

MARTIM PORTUGAL V. FERREIRA
Coordenação

A Geologia de Engenharia e os Recursos Geológicos

VOL. 1 • GEOLOGIA DE ENGENHARIA



Coimbra • Imprensa da Universidade

JAZIGOS PORTUGUESES DE MINÉRIOS DE URÂNIO E SUA GÉNESE

J. M. COTELO NEIVA ¹

PALAVRAS CHAVE: urânio, filões, mineralização epitermal, fluidos de solidificação granítica, água meteórica

KEY WORDS: uranium, veins, epithermal mineralization, granitic solidification fluids, meteoric water

RESUMO

Os jazigos de urânio localizam-se nas Beiras e NNE do Alentejo, relacionados com os granitos uraníferos variscos que cortam. Caracterizados os tipos de jazigos, refere-se a sua distribuição em relação com a morfologia e geologia das duas regiões. Estudadas as paragénese minerais primárias de variados jazigos, reconheceu-se que a epitermal uranífera se sobrepõe frequentemente à mesotermal dos jazigos de sulfuretos e, por vezes, à hipotermal dos jazigos de cassiterite e volframite. Os metassomatismos sobrepõem-se, também, nas rochas encaixantes. Foi estudado com maior pormenor o metassomatismo do granito produzido quando da génese dos filões de quartzo e de quartzo-jaspe com minérios de urânio. Com base na geoquímica, no carácter epitermal e na localização dos jazigos e na geologia regional estabeleceu-se um esquema genético a partir de mistura dos fluidos libertados quando da solidificação do granito e de água meteórica infiltrada, em apreciável quantidade, ao longo de extensas e profundas falhas variscas, hoje flancos da Serra da Estrela, que iria dissolvendo o urânio da uraninite (\pm monazite) deste granito. Por ascensão dessa mistura e outras subseqüentes formaram-se, em fracturas e falhas, muitas coincidentes com jazigos de sulfuretos e outras com jazigos de cassiterite e volframite, concentrações epitermais de pecheblenda e de outros

¹ Professor Catedrático Jubilado da Universidade de Coimbra

minerais a partir de soluções algumas delas coloidais. Quando da intrusão de filões de rochas básicas, no Triássico Superior, terá havido nova mobilização de minerais uraníferos do granito e da mineralização uranífera. Outra hipótese genética é semelhante à das fontes termais, havendo, também, possibilidade desta.

ABSTRACT: Portuguese uranium deposits and their genesis

The uranium deposits are located in Beiras and NNE of Alentejo. They are related to uranium-bearing Variscan granites that they intruded. The different types of uranium deposits are characterized. Their distributions are related to the morphology and geology of both areas. Primary mineral paragenesis of several uranium deposits were studied. Commonly epithermal uranium mineralization overlap mesothermal sulphide deposits and some of the hypothermal cassiterite and wolframite deposits. Their metasomatic effects on country rocks also overlap. The granite metasomatism due to the fluids of uranium quartz and jasper-quartz veins was studied in more detail than the others. A genetic model was defined based on the geochemistry, epithermal characteristics of uranium mineralization, location of these deposits and regional geology. Fluids released during the granite solidification mixed with significant amount of meteoric water descending through long and deep Variscan faults of Serra da Estrela. These fluids dissolved uranium from the granite uraninite (\pm monazite). The U-bearing fluids ascended along fractures and faults, most of them in sulphide deposits and some in cassiterite and wolframite deposits, and originated epithermal pitchblende and other minerals from solutions, some of them being colloidal. When the Upper Triassic veins of basic rocks intruded, new mobilization of uranium minerals from granite and uranium mineralization took place. The other genetic hypothesis is similar to that form thermal springs.

INTRÓITO

16

Relacionado com actividades hidrotermais graníticas, tive ocasião de estudar jazigos de cassiterite e wolframite (NEIVA, 1944, 1972), de ouro (NEIVA, 1945, *et al.*, 1990) e de sulfuretos (NEIVA, 1951). Embora houvesse estudado jazigos uraníferos, ficava-me a impressão pouco clara da sua génese e de que em todas as mais variadas hipóteses genéticas havia um fundo de verdade (NEIVA, 1995).

Desde 1953 procurei, a pouco e pouco, ir estudando a paragénesis epitermal dos minerais primários dos mais variados jazigos uraníferos, acabando por fazer um quadro-síntese dessa paragénesis. Mas, em muitos casos, ela estava sobreposta

à paragénese de jazigos mesotermiais de sulfuretos e, noutros, à paragénese de jazigos hipotermiais de cassiterite e volframite. Mais tarde, procurei estudar: a paragénese dos minerais primários de alguns jazigos de sulfuretos da Beira Baixa, e elaborar um quadro-síntese; e a paragénese dos minerais primários de alguns jazigos de cassiterite e volframite das Beiras, e estabelecer um quadro-síntese; e fazer as comparações dos três quadros-síntese e estabelecer as respectivas sobreposições.

Além disso, encontrei rara uraninite idiomorfa e inclusa em columbite no pegmatito de Cabração (Serra de Arga) (NEIVA, 1954) e, ultimamente, no mesmo mineral, em raros jazigos hipotermiais de cassiterite e volframite das Beiras, mas não inclusa nos outros minerais destes jazigos nem nos dos jazigos de sulfuretos mesotermiais.

Mas minerais radioactivos são comuns como acessórios nos granitos. Nas Beiras e NNE do Alentejo, por ordem decrescente de radioactividade, ocorrem uraninite, monazite, xenotima, zircão e óxidos de Ti-Fe, com domínio de inclusões nas micas (85%) e nos outros minerais (10%) do granito e em finos grânulos no contacto intergranular (5%) dos minerais da mesma rocha (PAGEL, 1951). É destes minerais do granito que U e Th foram mobilizados e entraram numa mineralização epitermal que flocou, gelificou e exsicou em variadas armadilhas, e também, entre elas, em jazigos filonianos variscos de cassiterite e volframite e em jazigos de sulfuretos (Zn, Cu, Pb) das Beiras e do NNE do Alentejo.

É destes assuntos que trata o trabalho que a seguir se apresenta, dedicado aos meus Discípulos, Amigos, Colegas Geólogos, a Todos com quem trabalhei no campo e no laboratório, às minhas Filhas, e às memórias dos meus Mestres, Pais e minha Mulher.

1. LOCALIZAÇÃO DAS JAZIDAS DE MINÉRIOS DE URÂNIO EM PORTUGAL

Na Figura 1*, está indicada a localização das jazidas de minérios de urânio em Portugal. Reconhece-se, da figura, que essas concentrações estão relacionadas com granitos variscos e dominam nas Beiras e no NNE do Alentejo, onde ocorrem jazigos com apreciáveis reservas minerais (DIAS, 1982, 1983).

As jazidas são, na grande maioria, filonianas. Nas Beiras e NNE do Alentejo, estão principalmente relacionadas com granitos γ_{2b}^{II} , γ_{3b}^{II} , γ_{3c}^{II} , γ_{3d}^{II} (Carta Geológica de Portugal, 1/500000, 1992), que cortam, e algumas atravessam metassedimentos da zona do endocontacto com esses granitos. A norte do rio Douro, relacionam-se, também com esses granitos, filões de quartzo com minerais uraníferos próximo de Penafiel, Amarante e Viariz (Baião).

* Figura de DIAS *et al.*, 1970, com algumas adaptações.

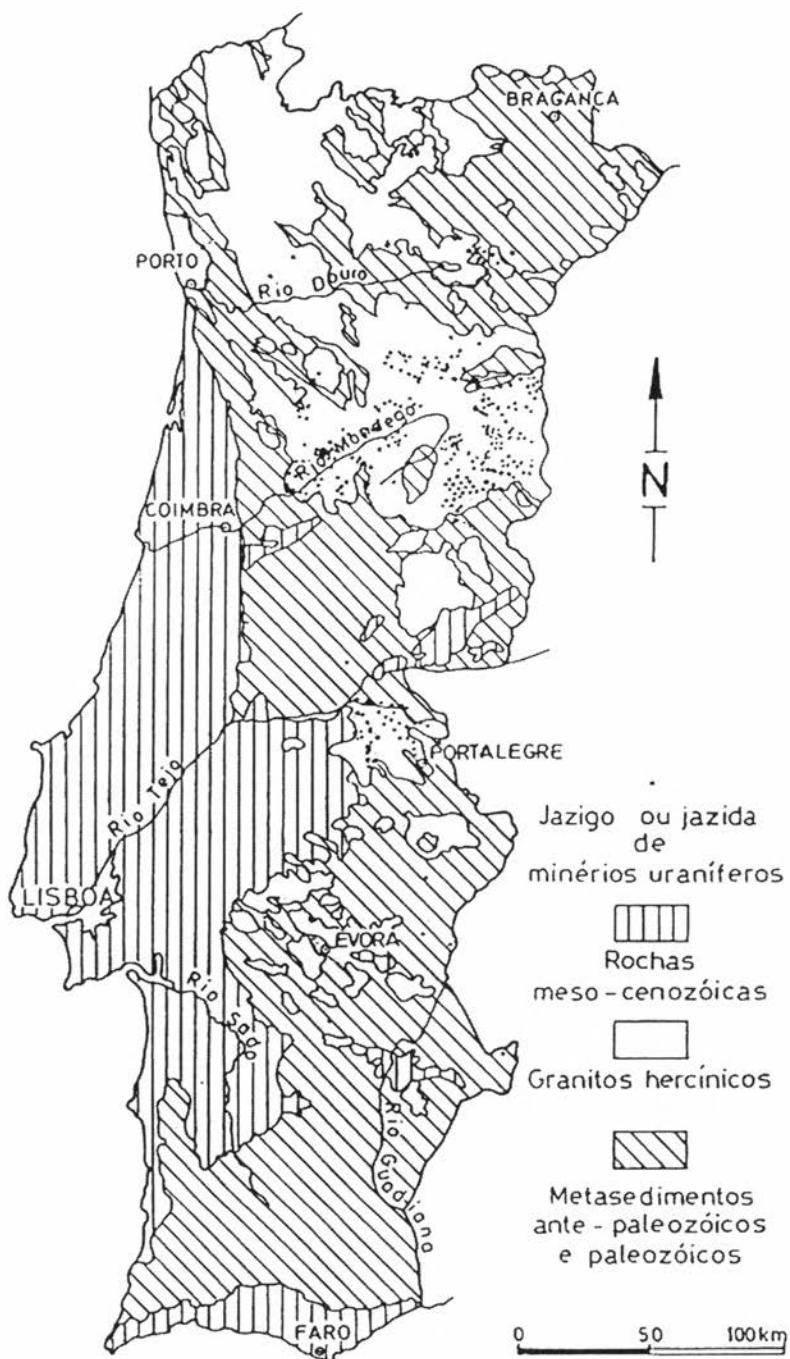


Fig. 1 - Localização dos jazigos e jazidas de minérios de urânio.

Contudo, nas Beiras, a noroeste, na região entre S. Pedro do Sul, Vouzela, Boa Aldeia e S. João do Monte, as jazidas filonianas uraníferas cortam o granito γ_3^I , com o qual se relacionam.

A norte do rio Douro, relacionam-se com os granitos γ_3^I e γ_1^{II} de entre Porto, Aguçadoura e Folgosa, as jazidas filonianas da zona de endocontacto (que não ultrapassa 2 km) de metassedimentos que vão do Câmbrico ao Silúrico. Atravessando granito γ_3^I há, em Sr^a. da Cunha (Alijó), jazida filoniana, sem valor económico como estas. Também na região da Vilarça (Moncorvo), principalmente entre Eiras das Hortas e Horta da Vilarça, no contacto entre rochas xistentas do Câmbrico e o granito hercínico γ_3^I , há filões de quartzo leitoso e fumado com minerais secundários de U (FARIA, 1966).

No Alentejo, há também jazidas uraníferas em Vila Viçosa, Terena (Alandroal), Mocissos (Rosário), Oriola (Portel) e Barrancos em rochas xistentas metamorfizadas do endocontacto (FARIA, 1966), em que os granitos estarão relativamente a dezenas ou muito poucas centenas de metros de profundidade. Esses granitos, com os quais a mineralização estará relacionada, serão provavelmente idênticos aos γ_3^I .

Os granitos com os quais as jazidas de minérios de urânio se relacionam são uraníferos.

2. GRANITOS URANÍFEROS* EM PORTUGAL

Os depósitos portugueses de minérios uraníferos estão principalmente relacionados com os granitos referenciados na Carta Geológica de Portugal 1/500000 (1992) por γ_{2b}^{II} , γ_{3b}^{II} , γ_{3c}^{II} , γ_{3d}^{II} . Tais granitos dominam principalmente no NNE do Alto Alentejo e nas Beiras, em que preferencialmente ocorrem aqueles jazigos, e estendem-se para NW pelo Douro e Minho.

Tomaram-se em consideração as datações dos granitos pelo método Rb-Sr (rocha total) e não as de K-Ar da biotite por estas darem resultados mais jovens por, frequentemente, a biotite estar um pouco cloritizada.

Os granitos γ_{2b}^{II} são granitos a monzogranitos porfiróides, muito grosseiros a grosseiros, biotíticos ou biotítico-moscovíticos, peraluminosos, com encraves tonalíticos e também metassedimentares. Em plutões zonados constituem a zona periférica. Por alteração metassomática, alguns plutonitos sofreram apreciável moscovitização, como, por exemplo, o plutonito de Penamacor-Monsanto (NEIVA, *et al.*, 1992). Genericamente têm idade entre 297 e 319 Ma, com U entre 5 e 14 ppm (mais frequentemente 9-12 ppm) e Th entre 12 e 47 ppm (mais frequentemente 12-22 ppm). Podem ser granitos híbridos, de mistura dum magma anatóxico granítico

* O granito uranífero tem teor em U superior ao do *clarke* dos granitos. Este *clarke*, segundo TAYLOR (1964), é de 4 ppm.

e dum magma máfico do manto, como acontece, por exemplo, em Carregal do Sal (SILVA, 1995; SILVA *et al.*, 1999), em Fornos de Algodres (AZEVEDO, 1996), em Terras de Bouro (NEIVA, 1993) e entre o Tâmega e o Douro (NEIVA, 1998). Mas na Serra da Estrela foi um magma granodiorítico, formado por fusão parcial de metassedimentos do Câmbrico, que deu, por cristalização fraccionada, o magma γ_{2b}^{II} (NEIVA *et al.*, 1987).

Os granitos γ_{3b}^{II} são granitos a monzogranitos porfíróides, grosseiros a médios, biotítico-moscovíticos, por vezes de duas micas, peraluminosos, com encraves de granodiorito e metassedimentares. Em plutões zonados constituem o núcleo do plutão, como no sul das Beiras; mas no plutão de NNE do Alentejo, de Nisa a Albuquerque (Espanha), é o granito dominante, e o núcleo, estreito, alongado, é de granito levemente porfíróide, médio, moscovítico-biotítico, talvez γ_{3c}^{II} . No geral o granito γ_{3b}^{II} tem idade entre 277 e 297 Ma (AZEVEDO, 1996; SILVA *et al.*, 1999; MENÉNDEZ, 1998). Nesses granitos, determinou-se U = 6-21 ppm (mais frequentemente 9-17 ppm) e Th = 8-36 ppm (mais frequentemente 9-29 ppm). Em diversos locais foi reconhecida a diferenciação do magma γ_{2b}^{II} para o magma γ_{3b}^{II} acompanhado de assimilação de material metassedimentar (SILVA, 1995). Mas na Serra da Estrela, o granito γ_{3b}^{II} formou-se, por cristalização fraccionada, a partir de um magma γ_{2b}^{II} , que, como atrás referido, resultou da cristalização fraccionada de um magma granodiorítico, formado por fusão parcial de metassedimentos do Câmbrico (NEIVA *et al.*, 1987).

Os granitos γ_{3c}^{II} , granitos a monzogranitos porfíróides, médios ou médios a finos, biotítico-moscovíticos, por vezes de duas micas, raramente moscovíticos, peraluminosos, não se encontram na sequência da diferenciação de γ_{2b}^{II} e γ_{3b}^{II} , correspondendo a pulsação magmática distinta, talvez dum magma granítico anatótico derivado de refusão parcial do Complexo Xisto-Metagrauváquico. Os granitos do grupo γ_{3c}^{II} têm no geral idades entre 278 e 305 Ma, com U = 6-13 ppm e Th = 1-43 ppm (SILVA *et al.*, 1999; AZEVEDO, 1996).

Granito γ_{3d}^{II} , de grão fino a médio, ligeiramente porfíróide, moscovítico-biotítico, peraluminoso, por exemplo ocorre em manchas no seio do granito γ_{3b}^{II} em Vale do Rossim (Serra da Estrela); formou-se por cristalização fraccionada do magma γ_{3b}^{II} . Contém U = 8 ppm e Th = 2 ppm (NEIVA *et al.*, 1987).

Mas um outro granito da Serra da Estrela, que aflora na parte apical do granito γ_{3b}^{II} em Covão do Meio, granito médio moscovítico, com U = 11 ppm e Th = 2 ppm, ter-se-á formado por difusão termo-gravitacional com os voláteis a terem, também, um papel importante (NEIVA *et al.*, 1987).

Com os conjuntos graníticos referidos, relacionam-se mineralizações epitermais uraníferas, mesotermiais de sulfuretos, hipotermiais de Sn e W e pegmatíticas de Be.

Há, em Portugal, granitos de características muito semelhantes às dos granitos γ_{2b}^{II} e γ_{3b}^{II} , indicados na Carta Geológica de Portugal 1/500000 (1992) por γ^{III} . São também uraníferos, aflorando nas regiões de: Monção; Serras do Soajo e Gerez;

Telões, Vila Pouca de Aguiar, Vilarinho das Paranheiras; Lamas de Ôlo; Freixo de Numão; Ferreirim-Prova; SSE da Serra de Leomil; Sezures-Antão; Lavadores (Vila Nova de Gaia).

Na Serra do Gerez, o granito dos Carris, de grão médio, biotítico, com 302 ± 4 Ma, o granito porfiróide, grosseiro a médio, levemente róseo, biotítico, de 293 ± 8 Ma, de apreciável extensão (desde as albufeiras de Vilarinho das Furnas, Caniçada, Salamonde e Paradela e a fronteira espanhola), e o granito ligeiramente porfiróide, médio a grosseiro, biotítico, a S da albufeira de Paradela, de 280 ± 17 Ma (mas o par biotite-rocha total deu 287 ± 3 Ma) são granitos de tipo I, com esfena e alanite, com assinatura do manto superior, correspondendo a uma isócrona única de Rb-Sr de idades entre 299 e 305 Ma. Contêm U = 6-17 ppm e Th = 23-52 ppm (NEIVA, 1993). Com tais granitos relacionam-se jazigos hipotermiais de volframite, cassiterite e molibdenite.

Em Monção, o granito é muito semelhante ao dominante na Serra de Gerez, com U = 15 ppm e Th = 29 ppm (BEETSMA, 1995).

Granitos de Pedras Salgadas (porfiróide, médio, biotítico), Vila Pouca de Aguiar (porfiróide, médio, biotítico) e de Gouvães da Serra (porfiróide, grosseiro, biotítico-moscovítico), de idades entre 282 a 308 Ma, contêm U = 6-22 ppm e Th = 13-23 ppm. Esses granitos ter-se-ão formado por hibridização de material baso-crustal, ou mesmo mantélico, e um magma crustal, havendo também granitos de fusão parcial de metassedimentos (MARTINS, 1998).

Em Lamas de Ôlo, o monzogranito porfiróide, médio a grosseiro, biotítico e um leucogranito moscovítico-biotítico têm U = 10-26 ppm e Th = 13-20 ppm. E os aplitos filonianos que cortam aquele granito contêm U = 15 ppm e Th = 29 ppm (HELAL, 1992).

Na região de Freixo de Numão, aflora granito porfiróide, de grão médio, biotítico-moscovítico com encraves homeógenos de grandes dimensões, com predomínio de biotite, alguma hornblenda verde, feldspatos, algum quartzo, e, entre os acessórios menores, idiomorfos zonados de alanite (NEIVA *et al.*, 1952).

Genericamente os granitos γ^{III} são contemporâneos dos granitos γ^{II}_{3b} . Contudo, a rocha granítica de Lavadores, um monzogranito a granodiorito, porfiróide, médio a grosseiro, biotítico, também indicado na Carta Geológica de Portugal (1992) como γ^{III} , tem idade 314 ± 1 Ma*, praticamente a mesma do granito γ^{II}_{2b} ; será um granito híbrido, mistura completa de magma granítico crustal com um magma básico (SILVA, 1995).

No norte do País, há granitos designados por γ^{I}_3 na Carta Geológica de Portugal 1/500000 (1992), também uraníferos e que ocupam grandes afloramentos em antiformas hercínicas.

* Mais recentemente (MARTINS *et al.*, 2001) dataram o zircão deste granito por U-Pb, obtendo 298 ± 12 Ma.

Na antiforma Montalegre-Chaves-Bouça (Valpaços), há, na região de Rebordelo, Bouça, Torre de D. Chama e Agrochão, determinações de U e Th em granitóides regionais: tonalito, fino a médio, de esparsos fenocristais, com U = inferior ao limite de detecção e Th = 20 ppm; granodiorito, porfiróide, fino a médio, biotítico, com U = 10 ppm e Th = 18 ppm; e granito porfiróide, médio, biotítico-moscovítico com U = 11 ppm e Th = 16 ppm. Essas rochas definem uma isócrona de Rb-Sr total de 386 ± 9 Ma e uma sequência magmática por diferenciação por cristalização fraccionada da mesma câmara, com assimilação de material metassedimentar para originar o granito com 357 ± 9 Ma. As duas primeiras rochas corresponderão à fase tectónica F1 e a terceira à tardi-F1 ou precoce-F2. São rochas híbridas, relacionadas com subducção, resultantes de misturas de magma básico mantélico e de magma anatótico crustal e deformadas pela fase F3. Mas na região predominam granitos moscovítico-biotíticos, genericamente de tipo S, provenientes de quatro magmas anatóticos crustais: uma pulsação magmática que deu origem a granito porfiróide, médio a fino, moscovítico-biotítico, com U = 10 ppm e Th = 20 ppm, que não foi possível datar; outra que originou granito de tendência porfiróide, médio, moscovítico-biotítico, com U = 8 ppm e Th = 12 ppm, de idade 328 ± 9 Ma; que, por cristalização fraccionada, deu granito levemente porfiróide, médio a fino, moscovítico-biotítico, com U = 11 ppm e Th = 10 ppm e o granito fino a médio moscovítico com U = 14 ppm e Th = *. Os três últimos granitos referidos definem a isócrona de 327 ± 9 Ma; e nova pulsação magmática, originando granito porfiróide, médio a grosseiro, moscovítico-biotítico com U = 8 ppm e Th = 11 ppm e isócrona de 319 ± 7 Ma; e, também, uma pulsação magmática final de que cristalizou o granodiorito porfiróide, médio, moscovítico-biotítico, com U = ** e Th = 12 ppm, que deu isócrona de 315 ± 8 Ma. Os granitos são peraluminosos, do tipo S ou crustal, que resultaram de fusão parcial de material crustal heterogéneo e intruíram entre 336 e 307 Ma e, portanto, sin-F₃ (GOMES *et al.*, 2002).

A antiforma que abrange o SW da Serra da Peneda, parte da Serra Amarela, a Serra da Cabreira, a Serra Alvão, a região de Vila Real, passando por Carrazeda de Ansiães e Escalhão até à fronteira espanhola, mostra importantes afloramentos de granitos γ_3^1 . Na Serra Amarela, um granito fino a médio, moscovítico-biotítico, do tipo S, de 336 ± 9 Ma, contém em média U = 7 ppm e Th = 48 ppm, e o granito grosseiro, moscovítico-biotítico, a N da albufeira de Vilarinho das Furnas, que a W contacta com este, de 303 ± 3 Ma, tem U = 13 ppm e Th = 12 ppm (Neiva, 1993). A SSW de Telões (Vila Pouca de Aguiar), aflora granito fino, moscovítico-biotítico, de 320 ± 12 Ma, que possui U = 7 ppm e Th = 3 ppm (NEIVA *et al.*, 1991).

No sistema granítico de Jales, o magma do granito porfiróide, médio a grosseiro, seriado, de duas micas, com U = 9-12 ppm e Th = 8-12 ppm, terá intruído há 309 ± 3 Ma, dando origem, por cristalização fraccionada, a granito porfiróide,

* = inferior ao limite de detecção.

