



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

**MINERALIZAÇÕES PRIMÁRIAS E SUPERGÊNICAS DE URÂNIO DO
NORDESTE DE GOIÁS E SUDESTE DO TOCANTINS: CONTEXTO
GEOLÓGICO, MINERALOGIA E IMPLICAÇÕES
METALOGENÉTICAS.**

JESSICA BOGOSSIAN

Orientador: Prof. Dr. NILSON FRANCISQUINI BOTELHO

Resumo

Uma série de anomalias de urânio foram descobertas e investigadas pela CNEN, NUCLEBRÁS e NUCLAN, na região nordeste de Goiás e sudeste do Tocantins, nas décadas de 1970 e 1980. As anomalias mais importantes estão situadas nas regiões do Rio Preto e Campos Belos, em Goiás e a sul de Arraias, no Tocantins, onde foram dimensionados dois depósitos com cerca de 500 t de U_3O_8 cada um. As rochas hospedeiras dos depósitos de urânio são xistos grafitosos da Formação Ticunzal e granitos da Suíte Aurumina, sendo que as concentrações mais importantes foram detectadas nas proximidades do contato entre essas duas unidades. O urânio ocorre associado a ouro, cobre, chumbo, bismuto e arsênio. Em superfície, o urânio se apresenta na forma de minerais secundários, principalmente meta-torbenita ($Cu(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8-12H_2O$), meta-zeunerita ($Cu(UO_2)_4(AsO_4)_2 \cdot 10-16H_2O$), fosfuranilita ($KCa(H_3O)_3(UO_2)_7(PO_4)_4 \cdot 0.8(H_2O)$), mundita ($Al(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_3 \cdot 5(H_2O)$), salleíta ($Mg(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 10(H_2O)$), sabugalita ($HAl(UO_2)_4(PO_4)_4 \cdot 16H_2O$) e plumbogummita ($PbAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot (H_2O)$). Foram identificadas concentrações primárias de urânio sob a forma de uraninita (UO_2) e de urano titanatos, associadas a alterações hidrotermais do tipo muscovitização e albitização. Na literatura, as propostas mais aceitas sobre a gênese das mineralizações uraníferas estudadas sugerem modelos do tipo veio-discordância (*vein-unconformity*) para o depósito de Campos Belos e orogênico-hidrotermal para o depósito do Rio Preto.

As evidências levantadas nesse trabalho e as modificações recentes na interpretação do arcabouço geológico da região estudada apontam para modelos hidrotermais, envolvendo interações entre intrusões graníticas e rochas encaixantes metassedimentares. Assim, sugere-se que os xistos grafitosos da Formação Ticunzal sejam derivados de rochas semelhantes a folhelhos pretos, cujo urânio teria sido remobilizado pelas intrusões graníticas peraluminosas da Suíte Aurumina e concentrado nas proximidades do contato entre essas duas unidades.

PALAVRAS-CHAVE: Urânio, Hidrotermalismo, Suíte Aurumina, Formação Ticunzal.

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO

1.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS

Anomalias de urânio foram descobertas e investigadas pela CNEN, NUCLEBRÁS e NUCLAN, na região nordeste de Goiás e sudeste do Tocantins, nas décadas de 1970 e 1980 (Bentes *et al.* 1977; Figueiredo e Oesterlen, 1981; Santos *et al.*, 1982; Andrade *et al.* 1984; Gomes *et al.* 2003).

As anomalias de urânio mais importantes estão situadas na região do Rio Preto, nas proximidades de sua confluência com o Rio Claro, nos municípios de Colinas do Sul e Cavalcante (Andrade *et al.* 1984). Em virtude do abandono dos prospectos em 1983, a maioria dessas anomalias foi investigada apenas superficialmente, embora em uma delas tenha sido detectado, por meio de sondagens, um pequeno depósito de urânio (500 t de U_3O_8), associado a xistos grafitosos da Formação Ticunzal. Pesquisas de urânio também foram desenvolvidas na região de Campos Belos (Goiás) e Arraias (Tocantins), onde mais de 100 anomalias de urânio foram registradas (Figueiredo e Oesterlen, 1981). Nesta região, as mineralizações uraníferas mais importantes estão situadas a sul da cidade de Campos Belos, onde também uma reserva de cerca de 500 t de U_3O_8 foi medida, hospedada em xistos da Formação Ticunzal (Andrade *et al.*, 1984). Na maior parte das anomalias investigadas, as concentrações de urânio ocorrem, em superfície, associadas a minerais supergênicos, como fosfatos e arseniatos.

As ocorrências de urânio da região nordeste de Goiás estão espacialmente associadas a ocorrências e depósitos de Sn, Ta e Au (Botelho *et al.*, 2006).

A investigação dos controles das mineralizações uraníferas foi precedida de uma compilação e recuperação de dados da Nuclebrás, incluindo digitalização e georreferenciamento de mapas de anomalias gamaespectrométricas, cadastros das coordenadas de antigos furos de sondagem e de trincheiras usadas para a pesquisa na década de setenta e atualização de seções geológicas das regiões aonde foram feitas as sondagens.

As propostas mais aceitas sobre a gênese das mineralizações uraníferas estudadas sugerem modelos do tipo veio-discordância (*vein-unconformity*) para o

depósito de Campos Belos e orogênico-hidrotermal para o depósito do Rio Preto (Figueiredo e Oesterlen, 1981; Andrade *et al.* 1984). Entretanto, os autores admitem possibilidade de contribuição de mineralizações de associação granítica, já que existem evidências de concentrações de urânio em rochas albitizadas, como nas anomalias do Paiol e Alecrim, no município de Arraias, em Tocantins. No presente trabalho, é apresentada uma nova proposta de gênese, com contribuição de magmatismo granítico, interagindo com rochas metassedimentares, previamente enriquecidas em urânio.

