-almândina agregada em rosário.

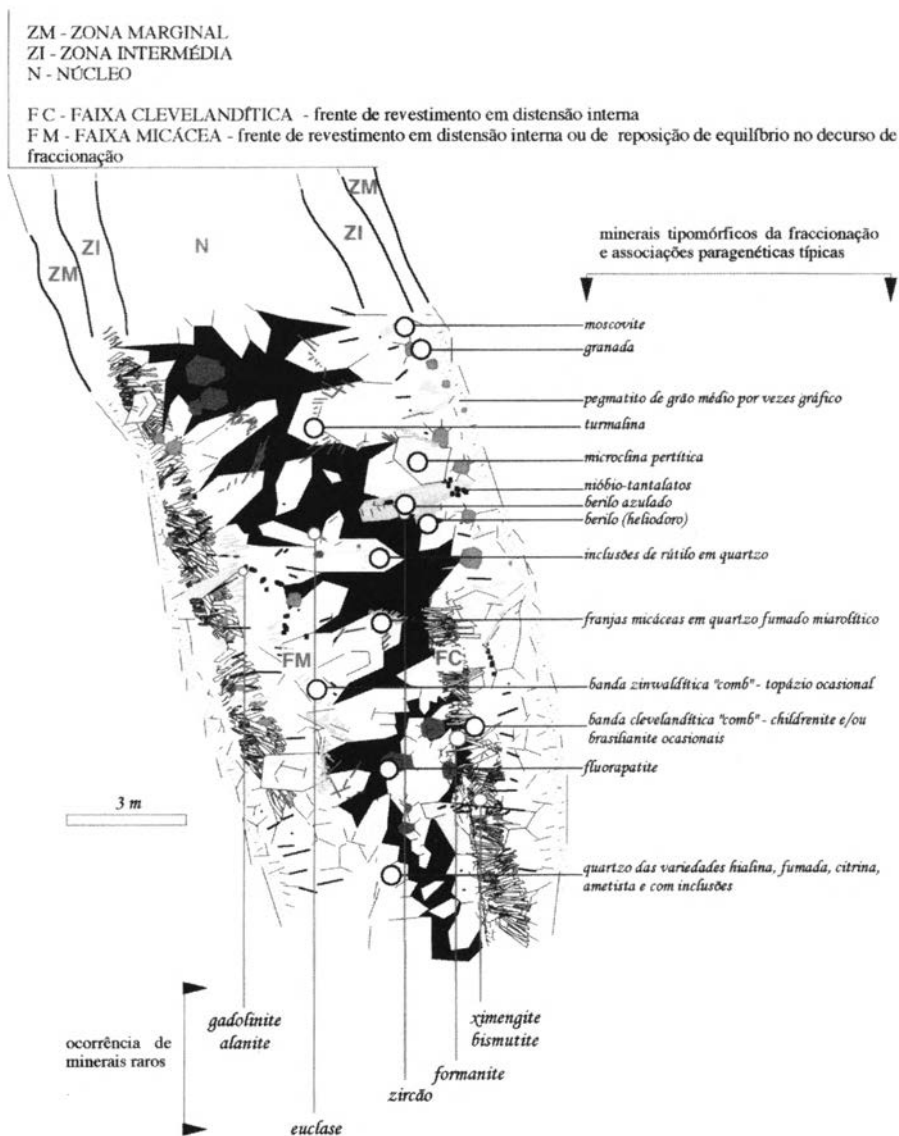


Fig. 3 – Anatomia do pegmatito laia – modelo geométrico da estrutura interna e da paragénesis – localização dos minerais úteis.

Unidades primárias por vezes miarolíticas

As unidades miarolíticas de fraccionação primária são nucleares apresentam Mn-columbitas e microlites normais (Ca) (LEAL GOMES 1999 b). As temperaturas de referência obtidas para inclusões fluidas de turmalinas (elbaites a lidicoatites)

situam-se entre 320° e 260°C. O cortejo de gemas inclui berilos alcalinos (morganite), turmalinas elbaíticas (“water-mellon”), topázio azul, OH-herderites e microlites (Ca, Na, F).

Unidades de substituição por vezes vacuolares

As unidades vacuolares e venulares que se sucedem aos diferentes ciclos de desequilíbrio e substituição mostram Sb-tantalite, Mn-tantalite, U-Pb-microlite. Os teores de Cs situam-se entre 311 e 1202 ppm e as temperaturas de referência para a reprecipitação das gemas nos dispositivos vacuolares variam entre 286° e 151°C. As F-elbaites do tipo gemológico indicolite (azul) são características da mina de Nahipa e ocorrem em rosários de vacúolos nestas unidades (fig. 4).

2.4. PEGMATITO DE CULMINAÇÃO EVOLUTIVA LCT – MASSA NE DO CORPO PRINCIPAL DE NAMACOTCHE

A mina de Namacotche lavra numa massa de culminação evolutiva de uma sequência LCT, situada numa geometria “pull-a-part” e na terminação apical de um corpo filoniano N30-40°E. Quanto à estrutura interna, este corpo é heterogéneo zonado com mais de 50 % de unidades de substituição policíclica sódio-lítica a céσιο-lítica (fig. 5). O pegmatito está encaixado numa zona de cisalhamento polifásico e carreamento, em anfíbolitos com intercalações meta-ultramáficas, extraordinariamente enriquecidas em ilmenite, magnetite, martite e ocasionalmente cromite. A faixa metassomática em exo-contacto pode mostrar holmquistite ou crisoberilo (LEAL GOMES, 2000 a, b).

Zona mural preservada

A zona mural (equivalente à “unidade pele de cobra” de Nahipa) apresenta teores médios de Cs de 267ppm e além da típica granada Mn-almandina, apresenta ganite-hercinite, martite, ilmenorútilo e ferrocolumbite com zonalidade em retalhos. As temperaturas de início de cristalização devem situar-se próximo dos 600°C (equilíbrio entre espinelas e crisoberilo).

Unidades primárias substituídas

A estrutura das unidades de fraccionação primária está obliterada pela magnitude anormal dos fenómenos de alteração deutérica - lixiviação e redeposição policíclicas, determinadas pelo cisalhamento polifásico, bombagem tectónica e focagem hidrotermal. São frequentes as pseudomorfoses de coockeite e B-coockeite ± esmectite-ilite-lepidolite ± goethite ± caulinite após giga-espodumenas e/ou giga-berilos.

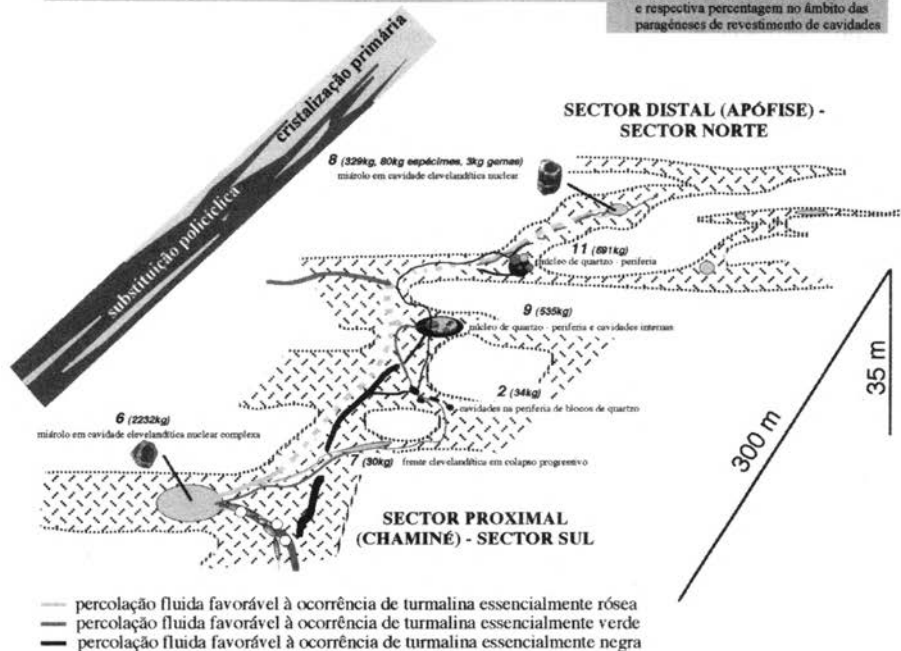
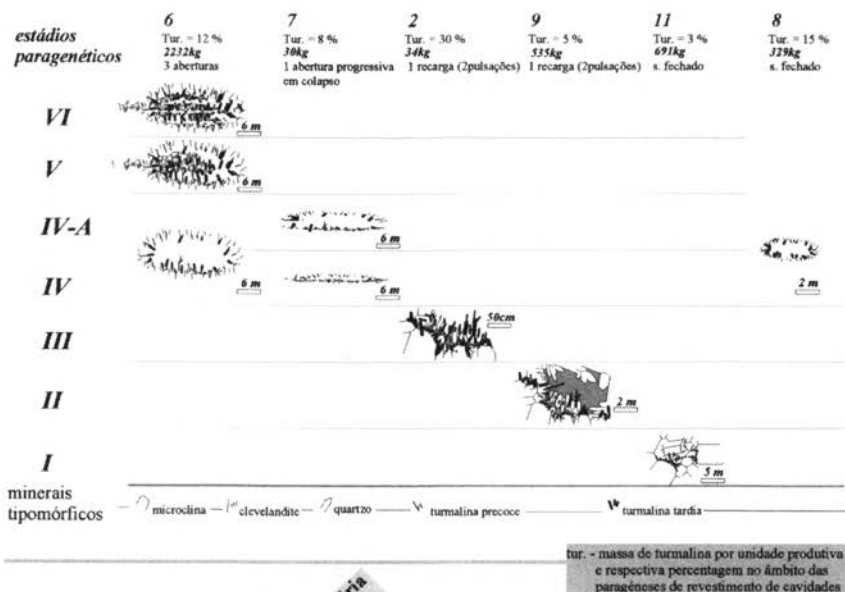


Fig. 4 - Mina Naipa (Alto Ligonha - Zambézia - Moçambique) - Generalização sistemática e cinemática da estruturação dos sistemas turmaliníferos.

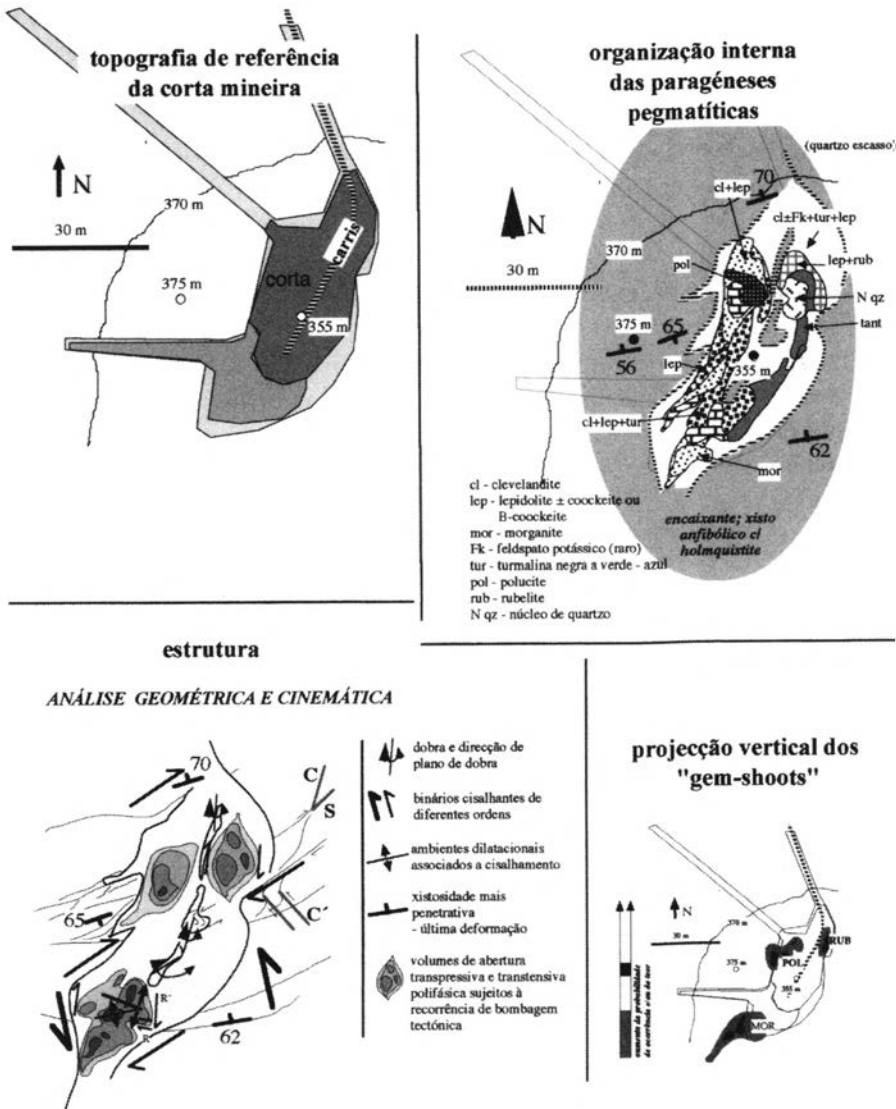


Fig. 5 – Anatomia da massa NE de expansão lateral do pegmatito principal de Namacotche. Modelo geométrico da estrutura interna e da paragénesis e cinemática de suporte à localização dos minerais úteis.

Nestas unidades pseudomórficas recristalizam a baixa temperatura (260° - 150°C) e em ambiente vacuolar, as gemas principais: kunzite, morganite, berilo azul alcalino e elbaites acróicas (não policrónicas das variedades, verdelite, indicolite, rubelite, acroite e turmalina citrina).

Os Nb-tantalatos situam-se no domínio Mn-tantalite associando-se a Sb-tantalite e microlite (Ca) e minerais de Bi, e V (pucherite e clinobisvanite). Nas unidades tardias bandadas e vacuolares a cleavelandite é abundante associada a lepidolite. O quartzo é escasso ou está ausente.

Os teores de Cs de amostras em canal podem ultrapassar os 6000 ppm e a polucite é frequente (ocasionalmente abundante) (LEAL GOMES 2000 a).

3. INDICADORES E MECANISMOS INDUTORES DA FAVORABILIDADE GEMOLÓGICA

Os minerais nobres de melhor qualidade (berilos alcalinos, turmalinas elbaíticas, herderite e kunzite) depositam-se em ambientes vacuolares tardios com temperaturas de referência, 280-150°C – condições hidrotermais de baixa temperatura (fig. 6).

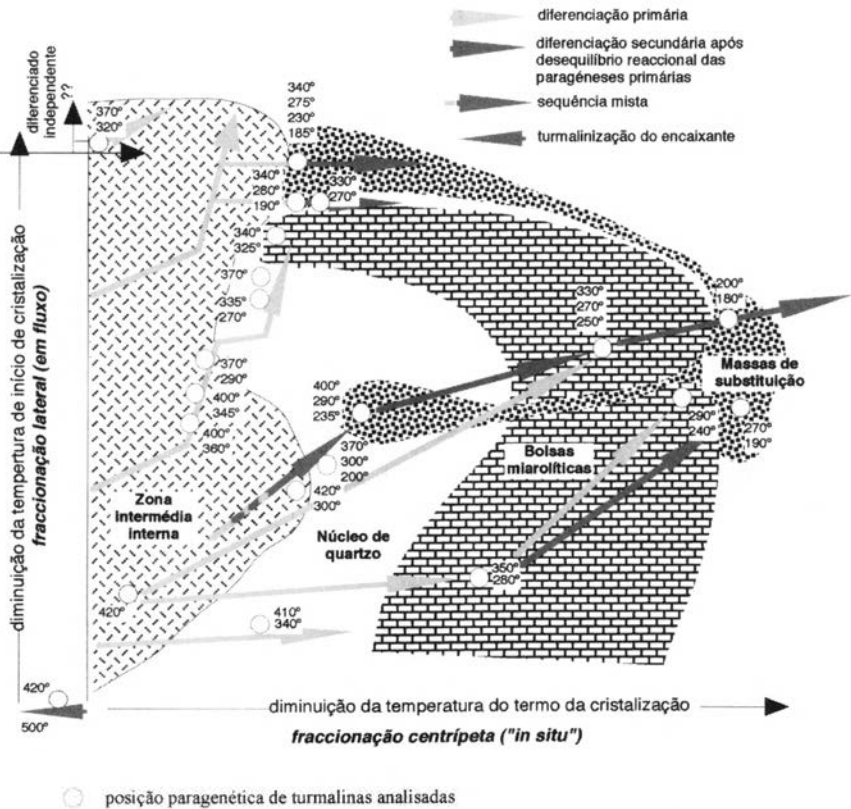


Fig. 6 – Grupo pegmático de Naipa – aproximação às temperaturas de cristalização e precipitação com base nas inclusões fluidas das turmalinas: fluidos heterogêneos aquo-carbônicos; temperaturas de homogeneização total na fase líquida; estão representados os picos de frequência.

Em análises de rocha total (amostra em canal), as unidades com vacúolos produtivos apresentam teores de Cs superiores a 1200 ppm (valor indicativo) e mostram Nb-tantalatos do domínio composicional Mn-tantalite, associados a microlites ricas em Sb, Bi, Na e F (LEAL GOMES, 1999 b). Formam-se principalmente em ambientes dilatacionais associados a desligamento ou carreamento e representam o clímax evolutivo da precipitação dos fluidos tardios que estavam em desequilíbrio com as paragénese primárias.

Os minerais tipomórficos das unidades com gemas são a clevelandite, boro-cockeite, e celadonite. Nos casos de paroxismo evolutivo LCT, observa-se a associação, *cleavelandite + cockeite ± B-cockeite ± lepidolite ± polucite ± microclina máxima ± kunzite*, a qual do ponto de vista estritamente composicional (descritivo) pode ser classificada como um sienito feldspatóidico (polucítico).

A lixiviação da sílica é um dos fenómenos determinantes do aparecimento destas massas. As texturas mais frequentes são típicas de hidrólise, solubilização, substituição, corrosão, pseudomorfose e precipitação em ambiente livre. Os preenchimentos argilosos são constituídos por caulinite de alta cristalinidade ou esmectite-ilite-lepidolite.

Invariavelmente, as unidades originais, que foram submetidas a alteração deutérica, eram já portadoras das variedades primárias e de alta temperatura dos mesmos minerais que aparecem com qualidade nobre nos vacúolos tardios. O mecanismo promotor da ocorrência de gemas é afinal a precipitação / recristalização a baixa temperatura dos minerais primitivos ou de alguns dos seus constituintes, a partir de fluidos reactivos que podem ser diferenciados "in situ" ou alóctones (não necessariamente derivados da evolução pegmatítica).

O alto teor de Cs em rocha total, a presença de B-cockeite, o padrão evoluído dos Nb-tantalatos e o carácter vacuolar ou brechóide das unidades tardias, são indicadores de presença das gemas.

BIBLIOGRAFIA

- AFONSO, R. S. (1976) – A geologia de Moçambique (Notícia explicativa da carta geológica de Moçambique à escala 1:200 000). *Direcção dos Serviços de Geologia e Minas, Maputo*, 175 p.
- LEAL GOMES, C. (1998) – Caracterização do Jazigo pegmatítico de Naípa - Fundamentos do Plano de Pesquisa, Preparação e Exploração do Jazigo. *Relatório inédito da Direcção Nacional de Minas de Moçambique* (empresa EuroExport Lda, sediada em Nampula), 26p. + 10 Folios.
- LEAL GOMES, C. (1999a) – Indicadores paragenéticos das mineralizações pegmatíticas na área da concessão Naípa - Zambézia - Moçambique. *Actas do II Congresso Ibérico de Geoquímica e XI Semana de Geoquímica*, Lisboa, pp. 121-124.

- LEAL GOMES, C. (1999b) – Diferenciação paragenética e fraccionação dos nióbio-tantalatos do grupo pegmatítico de Naipa - Zambézia - Moçambique. *Actas do II Congresso Ibérico de Geoquímica e XI Semana de Geoquímica*, Lisboa, pp. 81-85.
- LEAL GOMES, C. (1999c) – Investigação e prospecção geológica na Área de Nahia - notícia de progresso da prospecção e pesquisa - Província da Zambézia, Distrito do Gilé. *Relatório inédito da Direcção Nacional de Minas de Moçambique* (empresa EuroExport Lda, sediada em Nampula), 24p.
- LEAL GOMES, C. (2000a) – Fundamentos geológicos do pedido de licença de exploração mineira da área atribuível ao jazigo de Namacotche – Mutala - Alto Molocué – Zambézia (título mineiro nº 682/L/99). *Relatório inédito da Direcção Nacional de Minas de Moçambique* (empresa EuroExport Lda com sede em Nampula) 48p.
- LEAL GOMES, C. (2000b) – E.V.E. Namacotche (Estudo de Viabilidade Económica) – Mutala - Alto Molocué – Zambézia (título mineiro nº 682/L/99). *Relatório inédito da Direcção Nacional de Minas de Moçambique* (empresa EuroExport Lda com sede em Nampula) 22p.
- NUNES, J. L. (1973) – Contribution à l'étude minéralogique et géochimique des pegmatites du Mozambique. *Sciences de la Terre*, Mem. 26, Nancy, 261p.

GEOCHEMICAL STUDIES AS SUPPORT OF GEOTHERMICS

L. A. AIRES-BARROS¹ & J. M. MARQUES¹

KEY WORDS: geothermics, geochemistry, isotopes, water/rock interaction.

PALAVRAS-CHAVE: geotermia, geoquímica, isótopos, interação água-rocha.

ABSTRACT

Surface manifestations of underground geothermal fluids circulation are a subject of great scientific and economic interest. Hot and cold mineral waters spurting out in a same area, alteration features detected in drill cores from boreholes and deposition of minerals around springs should be observed and studied in detail providing a lot of information with relatively low costs. This information should be used in the appraisal of the geothermal resources of a potential area for development. This paper reviews some of the geochemical techniques employed in geothermal investigations in order to update local and/or regional geothermal fluids circulation models. For this purpose, some examples of the thermomineral waters issuing at the northern part of Portuguese mainland are presented.

RESUMO: Estudos geoquímicos como base da geotermia

As manifestações superficiais da circulação profunda de fluidos geotérmicos são um tema de grande interesse científico e económico. As águas quentes e frias mineralizadas emergindo em determinada área, os fenómenos de alteração detectados em testemunhos de sondagem e as deposições minerais junto às nascentes

¹ Instituto Superior Técnico - Laboratório de Mineralogia e Petrologia (LAMPIS). Av. Rovisco Pais, 1049-001 Lisboa, Portugal. Fax: +351 21 8400806; e-mail: airesbarros@popsrv.ist.utl.pt.

devem ser observadas e estudadas pormenorizadamente, conduzindo a uma grande quantidade de informação com custos reduzidos. Esta informação deverá ser utilizada na avaliação dos recursos geotérmicos de uma área potencial para desenvolvimento. Este trabalho faz uma revisão de algumas das técnicas geoquímicas utilizadas nas investigações geotérmicas, tendo em vista aprofundar o conhecimento acerca dos modelos conceptuais de circulação local e/ou regional dos fluidos geotérmicos. Para tal, apresentam-se alguns exemplos associados a águas termominerais do Norte de Portugal.

1. INTRODUCTION

During the last decades geochemical methods have been applied increasingly to geothermal investigations. Chemical and isotopic analysis of deep geothermal fluids and of the hydrothermal altered rocks have provided information on i) the origin and age of waters, ii) underground flow patterns, and iii) water-rock interaction occurring at depth, in order to help the selection of new drilling sites. During production, geochemical investigations are an important tool to detect minor and/or major changes in the reservoir, regarding temperature and water characteristics. The wide applicability of geochemical methods in all stages of geothermal exploration is very important due to the relatively low cost involved.

2. THE HYDROLOGICAL APPROACH

2.1. GEOCHEMICAL ANALYSIS OF WATERS

In a geothermal area containing many hot springs, a first reconnaissance survey should be carried out in order to plan the sampling sites of springs and to decide upon the number of samples required to get representative sampling, taking into due consideration the distribution of springs, their alignments, and association with geological features ELLIS & MAHON (1977). When the investigation of a geothermal field is at the beginning, chemical analyses of waters collected from hot and cold springs can provide information on the evaluation of mixing processes, allowing the hydrogeologist to draw some considerations about the conditions occurring at shallow levels.

In the initial exploration stages, chemical investigations of geothermal fluids can give information on the: i) composition and homogeneity of the geothermal fluids, ii) reservoir fluid temperatures (chemical geothermometry, see 2.2), iii) type of system present (hot water vs steam based), iv) type of subsurface rocks percolated by the geothermal fluids, v) mineral deposition potential of the fluid, vi) fluids constituents which could have economic value.

An important aspect of geochemistry is to find a correlation between the different types of water within a same geothermal area. Chlorine is one of the most important chemical tracers used. By preparing scatter diagrams with concentrations of Cl vs different species (e.g. $\text{HCO}_3\text{-Cl}$, Na-Cl , Li-Cl , Rb-Cl and Cs-Cl) one can assess different type of geohydrological systems, within a given geothermal area. In the studies performed by AIRES-BARROS *et al.* (1998) on the CO_2 -rich thermomineral waters issuing at the northern part of Portugal, the major ionic species were plotted against a conservative element such as Cl. In those diagrams, the data from Chaves hot waters form a cluster, which is a good indication of the existence of a common reservoir for these waters (fig. 1). On the contrary, the Vilarelho da Raia, Vidago and Pedras Salgadas cold mineral waters have different chemical tracers content, indicating different underground flowpaths.

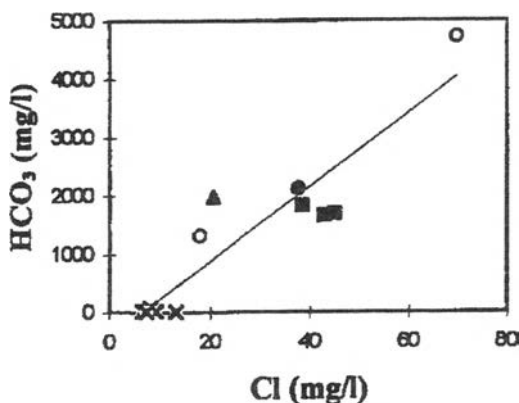


Fig. 1 - Cl vs HCO_3 diagram. (▲) Vilarelho da Raia, (■) Chaves, (○) Vidago, (●) Pedras Salgadas and local shallow waters, (×) local dilute waters. After AIRES-BARROS *et al.* (1988).

2.2. CHEMICAL GEOTHERMOMETRY AND WATER-ROCK EQUILIBRIUM SIGNATURES

Chemical geothermometry uses the chemistry of hot springs in order to estimate chemical and physical properties of the fluid in the reservoir. This methodology is related with the temperature dependence of the concentrations of certain species, the chemical equilibrium between minerals and water and various chemical reactions.

Many chemical geothermometers have been proposed. Some of the most important include the quartz and chalcedony geothermometers (e.g. ARNÓRSSON, 1975; FOURNIER, 1977), the feldspar (Na-K) geothermometer (TRUESDELL, 1975), the Na-K-Ca and Na-K-Ca-Mg geothermometers (FOURNIER & TRUESDELL, 1973; FOURNIER & POTTER II, 1979) and the Na-Li geothermometer (FOUILLAC & MICHARD, 1981).

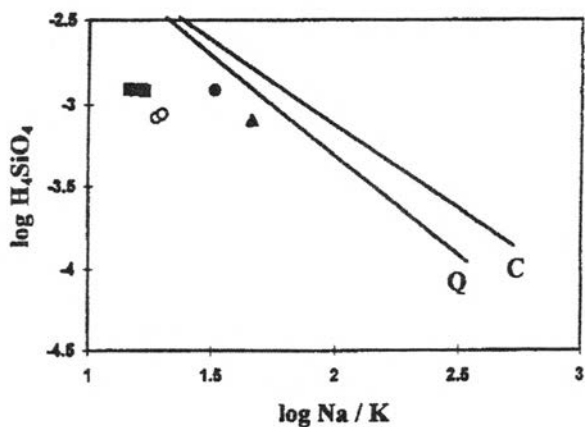


Fig. 2 - $\log(\text{H}_4\text{SiO}_4)$ vs $\log(\text{Na/K})$ diagram (in mol/l). Symbols as in fig. 1. Taken from MARQUES *et al.* (199).

GIGGENBACH (1986, 1988) developed a methodology to study the equilibrium characteristics of waters using the quick (K^2/Mg) and slow (Na/K) re-equilibrating geothermometers. The graphical resolution of this methodology is usually reported in a triangular $\text{Na}/400 - \text{Mg}^{1/2} - \text{K}/10$ diagram, in order to distinguish immature waters from those which can be classified as to be partially equilibrated or even full equilibrated.

In the case of the CO_2 -rich Portuguese thermomineral waters, the methodology developed by MICHARD & BEUCAIRE (1993) was the one adopted to solve the discrepancies related to silica and some of the cation geothermometers (MARQUES *et al.*, 1999). In the diagram $\log(\text{H}_4\text{SiO}_4)$ vs $\log(\text{Na/K})$ of figure 2, where the equilibrium quartz/chalcedony - adularia - albite is represented by the straight lines (Q) and (C), respectively, Chaves and Vidago waters lie in the domain of not equilibrated waters. Vilarelho da Raia and Pedras Salgadas waters are close to the equilibrium line (Q). For these waters, the quartz and Na/K temperatures are compatible (MARQUES *et al.*, 1999).

3. ISOTOPE GEOCHEMISTRY

232

3.1. ISOTOPE GEOCHEMISTRY AND ITS SIGNIFICANCE

Isotope geochemistry has greatly contributed to the present understanding of geothermal systems (IAEA, 1981). The isotopic composition (^{18}O , ^2H , ^{13}C , ^3H and ^{14}C) of geothermal fluids provide information on their origin, recharge areas and underground flow patterns, and may allow an evaluation of the subsurface temperatures of water-rock interaction. In natural waters, only the relative difference

in the ratio of the heavy isotope to the more abundant light isotope of the sample with respect to a reference usually determined. This difference is designated by the Greek letter δ and is defined as follows:

$$\delta = \frac{R_{\text{sample}} - R_{\text{reference}}}{R_{\text{reference}}}$$

where the R's are, in the case of the water, the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ or the $^2\text{H}/^1\text{H}$ isotope concentration ratios. As the differences between samples and references are usually quite small, it is convenient to express the δ -values in per mille differences, i.e.:

$$\delta (\text{‰}) = \delta \times 1000$$

The standard universally adopted as reference for oxygen and hydrogen stable-isotope variations in natural waters is the so-called Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW).

3.2. ORIGIN AND AGE OF WATERS

For a long time, no geochemical tools were available to identify the origin of water in geothermal systems. The most proposed hypothesis was that they are of *magmatic* and/or *juvenile* origin. The meteoric origin of geothermal waters was definitely proven by systematic measurements of the hydrogen and oxygen isotopic composition of water and steam from well-known geothermal fields (e.g. CRAIG, 1963). The generalised relationship $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$ describes the interdependence of H and O-isotope ratios in meteoric waters and is described in the literature as the World Meteoric Water Line (WMWL).

Tritium, a radioactive isotope of hydrogen, of half-life 12.5 years, occurs in all meteoric waters through nuclear reactions induced by cosmic-ray bombardment of the stratosphere (IAEA, 1981). The presence of tritium in a water sample is a definitive proof of the presence of some components of recent recharge, because of the high levels of tritium in the atmosphere since the beginning of atmospheric testing of thermonuclear bombs in 1952. The use of carbon 14 (half-life, 5570 years) to the determination of deep-water circulation times is very difficult because we don't know exactly what proportion of the carbon in a geothermal system is derived from the atmosphere or the soil, and from rock carbonates or possibly of magmatic carbon. In addition, in a geothermal system, large proportions of carbon dioxide (and ^{14}C activity) could be lost through calcite precipitation.

Most high-temperature geothermal systems have the $^2\text{H}/^1\text{H}$ ratio identical to that of the local groundwaters, indicating their common meteoric origin. However, the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio is higher (*oxygen-18 shift*), as the result of isotopic exchange

with the geothermal reservoir rocks. This process takes place only for oxygen, since the hydrogen content in rocks is usually too small to affect the isotopic composition of geothermal waters.

$\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of the studied hot and cold CO_2 -rich Portuguese thermomineral waters lie on or close to the WMWL defined by CRAIG (1961), indicating that they are meteoric waters (MARQUES *et al.*, 1998). The isotopic composition of these waters reveals the existence of two groups (V. da Raia/Chaves and Vidago/P. Salgadas) probably exhibiting the influence of the *altitude effect* (see IAEA, 1981).

The altitude dependence of the isotopic composition of the Portuguese CO_2 -rich thermomineral waters was reported by AIRES-BARROS *et al.* (1995). The isotopic gradients obtained (-0.26‰ for ^{18}O and -1.45‰ for ^2H per 100 m of altitude) are in good agreement with the values found in Mediterranean regions (IAEA, 1981).

Cold CO_2 -rich mineral waters from Vidago and Pedras Salgadas areas could represent shallow ground- waters (^3H values up to 8 TU) while the hot CO_2 -rich mineral waters from Chaves could be related to a deep circulation system and, therefore, long residence time (^3H values between 0 and 2 TU).

The results of studies performed by MARQUES *et al.* (2001c) indicate that Vilarelho da Raia mineral waters should be considered meteoric waters infiltrated mainly on Larouco Mountain, NW of the Vilarelho da Raia area (fig. 4).

Water circulation took place at shallow depths in the upper crust, as indicated by the low outflow temperature (17°C) of these waters. Circulating waters were mineralised by water-gas-granite interactions in a low-temperature environment. The EW fault system that extends from Larouco Mountain towards the Vilarelho da Raia area controls the regional circulation of these waters (as indicated by the low ^3H levels) while local structures create the conditions necessary for their ascent.

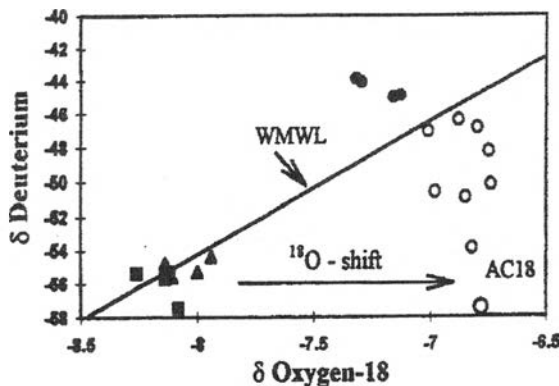


Fig. 3 – $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ relationship in hot and cold CO_2 -rich thermomineral waters: Symbols as in fig. 1. Taken from MARQUES *et al.* (1998).

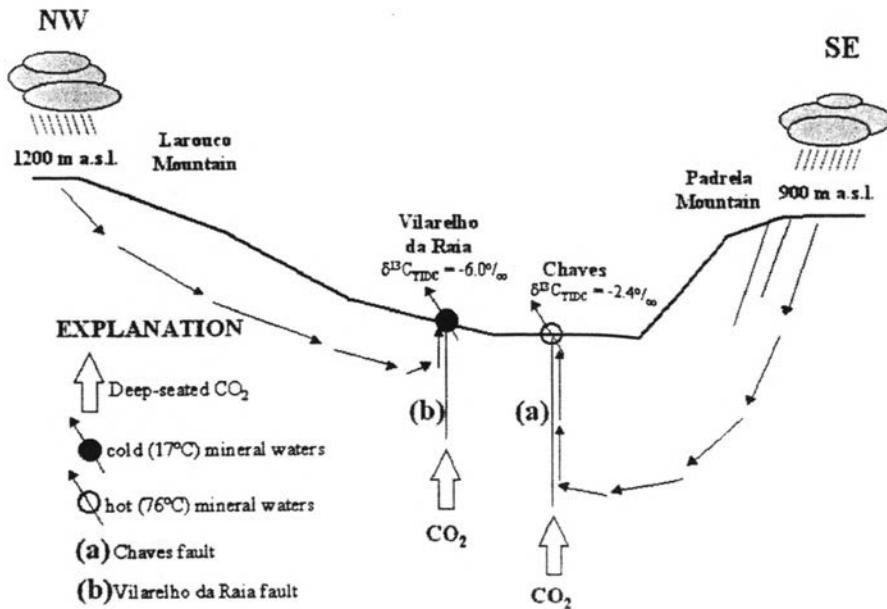


Fig. 4 – Conceptual circulation model of Vilarelho da Raia and Chaves CO₂-rich mineral waters. Taken from MARQUES *et al.* (2001c).

This conceptual circulation model indicates that Chaves and Vilarelho da Raia CO₂-rich mineral waters should be considered manifestations of similar but not the same geohydrological system.

Geochemical and isotopic data of shallow and geothermal groundwaters from Caldas do Moledo area (Peso da Régua / N Portugal) have been used to infer the signatures of these systems and to identify the existence of mixing processes (MARQUES *et al.*, 2003).

The isotopic signatures of the Caldas do Moledo geothermal waters, depleted in ¹⁸O and ²H relative to local shallow groundwaters, points out to a recharge area located at high elevations (850 - 1000 m a.s.l.). During the long residence time (apparent ¹⁴C groundwater age 15.66 ± 2.86 ka BP) the infiltrated waters are mineralised by water-granite interaction (as indicated by the HCO₃-Na chemistry of the geothermal waters) in a low-temperature environment. The NW Vigo-Régua shear zone seems to control the regional circulation of these waters, while the NNE-SSW Régua-Verin fault lineament seems to be responsible for creating the necessary conditions for their ascent and discharge fig 5.

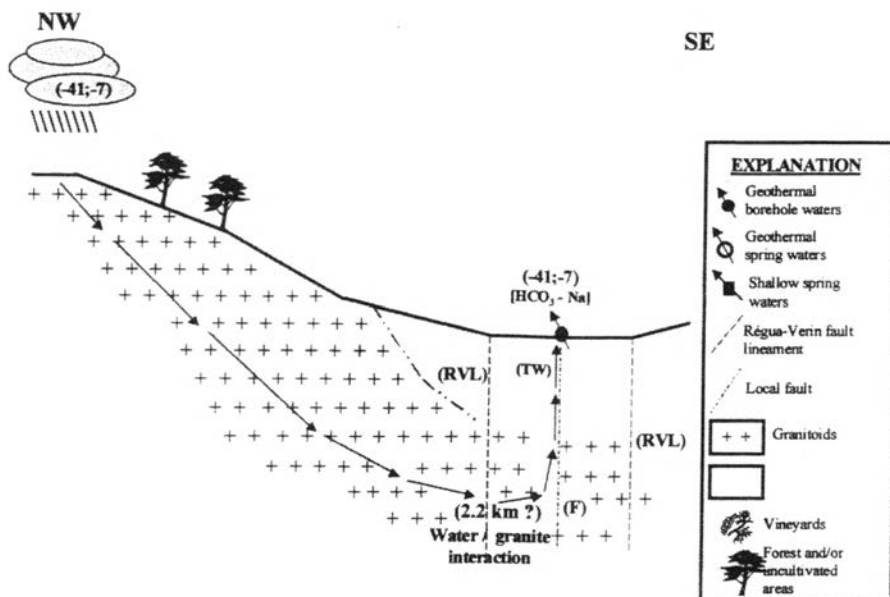


Fig. 5 – Schematic NW-SE cross-section of Caldas do Moledo geothermal water circulation from recharge to discharge. (-41; -7) stands for ($\delta^2\text{H}$; $\delta^{18}\text{O}$) values; $[\text{HCO}_3\text{-Na}]$ stands for water geochemical facies; (RVL) Régua-Verin lineament; (F) fault; (TW) geothermal borehole waters. Taken from MARQUES *et al.* (2003).

The problems arising from the utilisation of low-temperature geothermal waters are different from those of utilising high-temperature geothermal resources. Environmental problems such as subsidence, noise and visual impacts are negligible. On the other hand, the maintenance of the chemical quality of the water is more important than in high-temperature geothermal exploitations. Spas are very dependent on both temperature and water chemistry. Thus, special emphasis has been put on the update of our knowledge on the existence of mixing between geothermal and local shallow groundwaters, mainly based on chemical and isotopic signatures (MARQUES *et al.*, 2003). As shown by means of chemical and isotopic data, some of the geothermal spring waters of Caldas do Moledo area (e.g., Nova spring) should be faced as the result of mixing between shallow and geothermal groundwaters (fig. 6).

SSW

NNE

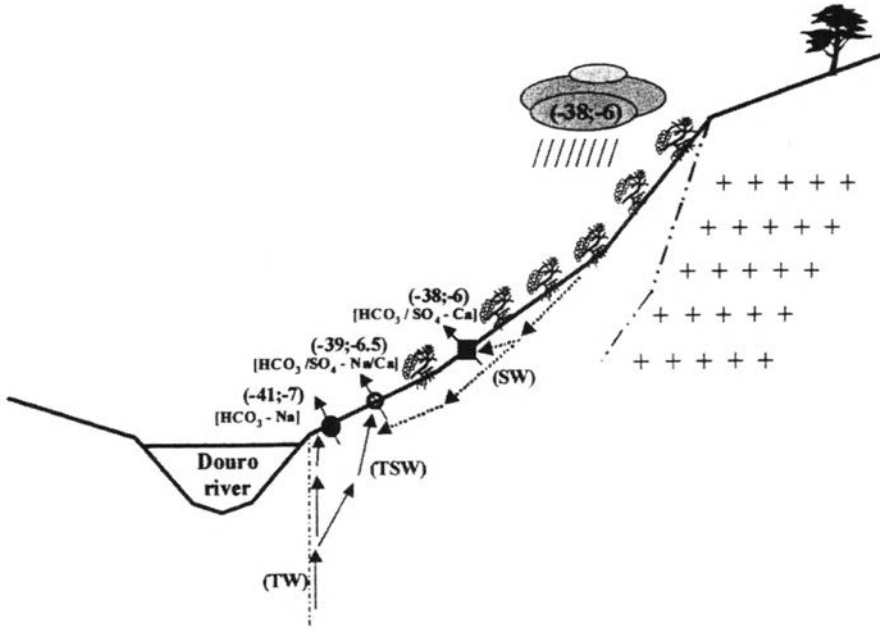


Fig. 6 – Schematic SSE-NNW cross-section showing mixing processes in the surroundings of Caldas do Moledo area. (-41;-7) stands for ($\delta^2\text{H}$; $\delta^{18}\text{O}$) values; $[\text{HCO}_3\text{-Na}]$ stands for water geochemical facies; (TW) geothermal borehole waters; (TSW) geothermal spring waters; (SW) shallow spring waters. Taken from MARQUES *et al.* (2003).

3.3. ORIGIN OF WATER RESPONSIBLE FOR HYDROTHERMAL ALTERATION

The fractionation of an isotope between two phases A and B can be defined by the fractionation factor α :

$$\alpha_{A-B} = (\text{ratio in A}) / (\text{ratio in B})$$

For example, in the reaction in which ^{18}O and ^{16}O are exchanged between plagioclase and water, the fractionation of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ is expressed as:

$$\alpha_{\text{plagioclase-water}} = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ in plagioclase}) / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ in water})$$

Experimental studies (HOEFS, 1997; ROLLINSON, 1997) have shown that $1000 \ln \alpha$ is often a linear function of $1/T^2$ for mineral-mineral and mineral-fluid pairs. This gives rise to the general relationship for the fractionation factor:

$$1000 \ln \alpha_{\text{mineral-water}} = A + B (10^6/T^2)$$

where A and B are constants determined experimentally and temperature (T) is in kelvin (Tables I and II).

Table I – Constants for the fractionation of oxygen isotopes between minerals and water according to the equation $1000 \ln \alpha_{\text{mineral-water}} = A + B (10^6/T^2)$.

Mineral	A	B	Reference
Quartz	-3.40	3.38	CLAYTON <i>et al.</i> (1972)
Feldspar	-3.53	2.68	TAYLOR (1978)
Muscovite	-3.89	2.38	O'NEIL & TAYLOR (1967)
Biotite	-4.35	1.35	TURPIN <i>et al.</i> (1990)
Chlorite	-5.30	0.70	TURPIN <i>et al.</i> (1990)

Table II – Constants for the fractionation of hydrogen isotopes between minerals and water according to the equation $1000 \ln \alpha_{\text{mineral-water}} = A + B (10^6/T^2)$.

Mineral	A	B	Reference
Muscovite (1)	19.1	-22.1	SUZOUKI & EPSTEIN (1976)
Muscovite (2)	19.36	-4.53	LAMBERT & EPSTEIN (1980)
Biotite	-2.8	-21.3	SUZOUKI & EPSTEIN (1976)
Chlorite	0.954 - 0.987	—	MARUMO <i>et al.</i> (1980)

Notes: (1) for temperatures > 230 °C; (2) for temperatures <230 °C.

According to ROLLINSON (1997), in the case of oxygen isotopic exchange between plagioclase and water,

$$\Delta_{\text{plagioclase-water}} = \delta_{\text{plagioclase}} - \delta_{\text{water}} \approx 1000 \ln \alpha_{\text{plagioclase-water}}$$

Using the isotopic ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) composition of a given mineral, and assuming equilibrium conditions, the isotopic composition of water in equilibrium with that mineral can be estimated. Water-rock equilibrium temperatures could be estimated by fluid inclusion studies or by the stability field of alteration minerals. Plotting the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ pairs related to waters in equilibrium with a given mineral in a $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ diagram the origin (meteoric, metamorphic, magmatic, etc.) of water responsible for hydrothermal alteration can be estimated.

The characterisation of mineropetrographic and isotopic changes in granitic cores, from an exploration borehole (AC2) located in the surroundings of Vilarelho da Raia CO_2 -rich mineral water springs, improved knowledge on water-rock interaction processes occurring at depth.

Mineropetrographic observations indicate a pervasive alteration stage which has affected the whole drilled massif. Transformation of biotite and plagioclase have given way to chlorite and sericite, respectively. Microcline rarely includes any secondary minerals. A vein alteration stage was also observed along major fracture zones where the granite is altered into a quartz and white mica (mainly muscovite 2M₁) mineral paragenesis (foto 1). Regarding pervasive alteration, waters in equilibrium with hydrous minerals muscovite and chlorite at 350°C (fig. 7) show $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values which indicate that waters responsible for pervasive alteration could be interpreted as to have a dominated metamorphic origin (Marques *et al.*, 2001a).



Foto 1 – A drill core from Vilarelho da Raia AC2 borehole. (A) pervasive and (B) vein alteration characteristics.

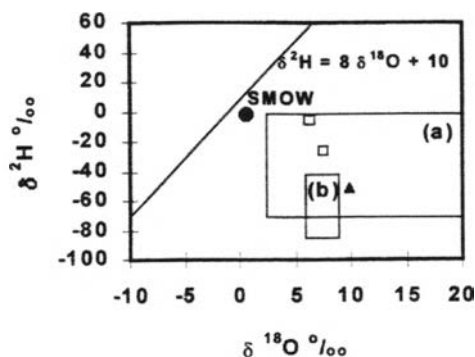


Fig. 7 – Pervasive alteration. $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ diagram for calculated waters in equilibrium with muscovite (▲) and chlorite (□) at 350°C. Water fields from SHEPPARD (1986): (a) metamorphic, (b) magmatic. Taken from MARQUES *et al.* (2001a).

As reported by MARQUES *et al.* (2001a), in the case of vein alteration, waters in equilibrium with muscovites (at 150°C) show $\delta^2\text{H}$ values similar to those $\delta^2\text{H}$ values of present-day meteoric waters of the region. Then, waters responsible for vein alteration have been interpreted as meteoric waters (MARQUES *et al.* 2001a).

3.4. WATER/ROCK RATIOS

For a closed system, from which none of the water is lost, the water/rock (W/R) ratio is defined as (TAYLOR, 1974; 1977):

$$W/R_{closed} = \frac{\delta^{18}O_{rock}^{final} - \delta^{18}O_{rock}^{initial}}{\delta^{18}O_{fluid}^{initial} - \delta^{18}O_{fluid}^{final}}$$

The equation for an open system, through which the water makes only a single pass, is given by (TAYLOR, 1977):

$$W/R_{open} = \ln (W/R_{closed} + 1)$$

According to TAYLOR (1977) and ROLLINSON (1993) the original $\delta^{18}O$ values of rocks that have been hydrothermally altered can be estimated by analysing the same formations outside the hydrothermally altered area. The initial $\delta^{18}O$ value of the water can be estimated from $^2H/^1H$ analyses of the alteration mineral assemblages and the meteoric water equation.

Water/rock (W/R) ratios have been estimated using data from drill cores from boreholes associated with Vilarelho da Raia CO_2 -rich mineral waters. The initial $\delta^{18}O$ values for the rock (+11.41 and +11.47 ‰) were obtained by analysing Vilarelho da Raia granite in two different sites outside the springs area. Final $\delta^{18}O$ values for the rock (+10.10 to +10.91‰) are the values measured, on core samples, in bands showing vein alteration characteristics. Assuming the meteoric origin of the water responsible for the vein alteration, the initial water composition was calculated from the $^2H/^1H$ ratio of the alteration assemblage (along veins) and the world meteoric water equation ($\delta^2H = 8\delta^{18}O + 10$). The values obtained (from -8.25 to -6.50 ‰) do not seem unrealistic, since they are similar to those of the present-day local meteoric waters. The final water composition was estimated by the O'NEIL & TAYLOR (1967) plagioclase-water isotope fractionation equation:

$$1000 \ln \alpha_{plag - water} = -3.52 + 2.68 (10^6 / T^2)$$

assuming that $\delta^{18}O_{plag} \approx \delta^{18}O_{whole-rock}$ (final composition), because plagioclase is an abundant mineral in the rocks and exhibits the greatest rate of ^{18}O exchange with an external fluid phase. Water-rock interaction temperatures ($150^\circ C < T < 250^\circ C$) were estimated by the stability fields of the alteration minerals along veins. The W/R ratios obtained for the open system range between 0.038 and 0.24. These values suggest the presence of a local rock-dominated environment.

3.5. SR ISOTOPIC SIGNATURES. FIELDS OF APPLICATION

Strontium isotopes can be used as an important tool in hydrogeothermics (STETTLER, 1977). The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios are very good hydrogeochemical tracers because the high atomic weight of strontium avoids isotopic fractionation by any natural process. So, the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in waters depend on the Rb/Sr ratios and

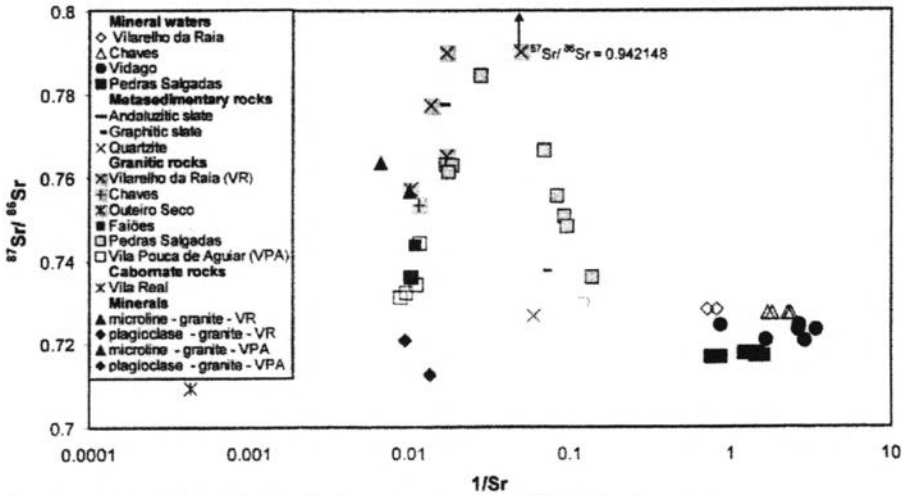


Fig. 8 – Plot of $1/Sr$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ for the rocks, minerals and CO_2 -rich mineral waters.

the age of the percolated rocks (FAURE, 1986). As stated by STETTLER & ALLÈGRE (1978), if preferential leaching of a specific rock constituent takes place, then the Sr isotopic composition of the water will be constrained by the composition of the most alterable minerals. This geochemical behavior of Sr allows $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in waters, associated with a given hydrogeological system, to provide useful information about the sources of Sr and the existence of mixing processes in waters (GOFF *et al.* 1991).

A comparison of $^{87}Sr/^{86}Sr$ values among the CO_2 -rich thermomineral waters and the rocks/minerals from Vilairelho da Raia – Pedras Salgadas area is shown in figure 8. The Sr isotopic signatures indicate that no equilibrium has been reached between the mineral waters and the whole rocks (MARQUES *et al.* 2001b). On the other hand, the similarity of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ values between the mineral waters and the plagioclases from the granitic rocks corroborates the idea that the plagioclase dissolution is the main water-rock interaction process.

4. APPLICATION TO HDR PROJECTS

The concept of Hot Dry Rock (HDR) systems is rather simple. An injection and a production well have to be drilled in a body of hot rocks and linked together in order to establish an artificial reservoir which as suitable hydraulic and thermal characteristics that will allow the economic extraction of the heat. So, all HDR projects involve the study of the technical and economic feasibility of an artificial

geothermal heat exchanger. In such projects, geological, structural, geophysical, mineralogical, geohydrological and geochemical investigations should be carried out. In these type of Projects, geochemical investigations are mainly related with i) the description of the petrography of the granite (variations of grain size and mineralogical content), ii) the identification of pervasive and vein alteration zones; and iii) the characterisation of secondary (alteration) mineralogy (GENTER, 1990).

Besides these studies, HDR boreholes also provide an excellent opportunity for other types of investigations (isotopic studies), in order to characterise the isotopic features of secondary minerals present in the productive and non-productive zones. The main objective of these studies is to predict the water-rock interaction processes that could occur during the project operation (hydraulic stimulation).

5. CONCLUDING REMARKS

The investigation of geothermal systems takes place in progressive stages, which frequently overlap. These studies embraces many activities, including investigation and exploration, and must be carried out within the framework of a conceptual model of the system, which is improved as more and more information is collected. The key to sustainable management of geothermal water resources is having the knowledge required to make the right decisions. Geochemistry, including isotope geochemistry, is a nuclear tool to trace water circulation within a given geothermal system. Both stable and radioactive isotopes can be used to investigate water sources, how they have been recharged, the water-rock interaction processes occurring at depth, if they are at risk of pollution, and whether geothermal waters can be used in a sustainable way.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work has been supported by the Centro de Petrologia e Geoquímica of Instituto Superior Técnico (CEPGIST).

REFERENCES

- AIRES-BARROS, L., MARQUES, J.M. & GRAÇA, R. C. (1995) – Elemental and isotopic geochemistry in the hydrothermal area of Chaves / Vila Pouca de Aguiar (Northern Portugal). *Environmental Geology*, 25 (4), 232-238.
- AIRES-BARROS, L., MARQUES, J. M., GRAÇA, R. C., MATIAS, M. J., WEIJDEN, C. H. VAN DER, KREULEN, R. & EGGENKAMP, H. G. M. (1998) – Hot and cold CO₂-rich mineral waters in Chaves geothermal area (northern Portugal). *Geothermics*, 27 (1), 89-107.

- ARNÓRSSON, S. (1975) – Application of the silica geothermometer in low-temperature hydrothermal areas in Iceland. *Am. J. Sci.*, 275, 763-784.
- CLAYTON, R. N., O'NEILL, J. R. & MAYEDA, T. K. (1972) – Oxygen isotope exchange between quartz and water. *J. Geophys. Res.*, 77, 3057-3067.
- CRAIG, H. (1961) – Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters, *Science*, 133, 1833-1834.
- CRAIG, H. (1963) – The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. *Nuclear Geology in Geothermal Areas* (Tongiorgi, E., Ed.), Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 17 pp.
- ELLIS, A. J. & MAHON, W. A. J. (1977) – *Chemistry and geothermal systems. Energy Science and Engineering: resources, technology, management.* An International Series. Academic Press.
- FAURE, G. (1986) – *Principles of Isotope Geology.* 2nd Ed. John Wiley & Sons.
- FOUILLAC, C. & MICHARD, G. (1981) – Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, 10, 55-70.
- FOURNIER, R.O. (1977) – Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5, 41-50.
- FOURNIER, R.O. & POTTER II, R.W. (1979) – Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1543-1550.
- FOURNIER, R.O. & TRUESDELL, A.H. (1973) – An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1255-1275.
- GENTER, A. (1990) – Géothermie roches chaudes sèches: le granite de Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin, France). Fracturation naturelle, altérations hydrothermales et interaction eau-roche. *Document du BRGM*, 88, 193 pp.
- GIGGENBACH, W. F. (1986) – Graphical techniques for the evaluation of water/rock equilibration conditions by use of Na, K, Mg and Ca contents of discharge waters. *Proc. 8th New Zealand Geothermal workshop*, 37-44.
- GIGGENBACH, W. F. (1988) – Geothermal solute equilibria - Derivation of Na-K-Ca-Mg geoindicators. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 2749-2765.
- GOFF, F., WOLLENBERG, H. A., BROOKINS, D. C. & KRISTLER, R. W. (1991) – A Sr-isotopic comparison between thermal waters, rocks, and hydrothermal calcites, Long Valley caldera, California. *Jour. Volca. Geoth. Res.*, 48, 265-281.
- HOEFS, J. (1997) – *Stable Isotope Geochemistry.* Completely Revised, Updated and Enlarged Edition. Springer-Verlag.
- IAEA (1981) – *Stable Isotope Hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle.* IAEA, Vienna, *Technical Reports Series*, 210.
- LAMBERT, S. J. & EPSTEIN, S. (1980) – Stable isotope investigations of an active geothermal system in Valles Caldera, Jemez Mountains, New Mexico. *Jour. Volc. Geoth. Res.*, 8, 111-129.
- MARQUES, J. M., AIRES-BARROS, L. & GRAÇA, R. C. (1999) – Geochemical and isotopic features of hot and cold CO₂-rich mineral waters of northern Portugal: a review and reinterpretation. *Bulletin d'Hydrogéologie*, 17, 175-183.
- MARQUES, J.M., AIRES-BARROS, L., GRAÇA, R.C., MATIAS, M. J. & BASTO, M. J. (2001a) – Mineral/fluid reactions associated with a low-temperature geothermal system (N-Portugal). *Water-Rock Interaction 2001*, Cidu (ed.), Swets & Zeitlinger, Lisse, ISBN 90 2651 824 2, 1553 – 1556.
- MARQUES, J. M., ANDRADE, M., AIRES-BARROS, L., GRAÇA, R. C., EGGENKAMP, H.G.M. & ANTUNES DA SILVA, M. (2001b) – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and ³⁷Cl/³⁵Cl signatures of CO₂-rich mineral waters (N-Portugal): preliminary results. *New approaches characterizing groundwater flow.* Seiler & Wohnlich (eds). A.A. Balkema, 1025-1029.

- MARQUES, J. M., ESPINHA MARQUES, J., CARREIRA, P. M., GRAÇA, R. C., AIRES-BARROS, L., CARVALHO, J. M., CHAMINÉ, H. I., BORGES, F. S. (2003) – Geothermal fluids circulation at Caldas do Moledo area, Northern Portugal: geochemical and isotopic signatures. *Geofluids*, 3, in press.
- MARQUES, J. M., MONTEIRO SANTOS, F. A., GRAÇA, R. C., CASTRO, R., AIRES-BARROS, L., MENDES VICTOR, L. A. (2001c) – A geochemical and geophysical approach to derive a conceptual circulation model of CO₂-rich mineral waters: a case study of Vilarelho da Raia, northern Portugal. *Hydrogeology Journal*, 9, 584-596.
- MARUMO, K., NAGASAWA, K. & KURODA, Y. (1980) – Mineralogy and hydrogen isotope chemistry of clay minerals in the Ohnuma geothermal area, NE Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, 255-262.
- MICHARD, G. & BEAUCAIRE, C. (1993) – Les eaux thermales des granites de Galice (Espagne): des eaux carbogazeuses aux eaux alcalines (Thermal waters from granites of Galicia (Spain): from CO₂-rich to high -pH waters. *Chem. Geol.*, 110, 345-360.
- O'NEIL, J. R. & TAYLOR, P. JR. (1967) – The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. *Am. Mineral.*, 52, 1415-1437.
- ROLLINSON, H. (1993) – *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- SHEPPARD, S. M. F. (1986) – Characterisation and isotopic variations in natural waters. In: J. W. Valley, H. P. Taylor and O'Neill (eds.). *Stable isotopes in high temperature geological processes. Rev. Mineralogy, Miner. Soc. Am.*, 16, 165-183.
- STETTLER, A. (1977) – ⁸⁷Rb-⁸⁷Sr systematics of a geothermal water-rock association in the Massif Central, France. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34, 432-438.
- STETTLER, A. & ALLÈGRE, C. J. (1978) – ⁸⁷Rb-⁸⁷Sr studies of waters in a geothermal area, the Cantal, France. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 364-372.
- SUZOUKI, T. & EPSTEIN, S. (1976) – Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 1229-1240.
- TAYLOR, H. P. (1974) – The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.*, 69, 843-883.
- TAYLOR, H. P. (1977) – Water/rock interactions and the origin of H₂O in granitic batholiths. *J. Geol. Soc. London*, 133, 509-558.
- TAYLOR, H. P. (1978) – Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 177-210.
- TRUESDELL, A.H. (1975) – Geochemical techniques in exploration. *Proc. 2nd U.N. Symp. Dev. Use Geothermal Resour. San Francisco*, 1, 53-79.
- TURPIN, L., LEROY, J. L. AND SHEPPARD, S. M. F. (1990) – Isotopic systematics (O, H, C, Sr, Nd) of superimposed barren and U-bearing hydrothermal systems in a Hercynian granite, Massif Central, France. *Chem. Geol.*, 88, 85-98.

CARACTERIZAÇÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÂNEOS DO MACIÇO CRISTALINO DO NORTE DE PORTUGAL: IMPLICAÇÕES PARA O DESENVOLVIMENTO REGIONAL

J. M. CARVALHO¹, H. I. CHAMINÉ² e N. PLASENCIA³

PALAVRAS-CHAVE: planos de bacia hidrográfica, recursos hídricos subterrâneos, maciço antigo, norte de Portugal.

KEY WORDS: basin master plan, groundwater resources, hesperian massif, Northern Portugal.

RESUMO

É apresentada uma síntese das condições geológicas, geomorfológicas e hidrogeológicas regionais das bacias hidrográficas do Norte de Portugal (Minho, Lima, Cávado, Ave, Leça e Douro). São abordados aspectos sobre a produtividade e a vulnerabilidade das águas subterrâneas, recarga e recomendações concretas sobre a gestão racional dos aquíferos. Foram tidos em conta os resultados dos Planos de Bacia Hidrográfica contíguos às bacias estudadas, e considerados os dados do Plano Hidrológico de Espanha. Numa primeira fase, foi elaborada uma síntese cartográfica das condições geológicas, morfoestruturais e tectónicas do substrato cristalino e cristalofílico, preparando as bases para a incorporação dos escassos dados de índole hidrogeológica disponíveis. O passo seguinte foi a elaboração da denominada "Carta

245

¹ Departamento de Geociências da Universidade de Évora. Apartado 94, 7002-554 Évora Codex, Portugal, e Centro de Geologia da Universidade do Porto. (martinscarvalho@mail.telepac.pt).

² Departamento de Engenharia Geotécnica, Instituto Superior de Engenharia do Porto (ISEP). Rua Dr. António Bernardino de Almeida, 431, P-4200-072 Porto, Portugal, e Centro de Minerais Industriais e Argilas da Universidade de Aveiro. (hchamine@geo.ua.pt).

³ Hidrorumo-Projecto e Gestão, SA (Grupo EDP). Rua do Bolhão, 4000 Porto, Portugal. (nadir.plasencia@em.edpproducao.edp.pt).

Hidrogeológica de Bacia Hidrográfica” que, reflectindo as condições litológicas e tectónicas ocorrentes, estabelece a hierarquização do respectivo comportamento hidrogeológico, com vista à definição das grandes unidades hidrogeológicas regionais. Foi dado relevo a aspectos que interessam directamente ao utilizador como o tipo de captação mais adequado, as produtividades por captação isolada, o risco geológico de insucesso e o custo da água para abastecimento público incluindo as incidências das imposições legais nacionais e comunitárias.

ABSTRACT: Groundwater resources in the crystalline massifs of Northern Portugal: its role on regional development

The hydrographic basins of Minho, Lima, Cávado, Ave, Leça and Douro rivers, located in the northern Portugal, are supported by an igneous and metamorphic substratum. A synthesis of the geological, morphostructural and hydrogeological features of the area is presented, aiming to define the main hydrogeological units at a regional level. Aspects as productivity, vulnerability to pollution, and recharge are discussed in relation to the characteristics of neighbourhood basins in Portugal and Spain. The elaboration of the hydrogeological map took particularly into account the specific needs of water users. Indeed, it includes practical information regarding: type of flow, vulnerability, recommended exploitation systems, geological risk of failure (dry wells), expected exploitation yield and water cost for public supply. The estimated cost includes exploration and exploitation, pumping, servicing and monitoring according to the relevant Portuguese and European regulations.

1. INTRODUÇÃO

Neste trabalho é apresentada uma síntese das condições geológicas, morfoestruturais e hidrogeológicas regionais ocorrentes nas bacias hidrográficas do Norte de Portugal. Esta síntese corresponde ao desenvolvimento de estudos efectuados a propósito da elaboração dos Planos de Bacia Hidrográfica dos rios Lima, Cávado, Ave, Leça e Douro (*cf.* HIDRORUMO, 2000; INAG, s/d; CARVALHO *et al.*, 2000, e referências incluídas). Assim, são abordados aspectos sobre a produtividade das unidades hidrogeológicas regionais e das captações, vulnerabilidade à contaminação, e, por fim, recomendações concretas que incidem sobre a gestão racional das águas subterrâneas. Foram tidos em conta, entre outros, os resultados recentes dos Planos de Bacia Hidrográfica do Minho, do Vouga, do Mondego e do Tejo, contíguas às bacias estudadas (INAG, s/d). Foram ainda considerados os dados hidrogeológicos e hídricos dos planos de bacia internacionais compilados no ‘Libro Blanco del Agua en España’ (MMA, 1998).

A estratégia da abordagem adoptada consistiu na elaboração de uma síntese cartográfica das condições geológicas, morfoestruturais e tectónicas do substrato cristalino e cristalofílico das bacias hidrográficas do Norte de Portugal procurando simplificar, de forma coerente, as informações bibliográficas, preparando simultaneamente, as bases para a incorporação dos dados de índole hidrogeológica disponíveis. Nesta perspectiva foi elaborada a denominada “Carta Hidrogeológica de Bacia Hidrográfica” que constitui uma proposta de sistematização da informação na óptica do utilizador, i.e., deu-se prioridade à representação de vários parâmetros, tais como, as unidades hidrogeológicas regionais, a tipologia de captação mais adequada, o caudal de exploração sustentado por captação unitária e o risco geológico de insucesso associado à pesquisa. Foi tentada, também, uma avaliação preliminar do custo da água para abastecimento público, factor sistematicamente ignorado, em Portugal, ao nível do Planeamento Regional e Ordenamento do Território.

2. CONSTRANGIMENTOS GEOTECTÓNICOS E GEOMORFOLÓGICOS

2.1. GENERALIDADES

As Bacias Hidrográficas do Norte de Portugal integram-se no Maciço Hespérico [ME] que é constituído, essencialmente, por um substrato rochoso de idade paleozóica e precâmbrica (e.g., RIBEIRO *et al.*, 1979; GAMA PEREIRA, 1998; NORONHA & LETERRIER, 2000). Do ponto de vista geotectónico regional a área em estudo insere-se na Zona Centro-Ibérica [ZCI] e na Zona Galiza-Trás-os-Montes [ZGTM] (RIBEIRO *et al.*, 1979; FARIAS *et al.*, 1987). Apenas a estreita faixa de rochas metamórficas entre o Porto (Foz do Douro) e Espinho-Albergaria-a-Velha se encontra integrada na Zona de Ossa-Morena [ZOM] (CHAMINÉ, 2000). A região, na sua maior parte, inclui-se no Terreno Tectonoestratigráfico Autóctone Ibérico e, uma série de afloramentos em Trás-os-Montes, no Terreno Ofiolítico do NW e no Terreno Polimetamórfico do NW (RIBEIRO *et al.*, 1990c).

A evolução geotectónica do substrato (ante-)Varisco do ME é imposta pela orogenia Alpina correspondendo à reactivação das falhas tardi-variscas e por consequência está na origem dos actuais traços morfoestruturais. Assim, salientam-se na região duas importantes megaestruturas, com orientação geral NNE-SSW, a saber: a falha de Penacova-Réguia-Verín e a falha de Bragança-Vilariça-Manteigas. Estes acidentes têm rejogado até ao presente, registando actividade sísmica (e.g., FREIRE DE ANDRADE, 1937; SOARES DE CARVALHO, 1992; CABRAL, 1995; BAPTISTA, 1998; BAPTISTA *et al.*, 1998), e, constituem e controlam as linhas fundamentais da morfologia do Norte de Portugal segmentando-o em três sectores maiores, o ocidental, o central e o oriental (BRUM FERREIRA, 1978). As megaestruturas, com

direcção geral NW-SE, tal como o Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão e a faixa de cisalhamento de Vigo-Vila Nova de Cerveira-Régua, são também lineamentos tectónicos de importância capital na mega-compartimentação da morfoestrutura do Norte de Portugal. A presença de alguns depósitos plio-quadernários, discordantes sobre o substrato, representa, ou o testemunho do arrasamento do relevo e modelação da superfície do ME, ou o resultado do entalhe da rede hidrográfica actual (e.g., ARAÚJO, 1991; MARTIN-SERRANO, 1994).

2.2. UNIDADES GEOLÓGICAS

Na figura 1 apresenta-se os principais traços tectonoestratigráficos do Norte de Portugal, e uma sistematização das distintas unidades geológicas baseada em critérios litológicos e tectónicos. A sistematização apresentada pretende constituir a ossatura de unidades hidrogeológicas regionais homólogas baseadas, predominantemente, em critérios litológicos e estruturais.

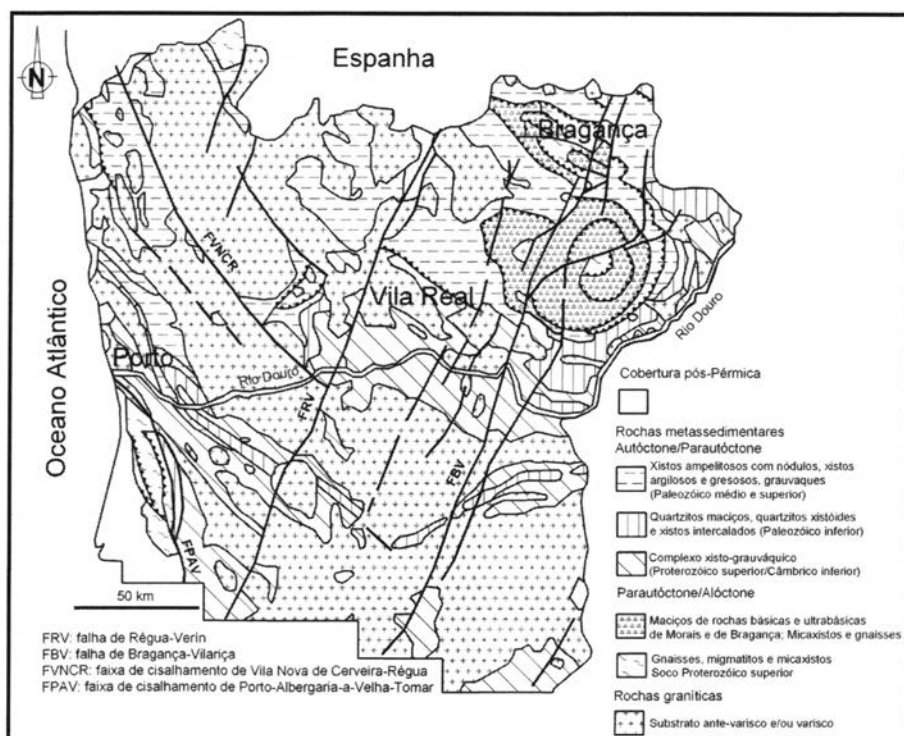


Fig. 1 – Enquadramento geológico regional do Norte de Portugal (muito simplificado de OLIVEIRA *et al.*, 1992).

Dada a índole deste trabalho consideraram-se as seguintes unidades (pormenores em RIBEIRO *et al.*, 1979; 1990a,b; FERREIRA *et al.*, 1987; OLIVEIRA *et al.*, 1992, PEREIRA *et al.*, 1989, 2000): i) *depósitos cobertura* (dunas, aluviões, terraços flúvio-marinhos e/ou conglomeráticos, cascalheiras de vertente e arcoses); ii) *rochas metassedimentares* (xistos, grauvaques, quartzo-filitos, e quartzitos); iii) *rochas básicas e ultrabásicas* (xistos anfibólicos, anfibolitos, complexo ofiolítico [*s.l.*] – rochas máficas, gabros e anfibolitos); iv) *rochas graníticas*, destacam-se os granitos de duas micas (de grão médio a grosseiro, por vezes porfiróide), os granitos biotíticos porfiróides (de grão variável, desde fino a grosseiro, sendo este último dominante; normalmente associados a faixas de deformação dúctil-frágil), e os granitos gnáissicos e migmatitos (ocorrem, essencialmente, na faixa de cisalhamento de Porto–Espinho–Albergaria-a-Velha, na região de Melgaço e na região de Miranda do Douro).

3. SÍNTESE HIDROGEOLÓGICA

3.1. GENERALIDADES

O espaço temporal da realização dos Planos de Bacia Hidrográfica do Norte de Portugal e o facto de não estarem previstos trabalhos de campo colocou a equipa que os autores integraram perante uma situação difícil, ou seja, o de terem de executar uma carta hidrogeológica regional de síntese, praticamente, sem inventário representativo de pontos de água, situação que ainda agora se mantém! Assim, o trabalho apresentado resultou somente de pesquisa e de síntese bibliográfica, e pode ser entendido como uma tentativa de elaboração de cartas hidrogeológicas temáticas preparadas na óptica do utilizador. O utilizador é aqui entendido aos níveis do ordenamento do território e também da utilização local, i.e., neste caso, as naturezas da escala e do nível de informação obrigam a que haja recurso a apoio técnico hidrogeológico credenciado de pormenor.

De uma forma geral a depressão tectónica de Régua–Verín (CHOFFAT, 1917; FREIRE DE ANDRADE, 1937; BAPTISTA, 1998) estabelece a grande compartimentação hidrogeológica da bacia hidrográfica (figura 1). A Oeste desta megaestrutura geológica, que corresponde sensivelmente à isoietas 1000mm, as precipitações são relativamente elevadas, atingindo 3000mm no maciço da Peneda–Gerês o que se reflecte na quantidade de água disponível para a recarga dos sistemas. A Este da estrutura de Régua–Verín acentuam-se as características de aridez, mais nitidamente, ainda a partir do Vale da Vilariça, a Este das Serras de Nogueira e de Bornes, chegando a registar-se precipitações anuais médias inferiores a 500mm em Barca de Alva e Figueira de Castelo Rodrigo. A densidade relativa de ocorrência de rochas metassedimentares, por oposição aos granitóides, cresce de Oeste para Este o que, como se verá, tem incidências na disponibilidade dos recursos hídricos (figura 1).

A temperatura anual média do ar varia entre cerca de 12,5°C no litoral até 15° a 17,5°C na Terra Quente e Douro Superior, com valores mínimos da ordem de 10°C nas Terras Altas (DAVEAU, 1985).

A grande questão da utilizabilidade da água subterrânea no Norte de Portugal está ligada a domínios do conhecimento hidrogeológico (e outros) que continuam mal resolvidos, nomeadamente (CARVALHO, 2000): (i) a disponibilidade de caudais sustentados no espaço e no tempo; (ii) a insuficiência de medidas concretas de defesa da qualidade química e bacteriológica dos recursos; (iii) a incapacidade demonstrada pela sociedade para aplicar a legislação existente no que concerne ao licenciamento de captações e à definição de Perímetros de Protecção a captações para abastecimento público; e, (iv) a visão tecnocrática de sucessivas gerações de gestores que tendencialmente esquecem o papel das águas subterrâneas nos pequenos abastecimentos urbanos.

Tenha-se em conta e releve-se o facto de não serem apresentados aqui elementos de natureza hidroquímica. AFONSO (1997), ALENCOÃO (1998), MARQUES (1999), M. R. PEREIRA (1999), CALADO (2001), e LIMA (2001), dentre outros, mostraram que as águas captadas são generalizadamente hipossalinas e que, geralmente, as águas de rochas metassedimentares são ligeiramente mais mineralizadas que as de rochas granitóides. Porém, todas são, em situações de não contaminação, adequadas para consumo humano à luz do Dec.-Lei n.º 236/98 e para agricultura (HIDROPROJECTO *et al.*, 1987, 1988, 1989). Portanto, raramente o quimismo é constrangimento à utilização da água subterrânea nesta área do País.

3.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS: LITOLOGIA VS. APTIDÃO AQUIFERA

Não foi possível, no âmbito das investigações realizadas, definir novos aquíferos para além dos que constam em INAG (1997) nem tampouco associar às grandes estruturas tectónicas comportamentos hidrogeológicos específicos à escala regional. O papel dessas estruturas nas condições hidrogeológicas locais revela-se, essencialmente, à escala métrica ou decamétrica.

Nalgumas situações bem definidas, que correspondem a cerca de 5% da área estudada (Bacia de Chaves, Bacia de Sendim, aluviões dos grandes rios), ocorrem aquíferos ou sistemas aquíferos bem definidos, maioritariamente porosos, nalguns casos costeiros, e em muitas situações em ligação hidráulica com as linhas de água superficiais. A situação mais comum, nas rochas cristalinas e cristalofílicas com porosidade, predominantemente, fissural do Maciço Antigo, como é o caso aqui, corresponde à ocorrência de sistemas hidrogeológicos descontínuos de dimensões espaciais decamétricas, porventura hectométricas. Estamos, portanto longe das condições em que é legítima a utilização vinculativa da classificação de aquífero, pois não há continuidade espacial do reservatório, e portanto do fluxo.

Neste trabalho foram consideradas as unidades hidrogeológicas regionais seguintes, herdeiras directas das grandes unidades geológicas (figura 2): (i) depósitos de cobertura (*s.l.*); (ii) rochas metassedimentares, (iii) rochas graníticas, e, (iv) rochas básicas e filonianas.

A cada unidade hidrogeológica foi atribuída uma hierarquização em termos de tipologia hidrogeológica e produtividade a nível local e regional, conforme seguidamente se descreve (quadros 1 e 2): (i) Classificação geográfica: aquíferos costeiros ou continentais; (ii) Ligação hidráulica à rede hidrográfica; (iii) Permeabilidade tipo fissural ou intersticial; (iv) Horizontes de alteração (só para as rochas metassedimentares, graníticas e afins): espessura e tipo; (v) Tipo de captação mais produtiva: arranjos de nascente, poços, minas e furos; (vi) Caudal de exploração por captação isolada: muito baixo ($Q < 1l/s$), baixo (Q de 1 a $2l/s$) e elevado ($Q > 2l/s$); (vii) Risco geológico de insucesso avaliado em termos de Índice Metros Caudal (IMC): muito elevado ($IMC > 120m/l/s$), elevado ($80 < IMC < 120m/l/s$) e baixo ($IMC < 80m/l/s$); (viii) Fracturação e/ou grau de alteração profunda e a presença de rochas filonianas que podem induzir comportamento drenante ou de barreira hidrogeológica.

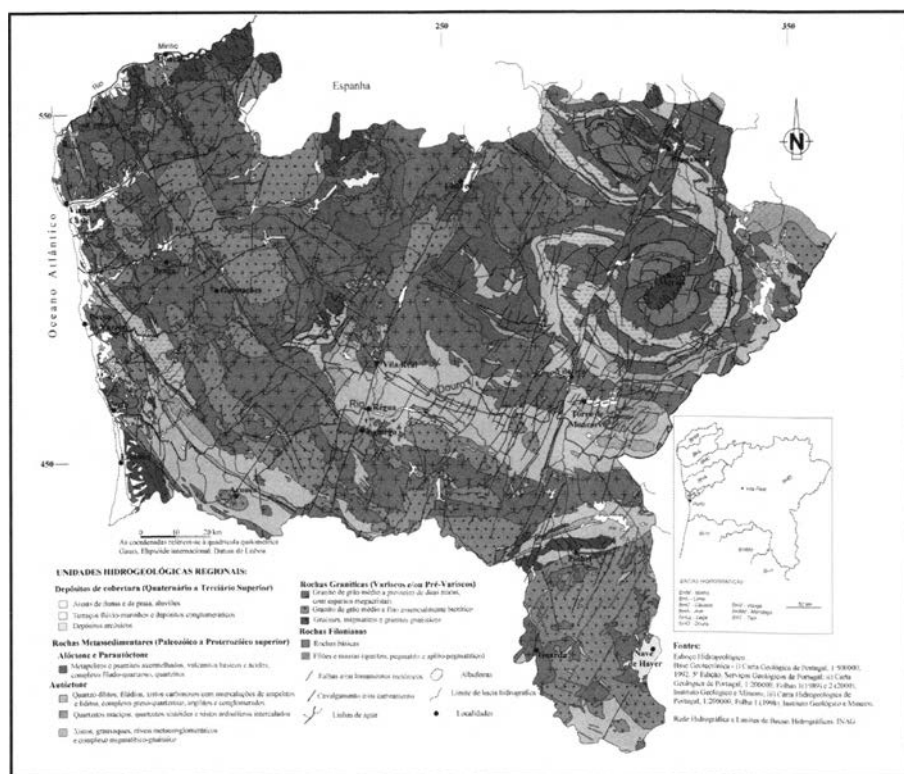


Fig. 2 – Esboço hidrogeológico regional do Norte de Portugal

Quadro I – Tipologia dos aquíferos do Norte de Portugal (cf. figura 2).

Unidades Litológicas	TIPOLOGIA DOS AQUIFEROS												
	Localização aquífero		Ligação à rede hidrográfica			Tipo de escoamento		Horizonte de alteração					
	costeiro	continental	tem	não tem	pode ter	meio poroso	meio fissurado	espessura baixa	espessura alta	argiloso	arenoso		
Aluviões e/ou eluviões; áreas de dunas; depósitos sedimentares detriticos geralmente pouco consolidados	x ¹⁾	x	x				x			n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Terraços flúvio-marinhos e conglomeráticos; Depósitos sedimentares detriticos pouco consolidados	x ¹⁾	x	x				x			n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Depósitos arenosos; Depósitos sedimentares detriticos geralmente consolidados		x			x	x	x			n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Metapelitos e psamitos avermelhados, vulcanitos básicos e ácidos, complexo filado-quartzoso, quartzitos		x			x		x		x	x			
Quartzos-filitos, filados, xistos carbonosos com intercalações de argilitos e fíldos, complexo grosso-quartzítico, argilitos e conglomerados		x			x		x	x	x				x
Quartzitos máficos, quartzitos xistosos e xistos ardósiferos mineralizados		x		x	x		x	x					x
Xistos, granitoques, níveis metaconglomeráticos e complexo migmatítico-gnásico		x			x		x		x	x			
Grânito de grão médio a grosseiro de duas micas, com espessos megacrítas		x			x		x		x				x
Grânito de grão médio a fino essencialmente biotítico		x			x		x		x				x
Gnásios, migmatitos e granitos gnásicos		x			x		x	x					x
Rochas básicas (peridotitos, rochas máficas, gabros e máfibolitos complexos ofiolíticos ± l.)		x			x		x	x			x		
Fíldos e massas (quartzos, pegmatitos e apólito-pegmatítico)		x			x		x	x					x

1) Apenas na orla costeira Porto-Ovar

Esta abordagem semi-quantitativa é justificada pela indisponibilidade de dados hidrodinâmicos que permitam tipificar o comportamento, isolado ou conjunto, dos vários domínios litológicos considerados na horizontal e na vertical.

O Índice Metros Caudal (IMC), expresso em m/l/s, para uma dada área corresponde ao somatório dos metros perfurados, em furos produtivos e não produtivos, a dividir pelo caudal total obtido em captações fornecendo pelo menos 0,5 l/s (HIDROPROJECTO *et al.*, 1989; CARVALHO, 1993). Considerou-se que o caudal de 0,5 l/s é o mínimo que justifica aproveitamento. De facto, com este caudal é possível abastecer cerca de 200 habitantes e regar 1 hectare (considerando captações de cerca de 200l/habitante/dia e tecnologias de rega conservacionistas). Na aplicação deste método de avaliação há que ter em conta que se deve considerar o caudal de exploração e nunca o caudal de perfuração (i.e., o caudal obtido durante a perfuração com martelo de fundo de furo, actualmente método de utilização universal nas rochas compactas e fissuradas). O IMC serve, também, para calcular o custo da água incorporando, como é necessário, o custo da pesquisa, isto é dos furos não aproveitados.

A consideração do caudal de perfuração como representativo do caudal de exploração tem levado a inúmeros e trágicos erros por sobreavaliação dos caudais disponíveis (CARVALHO, 2000, 2002). A adopção de um factor de correcção de pelo menos 2 para 1 é imperativa, mas são conhecidos casos de diminuição de 10 para

Quadro II – Produtividade e custo da água para o abastecimento público no Norte de Portugal (cf. figura 2 e quadro I).