** = inferior ao limite de detecção.

grossoiro, moscovítico-biotítico, com U = 7 ppm e Th = 6 ppm e a granito fino moscovítico, com turmalina, com U = 3 ppm e Th = 4 ppm. Filões de aplito-pegmatito (U = 16 ppm, Th = 1 ppm), de aplito (U = 20 ppm, Th = 1 ppm) e pegmatito (U = 4 ppm, Th = 1 ppm), relacionados com o granito porfiróide, seriado, mostram que a fácies aplítica é mais rica em U e a fácies pegmatítica a mais pobre em U e Th (NEIVA *et al.*, 1991; NEIVA, 1992).

Na região de Alijó-Sanfins (NEIVA, 1973), os granitos de duas micas, genericamente os mais frequentes, são porfiróides, grosseiros, médios ou finos, e outros, os não porfiróides, são finos a médios, mas todos moscovítico-biotíticos, e constituem duas séries de diferenciação magmática: uma, GII→GVII, com U = 13-4-4-5-23 ppm, Th = 10-9-4-2-6 ppm; e outra, pós-tectónica GXI→GXIII, com U = 12-10-8 ppm e Th = 34-36-27 ppm, tardi a pós-tectónica, sendo GXII de cor rósea e GXIII de cor vermelha. E entre as duas séries, três pulsações magmática distintas, a GVIII com U = 7 ppm, Th = 15 ppm, GIX com U = 5 ppm, Th = 9 ppm, GX com U = 15 ppm e Th = *. Os resultados de U e Th foram obtidos por A. NEIVA ulteriormente a 1973 e ainda não publicados.

Junto à fronteira, do lado espanhol, na região de Barrueco Pardo, na continuação da antiforma, os granitos de duas micas, fortemente peraluminosos, ricos em terras raras leves e pobres em terras raras pesadas, contêm U = 6-19 ppm e Th = 5-7 ppm (BEATSMÁ, 1995).

Nos afloramentos de granitos de duas micas da antiforma de Tarouca, Marialvas, Cidadelhe, Escalhão, há as mesmas características petrográficas que nos da antiforma atrás referida. Assim, entre os vales do Tâmega e Douro, na região muito próxima e a W de Alpendurada e Souzelo, aflora granito porfiróide, fino, biotítico-moscovítico de 352 ± 9 Ma, com U = 10 ppm e Th = 61 ppm, como enclave no granito γ_{2b}^{II} , granito médio a fino de duas micas (335 ± 13 Ma), com U = 7 ppm e Th = 12 ppm, em Santiago de Piães, e granito porfiróide médio, moscovítico-biotítico com U = 12 ppm e Th = 11 ppm, sendo este diferenciado do anterior por cristalização fraccionada (NEIVA, 1988). Na região de Paredes da Beira – Penedono, os granitos moscovítico-biotíticos mostram-se: os porfiróides, um fino, com U = 10 ppm e Th = 7 ppm, e outro médio, com U = 9 ppm e Th = 7 ppm; os porfiróides, médios, um com U = 21 ppm e Th = 20 ppm e outro com U = 9 ppm e Th = 9 ppm, e o grosseiro, ligeiramente foliado, com U = 7-13 ppm e Th = 9-3 ppm, das amostras menos para as mais ácidas; e os granitos moscovíticos têm, localmente, o porfiróide U = 9-1 ppm e Th = 55 ppm, e o porfiróide, controlado por falhas, que atravessam o anterior, U = 18 ppm e Th = 7 ppm. Embora entre alguns destes granitos se encontrem diversas gradações de diferenciação magmática, pequenos efeitos metassomáticos dificultam os testes da cristalização fraccionada (SILVA *et al.*, 1990).

* = inferior ao limite de detecção.

Aflorando diversos granitos na antiforma de Porto-Oliveira de Frades-Boa Aldeia, há alguns em que foram determinados U e Th. Por exemplo, no monzogranito do Porto, médio, moscovítico-biotítico, peraluminoso, sincolisional, de magma anatético crustal, de 343 ± 10 Ma, provavelmente de fusão de ortognaisses, com U = 2 ppm e Th = 17 ppm (SILVA, 1995), mostrando não ser uranífero; em Campia, a SSW de Oliveira de Frades, o granito porfiróide, médio, de duas micas é uranífero (U = 21 ppm e Th = 39 ppm), mas o granito moscovítico médio, com U = 5 ppm e Th = 4 ppm (BEATSMÁ, 1995) não o é.

Em conclusão:

1. A grande maioria dos granitos variscos portugueses é uranífera.
2. É principalmente com os granitos da série de diferenciação magmática $\gamma_{2b}^{II} \rightarrow \gamma_{3b}^{II}$ que se relaciona a grande maioria dos jazigos portugueses de minérios uraníferos (Fig. 2). Destes granitos, uns são híbridos, derivados de mistura de magma anatético crustal e de magma básico mantélico, ou de cristalização fraccionada acompanhada de assimilação de material metassedimentar; e outros resultantes da diferenciação dum magma granodiorítico, de tipo S, anatético crustal, que sofreu diferenciação por cristalização fraccionada, e, nalguns casos, com difusão termo-gravitacional, com os voláteis a terem um papel importante. Os granitos γ_{2b}^{II} serão tardi-F3 e os granitos γ_{3b}^{II} tardi a pós-F3. Com estes granitos relacionam-se jazigos pegmatíticos com berilo, hipotermiais de cassiterite e volframite, mesotermiais de sulfuretos (blenda, calcopirite, galena) e epitermais de minérios de urânio.
3. Os granitos γ^{III} são, na maioria, mais uraníferos do que os referidos em 2 (Fig. 2), e os mais toríferos são os da Serra do Gerez, granitos I, com os quais se relacionam alguns jazigos hipotermiais de volframite, cassiterite e molibdenite. Mas outros granitos são híbridos, como em Pedras Salgadas-Vila Pouca de Aguiar, de mistura de um magma granítico, anatético, crustal, com um magma básico mantélico. Com eles relacionam-se jazigos hipotermiais de cassiterite e volframite e mesotermiais de sulfuretos. Os granitos γ^{III} serão contemporâneos dos granitos γ_{3b}^{II} (tardi a pós-F3).
4. Os granitos γ_3^I são tão uraníferos quanto os γ_{2b}^{II} e γ_{3d}^{II} e aproximando-se dos γ_{3b}^{II} (Fig. 2). Dos granitos γ_3^I , há alguns híbridos sin-F1 e tardi-F1 ou precoces-F2; mas os dominantes são granitos de tipo S, anatéticos, crustais, correspondentes a algumas pulsações magmáticas distintas, embora nalguns casos com séries de diferenciação magmática, sendo sin-F3, outros tardi-F3 e outros, ainda, pós-F3. A maior parte dos jazigos hipotermiais filonianos de cassiterite e volframite, hipo a mesotermiais de sulfuretos e ouro, e mesotermiais de sulfuretos (Zn, Cu, Pb) do centro e norte do País estão relacionados com os granitos γ_3^I .

5. Fica a interrogação por que razão os jazigos epitermais de pechblenda estão principalmente relacionados com os granitos γ_{2b}^{II} e γ_{3b}^{II} , embora haja jazigos com minerais secundários de U relacionados com granitos γ_3^I . É um assunto que será tratado no capítulo das Considerações Genéticas sobre os jazigos uraníferos.

3. TIPOS DE JAZIDAS DE MINÉRIOS DE URÂNIO EM PORTUGAL

É possível definir os seguintes tipos de jazidas uraníferas no nosso País: a) filões de quartzo; b) filões de quartzo-jaspe e/ou calcedónia; c) "stockworks" e disseminações em xistos e granitos; d) brechas filonianas, graníticas ou xistentas, quartzo-jaspóides; e) brechas filonianas, graníticas ou xistentas, quartzo-limoníticas; f) vénu-las de pecheblenda e fluorite; g) impregnações secundárias; h) depósito lacustre.

Alguns aspectos classificativos das jazidas encontram-se em: CAMERON, 1960; J.E.N., 1968; DIAS *et al.*, 1970; FERREIRA *et al.*, 1971 e 1982; BASHAM *et al.*, 1988.

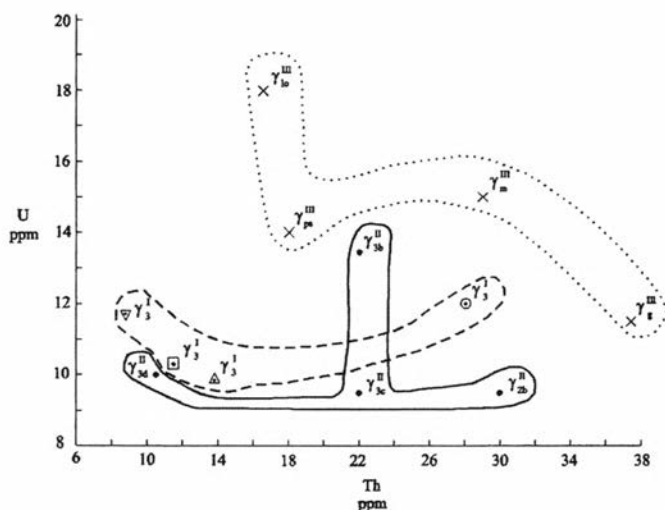


Fig. 2 - Valores médios de U e Th de granitos do Centro e Norte de Portugal.

Granitos γ^m : γ_m^m - Monção, γ_g^m - Serra do Gerez, γ_{pm}^m - Vidago - Telões,
 γ_{lo}^m - Lamas de Ólo.

Granitos γ^n : $\gamma_{2b}^n, \gamma_{3b}^n, \gamma_{3c}^n, \gamma_{3d}^n$ das Beiras e NNE do Alentejo.

Granitos γ_3^I : □ da antiforma de Montalegre - Valpaços, △ da antiforma de Serra da Peneda - V. Real - fronteira, ▽ da antiforma de Tarouca - Escalhão, ○ da antiforma Porto - Abraveses.

3.1. FILÕES DE QUARTZO

O quartzo é frequentemente maciço, leitoso a acinzentado, e no geral ocupa uma falha. Esta rejogou e o quartzo fracturou longitudinalmente ou deu fragmentos de dimensões diversas. Nova solução siliciosa ascendeu e formaram-se cristais de quartzo que cresceram normalmente às paredes das fracturas e em direcção ao centro do intervalo destas. Este quartzo é leitoso e, por vezes, hialino, ametista, hematóide e defumado, com zonamento franco. Tais cristais também se apresentam, com frequência, em estrutura cocárdica, zonada e semi-radiada, como, por exemplo, na região de Aguiar da Beira (Fig. 3).

A estrutura bandada dos filões é frequente, distinguindo-se pela cristalinidade do quartzo e pelas colorações que apresenta; e, também, pela fracturação dos filões segundo o seu alongamento e nos contactos com a rocha encaixante e por onde penetraram as soluções mineralizantes.

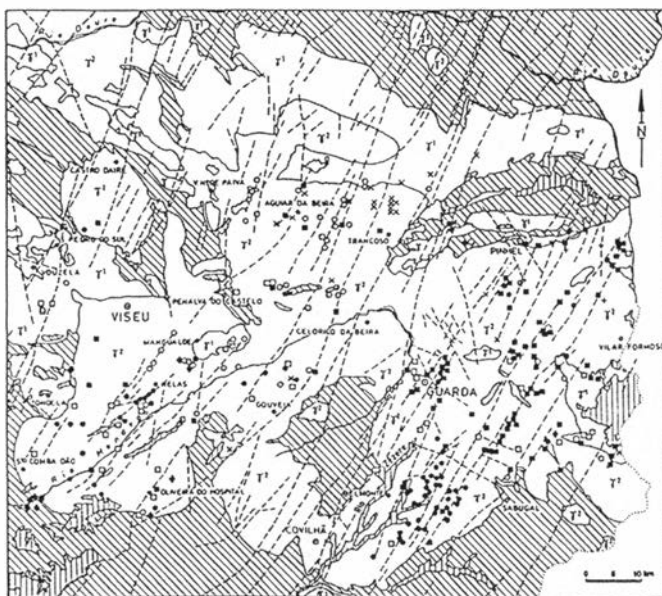
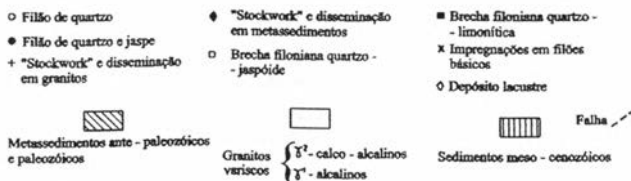


Fig. 3 – Localização de jazidas de minérios de urânio das Beiras.



Os filões, no geral, encaixam no granito, mas encontram-se alguns encaixados nas rochas xistosas, nas proximidades do contacto com o granito.

Quando um filão corta normal ou obliquamente o contacto granito-xisto e na transição para o xisto não o penetrou segundo a xistosidade, vai curvando, ganhando uma curva sigmóide até penetrar segundo a atitude da xistosidade, mantendo-se nalgumas dezenas de metros com esta atitude, mas, depois, desdobra-se em diversas vénulas de quartzo e terminam lembrando um rabo de cavalo. Isso vê-se bem em parte da região Nisa-Marvão (Fig. 4).

Por vezes os filões, nalguns tramos, têm estrutura brechóide, com os fragmentos das rochas dos hasteais (granitos ou xistos) cimentados pelo quartzo do enchimento filoniano, passando, assim, a brechas filonianas.

Nos filões de quartzo, a mineralização de pecheblenda é maciça a colofórmica, ocorrendo também neopecheblenda pulverulenta, coinite, gumites, minerais secundários de U, sulfuretos (pirite, blenda, calcopirite, marcassite) no geral em pequena quantidade. Outras vezes os sulfuretos são em maior quantidade, ocorrendo arsenopirite e molibdenite, e alguns sulfossais. Mais raramente encontra-se cassiterite e volframite.

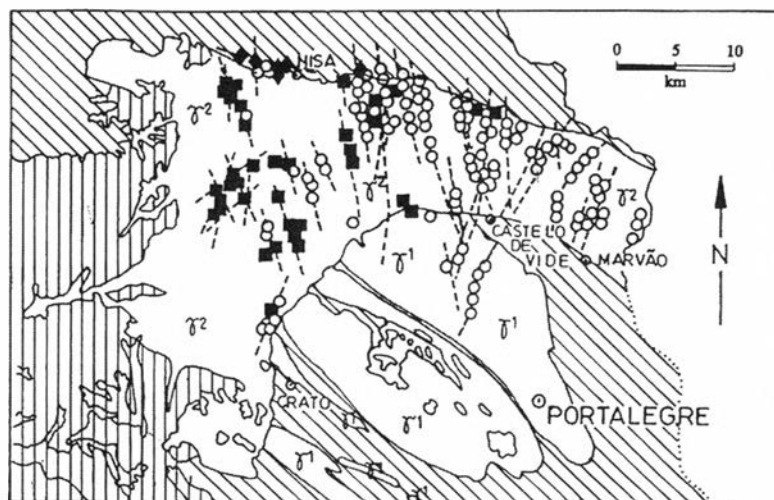


Fig. 4 - Localização de jazidas de minérios uraníferos do NNE do Alentejo.



Nas Beiras, estes filões de quartzo com minérios de U dominam num polígono: a norte com vértices em Ariz e Sebadelhe da Serra; a oeste em Ferreira de Aves, Esmolfe, Penalva do Castelo e Santar; a este em Vila Ruiva, Muxagata, Aldeia Nova e Carapito; e a sul em Nelas e Gouveia (Fig. 3*) São subverticais a verticais e de direcções NNE-SSW, N-S e, por vezes, ENE-WSW.

No NNE do Alto-Alentejo, predominam na região de Nisa, Marvão e Crato (Fig. 4**), sendo o quartzo acompanhado de fluorapatite e minerais secundários de U (NEIVA *et al.*, 1952). De W para E, a direcção dos filões varia de NNW-SSE para N-S e depois NNE-SSW e com pendor subvertical.

3.2. FILÕES DE QUARTZO-JASPE E/OU CALCEDÓNIA

Estes filões são constituídos por quartzo leitoso, por vezes fumado, ametista, róseo e hematítico, às vezes ferruginoso, e massas de jaspe e/ou calcedónia. Estas massas recristalizaram parcial a totalmente para quartzo microcristalino vermelho (jaspe) e translúcido ou transparente (calcedónia).

Depois de se observarem diversos jazigos deste tipo, fica-se com a impressão de dois casos possíveis: a) em filão de quartzo, por vezes bandado, como referido em 3.1, nas fracturas longitudinais e diversas transversais e no contacto com a rocha encaixante penetrou solução siliciosa coloidal, hematítica ou não, que deu origem, respectivamente, ao jaspe e à calcedónia que cimentaram o conjunto; b) em filões de quartzo maciço ou não, como os de 3.1, que ocupavam caixas de falhas, estas rejogaram e o quartzo e os fragmentos das rochas encaixantes foram cimentadas pelos minerais de sílica coloidal (jaspe e/ou calcedónia). A recristalização microcristalina do jaspe ou da calcedónia foi ulterior.

Os filões de quartzo-jaspe e/ou calcedónia predominam em duas regiões: uma a sul de Viseu, delimitada por um polígono com vértices em Faíl, Santar, 3 km SSE de Nelas, Candosa, St^a. Comba Dão e Tondela (Fig. 3); e outra a ENE da Covilhã, dentro do polígono com vértices em João Antão, Belmonte, 2 km a SW de Pêra Boa, 3 km a SSW de Casteleiro e Águas Belas. Como exemplos, na primeira região citam-se os jazigos de Urgeiriça, Valinhos, Mocho, Picoto, Barroco, no concelho de Nelas; e, da segunda região, referem-se os jazigos de Bica, Carrasca, Vale de Arca, Rosmaneira, no concelho de Sabugal, e Borrega, no concelho de Belmonte. São filões subverticais a verticais, de orientações NNE-SSW, NE-SW, ENE-WSW.

* A Fig. 3 foi elaborada com elementos duma figura de BASHAM *et al.*, 1988, dando-lhe um fundo geológico em grande parte extraído da Carta Geológica de Portugal, 1/500000, 1972, e da edição, desta, de 1992, no referente a falhas e cisalhamentos, com algumas adaptações.

** A Fig. 4 foi na sua quase totalidade elaborada por J.M. MATOS DIAS e PEINADOR FERNANDES e por mim completada.

A mineralização é de pecheblenda, maciça, botrióide e esferulítica, que evoluiu parcialmente para cofinite, neopecheblenda pulverulenta, fosfatos e silicatos uraníferos; os sulfuretos (pirite, blenda, calcopirite, galena e marcassite) são pouco abundantes, e encontra-se, também, siderite, calcite e fluorite. Também, em diversos jazigos, detecta-se sobreposição da mineralização epitermal uranífera à mineralização mesothermal de sulfuretos e, nalguns casos, à mineralização hipothermal de cassiterite e volframite.

O grau de metassomatismo das rochas encaixantes destes filões é mais intenso do que o das encaixantes dos filões 3.1.

3.3. “STOCKWORKS” E DISSEMINAÇÕES EM XISTOS E GRANITOS

Em alguns locais, principalmente na zona de endometamorfismo de contacto de metassedimentos do Câmbrico, às vezes do Ordovícico e mais raramente do Silúrico, com os granitos, que no geral não excede os 2 km, e onde ocorrem corneanas e xistos mosqueados, muito dobrados, por vezes em isoclinais, há alguns filões de quartzo paralelos ao contacto e, entre eles, numerosas vénulas lenticulares anastomosadas de quartzo leitoso e fumado, a que, com frequência, se associam jaspe e/ou calcedónia. Forma-se, assim, uma rede de tipo “stockwork”, que, em Horta da Vilariça (Moncorvo) tem orientação geral WNW-ESE (BASHAM *et al.*, 1988), em Ázere-Sinde (Tábua) de disposição NW-SE com 7 km × 1,2 km (FARIA, 1966) e, provavelmente, em Nisa-Monte Claro, no NNE do Alentejo, de atitude WNW-ESE com 5 km × (0,12-1,2) km (PILAR, 1966).

Nos granitos, os “stockworks” de quartzo, por vezes com jaspe e calcedónia, são menos extensos e vêem-se, por exemplo, no distrito da Guarda a NNE, NW e SSE de Almeida.

No “stockwork” de Ázere-Sinde, há uma sobreposição da mineralização epitermal uranífera à mineralização hipothermal de volframite e sulfuretos, como se pode induzir do trabalho de PINTO (2001). Isso leva, também, a considerar a hipótese da similitude de ocorrência e jazida para Nisa-Monte Claro, pois PILAR (1966) admite que a pecheblenda maciça e a associação paragenética de calcopirite e pecheblenda permitem inferir origem profunda. Mas só sondagens profundas, até 200-300 m, e o estudo cuidadoso da amostragem e o estabelecimento da paragénese do jazigo poderá esclarecer.

Nas áreas onde há “stockworks”, como em Horta da Vilariça e Ázere-Sinde, há importante disseminação de minerais supergénicos uraníferos, como neopecheblenda pulverulenta, fosfatos (autunite, torbernite, uranocircite, saleíte, sabugalite e fosfuranilite), silicatos (uranófana α e β), sulfatos (uranopilita e zipeíte), arseniatos (zeunerite, uranospinite, novacequite) e outros. São minerais a que a alteração da pecheblenda deu origem; e formaram-se na zona de oxidação e

hidratação desta e de todos os outros tipos de jazigos uraníferos. Ocupam a zona de oxidação e a de variação do nível hidrostático, podendo atingir profundidade deveras apreciável, mais importante ainda se a morfologia e a tectónica regional o possibilitarem, como parece acontecer quando há os “stockworks”, e esses minerais foram disseminados e disseminam-se nas fracturas e poros das rochas xistentas e graníticas, que as águas superficiais invadem.

3.4. BRECHAS FILONIANAS, GRANÍTICAS OU XISTENTAS, QUARTZO-JASPÓIDES E/OU CALCEDÓNICAS

São filões do tipo 3.1 cujas falhas, onde se formaram, rejogaram e os fragmentos foram subsequentemente cimentadas por jaspe e/ou calcedónia acompanhados de nova mineralização uranífera; ou do tipo 3.2, em que uma segunda solução siliciosa coloidal de jaspe e/ou calcedónia, acompanhada de outra mineralização uranífera, voltou a cimentar o conjunto depois das falhas antigas rejogarem e/ou terem-se estabelecido novas falhas.

Estas estruturas filonianas têm no geral orientação NNE-SSW a NE-SW, menos frequentemente ENE-WSW a E-W.

Estas brechas filonianas são, nas Beiras, mais frequentes a ocidente da Serra da Estrela (18,7 %) do que a oriente (11,2 %). Ocorrem, também, no NNE do Alto Alentejo.

A mineralização destes jazigos é semelhante à dos jazigos de tipo 3.2.

Estas brechas ocorrem também em tramos de jazidas dos tipos 3.1, 3.2 e 3.3.

3.5. BRECHAS FILONIANAS, GRANÍTICAS OU XISTENTAS, QUARTZO-LIMONÍTICAS

São brechas de caixas de falhas, constituídas mais frequentemente por fragmentos de granito e, por vezes, por fragmentos de rocha xistenta, cimentados por quartzo leitoso. Tais falhas rejogaram ulteriormente, e soluções coloidais siliciosas penetraram os vazios e delas floclaram, gelificaram e exsicaram o jaspe e/ou calcedónia que cimentaram o conjunto e, contemporaneamente, permitiram mineralização pecheblêndica e de alguns sulfuretos. Mas, em diversos casos e anteriormente, de soluções verdadeiras precipitaram alguns sulfuretos, principalmente pirite. Esta alterou até apreciável profundidade para goetite e limonite, minerais que também impregnaram fracturas e poros que se foram formando; mas é possível que parte do pigmento hematítico do jaspe se tivesse também limonitizado e o jaspe passou a ter cor castanha escura. Juntamente com todas estas alterações mineralógicas, houve também alteração da pecheblenda para neopecheblenda pulverulenta e minerais secundários de urânio fortemente coloridos.

Este tipo de jazidas de minérios de U domina a oriente da Serra da Estrela (53 %), principalmente na metade sul do polígono com vértices em Pinhel, Guarda, João Antão, Vilar Formoso e a fronteira luso-espanhola. Também ocorre a ocidente (13 %); e no Alto Alentejo.

Tais jazigos têm mineralização primária semelhante ao tipo 3.2.