1.2. OBJETIVO E JUSTIFICATIVAS

Considerando os estudos preliminares realizados na década de 1970 pela CNEN, NUCLEBRAS e NUCLAN, com constatações de ocorrências de urânio nas regiões abordadas, e trabalhos realizados por pesquisadores do Instituto de Geociências da UnB, pode-se afirmar que o estudo seja de grande relevância para um maior entendimento do contexto geológico em que se inserem as ocorrências em questão, assim como sua gênese, composição e controles. Os depósitos de urânio se encontram relacionados aos xistos da Formação Ticunzal ricos em grafita e aos granitos da Suíte Aurumina, geralmente bem alterados e hidrotermalizados. Foram detectadas grandes anomalias de urânio relacionadas tanto a minerais secundários como a minerais primários de urânio. O processo de concentração do metal difere nestas duas categorias, assim como a mineralogia do mesmo.

Em função das concentrações anômalas de urânio, associadas a tório, titânio, arsênio e fosfatos, este trabalho visa um melhor entendimento dos processos de formação e geração de minério. Os principais objetivos deste estudo incluem o detalhamento petrográfico, geoquímico e metalogenético das ocorrências/ depósitos de urânio. Os resultados serão apresentados na forma de artigo científico destinado a publicação posterior. O tema presente enfoca inicialmente em uma abordagem geral sobre as ocorrências/ depósitos, seguida pela caracterização e contextualização das mineralizações primárias de urânio, as mineralizações supergênicas de urânio associadas a xistos grafitosos da Formação Ticunzal, enfocando na sua formação, em

suas texturas e mineralogia, e, finalmente, uma discussão sobre a gênese destes depósitos.

1.3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

As áreas estudadas situam-se na porção nordeste do estado de Goiás e sudeste do estado do Tocantins, inseridas nos municípios de Cavalcante e Colinas do Sul (GO) e Arraias (TO) (Figura 1.1).

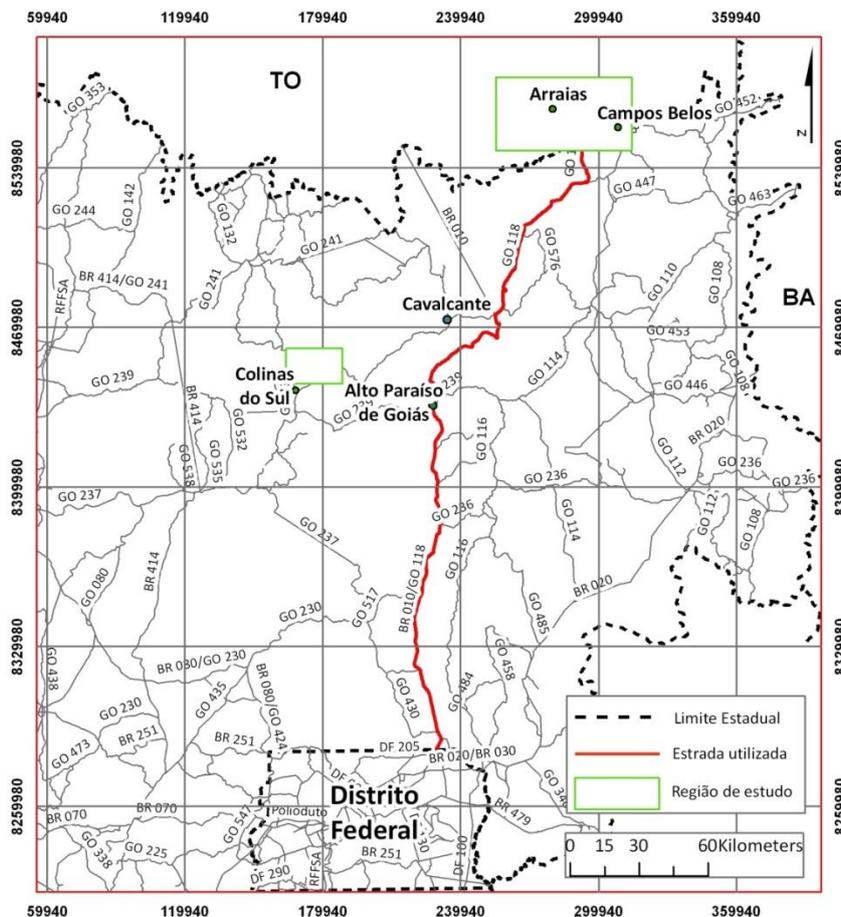


Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo mostrando as principais vias de acesso aos locais de estudo (Datum WGS-84).

O acesso rodoviário, a partir de Brasília, é feito pela rodovia federal BR-020 em direção a Formosa, até o entroncamento com a rodovia estadual GO-118, pela qual se chega à cidade de Campos Belos. As anomalias de urânio encontram-se nas imediações desta rodovia. Arraias (TO) está localizada na continuação da GO-118, até o limite estadual Goiás/ Tocantins, prosseguindo pela TO-296, sendo que as ocorrências de urânio são alcançadas por estrada vicinal que dá acesso à região do Mimoso. O acesso às ocorrências do Rio Preto é feito por estradas vicinais a partir da cidade de Colinas do Sul, ligada pela GO-239 à cidade de Alto Paraíso, situada às margens da GO-118.