Unidades Litológicas	PRODUTIVIDADES E CUSTO DA ÁGUA PARA ABASTECIMENTO PÚBLICO										
	Captações mais produtivas		Risco geológico de insucesso (IMC*, m 4/s)			Caudal de exploração por captação (l/s)**			Custo da água tratada (€/m ³)		
	poços, minas, nascentes	furos	muito elevado IMC>120	elevado 80<IMC<120	baixo IMC<80	muito baixo Q< 1l/s	baixo 1<Q<2	elevado Q>2	elevado a muito elevado m ³ >0,24	médio 0,21<m ³ <0,24	baixo a muito baixo m ³ <0,21
Ahrviões e/ou ahrviões; areias de dunas; depósitos sedimentares detriticos geralmente pouco consolidados	x ²⁾				x		x	x ²⁾			x
Terraços fluvio-marinhos e conglomeráticos. Depósitos sedimentares detriticos pouco consolidados	x				x		x				x
Depósitos arcóicos: Depósitos sedimentares detriticos geralmente consolidados		x			x		x				x
Metapelitos e pomitos avermelhados, vulcanitos básicos e ácidos, complexo filado-quartzoso, quartzitos		x		x			x			x	
Quartzos-filtos, filódos, xistos carbonosos com intercalações de ampolitos e lídolos, complexo greso-quartzilico, argilitos e conglomerados		x		x	x		x			x	x
Quartzitos maciços, quartzitos xistóides e xistos ardósferos intercalados		x		x	x		x			x	x
Xistos, grauvaques, níveis metaconglomeráticos e complexo migmatítico-granítico		x	x	x	x	x	x		x	x	x
Granito de grão médio a grosseiro de duas micas, com espessos megacrístais		x	x	x			x		x	x	
Granito de grão médio a fino essencialmente biotítico		x	x	x			x		x	x	
Gnaisses, migmatitos e granitos graníticos		x	x				x		x		
Rochas básicas (peridotitos, rochas maficas, gabros e mafibólitos: complexo ofiolítico «I»)		x	x	x			x		x	x	
Filões e massas (quartz, pegmatito e apólito-pegmatítico)		x			x		x				x

2) à excepção da Veiga de Chaves onde as captações mais produtivas são furos; 3) apenas na Veiga de Chaves.

* IMC [Índice Metros Caudal] numa dada área, comprimento total de metros realizados com um ou vários furos necessário para captar 1l/s; ** caudal mediano de exploração

1 ou, 15 para 1, em bacias hidrogeológicas muito pequenas e/ou em que se verificam declives (e gradientes hidráulicos) muito fortes com elevada variação sazonal dos escoamentos subterrâneos.

O IMC tem equação de dimensões ($L^2 T^{-1}$), inversa da transmissividade. Assim, baixos IMC significam risco de insucesso menor, transmissividades elevadas e caudais de exploração mais altos, dentro das gamas esperadas. Alguns valores indicativos de IMC na bacia hidrográfica do Douro (HIDROPROJECTO *et al.* 1989; CARVALHO, 1993): (i) quartzitos, 40 a 80 m/l/s, (ii) xistos e grauvaques, 40 a 120 m/l/s, (iii) granitos, >120 m/l/s.

As estruturas geológicas, tais como filões, filonetes de quartzito e caixas de falha (e.g., HIDROPROJECTO *et al.*, 1997, 1988, 1989; M. R. PEREIRA, 1992, 1999)

com função drenante assumem-se como factores de favorabilidade para a diminuição do IMC. Outros factores com incidência no IMC são a topografia, a espessura da camada de alteração e sua natureza e a profundidade das perfurações. Não é possível, a nível deste documento de síntese, indicar correlações porventura existentes localmente entre esses factores, o IMC e o caudal por captação unitária. A profundidade das pesquisas, que tem a ver com a acessibilidade ao recurso, tende a estabilizar, actualmente, nos 150m mas são conhecidas captações aproveitadas com níveis produtivos até aos 300m.

Para a maioria dos autores (e.g., LARSSON *et al.*, 1987; WRIGHT & BURGESS, 1992; LLOYD, 1999; SINGHAL & GUPTA 1999; ROBINS & MISSTEAR, 2000; STOBER, 2000; ERHSA, 2003; CARVALHO & CHAMINÉ, 2002) os caudais de exploração sustentados raramente ultrapassam 1 a 3l/s por captação unitária, geralmente com elevadas taxas de insucesso, correspondentes ao risco mineiro ou risco geológico. Era já essa a gama de valores indicada por P. S. M. CARVALHO (1969) antes, ainda do advento do sistema de perfuração com martelo de fundo de furo. Estes factos apoiam a ideia, geralmente, veiculada de que não há correlação positiva entre os caudais de exploração e a profundidade de perfuração (M. R. PEREIRA, 1999; LIMA, 2001). Geralmente, verifica-se que os caudais de exploração medianos, por furo vertical, são mais elevados nas unidades metassedimentares que nas rochas graníticas e afins (e.g., HIDROPROJECTO *et al.*, 1987, 1988, 1989; ALENCOÃO, 1998; MENDONÇA *et al.*, 1999; M. R. PEREIRA, 1999; LIMA, 2001).

A avaliação de recursos hídricos subterrâneos à escala regional é um problema complexo. Em Portugal, os pioneiros MOITINHO DE ALMEIDA (1970), PARADELA (1975, 1984) e GONÇALVES HENRIQUES (1985) tentaram abordagens que conduziram a avaliações conservativas (recursos inferiores a 50m³/dia/km², menos de 0,6l/s/km²) em rochas do Maciço Antigo. Este tema, ultimamente, tem congregado o esforço de vários investigadores como, por exemplo, ABRUNHOSA (1988), OLIVEIRA (1995), AFONSO (1997, 2003), ALENCOÃO (1998), M. R. PEREIRA (1999), PEDROSA (1998, 1999), OLIVEIRA & FERREIRA (1997, 1999, 2000), LIMA (2001), e ERHSA (2003). No geral foram usadas técnicas hidrometeorológicas, como balanços hídricos sequenciais diários ou mensais, balanço de cloretos e análise de hidrogramas. Os resultados obtidos, geralmente expressos em termos de taxa de infiltração, testemunham grande dispersão com valores a variar (para o Norte do País) entre 1 e 30%.

CARVALHO *et al.* (2000) apresentaram uma análise sistemática de hidrogramas de escoamento seleccionados nas bacias hidrográficas dos rios Douro, Lima, Cávado, Ave e Leça, com o método de Castany–Berkalof (*cf.* CASTANY *et al.*, 1970). Esse estudo contou, também, com a oportunidade de se dispor de nove locais no Maciço Antigo (ZCI) onde existe controlo de caudais em vários anos hidrológicos. Esses locais correspondem a campos de captação de águas engarrafadas, ou estâncias termais, geralmente de ciclo hidrogeológico curto, de que é razoavelmente conhecido

o modelo de fluxo, as áreas de influência e a precipitação anual média. Da análise conjunta dos dados verificou-se que taxas de infiltração médias de 17% são representativas do Maciço Antigo. Contudo a aplicação do Modelo de Temez conduziu a taxas de infiltração máximas de 6% (HIDRORUMO, 2000; INAG, s/d).

CARVALHO *et al.* (2000) concluíram, então, que a nível do Planeamento Regional, e tendo em conta a baixa função capacitiva dos reservatórios geológicos, a consideração de taxas de infiltração de 17% parece razoável, devendo, contudo, no combate às secas contar-se apenas com taxas de infiltração da ordem de 3 a 6%. A estas taxas, considerando, as precipitações anuais médias ocorrentes, teríamos produtividades na gama de 80 a 255m³/dia/km² (1 a 3l/s/km²), ligeiramente mais baixas que as apresentadas por PEDROSA (1998, 1999). Os valores atrás apresentados, a sazonalidade acentuada das precipitações, a baixa “capacidade de ingestão” das rochas e as enormes variações laterais das condições de reservatório levaram-nos a não preparar um mapa de distribuição das produtividades das formações hidrogeológicas que poderia, até, induzir em erro os potenciais utilizadores.

3.3. VULNERABILIDADE DOS AQUÍFEROS

Ao nível de área tão extensa não é possível senão hierarquizar grandes grupos, o que foi feito seguindo o critério de INAG (1998):

- (i) Vulnerabilidade alta: aquíferos em sedimentos não consolidados com ligação hidráulica com a água superficial. Esta classe de aquíferos é representada maioritariamente por depósitos aluvionares;
- (ii) Vulnerabilidade média: aquíferos em sedimentos não consolidados sem ligação hidráulica com a água superficial. Genericamente os depósitos, onde se desenvolvem estes aquíferos, são depósitos de terraço, depósitos de vertente e outros sedimentos não consolidados;
- (iii) Vulnerabilidade baixa: aquíferos em sedimentos consolidados, tipificados nos depósitos arcóscicos de Nave de Haver (na Bacia hidrográfica do Douro);
- (iv) Não ocorrem unidades classificáveis de muito alta vulnerabilidade a não ser algumas manchas metacarbonatadas, carsificadas, da região de Bragança (FERNANDES, 1992).

Este tema, só por si, mereceria maior detalhe, dada o mau uso que tem sido feito da água subterrânea e dos incontáveis focos de contaminação instalados. Apesar da ausência de redes de monitorização, os resultados dos Planos de Bacia Hidrográfica mostram que a maioria das origens usadas para abastecimento público disponibilizam águas com parâmetros contidos nos limites do Dec.-Lei n.º 236/98, mormente em relação ao teor de nitrato.

3.4. ZONAS DE MÁXIMA INFILTRAÇÃO

Conforme era solicitado nos termos de referência do INAG (1998), interpretamos, quando da elaboração dos Planos de Bacia (HIDRORUMO, 2000) o pedido que era formulado de serem elaboradas “Cartas de Máxima Infiltração”. Trata-se de um conceito vago, consagrado pela legislação relativa à REN (Reserva Ecológica Nacional), e de difícil conceptualização e concretização no terreno. Não corresponde exactamente a áreas de recarga de aquíferos concretos que importe definir e proteger com Perímetros de Protecção, como deve ser prática corrente e o Dec.-Lei n.º 382/99 consagra. Na ausência de qualquer indicação em relação às metodologias a utilizar consideramos à partida dois grandes grupos de acordo com a classificação dos tipos hidrológicos do solo do “USA Soil Conservation Service” (cf. LENCASTRE & FRANCO, 1984) : (i) Solos do tipo B e (ii) Solos do tipo C e D. Atente-se que nas Bacias Hidrográficas consideradas, segundo este autor, não existiriam solos do tipo A, de maior capacidade transmissiva.

Na categoria dos solos do tipo B, de razoável capacidade transmissiva, foram considerados dois grandes sub-grupos: (i) os de declives superiores a 20% e (ii) os de declives inferiores a 20%. Finalmente para as zonas mais aplanadas e mais permeáveis (declives menores que 20% e solos do tipo B) foram consideradas 4 categorias de acordo com a precipitação anual média. O critério seguido provavelmente subavalia as áreas de “máxima infiltração”, pois elimina para os solos de tipo C e D a hipótese de acederem a uma das categorias de “máxima infiltração”. Trata-se, por isso, de avaliação a nível global que deve ser relativizada a escalas de pormenor.

3.5. O CUSTO DA ÁGUA PARA ABASTECIMENTOS URBANOS

Julgou-se oportuno juntar aqui uma breve nota sobre o custo da água subterrânea no Norte de Portugal de forma a ajudar a compreender o papel que efectivamente os caudais disponíveis podem jogar (ou continuar a desempenhar) em pequenos abastecimentos urbanos. Trata-se de um facto que não necessita de demonstração para pequenos abastecimentos domésticos e para pequenos regadios, i.e., os milhares de furos realizados anualmente e as indústrias de perfuração e de montagem de bombas associadas a este mercado são a prova inequívoca de que a água assim captada é interessante para os consumidores que a ela recorrem. Mas a suspeição continua a manter-se em relação aos abastecimentos públicos. Ora são os caudais que não são sustentados ou têm grande sazonalidade, ou é a água que não apresenta boa qualidade, ou é a dificuldade de gestão de múltiplos pequenos abastecimentos, particularmente tendo em vista o cumprimento das directivas comunitárias.

O tema das vantagens e inconvenientes das águas subterrâneas em rochas cristalinas para pequenos abastecimentos urbanos foi desenvolvido por um dos autores (e.g., CARVALHO, 2000, 2002) pelo que não valerá a pena retomá-lo aqui. Importa, sim, conhecer o custo da água subterrânea de forma desapaixonada considerando a aleatoriedade de obtenção de caudais, isto é, o risco geológico de insucesso avaliado em termos de IMC. Foi este o exercício a que se procedeu considerando os parâmetros seguintes: (i) custos de investimento em pesquisa, e captação (foi considerado o valor de € 100 por metro de perfuração acabado, muito acima do valor médio actualmente praticado no mercado Português para captações deste tipo) e montagem do equipamento de bombagem e tratamento da água: correcção de pH e cloragem); (ii) custos de exploração e manutenção (energia para a bombagem, manutenção do sistema de tratamento e manutenção geral); e (iii) assistência técnica, monitorização e controlo analítico para cumprimento dos Dec.-Lei n.º 236/98 e 243/2001. As despesas de investimento atenderam a uma longevidade de 30 anos para as captações.

Para as classes de IMC consideradas chega-se aos valores seguintes do custo da água tratada, sem incluir a distribuição:

- (i) Unidades com $IMC < 80$ m/l/s: custo da água tratada igual ou menor que € 0,21/ m³;
- (ii) Unidades com $80 < IMC < 120$ m/l/s: custo da água tratada entre € 0,21 e € 0,24 m³;
- (iii) Unidades com $IMC > 120$ m/l/s: custo da água tratada superior a € 0,24 m³;

Uma constatação interessante é a de que os custos de infraestruturas, de que a pesquisa e captação fazem parte, representam apenas cerca de 17% do valor final calculado. Assinale-se, também, que no caso do Maciço Antigo o custo final da água é pouco afectado pela litologia. Estas ilações ilustram como é destituída de sentido a opção por serviços e materiais de qualidade medíocre para a construção das captações para fins urbanos como geralmente acontece em Portugal. Opção que não acautela a qualidade da obra, a eficácia da mesma, o custo final da água e a conservação qualitativa e quantitativa dos recursos hídricos.

3.6 RECURSOS HIDROMINERAIS E GEOTÉRMICOS E ÁGUAS DE NASCENTE

Os recursos hidrominerais e geotérmicos e águas de nascente são recursos tutelados pelo IGM – Instituto Geológico e Mineiro (Ministério da Economia) e, por isso, geralmente esquecidos em sínteses de recursos hídricos “normais”, tutelados pelo INAG – Instituto da Água (Ministério das Cidades e do Ambiente). São recursos geológicos de alto valor económico, utilizados na indústria de engarrafamento e/ou em termas (CRUZ, 2002), e no caso do Norte de Portugal em

pequenas utilizações de baixa entalpia (CARVALHO & COSTA, 2002). Correspondem, maioritariamente a circuitos hidrogeológicos longos e períodos de circulação até centenas e milhares de anos (e.g., MARQUES, 1999; ESPINHA MARQUES *et al.*, 2001a,b; MARQUES *et al.*, 2003).

Justifica-se aqui uma breve referência para enfatizar que a gestão da água no território, não pode ser feita de costas voltadas entre organismos muito distanciados pois as zonas de recarga dos recursos agora evocados são comuns às águas “normais”, e há enormes interdependências nas zonas de descarga.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

No maciço cristalino do Norte de Portugal é feita, em regra, uma exploração anárquica, intensiva, de água subterrânea. A legislação actual (Dec.-Lei n.º 46/94), que não pode ser rotulada de má, mas tão somente de desajustada, não é cumprida. Desta situação resulta que as águas subterrâneas, como origem para abastecimentos públicos estão desacreditadas junto dos decisores e de muitos utilizadores. Uma ou duas centenas de equipamentos de perfuração actuam impunemente, na sua maioria à margem da lei, sem que se vislumbre vontade séria de inverter a situação. Um dos autores (JMC) teve ocasião, há alguns meses, de dar parecer sobre um projecto de Dec-lei destinado a disciplinar o sector da pesquisa e captação de água subterrânea. Se for aprovado tal como está concebido, apesar da introdução de algumas ideias positivas, será mais um passo para a manutenção da situação de irresponsabilidade que actualmente se vive. Nomeadamente ficará consagrado que a pesquisa e captação se fará a nível de Estudo-Prévio, sem aprovação ou a consagração da figura do Projecto de Captação. Assim, paira uma questão: há obras de engenharia em Portugal que podem ser formalmente realizadas sem Projecto de Execução ?

No Norte de Portugal não se pode afirmar que existam situações de sobreexploração, mas é óbvio o risco para a qualidade dos recursos. Os recursos hídricos subterrâneos do Norte de Portugal estão avaliados de várias formas, nomeadamente ao nível dos Planos de Bacia (INAG, s/d) e da cartografia hidrogeológica (PEDROSA, 1998). Os recursos não são abundantes, nem bem distribuídos e apresentam dificuldades específicas de desenvolvimento pelo facto de ocorrerem em rochas compactas e fissuradas de baixa permeabilidade.

A experiência comprova, porém, que as águas subterrâneas se adaptam excelentemente ao abastecimento de pequenos núcleos urbanos. O presente trabalho pretende demonstrar que essa adaptação é boa por razões de qualidade, de baixa vulnerabilidade e porque estão disponíveis a custos baixos. Mas não podem ser queimadas etapas no seu estudo. Toda a informação disponível mostra que não foi nunca feito um esforço sistemático de inventariação e monitorização que permita encarar a gestão deste recurso de forma adequada. Muitas das opções em relação

ao aproveitamento dos recursos, ou do ordenamento do território, são tomadas com base em “estudos hidrogeológicos” sem grande suporte ao nível de estudos de campo; e os trabalhos de pesquisa, geralmente, são realizados com recurso a tecnologia de baixo nível (pormenores em CARVALHO & CHAMINÉ, 2002).

A margem de incerteza associada ao conhecimento dos recursos hídricos subterrâneos e a importância local dos mesmos sugere que é absolutamente indispensável montar sistemas de monitorização quantitativa e qualitativa que permitam avaliar correctamente os recursos hídricos subterrâneos na óptica do ordenamento do território.

O desenvolvimento sustentado do território das áreas estudadas contará com a disponibilidade qualitativa e quantitativa dos recursos hídricos subterrâneos, em complemento aos grandes sistemas de distribuição em alta com base em águas superficiais, nomeadamente tendo em conta a necessidade de fixação de população em lugares remotos e o custo efectivo da água no consumidor. O conhecimento existente permite perspectivar que continuarão em funcionamento largas centenas, senão milhares, de captações para abastecimento público para os quais será necessário realizar estudos específicos para cumprimento do Dec.-Lei n.º 382/99 para delimitação de perímetros de protecção. E exige-se que esses perímetros não sejam letra-morta, isto é, sejam efectivamente aplicados no terreno. Têm, por isso, de serem tecnicamente bem estabelecidos e consensualmente aceites.

AGRADECIMENTOS

Os autores desejam agradecer ao INAG e à DRAOT (Norte) pela autorização para publicação deste artigo síntese. HIC recebeu apoio pelo projecto SFRH/BPD/3641/2000 (Centro de Minerais Industriais e Argilas da Universidade de Aveiro). Ao Dr. José Teixeira pelo apoio na execução das ilustrações. Por fim, gostaríamos de expressar um agradecimento muito especial a todos os colegas investigadores e profissionais contactados, no espírito do projecto dos Planos de Bacias Hidrográficas, das Universidades (Minho, Trás-os-Montes e Alto Douro, Porto, Aveiro, Coimbra, Lisboa, Técnica de Lisboa e Évora), dos Institutos Politécnicos (Bragança e Porto), dos Institutos de Investigação (INAG e IGM), e de algumas empresas do sector, por disponibilizarem generosamente os seus trabalhos.

BIBLIOGRAFIA

- ABRUNHOSA, M. J. F. (1988) – *Síntese hidrogeológica da Bacia Hidrográfica do Rio Ave*. 22º Curso Internacional de Hidrologia Subterrânea, Barcelona. 52 pp. + Anexos. (Relatório Inédito).

- AFONSO, M. J. C. (1997) – *Hidrogeologia de rochas graníticas da região do Porto*. Universidade de Lisboa. 150 pp + Vol. Anexos. (Tese de Mestrado).
- AFONSO, M. J. C. (2003) – Hidrogeologia de rochas graníticas da região do Porto (NW de Portugal) *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, A Coruña, 28 (in press).
- ALENCOÃO, A. M. P. (1998) – *Os recursos hídricos na Bacia hidrográfica do Rio Pinhão*. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro. 331 pp. Vila Real. (Tese de doutoramento).
- ARAÚJO, M. A. (1991) – *Evolução geomorfológica da plataforma litoral da região do Porto*. Universidade do Porto. 534 pp.; Vol. Anexos: 87 pp. (Tese de doutoramento).
- BAPTISTA, J. (1998) – *Estudo neotectónico da zona de falha Penacova-Régua-Verin*. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real. 280 pp. (Tese de doutoramento).
- BAPTISTA, J.; CABRAL, J. & RIBEIRO, A. (1998) – Seismotectonics of Chaves and Moledo mineral springs in Penacova-Régua-Verin Fault Zone. In: AZERÊDO, A. C., (coord.), *Actas do V Congresso Nacional de Geologia. Comun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 84 (1): D69-D72.
- BRUM FERREIRA, A. (1978) – Planaltos e montanhas do Norte da Beira: estudo de geomorfologia. *Mem. Centr. Est. Geogr.*, Lisboa, 4: 1-374.
- CABRAL, J. (1995) – Neotectónica em Portugal Continental. *Mem. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 31: 1-256.
- CALADO, C.M.A. (2001) – *A ocorrência de água sulfúrea alcalina no Maciço Hespérico: quadro hidrogeológico e quimiogénese*. Universidade de Lisboa. 462 pp (Tese de doutoramento).
- CARVALHO, J. M. (1993) – Ground water exploration in hard rocks for small scale irrigation in Trás-os-Montes, Portugal. In: SHEILA & DAVID BANKS (eds.). *Hydrogeology of hard rocks. Memoires 24th Congr. Int. Ass. Hydr.*, Oslo, Norway, 24 (2): 1021-1030.
- CARVALHO, J. M. (1996) – Mineral water exploration and exploitation at the Portuguese Hercynian massif. *Environmental Geology*, 27: 252-258.
- CARVALHO, J. M. (2000) – As águas subterrâneas no abastecimento de núcleos urbanos no Norte de Portugal In: SAMPER, J.; LEITÃO, T.; FERNÁNDEZ, L. & RIBEIRO, L. (eds.). *Jornadas Hispano-Lusas sobre 'Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica'*. Textos de las Jornadas, Mesa Redonda y Comunicaciones, A Coruña. AIH-GE & APRH. *Publicaciones ITGE*, Madrid. pp. 237-259.
- CARVALHO, J. M. (2002) – Desenvolvimento e Gestão de Recursos Hidrominerais. In: *Prospecção, Pesquisa e Captação de Águas Minerais Naturais, Recursos Geotérmicos e Águas de Nascente*. IIª Sessões Técnicas do Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa. pp. 17-34.
- CARVALHO, J. M. & CHAMINÉ (2002) – O papel da fracturação e da alteração profunda em estudos de prospecção hidrogeológica: os casos das regiões de Oliveira de Azeméis e de Fafe (Maciço Ibérico, NW de Portugal). *Est. Not. Trab. Inst. Geol. Min.*, Porto. (submetido)
- CARVALHO, J. M. & COSTA, L. (2002) – Geotermia. In: GONÇALVES, H.; JOYCE, A. & SILVA, L. (eds.), *Forum energias renováveis em Portugal: uma contribuição para os objectivos de política energética e ambiental*. Edição da Agência para a Energia/Instituto Nacional de Engenharia e Tecnologia Industrial, Lisboa. pp. 138-161.
- CARVALHO, J. M.; PLASÊNCIA, N.; CHAMINÉ, H. I.; RODRIGUES, B. C.; DIAS, A. G. & SILVA, M. A. (2000). Recursos hídricos subterrâneos em formações cristalinas do Norte de Portugal. In: SAMPER, J.; LEITÃO, T.; FERNÁNDEZ, L. & RIBEIRO, L. (eds.). *Jornadas Hispano-Lusas sobre 'Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica'*. Textos de las Jornadas, Mesa Redonda y Comunicaciones, A Coruña, AIH-Grupo Español & APRH. *Publicaciones ITGE*, Madrid. pp. 163-171.

- CARVALHO, J. M. & SILVA, L. F. (1988) – Recursos e metodologias de desenvolvimento dos pólos geotérmicos de Trás-os-Montes: *Anais UTAD*, Vila Real, 2: 23-45.
- CARVALHO, P. S. M. (1969) – Prospecção de água em formações cristalinas e cristalofílicas. *Bol. Minas*, 6, 1: 3-10.
- CASTANY, G. *et al.* (1970) – Evaluation rapide des ressources en eaux d'une région. In: Simposio Internacional sobre Aguas Subterráneas de Palermo. *AIH, Ente de Desarrollo Agrícola*, Palermo. pp. 462-682.
- CHAMINÉ, H. I. (2000) – *Estratigrafia e estrutura da faixa metamórfica de Espinho-Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa-Morena): implicações geodinâmicas*. Universidade do Porto. 497 pp, 2 anexos, 3 mapas. (Tese de doutoramento).
- CHOFFAT, P. (1917) – La ligne de dépressions Régua-Verín et ses sources carbonatées. Remarques et considérations. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 12: 35-69.
- CRUZ, J. F. A. (2002) – Engarrafamento de águas minerais naturais e de nascente e termalismo em 2001. *Bol. Minas*, Lisboa, 39, 2: 87-108.
- DAVEAU, S. [coord.] (1985) – Mapas climáticos de Portugal. Nevoeiro e nebulosidade. Contrastes térmicos. *Mem. Centr. Estud. Geogr.*, Lisboa, 7: 1-72.
- E.R.H.S.A. (2003). *Estudo dos Recursos Hídricos Subterrâneos do Alentejo*. Comissão de Coordenação Regional do Alentejo. Edição em CD-rom.
- ESPINHA MARQUES, J.; CHAMINÉ, H. I., CARVALHO, J. M. & BORGES, F. S. (2001a) – Tectónica regional do sector de Caldas do Moledo-Granjão-Cidadelhe (Falha de Penacova-Régua-Verín, N de Portugal): implicações no controlo das emergências hidrominerais. *Comun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 88: 203-212.
- ESPINHA MARQUES, J.; MARQUES, J. M.; CHAMINÉ, H. I.; GRAÇA, R. C.; CARVALHO, J. M.; AIRES-BARROS, L. & BORGES, F. S. (2001b) – The newly described 'Poço Quente' thermal spring (Granjão-Caldas do Moledo sector, N Portugal): hydrogeological and tectonic implications. *Geociências*, Aveiro, 15: 19-35.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATÁLAN, J. R.; PABLO MACIA, J. G. & RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R., (1987) – Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 1: 411-431.
- FERNANDES, L. F. (1992) – *Hidrogeologia de dois importantes aquíferos (Sabariz/Cova de Lua) do maciço polimetamórfico de Bragança*. Universidade de Lisboa. 176 pp. (Tese de mestrado).
- FERREIRA, N.; IGLÉSIAS, M.; NORONHA, F.; PEREIRA, E.; RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M. L. (1987) – Granitóides da Zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: F. BEA; A. CARNICERO; J. C. GONZALO; M. LÓPEZ PLAZA & M. D. RODRÍGUEZ ALONSO (eds). *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico*. Editorial Rueda. Madrid. (Libro de Homenaje a L. C. García de Figuerola). 37-51 pp.
- FREIRE DE ANDRADE, C., 1937 – *Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 236 pp.
- GAMA PEREIRA, L. C. (1998) – A faixa de cisalhamento Porto-Tomar, no sector entre o Espinhal e Alvaiázere (Portugal Central). In: CHAMINÉ, H. I., DIAS, A. G., RIBEIRO, M. A. & BORGES, F. S. (coords.). 4ª Conferência Anual GGET'98. *GEOLOGOS*, Porto. 2: 23-27.
- GONÇALVES HENRIQUES, A. (1985) – Avaliação dos Recursos Hídricos de Portugal Continental. Contribuição para o ordenamento do território. *Instituto de Estudos para o Desenvolvimento*, Caderno 9, Lisboa. 151 pp.

- HIDROPROJECTO, ACAVACO & TAHAL (1987) – *Estudo de Viabilidade de Rega do Vale de Chaves e Seus Vales Secundários*. (Relatório inédito).
- HIDROPROJECTO, ACAVACO & TAHAL (1988) – *Estudo de Viabilidade de Rega do Vale de Chaves e Seus Vales Secundários. Apêndice I.3.4 - Modelação Numérica do Sistema Hidrogeológico do Vale de Chaves*. (Relatório inédito).
- HIDROPROJECTO, ACAVACO & TAHAL (1989) – *Estudo de Viabilidade de Rega do Vale de Chaves e Seus Vales Secundários e Prospecção de Águas Subterrâneas em algumas zonas de Trás-os-Montes*. Memória Geral. (Relatório inédito).
- HIDRORUMO (2000) – *Plano de Bacia Hidrográfica*. HIDRORUMO – Projecto e Gestão, SA (Grupo EDP). [Relatórios inéditos de recursos hídricos subterrâneos e de caracterização do meio biofísico, no âmbito dos Plano de Bacia Hidrográfica dos Rios Lima, Cávado, Ave, Leça e Douro, para o INAG]
- INAG-INSTITUTO DA ÁGUA (1997) – *Caracterização e cartografia dos sistemas Aquíferos de Portugal Continental*. INAG, Lisboa (relatório inédito).
- INAG-INSTITUTO DA ÁGUA (1998) – *Informação cartográfica dos Planos de Bacia*. Revisão nº 1 de Outubro de 1998. INAG, Lisboa (relatório inédito).
- INAG-INSTITUTO DA ÁGUA s/d. – *Plano de Bacias Hidrográficas*: Lisboa (http://www.inag.pt/inag2002/port/a_intervencao/planeamento/pbh/pbh.html).
- LARSSON, I (1987) – Ground water in hard rocks. *International Hydrological programme*. Unesco, Paris. 284 pp.
- LENCASTRE, A. & FRANCO, F. M. (1984) – *Lições de Hidrologia*. Universidade Nova de Lisboa, Lisboa. 451 pp.
- LIMA, A. S. (2001) – *Hidrogeologia de Terrenos Graníticos. Minho-Portugal*. Universidade do Minho, Braga. 451 pp. (Tese de doutoramento).
- LLOYD, J W (1999) – Water resources of hard-rock aquifers in arid and semi-arid zones. *Studies and Reports in Hydrology*, Unesco, Paris, 58: 1-284.
- MARQUES, J. M. (1999) – *Geoquímica dos fluidos e da interação água-rocha: os casos das águas mineralizadas quentes e frias de Chaves, Vilarelho da Raia, Vidago e Pedras Salgadas*. Instituto Superior Técnico. Universidade Técnica de Lisboa. 276 pp. (Tese de doutoramento).
- MARQUES, J. M.; ESPINHA MARQUES, J.; CARREIRA, P. M.; GRAÇA, R. C.; AIRES-BARROS, L., CARVALHO, J. M.; CHAMINÉ, H. I. & BORGES, F. S. (2003) – Geothermal fluids circulation at Caldas do Moledo area, Northern Portugal: geochemical and isotopic signatures. *Geofluids*, 3 (3): 189-201.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1994) – Macizo Hespérico septentrional. In: M. GUTIÉRREZ ELORZA (ed.). *Geomorfología de España*. Editorial Rueda, Madrid. pp. 25-62.
- MENDONÇA, J. L., ALMEIDA, C. C. & MARQUES DA SILVA, M. (1999) – Produtividade de captações e características hidrogeológicas dos sistemas aquíferos descontínuos do Maciço Hespérico na Área da Bacia Hidrográfica do rio Mondego. *Seminário sobre Águas Subterrâneas*. APRH, 11 pp.
- MMA – MINISTÉRIO DE MEDIO AMBIENTE (1998) – *Libro blanco del Agua en España*. Madrid. 864 pp.
- MOITINHO DE ALMEIDA, F (1970) – *Carta Hidrogeológica de Portugal*, escala 1/1000000. Direcção Geral de Minas e Serviços Geológicos. Lisboa.
- NORONHA, F. & LETERRIER, J. (2000) – Complexo metamórfico da Foz do Douro (Porto). Geoquímica e geocronologia. *Rev. Real Acad. Galega Ciencias*, Santiago de Compostela, 19: 21-42.

- OLIVEIRA, A. S. (1995) – *Hidrogeologia da região de Pedras Salgadas*. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real. 229 pp. (PAPCC).
- OLIVEIRA, J. T.; PEREIRA, E.; RAMALHO, M.; ANTUNES, M. T. & MONTEIRO, J. H. [coords.] (1992) – *Carta Geológica de Portugal* à escala 1/500 000. 5ª edição. 2 folhas. *Serv. Geol. Portg.*, Lisboa.
- OLIVEIRA, M. & LOBO FERREIRA, J.P.C. (1999) – Comparação dos valores da recarga das Águas Subterrâneas obtidos pela aplicação de diferentes métodos em áreas selecionadas dentro da área do plano de bacia do Tejo. *Seminário sobre Águas Subterrâneas*, APRH., Lisboa. 18 pp.
- OLIVEIRA, M.; MOINANTE, J. & LOBO FERREIRA, J. P.(1997) – Determinação da recarga de águas subterrâneas a partir da análise de hidrogramas de escoamento. In: *Seminário sobre Águas Subterrâneas*. APRH., Lisboa.
- OLIVEIRA, M. M. & FERREIRA J.P.L. (2000) – Estudo da recarga de águas subterrâneas em áreas do Maciço Antigo do Norte de Portugal In: SAMPER, J.; LEITÃO, T.; FERNÁNDEZ, L. & RIBEIRO, L. (eds.). *Jornadas Hispano-Lusas sobre 'Las Aguas Subterrâneas en el Noroeste de la Península Ibérica'*. Textos de las Jornadas, Mesa Redonda y Comunicaciones, A Coruña, AIH-Grupo Español & APRH. *Publicaciones ITGE*, Madrid. pp. 191-198.
- PARADELA, P. L. (1975) – *Recursos Hidricos Subterrâneos. Atlas do Ambiente de Portugal*. Comissão Nacional do Ambiente, Lisboa.
- PARADELA, P. L. (1984) – *Recursos Hidricos Subterrâneos. Atlas do Ambiente de Portugal*. Notícia Explicativa. Comissão Nacional do Ambiente. Lisboa. 15 pp.
- PEDROSA, M. Y. [coord.] (1998) – *Carta Hidrogeológica de Portugal*, à escala 1/200 000. Folha 1. Inst. Geol. Min., Lisboa.
- PEDROSA, M. Y. (1999) – *Notícia explicativa da Carta Hidrogeológica de Portugal*, à escala 1/200 000. Folha 1. Inst. Geol. Min., Lisboa. 70 pp.
- PEREIRA, E., RIBEIRO, A., CARVALHO, G. S., NORONHA, F., FERREIRA, N. & MONTEIRO, J. H. [coords.] (1989) – *Carta Geológica de Portugal*, escala 1/200000, Folha 1. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- PEREIRA, E. et al. [coord.] (2000) – *Carta Geológica de Portugal*, à escala 1/200000, Folha 2. Inst. Geol. Min., Lisboa.
- PEREIRA, M. R. (1992) – Importância dos filonetes de quartzo na pesquisa de água subterrânea em rochas cristalinas. *Geolis*, Lisboa, 6 (1/2): 46-52.
- PEREIRA, M. R. (1999) – *Hidrogeologia das rochas fracturadas da Terra Quente Transmontana*. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real. 299 pp. (Tese de doutoramento).
- RIBEIRO, A. (1974) – Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. Portg.*, 24. 168 pp.
- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M. T.; FERREIRA, M. P.; ROCHA, R. B.; SOARES, A. F.; ZBYSZEWSKI, G.; ALMEIDA A, F. M.; CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. H. (1979) – *Introduction à la géologie générale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal., Lisboa 114 p.
- RIBEIRO, A.; KULLBERG, M.C.; KULLBERG, J. C.; MANUPPELLA, G. & PHIPPS, S. (1990a) – A review of Alpine Tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184: 357-366.
- RIBEIRO, A., PEREIRA, E. & DIAS, R. (1990b) – Structure of Centro-Iberian allocthon in the Northwest of the Iberian Peninsula. In: DALLMEYER, R. D. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E., (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg. pp. 220-236.

- RIBEIRO, A.; QUESADA, C. & DALLMEYER, R.D. (1990c). Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: DALLMEYER, R. D. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Berlin, Heidelberg. Springer-Verlag. pp. 397-410.
- ROBINS, N. S. & MISSTEAR, B. D. R. (2000) – Groundwater in the Celtic Regions In: ROBINS, N. S. & MISSTEAR, B. D. R.(eds.). *Studies in hard-rocks and quaternary hydrogeology. Geological Society Special Publication*, London, 182: 5-17
- SINGHAL, B. B. S. & GUPTA, R. P. (1999) – *Applied hydrogeology of fractured rocks*. Kluwer Academic Publishers. 400 pp.
- SOARES DE CARVALHO, G. (1992) – Depósitos quaternários e cenozóico indiferenciado. In: PEREIRA, E. (Coord.), *Carta Geológica de Portugal*, à escala 1/200000. Notícia Explicativa da Folha 1. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 47-50 pp.
- STOBER, I & BUCHER, K (2000) – *Hydrogeology of crystalline rocks*. Water Science and Technology Library, Kluwer Academic Publishers, 34: 1-284.
- WRIGHT, E. P. & BURGESS, W. G. (1992) – The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. *Geological Society Special Publication*, London, 66: 1-264.

RECURSOS HÍDRICOS EM PEQUENOS DOMÍNIOS INSULARES: O CASO DA ILHA DAS FLORES, AÇORES

J. M. M. AZEVEDO ¹ e M. R. PORTUGAL FERREIRA ¹

PALAVRAS-CHAVE: ilha, hidrogeologia, aquífero, exurgência, captação-exploração.

KEY WORDS: island, hydrogeology, balance, aquifer, spring, exploitation.

RESUMO

Atendendo ao imprescindível papel da água no saudável e equilibrado desenvolvimento, quer da actividade humana, quer da larga maioria das componentes ambientais, e à acentuada vulnerabilidade dos corpos hídricos presentes em domínios insulares de reduzida dimensão, todos os elementos que contribuam, directa ou indirectamente, para a melhor gestão e exploração daquele recurso natural deverão ser obrigatoriamente considerados. Neste conjunto de elementos incluem-se obviamente os estudos de natureza hidrológica e hidrogeológica.

Na última década, a evolução verificada na ilha das Flores ao nível (1) dos diversos segmentos da Hidrologia de superfície e da maioria das exurgências (fonte exclusiva da água para consumo humano), (2) da natureza da cobertura vegetal na zona de maior recarga aquífera insular e (3) das exigências de consumo de água, aponta para uma necessidade a curto-médio prazo da captação-exploração de novos corpos hídricos.

A análise e quantificação dos segmentos hídricos superficiais, assim como o modelo hidrogeológico assente fundamentalmente em adequada interpretação geológico-estrutural apontam claramente no sentido da exploração do aquífero de base em detrimento do reforço hídrico baseado na captação de corpos de água superficiais (lagoas e/ou ribeiras).

265

¹ Dep. de Ciências da Terra, Fac. Ciências e Tecnologia, Univ. de Coimbra.

ABSTRACT: Water resources in small insular domains; case study of Flores Island, Azores

Considering the unavoidable role of water on a sustainable development of the Society, as well as on the environmental components and the vulnerability of the reduced dimensioned insular hydric bodies, every element that might contribute to a better exploitation and management is to be considered. So, the hydrological and hydrogeological apports are to be emphasised.

During the last two decades the social and economic evolution in the Flores Island impose strains (1) on the segments of the surface hydrology including the exsurgences (which are the exclusive water supply for direct human consumptions), (2) on the nature and role of the vegetation mantle upon the most important recharge domain and (3) on the increasing water demands. As a consequence, it uprises the need of installing new exploitation of water bodies that up to now have been negligenciated.

The studies that we have carried on the surface and ground waters point to the potential of the basal aquifer as the most suitable source to reinforce or replace the present supplies.

1. INTRODUÇÃO

Os diversos corpos hídricos presentes num corpo insular de pequena dimensão (i.e. com área inferior a 200 km², segundo FALKLAND e CUSTÓDIO, 1991) constituem, na maioria dos casos, um recurso natural limitado (muitas vezes escasso), imprescindível e normalmente com elevada vulnerabilidade. Neste cenário, a gestão e a preservação eficazes deste recurso deverão assentar: (1) em rigorosos critérios de natureza quantitativa e qualitativa, e (2) no melhor conhecimento da hidrologia superficial, bem como da hidrogeologia insular.

Pertencendo a ilha das Flores ao vasto conjunto de ilhas em que a água para consumo humano provém quase exclusivamente do meio subterrâneo e, em particular, da captação de exsurgências associadas à circulação hídrica subsuperficial e a aquíferos suspensos, a caracterização geológico-estrutural e hidrogeológica do meio rochoso é fundamental para: (1) a preservação, em termos quantitativos, mas sobretudo qualitativos, dos pontos de água actualmente explorados, (2) a definição de novos locais e processos de captação e (3) sistemas de exploração com impacte ambiental minimizado.

2. HIDROLOGIA DA SUPERFÍCIE

A avaliação dos recursos hídricos de uma ilha impõe necessariamente a análise e quantificação dos diversos segmentos hidrológicos de superfície – Precipitação atmosférica (*Input* hídrico), Evapotranspiração, Retenção e Escoamento hídricos superficiais e Infiltração. Naturalmente, nos estudos de natureza hidrogeológica a estimativa das disponibilidades hídricas direccionadas para a recarga aquífera assume um papel principal.

2.1. INPUT HÍDRICO GLOBAL

Na ilha das Flores, como é de regra nos domínios insulares, a limitação e a descontinuidade territoriais impõem como única fonte natural de água doce (*input* hídrico) as diversas formas de precipitação atmosférica que atingem a superfície insular.

Atendendo ao diâmetro médio das gotas de água, a precipitação pode subdividir-se em: (1) precipitação visível (*rainfall*) quando as gotas possuem diâmetros superiores a 100 μm e (2) precipitação horizontal (neblinas e nevoeiros, *drip fog* ou *wet-fog-catch*) (INGRAHM e MATHEWS, 1988; RODRIGUES, 1995) sempre que as gotas de água apresentem dimensão compreendida entre 100 μm e 1 μm .

Para além deste aspecto, a estimativa do *input* hídrico nestes locais tem de atender à variação lateral das condições meteorológicas, nomeadamente ao desenvolvimento de domínios microclimáticos.

Na ilha das Flores os registos meteorológicos apontam para a ocorrência de três grandes domínios desta natureza – I, II e III (fig. 1).

No Domínio III (zona central da ilha) a presença persistente de nevoeiros, proporciona *de per se* um importante desenvolvimento de precipitação horizontal. Para além desta forma de precipitação, desenvolve-se neste domínio um importante aporte hídrico proveniente da condensação directa da humidade atmosférica sobre a superfície insular (designado nalgumas ilhas dos Açores por “chirene”, no Continente por orvalho e “cacimbo” e na literatura anglo-saxónica por *dewfall*). Ao somatório das duas formas de *input* hídrico designou-se por precipitação oculta (após OLIVEIRA DA SILVA, 1988 e AZEVEDO, 1996).

A análise espacial e temporal dos registos disponíveis da precipitação visível para cada domínio microclimático (fig. 2) em conjunto com determinações *in situ* da precipitação oculta (AZEVEDO, 1998) forneceram os seguintes valores globais anuais:

Precipitação visível (P)	= 290,7 hm ³
Precipitação oculta (Po)	= 15,7 hm ³
<i>Input</i> hídrico	= 306,4 hm ³

Tendo em conta a área plana insular (143 km²), estes valores sugerem uma precipitação média global (P+Po) de cerca de 2200 mm/ano.

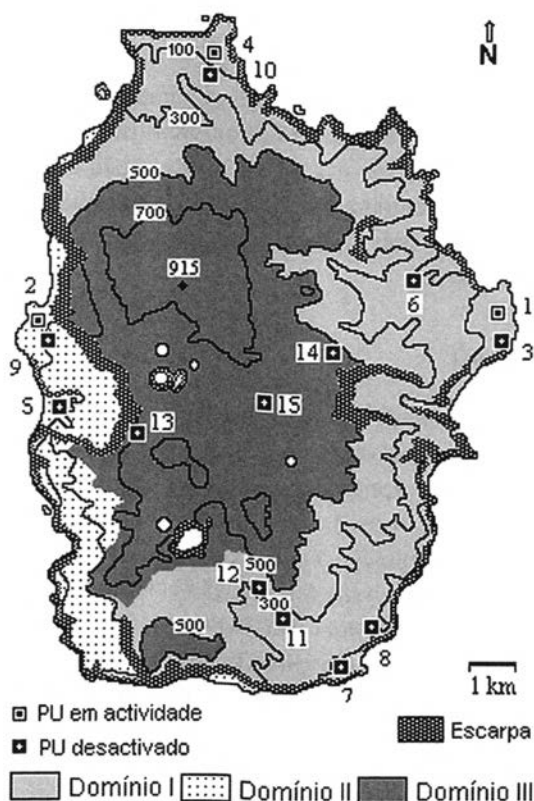


Fig. 1 – Domínios microclimáticos apontados para a ilha das Flores (AZEVEDO, 1998): I - variações climáticas sazonais bem definidas, II- semelhante a I, mas mais seco e III- nevoeiros persistentes.

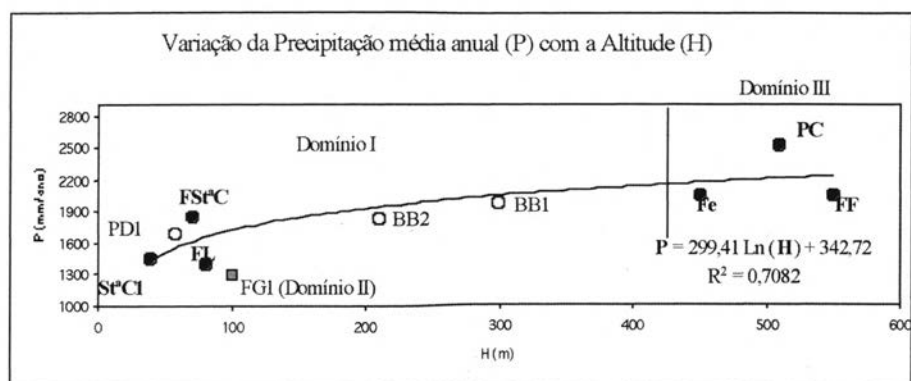


Fig. 2 – Distribuição espacial da precipitação atmosférica média anual nos três domínios microclimáticos da ilha das Flores.

2.2. RETENÇÃO HÍDRICA SUPERFICIAL

Em determinadas ilhas uma percentagem considerável dos recursos hídricos podem ocorrer na própria superfície insular. O facto da ilha das Flores corresponder a esta situação traduz o desenvolvimento de diversas condições naturais, necessárias e suficientes, para a retenção superficial, por períodos consideráveis (superiores a 1 ano) de uma fracção importante do *input* hídrico anual. Neste conjunto de condições destacam-se:

- O desenvolvimento de um considerável *superavit* hídrico.
- A ocorrência de condições topográficas, em particular, de depressões com fundos impermeabilizados ou semi-impermeabilizados e implantadas em bacias hidrográficas endorreicas.
- A presença e a manutenção de cobertos vegetais potencialmente favoráveis ao armazenamento superficial de volumosas quantidades de água.

Na Tabela 1 apresentam-se os valores obtidos (AZEVEDO, 1998) para o armazenamento hídrico em lagoas implantadas em crateras de importantes centros vulcânicos da ilha.

A retenção superficial de água na cobertura vegetal da ilha das Flores em quantidades anormalmente elevadas deve-se exclusivamente à presença maciça de *Sphagnum* nas zonas altas e centrais da ilha.

Ensaio de pesagem, *in situ* e no laboratório, de amostras de *Sphagnum*, alternadamente secas e saturadas em água de retenção (ou de ligação), apontaram para uma capacidade média de armazenamento de 150 litros de água por cada m³ de *Sphagnum*.

Atendendo a que a cobertura desta briófitas ocupa presentemente cerca de 16,5 hm³, atinge-se um valor de água armazenado de 2,48 hm³ (AZEVEDO, 1998).

Tabela 1 – Características hidrológicas nas principais lagoas da ilha das Flores

Lagoa	Profundidade máxima (m)	Input hídrico (hm ³ /ano)	Armazenamento hídrico médio (× 10 ³ m ³)	Varição (±) no armazenamento (%)	Tempo médio de residência (anos)
Lomba	17	0,130	297	6	2,3
Rasa	16	0,397	1356,5	6	3,4
Funda	22	3,065	7073,5	4,5	2,3
Comprida	17	0,481	685	6	1,4
Negra	108	0,490	7256	1	14,8
Total	—	4,563	16668	—	—

2.3. BALANÇO HÍDRICO

Assim como noutras regiões, nos domínios insulares o desenvolvimento do balanço hídrico ao nível do solo, constitui o corolário da análise dos diversos segmentos hidrológicos da superfície.

Os balanços apresentados na Fig.3 para os três domínios microclimáticos da ilha das Flores assentaram na determinação da Evapotranspiração potencial pelo método de Thornyhaite e na avaliação da capacidade de campo através de ensaios *in situ* e laboratoriais. Os resultados obtidos a partir do balanço assente nas concentrações em Cl- nos diversos segmentos hidrológicos superficiais forneceu resultados claramente irrealis.

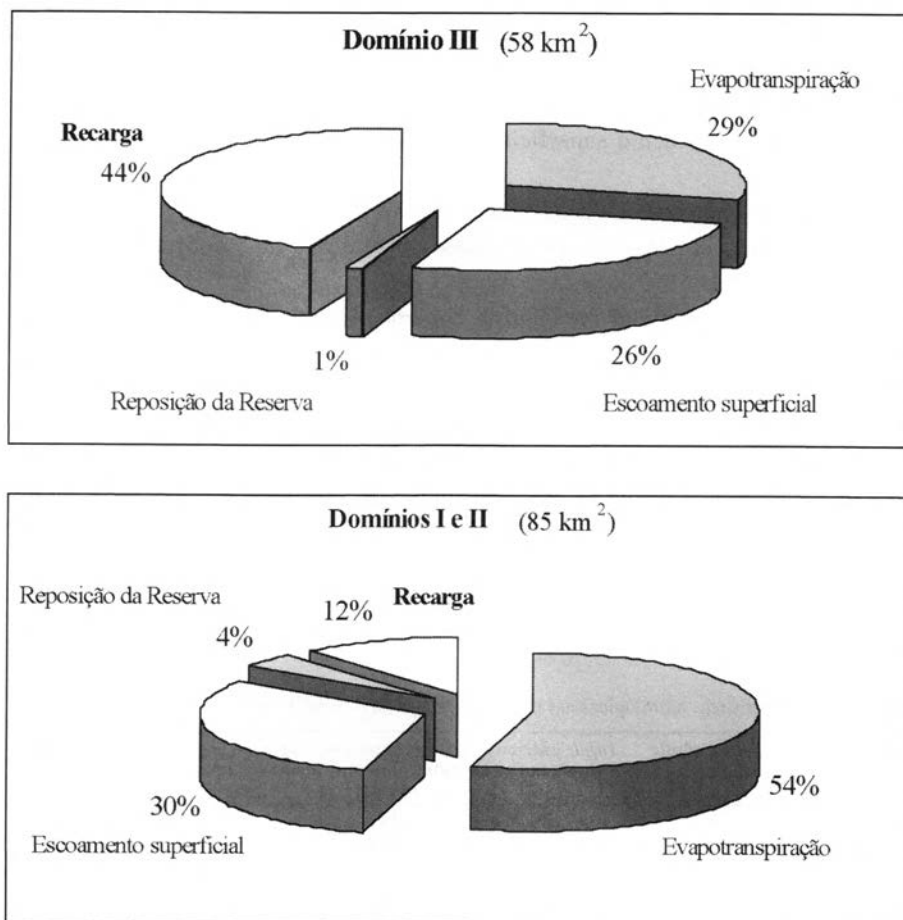


Fig. 3 – Balanços hídricos ao nível do solo para os três domínios microclimáticos da ilha das Flores.

Na Tabela 2 apresentam-se os valores globais obtidos para esta ilha, cuja análise sugere os seguintes comentários:

- A zona central da ilha (domínio III) constitui seguramente o sector superficial mais determinante no equilíbrio hidrogeológico insular, não apenas pelos quantitativos hídricos envolvidos, mas sobretudo pela estabilidade anual dos diversos segmentos do Ciclo hidrológico.
- Relativamente à Hidrologia superficial, esta importância advém principalmente do contributo volumoso e contínuo para a escorrência superficial de base e da estabilidade e quantidade da reserva hídrica armazenada neste sector.
- A elevada percentagem de excedentes hídricos encaminhada para a percolação subterrânea no Domínio III (cerca de 30 %) constitui um factor decisivo no desenvolvimento de uma complexa e intensa hidrogeologia insular.

Tabela 2 – Valores globais do balanço hídrico determinado para a ilha das Flores.

Domínio	I e II		III	
	(hm ³)	(%)	(hm ³)	(%)
ETR	86,8	54,5	42,7	29,0
Escoamento superficial (*)	47,8	30,0	38,3	26,0
Reposição da Reserva	6,4	4,0	1,5	1,0
Recarga aquífera	18,3	11,5	64,8	44,0
<i>Input</i> hídrico	159,2	100,0	147,2	100,0

(*) Admitindo um Coeficiente de escoamento superficial (Ke)=0,28 (AZEVEDO, 1998).

3. HIDROGEOLOGIA

As características quantitativas, qualitativas e dinâmicas dos corpos de água doce que evoluem no meio subterrâneo de domínios insulares de natureza vulcânica são controladas em larga medida por factores de natureza (1) hidrológica, nomeadamente da Hidrologia superficial e sub-superficial, (2) geológico-estrutural e hidrogeológica e (3) geomorfológica.

No caso específico da ilha das Flores, a circulação e o armazenamento hídricos subterrâneos são fortemente condicionados (AZEVEDO, 1998) (1) por uma elevada precipitação anual que ronda os 2200 mm, (2) pelo desenvolvimento de uma extensa plataforma na zona central da ilha (*Plateau Central*), (3) pela natureza da cobertura vegetal natural, constituída principalmente por um “manto” de *sphagnum* que se desenvolve no *Plateau Central* e que apresenta elevadas capacidades de intercepção-retenção-cedência da precipitação oculta (AZEVEDO, 1996; AZEVEDO e PORTUGAL FERREIRA, 1996) (4) pela ocorrência de um substracto pedológico e lito-pedológico com grande continuidade lateral.

Em termos geológico-estruturais, destacam-se dois aspectos (AZEVEDO e PORTUGAL FERREIRA, 1995; AZEVEDO, 1998):

- presença de um núcleo insular constituído por formações de natureza vulcânica submarina (composto fundamentalmente por brechas com matriz intensamente palagonitizada) com permeabilidades extremamente reduzidas, sobre o qual se implantaram os vulcanitos resultantes da actividade subaérea; estes são compostos maioritariamente por séries lávico-piroclásticas e, do ponto de vista hidrogeológico, estas formações apresentam elevadas heterogeneidade e anisotropia;
- desenvolvimento no *Plateau* Central de vastas depressões topográficas de forma tendencialmente circular, cuja origem está relacionada com a implantação de mega-caldeiras.

Em traços genéricos, o modelo hidrogeológico conceptual proposto por AZEVEDO (1998 e 2002) para a ilha das Flores baseia-se fundamentalmente nas características vulcano-estruturais da ilha e, para além da divisão “clássica” do corpo insular em zona não-saturada e zona saturada, inclui dois tipos de sub-domínios hidrogeológicos (fig.4):

- três sub-domínios de natureza transversal – Patamares superior, intermédio e inferior; o último Patamar corresponde ao núcleo pró-impermeável constituído pelas unidades vulcanocásticas submarinas.
- sub-domínios em que a distribuição areal é anelar – Compartimentos nucleares e periféricos; os primeiros localizam-se obviamente no núcleo ou na bordadura do *Plateau* Central e correspondem às zonas topograficamente deprimidas; os segundos estendem-se até à linha de costa e subdividem-se em sectores intermédios e sectores costeiros.

A conjugação entre uma disponibilidade hídrica superficial e uma taxa de recarga aquífera global (cerca de 25% da Precipitação anual) consideravelmente elevadas e uma estrutura vulcânica do corpo insular onde se enfatiza a frequente alternância de vulcanitos com elevadas porosidade e permeabilidade (piroclásticos e escoadas lávicas intensamente fissuradas) com níveis de permeabilidade muito reduzida (escoadas com estrutura compacta, páleo-solos ou bancadas piroclásticas “cozidas”) proporciona o desenvolvimento de várias unidades aquíferas suspensas que se organizam em sistemas e sectores aquíferos (AZEVEDO, 1998). Esta complexa estrutura hidrogeológica da Zona Não-saturada é testemunhada pelo elevado número de exurgências que evoluem desde as cotas mais altas até à Orla Costeira. Apesar do elevado número de exurgências associadas a aquíferos suspensos, estima-se que a depleção das reservas hídricas da Zona Não-saturada efectua-se esmagadoramente para o estrato hidrogeológico inferior, isto é, para a Zona Saturada, promovendo assim, a recarga do aquífero de base.

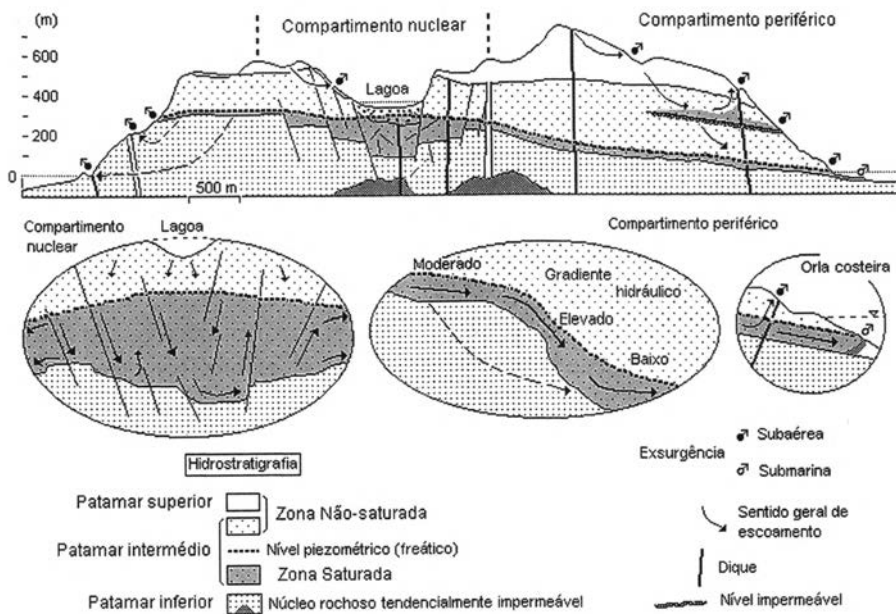


Fig. 4 – Representação esquemática do Modelo Hidrogeológico conceptualizado para ilha das Flores (AZEVEDO, 2002).

Na ilha das Flores, a descarga do aquífero de base opera-se exclusivamente por processos naturais. Estes processos desenvolvem-se fundamentalmente de forma difusa através dos domínios submarinos da Orla Costeira preenchidos com vulcanitos “jovens” resultantes da actividade subaérea (AZEVEDO, 1998).

As características hidrogeoquímicas das águas subterrâneas da ilha projectam-nas maioritariamente no campo da fácies cloretada-sódica e reflectem uma rápida, e conseqüentemente pouco eficiente, interacção água-rocha.

A degradação da qualidade natural das águas subterrâneas decorrente da actividade humana está, por enquanto, circunscrita a um número reduzido de unidades aquíferas (LOBO, 1993). Estas situações verificam-se nas exurgências alimentadas por aquíferos suspensos implantados a cotas inferiores às de residências ou de outros centros de actividade antropogénica intensa. No entanto, a substituição da cobertura natural por pastagens, operada nas duas últimas décadas na zona central da ilha, produziu de imediato importantes alterações nos diversos segmentos da Hidrologia superficial e sub-superficial (AZEVEDO e PORTUGAL FERREIRA, 1996 e 1997), cuja repercussão no equilíbrio hidrogeológico insular tem vindo a ser registada nos últimos anos (AZEVEDO e PORTUGAL FERREIRA, 1998), nomeadamente através:

- de alterações no regime de caudal da maioria das exsurgências, o qual vem evoluindo gradualmente para uma tendência vincadamente sazonal;
- da clara diminuição do caudal anual de algumas exsurgências;
- da degradação, ainda que ténue, da qualidade microbiológica de águas subterrâneas (FLOR *et al.*, 1998) com circulação menos profunda e extensa.

4. CONSIDERAÇÕES PARA A GESTÃO E EXPLORAÇÃO

De acordo com (1) o modelo hidrogeológico proposto, (2) a recente e acentuada evolução dos vários componentes da Hidrologia de superfície, (3) a degradação hidroquímica e/ou as diminuições de caudais de muitas exsurgências actualmente captadas e (4) as exigências de consumo actuais e previstas para os próximos anos e pretendendo-se uma gestão e exploração dos recursos hídricos insulares capazes de responder eficazmente a solicitações com considerável variabilidade temporal (diária ou sazonal) em termos quantitativos e que impliquem o mínimo de impactes ambientais, prevê-se e sugere-se:

- o abandono progressivo da exploração de algumas exsurgências; este processo já foi iniciado, motivado fundamentalmente pela degradação hidroquímica verificada;
- a substituição gradual das actuais técnicas de exploração (captação, normalmente rudimentar, das principais exsurgências) e armazenamento (reservatórios de reduzida dimensão) hídricos;
- reforço das reservas de água para consumo através da exploração directa do aquífero de base; apesar da elevada ocorrência de corpos de água superficiais (lagoas e ribeiras), a sua exploração assume-se mais complexa devido, por um lado, à tendência gradual para uma maior degradação química e microbiológica e, por outro, aos consideráveis impactes ambientais que daí decorreriam.

BIBLIOGRAFIA

274

- AZEVEDO, J.M.M., 1996 – Impacte hidrogeológico da remoção da cobertura vegetal endémica (*Sphagnum*) na ilha das Flores, Açores. - Anais do Seminário “Recursos hídricos subterrâneos em Portugal: quantidade e qualidade”. A.P.R.H., Lisboa, 3p.
- AZEVEDO, J.M.M., 1998 – Geologia e Hidrogeologia da Ilha das Flores (Açores-Portugal). – Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, 1º e 2º Volumes, 403 p.
- AZEVEDO, J.M.M., 2002 – Conceptualizações hidrogeológicas em pequenos domínios insulares: o exemplo da ilha das Flores, Açores. – Anais (em CD ROM) do 6º Congresso da Água, “A água é d’ouro”, Porto, 6p.

- AZEVEDO, J.M.M. e PORTUGAL FERREIRA, M.R., 1995 – As grandes Formações vulcânicas da ilha das Flores, Açores. - Anais do IV Congresso Nacional de Geologia. Mem. & Notícias M.L.M.G, Univ. Porto, 2p.
- AZEVEDO, J.M.M. e PORTUGAL FERREIRA, M.R., M.R., 1996 – As funções hidrogeológicas da cobertura vegetal endêmica (*Sphagnum*) e os impactes da sua remoção (ilha das Flores, Açores). - Anais do 3º Congresso da Água “A Água em Portugal: por uma Política de Excelência”, Lisboa, III: 527-535.
- AZEVEDO, J.M.M. e PORTUGAL FERREIRA, M.R., 1997 – The Hydrogeologic Impacts of the Natural Vegetation Scraping in Azores, Flores Island. - Poster apresentado no Advanced Study Course “European Water Resources and Climate Change Processes”, University College Cork, p. 67.
- AZEVEDO, J.M.M. e PORTUGAL FERREIRA, M.R., 1998 – Condições de ocorrência e funções hidrogeológicas das lagoas em pequenas ilhas vulcânicas: o exemplo da ilha das Flores, Açores. – Anais (em CD ROM) do 4º Congresso Nacional da Água, “A água como recurso estruturante do desenvolvimento”, Lisboa, 8p.
- FALKLAND, A. e CUSTÓDIO, E., 1991 – Hydrology and water resources of small islands: a practical guide - Edição de A. Falkland. Publicação da UNESCO, 500p.
- FLÔR, L., LOBO, A. e ROSA, M., 1998 – Estudo preliminar da microflora bacteriana da água subterrânea de algumas ilhas do Arquipélago dos Açores - Anais (CD-ROM) do 4º Congresso da Água, Lisboa.
- INGRAHAM, N.L. e MATTHEWS, R.A., 1988 – Fog Drip as a Source of Groundwater Recharge in Northern Kenya – Water Resources Research, 24, 8: 1406-1410.
- LOBO, M.A.G., 1993 – Contribuição para o estudo físico-químico e microbiológico da água para consumo humano do Arquipélago dos Açores – Departamento de Ciências Agrárias. Universidade dos Açores, 331 p.
- OLIVEIRA DA SILVA, M., 1988 – Hidrogeologia da Ilha da Madeira - Geolis, v. II, Fasc. 1: 96-102.
- RODRIGUES, R.J.R., 1995 – Hidrologia de ilhas vulcânicas – Tese de especialidade, Departamento de Hidráulica, L.N.E.C. Proc. 602/13/10646, 396 p.

TERMAS DE CHAVES: I – AS BASES TECTÓNICAS E LITOESTRATIGRÁFICAS PARA A MODELAÇÃO FÍSICA E QUÍMICA DO SISTEMA HIDROTÉRMAL

M. PORTUGAL FERREIRA ¹, A. SOUSA OLIVEIRA ² e A. N. TROTA ³

PALAVRAS-CHAVE: águas minerais, geotermia, aquíferos, recarga, descarga, célula hidrotermal, tectónica.

KEY WORDS: mineral waters, geothermics, aquifers, recharge, discharge, hydrothermal cell, tectonics.

RESUMO

Na Província Hidromineral das águas bicarbonatadas sódicas e gasocarbónicas, com expressão na zona geotectónica da Galiza-Trás-os-Montes, as termas de Chaves apresentam alguns valores máximos – caudal, temperatura, flúor, sílica – dentro do conjunto das dezenas de pólos com exsurgências, 18 deles em Portugal. A dependência da neotectónica tem boa expressão no *graben* de Chaves, que ocupa 30 km², e configura um alvéolo rectangular, densamente falhado, com afundimento mínimo de 250 m desde o Miocénico. As exsurgências ficam tendencialmente sobre o lado oeste deste e de outros *grabens* afins; quaisquer exsurgências centrais só se podem expressar por anomalias hidroquímicas e geotérmicas; o bordo leste, com tectónica recente, não apresenta exsurgências. Salienta-se as descargas efectivas e indiciadas ao longo de 5 km sobre a margem oeste de uma “célula de subsidência” alongada segundo NNE-SSW; o vértice sudoeste, no Tabolado de Chaves, com a pluma de maior descarga, fica em “nó tectónico” de intersecção de falhas NNE, ENE, NW e NNW. Um cenário estrutural deste estilo pode ser estendido para outros

¹ Centro de Geociências – Dep. Ciências da Terra, FCTUC, 3000-272 Coimbra.

² Departamento Geologia – UTAD – Apartado 1013, 5000-911, Vila Real.

³ Departamento Geologia – Univ. Açores – Ponta Delgada, S. Miguel.

pólos. Na base litogeoquímica que sustenta a hidroquímica deste sistema discriminam-se como corpos aflorantes ou previstos para o soco do *graben* a) 5 unidades metassedimentares do Silúrico, com realce para os quartzitos e xistos carbonosos, b) granitóides hercínicos. Nestas unidades a) e b) há associações mineralógicas que podem ser envolvidas em reacções água-rocha para libertar os componentes de água mineral. Na cobertura sedimentar alternam corpos lenticulares, desde os argilosos até aos cascalhentos, que marcam o desmantelamento das montanhas e diversos regimes e ambientes de erosão – transporte – deposição e de climas no Cenozóico superior. Esta cobertura terrígena dá a garantia de um aquífero sobreposto com reservas na ordem de $400 \times 10^6 \text{ m}^3$, bastantes para uma recarga sustentada durante centenas de anos.

ABSTRACT: The Chaves spa: I – Tectonic and lithostratigraphic framework for the physical and chemical modelling of the hydrothermal system

The hydromineral province with sodium bicarbonated and CO_2 rich waters shaped on the geotectonic zone of Galicia-Trás-os-Montes is expressed in douzains of sites, 18 of them in Portugal. There, the Chaves spa stands for its maxima on discharge rates, temperatures, fluor and silica. Its clear dependence on Neotectonics is expressed by the associated graben, which is dimensioned of 30 km^2 , shaped as a rectangular alveolus that subsided a minimum of 250 m since the lower Miocene. The exsurgencies prefer the western margin of this one and also of similarly associated grabens. Any other central exsurgencies on the floor of the graben would be limited to be shown as hydrochemical or geothermal anomalies. The eastern border of the graben, with its recently shaped scarp, does not show any hydrothermal exsurgency.

It is to be remarked that the effective, the historical and the prospective discharge spots extend along a belt of 5 km over the western margin of a NNE elongated subsidence cell, whose SW vertex, on the Tabolado of Chaves, holds the major discharge plume. To this vertex converge discrete tectonic faults trending NNE, ENE, NW, NNW.

278

As for the lithogeochemistry that is considered to support the hydrochemical system are here reported, both in cropping massifs and in the telescoped bedrock of the graben a) five Silurian metasedimentary units, comprehending significant quartzites and carbonaceous slates and b) hercynian granitoids. The mineralogical assemblages found in a) and b) are adequate for the water-rock reactions that should be considered to free the chemical species dissolved in the mineral waters.

As for the Ceno-Anthropozoic cover, its lenticular bodies of terrigenous sediments, from clays to gravels, are envisaged for their origin, tectonic markers,

and aquifer capabilities. The volume of the graben terrigenous aquifer is apt to function as a reservoir with 400×10^6 m³ of water. This could sustain a recharge lasting for some centuries.

No fim do programa percorrido no balneário termal, o curista repousa e tranquilamente absorve emanções mal percebidas. Nessas emanções pode estar o registo da origem e a alma da água. Nos emanatórios termais reconstitui-se, com diversas variações gasosas, ou pneumatolíticas, a cela das profecias do templo do santuário de Delfos, que agora se reconhece estar justamente no sítio em que chega à superfície a pluma de intersecção de duas falhas tectónicas activas (as de Delfos e de Kerna). Nessa cela, quedava-se em recolhimento uma donzela virtuosa que depois de inalar o suave perfume dos gases envolventes, o pneuma descrito por Estrabão, entrava em transe. Só então a inspirada Pitonisa transmitia sabedoria e as profecias do oráculo de Delfos. Sabemos agora que ao longo dessa pluma tectónica ascendem quantidades vestigiais de acetileno-etano e de metano, vaporizados dos calcários betuminosos subjacentes ao templo; em doses mínimas, estes hidrocarbonetos que se libertam da água ascendente do aquífero induzem o transe. A inspiração fazia-se na justa medida, pois que em overdoses chegava a induzir loucura e até mesmo provocar a morte. A virtude mágica da água parece estar na composição das rochas por onde ela passa e nas estruturas tectónicas que a conduzem. Cada balneário deverá cuidar da atmosfera do seu emanatório. (Adap.: BOER, J. Z.; HALE, J. R. & CHANTON, J. 2001. New evidence for the geological origins of the ancient Delphic oracle (Greece). *Geology*. Geological Society of América, V. 29, nº 8:707-710.)

1. INTRODUÇÃO

O pólo de Chaves pode ser encarado como uma manifestação discreta de um dos sistemas hidrominerais característicos da Província hidromineral das águas bicarbonatadas sódicas, gasocarbónicas (PORTUGAL FERREIRA & SOUSA OLIVEIRA, 1996) que é correlativa com os terrenos do clássico domínio geotectónico Peritransmontano da Zona da Galiza Trás-os-Montes (fig. 1). Nestas águas minerais destacam-se as espécies iónicas sódio (por vezes também cálcio) e bicarbonato, os valores elevados em TDS, CO₂ livre e SiO₂, e pH relativamente ácido, cuja origem encontra suporte nos elementos de natureza litoestrutural e geotectónica enquadrantes.

No sector português discretizam-se as águas de Melgaço, Vilarelho da Raia, Chaves, grupo de Vidago, grupo de Pedras Salgadas, Sandim, Segirei e Bem-Saúde.

O sistema hidromineral de Chaves é condicionado pela convergência de: a) Zona de Falha de Penacova-Régua-Verin, megaestrutura com orientação NNE-SSW, onde se verifica a existência de hidrotermalismo activo numa extensão com cerca

de 200 km, desde S. Pedro do Sul até Tui (Espanha), que se pode associar a uma tectónica de fracturação sismicamente activa até profundidades que podem exceder os 5 km, b) falha-cavalgamento Chaves-Faiões, com rumo ENE, c) falha-cavalgamento do Caneiro, com rumo NW. As águas termominerais de Chaves exsurgem ($Q > 15$ l/s) em falhas marginais localizadas no bordo oeste do *graben* (10×3 km²) através de “canais” discretos, ou plumas, que estão mais densamente fracturados devido a fracturas transversas. Em Chaves, apresentam acrescida favorabilidade hidráulica de onde resulta temperaturas de emergência da ordem dos 73 °C, única registada ao longo da megaestrutura e na província hidromineral referidos, sendo que de todas as outras gasocarbónicas associadas apresentam temperaturas de emergência inferior a 20 °C (Vilarelho da Raia, grupo de Vidago e grupo de Pedras Salgadas). A recarga é assegurada através de fracturas profundas e sustentada principalmente pelo aquífero poroso sobreposto, caracterizado por depósitos sedimentares cenozóicos a recentes, de enchimento do *graben*. O contexto de evolução climática e a interpretação de dados de natureza química de elementos maiores e isotópicos e de hidrogeologia física e estrutural permitem especular tempos de residência da ordem dos 10 000 anos (SOUSA OLIVEIRA, 2001).

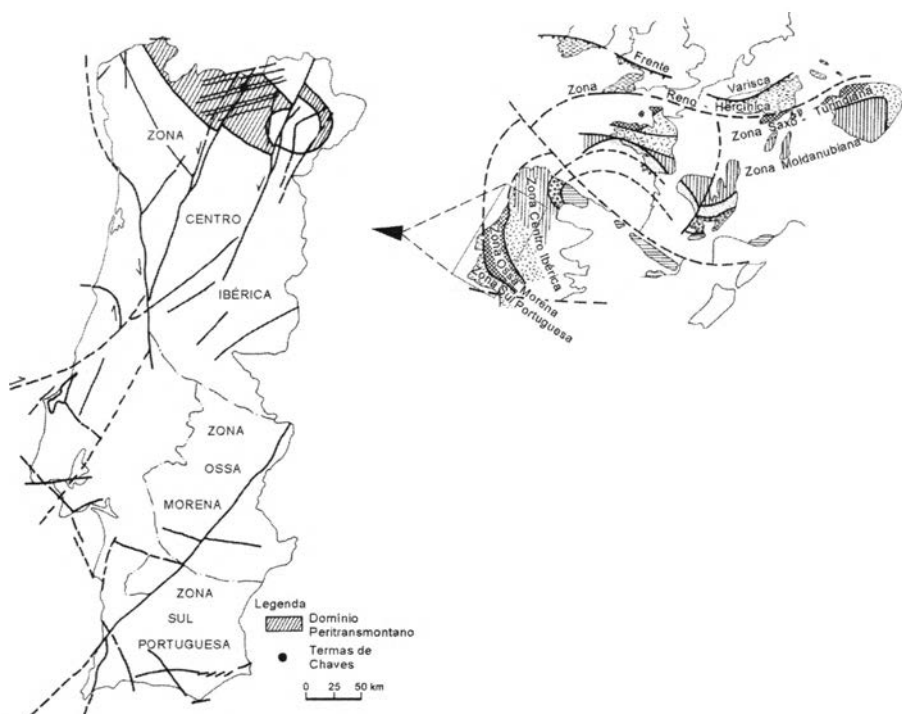


Fig. 1 – A zona geotectónica Galiza Trás-os-Montes no quadro hercínico da Europa.

Dado que a compreensão das propriedades físico-químicas da água mineral, da tipologia do sistema hidromineral e da exploração sustentada deste recurso assenta nas características líticas e estruturais do domínio, faz-se aqui uma inserção dentro desta perspectiva, que até hoje não foi percorrida. Ficam expressas as bases para os trabalhos de âmbito hidrogeológico mais específico.

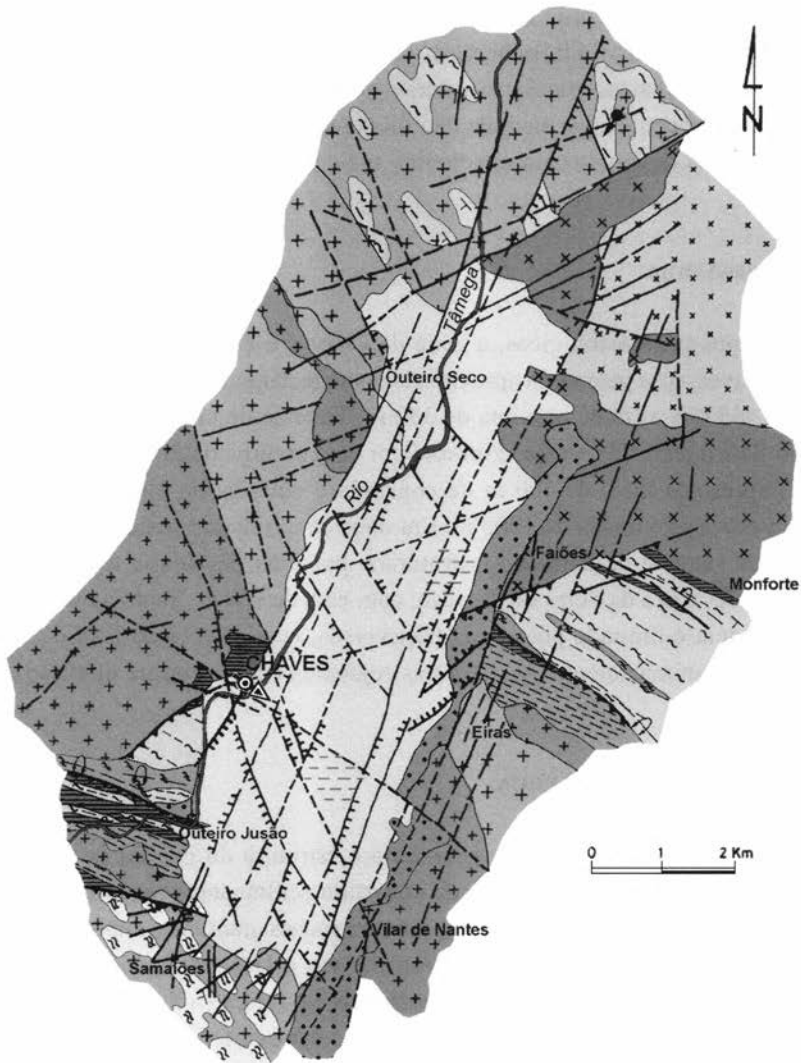
2. GEOMORFOLOGIA

Em termos geomorfológicos, a zona de Chaves é dominada pela designada Bacia de Chaves, com geometria aproximadamente rectangular: 10 km×3 km, orientação NNE-SSW e altitude próxima de 350 m. Trata-se de uma bacia assimétrica em que o flanco leste do *graben*, expresso por uma escarpa de falha relativamente “fresca”, apresenta mais de 400 m de comando e culmina no cimo da Serra da Padrela, à cota aproximada de 1000 m. Em oposição, o flanco oeste apresenta um declive mais suave e descontínuo, estruturado por uma “escadaria tectónica” no sentido das elevações da Serra do Barroso, com cota de 900 m. Tanto a norte como a sul, esta bacia é limitada por *horsts* transversos, cuja orientação ENE-WSW é condicionada tectonicamente por fracturas regionais com a mesma direcção.

3. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA

No sentido de compreender a geometria e estrutura do *graben* de Chaves é necessário conjugar: 1) os depósitos de cobertura sedimentar cenozóicos com 2) o soco de natureza cristalina. Este é composto por rochas granitóides, nomeadamente granitos alcalinos hercínicos, tardi-tectónicos em relação a F_3 e granodioritos calcoalcalinos, também hercínicos, pós-tectónicos em relação a F_3 , ambos intruídos nas cinco formações metassedimentares silúricas cartografadas na região (fig. 2). As fracturas que estruturam o *graben* e que controlam os circuitos hidrominerais manifestam-se nos dois domínios líticos referidos (depósitos de cobertura e soco) embora com funcionamentos diferentes.

Os trabalhos de campo e de fotointerpretação, desenvolvidos às escalas 1:10 000 e 1:2 000, permitiram caracterizar as principais unidades cristalinas, enquanto que a interpretação de *logs* de sondagens executadas nos depósitos de cobertura sedimentar esclarece a composição-estrutura dos depósitos sobrepostos.



Legenda:

Ceno-Antropozóico

- a) fluviais, lacustres e fluvio-glaciares
 b) vertente

Silúrico

- Quartzofilitos superiores de Chaves
 Quartzitos de Outeiro Jusão
 Quartzofilitos intermédios de Granginha
 Xistos carbonosos de S. Julião de Montenegro
 Complexo de micaxistos inferiores, blastomilonitos e migmatitos de Samaiões

Hercínico

- Granitos de Faiões \ Monforte
 Granitos de Chaves \ Outeiro Seco

Sinais convencionais

- Falha (observada / provável)
 Carreamento (observado / provável)
 Dobra vergente (sinclinal / anticlinal)
 Falha normal (observada / provável)
 Emergência hidromineral
 Xistossidade

Fig. 2a – Carta geológica simplificada da região de Chaves.

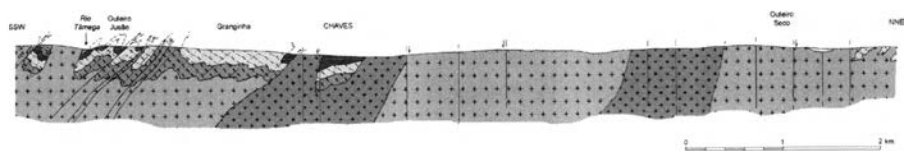


Fig. 2b – Corte geológico simplificado (NNE-SSW) entre Outeiro Jusão e Outeiro Seco; legenda conforme fig. 2a.

3.1. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS HERCÍNICAS

UNIDADES METASSEDIMENTARES SILÚRICAS

As unidades metassedimentares silúricas afloram nos sectores leste e sudoeste-sul da bacia de Chaves. No primeiro caso, são intruídas por granitos alcalinos, sin-tectónicos, a sul e por granodioritos calcoalcalinos, pós-tectónicos, a norte; no segundo caso, são intruídos pelos granodioritos referidos. A sequência estratigráfica que aqui se propõe compreende, de cima para baixo, as formações seguintes:

- Quartzofilitos superiores de Chaves;
- Quartzitos de Outeiro Jusão;
- Quartzofilitos intermédios de Granjinha;
- Xistos carbonosos de S. Julião de Montenegro;
- Complexo de micaxistos inferiores, blastomilonitos e migmatitos de Samaiões, cujas características gerais se sintetizam seguidamente.

Deixa-se uma referência para salientar a importância da litogeoquímica das 3 Unidades intermédias na assinatura hidroquímica das águas minerais.

– Quartzofilitos superiores de Chaves – Esta unidade encontra-se bem representada no sector sul-sudoeste dos domínios metassedimentares. Nestes filitos predomina a clivagem de plano axial da segunda fase de dobramento hercínico (F2). São compostos principalmente por quartzo (>55 %) moscovite e biotite; turmalina ocorre frequentemente, relacionando-se com metassomatismo tardio associado a F₃; andaluzite é mineral secundário; podem apresentar cordierite; é frequente aparecer a grafite em fragmentos minúsculos, a qual é a favorável à interpretação de uma sequência sedimentar com componente carbonosa. Esta grafite e protografite é uma fonte possível para o C da água mineral.

– Quartzitos de Outeiro Jusão – Esta unidade é constituída por quartzitos ligeiramente micáceos que apresentam a espessura total na ordem dos 30 m. São pobres em estruturas internas; no entanto, podem ser observadas algumas

estratificações graduadas e também “*gallet mous*”. Devido à variação lateral de fácies, podem ocorrer lenticulas quartzofílicas intercaladas e até com predominio sobre os níveis quartzíticos. A posição desta formação marca uma barreira morfológica que condiciona a geometria do rio Tâmega fazendo-o sair do *graben*, com rumo a oeste. A oeste (e também a leste) da Veiga de Chaves esta formação contacta directamente com os Xistos Carbonosos, o que é explicável por cavalgamento dos quartzitos sobre estes xistos. Os Quartzitos de Outeiro Jusão podem ser interpretados como sendo o flanco normal de um sinclínio de F_1 vergente para NE. Estes quartzitos são cavalgados, a sul, pelo Complexo de micaxistos inferiores, blastomilonitos e migmatitos de Samaiões. Nestes quartzitos há a presença frequente, de grânulos de grafite, alguns fragmentos arredondados de zircão e escamas de biotite e moscovite. Esta formação encontra-se também presente na cidade de Chaves; aqui está mais deformada e tem turmalina mais frequente. Estes quartzitos que são correlativos com os de Outeiro Jusão, são os flancos de um largo anticlinal deitado. No compartimento a leste da Veiga de Chaves, ocorrem em duas faixas estreitas afastadas de 0,5 km. O facto destes quartzitos se cartografarem nos bordos leste e oeste do *graben* sugere a existência de um desligamento esquerdo a afectar o soco cristalino.