3.6. VÉNULAS DE PECHEBLENDA E FLUORITE

Este tipo de jazida, raro em Portugal, encontra-se em Aljão (Gouveia). É constituído por vénulas de pecheblenda e fluorite que ocupam fracturas e fendas de episienito local, derivado do granito monzonítico que sofreu cataclastismo, hematitização, cloritização e lixiviação do quartzo (FERREIRA *et al.*, 1982).

3.7. IMPREGNAÇÕES SECUNDÁRIAS

São jazidas comuns a todos os tipos até agora referidos, pois, na zona de alteração, hidratação e oxidação das jazidas e rochas encaixantes, as fracturas preexistentes e as neofracturas são numerosas e as soluções radioactivas supergénicas locais ou de jazidas próximas invadiram-nas e invadem-nas. Jazigos de outros minerais são armadilhas também frequentes.

Tanto nas Beiras como no Alto-Alentejo, outras armadilhas para as soluções supergénicas uraníferas podem encontrar-se em filões aplíticos, pegmatíticos, hidrotermais quartzosos e em armadilhas tectónicas (falhas e zonas de cisalhamento), onde as fracturas de compressão e tensão são numerosíssimas e profundas nos granitos e nos xistos, que podem estar ou não relacionadas com os jazigos primários (FARIA, 1966), e onde é possível encontrar jazigos supergénicos de impregnação.

É devido a oscilações do nível freático que a alteração superficial dos minerais uraníferos se acentua e, em locais de depressão tectónica, é adjuvada por circulação de soluções vindas de jazidas vizinhas, formando-se importante impregnação secundária correspondente ao que PILAR (1966) chamou de “chapéu de urânio”. Isso nota-se no “stockwork” de Ázere-Sinde (Tábua) e no possível “stockwork” de Nisa-Monte Claro, em rocha xistenta, de apreciáveis valores económicos, em filões de quartzo com cassiterite e volframite como o da Barrosa (Vouzela), Boeiro da Tapada (Vouzela) e Cume (Viseu), de orientação NNE-SSW. Também no “stockwork” da Bejanca (Vouzela), num greisen estirado segundo NNW-SSE, formado a partir de modificações metassomáticas do granito porfiróide, médio a grosseiro, biotítico-moscovítico, produzidas pelas soluções hidrotermais que originaram as vénulas anastomosadas e entrelaçadas de quartzo mineralizado por cassiterite, volframite, sulfuretos e minerais uraníferos e fortemente tectonizado por falhas NNW-SSE e outras NNE-SSW e NE-SW, estando o granito bastante

caulinizado. Numerosos cristais de minerais secundários de U (autunite e torbernite) aí ocorrem, dominando esta, e glomérulos de neopecheblenda pulverulenta nas fracturas do quartzo e das rochas encaixantes e impregnando as salbandas greisenizadas e caulinizadas (NEIVA, 1944). Também na rocha que se vê entre o jazigo e a lavaria, situada a E a umas centenas de metros, aquele granito está muito caulinizado e de cor esverdeada devida a muito fina impregnação por torbernite. De curioso, belas associações de cristais de torbernite que precipitaram em velhas canalizações de água na zona em exploração do “stockwork”, como observámos em 1940. Na região há algumas fontes termais de água radioactiva.

As impregnações podem atingir profundidades apreciáveis em caixas de falhas e zonas de cisalhamento, como, por exemplo, em Fonte dos Cântaros (Sabugal), Cótimos (Trancoso) e Vale do Nespereiro (Oliveira do Hospital), em que os jazigos filonianos de quartzo e jaspe e brechas cortam xistos e metagrauvaques grafitosos (FARIA, 1966). E são também importantes nos jazigos filonianos de quartzo-jaspe e granitos encaixantes, como, por exemplo, na Urgeiriça (Nelas), João Antão (Guarda), Borrega (Belmonte), Bica (Sabugal).

Em filões e diques de doleritos e de lampróficos, rochas de idade de 235-205 Ma (FERREIRA *et al.*, 1969), no geral com disjunção esferoidal e por vezes prismática, e fracturas e fendas segundo aquela disjunção e radiais, acentuadas pela alteração dos minerais das rochas, encontram-se impregnações de minerais secundários de U, por vezes de apreciável valor económico até profundidade de 15 a 60 m, nessas fendas e fracturas e nos contactos das rochas encaixantes. Estes filões dominam a NNW, N e NE de Trancoso (Fig. 3). Tais filões e diques ocupam no geral caixas de falhas NNE-SSW, NE-SW, NW-SE, WNW-ESE a W-E. Há alguns casos em que na mesma falha ocorrem, lado a lado, filão de rocha básica e filão de quartzo, ambas com minerais secundários de U, mas os filões de quartzo por vezes também com sulfuretos e minerais primários de U.

3.8. DEPÓSITO LACUSTRE

Encontram-se sedimentos lacustres cenozóicos na região morfológica das Beiras designada por plataforma do Mondego, com pequenas bacias tectónicas com cascalhos, arcoses, grés grosseiros a finos e, por vezes, argilas, considerados como Eocénico-Oligocénico-Miocénicos.

Na Urgeiriça (Nelas) há depósitos lacustres com espessura de 0,5-9 m e cobrindo uma área de 250 000 m². São constituídos por grés com intercalações de cascalho quartzoso e grés finos caulínicos, esverdeados, impregnados de minerais fosfatados de U, com a maior concentração numa zona limonítica. A sua exploração rendeu 25-30 t de U₃O₈ (SERAFINO, 1961). O minério uranífero fosfatado, secundário, pode haver precipitado quando da sedimentação.

4. AS DUAS REGIÕES URANÍFERAS PORTUGUESAS

Referiu-se em 1 que, no País, há duas regiões uraníferas por excelência, que se prolongam para Espanha. Uma corresponde à região das Beiras, embora com menores dimensões do que esta a oeste, e a outra a região NNE do Alentejo.

4.1. A REGIÃO URANÍFERA DAS BEIRAS

4.1.1. NOTAS SOBRE A GEOMORFOLOGIA DA REGIÃO

A Serra da Estrela, a maior parte granítica (granitos variscos) e restante xistenta (formações ante-Ordovícico), é um “horst” SSW-NNE basculado para NNE (RIBEIRO, 1949, 1954; DAVEAU, 1969), com vários planaltos. O planalto topo do “horst” tem a SSW altitude de 1993 m (Torre) e a NNE 616 m nas proximidades de Celorico da Beira (Carta Geológica de Portugal, 1/500000, 1992).

O bloco central da Serra da Estrela (Fig. 3) é limitado a W por uma falha NNE-SSW que passa por Aldeia Nova, Mesquitela, torcendo depois para NE-SW a 2,5 km a E de Gouveia, continuando por Vila Cova à Coelheira, Cerdeira e prolongando-se para SW; e a E pela falha NNE-SSW passando por Velosa, Corujeira, Famalicão, torcendo em Valhelhas para SW, e continuando por Verdelhos, Cortes do Meio, Ourondo e prolongando-se para SW.

A vertente ocidental da Serra está bem marcada por escadaria de falhas NNW-SSW que, a partir duma linha passando por Mangualde-Seia-Valhelhas torce para NE-SW (Fig. 3). A escadaria tem desníveis que chegam a atingir 500 a 1000 m (DAVEAU, 1969). Também na vertente SW da Serra os desníveis são imponentes.

A vertente oriental é francamente menos alcantilada (Fig. 3), desde a falha da ribeira de Massueime-Valhelhas, com os mais altos desníveis de 150 m, e os outros de uma a poucas dezenas de metros.

As falhas NNE-SSW a NE-SW têm grande importância morfológica na Serra da Estrela; mas também numerosas falhas NW-SE a WNW-ESE a recortam, sendo talvez em maior número as falhas E-W a ENE-WSW.

A Serra da Estrela, no seu rebordo SE, está intensamente recortada pelos vales do Alto Zêzere e seus afluentes; no rebordo SW pela bacia do rio Alva; e no rebordo NW pelo encaixe do rio Mondego na bacia de Celorico da Beira.

Os vales das bacias intramontanhas do Alto Mondego e do Alto Zêzere, em parte nos xistos e depois nos granitos, recortam a Serra da Estrela. Também os planaltos de Pinhel-Guarda-Sabugal, de altitude aproximadamente entre 680 e 950 m, marcando a Meseta, até à Serra da Malcata (FERREIRA, 1981), prolongam-se para Espanha e são recortados pelas bacias do Alto Côa e da ribeira de Tourões, esta afluente do Águeda.

A NW da Serra da Estrela situa-se o planalto da Nave, recortado também em granitos variscos e alguns retalhos de xistos do Câmbrico, compreendendo as Serras de St^a. Helena e da Lapa até o vale do Távora, indo dos 1000 aos 680 m, inclinando para SW (FERREIRA, 1978). É mordido pelas bacias do Alto Paiva e do Alto Vouga, próximo à extremidade E, e pela bacia do Alto Távora.

Também uma unidade morfológica importante na região é a plataforma do Mondego, superfície de aplanção poligénica inclinada para SW entre as altitudes de 600 m, próximo ao planalto da Nave, e 200 m em St^a. Comba Dão, depressão entre a Serra da Estrela e a Serra do Caramulo, que a bacia hidrográfica daquele rio entalhou até profundidades de 100-150 m (FERREIRA, 1978). Nela dominam os granitos variscos e alguns retalhos das rochas xistentas do Câmbrico.

A Serra do Caramulo, de constituição geológica similar à anteriormente referida, com o seu ponto culminante a 1074 m, é limitada do lado oriental por uma escarpa de falha, por vezes atingindo os 800 m de altura, de orientação N-S, praticamente coincidente com o vale encaixado da ribeira de Ribamar, afluente do rio Vouga, que, um pouco a S de Vasconha da Serra, toma orientação principal NNE-SSW, do desligamento Verin-Penacova, e, muito próximo e a SW do vale do rio Castelões, passa à direcção NE-SW.

Próximo às escarpas das Serras da Estrela e do Caramulo, há testemunhos de deformação da plataforma do Mondego, em que nas depressões tectónicas se encontram depósitos argilo-arcósicos do Eocénico-Oligocénico e depósitos de arenitos e argilas do Miocénico.

Entre a plataforma do Mondego e superfície de Viseu, há um desnível de 100 m. Na região de Viseu há uma plataforma de cerca de 500 m de altitude; acima, entre os 600-650 m de altitude, encontra-se os restos de uma superfície de aplanção.

4.1.2. LOCALIZAÇÃO DAS PRINCIPAIS CONCENTRAÇÕES URANÍFERAS DAS BEIRAS E ALGUMAS REFERÊNCIAS A ASPECTOS GEOLÓGICOS E MORFOLÓGICOS

A 5,8 km a NE de S. Pedro do Sul (Fig. 3), na vertente direita do rio Vouga, numa plataforma à altitude de 450 m, aflora um filão de quartzo-jaspe e/ou calcedónia e a 3 km deste uma brecha filoniana granítica, quartzo-limonítica; são duas jazidas de minérios de urânio cortando o granito porfiróide grosseiro biotítico-moscovítico.

A cerca de 7,5 km de Vouzela, na Serra do Caramulo, afloram brechas filonianas graníticas quartzo-limoníticas, com minerais uraníferos, atravessando granito médio de duas micas, duas localizadas a 850 m de altitude e a terceira não longe da escarpa oriental da Serra e margem esquerda do vale tectónico da ribeira de Ribamá, afluente do Vouga.

A SSW de Viseu, na plataforma morfológica do Mondego inclinada para SW desde 460 m a 230 m, no interior de um polígono de vértices nos locais de Faíl,

Santar, Nelas, 3 km a SSE de Nelas, Candosa, St^a. Comba Dão e Tondela (Fig. 3), em que domina granito porfiróide biotítico e biotítico-moscovítico, ocorrem jazidas minerais de urânio, predominando os filões de quartzo-jaspe e/ou calcedónia (52%) com orientação dominante N 39°-65°E, por vezes, N 15°-25°E e E-W, e as brechas filonianas graníticas quartzo-jaspóides e/ou calcedónicas (30%), com atitudes bastante similares, aflorando, ainda, brechas filonianas graníticas quartzo-limoníticas (12%) e “stockworks” de quartzo e disseminações em granito (5%), e, próximo ao jazigo da Urgeiriça, um depósito lacustre cenozoico com minerais de U (1%).

A SSW da região referida, próximo ao rio Mondego, há, nas corneanas e micaxistos, muito dobrados do Câmbrio, com zona interna de metamorfismo de contacto granítico, quatro jazidas de “stockworks” e filões de quartzo e disseminações uraníferas nas rochas metassedimentares e uma jazida de impregnações em filões básicos (Fig. 3).

No interior do polígono que tem por vértices os pontos 8 km a ESE de Nelas, S. Martinho, Termas de Alvôco da Serra e St^a. Ovaia (Fig. 3), afloram granito porfiróide grosseiro biotítico e biotítico-moscovítico, com pequenas manchas de granito médio moscovítico-biotítico, que metamorfizam, por contacto, metassedimentos do Câmbrio, originando corneanas e micaxistos. Em região de altitudes entre 350 e 584 m, abrangendo até os 450 m a plataforma do Mondego e acima o degrau topográfico e respectivo patamar até a escarpa SW da Serra da Estrela, são mais frequentes as jazidas uraníferas em brechas filonianas graníticas quartzo-jaspóides e/ou calcedónicas (33%), em brechas filonianas graníticas quartzo-limoníticas (17%) e em filões de quartzo (17%), que se dispõem predominantemente segundo N 25°-53°E, também em “stockworks” e disseminações em metassedimentos do Câmbrio em que os “stockworks” encaixam (17%), em filões de quartzo-jaspe e/ou calcedónia (8%) e em impregnações em filões alterados de rochas básicas (8%). As falhas que cortam o conjunto dispõem-se principalmente segundo N 40°-50°W, sendo menos frequentes as NE-SW e as E-W.

Subindo para norte, no polígono com vértices em Santar, Nelas, Gouveia, 3 km a WNW de Linhares e 4,5 km a WNW de Mangualde, a maior parte das jazidas uraníferas situa-se na plataforma do Mondego e a W da escarpa principal da Serra da Estrela (Fig. 3). Na região predomina o granito porfiróide grosseiro biotítico-moscovítico, com algumas manchas de granitos monzoníticos e granitos moscovíticos-biotíticos e, por vezes, pequenos a grandes xenólitos de metassedimentos do Câmbrio. A mineralização uranífera predomina em filões de quartzo (52%), principalmente de orientação N 37°-45°E e N 50°-70°E, e raramente N 5°-20°E, e ocorre também em brechas filonianas quartzo-jaspóides e/ou calcedónicas (15%), em filões de quartzo-jaspe e/ou calcedónia (11%), em algumas brechas filonianas quartzo-limoníticas (7%), de atitudes no geral semelhantes às referidas para os filões de quartzo, e, ainda, em “stockworks” e disseminações em

metassedimentos (7%), em vénulas de pecheblenda e fluorite (4%) num afloramento de episienito, e em impregnações em filões básicos alterados (4%), estes de direcção N 30°-43°E. As falhas que cortam o conjunto litológico dispõem-se principalmente segundo N 22°-36°W e N 51°-60°W e diversas segundo N 30°-35°E, N 80°-90°W e N 5°-10°W.

Um outro polígono, este a N de Fornos de Algodres, tendo por vértices Penalva do Castelo (Castendo), 5 km a WNW de Celorico da Beira, proximidades e E de Aldeia Nova e a 3,5 km a NE de Castendo (Fig. 3), abrange fundamentalmente a plataforma do Mondego a 650-550 m de altitude, com vales largos dos afluentes deste rio e, no seu prolongamento para NE, é atravessada pelo vale tectónico de Muxagata, não longe da bacia de Celorico, havendo em proeminência um nível de disposição NNE de altitude 770-740 m, devido à parte baixa do planalto da Nave para SW, e relevos residuais circunscritos de orientação ENE-WSW na porção central do polígono. No interior deste afloram granito porfiróide grosseiro a médio biotítico-moscovítico; a NW e no centro-norte, granito grosseiro a médio biotítico; próximo e W de Matança vêem-se quartzitos do Ordovícico, que sobressaem dos micaxistos do Câmbrico que se prolongam para E; a W e no centro-sul afloram micaxistos do Câmbrico que sofreram migmatização. As mineralizações uraníferas no interior deste polígono são principalmente em filões de quartzo (54%) de direcção N 30°-50°E e também N 50°-70°E, e, ainda, em brechas filonianas graníticas quartzo-jaspóides e/ou calcedónicas (23%) e em brechas filonianas graníticas quartzo-limoníticas (15%), com atitudes muito semelhantes, e mais raramente em impregnações em filões alterados de rochas básicas (8%) orientados segundo N 30°-43°E. As falhas, que mais frequentemente cortam o conjunto, têm direcção geral N 30°-40°E.

Na região que tem Aguiar da Beira no seu interior, há um polígono de vértices em Ferreira de Aves, Carapito, Sebadelhe da Serra e Lourosa (Fig. 3), onde predominantemente aflora granito porfiróide grosseiro a médio biotítico-moscovítico, havendo por vezes, no seio deste granito, afloramentos de granito moscovítico-biotítico. As mineralizações uraníferas dominam em filões de quartzo (57%), no geral de direcções N 20°-46°E, ocorrendo também em brechas filonianas graníticas quartzo-limoníticas (24%), em impregnações em filões de rochas básicas mais ou menos alteradas (14%) e em brechas filonianas graníticas quartzo-jaspóides e/ou calcedónicas (5%), em que as estruturas brechóides têm atitudes similares às dos filões de quartzo e, por vezes, N-S. O polígono referido abrange a parte SE do planalto da Nave, com altitudes de 950-840 m, recortado a sul pelas cabeceiras do rio Dão e afluente Carapito e a norte e centro por afluentes do Alto Távora; este rio corre, aqui, numa superfície bem definida abaixo do planalto, superfície que chega a atingir largura de 6,5 km a 0,9 km e comprimento de 11,5 km segundo SW-NE na região de Ponte do Abade, que sobe um pouco para montante na região de Venda do Cepo, muito próximo à nascente do rio Távora, onde são tectónicos os valeiros NNE-SSW afluentes.

A E da região de Aguiar da Beira, há uma outra cujo polígono triangular tem por vértices Sebadelhe da Serra, 2 km a WSW de Trancoso e 2,5 km a SSE de St^a. Comba (Fig. 3), onde dominam a W e S o granito porfiróide grosseiro biotítico-moscovítico e no centro e NE o granito médio de duas micas. Neste polígono predominam francamente as impregnações de minerais uraníferos em filões de rochas básicas mais ou menos alteradas (86%), alguns ladeados por filões de quartzo, orientados segundo N 10°-26°E e alguns N 45°-61°W, e mineralizações em filões de quartzo (7%) e em brechas filonianas graníticas quartzo-limoníticas (7%). Falhas N 8°-18°E e menos frequentes NNW-SSE e NW-SE cortam o conjunto filoniano. Esta região localiza-se próximo e a NW da Serra da Marofa; desce do planalto central, prolongamento do da Nave, a altitude de 950-850 m entre Sernancelhe e Trancoso, passando, para NE, a um patamar intermédio com cerca de 650 m de altitude, bem visível em Rabaçal, ocupando depois, para NE, desde W de Coriscada até próximo de St^a. Comba, um planalto de 530-500 m de altitude que faz parte da Meseta e que, aqui, atinge o seu rebordo ocidental.

Muito próximo, mas para E do prolongamento para N da falha que margina do lado E o bloco mais elevado da Serra da Estrela, entre 8 a 11 km a W de Pinhel (Fig. 3), numa região localizada perto de Póvoa d'El Rei e Pala a S, e perto de Freixiela a N, e aqui situadas no prolongamento da vertente SSW da Serra da Marofa, a E de Cógula, há um conjunto de cinco jazidas de minérios de urânio numa área planáltica de 650 m de altitude, na superfície da Meseta, perto do rebordo W desta, e, ainda, numa superfície inferior. Dessas jazidas, duas são de "stock-works", com impregnações em metassedimentos, e outra em granito, uma brecha filoniana granítica quartzo-jaspóide e/ou calcedónica, e uma de impregnação em filão de rocha básica alterada, que atravessam metassedimentos intensamente dobrados do Câmbrico e o granito gnaissóide, que os metamorfiza.

Num grande polígono, um tanto irregular, que do lado E tem como limite a fronteira luso-espanhola e nos restantes lados tem vértices em Pinhel, Misarela, 4,5 km a WSW de João Antão, nesta povoação, 3,6 km a N de Sabugal e a fronteira a E de Aldeia da Ponte (Fig. 3), há afloramentos do Câmbrico, filádios alternando com metagrauvaques e, por vezes, metagrês e metaconglomerados, que foram intruídos por granitos variscos que hoje afloram em grande extensão. A maior área é ocupada por granito porfiróide grosseiro a médio biotítico-moscovítico e de manchas de granito grosseiro biotítico-moscovítico, a florando, ainda, granito médio de duas micas e, por vezes, granito fino moscovítico-biotítico. Aqueles metassedimentos do Câmbrico, por vezes extensos, em contacto com os granitos evoluíram para corneanas, micaxistos mosqueados e, não raramente, para migmatitos. As mineralizações uraníferas cortam no geral os granitos, principalmente os porfiróides, ocorrendo em jazidas dos tipos: brechas filonianas graníticas quartzo-

-limoníticas (69%); brechas filonianas graníticas quartzo-jaspóides e/ou calcedónicas (14%); e filões de quartzo-jaspe e/ou calcedónia (5%); em que, no conjunto das estruturas, as direcções dominantes são N 22°-43°E, por vezes N 48°-56°E e N 10°-20°E e, raramente, E-W; e, ainda, filões de quartzo (3%) e “stockworks” e disseminações em metassedimentos (3%) e em granitos (2%) e impregnações em filões de rochas básicas alteradas (4%), por vezes, ladeadas por filões de quartzo leitoso, principalmente orientados segundo N 23°-52°W, com menor frequência segundo N 25°-31°E e, mais raramente, N 70°-80°E. As famílias de falhas que cortam o conjunto filoniano têm predominantemente direcção N 57°-80°W, diversas N 20°-35°E, e, com menor frequência, N 41°-50°W, N 23°W, N 66°-90°E e N 53°E. Este polígono corresponde a uma região onde domina a superfície fundamental da Meseta Ibérica, que vem desde a fronteira com a Espanha com altitudes de 900-930 m a Sul, no paralelo de Sabugal, passando por altitudes de 870-830 m no paralelo da Guarda, 790-780 m no paralelo de Verdugal, 750-680 m no paralelo de Almeida e 730-680 m no paralelo de Pinhel, acentuando-se a inclinação para NNW a partir do paralelo de Almeida. A superfície da Meseta é entalhada predominantemente pela bacia hidrográfica do Côa e, em bem menor proporção, pela bacia da ribeira de Tourães, afluente do Águeda. A ocidente do rio Côa, os retalhos da Meseta são mais estreitos por os vales confluentes neste rio serem largos.

A S há um outro polígono com vértices em João Antão, Belmonte, 2 km a SW de Pêra Boa, 3 km a SSW de Casteleiro e Águas Belas (Fig. 3), onde continua a dominar o granito porfiróide grosseiro a médio biotítico-moscovítico, aflorando a N uma mancha de granito de grão médio moscovítico-biotítico e a S ocorrem afloramentos bem mais pequenos deste granito. As mineralizações uraníferas predominam francamente em filões de quartzo-jaspe e/ou calcedónia (86%), ocorrendo, ainda, em brechas filonianas graníticas quartzo-limoníticas (12%) e raramente em brechas filonianas graníticas quartzo-jaspóides e/ou calcedónicas (2%), com direcções principalmente N 24°-46°E e N 55°-65°E e, mais raramente, N 78°E-S 80°E (CAMERON, 1959). Filões de rochas básicas, que afloram principalmente na metade N da região, têm orientações N 55°-72°E, N 22°-30°E, N 65°-80°W, N 13°-33°W e raramente E-W. Falhas cortam o conjunto, com domínio das direcções N 70°-88°W, havendo outras N 10°-20°W, N 25°-38°W, N 15°-25°E e, por vezes, ENE-WSW. O N e o NE da região abrangem o planalto de 900-850 m de altitude da Meseta Ibérica, recortado por afluentes do Alto-Côa, encontrando-se a N relevos residuais de tipo “inselberg”; a S e SE, ocupando mais de metade da região, fica a Cova da Beira, afundimento tectónico de cerca de 500-450 m; e no centro N e NE, desde o rebordo daquele planalto, a descida até a Cova da Beira, num desnível de cerca de 400 m, é recortada por vales íngremes NNE-SSW de afluentes do Zêzere, alguns de natureza tectónica.