1.4. MATERIAIS E MÉTODOS

Inicialmente foi realizada uma revisão bibliográfica com a finalidade de conhecer e entender melhor os ambientes, assim como os sistemas de formação de concentrações de urânio. Foram lidos e estudados artigos tanto de trabalhos realizados na região como em várias outras localidades do mundo, exemplificando estudos de casos e possíveis modelos metalogenéticos. Após esta fase, algumas campanhas de trabalho de campo (20 a 24 de julho, 26 a 30 de setembro e 25 a 27 de novembro de 2011) foram realizadas com a intenção de coletar amostras.

As preparações de amostras, tanto para a confecção de lâminas delgadas, de seções polidas como para análises químicas foram realizadas nos laboratórios da Universidade de Brasília. As lâminas delgadas e seções polidas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências (IG/UnB). As amostras para geoquímica foram previamente serradas, britadas e pulverizadas no moinho do mesmo instituto. As amostras destinadas à geoquímica foram pulverizadas em panela de ágata, para evitar possíveis contaminações de W e Co, causadas pela panela de wídia.

As análises químicas foram realizadas pelo laboratório ACME, do Canadá, e incluíam elementos maiores, menores e traços (ETR + 30 elementos), ouro, platina e paládio. Os elementos maiores foram analisados por ICP-AES, após fusão com metaborato de lítio (LiBO_2). Os elementos menores e as terras raras foram analisados por ICP-MS, após o mesmo tipo de fusão usada nos elementos maiores, exceto para metais base e preciosos, que passam por uma extração feita através de digestão com água régia. Platina e paládio foram analisados por ICP-MS, após fusão por *fire assay*.

O estudo petrográfico foi realizado nos microscópios do Laboratório de Microscopia do IG/UnB utilizando um microscópio petrográfico. Este estudo possibilitou análises texturais e estruturais, as relações de contato intergranular, tamanho de grãos, substituições, alterações e possíveis associações nos minerais de interesse.

As análises de microsonda e microscopia eletrônica foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica (LME) do IG/UnB. A microsonda é do fabricante Jeol, modelo Superprobe JXA-8230. As principais metodologias utilizadas

objetivaram a determinação de urânio em óxidos, arseniados, fosfatos e uranotitanatos. As análises, de caráter quantitativo, foram realizadas em filossilicatos, arseniados, fosfatos e óxidos. Para a análise das micas, arseniados e fosfatos foram utilizados 15 Kv de energia e 10 nA de corrente, já a uraninita foi analisada com 20 Kv de energia e 20 nA de corrente.

CAPÍTULO 2. MINERALIZAÇÕES PRIMÁRIAS E SUPERGÊNICAS DE URÂNIO DO NORDESTE DE GOIÁS E SUDESTE DO TOCANTINS: CONTEXTO GEOLÓGICO, MINERALOGIA E IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS.

Jessica Bogossian¹, Nilson F. Botelho¹

1: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília

Resumo

Uma série de anomalias de urânio foram descobertas e investigadas pela CNEN, NUCLEBRÁS e NUCLAN, na região nordeste de Goiás e sudeste do Tocantins, nas décadas de 1970 e 1980. As anomalias mais importantes estão situadas nas regiões do Rio Preto e Campos Belos, em Goiás e a sul de Arraias, no Tocantins, onde foram dimensionados dois depósitos com cerca de 500 t de U_3O_8 cada um. As rochas hospedeiras dos depósitos de urânio são xistos grafitosos da Formação Ticunzal e granitos da Suíte Aurumina, sendo que as concentrações mais importantes foram detectadas nas proximidades do contato entre essas duas unidades. O urânio ocorre associado a ouro, cobre, chumbo, bismuto e arsênio. Em superfície, o urânio se apresenta na forma de minerais secundários, principalmente meta-torbernita ($Cu(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8-12H_2O$), meta-zeunerita ($Cu(UO_2)_4(AsO_4)_2 \cdot 10-16H_2O$), fosfuranilita ($KCa(H_3O)_3(UO_2)_7(PO_4)_4O \cdot 4.8(H_2O)$), mundita ($Al(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_3 \cdot 5(H_2O)$), saleeita ($Mg(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 10(H_2O)$), sabugalita ($HAl(UO_2)_4(PO_4)_4 \cdot 16H_2O$) e plumbogummita ($PbAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot (H_2O)$). Foram identificadas concentrações primárias de urânio sob a forma de uraninita (UO_2) e de urano titanatos, associadas a alterações hidrotermais do tipo muscovitização e albitização.

As evidências levantadas nesse trabalho e as modificações recentes na interpretação do arcabouço geológico da região estudada apontam para modelos hidrotermais, envolvendo interações entre intrusões graníticas e rochas encaixantes metassedimentares. Assim, sugere-se que os xistos grafitosos da Formação Ticunzal sejam derivados de rochas semelhantes a folhelhos pretos, cujo urânio teria sido

remobilizado pelas intrusões graníticas peraluminosas da Suíte Aurumina e concentrado nas proximidades do contato entre essas duas unidades.

Abstract

During the decades of 1970 and 1980, some uranium anomalies were discovered and studied by the CNEN, NUCLEBRAS and NUCLAN at northeastern Goiás and southeastern Tocantins states. The most important anomalies are located in the regions of Rio Preto and Campos Belos (State of Goiás) and to the south of Arraias (State of Tocantins) where two deposits were evaluated in ~500 t of U_3O_8 each. The host rocks for these uranium deposits are graphite schists from the Ticunzal Formation and granites of the Aurumina Suite, with the most outstanding concentrations having been detected in the vicinity of the contacts along these two units. Uranium occurs associated to gold, copper, lead, bismuth and arsenic. At surface, uranium is found as secondary minerals, mainly meta-torbernite ($Cu(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8-12H_2O$), meta-zeunerite ($Cu(UO_2)_4(AsO_4)_2 \cdot 10-16H_2O$), phosphuranylite ($KCa(H_3O)_3(UO_2)_7(PO_4)_4O_4 \cdot 8(H_2O)$), mundite ($Al(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_3 \cdot 5(H_2O)$), saleeite ($Mg(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 10(H_2O)$), sabugalite ($HAl(UO_2)_4(PO_4)_4 \cdot 16H_2O$) and plumbogummite ($PbAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot (H_2O)$). Primary concentrations of uranium were detected in the form of uraninite (UO_2) and urano-titanates, associated to hydrothermal alterations of muscovitization and albitization type.