– Quartzofilitos intermédios de Granjinha – Esta formação é constituída principalmente por quartzofilitos moscovítico-biotíticos com clara recristalização; expressa-se numa auréola de metamorfismo termal induzido pela implantação dos granitos. Andaluzite + biotite + moscovite constitui normalmente a associação metamórfica sobreposta à paragénese inicial de quartzo + micas + grafite. Nesta formação, a foliação desenvolvida depois do contacto metamórfico é bem marcada. Em alguns níveis, regista-se a existência de granada em quantidade significativa. A estratificação é quase totalmente mascarada pela clivagem de fluxo S_1 ou xistosidade S_2 , e a relação geométrica entre estas constitui um indicador precioso para a reconstrução do dobramento e dos contactos com os quartzitos. Os quartzofilitos do bloco oeste manifestam apenas a associação mineralógica biotite + moscovite + turmalina. A espessura desta formação é da ordem de 250 ± 50 m, mas a espessura aparente e cartográfica pode ser superior a 1 km.

– Xistos carbonosos de S. Julião de Montenegro – Esta formação ocorre 1,5 km a SSW das Termas de Chaves e também a cerca de 1 km a sul de Faiões. A partir deste último local estes xistos prolongam-se até S. Julião de Montenegro através de uma faixa com direcção NW-SE. Nas camadas espessas de xistos carbonosos intercalam-se leitos de lilitos, com espessura inferior a 1m, e mais frequentemente lenticulas de filitos micáceos. Estes xistos carbonosos são constituídos por quartzo (> 90 %), grafite e ainda por minúsculas escamas de biotite e moscovite. Nesta formação registam-se frequentemente pequenos cavalgamentos

internos; nos limites externos expressam-se cavalgamentos de média dimensão – é o que acontece no limite sul da mancha metassedimentar oeste. Esta formação, com espessura total cerca de 200 ± 50 m, representa um excelente guia estratigráfico dentro do Grupo Peritransmontano.

– Complexo de micaxistos inferiores, blastomilonitos e migmatitos de Samaiões
– Esta unidade compreende um complexo de rochas metamórfico-migmatíticas, muito tectonizadas, que afloram a sul de Outeiro Jusão-Samaiões. Este complexo heterogéneo de rochas metamórficas e migmatitos, cujo “leucossoma” é filiado no granito de Outeiro Seco, inclui lentículas discretas de quartzitos e líditos.

O significado da intensa deformação regional manifestado nos retalhos aflorantes é interpretado pelo facto de constituir a base do Grupo Peritransmontano a qual se intensificou durante a fase F_3 da Orogenia Hercínica e com a intrusão dos granitos sin-tectónicos.

Esta Unidade do soco é especialmente permeável para a infiltração profunda.

ROCHAS GRANITÓIDES HERCÍNICAS

O conjunto das rochas granitóides aflorantes na região de Chaves pode conjugar-se em dois grupos principais:

- Pós-tectónico, de tendência granodiorítica calco-alcálico
- Tardi-tectónico, com filiação alcalina

- Granitos pós-tectónicos, de tendência granodiorítica calco-alcálica

– Granito de Faiões – Este granito aflora principalmente no sector a norte de Faiões-Monforte. Trata-se de um granito de grão grosseiro, isotrópico, porfiróide, biotítico e calco-alcálico. A não evidência de foliações ou lineações primárias ou secundárias aponta para um granito pós-tectónico. Os megacristais de microclina micropertítica, com dimensão centimétrica, tem filiação magmática. A diferenciação granítica termina com o discreto e significativo desenvolvimento de diques aplíticos, e de raros pegmatitos. A norte de Faiões, são observáveis frequentes “granitos vermelhos”, por vezes com evolução para episienitos, em zonas de fracturas (principalmente NNE-SSW) extensas, com largura significativa que pode passar a dezena de metros. SOUSA OLIVEIRA (2001) refere a ocorrência frequente destes litotipos na região de Vidago e de Pedras Salgadas, segundo um padrão estrutural idêntico ao de Chaves. Este associa a sua origem e evolução num quadro de fenómenos de interacção água/rocha capaz de explicar a origem das águas minerais existentes na região. A NE de Faiões destaca-se ainda a intensa argilização deste granito, particularmente junto a fracturas extensas com direcção NNE-SSW.

– Granito de Monforte – Na região cartografada, o Granito de Monforte aflora no bordo leste do *graben* de Chaves, a leste de Outeiro Seco, e é marginado pelo Granito de Faiões através de contactos regulares. Em comparação com o Granito de Faiões é caracterizado por: 1) cristais de quartzo com dimensão significativa (1 a 6 mm); 2) granulidade média, não homogénea; 3) megacristais de feldspato potássico com hábito igual ao do Granito de Faiões, mas claramente mais pequenos (< 1,5 cm); 4) quantidade de moscovite ligeiramente maior; 5) microclina não pertítica. O granito de Monforte é interpretado como representando a fácies interna do plutão pós-tectónico de Faiões-Monforte.

- Granitos tardi-tectónicos, com filiação alcalina

– Granito de Chaves – Estes granitos afloram no compartimento oeste do *graben*, em Chaves e em toda a sua região oeste e ainda a SW de Outeiro Seco segundo uma faixa com direcção aproximada NW-SE. No bordo leste de *graben* ocorre na zona de Vilar de Nantes e a leste de Eiras. O Granito de Chaves é de natureza alcalina, tardi-tectónico, relativamente a F_3 (310 MA), apresenta uma textura com granulometria média a fina e características cataclásticas frequentes. A microclina é escassa e manifesta-se em pequenos fenocristais, a moscovite e a biotite perfazem 10 %-15 %, e denota uma textura orientada segundo $N30^\circ W$, correspondente a uma foliação tectónica subvertical que é enfatizada pelas micas e pelos fenocristais. A textura caracteriza-se ainda pela elevada homogeneidade. Os xenólitos nos afloramentos são muito escassos e de reduzidas dimensões. A fácies externa deste granito, particularmente no contacto com a formação dos micaxistos inferiores, apresenta-se extremamente alterada com o feldspato parcialmente argilizado e a biotite a alterar-se para mica branca. Esta alteração de natureza hidrotermal pode ser induzida por águas minerais quentes. Com efeito, o contacto segue aproximadamente a tendência das fracturas profundas com circulação hidráulica.

– Granito de Outeiro Seco – Estes granitos afloram com particular destaque no bordo oeste do *graben*, a norte de Chaves, também no compartimento leste, junto à localidade de Eiras, e no sector, na zona de Samaiões. Este granito apresenta características idênticas e a mesma filiação magmática que o Granito de Chaves. No entanto, pode ser distinguido pelos seguintes elementos: 1) textura com granulometria ligeiramente mais grosseira; 2) anisotropia mais acentuada e melhor definida; 3) notáveis quantidades de minerais radioactivos inclusos na biotite e apatite; 4) nítida foliação interna $N30^\circ W$. O contacto com o Granito de Chaves segue aproximadamente o andamento da foliação. A ocorrência de xenólitos de micaxistos torna-se mais significativa para norte.

- Filões e massas

Do cortejo filoniano aflorante na região de Chaves sublinha-se a débil representatividade de rochas básicas. Estas limitam-se a segmentos discretos e são principalmente lamprófiros do tipo spessartito-kersantito que se associam a episódios alpinos muito precoces. Estes filões enquadram-se em fracturas profundas com direcção ENE-WSW (PORTUGAL FERREIRA (1965); SOUSA OLIVEIRA (2001)), típicas da região transmontana. Uma importante fractura desta família atravessa a cidade de Chaves.

Os filões de quartzo são os mais frequentes e agrupam-se segundo as principais direcções de fracturação; de acordo com estas direcções destacam-se as seguintes famílias filonianas: 1) N70°E, extremamente importante, em particular quando intersectam filões com outras direcções; 2) N5°E-10°E, mais significativa no bordo leste do *graben*, onde podem atingir espessuras da ordem métrica; 3) N30°E, são particularmente importantes na vizinhança das emergências hidrominerais de Chaves e de Vilarelho da Raia. No sector leste, alguns filões de quartzo com direcção N70°E apresentam sulfuretos. Os filões aplíticos são relativamente raros. As zonas episientizadas derivadas de granitos, com particular incidência em sectores fracturados com direcção NNE-SSW, estão bem expressos a norte de Faiões.

3.2. UNIDADES CENO-ANTROPOZÓICAS – COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES DE ENCHIMENTO DO *GRABEN* DE CHAVES

Os sedimentos cenozoicos (pós miocénicos) de enchimento do *graben* compreendem diversas fácies cuja origem se relaciona com ambientes lacustre, aluvial, coluvial-torrencial, de planície de inundação e fluvio-periglacial.

A coluna litoestratigráfica proposta para os depósitos de enchimento (fig. 3) resulta da conjugação de elementos de cartografia geológica e da análises de *logs* de sondagens desenvolvidas na depressão de Chaves (relatório não publicado da Direcção Regional de Agricultura de Trás-os-Montes, 1987-89). Estes *logs* resultaram de um programa de avaliação do potencial de águas subterrâneas para irrigação da Veiga de Chaves. Assim, propõe-se a seguinte coluna litoestratigráfica, de cima para baixo:

- Areias do rio Tâmega e depósitos superficiais cascalhentos de planície de inundação – espessura até 74 m;
- Argilas com finos estratos de areias – espessura até 35 m;
- Complexo de estratos argilosos, arenosos e cascalhentos; argilas cinzentas com lignite – espessura até 54 m;
- Depósito cascalhento intermédio (um bom marcador de inundação interna) – espessura até 66 m;
- Depósitos arcósicos – até 60 m;
- Argilitos intermédios – espessura até 64 m;

- Depósito cascalhento inferior – espessura até 120 m;
- Argilitos inferiores – espessura máxima registada 23 m.

A interpretação dos *logs* de sondagens referidos mostra que é no sector leste do *graben* que se verifica a maior espessura de sedimentos. Esta interpretação é corroborada pelos resultados de trabalhos de prospecção geofísica desenvolvidos na região no âmbito do programa Joule I. A espessura de sedimentos de enchimento do *graben* excede 225 m; este valor corresponde à sondagem de maior profundidade desenvolvida cerca de 2 km a NNE de Chaves. Genericamente, constata-se que a componente argilosa é mais frequente no sector sul do *graben* em detrimento da arenosa que é predominante a norte.

A actividade neotectónica é evidente nestes depósitos, manifestando-se pelo basculamento dos estratos para oeste e pelo diaclasamento (NNE-SSW) dos depósitos argilosos, manifestações observáveis nos barreiros de Vilar de Nantes. A interpretação dos *logs* das referidas sondagens revela ainda uma tectónica activa, com a transposição da fracturação do soco para estes depósitos sedimentares com o desenvolvimento de um complexo sistema *graben-horst* cruzado que está na origem do “afloramento” dos depósitos argilosos na zona de Vilar de Nantes.

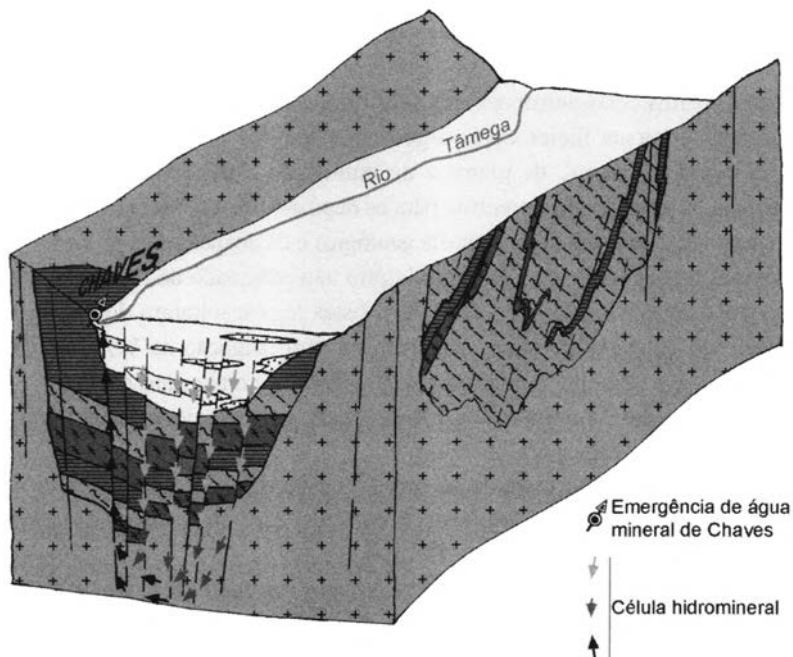


Fig. 3 – Bloco diagrama esquemático para ilustrar o enchimento do *graben* e a estrutura do soco.

3.3. ELEMENTOS ESTRUTURAIS

- Estruturas no soco cristalino

Existe todo um conjunto de elementos tectono-estruturais associados ao soco e aos depósitos sedimentares de cobertura que interessa destacar, porque são determinantes no controlo do sistema hidromineral de Chaves.

Dos elementos hercínicos responsáveis pela moldura geométrica do *soco* sublinham-se: 1) cavalgamentos para NE sobre os flancos normais de dobras – estes cavalgamentos estão presentes a várias escalas e podem ser observados nas zonas de Outeiro Jusão e Faiões; 2) eixos e planos de dobras F1 vergentes para NE – estas dobras, conjugadas com a estruturação imposta por alguns carreamentos F₂ explicam a duplicação das formações silúricas; 3) as fracturas NW-SE funcionaram como elementos controladores para a instalação de granitos tardi-tectónicos; 4) fracturas NNE-SSW e ENE-WSW de desligamento esquerdo são mais efectivas no deslocamento das unidades silúricas e, embora com menor rejeito horizontal, nos granitóides hercínicos tardios. Com efeito, alguns granodioritos pós-tectónicos foram instalados com a ajuda de fracturas ou sistemas de fracturas que passaram a funcionar como extensivas após a fase F₃ da orogenia hercínica. As fracturas da família ENE-WSW estão bem representadas a norte de Chaves, atravessando toda a estrutura do *graben*; são fracturas extensivas onde, em algumas delas, se instalaram filões de lamprófiros do Triássico superior.

A ligação das unidades correlativas aflorantes nos flancos leste e oeste do *graben* é interpretada com a integração de um conjunto de fracturas com direcção NNE-SSW de cujo desligamento esquerdo conjunto resulta o deslocamento de blocos em escadaria dos metassedimentos silúricos, que devem constituir uma parte significativa do chão do *graben*. Esta faixa compósita estende-se em cerca de 5 km, desde Faiões até Outeiro Jusão, e dispõem-se diagonalmente ao *graben*. Sob a cobertura sedimentar, esta faixa corresponde a uma área cerca de 40% (cerca de 8 km²) da sua base localizada na parte central do seu domínio e situando-se provavelmente na parte mais profunda.

A implantação tardi-tectónica do plutão granítico alcalino de Chaves é interpretada através do seu condicionamento à zona axial de uma grande estrutura em anticlinal que corresponde também a uma zona de cisalhamento direito NW-SE.

Algumas das características tectónicas do soco, particularmente a intensidade de brechificação e a geometria dos quartzitos, e ainda o padrão de fracturação, onde um regime extensivo impôs uma densidade de fracturação significativa, qualificam os sectores que oferecem melhor condutividade hidráulica. A litoestratigrafia das unidades silúricas na base da zona de enchimento sedimentar do *graben* deve ser considerada como um elemento fundamental na interpretação dos dados geofísicos e hidrogeológicos. As diferentes respostas electromagnéticas e eléctricas de micaxistos, xistos carbonosos, quartzitos e filitos devem ser tidas em consideração.

As fracturas normais alpinas podem ser agrupadas em 4 famílias principais de acordo com a orientação apresentada: NNE-SSW, ENE-WSW, NW-SE e NNW-SSE. As fracturas do primeiro e segundo grupo são as mais frequentes e são responsáveis pela estrutura em escadaria anteriormente referida e pela estruturação das unidades sedimentares do *graben* num mosaico de blocos limitados por falhas normais.

- Fracturas na cobertura

A deposição da cobertura sedimentar do *graben* de Chaves, com expressão superficial de $3 \times 10 \text{ km}^2$ poderá ter sido iniciada no Miocénico (PORTUGAL FERREIRA *et al.*, 1990-91). Reflecte os efeitos da neotectónica, com reactivação de estruturas, herdadas e propagadas a partir das unidades líticas do soco hercínico. Os trabalhos de campo desenvolvidos na região e a interpretação de *logs* de sondagens efectuados no vale de Chaves testemunham a presença daquelas estruturas nos depósitos de cobertura; num quadro estritamente tectónico seria possível interpretar rejeitos da ordem das dezenas de metros. As fracturas mais expressivas, com direcção NNE-SSW e NW-SE apresentam rejeitos verticais que definem uma série de *grabens* e *horsts* em que os longitudinais (NNE-SSW) são cruzados pelos *grabens* transversos (NW-SW). Estas estruturas compartimentam os depósitos de cobertura em “células” prismáticas losangonais (blocos) cujos limites são definidos pelas fracturas que seguem aqueles andamentos. A movimentação relativa destas “células” integra-se na estruturação geral do *graben* de Chaves.

As falhas NNE-SSW definem o *graben* principal (de Chaves), que integra dois *grabens* secundários: um localizado no bordo leste, entre Vilar de Nantes e Faiões com prolongamento para NE e outro a oeste, no sector de Outeiro Jusão-Chaves-Outeiro Seco.

As falhas NW-SE definem um *horst* importante no alinhamento de Vilar de Nantes-Chaves com abatimentos para sul e progressivamente para norte até ao paralelo de Faiões mas onde é também possível definir um *horst* no paralelo de Eiras.

As zonas mais abatidas estão localizadas a norte de Chaves, no paralelo situado entre Eiras e Faiões e no paralelo entre Chaves e Eiras. Um outro sector deprimido, mas de menor importância, esboça-se no paralelo entre Outeiro Jusão e Vilar de Nantes.

Outras falhas importantes, embora menos marcadas relativamente às já referidas anteriormente, são as ENE-WSW, (PORTUGAL FERREIRA, 1965), também expressas no soco. É importante a falha Chaves-Faiões, com possível prolongamento para a falha de Bragança, ou pelo menos com o mesmo andamento. Salienta-se também a boa expressão evidenciada na zona de Outeiro Seco.

Anota-se finalmente a falha WNW-ESE, com expressão na zona de Chaves e cujo andamento é aproximado ao dos carreamentos ocorrentes nas unidades paleozóicas.

As falhas associadas a estas 2 últimas direcções revelam um comportamento mais passivo em relação à tectónica recente.

4. CONTROLO LITOESTRUTURAL NA DESCARGA

A análise de linhas de isocondutividade na Veiga de Chaves mostra a existência de alguns pólos com anomalias de elevada condutividade que podem relacionar-se facilmente com manifestações de águas minerais. A distribuição espacial coincide grosso modo com o limite do *graben* onde ocorre enchimento clástico e o seu alinhamento pode arquitectar-se num losango com vértices em Chaves (onde existe a exploração de águas termominerais), Outeiro Seco, Faiões e Vilar de Nantes. Numa interpretação breve refere-se uma “célula” com aquela geometria, provavelmente mais abatida na parte central, sobre um soco com as unidades silúricas, cujos bordos, com cobertura clástica mais débil, são favoráveis à descarga que é obviamente controlada pela associação de fracturas, conforme abaixo se refere.

A relação destes pólos com as falhas definidas na região (fig. 4) pode ser sistematizada da seguinte maneira:

- a) à escala do *graben* – é estreita a associação com os *grabens* marginais localizados a oeste (com maior significados onde os valores de condutividade são mais elevados) e a leste onde os locais favoráveis ou com manifestações termominerais se alinham segundo a direcção das fracturas NNE-SSW e ainda com bordos do *horst*, cujo limite separa falhas menos verticalizadas; é clara a tendência para a localização nas intersecções dos dois *grabens* longitudinais com: 1) os *horsts* transversais ou 2) no domínio transitório do sistema *graben/horst* transversal.
- b) à escala local – é íntima a afinidade existente entre as zonas anómalas com os nós de intersecção do sistema de falhas NNE-SSW e NW-SE, onde os sectores dos ângulos obtusos resultam mais eficazes; a mesma tendência é referida por PORTUGAL FERREIRA e SOUSA OLIVEIRA (1996) no *graben* de Pedras Salgadas.

As falhas ENE-WSW, embora contribuam para um melhoramento das características hidráulicas (permeabilidade) para a descarga, não são tão determinantes quanto as anteriores dada a menor reprodutividade espacial. As situações que merecem referência são as do pólo de Chaves e do pólo situado imediatamente a NE deste.

As mesmas referências podem ser indicadas para a estrutura WSW-ENE, com algum significado no pólo de Chaves.

O controlo na descarga depende fundamentalmente de parâmetros de natureza estrutural. As unidades líticas apresentam uma importância relativamente maior na recarga. Pode contudo referir-se que as ocorrências se manifestam em zonas granitóides, nos limites da zona de enchimento clástico do *graben*, ou no contacto dos granitóides com as unidades metassedimentares como é o caso de Chaves. Salienta-se ainda a importância dos quartzitos quando se lhes associam os nós de fracturas anteriormente referidas.

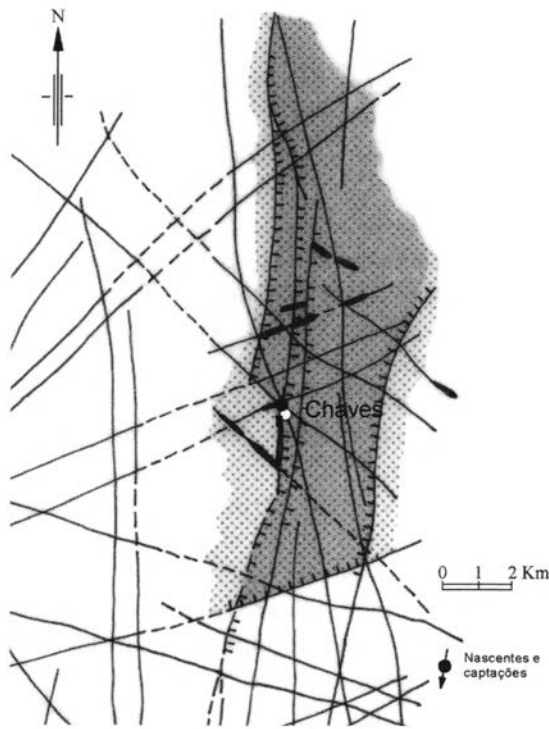


Fig. 4 – Representação simplificada do *graben* de Chaves com células marginais subsidentes, estruturas cruzadas e falhas convergentes na zona das captações.

5. ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO

No escoamento subterrâneo dentro do *graben* de Chaves existem dois elementos fundamentais a considerar: 1) um, de carácter estrutural, em que são determinantes as diferentes famílias de fracturas e as respectivas movimentações e encurvamentos da superfície da falha e 2) um outro, de natureza litológica, onde se salientam as unidades paleozóicas e os granitos hercínicos.

Dado que o soco é de natureza cristalina, a capacidade de armazenamento e a permeabilidade do meio são fortemente determinadas pela intensidade de fracturação. Ao desligamento sinistrógiro escadeado do paleozóico constituinte do fundo *graben* associar-se-á uma forte fracturação e brechificação. Resultam assim boas propriedades hidráulicas e a melhoria nas condições propícias aos fenómenos de interacção água/rocha. A este parâmetro acrescentam-se também os carregamentos internos característicos destas unidades. A natureza destas formações, significativamente quartzíticas, implica a existência de propriedades hidráulicas mais favoráveis.

Da expressão espacial dos terrenos paleozóicos, que constitui mais de 50% da superfície do losango reportado a Chaves-Outeiro Seco-Faiões-Vilar de Nantes-Chaves e das características litoestruturais pode concluir-se da importância fundamental deste nos fenómenos de circulação subterrânea.

Quanto ao maciço granítico a intensidade de fracturação com a respectiva discretização em blocos facilita a circulação subterrânea, sendo contudo mais eficaz nas formações quartíticas referidas anteriormente.

A intercomunicação dos circuitos hidráulicos subterrâneos entre as formações metassedimentares e as ígneas é desenvolvida pela rede de fracturas ocorrentes no substrato. As famílias NNE-SSW, ENE-WSW e NW-SE são as de maior significado se atendermos à relação destas com as zonas de descarga.

A circulação em sectores mais profundos da crosta é condicionada principalmente pelas falhas NNE-SSW atendendo à relação directa do comprimento/profundidade das fracturas.

Na circulação mais superficial as fracturas com direcção NW-SE são mais importantes dada a posição favorável relativamente ao campo de tensões hoje existente.

Na generalidade propõe-se, um modelo em que a circulação no soco começa pelas unidades metassedimentares e passa para os granitos com posterior convergência para as zonas de falha que funcionam como colectoras do escoamento hidromineral profundo.

6. RECARGA/INFILTRAÇÃO

No modelo global que se define para as águas minerais desta província, admite-se que a recarga possa ocorrer em 3 tipos de ambientes:

- 1) *graben*, onde os depósitos de cobertura e os cursos de água funcionam como aquíferos sobreimpostos – corpos hídricos que facilitam a recarga.
- 2) depressões tectónicas, onde existem sectores densamente fracturados/brechificados ou com cavalgamentos aproveitados por cursos de água que podem induzir recarga discretizada e permanente.
- 3) “*plateaux*” marginais, elevados em relação às depressões, havendo então uma recarga mais difusa e mais sazonal.

No caso de Chaves, a recarga poderá acontecer na área correspondente ao *graben*; o aquífero poroso multicamada associado aos depósitos clásticos de enchimento e o rio Tâmega são bons elementos de recarga permanente. A existência de lagoas, mais ou menos extensas, terá sido uma constante sobre este domínio; há referências escritas do século XVIII que as explicitam. A sobreposição e ligação ao soco cristalino, intensamente fracturado, potencia infiltrações para leste mais

significativas que em qualquer outro domínio. A recarga far-se-á especialmente na parte central da “célula”, e com particular ênfase a norte do paralelo de Chaves onde os níveis detríticos são mais arenosos, com descarga nos sectores marginais.

Para o ambiente 2 a recarga funciona de modo estabilizado em canais enquanto que no cenário 3 funciona fundamentalmente durante a época das chuvas.

As zonas densamente fracturadas e brechificadas que são as mais importantes no maciço leste do *graben*, a norte e a leste de Faiões, onde se evidenciam as fracturas NNE-SSW, podem constituir exemplo para o cenário 3. Em relatório interno do programa Joule (PORTUGAL FERREIRA *et al.*, 1990-91) salientou-se a recarga nos “plateaux”, com granitos arenizados, em especial na Serra da Padrela, a leste, com base nesta hipótese e fundamentada em dados isotópicos de δD e $\delta^{18}O$, interpretados para o clima actual, i. é sem correcção para os tempos de glaciação, cujas temperaturas atmosféricas (3 a 5°C) eram significativamente mais baixas. A interpretação com recarga actual é discutível.

BIBLIOGRAFIA

- DIRECÇÃO REGIONAL DE AGRICULTURA DE TRÁS-OS-MONTES. 1987-1988 – *Estudo de viabilidade de rega do vale de Chaves e seus vales secundários e prospecção de águas subterrâneas em algumas zonas de Trás-os-Montes*. Hidroprojecto; Acavaco; Tahal.
- DIRECÇÃO REGIONAL DE AGRICULTURA DE TRÁS-OS-MONTES. 1988-1989 – *Estudo de viabilidade de rega do vale de Chaves e seus vales secundários*. Hidroprojecto; Acavaco; Tahal.
- PORTUGAL FERREIRA, M. 1965 – Geologia e petrologia da região de Rebordelo-Vinhais. Tese de doutoramento. Separata da *Revista da Faculdade de Ciências da Universidade de Coimbra*, Coimbra, Vol. XXXVI, 287p.
- PORTUGAL FERREIRA, M. & SOUSA OLIVEIRA, A. & TROTA, A. N. 1990-91 – *Chaves geothermal pole. Geological survey, I e II*, Joule I program, DGXII, CEE. Relatório interno da UTAD. Vila Real.
- PORTUGAL FERREIRA, M. & SOUSA OLIVEIRA, A. 1996 – The framework of the hydrochemical province of bicarbonated waters in the Hercynian Massif (Portugal). *II workshop on hard rock hydrogeology of the Boemian Massif*: Department of Hydrogeology Institute of Geological Sciences, Wroclaw University, Borowice, Poland.
- PORTUGAL FERREIRA, M. & SOUSA OLIVEIRA, A. 2000 – The protection zones for the thermo-mineral (m-th) aquifer of Chaves (N Portugal): Hard rock and porous rock hydrogeological constraints. *In C-D Abstracts 31st Internacional Geological Congress*, August 6-17, 2000, Rio de Janeiro, Brasil.
- SOUSA OLIVEIRA, A. 2001 – *Hidrogeologia dos sistemas gasocarbónicos da Província Hidromineral Transmontana: Ribeirinha (Mirandela), Sandim (Vinhais), Segirei e Saldadela (Chaves)*. Tese de doutoramento, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 442p.

POTENCIALIDADES DOS MACIÇOS GRANÍTICOS DO DISTRITO DA GUARDA PARA A PRODUÇÃO DE INERTES E PEDRA ORNAMENTAL

J. M. FARINHA RAMOS¹, A. MOREIRA¹, M. R. LEITE¹, L. GOMES² e S. SPINOLA²

PALAVRAS-CHAVE: maciços graníticos, inertes, granitos ornamentais, distrito da Guarda.

KEY WORDS: granitic massifs, production of aggregates, ornamental stones, Guarda district.

RESUMO

Em cerca de 75 % da área do distrito da Guarda ocorrem rochas graníticas, pelo que se pode dizer que os recursos geológicos têm essencialmente a ver com os processos de cristalização dos magmas graníticos e com os processos pós-magmáticos. Este distrito teve, no passado, uma grande importância do ponto de vista mineiro (Sn, W, U, Nb, Ta, Li, Be, Qz, Fk, etc.), mas com a paralisação da maior parte das minas é a exploração de granitóides que assume, de momento, particular relevância. Neste trabalho, além de se fazer uma referência sumária à geologia do distrito, descrevem-se os granitóides aflorantes com as suas principais características geológicas e mineralógicas, e apresenta-se uma descrição das principais pedreiras existentes, das potencialidades dos maciços graníticos aflorantes para a produção de pedra industrial e ornamental, bem como da importância económica da actividade extractiva de granitóides para o distrito.

¹ Laboratório do I.G.M. – Rua da Amieira, 4465 S. Mamede de Infesta.

² I.S.E.P. – Rua Dr. António B. Almeida, 431, 4200-012 Porto.

ABSTRACT: The potential exploitation of ornamental and industrial stones in the granitic massifs of the Guarda district

In the Guarda district, 75% of the area is constituted by granitic rocks. Therefore the geologic resources of this district are related to magmatic and postmagmatic processes involved in crystalization of granitic magmas. In spite of the existence of several mining occurrences the exploitation of granitic rocks is at present the primordial extractive activity in district. In this paper is presented a brief description of the geological and mineralogical characteristics and potentialities of the granitic rocks cropping out in the Guarda district. Their applications as industrial and ornamental stone are stressed. We will also refer the importance of the exploitation of granites for the regional economy.

1. UNIDADES GEOLÓGICAS DO DISTRITO DA GUARDA

1.1. ROCHAS METAMÓRFICAS:

1.1.1. *Complexo xistograuváquico*: Esta unidade de idade ante-ordovícica aflora nas regiões de Meda, Vila Nova de Foz Côa, Figueira de Castelo Rodrigo, Gouveia, Seia Manteigas e Sabugal e ainda em pequenos retalhos dispersos no interior dos maciços graníticos (Fig.1).

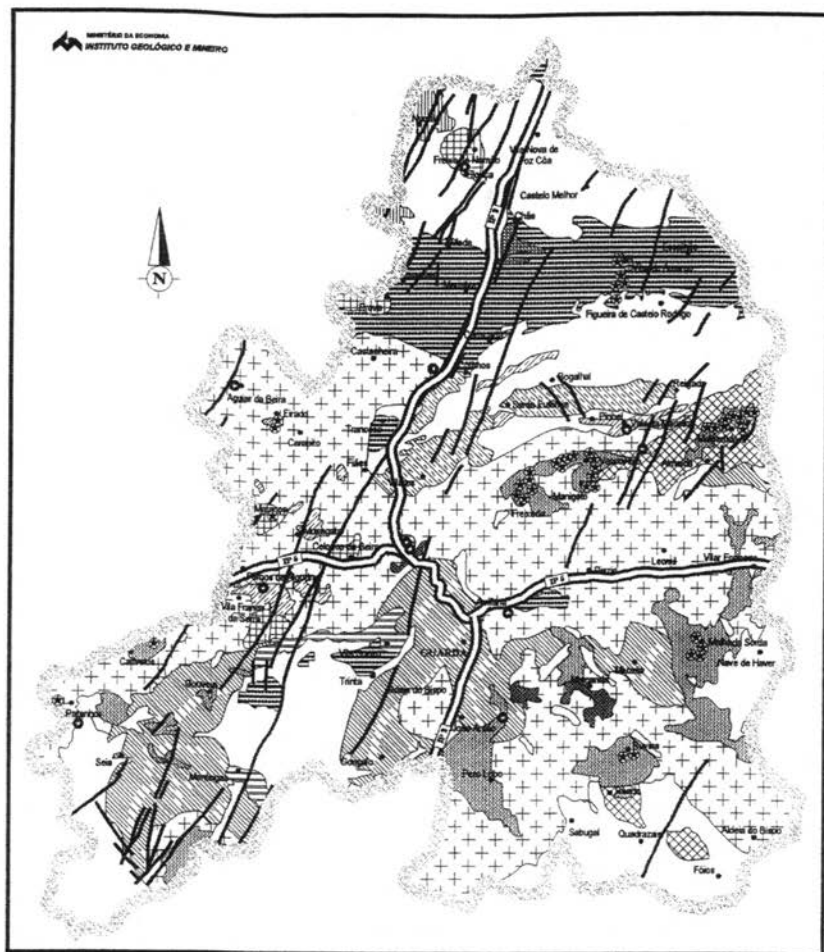
1.1.2. *Ordovícico*: São rochas essencialmente de natureza quartzítica que formam muitas vezes relevos como a Serra da Marofa e o morro S. Gabriel (Castelo Bom –Vila Nova de Foz Côa).

1.2. ROCHAS ÍGNEAS

1.2.1. – Granitóides: São as rochas que, do ponto de vista do seu aproveitamento para a indústria apresentam, neste momento, maiores potencialidades como recurso mineral. Os diversos tipos de granitóides, cuja intrusão ocorreu essencialmente durante a orogenia hercínica, foram classificados como segue (Fig.1):

- Granitóides *ante a sin fase 1* – *Granitos Gnáissicos (Tipo 1)* – São essencialmente granitos de duas micas de granulado fino, ou fino a médio, com foliação evidente e formam pequenos maciços que afloram nas regiões de Pinhel Trancoso e Fornos de Algodres.
- Granitóides *sin fase 2* – *Granitos gnaissóides (Tipo 2)* – São essencialmente granitos de granulado médio ou médio a fino de duas micas com “restites” xistentas. Ocorrem essencialmente na região de Pinhel.

- Granitóides *sin fase 3* – Foram distinguidas 3 séries:
- a) *Série precoce*: Granodioritos de granulado médio, cor cinzenta escura, levemente porfiróides com foliação (**Tipo 3**). Ocorrem na região de Chãs e S.^{ta} Comba (Vila Nova de Foz Côa) e Vilar de Amargo (Figueira de Castelo Rodrigo); granitos de duas micas, granulado, médio com foliação evidente, indiferenciados (**Tipo 4**). Ocorrem nas regiões de Escalhão-Meda, Trancoso, Videmonte, Folgoso, etc.; Granitos de duas micas, porfiróides, granulado médio, cor cinzenta clara (**Tipo 5**). Ocorrem no maciço de Numão; Granitos biotíticos, porfiróides, de granulado grosseiro com foliação (**Tipo 6**). Compreende o maciço de Pero Soeiro e pequenos maciços na região de Vale de Açores (Celorico da Beira). O maciço de Manteigas embora incluído neste grupo, deverá ser antes associado aos granodioritos do maciço do Fundão que se incluem na série intermédia.
 - b) *Série intermédia*: Granitos e granodioritos porfiróides, duas micas, mas com biotite predominante, de granulado grosseiro, por vezes com foliação e cor cinzenta azulada quando fresca (**Tipo 7**). Ocorre na região da Guarda.
 - c) *Série tardia*: Quartzodioritos e granodioritos biotíticos, de granulado fino a médio cor cinzenta escura, ricos em biotite, com encraves restíticos (**Tipo 8**). –Ocorre em pequenos maciços na região de Monte Margarida, Açores, etc; granitos monzoníticos porfiróides, de granulado grosseiro, duas micas, mas com biotite dominante, cor cinzento azulada quando fresco (**Tipo 9**). Ocorrem nas regiões de Covilhã, Belmonte, Aldeia da Ribeira, Castelo Mendo, Aguiar da Beira; granitos monzoníticos, de granulado médio, cor cinzenta azulada escura, duas micas, com biotite predominante sobre a moscovite e esparsos megacristais (**Tipo 10**). Ocorre na regiões de Almeida, Rendo etc; granitos moscovítico-biotíticos tardios (**Tipo 11**). Formam maciços circunscritos que ocorrem nas regiões de Freixedas, Malpartida, Malhada Sorda, Fráguas-Pena Lobo, Ruvina, Carapito, etc. Predominam nestes maciços as fácies de granulado médio, sendo a de grão mais fino a que ocorre no maciço de Catevelos, enquanto fácies mais grosseiras ocorrem por exemplo na parte NE do maciço de Fráguas-Pena Lobo.
- Granitóides Pós-tectónicos (**Tipo 12**). Constituem os maciços de Freixo de Numão, Matança, Prova, etc. São granitos em geral porfiróides ou com algum porfiróidismo, com granulado médio, predominantemente biotíticos. Constituem os tipos de intrusão mais recente e que, em princípio, devem estar menos fracturados.



Autores: J. F. Ramos e A. Moreira Desenho: M. Rocha

- | | | | |
|--|--|--|---|
| | PEDREIRA DE GRANITO PARA PEDRA ORNAMENTAL | | GRANITÓIDES CONTEMPORÂNEOS DA 3ª FASE DE DEFORMAÇÃO HERCÍNICA - SÉRIE INTERMÉDIA (tipo 7) |
| | PEDREIRA DE GRANITO PARA INERTES | | GRANITÓIDES CONTEMPORÂNEOS DA 3ª FASE DE DEFORMAÇÃO HERCÍNICA - SÉRIE INTERMÉDIA (tipo 6) |
| | FALHAS | | GRANITÓIDES TARDIOS RELATIVAMENTE À 3ª FASE DE DEFORMAÇÃO HERCÍNICA (tipo 5) |
| | GRANITÓIDES PÓS-TECTÓNICOS (tipo 12) | | GRANITÓIDES CONTEMPORÂNEOS DE 3ª FASE DE DEFORMAÇÃO HERCÍNICA (tipo 4) |
| | GRANITÓIDES CONTEMPORÂNEOS DA 3ª FASE DE DEFORMAÇÃO HERCÍNICA - SÉRIE TARDIA (tipo 11) | | GRANITÓIDES CONTEMPORÂNEOS DE 3ª FASE DE DEFORMAÇÃO HERCÍNICA (tipo 3) |
| | GRANITÓIDES CONTEMPORÂNEOS DA 3ª FASE DE DEFORMAÇÃO HERCÍNICA - SÉRIE TARDIA (tipo 10) | | GRANITÓIDES CONTEMPORÂNEOS DE 2ª FASE DE DEFORMAÇÃO HERCÍNICA (tipo 2) |
| | GRANITÓIDES CONTEMPORÂNEOS DA 3ª FASE DE DEFORMAÇÃO HERCÍNICA - SÉRIE TARDIA (tipo 9) | | GRANITÓIDES ANTERIORES A CONTEMPORÂNEOS DA 1ª FASE DE DEFORMAÇÃO HERCÍNICA (tipo 1) |
| | GRANITÓIDES CONTEMPORÂNEOS DA 3ª FASE DE DEFORMAÇÃO HERCÍNICA - SÉRIE TARDIA (tipo 8) | | ROCHAS NÃO MAGMÁTICAS |

ESCALA
0 5 10 15 20 Km

Fig. 1 – Carta Geológica, simplificada, do distrito da Guarda. (Extraída e adaptada da carta Geológica de Portugal 1/500 000), edição 1992.

1.3. ROCHAS FILONIANAS

Ocorrem no distrito da Guarda vários tipos de rochas filonianas que compreendem pórfiros ácidos, aplitos, e aplitopegmatitos, pegmatitos, filões quartzosos e doleríticos. São na maioria dos casos de intrusão mais tardia que os diversos tipos de granitóides aflorantes.

1.4. DEPÓSITOS DE COBERTURA

Compreendem depósitos essencialmente de idade terciária e quaternária e também de natureza aluvionar.

2. DESCRIÇÃO SUCINTA DO DIAGNÓSTICO EFECTUADO SOB O PONTO DE VISTA GEOLÓGICO

O reconhecimento efectuado permitiu inventariar 49 pedreiras em actividade no distrito, estando ainda registadas duas outras que não iniciaram a exploração. Das 49 pedreiras em exploração, 11 estão viradas essencialmente para a produção de inertes (brita, “tout venant”, areias, etc.), enquanto outras 38 produzem essencialmente granito ornamental (bloco, semi-bloco, perpianho, cubo, calçada, placa rústica, etc.).

No que diz respeito aos tipos de pedra produzidos podemos classificar os granitóides em exploração em dois grandes tipos texturais essencialmente diferentes: a) granitos de duas micas granulado médio ou fino – compreendem os granitos moscovítico-biotíticos tardi-tectónicos do tipo 11, os granitos de duas micas indiferenciados do tipo 4, os granitos de duas micas porfiróides do tipo 5, os granitos monzoníticos do tipo 10, os granitos gnáissicos e gnaissóides de duas micas do tipo 1 e tipo 2; b) os granitos porfiróides de granulado grosseiro ou médio, biotíticos, ou predominantemente biotíticos – compreendem os granitos biotíticos em geral porfiróides pós-tectónicos do tipo 12, os granitos monzoníticos porfiróides do tipo 9 e os granodioritos porfiróides biotíticos do tipo 6, do tipo 7, do tipo 8.

O conhecimento completo das potencialidades da indústria extractiva relacionada com os granitóides aflorantes no Distrito não está ainda feito, apesar de alguns estudos anteriores terem já abordado parcialmente estes recursos (LOPES & DIAS, 1991 e CAVALEIRO & PRATES, 1995). Este trabalho foi baseado num estudo interno do I.G.M. (RAMOS *et al.*, 2000) para responder a uma solicitação do IAPMEI, pretende dar uma ideia mais actualizada das potencialidades das rochas graníticas do distrito.

2.1. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DAS EXPLORAÇÕES DE INERTES

No que respeita às pedreiras para produção de inertes (brita, gravilha, “tout venant”, areia, pó de rocha, etc.), que são em geral menos exigentes no que diz respeito à textura da rocha, importa sobretudo que a rocha seja fresca e se comporte mais ou menos isotropicamente. São os seguintes os tipos de rocha que estão a ser aproveitados para brita:

Granitos porfiróides biotíticos pós-tectónicos (tipo 12) – 1 pedreira - Pedreira de Touça (Vila Nova de Foz Côa); granitos moscovítico-biotíticos de granulado médio (tipo 11) – 1 pedreira - Santana de Azinha (Guarda); granitos monzoníticos porfiróides predominantemente biotíticos (tipo 9) – 4 pedreiras: (Aguiar da Beira, Paranhos da Beira (Seia), Arrifana (Guarda), Pereiro (Pinhel)); granodioritos porfiróides biotíticos (tipo 6) – 2 pedreiras: Açores (Celorico da Beira); granitos gnáissicos com duas micas e granulado fino ou médio (tipo 1) – 2 pedreiras: pedreiras de Vale Madeira (Pinhel) e de Vila Franca da Serra (Gouveia); granitos de duas micas indiferenciados de granulado médio (tipo 4) – 1 pedreira em A-dos-Ferreiros (Trancoso). Estes dados vão resumidos no Quadro I que a seguir se apresenta.

Genericamente pode afirmar-se que existem reservas muito grandes.

O facto de existir uma boa capacidade instalada deve ser utilizado pelas instâncias licenciadoras no sentido de impedirem novas aberturas de pedreiras para estes fins, como medida de ordenamento territorial e de diminuição dos impactos ambientais.

No que respeita às pedreiras de inertes as cortas são, em geral, de dimensão média a grande (variando entre 20 e mais de 150 m de diâmetro, com profundidades entre 15 e 30 m) e mostram tendência para a exploração avançar em profundidade. A maior parte das pedreiras são exploradas em flanco de encosta, em degraus bem desenvolvidos, tendo algumas delas preparados 5 degraus. Em geral evidenciam grandes reservas, dispõem do equipamento mínimo necessário à exploração e apresentam instalações de britagem associadas. Algumas têm também produção de asfaltos. Na maior parte dos casos não necessitaram de grandes investimentos para a descoberta, sendo a brita obtida relativamente isotrópica e revelando coeficiente de desgaste aceitável. Neste tipo de pedreiras não há, em geral, grande volume de rejeitados, pelo que o enchimento das cortas constitui um dos principais problemas.

Quadro I – Número de pedreiras de inertes por tipos de granitos

Tipos de granito		Nº de pedreiras
Granitos gnáissicos	Tipo 1	2
Granitos de duas micas indiferenciados	Tipo 4	1
Granodioritos porfiróides biotíticos	Tipo 6	2
Granitos monzoníticos porfiróides predom. biotíticos	Tipo 9	4
Granitos moscovítico – biotíticos	Tipo 11	1
Granitos postectónicos predominant. biotíticos	Tipo 12	1

No que respeita à capacidade de produção, admitimos ser superior a 263.000 t/mês sendo de destacar como mais importantes as produções das pedreiras de Roto Bote-Vila Franca da Serra, Açores (Celorico da Beira), Pereiro (Pinhel), as quais apresentam instalações para produção de grande volume de inertes. Também se constata que afloram no Distrito da Guarda alguns tipos de granitóides de granulado fino, ou fino a médio, que revelam grandes potencialidades para produção de inertes de qualidade, nomeadamente em Vila Franca da Serra e Cativelos (Gouveia), Mesquitela, Carapito (Aguiar da Beira), Pereiro (Pinhel), A-dos-Ferreiros (Trancoso), Vale de Madeira (Pinhel) e Touça (Foz Côa), etc.

As pedreiras de brita são aquelas que provocam, em geral, maiores impactes, pela dimensão da corta, pelos empoeiramentos que provocam com o funcionamento da britagem e produção de asfaltos, pelos rebentamentos mais potentes e frequentes, etc. No entanto, as do distrito da Guarda, não constituem problema de maior e não têm povoações nas proximidades.

No que respeita às pedreiras de inertes salientamos como mais relevante que os principais centros produtores de inertes estão localizados ao longo dos traçados viários principais e que existe capacidade instalada capaz de sustentar o crescimento previsível das redes rodo e ferroviária na região.

2.2. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DAS PEDREIRAS DE PEDRA ORNAMENTAL

As pedreiras de granito ornamental que estão em actividade vão apresentadas na figura 1. A produção obtida incide em 3 tipos fundamentais de tonalidades: Granitos amarelos e beges, Granitos brancos ou cinzentos claros, Granitos cinzento azulados escuros.

2.2.1. GRANITOS AMARELOS E BEGES

No distrito da Guarda granitos amarelos são predominantemente explorados no concelho de Figueira de Castelo Rodrigo (Vilar de Amargo e Freixeda do Torrão) sendo a variedade produzida designada genericamente por "*Amarelo de Figueira*" (CASAL *et al.*, 1983/94—Ref. RI-GR 104). A exploração incide essencialmente em bolas de granito que ocorrem à superfície do maciço. Como, em geral, apenas 1 em cada 10 bolas é amarela, o volume de material desperdiçado e abandonado na área é enorme. Na região de Malhada Sorda (Almeida), são exploradas placas de granito de cor amarelada que são obtidas na parte mais superficial dum maciço de granito de duas micas e granulado médio do tipo 11. Estas placas desprendem-se facilmente por acção dos fenómenos de gelo e degelo, devido à exfoliação sub-horizontal muito densa que afecta o granito, e que facilita a libertação das placas.

2.2.2. GRANITOS BRANCOS

O granito explorado na região de Malpartida, comercialmente designado por “*Branco Almeida*” (CASAL *et al.*, 1983/94–ficha complementar. Ref. E-009) é um granito de duas micas de cor cinzenta clara, granulado médio, tendência levemente porfíróide, do tipo 11 e é explorado em vários pequenos maciços que afloram nesta região. Aqui a fracturação menos densa dos maciços e a homogeneidade textural da rocha permite, por vezes, a obtenção de bons rendimentos na produção de blocos e semi-blocos. Este tipo de pedra tem tido boa aceitação no mercado até ao momento.

2.2.3. GRANITOS CINZENTOS AZULADOS

São principalmente produzidos na região de Pinhel (Freixedas, Malta, Vascoveiro, Manigoto e Vendada), Aguiar da Beira (Eirado), Fornos de Algodres (Matança), Gouveia (Cativelos). Dos granitos de Pinhel, os explorados na região de Malta apresentam um granulado ligeiramente mais fino, e têm a cor cinzenta mais clara de todos os granitos explorados nesta região. O granito explorado na região de Freixedas apesar da sua cor cinzenta clara tem um granulado ligeiramente mais grosseiro que o anterior e apresenta uma tendência porfíróide um pouco mais marcada. Os granito explorados na região de Manigoto e Vendada apresentam um tom cinzento mais escuro que os anteriores e apresenta uma tendência porfíróide mais forte. Todas estas variedades são comercializadas com o nome “*Cinzento Pinhel*” (CASAL *et al.*, 1983/94–Ref.RI-GR 105). O granito do Eirado (Aguiar da Beira) “*Branco Aguiar*”(CASAL *et al.*,1983/94 – ficha complementar. E-004) é cinzento claro de granulado médio a fino, ligeiramente mais fino e mais claro que a fácies explorada na região de Malta. Os granitos explorados na região de Matança (Fornos de Algodres) e Ruvina tem fácies semelhantes à do granito explorado na região de Manigoto enquanto o granito cinzento azulado de granulado mais fino é o granito de Cativelos (Gouveia).

2.2.4. GRANITOS PORFÍRÓIDES DE GRANULADO GROSSEIRO A MÉDIO

São explorados apenas Apenas na região de Paranhos da Beira (Seia).

No que respeita aos tipos de granito os dados vão resumidos a seguir.

As 38 pedreiras de pedra ornamental podem ser agrupadas em 12 núcleos de produção, embora 7 destes núcleos sejam manifestamente superiores em dimensão relativamente aos restantes.

Quadro II – Número de pedreiras de granito ornamental por tipos de granitos

Tipos de granito		Nº de pedreiras
Granitos de duas micas indiferenciados	Tipo 4	4
Granitos monzoníticos porfíróides predom. biotíticos	Tipo 9	1
Granitos moscovítico – biotíticos	Tipo 11	32
Granitos posttectónicos predominant. biotíticos	Tipo 12	1
Total		38

Quadro III – Principais núcleos de produção e número de pedreiras

Vilar de Amargo (4)	Freixedas (3)	Malta (6)
Vascoveiro (2)	Manigoto (5)	Malpartida (8)
Malhada Sorda (4)	Eirado (2)	Ruvina (2)
Matança (1)	Seia (1)	Cativalos (1)

A localização dos principais tipos ornamentais está, obviamente, relacionada com a natureza dos maciços. Na região existem actualmente quatro designações consagradas, a saber: *Amarelo de Figueira*, *Cinzento Pinhel*, *Branco de Aguiar e Branco de Almeida*.

A região de Freixedas tem há largos anos tradição na produção de pedra enquanto o interesse pela pedra da região de Malpartida começou há relativamente pouco tempo, embora com franco desenvolvimento nos últimos anos. Esta disposição em núcleos é talvez vantajosa porque pode favorecer, no futuro, a associação de produtores da mesma região, permite concentrar a exploração de pedra em locais próximos evitando uma degradação mais generalizada do ambiente e permitindo um mais fácil reordenamento do território.

Em termos genéricos, as pedreiras em laboração trabalham fundamentalmente a parte mais superficial dos maciços, normalmente a mais alterada e fracturada, circunstância que produz reflexos negativos no rendimento industrial. A existência de muitos afloramentos em condições de fácil acesso e explorabilidade, determina muitas vezes o abandono de pedreiras sem que estejam esgotadas todas as suas potencialidades. Esta prática é fortemente desaconselhada e potencia o aumento do ritmo de degradação ambiental particularmente visível nas áreas que produzem granito amarelo.

Mau grado as condições de exploração que se verificam em alguns casos, as reservas de rochas para utilização industrial são consideráveis pelo que, se a actividade extractiva vier a ser apoiada e incentivada, pode vir a constituir-se em importante fonte de riqueza para a Região.

A observação do mapa da figura 1 permite constatar a nítida preferência dos produtores de granito ornamental pelos afloramentos de granitos de duas micas e granulado médio ou fino, quer os do tipo 11 quer os do tipo 4, dadas as suas características de coloração, homogeneidade textural, melhor trabalhabilidade, etc.

3. DIAGNÓSTICO ECONÓMICO DO SECTOR DAS ROCHAS ORNAMENTAIS

3.1. ACTIVIDADE EXTRACTIVA

Com um perfil vincadamente familiar, as empresas dedicadas na região à extracção de granito são de pequena dimensão nas quais o empresário representa

factor muito significativo no trabalho diário. Salvo quatro pedreiras, exploradas por firmas estrangeiras, uma delas de categoria internacional, todas as outras são exploradas com uma filosofia de sobrevivência carecendo de qualquer apoio técnico, quer geológico, quer industrial.

3.1.1. PÓLOS DE DESENVOLVIMENTO

A actividade desenvolveu-se em 5 pólos relativamente próximos, sendo eles Vascoveiro, Vilar de Amargo, Malpartida, Manigoto e Freixedas. A lavra vai-se efectuando sem preocupação de preparação da pedreira (realização de vias de acessos e preparação de novas frentes de desmonte). Não é de modo nenhum evidente existir qualquer apoio no domínio da geologia quando da implantação da pedreira nem posteriormente na aplicação de um plano de lavra nem de técnicas de desmonte que conduzam a um melhor aproveitamento do jazigo. As facilidades naturais de acesso e as condições topográficas mais favoráveis, foram factores dominantes para o arranque das explorações, tendo como resultado:

- Baixo rendimento da exploração com o aparecimento de grandes volumes de estéreis depositados sem obedecer a qualquer preocupação de recuperação paisagística; Pedreiras implantadas muito próximo de estradas (incompatíveis com o legalmente previsto); Mau coeficiente de utilização do equipamento disponível com o conseqüente agravamento dos custos financeiros; Desequilíbrio entre a capacidade do equipamento de perfuração para desmonte (essencial para o aumento da produção) e o equipamento de movimentação, este com maior incidência no volume global do investimento; Existência de áreas de escavação abandonadas sem qualquer esforço de recuperação identificado.

3.1.2. PRODUTOS TIPO

Neste tipo de Indústria extraem-se blocos com volumes entre os 4,5 e 7 m³, e semi blocos com volumes entre 0,5 e 3 m³, também se produzem cubos de dimensões variáveis, sendo normalmente de 4x4x4 cm³ e 10x10x10 cm³, assim como alvenarias toscas.

3.1.3. ESTIMATIVA DA CAPACIDADE ACTUAL DE PRODUÇÃO

Quadro IV – Estimativa da Produção Actual de Blocos e Semi Blocos

Produções mensais	N.º de Pedreiras	Produção Média Mensal (m ³ /mês)	Produção Total (m ³ /mês)
150 a 200 m ³ /mês	1	175	175
100 a 150 m ³ /mês	2	125	250
25 a 75 m ³ /mês	5	50	250
< 25 m ³ /mês	5	12,5	62
Total			737

3.1.4. MÃO DE OBRA

Insuficiente, segundo os empresários. A formação é adquirida no contacto diário com o trabalho, sem qualquer tipo de orientação. O empresário está pouco interessado neste tipo de acção pois teme que qualquer esforço nesse sentido se perca a curto prazo por abandono do trabalhador.

3.1.5. HIGIENE E SEGURANÇA NO TRABALHO

É flagrante a inexistência de qualquer tipo de preocupação neste domínio, parecendo não se fazer sentir a acção pedagógica das entidades oficiais responsáveis.

3.1.6. PROTECÇÃO AMBIENTAL

É visível em todas as pedreiras a falta de preocupações no domínio da protecção ambiental. A exploração desenvolve-se sem que tenha existido a preocupação de localização das escombreiras e, de modo a reduzir o impacto paisagístico.

3.2. INDÚSTRIA TRANSFORMADORA

Constituída por cerca de vinte e três unidades industriais de pequena dimensão, visa quase exclusivamente satisfazer as exigências da construção civil regional.

Distribuídas pela região conforme planta anexa, as unidades industriais encontram-se na generalidade implantadas à margem das vias de comunicação, muitas das vezes nos aglomerados urbanos, seu mercado mais próximo, com o manifesto inconveniente do impacto ambiental provocado. Nota-se ser a implantação destas unidades francamente influenciada pela proximidade das pedreiras. Na generalidade, embora com dimensões industriais diferentes as unidades existentes seguem na sua maioria o mesmo esquema fabril, utilizando quase na totalidade o granito cinzento da região. O esquema produtivo compreende quatro fases distintas de acordo com o esquema apresentado. Inicia-se com a produção de chapa grossa, com espessuras variando entre os 4 cm a 20 cm, a partir de semi blocos com dimensões variáveis, sempre condicionadas à profundidade de corte das máquinas cortadoras de discos de diâmetro superior a 1,60 m. Numa segunda fase dá-se o tratamento superficial das chapas – polimento e bujardamento. Depois de tratada a superfície, as chapas são cortadas em medidas certas conforme o pretendido pelo mercado. Numa fase final faz-se o acabamento com recurso a ferramentas manuais eléctricas ou pneumáticas, de peças resultantes do processo anterior e destinadas aos mais diversos fins.

Algumas unidades possuem tornos para a produção de peças torneadas tais como balaústres e colunas.

3.2.1. PRODUTOS TIPO

Vocacionadas para a produção de pequenas quantidades dos mais variados tipos, as empresas trabalham por encomenda. Não são sensíveis, normalmente por razões financeiras, inerentes à manutenção de um stock, à produção de elementos de dimensão standard o que após algum esforço de introdução no mercado, iria contribuir para a racionalização do processo produtivo. Os *Produtos mais correntes são*: peitoris e soleiras; ombreiras; degraus de escadas; tampos de mesa de cozinha e quartos de banho; ladrilhos para pavimentos quando exigidos em pequenas quantidades; guias de passeio; placagens; colunas e balaústres e lareiras.

3.2.2. CAPACIDADE DE PRODUÇÃO INDUSTRIAL

Quadro V – Capacidade de produção Industrial

N.º de Empresas	Produção Total Chapa Grossa	Produção Total
1	1 284 m ² /mês	1 284 m ² /mês
1	856 m ² /mês	856 m ² /mês
2	642 m ² /mês	1 284 m ² /mês
4	428 m ² /mês	1 712 m ² /mês
11	214 m ² /mês	2 354 m ² /mês
		7 490 m ² /mês

Somos levados a admitir que as produções reais são francamente inferiores às estimadas.

3.2.3. MÃO DE OBRA

Manifestam os industriais preocupação quanto à disponibilidade e qualidade da mão de obra, afirmando ser um factor limitativo da produção.

3.2.4. PROTECÇÃO AMBIENTAL / HIGIENE E SEGURANÇA NO TRABALHO

Dada a localização em ambiente urbano são evidentes os efeitos de poluição sonora dos espaços vizinhos, não havendo evidentes medidas de protecção dos trabalhadores. É também preocupante o destino dado aos rejeitados do processo produtivo, nomeadamente dos finos de serragem.

3.2.5. NECESSIDADE DE FORMAÇÃO DA MÃO DE OBRA

Considerando a necessidade de uma melhoria significativa não só na qualidade dos produtos mas também e fundamentalmente das condições de higiene e segurança, julgamos ser urgente promover formação nestes domínios em pelo menos 1/3 dos trabalhadores. Com esta proposta de formação de apenas 1/3 do pessoal, pretende-se encontrar uma solução menos perturbadora do ritmo de trabalho e, uma aceitação de que a informação disponibilizada durante o curso acabasse por ser transmitida aos outros trabalhadores.

3.3. PRODUÇÃO DE INERTES

Encontram-se onze unidades produtoras de inertes em laboração, tendo sido estudadas cinco delas, estando implantadas ao longo das vias rodoviárias principais.

4. CONCLUSÕES

- Os recursos em granito da região consideram-se ilimitados.
- Por razões de rotina apenas se exploram fundamentalmente 3 tipos de granitos – cinzentos de duas micas, brancos e amarelos de alteração.
- O granito extraído é em grande parte absorvido pela indústria transformadora instalada na região.
- Apenas os blocos de melhor qualidade, dimensão e forma, são expedidos para fora da região. Não se conhecem bem os locais de consumo, mas admite-se que sendo estes blocos produzidos na maioria por empresas estrangeiras ligadas na Europa à actividade transformadora e comercial, sejam exportados.
- A indústria transformadora da região, dado o tipo de equipamento primário utilizado absorve quase na totalidade a produção de blocos de menor valor comercial – semi-blocos.
- Os produtos finais da indústria transformadora são absorvidos pela actividade de construção civil da região.
- O desenvolvimento da indústria dos granitos da região – extractiva e transformadora – é francamente dependente do ritmo da construção civil.
- A indústria transformadora trabalha por encomenda, não se notando iniciativas de produção para “stock” de produtos de dimensões normalizadas, não sendo assim possível responder à procura de grandes quantidades, em tempo muito limitado, para satisfazer as exigências de grandes obras.
- A indústria transformadora apresenta características de polivalência com consequentes agravamentos dos custos de produção.
- Os cubos produzidos são escoados para obras Autárquicas.
- A falta de apoio técnico no domínio da geologia e desenvolvimento do plano de lavra, não proporciona o desenvolvimento das frentes de exploração, assegurando um melhor coeficiente de utilização do equipamento disponível capaz de garantir maiores produções.
- Nota-se a completa ausência de qualquer preocupação no domínio da protecção ambiental.

Finalmente poderá concluir-se que neste sector industrial, e em particular nesta região, existe uma tradição de produção de artefactos de “pedra” a partir de recursos

locais, que as populações locais bem cedo aprenderam a valorizar. Contudo, mercê do abandono a que o interior continua a estar devotado, a estrutura empresarial nunca atingiu uma dimensão crítica que lhe garantisse um nível mínimo de sustentabilidade.

Resumindo, pode concluir-se que, neste ramo industrial, tal como em muitos outros, não basta saber produzir e ter um bom produto, é fundamental saber colocá-lo no mercado, aproveitando todas as oportunidades. Com base neste diagnóstico o grupo que efectuou o estudo para o IAPMEI aconselhou como prioritário acarinhar a cooperação inter-empresas, através da criação de empresas participadas (entreposto comercial, empresas de serviços, etc), como forma de granjear posições mais sólidas no mercado, já que o catálogo de rochas naturais da região é, por si só, suficientemente expressivo.

BIBLIOGRAFIA

- CASAL *et al.* (1983/94) – Catálogo de Rochas Ornamentais Portuguesas Edição do I.G.M., Vol. I a IV.
- CAVALEIRO, V. M. P., PRATES, (1996) – Contribuição para o conhecimento dos granitos ornamentais da região da Guarda, Rochas & Equipamentos, págs 6 a 28.
- LOPES, A.T., & DIAS, J.M., (1991) – Activação da zona de produção de granitos ornamentais de Guarda-Pinhel, Págs 39 a 43.
- PEREIRA *et al.* (1992) – Carta Geológica de Portugal – Escala 1/500.000. Edição do I.G.M.
- RAMOS, J. M. F., GOMES, L., MOREIRA, A., SPÍNOLA, S., LEITE, M.M., (2000) – Estudo do Sector Industrial dos granitos da Guarda. Partes I II e III. Relatório interno do I.G.M. 130 págs.

MODELAÇÃO ESTOCÁSTICA DA COMPARTIMENTAÇÃO DOS MÁRMORES NA UNIDADE DE BORBA

J. A. ALMEIDA¹, C. VINTÉM², A. G. LUÍS² e M. LOPES¹

PALAVRAS-CHAVE: exploração de mármore, densidade linear de fracturação, simulação estocástica, zonamento de reservas, modelação da incerteza.

KEY WORDS: marble quarries, linear fractures density, stochastic simulation, reserves delimitation, uncertainty evaluation.

RESUMO

Uma das principais etapas da avaliação de um recurso geológico consiste na modelação numérica das respectivas propriedades que condicionam, técnica e economicamente a sua apropriação. Por exemplo, antes da fase de exploração é imprescindível possuir uma estimativa local e global dos respectivos comportamentos da tonelagem e valor médio de uma ou mais características, às quais seja possível associar um benefício resultante da sua exploração.

Quando o comportamento espacial de um recurso geológico é extremamente heterogéneo, e simultaneamente é reconhecido por um conjunto escasso de informação, existe sempre subjacente a cada avaliação de reservas uma elevada incerteza. Nestes casos, para quantificar as incertezas locais e globais é comum recorrer à utilização de algoritmos de simulação estocástica, que possuem as vantagens de gerarem diferentes comportamentos das características pontuais, que permitem conhecer as probabilidades de ocorrência de possíveis extremos ou quaisquer valores intermédios, e reproduzirem o histograma e a variabilidade espacial da amostragem.

¹ CIGA, Faculdade de Ciências e Tecnologia/UNL, Monte de Caparica, 2829-516 Caparica.

² Instituto Geológico e Mineiro, Estrada da Portela, Alfragide, 2720-866 Amadora.

Neste trabalho ilustram-se as potencialidades de aplicação das técnicas de simulação estocástica à caracterização da densidade linear de fracturação nos mármore na unidade de ordenamento de Borba. A interpretação regional dos valores obtidos permite a delimitação de zonamentos discriminados pelas classes de compartimentação encontradas.

ABSTRACT: Stochastic modelling for the block dimension and reserves in the marbles of the Borba Unit

One of the main stages concerning the evaluation of a geologic resource consists of the numerical modelling of its internal properties that technically and economically condition the exploitation. For example, before the exploitation step it is essential to forecast local and global estimators of the respective behaviours of the tonnage and the most likely value for one or a set of descriptive properties in order to compute a benefit.

When the internal architecture of a geological resource is extremely heterogeneous and, simultaneously, is recognized by a scarce set of information, it always exists a significant level of uncertainty underlying each reserve evaluation. In these cases, to quantify the local and global uncertainty it is usual to appeal for the use of stochastic simulation algorithms, that shows the advantage to generate the extreme scenarios and giving its probability of occurrence, and to reproduce both the histogram and the space variability measured by the sampling.

In this work, the potentialities of application of the stochastic simulation techniques to the characterization of the linear fractures density in a marble exploitation area (Borba) are illustrated. A regional interpretation of the simulated images allows the delimitation of zones discriminated by production quality.

1. INTRODUÇÃO

1.1. GEOLOGIA DO ANTICLINAL DE ESTREMOZ

Os mármore aflorantes na região de Borba, que desde há longos anos têm sido alvo de intensa exploração para fins ornamentais, enquadram-se, em termos tectono-estratigráficos, na Zona de Ossa Morena (LOTZE, 1945) e fazem parte do Complexo Vulcano Sedimentar Carbonatado de Estremoz (OLIVEIRA *et al.*, 1991). A idade deste Complexo está indefinida, podendo ser Câmbrico ou Ordovício, sendo actualmente alvo de discussão.

Texturalmente os mármore da região de Borba apresentam grão médio a grosseiro. As cores que ostentam são o rosa, o creme e o branco e a sua distribuição denota um controlo stratigráfico. Assim, os mármore de cor rosa ocorrem preferencialmente na base e no topo da sequência de mármore exploráveis do

referido Complexo, onde também são frequentes intercalações de metavulcanitos. Na parte média da sequência ocorrem os mármore de cores creme e branca.

Em termos estruturais e por efeitos da orogenia hercínica, estas rochas foram, numa 1ª fase, dobradas e carregadas com movimento para NNE. Numa 2ª fase, com movimentação para NE, foram dobradas com geração de falhas inversas. Os movimentos desta 2ª fase, conduziram os estratos dos flancos normais das dobras anteriores para posições orientadas segundo N60°W,60°NE; e os dos flancos inversos para N10°W,50°ENE.

No final da orogenia hercínica, a exumação do maciço e a libertação das tensões produziu densa rede de fracturação: fracturas longitudinais segundo N30°W, transversais segundo N60°E e diagonais à estrutura dobrada, segundo N10°W.

Fenómenos de dissolução recente, com formação de cavidades cársticas, são mais evidentes ao longo das fracturas orientadas segundo N10°W. Estas são as principais responsáveis pela compartimentação que se verifica nesta região do Anticlinal de Estremoz.

1.2. QUANTIFICAÇÃO E QUALIFICAÇÃO DE RESERVAS DE ROCHAS ORNAMENTAIS

Praticamente todos os trabalhos de investigação no domínio das rochas ornamentais visam desenvolver novas metodologias que melhorem a cartografia da distribuição espacial dos parâmetros descritores da respectiva qualidade (densidade da fracturação, cor, presença de veios, etc.) e assim permitir auxiliar, quer na previsão da dimensão comercial e forma dos blocos quer no apoio às tarefas de planeamento (orientação das frentes e do corte).

Contrariamente ao que ocorre noutros jazigos minerais onde podemos caracterizar a respectiva qualidade com recurso ao teor, a grande dificuldade natural de um estudo de avaliação de reservas de rochas ornamentais, nomeadamente de mármore, reside na definição de uma variável regionalizada (VR) que seja reveladora do valor comercial de um determinado bloco em cada local. As VR (MATHERON, 1965), têm a particularidade de apresentar um duplo aspecto: por um lado, uma estrutura espacial que reflecte as ligações existentes entre cada ponto no espaço, por outro, uma variação aleatória que conduz a uma variação imprevisível de ponto para ponto. Deixando de parte os condicionalismos de ordem extrínseca, tais como, as variações de mercado, são alguns aspectos intrínsecos como a qualidade da rocha, a densidade linear de fracturação (dlf) e a orientação da fracturação que mais condicionam a blocometria e a recuperação global das pedreiras (GROSSMAN, 1977, 1988, SILVA, 1989, LUÍS, 1995 e LUÍS & SOUSA 1998).

Se estabelecermos um paralelismo entre um jazigo de minerais metálicos e uma exploração de rochas ornamentais, uma curva de parametrização que sintetiza o histograma de teores de metal para o jazigo terá como equivalente numa

exploração de rochas ornamentais uma curva blocométrica, que relaciona a fracção de blocos com a respectiva dimensão. A dificuldade está pois em relacionar quantitativamente uma variável do tipo *dlf* com a dimensão dos blocos por uma função de transferência *f*:

$$\text{Blocometria} = f(\text{dlf})$$

ou, caso sejam consideradas *n* famílias de fracturação:

$$\text{Blocometria} = f(\text{dlf}_1, \text{dlf}_2, \dots, \text{dlf}_n)$$

Relativamente a esta função sabemos que se *dlf* aumenta a blocometria diminui, mas existirá sempre muita dificuldade em quantificar esta relação, a menos que se conheçam experimentalmente múltiplos pares destas duas variáveis, o que é praticamente impossível, quer porque as atitudes das fracturas são bastante variáveis no espaço quer pela grande dificuldade em aceder aos valores históricos das empresas. A *dlf* actua assim como um índice quantitativo da qualidade dos maciços rochosos e reflecte a viabilidade das explorações aí implantadas, tornando imperativo o seu conhecimento na área em estudo. Em ALMEIDA & SOARES (1992), ALMEIDA *et al.* (1993), SOUSA *et al.* (1992), REYNAULD & VINTÉM (1992), LUÍS (1995), LUÍS & SOUSA (1998) e MUGE *et al.* (1993) são descritas metodologias para a caracterização regional e local da qualidade dos maciços rochosos que recorrem à análise de imagens e estimação por krigagem da morfologia das litologias e da *dlf* na região de Pardais, anticlinal de Estremoz. Mais recentemente foram apresentados novos trabalhos de caracterização espacial da qualidade dos maciços rochosos, realçando-se a construção de índices de qualidade (PEREIRA *et al.*, 1993, RIBEIRO, 1994, 1999 e ALBUQUERQUE, 1999) e a avaliação da blocometria por simulação da geometria de redes de fracturas (LUÍS, 1995 e LUÍS & SOUSA, 1998).

A *dlf* pode ser calculada através de levantamentos nas frentes, pelo método de amostragem sobre uma linha, conhecido na literatura como método de *scan-line*, que consiste no levantamento de todas as fracturas intersectadas por um segmento de recta traçado em qualquer direcção ou ao longo de sondagens (fig. 1). Este levantamento sistemático permite calcular posteriormente uma medida designada por *dlf*, que corresponde ao número médio de fracturas que intersectam a *scan-line* por unidade de comprimento. Num levantamento ideal, as *scan-lines* devem ser obtidas, quer horizontalmente quer verticalmente nas faces de frentes com direcções o mais heterogéneas possível, e serem acompanhadas das atitudes das fracturas para permitir uma posterior classificação por famílias. Efectivamente são as famílias de fracturas com orientações aproximadamente ortogonais que de um modo geral mais contribuem para a compartimentação do maciço e condicionam a blocometria e a recuperação da exploração. Poderão ainda coexistir outras famílias de menor importância em termos de frequência, mas que em conjunto com as primeiras introduzem uma compartimentação adicional, que contribuem para uma diminuição significativa da recuperação.

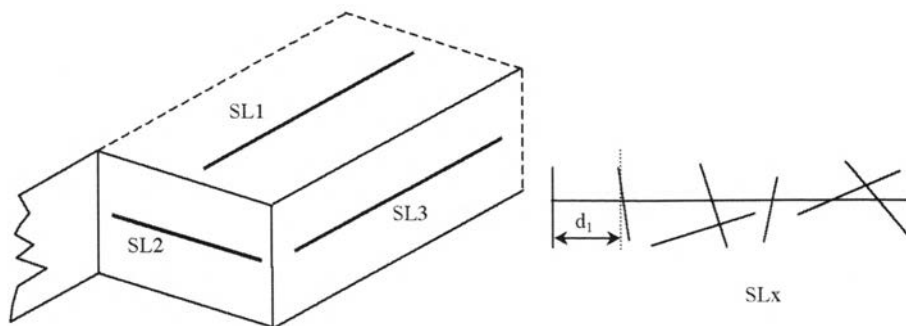


Fig. 1 – Orientação das *scan-lines* para a determinação da *dlf* numa frente de uma exploração de rochas ornamentais (adaptado de LÓPEZ-JIMENO, 1996).

No exemplo descrito neste trabalho foi utilizada como VR a *dlf* calculada com todas as fracturas identificadas, independentemente da orientação. Trata-se de uma simplificação que não compromete o objectivo de caracterização regional do reticulado deste maciço rochoso e a subsequente realização de classificações e delimitações de zonamentos em função da blocometria expectável.

2. UTILIZAÇÃO DE METODOLOGIAS GEOESTATÍSTICAS NA AVALIAÇÃO DE RESERVAS

2.1. MODELAÇÃO GEOESTATÍSTICA POR SIMULAÇÃO

Os modelos geoestatísticos utilizados na modelização dos fenómenos relacionados com a quantificação dos recursos naturais que sejam possuidores de uma estrutura espacial, resultam da associação do seu comportamento com os fundamentos teóricos da matemática e estatística, em particular da teoria das funções aleatórias. A escolha de um determinado modelo geoestatístico deve ter por base o estudo e o conhecimento do fenómeno natural em causa, incorporando-se a sua componente espacial na respectiva caracterização, que pode servir para aplicações distintas nas áreas do planeamento, do ordenamento, da valorização e monitorização do recurso natural. A validação destes modelos geoestatísticos é efectuada *à posteriori*, mediante o cruzamento entre os resultados obtidos pela modelização e o restante conhecimento do recurso em causa, o que permite encontrar um maior ou menor afastamento dos resultados à realidade.

A simulação geoestatística é um processo estocástico destinado a gerar imagens que reproduzem a distribuição espacial e a incerteza associada às diferentes variáveis tratadas nas Ciências da Terra. Esta classe de modelos tem como objectivo reproduzir imagens da realidade que reflectem características do recurso, como: a

variabilidade do conjunto de amostras; a lei de distribuição da variável em estudo; e a continuidade espacial. O resultado é um conjunto de imagens equiprováveis com a mesma distribuição espacial dos dados experimentais, e reprodução dos estatísticos e variabilidade espacial quantificados pelas amostras (histograma e variograma ou covariância espacial). Normalmente, com a simulação não se pretende obter a imagem média ou a mais provável das características de um dado recurso (que é o objectivo da estimação), mas sim um conjunto de imagens equiprováveis, que permitem visualizar diferentes comportamentos extremos das características internas ou morfológicas de um recurso, e simultaneamente quantificar a incerteza local dessas características.

Existem vários algoritmos de simulação candidatos a gerar imagens da *dff*, onde se destacam os algoritmos de simulação sequencial. Neste trabalho foi utilizado o algoritmo de simulação sequencial directa (SSD) proposto por Soares (SOARES, 2001).

2.2. METODOLOGIA PROPOSTA

A metodologia utilizada na delimitação regional de zonamentos relativos à qualidade das rochas ornamentais em função da compartimentação expectável encontra-se sintetizada no diagrama da figura 2.

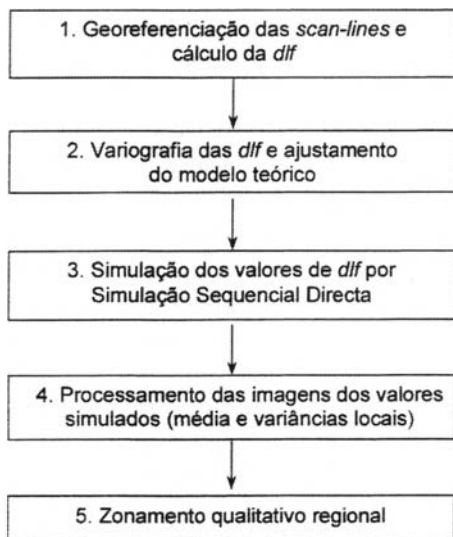


Fig. 2 – Diagrama da metodologia proposta para o estabelecimento do zonamento qualitativo regional.

3. EXEMPLO DE APLICAÇÃO NA AVALIAÇÃO DA QUALIDADE DOS MÁRMORES NA REGIÃO DE BORBA

Para ilustrar as potencialidades das metodologias de simulação geoestatística na aplicação à caracterização regional da compartimentação de um maciço rochoso, utilizaram-se os dados obtidos no projecto “Cartografia temática do Anticlinal como Instrumento de Apoio à Indústria Extractiva”, no âmbito do plano AIZM – Acção Integrada das Zonas dos Mármore, financiado pelo Programa Operacional Regional do Alentejo 2000/6, desenvolvido conjuntamente pelo CEVALOR e IGM em pedreiras da Unidade de Ordenamento 2 (UNOR2) – Borba do PROZOM (Plano Regional de Ordenamento da Zona dos Mármore).

Estes dados são constituídos pelo levantamento e georeferenciação de 2947 fracturas referentes a 260 *scan-lines* de várias pedreiras da região. Relativamente a cada *scan-line* foi calculada a *dlf* através do quociente entre o número de fracturas e o respectivo comprimento. Esta informação foi georeferenciada à coordenada do ponto central da *scan-line*. Uma vez que a coordenada Z depende do local e da cota da frente, assumiu-se que o valor medido localmente é representativo de uma altura variável, entre a superfície e a profundidade a explorar no local avaliado, o que transforma esta medida numa VR que pode ser trabalhada a duas dimensões. Na figura 3 apresentam-se os estatísticos básicos da *dlf*.

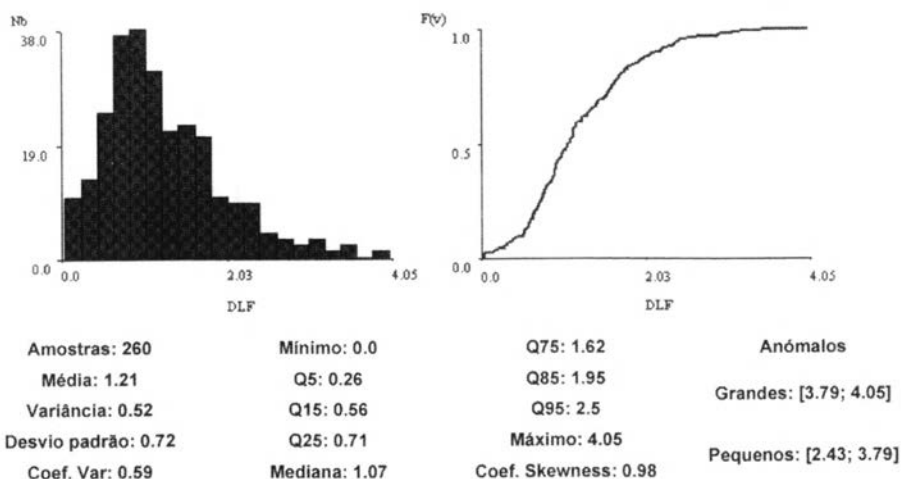


Fig. 3 – Estatísticos básicos da *dlf*.

Foram calculados os variogramas experimentais para as direcções N45°W, N45°E e omnidireccional (regularização de 180°). Uma vez que os variogramas nas direcções N45°W e N45°E não evidenciaram anisotropia e possuem valores semelhantes ao variograma omnidireccional, optou-se por ajustar apenas o variograma omnidireccional. Este variograma foi ajustado com a soma de dois modelos esféricos com amplitudes de 20 e 300 m (fig. 4).

$$\text{Modelo} = \text{Sph} (C_1 = 0.298; a_1 = 20\text{m}) + \text{Sph} (C_2 = 0.218; a_2 = 300\text{m})$$

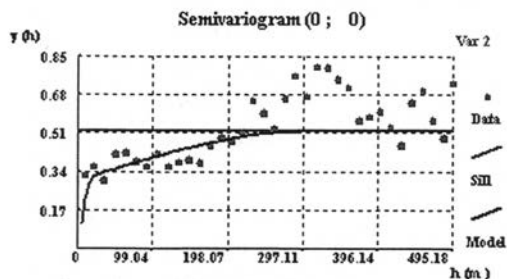


Fig. 4 – Variograma experimental e modelo teórico ajustado.

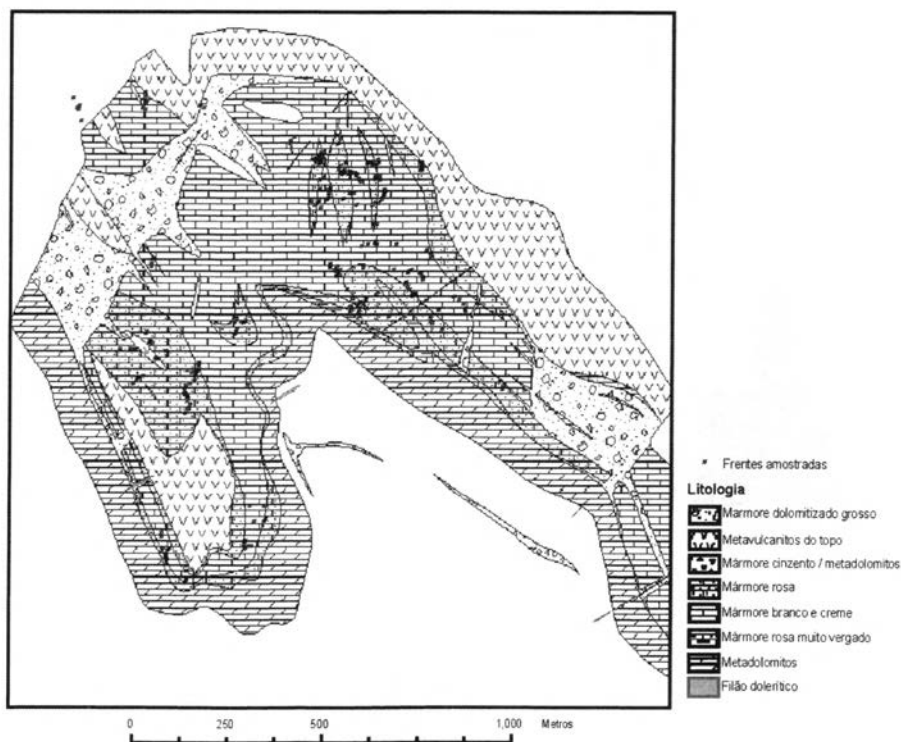


Fig. 5 – Carta litológica da unidade de Borba (fonte: IGM, 2003).