4.1.3. ZONAMENTO DOS JAZIGOS DE MINÉRIOS DE URÂNIO DAS BEIRAS

A W e a NNW da Serra da Estrela dominam: a N do paralelo de Nelas, os filões de quartzo; a S deste paralelo, os filões de quartzo-jaspe e/ou calcedónia e as brechas filonianas quartzo-jaspóides e/ou calcedónicas; a SW, junto ao contacto granito-xisto, na zona de endometamorfismo, entre Ázere e Sinde, “stockworks” e disseminações nas rochas xistentas; a N do paralelo de Trancoso, e prolongando-se para NE, impregnações em filões de rochas básicas (doleritos e lamprófiros) alteradas.

A E e a NE da mesma Serra, mas de S para N predominam: entre Sabugal e Belmonte e também um pouco para N e S, os filões de quartzo-jaspe e/ou calcedónia; para N, até à fronteira luso-espanhola a E e a Serra da Marofa, as brechas filonianas quartzo-limoníticas, embora brechas quartzo-jaspóides e/ou calcedónicas ocorram em apreciável número desde um pouco a N do paralelo de Sabugal.

No bloco central da Serra da Estrela, o mais elevado e que terá subido e basculado para NNW, não se encontram, praticamente, jazigos minerais hipo, meso e epitermais. Mas a W e a NNW e a E e NE da Serra são frequentes os jazigos hipotermiais de cassiterite e volframite, os mesotermiais de sulfuretos (blenda e galena) e os epitermais de minérios de urânio.

Pelo estudo das paragêneses desses jazigos, reconhece-se, como adiante se referirá, que a mineralização epitermal uranífera se sobrepõe principalmente à mineralização mesotermal de sulfuretos e menos frequentemente à mineralização hipotermal de cassiterite e volframite. Há, naturalmente, armadilhas estruturais com mineralizações uraníferas epitermais não sobrepostas a outras jazidas de minérios.

4.2 REGIÃO DO NNE DO ALENTEJO

4.2.1 NOTAS GEOMORFOLÓGICAS E GEOLÓGICAS

É na peneplanície do Alto Alentejo que se situa esta região uranífera. É uma superfície ondulada, entre cerca dos 400 m e os 250 m de altitude, inclinada para W e N, desde a base da Serra de Marvão-S. Mamede. Essa superfície inclina um pouco mais bruscamente a N e NW até o rio Tejo e a N e E até o rio Sever.

Desde o Tejo até Monte Claro, Nisa, Póvoa e Meadas, Valência de Alcântara e ainda para E, limite do contacto com o granito, afloram formações do Complexo Xisto-Metagrauváquico, do Câmbrico, intensamente dobradas e de orientação WNW-ESE, com isoclinais verticais a subverticais. São cortadas a N e NW pelo rio Tejo e a E pelo rio Sever. As ribeiras afluentes destes rios, que correm nas formações xistentas, têm numerosos meandros, por vezes apertados.

Acima destas formações, sobressai, desde SW de Vila Velha de Ródão-Castelo até S. Miguel, onde atinge 435 m de altitude, uma barra quartzítica, acompanhada de metapelitos xistentos, NW-SE, do Ordovícico; corresponde à parte SE da Serra do Perdigão. Esta crista, no final do Carbónico-princípio do Pérmico, prolongar-se-ia até ao Ordovícico a N de Portalegre, como a crista a W daquela, a N do Tejo, se prolongaria até a crista a S de Portalegre.

As formações daquele Complexo Xisto-Metagrauváquico contactam a S com granito a monzogranito porfiróide grosseiro, biotítico-moscovítico, seguindo a linha atrás referida, e são por este metamorfizadas. Este granito domina num plutão zonado cujo núcleo, alongado SW-WE, é de granito médio, moscovítico-biotítico, com alguns corpos monzoníticos de grão médio, cinzento-escuros, biotítico-moscovíticos, corpos esses que também ocorrem como xenólitos em três porções SSW do batólito (MENENDEZ, 1998). São todos granitos variscos, que a sul contactam ortognaisses e granitos, alcalinos, estes também gnaissicos, que necessitam de ser estudados em pormenor e devidamente interpretados.

A SE, aqueles granitos variscos contactam, e metamorfizam, desde Cabeço de Vide e Marvão e para SE, formações dobradas NW-SE, que se estendem para S e SE, constituídas por estratos do Precâmbrico ao Devónico, e sobressaem no relevo (com picos no Facho 762 m, Urra 782 m, Lobo 832 m), constituindo a Serra de Marvão-S. Mamede.

4.2.2 AS JAZIDAS E OS JAZIGOS DE MINÉRIOS URANÍFEROS

As jazidas são no geral subverticais, filonianas, e inclinadas 70°-90°.

Na região mineralizada, na mais ocidental dominam as brechas filonianas graníticas quartzo-limoníticas. Dispõem-se segundo falhas NNW-SSE, embora algumas se encontrem em falhas NNE-SSW e mais raramente N-S. Nesta região afloram também filões de quartzo, no geral extensos, principalmente NNW-SSE, e, mais a sul, segundo NNE-SSW, alinhando-se em falhas (Fig. 4). A mineralização uranífera, no geral de minerais secundários de U, sobrepõe-se a uma mineralização mesotermal de sulfuretos.

Na região central dominam os filões extensos de quartzo, embora se encontrem brechas filonianas graníticas quartzo-limoníticas, de orientação NNW-SSE, passando lentamente para E a atitude N-S. A mineralização secundária uranífera sobrepõe-se à mineralização de cassiterite e volframite, mas também ocorre em filões de quartzo e apatite, de estrutura bandada, e se encontram principalmente desde 4 km a W de Castelo de Vide até à fronteira luso-espanhola (NEIVA *et al.*, 1952).

Na região oriental, para E de Tapada da Represa e Melriça, predominam francamente os filões de quartzo, embora se encontrem algumas brechas graníticas quartzo-limoníticas. Têm no geral orientação NNE-SSW e, raramente, NE-SW, ao

longo de falhas. E a mineralização secundária uranífera sobrepõe-se à mineralização mesotermal de sulfuretos em filões de quartzo, barite e apatite.

A norte, na zona metassedimentar do endocontacto, com corneanas, micaxistos e filitos mosqueados, há jazidas uraníferas segundo cisalhamentos WNW-ESE, paralelos ao contacto. Vestígios de mineralização uranífera primária ocorrem abaixo dos -17 m de profundidade, atingida por algumas sondagens rotativas com extracção de amostras até -60 m de profundidade; são estreitas vénulas de quartzo, jaspe e/ou calcedónia, pecheblenda, sulfuretos (blenda, calcopirite, galena e marcassite) e carbonatos, segundo a xistosidade, as fissuras das rochas metamórficas e as brechas de falhas e cisalhamento (conf. pp. 69-71 de PILAR, 1966, descrição que tem todos os ingredientes dum “stockwork”). Os minerais secundários de U, formados por alteração da pecheblenda, principalmente autunite e fosfuranilite, ocorrem nos enchimentos argilo-limoníticos das caixas das falhas e cisalhamentos (estes WNW-ESE), entre os planos de xistosidade e de diaclases, principalmente entre Nisa e Monte Claro, e ocupam a zona de oxidação e a zona de oscilação do nível hidrostático até -20 m de profundidade. Só por si, a mineralização supergénica pode ter interesse económico (reservas certas de jazigo de 2000 ton de U_3O_8 , PILAR, 1966), numa exploração a céu aberto até profundidade de -30 m, com possibilidade de produção de grande tonelagem de minério com teor de corte teórico de 0,05 % de U_3O_8 (VICENTE, C., 1966). A partir de -20 m de profundidade, a mineralização primária uranífera vai enriquecendo.

4.2.3 A ZONALIDADE DAS JAZIDAS URANÍFERAS

A ocidente, nos granitos, dominam as brechas filonianas graníticas; e, nas rochas metassedimentares do endocontacto, além de alguns filões de quartzo, um muito provável “stockwork” extenso (5 km x 1 km), em que a pecheblenda está quase totalmente alterada, para minerais secundários de U, até profundidade de, aproximadamente, -20 m.

Para oriente dominam largamente os filões de quartzo com minerais uraníferos secundários, cortando principalmente os granitos e, a norte, as rochas metassedimentares do endocontacto.

5. PARAGÉNESES MINERAIS

Após estudo macro e microscópico (em luz transmitida e em luz reflectida) de muitas amostras de associações mineralógicas colhidas em numerosas jazidas e jazigos de minérios de urânio, reconhece-se que, na maior parte destas concentrações minerais, há sobreposição da mineralização primária uranífera a mineralizações primárias mais antigas. Assim, por exemplo, nos jazigos de Reboleiro

(Trancoso), Cunha Baixa (Mangualde), Urgeiriça (Nelas), Valinhos (Nelas), Bica (Sabugal), Carrasca (Sabugal), Rosmaneira (Sabugal), Tarabau (Nisa), Palheiros de Tolosa (Nisa), Póvoa e Meadas (Nisa), a mineralização primária uranífera, epitermal, sobrepôs-se à mineralização mesotermal, esta nitidamente anterior e semelhante à dos jazigos de sulfuretos das Beiras. Em casos talvez menos frequentes, a mineralização uranífera primária, epitermal, sobrepôs-se à mineralização hipotermal de cassiterite e volframite, sendo esta anterior à mineralização mesotermal de sulfuretos das Beiras, como, por exemplo, nos jazigos filonianos de Fundegos (Vouzela), Senhora das Fontes (Pinhel), Arrifana (Guarda), Medronheira (Belmonte), Borrega (Belmonte), Coitos (Sabugal) e nos “stockworks” de Ázere-Sinde (Tábua) e Bejanca-Carvalho (Vouzela). Isso leva, para comparação final das paragêneses, a caracterizar primeiro a paragênese epitermal e comparar as paragêneses meso e hipotermiais anteriores destes jazigos com as de outros jazigos de sulfuretos e de cassiterite e volframite, respectivamente, das Beiras.

5.1. PARAGÊNESE EPITERMAL DOS JAZIGOS DE MINÉRIOS DE URÂNIO

Em primeiro lugar apresenta-se um quadro-síntese da mineralização primária epitermal dos jazigos uraníferos das Beiras e NNE do Alentejo, fundamentalmente baseado nos estudos de campo e principalmente laboratoriais a que procedi (Fig. 5). Contudo, não se deixaram de consultar trabalhos de interesse para este assunto e citados por FERREIRA *et al.* (1971) e PAGEL (1981).

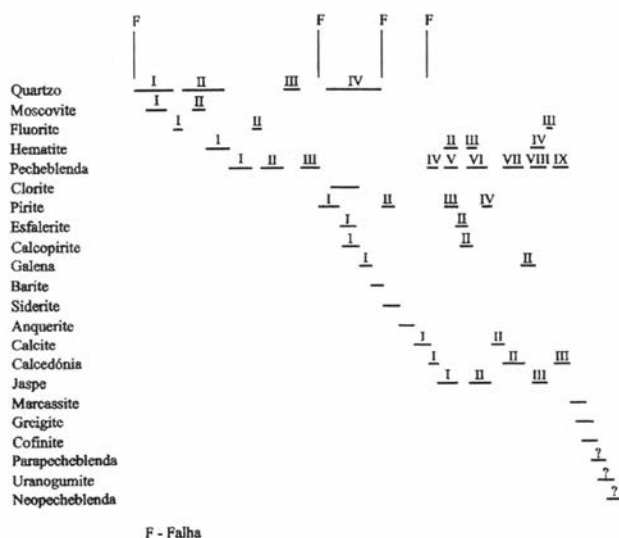


Fig. 5 – Quadro-síntese paragenético dos minerais primários de jazigos uraníferos epitermais de Portugal.

Quartzo, SiO₂ – São variadas e de extensões diferentes as gerações de quartzo, mas é possível discernir as seguintes:

Quartzo I – maciço, cristalino, grosseiro, leitoso, hipidiomorfo, que foi crescendo e ocupando a caixa da fractura do maciço rochoso desde as paredes, e envolvendo total ou parcialmente alguns fragmentos deste, e deixando vazios onde se formaram drusas e geodes com cristais prismáticos de terminais romboédricos e mais raramente de escalenoedros. Fica a grande dúvida se este quartzo não era o característico dos jazigos hipotermiais de cassiterite e volframite e, até, de alguns dos jazigos mesotermiais de sulfuretos.

Quartzo II – de cristalinidade mais perfeita, idio a hipidiomorfos de crescimento zonado nítido, com bandas alternantes de quartzo leitoso, hialino, fumado (estas mais estreitas), róseo, ametista, e, por vezes, estreitíssimas películas de localização restrita de hematite preenchendo vazios e envolvendo fragmentos das rochas das paredes; todo o conjunto cristalino de aspecto radiado ou semirradiado (cocárdico), ficando drusas e geodes. Frequentemente, nestas drusas e geodes, há estreita zona de hematite e, às vezes, mais do que uma zona alternando com estreitas zonas de quartzo. Acima há pecheblenda maciça, em grinaldas, contemporânea da pecheblenda dos vazios do quartzo I, como exemplo em Bica, Carrasca e Urgeiriça.

Quartzo III – alotriomorfo, englobando esferulítios de pecheblenda II e moldando a pecheblenda maciça I e as grinaldas de pecheblenda sobre o quartzo das drusas e geodes, como, por exemplo, em Carrasca e Urgeiriça.

Quartzo IV – é idiomorfo, leitoso, por vezes hialino, contemporâneo da clorite e dos sulfuretos (pirite I, esfalerite I, calcopirite I e galena I), formando a parte interna do filão, ou das bandas quartzosas que diversos apresentam, deixando alguns vazios entre as paredes simétricas de crescimento das duas bandas. Contudo, este quartzo corroeu, nalguns jazigos, como em Carrasca, Urgeiriça, Bica, alguns cristais de pirite I.

Moscovite KAl₂[AlSi₃O₁₀](OH,F)₂ – Finas e pequenas palhetas hipidiomorfas disseminadas na ganga quartzosa; também, por vezes, em fendas e cavidades entre cristais de quartzo. Trata-se de moscovite hidrotermal, pela sua composição química; na geração I mostra estruturas contemporâneas de quartzo I, e a da geração II penetra fracturas de quartzo I e, por vezes, mostra estruturas de intercrescimento com quartzo II e, também, forma massas com aspecto de feltro.

Fluorite, CaF₂ – Em quantidade relativamente pequena, tem cristais cúbicos azuis, outros violetas claros que, junto da pecheblenda, passam a violetas escuros ou negros. Admitem-se três gerações de fluorite: a fluorite I, em cristais transparentes claros sobre o quartzo I; a fluorite II, com cristais transparentes claros a violetas sobre o quartzo II (cocárdico) e violetas escuros a negros sobre a pecheblenda I (maciça); a fluorite III, de cristais violetas escuros a negros sobre a pecheblenda colofórmica e, também, mas com cores claras, sobre outros minerais da jazida uranífera.

Hematite, Fe₂O₃ – Ocorre em pequenas massas moldando cristais de quartzo e em filonetes cortando estes. Também em pigmento, em zonas de cristais de quartzo; no jaspe, ocorrendo com este em diversas gerações, alternando no geral com gerações de pecheblenda coloidal, embora, por vezes, mais ou menos concomitante.

Pecheblenda, UO₂ – No geral parcialmente oxidada, aproximando-se de U₃O₈. É o principal minério dos jazigos uraníferos portugueses e ocorre de aspecto maciço e, mais frequentemente, de aspecto colofórmico. A pecheblenda de aspecto maciço (pecheblenda I) é compacta, muito densa, mas de estrutura colofórmica ao microscópio. Em luz reflectida, é cinzenta clara.

A pecheblenda tem muitas vezes aspecto bandado estreito, devido a alternância de estreitas bandas de pecheblenda colofórmica com bandas estreitas de jaspe e/ou calcedónia; e essas bandas de pecheblenda têm estrutura esferulítica, em que os esferulitos se associam em agregados densos de massas concrecionadas e com físsuras de retracção, umas radiadas e outras concêntricas, às vezes ocupadas por sulfuretos de Fe, Cu, Zn, Pb.

Outras vezes, as associações dos esferulitos no seio das massas de sílica coloidal (calcedónia ou jaspe) dispõem-se de formas variadas, como em “atoll”, ninho de abelhas, esquelectiforme, em cacho de uvas, poligonais, que se observam, por exemplo, no jazigo da Carrasca (PILAR, 1969).

Os teores de UO₂ são muito variáveis nas pecheblendas das Beiras por as relações U⁴⁺/U⁶⁺ serem também muito variáveis devido à variação de oxidação da pecheblenda. Também PbO é variável num esferulito de pecheblenda, com empobrecimento na sua periferia (PAGEL, 1961). Nas pecheblendas há, no geral, vestígios de Th. As dimensões da malha de pecheblenda em duas amostras da Urgeiriça (Nelas) e uma de Cunha Baixa (Mangualde) mostram (a₀) variando entre 5,404 e 5,425 Å, caindo nas pecheblendas consideradas como variscas (5,384 Å < a₀ < 5,44 Å), embora o parâmetro a₀ não possa ter carácter geocronológico (CATHELINÉAU *et al.*, 1982). Contudo, a sua geoquímica é semelhante à dos jazigos uraníferos franceses, embora, por vezes, com teores um tanto elevados de MnO (PAGEL, 1981).

São numerosas as fases paragenéticas da pecheblenda e, a partir da pecheblenda III, são difíceis de discernir umas das outras. Assim, considerou-se: a pecheblenda I em massas maciças e em guirlandas, ao microscópio com estrutura colofórmica, sobre e preenchendo fracturas do quartzo I e II e sobrepondo-se directamente às massas de hematite I; a partir, inclusivo, da pecheblenda II, as sequências da pecheblenda são macroscopicamente de estrutura colofórmica; a pecheblenda II envolveu parcialmente pecheblenda I, noutros casos sobrepôs-se-lhe; a pecheblenda III sobrepôs-se às anteriores, penetrou fracturas de quartzo III e, nalgumas geodes, sobrepôs-se a este. Depois terá havido uma apreciável lacuna paragenética da pecheblenda, cuja floculação, gelificação e exsicação é posterior a uma fase de

precipitação de sulfuretos, uma de barite e outra de carbonatos. Passou, então, a existir uma alternância de soluções coloidais, que acabaram por coagular, com formação alternada de bandas de pecheblenda IV com calcedónia I, pecheblenda V com jaspe I, pecheblenda VI com jaspe II, pecheblenda VII com calcedónia II; pecheblenda VIII com jaspe III, pecheblenda IX com calcedónia III, embora fiquem sempre dúvidas se não haveria mais fases similares com alternâncias e que foram cobrindo minerais anteriores e penetrando as fendas e fissuras desses e fracturas das rochas encaixantes. Encontram-se, às vezes, vénulas de pecheblenda que substituíram parcialmente calcite.

Clorite, $(Mg,Al,Fe)_{12}[(Si,Al)_8O_{20}](OH)_{16}$ – alotriomorfa e hipidiomorfa, esta, no geral, com faces de clivagem. Verde, de aspecto micáceo, pleocróico. Ocorre como ripidolite e brunsvigite, que ocuparam fracturas dos cristais de quartzo, e também como palhetas dispersas no interior de quartzo IV, e, por vezes, penetrando ou inter crescendo com pirite, esfalerite e calcopirite I.

No jazigo de Ázere-Sinde, nos filões e vénulas de quartzo com minérios uraníferos, a ripidolite tem fórmula $(Mg_{4.76} Fe_{4.20}^{2+} Al_{2.82} Mn_{0.05} Ti_{0.01} Ca_{0.10} Na_{0.01} P_{0.01})_{\Sigma 11.87} [(Si_{5.34} Al_{2.66})_8 O_{20}] (OH)_{15.95} F_{0.05})_{\Sigma 16}$ e a brunsvigite fórmula $(Mg_{6.93} Al_{2.46} Fe_{2.42}^{2+} Na_{0.10} Ca_{0.03} Mn_{0.01} Ti_{0.01})_{\Sigma 11.96} [(Si_{5.62} Al_{2.38}) O_{20}] (OH)_{15.92} F_{0.08})_{\Sigma 16}$, a partir das composições de PINTO (2001), calculadas como em FOSTER (1962).

São estas duas clorites que ocorrem como minerais primários e também se encontram noutros tipos de jazidas de minérios primários uraníferos portugueses.

Pirite, FeS_2 – Ocorre, pelo menos, em quatro gerações: a pirite I, em idiomorfos cúbicos de faces estriadas e massas de grãos poligonais, sobre o quartzo e penetrando em vénulas fracturas deste mineral, da pecheblenda e, por vezes, das massas feltradas de moscovite e, não raro, apresenta aspectos de cataclastismo; a pirite II, alotriomorfa, em vénulas cortando a esfalerite I e penetrando fracturas do quartzo IV, e entre o quartzo e a esfalerite e entre esta e a galena I, substituindo-as parcialmente, e, também, penetrou pecheblenda das guirlandas e esferulítica; a pirite III, também alotriomorfa, algumas vezes, em vénulas muito finas, penetrou pecheblenda IV e agregados de esferulitos desta em matriz de jaspe, moldando-os e, por vezes substituindo-os parcialmente, como em Vale de Arca e outros; a pirite IV, também alotriomorfa, acompanhou parcialmente a formação de pecheblenda VI e, por vezes, penetrou onde já existiam vénulas de calcopirite II em fracturas de retracção concêntricas e radiais de esferulitos de pecheblenda, observando-se, também, algumas estruturas de substituição, como em Vale de Arca, Carrasca, Tapada dos Mercados e Urgeiriça.

Esfalerite, $(Zn,Fe)S$ – No geral em massas alotriomorfas; por vezes, em alguns cristais hipidiomorfos, outras vezes em grânulos, de cor alaranjada, amarela clara e acaramelada. Isotrópica, com reflexos internos (acaramelada e alaranjada, se contém algum Fe, e esbranquiçada com muito pouco Fe), ocorre em duas gerações.

Calcopirite, CuFeS₂ – Encontra-se, pelo menos, em duas gerações: a primeira e a segunda são, na maior parte, contemporâneas da esfalerite, em estruturas “désalliage” (em pontuações e vermículas na esfalerite); a segunda geração, em vénulas, penetrou fracturas da pecheblenda maciça, posteriormente à pirite, substituindo parcialmente os dois minerais, como em Vale de Cerca e outras jazidas; e, na Urgeiriça, penetrou a pirite III, e no contacto de esferculitos de pecheblenda com o jaspe e substituiu parcialmente a pirite; também em diversos jazigos, como na Urgeiriça e em Vale de Arcas, a calcopirite penetrou fracturas radiais e outras concêntricas de esferculitos de pecheblenda.

Galena, PbS – Encontra-se, em quase todos os jazigos, em duas gerações: a) a galena I, em massas cliváveis, com diversos cristais idiomorfos, penetrou fracturas, substituindo parcialmente pirite I, esfalerite I e calcopirite I, de que, por vezes, contém inclusões, e também penetrou fracturas do quartzo e da moscovite; b) a galena II, alotriomorfa, mostra, por vezes, relações estruturais de parcial contemporaneidade com pecheblenda VII e VIII e jaspe III; também esta galena moldou, penetrou e substituiu parcialmente esfalerite II e calcopirite II e, por vezes, vêem-se veios da galena II penetrando fracturas da pecheblenda colofórmica e, mais raramente, massas de barite, siderite, anquerite e calcite. Ao microscópio a galena tem brilho metálico e cor branca, é isotrópica e mostra cavidades triangulares típicas produzidas, no polimento, pelas clivagens.

Barite, BaSO₄ – Menos frequente que os carbonatos. Ocorre em massas e vénulas constituídas por cristais alotriomorfos, nacarados, leitosos, translúcidos, cliváveis, às vezes com fragmentos de quartzo e não raro com inclusões idiomorfas de pirite e galena, mas também encontra-se em vénulas penetrando fracturas do quartzo, de pecheblenda I a III, e de sulfuretos I. Mais raramente a barite encontra-se em cristais idiomorfos, com clivagens bem marcadas. Observa-se nalgumas jazidas, por exemplo em Nisa-Monte Claro e Urgeiriça.

Siderite, FeCO₃ – Pouco frequente, idiomorfa, em cristais romboédricos, castanho-acinzentados a castanho avermelhados, forrando cavidades entre cristais de quartzo e sobrepondo-se a faces destes; e em vénulas de alotriomorfos penetrando fracturas do quartzo, da pecheblenda (I a III) e, por vezes, com inclusões dos sulfuretos de primeira geração.