The evidence presented in this work and the recent modifications in the interpretation of the geologic evolution of the studied region indicate hydrothermal processes involving interactions between granitic intrusions and the metasedimentary host rocks. Thus, it is suggested that the graphite schists of the Ticunzal Formation are derivatives of rocks similar to black shales, with uranium being remobilized by the peraluminous granitic intrusions of the Aurumina Suite and concentrated near the contact between those two units.

2.1. INTRODUÇÃO

As regiões do Rio Preto e de Campos Belos, em Goiás, e de Arraias, no Tocantins, foram intensamente pesquisadas pela CNEN, NUCLEBRÁS e NUCLAN nas décadas de 1970 e 1980, culminando com a identificação de pequenos depósitos de urânio (Figura 1). As anomalias de urânio mais importantes estão situadas na região do Rio Preto, nas proximidades de sua confluência com o Rio Claro, nos municípios de Colinas do Sul e Cavalcante. Em virtude do abandono dos prospectos em 1983, a maioria dessas anomalias foi investigada apenas superficialmente, embora em uma delas tenha sido detectado, por meio de sondagens, um pequeno depósito de urânio (500 t de U_3O_8), associado a xistos grafitosos da Formação Ticunzal. Mineralizações primárias foram também detectadas em Campos Belos e Arraias, algumas delas associadas a rochas graníticas albitizadas. Em superfície, a maioria das anomalias está representada por concentrações supergênicas de urânio (Bogossian *et al.* 2011).

O contexto geológico proposto para a região das anomalias de urânio, à época das pesquisas, sugeria um embasamento granito-gnáissico sobreposto em discordância por sequência de rochas sedimentares atribuídas à Formação Ticunzal (Marini *et al.* 1978, Fernandes *et al.* 1982, Andrade *et al.* 1984). As propostas mais aceitas sobre a gênese das mineralizações uraníferas estudadas sugerem modelos do tipo veio-discordância (*vein-unconformity*) com variações para orogênico-hidrotermal (Figueiredo & Oesterlen 1981; Andrade *et al.* 1984). Estes modelos não são coerentes com as propostas atuais de evolução geológica para as regiões dos depósitos de urânio, que colocam as rochas granito-gnáissicas como intrusivas na Formação Ticunzal. Os objetivos do presente trabalho incluem a caracterização da mineralogia e da geoquímica das rochas mineralizadas e de construir um modelo metalogenético para as mineralizações uraníferas mais coerente com as propostas atuais de evolução geotectônica para as regiões nordeste de Goiás e sudeste do Tocantins.

2.2. SITUAÇÃO GEOLÓGICA

A geologia da área estuda é constituída por rochas da Formação Ticunzal, da Suíte Aurumina, do Grupo Araí e do Grupo Bambuí (Figura 1). As ocorrências e

depósitos de urânio estão hospedados em rochas da Formação Ticunzal e da Suíte Aurumina, principalmente nas proximidades do contato entre essas duas unidades, sendo este um dos controles das mineralizações de urânio. Os grupos Araí e Bambuí representam, respectivamente, uma seqüência de rifte continental, com importante magmatismo ácido associado, e uma seqüência carbonatada de margem passiva, ambos mais jovens sem importância no contexto das mineralizações uraníferas.