Simularam-se 250 imagens da *dlf* para a região em estudo nas litologias de mármore (figura 5), numa malha regular de 10×10 m num total de 10367 pontos.

Na figura 6 ilustram-se a título exemplificativo duas imagens simuladas para esta UNOR e os respectivos estatísticos básicos. É de realçar que cada imagem simulada da *dlf* é condicional aos locais amostrados e reproduz os estatísticos básicos e os variogramas.

Com as 250 imagens das *dlf* simuladas, podemos dizer que conhecemos localmente a função de distribuição cumulativa desta variável, formada pelos 250 valores simulados em cada ponto. Os dois primeiros momentos destas distribuições locais representam, a posição central da distribuição ou seja a média (valor que é aproximadamente igual ao que seria obtido por krigagem), e a variância (dispersão em torno da média), que é um bom indicador da incerteza local e reflecte a densidade da amostragem, o variograma ajustado e a variabilidade local. Nas figuras 7 e 8 encontram-se representados, respectivamente o mapa dos valores médios e o mapa das variâncias locais.

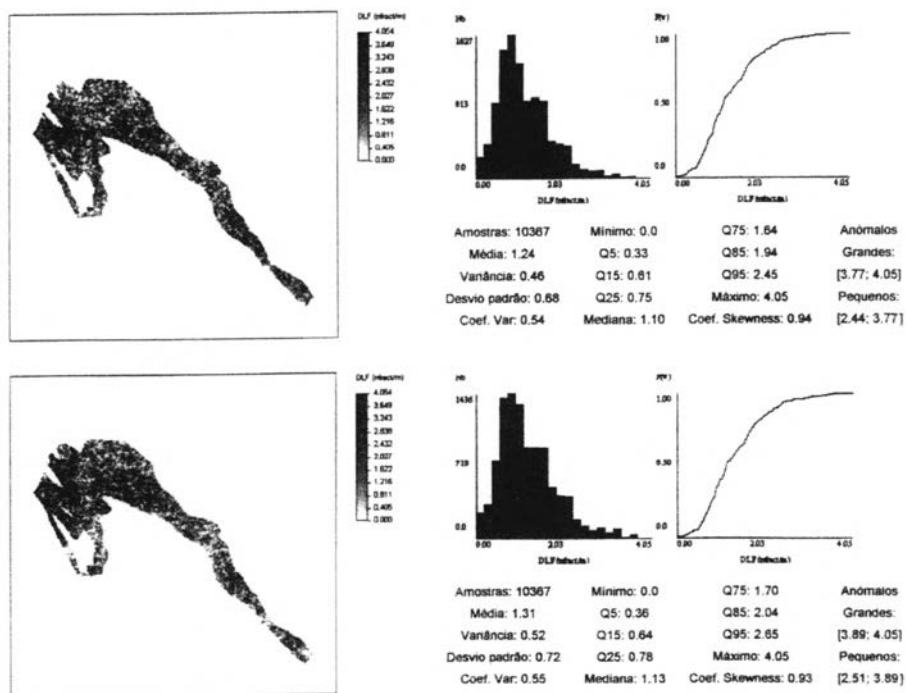


Fig. 6 – Exemplo de duas imagens simuladas da *dlf* e respectivos estatísticos básicos.

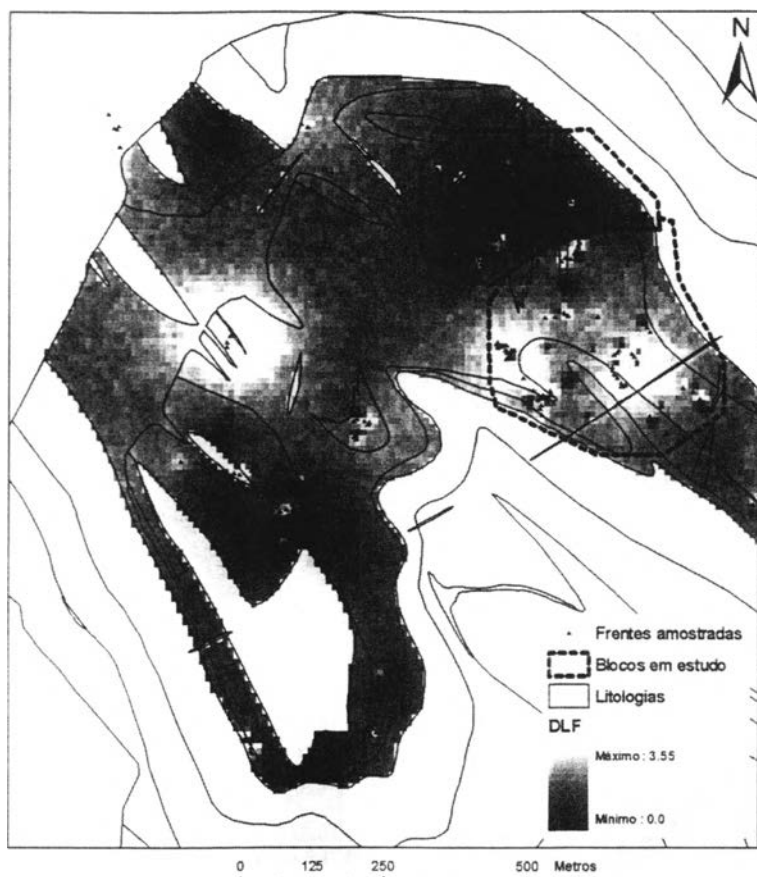


Fig. 7 – Mapa dos valores médios locais das *dlf* simuladas.

318

Com base nos resultados expressos nestes dois mapas, foram delimitados dois blocos tipo (identificados a tracejado) no flanco noroeste do anticlinal, onde se concentram várias explorações (esta escolha deve-se ao facto de nestes dois blocos existem amostras suficientes que garantem uma boa caracterização destes locais). O bloco localizado mais a norte evidencia uma baixa *dlf* em praticamente todas as frentes e uma boa homogeneidade espacial da *dlf* (ver figura 7), facto que é confirmado pela baixa incerteza dos valores simulados (as variâncias locais dos valores simulados nesta zona são sempre muito baixas, fig. 8). No bloco localizado mais a sul coexistem frentes muito próximas com baixas e elevadas *dlf* (fig. 7), o que torna esta zona de elevada incerteza. Este facto é também evidenciado pelo mapa de variâncias uma vez que a influência dos valores medidos na frente é espacialmente baixa (ver figura 8).

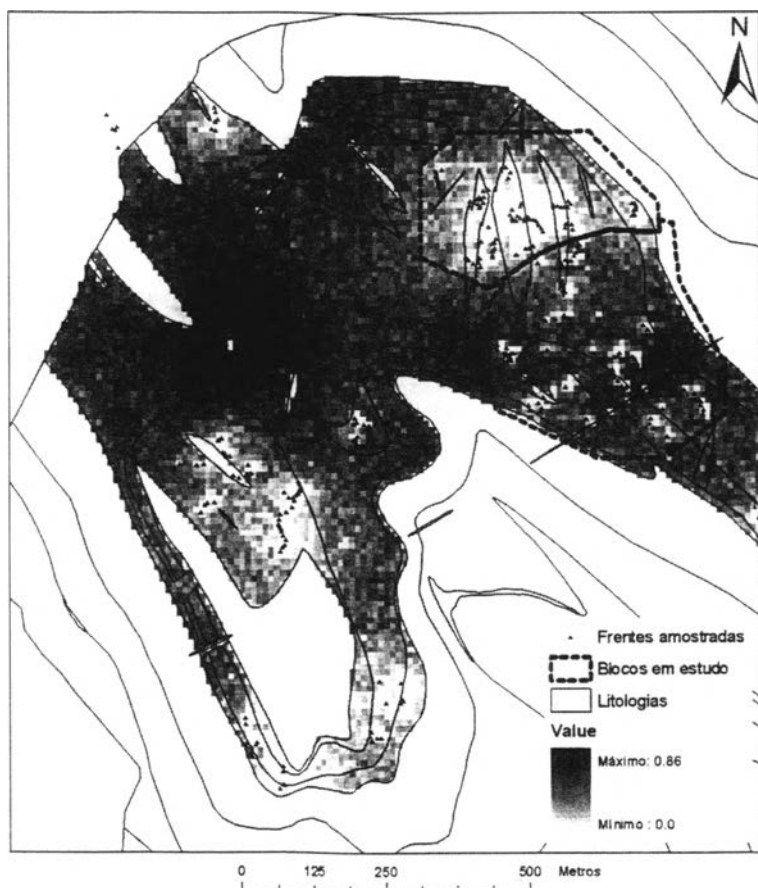


Fig. 8 – Mapa da variância local das *dlf* simuladas.

4. CONCLUSÕES

Este exemplo permite demonstrar a capacidade das técnicas de simulação estocástica na caracterização regional de maciços rochosos e no estabelecimento de zonamentos em função de parâmetros indicadores da qualidade, avaliados nas frentes.

As imagens simuladas podem assim constituir uma ferramenta essencial no planeamento estratégico de um maciço rochoso possuidor das características essenciais à implantação de explorações de rocha ornamental, uma vez que permitem antever com uma determinada resolução espacial a qualidade das matérias primas a explorar. O conhecimento local de uma variável como a *dlf* e a consequente

possibilidade de construir curvas de parametrização de reservas em cada um dos locais é de enorme importância para os industriais da região, uma vez que podem antecipadamente obter indicações sobre o risco que constitui a abertura de uma nova exploração, ou sobre o avanço de novas frentes.

5. BIBLIOGRAFIA

- ALBUQUERQUE, M. T. D. (1998) – Metodologias geoestatísticas para a caracterização e avaliação de rochas ornamentais, *Tese doutoramento*, IST/UTL, Lisboa, 167 p.
- ALMEIDA, J. & SOARES, A. (1992) – Modelos geométricos para caracterização de recursos minerais, *Número especial 3, Geo-Novas*: 188-196.
- ALMEIDA, J., SOARES, A. & REYNAUD, R. (1993) – Modelling the shape of several marble types in a quarry, *Proceedings XXIV International Symposium APCOM*, Montreal, vol. 3: 452-459.
- GROSSMANN, N. (1972) – Contribuição para o estudo da compartimentação dos maciços rochosos, *Tese concurso especialista LNEC*, Lisboa, 251 p.
- GROSSMANN, N. (1988) – Estudo das descontinuidades e sua influência no comportamento das rochas e maciços rochosos. As descontinuidades nos maciços rochosos. Características geométricas e influência na deformabilidade dos maciços, *LNEC*, Lisboa, 118 p.
- LÓPEZ-JIMENO, C. (1995) – Manual de Rocas Ornamentales, Entorno Gráfico, SL, Madrid, 696 p.
- LOTZE, F. (1945) – Zur Gliederung der Vartszidender Iberischen Meseta. *Geoteknische Forchunge*, Fasc. 6: 78-92 Berlin (Versão Espanhola in Publ. Estr. sobre Geol. Espanha, Tomo V, 43-58, Madrid 1950).
- LUÍS, A. G. (1995) – Caracterização, avaliação e simulação da blocometria de um jazigo de mármore, *Tese mestrado*, IST/UTL, 75 p.
- LUÍS, A. G. & SOUSA, A. J. (1998) – Simulação geoestatística de redes de fracturas. Aplicação à avaliação da blocometria de um jazigo de mármore, *Comunicações Instituto Geológico Mineiro*, tomo 85: 117-136.
- MATHERON, G. (1965) – Les variables regionalisées et leur estimation, *PhD thesis*, Ed Masson et Cie., Paris, 305 p.
- MUGE, F., SOUSA, A., BRITO, M. G., PINA, P. & ALMEIDA, J. (1993) – Characterization of ornamental rock deposits quality, *Proceedings Third Codata Conference Geomathematics and Geostatistics*, Part II, ITC, Holanda.
- OLIVEIRA, J. T., OLIVEIRA, V. M. & PIÇARRA, J. M. (1991) – Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa Morena em Portugal. *Cuadernos Lab. Xeológico de Laxe*, Coruña, vol 16: 221-250.
- PEREIRA, H. G., BRITO, M. G., ALBUQUERQUE, M. T. D. & RIBEIRO, J. (1993) – Geostatistical estimation of a summary recover index for marble quarries, A. Soares Ed, *Geostatistics Tróia '92*, Kluwer Academic Publishers, vol 2: 1029-1040.
- REYNAUD, R. & VINTÉM, C. (1992) – Estudo da jazida de calcários cristalinos de Estremoz-Borba-Vila Viçosa (Sectoros de Lagoa-Vigária e Borba), IGM, Lisboa, 42 p.
- RIBEIRO, J. (1994) – Planeamento da exploração de pedreiras de mármore com base em um índice de recuperação, *Tese mestrado*, IST/UTL, 121 p.
- RIBEIRO, J. (1999) – Formulação de índices quantitativos com base na discriminação baricêntrica, *Tese doutoramento*, IST/UTL, 322 p.

- SILVA, C. G. (1989) – Mármore de Estremoz-Borba-Vila Viçosa. Caracterização mineralo-petrográfica, geoquímica e geomecânica. Contribuição para o conhecimento da sua alterabilidade, fracturação e blocometria, *Tese doutoramento*, IST/UTL, 158 p.
- SOARES, A (2001) – Direct Sequential Simulation and Cosimulation, *Mathematical Geology*, Vol. 33(8): 911-926.
- SOUSA, A., MUGE, F., ALMEIDA, J., PINA, P. & REYNAULD, R. (1992) – Advanced computerized techniques applied to ornamental rocks, *The Mining Outlook*, vol. 1, R. Manãna Ed., *XV World Mining Congress*, Madrid-Espanha: 685-693.

ESTUDO GEOLÓGICO DA PEDREIRA DA CURVIÃ Nº2 (JOANE-V.N. DE FAMALICÃO). CARACTERÍSTICAS DA FRACTURAÇÃO

J. M. FARINHA RAMOS¹, A. CASAL MOURA¹, A. MOREIRA¹ e A. OLIVEIRA¹

PALAVRAS-CHAVE: maciço granítico, padrão de fracturação, pedreira de inertes.

KEY WORDS: granite massif, joint-systems pattern, quarry for aggregates production.

RESUMO

Os autores procederam ao levantamento geológico da pedreira da Curviã nº 2, tendo em vista a sua caracterização geológica e estrutural. Nesta pedreira, é explorado, para produção de balastos, vários tipos de britas e areias graníticas, um granito monzonítico de granulado médio, com leve tendência porfiróide, predominantemente biotítico. Ao analisarem a fracturação observada, constataram que, embora subordinada à fracturação regional que afectou toda aquela área minhota, o padrão de fracturação da pedreira da Curviã não é homogéneo em todos os seus sectores. Assim, no flanco leste da pedreira, observa-se um predomínio claro do sistema N60°E a N70°E e, progredindo para oeste do maciço, aumenta de relevância o sistema N40°W a N50°W, de pouca expressão na zona leste. O sistema N-S a N20°E, em relação directa com importante cisalhamento que tem esta direcção, toma alguma evidência na parte central da pedreira. Concluíram que essa variação é o resultado da sobreposição dos efeitos de diferentes fases de deformação frágil, bem expressas na fracturação regional, e da acção local de fracturas de cisalhamento.

¹ Geólogos do I.G.M.

ABSTRACT: Geological study of the Curviã nº2 (Joane-V.N. de Famalicão): fracture pattern

The authors have undertaken the geological study of the Curviã nº 2 quarry, in order to make its geologic and structural characterization. In this quarry, a medium grained monzonitic granite is exploited for the production of ballast, some other types of aggregates and granitic sands. Analysing the fracture systems observed, they found that, even subordinated to the main regional systems affecting the Minho area, the pattern of these systems on the Curviã quarry is not homogeneous all over its sectors. Thus, in the eastern flank of the quarry, a predominance of the system N60°E to N70°E is clearly observed and, towards west, the relevance of the system N40°W to N50°W, less represented in the eastern zone, increases gradually. The N-S to N20°E system, closely related with an important shear accident with this orientation, takes some evidence in the central part of the quarry. They concluded that this variation is the result of the overlapped effects of different phases of fragile deformation, well expressed in the regional fracture pattern, and of the local influence of shear fractures.

1. ESBOÇO GEOLÓGICO E TECTÓNICO DA ÁREA

O maciço onde se encontra implantada a exploração de granito da Curviã nº 2 situa-se cerca de 1000 m a sudeste da povoação de Portela (S.^{ta} Marinha) e, também, a cerca de 1000 m a oeste de Airão (S. João Baptista), sendo, por ambos os lados, facilmente acessível.

Na região em que se enquadra a pedreira em apreço, afloram alguns tipos de granitóides Sin e Tardi D3, com porfiroidismo acentuado ou esparso, cuja exploração foi, desde sempre, bastante intensa em várias zonas, assumindo grande relevo a actividade actual para produção de inertes. Também ocorrem, em áreas restritas ou conjuntamente, outros tipos de rochas de tendência mais básica, nomeadamente quartzodioritos biotíticos.

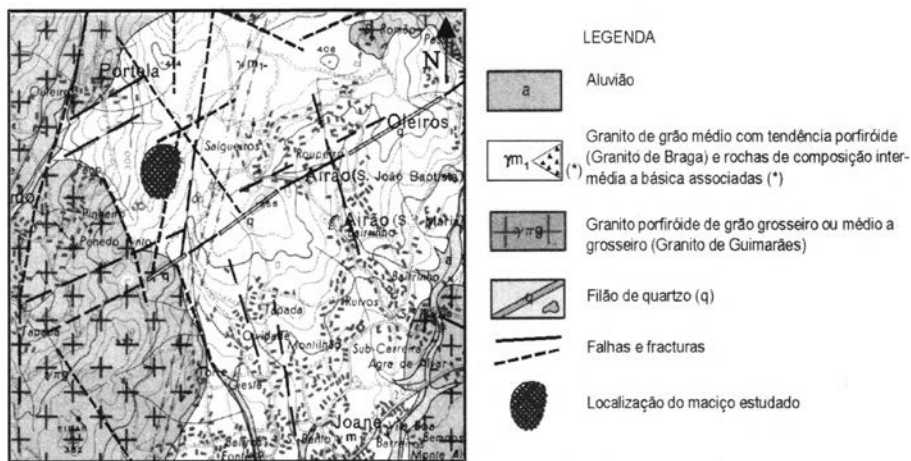
1.1. TIPOS LITOLÓGICOS OCORRENTES NA REGIÃO

Os tipos litológicos ocorrentes na região, descritos dos mais antigos para os mais recentes (fig. 1), compreendem:

- Granitos porfíroides de grão grosseiro ou médio a grosseiro, essencialmente biotíticos (“Granito de Guimarães”), rochas acinzentadas ou azuladas caracterizadas pela abundância de megacristais de feldspato potássico, em geral de contornos relativamente mal definidos.

Este granito constitui um plutonito alongado na direcção NW-SE, com cerca de 65 Km de comprimento e 25 Km de largura média, que aflora com características texturais semelhantes desde a região a sul de Braga até às proximidades do rio Douro.

- Granito de grão médio a fino, com tendência porfiróide, essencialmente biotítico (“Granito de Braga”), incluído numa sequência de intrusões mais tardias nos granitóides anteriores. Tem tendência monzonítica, porfiroidismo esparso e apresenta-se praticamente sem deformação, certa uniformidade textural e cor cinzenta-azulada quando são. Ocorre numa faixa contínua de orientação aproximada NW-SE que se estende igualmente desde o Minho até para além do Rio Douro, onde aflora numa área com cerca de 50 Km por cerca de 6 Km de largura média, pertencente a vários concelhos.
- Quartzodioritos biotíticos. Trata-se de rochas acinzentadas, mais ou menos escuras, habitualmente de granulado fino ou médio, que constituem restos de magmas mais básicos ou seus diferenciados que intruíram ou ascenderam concomitantemente com as massas ígneas mais antigas. Formam, a nível regional, pequenas manchas alongadas e, localmente, pequenas bolsadas ou encraves no seio das massas graníticas.
- Filões de quartzo ou pegmatíticos, associados a falhas de direcção média entre N45°E a N75°E, testemunhando actividade magmática e hidrotermal tardia.
- Aluviões, de idade quaternária, constituindo depósitos areno-argilosos em relação directa com algumas das linhas de água.



Extracto da Folha 9-B (Guimarães) da Carta Geológica de Portugal, à escala aproximada de 1/62 500

Fig. 1 - Enquadramento geológico do maciço estudado.

2. GEOLOGIA DO LOCAL DA PEDREIRA

2.1. TIPOS LITOLÓGICOS E TEXTURAS

Os resultados do estudo geológico efectuado encontram-se implantados na carta geológica da figura 2. A rocha explorada é um granito com carácter monzonítico, por vezes, granodiorítico (fig. 3), de grão médio, com tendência porfíróide, de duas micas, essencialmente biotítico, fracturado e alterado em alguns locais da pedreira (“Granito de Braga”). Macroscopicamente, apresenta cor cinzenta azulada escura, quando fresca, ou amarelada nas zonas de alteração superficial e na proximidade de algumas fracturas e diaclases. A ligeira tendência porfíróide traduz-se pela ocorrência de megacristais de feldspato, algo dispersos, e de granulometria variável (em média 2×1 cm, mas, ocasionalmente, podem atingir 5×3 cm ou mesmo mais). Por sua vez, na matriz ocorrem grãos de quartzo cinzento escuro, com diâmetro médio de 1 mm, agregados de feldspato, brancos acinzentados, com 1 a 2 mm, biotite negra em palhetas até 1 mm, dispersas homoganeamente na matriz, e rara moscovite prateada em cristais em geral inferiores a 1mm. A composição modal revelou: quartzo 28.5%, feldspato K 19.6%, plagioclase 32.1%, biotite 13.4%, moscovite 4.2% e minerais vestigiários 2.3%.

A rocha de tonalidade amarelada circunscreve-se, sobretudo, à zona de alteração superficial e a algumas estreitas faixas ao longo dos bordos de algumas das diaclases, onde se verificou a circulação das águas superficiais ou infiltradas. Outras vezes, essa tonalidade está associada a zonas de esmagamento (cisalhamentos, caixas de falha). Alguns cisalhamentos são responsáveis pela tectonização de faixas da massa rochosa sem que se verifique alteração substancial da coloração cinzento-azulada, notando-se, no entanto, ligeira caulinição dos feldspatos.

No que se refere à granularidade, verificam-se pequenas variações ao longo do maciço, nomeadamente com ligeiro aumento do tamanho do grão da matriz e da tendência porfíróide, que se traduz por maior abundância de pequenos cristais feldspáticos maiores que os da matriz, embora mantendo-se dispersos. Ocasionalmente, os grãos de feldspato dispersos atingem maior tamanho que o habitual (até 5×3 cm ou mais). Noutros casos, também localizados, ocorrem pequenas massas de granito porfíróide de grão grosseiro (até 1.5 a 2 metros de comprimento por 1.5 metros de largura), aparentemente sem continuidade.

São comuns, no seio do granito monzonítico, encraves dispersos de uma rocha de grão fino a médio, de tendência mais básica e coloração mais escura que a encaixante, enriquecida em biotite, os quais, como dissemos, constituirão porções dum magma precursor disseminadas na massa ígnea que não evoluíram completamente. Têm, geralmente, formato esférico ou ovalado e tamanho habitual

centimétrico ou, como num dos casos, atingir o tamanho máximo observado de 3x1.5 metros. Ocorrem, ainda, alguns enclaves, também em geral centimétricos, de natureza essencialmente restífrica, correspondendo a fragmentos xistentos não completamente digeridos. Tanto este tipo de enclaves como os de natureza mais básica não constituem problema ao aproveitamento da pedra para obtenção de granulados, por apresentarem textura fina e homogénea e apreciável compacidade.

Algumas das principais diaclases, com particular relevo para as de orientação N45°E a N75°E, apresentam preenchimento centimétrico com material argiloso, por vezes caulínico, e evidência de movimentação, provocando esmagamento dos bordos das fracturas e superfícies estriadas. Noutros casos, encontram-se preenchidas por filonetes pegmatíticos ou quartzosos, recristalizações de sílica e deposições dispersas de pirite, a qual, uma vez oxidada, origina pequenas manchas amareladas ou acastanhadas, localmente com escorrências ferruginosas.

Não se observaram filões de importância na área da pedreira. Registaram-se, apenas, alguns filonetes quartzosos e pegmatíticos, de espessura centimétrica e pouco extensos, alojados em diaclases com direcção predominante N60°E a N80°E.

As características físico-mecânicas de um balastro produzido com o material explorado na pedreira podem resumir-se como segue: resistência mecânica à compressão – 1760 Kg/cm²; granulometria – fuso granulométrico compatível com aceitação sem restrições; resistência ao desgaste Los Angeles (curva F) – 19%; grau de limpeza – 0.13%; grau de homogeneidade – 0.00%; coeficiente de forma – 2.27%. Trata-se dum balastro de boa qualidade, o que confirma a aptidão da rocha para a produção de inertes.

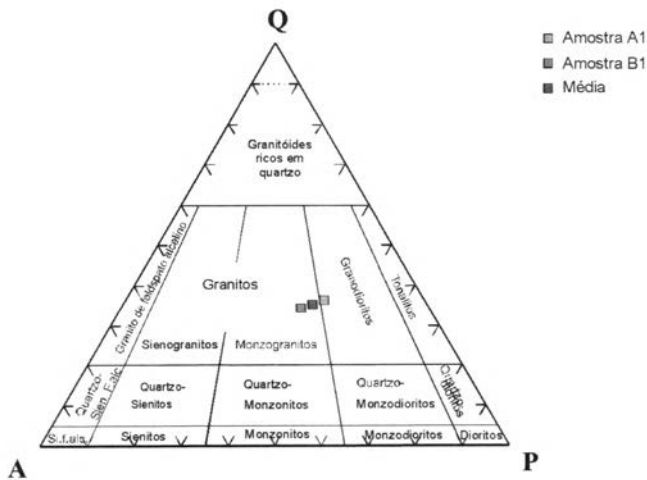


Fig. 3 – Inserção das amostras de rocha fresca da pedreira da Curviã no diagrama Q-A-P de classificação de rochas plutônicas, segundo STRECKEISEN (1976).

2.2. FRACTURAÇÃO DO MACIÇO

Para compreensão do estilo tectónico-estrutural da área em estudo, procedeu-se ao levantamento exaustivo das fracturas e falhas, igualmente apresentado na figura 2.

A fracturação global observada na pedraia da Curviã N° 2 (Figura 4) revela, como especialmente representativos, os sistemas de fracturas com direcção sensivelmente N60°E a N80°E, N45°W e N5°E a N10°E, em geral com pendores muito inclinados a verticais. Algumas fracturas subhorizontais ou de pendor moderado, de atitude mais aleatória, foram observadas, também, em alguns locais. Algumas dessas fracturas são responsáveis por cisalhamentos, por vezes importantes, os quais determinam um adensamento da fracturação e diaclasamento nas proximidades. Os de maior expressão interessam fracturas N45°E a N80°E, N5°E a N20°E e, muito mais raramente, fracturas próximas de N40°W a N60°W ou N-S a N20°W. A extensão de rocha tectonizada, nalguns locais da pedraia, atinge, por vezes, vários metros. Também se verificou que, nalguns casos, as fracturas que delimitam os cisalhamentos são oblíquas entre si, originando tectonização mais intensa no seu interior, com esmagamento da rocha.

Tendo-se constatado alguma variação, de local para local, no padrão de fracturação e diaclasamento do maciço na área em exploração, procedeu-se à sua análise detalhada, sector a sector, para que essas variações possam ser devidamente evidenciadas e compreendidas. A fracturação observada nos diferentes sectores, designados de I a XVII, vai apresentada nos diagramas de síntese inseridos na figura 2, já anteriormente referida. A figura 5 mostra um corte geológico realizado na parte central da pedraia.

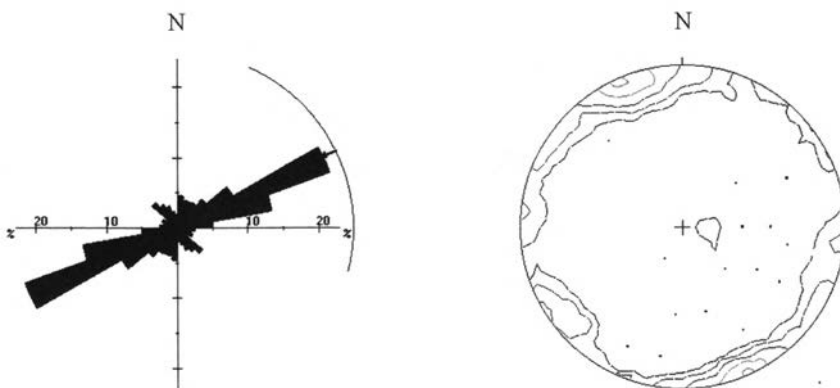


Fig. 4 - Projecção estereográfica global da fracturação na pedraia da Curviã n° 2.

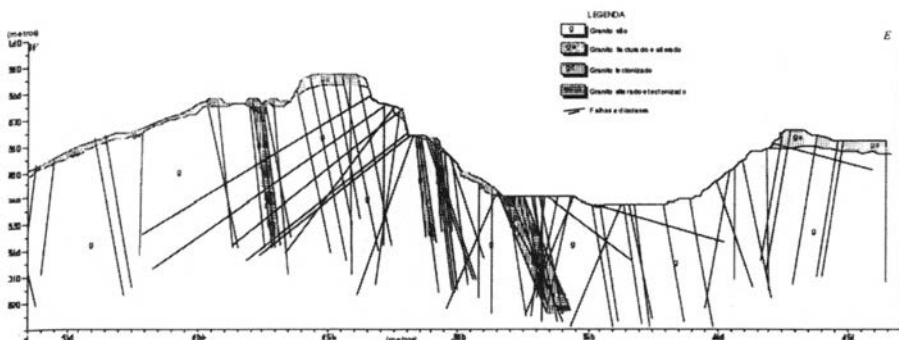


Fig. 5 – Corte geológico W-E na pedreira Curviã n.º2.

– Sector I: Neste sector, predomina nitidamente um sistema de fracturas com direcção média N70°E (\cong 45% do total), com pendor próximo da vertical, algumas das quais apresentam evidências de movimentação. Acessoriamente, ocorrem um sistema com orientação N-S a N10°E (\cong 7%) e outro, menos representado, de direcção N30°W a N40°W (\cong 4%). Completam o esquema de fracturação, algumas fracturas sub-horizontais com diversas orientações. Na parte SE deste sector (actual entrada da pedreira), observam-se alguma alteração superficial da rocha e alguns encraves dispersos de natureza restítica e outros de natureza mais básica, com granulado fino, e ligeira ferruginização ocasional. No geral, a textura da rocha é razoavelmente homogénea, embora ocorram alguns megacristais de feldspato dispersos.

– Sector II: Predominam largamente fracturas com direcção entre N10°E e N80°E, que representam cerca de 60% do total, tendo o sistema mais representado direcção média N45°E (\cong 18%). Acessoriamente, ocorrem os sistemas N-S a N10°W (\cong 5%) e N50°W (\cong 3%). Alguns encraves de rocha mais básica e de granito porfiróide de grão grosseiro foram também observados, bem como alteração e esmagamento do granito junto a algumas das fracturas mais importantes. A pedra amarelada limita-se à parte superficial do maciço ou a zonas de fractura.

– Sector III: Trata-se de um dos sectores onde ocorrem vários sistemas subverticais com representatividade semelhante, como sejam N50°E a N60°E (\cong 13%), N40°E a N50°E (\cong 10%) e N60°E a N70°E (\cong 10%), além de N60°W a N70°W (\cong 13%), N-S a N10°E (\cong 10%) e N10°E a N20°E (\cong 8%). É de referir, ainda, um importante sistema subhorizontal com direcção N40°E a N60°E. De salientar a presença de algumas zonas de cisalhamento importantes de direcção N40°E a N50°E e N80°E a E-W, que determinaram algum esmagamento da rocha em vários locais, e de fracturas com bordos estriados. Massas de rocha pegmatítica e encraves mais básicos, de dimensão métrica, ocorrem dispersos.

– Sector IV: O padrão da fracturação observada neste sector é algo semelhante ao observado no sector anterior, ainda que, no caso presente, seja nítida a predominância do sistema de fracturas subverticais N40°W a N50°W ($\cong 16\%$), seguido de outros com orientação predominante para leste, em que o principal tem direcção N70°E a N85°E e, um outro, direcção N30°W a N40°W, sendo ambos subverticais e com idêntica representatividade ($\cong 10\%$). Com menor expressão, ocorrem sistemas de orientação N-S a N10°E ($\cong 8\%$) e N65°W ($\cong 5\%$), também subverticais. Este sector inclui duas importantes zonas de cisalhamento por intersecção de fracturas com direcção N-S e N70°E a N80°E, determinando alguma tectonização, com esmagamento, da rocha granítica.

– Sector V: É claramente predominante o sistema de orientação N60°E a N70°E subvertical ($\cong 35\%$), a que se associam outros conjuntos de fracturas com atitude semelhante ($\cong 15\%$). Com diminuta representatividade, ocorrem, ainda, um sistema subvertical de orientação N50°W a N60°W ($\cong 4\%$) e algumas fracturas subhorizontais. A rocha, neste sector da pedreira, é predominantemente sã.

– Sector VI: O conjunto da fracturação deste sector é muito semelhante ao observado no sector anterior, predominando, também, o sistema subvertical N60°E a N70°E ($\cong 33\%$) e cisalhamentos N50°E a N80°E. Raros filonetes de quartzo foram observados.

– Sector VII: Também aqui, é largamente predominante o sistema subvertical N60°E a N70°E, sendo os restantes muito pouco representados. O granito apresenta-se com aspecto são, na sua maior parte. Foram observados vários encraves básicos, restícticos e de granito porfiróide de grão grosseiro, centimétricos a decimétricos.

– Sector VIII: Neste sector do bordo SW do degrau intermédio da pedreira predominam largamente os sistemas N60°E a N70°E ($\cong 28\%$) e N20°E a N30°E ($\cong 17\%$), com pendor subvertical. São subordinados os sistemas N20°W a N30°W e N40°W a N50°W, também de pendores elevados, e alguns grupos de fracturas subhorizontais. Predomina a rocha sã e ocorrem alguns encraves de rocha básica ou de granito porfiróide grosseiro.

– Sector IX: Trata-se de uma zona que compreende uma grande variedade de sistemas de fracturas subverticais com grande representatividade, sendo de destacar os sistemas N60°E a N80°E ($\cong 14\%$), N10°E a N20°E ($\cong 14\%$), N20°E a N30°E ($\cong 10\%$) e, ainda, N20°W a N30°W com pendores de 70° a 80° para NE ou SW. O sector em apreço mostra-se afectado por cisalhamentos importantes, que determinaram algum esmagamento, um dos quais limitado por fracturas de orientação média N70°E e N10°E e com caixa de falha preenchida por rocha esmagada de tonalidade amarelada.

– Sector X: É claramente predominante o sistema N60°E a N80°E, subvertical, que representa cerca de 32% do total da fracturação. São menos representados os sistemas N-S a N10°E ($\cong 9\%$), N40°W a N50°W ($\cong 7\%$) e N70°W a N80°W ($\cong 7\%$), todos de pendor elevado. Encraves decimétricos de rocha de natureza mais básica ocorrem dispersos.

– Sector XI: Trata-se do sector virado a norte de um dos degraus intermédios da frente oeste da pedreira. É claramente predominante o sistema subvertical N60°E a N70°E, que representa cerca de 32 % do total e que inclui diaclases com grande desenvolvimento, a que se associam os sistemas N80°E a E-W, com cerca de 18%, e N70°E a N80°E, com cerca de 15%, igualmente subverticais. Menos representados, ocorrem os sistemas N40°W a N50°W ($\cong 10\%$) e N-S a N10°E ($\cong 6\%$), ambos de pendor elevado, além de fracturas subhorizontais. Na generalidade, a rocha granítica apresenta-se fresca, contendo alguns encraves máficos.

– Sector XII: Predominam os sistemas N60°E a N70°E, o qual representa cerca de 24% do total da fracturação, e N70°E a N80°E, com cerca de 19%, ambos subverticais. Com representatividade bastante menor, ocorrem, ainda os sistemas N-S a N20°W ($\cong 11\%$) e N30°W a N50°W ($\cong 10\%$), que incluem algumas fracturas de pendor moderado (45 a 50°). O granito é predominantemente são e contém encraves básicos. Observaram-se algumas fracturas centimétricas preenchidas com caulino, quartzo ou pegmatito.

– Sector XIII: É dominante o sistema N30°W a N40°W, subvertical, com cerca de 20% do total, seguido dos sistemas subverticais N20°W a N30°W e N-S a N10°E, ambos com representatividade de cerca de 17%. Um pequeno número das fracturas deste último sistema tem pendor moderado. O granito possui tonalidade amarelada e ocorrem alguns encraves básicos, métricos, e um de granito porfiróide (“Granito de Guimarães”) com tamanho idêntico.

– Sector XIV: Dominam os sistemas subverticais N70°E a N80°E, o qual representa cerca de 26% do total das fracturas, e N60°E a N70°E, com cerca de 20%. Os sistemas com orientação preferencial N-S, N30°W e N60°W estão menos representados, não excedendo, qualquer deles, 9% do total. A rocha granítica está parcialmente alterada e ocorrem alguns encraves máficos.

– Sector XV: Verifica-se a preponderância dos sistemas subverticais N70°E a N80°E e N40°W a N50°W, cada um deles representando 15 % do total. A restante fracturação é bastante dispersa e com representatividade da ordem dos 7.5 % para cada grupo de fracturas. Na generalidade, o granito apresenta-se são.

– Sector XVI: As fracturas subverticais de orientação N60°E a N70°E ($\cong 23\%$), N30°E a N50°E ($\cong 14\%$), a que se associam os sistemas N80°E a E-W ($\cong 8\%$) e N40°W a N50°W ($\cong 10\%$), igualmente de pendor muito elevado, são predominantes. Observou-se intenso esmagamento do granito no local de intersecção de fracturas subverticais de orientação N40°E, N50°W e E-W. O granito apresenta-se são apenas na parte mais profunda da corta.

– Sector XVII: Assume grande relevo, nesta zona, o sistema de fracturas subverticais N70°E a N80°E ($\cong 40\%$). Seguem-se-lhe os sistemas de fracturas N60°E a N70°E ($\cong 34\%$), igualmente de pendor elevado, N30°W a N40°W ($\cong 12\%$), com pendor mais moderado, e outros sistemas com direcção para Este e para Oeste, menos representativos. Ocorrem, por vezes, encraves de rocha básica, de “Granito

de Guimarães” e pegmatíticos. A zona superficial de alteração amarelada tem espessura significativa (até cerca de 7 metros) e escamação até aos 3 metros.

3. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As duas principais unidades graníticas aflorantes na região formam manchas alongadas na direcção NW-SE, estando o “Granito de Braga” encaixado no “Granito de Guimarães”. A intrusão destes corpos graníticos parece ter sido favorecida pelo cisalhamento Régua – V. Nova de Cerveira.

Os dados da cartografia geológica disponível e as observações de campo permitem considerar que a intrusão do “Granito de Guimarães” terá acontecido ligeiramente antes da do “Granito de Braga” (enclaves de “Granito de Guimarães” podem observar-se em vários locais da pedreira), facilitada por acidentes tectónicos NW-SE paralelos ao acidente principal. A fracturação tardia, com direcção N60°E a N80°E, afectou posteriormente os maciços e está bem representada regionalmente e na pedreira, onde constitui o sistema de fracturas e diaclases mais representativo. Algumas destas fracturas e diaclases foram preenchidas por filonetes pegmatíticos e quartzosos e apresentam, por vezes, deposição de sulfuretos dispersos que são testemunhos das fases mais tardias da actividade magmática.

Movimentações tectónicas posteriores reactivaram a fracturação mais antiga e terão provocado a formação de novas fracturas, sendo importante o sistema N-S a NNE-SSW, tardi-hercínico, o qual corta o sistema anteriormente referido e está bem expresso na parte central da pedreira, nas proximidades de cisalhamentos com aquela direcção. O sistema com orientação preferencial NW-SE, que aparece apenas bem representado na frente ocidental da pedreira, onde cisalhamentos com esta direcção são também evidentes, é nitidamente mais tardio.

De registar, também, um predomínio notável dos sistemas de pendor subvertical; no entanto, ocorrem, igualmente, algumas fracturas subhorizontais de grande relevância, as quais podem explicar deslizamentos responsáveis pela sobreposição de massas de rocha com padrões de fracturação diferentes, como se observa nos degraus da frente oeste da pedreira.

Fica patente, deste modo, a relação do padrão da fracturação regional com a fracturação e diaclasamento observados na pedreira e evidenciada a influência local dos sistemas referidos. Também é de realçar que a sobreposição de três sistemas de fracturas importantes não impossibilita a exploração de pedra para inertes, uma vez que a fracturação apenas determina esmagamento e arenização em sectores muito limitados, predominando a rocha fresca tanto em extensão como em profundidade.

Em conclusão, a variação no padrão de fracturação observado na pedreira da Curviã nº2 é resultado da influência da fracturação regional, da presença de

cisalhamentos de expressão local e da actuação de episódios sucessivos de deformação frágil, com reorientação dos campos de tensões locais.

BIBLIOGRAFIA

- ANDRADE, M. Montenegro *et al.* (1986) – Carta geológica de Portugal na escala 1/ 50 000: Folha 9-B (Guimarães). Ed. dos S.G.P., Lisboa.
- FERREIRA, N. *et al.* (1998) – Carta geológica de Portugal na escala 1/ 50 000: Folha 5-D (Braga), 2ª Edição. Publ. dos S.G.P., Lisboa.
- MEDEIROS, A. Cândido, PEREIRA, E. e MOREIRA, A. (1980) – Carta geológica de Portugal na escala 1/ 50 000: Notícia explicativa da folha 9-D (Penafiel). Ed. dos S.G.P., Lisboa.
- STRECKEISEN, A. (1976) – To each plutonic rock its proper name. *Earth Sc. Review*, 12, pp 1-33.
- TEIXEIRA, C., MEDEIROS, A. CÂNDIDO e MACEDO, J.R. (1973) – Carta geológica de Portugal na escala 1/ 50 000: Notícia explicativa da folha 5-D (Braga). Ed. dos S.G.P., Lisboa.

EXPLORAÇÕES DE SERPENTINITO, TALCO E ASBESTO TREMOLÍTICO NO NORDESTE DE PORTUGAL

R. J. S. TEIXEIRA¹, A. M. R. NEIVA² e M. E. P. GOMES¹

PALAVRAS-CHAVE: serpentinito, talco, asbestos anfibólicos, maciços de Bragança e Morais.

KEY WORDS: Serpentine, talc, amphibole asbestos, Bragança and Morais massifs.

RESUMO

No maciço de Bragança, exploram-se o serpentinito de Donai como rocha ornamental e o talco de Sete Fontes e Soeira, estando desactivadas a exploração de talco e asbesto tremolítico de Pena Maquieira. No maciço de Morais, explora-se, de forma descontínua, talco na região de Vale da Porca. Em Donai, distinguem-se três graus crescentes de serpentinização, que são acompanhados de enriquecimento progressivo em volume, massa, SiO_2 , $\text{H}_2\text{O}+$ e Cu e empobrecimento progressivo em Al_2O_3 e Zn. Neste serpentinito existe antigorite, lizardite, penina, talco, breunerite, dolomite, espinelas cromíferas, magnetite e pentlandite, mas tremolite, materiais de alteração com características ópticas intermédias entre crisólito e lizardite e pirrotite existem apenas nas amostras que contêm crisólito. Em Sete Fontes e Soeira distinguem-se talcoxistos e esteatitos, em Pena Maquieira ocorrem esteatitos, enquanto em Vale da Porca predominam talcoxistos. Além de talco, estas rochas esteatíticas contêm penina, breunerite, dolomite, magnetite cromífera, magnetite, pentlandite, milerite, siegenite, pirite, calcopirite e ilmenite. A esteatização dos serpentinitos é acompanhada de aumento em volume, massa,

¹ Departamento de Geologia da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Apartado 1013, 5000-911 Vila Real, Portugal.

² Departamento de Ciências da terra da Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal.

SiO₂ e Ge e perdas de Be e Cs. Os asbestos de Pena Maqueira são tremolíticos e estão associados a serpentinitos, enquanto em Mourisqueiro são actinolíticos, ocorrendo em zonas mistas com rochas esteatíticas intensamente deformadas.

ABSTRACT: Exploitations of serpentinite, talc and tremolite asbestos in northeastern Portugal

In Bragança massif, Donai serpentinite and talc from Sete Fontes and Soeira are being exploited, whereas Pena Maqueira talc and tremolite asbestos exploitations are closed down. Talc is also exploited at Vale da Porca area, in the Morais massif. At Donai, three increasing degrees of serpentinization are distinguished and accompanied by progressive increases in SiO₂, H₂O+, Cu and progressive decreases in Al₂O₃ and Zn. Donai serpentinite contains antigorite, lizardite, penninite, talc, breunerite, dolomite, chromian spinels, magnetite and pentlandite, but tremolite, alteration products with intermediate optical properties between those of chrysolite and lizardite and also pyrrhotite were also found in samples containing chrysolite. At Sete Fontes and Soeira, there are talc schists and steatites, at Pena Maqueira steatites occur, while at Vale da Porca talc schists dominate. Steatitic rocks contain mainly talc, but penninite, breunerite, dolomite, chromian magnetite, magnetite, pentlandite, millerite, siegenite, pyrite, chalcopyrite and ilmenite were also found. Steatization of serpentinites is accompanied by increase in mass, volume, SiO₂, Ge and decrease in Be, Cs at the four localities. At Pena Maqueira, tremolite asbestos fill faults cutting serpentinite. At Mourisqueiro, actinolite asbestos occurs in mixed zones with highly deformed steatitic rocks.

INTRODUÇÃO

O Prof. Doutor J. M. Cotelo Neiva foi pioneiro na realização de estudos geológicos em Trás-os-Montes Oriental, particularmente na região de Bragança-Vinhais, efectuando também importantes estudos petrográficos e geoquímicos das rochas e minérios aí existentes (COTELO NEIVA, 1946, 1948a, 1948b, 1949). Com esses trabalhos foram inventariados inúmeros locais com elevado interesse económico, sendo alguns, posteriormente, explorados pela indústria extractiva. Actualmente, a pedreira do serpentinito de Donai e as minas de talco de Sete Fontes e Soeira, na região de Bragança, são exemplos de explorações com actividade regular, enquanto as minas de talco de Vale da Porca e Mourisqueiro, na região

de Macedo de Cavaleiros, estão activas embora de forma descontínua. Na região de Bragança, encontra-se por explorar o talco da concessão de Pena Maquieira, que foi a única no Nordeste de Portugal com alvará para exploração de asbesto, tendo havido trabalhos mineiros no passado.

O serpentinito de Donai é uma rocha ornamental comercializada com a designação “Verde Donai” (CASAL MOURA e MARTINS, 1983), sendo utilizada de várias formas na construção civil. Devido à sua beleza característica e rara, esta rocha também tem sido utilizada na construção de monumentos (nomeadamente na Câmara Municipal de Bragança) e estátuas.

O talco nacional é geralmente utilizado na indústria da cerâmica, em fertilizantes e em rações para animais. Devido às suas características, este talco dificilmente é aplicado na indústria do papel, nas indústrias de cosmética e farmacêutica e nas indústrias de tintas, plásticos e borrachas.

Apesar das propriedades do asbesto tremolítico de Pena Maquieira permitirem múltiplas utilizações industriais (é incombustível, muito resistente aos ácidos, mau condutor de electricidade, tem fraca condutibilidade calorífica, poroso em camadas apertadas), o seu fraco valor económico quando comparado com o asbesto crisotílico (com excelentes propriedades têxteis), as pequenas concentrações de asbesto na região (COTELO NEIVA, 1948a) e, principalmente, a proibição definitiva da sua utilização, inviabilizaram a sua exploração.

Para compreender a dimensão do impacte ambiental de cada exploração durante e após a fase extractiva, realizaram-se levantamentos geológicos de pormenor e estudos petrográficos e geoquímicos dos materiais explorados (TEIXEIRA, 2000). Neste trabalho apresenta-se uma síntese dos dados geoquímicos que melhor permitem entender os processos envolvidos na génese desses materiais.

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

Os locais estudados enquadram-se, geologicamente, nos maciços de Bragança e Morais. No maciço de Bragança, a pedreira do serpentinito de Donai, as minas de talco de Sete Fontes e Soeira e a concessão de talco e asbesto tremolítico de Pena Maquieira situam-se em formações metaperidotíticas do Complexo Alóctone Intermédio, apresentando-se sempre serpentinizadas e esteatizadas, especialmente em zonas afectadas pelos principais acidentes tectónicos, cuja orientação preferencial é NW-SE, NE-SW e E-W (MEIRELES, 2000). No maciço de Morais, as explorações de talco de Vale da Porca e Mourisqueiro localizam-se ao longo de um importante acidente tectónico (carreamento de Vale da Porca), através do qual o Complexo Alóctone Superior se sobrepõe a formações do Complexo Alóctone Inferior (RIBEIRO *et al.* 1990).

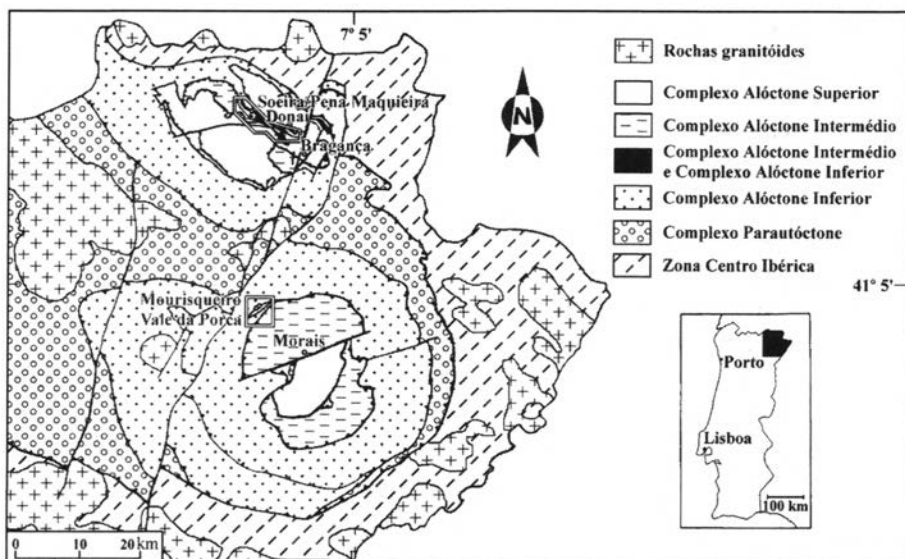


Fig. 1 – Localização das áreas Donai, Sete Fontes, Soeira/Pena Maquieira e Vale da Porca/Mourisqueiro (adaptado de RIBEIRO, 1974).

A pedraira de Donai implanta-se numa lâmina serpentinitica, de forma elíptica, com cerca de 200 m por 50 m, que está intercalada tectonicamente em xistos cloriticos do Complexo Alóctone Inferior. Encontra-se recortada por cisalhamentos N80°W (geralmente sub-verticais) e por fracturas N40-70°W (também sub-verticais) que são rejeitadas por outras de atitude N70°E. Estes cisalhamentos e fracturas apresentam, geralmente, sinais de esteatização, asbestos tremolíticos, cloriticos e xistos anfibólicos.

Em Sete Fontes aflora, em flanco de encosta, uma massa de rocha esteatítica alongada segundo NE-SW, com cerca de 200 m por 100 m, contactando, a muro, com quartzofiládios e filádios cinzentos pertencentes ao Complexo Alóctone Inferior e, a tecto, com serpentinitos da mesma unidade. Neste corpo esteatítico, é frequente encontrar-se intercalações cloriticas e, mais raramente, serpentiniticas (VILELA DE MATOS *et al.*, 1990).

A jazida de talco de Soeira encontra-se limitada, no extremo Sul, por granulitos máficos anfibolitizados do Complexo Alóctone Superior carreados sobre a rocha esteatítica ao longo de um plano com atitude N30-50°W, 40°SW. No extremo Norte, observa-se a passagem de um serpentinito não esteatizado ou com esteatização incipiente à rocha esteatítica (FARINHA RAMOS *et al.*, 1989).

A concessão de Pena Maquieira situa-se próximo da mina de Soeira e contém uma jazida de talco com estrutura em antifórma, em que o flanco Nordeste é caracterizado por uma massa de rocha esteatítica contínua alongada segundo NW-SE, enquanto o flanco Sudoeste corresponde ao alinhamento de ocorrências de talco

situado a Sudoeste da banda intermédia de serpentinitos (COTELO NEIVA, 1948a, 1949; VILELA DE MATOS e ALVES, 1990). Nas fracturas que cortam estes serpentinitos e os das imediações da mina de Soeira ocorrem asbestos tremolíticos.

Nas frentes de exploração da mina de Vale da Porca é bem visível o plano de carregamento principal, com atitude N50°E,65°SE, através do qual se sobrepõem gnaisses quartzo-feldspáticos do Complexo Alóctone Superior a quartzofiládios e xistos cloritíticos do Complexo Alóctone Inferior, sendo o talco explorado em caixas de falha e em níveis lenticulares ou bolsadas.

Na mina de Mourisqueiro verifica-se a sobreposição de granulitos máficos anfibolitizados sobre uma formação milonítica (ambas do Complexo Alóctone Superior). Esta última formação é constituída por nódulos de serpentinitos e clorititos inclusos numa matriz formada por talco e alguma anfíbola e sobrepõe-se a uma zona constituída por serpentinitos intercalados em anfibolitos e xistos anfibólicos. Neste local, ocorrem ainda talcoxistos, de excelente qualidade, associados a falhas e são frequentes asbestos actinolíticos associados a anfibolitos, xistos anfibólicos e serpentinitos.

PETROGRAFIA

Os serpentinitos de Donai têm cor verde escura e apresentam macrocristais de crisólito verde acinzentados, mas também existem amostras mais homogéneas. Encontram-se frequentemente cortados por veios de carbonatos, que conferem um aspecto bastante apreciado na rocha polida. Distinguem-se três graus de serpentinição: a) amostras com macrocristais de crisólito pouco serpentinizados e dispostos numa matriz antigorítica; b) amostras com macrocristais de crisólito bastante serpentinizados, apresentando texturas em malhas e em ampulheta constituídas por lizardite e dispostos numa matriz antigorítica; c) amostras totalmente serpentinizadas com textura interpenetrativa (constituída por antigorite) e com alguns vestígios de texturas em malha e em ampulheta. Em Sete Fontes, Soeira/Pena Maqueira e Vale da Porca/Mourisqueiro, os serpentinitos têm cor verde turquesa e são homogéneos, estão totalmente serpentinizados e apresentam texturas interpenetrativas e mais raramente justapostas, mas o serpentinito de Soeira também pode apresentar texturas em malhas e em ampulheta. Todos os serpentinitos são constituídos por antigorite, penina, talco, breunerite, dolomite, espinelas cromíferas, magnetite e pentlandite, mas tremolite, materiais de alteração (X, Y e Z), com características ópticas intermédias entre crisólito e lizardite, e pirrotite foram apenas identificados nas amostras que contêm crisólito. Os serpentinitos de Donai e Soeira contêm bastites derivadas de clinopiroxenas. De uma forma geral, os serpentinitos da região de Vale da Porca encontram-se muito deformados e podem conter veios de picrolite a preencher algumas fracturas.

Em Donai, Sete Fontes e Soeira distinguem-se dois tipos de rochas enriquecidas em talco: talcoxistos, com foliação nítida e esteatitos, com cristais lamelares de talco dispostos aleatoriamente. Em Pena Maqueira existem esteatitos, enquanto na região de Vale da Porca predominam os talcoxistos. Estas rochas esteatíticas apresentam uma elevada percentagem de talco, mas também têm penina, breunnerite, dolomite, magnetite cromífera, magnetite, pentlandite, milerite, siegenite, pirite, calcopirite e ilmenite.

Os asbestos anfibólicos são constituídos por agregados de cristais fibrosos de tremolite (em Donai e Soeira/Pena Maqueira) e actinolite (em Mourisqueiro), que se dispõem paralelamente nas “slip-fiber” e “cross-fiber” e se entrecruzam em diferentes direcções nas “mass-fiber”. Os asbestos do tipo “cross-fiber” foram apenas observados em Soeira/Pena Maqueira, tendo, frequentemente, evidentes sinais de um intenso dobramento posterior à sua formação, enquanto que os asbestos do tipo “mass-fiber” ocorrem principalmente em Donai. Acessoriamente, ocorre espinela cromífera e, como minerais secundários, clorite, talco e antigorite.

MÉTODOS ANALÍTICOS

Silicatos, óxidos, sulfuretos e carbonatos foram analisados por microsonda electrónica no Laboratório do Instituto Geológico e Mineiro de São Mamede de Infesta e no Department of Earth Sciences, Bristol, U. K. Os elementos maiores, Cr, Ni, Co, Zn e Cu de serpentinitos, rochas esteatíticas, asbestos anfibólicos e alguns minerais separados foram determinados por métodos de análise química clássica, espectrometria de absorção atómica e molecular nos Departamentos de Química da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro e de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra. Os restantes elementos menores e terras raras das rochas e asbestos anfibólicos foram determinados por espectrometria de massa (ICP-MS) no Department of Earth Sciences, Bristol, U. K.

GEOQUÍMICA DE MINERAIS

340

O crisólito dos macrocristais bastante serpentinizados é o mais rico em forsterite (F₀₈₅ a F₀₉₀), enquanto o crisólito dos macrocristais pouco serpentinizados tem F₀₇₅-F₀₈₄. Os macrocristais de crisólito bastante serpentinizados têm textura em malhas com os bordos constituídos por lizardite, com $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ menores do que os dos crisólito e lizardite no interior das malhas (fig. 2a). Nestes macrocristais, os materiais X, Y e Z ocorrem no interior das malhas e também são os principais constituintes das orlas de alteração dos macrocristais pouco serpentinizados e representam um estágio de evolução intermédio entre o crisólito

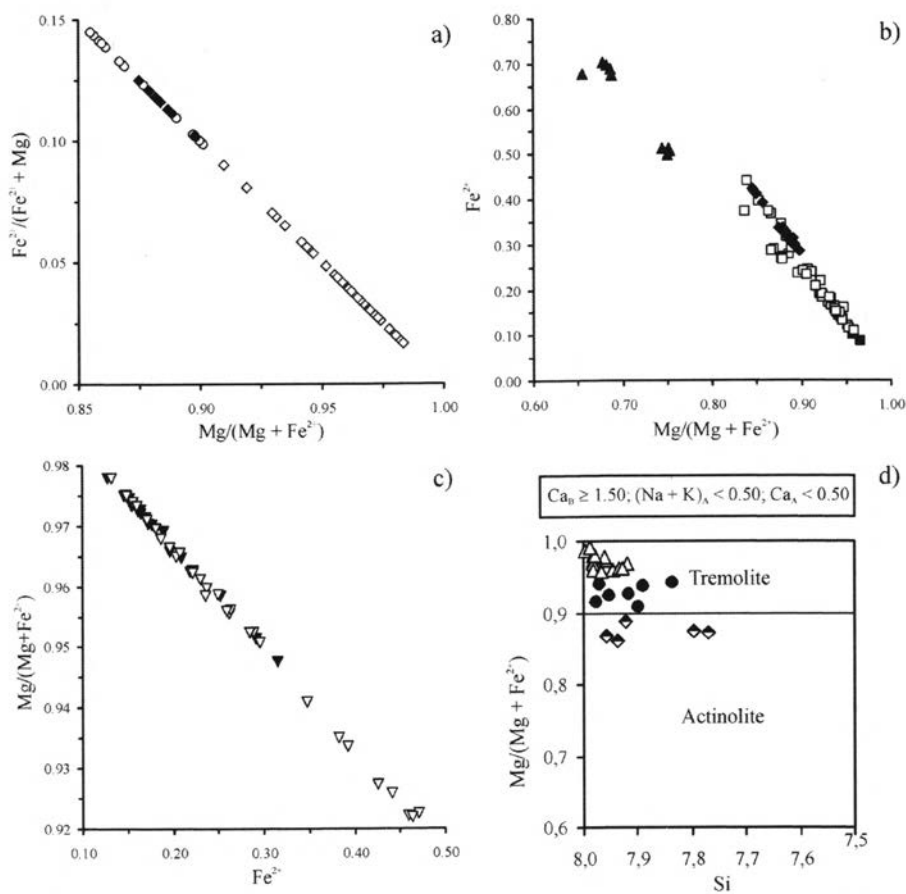


Fig. 2 – Diagramas de minerais de serpentinitos, rochas esteatíticas e asbestos do Nordeste de Portugal. a) $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ versus $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ do crisólito (\circ) dos macrocristais bastante serpentinizados e da lizardite do interior (\blacklozenge) e do bordo (\diamond) das malhas do serpentinito de Donai; b) Fe^{2+} versus $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ dos materiais X (\blacktriangle), Y (\blacksquare) e Z (\square) e lizardite do interior (\blacklozenge) das malhas do serpentinito de Donai; c) $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ versus Fe^{2+} do talco de serpentinitos (\blacktriangledown) e rochas esteatíticas (\triangledown) de Donai, Sete Fontes, Socira/Pena Maqueira e Vale da Porca/Mourisqueiro; d) composição dos asbestos anfibólicos de Donai (\bullet), Pena Maqueira (\triangle) e Mourisqueiro (\blacklozenge) no diagrama de nomenclatura da IMA (LEAKE *et al.*, 1997).

e a lizardite 1-T (WICKS e PLANT, 1979). O material X é mais rico em Si e Fe^{2+} e mais pobre em Mg do que os materiais Y e Z e lizardite (fig. 2b). A antigorite de Donai tende a ser a mais pobre em Si, Ni e a mais rica em Cr, enquanto a antigorite de Vale da Porca/Mourisqueiro tende a ser a mais rica em Fe^{2+} . COTELO NEIVA (1946, 1948a) já tinha referido que os silicatos de alteração do crisólito eram níquelíferos e cobaltíferos e admitiu a existência, na região de Bragança-Vinhais,

de formações serpentiniticas com teores de Ni com interesse económico. Nos serpentinitos e rochas esteatíticas, o talco (fig. 2c) e a penina apresentam composições idênticas em todos os locais. Contudo, o talco de Donai é o mais pobre em Ni e Cr, enquanto o de Sete Fontes é o mais rico em Ni e o de Vale da Porca/Mourisqueiro é o mais rico em Cr. Além disso, a penina de Donai é mais rica em Cr, Ni, Zn e Cu. A tremolite e a actinolite dos asbestos (fig. 2d) têm geralmente mais Ni do que Cr, sendo a tremolite de Soeira/Pena Maqueira a mais pobre em Cr.

GEOQUÍMICA DOS SERPENTINITOS, ROCHAS ESTEATÍTICAS E ASBESTOS ANFIBÓLICOS E DISCUSSÃO DOS PROCESSOS ENVOLVIDOS

O serpentinito de Donai é o mais rico em CaO, Cs e W, enquanto o serpentinito de Vale da Porca/Mourisqueiro é o mais pobre em CaO e o único com teores de terras raras (REE) acima do limite de detecção. O enriquecimento em CaO do serpentinito de Donai é explicado pela presença de dolomite e alguma tremolite, enquanto o empobrecimento generalizado dos serpentinitos em terras raras pode ser justificado atendendo à natureza peridotítica do protólito de que derivaram (MCDONOUGH e FREY, 1989). Apesar de provavelmente se ter modificado durante a alteração, o perfil não fraccionado das terras raras do serpentinito de Vale da Porca/Mourisqueiro (fig. 3a) é correlacionável com o de metaperidotitos do Maciço de Morais (BEETSMA, 1995), enquanto o veio de picrolite mostra maior enriquecimento em terras raras leves e médias o que pode indicar maior grau de metassomatismo (MCDONOUGH e FREY, 1989).

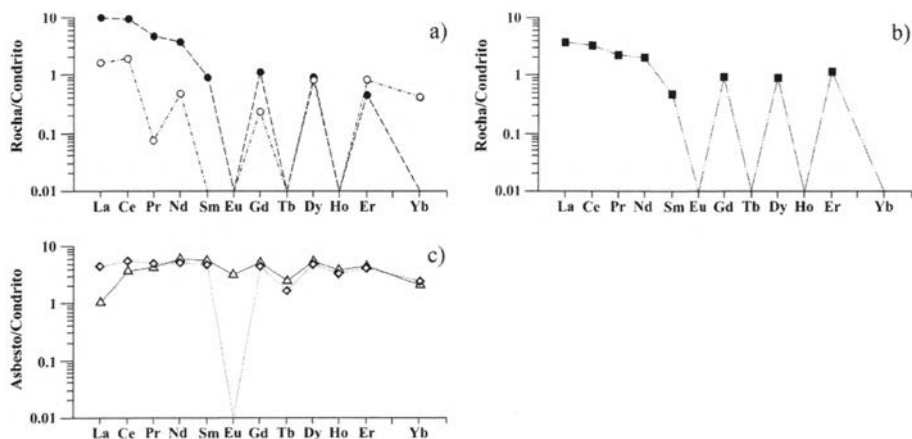


Fig. 3 – Diagramas de terras raras (normalizadas para a média de condritos do tipo C1) de algumas rochas do Nordeste de Portugal. a) Serpentinito (○) e veio de picrolite (●) de Mourisqueiro; b) veio de talco de Sete Fontes (■); c) asbestos de Soeira/Pena Maqueira (△) e de Mourisqueiro (◇).

O aumento progressivo do grau de serpentinização das amostras estudadas conduz a um enriquecimento progressivo em volume, massa, SiO_2 , H_2O^+ e Cu e a um empobrecimento progressivo em Al_2O_3 e Zn, mas também há decréscimo em FeO, MnO, K_2O e Ni (fig. 4a). O ganho em SiO_2 pode ser explicado pela maior quantidade de talco nas amostras mais serpentinizadas, enquanto a progressiva serpentinização do crisólito parece justificar a perda de MnO. A alteração da espinela cromífera terá sido responsável pela perda de Al_2O_3 e a transformação do material X em serpentina parece explicar a perda de K_2O e Ni. Estes resultados estão de acordo com COTELO NEIVA (1948a) e O'HANLEY (1996), pois a serpentinização das amostras estudadas é acompanhada por um aumento progressivo de volume. Os ganhos e perdas ocorridos podem não se dever exclusivamente a este processo, mas também estar relacionados com os fenómenos de esteatização e carbonatização mais tardios.

Há tendência para as rochas esteatíticas portuguesas apresentarem elevados teores em óxidos de ferro, o que infelizmente provoca um carácter comercial bastante negativo (FARINHA RAMOS *et al.*, 1989). No entanto, esses valores são inferiores nos veios de talco de Sete Fontes e em amostras de qualidade superior à média, como a analisada por Cotelo Neiva (1948a). A rocha esteatítica de Donai apresenta os teores mais elevados de SiO_2 e os mais baixos de Fe_2O_3 , enquanto a de Sete Fontes é a mais pobre em Ba e a mais rica em CaO e Sr provavelmente por ser a mais rica em dolomite. Geralmente, as rochas esteatíticas têm teores de REE inferiores ao limite de detecção. O veio de talco de Sete Fontes apresenta empobrecimento em terras raras médias (fig. 3b). A esteatização dos serpentinitos é acompanhada de aumento em volume, massa, SiO_2 e Ge e perdas de Be, Cs, mas, geralmente, também há ganhos de Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O , Ba e perdas de FeO, Al_2O_3 , P_2O_5 , Zn, Sc, Zr, Cu, Y, Rb e U (figs. 4b, c, d, e). Em Donai, os aumentos em volume, massa e SiO_2 são mais intensos durante a esteatização do que nos graus crescentes de serpentinização, indicando que a esteatização é posterior à serpentinização, como foi sugerido por COTELO NEIVA (1948a, 1949) para Sete Fontes, Soeira e Pena Maquieira e O'HANLEY (1996) para outras áreas. Em ambos os processos, há enriquecimento em SiO_2 e perda em FeO, mas Cu aumenta e K_2O decresce durante graus progressivos de serpentinização, enquanto Cu decresce e K_2O aumenta durante a esteatização, sugerindo que a esteatização não pode ter sido contemporânea da serpentinização como é defendido por FERREIRA (1964) para alguns locais em Vinhais, nem anterior à serpentinização como refere MITTWEDE (1989) para Piedmont (U.S.A.). As soluções hidrotermais envolvidas na esteatização terão composição distinta das responsáveis pela serpentinização.

As soluções hidrotermais responsáveis pela serpentinização de rochas ultrabásicas são complexas, pois podem ter a influência de quatro tipos de água: 1) água derivada da desidratação de placas subductadas, 2) água oceânica, 3) água metamórfica e 4) água meteórica (PROENZA *et al.*, 2000). Embora haja ganho em

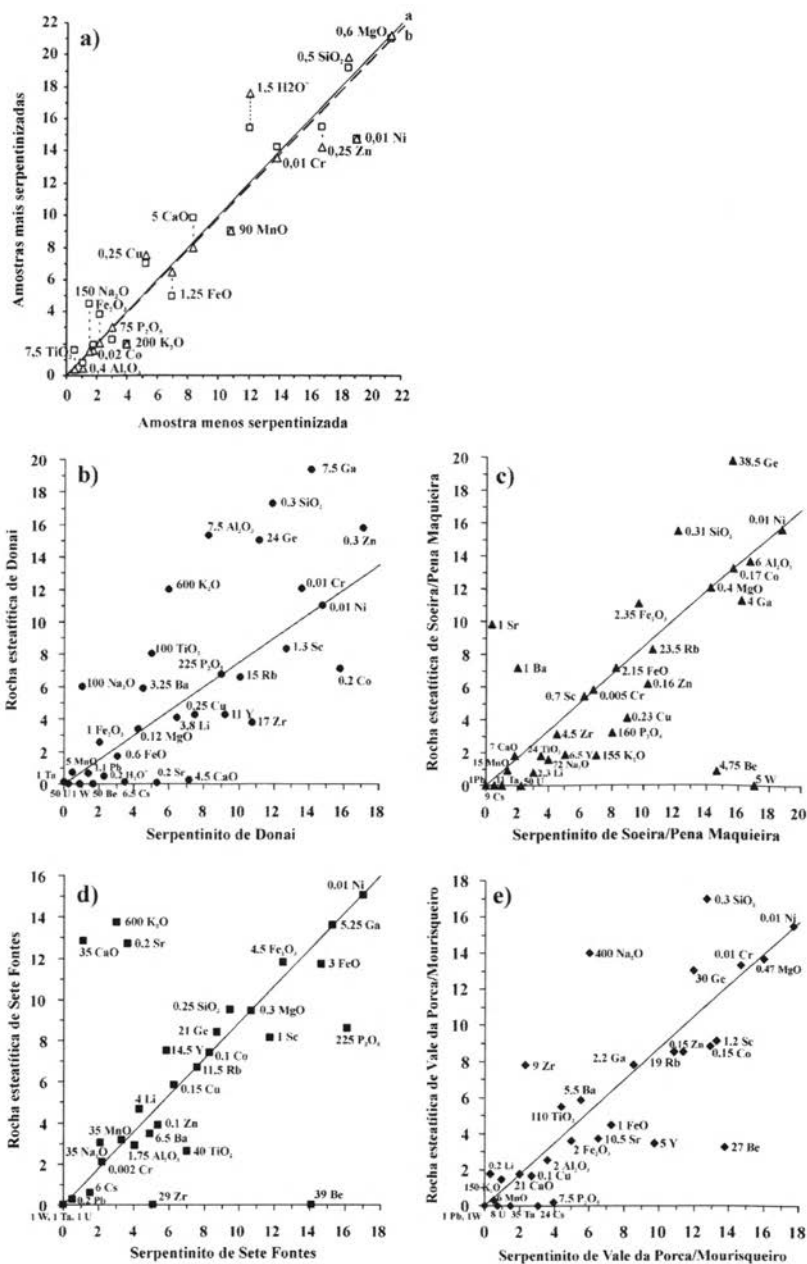


Fig. 4 – Diagramas de isóconas que comparam graus crescentes de serpentinização (□ e △) em Donai (a) e a transformação de serpentinitos em rochas esteatíticas em Donai (b), Soeira/Pena Maqueira (c), Sete Fontes (d) e Vale da Porca/Mourisqueiro (e). As linhas a cheio mostram as isóconas. Na fig. a) a linha a tracejado é a isócona de maior grau de serpentinização e as linhas a ponteados mostram os ganhos e perdas progressivas em óxidos e elementos.

K₂O durante a esteatização, observa-se perda em Rb e Cs e ganho em Ba o que sugere que as soluções hidrotermais, embora sejam relativamente ricas em SiO₂ e K₂O, podem ter derivado da intrusão de rochas ácidas (COTELO NEIVA, 1948a; FARINHA RAMOS, *et al.*, 1989), mas não muito evoluídas.

Durante a esteatização foram distinguidos dois tipos de transformação tendo o talco como produto final: 1) serpentina → talco e 2) serpentina → tremolite → talco, clorite e/ou carbonato que são semelhantes aos encontrados por COTELO NEIVA (1948a).

Os asbestos tremolíticos e actinolíticos estudados desenvolvem-se, de uma forma geral, em zonas fracturadas de rochas ultrabásicas. O asbesto tremolítico de Soeira/Pena Maquieira está associado a serpentinitos e é o mais rico em Mg, Sr e o mais pobre em Fe³⁺, Fe²⁺, Cr, Zn e Be, enquanto o asbesto actinolítico de Mourisqueiro que ocorre associado a rocha esteatítica é o mais rico em Na, Ni, Be, Zr e Sc. O perfil de terras raras do asbesto de Soeira/Pena Maquieira é cortado pelo perfil do asbesto de Mourisqueiro (fig. 3c). Em Donai, o asbesto do tipo "slip-fiber" é mais rico em Si e mais pobre em Al, Zn, Cu e Ba do que o asbesto do tipo "mass-fiber". Nestes três locais, durante a transformação do serpentinito em rocha esteatítica, geralmente CaO e MgO mantêm-se e FeO decresce (figs. 4b, c, e), mas CaO decresce em Donai (fig. 4b), onde além disso a esteatização é menos abundante do que a serpentinição. Portanto, nos dois primeiros locais, os asbestos podem ter derivado tanto do serpentinito como da rocha esteatítica, enquanto em Donai é mais provável que derivem do serpentinito, o que está de acordo com COTELO NEIVA (1948a) para os asbestos anfibólicos de Bragança que terão resultado da alteração hipogénica de antigorite dos serpentinitos e da passagem de antigorite a talco e deste a tremolite. Segundo GASPAS (1971) o asbesto anfibólico do Arado do Castanheiro derivará segundo: rocha peridotítica → serpentinição → tremolite + quartzo que é o processo indicado por COLEMAN (1966) nas rochas ultrabásicas da Nova Zelândia. As soluções hidrotermais que provocam a asbestização serão muito provavelmente distintas das soluções responsáveis pela esteatização (COTELO NEIVA, 1948a).

AGRADECIMENTOS

Ao Professor B. J. Wood pelos estágios concedidos a R. J. S. Teixeira através de "Geochemical Facilities EUGF - Bristol Facility, contract ERBFMGECT 980128" para utilizar microsonda electrónica e ICP-MS, bem como ao Prof. Doutor M. R. Machado Leite e Prof. Doutor J. M. Farinha Ramos pelo uso da microsonda electrónica no IGM. Este trabalho foi desenvolvido com o apoio do Centro de Geociências da Universidade de Coimbra.

BIBLIOGRAFIA

- BEETSMA, J. J. (1995) – *The Late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian massif, N Portugal*. Tese de doutoramento, Vrije Universiteit Amsterdam.
- CASAL MOURA, A. e MARTINS, O. R. (1983) – *Catálogo de rochas ornamentais portuguesas*. Porto: Direção Geral de Geologia e Minas.
- COLEMAN, R. G. (1966) – New Zealand serpentinites and associated metasomatic rocks. *New Zealand Geol. Surv. Bull.*, 76.
- COTELO NEIVA, J. M. (1946) – Cromite, platina, silicatos níquelíferos e silicatos cobaltíferos em rochas do Distrito de Bragança (Portugal). *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, 2 (1), 1-21.
- COTELO NEIVA, J. M. (1948a) – Rochas e minérios da região Bragança - Vinhais. *Serviço de Fomento Mineiro*, 14, 1-251.
- COTELO NEIVA, J. M. (1948b) – Serpentines et serpentinization. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, 4 (1), 14-30.
- COTELO NEIVA, J. M. (1949) – Jazigos portugueses de talco. *Publ. do Museu e Lab. Mineralógico e Geológico da Fac. de Ciências do Porto*, (55 - 3ª série), 5-11.
- FARINHA RAMOS, J. M., CASAL MOURA, A., GRADE, J. e AMARANTE, M. (1989) – Estudo químico-mineralógico e de beneficiação de talcos de Bragança-Vinhais (NE de Portugal). *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro e do Laboratório*, 31, 29-77.
- FERREIRA, M. R. P. V. (1964) – Geologia e petrologia da região de Rebordelo - Vinhais. *Memórias e Notícias do Museu e Lab. Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra e do Centro de Estudos Geológicos*, 58, 168-219.
- GASPAR, O. C. (1971) – O asbesto do Arado do Castanheiro (Portel). *Estudos, Notas e Trabalhos do Serv. de Fom. Min.*, 20 (1-2), 107-132.
- LEAKE, B. E., WOOLLEY, A. R., ARPS, C. E. S., BIRCH, W. D., GILBERT, M. C., GRICE, J. D., HAWTHORNE, F. C., KATO, A., KISCH, H. J., KRIVOVICHEV, V. G., LINTHOUT, K., LAAIRD, J., MANDARINO, J. M. A., MARESCH, W. V., NICKEL, E. H., ROCK, N. M. S., SCHUMACHER, J. C., SMITH, D. C., STEPHENSON, N. C. N., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E. J. W. e YOUZHI, G. (1997) – Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the I. M. A. Commission on new minerals and mineral names. *Mineral. Mag.*, 61, 295-321.
- MEIRELES, C. A. (2000) – Notícia explicativa da folha 3-D (Espinhosela) da Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Instituto Geológico e Mineiro.
- MCDONOUGH, W. F. e FREY, F. A. (1989) – Rare earth elements in upper mantle rocks. In Lipin, B. R. e McKay, G. A. (Eds.). *Geochemistry and mineralogy of rare elements. Min. Soc. Am., Rev. Mineral.*, 21, 99-145.
- MITTWEDE, S. K. (1989) – The Hammett Grove meta-igneous suite: a possible ophiolite in the northwestern South Carolina Piedmont. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, 231, 45-62.
- O'HANLEY D. S. (1996) – *Serpentinites: Records of tectonic and petrological history*. New York: Oxford University Press.
- PROENZA, J. A., ALFONSO, P., MELGAREJO, J. C., GERVILLA, F., TRITLLA, J. e FALLICK, A. E. (2000) – Origen de las aguas responsables del proceso de serpentinización en la Faja Ofiolítica Mayarí- Baracoa (Cuba oriental). Un estudio isotópico de H y O. *Cadernos Lab. Xeológico de Laxe*, 25, 115-118.
- RIBEIRO, A. (1974) – Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Serviços Geológicos de Portugal* (Memória nº 24 - Nova Série).

- RIBEIRO, A., PEREIRA, E. e DIAS, R. (1990) – Allochthonous sequences: Structure in the NW of the Iberian Peninsula. In Dallmeyer, R. D. e Martinez Garcia, E. (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 220-246. Springer-Verlag: Berlin.
- TEIXEIRA, R. J. S. (2000) – *Serpentina, asbesto e talco: Impacte ambiental das suas explorações no Nordeste de Portugal*. Tese de Mestrado, Universidade de Coimbra.
- VILELA DE MATOS, A., ALVES, P. H. e COKE, C. (1990) – *Valorização das jazidas de talco - COMITAL: Relatório final*. UTAD - Acções preparatórias do Programa Integrado de Desenvolvimento Regional de Trás-os-Montes.
- WICKS, F. J. e PLANT A. G. (1979) – Electron-microprobe and X-ray-microbeam studies of serpentine textures. *Can. Mineral.*, 17 (4), 785-830. ✓

MINERAIS INDUSTRIAIS: SITUAÇÃO ACTUAL EM PORTUGAL DAS ARGILAS COMERCIAIS

C. DE SOUSA FIGUEIREDO GOMES ¹

PALAVRAS-CHAVE: argilas comuns e especiais, argilas comerciais, geologia, propriedades, aplicações industriais, produções, mercados.

KEY WORDS: common and special clays, commercial clays, geology, properties, industrial applications, productions, markets.

RESUMO

É apresentada informação vária sobre argilas comerciais portuguesas, classificadas como argilas comuns e argilas especiais. Referem-se algumas notas sobre a ocorrência, a geologia e as reservas dos depósitos destas argilas e salientam-se algumas das propriedades com interesse para determinadas aplicações industriais, particularmente para aplicações cerâmicas. Na indústria cerâmica salienta-se a importância das argilas comuns e especiais para o fabrico de produtos variados, cujas produções e mercados são igualmente tratados no presente trabalho. Referem-se também algumas especificidades e constrangimentos que em Portugal afectam a actividade extractiva dos minerais industriais, em geral, e das argilas comuns e especiais, em particular.

ABSTRACT: Industrial minerals: present situation in Portugal of the commercial clays

Several data corresponding to Portuguese commercial clays, classified as common and special clays, are disclosed in the presented paper, such as occurrences

¹ Centro de Investigação "Minerais Industriais e Argilas" da FCT (Fundação para a Ciência e a Tecnologia) – Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal, cgomes@geo.ua.pt.

and the geological features and reserves of their deposits. Some relevant properties interesting for industrial applications, particularly in ceramics, are emphasised as well. In fact, both types of commercial clays referred to are raw materials of paramount importance particularly for the ceramic industry, allowing the manufacturing of varied products, whose productions and markets are dealt with in the present paper. Some particularities and restrictions that in Portugal condition the extractive activities of commercial clays are pointed out too.

INTRODUÇÃO

Em conceito lato, os minerais industriais incluem, quer minerais ou associações de minerais não metálicos, quer minerais ou associações de minerais metálicos, que tenham interesse efectivo na indústria, de qualquer tipo que esta seja. Assim sendo, constituem matérias primas minerais essenciais para o fabrico de produtos (papéis, tintas, plásticos, materiais de construção, etc.) de uso fundamental para o desenvolvimento sócio-económico das sociedades humanas, após processamento industrial, simples ou mais ou menos complexo.

Actualmente, em Portugal, os minerais industriais considerados não metálicos sobrepõem-se largamente, em termos económicos, aos minerais industriais considerados metálicos. Todavia, no passado e aproximadamente até à década de setenta do século passado, igualmente em termos de importância económica relativa, os minerais metálicos sobrepuseram-se aos minerais não metálicos.

A referida importância relativa dos minerais não metálicos, é devida, sobremaneira, quer em termos de volumes extraídos e comercializados, quer em termos sócio-económicos, a dois minerais industriais principais: argilas e agregados.

Os agregados (areia, cascalho e brita), actualmente o recurso mineral mais importante de Portugal, em termos de volumes extraídos e importância sócio-económica, são vulgarmente denominados inertes, designação que realça a inércia química respectiva.

Ao contrário dos agregados, as argilas de modo algum são quimicamente inertes (os minerais argilosos componentes essenciais de todo o tipo de argilas, são filossilicatos hidratados de grão extraordinariamente fino e grau de ordem-desordem estrutural variado, que possuem propriedades químicas importantes, tais como: fixação reversível de iões, actividade pozolânica, e intercalação ou incorporação irreversível de iões ou moléculas. Por exemplo, a fixação reversível de iões é responsável pela propriedade denominada capacidade de troca iónica, a qual nos solos é fundamental para o desenvolvimento vegetativo, e que nas suspensões e pastas cerâmicas condiciona propriedades importantes, tais como, reologia e trabalhabilidade. Em Portugal, as argilas comuns são consideradas, por vezes, em termos de gestão de recursos, como sendo inertes. As chamadas *argilas comuns* distinguem-se das chamadas *argilas especiais*, pelo facto dos depósitos das primeiras

terem ocorrência mais generalizada, e terem maior dimensão. Por outro lado, para serem utilizadas, as argilas comuns requerem tratamentos de beneficiação relativamente mais simples. Também, são mais baixos os valores unitários das argilas comuns comercializadas e dos produtos respectivos.

São as argilas comuns, matérias primas básicas para a chamada cerâmica vermelha e, dentro desta, para a chamada cerâmica estrutural, as argilas comerciais que em Portugal são mais importantes, quer em termos de volumes extraídos e de toneladas comercializadas (estimadas em 7-8 Mt/ano), quer em termos económicos, tendo em consideração a variedade e a aplicabilidade dos materiais ou produtos com elas fabricados. Estes produtos: telha, tijolo, abobadilha, tijoleira, ladrilho e mosaico, servem a importante indústria de construção civil.

Tendo em conta a globalidade de todos os tipos de produtos cerâmicos produzidos em Portugal, os produtos de cerâmica vermelha devem representar cerca de 80 %, enquanto que em Espanha representam cerca de 70 %.

Os principais depósitos de argilas comuns situam-se em terrenos datados do Jurássico Superior, do Paleogénico, do Miocénico e do Plio-Pleistocénico.