46 *Anquerite, Ca(Fe²⁺, Mg, Mn²⁺)(CO₃)₂* – Encontra-se em pequena quantidade, em capas cliváveis, cinzentas a brancas ou castanhas claras, sobre cristais de sulfuretos e de quartzo e em vénulas penetrando fracturas desses minerais e da pecheblenda. Vê-se, por exemplo, em Nisa-Monte Claro e Urgeiriça.

Calcite, CaCO₃ – Em massas brancas, cristalizadas, de clivagem romboédrica, de granulidade média a fina, preenchendo pequenas cavidades entre cristais de quartzo. Às vezes, sobrepeõe-se ao jaspe ou à calcedónia nessas cavidades, permitindo admitir uma segunda geração para a calcite. Em vénulas estreitas penetrou esfalerite II.

Calcedónia, variedade criptocristalina de quartzo (SiO₂); jaspe, variedade criptocristalina de quartzo (SiO₂+Fe₂O₃) – Massas esbranquiçadas, compactas a translúcidas de calcedónia são contemporâneas de alguns esferulitos de pecheblenda. Mas também massas avermelhadas de jaspe são contemporâneas de estreitas camadas de hematite, que por vezes, alternam com os conjuntos anteriores. Qualquer destas massas, forma vénulas, penetrando diversas fracturas de esferulitos de pecheblenda e substituindo-os parcialmente, como em Carrasca. Mas essas massas, posteriores aos carbonatos, são ulteriores ao quartzo IV e penetraram e moldaram parcialmente filões de quartzo; penetraram falhas rejogadas e cimentaram porções desses filões de quartzo. A calcedónia e o jaspe, em muitas e diversas jazidas uraníferas, deram origem, por recristalização, a quartzo microcristalino; este com numerosas inclusões pontuais ou aciculares de hematite, e aquele esbranquiçado, ceroso e translúcido. Observáveis, por exemplo, em Urgeiriça, Mocho, Valinhos, Picoto, Bica, Carrasca, Vale de Arca, Rosmaneira e tantos outros.

Até perto do final da paragénese epitermal, continuou alternadamente a floculação, gelificação e exsicação do jaspe e da calcedónia.

Sem ocorrência de minerais uraníferos, há, no Norte e Centro de Portugal, numerosas brechas filonianas, graníticas ou xistentas, quartzo-limoníticas, com poucos sulfuretos, e massas microcristalinas de calcedónia e jaspe.

Marcassite, FeS₂ – Encontra-se no geral em agregados de cristais tabulares maclados e em finas crostas sobre minerais preexistentes; por vezes em nódulos, e, sobre estes, cristais em crista de galo. É ulterior ao jaspe, à calcedónia e às pecheblendas colofórmicas, cujas fracturas por vezes penetrou. Ao microscópio é amarela esbranquiçada, por vezes tendendo a esverdeada clara, e anisotrópica em nicóis cruzados e com efeitos de cor. Ocorre em muitos jazigos, como, por exemplo, em Bica, Carrasca, Urgeiriça, João Antão, Cunha Baixa, Vale de Arca, Reboleiro, Tarabau, Ázere-Sinde, Nisa-Monte Claro.

Greigite, FeFe₂S₄ – Em nódulos, em crostas pulverulentas e pequenas massas sobre os minerais anteriores. Ao microscópio tem cor bronzeada a amarela clara e a acastanhada, colofórmica, no geral em esferulitos. Penetrou fracturas de esferulitos de pecheblenda, que parcialmente substituiu. Ulterior à pecheblenda colofórmica, por vezes acompanhada de cofinite e pequenos cristais de marcassite. Observou-se em diversas jazidas uraníferas, mas principalmente em Tapada dos Mercados, Vale de Arca, Ázere-Sinde.

Cofinite, U[SiO₄]_{1-x}(OH)_{4x} – Colofórmica, fibro-radiada, ocorre em vénulas e em indutos mais ou menos concrecionados. Tem cor castanha pálida a castanha-escura e é moderadamente pleocróica. Por vezes preenche fracturas do quartzo, do jaspe, ou da calcedónia, ou rodeia fragmentos destes minerais, com aspectos de ter havido substituições parciais deles pela cofinite. Bandas ou capas de cofinite alternam, por vezes, com bandas ou capas de greigite.

Parapecheblenda – A pecheblenda oxida-se e hidrata-se, transformando-se em parapecheblenda, isotrópica, com dureza e poder reflector menores do que os daquela. A epigenização dá-se a partir da periferia das massas, das fracturas e dos contactos da pecheblenda com outros minerais, conservando o aspecto concrecionado daquela, mas, aqui, com físsuras de retracção. Nos esferulitos, a epigenização dá-se desde a periferia das físsuras de retracção e das fendas tectónicas, o que se verifica, por exemplo, na Urgeiriça, no Reboleiro, na Senhora das Fontes. É possível, por vezes, diferenciar, na superfície polida, a parapecheblenda de epigénese das pecheblendas I e II, por a formada a partir da pecheblenda I ter maiores graus de oxidação e hidratação do que a epigénica da pecheblenda II. O ponto de interrogação (?) no quadro paragenético é para chamar a atenção que este mineral poderá ser já parcialmente secundário.

Uranogumite, $UO_3.nH_2O$ – Corresponde a termo genérico de óxidos de urânio, com Pb, Th, por vezes Fe^{3+} , Al, Mn^{4+} , Cu, Bi, P_2O_5 , CO_2 e SiO_2 , e de identificação mineralógica duvidosa por não ter composição definida. Com características colofórmicas, de cor negra a acastanhada, castanha avermelhada, vermelha alaranjada, amarela avermelhada, tem baixo poder reflector. Forma-se por modificação metassomática de pecheblenda, em que U^{4+} passa a U^{6+} por oxidação, havendo contemporaneamente hidratação, o que leva à formação de óxidos hidratados de U e, em parte, talvez contemporâneos de cofinite. Encontra-se em todos os jazigos uraníferos portugueses. O ponto de interrogação (?) no quadro paragenético é para chamar a atenção de que, em parte, este mineral pode ser secundário.

Neopecheblenda – Nos variados jazigos de minérios de urânio portugueses ocorrem finos esferulitos de pecheblenda, formando um conjunto pulverulento e constituindo estreitos indutos sobre minerais e rochas, preenchendo fracturas e estreitas cavidades. Estes esferulitos ocorrem muitas vezes disseminados entre os microgrãos de calcedónia e/ou jaspe e, por vezes, em associações de microesferulitos. Como esses microgrãos da calcedónia e/ou jaspe se terão formado quando da exsicação dos geles de sílica e/ou sílica jaspóide, a aglutinação dos microesferulitos de pecheblenda pode, então, ter-se efectuado. Em porções brechóides de caixas de falhas que atravessaram filões de quartzo e jaspe, como por exemplo na Urgeiriça, é essa massa de sílica jaspóide e pecheblenda que cimenta os fragmentos de quartzo.

A neopecheblenda será uma pecheblenda pulverulenta de ultimas gerações, ou já um mineral secundário da paragénese formada a partir de soluções coloidais, resultantes solubilização de pecheblenda e parapecheblenda, que depois gelificaram, exsicaram e evoluíram para os microesferulitos dispersos. Daí, também o ponto de interrogação (?) para a neopecheblenda.

5.2. A PARAGÊNESE MESOTERMAL PRIMÁRIA DE JAZIGOS DE SULFURETOS DAS BEIRAS

Para se aquilatar convenientemente de sobreposição da mineralização epitermal uranífera primária à mineralização mesotermal primária de sulfuretos, estudaram-se as associações minerais dos jazigos de Ceiroco (Pampilhosa da Serra), Forninho do Bispo (Castelo Branco), Ceife (Penamacor), Pinheiro (Penamacor), afastados dos jazigos de U. Síntese deste estudo está na Fig. 6.

As amostras foram por nós colhidas em 1947, 1953 e 1962 em locais das galerias das minas onde o acesso era possível e em escomboreiras. Foram-se fazendo os estudos macro e microscópicos, estes em luz transmitida e em luz reflectida, e arquivados, e, quando necessário, por difractometria de raios X.

Ultimamente os apontamentos foram concatenados e confrontados com o estudo do jazigo da Facuca da Serra do Marão (NEIVA, 1951).

Da bibliografia portuguesa, tem interesse consultar o trabalho de THADEU, 1951.

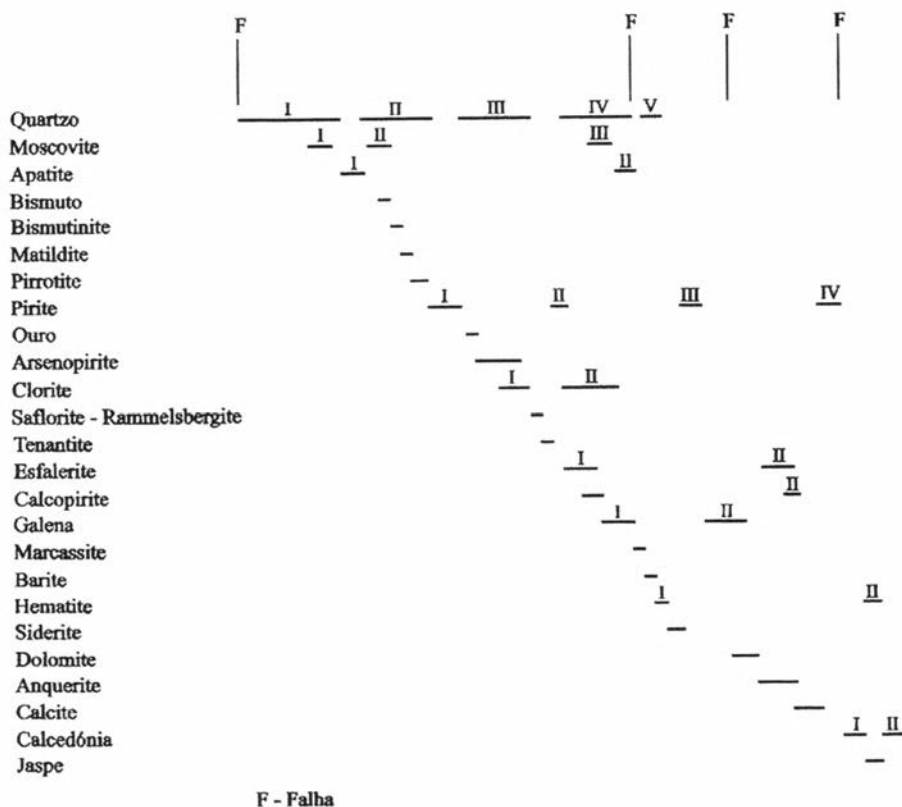


Fig. 6 - Quadro-síntese paragenético dos minerais primários de jazigos de sulfuretos mesotermais das Beiras.

Quartzo, SiO₂ – Este mineral ocorre, pelo menos, em quatro gerações: Quartzo I é no geral leitoso, alotriomorfo, de extinção ondulante, estrutura suturada, com inclusões fluidas alinhadas, que não ocorrem nos locais onde houve substituição parcial do quartzo por sulfuretos, e cimenta blocos de xisto ou de granito idênticos às rochas dos hasteais dos filões e, por vezes, com pequenas drusas e geodes; Quartzo II ocupa fracturas do quartzo I coincidentes com a direcção do filão, conferindo-lhe zonamento, por vezes com zonas de crescimento de cristais das paredes quartzosas para o centro das fracturas e com inclusões de moscovite sobre os quais se precipitaram alguns sulfuretos; Quartzo III encontra-se em cristais radiados ou semi-radiados de quartzo com crescimento zonado de quartzo leitoso e hialino, de estrutura cocárdica penetrando fracturas de quartzo, pirite e, por vezes, inter crescendo com arsenopirite; Quartzo IV é alotriomorfo, em massas de aspecto sacaróide, imediatamente anterior à marcassite e contemporâneo da fase sulfurada de esfalerite I, calcopirite I e galena I e associando-se, por vezes, às fâculas de moscovite hidrotermal; Quartzo V é hialino a leitoso, de tendência euédrica, forma vénulas que cortam as gerações de quartzo anteriores, a marcassite, os sulfuretos de primeira geração, a clorite e a moscovite hidrotermal. Também vénulas de quartzo dispõem-se parcialmente nos hasteais do filão, formando veios em que os cristais crescem dos hasteais de rochas e do filão quartzoso.

Moscovite, KAl₂[AlSi₃O₁₀](OH,F)₂ – Ocorre em três gerações: Moscovite I - em cristais com faces de clivagem (001), no geral inter crescida nos seus bordos com quartzo I; Moscovite II - em cristais alongados, finos, sobrepostos ao quartzo I nas pequenas geodes ou em filonetes penetrando fracturas deste quartzo, vendo-se por vezes inter crescimentos entre quartzo II e moscovite II; Moscovite III - contemporânea do quartzo IV, encontrando-se, por vezes, inter crescida com este, tomando, às vezes, aspecto de feltro.

Apatite, Ca₅(PO₄)₃(OH,F,Cl) – Em idiomorfos e ocorrendo em duas gerações: Apatite I, cobrindo faces de pequenos cristais de quartzo I em drusas e geodes; Apatite II sobre cristais de pirite II e cristais de outros sulfuretos de primeira geração e quartzo III e IV.

Bismuto, Bi – Raro, granular, arredondado, branco de prata com matiz avermelhada. Ao microscópio, com brilho metálico, branco creme, anisotrópico. Observado em muito raras inclusões na pirrotite e na esfalerite.

50

Bismutinite, Bi₂S₃ – Raro, em alotriomorfos, branco metálico, fortemente anisotrópico. Observado em inclusões em zonas de crescimento do quartzo II.

Matildite, AgBiS₂ – Rara, em pequenas inclusões brancas, alotriomorfas, metálicas, na arsenopirite.

Pirrotite, Fe_{1-x}S(x=0-0,2) – Em agregados, pouco frequentes, de cristais alotriomorfos, com maclas imperfeitas. Ligeiramente pleocróica entre creme pálido e cinzento muito claro, fortemente anisotrópica, e acompanhada, por vezes, de quartzo II.

Pirite, FeS₂ – Observa-se em diversas gerações: Pirite I – cúbica, de faces estriadas, metassomatizando um pouco os fragmentos de granito ou de xisto da caixa do filão; também em vénulas, preenchendo fracturas de quartzo I e II; Pirite II – em cristais sobre idiomorfos de quartzo II e III e também em crustificações sobre esses cristais das drusas e geodes; Pirite III – em finos cristais e em vénulas preenchendo fracturas dos sulfuretos de primeira geração, substituindo-os parcialmente, e em vénulas penetrando clorite; Pirite IV – também em finos cristais, revestindo algumas massas e cristais de carbonatos, e penetrando fracturas de quartzo V e de sulfuretos de segunda geração.

Ouro, Au – Raro, e também como electrum, em alotriomorfos no geral finos, inclusos na arsenopirite e, mais raramente, na esfalerite.

Arsenopirite, FeAsS – Ocorre em pequena quantidade, em massas de cristais idio a hipidiomorfos, mas, por vezes, de textura cataclástica se atravessada por falha.

Clorite, (Mg,Al,Fe)₁₂[(Si,Al)₈O₂₀](OH)₁₆ – Hipidiomorfa, pleocróica ($\gamma = \beta$ = verde, α = amarelo palha, ocorrendo em duas gerações: Clorite I – envolvendo alguns cristais de pirite I e penetrando algumas fracturas deles, e inter crescendo com alguns cristais de arsenopirite; Clorite II – molda algumas massas de cristais de arsenopirite I e penetrou algumas fracturas deste, e mostra algumas estruturas de inter crescimento com esfalerite, calcopirite e rara galena I.

Saflorite, (Co,Fe)As₂ – Rammelsbergite, NiAs₂ – Muito rara, ocorre na mina do Pinheiro em pequenas inclusões e vénulas de brilho branco metálico, tornando-se acinzentado quando inclusa na esfalerite ferrífera.

Tenantite, (CuFe)₁₂As₄S₁₃ – Muito rara, granular, alotriomorfa, negra, de brilho metálico, em inclusões na esfalerite ferrífera.

Esfalerite, (Zn,Fe)S – Ocorre em duas gerações: Esfalerite I – em massas cliváveis, escuras, alongadas segundo a direcção do filão, por vezes em pequenas geodes e drusas com alguns idiomorfos cobertos, parcialmente por anquerite enédrica, e não raro em pequenas lenticulas, tratando-se de esfalerite ferrífera, de maclas polissintéticas, com “désalliajes” de calcopirite, e em pequenas vénulas penetrando fracturas do quartzo, da pirite e da arsenopirite; Esfalerite II – em massas de grão mais fino, também com “désalliajes” de calcopirite, de cor castanha avermelhada a amarela cerosa, envolvendo massas de galena nodulares e algumas bem menores, e em vénulas cortou sulfuretos de primeira geração e o quartzo e, por vezes, penetrou no contacto de vénulas de galena, que substituiu parcialmente.

Calcopirite, CuFeS₂ – Alotriomorfa. Referiram-se as “désalliajes” na esfalerite. Forma veios estreitos e ocorre em duas gerações: Calcopirite I – vénulas penetram fracturas do quartzo, da clorite e dos sulfuretos já formados; Calcopirite II – vénulas cortaram a galena II, penetraram entre o quartzo e a pirite e substituíram parcialmente a esfalerite II e I.

Galena, PbS – Ocorre, pelo menos, em duas gerações: Galena I – em massas e nódulos cliváveis, encimados por idiomorfos cúbicos e octaédricos, com frequência

dispostos, segundo o alongamento do filão, em fracturas do quartzo. Com frequência essas massas mostram-se onduladas e de clivagens um pouco torcidas. Vénulas estreitas de galena cortam esfalerite I, arsenopirite, pirite e clorite; Galena II – massas de grão mais fino que as de galena I ocorrem em vénulas penetrando os sulfuretos de primeira geração e impregnando fragmentos xistentos ou graníticos da brecha filoniana e, também, sobrepondo-se à galena I, a outros sulfuretos e ao quartzo.

Marcassite, FeS_2 – Amarela esbranquiçada, tendendo a esverdeada clara, anisotrópica, em agregados de cristais tabulares. Formou-se por metassomatismo parcial da pirrotite e da pirite, sendo ulterior à galena I, por haver penetrado algumas clivagens e fracturas desta, e anterior à barite por, embora raramente, nela se encontrar em inclusões.

Barite, $BaSO_4$ – Branca, leitosa, nacarada, translúcida, em massas granulares, cliváveis, por vezes envolvendo nódulos de galena I e em vénulas penetrando fracturas de galena I, esfalerite I, pirite I e II, clorite e quartzo, contendo, também, inclusões destes minerais.

Hematite, Fe_2O_3 – Em pequenas massas, substituindo parcialmente pirite I e II; na segunda geração foi contemporânea do jaspe e talvez se tenha formado a partir da pirite ou da siderite.

Siderite, $FeCO_3$ – Castanha acinzentada, encontrando-se em algumas cavidades entre cristais de quartzo e forrando-as com cristais romboedrais. Algumas fracturas dos sulfuretos e do quartzo foram penetradas por este mineral.

Dolomite, $CaMg(CO_3)_2$ – Em cristais romboédricos grosseiros a finos, dominando estes em associações lembrando ninhos. Em vénulas penetrou fracturas de esfalerite I e, por vezes, revestiu nódulos deste mineral, que, por sua vez, foram revestidos por finos cristais de pirite IV.

Anquerite, $Ca(Fe^{2+}, Mg, Mn^{2+})(CO_3)_2$ – Cinzenta esbranquiçada a castanha clara e mais raramente amarela cerosa. Forma massas cliváveis depositadas sobre sulfuretos e quartzo, e também ocorre em vénulas que preencheram algumas fracturas destes minerais. Dos carbonatos, parece ser o que ocorre em maior quantitativo.

Calcite, $CaCO_3$ – Encontra-se em massas de cristais pequenos, por vezes ocupando vazios entre associações de outros minerais do filão, lembrando ninhos. Em vénulas penetrou fracturas dos sulfuretos, excepto da pirite IV que a recobre de pequenos cristais.

Calcedónia (variedade criptocristalina de quartzo, SiO_2) e *jaspe (variedade criptocristalina de quartzo, $SiO_2 + Fe_2O_3$)* – Movimento de falha ao longo dos filões brechóides quartzosos deu fracturas alongadas segundo estes, que foram preenchidas por calcedónia, compacta, esbranquiçada, de duas gerações: calcedónia I, anterior ao jaspe, e calcedónia II, subsequente ao jaspe, visto que vénulas desta calcedónia o atravessam. O jaspe é contemporâneo de hematite II, que ocorre em pequena quantidade, e vénulas de jaspe cortam calcedónia I. Tanto a calcedónia como o jaspe têm estrutura colofórmica, e formaram-se a partir de soluções coloidais, por floculação, gelificação e exsicação.

5.3. A PARAGÊNESE HIPOTERMAL PRIMÁRIA DE JAZIGOS DE CASSITERITE E VOLFRAMITE DAS BEIRAS

Entre 1940 e 1943 estudei jazigos deste tipo do norte e centro de Portugal (NEIVA, 1944), mas muitos apontamentos e amostras foram guardados. Agora foram revistos os apontamentos e estudos das amostras de Bejanca-Carvalho, reestudados os apontamentos de campo, e estudadas as amostras e suas lâminas delgadas e superfícies polidas de Regoufe (Arouca), Peroviseu (Fundão), Queirã (Vouzela) e Panasqueira (Covilhã), e elaborado um quadro-síntese da para-gênese primária dos jazigos de cassiterite e volframite referenciados (Fig. 7).

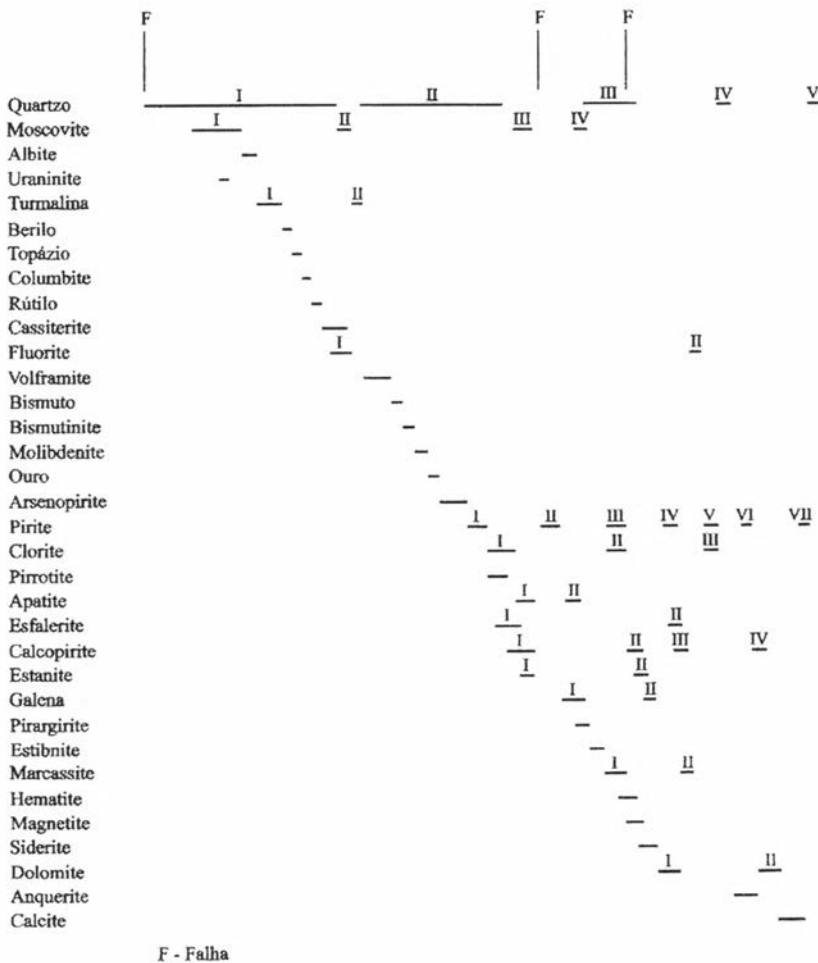


Fig. 7 - Quadro-síntese paragenético dos minerais primários de jazigos hipotermiais de cassiterite e volframite das Beiras.

Da bibliografia portuguesa e para esta finalidade, têm interesse trabalhos de BEBIANO (1940), NEIVA (1944), THADEU (1951, 1973), KELLY & RYE (1979).