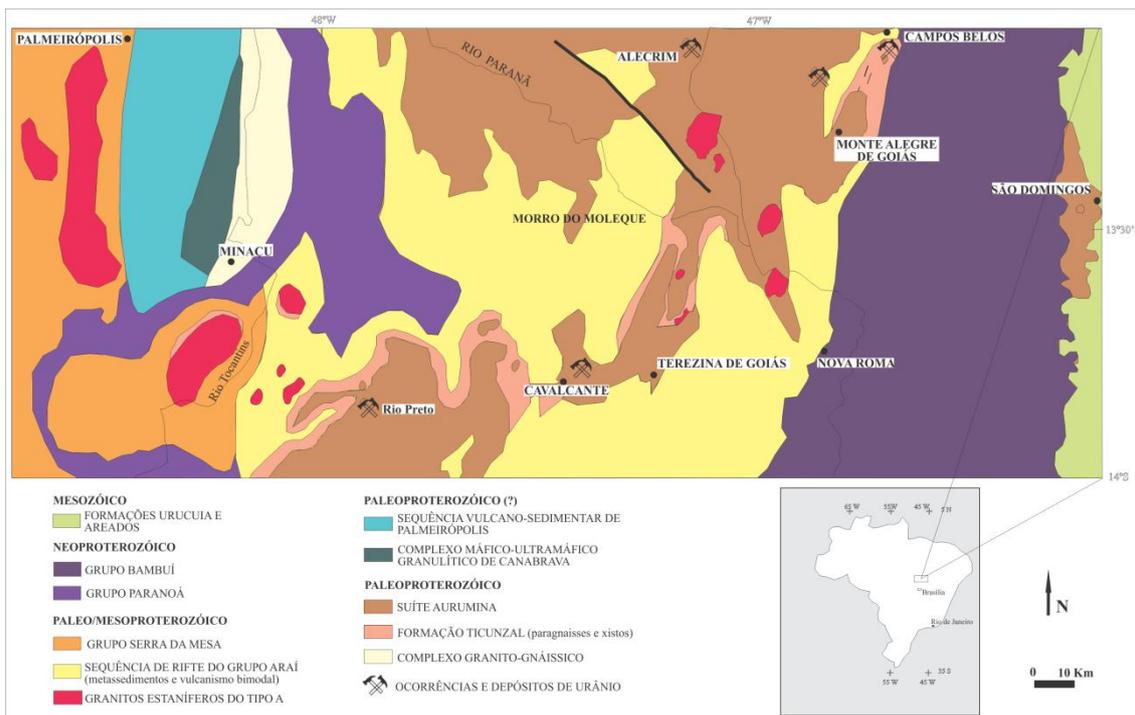


Figura 1. Mapa geológico simplificado da região nordeste de Goiás e sudeste do Tocantins com localização dos depósitos e ocorrências de urânio estudados (Adaptado de Botelho & Silva, 2005).

A Formação Ticunzal constitui uma importante seqüência metassedimentar, amplamente distribuída nas regiões dos depósitos de urânio estudados, sendo que sua área-tipo, localizada na Serra do Ticunzal, hospeda parte das concentrações de urânio do Rio Preto (Marini *et al.* 1978; Fernandes *et al.* 1982; Alvarenga *et al.* 2007) (Figura 1). Esta seqüência é formada essencialmente por xistos e paragnaisses freqüentemente grafitosos, constituídos por uma paragênese retrometamórfica, onde ocorrem, em concentrações variáveis: quartzo, clorita, epidoto, carbonato e muscovita fina. Da paragênese de mais alto grau metamórfico anterior, somente subsistem a grafita de cristalinidade alta, porfiroblastos de granada e lamelas de biotita parcialmente preservados e prováveis pseudomorfos de aluminossilicatos, os quais

indicam que a seqüência sedimentar foi submetida, no mínimo, a condições metamórficas de fácies anfibolito média (Botelho & Portela 2005).

A idade da Formação Ticunzal ainda não está bem definida, mas é mais antiga que 2,17 Ga, que é a idade das intrusões graníticas mais antigas da Suíte Aurumina nela identificadas. Dados preliminares de Sm-Nd mostram um T_{DM} entre 2,6 e 2,8 Ga, indicando que os sedimentos da formação tiveram uma fonte predominantemente arqueana (Fuck *et al.* 2002).

A Suíte Aurumina engloba rochas graníticas de todo o domínio denominado de Complexo Basal Goiano ou Complexo Granito-gnáissico, nos trabalhos anteriores sobre os depósitos de urânio estudados (Figueiredo & Oesterlen 1981; Andrade *et al.* 1984, Duarte & Bonotto 2006). Nesses trabalhos, bem como em toda literatura geológica da mesma época, essas rochas eram consideradas embasamento da Formação Ticunzal. A definição da Suíte Aurumina (Botelho *et al.* 1998 e 2006) e a comprovação de que suas rochas graníticas são intrusivas na Formação Ticunzal constitui elemento fundamental na construção de modelos metalogênicos para as mineralizações de urânio estudadas.

As rochas graníticas da Suíte Aurumina possuem constituição variada e graus variáveis de deformação, com predominância de rochas milonitizadas, incluindo muscovita granito, biotita–muscovita granito, tonalito, biotita granito, migmatitos e turmalina – muscovita granito. Em função do grau de deformação e das relações com as estruturas das rochas encaixantes da Formação Ticunzal, os granitos são classificados como sin- até pós-tectônicos. Os granitos com predominância de muscovita, ou com muscovita e biotita, são tipicamente sin-tectônicos, apresentando-se intrusivos e deformados concordantemente com a foliação de rochas da Formação Ticunzal. No tonalito, a deformação é incipiente e as relações de campo indicam que se trata de uma fase tardia da granitogênese, com características claramente tardi a pós-tectônicas. Os granitos com biotita são ricos em monazita e caracterizados por intensas anomalias aerogamaespectrométricas no canal do tório, evidenciadas em levantamentos aerogeofísicos recentes nos estados de Goiás e Tocantins. O turmalina-muscovita granito (Figurass 2A a 2D) representa a fácies mais evoluída da Suíte Aurumina, associada às mineralizações de Sn e Ta de Monte Alegre de Goiás, mas

pobre em urânio e tório (Pereira, 2002). Granitos e tonalitos da suíte apresentam frequentemente aglomerados ou nódulos de grafita. As composições mineralógica e química classificam as rochas da Suíte Aurumina como granitos do tipo S e dados geocronológicos de U-Pb em zircão indicam idades entre 2,12 e 2,17 Ga (Botelho *et al.* 2006).

2.3. MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA DE URÂNIO

Mineralizações primárias de urânio foram caracterizadas nos alvos de Campos Belos, Rio Preto e Arraias. Nos dois primeiros, essas mineralizações só foram identificadas em profundidade, por meio de sondagens, cujos testemunhos, infelizmente, não foram preservados. Só no município de Arraias, na anomalia denominada de Alecrim (Figura 1), foram encontrados afloramentos com concentrações anômalas de urânio consideradas como primárias e que estão sendo abordadas neste estudo. Segundo Figueiredo & Oesterlen (1981), estas mineralizações estariam relacionadas a estruturas tectônicas orientadas NS, N50E e N40W, em associação a quartzo-sericita xistos com grafita e granito-gnaisses milonitizados. As sondagens realizadas indicaram que a zona mineralizada se estende até 75 m de profundidade. As zonas mineralizadas de maiores teores não apresentam espessuras constantes, mas possuem um halo de dispersão que variam de 50 a 200 ppm.