Também no Cretácico terminal se formaram extensos depósitos de argilas apresentando fácies estuarina, como são os casos das argilas de Taveiro, localidade próxima de Coimbra, e das argilas de Aveiro-Ilhavo-Vagos.

Relativamente aos principais depósitos de argilas especiais, caulino e “ball-clay” ou argila plástica e refractária, eles situam-se em terrenos distribuídos particularmente pela orla Atlântica da Meseta Ibérica, os quais, na maior parte, têm idade atribuída ao Terciário.

Os primeiros estudos publicados sobre a aptidão para aplicações cerâmicas de matérias primas argilosas de vários depósitos nacionais devem-se a Charles LEPIERRE (1912). Desde então muitos outros estudos foram realizados, divulgados em revistas científicas ou constando de relatórios internos de certas instituições, Instituto Geológico Mineiro, Centro Tecnológico da Cerâmica e do Vidro e algumas Universidades Portuguesas.

As notas que constam a seguir, relativas a determinados depósitos em Portugal de argilas comuns e também de argilas especiais, foram extraídas em boa parte, do livro “*Argilas: aplicações na indústria*” (GOMES, 2002), e do “*Catálogo das Argilas Portuguesas utilizadas na Indústria Cerâmica*” (CASAL MOURA e GRADE, 1985) editado pela Direcção-Geral de Geologia e Minas do Ministério da Indústria e Energia.

PRINCIPAIS OCORRÊNCIAS DE ARGILAS COMUNS COMERCIAIS

Os principais depósitos de argila comum correspondem a sedimentos de carácter fluvio-estuarino, relacionados com rios, tais como: Minho, Lima, Cávado, Mondego, Vouga, Tejo e Sado.

Na região do Minho merecem destaque os depósitos de S. Pedro da Torre em Valença, Vila Nova de Cerveira, Alvarães e Barcelos, de idade atribuída ao Plio-Plistocénico ou Plistocénico. Todos estes depósitos estão relacionados com terraços fluviais de cotas compreendidas entre 70 e 30 metros, uns de argila comum com teor de Al_2O_3 que ronda 20 % e teor de Fe_2O_3 que em média se situa um pouco acima de 4 %, outros com argila especial com teor de Al_2O_3 que ronda 30 %, e teor de Fe_2O_3 que em média se situa abaixo de 2 %, sendo uns e outros produtos da meteorização e erosão de granitos e xistos regionais.

Relativamente aos depósitos de Alvarães, eles correspondem essencialmente a terraços fluviais do rio Lima situados a cotas equivalentes às referidas para os terraços do rio Minho. Na base destes terraços ocorrem argilas comuns de coloração avermelhada às quais se sobrepõem argilas especiais sob a forma de estratos lenticulares de argila caulínica e de areia caulínifera, de coloração branca ou cinzenta. Na areia caulínifera podem encontrar-se pseudomorfoses de caulinite depois de fibrolite (silimanite). As reservas prováveis de argila comum comercial estão estimadas em cerca de 1,5 Mt. Três empresas cerâmicas do sector do barro vermelho utilizam argilas destes depósitos. Todavia, na bacia de Alvarães, o próprio granito que esteve ou que ainda está recoberto pelos depósitos sedimentares, está fortemente meteorizado, resultando disso a formação de depósitos de caulino residual.

Os depósitos do rio Cávado, localizados no Prado, Espinheira e Barreiras, do ponto de vista geológico são equivalentes aos referidos para os rios Minho e Lima. A argila extraída é argila comum.

Em Trás-os-Montes os principais depósitos situam-se nas regiões de Chaves, Mogadouro, Miranda do Douro, Bragança e Macedo de Cavaleiros. Trata-se de argilas comuns que ocorrem em lenticulas, mais argilosas ou mais arenosas, em depósitos de terraço fluvial, do Plio-Plistocénico, nalguns casos possivelmente do Paleogénico.

Os depósitos de Chaves, do Plio-Plistocénico, preenchem uma zona tectonicamente depressionada determinada por influência da falha Régua-Verim. Na globalidade, as reservas prováveis dos depósitos referidos são consideradas elevadas, estimadas em cerca de 7 Mt.

Na Beira Alta e na Beira Baixa ocorrem os depósitos argilosos da Marofa (Figueira de Castelo Rodrigo), Arganil, Mortágua e Castelo Branco. São depósitos continentais do Plio-Plistocénico e Terciário, que preenchem depressões topográficas, desenvolvidas particularmente no Terciário Inferior, relacionadas com acidentes tectónicos.

Em regra, na base dos depósitos referidos ocorre uma unidade onde a argila é constituída pela associação esmectite, palygorskite e carbonatos, à qual se sobrepõem duas outras unidades, uma com argila constituída por esmectite e ilite, e outra com argila constituída por caulinite e ilite. Esta sequência revela a

progressiva mudança das condições de sedimentação, de início acentuadamente químicas de carácter básico passando para detríticas.

Os depósitos da Marofa e de Arganil possuem reservas elevadas, mas ainda não quantificadas.

Uma referência muito particular para os pequenos depósitos de argila íltica-caulinítica de Canas de Santa Maria e Molelinhos, no concelho de Tondela. Com esta argila é fabricada a típica louça de barro negro, utilitária e decorativa, de Molelos.

A cor negra dos produtos deve-se tão só ao processo de fabrico. Utiliza-se para o efeito um forno a lenha, que compreende uma estrutura em tijolo montada numa cova aberta em terreno seco, sob a qual é colocada e queimada lenha verde, ramos de pinheiro e caruma.

A cobertura do forno é constituída pelo chamado torrão composto por musgo e terra, ficando um orifício, o respiro, no topo. O fumo desenvolvido e a atmosfera redutora conferem a cor negra à louça.

O brilho apresentado pelas peças cerâmicas resulta do processo de brunimento no qual cada peça, antes de ser cozida, é polida com um seixo de rio. Louça do mesmo tipo é produzida em Bisalhães, Vila Real.

Na Beira Litoral destacam-se os depósitos de argila comum de Aveiro-Ilhavo-Vagos e de Taveiro já referidos, e os depósitos de Aguada de Cima (Águeda), Pampilhosa, Tavadede, Soure, Pombal, Leiria, Alcobaça, Porto de Mós e Rio Maior.

A composição química das argilas de Aveiro-Ilhavo-Vagos varia, lateralmente e verticalmente, entre os limites seguintes: SiO_2 (57 %-62 %); Al_2O_3 (17 %-19 %); Fe_2O_3 (4 %-6 %); CaO (4 %-5 %); MgO (1,5 %-2 %); Na_2O (0,3 %-0,5 %); K_2O (4,5 %-5,5 %), P.R. (10 %-12 %).

Texturalmente, as argilas de Aveiro-Ilhavo-Vagos são argilas finas pois que, os valores médios do teor da fracção $<2 \mu\text{m}$ variam entre 60 %-70 %. Mineralogicamente são argilas ílticas-cauliníticas-esmectíticas e os teores das três espécies minerais, ilite, caulinite e esmectite, variam também verticalmente e lateralmente. O teor de ilite varia entre 40 % e 60 %, o teor de caulinite varia entre 15 % e 30 %, e o teor de esmectite varia entre 10 % e 20 %.

Na formação “Argilas de Aveiro-Ilhavo-Vagos”, para sudoeste, mais precisamente na região de Bustos, o teor de esmectite sobe podendo atingir valores da ordem de 50-60 %. A parte restante da fracção argilosa é constituída por interestratificados ilite-esmectite e ilite-vermiculite e, no que respeita a minerais não argilosos, as argilas contêm quartzo, feldspatos e carbonatos (calcite e dolomite).

As propriedades composicionais referidas aliadas a propriedades tecnológicas, tais como: boa plasticidade e trabalhabilidade, boa resistência mecânica em verde, em seco e em cozido, e ainda baixa resistência piros cópica, fazem com que as argilas de Aveiro-Ilhavo-Vagos sejam adequadas para o fabrico de telha, tijolo e mosaico de revestimento. Para o efeito, a temperatura de cozedura situa-se entre 900 °C e 1.000 °C.

Segundo COROADO (2000), na cozedura, estas argilas evidenciam forte retração linear e elevada resistência mecânica à flexão para ciclos de cozedura lentos e para temperaturas baixas (800 °C-875 °C), enquanto que para ciclos de cozedura mais rápidos evidenciam apetência para entrar em sobrecozedura. Ainda segundo o mesmo autor, as argilas de Aveiro-Ilhavo-Vagos necessitam de quantidades de água de extrusão relativamente elevadas, evidenciam forte sensibilidade à reabsorção de humidade após secagem e após cozedura, com conseqüente expansão volumétrica e prejuízo considerável para as propriedades cerâmicas, e proporcionam também a formação de eflorescências, particularmente sensíveis quando a cozedura tem lugar às temperaturas mais baixas.

As argilas de Aveiro-Ilhavo-Vagos contém teores significativos de F, Cl e S que, em grande parte, são emitidos para a atmosfera quando os corpos cerâmicos com elas produzidos são cozidos, contribuindo para a precipitação de chuvas ácidas.

Nos depósitos de Aguada de Cima, argila comum da “Formação Gandra” do Quaternário sobrepõe argila especial do tipo “ball-clay”, ílítica/caulinítica, plástica e refractária, da “Formação Aguada” do Pliocénico. As reservas de argila especial são da ordem de 3 Mt.

Nos depósitos do Barracão/Pombal, também argila comum sobrepõe argila especial do tipo “ball-clay”, plástica e refractária, constituída pela associação caulinite/ilite onde predomina a caulinite. Matéria orgânica figurada e não figurada, por vezes em teores elevados, acompanha os minerais argilosos. As reservas estimadas destas argilas são superiores a 2 Mt. Trata-se de depósitos de origem fluvial/lacustre e do Plio-Plistocénico e Pliocénico, respectivamente.

A composição química das argilas especiais do Barracão/Pombal é expressa do modo seguinte: SiO₂ (52 %-54 %); Al₂O₃ (29 %-30 %); Fe₂O₃ (2 %-3 %); TiO₂ (0,9 %-1 %); MnO (0,01 %-0,02 %); CaO (0,1 %-0,2 %); MgO (0,3 %-0,4 %); Na₂O (0,3 %-0,5 %); K₂O (2 %-2,5 %); P.R. (10 %-12 %).

Nos depósitos de Leiria ocorrem, igualmente, argila comum e argila especial do tipo “ball-clay”. Trata-se de argilas semelhantes às de Pombal, igualmente caulínicas/íliticas, de idade Plio-Plistocénico e Pliocénico, respectivamente.

Nos depósitos de Rio Maior, argila do tipo comum sobrepõe depósitos de areias siliciosas, e anda muitas vezes associada a diatomitos. Na sua constituição participa a associação caulinite/ilite/esmectite, havendo estratos mais ricos em caulinite e outros mais ricos em esmectite. É-lhes atribuída idade Pliocénico.

No Ribatejo salientam-se depósitos vários nas regiões de Tomar, Assesseira, Benavente Chamusca e Santarém, sendo uns de idade Miocénico, e outros de idade Pliocénico. Por exemplo, a unidade litoestratigráfica conhecida por “Argilas de Tomar” é considerada como sendo do Miocénico Superior.

A composição mineral das argilas da referida unidade varia com a situação geográfica dos depósitos, desde composições à base de ilite (maioritária) e caulinite até composições onde, para além dos minerais argilosos referidos, a esmectite ocorre

também, por vezes com participação maioritária. Texturalmente são argilas de grão fino a médio (os valores dos teores médios da fracção <2 µm variam entre 35 % e 45 %). Trata-se de argilas comuns depositadas na bacia sedimentar do Tejo. As reservas prováveis destes depósitos são consideráveis.

Segundo COROADO (2000), as argilas de Tomar apresentam plasticidades médias, valores médios de água de extrusão e de retracção linear e resistência mecânica à flexão em seco, e ainda valores médios de retracção linear e valores elevados de resistência mecânica à flexão e de absorção de água, quando cozidas a baixas temperaturas (800 °C- 950 °C). Ainda segundo o mesmo autor, as argilas de Tomar apresentam apetência média para expansão por humidade após secagem e após cozedura.

Na Senhora da Saúde e no Vale de Santarém (Santarém) a formação produtiva de argila comum, caulínica/ilítica tendo esmectite como mineral acessório, tem idade Pliocénico.

Na Estremadura ocorrem argilas comuns na região de Alcobaça, particularmente em áreas das povoações Juncal e Cruz da Légua. CARVALHO *et al.* (1999) apresentam a caracterização químico-mineralógica e tecnológica destas argilas, e com base nos resultados obtidos propõem uma classificação tipológica para as argilas do Cretácico Inferior da região da Cruz da Légua. Trata-se de argilas ilíticas-caulínicas cujas características composicionais e tecnológicas permitiram classificar três tipos ou lotes para os quais se propõem campos de aplicação diferenciados, lote para telha + acessórios, lote para tijolo, e lote intermédio. Segundo os mesmos autores, existe na região um dos principais pólos da indústria cerâmica de barro vermelho, produtor de telha e tijolo, sendo a tonelagem das argilas extraídas estimada em 500.000 t/ano.

Há ainda ocorrências importantes de argilas comuns na região de Torres Vedras (particularmente na área de Outeiro da Cabeça), na região de Lisboa, na região de Setúbal (em Azeitão e Palmela) e na região de Alcácer do Sal.

Na região de Alcobaça, a formação produtiva de argila comum, ilítica/caulínica com esmectite como mineral argiloso acessório, é do Jurássico Superior (Kimeridgiano-Portlandiano), e foi depositada num sinclinal aberto, conhecido por sinclinal de A-dos-Francos, sendo constituída por uma sequência de estratos de argila siltosa e grés argiloso.

Na região de Torres Vedras, a formação produtiva de argila comum, ilítica/caulínica, é do Jurássico Superior, mais precisamente do Portlandiano e ocorre no chamado sinclinal do Bombarral. As reservas prováveis da formação argilosa são consideráveis.

Na região de Sintra/Lisboa, as formações produtivas de argila comum pertencem ao Miocénico, mais precisamente ao Burdigaliano-Aquitano Superior. A argila é constituída pela associação ilite/caulinite, acompanhada por alguma esmectite.

Na região de Setúbal, mais precisamente em Mesquita (Sesimbra) a formação produtiva de argila comum, essencialmente ilítica/caulinítica, tem idade Pliocénico e as reservas prováveis são consideráveis. Em Alcácer do Sal há argilas comuns do Mio-Pliocénico, do Cretácico Superior e do Jurássico Superior.

No Alentejo todos os depósitos de argila conhecidos são restritos e de pequena dimensão. Todavia, há importantes ocorrências de xistos Paleozóicos, particularmente do Devónico e do Carbónico, caracterizados por apresentarem baixo metamorfismo e cor castanho claro, que podem revelar-se interessantes como substitutos da argila comum para aplicações cerâmicas.

No Algarve ocorrem depósitos de argila comum nas regiões de: Aljezur (do Pliocénico), Silves (do Retiano-Hetangiano), Portimão (do Quaternário), Lagos (do Carbónico e Retiano-Hetangiano), Albufeira (do Quaternário), Loulé próximo da povoação Tôr (do Quaternário), Faro (do Caloviano Inferior), Olhão, Tavira (Retiano-Hetangiano) e Vila Real de Santo António (do Quaternário) sobre os quais são escassos os conhecimentos sobre composições, propriedades, e reservas.

Há argila comum também em Paderne (Albufeira) sendo a formação produtiva de argila comum, ilítica/caulinítica, do Cretácico Inferior, constituída por uma série de estratos de argila siltosa e grés argiloso.

Em Portugal existem cerca de 280 unidades industriais do sector da cerâmica que laboram com o chamado "*barro vermelho*" e produzem cerâmicos de pasta vermelha, indústrias localizadas, maioritariamente, nos distritos de Santarém, Leiria, Aveiro e Lisboa.

A maior empresa que em Portugal produz tijolo e telha é a Lusoceram que compreende duas unidades industriais, uma maior situada em Outeiro da Cabeça (Torres Vedras), que explora argilas do Portlandiano com reservas estimadas para durarem cerca de 50 anos ao ritmo de exploração actual, e que produz uma média de 1.500 toneladas de tijolo/dia e de 150.000 telhas/dia, outra mais pequena situada em Bustos (Aveiro), que explora argilas da formação "*Argilas de Aveiro-Ílhavo-Vagos*" do Campaniano-Maestrichtiano, e que produz uma média de 50.000 telhas/dia.

Actualmente, em Portugal, a produção de materiais cerâmicos fabricados com "*barro vermelho*" está estimada em cerca de 6 milhões de toneladas/ano, correspondendo-lhe um valor estimado em cerca de 12 milhões de euros (cerca de 60 milhões de contos).

PRINCIPAIS OCORRÊNCIAS DE ARGILAS ESPECIAIS COMERCIAIS

Das argilas especiais, as argilas plásticas e refractárias do tipo "*ball-clay*" estão representadas por depósitos extensos de argilas brancas, cinzentas, negras e amareladas, finas e plásticas, situados na região entre Pombal e Leiria, e pelos depósitos de Almas da Areosa, Aguada de Cima (Águeda) e do Vale da Erva, Avelãs

de Caminho (Anadia). Estas argilas são matérias primas importantes para a cerâmica de pasta branca: faiança e grés sanitário.

Os depósitos de Aguada de Cima situam-se numa zona de abatimento tectónico, de idade Pliocénico-Plistocénico, cujas reservas estimadas em 1973 em cerca de 6,5 Mt, estão quase esgotadas, particularmente por efeito de desordenada sobre-extracção.

Na região do Barracão (Leiria) as reservas de argilas especiais devem ser, actualmente, inferiores a 1 Mt, quando em 1976 foram avaliadas em cerca de 3 Mt. Na região que engloba os locais Alto dos Crespos e Maranhão (Pombal) as reservas também são da ordem de 1 Mt. Nestas regiões as argilas são essencialmente caulínicas (sendo muito fraca a ordem estrutural ou cristalinidade da caulinite associada a uma granularidade muito fina), e contêm ilite e matéria orgânica, esta algumas vezes figurada, e que pode atingir teores da ordem de 5 %.

Outras argilas especiais, os caulinos, ocorrem em vários depósitos, do tipo residual, e do tipo sedimentar ou redepositado.

Actualmente, dos vários depósitos de caulino residual conhecidos, todos situados numa zona próxima do litoral, caracterizada por ser uma zona de flexura da Meseta Ibérica fortemente afectada pela acção de importantes fracturas, cisalhamentos e carreamentos. Esta zona estende-se desde um pouco a norte de Aveiro até Viana do Castelo, e nela apenas três depósitos estão sendo explorados actualmente: um no Outeiro (S. Vicente de Pereira Jusã, Válega), outro no Bustelo (Oliveira de Azeméis), e outro ainda em Campados (Esposende).

Actualmente, está desactivado o depósito de caulino residual de Alvarães que foi objecto de exploração durante vários anos e cujo caulino era comercializado para cerâmica e papel (como carga em papéis para fotocópia).

Entre os depósitos conhecidos de caulino sedimentar, são muitos os que estão em exploração: Chasqueira (Alvarães), Barqueiros (Esposende), Alhadas (Figueira da Foz), Arazede (Cantanhede), Olho Marinho (Vila Nova de Poiares), Casal dos Braçais (Peniche), Mosteiros (Alcanede) e Rio Maior. Neste último depósito o caulino constitui matriz, que representa em média 8 % em peso, de areias siliciosas com grande interesse industrial e, portanto, resulta como subproduto da extracção e tratamento dessas areias siliciosas, ou melhor quartzosas. Estas, dependendo do grau de tratamento, são comercializadas, quer para o fabrico de vidro cristal, quer para vidro plano e para contentores, quer ainda para o fabrico de cerâmicos de pasta branca, e de outros produtos.

Há ainda depósitos de caulino em certos locais de Santarém, Seixal e Barreiro, onde o caulino ocorre igualmente como matriz de areias siliciosas.

Os caulinos dos tipos sedimentar e residual de Alvarães ocorrem na Zona Centro Ibérica (ZCI) do Maciço Hespérico, numa bacia sedimentar que corresponde a uma depressão tectónica, e na sua bordadura. A referida bacia está situada junto do litoral Atlântico, mais precisamente entre o estuário do rio Lima a norte e o estuário do rio Neiva a sul.

Os caulinos de Alvarães estão dispersos por uma área estimada em cerca de 30 km². O caulino residual teria resultado da caulinização, promovida de início pela acção de fluidos hidrotermais, com base em argumentos mineralógicos e geoquímicos, e prosseguida e desenvolvida pela acção dos agentes meteóricos, de granitóides de duas micas de idade contemporânea da orogenia Hercínica, os quais apresentam duas fácies distintas: equigranular de grão médio a grosseiro e pegmatítica.

A caulinização, posterior à intrusão dos granitóides, teria afectado igualmente a rocha regional representada por micaxistos do Silúrico que haviam sido intruídos pelos granitóides. O caulino sedimentar teria resultado do desmantelamento, no Pliocénico Superior-Plistocénico, duma espessa capa de meteorização do tipo ferralítico que se teria desenvolvido sobre os granitóides de duas micas e sobre os micaxistos, provavelmente durante o Miocénico.

Os produtos de meteorização, erodidos em regime climático caracterizado por forte precipitação, teriam sido transportados a curta distância em meio fluvial torrencial e depositados na bacia de Alvarães.

Os depósitos consistem de argilas vermelhas, argilas-siltes caulíniferos, e areias e calhaus mal rolados com matriz caulínifera, dispostos por esta ordem de baixo para cima. Trata-se da ordem inversa da posição destes materiais no perfil de meteorização, que nalguns locais da região apresentaria características próprias das de um perfil laterítico que teria adquirido grande desenvolvimento no Miocénico, em condições favoráveis, quer climáticas (existência de duas estações contrastantes, uma quente e húmida, outra mais fria e seca), quer geomorfológicas (vertentes de pendores acentuados que facilitariam a lixiviação dos metais alcalinos e calco-alcalinos). As condições climáticas teriam sido igualmente favoráveis à implantação duma cobertura vegetal densa.

Outros depósitos de caulino residual e sedimentar existem a sul do rio Neiva, como são os casos do caulino residual de Campados, localizado entre as povoações de Abelheira e Sobreiro, a cerca de 5 km a NE de Esposende e do caulino sedimentar de Barqueiros, localizado próximo e a SE de Esposende. O granito de grão médio leucocrático cuja alteração tardi e pós-magmática e hidrotermal teria estado na origem do caulino de Campados está muito tectonizado. Os caulinos de Campados e de Barqueiros, tal como os caulinos de Alvarães, situam-se na ZCI e junto do litoral, entre duas importantes "shear zones", uma passando por Porto-Tomar e que constitui o bordo ocidental setentrional da ZCI, outra passando por Vigo-Régua, ambas com atitude NW-SE.

Na Galiza, mais precisamente nas regiões de Vigo e Pontevedra, ocorrem também depósitos de caulino, quer do tipo residual, quer também do tipo sedimentar, com geologia e génese semelhantes às que caracterizam os depósitos de Alvarães. Existem portanto, condicionantes estruturais idênticas que justificam o alinhamento NW-SE de todos os depósitos de caulino do Noroeste de Portugal e da Galiza.

Na proximidade de Alvarães, os limites dos contactos entre os granitóides Hercínicos com duas micas e os micaxistos do Silúrico concordam também com o alinhamento referido. Na própria bacia de Alvarães, a zona Chasqueira-Vila Fria onde a caulinição dos granitóides é mais desenvolvida, de tal modo que ela está reconhecida a 30-40 metros de profundidade, tem também a orientação NW-SE.

Efectivamente, todos os depósitos de caulino residual Portugueses que se situam na faixa marginal Atlântica do Maciço Hespérico, entre os paralelos de Aveiro e de Viana do Castelo, distribuem-se na direcção NW-SE por cerca de 120 km.

A Sul do rio Douro referem-se os depósitos de caulino do Bustelo e de S. Vicente de Pereira, porque são os únicos que, actualmente, são objecto de exploração, embora outros depósitos de caulino existam mas sem trabalhos extractivos.

Todos os depósitos de caulino residual que ocorrem a Sul do rio Douro se situam na Zona de Ossa Morena (ZOM) sobre migmatitos e gneisses, e a sua génese foi condicionada igualmente por uma zona de cisalhamento com carreamentos associados que passa por Porto-Tomar-Badajoz.

Existem em Portugal cerca de 150 unidades industriais do sector da cerâmica, de grande e média dimensão, que laboram com o chamado "*barro branco*", localizadas maioritariamente nos distritos de Leiria, Aveiro e Coimbra.

Para além do caulino e da argila do tipo "ball-clay", o feldspato é matéria prima indispensável para o fabrico de quase todos os tipos de cerâmicos de pasta branca. Estes consomem, anualmente, cerca de 175.000 toneladas de fundentes feldspáticos, a que corresponde o valor de cerca de 6,5 milhões de euros. Cerca de 25 % da tonelagem referida é importada da França, Espanha, Turquia, Índia e Noruega.

Em Portugal, só uma pequena parte do feldspato, todavia a que possui melhor qualidade, é extraída de filões pegmatíticos. A maior parte do feldspato que se produz em Portugal corresponde a areias feldspáticas (misturas de feldspato e quartzo). A produção de feldspato dos filões pegmatíticos pode considerar-se residual, porque os depósitos principais estão, por assim dizer, esgotados.

Importa referir, que o Instituto Geológico Mineiro, recentemente, revelou e caracterizou um importante depósito de areias feldspáticas (arcoses) onde o feldspato é essencialmente potássico, o depósito da Catraia (Arganil), ainda não em lavra, para o qual estimou reservas avaliadas em cerca de 30 Mt.

A porcelana, é o sector mais exigente em termos da qualidade dos fundentes feldspáticos, mas é o sector que menos feldspato consome em termos relativos (5,5 %) enquanto que, o grés para pavimento consome cerca de 60 % (essencialmente areias feldspáticas), o grés porcelânico cerca de 13 %, e o grés sanitário cerca de 12 %. O feldspato para porcelana é o que atinge preços mais altos, entre 50-150 euros/t.

Em Portugal, os depósitos produtores de feldspato situam-se maioritariamente nos distritos de Viseu, Guarda, Braga e Viana do Castelo.

Relativamente a bentonites, outras argilas especiais de muito interesse comercial e económico, os depósitos portugueses desta matéria prima resumem-se aos que ocorrem na Ilha do Porto Santo, mais precisamente na Serra de Dentro, todos de pequena dimensão, e que resultam da alteração, inicialmente em meio submarino, e depois em meio subaéreo, de tufos e brechas vulcânicas do Miocénico. Nunca estes depósitos foram explorados, salvo diminutas extracções que têm tido lugar tendo em vista o revestimento com argila da cobertura dos telhados de caniço das denominadas “casas de salão”, as quais são já extraordinariamente raras, e também para o revestimento da base de reservatórios de água.

Para além da esmectite, o mineral essencial da bentonite do Porto Santo, ocorrem titanomagnetite e apatite como minerais acessórios.

Entendidas as bentonites no sentido lato como sendo argilas ricas em esmectites, também as argilas esmectíticas de Aviz, resultantes da alteração meteórica de quartzodioritos, podem ser consideradas bentonites ou, talvez com mais propriedade, argilas bentoníticas. A dimensão destes depósitos é igualmente pequena, estando as respectivas reservas avaliadas em cerca de 2 Mt. Também estes depósitos nunca foram explorados. Acessoriamente, em certos níveis, associados à esmectite ocorrem palygorskite e vivianite (fosfato de ferro). Portugal importa quantidades importantes de bentonite, utilizadas para lamas de sondagem, aterros sanitários, moldes de fundição, paredes moldadas, e outras aplicações.

No que se refere a argilas fibrosas (importantes para lamas de sondagem em meio submarino, e para o fabrico de agregados absorventes para camas de animais de estimação), por enquanto, não se conhece em Portugal qualquer depósito que reúna condições para poder ser explorado. Todavia, conhecem-se várias ocorrências de argilas fibrosas, particularmente de palygorskite ou atapulgite, de idade atribuída ao Paleogénico. São os casos das ocorrências em certos locais das bacias Terciárias dos rios Tejo, Sado e Guadiana, e de outras bacias Terciárias de origem tectónica localizadas no interior da Meseta Ibérica.

Pelas informações disponíveis, os principais depósitos de palygorskite conhecidos situam-se nas regiões seguintes: Alcanede-Rio Maior (DIAS,1993; DIAS & PRATES,1993), Sarzedas-Castelo Branco (CUNHA & REIS,1985) e Vendas Novas-Brotos-Pavia. Nestes depósitos a palygorskite, em teores que podem atingir 30 % - 50 %, ocorre em camadas cuja espessura máxima pode atingir 50 cm. Em regra, a palygorskite ocorre associada a sedimentos margosos, calcretes, arcoses e conglomerados.

DIAS (1998) refere dois locais, Monte dos Inventos (Malpica do Tejo) e Ribeira Alfrívada, da bacia de Castelo Branco onde ocorrem depósitos de palygorskite associada a alguma esmectite que considera poderem ter potencialidades para eventuais explorações. A mesma autora considera igualmente interessante o depósito da Boiça, situado entre Rio Maior e Assentiz. Todos os depósitos referidos pertencem ao Paleogénico.

DIAS (1998) tendo por base o enquadramento geológico, a mineralogia e a génese dos depósitos portugueses com palygorskite estudados pela autora propõe a sua classificação em quatro grupos:

- 1) tipo Benfica onde a palygorskite é diagenética, fazendo parte de sedimentos detríticos, sob efeito de soluções ricas em magnésio em condições semi-áridas ou mesmo áridas;
- 2) tipo Alcanede onde a palygorskite resulta de precipitação directa ou da transformação de ilite-esmectite, e está associada a calcretos, envolvendo processos pedogenéticos;
- 3) tipo bacia de Castelo Branco onde a palygorskite resulta da alteração de ilite e clorite existentes em rochas xistosas, sob condições ácidas e subsequente fixação de magnésio na bacia em meio alcalino;
- 4) tipo Pavia onde a palygorskite resulta da transformação de esmectite constituinte de solos residuais sobre granito, sob condições alcalinas.

Para além das ocorrências de palygorskite referidas muitas outras se conhecem, nas bacias dos rios Douro, Tejo e Guadiana.

Por enquanto, em Portugal, só há referência a ocorrências de sepiolite em depósitos do Terciário Inferior da região de Aveiro (ROCHA, 1993) e em alterações do gabro da pedreira de Ribamar, Ericeira (GOMES, 1992).

Em Portugal, as reservas de argilas comuns são grandes mas, globalmente, estão indeterminadas, enquanto que as reservas de argilas especiais estão estimadas em cerca de 30 Mt de caulino lavado e em cerca de 5 Mt de argilas plásticas e refractárias.

Actualmente, estima-se em mais de 8 milhões de toneladas a produção anual de argilas comuns.

COOPE (1997) refere que na UE, em 1995, a produção de argila + xisto argiloso dirigida para o fabrico de materiais de construção foi estimada em 108.650 Mt.

Actualmente, a produção de argilas especiais, plásticas e refractárias, ronda em Portugal, as 100.000 toneladas/ano, e a produção de caulino regula por 200.000 toneladas/ano.

ESPECIFICIDADES E CONSTRANGIMENTOS, EM PORTUGAL, DA EXPLORAÇÃO DE DEPÓSITOS MINERAIS EM GERAL, E DE DEPÓSITOS DE ARGILA EM PARTICULAR

Um Plano de Ordenamento do Território tem de procurar compatibilizar as políticas de desenvolvimento com a exploração dos recursos das regiões e, para o efeito, as regiões devem ser ordenadas em domínios de recursos bem caracterizados, tais como: recursos minerais, recursos faunísticos, recursos florísticos, recursos agrícolas, recursos hídricos, recursos paisagísticos, etc. E, entre todos esses recursos, são os minerais os que, em regra, merecem menos interesse por parte das entidades

responsáveis, Comissões de Coordenação Regionais (CCR's) e Autarquias, e também dos técnicos planeadores, dado o desconhecimento generalizado da sua importância para a economia nacional, quando certas indústrias básicas que fabricam produtos de uso quotidiano, necessitam, por exemplo, de areias, argilas, britas, etc.

Como alguém dizia, "*os recursos são como o ar, sem grande importância até se sentir a sua falta*".

Os depósitos minerais em geral, e os depósitos de matérias primas cerâmicas em particular, possuem três características fundamentais: 1) *amobilidade* (não podem ser deslocados do local de ocorrência para outro local); 2) *exauribilidade* (após extracção não se refazem ou renovam); 3) *singularidade* (cada depósito possui características muito próprias).

Há recursos minerais que, tendo em conta os baixos volumes utilizados e os altos valores unitários comerciais respectivos, em termos de matéria prima e em termos dos produtos fabricados, podem ser importados; mas há outros que possuindo baixos valores comerciais unitários, e por serem utilizados em grandes volumes (caso das areias e argilas comuns, britas, etc.), não podem ser importados nem podem circular, em termos de mercados internos, de região para região.

Por exemplo, actualmente, em termos de tonelagem produzida (aproximadamente 50×10^6 t) e valor económico (aproximadamente 300×10^6 de euros), as britas constituem o principal mineral industrial de Portugal.

Também, o volume total de areias, comuns e especiais, extraídas para construção civil, cerâmica e vidro, deve corresponder a cerca de 15 Mt, e o volume de argilas comuns e especiais extraídas deve representar cerca de 10 Mt.

Não poderá haver maior desenvolvimento sócio-económico sem se recorrer cada vez mais aos minerais industriais. Em Portugal, o consumo de minerais industriais não metálicos, a curto prazo, aproximar-se-á do valor 100 milhões de toneladas/ano.

Consequência das actividades extractivas referidas, são os conflitos que se verificam frequentemente entre industriais do sector da indústria extractiva e as populações, bem como a inutilização e o comprometimento dos recursos por falta de informação e planeamento. A imagem que as populações têm relativamente à indústria extractiva é muito negativa, por motivo da exploração não planeada e desenfreada, dos incómodos produzidos, da poluição provocada, e da não reposição, em termos morfológicos e de coberto vegetal, dos locais onde teve lugar a extracção.

Por outro lado, em regra, os depósitos são desmantelados para deles se aproveitar apenas uma matéria prima, caulino por exemplo, ficando o estéril desaproveitado amontoado em escombrelas formadas na proximidade do local da extracção, quando poderia ser aproveitado, caso de areia, por exemplo, para a construção civil ou para outras funções, fazendo assim diminuir os custos da exploração.

É sempre recomendável fazer a exploração integral do depósito, através da aplicação de projectos integrados de exploração, produzindo a maior variedade de

matérias primas que for possível, e para cada uma o maior número de graus de qualidade que for possível. As escombreyras inviabilizam tantas vezes a expansão ou a retoma duma lavra. Importa maximizar as reservas existentes, minimizar os impactes ambientais, e valorizar o mais possível os recursos minerais preparando-os para poderem ser utilizados nas aplicações com maior impacto em termos sócio-económicos.

Também a indústria transformadora produz resíduos que nem sempre são reciclados. Isto sucede principalmente porque o custo das matérias primas minerais na estrutura dos custos da produção, por exemplo no caso da indústria cerâmica, representa apenas uma pequena percentagem.

No caso do fabrico da telha e tijolo, em Portugal, o custo da matéria prima representa cerca de 0,5 % do preço de venda do produto, quando na Alemanha representa cerca de 5 %.

Nos produtos cerâmicos os custos da mão de obra e da comercialização são os factores de custo mais importantes, representando cerca de 20 % cada um.

O sector da Indústria Extractiva está limitado a explorar áreas que os Planos Directores Municipais (PDM) tenham classificado como sendo de interesse para o sector. Mas, essa classificação depende, antes de mais, da existência de cartografia dos minerais e rochas industriais, a qual, efectivamente, não existe ainda em Portugal.

Para além dos PDM também outras figuras de planeamento, Planos Regionais de Ordenamento do Território (PROT), Reserva Agrícola Nacional (RAN) e Reserva Ecológica Nacional (REN) colocam condicionantes ao aproveitamento dos recursos geológicos nacionais.

Não obstante, importa cartografar as zonas com potencialidades em termos de determinados recursos geológicos, e caracterizar tecnologicamente esses mesmos recursos, para se poderem definir as suas reservas e as suas propriedades, tendo em vista a definição das funções mais adequadas.

Em regra, projectos de novas urbanizações, vias rodoviárias e complexos comerciais e turísticos são considerados mais interessantes e importantes do que quaisquer projectos de aproveitamento de recursos minerais.

No distrito de Leiria, por exemplo, depósitos de argilas especiais do tipo "*ball clay*" viram comprometidas eventuais explorações por desconsideração destes importantes e raros recursos quando as vias rodoviárias estruturantes foram projectadas e construídas.

CARACTERIZAÇÃO E IMPORTÂNCIA SÓCIO-ECONÓMICA DA INDÚSTRIA CERÂMICA PORTUGUESA

Em Portugal, a indústria cerâmica é muito importante em termos económicos e sociais. Segundo dados da APICER (Associação Portuguesa da Indústria Cerâmica) relativos a 1998, a produção anual do sector é de cerca de 8 Mt/ano

valendo cerca de 1.000 milhões de euros, cerca de metade deste valor correspondendo a materiais exportados. Cerca de 32.000 pessoas trabalham na indústria cerâmica Portuguesa, considerada dividida em dois grandes sectores produtivos: cerâmica de construção e cerâmica utilitária e decorativa.

O sector da cerâmica para construção, que compreende a cerâmica estrutural, a cerâmica de revestimentos e pavimentos, e a cerâmica de louça sanitária, é representado por 236 unidades industriais, distribuídas em maior número pelos distritos de Leiria (48), Santarém (44) e Aveiro (35). A produção deste sector, em 1999, valeu cerca de 700 milhões de euros.

O sector da cerâmica utilitária (porcelana e faiança) e decorativa (porcelana e faiança) cujo valor bruto da produção anual vale, actualmente, cerca de 80 milhões de contos, emprega cerca de 19.000 pessoas e é representado por 560 empresas, sedeadas maioritariamente nos distritos de Leiria (176), Braga (120), Lisboa (82) e Aveiro (56). Os quatro distritos referidos compreendem cerca de 78 % do total das empresas do país. A exportação de cerâmica utilitária e decorativa vale, actualmente, cerca de 300 milhões de euros, cerca de 50 milhões correspondentes a porcelanas, e cerca de 250 milhões correspondentes a faianças.

O sector da cerâmica utilitária e decorativa para além dos produtos de porcelana e faiança, compreende produtos de grés fino (louça para ir ao forno, e para serviço de cozinha e de mesa) e de olaria de barro comum (em terracota) para uso doméstico.

É usual a produção cerâmica em Portugal estar dividida por seis subsectores:

1 – cerâmica técnica; 2 – cerâmica utilitária e decorativa; 3 – telha; 4 – tijolo e abobadilha; 5 – cerâmica de pavimento e revestimento; 6 – cerâmica sanitária.

Corresponde ao subsector do tijolo + abobadilha a produção da maior tonelagem (5.500 mt), logo seguido dos subsectores do pavimento + revestimento (800 mt) e da telha (650 mt). O subsector da cerâmica estrutural, em 1999, apresentou um volume de vendas que valeu 275 milhões de euros, dos quais 200 milhões de euros se deveram ao tijolo + abobadilha, e 75 milhões de euros se deveram à telha. A produção Portuguesa destina-se, essencialmente, ao mercado interno. Todavia, importa salientar que se tem vindo a verificar concorrência crescente das empresas espanholas.

Estão registadas em Portugal 765 empresas cerâmicas, sendo os sectores da louça decorativa e utilitária (555) e dos materiais de construção (210) os que reúnem maior número de empresas. No primeiro caso, cerca de 40 empresas, e no segundo caso, cerca de 35 empresas, são responsáveis por mais de metade das produções respectivas. O subsector da louça sanitária compreende 9 empresas localizadas nos distritos de Aveiro, Coimbra, Porto, Leiria, Lisboa e Viseu, que empregam cerca de 3.500 trabalhadores. A produção de louça sanitária, em 1999, representou um volume de vendas ligeiramente superior a 125 milhões de euros. Da produção nacional, cerca de 75 % tem lugar em empresas certificadas. Em 1999, as

exportações de louça sanitária proporcionaram cerca de 85 milhões de euros, sendo os mercados externos mais importantes Espanha, Alemanha, França, Grécia, EUA e Holanda. No mesmo ano o valor das importações cifrou-se em cerca de 18 milhões de euros, sendo Espanha o principal mercado de origem.

A produção de louça decorativa e utilitária é a mais valiosa em termos de valores de vendas (cerca de 400 milhões de euros, 90 % dos quais corresponde a materiais exportados), logo seguida da produção de pavimento + revestimento (60 milhões de m² a que corresponde o valor de 300 milhões de euros, 50 % dos quais corresponde a materiais exportados), da produção de tijolo + abobadilha (cerca de 150 milhões de euros), da produção de louça sanitária (cerca de 125 milhões de euros) e da produção de telha (cerca de 70 milhões de euros). À produção anual de porcelanas, onde a participação do caulino intervém, em média, com 50% em peso, corresponde o valor de cerca de 100 milhões de euros.

No subsector dos cerâmicos de pavimento e revestimento laboram em Portugal cerca de 40 unidades industriais, todas de pequena e média dimensão, que empregam cerca de 5.000 trabalhadores e que estão localizadas principalmente nos distritos de Aveiro e Coimbra, sendo cerca de 60 % da produção nacional obtida em empresas certificadas.

Na UE, Portugal situa-se na quinta posição, depois da Itália, Espanha, Alemanha e França entre os países principais produtores de cerâmicos de pavimento e revestimento.

Portugal importa actualmente louça utilitária e decorativa, importação a que corresponde um valor à volta de 40 milhões de euros/ano.

Em 1999, o sector da cerâmica de construção, que compreende o subsector da cerâmica estrutural, o subsector da cerâmica de pavimento e revestimento e o subsector da cerâmica de louça sanitária, foi responsável por um valor bruto de produção estimado em cerca de 700 milhões de euros (64 % dos quais atribuídos à indústria cerâmica nacional), e pelo emprego de cerca de 14.000 trabalhadores.

A louça de porcelana tem nos EUA, na Alemanha e no Reino Unido os principais mercados, enquanto que a louça de faiança tem na França, nos EUA e na Alemanha os principais mercados.

O valor da produção de cerâmica técnica ou especial, que se deve a 6 empresas, está estimado em cerca de 25 milhões de euros/ano, representando cerca de 75 % deste número o valor das exportações.

Cerca de 95 % do mosaico de pavimento + revestimento, cerca de 90 % da telha, cerca de 80 % da louça decorativa + louça utilitária, cerca de 70 % do tijolo + abobadilha, 100 % da louça sanitária e 100 % dos cerâmicos técnicos ou especiais são produzidos nos distritos de Aveiro, Coimbra, Leiria, Santarém, Lisboa e Setúbal.

O que acaba de ser exposto põe em evidência a grande importância sócio-económica das argilas comerciais, sejam argilas comuns, sejam argilas especiais.

AGRADECIMENTO

O autor agradece a formação académica científica e humana que recebeu do Professor Doutor J. M. Coteló Neiva.

BIBLIOGRAFIA

- CARVALHO, C. *et al.* (1999) – Argilas da região da Cruz da Légua: caracterização químico-mineralógica e tecnológica e ensaio de classificação tipológica. Estudos, Notas e Trabalhos, IGM, Porto, tomo 41, 59-82.
- CASAL MOURA, A. A & GRADE, J. M. C. (1985) – Catálogo das Argilas Portuguesas utilizadas na Indústria Cerâmica. Ministério da Indústria e Energia, Direcção Geral de Geologia e Minas, Lisboa.
- COOPE, B. (1997) – European Industrial Minerals: world class but under threat. *Industrial Minerals*, August, 55-59.
- COROADO, J. P. F. (2000) – Propriedades cerâmicas das argilas das unidades litoestratigráficas “Argilas de Aveiro” e “Argilas de Tomar”. Tese de doutoramento, Universidade de Aveiro, 364 p.
- CUNHA, P.M. & REIS, R. P. (1985) – A sedimentologia duma sucessão aluvial intracratónica. O Terciário arcósico do sector sudeste da bacia de Sarzedas (Beira Baixa-Portugal). *Memórias e Notícias Univ. Coimbra*, 100, 173-191.
- DIAS, M. I. M. (1993) – Contribuição para o estudo das argilas do bordo NW da bacia Terciária do Tejo, entre Rio Maior e Assentiz. Dissertação de Mestrado, Universidade de Lisboa.
- DIAS, M. I. M. (1998) – Caracterização mineralógica e tecnológica de argilas especiais de bacias Terciárias Portuguesas. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, Departamento de Geologia, 333 p.
- DIAS, M. I. M & PRATES, S. (1993) – As palygorskites do bordo NW da bacia Portuguesa do Tejo. *Bol. Soc. Esp. Mineralogia*, 16-1,98-100.
- GOMES, C. S. F. (1992) – Occurrence of ferriferous sepiolite in the gabbro quarry of Ribamar, Ericeira (Portugal). *Actas del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Tomo 3, 134-137.
- GOMES, C. S. F. (2002) – Argilas: aplicações na indústria, C. Gomes (ed.), *O Liberal-Empresa de Artes Gráficas, Lda, Câmara de Lobos*, 337p.
- LEPIERRE, Ch. (1912) – Estudo químico e tecnológico sobre cerâmica Portuguesa moderna (2ª ed). *Boletim do trabalho Industrial*, nº 78, Direcção Geral do Comércio e da Indústria, Lisboa.
- ROCHA, F. J. F. T. (1993) – Argilas aplicadas a estudos litoestratigráficos e paleoambientais na bacia sedimentar de Aveiro. Tese de Doutoramento, Universidade de Aveiro.

POTENCIALIDADES DAS AREIAS CARBONATADAS BIOGÉNICAS DO PORTO SANTO PARA APLICAÇÕES EM GEOMEDICINA

C. DE SOUSA FIGUEIREDO GOMES¹ e J. B. PEREIRA SILVA¹

PALAVRAS-CHAVE: areias carbonatadas biogénicas, propriedades térmicas e químicas, geomedicina.

KEY WORDS: biogenic carbonate sands, thermal and chemical properties, geomedicine.

RESUMO

No presente trabalho são apresentados dados analíticos relativos à textura, composição, e génese das areias carbonatadas biogénicas que ocorrem em praias e dunas da ilha do Porto Santo, do arquipélago da Madeira. São caracterizadas ainda propriedades específicas destas areias, quer térmicas (tais como, calor específico, difusão do calor e taxa de arrefecimento), quer químicas (por exemplo, composição química e taxa de dissolução química), consideradas relevantes para aplicações em geomedicina, sob a forma de banhos de areia, em determinadas condições.

ABSTRACT: Potentialities of the biogenic carbonate sands of Porto Santo island for applications in geomedicine

367

This paper discloses data concerned with the texture, composition and genesis of the biogenic carbonate sands that occur both in beaches and dunes of the Porto Santo island, Madeira archipelago. These sands that exhibit very small grain size

¹ Centro de Investigação "Minerais Industriais e Argilas" da FCT, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal, cgomes@geo.ua.pt.

and tabular particle shape, were derived mainly from the fragmentation of coralline algae that did flourish particularly in the NW portion of the shelf that surrounds the island. The fragmentation referred to was due to the sea waves abrasion that did follow sea level lowering during the Last Great Glaciation. Carbonate sands are mainly composed of magnesian calcite, and strontium rich aragonite occurs as accessory mineral. However, after its formation, aragonite is being inverted gradually into calcite. Specific properties of these sands, either thermal (such as, specific heat, heat diffusivity, and cooling rate), or chemical (such as, chemical composition and dissolution rate), were assessed. The obtained results were considered relevant for applications in geomedicine, under the form of sand-baths in certain conditions. During sand-baths the exuded acid sweat (pH 4.1-6.5) dissolves the carbonate grains liberating Ca, Mg, Sr, P, S and other chemical elements, enabling their absorption through the skin.

INTRODUÇÃO

Presentemente verifica-se um interesse crescente e preferência em muitas áreas dos cuidados da saúde humana por tratamentos envolvendo meios naturais em vez de tratamentos envolvendo apenas meios da medicina convencional. Trata-se da chamada *natuoterapia* que envolve metodologias, tais como: fitoterapia, hidroterapia, balneareoterapia, peloterapia, termoterapia, etc., e que pode ser complementar ou alternativa da medicina convencional.

Quando na natuoterapia se utilizam minerais ou outros recursos inorgânicos naturais extraídos do mar ou da terra (água mineral, água do mar, argila, lama depositada no fundo de certos mares interiores como é o caso do Mar Negro ou junto a nascentes hidrotermais, solo, sal e certos tipos de areia), a natuoterapia pode passar a chamar-se *geomedicina*. Os recursos minerais referidos têm, seguramente, determinadas propriedades cujo estudo deve merecer aprofundamento e que justificam os benefícios que proporcionam à qualidade da saúde humana.

A *geofagia*, isto é, a ingestão deliberada pelo homem de argila ou solo é praticada desde a pré-história, e actualmente ainda tem lugar em povos de determinadas regiões do mundo. Muitos outros animais, mamíferos, aves e répteis ingerem terra.

Os naturopatologistas acreditam que a boa saúde humana depende de três tipos de factores principais: *estrutural, emocional e bioquímico*. É essencialmente neste último factor que se centrarão as considerações expendidas na presente nota. Através delas realçam-se, os efeitos positivos em certas afecções da saúde humana (dos foros artroreumático e ortopédico, na última situação particularmente de casos pós-traumáticos) das areias carbonatadas biogénicas que ocorrem na ilha do Porto Santo do arquipélago da Madeira (GOMES & SILVA, 1996, 1999, 2001). As areias

carbonatadas biogénicas são constituídas por minerais, isto é, por compostos químicos, inorgânicos e naturais, com características específicas peculiares, capazes de em certas condições, poderem interagir beneficemente com o corpo humano (GOMES & SILVA, 2001).

Apenas numa base empírica este tipo de areias foram usadas em Porto Santo durante muitos e muitos anos, sob a forma de banhos, para o alívio de dores crónicas e recorrentes, devidas em particular a afecções dos tipos osteo-articular e muscular.

Os banhos de areia podem ter lugar, quer em meio natural aberto, quer em meio confinado, na última situação referida em Centros de Geomedicina integrados ou não em unidades hoteleiras, onde as condições prevaletentes sejam preparadas, quer em termos de arquitectura e engenharia das construções e equipamentos, quer em termos das condições ambientais (temperatura e ventilação), quer ainda em termos das metodologias a seguir pelos tratamentos e que devem corresponder tanto quanto possível às condições prevaletentes nos meios naturais que, em regra, correspondem à zona de transição da praia para a duna frontal ou primária.

No caso de Porto Santo, a investigação teve lugar no Centro de Geomedicina do Hotel Porto Santo onde um projecto piloto está sendo levado a efeito e avaliado, e ainda em laboratórios da Universidade de Aveiro sob responsabilidade do Centro de Investigação “Minerais Industriais e Argilas”, enquanto que a investigação no meio natural aberto decorreu nas areias biogénicas carbonatadas que ocorrem na zona de transição da praia para a duna frontal, num local da costa sul de Porto Santo, situado próximo do Hotel Porto Santo. Presentemente, existem projectos para instalar em outras unidades hoteleiras do Porto Santo, já construídas ou a construir brevemente, outros Centros de Geomedicina.

No que toca à composição química e mineralógica das referidas areias biogénicas carbonatadas de praia e duna, elas são similares, mas diferem muitíssimo das composições das areias essencialmente siliciosas e, conseqüentemente muito mais abrasivas e muito mais estáveis do ponto de vista químico, que são comuns nas praias e dunas europeias e na generalidade das praias e dunas de outras regiões do mundo.

Por outro lado, as propriedades de outros recursos naturais de Porto Santo, tais como, água do mar, águas minerais, clima, e vegetais e frutos criados em solos desenvolvidos sobre areias biogénicas carbonatadas, e até mesmo as argilas do tipo bentonite importantes para a preparação de *pelóides* com aplicação prática na chamada peloideterapia ou *peloterapia* (em escrita abreviada), foram igualmente investigadas, tendo como objectivo principal poder tornar, eventualmente, viável a integração de todos estes recursos num programa abrangente de *thalassoterapia*, de naturoterapia ou de geomedicina.

Infelizmente, a investigação tem sido dirigida nos últimos anos, essencialmente, para os efeitos negativos dos recursos minerais na saúde humana.

Não obstante, está bem estabelecido que muitos minerais são de fundamental importância para a boa saúde humana, quer porque são parte constituinte das águas minerais e de nascente que bebemos, quer porque são parte dos vegetais e frutos que comemos, quer ainda porque são incorporados deliberadamente em muitos fármacos, ou por serem inertes ou por serem activos, após serem submetidos a tratamentos tantas vezes complexos de processamento industrial.

Em Porto Santo, os banhos de areia carbonatada biogénica, são usados pelos nativos, por residentes da Madeira e do continente, e ainda por visitantes particularmente de países nórdicos (Noruega e Dinamarca). São especialmente estes últimos, organizados em grupos e apoiados financeiramente pelos Sistemas de Saúde respectivos e por Empresas Seguradoras, que são submetidos individualmente a "check-ups" clínicos antes e após os banhos de areia que têm lugar durante três semanas contínuas.

GÊNESE DAS AREIAS CARBONATADAS BIOGÉNICAS

As areias biogénicas carbonatadas do Porto Santo apresentam cor branca-amarelada, são constituídas por grãos soltos e muito finos de carbonato de cálcio, essencialmente calcite, a que se associam um pequeno número de grãos de cor castanha-avermelhada ou negra igualmente muito finos que são fragmentos da desintegração de rochas vulcânicas.

A calcite é do tipo magnésiano, pois que incorpora na sua estrutura cristalina teores significativos de magnésio (Mg). Aragonite enriquecida em estrôncio (Sr) é um componente acessório das areias.

Areias semelhantes ocorrem em outras ilhas Atlânticas dos arquipélagos das Canárias (Gran Canaria, Fuerteventura and Lanzarote), Cabo Verde (Boavista, Sal, Maio, Santiago and S. Vicente), e Açores (Santa Maria), que juntamente com o arquipélago da Madeira fazem parte do grande arquipélago atlântico ou região biogeográfica denominada Macaronésia. Outras ocorrências são conhecidas no Mar das Caraíbas e no Mar de Coral.

A idade mais nova (6,000 anos antes do presente) das areias carbonatadas biogénicas das referidas ilhas do arquipélago da Macaronésia, determinada pelo método do radiocarbono, ^{14}C , foi encontrada na ilha da Boavista. Idade intermédia foi determinada em areias da ilha Gran Canaria, enquanto que a idade mais antiga (31,000 anos antes do presente) foi determinada na ilha do Porto Santo.

Isto significa que as condições favoráveis à formação e crescimento de recifes coralígenos nas plataformas submarinas pouco profundas (cuja batimetria é inferior a 50m, aproximadamente) desenvolvidas à volta das ilhas e para o desmantelamento respectivo por efeito do qual resultou a produção das areias carbonatadas biogénicas, derivadas principalmente de algas calcárias arbusculares do tipo *rhodophyta* ou

algas vermelhas bem representadas pela espécie *Lithothamnium sp.*, se deslocaram para sul, isto é, para latitudes mais baixas, onde as águas do oceano seriam mais cálidas.

As areias biogénicas carbonatadas do Porto Santo foram formadas durante o intervalo de tempo correspondente à Última Grande Glaciação, que no hemisfério norte teve o seu pico ou máximo há cerca de 21.000 anos antes do presente.

Idades situadas entre 31.000 (determinadas em areias de dunas primárias da costa norte da ilha) e 15.000 anos antes do presente (determinadas em areias de praia da costa sul) foram identificadas no Porto Santo.

A exposição à abrasão pelas ondas do mar, à medida que ia descendo o nível das águas por efeito da glaciação, provocou o desmantelamento da florescente formação recifal que se tinha desenvolvido particularmente nas plataformas marinhas de declive mais suave.

No caso do Porto Santo existia uma plataforma extensa e pouco profunda, observável ainda presentemente na costa norte da ilha (fig. 1).

TEXTURA E COMPOSIÇÃO DAS AREIAS

As areias carbonatadas biogénicas do Porto Santo apresentam grão muito fino (a maioria do grão situa-se no intervalo 0,250mm – 0,125mm). Por isso, elas podem ser facilmente transportadas pelo vento a grandes distâncias.

Os grãos de areia exibem igualmente baixa esfericidade e superfícies muito polidas. São muito frequentes grãos de forma tabular, quando as areias derivam essencialmente de bioclastos de algas calcárias (fig. 2).

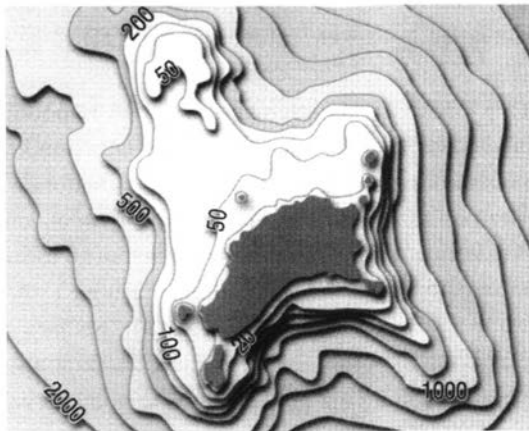


Fig. 1 – Plataforma caracterizada por baixa profundidade existente na costa norte da ilha do Porto Santo.

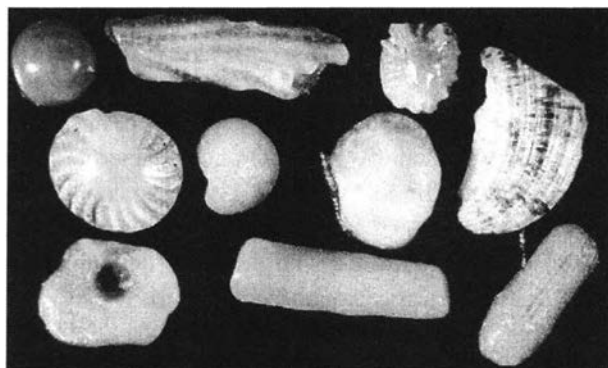


Fig. 2 – Natureza e forma dos grãos de areia biogénica e carbonatada da ilha do Porto Santo.

No que respeita à composição mineral, a calcite rica em Mg (~95%) é o carbonato dominante; aragonite (~5%) é um carbonato acessório.

Cálcio, magnésio e estrôncio (Ca, Mg e Sr), são os elementos químicos principais da areia de praia e duna do Porto Santo. Fósforo, enxofre e zinco (P, S e Zn) são elementos químicos menores e traços existentes nas mesmas areias.

O cálcio, Ca, é um elemento químico que existe abundantemente na água do mar e noutros sistemas naturais, e que é considerado de extraordinária importância para a saúde humana. Sob a forma Ca^{+2} é essencial para a integridade funcional dos sistemas muscular e nervoso, e ainda para a função cardiovascular normal. Também, está bem estabelecido que a terapia do Ca em simultâneo com a terapia da vitamina D aumenta a capacidade de absorção do cálcio.

O cálcio, Ca, é em termos quantitativos, o maior componente da areia biogénica carbonatada do Porto Santo cujos grãos são constituídos por calcite magnesiana, mineral que se dissocia facilmente em soluções ácidas ($\text{pH} < 7$) nos iões Ca^{+2} , Mg^{+2} e CO_3^{-2} .

O estrôncio (Sr) é também um elemento químico importante que existe na água do mar e noutros sistemas naturais que é igualmente importante para a saúde humana. Sr^{+2} tem um raio iónico (132 pm) que é muito maior do que o raio iónico do Ca^{+2} (99 pm) e do raio iónico do Mg^{+2} (66 pm), correspondendo a unidade pm (picómetro) a 10^{-12}m . Portanto, Sr^{+2} entra mais facilmente na estrutura da aragonite, outra forma ou polimorfo de CaCO_3 que apresenta uma estrutura mais aberta (ortorrômbica), do que a estrutura da calcite (trigonal). Sempre que isto acontece, concentrações elevadas de Sr^{+2} tornam a estrutura da aragonite mais estável do que costuma ser, permitindo que ela perdure mais tempo antes de inverter para a estrutura da calcite. Contudo, o poder solvatante do Sr^{+2} é muito menor do que o poder solvatante ou de hidratação do Mg^{+2} e Ca^{+2} .

Na ilha do Porto Santo, os teores de Sr situam-se no intervalo 1.800 – 2.500 mg/kg para as areias carbonatadas de idade mais elevada correspondente às dunas fósseis e situam-se no intervalo 2.500 – 3.500 mg/kg para as areias carbonatadas de idade mais recente que constituem a praia e as dunas frontais.

Nas areias do Porto Santo verifica-se uma relação directa entre o teor de Sr e o teor total de bioclastos derivados das algas vermelhas calcárias. De facto, o teor de Sr aumenta com o aumento dos bioclastos de algas vermelhas calcárias.

As areias biogénicas carbonatadas existentes nas ilhas Atlânticas da região biogeográfica da Macaronésia mostram teores variáveis de Sr, desde valores à volta de 1.500ppm (nas areias de duna na praia de Maspalomas, ilha Gran Canaria, arquipélago das Canárias) até 3.000ppm (nas areias de duna do Deserto de Viana, ilha da Boavista, arquipélago de Cabo Verde). Em regra, os teores mais altos de Sr correspondem a areias onde os teores de aragonite são mais altos.

O magnésio (Mg) é outro importante elemento químico que existe também na água do mar e noutros sistemas naturais, sendo igualmente muito importante para a saúde humana.

O magnésio sob a forma iónica, Mg^{+2} , produz efeitos bem conhecidos: anti-stress, anti-oxidante, cardioprotector, anti-infeccioso, anti-inflamatório e remineralizante.

Admite-se que o magnésio nas dietas aumenta a densidade dos ossos e activa uma enzima que favorece a incorporação do cálcio nos ossos. As pessoas que sofrem de osteoporose parece que apresentam deficiência de magnésio.

O teor de MgO das areias biogénicas carbonatadas do Porto Santo situa-se entre 2,5% e 4%. Ele pode atingir valores à roda de 5% nas areias biogénicas carbonatadas da ilha da Boavista, arquipélago de Cabo Verde, e pode chegar a valores entre 4,5% – 6,5% nas areias biogénicas carbonatadas da ilha de Fuerteventura, arquipélago das Canárias. Os valores mais altos de MgO correspondem a areias que apresentam os valores mais baixos de aragonite mas valores mais altos de calcite magnesiana.

Entre os elementos químicos menores, o fósforo (P) está presente nas areias biogénicas carbonatadas do Porto Santo. O fósforo é considerado essencial para a integridade das estruturas celulares e para muitos processos catabólicos, porque ele controla a actividade enzimática e é importante para a libertação de oxigénio para os tecidos do corpo humano.

O enxofre (S) está igualmente presente nas areias biogénicas carbonatadas do Porto Santo.

As areias biogénicas carbonatadas de praia e duna do Porto Santo contêm todos os catiões (cálcio, magnésio, sódio e potássio), e aniões (cloreto, bicarbonato, fosfato, sulfato) existentes nos fluidos extracelulares e intracelulares.

PROPRIEDADES RELEVANTES DAS AREIAS

As propriedades específicas das areias biogénicas carbonatadas podem ser classificadas em dois grupos principais: térmicas e químicas.

PROPRIEDADES TÉRMICAS

O comportamento térmico das areias biogénicas carbonatadas é baseado nas características das curvas de aquecimento e arrefecimento. Em Julho e Agosto, a temperatura máxima do ar em Porto Santo regula por 24°C, mas na zona de transição da praia para a duna frontal onde os banhos de areia habitualmente têm lugar, a temperatura da areia pode atingir temperaturas escaldantes (entre 60-65°C), e à profundidade de 10 cm a temperatura da areia é ainda um pouco superior à temperatura do corpo humano. Existem poucos lugares no mundo onde a temperatura média no Verão é cerca de 24°C e a temperatura média no Inverno é cerca de 19°C. O clima do Porto Santo é muito influenciado pelo anticiclone dos Açores e os ventos alíseos são frequentemente fortes.

A verdade é que, a areia biogénica carbonatada do Porto Santo constituída essencialmente por de calcite magnesiana, actua como um reservatório de calor. Quando comparada com a areia siliciosa e quartzosa da praia/duna da Costa Nova, a areia do Porto Santo aquece mais lentamente mas, por outro lado, arrefece mais lentamente. Tal tem a ver com diferenças acentuadas de cristaloquímica entre os minerais calcite e quartzo. O primeiro mineral tem uma estrutura mais complexa e é anisodésmico no que respeita a ligações químicas, isto é, tem ligações químicas de carácter distinto, enquanto que o segundo mineral é isodésmico, fazendo-se a condução do calor dentro de cada cristal mais uniformemente e rapidamente.

Em regra, o corpo humano durante o banho de areia do Porto Santo é mantido sob uma capa de areia com cerca de 10 cm de espessura, e é submetido a temperaturas 4-5°C acima da temperatura normal do corpo humano. Portanto, o corpo exsuda fortemente durante o banho de areia que demora cerca de 25 minutos. O suor humano é ácido porque o seu pH varia entre 4.1 e 6.5, dependendo do indivíduo. Tal situação é favorável para que se verifique a dissolução lenta dos grãos de areia carbonatada quando em contacto com o suor, passando para a solução os elementos químicos contidos na areia. Consequentemente, esses elementos passam à forma livre, e como tal ficam disponíveis para serem absorvidos através da epiderme, a qual funciona como membrana semipermeável.

PROPRIEDADES QUÍMICAS

Os teores dos elementos químicos maiores, menores e traços da areia do Porto Santo (com referência APHPS) e da areia da Costa Nova (com referência APCN)

são evidenciados nos quadros I e II. Nestes quadros não constam os teores de fósforo (P) e os teores de enxofre (S) das areias carbonatadas biogénicas do Porto Santo. Por exemplo, relativamente ao fósforo (P), elemento químico igualmente importante para a saúde humana, foram determinados valores entre 0,1% – 0,6 %.

Em termos comparativos, a areia de praia/duna do Porto Santo é quimicamente muito diferente da areia de praia/duna da Costa Nova Costa, como pode ser observado pelos resultados constantes nos quadros I e II. De facto, a areia carbonatada biogénica do Porto Santo contém teores interessantes de Sr, Ca, Mg, P, S e Zn, elementos considerados como tendo importância extraordinária para a saúde humana.

É sabido que o tratamento tradicional, banho de areia, com as areias carbonatadas biogénicas de praia/duna do Porto Santo provoca forte exsudação do corpo através do processo de transpiração.

Por outro lado, a areia de praia/duna do Porto Santo, devido à extraordinária finura do seu grão e da forma do seu grão (teor alto de partículas de hábito prismático tabular), agarra-se firmemente ao corpo sempre que este esteja húmido devido ao suor, proporcionando o revestimento numa película com cerca de 1-2 mm de espessura, como se de um panado se tratasse. Esta situação não acontece com a areia da Costa Nova, porque os seus grãos são mais ou menos esféricos.

Por outro lado, as partículas de carbonato da areia de praia/duna do Porto Santo, particularmente as partículas que são bioclastos derivados das algas coralígenas, são dissolvidas parcialmente pelo suor, que fica particularmente enriquecido em cálcio, magnésio, estrôncio, fósforo, enxofre e zinco. Portanto, estes elementos químicos assim libertados, são absorvidos através da epiderme, a camada exterior da pele, e passam para a derme, camada interior da pele, onde os vasos sanguíneos e linfáticos, assim como as terminações dos nervos e as glândulas endócrinas estão instaladas, possibilitando a sua absorção pelas células.

Quadro I – Análises químicas (elementos maiores) da areia do Porto Santo (APHPS) e da areia da Costa Nova (APCN)

Areias (%)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	P.R.*
APHPS	6.30%	2.00%	0.09%	0.52%	0.03%	2.69%	0.53%	0.06%	47.72%	40.14%
APCN	91.38	3.78	0.21	0.62	0.04	0.50	0.42	1.46	0.44	0.56

*P.R. (Perda ao Rubro a 1.000°C durante 3 horas) corresponde essencialmente à evolução de CO₂.

Quadro II – Análises químicas (elementos menores e traços) da areia do Porto Santo (APHPS) e da areia da Costa Nova (APCN)

Areias (ppm)	Ba	Sn	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Pb	As	Zn	W	Cu	Th	Ni	Co	Cr	V
APHPS	105	–	–	21	–	1259	–	–	–	16	–	<5	<5	<5	<5	–	–
APCN	620	3	7	72	14	40	65	23	<5	<5	40	12	<5	13	<5	13	19

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

Está bem estabelecido que o calor promove o aumento do fluxo sanguíneo melhorando a irrigação e oxigenação dos músculos, tendões e ligamentos, tornando-os mais elásticos e flexíveis. Portanto, o calor por si só contribui para a atenuação da dor crónica e recorrente.

Na verdade, a areia de praia/duna do Porto Santo possui propriedades térmicas e químicas muito distintas da areia de praia/duna da Costa Nova.

A areia de praia/duna do Porto Santo armazena melhor o calor. Por outro lado, ela contém teores interessantes de Sr, Ca, Mg, P, S e Zn considerados importantes, como já foi dito, para a saúde humana.

Foi estabelecido que, baseado nos testes efectuados, o banho de areia do Porto Santo a temperatura à volta de 42°C num ambiente onde a temperatura do ar é cerca de 40°C promove forte exsudação do corpo humano através de transpiração.

O suor é ácido e é composto por cerca de 99 % de água e pequenas quantidades de sódio, potássio, cloreto, ureia e lactatos.

Por outro lado, durante o banho de areia dum adulto, a superfície do corpo exposta à acção da areia é estimada em cerca de 1,5 m², valor que representa uma superfície relativamente elevada para a interacção areia/corpo.

A areia fixa-se à superfície do corpo quando húmido devido ao suor exsudado. As partículas de carbonato que constituem a areia, particularmente os fragmentos de alga calcária são relativamente instáveis em condições ácidas. Assim sendo, elas são dissolvidas parcialmente pelo suor que passa a enriquecer-se em cálcio, magnésio, estrôncio e outros elementos (fig. 3).

Todos estes elementos tornados livres estarão em condições para passar através da epiderme e serem absorvidos pelas células da derme. A epiderme actua como uma membrana semipermeável.

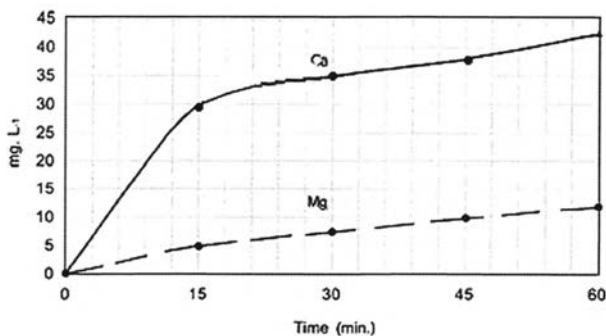


Fig. 3 - Taxas de dissolução química do cálcio e do magnésio da areia biogénica carbonatada da ilha do Porto Santo.

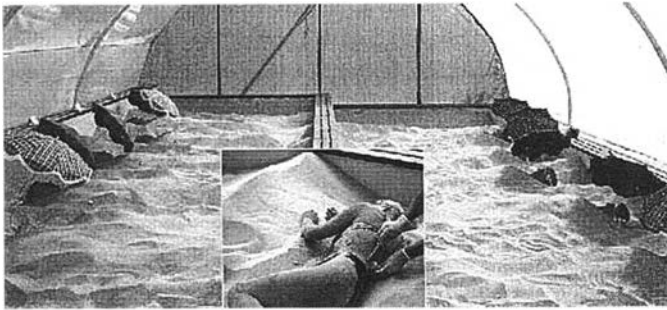


Fig. 4 – Banhos de areia tomados no Centro de Geomedicina do Hotel Porto Santo.

A reacção que tem lugar entre a areia carbonatada e o corpo humano aparenta ser similar à reacção da argila do tipo bentonite/corpo humano quando se aplicam directamente sobre o corpo cataplasmas de pelóides à base de bentonite, outro recurso mineral com interesse em geomedicina que também ocorre em Porto Santo. Trata-se duma reacção de troca catiónica entre catiões tais como Na^{+1} e K^{+1} altamente concentrados no suor expelido pelo corpo humano e catiões tais como Ca^{+2} , Mg^{+2} e Sr^{+2} que são libertados por dissolução química dos grãos de areia carbonatada e que estão mais concentrados do que no suor, onde Ca^{+2} e Mg^{+2} também existem mas em concentrações baixas. Assim sendo, entre as camadas interna e externa da pele forma-se um gradiente de concentração em termos de Ca^{+2} e Mg^{+2} .

De modo a potenciar a absorção por efeito da troca catiónica referida verificou-se ser aconselhável deixar a areia aderida à pele cerca de 15 minutos após o banho de areia, isto é, até que a pele fique seca. Só então é que a areia deve ser removida por meio de duche (fig. 4).

Os tratamentos com areia biogénica carbonatada podem ser mais eficientes em certas afecções do que os tratamentos com bentonite, quer devido à renovação contínua dos catiões de troca Sr, Ca e Mg durante os banhos de areia, quer devido à baixa difusão do calor e atenuação do calor, que constituem características específicas da areia biogénica carbonatada do Porto Santo.

BIBLIOGRAFIA

- GOMES, C. & SILVA, J. (1996) – Estudo das propriedades físicas e químicas da areia da praia da ilha do Porto Santo tendo em consideração o seu uso para fins terapêuticos. Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, Relatório Interno, 31p.
- GOMES, C. & SILVA, J. (1999) – Therapeutic assets of the beach sand of Porto Santo island. Saber Soft, Madeira News Magazine. O Liberal- Empresa de Artes Gráficas, Lda., Câmara de Lobos, Região Autónoma da Madeira, Ano I, n.º 0, May 99.

GOMES, C. & SILVA, J. (2001) – Beach Sand and Bentonite of Porto Santo island: Potentialities for Applications in Geomedicine/Areia de Praia e Bentonite da Ilha do Porto Santo: Potencialidades para Aplicações em Geomedicina. C. Gomes and J. Silva (eds), O Liberal, Empresa de Artes Gráficas, Câmara de Lobos, Madeira, 60p.

HOW MINERALS ARE IMPORTANT FOR HUMAN HEALTH

C. DE SOUSA FIGUEIREDO GOMES¹

KEY WORDS: clay, sand, rock salt, spring water, human health, geomedicine.

PALAVRAS-CHAVE: argila, areia, sal-gema, água mineromedicinal, saúde humana, geomedicina.

ABSTRACT

Unfortunately, research in recent years has been mainly addressed to the negative effects of minerals in the human health. However, it is well established that some particular minerals are of paramount importance for good human health, either being part of the composition of drinkable spring waters and eatable vegetables and fruits, or being incorporated in many pharms after being submitted to some degree of industrial processing. Presently, there is a growing interest on treatments using natural means, alternative to those of the conventional medicine. It is the so-called naturotherapy, that involves distinct processes and methods, such as: phytotherapy, hydrotherapy, mudtherapy, thermotherapy, etc. Whenever naturotherapy involves minerals or other mineral resources we can name it geomedicine, a scientific area that comprises the fundamentals and practises of the application of geomaterials as conditioners of human health. In fact, particular types of clay/mud, sand, rock salt and spring water, intervene both as chemical and physical conditioners in human health. Examples of mineral resources used in geomedicine and of their relevant properties, particularly clay/mud and biogenic carbonate sand, are described in the present paper.

¹ Centro de Investigação "Minerais Industriais e Argilas" da FCT (Fundação para a Ciência e a Tecnologia) – Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal, cgomes@geo.ua.pt.

RESUMO: Importância dos minerais na Saúde Humana

Infelizmente, nos últimos anos a investigação tem dado saliência aos efeitos negativos dos minerais na saúde humana.

Contudo, está bem reconhecido que determinados minerais têm grande importância para a boa saúde humana, quer fazendo parte a composição de água potável de nascente e de vegetais e frutos comestíveis, quer incorporados em muitos fármacos depois de submetidos a processamento industrial mais ou menos complexo.

Presentemente, assiste-se ao crescente interesse por tratamentos que utilizam meios naturais, alternativos aos utilizados pela medicina convencional. Trata-se da chamada naturoterapia, que envolve processos e métodos distintos, tais como: fitoterapia, hidroterapia, crenoterapia, termoterapia, argiloterapia, etc.

Quando a naturoterapia envolve minerais ou outros recursos geológicos pode chamar-se geomedicina, uma nova área científica que compreende os fundamentos e as práticas da aplicação dos geomateriais que condicionam a saúde humana. De facto, tipos particulares de argila/lama, areia, sal e água de nascente e minero-medicinal, intervêm como condicionadores físicos e químicos na saúde humana. Exemplos de recursos minerais e das suas propriedades relevantes são apresentados nesta comunicação.

INTRODUCTION

Unfortunately, research in recent years has been mainly addressed to the negative effects of minerals on the human health, and the results of much of this research are being presented at scientific journals and meetings, as is the case of the very recent International Mineralogical Association (IMA) meeting held on September 2002, in Edinburgh.

However, it is well established that some particular minerals, under the form of Ca, Mg, Fe, and other trace elements, are of paramount importance for good human health, either being part of the composition of drinkable spring waters and eatable vegetables and fruits, or being incorporated in many pharms after being submitted to some degree of industrial processing.

As a matter of fact, man along his existence, has taken advantage of the positive effects on his health, through internal or external applications, of certain specific properties of minerals, such as: adsorption, absorption, specific heat, heat diffusivity, cooling kinetics, chemical composition and chemical dissolution.

THE PAST

On an empirical basis, the pre-historical man did utilize clay for therapeutic purposes. The clay plates of Nippur, in Mesopotamia, written down about 2500 years BC (before Christ) had a reference to clay good for the treatment of wounds and to stop hemorrhages. In the ancient Egypt, Pharaohs doctors used yellow ochre — mixture of clay and iron oxides/hydroxides — to cure skin wounds and internal affections, due to its antiseptic, absorbent and purifying properties. Clay was used as well in the mummification process.

The oldest book known so far, the famous Papyrus Ebers, written down in 1550 BC, reports some diseases and mineral based medicines consisting of clays (REINBACHER, 1999).

Within the most famous medicinal clays, "*Bolus Armenus*" a red clay that occurs inside caves in Cappadocia mountains, in old Armenia and actual Turkey, deserves to be mentioned as well as the so-called "*terras*" of the Greek islands Lemnos, Chios, Samos, Milos and Kimolos. Within them the "*terra sigillata*" of Lemnos island deserves a particular mention, because this white astringent and absorbent clay after being prepared and shaped under the form of disks, these were marked or stamped with the goat stamp, the mark of Diana or Artemis goddess. The clay from Kimolos island was identified as Ca-smectite (ROBERTSON, 1986).

Geophagy, a very old practise, is the deliberate eating by man of earth, soil or clay, and according to WILSON (2002), is still common in certain countries and communities for therapeutic and religious purposes or even to relieve famine.

Geophagy was first referred to by Aristhoteles (in MAHANEY *et al.*, 2000) and is a current practise among mammals, birds, and reptiles. This application used empirically to treat certain internal organic affections, could be explained on a scientific basis by the chemical inertia and the absorbing power of clay minerals.

Geophagy was first referred to by Aristhoteles (in MAHANEY *et al.*, 2000) and is a current practise among mammals, birds, and reptiles. This application used empirically to treat certain internal organic affections, could be explained on a scientific basis by the chemical inertia and the absorbing and adsorbing capacities of clay minerals.

As a rule, clay/mud bears *clay minerals*, such as kaolinite, illite, smectite, sepiolite, palygorskite, the most frequent among others, associated to *non clay minerals*, such as quartz, feldspar, mica, calcite, dolomite and goethite, also the most frequent among others.

There are written reports in Greece and Egypt referring the use by man of thermal water. The Etruscs are considered to be the inventors of thermalism. Herodote, Hippocrate and Aristhoteles recommend and discuss the positive effects of thermal water in human health.

During the roman empire the so-called roman baths have achieved great development and the medicinal virtues of both thermal waters or warmed up spring waters were the object of real cult or veneration. With the end of the roman empire the decadence of thermalism has taken place, and only during the Renaissance the interest for thermalism has been renewed.

In Europe, during the XVIII and XIX centuries, the Thermal Centres have undergone great development becoming since then important industries, both in economic and social terms.

Salt extracted, either from sea water, or from rock salt, the mineral halite being its major component, has been incorporated as a fundamental constituent in human diets, since pre-historic times.

THE PRESENT

Presently, there is a growing interest on treatments using natural means, alternative to those of the conventional medicine. It is the so-called *naturopathy* or *naturotherapy* or *Hyppocratic medicine*, that involves distinct methodologies, such as: phytotherapy, hydrotherapy, mudtherapy, thermotherapy, homeopathy, etc.

In France, the term *crénothérapie* corresponds to the therapeutic utilization of spring water in spas, under the form of drink, bath, douche, pulverization, inhalation, and mud-bath.

Whenever naturopathy involves minerals or other mineral resources we can name it *geomedicine*. As a matter of fact, geomaterials, such as particular types of clay/mud, sand, rock salt and spring water, intervene both as chemical and physical conditioners in human health.

GOMES and SILVA (2001) introduced the term geomedicine that comprises the fundamentals and practises of the application of geomaterials as conditioners in human health.

Naturopathologists believe that good health depends upon three main factors: structural, biochemical and emotional. Minerals and the other mineral resources referred to would be included in the second group of factors, because biochemical interactions between them and the human body will take place.

382

According to GOMES and SILVA (2001) in order to be effective in geomedicine clay/mud needs to exhibit specific qualities, such as: fine granularity, high specific surface area, high specific heat, high adsorbing and absorbing capacities, low cooling rate, high cation exchange capacity, easy handling, as well as pleasant sensation when applied directly onto the skin.

Clays are pelitic or lutitic geomaterials, and particular types of clay/mud are used worldwide, either in Thalassotherapy Centres, or “in situ” in geologic sites located, as a rule, in littoral regions where clays, marls or marly limestones do

occur, for therapeutic treatments called mudtherapy or *peloidtherapy* (or *pelotherapy*, an abbreviate term), generally under the form of both mud baths and hot cataplasms or patches called *peloids*.

Peloids are made of mixtures of clay or mud and thermal spring water or sea water. They are applied at an initial temperature of around 55 °C (it should be significantly higher than body temperature), and the application lasts until the temperature decreases to around 36 °C). The process proceeds for about 20 minutes, depending upon the characteristics (texture, composition, specific heat and heat diffusiveness) of the clay/mud paste, that should be wrapped up in a permeable tissue, in order to allow the absorption through the skin of the chemical elements fixed reversibly in the clay/mud, based on the establishment of ion gradients and on ion exchange reactions.

Presently, clay/mud being used in many medicinal applications comes, in particular, from deposits formed in certain thermal springs or from deposits formed in shallow seas, highly saline and rich in organic matter, for instance, in Black Sea and Dead Sea.

Clay/mud is applied, either under the form of mud-baths, or under the form of warm cataplasms or patches.

However, is also current the application, either indoors or outdoors, of clays containing carbonates, the so-called finely grained marly clays exhibiting dark grey colour, found in deposits that belong particularly to Upper Cretaceous and Miocene. This is the case, for instance, of some littoral deposits occurring nearby Praia do Meco, Praia da Parede and Praia da Consolação, in the Atlantic coast of Portugal. Presently, the relevant assets of these geomaterials are under study.

Pelitic geomaterials, clays and muds, have been used by man, since the prehistory, in order to improve his health, through external (topically) and internal (orally) applications.

The distinction between clay and mud makes sense, since clay minerals can be scarce or even absent in muds, as is the case of some of the fine muds associated to thermal springs (water temperature around 95 °C) deposited inside the *calderas* of some fumaroles which occur in Vale das Furnas, São Miguel island, Azores, and that consist of amorphous aluminosilicates, K-feldspar, calcite, and alunite. Kaolinite or smectite could be identified in the muds produced by some calderas. In comparative terms, mud bearing smectite is characterized by higher cation exchange capacity and specific surface area than kaolinite bearing mud (TERROSO, *et al.*, 2003).

Also, the same authors referred to found that the thermal springs in calderas yielding muds are of acid-sodium-sulphate displaying pH values in the range 2.4-2.8. On the other hand, the thermal springs of calderas that do not produce muds are of sodium-bicarbonate-chloride type displaying pH values in the range 6.3-7.8. Some springs in Vale das Furnas, of acid-sodium-sulphate type, bear much

iron in solution (20-40 ppm) that by precipitation produces red coloured deposits. Local people use to drink this type of water to fight anaemia.

The muds referred to are locally used in a spa (Centro Termal das Furnas), under the form of cataplasms or patches, particularly for treatments of psoriasis and other dermatological diseases, as well as of arthro-articular affections.

In fact, particular types of clay/mud are still used worldwide for therapeutic treatments, either in thalassotherapy centres existing in some spas or in geologic sites, under the form of cataplasms or mud baths. Generally, these treatments are recommended and applied to arthro-rheumatic, muscular and other inflammatory affections, as well as to dermatological diseases, such as psoriasis, acne and seborrhoea.

Also, some clays and clay minerals have been and are still being taken orally by man, as part of pills, powders or emulsions, in order to act as gastrointestinal protectors, laxatives and antidiarrhoeals.

Besides, particular types of clays and clay minerals are used in aesthetic medicine as cosmetic products, in order to clean and moisturise the skin, as well as to treat specific dermatological diseases.