Quartzo, SiO_2 – No geral leitoso a ligeiramente acinzentado, com algumas drusas e geodes com idiomorfos prismáticos encimados por dois romboedros complementares, e raramente um escalenoedro, correspondendo, no geral, ao quartzo I. Vénulas de quartzo II atravessam cristais de turmalina, rútilo, cassiterite, volframite e os sulfuretos de maior temperatura até à pirrotite, moldando, por vezes, massas e cristais dos minerais referidos. Vénulas de quartzo III cortam massas, cristais e vénulas de clorite I e II e sulfuretos I até marcassite. Quartzo IV, leitoso a hialino, corta pequenas massas e vénulas de pirite, marcassite, hematite, clorite, siderite e dolomite. A pequena geração de quartzo V, leitosa e hialina, em vénulas, corta massas de carbonatos e fecha a paragénese mineral primária.

Moscovite, $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$ – Hipidiomorfa, com faces de clivagem. Há algumas estruturas de intercrescimento de moscovite I e quartzo I e de moscovite II e cassiterite; esta moscovite, por vezes, incrustou albite e penetrou fracturas de quartzo, turmalina, berilo, topázio e cassiterite. Moscovite III e IV penetraram fracturas de volframite e sulfuretos até a galena I.

Albite, $NaAlSi_3O_8$ – Em pequena quantidade, idiomorfa, incrusta alguns cristais de quartzo e de moscovite I.

Uraninite, UO_2 – Raríssima, em inclusões idiomorfas na columbite.

Turmalina – Deste mineral, o vulgar é a *escorlite*, $NaFe_3^{2+}Al_6Si_6O_{18}(BO_3)_3(OH)_3(OH)$, e raramente a *foitite*, $Fe_2^{2+}AlAl_6Si_6O_{18}(BO_3)_3(OH)_3(OH)$. São idiomorfos, de pleocroísmo ω = castanho escuro, por vezes azulado na foitite, ϵ = castanho muito claro. As duas turmalinas distinguem-se quimicamente (HAWTHORNE *et al.*, 1999). A segunda geração é imediatamente superior à da fluorite I.

Berilo, $Be_3Al_2Si_6O_{18}$ – Pouco frequente, idiomorfo, de hábito colunar, esverdeado claro, sobreposto a quartzo I e, por vezes, substituindo-o parcialmente.

Topázio, $Al_2SiO_4(F,OH)_2$ – Raro, branco a hialino, idiomorfo, substituindo parcialmente quartzo I.

Columbite, $(Mn,Fe)(Nb,Ta)_2O_6$ – Rara. Encontra-se, por vezes, como inclusão idiomorfa e outras vezes como exsolução na cassiterite.

Rútilo, TiO_2 – Pouco frequente. Em pequenos idiomorfos, de hábito colunar, por vezes aciculares.

54

Cassiterite, SnO_2 – Idiomorfa, por vezes em cristais maclados. Com bandas coloridas, castanho-amareladas a castanho-avermelhadas, pleocróicas. Por vezes substituiu o quartzo I, não raro acompanhada de moscovite II.

Fluorite, CaF_2 – Idiomorfa, cúbica, encontra-se em duas gerações: uma em parte contemporânea e subsequente à de cassiterite, e a outra imediatamente superior à esfalerite II.

Volframite, $(Mn,Fe)WO_4$ – Idiomorfa a, por vezes, hipidiomorfa. Penetrou e parcialmente substituiu quartzo I e, por vezes, envolveu parcialmente a cassiterite.

Bismuto, Bi – Raro. Em cristais idio a hipidiomorfos e inclusos em arsenopirite e no quartzo.

Bismutinite, Bi₂S₃ – Raro, com raríssimas inclusões de bismuto, substituindo parcialmente o quartzo.

Molibdenite, MoS₂ – Pouco frequente. Maciça, foliada, cinzenta azulada, metálica, com poder reflector inferior ao da galena e de elevada anisotropia. Raramente envolvendo bismutinite.

Ouro, Au – Em raros cristais e em alotriomorfos, incluso na arsenopirite e em pirite I.

Arsenopirite, FeAsS – Ocorre em massas de cristais idiomorfos. Vénulas de arsenopirite penetraram fracturas da volframite.

Pirite, FeS₂ – No geral idiomorfa, dominando os cristais de reduzidas dimensões. Ocorre em variadas gerações: a primeira foi imediatamente anterior à pirrotite; a segunda envolveu parcialmente a estanita e vénulas penetraram fracturas dos sulfuretos de geração I; a terceira foi contemporânea e intercrescida com marcassite I e a clorite II, e envolveu parcialmente e penetrou fracturas da estibnite; a quarta foi contemporânea da dolomite I; a quinta foi contemporânea da clorite III; a sexta da anquerite; vénulas da sétima foram cortadas por vénulas de quartzo V.

Clorite, (Mg,Al,Fe)₁₂[(Si,Al)₈O₂₀](OH)₁₆ – Hipídio a alotriomorfa, verde, pleocróica. Encontra-se como ripidolite e brunsvigite. Ocorre em três gerações: a primeira de ripidolite, em grande parte contemporânea de pirrotite e da esfalerite I; a segunda contemporânea de pirite III e da marcassite I; a terceira, de brunsvigite, semirradial e vermicular, contemporânea da pirite V.

Pirrotite, Fe_{1-x}S (x = 0-0,2) – Não ocorre em apreciável quantidade, pois alterou-se hipogenicamente para marcassite. Encontram-se aspectos de intercrescimento de pirrotite, esfalerite I e calcopirite I, mas há vénulas destes dois sulfuretos que a penetraram, raramente acompanhados de estanita I.

Apatite, Ca₅(PO₄)₃(OH,F,Cl) – Idiomorfa, prismática. Encontra-se em duas gerações: a primeira penetrou pirrotite e a clorite I; a segunda, contemporânea da galena I, sobrepôs-se à esfalerite I, calcopirite I e estanita I.

Esfalerite, (Zn,Fe)S – Encontra-se em duas gerações: Esfalerite I, no geral em massas cliváveis, negras, a castanhas escuras, por vezes de tendência avermelhada, não raro encimadas por alguns idiomorfos tetraédricos, contemporâneas de clorite I, e vénulas desta esfalerite penetraram quartzo I e II, pirite I e arsenopirite; Esfalerite II, em que aquelas massas têm cor acastanhada mais clara, embora com as “desalliages” de calcopirite semelhantes à da geração da esfalerite I, e vénulas de esfalerite II cortam cristais e veios da segunda e primeira gerações de calcopirite, estanita e galena.

Calcopirite, CuFeS₂ – Alotriomorfa, tendo sido possível discernir quatro gerações: a primeira e a terceira são em grande parte contemporâneas, respectivamente, de esfalerite I e II, nestas ocorrendo em “desalliages” e em vénulas que as atravessam; na segunda geração, em vénulas que cortam sulfuretos de primeira

geração; a da terceira geração tem vénulas que cortam a dolomite; e a da quarta geração com vénulas que atravessam a anquerite.

Estanite, Cu_2FeSnS_4 – Em pequena quantidade, no geral alotriomorfa, ocorrendo em duas gerações: a primeira sobrepondo-se em grande parte à calcopirite I e esfalerite I e com elas intercrescendo; e a segunda, em raras e estreitas vénulas, cortando esfalerite, calcopirite e galena da primeira geração.

Galena, PbS – Principalmente em massas cliváveis, por vezes encimadas por idiomorfos cúbico-octaédricos. Encontram-se duas gerações: a primeira é imediatamente posterior à da pirite II, pois vénulas de galena I cortam esta pirite e os sulfuretos da primeira geração; a segunda, em vénulas e pequenas massas, corta vénulas da calcopirite II e estibnite.

Pirargirite, Ag_3SbS_3 – Pouco frequente, em alotriomorfos. Em luz reflectida é de cor branca metálica, com poder reflector elevado, mas mais baixo que o da galena. Encontra-se em inclusões na galena I ou como exsoluções e, por isso, se considerou em grande parte contemporânea deste mineral.

Estibnite, Sb_2S_3 – Pouco frequente, em massas alotriomorfas grosseiras. Em luz reflectida é metálica, branca, de brilho semelhante ao da galena ligeiramente mais sombrio, com pleocroísmo de reflexão. Em dúvida, colocámo-la como subsequente à pirargirite e antecedendo a marcassite.

Marcassite, FeS_2 – Formou-se, em grande parte, por alteração hipogénica da pirrotite e ocorre raramente intercrescida com pirite III e alguma clorite II.

Hematite, Fe_2O_3 – Rara. Talvez formada por alteração hipogénica da pirrotite, ocorrendo sob forma de especularite, em pequenas placas e acúlos. Daí a posição em que foi colocada na paragénese.

Magnetite, $Fe^{2+} Fe^{3+}_2 O_4$ – Encontra-se em alguns cristais intercrescidos com os de marcassite I e pirite III e, muito provavelmente, resultantes também da alteração hidrotermal da pirrotite. Contudo, pode-se ter formado por oxidação da hematite quando dos movimentos da 3ª falha que afectou os jazigos.

Siderite, $FeCO_3$ – Em massas cristalinas e em idiomorfos romboédricos, ligeiramente acastanhados, recobrimdo porções de alguns cristais de quartzo, volframite e sulfuretos de primeira geração. Mas há aspectos estruturais em que a siderite é contemporânea da galena II, estanite II e, em parte, da calcopirite II.

Dolomite, $CaMg(CO_3)_2$ – Em cristais esbranquiçados, rombo-discóides, e em massas finamente cristalinas recobrimdo algumas faces de cristais de quartzo, cassiterite, volframite e sulfuretos. A dolomite I é contemporânea da pirite IV e parcialmente da esfalerite II e da calcopirite III. A dolomite II é contemporânea da calcopirite IV e subsequente da anquerite, pois vénulas desta dolomite preencheram algumas fracturas deste carbonato.

Anquerite, $Ca(Fe^{2+}, Mg, Mn^{2+})(CO_3)_2$ – Ocorre, talvez, em menor quantidade que os outros carbonatos. É cinzenta esbranquiçada, formando massas cliváveis, recobrimdo alguns minerais anteriores. É contemporânea da pirite VI.

Calcite, Ca(CO₃) – Será o último carbonato a ter cristalizado, de cor branca a ligeiramente acinzentada, havendo cristais romboédricos e finas massas cristalinas que, tal como os outros carbonatos, recobre parcialmente conjuntos cristalinos de minerais anteriores. Há ligeira sobreposição da pirite VII no final da cristalização da calcite.

6. O METAMORFISMO HIDROTHERMAL PRODUZIDO EM ROCHAS ENCAIXANTES DE MINERALIZAÇÕES EPITERMAL, MESOTERMAL E HIPOTERMAL

6.1. O METAMORFISMO PRODUZIDO NOS GRANITOS PELA MINERALIZAÇÃO EPITERMAL URANÍFERA

Este metamorfismo estudou-se primeiro na mina da Urgeiriça, no contacto com o filão de minérios uraníferos (NEIVA, 1953), e depois na Serra da Estrela, principalmente na região da Lagoa Comprida, no contacto com filões de quartzo e calcedónia (NEIVA *et al.*, 1987).

Na mina da Urgeiriça (Nelas)

Na região da mina da Urgeiriça (Nelas), o granito porfiróide grosseiro biotítico-moscovítico (γ_{3b}^{II}) é semelhante ao da Lagoa Comprida, na Serra da Estrela. No contacto do filão principal de quartzo e jaspe com minérios uraníferos da Urgeiriça, as principais modificações hidrotermais que esse granito sofreu decrescem a partir do contacto até cerca de 10 m*. Até 2 m do contacto há intensa *moscovitização* da plagioclase, menor da microclina e bastante menor do quartzo; e alteração da ilmenite para hematite e *hematitização* da microclina vão até cerca de 10 m do contacto, embora nalguns locais até 5 m.

A microclina está parcialmente moscovitizada, o que se efectuou da periferia para o interior dos cristais. É a porção central dos cristais de microclina que ainda se mantém e está hematitizada por impregnação de pigmentos hematíticos aciculares. Também há aspectos de *silicificação*, em que finas vénulas de quartzo, lembrando arabescos, penetraram a microclina.

A plagioclase foi totalmente moscovitizada, cujas fâculas de moscovite, no seu conjunto, tomam aspecto de feltro, mas, por vezes, com arranjo semi-esferulítico.

A biotite sofreu *descoloração* e as inclusões de zircão perderam os halos pleocróicos; e também *cloritização*, para esferulitos e vermiculitos (arranjo semi-radiado e completamente direccionado) de brunsvigite, acompanhada de exsolução de rútilo.

A moscovite recristalizou, e por vezes encontra-se, nos bordos de alguns cristais, aspectos de moscovitização hidrotermal centrípeta.

* Análises químicas, modas, normas, perdas e ganhos estão referidas em NEIVA, 1953.

O quartzo tem as mesmas características que no granito inalterado, mas com *moscovitização* no bordo anédrico de alguns cristais, e, mais raramente, em plagas, é penetrado por pigmentos hematíticos.

Silicificação corresponde a aumento apreciável em SiO_2 , em parte resultante da moscovitização hidrotermal da plagioclase e parcial da microclina. Também se deu por neoformação hidrotermal em que a sílica penetrou fracturas da microclina e tomou carácter jaspóide em algumas fracturas da rocha alterada.

A perda em TiO_2 deu-se quando da *cloritização* da biotite e da alteração da ilmenite para hematite. Ti terá sido levado por solução hidrotermal.

A perda de Al_2O_3 resultou da moscovitização hidrotermal da plagioclase e parcial da microclina, e o Al migrou na solução hidrotermal.

Na *hematitização*, houve enriquecimento, relativamente pequeno, em Fe_2O_3 quando da descoloração e cloritização da biotite e que foi impregnar as clivagens e fracturas da microclina, avermelhando-a no seu conjunto, e impregnando algumas porções de moscovite hidrotermal. Mas houve apreciável perda em FeO, que, levado por solução hidrotermal, precipitou no filão da Urgeiriça primeiro como hematite, por oxidação, e depois, mobilizada em soluções ulteriores, floculou, gelificou e exsicou com o SiO_2 dando jaspe, que, mais tarde, tomou carácter microgranular. Isso foi contemporâneo ou ligeiramente alternante com floculação, gelificação e exsicação da pecheblenda no filão. No seu conjunto, a alteração do granito levou a perda apreciável do Fe total deste.

É natural que o aumento em Mn esteja correlacionado com a pigmentação hematítica da microclina; pode ocorrer por isomorfismo com Fe.

A perda ligeira de MgO pode correlacionar-se com a descoloração da biotite. Esse Mg foi levado pela solução hidrotermal.

A perda em CaO do granito explica-se pela *albitização* inicial da plagioclase, que se transformou em albite, como aconteceu nalguns locais da Serra da Estrela, e migrou na quase totalidade na solução hidrotermal. Contudo, uma pequena parte do Ca, com algum Al, Fe^{3+} e Si, deu origem a *epidotização*, com formação de poucos cristais de epidoto (pistacite) depois da cloritização da biotite.

O aumento em K_2O estará relacionado principalmente com a moscovitização hidrotermal da plagioclase e de algum quartzo.

58 A perda apreciável em Na_2O foi principalmente devida à moscovitização da plagioclase e o Na levado pela solução hidrotermal.

O aumento em P_2O_5 foi devido a possível neoformação de alguns cristais de apatite e mais recentemente à formação, nalgumas fracturas do granito alterado, de alguns cristais de torbernite, mineral que explica o aumento de UO_3 nesta rocha.

Na Lagoa Comprida (Serra da Estrela)

Também na Serra da Estrela domina o granito porfiróide grosseiro biotítico-moscovítico que, no contacto com filões de quartzo e calcedónia, estéreis,

implantados em falhas e zonas de cisalhamento, se modificou para granito róseo e granito vermelho*. Estas modificações implicaram pequenas mudanças de volume, sendo os factores (f_v) de 0,89 e 1,08, respectivamente, para o granito róseo e o granito vermelho.

Na passagem ao granito róseo, a plagioclase sofreu *albitização*, de An_{30-6} passou a An_{5-2} , e na matriz de An_{16-4} a An_{3-2} , por perda da molécula anortítica, perdendo Ca e Sr e enriquecendo em Na; e o feldspato potássico (microclina-mecropertítica) sofreu pequena *ortosifização*, passando nos fenocristais de Or_{91-88} a Or_{94} e na matriz de Or_{95-91} a Or_{97} , com enriquecimento em K e perda em Na. E esse reequilíbrio dos feldspatos ter-se-á iniciado a uma temperatura estimada de cerca de 400° C.

A moscovite do granito terá recristalizado a cerca de 420° C no granito róseo, e contém menos Al^{IV} , Ti, Fe^{2+} , K, F, Li, Zn e mais Si, Fe^{3+} , Mg, Cr, Ni, Zr, Ba, Rb, Cs do que a moscovite do granito inalterado. Nesse granito róseo, o $\log(f_{H_2O}/f_{HF})$, de valores 4,4-4,6, da solução em equilíbrio com a moscovite recristalizada, é mais elevado que no granito inalterado (3,7). A primeira *moscovitização* hidrotermal, parcial, da plagioclase e menor da microclina, ter-se-á efectuado a temperatura estimada de 340°-310° C; e essa moscovite tem mais Si, Fe, Mg, K e menos Ti, Al^{IV} , Na e também menos conteúdo paragonítico do que a moscovite recristalizada.

A ilmenite sofreu *hematização*, alterando-se para hematite e libertando Ti.

A biotite do granito inalterado vai sofrendo descoloração, perdendo parte do Fe_t ; e, a certa altura, sofreu *cloritização*. No granito róseo forma-se clorite subédrica (ripidolite) e clorite esferulítica ou vermiforme (ripidolite e/ou brunsvigite), podendo estimar-se a formação destas clorites a cerca de 260°-240° C. Em relação à biotite do granito inalterado, a clorite subédrica tem mais Al, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mn, Mg, Cr, V, Zn, Ni, menos Si, tendo Ti, Na, K, Cl, F, Nb, Sn, Li, Y, Sc, Ba, Rb, Cs, Ta, Sr, Cu passado praticamente a zero, e mantendo Zr. A clorite esferulítica em relação à clorite subedral tem mais Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mn, Mg, Ca, Na e menos Si, Al.

O ganho de Fe_2O_3 do granito róseo ficou praticamente neste como pigmento hematítico na microclina (*hematitização*).

Na passagem do granito róseo a vermelho, a plagioclase dos fenocristais sofreu outra *albitização*, de An_{5-2} passou a An_{2-0} , e os cristais da matriz de An_{3-2} a An_0 , acabando a molécula anortítica por quase desaparecer dos fenocristais e a plagioclase da matriz ser totalmente albite (enriquecimento em Na e perda em Ca). No feldspato potássico, os fenocristais aumentaram ligeiramente a ortosifização, passando de Or_{94} a Or_{95} , com leve aumento em K e perda em Na. E é muito provável que o reequilíbrio dos feldspatos se continuasse dos granitos róseos aos vermelhos, atingindo nestes a temperatura estimada de 350° C.

* Análises químicas, modas, normas, perdas e ganhos das rochas e geoquímica dos minerais estão indicados em NEIVA *et al.*, 1987.

A plagioclase sofreu intensa *moscovitização* hidrotermal, bem maior que o feldspato potássico, a temperatura estimada entre 310°-280° C, e com aspecto de feltro ao microscópio. Essa moscovite tem mais Fe, Mg, K e menos Si, Ti, Al^{VI}, Na do que a moscovite hidrotermal do granito róseo.

Biotite é inexistente; e a clorite ocorre em pequena quantidade, é do tipo brunsvigite, esferulítica ou vermiculítica, com mais Si, Fe³⁺, Mg e menos Al, Fe²⁺, Mn, sendo constante Na, que a ripidolite (só existente no granito róseo), e formada próximo dos 240°-230° C; é uma clorite oxidada. Essa brunsvigite esferulítica, em relação à clorite subedral (ripidolite) do granito róseo, tem mais Si, Fe³⁺, Mg, Na, H₂O+, Zr, Sc, Y, menos Fe²⁺, Mn, Cr, V, Zn, Li, é constante Al, e são praticamente nulos ou quase Ti, Ca, K, Nb, Sn, Cu, Ba, Cs, Ta.

E o pigmento hematítico (*hematitização*) aumentou na microclina e atingiu, por vezes, o quartzo.

Avaliando pela técnica de GRESEN (1956) as mudanças, na Lagoa Comprida da Serra da Estrela, a passagem do granito porfiróide grosseiro biotítico-moscovítico a granito róseo vê-se que é acompanhada de ganho em SiO₂, Fe₂O₃, Na₂O, K₂O, U e muito ligeiro em TiO₂, Al₂O₃, MgO e perda em CaO, F, Zn, Li, Sr, Pb, Ba, Rb, mantendo-se praticamente constante os teores (ppm) de Cr, Nb, Ni, Zr, Cu, Sc, Y, Ta, Th, Hf e quase nulos os de Sn, Cs. E da comparação dos teores das REE, depois de normalizados daqueles granitos com os condritos, vê-se que o granito róseo enriqueceu ligeiramente em Yb, o que pode ser explicado pela cloritização da biotite.

Também na região da Lagoa Comprida, a passagem do granito róseo a granito vermelho é acompanhada de ganho em Al₂O₃, Fe₂O₃ (embora haja perda em Fe), Na₂O, K₂O, perda em SiO₂, FeO, CaO, F, Zn, Li, Ba, Rb, U e ligeira em TiO₂, Ta, Th, mantendo-se praticamente os teores de MnO, MgO, P₂O₅, Cr, Ni, Zr, Cu, Sc, Y, Hf e quase nulos os de Sn, Cs. E nas REE normalizadas terá havido ligeiro ganho em La e ligeira perda em Y, Lu.

A razão Fe²⁺/ΣFe decresce durante a alteração hidrotermal do granito, atingindo o menor valor no granito vermelho. Isto mostra progressiva oxidação dos fluidos.

Como conclusões salienta-se:

- O granito porfiróide grosseiro biotítico-moscovítico foi hidrotermalmente alterado para granito róseo e granito vermelho. As modificações mineralógicas foram albitização, ortosificação, moscovitização, cloritização, hematitização e, por vezes, silicificação, e principalmente acompanhadas de adição de Na₂O e K₂O e perda em SiO₂, CaO, F, Zn, Li, Ba e Rb. E essa alteração foi acompanhada de progressiva oxidação. As modificações mineralógicas ter-se-ão iniciado a cerca de 1-1,5 Kb, a 400°-350° C, e prosseguiram até 260°-230° C, e nelas estarão empenhados fluidos relacionados com as últimas fases da solidificação do granito misturados com água meteórica predominante, esta infiltrada ao longo de falhas e

cisalhamentos extensos e profundos (NEIVA *et al.*, 1987), o que é sugerido pelas perdas em Ca, F, Zn, Li, Ba e Rb.

- SiO₂ foi reprecipitado, no geral em falhas e cisalhamentos, como filões de quartzo, por vezes floculado, gelificado e exsicado como calcedónia e, outras vezes, juntamente com Fe₂O₃, floculado, gelificado e exsicado como jaspe (hoje, grande parte dessa calcedónia e desse jaspe estão transformados em quartzo microcristalino). Fe₂O₃ precipitou, nos filões de quartzo e jaspe, também como hematite. Isso ter-se-á efectuado em meio oxidante. Em meio redutor, com presença de H₂S, da solução transportadora de U (mobilizado principalmente de uraninite e de outros acessórios com U menores do granito), este terá oxidado, floculado, gelificado e exsicado como pecheblenda, alternando, por vezes, com aquela hematite e pirite.

6.2. METASSOMATISMO NAS ROCHAS DO CONTACTO PRODUZIDO POR JAZIGOS MESOTERMAIS DE SULFURETOS

Em Portugal, o estudo desse metassomatismo fez-se principalmente em jazigos de sulfuretos e ouro, como o jazigo de Jales (Vila Pouca de Aguiar) (NEIVA *et al.*, 1987, 1990, 1990a). E os fenómenos estudados são muito semelhantes aos que encontrámos e estudámos microscopicamente nos jazigos de sulfuretos das Beiras.

No granito, a zona interna de contacto com o filão tem 0,5 m e a zona externa é de 0,5-1 m de espessura; no xisto, a zona interna de contacto tem 1 m e a zona externa 2 a 3 m de possança.

Os processos de metassomatismo que ocorreram foram:

Microclinização – Nota-se na plagioclase do granito, em que perde algum Na e aumenta K.

Albitização – A plagioclase do granito perde Ca e ganha Na, o que também se nota na plagioclase que é mineral acessório dos xistos.