De acordo com trabalhos anteriores (Figueiredo & Oesterlen 1981; Santos *et al.* 1982), essas mineralizações estariam relacionadas a metassomatismo sódico sobre granito-gnaisses, migmatitos e rochas cataclásticas do embasamento granítico.

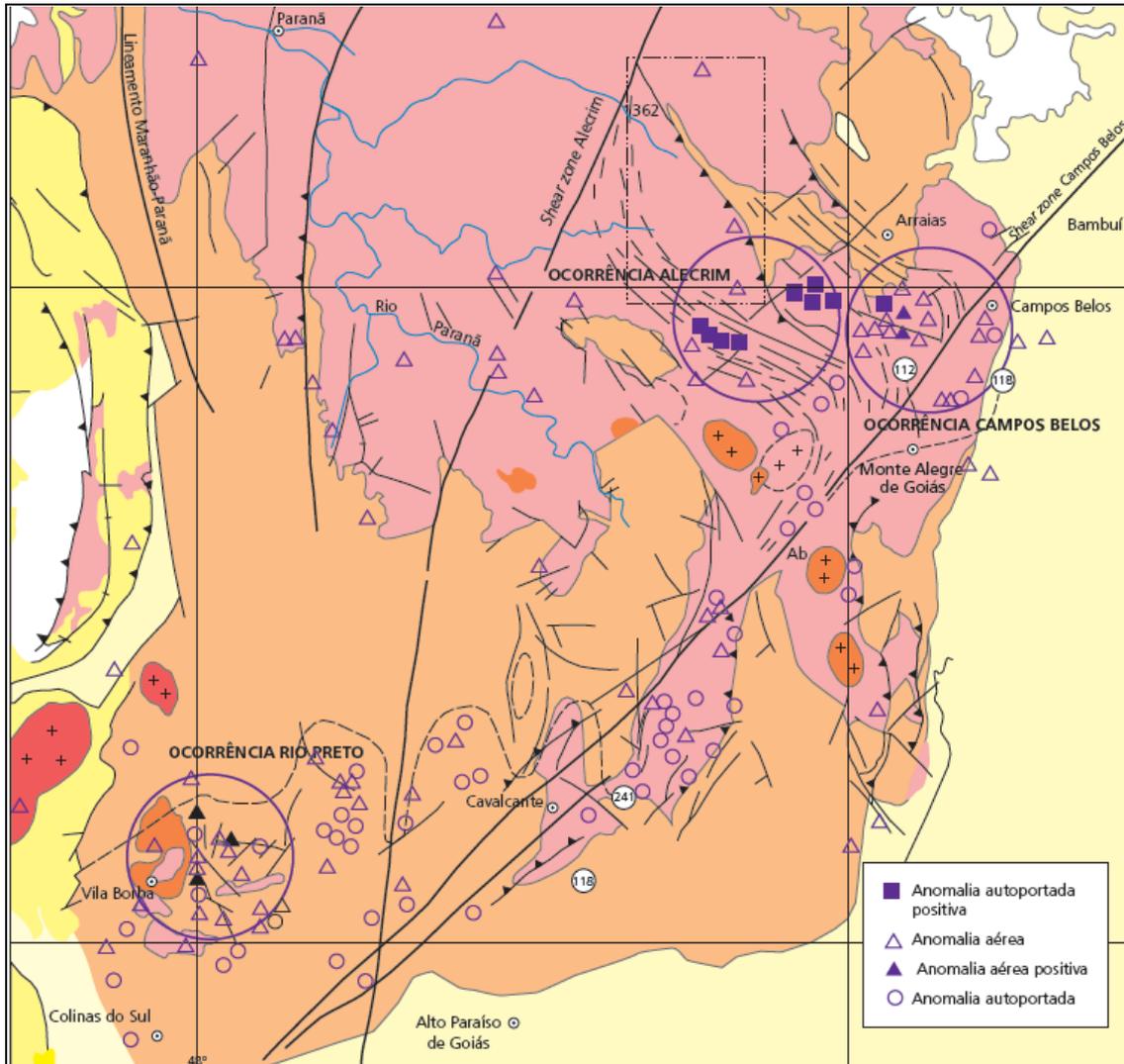


Figura 2. Disposição das anomalias de urânio estudadas (adaptado de Pires, 2012).

Dentre os litotipos encontrados na região de estudo, são reportadas fácies mais evoluídas de rochas graníticas relacionadas à Suíte Aurumina, como o turmalina-muscovita granito (Figura 3). Por não estar associado à mineralização, a presença destes granitos evoluídos na região pode corroborar com a ideia de que a fonte do urânio não seja granítica.