Both sedimentary and hydrothermal clays, without or with little previous preparation, are being used as healing materials.

Maturation, that is, the intimate mixing and lasting contact between clay/mud and saline water or thermal spring water, is a preparation currently applied in spas (SÁNCHEZ *et al.*, 2002).

On the other hand, the clay/mud can be engineered by blending distinct types of clay/mud, or by blending the clay/mud with certain other minerals, for instance, particular types of biogenic carbonate sand (GOMES and SILVA, 2001). Also, both the incorporation of certain organic products, for instance, particular types of algae, and additives, such as salts (generally sulphides and sulphates of Ca, Mg, I, Br), are currently performed.

Peloids composition can be engineered in order to enhance the relevant properties required for certain functions. Also, peloids can be recycled keeping their specific properties, if these had been previously and properly investigated and identified.

In recent years the number of scientific publications concerned with the use of clays in geomedicine has increased significantly, some of them deserving to be highlighted: FERRAND and YVON (1991), BARBIERI (1996), YVON and FERRAND (1996), NOVELLI (1996), VENIALE & SETTI (1996), VENIALE (1997), VENIALE *et al.* (1999), BETTERO *et al.* (1999), CARA *et al.* (1996, 1999, 2000a; 2000b), GORGONI *et al.* (1999), JOBSTRAIBIZER (1999), MINGUZZI *et al.* (1999), VENIALE (1999), CARA *et al.* (1999) and SÁNCHEZ *et al.* (2000a, 2000b).

BECH (1996) published a short review about the historic and technical aspects of clays of medicinal use, and very recently CARRETERO (2002) published an

updated review dealing with the beneficial effects of clay minerals upon human health.

Besides, clays containing certain minerals are used in cosmetics, as well as in pharmacy particularly as excipients and coadjuvants (fillers, dispersants, lubricants, surfactants). When present in pharmins, mainly under the form of pills, powders or emulsions, clay minerals act particularly as inert compounds. They can, however, influence the rate of drug release, as well as of drug degradation and elimination.

The following papers on clay applications in pharmacy and cosmetics deserve to be mentioned: BROWNE *et al.* (1980), HERMOSIN *et al.* (1981), GALAN *et al.* (1985), UEDA and HAMAYOSHI (1992), LOPEZ-GALINDO and IBORRA (1996), VISERAS & LOPEZ-GALINDO (1999), LOPEZ-GALINDO and VISERAS (2000) and VENIALE (2001).

The adsorbent properties of clay minerals – which are phyllosilicates, more precisely hydrated aluminosilicates, whose grain size is generally smaller than 1µm (one micron), and that a global negative electric charge – are responsible for the clay capacity for the reversible retention or adsorption of certain molecules or ions at the surface of their particles. On the other hand, the adsorbent properties of some clay minerals (smectite, for instance), allow for the incorporation of certain molecules or ions in their crystalline structures, in a more permanent way.

Clay or mud particles can be smaller than bacteria, and these whenever coated or encapsulated by clay particles lose activity and can be eliminated. Certain clays containing smectite and palygorskite as major mineral components are the most currently applied as healing clays because they display more notoriously the referred to properties.

Direct applications of clay/mud are used in the treatment of skin affections such as psoriasis, seborrhea and acne or under the form of cataplasms in the treatment of rheumatic affections, arthropathies and in post-traumatic processes and dislocations.

GOMES and SILVA (2001) found that the blending of bentonite from Serra de Dentro, Porto Santo island, Madeira archipelago, with finely grained biogenic carbonate sand, occurring either on the beach or on the frontal dune of the same island, could yield a product providing the benefits of its individual components.

On the one hand, this type of sand rich in Ca, Mg, Sr, P and S can be easily dissolved in a weakly acidic medium, as is the case of the human sweat produced during the traditional sand-bath, currently performed, either outdoors in the transition from the beach sand to the frontal dune sand, or indoors in Thalassotherapy Centres. During sand-bath treatment, that could be named *psammotherapy*, those chemical elements being liberated in the ionic form become available to be absorbed through the skin into the human body. On the other hand, the thermal properties of the clay/sand paste are modified, its cooling rate significantly increases.

Porto Santo biogenic carbonate sands are composed of very fine grains of calcium carbonate, mainly under the form of calcite, admixed with relatively few finely grained lithic fragments of volcanic rocks. Calcite bears in its structure an abnormally high magnesium content, and aragonite enriched in strontium is an accessory component. Dating by ^{14}C of the biogenic carbonate sands from Porto Santo provided ages in the range 15,000-31,000 years BP. They were formed during the time span corresponding to the Last Great Glaciation (LGG) that in the northern hemisphere was at its peak about 21,000 years BP, in conditions favourable for formation and growth of reefs consisting mainly of red (rhodophyta) calcareous algae well represented by *Lithothamnium sp.* on the shallow platforms developed around the island, as well as for their dismantling in relation to sea level changes.

The heat liberated by clay/mud pastes, after being properly warmed up and when in contact with the human body, reduces both articular and muscular inflammations, situation that could be confirmed using the technique named thermography. Simultaneously, the heat favours the opening of skin pores, so it facilitates the absorption into both the extra-cellular and intra-cellular fluids of relevant major and oligoelements, such as: Si, Ca, Mg, Fe, P, S, Sr, Zn and Cu, whose effects for the good human health are reckoned in the literature available concerned with human physiology. Cation exchange reactions do take place, based upon an established concentration gradient between the cations that get free from clay/mud, and the cations exsuded from the human body, under the heat action.

The referred to biogenic carbonate sand which occurs in beaches and dunes of Porto Santo island has been used by man for more than one hundred years, on an empirical basis, under the form of sand-baths, to alleviate, with reckoned success, chronic and recurrent pain due to osteo-articular and muscular affections.

Similar sands occur in some other Atlantic islands of the biogeographic Macaronesia archipelago, that comprises Azores, Madeira, Canarias and Cape Verde archipelagos, as well as in islands of the Caribbean sea, and in the Pacific islands of the Coral Sea.

GOMES and SILVA (2001) made an attempt to explain on a scientific basis, emphasizing the specific thermal and microchemical properties, the therapeutic assets of Porto Santo island biogenic carbonate sand. The clinical demonstration of sand-baths positive effects still require much investigation. So far, clinical data corresponding essentially to thermographies and blood tests, have been performed at the "Smerteterapi Klinik", in Oslo. This clinic, specialized in the survey, assessment and treatment of chronic and recurrent pain, carried out the tests on individuals from several groups of Norwegian citizens who have been submitted to medically assisted sand-baths at the Hotel Porto Santo Geomedicine Centre. The results obtained so far confirm the health benefits being achieved, however a thorough scientific understanding of the results is still required.

Also, GOMES and SILVA (2001) introduced the name “*medicinal*” agriculture after finding that vegetables and fruits cultivated in Porto Santo biogenic carbonate sandy soils were significantly enriched, comparatively to soils developed on other carbonate rocks, in the chemical elements previously referred to.

Consequently, in the therapies whose positive effects are induced by Ca, Mg, Sr, P, and S in the ionic form, would be possible to provide patients with diets that could include, in a controlled manner, vegetables (tomato, lettuce, carrot, etc.) and fruits (grape, melon, water-melon, etc.) grown up on soils based on biogenic carbonate sands from Porto Santo island.

Smectitic clays, such as bentonites, are the ones more widely used in peloidtherapy or mudtherapy applications due to their high swelling, high plasticity, high specific surface and high ion exchange properties.

Nevertheless, very little is known so far, about the real interaction between clay/mud and the human body, situation that requires much research and assessment based upon adequate clinical tests.

In Europe, it is possible to find pharmacy formulations based upon specific clays, such as kaolin and smectite (more precisely dioctahedral smectite), which provide relief due to their sorbent properties. Kaolin is also part of, for instance, formulations for facial masks as is the case of the toning exfoliating scrub masks.

According to REINBACHER (1999) in USA pharmacies it is sold an anti-diarrhoea pharmac made of about 75 % of palygorskite and in Germany pharmacies for the same effect a pharmac is sold made of about 75 % of kaolin.

It is known that when kaolinite, smectite, palygorskite and sepiolite are incorporated in pharmaceutical and animal feed formulations, due to either the adsorbent or absorbent properties of certain chemical compounds as well as of toxins, bacteria and virus, or due to the protecting coatings of the stomach, bowels and skin. In this last function, clays are utilized in dermatology and cosmetics.

Direct applications of clay/mud are used in the treatment of skin affections such as psoriasis, seborrhea and acne or under the form of cataplasms in the treatment of rheumatic affections, arthropathies and in post-traumatic processes and dislocations.

Also, pastes made of clay/mud from thermal springs, containing sulphurous thermal water, green sulphurous algae and vitamins E and PP are used in mud face masks recommended as nourishing anti-wrinkle products, as is the case, for instance, of the ones produced in Terme di Répole, Italy.

Also, the most recent developments in molecular biology and biotechnology, as well as in the new field of pharmacogenetics, have proved that any human being bears unique genetic and physiologic characteristics, so two persons can react differently to the same pharmac.

Things, however, can become complicated, but at the same time interesting in scientific terms, if an individual patient requires a particular pharmac made to measure.

It is also possible that individual patients react differently to treatments involving natural means. It could even happen that a certain treatment shows no effect at all. In case of possible negative effects, and in comparative terms, damages due to treatment with natural products would not be as serious as those that rely on conventional pharmacs.

The clay mineral smectite is a common constituent of clay pastes used worldwide in geomedicine. Illite, illite/smectite mixed layers and kaolinite are other clay minerals which are currently present in clay pastes.

Smectite, kaolinite, palygorskite and talc are currently part of several pharmaceutical formulations, acting either as active principles or as excipients.

Rarely, synthetic clay minerals are used for therapeutic purposes. An exception is the equivalent of hectorite named "Laponite S" used as gelifying product in cosmetic.

Salt from rock salt is another mineral whose health benefits have been recognised, for instance, in respiratory affections, as is the case of the saline aerosol developed in salt mines, such as the Royal Mine of Wiliczka, in Poland, that is part of the Natural and Cultural World Heritage of UNESCO. A salt bloc bearing inside a cavity, where an electric lamp could be adapted, releases by hydration (slow dissolution produced by the air moisture) ions, such as Na^+ , Cl^- , I^- , which are considered to cause beneficial effects in the respiratory system.

Spring waters, particularly the so-called mineromedicinal waters, of varied thermal and chemical categories, hyperthermal, mesothermal, hypothermal and fluorinated, alkaline, bicarbonated, sulphurous, ferrous, etc., have been used since the roman times, either under the form of bathing or drinking, for the treatment of dermatologic, gastric, respiratory, rheumatic, muscular and circulatory affections. In Europe there are more than one thousand of spas.

The properties of spring waters or mineral waters, either thermal or not, have been the object of great advances during the XX century leading to the progressive development of an important scientific area named *hydrochemistry* that has taken advantage of the availability of new analytical facilities, methodologies and techniques.

Spring waters can bear a gaseous phase (such as, CO_2 , N, SO_2 , H_2S , He, radon and rare gases), and oligoelements in solution (such as, B, Br, I, F, Si, Li, Al, Sr, Ba, Fe, Cu, As, Se, REE and radioactive elements), which presently can be the object of fine analysis. Also, isotopes (^{18}O , ^{14}C , deuterium and tritium) analysis provides information about the origin and age of spring waters or mineral waters.

In Portugal, a thorough study of mineromedicinal waters, in particular, due to their paramount importance for hydrothermalism, a promising industry in socio-economic terms (presently there are in Portugal 34 active spas), deserves much consideration and development. Both water fine physico-chemical characterization and its reckoned clinical effects will be the basic support for the required renewal of infrastructures of the spas, as well as for the introduction of new products and methods.

REFERENCES

- ASTM (1984) – American Society for Testing Materials, Annual Book of ASTM Standards. Water Environmental Technology, v. 11.01.
- BARBIERI, P. (1996) – Validità terapeutica dei fanghi delle Terme di Salice. Atti Conv. Argille Curative (Veniale, F., ed.), Gruppo Italiano AIPEA, Salice Terme PV (Italy), Tipografia Trabella, Milano, 13-15.
- BECH, J. (1996) – Aspectos históricos y técnicos de las arcillas de uso medicinal. In: IX Simp. Grupo Especializado de Cristalografía. La cristalografía y la industria farmacéutica. Ed Reales Soc. Esp. Física y Química. Univ. Granada, pp. 15-17.
- BETTERO, A *et al.* (1999) – Aspetti reologici e tensiometrici di matrici fangose di impiego termali e cosmetico. Proposta di un protocollo per la loro qualificazione. Atti Simposio «Argille per fanghi peloidi termali e per trattamenti dermatologici e cosmetici», Montecatini Terme. Mineralogica e Petrografica Acta XLII, 277-286.
- BROWNE, J. *et al.* (1980) – Characterization and adsorptive properties of pharmaceutical grade clays. *J. Pharm. Sci.*, 69, 816-823.
- CARA, S. *et al.* (1996) – Possibilità di impiego delle bentoniti sarde nel campo delle argille sanitarie. Atti Conv. Argille Curative (Veniale, F., ed.), Gruppo Italiano AIPEA, Salice Terme PV (Italy), Tipografia Trabella, Milano, 103-117.
- CARA, S. *et al.* (2000a) – The bentonites in pelotherapy: chemical, mineralogical and technological properties of materials from Sardinia deposits (Italy). *Applied Clay Science*, 16, 117-124.
- CARA, S. *et al.* (2000b) – The bentonites in pelotherapy: thermal properties of clay pastes from Sardinia (Italy). *Applied Clay Science*, 16, 125-132.
- CARRETERO, M. I. (2002) – Clay minerals and their beneficial effects upon human health: a review. *Applied Clay Science*, 21, 155-163.
- FERRAND, T. and YVON, J. (1991) – Thermal properties of clay pastes for pelotherapy. *Applied Clay Science*, 6, 21-38.
- GALÁN, E. *et al.* (1985) – Minerales utilizados en la industria farmacéutica. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 369-378.
- GOMES, C. and SILVA, J. (2001) – Beach sand and bentonite of Porto Santo Island: Potentialities for applications in Geomedicine. Gomes, C. & Silva, J. (editors), O Liberal, Câmara de Lobos, Madeira, 60 p.
- GORGONI, C. *et al.* (1999) – Composizione, radiattività, mineralogia e reologia dei fanghi delle Salse Emiliane. Abstracts Book of Simposio “Argille per fanghi peloidi termali e per trattamenti dermatologici e cosmetici”, Montecatini Terme, Gruppo Italiano AIPEA.
- HERMOSIN, M. *et al.* (1981) – Sepiolite, a potential excipient for drugs subject to oxidative degradation. *J. Pharm. Sci.*, 70, 189-192.
- HUNT, D. T. E. and WILSON, A. L. (1986) – The chemical analysis of water. General principles and techniques. The Royal Society of Chemistry, 683 p.
- JOBSTRAIBIZER, P. (1999) – Definizione mineralogica e chimica del fango termali e per trattamenti dermatologici e cosmetici, Montecatini Terme. *Mineral. Petrogr. Acta XLII*, 317-327.
- LOPEZ-GALINDO, A and IBORRA, C. (1996) – Usos farmacéuticos de arcillas especiales (sepiolite e palygorskite). Atti Conv. “Argille Curative”, (Veniale, F. ed.), Gruppo Italiano AIPEA, Salice Terme (PV), Italy. Tipografia Trabella, Milano, 45-53.
- LOPÉZ-GALINDO, A and VISERAS, C. (2000) – Pharmaceutical applications of fibrous clays (sepiolite and palygorskite) from some circum-mediterranean deposits. In: Gomes, C.

- S. F. (ed.), 1st Latin American Clay Conference, Funchal, Madeira, Associação Portuguesa de Argilas (APA), v.1, 258-270.
- MAHANEY, W. C. *et al.* (2000) – Mineral and chemical analyses of soils eaten by humans in Indonesia. *International Journal of Environmental Health Research*, 10, 93-109.
- MINGUZZI, V. *et al.* (1999) – Le argille curative in uso negli stabilimenti termali emiliano-romagnoli: verifica della composizione e delle proprietà. Atti Simposio “argille per fanghi peloidi termali e per trattamenti dermatologici cosmetici”. Montecatini Terme. *Miner. Petrogr. Acta*, XLII, 287-298.
- NOVELLI, G. (1996) – Applicazioni medicali e igieniche delle bentoniti. Atti Conv. “Argille Curative”, (Veniale, F. ed.), Gruppo Italiano AIPEA, Salice Terme (PV), Italy. Tipografia Trabella, Milano.
- NOVELLI, G. (2000) – Bentonite: a clay over the centuries. Incontro Scientifici. V Corso di Formazione “Metodi di Analisi di Materiali Argillosi. Gruppo Italiano ai pea, 263-304.
- REINBACHER, W.R. (1999) – A brief history of clay in medicine. *Clay Minerals Society News*, 11, 1, 22-23.
- SÁNCHEZ, C. *et al.* (2000a) – Aplicaciones terapéuticas de las arcillas de Santa Cruz de Mudela (Ciudad Real). In: Pascual, J (ed.), Integración Ciencia-Tecnología de las Arcillas en el Contexto Tecnológico- Social del Nuevo Milenio. Sociedad Española de Arcillas, 31-40.
- SÁNCHEZ, C. *et al.* (2000b) – Behaviour of matured illitic-smectitic clays for pelotherapy. In: Gomes, C. S. F. (ed.), 1st Latin American Clay Conference, Funchal, Madeira, Associação Portuguesa de Argilas (APA), v.2, 317-321.
- SÁNCHEZ, C. *et al.* (2002) – The effect of maturation upon the mineralogical and physico-chemical properties of illitic-smectitic clays for pelotherapy. *Clay Minerals*, 37, 457-463.
- SUMMA, V. and TATEO, F. (1998) – The use of pelitic raw materials in thermal centres: mineralogy, geochemistry, grain size and leaching test: examples from the Lucania area (southern Italy). *Applied Clay Science*, 12, 403-417.
- TERROSO, D. *et al.* (2003) – Muds deposited by fumaroles in Vale das Furnas, S. Miguel island, Azores archipelago: properties relevant for their use in mudtherapy. Euroclay 2003, 10th Conference of the European Clay Groups Association, Modena, Italy, 269-270 pp.
- TORRESCANI, C. (1990) – Utilizzo del fango termale sulfureo nel trattamento della cute seborreica. *Cosmesi Derm.*, 30, 59-71.
- UEDA, H. and HAMAYYOSHI, M. (1992) – Sepiolite as a deodorant material: an ESR study of its properties. *J. Materials Sci.*, 27, 4997-5002.
- VENIALE, F. and SETTI, M. (1996) – L'argilla di Pontestura (AL): Potenzialità d'impiego nella formulazione di fanghi peloid. Atti Conv. “Argille Curative”, (Veniale, F. ed.), Gruppo Italiano AIPEA, Salice Terme (PV), Tipografia Trabella, Milano, 139-145.
- VISERAS, C. and LÓPEZ-GALINDO, A. (1999) – Pharmaceutical applications of some spanish clays (sepiolite, palygorskite, bentonite): some preformulation studies. *Applied Clay Science* 14, 69-82.
- WILSON, M. J. (2002) – A review of clay mineralogical and other characteristics of geophagic materials ingested by animals and man. Communication presented at a memorial meeting for Dr. Maria Angeles Vicente at the University of Salamanca, organized by the Sociedad Española de Arcillas.
- YVON, J. and FERRAND, T. (1996) – Preparation ex-situ de peloides. Propriétés thermiques, mecaniques et d'échange. Atti Conv. “Argille Curative”, (Veniale, F. ed.), Gruppo Italiano AIPEA, Salice Terme (PV), Tipografia Trabella, Milano, 67-78.

ESTUDO DA PRÁTICA ANCESTRAL ROMANA DE INCORPORAÇÃO DE RESÍDUOS DE TIJOLO PARA ARGAMASSAS COM PRESA HIDRÁULICA

A. L. VELOSA¹, J. COROADO², M. R. VEIGA³ e F. ROCHA⁴

PALAVRAS-CHAVE: argamassas, incorporação de resíduos, período romano.

KEY WORDS: mortars, incorporation of residues, roman era.

RESUMO

Actualmente, visitando as ruínas das antigas conurbações Romanas, é possível constatar o excelente estado de preservação de rebocos com séculos de existência. Com o intuito de aprofundar conhecimentos sobre a composição destas argamassas foram recolhidas amostras em Cetóbriga (Tróia) e Conimbriga, tendo a amostragem sido efectuada em revestimentos de tanques e habitações e tendo-se constatado a presença quase invariável de partículas cerâmicas nas amostras retiradas. A caracterização destas argamassas envolveu a realização de análises e ensaios tais como: determinação do traço das argamassas através de dissolução ácida, a micro-morfologia através do estudo de lâminas delgadas ao microscópio óptico com luz transmitida e polarizada (MOLTP), a granulometria dos agregados utilizados através da peneiração a seco, a composição mineralógica utilizando a Difractometria de Raios X (DRX) e a composição química através da análise química por Fluorescência de Raios X (FRX) e por Espectroscopia de Absorção Atómica (AAS). Após o conhecimento da composição das argamassas e da interacção química entre os seus componentes, procedeu-se ao desenho de novas argamassas com propriedades semelhantes, recorrendo quer à redução de materiais cerâmicos até

¹ S.A.Engº. Civil, Universidade de Aveiro, Aveiro, avelosa@civil.ua.pt

² Instituto Politécnico de Tomar, Dep. Arte, Arqueologia e Restauo, Tomar, jcoroado@ipt.pt

³ L.N.E.C., Lisboa; rveiga@lnec.pt

⁴ Dep. Geociências, Universidade de Aveiro, Aveiro, frocha@geo.ua.pt

às granulometrias observadas naquelas argamassas quer a cozeduras controladas (por análises térmicas gravimétricas (ATG), diferenciais (DSC) e dilatométricas (ATD)) de materiais argilosos para obter destes a maior reactividade pozzolânica.

ABSTRACT: Study of the ancient Roman practice of brick residue incorporation in mortars with hydraulic hardening

Nowadays, visiting the ruins of the old Roman cities, it is possible to verify the excellent preservation state of renders with centuries of existence. With the ordeal of deepening knowledge on the composition of these mortars, specimens were collected both in Tróia (Cetóbriga) and Conímbriga from renders in tanks and residential buildings, having the almost constant presence of ceramic particles in these specimens been verified. The characterization of these mortars led to the execution of a series of laboratorial tests, such as: determination of the mortar's volumetric composition by acid dissolution, its micro-morphology through the study of thin sections at the optical microscope with polarized and transmitted light (OMPTL), the granulometric analysis of the aggregates by dry sieving, the mineralogic composition using X Ray Diffractometry (XRD) and the chemical composition through chemical analysis by X Ray Fluorescence (XRF) and Atomic Absorption Spectroscopy (AAS). After obtaining this knowledge on mortar composition and of the chemical interaction between its components, new mortars with similar properties were developed, using grinded ceramic materials with a studied granular curve and heating at controlled temperatures (using Thermo Gravimetric Analysis (TGA), Differential (DSC) and Dilatometric (TDA)) of argillaceous materials in order to obtain higher pozzolanic reactivity.

INCORPORAÇÃO DE RESÍDUOS CERÂMICOS EM ARGAMASSAS NA ÉPOCA ROMANA

A utilização de material cerâmico de construção fragmentado, “pó de tijolo”, em argamassas de revestimento era prática comum durante a época Romana, como é possível constatar nas numerosas ruínas que subsistem com os seus edifícios rebocados com argamassas em tons rosados. De facto, pensa-se que o recurso a este material com o intuito de fabricar argamassas que tivessem melhores propriedades, se dava principalmente em zonas onde não era possível o acesso à pozolana natural. O cerâmico moído, com certas características (temperatura de cozedura, granulometria e composição), reage com a cal, na presença de água, da mesma forma que a pozolana, formando compostos (silicatos de cálcio hidratados) que conferem às argamassas algumas propriedades hidráulicas, melhorando o seu

desempenho em obra. Estas argamassas, dotadas de alguma hidraulicidade, foram as primeiras argamassas hidráulicas, capazes de endurecerem debaixo de água e precursoras das argamassas actuais. Através da publicação 'Os Dez Livros de Architectura'(1) da autoria de Vitruvius, é possível obter um relato bastante completo das técnicas de construção durante o Período Romano. Nesta compilação é mencionada por diversas vezes a utilização de material cerâmico moído como constituinte de argamassas, no intuito de melhorar as suas características. No Capítulo 5 do Livro 2, Vitruvius afirma que a adição de uma terceira parte de material cerâmico moído a uma argamassa com duas partes de areia e uma parte de cal produzirá uma argamassa melhorada. A utilização deste material em pavimentos é igualmente mencionada, por Vitruvius, no Capítulo 1 do Livro 7, como componente da camada superior; em situações húmidas, a aplicação de argamassas com pó de tijolo é também sugerida (Capítulo 4 do Livro 7).

Para além destes testemunhos da forma como era utilizado o material cerâmico moído em argamassas, pouco mais é do conhecimento actual, subsistindo várias questões relativas à tecnologia subjacente à execução de rebocos com tão elevada durabilidade. Em primeiro lugar, em relação à matéria-prima, não se sabe qual a sua exacta proveniência, se eram restos cerâmicos indiferenciados ou material produzido especificamente para o efeito. A maioria dos tijolos produzidos nesta altura não era cozida, eram apenas sujeitos a secagem ao sol (Vitruvius, Livro 2, Capítulo 2). Contudo, os produtos de base argilosa que eram sujeitos a cozedura, eram-no em fornos tradicionais com menor capacidade calorífica do que os fornos modernos e proporcionando cozeduras a temperaturas mais baixas do que as que são utilizadas na actualidade. Quanto à granulometria do material cerâmico, é necessário determiná-la e verificar a sua aleatoriedade ou se era utilizada de forma estudada. Finalmente, embora alguns traços sejam mencionados por Vitruvius, é fundamental verificar a proporção de materiais empregues em cada camada de reboco e para cada tipo de construção, de forma a aferir possíveis diferenças.

RECOLHA DE AMOSTRAS

A amostragem foi efectuada em dois conjuntos de ruínas da Época Romana: Conímbriga e Tróia. Conímbriga foi urbanizada no séc. I A.C., tendo sofrido intervenções/crescimento nos séc. I e III; trata-se de um aglomerado com configuração de cidade, com zona habitacional, termas, aqueduto, forum e templo (2). O aglomerado de Tróia é mais tardio, com a sua época de construção estendendo-se desde o séc. I ao séc. VI. Composto por uma área habitacional, um balneário, 4 zonas de enterramento, um núcleo religioso e vários núcleos industriais, tinha como actividade fundamental a indústria conserveira, da qual subsistem vários conjuntos de cetárias (tanques de salga para peixe) (2).

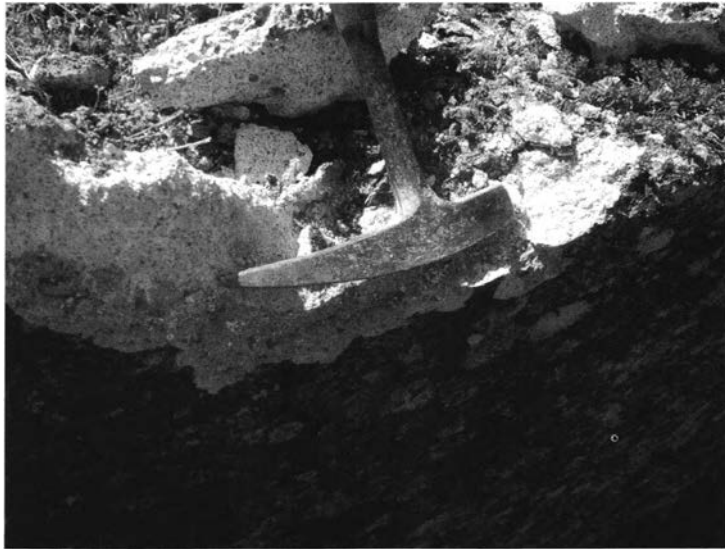


Foto 1 – Recolha de amostras em Conímbriga.

De forma a provocar o mínimo dano possível nos rebocos existentes, a remoção de argamassas para estudo foi apenas efectuada preferencialmente em zonas onde o reboco se encontrava facilmente destacável e nas quantidades mínimas necessárias para análise, sendo critério fundamental a obtenção de amostras originais.

Em ambos os casos, a amostragem foi efectuada em construções de utilização diversa, conforme Quadro I.

Quadro I – Localização e Tipo de Edifício das amostras estudadas.

Amostra	Local de Extração	Tipo de Edifício
30	Tróia	Cetária do núcleo principal da fábrica de salga
31	Tróia	Cetária junto estuário
32/33	Tróia	Fábrica de salga
34	Tróia	Balneário, tanque de água fria
35	Tróia	Cetária junto estuário
CON1	Conímbriga	Termas do sul/piscina de água fria
CON2	Conímbriga	Termas do sul/piscina de água fria
CON3	Conímbriga	Termas do sul/tanque de água fria
CON4	Conímbriga	Termas do sul/tanque de água fria
CON5	Conímbriga	Termas do sul/tanque de água fria
CON11	Conímbriga	Tanque Casa Cantaber
CON12	Conímbriga	Peristilo Casa Cantaber
CON13	Conímbriga	Revestimento interior C24
CON14	Conímbriga	Revestimento pintado C24
CON15	Conímbriga	Revestimento interior C34

METODOLOGIA E FUNDAMENTAÇÃO DA ANÁLISE

– Determinação do traço por dissolução ácida

A separação entre ligante (fundamentalmente cal) e agregado (cerâmico moído e areia) foi efectuada utilizando ácido acético, de forma a evitar o ataque das fase silicatadas. A metodologia adoptada implicou a secagem da amostra a 110°C, a pesagem de 20g da amostra e adição de 400ml de ácido acético. Após filtragem, lavagem e secagem até peso constante do resíduo obtido foi possível determinar a quantidade de agregado (cerâmico e areia) e conseqüentemente de ligante, utilizados na argamassa.

– Granulometria do resíduo

Partindo do resíduo obtido na dissolução ácida, foi efectuada a análise granulométrica a seco do agregado utilizando a seguinte série de peneiros (mm): 63, 75, 125, 250, 500, 1000, 2000, 4000 e 8000.

– Micro-morfologia

A execução de lâminas delgadas das argamassas foi efectuada tendo em conta a sua consolidação devido à elevada friabilidade de algumas amostras. A visualização das lâminas ao microscópio óptico com luz transmitida e polarizada fornece informações sobre a estrutura das argamassas, fundamentalmente sobre os materiais constituintes e a sua interacção.

– Composição mineralógica

Após limpeza, secagem e redução a pó, amostras das diversas argamassas foram sujeitas à análise por Difracção de Raios X (DRX), a forma a permitir a obtenção de informação sobre a sua composição mineralógica. Através destes dados, é possível indicar quais os materiais constituintes das argamassas e verificar a existência de reacções pozolânicas através da formação de certos minerais.

– Composição química

A determinação da composição química das argamassas permite, juntamente com a análise por DRX, verificar a potencialidade de ocorrência de reacções pozolânicas na argamassa, para além de fornecer mais dados sobre a sua composição. Para estimar a ocorrência de fases hidráulicas procedeu-se à determinação do teor em sílica solúvel pelo método clorimétrico a partir do primeiro filtrado após a fusão da amostra de argamassa com Carbonato de sódio.

RESULTADOS EXPERIMENTAIS

– Determinação de traço

A dissolução de 20,0g de cada argamassa em ácido acético revelou os resultados que figuram no Quadro II.

Quadro II – Valores da relação da quantidade de ligante e de agregado nas amostras estudadas

Argamassa	Ligante (g)	Agregado (g)	Razão Lig./Agr.
Tróia 30	7,31	12,69	1:1,75
Tróia 35	5,70	14,30	1:2,50
CON 1	6,01	13,99	1:2,33
CON 4	3,86	16,14	1:4,18
CON 5int	5,48	14,52	1:2,65
CON 5ext	5,90	14,10	1:2,34

As argamassas estudadas apresentam alguma variabilidade quanto à quantidade de ligante e agregado, com a mínima quantidade de ligante encontrada em Conímbriga (3,86g) e a máxima quantidade encontrada em Tróia (7,31g). Os valores da razão entre o ligante e o agregado são, no caso das argamassas de Tróia superiores, relativamente às argamassas de Conímbriga.

– Análise Granulométrica

Os resultados da análise granulométrica do agregado de algumas argamassas estudadas encontram-se representadas nas figuras 1 a 4.

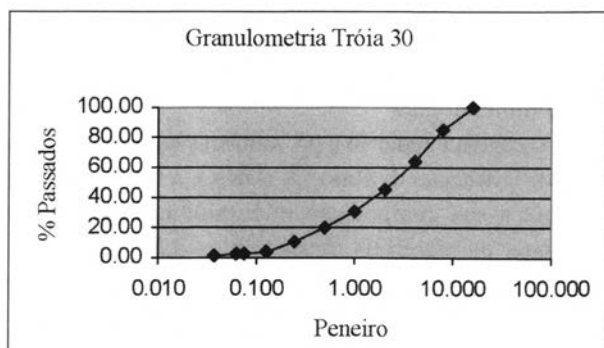


Fig. 1 – Análise Granulométrica Tróia 30.

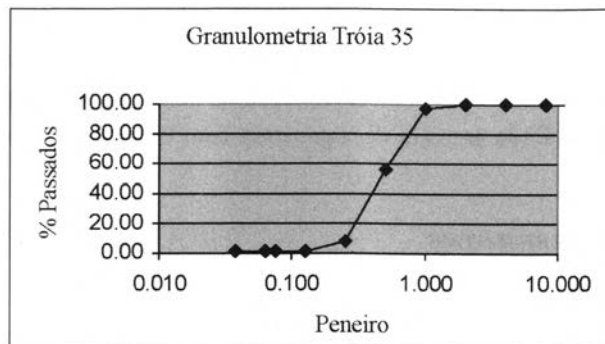


Fig. 2 – Granulometria Argamassa 35.

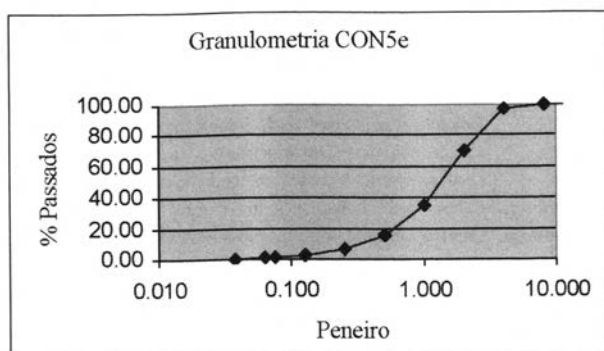


Fig. 3 – Granulometria Argamassa CON5e.

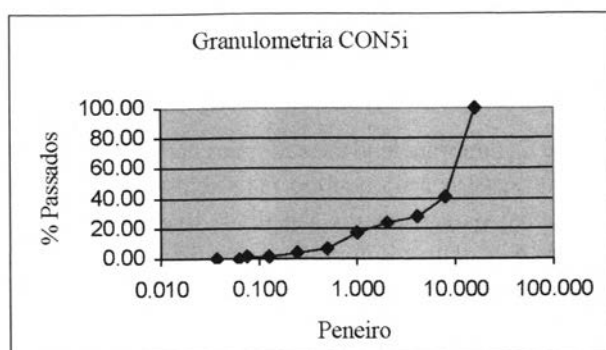


Fig. 4 – Granulometria Argamassa CON5i.

Os agregados utilizados nas argamassas de Tróia, figuras 1 e 2, apresentam granulometria muito variável, consoante o local de recolha da amostra. No que se refere aos agregados utilizados nas argamassas de Conímbriga, figuras 3 e 4, encontram-se representadas as curvas granulométricas da camada interior e exterior de um mesmo revestimento, sendo possível denotar que a camada interior da argamassa CON5 possui mais grossos do que a camada exterior sendo contudo necessário verificar se este é um padrão comum aos revestimentos Romanos através de um maior número de análises.

– Composição mineralógica

Os resultados obtidos para as amostras das diversas argamassas que foram sujeitas à análise por Difrração de Raios X (DRX) estão apresentados no Quadro III.

Quadro III – Caracterização mineralógica.

Amostra	Localização	Caracterização mineralógica
30	Tróia	Quartzo>calcite>feldspatos>filossilicatos>dolomite>sulfatos
31	Tróia	Quartzo>calcite>dolomite>feldspatos>cloreto>sulfatos>filossilicatos
31 revestimento	Tróia	Dolomite>calcite>quartzo>feldspatos>filossilicatos
33	Tróia	Calcite>dolomite>quartzo>feldspatos>filossilicatos>cloreto
35	Tróia	Quartzo>calcite>feldspatos>dolomite>cloreto>sulfatos>filossilicatos
Con 1	Conímbriga	Calcite>quartzo>feldspatos>filossilicatos>magnesite>dolomite>sulfatos>cloreto
Con 3	Conímbriga	Quartzo>calcite>feldspatos>filossilicatos>magnesite>dolomite>sulfatos>cloreto
Con 4	Conímbriga	Quartzo>calcite>filossilicatos>feldspatos>dolomite>sulfatos>cloreto
Con 5	Conímbriga	Quartzo>calcite>filossilicatos>feldspatos>dolomite>cloreto>sulfatos
Con 5 Cam. Int.	Conímbriga	Calcite>quartzo>feldspatos>filossilicatos>sulfatos
Con 5 Cam. Ext.	Conímbriga	Quartzo>calcite>filossilicatos>feldspatos>magnesite>dolomite>cloreto>sulfatos
Con 12	Conímbriga	Quartzo>calcite>feldspatos>filossilicatos>dolomite>sulfatos>cloreto
Con 13	Conímbriga	Quartzo>calcite>feldspatos>filossilicatos>dolomite>sulfatos>cloreto
Con 14 int. front.	Conímbriga	Quartzo>calcite>feldspatos>filossilicatos>dolomite>sulfatos>cloreto
Con 15 reb.int escavação	Conímbriga	Calcite>>quartzo>cloreto>dolomite

As amostras de Conímbriga tendem a ser mais carbonatadas (chegando a soma dos carbonatos a ultrapassar a do quartzo mais feldspatos) e também algo mais ricas em filossilicatos; os carbonatos são mais diversificados, registando-se a presença não apenas de calcite e dolomite mas também de magnesite e, nalgumas amostras, de siderite. Cloretos e sulfatos são mais comuns. As amostras de Tróia são consequentemente menos ricas em filossilicatos e em carbonatos (com excepção da 33 e da 31 revestimento), estando estes representados apenas por calcite e dolomite, com este último a assumir importância relevante nas amostras atrás referidas.

– Composição química

Os resultados obtidos para as amostras que foram sujeitas à análise por Fluorescência de Raios X (FRX) estão apresentados nos Quadros IV e V.

Comparativamente com as de Tróia, as amostras de Conímbriga apresentam valores tendencialmente mais elevados em Al_2O_3 , Fe_2O_3 e SiO_2 , reflectindo a sua maior riqueza relativa em filossilicatos, e mais baixos em MgO e Na_2O .

398

Comparativamente com as de Tróia, as amostras de Conímbriga tendem a ser mais ricas em Ba, Sn, Zr, Y, Zn, Cr e V, e mais pobres em Sr e Nb.

Em amostras seleccionadas determinou-se o teor da sílica solúvel, pelo método colorimétrico (Quadro VI).

Os valores obtidos são meramente indicativos, uma vez que o número das amostras é diminuto e o método analítico não está ainda suficientemente aferido com outros materiais. Verifica-se que a amostra que foi recolhida na camada interior é aquela que contém maior teor de sílica reactiva.

Quadro IV – Caracterização química (elementos maiores, %).

Amostra	Fe ₂ O ₃	MNO	TiO ₂	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	P.R.
Tróia 30	2,04	0,03	0,33	19,80	1,15	0,25	43,04	6,58	2,96	0,82	19,51
Tróia 31 Rev	0,67	0,03	0,07	27,79	0,48	0,16	24,58	1,82	5,05	2,93	32,96
Tróia 31	0,59	0,02	0,04	31,49	0,10	0,05	1,09	0,55	16,25	1,19	45,18
Tróia 33	1,02	0,02	0,19	36,52	0,20	0,15	8,01	1,28	8,51	0,32	39,28
Tróia 35	0,21	0,01	0,03	17,50	0,81	0,16	52,13	1,56	1,58	1,07	18,58
Con. 1	2,29	0,03	0,34	20,32	1,16	0,32	35,48	8,93	2,51	0,69	21,06
Con. 3	3,88	0,05	0,57	12,05	0,94	0,26	42,61	10,87	4,66	0,38	15,67
Con. 4	2,93	0,05	0,45	13,90	1,03	0,31	41,21	9,41	4,48	0,39	17,13
Con. 5	3,17	0,04	0,45	17,69	0,86	0,29	34,90	9,12	4,16	0,33	19,96
Con. 5 C.int	2,81	0,04	0,39	22,05	0,71	0,31	28,42	7,52	4,01	0,32	24,37
Con. 5 C. ext	3,16	0,04	0,47	14,77	0,70	0,22	39,48	8,27	4,23	0,27	17,88
Con. 12	2,69	0,06	0,40	11,84	1,97	0,39	43,04	9,70	4,09	0,51	13,59
Con. 13	0,57	0,03	0,07	13,33	0,39	0,20	54,43	1,68	2,70	0,17	14,02
Con. 14	0,74	0,01	0,09	6,16	1,31	0,10	67,06	3,29	0,53	0,51	10,08
Con. 15	0,27	0,02	0,03	40,80	0,10	0,09	8,67	0,38	1,27	0,08	38,37
Conimbriga1	2,37	0,03	0,38	22,65	1,15	0,32	36,43	9,25	2,52	0,57	23,21
Conimbriga2	3,59	0,02	0,63	12,95	1,36	0,35	51,21	11,31	1,46	0,58	14,48
Conimbriga3	4,52	0,05	0,67	11,12	1,03	0,33	47,04	12,04	5,44	0,45	14,44

Quadro V – Caracterização química (elementos menores, ppm).

Amostra	Ba	Sn	Zr	Nb	Y	Sr	Rb	Pb	As	Zn	W	Cu	Ni	Co	Cr	V
Tróia 30	184	3	83	24	14	86	55	20	10	9	<5	21	21	5	37	34
Tróia 31 rev.	84	4	28	38	10	88	29	11	<5	<5	<5	5	18	<5	12	19
Tróia 35	132	6	27	28	11	83	32	68	<5	<5	<5	8	15	<5	19	12
Con 1	172	8	131	24	19	77	72	49	5	92	<5	8	27	3	38	36
Con 3	192	11	165	8	19	48	58	63	9	110	<5	15	29	7	69	46
Con 4	179	11	151	16	19	47	68	38	14	137	<5	15	26	6	53	49
Con 5	161	9	131	19	17	63	55	136	6	120	<5	14	25	6	47	45
Con 5 C. Int.	123	5	95	25	15	49	49	24	5	95	5	10	21	5	36	37
Con 5 C. Ext.	155	10	126	2	16	46	51	52	11	150	12	18	25	5	54	34
Con 12	246	23	179	18	22	60	99	81	<5	83	<5	43	25	5	30	34
Con 13	117	2	47	20	12	37	27	15	5	38	<5	15	16	<5	24	19
Con 14	202	8	68	25	16	29	70	26	6	51	<5	16	18	<5	39	17
Con 15	257	8	130	29	9	34	26	32	<5	21	<5	5	15	<5	21	11
Conimb.1	152	10	162	18	18	81	68	72	7	21	<5	10	21	5	28	31
Conimb.2	158	12	183	31	20	67	72	42	5	9	<5	12	24	7	59	44
Conimb.3	214	13	174	17	20	48	61	66	5	29	<5	18	28	6	68	57

Quadro VI – Valores de sílica solúvel

Referência	(%) SiO ₂
Tróia 30	2,82
Tróia 35	2,98
CON - 1	5,06
CON5EXT	1,55
CON5INT	6,08

Considerando os dados disponíveis e no sentido de melhorar o conhecimento destas argamassas colocam-se algumas questões, que devem nortear as futuras recolhas e análises de materiais, sendo as mais significativas:

- Existe diferença clara entre a zona interior e a exterior duma argamassa de superfície, relativamente ao teor de sílica solúvel?
- Qual a capacidade de dissolução da sílica solúvel do meio ambiente (utilização, chuva, enterramento, etc)?

Atendendo ao caso de estudo presente a acção de lavagem das águas do mar no caso das argamassas de Tróia podem diminuir significativamente o teor de sílica solúvel.

FORMULAÇÃO DE NOVAS ARGAMASSAS

De forma a possibilitar a resolução de deficiências de reboco, resultantes da sua degradação por exposição climática, serão efectuadas formulações de novas argamassas, baseadas nas análises efectuadas às argamassas originais. É de vital importância a utilização de uma argamassa adequada para esta finalidade, sob pena de potenciação da degradação do restante reboco. Sendo assim, a nova formulação deve respeitar os requisitos de compatibilidade com o reboco existente, sendo tal objectivo mais fácil de atingir se esta for executada com materiais semelhantes aos originais e com base na mesma técnica. O respeito pelo cromatismo e pela textura e a compatibilidade física e mecânica são os requisitos básicos a atingir.

A possibilidade da existência de uma reacção pozolânica entre o cerâmico e a cal e a contribuição dessa reacção para o melhoramento do comportamento das argamassas são questões basilares neste estudo. Dado que trabalhos anteriores comprovam (3,4) que a temperatura de cozedura dos cerâmicos tem uma influência significativa na sua reactividade, a determinação da temperatura de cozedura que induza maior reactividade pozolânica, para diversos tipos de argila, permite a execução de argamassas com melhores propriedades. A determinação da temperatura de cozedura 'ideal' pode ser efectuada utilizando técnicas de ATG, DSC e ATD.

Finalmente é preciso confirmar se argamassas obtidas têm características físicas e mecânicas compatíveis com os antigos suportes, quer através de pequenas aplicações experimentais, quer através da determinação laboratorial das principais propriedades que determinam essa compatibilidade e que são as que condicionam, nomeadamente, o comportamento à água e a transmissão de tensões ao suporte (5).

BIBLIOGRAFIA

- (1) RUA, H., 1998, *Os dez livros de arquitectura de Vitruvius*, IST, Lisboa.
- (2) www.monumentos.pt
- (3) VELOSA, Ana Luísa; VEIGA, Maria do Rosário, Maio 2003 – *Desempenho de argamassas de cal com pó de tijolo. Influência da temperatura de cozedura dos tijolos*, 3ºENCORE Encontro sobre Conservação e Reabilitação de Edifícios, LNEC, Lisboa.
- (4) TEUTONICO, Jeanne Marie; ASHAL, G.; BUTLIN, W., May 1996 – *Development of lime mortar formulations for use in historic buildings. A report on the Smeaton Project, a joint research programme of English Heritage, ICCROM; Bournemouth University and the BRE - Proceedings of the Seventh International Conference on Durability of Building Materials and Components*, Sweden.
- (5) VEIGA, Rosário; CARVALHO, Fernanda; 2002 – *Argamassas de reboco para paredes de edifícios antigos: requisitos e características a respeitar*, LNEC, Lisboa.

TRABALHOS
DE
EDUCAÇÃO EM GEOLOGIA

O PORQUÊ DA SEDIMENTOLOGIA

G. SOARES DE CARVALHO ¹

PALAVRAS-CHAVE: sedimentologia, análise dimensional, diagramas de Friedman, areia de praia e duna, areias vermelhas de Maputo.

KEY WORDS: sedimentology, size analysis, Friedman plots, beach and dune sands, red sands of Maputo.

RESUMO

A Petrologia sedimentar na origem da Sedimentologia.

O progresso da Sedimentologia a nível internacional; revistas e reuniões.

A análise dimensional: evolução de metodologias e equipamentos. Aplicação ao caso da separação de areias de praia e duna e às Areias Vermelhas do Maputo (Moçambique) (aplicação dos diagramas de Friedman).

ABSTRACT: Sedimentology and its questioning

The sedimentary Petrology in the origin of Sedimentology.

The international progress of Sedimentology: journals and meetings.

The size analysis; evolution of methodologies and equipments. Application to the case of distinction of beaches and dunes sands and to the Red Sands of Maputo (Moçambique) (application of Friedman plots).

405

¹ Professor catedrático jubilado da Universidade do Minho, Rua Elísio de Moura, 62 r/c, 4710-422 Braga, soarescarvalho@oninet.pt.

I. INTRODUÇÃO

Justificar a razão da palavra Sedimentologia, como um domínio científico, faz-me voltar aos meus tempos de estudante e de assistente do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, ao ano de 1944, quando o Professor Anselmo Ferraz de Carvalho, meu professor de Geologia, me sugeriu, como tema para investigações científicas, as rochas sedimentares, e de modo particular as rochas do sistema Triásico, então motivo de polémica quanto à sua origem: continental ou marinha?

Posteriormente, o apoio e estímulo dos professores José Custódio de Morais e João Manuel Cotelos Neiva, sucessivos directores daquele Museu e Laboratório, levaram-me a organizar, naquela Universidade, um *Laboratório de Sedimentologia*.

Nos anos 40, a palavra Sedimentologia não era utilizada, até tinha sido rejeitada a sua utilização, em 1932, pela Comissão de Sedimentação dos Estados Unidos da América do Norte, por ser a “*ugly hybrid inappropriate word*” (GOLDMAN 1950).

O estudo das rochas sedimentares era abrangido, desde os princípios do século XX, pela designação de petrologia sedimentar, incluindo os aspectos meramente descritivos (composição mineralógica, dimensão dos grãos minerais, observação de lâminas delgadas, etc.).

Pouco a pouco, foi introduzida a interpretação da génese das rochas sedimentares e das suas transformações diagenéticas, à qual se associou o conceito da cronologia dos processos que as geraram.

Passou a tirar-se partido dos dados descritivos para as interpretações sedimentogenéticas, comparando-as com as de sedimentos actuais, cujo ambiente genético se pode delimitar nos nossos dias.

As preocupações actuais de aplicação prática da Sedimentologia tendem a valorizá-la para o desenvolvimento da sociedade actual (aplicações relacionadas com problemas ambientais e de ordenamento do território, com a indústria extractiva, incluindo as dos inertes para a construção civil, prospecção de hidrocarbonetos e recursos hídricos, etc.) (SELLEY 2000).

Entre nós, tem sido dado um certo relevo à Sedimentologia, como o prova a inclusão da disciplina na licenciatura de Geologia, reforma de 1964 (FERREIRA 1998) e noutras licenciaturas universitárias criadas posteriormente. Contudo, esta situação dentro das licenciaturas relacionadas com Ciências da Terra deve ser compreendida com a limitação de que os “*boundaries between scientific disciplines are largely a matter of conventional division of labour between scientists*” (BENOIT MANDLHOT in MCLANE 1995, p. 11).

Desde os anos 40, do séc. XX quando a Sedimentologia não fazia parte dos *curricula* universitários, a sua investigação tornou-se motivo de trabalho em muitas instituições.

Internacionalmente, os créditos da Sedimentologia foram crescendo como o provam as associações e revistas científicas que foram surgindo em torno daquele domínio científico.

Relembremos o papel da *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists* (SEPM) e da *International Association of Sedimentologists* (IAS).

A primeira iniciou a publicação do *Journal of Sedimentary Petrology* em Maio de 1931, tendo o título da revista sido alterado para *Journal of Sedimentary Research* a partir de Janeiro de 1995, passando a SEPM a ser considerada como a *Society for Sedimentary Geology*.

A IAS foi criada em 1952, quando do Congresso Internacional de Geologia de Argel, mantém a revista *Sedimentology* e promove congressos internacionais, tendo o XVI congresso sido realizado em Joahhnesburg, em 2002; o próximo congresso, o XVII Congresso Internacional de Sedimentologia, vai ser realizado em Fukuoka, no Japão, em Setembro de 2006 (CALVO 2002, TUCKER 2002).

Além disso, a IAS promove regionalmente *meetings*, no intervalo entre os seus congressos internacionais, sendo o 23rd *IAS Meeting of Sedimentology* na Universidade de Coimbra, em Setembro de 2004 (IAS NEWSLETTER 182, 2002).

O crescimento do peso da Sedimentologia nos domínios da investigação, na evolução de ideias quanto à sua aplicação e das técnicas analíticas dos sedimentos, pode evidenciar-se pela consulta de manuais que a ela têm sido dedicados.

Citam-se desde o clássico *Manual of Sedimentary Petrography* de KRUMBEIN e PETTIJOHN (1938) aos mais recentemente publicados como *The Analytical Sedimentology and Practical Sedimentology* de LEWIS e MACCONCHIE (1994) e *Sedimentology* de MCLANE (1995), passando pelos *Procedures in Sedimentary Petrology* de CARVER (1971), *Techniques in Sedimentology* de TUCKER (1988), além da *Sedimentary Petrology* de TUCKER (2001) e *Applied Sedimentology* de SELLEY (2000).

Por esta enumeração de títulos se vê quanto a Sedimentologia tem vínculos com a Petrologia Sedimentar.

A Sedimentologia pode ser definida como o ramo da Geologia que, a partir da descrição de rochas sedimentares, procura compreender a sua génese (sedimentogénese), as suas transformações (diagénese) e delimitar o tempo em que se formaram (ligação à Estratigrafia e Geocronologia). Fundamenta-se em dados obtidos por observações de campo (sequências estratigráficas e amostragem das suas unidades, estruturas sedimentares, paleo-alterações, paleosolos, etc) e em dados laboratoriais de natureza petrográfica (análise dimensional, associações de minerais pesados e minerais leves, morfoscopia e morfometria de indivíduos detriticos, exoscopia de grãos por aplicação do microscópio electrónico, etc).

Os objectivos da Sedimentologia podem ser sintetizados em: descrição, génese, cronologia, evolução e aplicação das rochas sedimentares.

Ao elaborar estas notas de homenagem ao Professor João Manuel Coteló Neiva, decidi incluir nelas alguns casos da minha experiência como sedimentólogo, que foi iniciada, na Universidade de Coimbra, com os problemas genéticos das formações do Triássico e do Plio-Quaternário da Orla Sedimentar Lusitânica.

Desde então a preocupação foi procurar ver até que ponto a análise dimensional de sedimentos (*size analysis*) pode contribuir para a compreensão da sedimentogénese de unidades de sequências sedimentares detríticas, desprovidas de indicadores genéticos de origem orgânica, e questionar se determinada camada ou conjunto de camadas se geraram num determinado ambiente; as questões giram, em geral, em torno de saber se o ambiente foi marinho, (costeiro), fluvial, eólico, estuarino, lagunar ou fluvio-glaciar. Procura-se, deste modo, compreender as mudanças ambientais que ocorreram numa determinada região, a partir da caracterização e interpretação de distribuições dimensionais de amostras de rochas detríticas, geradas num determinado período de tempo, limitado por indicadores cronostratigráficos ou geocronológicos.

O significado e interesse pela dimensão de indivíduos detríticos (grãos de areias, seixos, etc) nasce do facto de uma rocha do tipo areia ou arenito poder ser considerada uma *população arenosa* e simbolicamente representada por um índice, que inclui cinco propriedades físicas, expressas sob a forma da seguinte equação (GRIFFITHS 1967),

$$P = f(m,s,sh,o,p)$$

na qual

m = *mineral particles* = composição mineralógica ou frequências dos minerais

s = *size* = dimensão

sh = *shape* = forma dos indivíduos

o = *orientation* = orientação dos indivíduos dentro da rocha

p = *packing* = acondicionamento dos indivíduos

A análise dimensional refere-se à dimensão (*size*) dos indivíduos, cuja descrição é definida por estatísticos relativos a distribuições de frequência de tipos de grãos de areia, de limo = *silt*, de partículas de argila = *clay* e seixos.

As técnicas da análise dimensional têm evoluído, pela inovação de equipamentos laboratoriais para a obtenção de dados com os quais se organizam distribuições dimensionais, com a finalidade de vencer a morosidade de obtenção de dados. São exemplos a criação do *Sedigraph* (COAKLEY e SYWITSKI 1991), a balança ou tubo de sedimentação (SYWITSKI, ASPREY e CLATEMBERG 1991) e a aplicação de raios *laser* (AGRAVAL, MCCAVE e RIBY 1991).

Depois da aplicação de uma combinação do processo dos crivos com o processo da pipeta, temos recentemente dado preferência à combinação da crivação com o *sedigraph*.

Sob o ponto de vista de caracterização e interpretação genética, os dados obtidos por diferentes processos de análise dimensional não são comparáveis entre si, o que obriga a que quando da aplicação de dados dimensionais, sejam definidos os métodos aplicados na sua obtenção (SYWITSKI 1991).

As distribuições dimensionais são caracterizadas por *parâmetros estatísticos*, ou simplesmente *estatísticos*, de amostras colhidas em cada unidade de sedimentação (OTTO 1938) que se julgam representativas da população detrítica que constitui a unidade.

Os estatísticos são diversos como os de INMAN (1952), FOLK-WARD (1957) ou os calculados pelo método dos momentos desde KRUMBEIN e PETTIJOHM (1938) (GRIFFITHS 1967, FOLK 1966, FRIEDMAN 1967, 1979a, b, TUCKER 1988, LEWIS e MCCONCHIE 1994a, b e MCLANE 1995).

Os estatísticos de INMAN, que foram muito utilizados quando se aplicava o método gráfico para o cálculo de fractis e estatísticos, caíram em desuso, sendo substituídos pelos calculados pelo método dos momentos.

Hoje o recurso a programas informáticos facilita a aplicação do método dos momentos aplicado a distribuições de frequências cujos limites de classes correspondem aos termos da escala \emptyset , em que $\emptyset = -\log_2 \Sigma$, sendo Σ a dimensão de cada indivíduo (KRUMBEIN 1934, 1938, LEWIS e MCCONCHIE 1994, MCLANE 1995).

São frequentemente utilizados os seguintes estatísticos: média ($\bar{x}\emptyset$), desvio padrão ($\sigma\emptyset$), assimetria ($\alpha_3\emptyset$), acuidade ($\alpha_4\emptyset$) e outros (FRIEDMAN 1967, 1979, FRIEDMAN e SANDERS 1978).

A aplicação de computadores ao tratamento de dados e cálculo de estatísticos pelo método dos momentos reduziu o tempo de cálculo. Por isso, passou a ser utilizado em Sedimentologia, com frequência.

É exemplo disso um programa informático criado por HENRIQUES (1998 e 2003) que permite calcular os estatísticos de Folk-Ward e os estatísticos pelo métodos dos momentos, relativos a distribuições dimensionais obtidas pelo processo dos crivos em combinação com o processo das pipetas ou *sedigraph*; o mesmo permite o traçado de curvas cumulativas em papel de probabilidades além dos estatísticos para aplicar em diagramas de correlação destinados a interpretações sedimentogenéticas de formações detríticas, como é o caso dos diagramas de Friedman, a que me referirei a seguir.

2. AS DISTRIBUIÇÕES DIMENSIONAIS E A SEDIMENTOGÊNESE

A análise dimensional teve sempre em vista contribuir para a interpretação genética de sedimentos detríticos, cujas unidades se apresentem desprovidas de fósseis ou de outros indicadores genéticos.

Tem-se admitido que os estatísticos dimensionais podem servir para fixar a gênese de sedimentos.

Assim, FRIEDMAN (1967) admitiu que as areias finas e as areias muito finas ($\bar{x}_0 > 1.0 - 2.0\phi$) se apresentarem um $\sigma_0 < 3.5$ (areias muito bem calibradas) poderiam ser areias de cordões litorais, de dunas, de praias, areias lagunares, etc, mas se o mesmo estatístico tiver valores entre 0.80 e 1.40 (moderadamente calibradas) poderão, na maior parte, ser areias fluviais; para um valor de 1.40 – 2.00 (areias mal calibradas) as areias seriam fluvio-glaciares. Para areias grosseiras $\bar{x}_0 < 1.0\phi$ as areias das praias teriam um σ_0 entre 0.50 – 0.80 (areias moderadamente bem calibradas), mas se o valor do estatístico fosse superior a 0.80 (moderadamente calibradas e mal calibradas) as areias poderiam ser fluviais.

Os resultados que fui compilando durante anos coincidem com os que FRIEDMAN (1967) atribui às dunas (σ_0 no intervalo < 0.35 a 0.80) mas, para as areias de praia, o limite superior que tenho encontrado para o estatístico é de 1.40, semelhante ao de algumas areias fluviais segundo FRIEDMAN (CARVALHO 1983-85).

Também se tem procurado perceber se a assimetria das distribuições dimensionais ($\alpha_3\phi$) tem interesse nas determinações sedimentogenéticas.

Relativamente às areias das praias tem-se verificado que *tendem* a ter uma assimetria negativa enquanto as areias das dunas *tendem* a ter uma assimetria positiva; isto quer dizer que, apesar de geneticamente diferentes, podem aparecer, em cada uma delas, amostras com assimetrias positivas e negativas (MASON e FOLK 1958, FRIEDMAN 1967, CARVALHO 1983-85), donde a necessidade de se combinar os dados dimensionais com os dados obtidos com outras técnicas analíticas (GALE e HOORE 1991).

O que acabo de expor mostra que a análise dimensional é uma técnica que permite distinguir unidades arenosas umas das outras, mas os estatísticos aplicados, só por si, podem não ser suficientes para a sua determinação genética porque estatísticos da mesma ordem de grandeza podem caracterizar unidades geneticamente diferentes (CARVALHO 1983-85).

Nos ensaios, para ver até que ponto as análises dimensionais podem servir para determinar ambientes sedimentares, FRIEDMAN (1967) procurou relacionar as distribuições dimensionais caracterizadas por estatísticos com os ambientes sedimentares (rios, praias e dunas). Friedman criou diagramas de correlação entre estatísticos nos quais marcou uma linha de separação de dois ambientes diferentes (diagramas de Friedman).

410

Utilizou os seguintes estatísticos: média, desvio padrão, assimetria, desvio médio cúbico, desvio padrão gráfico inclusivo, assimetria gráfica inclusiva, acuidade gráfica, calibragem simples, assimetria simples (FRIEDMAN 1967, 1979a, b).

Ao aplicar os diagramas de Friedman, de que vamos apresentar alguns casos da nossa experiência, não devemos esquecer as precauções que aquele investigador sintetizou na frase: “*apesar dos recentes progressos na nossa compreensão das implicações genéticas das distribuições dimensionais, a correlação entre ambientes de acumulação e estatísticos dimensionais não deve conduzir a uma panaceia*” (FRIEDMAN 1967, p. 352).

3. APLICAÇÃO DOS DIAGRAMAS DE FRIEDMAN

Como tenho referido, um dos problemas da Sedimentologia é saber em que ambientes se acumularam as unidades arenosas das sequências estratigráficas, entre eles o fluvial, o marinho e o eólico.

Referiremos a seguir a aplicação dos diagramas de Friedman a este tipo de problemas: areias de praias actuais, areias de praias e dunas holocénicas e areias vermelhas do Maputo (Moçambique).

- AREIA DE PRAIAS ACTUAIS

Servindo-me dos estatísticos de algumas centenas de amostras (amostragens múltiplas), colhidas em praias de vários países, construí o diagrama de correlação da figura 1 (assimetria e desvio padrão).

No diagrama observa-se que a maior parte dos pontos (representam amostras) se encontra no campo das areias das praias; realmente, foram colhidas em praias.

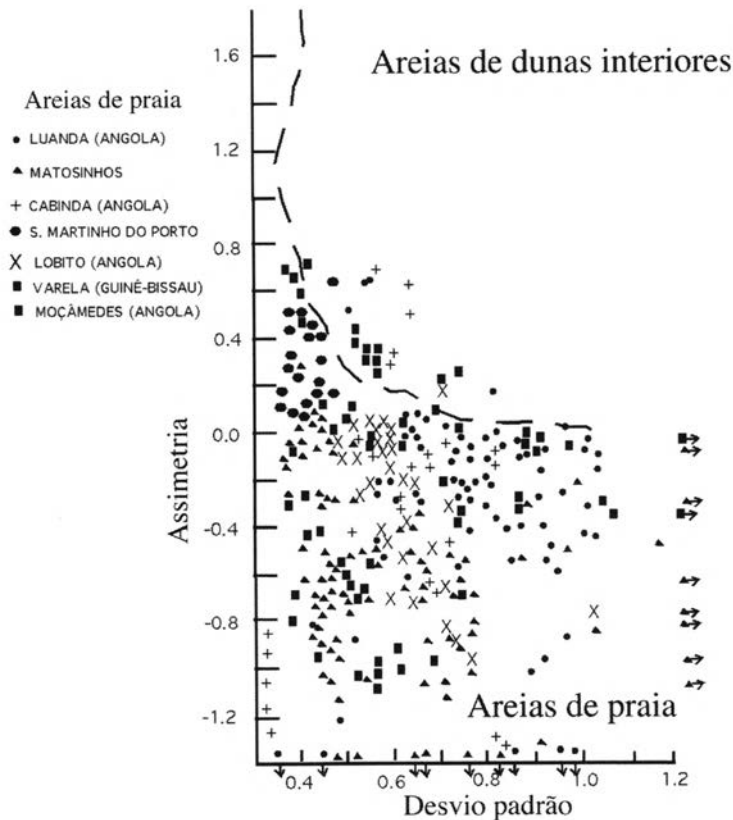
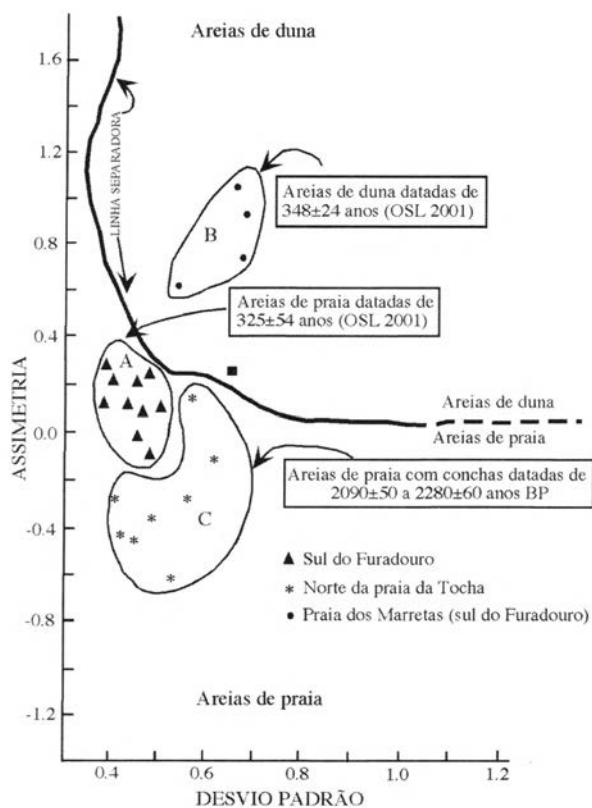


Fig. 1 - Aplicação do diagrama de Friedman (correlação entre o desvio padrão e a assimetria) a areias de praia de vários países (Portugal, Angola e Guiné-Bissau).

O facto mostra o interesse da aplicação dos diagramas de Friedman, dado que situações análogas se repetem com os outros diagramas de Friedman (FRIEDMAN 1967, 1979a, b).

- AS AREIAS HOLOCÉNICAS DA ZONA COSTEIRA DO NO DE PORTUGAL

Sobre as unidades lagunares do Holocénico (Formação de Aguçadoura e Formação de Silvalde) e sobre as unidades com um podzol truncado do Holocénico inferior (Formação de Cortegaça) (GRANJA 1990, 1999, 2000, GRANJA e CARVALHO 1994) encontra-se uma sucessão de duas unidades com estruturas sedimentares diferentes: as da unidade inferior são planares e gradativas e são atravessadas por figuras de bioturbação, iniciadas no horizonte B, negro, de um podzol truncado que suporta a unidade inferior; as da unidade superior são estruturas cruzadas.



BP Datações pelo método do radiocarbono (¹⁴C)
OSL Datações por luminescência (Optical Stimulated Luminiscence)

Fig. 2 – Aplicação do diagrama de Friedman (correlação entre o desvio padrão e a assimetria) a areias de praia e de duna holocénicas da zona costeira do NO de Portugal (entre a Praia do Furadouro e a Praia da Tocha).

A maior parte dos pontos estão dispersos no campo das areias das praias.

Os dados utilizados foram obtidos pelo processo dos crivos e correspondem a amostragens múltiplas colhidas na zona da meia-maré.

A aplicação do diagrama de Friedman (correlação entre o desvio padrão e a assimetria) mostra, pelas manchas de dispersão, que as areias inferiores são *areias de praia* (A e C na figura 2) e as areias superiores são *areias de duna* (B na figura 2).

- AS AREIAS VERMELHAS DO MAPUTO (MOÇAMBIQUE)

Uma grande extensão do território costeiro do sul de Moçambique apresenta uma cobertura arenosa cujas areias têm uma cor dominante vermelha.

Tem-se aceite que as areias são quaternárias e de origem eólica (BORGES 1944).

Para contribuir para a determinação da génese das areias vermelhas lancei os dados dimensionais de algumas dezenas de amostras em diagramas de Friedman (figs. 3, 4 e 5).

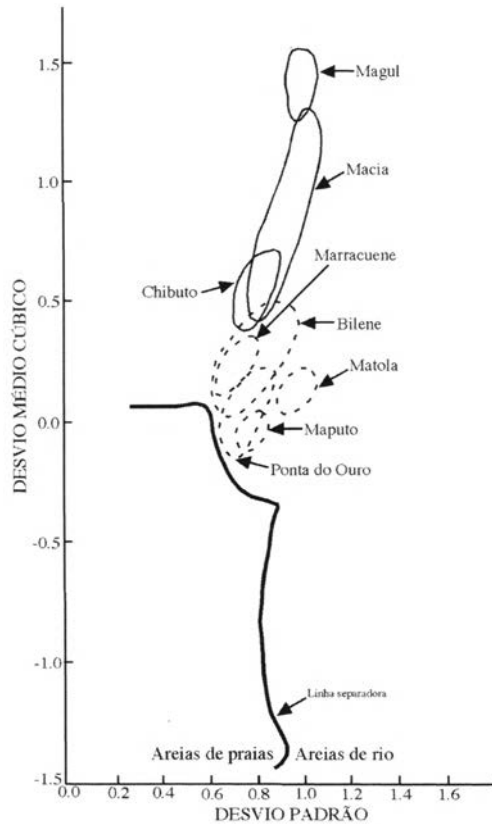


Fig. 3 – Aplicação do diagrama de Friedman (correlação entre o desvio padrão e o desvio médio cúbico) às amostras das areias vermelhas do Maputo, sugerindo que a sua origem é fluvial (linha separadora entre areias de praia e areias de rio).

As amostras, em número de 16 por cada corte, foram colhidas em fundações de imóveis, cortes de vias de comunicação e explorações de areias, em sulcos espaçados de 1 a 2 metros.

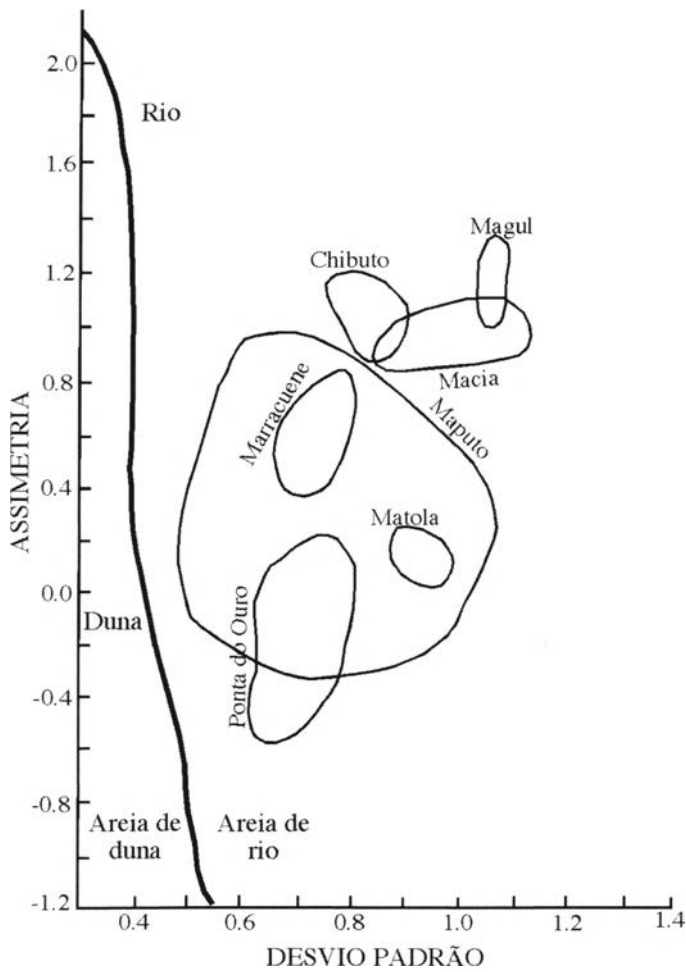


Fig. 4 – Aplicação do diagrama de Friedman (correlação entre o desvio padrão e a assimetria; linha separadora entre areias de duna e areias de rio) às amostras das areias vermelhas do Maputo, que sugere uma gênese fluvial.

A aplicação dos diagramas sugere que as areias vermelhas do Maputo são *areias fluviais*.

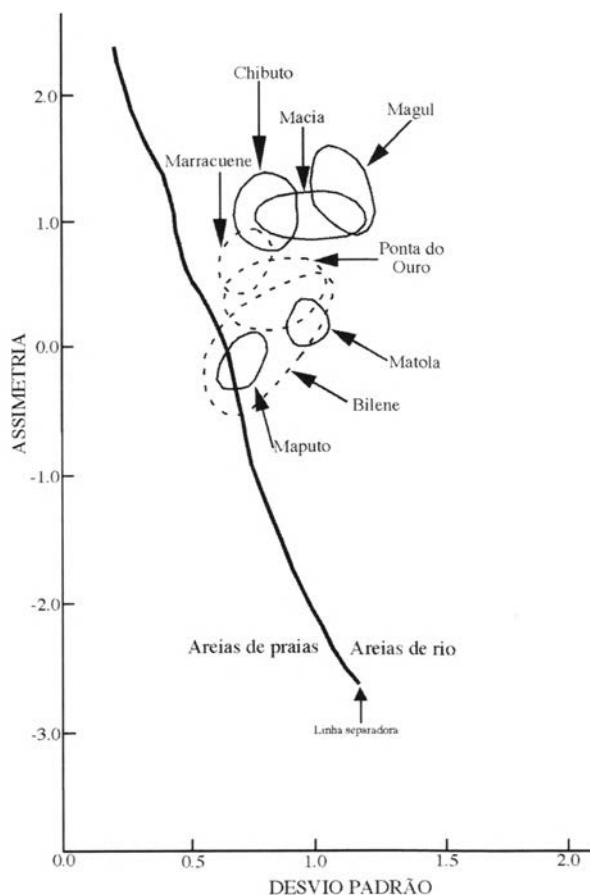


Fig. 5 – Aplicação do diagrama de Friedman (correlação entre o desvio padrão e a assimetria; linha separadora entre areias de praia e areias de rio) às amostras das areias vermelhas do Maputo, que sugere tratar-se de areias fluviais.

4. CONCLUSÕES

- A Sedimentologia não é mais do que a Petrologia Sedimentar com a preocupação da definição da gênese das unidades de sequências estratigráficas e acompanhada de informações colhidas no campo; está ligada à Estratigrafia;
- Os dados de análises dimensionais de unidades arenosas (amostragens múltiplas), acumuladas em ambientes actuais, comparadas com as dos ambientes do Passado podem contribuir para a fixação da gênese das últimas;
- A Sedimentologia justifica-se pelo leque de aplicações práticas em que pode ser envolvida.

BIBLIOGRAFIA

- AGRAWAL J. C., MCCAVE I. N. e RIBY J. B., 1991 – Laser diffraction size analysis. In Sywitski J. P. M. (ed), Principles, methods and application of particle size analysis. Cambridge University Press, p. 119-128
- BORGES A., 1944 – Estação e pré-história de Magude. Boletim dos Serviços de Indústria, Minas e Geologia 7:5-31, Maputo
- COAKLEY J. P. e SYWITSKI J. P. M. 1991 – Sedigraph technique. In Sywitski J. P. M. (ed), Principles, methods, and application of particle size analysis. Cambridge University Press p. 129-142
- CALVO J.-P., 2002 – 16th International Sedimentological Congress IAS 2002, Johannesburg, South Africa. Newsletter IAS (Internacional Association of Sedimentologists), 182:7-8
- CARVALHO G. S., 1983-1985 – Análise dimensional de areias e sedimentogénese (alguns exemplos de aplicação). I Congresso Nacional de Geologia. Boletim da Sociedade Geológica de Portugal XXIV:117-124
- CARVER R. E., 1971 – Procedures in Sedimentary Petrology, Wiley-Interscience, p. 653, New York
- FERREIRA M. R. P. V., 1998 – 200 Anos de Mineralogia e Arte de Minas. Desde a Faculdade de Filosofia (1772) até à Faculdade de Ciências e Tecnologia (1972). Universidade de Coimbra, p. 188
- FOLK R. L. e WARD W. C., 1957 – Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology, 27:3-26
- FOLK R. L., 1966 – A review of grain-size parameters. Sedimentology 6:73-93
- FRIEDMAN G. M., 1967 – Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. Journal of Sedimentary Petrology, 37: 327-354
- FRIEDMAN G. M., 1979a – Differences in size distributions of populations of particle among sands of various origins. Sedimentology, 26:859-862
- FRIEDMAN G. F., 1979b – Address of the retiring President of the International Association of Sedimentologists: differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. Sedimentology, 26:3-32
- FRIEDMAN G. M. e SANDERS J. E., 1978 – Principles of Sedimentology. John Wiley & Sons, New York
- GALE S. J. e HOARE P. G., 1991 – Quaternary Sediments. Petrographic Methods for the Study of Unlithified Rocks, John Wiley & Sons, Inc., p. 323, New York
- GOLDMAN M. I., 1950 – What is Sedimentology? Journal of Sedimentary Petrology, 20(2)
- GRANJA H. M., 1990 – Repensar a geodinâmica da zona costeira; o passado e o presente, que futuro? Tese de doutoramento, Universidade do Minho, p. 347, Braga
- GRANJA H. M., 1999 – Late Pleistocene and Holocene sea-level, neotectonic and climatic indicators in the northwest coastal zone of Portugal. Geologie en Mjnbouw, 77(3-4): 233-245, Kluwer Academic Publishers
- GRANJA H. M., 2000 – A Geologia do Holocénico aplicada ao ordenamento da zona costeira. Estudos do Quaternário, 3:73-90, APEQ (Associação Portuguesa para o Estudo do Quaternário)
- GRANJA H. M. e CARVALHO G. S., 1994 – How can the Holocene help to understand coastal zone evolution? Proceedings of the Second International Symposium – Littoral 94, Setembro, Lisboa 1:149-167, Associação EUROCOAST-PORTUGAL, Porto

- GRIFFITHS J. C., 1967 – Scientific methods in analysis of sediments. McGraw-Hill Book Company, p. 508, New York
- HENRIQUES R., 1998 – Propostas metodológicas para a monitorização das zonas costeiras. Aspectos sedimentológicos. Dissertação de Mestrado em Engenharia do Ambiente, Universidade de Engenharia do Porto, p. 185
- HENRIQUES R., 2003 – SEDMAC/SEDPC: programa informático de apoio à análise dimensional de populações detríticas (em publicação)
- INMAN M. L., 1952 – Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 22(3):125-145
- KRUMBEIN W. C., 1934 – Size frequency distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 4:65-77
- KRUMBEIN W. C., 1938 – Size frequency distribution of sediments and the normal phi curve. *Journal of Sedimentary Petrology* 8:84-90
- KRUMBEIN W. C. e PETTIJOHN F. J., 1938 – *Manual of Sedimentary Petrology*. Appleton-Century-Crofts, p. 549, New York
- LEWIS D. W. e MCCONCHIE D., 1994a – *Practical Sedimentology*. Chapman e Hall, 2ª ed., p. 213, New York
- LEWIS D. W. e MCCONCHIE D., 1994b – *Analytical Sedimentology*, Chapman e Hall, p. 197, New York
- MASON C. C. e FOLK R. L., 1958 – Differentiation of beach, dune and eolian flat environment by size analysis. *Journal of Sedimentary Petrology* 28(2):211-226
- MCLANE M., 1995 – *Sedimentology*, Oxford University Press, p. 423, New York
- OTTO G. H., 1938 – The sedimentation unit and its use in field sampling. *Journal of Geology* 46:5569-582
- SELLEY R. C., 2000 – *Applied Sedimentology*, Academic Press, p. 521, 2ª ed., San Diego
- SYVITZKI J. P. M. (ed), 1991 – *Principles, methods, and application of particle size analysis*. Cambridge University Press, p. 368
- SYVITZKI J. P. M., ASPREY K. W. e CLATTENBURG D. A., 1991 – Principles, design and calibration of settling tubes. In Syvitzki J. P. M. (ed), *Principles, methods and application of particle size analysis*, Cambridge University Press, p. 45-63
- TUCKER M., 1988 – *Techniques in Sedimentology*, Blackwell Scientific Publications, p. 394. Oxford
- TUCKER M. E., 2001 – *Sedimentary Petrology. An Introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Science, p. 262, Oxford
- TUCKER M., 2002 – Fifty years of IAS and *Sedimentology* ..., Newsletter IAS (International Association of Sedimentologists), 178:3-4

HISTÓRIAS COM ÁGUA E PEDRAS. NEM SEMPRE MOLE, NEM SEMPRE DURAS

J. DELGADO RODRIGUES ¹

PALAVRAS-CHAVE: reparação obras hidrogeotécnicas, alteração de rochas xistosas, preservação de arte rupestre, preservação contra a submersão.

KEY WORDS: remediation of hydrogeotechnical works, decay of schistous rocks, preservation of rock art, preservation in submersion conditions.

RESUMO

Apresentam-se 4 casos de estudo onde se procura ilustrar a acção da Geologia de Engenharia na resolução de problemas concretos de diversas índoles: i) o restabelecimento dos caudais numa captação de água, ii) a resolução de um incidente em obras de saneamento básico que originou a perda de caudal de nascentes termais, iii) a preservação de gravuras paleolíticas em contextos de eventual submersão e de exposição sub-aérea e iv) a preservação de uma construção em xisto de idade romana em condições de submersão longa e permanente.

ABSTRACT: **Stories with water and rocks: soft and hard not for ever**

The paper presents 4 case studies aiming at illustrating the role of Engineering Geology as a tool for solving different kinds of real problems: i) the reestablishing of discharge levels in a water supply scheme, ii) the resolution of an incident in a sewage network with implications in thermal water springs, iii) the preservation of rock art in eventual submersion conditions and in sub aerial exposure and iv) the preservation of a schist built construction of Roman age for supporting long term and permanent submersion.

¹ Geólogo, Investigador Coordenador do Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Av Brasil, 1700-066 Lisboa; delgado@lnec.pt.

1. INTRODUÇÃO

Lembro-me das escassas aulas que tivemos sobre Geologia Aplicada (nessa época ainda não se falava de Geologia de Engenharia), e do Professor Coteló Neiva nos ser mostrado um ou outro exemplo de locais de barragens e das omnipresentes escarpas de Santarém. Desde então, muitas coisas mudaram nesta disciplina, e os exemplos de casos de estudo que os modernos pedagogos têm à sua disposição para as suas aulas serão, certamente, ricos e numerosos, em contraste com o que então se passava.

Quando pensava na escolha de um tema que servisse para este artigo, veio, naturalmente, a hipótese de escrever sobre alguma da investigação recente que se vai realizando, mas logo considerei que sendo essa a forma que se usa no nosso dia a dia, ela não corresponderia ao meu objectivo, que era o de escrever sobre algo que me aproximasse do homenageado e que, na medida do possível, introduzisse algum grau de identificação mútua. Pensei, então, em seleccionar alguns casos da minha experiência mais ou menos recente, que permanecem inéditos, e que, se algum mérito tiverem, espero que o seu carácter pedagógico tenha aí um peso significativo. Quero pensar que os nossos colegas mais jovens os possam vir a usar nas suas aulas futuras. Se assim for, considero que está cumprida uma parte desta homenagem.

O tema do artigo tem como pano de fundo as pedras e a água. As pedras, como não poderia deixar de ser num artigo escrito por um geólogo. A água, pois é ela que, em última análise, justifica grande parte da nossa acção como geólogos de engenharia. Dentre as possibilidades que se me deparavam, escolhi quatro exemplos de índoles diversas. Dois são ligados à hidrogeologia e outros dois situam-se no âmbito da preservação do património cultural. Os casos das termas do Luso e das Furnas ilustram soluções de grande simplicidade, mas que raramente se tem a oportunidade de pôr em prática. Valem pelo método de análise que foi seguido, onde a solução resulta da correcta interpretação das causas e da identificação precisa dos objectivos a atingir. O caso da preservação das gravuras de Foz Côa ilustra como pode ser difícil manter o rigor científico em clima de grande mediatização e dá conta de um processo de investigação bastante peculiar, onde simultaneamente era necessário responder a reptos lançados com escasso fundamento científico, ao mesmo tempo que era imperioso conhecer a situação do estado de conservação das gravuras e encontrar formas de promover a sua preservação, viessem elas a ser submersas ou a serem deixadas expostas. O caso do Castelo da Lousa ilustra os estudos e os trabalhos realizados para proteger este património durante a submersão. Como aspecto lateral, e em plano secundário, pode servir para ilustrar algumas contradições do meio técnico e científico, e como alerta para os perigos de uma excessiva corporativização das nossas profissões, sejam elas quais forem.