Ortosifização – Encontra-se na microclina do granito, e por vezes no xisto quando é acessório, que perde Na e ganha K.

Moscovitização – Houve moscovitização importante, embora parcial, na plagioclase e na microclina do granito, mais naquela do que nesta, havendo, ainda, uma moscovite ulterior, radial. A moscovite secundária tem menos Ti ou, mesmo, não contém Ti, Mg, Na; as moscovites radiais têm geralmente mais Mg e menos Ti e Na que as moscovites subédricas, e mais Mg e menos Na que as moscovites secundárias. Nos xistos, quando já possuíam alguma moscovite, esta recristalizou e enriqueceu em F, Mg, Rb e perdeu Ti, Ba, Zr; mas houve moscovitização da andaluzite e da plagioclase (mineral acessório). Esta moscovite tem, no directo contacto do filão com o xisto, mais SiO₂, K e menos Al, Ti, Mg, Mn do que a moscovite da rocha inalterada; quando afastada 2 m desse contacto, a moscovite do xisto, em relação àquela, tem mais SiO₂, Ti, Fe, e menos Mg.

Descoloração da biotite – É acompanhada de perda de Fe, Mg e Ti, dando moscovite alotriomorfa que recristalizou, o que se reconhece bem no granito e se pode confirmar quimicamente. No xisto há também descoloração, mas menos intensa, passando a Fe²⁺-biotite a Mg-biotite por perda em Fe_i e enriquecimento em Si, Mg, Mn e F.

Cloritização – No granito há clorite hipidiomorfa, brunsvigite, e clorite esferulítica, vermicular, chamosite. A alteração da biotite para brunsvigite não implicou adição de Mg e Fe por a relação Mg/(Mg+Fe) desta clorite ser semelhante ou menor à da biotite do granito inalterado. Contudo, a clorite esferulítica ou vermicular tem um valor menor da relação, isto é, há um decréscimo em Mg e aumento em Fe_i²⁺ da clorite hipidiomorfa para esta. No xisto inalterado, a clorite é brunsvigite e mantém-se na zona de metassomatismo até os 2 m do contacto, mas, a 3 m desse contacto, é ripidolite, esta com menos Si, Fe²⁺ e mais Ti, Al e Mg.

Metalizações – São os sulfuretos e alguns sulfossais que vão impregnar o granito e o xisto do contacto com os filões, substituindo parcialmente alguns dos minerais das rochas. O sulfureto que mais se difunde é a pirite e o que menos se difunde é a arsenopirite, como também sulfossais.

Silicificação – No granito dá-se parcial substituição de alguns minerais por quartzo, o mesmo acontecendo no xisto. Por vezes há infiltrações de calcedónia e jaspe em fracturas das rochas.

Caulinização – No granito dá-se parcialmente na microclina e um tanto na plagioclase; no xisto encontra-se na plagioclase, que é mineral acessório.

6.3. METASSOMATISMO NAS ROCHAS DO CONTACTO PRODUZIDO POR JAZIGOS HIPOTERMAIS DE CASSITERITE E VOLFRAMITE

Em jazigos hipotermiais de cassiterite e volframite estudaram-se aspectos do metassomatismo de contacto causados, quando da génese dos minerais primários desses jazigos, sobre as rochas encaixantes (NEIVA, 1944). Passam-se em revista rápida esses fenómenos, com a necessária actualização:

Microclinização – Reconhece-se parcialmente na plagioclase do granito, que perdeu algum Na e aumentou em K.

62

Albitização – Deu-se na plagioclase dos granitos por alcalinização desta, com enriquecimento em Na e perda em Ca, o que também se nota na plagioclase acessória dos xistos.

Ortosificação – Muito ligeira da microclina do granito, que perdeu Na e aumentou em K.

Greisenização – Os greisenes resultam de modificações profundas de granitos ou aplitos transformando-os em rochas granulares constituídas por quartzo e mica branca e/ou lepidolite, havendo variadas gradações dessas modificações.

A greisenização é acompanhada de aumento em SiO_2 , H_2O^+ , Sn, W, Nb, Ta, Zn, Pb, Rb e diminuição em MgO, Na_2O , Cr, V, Sc, Zr, Sr e Ba; mas há diminuição em K_2O e aumento em FeO, Li e Cs somente quando a greisenização é mais intensa. Se a mineralização em Sn do greisen domina, sob forma de cassiterite, a sua moscovite contém menos Sn, Ba e Cs, mas mais W e F que a moscovite do granito. Se domina a mineralização em W, a moscovite do granito greisenizado tem teor similar ou menor em W, menor em F (este encontra-se no topázio e fluorite), mas maior em Sn, Ba e Cs que a moscovite do granito. A greisenização deu-se a temperatura consideravelmente mais baixa que a cristalização do granito e produzida por solução hidrotermal ácida, em que Cl e F foram importantes (NEIVA, 1987).

Moscovitização – Deu-se em diferentes fases e, na maioria dos casos, acompanhada de precipitação de quartzo. Quanto mais recentes essas fases, menores são as dimensões dos cristais de neoformação da moscovite. Nos granitos atingiu principalmente os feldspatos. Nos metapelitos, a moscovite foi nuclear na biotite e nos feldspatos acessórios e, por vezes, na andaluzite e mais raramente na silimanite, turmalina e quartzo. Há contemporaneidade parcial entre a silicificação e a moscovitização. A moscovite hidrotermal do contacto pode distinguir-se da dos filões por alguns elementos maiores e menores, e também da moscovite das rochas metapelíticas de metamorfismo regional. Também aquela moscovite cristalizou a mais baixa temperatura e menor $\log (f_{\text{H}_2\text{O}} / f_{\text{HF}})$ do que a moscovite de metamorfismo regional e a mais baixa temperatura e maior $\log (f_{\text{H}_2\text{O}} / f_{\text{HF}})$ que a moscovite directamente encostada ao filão. Quando o metassomatismo do xisto é intenso, é acompanhado de enriquecimento do xisto em SiO_2 , K_2O , CaO, P_2O_5 , W, Nb, Ta, Sn, Rb, Cs e empobrecimento em TiO_2 , F_2O_3 , MgO, Na_2O , H_2O^+ , Cr, V, Zn, Li, Ni, Zr, Cu, Sc, Y, Nd, Ce, La, Sr e Ba. E a moscovite do xisto metassomatizado tem mais F, W, Nb, Ta, Zn, Sn, Li, Rb, Cs e menos Cr, V, Ni, Zr, Cu, Sc, Y, Nd, Ce, La, Sr e Ba que a moscovite do xisto regional (NEIVA 1987a).

Granatização – Nem sempre ocorre. Quando se efectuou, formou-se almandina-espessartite, que concentrou Nb e Ta (NEIVA, 1987).

Topazização – Efectuou-se com a presença de soluções ácidas, com HF, que, mobilizando SiO_2 , alumina e álcalis, das rochas encaixantes, permitiram a formação de topázio nos contactos com o granito, tendo nucleado nos feldspatos.

Turmalinização – Deu-se nas rochas xistentas no contacto com os filões. Trata-se de turmalinas hipidiomorfas de composições idênticas às desses filões. Encontra-se escorlite e dravidite*.

Metalizações – Enquanto a cassiterite predomina nos encostos dos filões com a rocha encaixante, sendo no geral mais intensa a tecto, a volframite ocorre principalmente no corpo quartzoso dos filões. Por vezes, nos xistos encaixantes formou-se scheelite, quando estes possuem calcite como mineral acessório.

* Informação dada pela Prof. Ana Neiva.

Os sulfuretos impregnaram disseminadamente, até determinada distância, a rocha encaixante; a pirite é o mais frequente, seguindo-se-lhe a esfalerite e a calcopirite, por vezes a arsenopirite, esta mais próxima ao contacto com o filão.

Fluoritização – Encontra-se por vezes no granito, nucleando no feldspato e no quartzo. A maior parte dessa fluorite será nuns casos contemporânea da greisenização e noutros subsequente à precipitação da cassiterite.

Descoloração da biotite – Nota-se bem no granito. Dá-se por acção de solução hidrotermal sobre parte da biotite, mobilizando Fe, Mg e Ti, dando moscovite hipidiomorfa que recristalizou. Mas também se observou no contacto do xisto com o filão, em que a biotite se transformou em grande parte em moscovite.

Cloritização – A alteração da biotite para clorite tanto se dá no contacto do granito como do xisto com filões hipotermais. Isso corresponde a adição de H₂O e a perda de K e Fe (NEIVA, 1944) e empobrecimento, em elementos menores, de F, Ge, W, Nb, Sn, Li, Th, Nd, La, Pb, Au, Ba, Rb e Cs (NEIVA, 1972).

Silicificação – É comum e representada por finos grânulos e finas vénulas de quartzo que impregnam tanto os granitos como os xistos em contacto com os filões.

Apatitização – Deu-se nalguns contactos dos filões com os xistos, com impregnação de finos cristais de apatite. E isso é mais nítido se no xisto houver alguns cristais de calcite, que, por vezes, evoluem para apatite. Contudo, outros fosfatos existem, além da apatite, em menor quantitativo.

Caulinização – No geral, no contacto do granito com os filões, houve caulinização parcial dos feldspatos dos granitos e dos feldspatos acessórios dos xistos. Ulteriormente sofreram caulinização supergénica.

7. A SOBREPOSIÇÃO DAS MINERALIZAÇÕES

Retoma-se o assunto iniciado no capítulo 5.

A sobreposição da mineralização primária epitermal uranífera à mineralização primária hipotermal de cassiterite e volframite é relativamente simples de discernir comparando as figs. 5 e 7. A uranífera é de baixa temperatura e a de cassiterite e volframite de temperatura bastante mais elevada.

Pode inicialmente haver alguma confusão quanto ao quartzo e à moscovite, mais desenvolvidos na hipotermal. Mas, na epitermal, a hematite é mais abundante e a sua alternância com a pecheblenda e concomitância com o jaspe e/ou calcedónia é característica; são menos abundantes as fases sulfurada e carbonatada e suas recorrências; e o número de espécies minerais reconhecidas é nitidamente menor. Além disso, as fases coloidais (pecheblenda, jaspe, calcedónica, greigite, cofinite) são desenvolvidas e inexistentes na mineralização hipotermal. Já berilo, topázio, columbite, rutilo, cassiterite, volframite, molibdenite são tipicamente hipotermais. A esfalerite epitermal é muito pouco ou não ferrífera, pouco colorida, ao passo que a esfalerite hipotermal é negra, ferrífera (marmatite).

Também no metamorfismo de contacto hidrotermal entre os filões de minérios uraníferos e as rochas encaixantes (ver 6.1) e os filões de cassiterite e volframite e as respectivas rochas encaixantes (ver 6.3), estes provocaram auréolas mais desenvolvidas, com características greisenização, turmalinização, granatização, topazização, metalizações de cassiterite, volframite e sulfuretos, enquanto aqueles promoveram típicas hematitização, jasperização, calcedonização, greigitização e metalizações de pecheblenda e minerais secundários desta e ligeira de sulfuretos.

Os minerais epitermais preencheram vazios e fracturas dos e entre os minerais hipotermais e fendas, falhas e cisalhamentos existentes nestes jazigos.

São um pouco mais difíceis de separar as sobreposições da mineralização epitermal dos jazigos uraníferos da mineralização mesotermal dos jazigos de sulfuretos. Contudo, estes são jazigos de temperatura média e aqueles de temperatura nitidamente mais baixa.

Comparando as figs. 5 e 6 nota-se que o quartzo e a moscovite estão mais desenvolvidos nos mesotermais. Abstraindo as espécies minerais duvidosas na paragéneses mineral epitermal, o número de espécies é nitidamente menor que na paragéneses mesotermal; também os sulfuretos e carbonatos são menores, principalmente em volume.

Na mineralização mesotermal não se encontram os colofórmicos pecheblenda, greigite, cofinite, nem os duvidosos parapecheblenda, uranogumite e neopecheblenda, típicos da paragéneses epitermal.

O fecho da mineralização mesotermal é de sílica coloidal (calcedónia I e II e jaspe) e de hematite II concomitante deste e talvez mobilizada de hematite I. Mas o quantitativo destes colofórmicos é muito menor que na mineralização epitermal. Nesta, a pecheblenda e as suas numerosas recorrências e as de jaspe e calcedónia são notórias e típicas, tanto nos jazigos como nas rochas encaixantes.

No metamorfismo hidrotermal produzido pelos dois tipos de jazigos nas rochas encaixantes, a microclinização da plagioclase do granito não ocorre no contacto com a mineralização epitermal, mas encontram-se intensas moscovitização, hematitização, jasperização e calcedonização e disseminação de pecheblenda. Estas cinco metassomatoses são muito menores tanto no granito como no xisto no contacto com a mineralização mesotermal.

8. CONSIDERAÇÕES SOBRE A GÉNESE DOS JAZIGOS URANÍFEROS

São variadas as ideias quanto à génese dos jazigos primários de minérios de urânio aflorantes em Portugal. Para NEIVA (1944), seria hidrotermal de diferenciação granítica, mas, mais tarde, (NEIVA 1995) relaciona essa génese com o metassomatismo hidrotermal do granito no contacto com filões uraníferos, resultante da actuação da mistura de fluidos de granitos variscos e de água infiltrada ao longo

de falhas e cisalhamentos profundos; CERVEIRA (1958) filia-a em fluidos magmáticos de filões básicos (lamprófiro e doleritos); CAMERON (1960) considera-a resultante da infiltração de água meteórica em estruturas alpidicas, lixiviação do granito em profundidade e mineralização das soluções em função do campo geotérmico, e ascensão destas por correntes de convecção; THADEU (1965) e PILAR (1969) admitem-na como hidrotermal; FARIA (1966) baseia-se na lixiviação dos granitos por águas meteóricas, em condições climáticas e geológicas especiais, e infiltração dessas soluções em armadilhas estruturais e litológicas; DIAS *et al.* (1970) imaginam um esquema um tanto semelhante a este, mais burilado e pormenorizado; PAGEL (1981) relaciona a gênese com circulação de soluções hidrotermais quentes no granito, possivelmente meteóricas, infiltradas e aquecidas no campo geotérmico criado pelos filões de lamprófiro e de doleritos, e reactivadas quando dos movimentos alpidicos. E em todas estas ideias é natural que exista um fundo de verdade.

Após os resultados obtidos nos estudos de campo e de laboratório, indicados nos capítulos antecedentes, passam-se a referir variados argumentos para explicação da gênese dos jazigos portugueses de minérios de urânio.

- Vimos que há duas regiões uraníferas no País: as Beiras e o NNE do Alentejo.

O “horst” da Serra da Estrela tem um bloco central que culmina a SW, a 1993 m (Torre), basculado para NNE, e à altitude de 616 m nas proximidades de Celorico da Beira. Este bloco está limitado por duas falhas NNE-SSW, um pouco divergentes para SW, que curvam para NE-SW a partir duma linha passando por Mangualde-Seia-Valhelhas. A vertente ocidental é bem marcada por escadaria de falhas paralelas com desníveis imponentes e se prolongam para o planalto da Nave.

Na vertente oriental, há outra escadaria de falhas muito menos alcantilada do que aquela, que se prolonga até à Serra da Marofa e algumas a cortam. Mas naquela Serra e regiões circunvizinhas (região das Beiras), tanto para W como para E, têm também grande importância morfológica as falhas NW-SE a WNW-ESE e as E-W a ENE-WSW.

Nesta região dominam os granitos uraníferos γ_{2b}^{II} e γ_{3b}^{II} , principalmente estes; e, na sub-região de Vouzela, os granitos, também uraníferos, γ_3^I . Contudo, na região das Beiras há extensos afloramentos xistentos do Câmbrio e cristas quartzítico-xistentas do Ordovícico.

No bloco central do “horst” da Serra da Estrela não se encontram jazidas epitermais de minérios de urânio, nem hipotermiais de cassiterite e volframite, nem mesotermiais de sulfuretos. Como se trata dum bloco ascensional (RIBEIRO, 1949, 1954; DAVEAU, 1969), a erosão meteórica fê-los desaparecer, mas encontram-se nos patamares limitados pelas falhas NNE-SSW e NE-SW nos flancos ocidental e oriental da Serra da Estrela

e ocorrem até próximo de Vila Nova de Paiva, S. Pedro do Sul, contrafortes da Serra do Caramulo, S de Sta. Comba Dão, S da Covilhã, Sabugal, até à fronteira espanhola, contraforte sul da Serra da Marofa e a N e NE de Aguiar da Beira e NE e NW de Trancoso.

Na região NNE do Alentejo, domina a peneplanície ondulada inclinada para W e N desde a base da Serra do Marvão-S. Mamede. Desde o Tejo até o contacto com o granito γ_{3b}^{II} afloram rochas xistentas do Câmbrio em isoclinais verticais. E acima destas formações há uma crista quartzítica, acompanhada de metapelitos xistentos, NW-SE, do Ordovício, que, no final do Carbónico-princípio do Pérmico se prolongava até o Ordovício a N de Portalegre, e uma outra crista, a N do Tejo e a W daquela, que se prolongaria até a crista a S de Portalegre. Falhas e cisalhamentos NW-SE, extensas e profundas, que marginam essas cristas e por vezes passam a WNW-ESE, são variscas, e cortam a SE os granitos, como também o serão as falhas e cisalhamentos NNW-SSE, N-S e NNE-SSW a NE-SW que cortam os granitos e os xistos do NNE do Alentejo e onde se encontram jazidas filonianas de cassiterite e volframite e jazidas de sulfuretos, a que se sobrepuseram mineralizações uraníferas.

- Na bordadura SW da Serra da Estrela, afloram granitos a monzonitos porfíróides grosseiros biotíticos ou biotítico-moscovíticos, γ_{2b}^{II} , de idade 319 a 297 Ma, considerados granitos híbridos de mistura dum magma anatético granítico, de refusão do complexo xisto-metagrauváquico Ante-Ordovício, e dum magma tonalítico do manto. Por diferenciação desse magma cristalizaram granitos porfíróides médios a grosseiros biotítico-moscovíticos, por vezes de duas micas, γ_{3b}^{II} , de idade 308 a 280 Ma. Estes granitos dominam na Serra e estendem-se para N. No bloco central da Serra, foi um magma anatético granodiorítico, de tipo S, que intruiu provavelmente a 720° C, e os granitos ter-se-iam gerado a 690° C e estariam completamente cristalizados a 520°-400° C, à pressão estimada de 3,5-3 Kb. Os granitos serão o produto da cristalização fraccionada, *in situ*, desse magma granodiorítico, controlada por separação da plagioclase, do quartzo e da biotite principalmente por pressão filtrante. Aqui encontram-se, além do granodiorito, os granitos, γ_{2b}^{II} , γ_{3b}^{II} , γ_{3d}^{II} , todos em sequência de diferenciação magmática por cristalização fraccionada como na bordadura SW da Serra. O granito moscovítico γ_{3c}^{II} não se encontra na sequência da diferenciação, correspondendo a uma pulsação dum magma granítico anatético distinto.
- Após estudos de campo e gabinete e de macro e microscopia de associações minerais de variados jazigos de minérios de urânio, reconheceu-se ser

possível organizar um quadro síntese da mineralização primária desses jazigos (Fig. 5) e um resumo dos fenómenos de metamorfismo hidrotermal de contacto nas rochas encaixantes.

A mineralização epitermal dos jazigos uraníferos deu-se, no geral, em fracturas, falhas e cisalhamentos. O quartzo maciço, por vezes zonado, é acompanhado em parte de moscovite, e o quartzo zonado, de estrutura cocárdica e subsequente, também acompanhado de moscovite, iniciam a génese dos jazigos, seguindo-se a ocorrência de hematite e de pecheblenda. Esta (pecheblenda I) é maciça, mas ao microscópio de estrutura colofórmica bandada com alguns vestígios de estruturas esferulíticas muito pouco desenvolvidas; nas recorrências, as estruturas esferulíticas são crescentes nas massas colofórmicas. Há uma intercalação de quartzo III entre as pecheblendas II e III.

Após a pecheblenda III, houve fracturação ou falhamento, seguindo-se uma fase sulfurada (com pirite I, esfalerite clara I, calcopirite I, galena I), em parte acompanhada de clorite, e siliciosa (quartzo IV), e que, na parte final, fecha com pequena fase de barite. Segue-se a fase carbonatada (siderite, anquerite, calcite), entre duas épocas de fracturação ou falhamento, mas, na maior parte dos casos, a encerrar com a primeira fase siliciosa coloidal (calcedónia I). Seguem-se várias fases alternantes coloidais de jaspe e calcedónia concomitantes com fases coloidais de pecheblenda, com algumas intercalações de hematite coincidentes com jaspe e uma em concomitância com pirite e uma intercalação desta, outra de esfalerite e calcopirite, estas em parte contemporâneas, e uma de galena e, raramente, uma de calcite II. Segue-se a fase hidrotermal de alteração da pirite para marcassite, acompanhada em grande parte por greigite (melnicovite) colofórmica, e por cofinite (silicato uranífero) também colofórmica. A parapecheblenda e a uranogumite, colofórmicas, formadas por oxidação e hidratação da peche-blenda, e a neopecheblenda, terrosa, pulverulenta, esferulítica, de últimas gerações e derivada da pecheblenda e da parapecheblenda, farão a transição para os minerais supergénicos ou poderão mesmo ser supergénicos.

- Ao fazer-se este estudo da paragénese epitermal, reconheceu-se, em variados jazigos, que esta mineralização se sobrepôs à mineralização mesotermal filoniana de sulfuretos, como, por exemplo, em Reboleiro (Trancoso), Cunha Baixa (Mangualde), Urgeiriça (Nelas), Valinhos (Nelas), Bica (Sabugal), Carrasca (Sabugal), Rosmaneira (Sabugal), Tarabau (Nisa), Palheiros de Tolosa (Nisa), Póvoa e Meadas (Nisa). E, para que não houvesse dúvidas, estudou-se a paragénese de alguns jazigos mesotermiais de sulfuretos da Beira-Baixa, como Ceiroco (Pampilhosa da Serra),

Forninho do Bispo (Castelo Branco), Ceife (Penamacor) e Pinheiro (Penamacor) e reviu-se o estudo do jazigo de Facuca, na Serra do Marão (nº. 5.2). Isso levou ao quadro síntese paragenético da Figura 6.

Comparando as Figuras 6 e 5 reconhece-se que as fases quartzosa, moscovítica, sulfurada (bismutinite, matildite, pirrotite, pirite, arsenopirite, esfalerite, mais escura que na epitermal, calcopirite, galena e marcassite) são nitidamente mais desenvolvidas, em volume e espécies minerais, na paragénese mesotermal que na epitermal, e que a fase final siliciosa, colofórmica, com calcedónia e jaspe, esta concomitante com recorrência de hematite, é muito menos desenvolvida que na paragénese epitermal. Na mesotermal não há pecheblenda nem as suas numerosas recorrências; é somente existente na mineralização epitermal. Nesta, os minerais formados a partir de soluções coloidais, como pecheblenda, greigite, cofinite, são dela exclusivos; e em volume, o jaspe e a calcedónia, também gerados a partir de soluções coloidais, são muito superiores na mineralização epitermal. Mas também na epitermal não ocorrem bismuto, ouro, sulfossais, barite e, provavelmente, dolomite.

Na sobreposição da mineralização epitermal à mesotermal, os minerais daquela foram ocupar fracturas, fendas e vazios existentes nos e entre os minerais desta e também os recobrem parcialmente.

É difícil de discernir nas rochas encaixantes as sobreposições dos metassomatismos produzidos pelos filões epitermais e mesotermais, a não ser quanto às impregnações por soluções coloidais de pecheblenda e de greigite, exclusivas das epitermais, como os maiores volumes da hematitização, jasperização e calcedonização produzidos por estas.

- Talvez mais raramente, a mineralização epitermal uranífera sobrepôs-se a uma mineralização hipotermal de cassiterite e volframite, como, por exemplo, nos jazigos filonianos de Fundegos (Vouzela), Senhora das Fontes (Pinhel), Arrifana (Gouveia), Medronheira (Belmonte), Borrega (Belmonte), Coitos (Sabugal) e nos “stockworks” de Ázere-Sinde, Bejanca-Carvalho (Vouzela) e, provavelmente, Nisa-Monte Claro (Nisa).