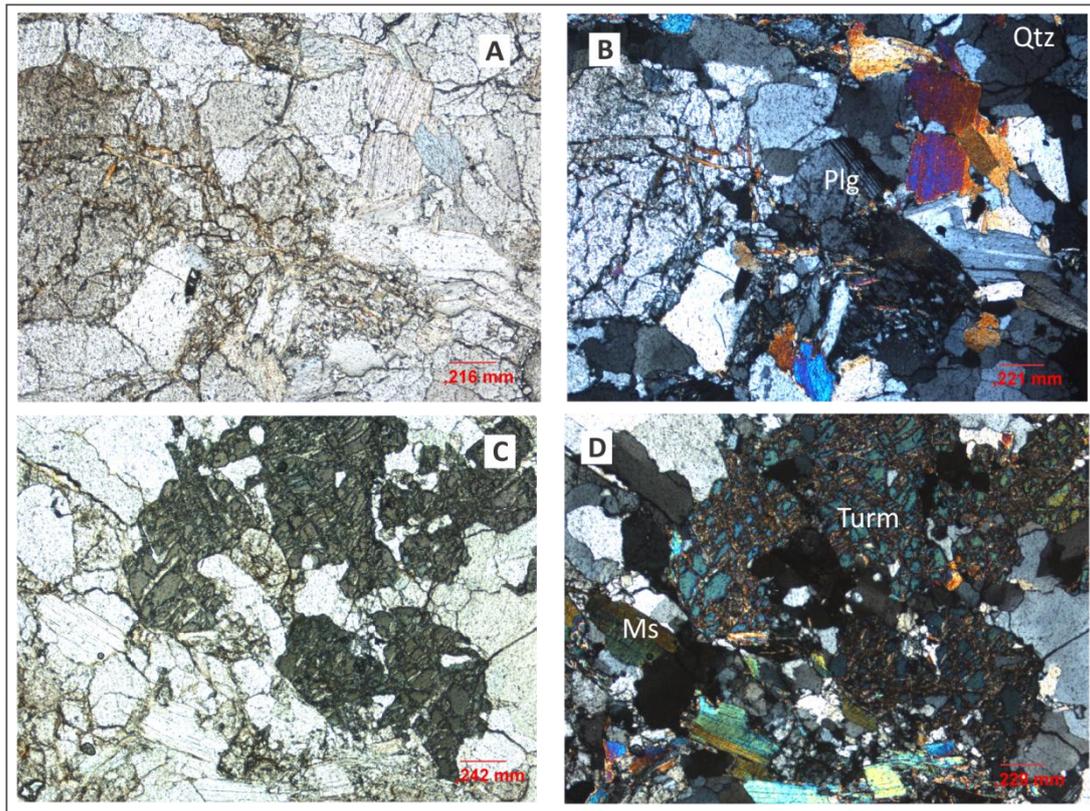


Figura 3. Fotomicrografias de granitos da Suíte Aurumina. Turmalina-muscovita granito (amostra U3A: (A) P// e (B) PX: aspecto geral com muscovita magmática em grandes lamelas e muscovita secundária com feição de percolação através de microfissuras da rocha; (C) P// e (D) PX: turmalina Anédrica a subédrica, tardia, com bordas de alteração pertencente às fácies mais evoluídas de granitos da Suíte Aurumina.

As amostras provenientes da anomalia do Alecrim são constituídas de muscovita-biotita granito com distintos estágios de hidrotermalismo, evidenciado pelo crescimento progressivo de albita neoformada e recristalização de biotita. Os cristais de albita neoformados possuem aspecto límpido em contraste com o plagioclásio primário, impregnado de finas lamelas de muscovita (Figura 4C). Minerais de urânio ocorrem nos aglomerados de biotita recristalizada, juntamente com grãos de apatita, provavelmente magmática, e allanita secundária (Figura 4D).

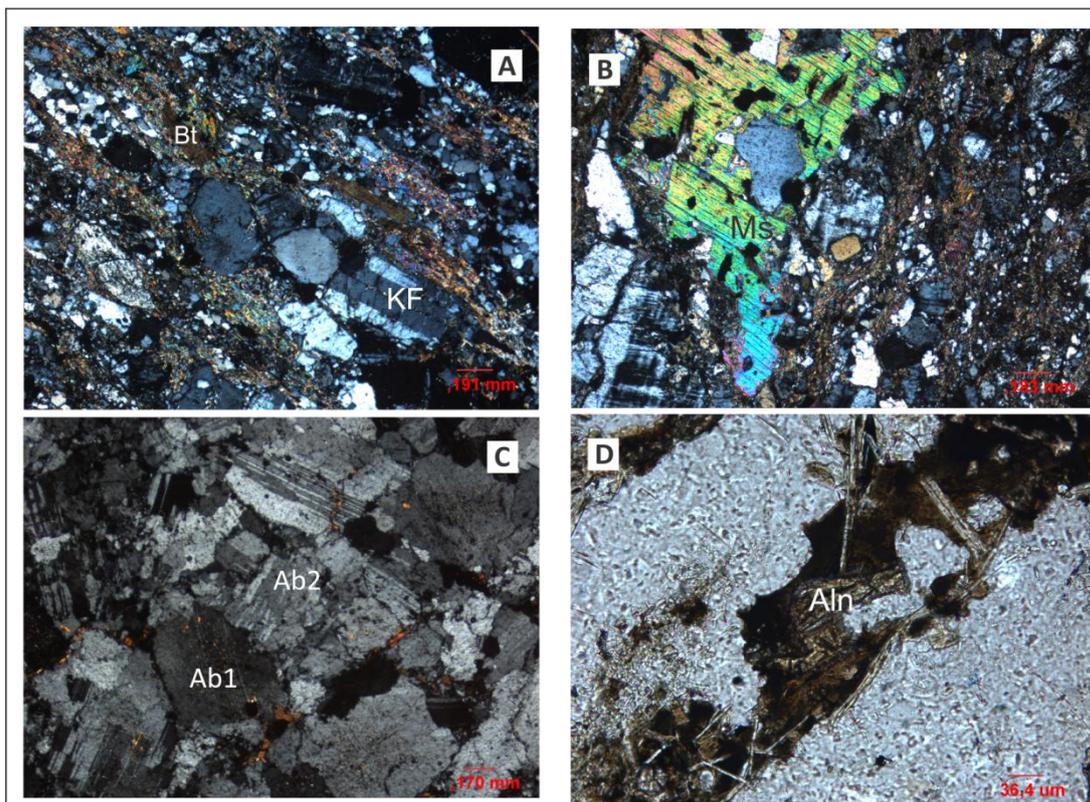


Figura 4. Fotomicrografias biotita-muscovita granito (amostra AL12A): A) Padrão de textura da rocha, com lamelas de biotita e lamelas largas de muscovita magmática e lamelas finas de muscovita secundária intergranular; notar diferença na direção das clivagens das lamelas dos das duas gerações de muscovita. Granito albitizado (amostra AL 14-C): C) Albite neoformada com aspecto límpido (Ab2), em contraste com plagioclásio magmático alterado (Ab1); D): allanita (Aln) secundária, associada a aglomerados de biotita, área típica para concentração de minerais de urânio.