2. MELHORIA DAS CAPTAÇÕES DA FONTE DE S. JOÃO, NO LUSO

A Fonte de S. João, na vila do Luso (Mealhada), é um dos ex-libris da região centro do País. As suas bicas são sinónimo de abundância e a qualidade da sua água é reconhecida nacional e internacionalmente. A água captada na Fonte é usada na rede de abastecimento público e o excesso sai pelas bicas que debitam para o exterior, integrando-se no escoamento superficial. A motivação para o pedido que foi formulado ao LNEC centrava-se na existência de alguns problemas estruturais nas obras da captação e na apreciável perda de caudais da Fonte e era acompanhada pela preocupação de dotar a captação de melhores condições arquitectónicas e de melhor aproveitamento dos caudais da nascente. O estudo então efectuado [1] implicou a realização de uma campanha de sondagens mecânicas para identificação das condições geológicas e geotécnicas imediatamente a jusante da Fonte. Estes trabalhos tinham em vista obter informação sobre as condições de fundação das novas obras de captação e definir as soluções de impermeabilização que impedissem o escoamento pelos terrenos de fundação, que se suspeitava constituir uma parte significativa das perdas de água da nascente.

A interpretação das sondagens [2] mostrou que a linha de água onde se situa a captação tem um nível detrítico muito grosseiro na sua base, à qual se seguem aluviões mais ou menos arenosas. Na figura 1 apresenta-se um esquema simplificado da situação geológica ali existente. Esta é uma situação relativamente simples, pelo que a perda de água pelo nível de cascalheira parecia ser a razão óbvia para o decréscimo de produtividade que se detectava na nascente. A solução geotécnica típica também não seria difícil de encontrar, mas as condições específicas da água desta Fonte impuseram uma solução menos habitual.

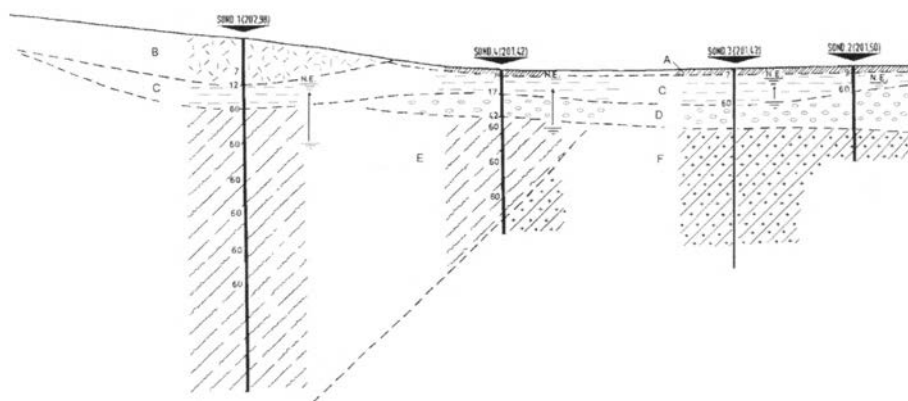


Fig. 1 – Esquema da situação geológica a jusante da Fonte de S. João, no Luso. Legenda: A = betão; B = aterro; C = argila; D = areia com seixo grosso; xisto argiloso; F = quartzito. (A distância aproximada entre S1 e S4 é de 26m).

A observação das obras de captação que na altura existiam permitiu verificar que alguns dos pilares de betão se encontravam totalmente destruídos, estando algumas estruturas suportadas unicamente pelo aço das armaduras que tinham resistido à completa destruição do betão. A justificação do facto também não levanta dificuldades, nomeadamente se atendermos à baixíssima mineralização das águas desta nascente (em torno de 40 mg/l de mineralização total) e ao seu baixo pH (entre 5 e 5,5), mas foi a observação do pormenor dos pilares de betão que acabou por orientar de forma decisiva a solução definitiva a adoptar.

Assim, considerou-se que não seria prudente resolver o problema com uma simples estrutura de betão enterrada para actuar como barragem de forma a impedir a fuga de água pela fundação, pois a acção lixiviante da água poderia afectar a eficácia da cortina a mais ou menos curto prazo. Foi equacionada a realização de uma cortina de argila compactada, mas os previsíveis elevados caudais que ali ocorreriam tornavam esta solução de difícil concretização. Assim, foi decidido propor a construção de uma dupla cortina, sendo uma de betão e uma segunda de argila, imediatamente contígua à anterior. A cortina de betão, a construir em primeiro lugar, permitiria realizar a imprescindível cortina de argila de forma segura, com o devido controlo da compactação. A função da cortina de argila tornava-se essencial, pois sendo este material resistente ao tipo de água em jogo, ela seria o garante de que os caudais que poderiam vir a atravessar o betão seriam sempre diminutos, pois a cortina de argila imporá sempre que ocorressem, no betão, gradientes de percolação muito baixos.

A solução que posteriormente foi proposta pelo projectista era constituída por uma cortina de argila, construída por sucessivas estacas de argila secantes entre si, pois este processo construtivo era compatível com as condições de percolação que se verificavam no local, pelo que a sua construção era realizável. Com alguns contributos da equipa do LNEC [3], esta foi a solução que viria a ser concretizada. Os caudais disponíveis foram significativamente incrementados, pelo que se pode concluir que as interpretações realizadas e as obras construídas foram apropriadas.

3. ACIDENTE NAS TERMAS DAS FURNAS, ILHA DE S. MIGUEL

Durante a instalação da rede de saneamento básico nas imediações das Termas das Furnas, na Ilha de S. Miguel, Açores, ocorreu um pequeno desmoronamento na vala e o aparecimento de caudais apreciáveis de água quente que provocou dificuldades inesperadas à realização das obras, ao mesmo tempo que provocava uma redução drástica nos caudais de nascentes de águas quentes que se situavam na sua imediata vizinhança (fig. 2). Esta interferência nas nascentes foi recebida com grande preocupação, nomeadamente por receio de que pudessem ter carácter

irreversível. As medidas tomadas de imediato não surtiram efeitos desejados, pelo que o LNEC foi chamado a dar parecer sobre o acidente e a propor soluções para resolução do problema.

O projecto das obras de saneamento básico previa a instalação das tubagens a cerca de 2m de profundidade ao longo do eixo da rua que dá acesso às referidas termas. Já nas proximidades das instalações das termas, ocorrem diversas nascentes termais, algumas delas na berma da referida estrada. Durante a abertura da vala, na zona onde ocorrem as nascentes, verificou-se a ocorrência de água quente e o subsequente desmoronamento de alguns troços da vala. Imediatamente foi construído um pequeno murete de betão para sustentar as paredes, que teve como efeito uma ligeira recuperação dos caudais das nascentes. Na altura da visita [4], o signatário encontrou a vala com um apreciável caudal de água quente a escoar-se pelo seu fundo, o que não só dificultava a realização das obras como era sinal de que as nascentes perdiam uma parte muito significativa dos caudais que a elas deveriam afluir.

A ocorrência de nascentes quentes significa que os fluxos seguem percursos relativamente profundos sendo a sua localização à superfície função de singularidades locais, que o carácter lenticular dos níveis vulcano-sedimentares facilmente justifica. A execução da vala para instalação da rede de saneamento intersectou um nível menos permeável que impedia o escoamento na direcção de jusante onde existem cotas do terreno mais baixas e que obrigava o fluxo a subir até à superfície do terreno na outra berma da estrada. A imediata perda de fluxo das nascentes e ligeira recuperação quando se construiu o primeiro murete demonstravam a fácil ligação entre a vala e a nascente, ao mesmo tempo que sugeria que a solução geotécnica que permitiria resolver as duas questões em presença, a construção da vala e a recuperação do caudal das nascentes, deveria procurar obstar a essa ligação hidráulica que se estabeleceu entre esses dois pontos.

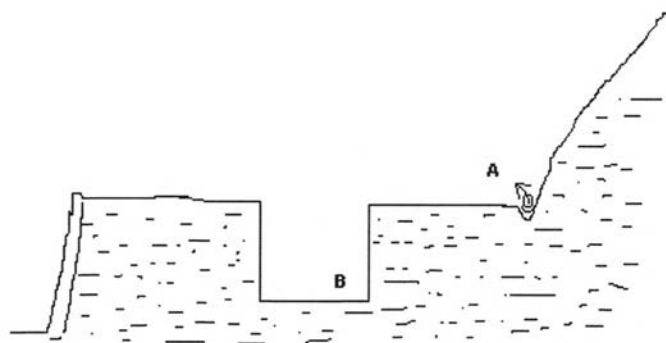


Fig. 2 – Estrada das Termas das Furnas. Esquema simplificado da situação geotécnica. A = nascentes de água quente; B = vala em construção para instalação da rede de saneamento. (Sem escala)

Tendo este modelo interpretativo como base, foi proposto que a vala fosse revestida completamente com paredes de betão em forma de U, dentro do qual seriam instaladas, de forma independente, as tubagens de saneamento básico. Este revestimento deveria ser betonado contra o terreno de forma a impedir que se desenvolvesse qualquer rede de fluxo privilegiada entre o revestimento e o terreno. Sendo completamente impermeável, era de prever que o aquífero voltasse a ganhar carga hidráulica, de forma a recuperar as nascentes. A instalação independente de condutas punha a salvo de riscos de contaminação das nascentes provocadas por eventuais roturas da rede de saneamento.

A construção do revestimento revestia-se de alguma dificuldade, nomeadamente devido às elevadas temperaturas e à presença de fluxos verticais ascendentes que dificultavam a aplicação do betão, pelo que foi recomendado que ele fosse realizado por troços e com cuidados adicionais, a fim de garantir a qualidade da solução. Foram ainda sugeridas medidas complementares que permitissem a inspecção futura das obras e a detecção de eventuais roturas na zona de atravessamento das nascentes.

A solução preconizada foi construída e os caudais foram totalmente recuperados, tendo os dois problemas sido resolvidos satisfatoriamente.

4. CONSERVAÇÃO DAS GRAVURAS DE FOZ CÔA

A) CONSIDERAÇÕES GERAIS

A discussão e a polémica que estiveram associadas ao caso das gravuras de Foz Côa, desde a sua descoberta até à decisão de abandonar a construção da barragem, podem ser consideradas exemplares sob muitos pontos de vista. As notícias nos meios de comunicação nacionais e internacionais, os artigos de opinião publicados, as tomadas de posição de grupos de cidadãos, as petições nacionais e internacionais, as discussões e os artigos científicos escalpelizaram o assunto dos mais diversos pontos de vista e os seus argumentos e a veemência posta na discussão foram suficientes para fazer abortar a construção de uma das barragens mais importantes da rede eléctrica nacional.

424

A conservação das gravuras acabou por estar fortemente envolvida nas discussões (nem sempre com razão, como adiante procurarei explicar), pelo que as questões técnicas, que são as únicas que nos compete tratar enquanto técnicos de um laboratório do Estado, acabaram por extravasar esse limite e entrar em discussões com contornos já mais políticos do que técnicos. O signatário foi chamado, enquanto especialista, a opinar sobre diversas matérias relacionadas com a conservação das gravuras, pelo que pôde testemunhar alguns dos episódios marcantes da discussão em torno da continuação ou do abandono da construção da

barragem. Em face da responsabilidade que lhe cabia enquanto técnico, o signatário sempre fez questão de não se deixar envolver na polémica de fundo que estava em discussão, pois só assim poderia aspirar a ter algum papel na questão verdadeiramente relevante — a preservação das gravuras — quer elas fossem imersas, quer viessem a ficar como sempre estiveram.

A polémica centrada nas gravuras de Foz Côa teve (e tem) diversas vertentes e não é possível reduzi-la a uma equação simples e de resposta única. Há, necessariamente, uma componente científica que todos reconhecem, a par de outras vertentes relevantes, de natureza social, económica e política, eventualmente menos evidentes, mas nem por isso menos importantes. Todas elas são de difícil quantificação e têm diferentes “medidas-padrão” para aferição das suas grandezas, pelo que não seria difícil prever que, dadas as valias absolutamente excepcionais de algumas dessas vertentes, o consenso seria virtualmente impossível e a solução só poderia ser política.

O presente texto aborda exclusivamente questões de índole técnica e científica que se prendem com os efeitos de uma eventual submersão e com a situação que se verifica na sua ausência. Nem o presente texto, nem as anteriores posições do signatário permitem, só por si, justificar as opções de submersão das gravuras ou do abandono da construção da barragem. Não se trata de fugir à polémica, escudando-se em posições tecnocráticas. Tratando-se, como ficou dito, de cotejar uma valia científica excepcional, com uma valia económica e estratégica reconhecidamente muito relevante, postas em posições antagónicas, apenas os argumentos políticos poderiam ser decisivos e esses estão fora da óptica do presente artigo.

Os elementos de natureza técnica que adiante serão utilizados foram obtidos durante a realização de estudos do LNEC para o IPPAR ou para a HIDRORUMO. A colaboração com estas duas entidades foi requisitada de forma independente, mas foi desenvolvida sempre com conhecimento mútuo. Os resultados e pareceres foram publicados em relatórios do LNEC [5, 6, 7, 8].

B) AS PRIMEIRAS QUESTÕES LIGADAS À SUBMERSÃO

Logo nas primeiras tomadas de posição no debate sobre a possível influência da albufeira sobre as gravuras apareceram, de forma recorrente, afirmações que associavam a submersão à destruição das gravuras. Essas afirmações nunca foram acompanhadas de demonstrações ou comprovações e, nalguns casos, mesmo, os argumentos aduzidos situavam-se no campo da mais completa inverosimilhança. Tal era o caso, por exemplo, de invocar o risco de abrasão que a deposição de sedimentos acarretaria, quando é sabido que a circulação das águas numa albufeira é sempre extremamente lenta e que os sedimentos se depositam sem qualquer efeito abrasivo sobre as margens.

A invocação da possível agressividade química da água é uma questão mais séria e, por isso, merece maior desenvolvimento. Os valores relativamente baixos do pH das águas das chuvas e das águas que circulam nos maciços eram os argumentos mais invocados para justificar os riscos da submersão. A procura das respostas a esta questão passou pela realização de alguns ensaios de simulação das condições de submersão, mas a análise teórica dos mecanismos em presença permite, também, encontrar alguns contributos para esta apreciação.

C) AS ROCHAS DO VALE DO CÔA E OS SEUS MECANISMOS DE DEGRADAÇÃO

A descrição geral da geologia da região encontra-se na folha 15-A da Carta Geológica de Portugal [9], enquanto que os aspectos relevantes para o empreendimento estão descritos em NEIVA, 1993 [10]. A região insere-se na Zona Centro Ibérica da Cadeia Hercínica. Rochas metassedimentares do Grupo do Douro pertencentes ao Complexo Xisto-Grauváquico encontram-se aqui amplamente representadas. São sedimentos turbidíticos deformados durante a deposição e, posteriormente, em sucessivas fases da orogenia alpina. Xistos, filádios e metagrauvaques constituem os tipos litológicos que predominam na zona de influência da albufeira e são dessa natureza os afloramentos rochosos que constituem as rochas-suporte das gravuras.

Pela sua composição mineralógica, estas rochas podem ser consideradas bastante resistentes à alteração química. A prevalência de arestas vivas, os solos esqueléticos que se desenvolvem nestes maciços e a quase total ausência de materiais alterados são prova dessa elevada resistência. A observação de pormenor, com auxílio de microscópio, permite verificar que as zonas mais expostas exibem alguns vacúolos típicos devidos ao desaparecimento de alguns minerais. Alguma coloração acastanhada, por deposição de óxidos e hidróxidos de ferro, e um ligeiro incremento de porosidade nas zonas mais próximas da superfície são as manifestações mais evidentes da alteração de natureza química. Por sua vez, é visível uma profusa rede de fissuras e microfissuras, a níveis macro e microscópio, que evoluem para fracturas com desenvolvimento da dimensão dos afloramentos. A marcada anisotropia das rochas-suporte das gravuras influi fortemente no desenvolvimento e na orientação da rede fissural, pelo que as formas de degradação que prevalecem são os fragmentos de dimensões diversas, mas sempre de arestas vivas, sinal da predominância dos mecanismos de natureza física sobre os de natureza química.

Na altura da descoberta das gravuras (antes da extensiva limpeza que lhes foi feita) as rochas-suporte estavam fortemente colonizadas com microflora variada, onde se evidenciavam as diversas espécies líquénicas que existem nos afloramentos da região. Para além do impacte visual que provoca, a colonização deixa evidentes sinais do seu ataque às superfícies, nomeadamente pela formação de

alvéolos, mais ou menos profundos. Alguns dos sulcos das gravuras estão significativamente afectados pelo crescimento de tais alvéolos. A existência, lado a lado numa mesma rocha-suporte, de sulcos bem vincados e de outros fortemente afectados pela progressão dos alvéolos não pode deixar de ter significado histórico, quer esse facto signifique diferentes épocas de incisão, quer seja devido a reincisão posterior.

D) DEGRADAÇÃO DAS ROCHAS-SUPORTE EM CONDIÇÕES SUB-AÉREAS

No decurso da polémica, algumas afirmações produzidas consideravam, de forma mais ou menos explícita, que as rochas-suporte têm passado incólumes a sua exposição sub-aérea e que esse ambiente apresentaria, por isso, as condições ideais para a sua preservação. Uma observação cuidada das rochas-suporte mostra que tal pressuposto não é verdadeiro ou, pelo menos, não o é na sua totalidade. De facto, são numerosas as gravuras mutiladas pelo desaparecimento de partes significativas da superfície dos blocos e outras encontram-se em condições de estabilidade muito precária. A colonização biológica, especialmente a de tipo liquénico, transformou profundamente a morfologia de algumas incisões e nem mesmo o vandalismo mais ou menos recente as poupou, ainda que culturalmente fossem umas ilustres “desconhecidas”. As instabilizações de taludes são fenómenos que ocorrem de forma bastante generalizada, os afloramentos rochosos estão bastante desconjuntados, as suas diaclases estão abertas e alguns blocos sofreram deslocamentos significativos e é verosímil que algumas rochas-suporte tenham pura e simplesmente desaparecido na sua totalidade.

A observação dos afloramentos gravados permite, pois, afirmar que as condições de exposição sub-aérea trazem, também elas, alguns riscos para a preservação das gravuras, como seria, aliás, previsível para quem tenha destes fenómenos algum entendimento cientificamente fundamentado. A fissuração extensiva traduz a sensibilidade destes materiais às variações do teor em água e às variações térmicas, que se considera serem os mecanismos de alteração com incidência mais evidente nas transformações que se observam nas superfícies gravadas. Seguindo-se à fissuração, dá-se o desprendimento de fragmentos de maior ou menor dimensão, em especial ao longo do contorno dos afloramentos. No presente, podem encontrar-se situações de todos os tipos, entre afloramentos com a superfície relativamente estabilizada, até outros em situação extremamente precária, com sérios riscos de perda iminente. Dadas as naturais variações de composição litológica, de exposição aos agentes de degradação e até as suas dimensões, não se estranha que os muitos afloramentos gravados representem todas as situações expectáveis em termos de grau de degradação.

E) ALTERAÇÃO EXPERIMENTAL DE ROCHAS DO VALE DO CÔA

A alteração que se verifica nos afloramentos gravados desenvolveu-se ao longo de algumas dezenas de milhares de anos, pelo que ela se deve ter processado sob condições de ambiente que terão variado ao longo do tempo. A reprodução por via experimental nunca é verdadeiramente representativa do que ocorre na realidade, pelo que as interpretações que se façam a partir de resultados de laboratório devem sempre ser feitas de forma cautelosa, dentro das limitações que tais condições de ensaio implicam. Tendo em conta essas limitações, foram realizadas duas sequências de ensaios, sendo uma destinada a verificar a taxa de solubilização das rochas xistosas e outra a testar a sua sensibilidade às variações do teor em água. Os ensaios de solubilização foram realizados com pequenos provetes de rocha imersos em água bi-distilada, em três ciclos sucessivos de 14, 28 e 31 dias. Regularmente eram medidos o pH e a condutividade eléctrica da água. Simultaneamente foram ensaiados provetes de granito e de mármore para servirem de termos de comparação, já que se sabia ser difícil efectuar a interpretação dos resultados apenas em termos absolutos. Dentre os resultados obtidos, salientam-se os seguintes⁸:

- os valores do pH e da condutividade eléctrica das soluções aumentam rapidamente no caso do mármore, sendo a evolução muito mais lenta no caso dos granitos e dos xistos,
- a taxa de mobilização dos iões nas rochas siliciosas é muitíssimo inferior à que se verifica nas rochas carbonatadas, ainda que muito pouco porosas, como é o caso dos provetes de mármore ensaiados,
- a taxa de mobilização dos elementos químicos, quer nos xistos, quer nos granitos, diminui à medida que o tempo de imersão avança, denotando tendência para a estabilização a valores bastante baixos de condutividade eléctrica. No mármore a taxa de mobilização mantém-se bastante elevada e relativamente constante ao longo dos 3 ciclos realizados,
- nas rochas menos alteradas (granito “gD” e xisto “xis3”), as taxas de mobilização inicial são mais elevadas, mas reduzem-se a ritmo mais forte.

Na figura 3 sintetizam-se os resultados da evolução de condutividade eléctrica. De notar, a maior condutividade eléctrica da solução em contacto com o mármore, bem como a regularidade ao longo do ensaio, sugerindo que a capacidade dissolvente se mantém inalterável ao longo dos 3 ciclos. As soluções em contacto com o granito ou com os xistos denotam a maior resistência destas rochas à extracção iónica e mostram que após uma maior taxa de mobilização das superfícies recém-cortadas, se seguem acentuadas reduções no segundo e no terceiro ciclos, com tendência para a estabilização a níveis bastante baixos de condutividade.

Em termos conclusivos, os resultados mostraram que a extracção de espécies químicas por água de elevada agressividade (bi-distilada, pH=5,3 e condutivi-

dade eléctrica de $2,0\text{mS}\cdot\text{cm}^{-1}$) é muitíssimo baixa. Em termos relativos, eles são da ordem de grandeza dos verificados nos granitos e muitíssimo inferiores aos obtidos nos mármore. A solubilização decresce rapidamente com os sucessivos ciclos de imersão, como consequência da progressiva redução do papel das superfícies de corte recente, naturalmente mais vulneráveis ao ataque da água. Este comportamento sugere que as superfícies antigas, já estabilizadas do ponto de vista da sua susceptibilidade à solubilização, deverão apresentar taxas de mobilização ainda inferiores às registadas nos ensaios realizados. A reconhecida baixíssima mineralização das águas subterrâneas que circulam em maciços de natureza xistosa está em perfeito acordo com os resultados experimentais obtidos.

Do ponto de vista dos riscos que a submersão poderia trazer para as gravuras, foi concluído que a solubilização não seria uma ameaça significativa, nomeadamente porque a água que estaria em contacto com as gravuras teria muito menor agressividade química, quer pelo seu pH mais elevado, quer pela maior concentração iónica¹¹, quando comparada com a água bi-destilada usada nos ensaios. Em termos de mera análise, importa ainda referir que as gravuras sempre estiveram em contacto com a água das chuvas, ela própria muito mais pura e mais agressiva do que água que corre no rio Côa e que o facto de terem resistido todo o tempo que levam desde a sua incisão é a prova mais cabal da sua elevadíssima resistência à solubilização. Uma eventual (e não provada, como vimos) sensibilidade à solubilização pela água da albufeira deixaria sérias dúvidas sobre a sua própria resistência à água das chuvas e, consequentemente, quanto à possibilidade de terem a idade que lhes é atribuída pelos arqueólogos.

Os ensaios de envelhecimento artificial, em câmara climática com ciclos de alternância de humidade relativa baixa e elevada a dois patamares de temperatura, bem como com ciclos de molhagem e secagem em câmara de nevoeiro, não foram suficientes para degradar os provetes de forma detectável pelos meios experimentais utilizados, nomeadamente a velocidade de propagação de ultrassons. Se exceptuarmos os níveis mais alteráveis e friáveis que existem nalguns dos blocos-suporte das gravuras, e que não foram amostrados para este estudo, pode-se concluir que, para além da sua fraca sensibilidade ao ataque químico, também a sua resistência às variações do teor em água parece ser significativa.

Apesar de apresentarem evidentes sinais de alteração física, as rochas-suporte das gravuras têm resistido de forma notável aos agentes de degradação, pelo que se compreendem os resultados obtidos neste estudo. A manutenção do bom estado de conservação de muitas das incisões durante o período de cerca de duas dezenas de milhares de anos, que é considerado como idade das gravuras, só terá sido possível pela elevada resistência das rochas-suporte e este facto é, simultaneamente, um forte argumento para contraditar a tese de que uma eventual submersão iria originar a destruição das gravuras.

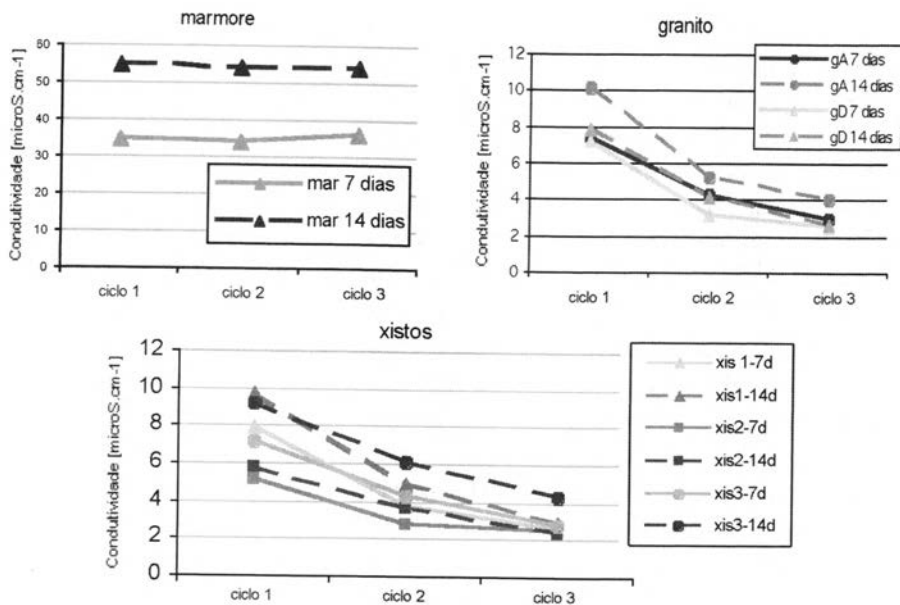


Fig. 3 – Evolução da condutividade eléctrica da água de contacto com provetes de mármore, granito e xisto, ao fim de 7 e 14 dias.

Considerando-se, assim, demonstrado que o ataque químico das águas da possível albufeira não era um risco sério para as gravuras, importa referir que a submersão comportava alguns riscos. De facto, existem níveis relativamente friáveis e áreas com blocos em situações de estabilidade muito precária que não resistiriam à agitação provocada pela água da albufeira e, por isso, correriam o risco de desmoronamento. Deste modo, caso a construção prosseguisse, teria sido imprescindível realizar obras de conservação que preparassem os blocos para uma futura submersão, nomeadamente para precaver contra as instabilizações que a remoção de pequenos níveis de solo intercalados entre os blocos mais desconjuntados corria o risco de provocar.

F) A CONSERVAÇÃO EM CONDIÇÕES DE EXPOSIÇÃO SUB-AÉREA

No seguimento da decisão de abandonar a construção da barragem, as autoridades promoveram a realização de novos estudos tendo em vista a conservação e gestão do Parque Arqueológico do Vale do Côa, entretanto criado. O LNEC e o autor foram solicitados a continuar a dar a sua colaboração, cujos resultados têm ficado expressos em documentos próprios [12, 13], de onde foram extraídas as considerações que aqui se apresentam.

O maciço que contém as rochas-suporte está intensamente diaclasado e a queda de blocos é um processo de evolução bastante frequente. Com alguma frequência, os afloramentos estão fortemente desconjuntados, muitas vezes já com evidentes indícios de terem sofrido movimentações. Algumas gravuras estão mutiladas pelo desprendimento de blocos e, outras, estão em fase de perda iminente. A estabilização dos blocos-suporte é a operação mais urgente, pois as perdas que a sua instabilização acarreta serão sempre de grande monta e podem ocorrer de forma súbita, a qualquer instante. A sua estabilização será uma operação delicada, pois ela incluirá acções de índole geotécnica, dirigidas a massas de rocha relativamente grandes, mas que devem ser realizadas com métodos e cuidados mais próprios da conservação arquitectónica do que das típicas intervenções em obras geotécnicas.

Por sua vez, as superfícies gravadas exibem intensa fissuração, mas a elevada resistência ao ataque químico tem permitido que a perda de material seja moderada. Em termos gerais, não parece necessário proceder a grandes operações de consolidação por impregnação generalizada das superfícies, mas a colmatação das fendas mais abertas e a contenção dos bordos das superfícies gravadas são acções que permitirão dar alguma margem de segurança adicional para as gravuras.

Algumas gravuras manifestam evidentes sinais de ataque dos líquenes que existiam nas superfícies. A limpeza com meios mecânicos que foi efectuada após a descoberta das gravuras eliminou a colonização mais visível, mas o método não é apropriado para eliminar as espécies microscópicas nem a componente endolítica das espécies liquénicas mais desenvolvidas. A aplicação de produto biocida apropriado poderá ser a alternativa mais apropriada para atacar este problema.

A abordagem à conservação das rochas-suporte deve definir prioridades, pois enquanto algumas se encontram em razoável estado de conservação, outras exibem sinais de instabilidade iminente, pelo que devem ser intervencionadas com alguma urgência. Quer as intervencionadas, quer as que se considerem poder ser deixadas para segunda prioridade devem ser objecto de apropriado esquema de monitorização, a fim de avaliar o desempenho e a adequação das soluções de conservação adoptadas ou a alertar para a necessidade de efectuar novas intervenções, caso os sinais de instabilidade assim o recomendem.

A conservação do sítio não se esgota nas acções a realizar directamente nas rochas-suporte. A delimitação dos caminhos de visita, o enquadramento paisagístico, a protecção da vegetação nativa e a introdução de barreiras – físicas e psicológicas – para impedir o contacto directo dos visitantes com as rochas gravadas são outros aspectos adicionais recomendáveis para a preservação deste valioso património arqueológico.

5. CONSERVAÇÃO DO CASTELO DA LOUSA

A) INTRODUÇÃO

O chamado Castelo da Lousa, classificado como monumento nacional, é uma casa fortificada do período da ocupação romana, situada na margem esquerda do rio Guadiana, a escassos quilómetros da aldeia da Luz. A construção da barragem do Alqueva vai originar a sua permanente submersão, pelo que a EDIA solicitou ao LNEC um parecer sobre as medidas a adoptar para proteger a construção dos riscos da submersão. O presente capítulo tem como base o relatório oportunamente elaborado para aquela entidade [14].

Pelo menos do ponto de vista geológico, existe algum paralelismo entre os casos de Foz Côa e do Castelo da Lousa. Ambos afectam rochas metamórficas de natureza xistosa, ainda que no último caso se trate de rochas de mais baixo grau de metamorfismo e, portanto, mais brandas. A eventualidade de submersão que se discutia em Foz Côa foi uma certeza no Castelo da Lousa, pelo que aqui houve a necessidade de por em prática algumas das acções que poderiam ter sido necessárias em Foz Côa, caso a construção da barragem tivesse sido continuada.

O significado cultural do Castelo da Lousa não está ao nível das gravuras de Foz Côa, pelo que a construção da barragem nunca foi questionada com base na salvaguarda deste, nem de outros vestígios arqueológicos. De forma espontânea e sem fundamento técnico, chegaram a ouvir-se opiniões a favor da remoção do Castelo e da sua reconstrução noutra local, mas a simples observação das estruturas deste monumento e dos materiais que as compõem é suficiente para negar viabilidade a tal hipótese de solução. Por ser o principal polo arqueológico conhecido, na zona inundada, até poucos anos antes da conclusão da obra, o Castelo da Lousa mereceu a atenção da comunidade científica e dos “media” que lutaram pela sua preservação. O grande surto de novas pesquisas arqueológicas promovidas pela EDIA como parte da política de identificação, estudo e divulgação do património que seria inundado pela albufeira levou à descoberta de numerosos outros indícios e, incompreensivelmente, à subalternização da importância do Castelo da Lousa por parte da própria comunidade científica. Já em fase de discussão pública das soluções de projecto definidas para salvaguarda do Castelo, foi argumentado que seria preferível desviar as avultadas verbas que a preservação envolveria e usá-las em novas pesquisas arqueológicas, uma vez que pareciam existir zonas com potencial interesse ainda não devidamente investigadas.

Esta alternativa de uso de verbas entre a preservação de um monumento em risco, de valor reconhecido pela comunidade arqueológica, e uma nova pesquisa arqueológica, ainda que daí pudesse resultar uma interessante publicação científica, mereceu o repúdio público do signatário¹⁵ que não pode deixar de questionar o posicionamento e coerência da comunidade arqueológica em face da preservação

de vestígios arqueológicos, tão diferentes foram os posicionamentos em Foz Côa e no Castelo da Lousa.

B) OS PROBLEMAS DO MONUMENTO E AS SOLUÇÕES DE SALVAGUARDA

As estruturas do Castelo da Lousa são constituídas por paredes de pedra seca, com as faces exteriores compostas de grandes blocos de pedra aparelhada e bem arrumada e um interior de blocos mais irregulares e com arrumação mais caótica. A pedra utilizada é um xisto de baixo grau de metamorfismo, com xistosidade evidente e grande fissilidade, que ocorre em extensos afloramentos, praticamente sem cobertura de solo, em toda a área envolvente do monumento. O aspecto que o monumento apresenta resulta, em boa parte, de escavações arqueológicas extensivas, realizadas há cerca de três décadas, que puseram a descoberto vastas áreas que se encontravam soterradas, muito provavelmente por escombros resultantes de desmoronamentos do próprio monumento. Nessa altura, foram realizadas algumas reconstruções em diversas áreas que, hoje, moldam parte significativa da imagem que se tem do monumento.

A exposição aos agentes atmosféricos induziu danos muito significativos. Há sinais alarmantes de progressiva instabilização das paredes mais altas e há desmoronamentos documentados pelas cicatrizes que vão deixando, pelo que a situação antes da submersão era já de grande precariedade a necessitar de medidas correctivas de extensão e profundidade consideráveis. A sensibilidade da pedra aos agentes atmosféricos, nomeadamente às variações térmicas e higrométricas, traduziu-se pela desagregação superficial dos blocos, especialmente dos de menores dimensões, e as perdas por erosão são já muito significativas, com tendência para aumentar o ritmo de perda.

Ensaio de alteração experimental, em ciclos de molhagem e secagem, realizados com esta rocha conduziram a fenómenos de desagregação em pequenas esquirolas e ao aparecimento de blocos clivados em grandes fragmentos, situações que ocorrem em abundância por todo o monumento. Os estudos comentados no capítulo anterior a propósito da conservação das gravuras de Foz Côa podem também ser utilizados aqui para apoiar a análise dos mecanismos de degradação, dada a grande semelhança entre os tipos de rocha ocorrentes nestes dois locais.

Para apreciar as condições de segurança da estrutura e propor medidas para a sua preservação é necessário ter em conta que o monumento irá estar permanentemente submerso durante a vida da barragem, mas que será reexposto por períodos mais ou menos longos por exigências normais ou excepcionais de exploração da albufeira (limpeza, manutenção, etc.). Deste modo, o monumento terá de suportar as acções que decorrem do enchimento e do esvaziamento da albufeira (por exemplo, em termos da erosão que é provocada pela agitação do plano de

água), situações que ocorrerão algumas vezes durante a vida útil da barragem, bem como os efeitos devidos à secagem que se verificará após longos períodos de submersão. Na definição das medidas a tomar, para além destes pressupostos, procurou-se encontrar soluções removíveis que pudessem ser eliminadas ou substituídas quando, uma vez terminada a exploração da albufeira, for decidido repor o monumento em situação semelhante à actual.

A observação da parede norte mostra uma extensiva “barriga” que está em estreita ligação com acentuadas deformações nas paredes interiores contíguas e com a ocorrência de fendas no próprio aterro que com ela confina pelo lado interior. Trata-se de uma situação de grande precariedade, a requerer medidas urgentes, que ilustra a necessidade de adoptar soluções de protecção que contemplem a vertente da segurança estrutural das paredes e não apenas a alteração da pedra que as constitui. Por sua vez, a parede leste já sofreu importante desmoronamento e tem o interior exposto, pelo que também seria necessário precaver contra a erosão dos níveis de solos finos, fortemente argilosos, que não resistiriam à mais leve agitação da água que com eles contactasse.

Deste modo, a solução-tipo que foi preconizada tinha como objectivos principais: i) – proteger as paredes que se encontram em condições de estabilidade precária, ii) – proteger as áreas colapsadas, cujas superfícies estão muito vulneráveis, iii) – evitar o arrastamento de finos do interior das paredes.

Como solução-tipo, foi então sugerida a construção de uma máscara de enrocamento de blocos de xisto, devidamente fundada no maciço rochoso e convenientemente adossada ao monumento através de camadas de transição de materiais granulares finos e de filtro de geotêxtil.

Em função dos mecanismos de alteração que foram considerados mais relevantes, nomeadamente os ciclos alternantes de embebição e secagem, o monumento submerso ficará mais protegido contra as suas acções nefastas, uma vez que o número de ocorrências será muitíssimo reduzido e, por motivo de estar coberto com a máscara de enrocamento, também a sua intensidade será atenuada. A dissolução dos xistos não é um mecanismo de degradação com relevância significativa, pelo que também este aspecto não representa riscos significativos. Uma eventual perda de resistência do xisto devida à imersão prolongada também não parece ser motivo de preocupação, por um lado porque as tensões instaladas são baixas e, por outro, porque o próprio reforço de enrocamento que será construído irá minimizar os efeitos que daí pudessem resultar.

O projecto da obra de contenção foi elaborado pela COBA que, por razões económicas, propôs a substituição da máscara de enrocamento por uma outra de betão pobre embalado em sacos de geotêxtil, com lógica e funções idênticas às previstas na solução-tipo recomendada. A solução proposta foi realizada e o monumento encontra-se presentemente preparado para a completa submersão.

AGRADECIMENTOS

Os casos aqui apresentados resultaram de trabalhos realizados por contrato para as seguintes autoridades, que autorizaram a inclusão de resultados dos estudos que contrataram com o LNEC: Secretaria Regional da Habitação e Equipamentos, da Região Autónoma dos Açores, Câmara Municipal da Mealhada, Parque Arqueológico do Vale do Côa, HIDRORUMO e EDIA. O autor teve a colaboração do Eng.º Maranha das Neves na definição das soluções para a Fonte de S. João e da Dr.ª Dória Costa, nos estudos realizados para o Vale do Côa.

BIBLIOGRAFIA

- 1 DELGADO RODRIGUES, J. e MARANHA DAS NEVES, E. – *Parecer sobre as condições de estanqueidade da Fonte de S. João, no Luso, e proposta para a resolução do problema*. Relatório LNEC 153/87-NP, Lisboa, Junho de 1987.
- 2 SOPECATE, 1987 – *Estanqueidade da Fonte de S. João (Luso)*. Relatório geotécnico. Lisboa, Março de 1987.
- 3 MARANHA DAS NEVES, E. e DELGADO RODRIGUES, J. – *Parecer sobre a cortina de impermeabilização da Fonte de S. João, no Luso*. LNEC, Nota Técnica, Lisboa, Outubro de 1988.
- 4 DELGADO RODRIGUES, J. – *Análise de interferências da rede de saneamento básico nas nascentes das Termas das Furnas, na Ilha de S. Miguel*. Relatório LNEC54/53/753, Maio de 1983.
- 5 DELGADO RODRIGUES, J. – *Parecer sobre o relatório da missão da UNESCO ao Vale do Côa*. LNEC, Nota Técnica 1/95 DG/GERO, Março de 1995.
- 6 DELGADO RODRIGUES, J. e COSTA, D. – *Análise do estado de alteração e parecer sobre os efeitos da submersão das rochas do Vale do Côa*. Relatório LNEC 124/95, Maio de 1995.
- 7 DELGADO RODRIGUES, J. e COSTA, D. – *Parecer sobre os prováveis efeitos da submersão sobre as rochas-suporte das gravuras de Foz Côa*. Relatório LNEC 285/95, Outubro de 1995.
- 8 DELGADO RODRIGUES, J. e COSTA, D. – *Resultados dos ensaios de submersão sobre rochas do Vale do Côa*. Relatório LNEC 286/95, Outubro de 1995.
- 9 SILVA, A. F. e RIBEIRO, M. L. – *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 15-A (Vila Nova de Foz Côa)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 1991.
- 10 NEIVA, J. M. C. – *Geologia e geotecnia da região da albufeira do aproveitamento hidroeléctrico de Foz Côa*. EDP, S.A., Direcção Operacional de Equipamento Hidráulico, Porto, 1993.
- 11 Registos de albufeiras de diversas barragens portuguesas mostram que os valores de pH, mesmo a elevadas profundidades, são sempre superiores a 6,1 e muitas vezes superiores a 7. Em Crestuma, foi medida condutividade eléctrica de 200mS.cm⁻¹
- 12 DELGADO RODRIGUES, J. – *Conservação da arte rupestre do parque Arqueológico do Vale do Côa*. LNEC, Relatório 241/99 -GERO, Outubro de 1999.

- 13 AAVV – *Report of the International Commission on Conservation of the Côa Valley Archeological Park* .September 1997.
- 14 DELGADO RODRIGUES, J. – *Parecer sobre o estado de conservação do Castelo da Lousa e medidas para a sua preservação*. LNEC, Relatório 5/98 - GERO, Janeiro de 1999.
- 15 Discussões havidas num Encontro promovido pela EDIA, em Évora, para divulgação do património arqueológico na área inundada pela albufeira da barragem de Alqueva, em Fevereiro de 2001.

CIÊNCIA, TECNOLOGIA E SOCIEDADE: O LUGAR DA GEOLOGIA, O PAPEL DO PROFESSOR

A. SOARES DE ANDRADE ¹ e LUÍS MARQUES ¹

RESUMO

Nos finais do século XVIII, o estudo do mundo identificava-se ainda, em larga medida, com a Filosofia Natural. A partir de então, a especialização arrancaria em força, acompanhando o desenvolvimento da Revolução Industrial, e com ela a fragmentação do saber e a compartimentação das disciplinas científicas. A revolucionária Teoria da Tectónica de placas viria ajudar ao reagrupamento das numerosas disciplinas geológicas numa “nova Geologia” que muitos preferem designar por Geociências ou Ciências da Terra. Esta preocupação com a procura de unidade, tal como o contexto tecnológico e social em que ela ocorre, tem fortes implicações ao nível do ensino – aprendizagem. De facto, o estabelecimento das grandes finalidades do ensino das ciências, bem como a forma como é feita a abordagem dos respectivos conteúdos, devem ser enquadrados pela relação Ciência – Tecnologia – Sociedade como alternativa a um tratamento descontextualizado daqueles. Susceptíveis de análise ao nível da sala de aula, foram seleccionados três tópicos geológicos com reconhecida capacidade apelativa para os alunos: Riscos Geológicos, Recursos Geológicos, Ordenamento do Território. Em cada um destes casos, discutem-se princípios orientadores de propostas de trabalho susceptíveis de serem adaptadas pelos professores na sala de aula, no laboratório ou no campo.

¹ Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro.

² Departamento de Didáctica e Tecnologia Educativa, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro.

ABSTRACT: Science, Technology and Society (STS): from Geology to Geology Teaching

The understanding of the World at the end of 18th Century was mainly concerned with Natural Philosophy. Since then, specialization related to the Industrial Revolution, has been developed; specialization has also had consequences, such as the fragmentary knowledge and the building of boundaries between several subject knowledge areas. The revolution carried out through Plate Tectonics Theory grouped several geological domains in a “new Geology”, known from the literature as Geosciences or Earth Sciences.

The intention of the achievement of a “unity” perspective, as well as the sociological and technological context in which this process took place, has had influence in the science teaching and learning process. In addition, the definition of the main aims of science teaching nowadays and the designing of the corresponding strategies should be carried out within a science-technology-society framework.

Three topics, supposed to be enjoyable for the students, were selected in this study i.e. geological hazards, geological resources and territorial management. Guidelines for the corresponding teaching and learning strategies in the three geological learning environments (classroom, laboratory or/and even the field), were discussed; they should be adapted by the teachers to their particular educational contexts.

1. CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

Vivemos hoje, para o bem e para o mal, num mundo impregnado pela Ciência e pela Tecnologia, onde a importância e o papel da Geologia estão sendo profundamente (re) apreciados. Convém recordar desde já que a ciência moderna (na aceitação actual do termo) é em grande medida uma realização do século XIX, quando, no rescaldo da Revolução Francesa e acompanhando a Revolução Industrial, os “cientistas” avançam em massa para os laboratórios, adquirem estatuto profissional, criam laços sistemáticos com a Indústria e passam a influenciar, directamente ou não, muitas decisões políticas (KAMMINGA, 1995). Até então, o estudo do mundo identificava-se em larga medida com a Filosofia Natural. A partir daí, a especialização vai arrancar em força, e com ela a fragmentação do saber e a compartimentação das disciplinas científicas (conduzindo mesmo a uma curiosa hierquização das ciências), numa perspectiva reducionista mais sintonizada com os valores da cultura industrial: eficiência, crescimento, progresso ...

A Geologia dos grandes pioneiros (Werner, Hutton, Lyell ...) possuía ainda um carácter holístico herdado da Filosofia Natural (e da História Natural). A sua progressiva, mas inevitável, fragmentação em disciplinas especializadas (e não raramente divorciadas) viria a incluir, já no século XX, a Geofísica e a Geoquímica enquanto instrumentos de análise quantitativa de alguns fenómenos nem sempre directamente observáveis. Conhecida como é a relutância que pelo menos os geofísicos sempre experimentaram em se considerar geólogos, não admira que o reagrupamento das numerosas disciplinas geológicas, a luz da teoria unitária da Tectónica das Placas, se tenha processado sob a designação, mais consensual, de Ciências da Terra ou Geociências (LAUDAN, 1987). Assiste-se mesmo hoje a uma tendência mais inspirada na perspectiva holística dos ciclos biogeoquímicos, para integrar aquele reagrupamento numa ciência do Sistema Terra, o que tem pelo menos a vantagem de enfatizar as relações de interdependência (em saborosa terminologia de reminiscência pre-socrática) envolvem as varias “geosferas” (litosfera, hidrosfera, atmosfera, e, porque não, biosfera). Será então a Geologia apenas uma das Ciências da Terra, ao lado, por exemplo, de uma Geofísica ou de uma Oceanografia? Ou, pelo contrário, serão as Ciências da Terra a configuração actual, “geográfica”, de uma Geologia mais abrangente no espaço e no tempo (WOODCOCK, 1995)? As interrogações ficam postas ...

Ciência e Tecnologia têm raízes antigas (ex. Mito e Magia). Ciência Aplicada é um conceito mais recente, ligado a Revolução Industrial, que de certo modo faz hoje a ponte entre a Ciência e a Engenharia. A Geologia engloba aspectos de ciência fundamental, de ciência aplicada e de engenharia; o que está aliás na origem de interessantes discussões sobre o lugar (e o papel) do engenheiro - geólogo.

Tudo isto tem, naturalmente, implicações fortes ao nível do ensino das ciências (ANDRADE, 2001), tanto mais quanto é desejável que este esteja voltado para o desenvolvimento de capacidades e para a promoção de uma dimensão de cidadania nos alunos. Uma tal perspectiva implica duas coisas. Por um lado, os termos a abordar devem ser criteriosamente seleccionados, de modo que os alunos possam reconhecer a sua utilidade. Por outro lado, as metodologias de abordagem devem ser pensadas de modo a promover um efectivo desenvolvimento de competências. O assumir de forma completa esta posição implica um desafio de tal complexidade que, para alcançar um bom porto, devera procurar a partilha de responsabilidade entre organizadores do currículo, professores e decisões políticas. Não é objectivo deste trabalho discutir a articulação entre estas três entidades; mas vale a pena reflectir sobre alguns princípios orientadores do estabelecimento de estratégia de ensino das ciências, onde o aluno terá um papel de interveniente activo.

Qualquer conjunto de actividades a elaborar pelo professor deverá ser integrado em perspectivas de ensino das ciências capazes de promover não apenas saberes contendaís, mas também atitudes e valores. Retiraremos da bibliografia (MARQUES & THOMPSON, 1997; CACHAPUZ *et al.*, 2000) algumas exigências básicas:

- Os conteúdos curriculares devem aparecer socialmente contextualizados.
- As questões – problema relacionadas com tópicos curriculares devem ser valorizadas (e fomentadas).
- As concepções prévias dos alunos devem ser consideradas com pertinência.
- No desenvolvimento factual e conceptual, a perspectiva histórica deve ser uma preocupação a ter em conta.
- O trabalho cooperativo (para a procura das respectivas soluções) deve ser incentivado.
- A clareza da apresentação e a capacidade de argumentação devem ser tidas como cruciais.

Só assim se poderá contribuir para o desenvolvimento de um ensino das ciências capaz de formar cidadãos com saberes susceptíveis de proporcionarem uma capacidade de intervenção crítica e uma visão articulada entre várias entidades, possibilitando assim uma melhor compreensão do mundo actual.

2. PRIMEIRO EXEMPLO: RISCOS GEOLÓGICOS

2.1. O LUGAR DA GEOLOGIA

Como se sabe, os R.G. representam os condicionalismos naturais, estranhos à vontade do Homem (ainda que este os possa agudizar), relevando da dinâmica interna (tremores de terra, erupções vulcânicas...) ou externas (erosão costeira, desprendimento de terras, cheias e inundações...) do planeta.

A erosão costeira é um dos R.G. mais mediatizados em Portugal (CARVALHO,1990), não só pela frequência das suas manifestações, como também pelo seu impacto sobre as pequenas comunidades piscatórias, mas ainda pela sua interferência negativa no desenvolvimento turístico do litoral. A região aveirense constitui um caso exemplar: todos os anos, sobretudo no inverno, os “media” relatam com dramatismo as investidas marinhas numa costa em contínuo (e acelerado) retrocesso. Será que o mar acabará mesmo por destruir as povoações do litoral aveirense, ignorando as barreiras artificiais de protecção?

440

Vejamos. As belas praias da Costa Verde (Espinho, Furadouro, Torreira, Barra, Costa Nova, Vagueira, Mira...) sofrem hoje um intenso processo de erosão marinha. Todas elas se espalham ao longo de um cordão dunar que as crónicas indicam ter crescido a partir do sec. X, separando provisoriamente o mar aberto (Atlântico) de uma laguna em fase de assoreamento (DIAS *et al.*,1998). O desenvolvimento daquele cordão dunar esteve, como é norma, associado à deriva litoral, neste caso de norte para sul, de areias carreadas pelos rios vindos do planalto Meseta Ibérica setentrional. A irregular, mas progressiva, subida do nível das águas do mar,

consequência da última deglaciação, é, embora determinante, apenas um dos vários factores responsáveis pela erosão costeira actual; os outros (construção de barragens hidroeléctricas, obras de engenharia costeira, urbanização do cordão dunar...) são provocadas pelo Homem.

A construção sistemática de barragens hidroeléctricas foi uma opção governamental tomada em meados do século passado e compreensível face à carência nacional de recursos em combustíveis fósseis (NEIVA, 1983). Uma consequência indesejável, mas revisível, foi a redução drástica da alimentação arenosa da deriva litoral, e com isso o aumento da capacidade erosiva das vagas sobre as costas. A construção de pesadas obras de engenharia (espordões e paredões) surgiu como reacção lógica de protecção; mas assim se desencadeou um processo imparável e autofágico (DIAS, 1988), consideravelmente agravado pela recente e explosiva urbanização que aquelas obras davam aliás a sensação de proteger.

Os processos geológicos são mais complexos do que podem parecer a primeira vista, até porque actuam interdependentemente e a várias escalas espaço – temporais; e não raramente constituem riscos para as comunidades humanas. Quando estas reagem agredindo (e não compreendendo) a Natureza, esta rende a restabelecer o equilíbrio. O resultado a prazo é sempre desfavorável ao agressor.

2.2. O PAPEL DO PROFESSOR

Relativamente à questão concreta dos R.G. aqui em discussão, algumas sugestões se podem avançar, susceptíveis de vir a ser trabalhadas pelos professores. Assim:

- A – Se quisermos valorizar uma abordagem que valorize a componente histórica, parece adequado usar uma sucessão de documentos gráficos (mapas, fotografias, desenhos...) relativos à evolução da região litoral entre Espinho e Figueira da Foz (CARVALHO, 1990). A análise desta documentação pode servir de base para, em trabalho colaborativo, os alunos colocarem um conjunto de questões relacionadas, por exemplo,
- com as razões que determinaram a observada evolução;
 - com a visão prospectiva acerca da sua continuação futura;
 - com a apreciação crítica sobre a acção antrópica que ultimamente tem sido evidenciada através da construção de espordões ao longo da costa.
- Estas questões, uma vez colocadas com a participação dos alunos – é importante sublinhar este aspecto – passam a ser objecto da sua própria curiosidade científica, socialmente contextualizada, e são um factor de muita relevância para o envolvimento dos alunos na implementação de estratégias que levem ao reconhecimento da utilidade dos próprios conteúdos científicos e curriculares.

B – Se houver a intenção de privilegiar uma estratégia mais centrada em actividades laboratoriais, poderia, partindo-se da identificação das questões – problema a resolver, propor a modelização relativa a uma série de esporões, estudando assim o efeito da acção erosiva e de deposição de sedimentos. A importância da dimensão dos materiais sujeitos à acção dos agentes erosivos, bem como, por exemplo, o tipo e as dimensões dos materiais utilizados nas obras de ensocamento junto ao litoral, podem ser usadas de forma a permitir abordar um conjunto apreciável de procedimentos em consonância com os conteúdos curriculares.

3. SEGUNDO EXEMPLO: RECURSOS GEOLÓGICOS

3.1 O LUGAR DA GEOLOGIA

Os Recursos Geológicos Constituem o domínio porventura mais tradicional da actividade dos geólogos. A vida das sociedades depende, em grau proporcional ao nível de vida, do acesso a recursos minerais e energéticos (metais, minerais e rochas industriais, petróleo e gás natural, água, solos...), em qualidade e quantidade tais que a sua prospecção e, sobretudo, a sua utilização levantam hoje problemas delicados.

De 1986 a 1989, a opinião pública portuguesa foi alertada por uma série de manifestações populares que ficaram conhecidas pela designação de “Guerra do Caulino”. As duas partes em confronto foram, respectivamente, a população de Barqueiros, no concelho de Barcelos, e a MIBAL, uma empresa mineira que vinha explorando os recursos da região (areias aluvianares quaternárias ricas em caulino para explorar um novo depósito situado já dentro do perímetro da povoação. Como era de prever, a reacção popular não se fez esperar, sucedendo-se os confrontos entre os habitantes de Barqueiros e as forças policiais mobilizadas para proteger os direitos da empresa. Em 1989, um confronto mais violento provocou a morte de um popular. Pouco tempo depois, o Parlamento aprovará o termo de concessão mineira. Uma questão que se levanta é se deverá o caulino de Barqueiros ser considerado um recurso mineral do país, quando a população local não autoriza a sua exploração. Em última análise, o que é um “recurso mineral”?

Começemos por entender os argumentos invocados respectivamente pela empresa mineira e pela população de Barqueiros. A empresa apoiava-se na definição clássica de Jazigo Mineral: “concentração anormal e local de substâncias minerais úteis que é tecnicamente possível e economicamente vantajoso extrair do seio de substâncias minerais inúteis ou estéreis”. A população ilustrava uma tendência recente para redefinir Jazigo Mineral como “concentração anormal e local de substâncias minerais úteis que é tecnicamente possível, economicamente vantajoso

e ambientalmente inofensivo extrair do seio de substâncias inúteis ou estéreis”. Tudo isto nos incita a precisar (e distinguir) as noções de Recurso, Reserva e Jazigo Mineral.

Recurso é um termo cómodo para designar algo de útil e disponível. Numerosas tentativas têm sido feitas no sentido de codificar a noção de Recurso Mineral. Elas conduziram já à elaboração de diversos esquemas classificativos; realçaremos um, bidimensional, muito didáctico (“Caixa de McKelvey”, que associa um parâmetro geológico (grau de conhecimento) e um parâmetro económico (grau de explorabilidade). Como estes parâmetros variam no espaço e no tempo, o carácter dinâmico do conceito de Recurso mantém-se quando nos circunscrevemos à fracção geologicamente e economicamente rentável que são as Reservas. Os Jazigos Minerais são a materialização das Reservas, da mesma maneira que os barcos são a materialização das frotas. Como facilmente se compreende, há quem prefira restringir a designação de Jazigo às concentrações realmente exploráveis, deixando os termos Jazida (ao jeito tradicional português) ou Depósito (ao jeito tradicional anglo-saxónico) para incluir também as concentrações eventualmente exploráveis a prazo.

Nunca será demais insistir no facto que noções como Jazigo, Minério, Ganga ou Estéril não se referem a entidades bem definidas apenas pelos seus caracteres intrínsecos, físico-químicos. A ganga (ou o estéril) de hoje pode ser minério (ou o jazigo) de amanhã, e vice-versa. O factor económico é em regra determinante.

3.2. O PAPEL DO PROFESSOR

O exemplo acabado de descrever pode ser aproveitado do ponto de vista educacional, e isto quer a nível curricular quer a nível de estratégias de ensino.

Se pensarmos que, nas fontes de um Currículo em geral, e de um Currículo de Ciências em particular, às razões epistemológicas e psicológicas se juntam as sociológicas, é fácil constatar que estas possibilitam a definição dos conteúdos mais capazes de contribuir para uma intervenção sustentada ao nível da comunidade, proporcionando ainda a relevância dos valores pessoais e sociais. Assim se compreende a necessidade de uma formação de banda larga, o que implica uma aprendizagem para todos os intervenientes do processo: organizadores do currículo, investigadores, professores e alunos.

Deste modo, a problemática dos Recursos Minerais, ao fazer a ponte entre

- a actividade comum do geólogo;
- a importância do reconhecimento da Tecnologia como factor crucial do desenvolvimento social e económico;

- as preocupações daqueles que têm do Planeta uma visão sistémica; e ainda
 - a daqueles que querem o desenvolvimento de um ensino das ciências que promova uma cidadania sustentadamente interveniente,
- aparece como um conteúdo incontornável no currículo.

As formas de abordagem devem merecer uma cuidada atenção, na medida em que deverão ser pensadas considerando que as finalidades a alcançar estão para além da compreensão de conceitos importantes, como por exemplo os de Jazigo Mineral, Recurso, Reserva, Ganga ou Minério.

Este é um tema que permite avançar com estratégias pensadas numa lógica de Ciência-Tecnologia-Sociedade (CTS). Trata-se de uma visão que ultrapassa a meta de uma aprendizagem de conceitos, na medida em que pretende ter uma validade cultural, para além de científica: em vez de isolar, procura interconexões entre as ciências naturais e os campos social, tecnológico, comportamental, cognitivo, ético e comunicativo (SANTOS, 1999). Nesta conformidade, haverá que organizar as actividades partindo da formulação de um problema que tenha significado para os alunos e, a partir dele, e em função da metodologia que venha a ser estabelecida para a procura da respectiva solução (ou soluções), ir abordando os correspondentes conceitos curriculares.

Podemos partir de um conjunto de objectos familiares aos alunos – alguns deles de porcelana – e propor, como questões a resolver, a identificação da respectiva matéria-prima, bem como as correspondentes transformações sofridas; este é um projecto de trabalho que permite a identificação de etapas consideradas essenciais. Com a ajuda de bibliografia adequada (PRAIA *et al.*; LEITE *et al.*, 1994) e contando com a orientação do professor, será possível definir uma metodologia que conduza à abordagem de conceitos como, por exemplo, Matéria Prima, Minérios Metálicos e, particularmente, Não Metálicos (caulinos, feldspatos, argilas, areias...), Prospecção, Exploração, Protecção e Transformação, Tecnologias de Transformação. A ideia nuclear poderia centrar-se na concepção de uma Terra que pode ser usada, mas que tem igualmente de ser preservada.

4. TERCEIRO EXEMPLO: ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO

444

4.1. O LUGAR DA GEOLOGIA

O conhecimento geológico do território permite uma intervenção preciosa no planeamento regional e urbano, na gestão das zonas costeiras e nos grandes trabalhos de engenharia (fundações, barragens, túneis...). O papel da Geologia no planeamento regional e urbano é ainda tão mal reconhecido que justifica a sua ilustração com um caso relativamente simples e actual na região de Aveiro.

A rápida expansão urbanística da região do Baixo Vouga levanta alguns problemas sérios ao interferir com factores de reconhecida importância sócio-económica: abastecimento de águas subterrâneas, exploração de recursos minerais, confinamento de substâncias poluentes, conservação de solos agrícolas... Será possível (e nesse caso como) conciliar a expansão urbanística (e de um modo geral o desenvolvimento económico) com a preservação dos recursos geoambientais? Vale a pena analisar o exemplo didáctico do sector Aveiro-Vagos, seguindo de perto, com a devida vénia, um trabalho recente do nosso colega Bernardo Barbosa, do IGM (BARBOSA, 1996).

O sector Aveiro-Vagos situa-se geologicamente numa pequena bacia cretácica, com estrutura monoclinal ligeiramente inclinada para oeste. O seu enchimento é constituído, simplificando ao máximo, por 1) sedimentos inferiores gresosos, grosseiros e permeáveis (“Arenitos Grosseiros do Cretácico”) e 2) sedimentos superiores silto-argilosos e praticamente impermeáveis (“Argilas de Aveiro-Vagos”).

As “Argilas de Aveiro-Vagos” constituem a unidade cerâmica do sector. O seu interesse económico-industrial é de há muito atestado pelas numerosas e pequenas explorações, a céu-aberto, de matéria prima para a indústria cerâmica. Estas explorações são frequentemente conduzidas de modo incorrecto, por ganância e/ou ignorância. Assim, por exemplo, a extracção por fatias verticais é rápida, mas origina a mistura de camadas particularizadas pelo predomínio de diferentes minerais argilosos (illite, caulinite, montmorilonite...), logo com diferentes especificidades tecnológicas: a baixa e/ou irregular produtividade torna-se previsível.

Os “Arenitos Grosseiros do Cretácico” constitui a unidade aquífera do sector, aliás uma das melhores do sedimentar português. O interesse hidrogeológico deste (multi) aquífero é evidenciado pelo facto de abastecer não apenas as populações de Aveiro, Ílhavo e Vagos como também algumas indústrias locais. Os diversos furos de captação têm sido igualmente utilizados para estudos de pendor mais académico (estratigráficos, mineralógicos ...), obviamente com potencialidades utilitárias. A recarga do aquífero, impossível verticalmente devido à relativa impermeabilidade da unidade cerâmica sobrejacente, faz-se em posição lateral, para leste da Palhaça, onde a unidade aquífera aflorante recebe as águas pluviais.

A inexorável expansão de cidades como Aveiro, Ílhavo e Vagos, bem como das correspondentes zonas industriais, instaladas ou a instalar, têm vindo a constituir uma ameaça real para a preservação dos recursos cerâmicos e hídricos da região. As soluções conciliadoras são tecnicamente simples. No que respeita à unidade cerâmica “Argilas de Aveiro-Vagos”, aquela expansão não afecta a alimentação do aquífero subjacente (a relativa impermeabilidade dos sedimentos silto-argilosos pode até confortar a implantação de aterros sanitários em explorações abandonadas); mas deverá conduzir à criação de áreas de zonamento mineiro, para defesa da matéria prima cerâmica. No que respeita à unidade aquífera “Arenitos Grosseiros do Cretácico”, a área de afloramento (zona de recarga) deve permitir uma fácil

infiltração das águas superficiais; a ocupação pela floresta de pinheiros é uma boa base de opção. São factores adversos, logo a evitar, ocupações de tipo urbano e industrial (limitadores de recarga superficial do aquífero) ou agrícola (potenciadora de contaminação por adubos e pesticidas).

4.2. O PAPEL DO PROFESSOR

As potencialidades educacionais deste tópico são grandes, começando logo pela necessidade de proceder à própria clarificação da natureza do conceito de ordenamento do território, o qual aparece, com alguma frequência entre os alunos, sobreposto ao de sustentabilidade ou, mesmo ao de planeamento, quer seja regional ou urbano.

Conceitos curriculares como, por exemplo, coluna cronoestratigráfica, unidade aquífera, realimentação de aquífero, estrutura tectónica, natureza das argilas, podem ser abordados no âmbito de estratégias de ensino e aprendizagem criadas a partir de uma questão/problema que ajude o aluno a compreender a relevância do conhecimento científico desenvolvido na escola para ir à procura de soluções para situações da vida quotidiana.

A problemática das sucessivas e frequentes agressões antrópicas ao ambiente, *sensum latum*, e à preservação dos recursos cerâmicos e hídricos da região, *sensum strictum*, tem aqui oportunidade de serem tratados utilizando perspectivas de ensino onde, por exemplo, a resolução de problemas, o trabalho prático, a linha CTS, o questionamento podem ser articuladas visando a prossecução de um ensino baseado numa lógica de desenvolvimento de competências onde os conteúdos são nucleares mas instrumentais.

É a realização do aluno como pessoa capaz de intervir social, cultural e politicamente com um pensamento crítico, com a capacidade para pensar e tomar decisões, com uma preocupação de trabalho colaborativa que se procura apoiar. Estratégias concebidas, desenhadas e operacionalizadas na perspectiva de um ensino por pesquisa, deverão ser as propostas dos professores.

O ensino das Ciências desenvolve-se no âmbito da tríade Professor – Saberes – Alunos mas as suas finalidades serão mais facilmente alcançadas se o respectivo desenvolvimento partir de situações centradas em questões/problemas do quotidiano e, portanto, familiares aos alunos. Para a organização de estratégias consuetudinárias com tais perspectivas é indispensável a convergência de diversos factores. Salientamos, por um lado, a indispensabilidade de uma boa formação científica

do professor na área da especialidade, o que contudo, não é, por si só, garantia de pleno êxito. Torna-se igualmente importante que sejam tomadas em devida consideração sugestões emergentes da investigação efectuada no âmbito da Didáctica das Ciências, de forma a que as propostas de trabalho tenham uma sustentação científica e educacional.

BIBLIOGRAFIA

- ANDRADE, A. S., 2001 – *Questões-Problema do Quotidiano*. In: L. Marques & J. Praia, coord., *Geociências nos Currículos dos Ensinos Básico e Secundário*. Aveiro – Universidade, 2001.
- BARBOSA, B., 1996 – *Implicações da estrutura geológica da região de Aveiro-Vagos no planeamento regional e urbano*. IGM, Porto.
- CACHAPUZ, A., PRAIA, J. & JORGE, M., 2000 – *Perspectivas de Ensino. Textos de apoio nº1*. Univ. de Aveiro.
- CAETANO, P. N. H., 2002 – *Análise fotointerpretativa da evolução da linha de costa e morfologia dunares entre Furadouro e Praia de Mira. Tese de Mestrado C. Zonas Cost.*, Univ. Aveiro (inédito).
- CARVALHO, G. S., 1990 – *A Geologia e o Ambiente nos media. Geonovas, N° Especial 1*, Lisboa.
- DIAS, J. A., 1988 – *Aspectos geológicos do Litoral Algarvio. Geonovas, N° 10*, Lisboa.
- DIAS, J. A., BERNARDES, C. A. & BOTO, A., 1988 – *Causas e efeitos da erosão litoral entre a Costa Nova e Mira*. APG, XVIII Curso Actualiz. Prof. Geociências, Aveiro.
- KAMMINGA, H., 1995 – *Interpreting the World, Changing the World, and Living in the World: Is a "Science for the People" Possible?* In: T. Wakeford & M. Walters, ed., *Science for the Earth*. J. Wiley & Sons, Chichester.
- LAUDAN, R., 1987 – *From Mineralogy to Geology*. Univ. Chicago Press, Chicago.
- LEITE, A., FUTURO, A., MARQUES, L., PRAIA, J. & TRINDADE, V., 1998 – *Tectónica Global e Terbalho Prático: Contribuição para um sentido inovador no ensino. Enseñanza de las Ciências de la Tierra, 2 (2,3)*.
- MARQUES, L. e THOMPSON, D., 1997 – *Misconceptions and Conceptual Changes Concerning Continental Drift and Plate Tectonics Among Portuguese Students Aged 16-17*. *Res. Sci. Tecnol. Education*, 15 (2).
- NEIVA, J. M. C., 1983, *Energia hidroeléctrica em Portugal. Geonovas, N° 5*, Lisboa.
- PRAIA, J., FUTURO, A., MARQUES, L. & LEITE, A., 2000, *Recursos naturales para una educación ambiental: que relevância tienen? Enseñanza de las Ciências de la Tierra, 8, (1)*.
- WOODCOCK, N., *Earth's History as a Guide to the Earth's Future*. In: T. Wakeford & M. Walters, ed., *Science for the Earth*. J. Wiley & Sons, Chichester.

OS ECLOGITOS DA REGIÃO DE BRAGANÇA-VINHAIIS: DOS FACTOS AOS MODELOS

M. L. RIBEIRO¹ e A. RIBEIRO²

PALAVRAS-CHAVE: eclogitos, metamorfismo de alta pressão, geodinâmica, Terreno Ibérico.

KEY WORDS: eclogites, high-pressure metamorphism, geodynamic evolution, Iberian terrain.

RESUMO

Neste trabalho faz-se uma síntese das principais etapas do conhecimento geológico sobre o metamorfismo de alta pressão em Portugal que teve como ponto de partida a redescoberta de eclogitos na região de Bragança – Vinhais, por J.M.Cotelo Neiva, há mais de meio século. Este conhecimento que está intimamente associado à interpretação geodinâmica do Terreno Ibérico e dos Terrenos Alóctones que se lhe sobrepõem, ainda apresenta alguns pontos em debate.

De facto, embora anteriormente considerados precâmbricos, as actuais datações geocronológicas dos eclogitos, apresentam idades do Paleozóico inferior, levando a supor um episódio de alta pressão dessa idade. A existência de metamorfismo de alta pressão, mas de grau mais baixo, em terrenos alóctones do manto inferior de Trás-os-Montes oriental, associado à 2ª fase de deformação Varisca, é indiscutível e a sua idade tem sido estimada do Paleozóico médio-superior e, por isso, sem relação com o primeiro evento. Por outro lado, os dados estruturais têm levado a invocar "resetting" na interpretação dos resultados geocronológicos respeitantes aos eclogitos associando-os, a um evento anterior ao varisco, que reputam como precâmbrico.

449

¹ IGM, Est. do Zambujal, Apartado 7586, 2721 – 866 Alfragide (email:luisa.ribeiro@igm.pt).

² LATTEX e geofcul, R. Escola Politécnica, 56, 1250 – 102 Lisboa.

ABSTRACT: The eclogites of Bragança-Vinhais: from facts to models

This paper is a synthesis of the main steps of what we know of High-Pressure metamorphism in Portugal, beginning with the description of the Bragança-Vinhais eclogite rocks reported by J.M. Coteló Neiva over fifty years ago. This knowledge is strongly associated to the geodynamic interpretation of the Iberian terrain, and the superposed allochthonous terranes are still subjected to much debate.

In fact, regardless of the eclogites being considered precambrian in age, the geochronological data available point to the lower Paleozoic age, which could mean that a high pressure event happened at that time. The existence of another high pressure event, associated with the second variscan phase, is very well defined in the lower-thrust nappe of eastern Trás-os-Montes (in rocks of lower to upper Paleozoic age). From the geological and structural points of view the geochronological data for eclogites does not fit well without one resetting phase on older rocks (Precambrian).

FACTOS E MODELOS

Quando J.M. COTELO NEIVA (1948) publica o seu magnífico trabalho sobre «Rochas e minérios da região de Bragança-Vinhais», redescobre e descreve, pela primeira vez em Portugal, depois de V. Sousa Brandão, a ocorrência de eclogitos. Este tipo de rochas, paradigmáticas da existência de elevados graus de metamorfismo de alta pressão, reputam-se actualmente, por si mesmas, como das mais significativas na definição da evolução geodinâmica dos variscidas peninsulares. Contudo, é interessante verificar que só voltariam a merecer a atenção dos geólogos cerca de duas décadas depois da sua redescoberta o que não pode deixar de ser significativo da evolução científica em geral e, também, da existência de um largo período em que a investigação mineira dominou em Portugal. De facto, a própria investigação petrográfica e petrológica de J.M. COTELO NEIVA foi efectuada no âmbito de projecto de cartografia efectuada pelo então Serviço de Fomento Mineiro, como se reconhece no próprio trabalho.

Coube a M.R. PORTUGAL FERREIRA (1964, 1966 e 1967) retomar o tema no âmbito do seu trabalho de tese, e reconhecer, também pela primeira vez em Portugal, a existência de polimetamorfismo na região de Vinhais, onde situava as associações mineralógicas da subfácies da hornblenda-clinopiroxena-almândina na transição entre as subfácies almândina-anfibolítica e eclogítica. A partir do estudo dos parâmetros físicos das granadas mostrou a importância da P_{stress} e do baixo teor de SiO_2 na sua génese.

P-M. ANTHONIOZ, em 1972, verifica a existência de variados teores de molécula jadeítica nas piroxenas e, a partir dos teores de piropo das granadas, demonstra a presença de eclogitos B e C da classificação de COLEMAN *et al.* (1965). Relativamente à génese destas rochas refere condições de P-T elevadas para os eclogitos tipo B (da ordem dos 700°C e 10-13Kb) e elevado componente de pressão (inclusive de origem tectónica) e baixas temperaturas, nos do tipo C.

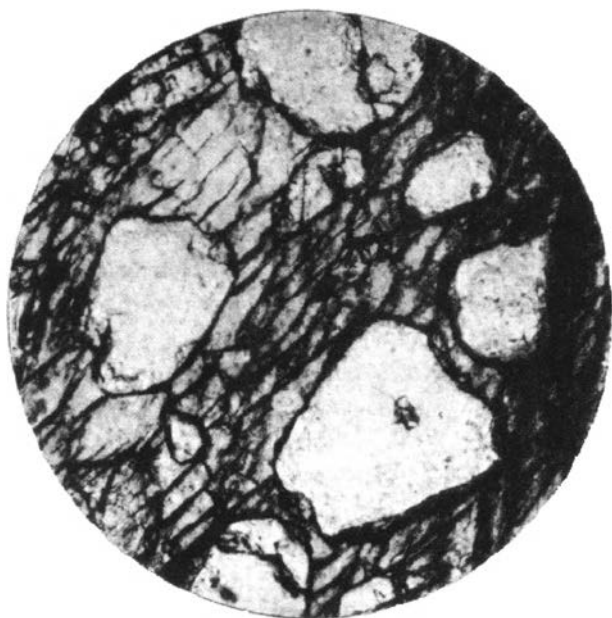


Fig. 1 – Microfotografia de um eclogito da região de Bragança-Vinhais COTELO NEIVA, 1948. Luz nat. (x 65).

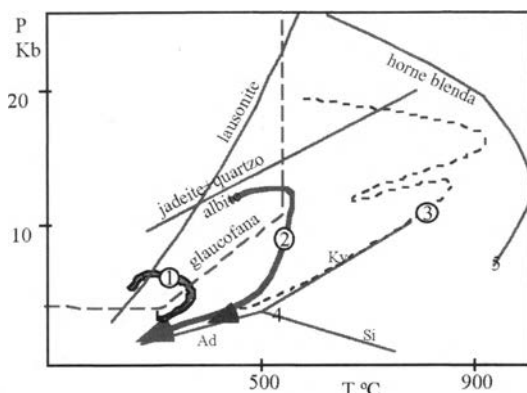


Fig. 2 – Evolução das condições de P-T em granulitos e eclogitos dos Maciços de Morais-Bragança e Cabo Ortegal, Galiza: 1 e 2 (IBARGUCHI & ARENAS, 1991) e do Maciço de Bragança: 3 (MUNHÁ & RIBEIRO, 1987); 4 - Polimorfos de $Al_2 Si O_5$ de Holdaway, 1971; 5 - Curva de estabilidade da hornblenda pargasítica (in HELMSTAEDT & SCHULTZE, 1988).

J. MUNHÁ e A. RIBEIRO (1987) e posteriormente, G. IBARGUCHI e R. ARENAS (1990) estimaram a evolução das condições de pressão e temperatura dos eclogitos com distena e outras rochas de alto-grau associadas, dos maciços de Bragança e Morais tendo-se observado percursos mais ou menos sinuosos cujo justificação irá sustentar os diferentes modelos geodinâmicos. (fig.2).

A idade do episódio de metamorfismo de alta pressão associada aos eclogitos foi, até bastante tarde, implicitamente considerada antiga, arcaica ou precâmbrica, pertencente a um 1º ciclo metamórfico de dois (para alguns autores, três) observáveis nos maciços de Bragança e Morais. Os eclogitos precâmbricos e rochas associadas, ocorreriam tectonicamente imbricados na sua situação actual através de carreamentos de grande amplitude (A. RIBEIRO *et al.*, 1964; M. IGLÉSIAS *et al.*, 1983) (fig. 3).

Os dados referentes à sua provável evolução termodinâmica e os recolhidos através da análise estrutural permitiam supor a existência de dois ciclos integrados em orogêneses distintas – uma precâmbrica e outra varisca.

Por outro lado, a existência de metamorfismo de alta pressão em rochas do Paleozóico português ficou demonstrado através do estudo petrográfico e químico de uma crossite do domínio transmontano (região de Mascarenhas, Mirandela) que evidenciou cristalização, durante a 2ª fase de deformação varisca, em regime de fácies dos xistos azuis (a pressões da ordem dos 7Kb) (M.L. RIBEIRO, 1976).

Nesta época verificou-se que, também J.M. COTELO NEIVA, 1948, havia descrito glaucófana no Mte Ladeiro, entre as rochas máficas e ultramáficas, do Maciço de Bragança. Os esforços feitos no sentido de detectar esta jazida foram, até agora, infrutíferos embora se considere esta jazida em posição estrutural equivalente à das atrás referidas. As determinações termobarométricas de M.L. RIBEIRO, 1976, foram posteriormente confirmadas por estudos mais aprofundados (M.L. RIBEIRO *et al.*, 1982; J. MUNHÁ *et al.*, 1984). L.J.G. SCHERMERHORN & S. KOTSCH, 1984, divulgaram a ocorrência de lawsonite, igualmente no domínio transmontano a NE do Maciço de Morais, que também atribuem ao regime metamórfico associado à movimentação dos mantos de carreamento regionais.

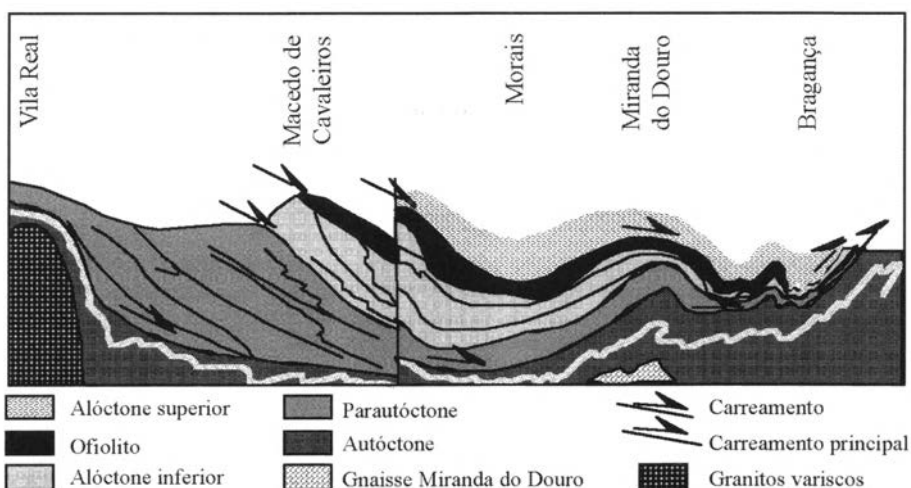


Fig. 3 – Corte esquemático WSW – ENE mostrando o empilhamento de diferentes unidades litoestratigráficas. RIBEIRO *et al.*, 1964, mod..

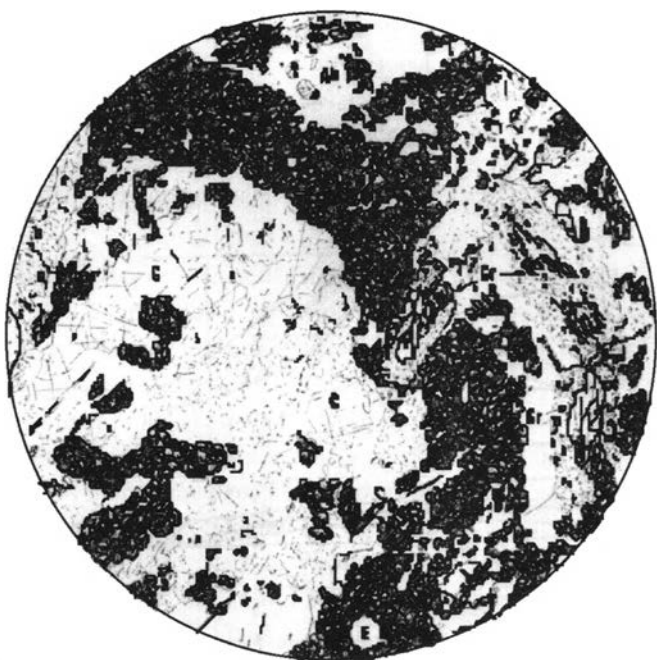


Fig. 4 – Microfotografia de um metabasito paleozóico com crossite (Cr) de Trás-os-Montes evidenciando as relações da recrystalização metamórfica com a 2ª fase varisca. (E-epidoto, Ab – albite, C – calcite). (Luz nat., Cr < 5mm)(RIBEIRO, 1976).

Nestas condições parece inquestionável a existência de um regime metamórfico de alta pressão durante o ciclo varisco. Este metamorfismo foi interpretado como associado à instalação dos mantos de carreamento por obducção (RIBEIRO *et al.*, 1982; MUNHÁ *et al.*, 1984).

Entretanto, surgem múltiplas datações geocronológicas conseguidas através de variados métodos nas rochas eclogíticas e rochas alto grau associadas (M.P. FERREIRA *et al.*, 1988; J. PEUCAT *et al.*, 1990; R.D. DALLMEYER et G. IBARGUCHI, 1990; R.D. DALLMEYER *et al.*, 1991; J. SANTOS *et al.*, 1995, etc.). As datações obtidas encontram-se dentro de um espectro de idades paleozóicas (509 – 389 Ma). Estava instalada a discussão: uns considerando a existência de um episódio magmático aos 509 Ma seguido de metamorfismo de alto grau aos 430 Ma, outros considerando essa idade como resultante de reajustamentos dos sistemas isotópicos por efeito de importantes fenómenos térmicos posteriores, essencialmente aos 390 Ma. Uns e outros, considerando, unanimemente, a existência de dois episódios tectono-metamórficos distintos. Também os estruturalistas reclamam a existência de relíquias de um ciclo precâmbrico onde observam quatro fases de deformação, e um varisco com duas fases de deformação. Deste ciclo antigo estaria representada crusta oceânica e um arco oceânico que tendo sido subductados, permitiram a

formação de eclogitos e, posteriormente obductados, durante o ciclo varisco, levaram consigo litosfera subcontinental peridotítica (e lherzolítica) e, alguma crosta continental (F. MARQUES *et al.*, 1991-92). Naturalmente, estes autores, ao contrário dos outros, interpretam as datações obtidas como resultado de “resetting” durante o último importante evento tectono metamórfico.

Toda a interpretação dos resultados obtidos tem um modelo geodinâmico subjacente.

Ultimamente, têm surgido muitos modelos deste tipo procurando enquadrar dados paleomagnéticos, petrológicos, faunísticos, sedimentológicos, estruturais, paleogeográficos, etc., obtidos pelos investigadores preocupados com a evolução dos terrenos implicados na orogénese varisca da Península Ibérica e zonas limítrofes. Embora muitas vezes sejam contraditórios é possível encontrar pontos comuns nos principais modelos disponíveis. Assim, é consensual que no Ordovícico inferior o Gondwana se encontrava no Polo Sul com tendência para evoluir no sentido norte, e a Báltica, um pouco mais a norte, evoluindo, também, grosseiramente, no mesmo sentido. Entre estes dois continentes localizavam-se alguns microcontinentes como a Cadomia, a Avalónia e a Seríndia. Englobados nestes microterrenos e nas margens do Gondwana estavam as actuais unidades ou zonas geo-estruturais actualmente observáveis no orógeno varisco. Os vários modelos diferem, sobretudo, na posição relativa que atribuem às referidas zonas e nas respectivas evoluções, subsequentes.

Os oceanos intercalares daqueles microcontinentes abriram e fecharam envolvendo a formação de crustas oceânicas, arcos e “back-arc” suas posteriores subducções/ obducções e culminando a colisão final e orogénese durante o Paleozóico médio-superior.