Comparando as Figuras 5 e 7, nota-se que as características paragenéticas da mineralização epitermal dos jazigos de minérios de urânio, de baixa temperatura, são muito diferentes das da mineralização hipotermal dos jazigos de cassiterite e volframite, de temperatura elevada. Nestes não há fases colofórmicas, coloidais, de pecheblenda, calcedónia, jaspe e suas recorrências, e de greigite e cofinite, como, também, de recorrências de hematite, típicas da mineralização epitermal. Mas, na mineralização hipotermal, as ocorrências de turmalina, berilo, topázio, columbite, rútilo, cassiterite, volframite, molibdenite, esfalerite ferrífera (marmatite) são características.

A fase sulfurada é bastante mais desenvolvida nos jazigos hipotermiais, com mais espécies minerais e muito maior número de recorrências que nos epitermais, o mesmo acontecendo à fase carbonatada, embora em menor escala. Também o quartzo e a moscovite ocorrem em maior quantitativo e recorrência, no espaço e no tempo, que nos jazigos epitermais.

A sobreposição da mineralização epitermal de minérios uraníferos e minerais associados à mineralização hipotermal de cassiterite e volframite e também minerais associados, nota-se bem por aqueles minerais ocuparem fendas, fracturas, falhas e vazios entre os minerais hipotermiais, bem como fracturas, fendas e clivagens destes, e recobríndo-os com frequência como indutos.

O metamorfismo de contacto hidrotermal produzido nas rochas encaixantes pelos jazigos hipotermiais de cassiterite e volframite e pelos jazigos epitermais de minérios de urânio são em parte diferentes e noutros similares. Nos diferentes, nas rochas encaixantes dos hipotermiais há greisenização, topazização, turmalinização e as metalizações de cassiterite e volframite; nas rochas encaixantes dos epitermais há a presença importante de soluções coloidais que originaram a pecheblenda, a calcedónia, o jaspe e suas recorrências e, ainda, a greigite, além da típica metalização em pecheblenda. Isso vem confirmar que a mineralização epitermal uranífera não está propriamente na sequência da diferenciação hidrotermal do magma granítico regional.

- Foram as falhas e cisalhamentos variscos, extensos e profundos, das regiões das Beiras e do NNE do Alentejo que facilitaram a mistura dos fluidos da solidificação do granito com a água meteórica infiltrada ao longo dessas falhas e cisalhamentos. Mistura essa que mobilizou o U da uraninite (+ monzanite) e outros elementos do granito e de rochas metassedimentares da cobertura deste, ganhando mineralização. O calor do plutão contribuiu para o desenvolvimento de correntes convectivas dos fluidos e ascensão daquela mistura. Em fracturas penetradas por essa solução-mistura precipitaram diversos minerais e flocularam, gelificaram e exsicaram outros que deram origem à mineralização epitermal uranífera e seus minerais acessórios. Como em grande parte dos jazigos e jazidas uraníferas esta mineralização epitermal se sobrepôs à das jazidas mesotermiais de sulfuretos e à de jazidas hipotermiais de cassiterite e volframite, induz-se que estas jazidas hipotermiais e mesotermiais, relacionadas com a diferenciação hidrotermal do granito varisco regional, já estavam formadas.
- O metassomatismo hidrotermal produzido nos granitos e relacionado com os jazigos epitermais de minérios de urânio foi estudado em pormenor. A passagem do granito inalterado a granito róseo é acompanhada de ganho

em SiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O e U e muito ligeiro em TiO_2 , Al_2O_3 , MgO e Y e perda em CaO, F, Zn, Li, Sr, Pb e Ba, mantendo-se praticamente constantes os teores de Cr, Nb, Ni, Zr, Cu, Sc, Y, Ta, Th e Hf, quase nulos os de Sn e Cs e as terras raras exceptuando o Yb.

E a passagem do granito róseo a granito vermelho, este encaixante de filões de quartzo e principalmente de quartzo e jaspe e/ou calcedónia é acompanhada em ganho de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O e K_2O , perda em SiO_2 , FeO, CaO, F, Zn, Li, Sr, Pb, Ba, Rb e U, e ligeira em TiO_2 , Ta, Th, mantendo-se praticamente os teores de MnO, MgO, P_2O_5 , Cr, Ni, Zr, Cu, Sc, Y e Hf e quase nulos os de Sn e Cs. E nas REE normalizadas houve ligeiro ganho em La e perda em Yb e Lu (NEIVA *et al.*, 1987). O extremo de perda em SiO_2 , levando a episienito, é pouco comum em Portugal e encontra-se, por exemplo em Aljão (FERREIRA *et al.*, 1982), com vénulas de pecheblenda e fluorite.

A razão $\text{Fe}^{2+}/\Sigma\text{Fe}$ decresce com a alteração hidrotermal do granito, atingindo menor valor no granito vermelho e, naturalmente, no episienito.

- O granito inalterado intruiu a 3,5-3 Kb e a 690°C , e ficou completamente cristalizado aproximadamente a 520°C . As temperaturas de equilíbrio da microclina e da plagioclase coexistentes foram atingidas entre os 520° e 400°C .

Fluidos dos últimos estádios de solidificação do granito e, principalmente, água meteórica, pobre em Ca, F, Zn, Li, Ba e Rb, que se infiltrou em falhas e cisalhamentos extensos e profundos, como os NNE-SSW e NE-SW da Serra da Estrela e NW-SE do NNE do Alentejo misturaram-se. O calor do plutão granítico permitiu o estabelecimento da circulação hidrotermal da mistura dos fluidos, que se envolveram no metassomatismo do granito encaixante e, contemporaneamente, geraram a paragénese epitermal referida na Figura 5. Esses metassomatismos foram: a) moscovite do granito recristalizou a 420°C ; b) a albitização da plagioclase e a ortosificação da microclina e respectivas recristalizações ter-se-ão efectuado no intervalo 400° - 350°C ; c) a primeira hematitização, principalmente da microclina, deu-se pelos 400 - 350°C , e o Fe, em solução, em parte transportado por água meteórica oxidante; d) a moscovitização, principalmente da plagioclase, fez-se pelos 340 - 280°C , e a descoloração de alguma biotite e transformação em moscovite também corresponderá a este intervalo; e) a segunda fase de hematitização, ainda da microclina, alguma moscovite e algum quartzo, será contemporânea da fase de descoloração da biotite com mobilização do Fe e Ti, pelos 340 - 280°C , e alteração da ilmenite, tendo os fluidos enriquecido em Fe; f) a cloritização da biotite efectuou-se cerca dos 260° - 230°C .

Foi no intervalo de temperaturas entre os 400° C e os 300° C que o U da uranite (+ monazite) terá sido mobilizado pela solução hidrotermal. A impregnação de pequenas fendas do granito encaixante por pecheblenda terá sido contemporânea da formação desta no filão, a partir de soluções coloidais, que flocluraram, gelificaram e exsiccaram, iniciando-se essa actividade pelos 230°-200° C.

- Em diversas regiões do País, como na Serra do Gerez, na Serra da Cabreira, nas margens alcantiladas do Douro Internacional, por exemplo em Picote, e noutras regiões do País, há granitos que sofreram os mesmos tipos de metassomatismos que os granitos da Serra da Estrela e regiões circunvizinhas. Também ocorrem os filões de quartzo e os de quartzo e calcedónia e, por vezes, jaspe, mas não há mineralizações de minérios uraníferos. Nessas regiões há falhas variscas extensas como na Serra da Estrela, mas naturalmente menos profundas; e também a água meteórica que se misturou com os fluidos de solidificação do granito não transportaria tanto Fe, nem o conjunto dos fluidos conseguiu mobilizar o U como na Serra da Estrela e NNE do Alentejo.
- As águas continuaram a infiltrar-se ao longo de extensas e profundas falhas e cisalhamentos variscos e a acumularem-se em numerosas fendas de alguns centímetros a dezenas de metros em locais de maciços rochosos muito tectonizados, potenciais reservatórios de águas subterrâneas, que a pouco e pouco, por solubilização parcial dos minerais dessas rochas e filões, foram ganhando mineralização.
Após apreciável intervalo em que o aquecimento das águas subterrâneas de infiltração em função do campo geotérmico varisco, criado pela última intrusão granítica, se degradou, essas águas arrefeceram. Mas houve um reaquecimento devido às intrusões filonianas de doleritos e lamprófiros por volta dos 224 ± 11 Ma (FERREIRA *et al.*, 1979). Alguns destes filões intruíram ao lado de jazidas filonianas uraníferas na região das Beiras. Daí, a possibilidade de renovação, por correntes de convecção, da mineralização epitermal uranífera, principalmente nas regiões das Beiras e NNE do Alentejo e, provavelmente, noutros locais.
- A tectónica alpidica reactivou as extensas e profundas falhas e cisalhamentos variscos (PEREIRA *et al.*, 1993), que continuaram como colectores e canais adutores de águas meteóricas superficiais. As próprias diaclases das rochas podem ultrapassar até cerca de 1,5-2 km o maciço eruptivo e estabelecer ligação hidráulica entre este e o maciço metamórfico. Zonas de fragmentação mecânica nos contactos entre rochas eruptivas e

metamórficas e zonas de metassomatose nesses contactos são locais potenciais de reservatórios de águas subterrâneas. E, assim, a água meteórica desceu até apreciável profundidade, aqueceu em função do grau geotérmico e estagiou em zonas de esmagamento do granito uranífero ou até dos jazigos de minérios uraníferos já formados e não aflorantes, dissolvendo o U e outros elementos. Tais soluções, ascendendo em função da pressão hidrostática das colunas de infiltração e de correntes de convecção, como acontece actualmente em relação às fontes termais, terão dado origem, em armadilhas litológicas (filões de aplitos, pegmatitos, quartzitos e rochas básicas) e em armadilhas estruturais (poros, diaclases, falhas, plurifissuras e cisalhamentos), a jazidas uraníferas mais recentes. Dos minerais das novas jazidas, uns precipitaram de soluções iónicas e, principalmente minerais secundários de urânio de cores vivas, como fosfatos, silicatos, sulfatos, arseniantos e carbonatos, e outros flocularam, gelificaram e exsicaram a partir de soluções coloidais, como pecheblenda, greigite, jaspe e calcedónia. Isso poderia explicar a ocorrência de pecheblendas de variadas idades.

BIBLIOGRAFIA

- AZEVEDO, M.R.M. de Almeida (1996) – “Hercynian Granitoides from Fornos de Algodres Area (Northern Central Portugal)”. Tese de doutoramento na Universidade de Londres, pp. 1-440.
- BASHAM, J.R. and DIAS, J.M. de Matos (1965) – “Uranium vein deposits in Portugal”. Proc. Symp. on Vein Type Uranium Deposits, IAEA, Vienna, pp. 183-193.
- BEETSMA, J.J. (1995) – “The Late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian Crustal Evolution of the Iberian Massif, N Portugal”. Tese de doutoramento na Universidade de Vrije, Amsterdam, pp. 1-223.
- CATHELINEAU, M.; CUNNEY, M.; LEROY, J.; LHOTE, F.; TRUNG, C.N.; PAGEL, M.; POTY, B. (1982) – “Caractères minéralogiques des pechblendes de la province hercynienne d’Europe. Comparaison avec les oxydes d’uranium du Protérozoïque de différents gisements d’Amérique du Nord, d’Afrique e d’Australie”. Vein-type and Similar Uranium Deposits in Rocks Younger than Proterozoic, IAEA, Vienne, pp. 159-177.
- CERVEIRA, A. de Morais (1950) – “Sobre a metalogenia do urânio em Portugal”. Bol. Soc. Geol. Portugal, vol. 8, fasc. 3, pp. 141-179.
- DARNLEY, A.G. (1961) – “Pitchblende from Carrasca, Portugal”. Geol. Serv. Great Britain, Atom. Energ. Divis. Ag. Determ. Rep. n.º. 17.
- DAVEAU, Suzanne (1969) – “Structure et relief de la Serra da Estrela”. Finisterra, vol. IV, pp. 31-65.
- DIAS, J.M. de Matos (1982) – “Perspectivas geoconómicas dos jazigos uraníferos portugueses”. Geonovas, vol. 1, n.º. 3, pp. 33-39.
- DIAS, J.M. de Matos (1983) – “Realidades e perspectivas da indústria mineira do urânio em Portugal”. Geonovas, vol. 1, n.º. 5, pp. 17-22.

- DIAS, J.M. de Matos and ANDRADE, A.A. Soares de (1970) – “Portuguese uranium deposits”. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, pp. 1-22.
- FARIA, F.L. de (1966) – “Gites d’uranium portugais dans des formations metasédimentaires”. Com. Serv. Geol. Portugal, t. L, pp. 9-50.
- FERREIRA, A. Bernardo e NEIVA, J.M. Coteló (1945) – “Jazigos uraníferos de Souto de Aguiar da Beira”. Est. Not. Trab. Serv. Form. Mineiro, vol. I, fasc. 3-4, pp. 177-189.
- FERREIRA, A. de Brum (1978) – “Planaltos e montanhas do Norte da Beira”. Estudo de Geomorfologia, Lisboa, pp. 1-374.
- FERREIRA, D. de Brum (1981) – “Carte geomorphologique du Portugal”. Mem. Centro Est. Geográficos, Lisboa, nº 6, pp. 1-55.
- FERREIRA, M.R. Portugal and DIAS, J.M. de Matos (1982) – “Uranium mineralization and episyenites. A case study in Portugal”. Vein-type and Similar Uranium Deposits in Rocks Younger than Proterozoic, IAEA, Vienne, pp. 311-321.
- FERREIRA, M.R. Portugal; GASPAR, O. da Cruz; DIAS, J.M. Matos; FERNANDES, A. Peinador; ANDRADE, R. Santarém (1971) – “Jazigos uraníferos portugueses. Jazigos de Au-Ag-sulfuretos do norte de Portugal”. I Cong. Hisp.-Luso-Amer. de Geologia, Lisboa, Livro-Guia Exc. nº 5, pp. 1-81.
- FOSTER, M.D. (1962) – “Interpretation of the composition and classification of the chlorites”. U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 414, pp. 1-33.
- GAINES, R.V.; SKINNER, H.C.W.; FOORD, E.E.; MASON, B.; ROSENZVEIG, A. (1997) – “Dana’s New Mineralogy”. 8th Ed. John Wiley & Sons, INC., New York, pp. I-XXXVII, 1-1819.
- GOMES, M.E.P. and NEIVA, A.M.R. (2002) – “Petrogenesis of tin-bearing granites from Ervedosa, Northern Portugal: The importance of magmatic processes”. Chemie der Erde, 62, pp. 47-72.
- HAWTHORNE, F.C. and HENRY, D.J. (1999) – “Classification of the minerals of the tourmaline group”. European Journ. of Mineralogy, 11, pp. 201-215.
- HELAL, B. (1992) – “Granitoides, granites à métaux rares et hydrothermalisme associé: géologie, minéralogie et géochimie de plusieurs suites tardi-hercyniennes (Nord du Portugal)”. Tese de doutoramento apresentada à L’École Nationale Supérieure des Mines de Paris, pp. 1-507.
- HORNE, J.E.T. (1960) – “Age of pitchblende from Lenteiros, Reboleira-Portugal”. J.E.N. Tech. Pap. nº. 27, pp. 7-10.
- J.E.N.-Junta de Energia Nuclear (1968) – “A província uranífera do centro de Portugal (suas características estruturais, tectónicas e metalogenéticas)”. Lisboa, pp. 1-132.
- MARTINS, H.C.B. (1998) – “Geoquímica e petrogénese de granitóides biotíticos, tarditectónicos e pós-tectónicos. Implicações metalogenéticas”. Tese de doutoramento na Universidade de Aveiro, pp. 1-288.
- MARTINS, H.C.B.; ALMEIDA, A.; NORONHA, F. e LETERRIER, J. (2001) – “Novos dados geocronológicos de granitos da região do Porto: granito do Porto e granito de Lavadores”. VI Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa / XII Semana de Geoquímica, Faro, pp. 146-148.
- MENENDEZ, L.G. (1998) – “Petrologia e Geoquímica do batólito granítico de Nisa-Albuquerque (Alto-Alentejo, Portugal; Extremadura, Espanha)”. Tese de doutoramento na Universidade de Granada, pp. 1-223.
- NEIVA, A.M.R. (1972) – “Some trace elements of chlorite as alteration of biotite”. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, nº. 73, pp. 3-6.
- NEIVA, A.M.R. (1973) – “Geochemistry of the granites and their minerals from the central area of northern Portugal”. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, nº. 76, pp. 1-43.

- NEIVA, A.M.R. (1986) – “Geochemistry of greisenized granites and metasomatic schist of tungsten-tin deposits in Portugal”. Proc. NATO Advanced Study Institute on Chemical Transport in Metasomatic Processes, Greece, 1985, Ed. D. Reidel Publishing Company Holland, pp. 681-699.
- NEIVA, A.M.R. (1987) – “Geochemistry of white micas from portuguese tin and tungsten deposits”. Chem. Geology, 63, pp. 299-317.
- NEIVA, A.M.R. (1992) – “Geochemistry and evolution of Jales granitic system, northern Portugal”. Chem. Erde, 52, pp. 225-241.
- NEIVA, A.M.R. (1993) – “Geochemistry of granites and their minerals from Gerez mountain, northern Portugal”. Chem. Erde, 53, pp. 227-258.
- NEIVA, A.M.R. (1998) – “Geochemistry of highly peraluminous granites and their minerals between Douro and Tamega valleys, northern Portugal”. Chemie der Erde, 58, pp.161-184.
- NEIVA, A.M.R. and CAMPOS, T.F.C. (1992) – “Genesis of the zoned granitic pluton of Penamacor-Monsanto, central Portugal”. Mem. Not. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 114, pp. 51-68.
- NEIVA, A.M.R. and CAMPOS, T.F.C. (1993) – “The zoned granitic pluton of Penamacor-Monsanto, central Portugal: hydrothermal alteration”. Mem. Not. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 116, pp. 21-47.
- NEIVA, A.M.R. and GOMES, M.E.P. (1991) – “Geochemistry of the granitoid rocks and their minerals from Lixa do Alvão – Alfarela de Jales – Tourencinho (Vila Pouca de Aguiar, northern Portugal)”. Chem. Geol., 89, pp. 305-327.
- NEIVA, A.M.R.; NEIVA, J.M. Coteló and PARRY, S.J. (1987) “Geochemistry of the granitic rocks and their minerals from Serra da Estrela, central Portugal”. Geochim. Cosmochim. Acta, 51, pp. 439-454.
- NEIVA, A.M.R. and SILVA, M.M.V.G. (1987) – “Metasomatic alterations of country schist at Jales gold-silver quartz vein wall (Portugal)”. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 103, pp. 33-47.
- NEIVA, A.M.R.; NEIVA, J.M. Coteló and SILVA, M.M.V.G. (1990) – “Geochemistry of gold quartz vein walls from Jales (northern Portugal)”. Chem. Geol., 82, pp. 217-251.
- NEIVA, J.M. Coteló (1944) – “Jazigos portugueses de cassiterite e volframite”. Com. Serviços Geológicos de Portugal, vol. XXV, pp. 1-258.
- NEIVA, J.M. Coteló (1944) – “Épocas de metalogenia de diferenciação magmática em Portugal”. Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências, Porto, XXXIX, 2ª. ser. pp. 1-13.
- NEIVA, J.M. Coteló (1952) – “Nova ocorrência de minerais uraníferos no norte de Portugal”. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, nº 32, pp. 63-64.
- NEIVA, J.M. Coteló (1953) – “A alteração do granito no contacto com o filão de minérios uraníferos da Urgeiriça”. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, nº 34, pp. 47-53.
- NEIVA, J.M. Coteló (1954) – “Pegmatitos com cassiterite e tantalite-columbite da Cabração (Ponte de Lima, Serra de Arga)”. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, nº 36, pp. 1-61.
- NEIVA, J.M. Coteló (1979) – “Alterações metassomáticas nas rochas encaixantes de jazigos minerais de diferenciação granítica”. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, nº 88, pp. 45-59.
- NEIVA, J.M. Coteló (1995) – “Jazigos portugueses de minérios de urânio”. IV Cong. Nac. de Geologia, Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Porto, Memória nº 4, pp. 575-580.
- NEIVA, J.M. Coteló e CHOROT, J.L.P. (1945) – “Alguns jazigos de ouro do Alto Minho”. Est. Not. Trab. Serv. Fom. Mineiro, vol. I, fasc. 3-4, pp. 19-255.
- NEIVA, J.M. Coteló e FARIA, F. Limpo de (1952) – “Rochas eruptivas das Chãs (Vila Nova de Foz Côa) e seu interesse para a prospecção de minerais das Terras Raras”. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, nº 32, pp. 1-7.

- NEIVA, J.M. Cotelto; QUEIROZ, N. Múrias de et FARIA, F. Limpo de (1952) – “Géologie et genèse des gisements portugais d’apatite”. Est. Not. Trab. Serv. Fom. Mineiro, vol. VIII, pp. 265-278.
- NEIVA, J.M. Cotelto and NEIVA, A.M.R. (1990) – “The gold area of Jales (Northern Portugal)”. Terra Nova, 2, pp. 243-254.
- PAGEL, Maurice (1981) – “Facteurs de distribution et de concentration de L’Uranium e du Thorium dans quelques granites de la Chaîne Hercynienne d’Europe”. These de Docteur es Sciences, dans l’École Nat. Sup. de Geologie Appliquée et de Prospection Minière (Inst. Nat. Polyt. de Lorraine), pp. 1-566.
- PEREIRA, E.; RIBEIRO, A.; MEIRELES, C. (1993) – “Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações de Sn-W, Au e U na zona Centro-Ibérica, em Portugal”. Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe, Coruña, vol. 18, pp. 89-119.
- PILAR, L. (1966) – “Condições de formação do jazigo de Nisa”. Com. Serv. Geol. Portugal, t. L, pp. 51-83.
- PILAR, L. (1969) – “Contribuição para o conhecimento dos minerais de urânio de Portugal Metropolitano”. J.E.N., Lisboa, pp. 1-50.
- PINTO, M.M.S. (2001) – “Mineralizações uraníferas no Vale de Abrutiga e estudo do impacte ambiental”. Tese de Mestrado, Univ. Coimbra, pp. 1-312.
- REIS, B. e PEREIRA, E. (1983) – “O plano energético nacional na perspectiva dos geólogos”. Geonovas, vol. 1, pp. 3-8.
- RIBEIRO, Orlando (1949) – “Le Portugal Central, Livre-guide d’Excursion C”. XVI Cong. Int. de Géographie, Lisbonne, pp. 1-180.
- RIBEIRO, Orlando (1954) – “Estrutura e relevo da Serra da Estrela”. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Natural, Madrid, pp. 549-566.
- SERAFINO, J.F.C. (1961) – “Minério de urânio numa formação sedimentar lacustre da Urgeiriça”. Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, nº 5, pp. 45-66.
- SILVA, A.F. da; REBELO, J.A.; RIBEIRO, M.L. (1989) – “Carta Geológica de Portugal (escala de 1/150000). Notícia explicativa da folha 11-C Torre de Moncorvo”. Serv. Geol. de Portugal, pp. 1-65.
- SILVA, M.M.V.G. da (1987) – “Geoquímica das rochas graníticas e seus minerais da região de Paredes da Beira-Penedono e considerações sobre as mineralizações associadas”. Tese de Mestrado na Universidade de Coimbra, pp. 1-112.
- SILVA, M.M.V.G. da (1995) – “Mineralogia, Petrologia e Geoquímica de encraves de rochas graníticas de algumas regiões portuguesas”. Tese de Doutoramento na Universidade de Coimbra, pp. 1-288.
- SILVA, M.M.V.G. and NEIVA, A.M.R. (1990) – “Geochemistry of the granites and their minerals from Paredes da Beira-Penedono, northern Portugal”. Chem. Geology, 85, pp. 147-170.
- SILVA, M.M.V.G. and NEIVA, A.M.R. (1999) – “Geochemistry of Hercynian peraluminous granites and their minerals from Carregal do Sal-Nelas-Lagares da Beira area, central Portugal”. Chem. Erde, 59, 329-349.
- STIEFF, L.R. and STERN, W. (1960) – “Age study of uraninites from the Urgeiriça and Lenteiros mines, Portugal”. Junta Energia Nuclear, Paper nº 27, pp. 11-17.
- TAYLOR, S.R. (1964) – “Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table”. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 28, pp. 1273-1285.
- THADEU, D. (1951) – “Geologia e Jazigos de Chumbo e Zinco da Beira Baixa”. Bol. Soc. Geol. de Portugal, vol. IX, fasc. I-II, pp. 1-144.
- THADEU, D. (1965) – “Carta Mineira de Portugal na escala 1/500000. Notícia Explicativa”. Serv. Geol. de Portugal, pp. 1-45.