A existência de Precâmbrico no Manto Superior Alóctone de Trás-os-Montes encontra algum suporte nos modelos que prevêm uma história geológica complexa, envolvendo a presença de soco daquela idade, nalguns daqueles microterrenos acima mencionados, e posteriormente, parcialmente, obductado, como é o caso, por exemplo, do modelo de J.F. VON RAUMER *et al.*, 2002.

Considerado que a idade mais antiga obtida para os eclogitos é primária então a sua geração terá sido ocasionada pela movimentação dos microterrenos e seus oceanos limítrofes durante o Paleozóico inferior-médio.

BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P.-M. (1972) – Les complexes polymetamorphiques precambriens de Morais et Bragança (NE du Portugal): étude pétrographique et structurale. *Mem. 20 – (nova série)* 192 p.. Serviços Geol. Portugal. Lisboa.
- COLEMAN, R., LEE, D., BEATTY, L. & BRANNOCK, W. (1965) – Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geol. Soc. Am. Bull.*, t. 76, pp. 483 – 508.

- COTELO NEIVA, J.M. (1948) – Rochas e minérios da região de Bragança – Vinhais. 251p.. *Serv. de Fomento Mineiro*. Porto.
- DALLMEYER, R.D. & IBARGUCHI, G. (1990) – Age of amphibolitic metamorphism in the ophiolitic unit of the Morais allochthon (Portugal) : implications for early Hercynian orogenesis in the Iberian Massif. *J Geol. Soc. London*, 147, pp. 873 – 878.
- DALLMEYER, R.D., RIBEIRO, A. & MARQUES, F. (1991) – Polyphase Variscan emplacement of exotic terranes (Morais and Bragança Massifs) onto Iberian successions: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages. *Lithos*, 27, pp. 133 – 144.
- IBARGUCHI, G. & ARENAS, R. (1990) – Metamorphic evolution of the allochthonous complexes from the Northwest of the Iberian Peninsula. *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, pp. 237-246. Eds. Dallmeyer & Martinez-Garcia. Springer-Verlag. Berlin.
- MARQUES, F.O., RIBEIRO, A. & PEREIRA, E. (1991-1992) – Tectonic evolution of the deep crust: Variscan reactivation by extension and thrusting of Precambrian basement in the Bragança and Morais massifs (Tras os- Montes, NE Portugal). *Geodinamica Acta* (Paris), 5, 1-2, 135-151.
- MARQUES, F.O., RIBEIRO, A. & MUNHÁ, J. (1996) – Geodynamic evolution of the continental Allochthonous Terrane (CAT) of the Bragança and Morais Nappe Complex, NE Portugal). *Tectonics*, v.15, 4, 747- 762.
- MUNHÁ, J., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M.L. (1984) – Blueschists in the Iberian Variscan Chain (Trás – os- Montes: NE Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t.70, fasc. 1, pp. 31 – 53. Lisboa.
- MUNHÁ, J. (1986) – A new thermodynamic calibration of the garnet-clinopyroxene geobarometer. *Maleo*, 2 (13), 31. Lisboa.
- MUNHÁ, J. & RIBEIRO, A. (1986) – Metamorphic evolution of kyanite-eclogites and related high-grade rocks of the Bragança Massif (Trás-os-Montes, NE Portugal). *Maleo*, 2 (13), 31. Lisboa.
- PEUCAT, J.-J., BERNARD-GRIFFITHS, J.G., IBARGUCHI, G., DALLMEYER, R.D., MENOT, R.P., CORNICHE, J. & PONCE DE LEON, M. (1990) – Geochemical and geochronological cross-section of the deep Variscan crust : The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain). *Tectonophysics*, 177, pp. 263 –292).
- PORTUGAL-FERREIRA, M.R. (1964) – Geologia e petrologia da região de Rebordelo - Vinhais. *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra* Nº 58, 282 p. Coimbra.
- PORTUGAL-FERREIRA, M.R. (1966) – As granadas e a sua paragénesese em rochas com elevado grau de metamorfismo. *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra* Nº 61, pp. 19-44. Coimbra.
- PORTUGAL-FERREIRA, M.R. (1967) – Comentário sobre o metamorfismo do complexo de Vinhais (NE Portugal). *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra* Nº 63, pp. 17-32. Coimbra.
- PORTUGAL-FERREIRA, M.R., FERREIRA, J.T. & VEIGA, N.A. (1988) – Alguns dados geocronológicos sobre o Maciço de Bragança. *X Reunião do Oeste Peninsular*. Univ. Coimbra, Bragança, Portugal.
- RIBEIRO, A., CRAMEZ, C. & REBELO, J.A. (1964) – Sur la structure de Trás-os-Montes (Nord-Est du Portugal: *C.R. Acad. Sc. Paris*, tome 258, pp. 263-265.
- RIBEIRO, M.L. (1976) – Considerações sobre uma ocorrência de crossite em Trás – os- Montes Oriental.). *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra* Nº 83, pp. 1 – 16. Coimbra.
- RIBEIRO, M.L., BARNETT, R.L., MUNHÁ, J. & RIBEIRO, A. (1982) – Blueschist in Eastern Trás-os-Montes (NE Portugal): evidence for overthrusting. *Terra Cognita*, 3. Comun. V Semana de Geoquímica, Aveiro (1983), abstracts.

- J. SANTOS, MARQUES, F.O., MUNHÁ, J. & TASSINARI, C. (1995) – A new isotopic tale for Bragança eclogites (NE Portugal), *Terra Nova*, 7, *abstr. Suppl.* 1, 108.
- L.J.G. SCHERMERHORN & S. KOTSCH (1984) – First occurrence of lawsonite in Portugal and tectonic implications. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t.70, fasc. 1, pp. 23-30. Lisboa.
- J.F. VON RAUMER, STAMPFLI, G.M., BOREL, G. & BUSSY, F. (2002) – Organization of the pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin. *Int. J. Earth Sciences / Geol. Rundsch.*, 91 : pp. 35-52.

MALACOLOGIA DOS GRÉS COSTEIROS DE MOÇAMBIQUE

A. REIS MOURA¹

PALAVRAS-CHAVE: malacologia, fóssil, Grés costeiro, Moçambique.

KEY WORDS: fossil, sea shells, beachrocks, Mozambique.

RESUMO

Apresenta-se a listagem de todos os moluscos fósseis assinalados para a formação dos Grés costeiros de Moçambique, num total de 233 espécies, sendo 153 de gasterópodes e 80 de bivalves, assim como a respectiva localização.

A génese da formação foi considerada eminentemente litoral, auxiliada por fenómenos de solubilização e reprecipitação química do material calcário dunar sobrejacente ou próximo. Teria ocorrido durante um período transgressivo de +/- 1,5 metros, como a V^a e última transgressão quaternária, ao qual se teria seguido um período climático relativamente mais quente e seco que o actual, tendo sido a sua idade sido estimada em 4.090 +/- 150 a. P., pelo método do C¹⁴.

ABSTRACT: Malacology in the Grés Costeiros of Moçambique

A catalogue is presented for all 233 species of fossil molluscs recorded from coastal sandstones of Mozambique, including 153 gastropods and 80 bivalves, along with their respective localities.

This formation is considered to be of primarily sedimentary origin, complemented by phenomena of solubilisation followed by chemical precipitation of underlying or nearby limestone dunes. The process apparently occurred in a

¹ Geólogo, Biólogo, Urb. Salvador Mendes, lote 8 - Bias do Sul, 8700 Fuzeta

transitory area of +/- 1.5 metres, during the 5th and last Quaternary transgression, followed by a relatively warmer and drier period than occurs at Present. Its age is estimated to be 4,090 +/- 150 years BP according to C¹⁴ calculations.

1. INTRODUÇÃO

Moçambique é banhado pelo Oceano Índico, tendo o Canal de Moçambique a separá-lo da Ilha de Madagascar. A sua linha de costa estende-se da foz do Rio Rovuma (10° 27' S) à Ponta do Ouro (26° 51' 30" S) alongando-se por uma extensão de cerca de 2.795 quilómetros.

Embora o litoral seja finamente recortado por numerosas e profundas baías, pode dizer-se que é formado por cinco troços orientados segundo direcções alternadas N – S e NE – SW, de influência tectónica, assim colocados: de Cabo Delgado ao Lumbo, N – S; do Lumbo à Beira, NE – SW; da Beira a Inhambane, de novo N – S; de Inhambane ao Maputo, outra vez NE – SW, finalmente do Cabo de Santa Maria à Ponta do Ouro, outra vez N – S.

É quase sempre ao nível superior das marés, que se pode encontrar uma formação gresosa, que tem sido denominada de Grés costeiro. Mais tarde (1996), foi denominada de formação da Costa do Sol e no ano imediato de *beachrocks*.

A sua continuidade é impressionante e apenas interrompida no terço central do País, entre Angoche e a foz do Rio Save.

Apresenta-se em longos recifes barreiras, umas vezes afastados da linha de costa, constituindo uma mais ou menos extensa plataforma, ou até por vezes, instalada nas próprias praias, em bancadas mais ou menos espessas, que defendem a linha de costa da abrasão marinha.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A formação chamada de Grés calcários costeiros, ou simplesmente Grés costeiros, tem sido objecto de estudo de numerosos investigadores desde 1939, altura em que BORGES (1939) faz a primeira descrição desta formação, para o distrito de Inhambane, atribuindo-lhe uma idade do início do Quaternário. Colheu material paleontológico que enviou a COX (1939), que elaborou uma primeira lista de moluscos fósseis num total de 57 espécies. Pelas características eminentemente actuais da sua fauna de moluscos, ainda viventes nas águas da própria região, colocou-a em paralelo com as formações pleistocénicas das áreas circunvizinhas, como de Zanzibar, Malindi, Mombaça e Dar-es-Salaam, admitindo mesmo que se lhes poderia imputar uma idade posterior (CASWELL, 1953 e THOMPSON, 1956).

Outros autores como DIAS (1958), FREITAS (1959), NUNES E OBERHOLZER (1960), BARRADAS (1962), OBERHOLZER (1963), BARROCOSO (1960 e 1963) e KOCH (1964) preocuparam-se com a formação, assinalando-a para novos locais, admitindo factores ecológicos especiais, conferindo-lhes características litológicas e petrográficas marcadas e atribuindo-lhes idades de Pleistocénico Superior ou Recente inferior, sem contudo identificar sistematicamente o seu conteúdo paleontológico.

Em Natural History of Inhaca Island, MACNAE e KALK (1958) assinalam para um afloramento imediatamente a Sul da Ponta Rasa da referida ilha, rochas com espécimes fósseis de *Polynices mamilla*, *Nerita albicilla*, *Melongena paradisiaca*, *Loripes clausus* e outros indeterminados. No entanto, NUNES (1961) considera que os Grés costeiros se podem considerar estéreis em fósseis, dado o seu valor informativo ser tão reduzido.

BARRADAS (1965 a) refere para idade de uma amostra da Praia do Chidenguel, 4090 +/- 150 anos a. P. numa determinação por intermédio do C14. O mesmo autor (1965 b) indica a idade de 4730 +/- 200 anos b. P. para uns *Balanus* sp. e, ainda no mesmo ano (1965 c) tece uma série de considerações sobre as idades das rochas do Quaternário da Beira-Mar, os movimentos eustáticos, períodos climáticos, cronologia do Quaternário e faunas malacológicas antes assinaladas, como fóssil e até actuais (BRAGA, 1952; MACNAE e KALK, 1958; FRANCA, 1960). E ainda figura (BARRADAS, 1965b) as espécies *Terebralia palustris*, *Strombus gibberulus*, *Galeodes paradisiaca* e *Conus textile* para o Mucoque e *Oliva inflata*, para Bartolomeu Dias.

MOURA (1966) apontou para uma formação que apelidou de recifes corais elevados, presente em Messonta e Matibane, na Península de Nacala, uma fauna de 50 espécies, em que 44 das quais não haviam sido identificadas por COX, sendo portanto consideradas novas para Moçambique.

LUCAS (1967) efectuou o estudo de algumas amostras colhidas nas formações costeiras do Sul do Save, mais propriamente provenientes de afloramentos sedimentares costeiros de Bartolomeu Dias, Ilhas de Santa Carolina e Bazaruto e do Tofo, praia próxima de Inhambane. Os estudos levados a cabo foram de natureza petrográfica, paleontológica e geoquímica. No aspecto paleontológico, único que nos interessa, indica a presença de alguns foraminíferos e moluscos, sendo de estes apenas referidos 9 géneros de gasterópodes e outros tantos de bivalves. Considerou que as idades dos depósitos variavam do Pleistoceno médio ao Epipleistoceno.

MOURA (1968) chamando a atenção de que a terminologia de Grés costeiro carece de objectividade, identifica material proveniente da Ilha da Inhaca, listando 39 espécies, em que 13 ainda não haviam sido assinaladas como fósseis, elevando o número total de espécies já reconhecidas para 150, sendo 97 gasterópodes e 53 lamelibrânquios, não considerando diferenças significativas para com a fauna malacológica actual. O mesmo autor (1969) volta a considerar os locais antes referidos onde a formação já era conhecida, indica mais 36 espécies, também assinaladas para vários locais do Sul do Save e Península de Nacala.

Ainda MOURA (1970) estuda material do Mucoque (Vilanculos); amplia a distribuição geográfica das espécies assinaladas e cita pela primeira vez mais 17 espécies de moluscos, sendo 12 deles gasterópodes.

MOURA (1972) recolhe material na pedreira do Relanzapo, pertencente à Companhia dos Cimentos de Moçambique, de Nacala e lista 112 espécies diferentes, 86 gasterópodes e 26 bivalves, ficando conhecida para a formação uma fauna de 210 espécies, sendo 143 gasterópodes e 67 lamelibrânquios.

Finalmente, MOURA (1976) aproveitando uma deslocação à Ponta Macovane, que um lapso de mau tempo seguido de intensa erosão marinha tornou Bartolomeu Dias numa ilha, por rompimento da extensa ponta de rocha e areia que a ligava ao continente, recolheu material que estudou, listando uma fauna de 70 espécies. O total de espécies reconhecidas para a formação ficou então em 233 espécies, sendo 153 pertencentes a gasterópodes e 80 a bivalves. Assinala ainda o facto interessante de algumas espécies de maiores dimensões parecerem ter sido intencionalmente fracturadas do lado oposto ao da abertura, resultado de nítidos vestígios de actividade humana.

MOMADE *et al.* (1996) na sua Carta Geológica de Maputo, 2532 D3, na escala 1:50.000, consideram a *Formação da Costa do Sol* como holocénica e SÉNVANO *et al.* (1997), na *Carta Geológica da Ilha da Inhaca*, na escala 1:25.000, como *beachrocks*, as formações do Cabo Inhaca e a da Ponta Rasa, antes por nós estudada e apelidada simplesmente de Grés costeiro.

2. A FORMAÇÃO

Embora a designação de Grés costeiro não seja muito precisa, é bem expressiva e continuaremos a denominá-la deste mesmo modo.

A formação é um calcarenito em que o material silicioso pode atingir os 90%. Na Costa do Sol, a análise química deu 75% de sílica livre e apenas 6% de carbonato de cálcio, sendo os restantes 19% de natureza vária.

O grão é normalmente de dimensão média a grosseira, excepcionalmente fina, devida a condições especiais de sedimentação. De um modo geral, a zona superior é mais consistente, tornando-se incoerente inferior e lateralmente. A fracturação atinge especialmente a sua porção mais avançada e exposta à erosão marinha. A sua situação em relação ao nível da maré-cheia é normalmente de cerca de um a dois metros superior.

A génese desta formação tem sido muito discutida e nós admitimos as ideias de RUSSELL (1962) e de MABESAOONE (1964). De facto, se considerarmos o afloramento da Costa do Sol, Maputo, não só pela sua posição um pouco inferior ao nível da maré-cheia, pela sua coerência e teor em carbonato de cálcio, parece representar como que um estado incipiente de consolidação da formação do Grés costeiro.

Esta formação terá sido obtida a partir do material arenoso da praia, muito próximo do nível da maré vazia, que sofreria posterior aglutinação por soluções ricas em carbonato de cálcio. A observação das curvas de frequência dos sedimentos mostrados por MABESOONE, isso parecem indicar.

A zona óptima para a diagénese do grés seria próxima do nível de equilíbrio hidrostático entre as águas doces das precipitações atmosféricas que se infiltram nas dunas adjacentes e as águas salgadas, que penetram nas areias de praia. As primeiras, carregadas de carbonato de cálcio solubilizado ao longo do seu trajecto de infiltração, irão sobrenadar as águas marinhas, em equilíbrio hidrostático.

Por vezes, durante a maré vazia, a meio declive da praia, notam-se exsurgências de águas um tanto salobras, que ao escorrer produzem finos, ondeantes e anastomosados sulcos escorrência, num rendilhado típico, verificável um pouco por todas as praias, como na Costa do Sol, Ilha da Inhaca e outras.

Em Santa Carolina, este equilíbrio da lentilha de água doce, chamada de GHYBEN-HERZBERG (KOCH, 1958), é empiricamente conhecido e aproveitado para o hotel ali existente, como tivemos oportunidade de observar, para obtenção de água potável. Durante a maré vazia, a cerca de um quilómetro ao sul da ponte cais, uma importante exsurgência de água doce ali ocorria.

Assim as águas doces infiltradas seriam as responsáveis pelo solubilização e transporte do material calcário, que irá servir de matriz ao Grés costeiro. O facto de os fósseis estarem muitas vezes envolvidos por uma fina camada de calcário pulverulento e branco, poderá ser prova dessas acções de solubilização e reprecipitação.

As variações climáticas, com alternância das estações secas e húmidas, aumento do período seco e da temperatura ambiente, poderão ser um auxílio definitivo na génese dos Grés costeiros.

Por considerações de ordem topográfica, tomando em linha de conta o nível do mar actual e a zona ideal para o aparecimento desta formação e a altura, ou posição que ela de facto ocupa, poderemos inferir que, uma elevação do nível actual do mar de uns escassos dois metros, daria óptimas condições para a sua formação. Desse modo, a última transgressão de + 1,5 m poderia fornecer essa situação.

De facto, BARRADAS (1965 a e b) numa análise cronológica pelo método do C14, sobre conchas dos Grés costeiros de Chidenguele, aponta uma idade de 4.090 +/-150 a. P. ou 2.140 a.C., o que concordaria com a Vª e última transgressão de + 1,5 metros. A formação ter-se-ia 'formado' durante um período de paragem ou pequena regressão do nível do mar, de um mais amplo período transgressivo, ao qual se seguiria um clima muito idêntico ao actual, talvez um pouco mais quente e seco.

3. AFLORAMENTOS

Na Ponta do Ouro, no extremo sul de Moçambique, existem pelo menos duas possantes faixas de Grés costeiro, parcialmente sobrepostas em escadaria, numa espessura total de cerca de 10 metros. Sobre esta ponta ergue-se uma imponente duna avançada, de mais de 65 metros de altura, estando a sua base fortemente consolidada e apoiada sobre os Grés costeiros. Estes são praticamente sem fósseis.

Este mesmo esquema pode encontrar-se em mais de uma dezena de pontas da região do Maputo, no troço sul do litoral do país, onde sem dúvida os maiores desenvolvimentos se fazem na Ponta Milibangalala e, sobretudo, na do Cabo Inhaca, onde uma duna de 115 metros de altura tem o mesmo nome, e um pouco mais a norte outra de 81 m, suporta o farol. Inferiormente aflora o coleonito completamente consolidado, sobre a plataforma dos Grés costeiros. Contudo a jazida fossilífera da ilha, encontra-se no litoral oeste, logo a sul da Ponta Rasa, que tem o nome de Ponta Xitlangaluene. É daí o material, que foi colhido e identificado por nós.

Na Costa do Sol, próximo de Maputo, a praia apresenta um pouco abaixo do nível máximo das marés um pequeno afloramento de Grés costeiro, pouco coerente, horizontal, de cerca de 30 cm de espessura, não mais de 3 m de largura e cerca de 40 m de extensão. O seu grão é médio a grosseiro, e apresenta numerosos fósseis, em especial de bivalves. A sua porção mais avançada tem um aspecto ruiforme. A um nível mais inferior, pequenos blocos dispersos atestam uma outra faixa mais para o lado do mar.

Tivemos ocasião de verificar, em 1962, que um lapso de mau tempo sueste descobriu, também na Costa do Sol, frente à pista do então Automóvel Touring Clube de Moçambique, um afloramento de Grés costeiro muito mais possante e consistente, que a efectiva sedimentação marinha voltou a cobrir de imediato, com o aparecimento do bom tempo.

Ao longo do litoral, para norte, na Ponta Závora, Cabos das Correntes e de Inhambane, Barra Falsa e São Sebastião, os Grés costeiros também afloram, são possantes mas pouco ricos em fósseis.

Em Vilanculos, a praia apresenta três faixas de Grés costeiro, sendo a superior mais espessa e horizontal e as duas inferiores, inclinadas cerca de 3° para o lado do mar. Estas duas faixas apresentam-se também ruiformes, em especial a de nível mais inferior e, portanto, mais do lado do mar.

A abrasão durante a maré-cheia ataca a faixa superior, que mal fica a descoberto. O grão é menos grosseiro e a sua cor mais amarelada, chegando a atingir mais de 1,5 metros de espessura, 20 metros de largura e bem mais de um quilómetro de extensão. Os níveis superiores revelaram-se ricamente fossilíferos e é daí que provem a amostragem por nós colhida e estudada.

Na fronteira Ilha de Magaruque, os Grés costeiros bordejam pelo menos as costas norte e oeste, tendo o seu maior desenvolvimento frente ao hotel. O grés tem mais de 3 metros de espessura e está fracturado, segundo uma rede de juntas paralela e perpendicular à linha de costa actual. É evidente a sua falta de apoio inferior, que poderá ser a causa principal dessa fracturação. Durante a maré vazia notam-se testemunhos de que a formação seria muito mais extensa e que existiria, pelo menos, mais outro nível inferior. Foram notados poucos macrofósseis.

No norte da Ilha Benguérua, mais propriamente na Ponta Chissangune, existe um afloramento de grés de grande coerência e rico nas espécies habituais, como *Fasciolaria trapezium*, *Rapana bulbosa*, *Terebralia palustris*, *Bullaria ampulla* e *Nassa coronata*.

O litoral oeste da Ilha do Bazaruto é também quase completamente orlado de Grés costeiro, em tudo idêntico ao visto nas outras ilhas.

A Ilha de Santa Carolina está quase completamente envolvida por uma cintura de grés, excepção feita ao centro do litoral ocidental. É curioso notar que, embora a sua extensão seja pequena, cerca de 2,5 quilómetros, tanto o Grés costeiro como as dunas, são fortemente consolidados e ocorrem com grande desenvolvimento, sendo muito bem definido o limite de uma formação sobre a outra.

A formação fossilífera, do lado nascente, é de grão médio a fino, apresenta uma inclinação de pouco mais de 5° para o lado do mar. O dunito, com um entre-cruzado eólico típico, mostra restos de *Hydatina* sp.. São visíveis indícios de intensos fenómenos de solubilização e reprecipitação química do seu conteúdo calcário.

Continuando para norte, numa recente fractura da ponta que ligava a Bartolomeu Dias e Ponta Macovane, que a transformou numa ilha, foi também recolhido numeroso material malacológico nos Grés costeiros recém expostos.

Após as esparsas ruínas de Grés costeiro da Baía de Sofala, corre-se todo o terço central do país sem vestígios da formação.

Reaparece na região de Angoche, Ponta Dejuma, que tem o farol de Sangage, Ponta Chauarra, junto a Quinga, e daí até ao extremo norte do país, os afloramentos serão cada vez mais importantes e extensos. As Ilhas do Arquipélago das Quirimbas, que são essencialmente coralígenas, têm à sua volta e no continente fronteiro, extensíssimas plataformas de Grés costeiro.

É o caso da Ponta Quitinga (Matibane) e Ponta Maxilone (Messonta), e da Pedreira do Relanzapo, que se estendia da Ponta Cumpadji à Columolomo, entrada da Baía de Fernão Veloso e acesso ao porto de Nacala.

4. LISTA DAS ESPÉCIES

No Anexo 1 indicam-se todas as espécies de Moluscos conhecidos para a formação dos Grés costeiros de Moçambique e respectivos locais de colheita. As espécies referidas por COX (1939) levam um asterisco. As restantes foram todas assinaladas por MOURA (1966, 1968, 1969, 1970, 1972 e 1976).

Para uma mais fácil e rápida consulta da listagem preferiu-se dispor os nomes das espécies por ordem alfabética. Na coluna ao lado, Localidade, enumeram-se os locais de colheita, ou seja, os locais para onde as espécies foram referidas, o que permite ter uma visão da sua distribuição geográfica. A desta localização seguiu sempre a sequência cronológica do aparecimento dos artigos científicos onde foram referidas.

5. CONCLUSÃO

À medida que o reconhecimento paleontológico foi progredindo, maior tem sido a semelhança da fauna fóssil com a fauna actual, onde as diferenças verificadas poderão ter origem no estado incipiente do conhecimento de que qualquer delas sofre, não só na sua constituição final, como na distribuição geográfica dos seus constituintes e até sua própria ecologia.

Por outro lado, a formação dos Grés costeiros localiza-se principalmente nos terços norte e sul do litoral moçambicano. Verifica-se a sua completa ausência no terço central, na zona de entre a Beira e Quelimane, que corresponde à zona de influência da embocadura do Rio Zambeze. É possível estabelecer uma certa ligação entre este facto e outros fenómenos geológicos, como condições especiais de sedimentação e, possivelmente, instabilidade tectónica regional.

Tivemos ocasião de sobrevoar esta parte da costa e pudemos constatar como aquele troço do litoral é rectilíneo e está a ser atacado pela subida geral do nível do mar, ou fenómeno inverso concomitante. Não só a berma da praia, bem cortada, invadiu a zona do palmar, tendo ficada toda juncada pelos troncos de coqueiros, como também extensas zonas de floresta continental estão a ser invadidas pelas águas do mar, tal como se mostra nas figuras em anexo. O fenómeno não era desconhecido para nós, pois na costa ocidental da Ilha dos Portugueses, verifica-se o mesmo, só que aqui é apenas local, e na Zambézia, é de âmbito regional.

E finalizando, para a formação denominada de Grés costeiros foi assinalada uma fauna malacológica fóssil de cada vez maior interesse, constituída por 233 espécies, das quais 153 são Gasterópodes e as restantes 80, Bivalves. Foram ainda referidas 2 espécies indeterminadas de Escafópodes.

O conjunto faunístico, como não podia deixar de ser, é muito semelhante ao da fauna actual já reconhecida para Moçambique, que é típica da região semitropical Indo-Pacífica, e muito pouco afectada pela presença de espécies características das águas mais frias da África Austral.

6. AGRADECIMENTO

Este artigo é o agradecimento pela formação recebida do Professor Doutor J. M. Coteló Neiva.

7. BIBLIOGRAFIA

- BARRADAS, LERENO (1962) – *Esboço Agrológico de Moçambique*. II Plano de Fomento, L. Marques.
- BARRADAS, LERENO (1965a) – *Cronologia da Beira-Mar do Sul de Moçambique*. Mems. Inst. Invest. Cient. Moçamb., 7, Série B.
- BARRADAS, LERENO (1965b) – *Rochas do Quaternário da Beira-Mar don Sul de Moçambique*. Mems. Inst. Invest. Moçamb., 7, Série B.
- BARRADAS, LERENO (1965c) – *Age of the Last Transgression on the South Mozambique Coast*. Museo Arqueológico de Tenerife, 5, Santa Cruz de Tenerife, Islas Canárias.
- BARROCOSO, A. F. (1960) – *Relatórios Inéditos dos Serviços de Geologia e Minas de Moçambique*.
- BORGES, A. (1939) – *Depósitos Terciários e Post-Terciários do Distrito de Inhambane*. Bol. Serv. Geol. Minas, Mem. Com., 3, L. Marques.
- COX, L. R. (1939) – *Moluscos Miocénicos, Pliocénicos e Post-Pliocénicos de Moçambique*. Bol. Serv. Geol. Min. Moçamb., Mem. Com., 3, L. Marques.
- KOCH, J. H. (1964) – *Contribuição para o conhecimento da Cronologia do Quaternário em Moçambique*. Bol. Serv. Geol. Min. Moçamb., 32, L. Marques.
- LUCAS, DARLINDO B. (1966) – *Contribuição para o Estudo Sedimentológico das Areias de Praia da Ilha Xefina Grande*. Rev. Est. Ger. Univ. Moçamb., Vol. III, Série VI, L. Marques.
- LUCAS, DARLINDO B. (1967) – *Estudo de Algumas Formações Costeiras do Sul do Save*. Rev. Est. Ger. Univ. Moçamb., Vol. IV, Série VI, L. Marques.
- MACNAE, W. e MARGARET KALK (1958) – *A Natural History of Inhaca Island, Moçambique*. Witwatersrand Univ. Press, Johannesburg.
- MOMADE, F. J., M. FERRARA e J. T. OLIVEIRA (1996) – *Notícia Explicativa da Carta Geológica 2532 D3 Maputo (Escala 1: 50 000)*. Dir. Nac. Geol., Maputo.
- MOREIRA, M. E. S. A. (2001) – *Síntese da Evolução Geomorfológica da Ilha da Inhaca, Moçambique*. In Homenagem ao Prof. Doutor Gaspar Soares de Carvalho. Braga.
- MOURA, A. R. (1965) – *Foraminíferos da Ilha da Inhaca (Moçambique)*. E. G. U. M., Vol. II, Série II, L. Marques.
- MOURA, A. R. (1966) – *Gasterópodes dos Recifes Corais Elevados de Messonta e Matibane*. Rev. E. G. U. M., Vol. III, Série II, L. Marques.
- MOURA, A. R. (1968) – *Moluscos dos Grés Costeiros da Ilha da Inhaca (Moçambique)*. Rev. Ciênc. Biol., Vol. I, Série A, L. Marques.
- MOURA, A. R. (1969) – *Contribuição para o Conhecimento dos Grés Costeiros do Sul do Save (Moçambique)*. Bol. Serv. Geol. Min. Moçamb., 35, L. Marques.
- MOURA, A. R. (1970) – *Contribuição para o Conhecimento da Fauna Subfóssil do Mucoque (Vilanculos)*. Rev. Ciênc. Biol., Vol. 3, Série A, L. Marques.
- MOURA, A. R. (1972) – *Contribuição para o Conhecimento dos Moluscos Subfósseis do Relanzapo – (Nacala – Moçambique)*. Rev. Ciênc. Biol., Vol. 5, Série A, L. Marques.

- MOURA, A. R. (1976) – *Contribuição para o Conhecimento da Fauna Malacológica Subfóssil de Bartolomeu Dias (Inhassoro- Moçambique)*. Mems. Inst. Invest. Moçamb., 12, Série A, Maputo.
- NUNES, A. F. (1961) – *Notas sobre os Grés Costeiro do Sul do Save*. Trab. Inst. Inv. Cient. Moçamb., 1, L. Marques.
- NUNES, A. F. e W. F. OBERHOLZER (1961) – *Notas sobre o Reconhecimento Geológico da Ilha da Inhaca*. Bol. Serv. Geol. Min. Moçamb., 27, L. Marques.
- OBERHOLZER, W. F. (1963) – *Notícia Explicativa das Folhas Sul G – 36/ C, D e J (1: 250 000)*. Bol. Serv. Geol. Min., L. Marques.
- SÉNVANO, A., L. REBELO e J. MARQUES (1997) – *Notícia Explicativa da Carta Geológica da Ilha da Inhaca (Escala 1: 25 000)*. Dir. Nac. Geol., Maputo.

ANEXO I

GASTROPODA

Nome científico	Localização		
<i>Amalda similis</i> (Sowerby)	Bartolomeu Dias		Sta. Carolina Costa do Sol Relanzapo
<i>Arys cylindricus</i> (Helbling)	Relanzapo	<i>Conus arenatus</i> Bruguière	Relanzapo
<i>Bulla ampulla</i> (L.)	Matibane Vilanculos Mucoque Relanzapo Bartolomeu Dias	<i>Conus aurora</i> Lamarck *	Chidenguel
<i>Bullia mozambicensis</i> Smith *	Chidenguel	<i>Conus canus</i> Hwass *	Chidenguel
<i>Bullia natalensis</i> Krauss *	Chidenguel Chai-Chai	<i>Conus ceylanensis</i> Bruguière	Relanzapo
<i>Bursa bubo</i> L.	Relanzapo	<i>Conus chaldeus</i> (Roding)	Matibane
<i>Cellana capensis</i> (Gmelin)	Vilanculos Mucoque Relanzapo	<i>Conus fulgetrum</i> Sowerby	Relanzapo
<i>Cellana variabilis</i> (Krauss)	Inhaca Relanzapo	<i>Conus geographus</i> L.	Relanzapo
<i>Cerithium aspera</i> (L.)	Vilanculos Mucoque Relanzapo Bartolomeu Dias	<i>Conus gubernator</i> Bruguière	Inhaca Relanzapo
<i>Cerithium caeruleum</i> (Sowerby)	Relanzapo	<i>Conus literatus</i> L.	Messonta
<i>Cerithium columba</i> Sowerby	Mucoque Relanzapo	<i>Conus lividus</i> Hwass *	Chidenguel Sta. Carolina Relanzapo Bartolomeu Dias
<i>Cerithium kochii</i> Philippi	Costa do Sol Bartolomeu Dias	<i>Conus namocanus</i> Hwass	Mucoque
<i>Cerithium morus</i> Lamarck	Matibane Inhaca Vilanculos Relanzapo Bartolomeu Dias	<i>Conus omaria</i> Bruguière	Relanzapo
<i>Cerithium obeliscus</i> Bruguière *	Chidenguel	<i>Conus striatus</i> L.	Messonta
<i>Cerithium rugosum</i> Wood	Inhaca	<i>Conus tessellatus</i> (Born)	Messonta Relanzapo
<i>Cheilea bulla</i> (Reeve)	Relanzapo	<i>Conus textile</i> L.	Mucoque Relanzapo Bartolomeu Dias
<i>Clanculus puniceus</i> (Philippi)	Relanzapo	<i>Conus vexillum</i> Gmelin	Relanzapo
<i>Columbella turturina</i> Lamarck	Messonta Vilanculos	<i>Conus virgo</i> L.	Messonta Relanzapo
		<i>Cymatium africanum</i> A. Adams *	Chidenguel
		<i>Cymatium aquatile</i> Reeve *	Chidenguel
		<i>Cymatium muricinum</i> (Roding)	Mucoque
		<i>Cymatium pileare</i> (L.)	Messonta Mucoque
		<i>Cypraea annulus</i> L.	Messonta Matibane Inhaca Vilanculos Sta. Carolina

	Mucoque Relanzapo	<i>Diodora ruppellii</i> (Sowerby)	Inhaca Mucoque
<i>Cypraea arabica</i> L. *	Chidenguel Bartolomeu Dias	<i>Diplomeriza duplicata</i> (L.)	Messonta Bartolomeu Dias
<i>Cypraea caput-serpentis</i> L.*	Chidenguel Messonta	<i>Distortrix anus</i> (L.)	Relanzapo
<i>Cypraea carneola</i> L.	Messonta Relanzapo	<i>Dolium olearium</i> (L.)	Relanzapo
<i>Cypraea caurica</i> L.	Vilanculos Mucoque Relanzapo	<i>Dolium pomum</i> (L.)	Relanzapo
<i>Cypraea chinensis</i> L.	Vilanculos Sta. Carolina	<i>Drupa morum</i> (Roding)	Messonta
<i>Cypraea clandestina</i> L.	Relanzapo	<i>Drupa ricinus</i> (L.) *	Chidenguel Messonta
<i>Cypraea erosa</i> L. *	Chidenguel Messonta Inhaca Vilanculos Sta. Carolina Mucoque Relanzapo Bartolomeu Dias	<i>Drupa squamosa</i> Pease *	Chidenguel Chai-Chai
<i>Cypraea felina</i> Gmelin *	Chidenguel	<i>Drupa tuberculata</i> (Plainville) *	Chidenguel Messonta Relanzapo
<i>Cypraea fimbriata</i> (Gmelin)	Relanzapo	<i>Fasciolaria filamentosa</i> Lamarck	Matibane
<i>Cypraea helvola</i> L. *	Chidenguel Messonta	<i>Fasciolaria trapezium</i> L.	Matibane Inhaca Vilanculos Sta. Carolina Mucoque Relanzapo Bartolomeu Dias
<i>Cypraea histrio</i> (Gmelin)	Relanzapo	<i>Fissurella scutellum</i> Gmelin *	Chidenguel Chai-Chai
<i>Cypraea icterina</i> Lamarck	Inhaca	<i>Fusus colus</i> (L.)	Vilanculos Mucoque Bartolomeu Dias
<i>Cypraea isabella</i> L.	Messonta Relanzapo	<i>Harpa conoidalis</i> Lamarck	Matibane Relanzapo
<i>Cypraea kieneri</i> Hidalgo	Relanzapo	<i>Harpa minor</i> Lamarck	Matibane Relanzapo
<i>Cypraea lamarckii</i> Grav	Bartolomeu Dias	<i>Hastula hectica</i> (L.)	Relanzapo
<i>Cypraea lynx</i> L.	Relanzapo	<i>Hipponix barbata</i> Sowerby *	Chidenguel
<i>Cypraea moneta</i> (L.)	Inhaca Vilanculos Relanzapo	<i>Lambis chiragra</i> L.	Relanzapo
<i>Cypraea nucleus</i> L. *	Chidenguel Messonta	<i>Lambis lambis</i> L.	Nacala Matibane
<i>Cypraea staphylaea</i> L.	Relanzapo	<i>Melongena paradisiaca</i> (Roding)	Messonta Matibane Inhaca Mucoque Relanzapo Bartolomeu Dias
<i>Cypraea teres</i> (Gmelin)	Mucoque Relanzapo	<i>Mitra ambigua</i> Swaison	Bartolomeu Dias
<i>Cypraea tigris</i> L.	Matibane Relanzapo	<i>Mitra aurantia</i> Gmelin *	Chidenguel
<i>Cypraea vitellus</i> L.	Messonta Relanzapo		

<i>Mitra limbifera</i> Lamarck	Messonta
<i>Mitra litterata</i> Lamarck *	Chidenguel Vilanculos Relanzapo
<i>Mitra osiridis</i> Issel *	Chidenguel
<i>Mitra papalis</i> (L.)	Messonta
<i>Monilea obscura</i> (Wood)	Mucoque Bartolomeu Dias
<i>Monodonta tabularis</i> Krauss	Inhaca Mucoque
<i>Murex brevispina</i> Lamarck	Inhaca Mucoque Bartolomeu Dias Vilanculos Sta. Carolina Costa do Sol
<i>Murex haustellum</i> L.	Vilanculos
<i>Murex ramosus</i> (L.)	Matibane Inhaca Mucoque
<i>Nassa albescens</i>	Messonta Inhaca Relanzapo
<i>Nassa arcularia</i> L.	Messonta Inhaca Vilanculos Sta. Carolina Costa do Sol Mucoque Relanzapo
<i>Nassa coronata</i> Bruguière	Costa do Sol Relanzapo
<i>Nassa pauperata</i> Lamarck	Relanzapo
<i>Nassaria gracilis</i> Sowerby	Bartolomeu Dias
<i>Natica didyma</i> Bolten *~ <i>ampla</i>	Chai-Chai Inhaca Vilanculos Sta. Carolina Costa do Sol Mucoque Bartolomeu Dias
<i>Natica marochiensis</i> Gmelin	Relanzapo Bartolomeu Dias
<i>Nerita albicilla</i> L.	Messonta Matibane Inhaca Vilanculos

	Sta. Carolina Mucoque Relanzapo
<i>Nerita plexa</i> Chemnitz	Inhaca
<i>Nerita plicata</i> L.	Matibane Vilanculos Sta. Carolina Relanzapo
<i>Nerita polita</i> L.	Matibane Mucoque Relanzapo
<i>Nerita undata</i> L.	Mucoque Relanzapo
<i>Nertopsis radula</i> Grateloup	Messonta
<i>Obeliscus dolobranus</i> L.	Inhaca
<i>Oliva caroliniana</i> Duclos	Bartolomeu Dias
<i>Oliva elegans</i> Lamarck	Mucoque
<i>Oliva inflata</i> Lamarck *~ <i>buihosa</i>	Chai-Chai Messonta Matibane Inhaca Vilanculos Costa do Sol Mucoque Bartolomeu Dias
<i>Ovula ovum</i> (L.)	Relanzapo
<i>Peristernia leucothea</i> Melvill *	Chidenguel
<i>Peristernia nassanula</i> (Lamarck)	Costa do Sol
<i>Phasianella kochii</i> Philippi *	Chidenguel
<i>Philippia radiata</i> (Roding)	Relanzapo
<i>Planaxis sulcatus</i> (Born)	Inhaca Sta. Carolina Relanzapo
<i>Polinices mamilla</i> L.	Messonta Matibane Inhaca Vilanculos Costa do Sol Mucoque Relanzapo Bartolomeu Dias
<i>Polynices melanostoma</i> (Gmelin)	Relanzapo

<i>Polynices powisianus</i> (Récluz)	Bartolomeu Dias		Relanzapo Bartolomeu Dias
<i>Pyramidella auriscati</i> (Chemnitz)	Relanzapo	<i>Thais bufo</i> Lamarck *	Chidenguel Chai-Chai Vilanculos Mucoque
<i>Pyramidella dolabrata</i> L.	Costa do Sol	<i>Tonna variegata</i> (Lamarck)	Bartolomeu Dias
<i>Pyramidella terebellioides</i> (A. Adams)	Relanzapo Bartolomeu Dias	<i>Torinia variegata</i> (Gmelin)	Mucoque
<i>Rapana bulbosa</i> Sol	Vilanculos Mucoque	<i>Trivia oryza</i> Lamarck	Relanzapo
<i>Sigaretes papilla</i> (Gmelin)	Mucoque Bartolomeu Dias	<i>Trochus mauritianus</i> Gmelin	Messonta Relanzapo
<i>Sigaretes undulatus</i> (Récluz)	Bartolomeu Dias	<i>Trochus radiatus</i> Gmelin *	Chidenguel Bartolomeu Dias
<i>Siphonaria capensis</i> Quoy & Gaimard *	Chidenguel Chai-Chai	<i>Trochus virgatus</i> Gmelin	Messonta Matibane Relanzapo
<i>Solidula nitidula</i> (Lamarck)	Relanzapo	<i>Turbo argyrostomum</i> L.	Messonta Vilanculos Relanzapo
<i>Solidula solidula</i> (L.)	Relanzapo	<i>Turbo coronatus</i> Gmelin	Matibane Inhaca Vilanculos Sta. Carolina Mucoque Relanzapo Bartolomeu Dias
<i>Strombus floridanus</i> Lamarck ~ <i>mutabilis</i>	Messonta Mucoque	<i>Turbo natalensis</i> Krauss *	Chai-Chai
<i>Strombus fusiformis</i> Sowerby	Bartolomeu Dias	<i>Turbo splendidus</i> Sowerby	Bartolomeu Dias
<i>Strombus gibberulus</i> L.	Messonta Matibane Vilanculos Relanzapo Matibane Messonta	<i>Urosalpinx heptagonalis</i> (Reeve)	Bartolomeu Dias
<i>Strombus mauritianus</i> Lamarck ~ <i>decorus</i>	Matibane Mucoque	<i>Vexillum rugosum</i> L.	Messonta Mucoque
<i>Subula crenulata</i> (L.)	Messonta	<i>Xenophora corrugata</i> (Reeve)	Bartolomeu Dias
<i>Subula dimidiata</i> (L.)	Messonta		
<i>Terebra marmorata</i> Deshayes *	Chai-Chai		
<i>Terebra straminea</i> Grav	Costa do Sol		
<i>Terebralia palustris</i> (Bruguère)	Matibane Costa do Sol Mucoque		

BIVALVIA

<i>Arca antiquata</i> Gray	Costa do Sol Relanzapo		Mucoque
<i>Arca avellana</i> Lamarck *	Chidenguel	<i>Arca erythraoensis</i> Jonas	Costa do Sol Bartolomeu Dias
<i>Arca bicolorata</i> (Dillwyn)	Relanzapo	<i>Arca fusca</i> Bruguère	Inhaca Relanzapo Sta. Carolina
<i>Arca decussata</i> Sowerby *	Chidenguel Chai-Chai	<i>Arca gibba</i> Krauss *	Chidenguel

<i>Arca helblingii</i> Bruguière	Relanzapo
<i>Arca natalensis</i> Krauss	Inhaca Costa do Sol Bartolomeu Dias
<i>Arca obliquata</i> Wood *	Chidenguel
<i>Arca plicata</i> Dillwyn *	Chidenguel
<i>Arca tortuosa</i> (L.)	Inhaca Costa do Sol
<i>Barnea manilensis</i> (Leach)	Costa do Sol
<i>Cardita variegata</i> Bruguière *	Chidenguel Chai-Chai Mucoque Relanzapo Bartolomeu Dias
<i>Cardium asiaticum</i> Bruguière	Costa do Sol
<i>Cardium flavum</i> L.	Inhaca Relanzapo
<i>Cardium rubicundum</i> Reeve	Relanzapo Bartolomeu Dias
<i>Chama corbieri</i> Jonas *	Chidenguel
<i>Chama gryphoides</i> L.	Bartolomeu Dias
<i>Chama ratoi</i> Boshoff	Mucoque
<i>Chlamys pusto</i> L. *~ <i>tinctus</i>	Chidenguel Bartolomeu Dias
<i>Chlamys senatorius</i>	Costa do Sol
<i>Circe scripta</i> L.	Costa do Sol
<i>Codokia punctata</i> (L.)	Vilanculos Mucoque Relanzapo
<i>Codokia tigerina</i> (L.)	Relanzapo
<i>Corculum fragum</i> (L.)	Relanzapo
<i>Corculum retusum</i> (L.)	Mucoque Bartolomeu Dias
<i>Divaricella dalliana</i> Vanata	Costa do Sol Mucoque Bartolomeu Dias
<i>Divaricella mozambicensis</i> Cox *	Chai-Chai
<i>Donax bipartitus</i> Sowerby *	Chidenguel Chai-Chai
<i>Donax exaratus</i> Krauss * <i>madagascariensis</i>	Chai-Chai Bartolomeu Dias
<i>Dosinia hepatica</i> Lamarck *	Chai-Chai Mucoque Relanzapo
<i>Dosinia japonica</i> (Reeve)	Mucoque

<i>Dosinia pubescens</i> (Philippi)	Costa do Sol
<i>Eastonia nicobarica</i> (Gmelin)	Bartolomeu Dias
<i>Felania subradiata</i> Sowerby *	Chai-Chai
<i>Gafrarium divaricatum</i> (Gmelin)	Inhaca Mucoque
<i>Gafrarium pectinatum</i> L. *	Chidenguel Chai-Chai Relanzapo
<i>Gastrana abildgardiana</i> (Spengler)	Costa do Sol
<i>Glycymeris queketti</i> Sowerby *	Chai-Chai Bartolomeu Dias
<i>Loripes clausus</i> (Philippi)	Inhaca Vilanculos Sta. Carolina Costa do Sol Mucoque Relanzapo Bartolomeu Dias
<i>Lucina edentula</i> (L.)	Inhaca Mucoque Bartolomeu Dias Vilanculos Costa do Sol
<i>Lucina rosacea</i> Smith * ~ <i>rosea</i>	Chai-Chai
<i>Mactra aequisulcata</i> Sowerby	Vilanculos Costa do Sol Mucoque
<i>Mactra lilacea</i> Lamarck	Bartolomeu Dias
<i>Modiolus philippinarum</i> Hanley	Relanzapo Bartolomeu Dias
<i>Mytilus meridionalis</i> Krauss *	Chai-Chai
<i>Navicula kraussii</i> Krauss *	Chidenguel
<i>Ostrea cucullata</i> Born *	Chidenguel Inhaca Vilanculos Costa do Sol Mucoque Bartolomeu Dias
<i>Ostrea lentiginosa</i> Sowerby *	Chidenguel
<i>Ostrea rosacea</i> Deshayes	Mucoque Bartolomeu Dias

<i>Papyridea papyracea</i> (Bruguère)	Inhaca	<i>Spondilus hystrix</i> Bolten *	Chidenguel Chai-Chai
<i>Pecten noduliferus</i> Sowerby	Costa do Sol	<i>Standella nicobarica</i> (Gmelin)	Costa do Sol
<i>Pecten senatorius</i> (Gmelin)	Inhaca	<i>Sunetta contempta</i> Sowerby *~ <i>ovalis</i>	Chai-Chai Costa do Sol Mucoque
<i>Pitaria hebraea</i> (Lamarck)	Inhaca Relanzapo Bartolomeu Dias	<i>Sunetta truncata</i> Deshayes	Bartolomeu Dias
<i>Pitaria kochii</i> (Philippi)	Inhaca Mucoque Relanzapo	<i>Tapes malabarica</i> (Chemnitz)	Vilanculos Costa do Sol
<i>Pitaria kochii</i> (Philippi)	Costa do Sol	<i>Tapes sulcarta</i> Lamarck	Sta. Carolina Bartolomeu Dias
<i>Pitaria manillae</i> (Sowerby)	Bartolomeu Dias	<i>Tellina perna</i> Spengler	Relanzapo
<i>Pteria capensis</i> (Sowerby)	Inhaca Vilanculos Mucoque Relanzapo Vilanculos Bartolomeu Dias	<i>Tellina virgata</i> L.	Mucoque Relanzapo
<i>Quadrans palatum</i> (Martyn)	Relanzapo	<i>Tivela dolabella</i> Sowerby *~ <i>polita</i>	Chai-Chai
<i>Septifer bilocularis</i> L. *	Chidenguel Chai-Chai Relanzapo	<i>Tivela natalensis</i> Dunker *	Chai-Chai
<i>Spisula spengieri</i> (L.)	Bartolomeu Dias	<i>Tridacna maxima</i> Roding	Relanzapo
		<i>Venus arakana</i> Nevill *	Chai-Chai Costa do Sol
		<i>Venus lamellaris</i> (Schumacher)	Bartolomeu Dias
		<i>Venus tiara</i> Dillwyn	Inhaca Costa do Sol Bartolomeu Dias



Fig.1 - Ponta do Ouro. Eleonite sobrepondo-se aos grés costeiros.

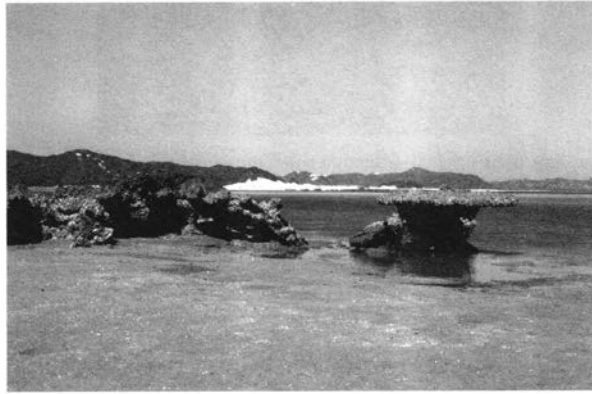


Fig.2 - Parte interior da Ponta Torres, junto à golada de Santa Maria. Grés costeiro ruiforme e em formas cogumelares.



Fig.3 - Praia de Vilanculos. As três séries de grés costeiro.



Fig.4 – Santa Carolina, praia oriental. Eolionito sobre grés costeiro.



Fig.5 – A norte da embocadura do Rio Zambeze. Palmar sofrendo activa erosão marinha.



Fig.6 – Um pouco mais a norte. Floresta terrestre sofrendo o ataque da abrasão.



Fig.7 – Praia das Chocas. Entrada da Baía de Condúcia. Falésia de calcários mesosóicos. Grés costeiro ao nível do mar.



Fig.8 – Baía de Messonta. Grés costeiro em características formações cogumelares.



Fig.9 – Furno Veloso e entrada do porto de Nacala. Grés costeiro ruiniforme e forma cogumelar.



Fig.10 – Praia de Murrébue, um pouco ao sul da Baía de Pemba, antiga Porto Amélia. Falésia de calcários mesosóicos e grés costeiro ruiniforme.

UTILIZAÇÃO DE MODELOS SOBRE VULCANISMO E SISMOLOGIA NO ENSINO DA GEOLOGIA. ANÁLISE DE UM CASO DE APLICAÇÃO

MÁRIO QUINTA FERREIRA ¹, EUNICE M. VIEGAS SANTOS ² e TERESA I.G. MOTA MELA ³

PALAVRAS-CHAVE: geologia, ensino, modelos, vulcanismo, sismologia.

KEY WORDS: geology, teaching, models, volcanism, seismology.

RESUMO

No sentido de averiguar a utilidade e importância da utilização de modelos físicos didáticos no ensino das Geociências realizou-se, na Escola Secundária de Cantanhede, uma exposição que esteve aberta à comunidade escolar, constituída por nove actividades, versando os temas vulcanismo e sismologia, enquadrados no programa de Ciências da Terra e da Vida, do 10º ano de escolaridade. A visita terminava com uma última actividade sobre a estrutura interna da Terra, representando o resultado do estudo conjunto dos vulcões e dos sismos. Junto de cada modelo encontrava-se uma breve informação teórica, bem como as instruções para a sua utilização em cada actividade. Com base nessa informação e após a exploração de cada modelo, os alunos responderam a algumas questões constantes de um caderno de actividades, que os acompanhou ao longo da visita. Foi igualmente elaborado um CD-ROM que, para além de funcionar como mini-enciclopédia sobre os temas da exposição, contém também a descrição dos materiais e dos procedimentos necessários à realização dos modelos e das actividades. De entre os visitantes foram seleccionadas duas turmas do 10º ano, agrupamento Científico-Natural (10º1B e 10º1C), às quais foi distribuído um questionário acerca dos temas abordados. As questões foram retiradas de testes sumativos e fichas formativas

¹ Geólogo de Engenharia. Universidade de Coimbra, Dep. Ciências da Terra. (mqf@ci.uc.pt)

² Bióloga. Escola Secundária de Cantanhede (bio.nice@sapo.pt)

³ Bióloga. Escola Secundária de Cantanhede

anteriormente realizados por esses mesmos alunos, permitindo uma comparação entre a aprendizagem anterior e posterior à exposição. Os resultados comprovaram o interesse dos alunos por este modo de aprendizagem, tendo os melhores resultados sido obtidos nas actividades mais próximas da realidade.

ABSTRACT: Learning Geology with the use of models for volcanism and seismology: a case study

Seeking to evaluate the importance and utility of models in the teaching of geosciences it was made an exhibition dealing with the themes volcanism and seismology, for the discipline "Earth and Life Sciences" of the 10th grade. The exhibition was constituted by eight interactive activities. The last activity deal with the Earth internal structure. Close to each model it was possible to find brief theoretical information, and also the instructions for their use in each activity. After the exploration of each model the students were asked to answer a few questions of an activity book that they carried with them during the visit. A CD-ROM with additional information on the themes and with the description of the procedures and materials necessary to prepare the practical activities was also prepared, and made available to the students. Between the visitors of the exhibition two classes of the 10th grade, of the group "Científico-Natural" were choose to answer a test on the themes of the exhibition. The questions were selected from previous tests presented to those students, allowing the comparison between the learning, previously and after the visit to the exhibition. The results proved the utility of this way of learning, being the best results obtained in the tasks more close to the reality.

1. INTRODUÇÃO

A diminuição da procura das licenciaturas em geociências pelos alunos que ingressam no ensino universitário, que se tem vindo a verificar nos últimos anos, resultará de um conjunto de factores em que o aumento da oferta no ensino universitário terá tido um papel relevante, mas em que o pouco conhecimento das licenciaturas e dos conteúdos com elas relacionados assumem também um papel de relevo. O desinteresse pela escolha das geociências justifica, em nosso entender, um maior investimento no ensino pré-universitário da geologia.

No trabalho que passamos a apresentar tratamos de uma experiência de ensino em que se recorreu à utilização de modelos físicos didácticos como instrumento de aprendizagem dos temas de vulcanismo e de sismologia do 10^o ano de escolaridade. Para tal realizou-se, na Escola Secundária de Cantanhede, uma exposição intitulada "GeoLab", que esteve aberta à comunidade escolar entre os dias 7 e 10 de Abril de 2003, tendo sido visitada por mais de duzentos alunos, matriculados

do 10º ao 12º anos e pertencentes a diferentes agrupamentos. Compararam-se os resultados da avaliação dos conhecimentos adquiridos pelos alunos, antes e após a exploração dos modelos físicos didácticos, o que veio a confirmar o interesse da sua utilização no ensino dos temas apresentados.

2. OBJECTIVOS

Procurando ir de encontro à necessidade de diversificar as estratégias de ensino adoptadas na sala de aula, de modo a permitir que os alunos desenvolvam novas capacidades e competências, utilizaram-se modelos físicos didácticos. Deste modo procurou-se tornar os conteúdos abordados mais interessantes, possibilitando que os discentes formem as suas próprias representações dos conceitos e temas, por vezes complexos, e que construam os seus conhecimentos a partir da sua própria experiência. Por outro lado, as actividades desenvolvidas com base nos modelos podem ser estimulantes, promovendo uma oportunidade de apreender ideias e adquirir competências em contextos práticos mais próximos dos reais.

A exposição era constituída por nove actividades com modelos didácticos, versando os temas vulcanismo e sismologia, enquadrados no programa de Ciências da Terra e da Vida, do 10º ano de escolaridade. A visita terminava com uma última actividade sobre a estrutura interna da Terra, representando o resultado do estudo conjunto dos vulcões e dos sismos. Junto de cada modelo era possível encontrar uma breve informação teórica, bem como as instruções para a sua utilização. Com base nessa informação e após a exploração de cada modelo, os alunos responderam a algumas questões constantes de um caderno de actividades, que os acompanhou ao longo da visita.

De entre os visitantes da exposição foram seleccionadas duas turmas do 10º ano, agrupamento Científico-Natural (10º1B e 10º1C), às quais foi distribuído um questionário acerca dos temas abordados na exposição. As questões foram retiradas de testes sumativos e fichas formativas anteriormente realizados por esses mesmos alunos, permitindo uma comparação entre a aprendizagem anterior e posterior à exploração dos modelos existentes na exposição.

Com o intuito de disponibilizar as actividades constantes neste trabalho, foi igualmente elaborado um CD-ROM que, para além de funcionar como mini-enciclopédia, contendo informações adicionais sobre os temas da exposição, contém também a descrição dos materiais e dos procedimentos necessários à construção dos modelos e realização das actividades práticas. Assim os alunos poderão, individualmente ou em grupo, complementar a sua aprendizagem através da construção e manipulação dos modelos. Este CD-ROM encontra-se disponível nas Bibliotecas da Escola Secundária de Cantanhede e do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra.

3. ELABORAÇÃO E EXPLORAÇÃO DOS MODELOS

No âmbito dos temas vulcanismo e sismologia do programa de Ciências da Terra e da Vida do 10º ano, podem ser construídos diversos modelos, visando uma maior motivação e uma melhor aquisição de conhecimentos por parte dos alunos.

A construção e exploração de cada modelo tem de ter em atenção os objectivos a que este se propõe. É com base nesses objectivos que se selecciona o material a utilizar, bem como o modo de construção e de funcionamento de cada modelo. Na escolha dos materiais para a construção dos modelos teve-se em conta os custos, de modo a que qualquer pessoa os possa facilmente adquirir, e a perigosidade, do modo a tentar eliminar os riscos no manuseamento dos materiais e na operação dos modelos.

A construção de qualquer modelo requer uma base científica que serve de apoio a quem os constrói e explora. Os conteúdos científicos relativos aos temas vulcanismo e sismologia, necessários à elaboração dos respectivos modelos podem ser encontrados em diversos livros de texto didácticos, de que destacamos: DIAS *et al.*, 1999; SILVA *et al.*, 2002; SIMÕES, 1999; MARQUES e ROCHA, 1998; OLIVEIRA *et al.*, 1999.

3.1. ACTIVIDADES SOBRE VULCANISMO

Actividade 1: Vulcões em actividade

Com o objectivo de os alunos identificarem e caracterizarem cada tipo de actividade vulcânica simulada, construíram-se dois modelos de vulcões (modelo A: actividade efusiva; modelo B: actividade explosiva). Pretendeu-se ainda que os alunos relacionassem a forma de cada cone vulcânico com o tipo de actividade e distinguissem a actividade explosiva da actividade efusiva.

Actividade 2: Tipos de lava

Com esta actividade pretendeu-se que os alunos conseguissem compreender o conceito de viscosidade e classificassem os diferentes tipos de lava de acordo com essa propriedade. Em associação com a actividade 1, esta actividade permitir-lhes ainda relacionarem o tipo de lava com o tipo de actividade vulcânica. Utiliza líquidos comuns (mel, óleo, detergente, água) com viscosidades diferentes.

Actividade 3: Formação de uma caldeira vulcânica

Esta actividade destinou-se a dar a conhecer aos alunos o processo de formação de uma caldeira e a observarem as alterações paisagísticas associadas. Esta actividade foi adaptada, de: <http://www.uc.pt/cienterra/ect/NovProgGeo10.html>.

Actividade 4: Vulcanismo Atenuado

Com esta actividade pretendeu-se ilustrar uma manifestação de vulcanismo atenuado (geiser) e a compreenderem o seu processo de formação. Esta actividade foi adaptada de: <http://www.geopor.pt/gne/geolab/vulcan/protocolo2.html>.

3.2. ACTIVIDADES SOBRE SISMOLOGIA

Actividade 5: Zonas geologicamente activas

Modelo A: Correntes de convecção

Foi realizada com o intuito de os alunos compreenderem como se formam os fenómenos de convecção no interior da Terra, utilizando um líquido a ferver num recipiente de vidro, tendo sido adaptada de SILVA *et al.* (2002). Para permitir a visualização das correntes de convecção utilizámos massa alimentar (cuscus ou pevide).

Modelo B: Tectónica de Placas

Com esta actividade pretendeu-se que os alunos distinguíssem zonas de convergência de zonas de divergência de placas e relacionassem essas zonas com a actividade sísmica. Esta actividade foi adaptada de: http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/vwlessons/activities/p_number5.html.

Actividade 6: Causas dos Sismos

Com esta actividade os alunos tiveram a oportunidade de conhecer uma das causas dos sismos, conhecer as diversas forças que actuam sobre as rochas e relacionar a actuação das forças com a ocorrência de sismos. Consiste em simular o movimento ao longo de falhas, devido à ocorrência de sismos.

Actividade 7: Ondas Sísmicas

Pretendeu-se que os alunos compreendessem e comparassem o modo de propagação das ondas P e das ondas S utilizando uma corda e uma mola de grande elasticidade, tendo sido adaptado de SILVA *et al.*, 2002.

Actividade 8: Sismógrafos

Esta actividade destinou-se a dar a conhecer a constituição básica dos sismógrafos e a compreender o seu modo de funcionamento. Utilizaram-se dois sismógrafos: um para medir os movimentos horizontais e o outro para os movimentos verticais.

3.3. ACTIVIDADE SOBRE A ESTRUTURA INTERNA DA TERRA

Actividade 9: Corte esquemático da estrutura interna da Terra

Com esta actividade pretendeu-se dar a conhecer aos alunos o interior da terra, utilizando cones simulando as várias zonas da estrutura interna do globo e colando um círculo no cone maior com a imagem do planisfério, tendo em atenção a escala do modelo.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Para avaliar a eficiência e interesse da utilização de modelos físicos didácticos na aprendizagem das Geociências, procedeu-se à distribuição de um questionário relativo aos temas abordados na exposição. Os resultados do questionário foram transformados em percentagens, permitindo assim a sua comparação com os resultados obtidos em testes sumativos e fichas formativas realizados anteriormente à exposição em que foram utilizados modelos físicos didácticos. Neste estudo estiveram envolvidos 47 alunos do agrupamento 1 (Científico-Natural), 23 dos quais pertencentes à turma 10º1B e 24 pertencentes à turma 10º1C, da Escola Secundária de Cantanhede.

Para facilitar a compreensão dos resultados dos inquéritos, apresente-se uma breve caracterização destas turmas. Relativamente à turma 10º1B, os alunos que a integram são, de uma maneira geral, interessados, trabalhadores, motivados e participativos. Existe, no entanto, um pequeno grupo que demonstra mais dificuldades na apreensão dos conhecimentos. Relativamente ao comportamento, é uma turma irrequieta, barulhenta e conversadora, conseguindo contudo um bom aproveitamento. No que respeita à turma 10º1C, esta é igualmente composta por alunos interessados, trabalhadores e participativos, existindo contudo alguns mais fracos e desinteressados. Tanto em termos de aproveitamento como de comportamento, pode ser considerada uma turma razoável.

De seguida apresentam-se as questões analisadas e os respectivos resultados.

4.1. VULCANISMO

A questão 1 incluía uma figura representando dois tipos de actividade vulcânica assinaladas com as letras A e B. Solicitou-se aos alunos que estabelecessem a correspondência entre as letras (A ou B) e as seguintes afirmações: 1.1 Actividade efusiva __; 1.2 Ausência de explosões __; 1.3 Formação de escoadas de lava __; 1.4 Lava de alto teor de sílica __; 1.5 Actividade explosiva __; 1.6 Lava fluida __; 1.7 Lava ácida __; 1.8 Libertação de piroclastos __.

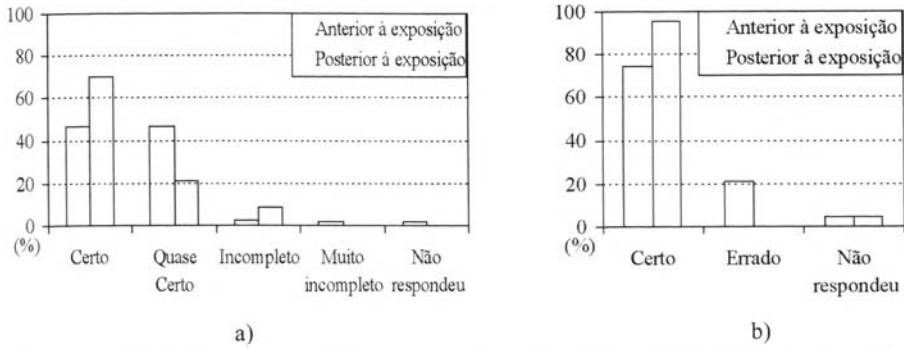


Fig. 1 – a) Resultados obtidos na questão 1 relativa ao tipo de actividade vulcânica. b) Resultados obtidos na questão 2 sobre uma manifestação de vulcanismo atenuado.

Os resultados são apresentados na figura 1-a. É de salientar o incremento de respostas certas, em cerca de 50% relativamente aos resultados da avaliação anteriormente à exposição. As respostas quase certas diminuem para metade, aumentando ligeiramente as respostas incompletas.

Na questão 2 era solicitado aos alunos para escolherem a opção correcta relativamente à afirmação “Um géiser corresponde: a) Emissão de produtos gasosos ricos em enxofre; b) Emissão de jactos intermitentes de água quente; c) Emissão de substâncias gasosas em regiões vulcânicas; d) Emissão de dióxido de carbono gasoso.”

As percentagens de respostas relativas à questão 2 sobre vulcanismo são apresentadas na figura 1-b, verificando-se uma subida do número de respostas certas, que passam a ser de 96%, contra os 75% iniciais, correspondendo a um incremento de 29%. É de salientar a ausência de respostas erradas após a exposição, apesar de 4% dos alunos não responderem à questão quer antes quer depois da exposição.

Na questão 3 era solicitada a análise de um esquema do aparelho vulcânico e a execução da correspondente legenda. A análise das respostas obtidas é apresentada graficamente na figura 2. A principal conclusão das respostas a esta pergunta é que os conhecimentos adquiridos com as actividades experimentais na exposição permitiram passar de 17% de respostas correctas anteriormente à exposição, para

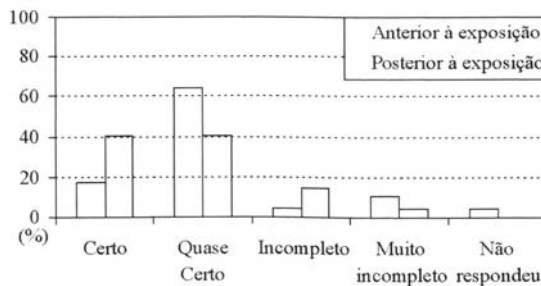


Figura 2 – Resultados obtidos na questão 3 relativa à análise e execução da legenda de uma estrutura vulcânica.

os 40% após a exposição. Continua, no entanto a haver um número de respostas quase certas muito elevado (40%), que em conjunto com o aumento das respostas incompletas de 4% para 15% mostra que ficaram lacunas importantes nos conhecimentos dos alunos.

A questão 4 consistia numa figura representativa do processo de formação de uma caldeira, havendo necessidade de ordenar segundo a ordem de ocorrência, os três esquemas apresentados (questão 4.1). Na segunda parte da questão era solicitada a identificação da estrutura formada (questão 4.2).

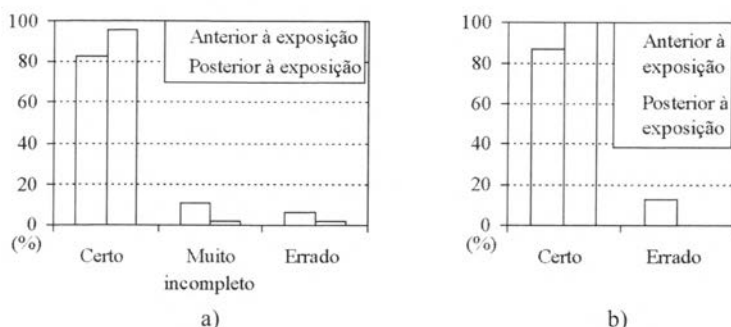


Fig. 3 – Resultados obtidos: a) na questão 4.1 (ordenar segundo a ordem de ocorrência, os três esquemas apresentados); b) na questão 4.2 (identificar a estrutura formada).

Para as duas partes da questão 4 as percentagens de respostas certas são sempre superiores a 80%, com um incremento de 15% após a visita à exposição. A ordenação segundo a ordem de ocorrência dos esquemas suscita mais dúvidas que a identificação da estrutura formada, que após a exposição foi identificada por 100% dos alunos avaliados.

4.2. SISMOLOGIA

484

O segundo grupo de questões versou o tema dos sismos. A primeira questão colocada aos alunos foi: Tendo em conta as suas causas, como se classificam os sismos naturais mais frequentes? 1-1 - Indica os diferentes tipos de forças responsáveis pela ocorrência desses sismos; 1-2 - Identifica a estrutura formada.

A análise do gráfico da figura 4a) mostra alguma dificuldade por parte dos alunos, em identificar os tipos de forças causadoras dos sismos. Mesmo após as demonstrações efectuadas com os modelos, a percentagem de respostas certas ficou nos 68%, com 21% de respostas erradas e 11% sem resposta. Já a identificação da estrutura formada mostra uma taxa de sucesso muito superior (figura 4b), passando de 67% de respostas certas para 94% após a demonstração na exposição.

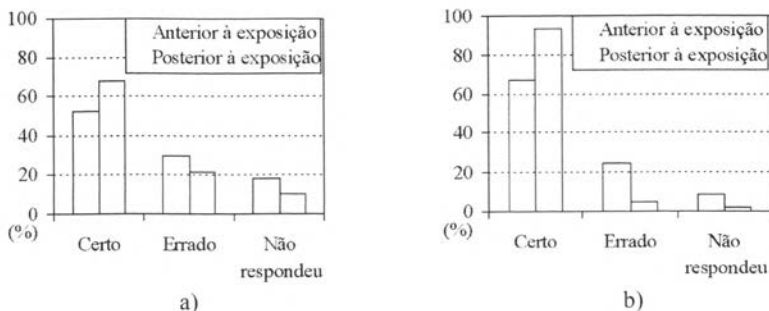


Fig. 4 – Resultados à questão 1 sobre classificação dos sismos naturais mais frequentes: a) Indicação dos diferentes tipos de forças responsáveis pela ocorrência desses sismos; b) Identificação da estrutura formada.

Na questão 2 sobre sismos foi pedido aos alunos para identificarem o(s) tipo(s) de onda(s) referente(s) a cada afirmação: São as segundas a serem registadas ____; Propagam-se paralelamente à direcção de vibração das partículas ____; São designadas por ondas de compressão ____; São designadas por ondas transversais ____; Só se propagam em meios sólidos ____; São as primeiras a serem registadas ____; Provocam alteração do volume das partículas rochosas. ____; Provocam alteração da forma das partículas rochosas ____.

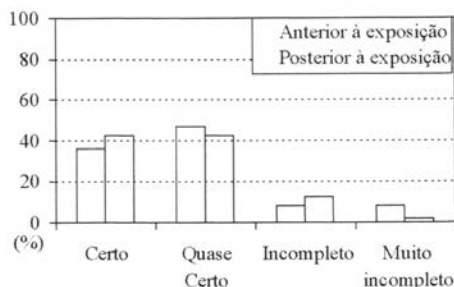


Fig. 5 – Resultados da identificação dos principais tipos de ondas sísmicas.

As respostas relativas à identificação dos principais tipos de ondas e das suas características mostram que os alunos tiveram grandes dificuldades em compreender este assunto de natureza mais teórica, mesmo após a demonstração, nunca conseguindo ultrapassar 43% de respostas certas.

Na questão 3 sobre sismos foi solicitado aos alunos para observarem um sismograma (figura 6-a) e nele identificarem os diferentes tipos de ondas.

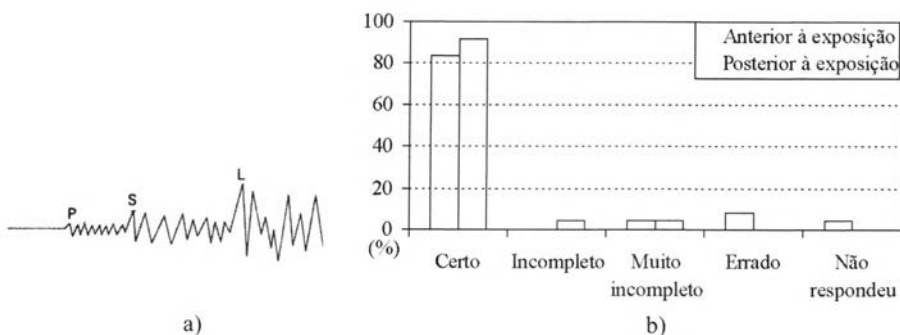


Fig. 6 - a) Sismograma. b) Resultados da identificação dos diferentes tipos de ondas num sismograma.

A identificação dos tipos de ondas num sismograma variou entre 83% e 92% de respostas certas, respectivamente antes a após a exposição. É de realçar que não houve nenhuma actividade específica que permitisse aos alunos avaliar directamente as condicionantes envolvidas na propagação e chegada dos diferentes tipos de ondas.

A última questão apresentava uma ilustração com a estrutura interna da Terra tendo sido solicitado aos alunos que observassem com atenção a figura e que efectuassem o preenchimento da legenda. Relativamente a esta última questão foi possível comparar o desempenho dos alunos da turma C que já tinha respondido à questão em testes anteriores, com os alunos da turma B que responderam à questão pela primeira vez após a demonstração realizada na exposição.

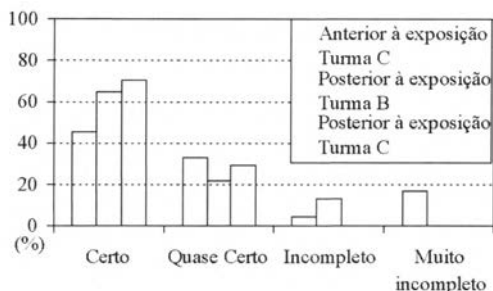


Fig. 7 - Resultados da avaliação da questão sobre a estrutura interna da terra.

A percentagem de respostas correctas dadas pela turma B após a visita à exposição (65%), correspondendo à primeira avaliação que esta turma teve sobre este assunto, é superior à percentagem de respostas correctas dadas pela turma C antes da exposição (46%), mas inferior aos resultados obtidos pela turma C após a exposição (71%). A análise dos resultados confirma uma melhoria geral no desempenho dos alunos, sendo as respostas dadas após a visita à exposição mais satisfatórias do que as dadas anteriormente.

É de salientar o facto de os temas abordados na exposição terem sido leccionados no 1º período (Outubro a Dezembro), altura em que foram realizados os testes relativos aos mesmos. Por outro lado, a realização do questionário após a visita à exposição (Abril) não foi acompanhada de estudo prévio.

5. CONCLUSÕES

O trabalho apresentado permite concluir que a utilização de modelos físicos didácticos para o ensino dos temas vulcanismo e sismologia facilita a apreensão dos conteúdos por parte dos alunos.

Na exposição realizada foi evidente o reforço da aprendizagem tanto ao nível de conteúdos já adquiridos, como de novos conceitos, facto comprovado quer pelas respostas dadas às questões do caderno de actividades quer pelas respostas dos alunos do grupo Científico-Natural, às questões que foram avaliadas.

Durante os dias em que a exposição esteve patente à comunidade escolar, foi visitada por alunos de diferentes níveis de escolaridade e agrupamentos. Foram unânimes em considerar que este tipo de exposições é extremamente importante como instrumento da aprendizagem, e ainda como meio eficaz para o alargamento dos conhecimentos. A exposição suscitou numerosas críticas positivas, comprovando o interesse dos alunos por este tipo de aprendizagem.

Face à actual desmotivação dos alunos perante os conteúdos programáticos leccionados, cabe ao professor recorrer a estratégias diversificadas capazes de motivar os alunos e competir com as inovações tecnológicas oferecidas pela sociedade moderna. Consideramos que o uso de modelos didácticos tornam as aulas mais atractivas, participativas e dinâmicas, motivando os alunos para a aprendizagem. Estas actividades são igualmente importantes pois adaptam-se às diferenças individuais, oferecendo aos alunos múltiplas formas de participarem e de adquirirem conhecimentos, indo ao encontro dos diferentes estilos de aprendizagem e às capacidades individuais.

Para além do desenvolvimento das competências cognitivas, esta estratégia permite ainda o desenvolvimento de competências relacionais e sociais. O aluno desenvolve a sua capacidade de cooperação, de trabalho em grupo e de resolução de conflitos, ganhando confiança nas suas capacidades individuais. Verifica-se também um aumento da iniciativa, persistência e autonomia, ocorrendo a articulação de objectivos cognitivos, sociais, emocionais e de auto-gestão, e uma melhor articulação com a vida real.

6. AGRADECIMENTOS

À Dr.^a Branca Azevedo pela orientação e disponibilidade. Ao Conselho Executivo da Escola Secundária de Cantanhede, bem como a todo o pessoal docente e não docente pela sua colaboração. Aos alunos das turmas 10^oB e 10^oIC pela participação interessada.

7. BIBLIOGRAFIA

- DIAS, A.G. *et al.* (1999) – *Ciências da Terra e da Vida, 10^o ano*, volume 1. Areal Editores, Porto.
- MARQUES, E. e ROCHA, R. (1998) – *Estudar Ciências da Terra e da Vida, 10^o ano*. Porto Editora, Porto.
- OLIVEIRA, E., PEDROSA, C. e PIRES, R. (1999) – *Ciências da Terra e da Vida, 10^o ano*. Texto Editora, Lisboa.
- SILVA, A.D. *et al.* (2002) – *Ciências da Terra e da Vida, 10^o ano*. Porto Editora, Porto.
- SIMÕES, M.F. (1999) – *Ciências da Terra e da Vida, 10^o ano*, volume 1. Editorial O Livro, Porto.
- <http://www.netprof.pt>
- <http://www.geopor.pt>
- <http://www.geopor.pt/gne/geolab/vulcan/protocolo2.html>
- http://www.geopor.pt/gne/index_geolab.html
- http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/vwlessons/activities/p_number5.html
- <http://www.uc.pt/cienterra/>
- <http://www.uc.pt/cienterra/ect/NovProgGeo10.html>

ÍNDICES REMISSIVOS

PALAVRAS CHAVE

abertura do Atlântico	193	Diamang	205
água mineral	277	distrito da Guarda	295
alteração de rochas xistosas	419	eclogitos	449
alteração hidrotermal	45	estado paragenético	85
análise dimensional	405	exploração	25
aplicações industriais	349	exploração de mármore	309
aplito	85	exurgência	265
aquíferos	265, 277	Facuca	59
areia de praia e duna	405	ferberite	73
areias	379	filões de quartzo	123
areias carbonatadas biogénicas	367	fluidos	59, 111
areias vermelhas de Maputo	405	fosfatos secundários de urânio	179
argamassas	391	fraccionação	85
argilas comerciais	349	galenas	169
argilas comuns e especiais	349, 379	gemas	217
asbestos anfibólicos	335	geodinâmica	449
Ba-Pb-Zn	157	Geologia - ensino	477
Bacia do Congo	193	geologia de argilas	349
captação-exploração	265	geomedicina	379
célula hidrotermal	277	geotermia	229, 277
chumbo	59	granitos	157
cintura pegmatítica	85	granitos ornamentais	295
conglomerado da Calonda	205	Grés Costeiro de Moçambique	457
corredores de cisalhamento	45	hidrogeologia	265
deformação	45	hidrogeologia regional	245
densidade linear de fracturação	309	hidrogeoquímica	229
depósitos sedimentares diamantíferos	193	história	11
descarga	277	huebnerite	73
diagramas de Friedman	405	Ilha	265

incorporação de resíduos	391	pegmatito	217
inertes	295	pegmatito	85
interacção água-rocha	229	período romano	391
intrusão	85	planos de bacia hidrográfica	245
intrusões quimberlíticas	193	Portugal	31, 73, 169
isótopos	229	pós-hercínico	59
isótopos de chumbo	169	preservação contra submersão	419
jaspes	111	preservação de arte rupestre	419
jazigos detríticos e primários	205	produções de argilas	349
LCT	217	propriedades das argilas	349
limiar químico-mineralógico	85	propriedades térmicas e químicas	
litogeoquímica	135	das areias	367
Maciço cristalino antigo	245	prospecção mineira	135
maciço granítico	323	prospecções	25, 45, 205
maciços de Bragança e Morais	335	quimberlito	205
maciços graníticos	295	recarga	277
malacologia fóssil	457	recursos hídricos subterrâneos	245
mercados	349	relacionado com intrusão	31
metalogenia	11	reparação obras hidrogeológicas	419
metamorfismo de alta pressão	449	reservas	205
metassedimentos	135	sal gema	379
microscopia de minérios	11	Sarzedas (Portugal)	123, 135
mineralização de urânio	179	saúde humana	379
mineralizações de Sn-W	157	Sedimentologia	405
mineralogia	59	Segura (Portugal)	157
mineralurgia	11	serpentinito	335
minérios metálicos	25	simulação estocástica	309
modelação de incerteza	309	sulfuretos	123
modelos de sismologia	477	talco	335
modelos de vulcanismo	477	tectónica	277
nascente	379	Terreno ibérico	449
Neves-Corvo	111	TIMS	169
nióbio	73	unidades tardias	217
Norte de Portugal	245	urânio em Portugal	179
NYF	217	varisco	31
ouro	45, 123	volframate	73, 123
padrão de fracturação	323	zonamento	73
pedreira de inertes	323	zonamento de reservas	309

AUTORES

A. G. Luis	309	Fernando Tavares da Rocha	391
A. L. Velosa	391	Gaspar Soares de Carvalho	405
A. Monforte	205	Helder Chaminé	245
A. Oliveira	323	Isabel Margarida H. R. Andrade	157
Alcino de Sousa Oliveira	277	J. A. Almeida	309
Ana M. Ribeiro Neiva	73, 123, 157, 179, 335	J. B. Pereira da Silva	379
Anabela Veiga	145	J. Coroado	391
António A. Ramos Ribeiro	449	J. M. Pessoa	169
António A. Soares de Andrade	437	João M. Farinha Ramos	59, 295, 323
António Casal Moura	323	Jorge Manuel P. G. Medina	169
António Neves Trota	277	José A. Almeida	309
António Nogueira G. de Moura	111	José Delgado Rodrigues	419
Armando F. Dias Moreira	295, 323	José Eduardo Lopes Nunes	85
Armando Reis Moura	457	José Francisco dos Santos	169
Beatriz Valle-Aguado	169	José M. Martins Azevedo	265
Bernardo José Ferreira Reis	193, 205	José M. Santos Oliveira	135
C. Tassinari	169	José Manuel Vaz V. B. Marques	229
Carlos A. Leal Gomes	85, 217	José Mário Castelo Branco	45
Carlos Vintém	309	José Martins de Carvalho	245
Celso S. Figueiredo Gomes	349, 367, 379	K. Kawashita	169
Diogo Rosa	31	Luis António Aires Barros	229
E. R. Martins	169	Luis Ferreira Marques	437
Eunice M. Viegas Santos	477	Luis Gomes	295
Eurico Sousa Pereira	193	Luis M. Plácido Martins	25
Fernando Pereira Noronha	59	M. R. Azevedo	169
		M. R. Veiga	391
		M. Serrano Pinto	169

Manuel Machado Leite	295	Nadir Plasencia	245
Mara Lopes	309	Orlando da Cruz Gaspar	11
Maria Elisa Preto Gomes	335	Paula Cristina Simões Carvalho	123
Maria Luisa C. Duarte Ribeiro	449	Rui J. Santos Teixeira	335
Maria Manuela V. G. da Silva	157, 179	S. Spinola	295
Marina Marques S. Cabral Pinto	179	Samuel Romberger	31
Mário Quinta Ferreira	477	Teresa I. G. Mota Mela	477
Martim Portugal V. Ferreira	265, 277		