2.3.1. LITOGEOQUÍMICA

Análises químicas de rocha total foram executadas pelo Laboratório ACME, do Canadá. Elementos maiores e elementos-traço, incluindo os ETR, foram analisados, após fusão com LiBO_2 , por ICP-AES e ICP-MS respectivamente. Os metais base também foram analisados por ICP-MS, mas com extração feita por digestão com água régia. Em algumas amostras, ouro, platina e paládio foram analisados por ICP-MS, com fusão por *fire assay*. Foram analisados tonalito (AL 14 e PR 77A), biotita – muscovita granito (AL12A e B) e granitos albitizados (AL 14-1A, B e C) da região do Alecrim e turmalina-muscovita granito de Campos Belos (U3C). Os resultados analíticos são apresentados na Tabela 1.

Tabela 1. Análises geoquímicas representativas de granitos e tonalitos relacionados à Suíte Aurumina

Amostra	Granitos		Tonalitos		Albitos			Turm-Granito
	AL-12A	AL-12B	PR 77A	AL-14	AL-14-1A	AL-14-1B	AL-14-1C	U3A
SiO ₂	68.01	68.12	70,30	70.35	59.77	82.49	64.76	71.72
TiO ₂	0.65	0.64	0,33	0.28	1.22	0.24	0.47	0.16
Al ₂ O ₃	16.28	16.15	15,60	15.79	18.69	9.36	18.99	16.68
Fe ₂ O ₃	2.76	2.85	2,47	2.7	4.61	0.89	2.15	1.32
MnO	0.02	0.02	0,03	0.03	0.06	0.01	0.01	0.04
MgO	0.68	0.7	0,75	0.64	1.31	0.16	0.38	0.35
CaO	0.48	0.42	3,97	2.83	1.38	0.55	0.93	0.97
Na ₂ O	2.2	1.85	3,91	4.28	8.4	5.14	10.46	1.58
K ₂ O	6.17	6.63	1,47	1.65	2.16	0.25	0.59	4.16
P ₂ O ₅	0.43	0.41	0,16	0.1	0.78	0.36	0.57	0.7
P.F.	2.1	2.0	0,90	1.3	1.1	0.5	0.5	2.3
TOTAL C	0.03	0.03	0,05	0.06	0.03	0.02	0.03	0.02
TOTAL	99.78	99.76	99,86	99.94	99.52	99.94	99.81	99.99
Be (ppm)	1.00	1.00	5	4.00	2.00	1.00	2.00	1.00
Rb	343.4	363.5	109,4	103.7	108.4	10.9	29.3	391.4
Cs	1.9	2.1	8,8	3.7	1.5	0.1	0.5	33.5
Ba	604.00	687.00	340	69.00	263.00	27.00	53.00	45.00
Sr	135.8	147.2	487,0	358.2	162.7	77.1	153.6	19.2
Ga	27.6	27.5	17,8	19.8	30.8	18.00	28.00	40.2
V	8.00	8.00	23	8.00	316.00	54.00	101.00	8.00
Sn	1.00	1.00	4	2.00	6.00	1.00	1.00	38.00
W	0.5	0.5	0,7	0.5	0.5	0.5	0.5	25.5
Ta	0.3	0.3	0,7	0.6	0.6	0.2	0.3	4.2
Nb	6.00	6.8	6,6	9.4	22.1	5.1	7.4	42.8
Th	105.8	115.7	3,1	3.8	182.7	54.00	83.1	1.6
U	18.8	18.9	211,5	1.7	1060.4	62.1	301.2	9.1
Zr	396.4	399.3	118,2	136.4	744.9	185.9	333.8	58.7
Hf	11.00	10.8	2,7	3.9	18.3	5.3	9.7	2.2
Y	14.1	15.5	3,0	8.4	44.3	6.1	22.2	37.5
Sc	2.00	2.00	4	4.00	8.00	1.00	3.00	17.00
La	105.8	124.4	18,3	16.3	224.00	61.2	159.3	5.6
Ce	269.3	304.4	35,8	28.2	516.2	145.6	327.5	14.4
Pr	35.87	40.56	3,62	3.41	70.49	18.92	46.05	2.03
Nd	141.1	157.1	12,0	12.6	278.00	67.00	174.1	6.7
Sm	20.3	23.36	1,99	2.03	44.72	9.44	25.55	3.04
Eu	0.9	1.00	1,26	0.83	4.83	0.59	2.53	0.12
Gd	9.08	10.56	1,26	1.78	25.56	4.35	14.59	4.38
Tb	0.7	0.79	0,16	0.24	2.6	0.38	1.36	1.03
Dy	2.37	2.09	0,78	1.4	10.73	1.37	5.34	5.96
Ho	0.26	0.3	0,11	0.25	1.37	0.17	0.62	1.12
Er	0.66	0.7	0,33	0.74	2.97	0.46	1.58	2.94
Tm	0.08	0.08	0,04	0.1	0.46	0.04	0.18	0.45
Yb	0.58	0.79	0,33	0.75	2.98	0.43	1.38	2.9
Lu	0.07	0.07	0,06	0.11	0.34	0.02	0.12	0.36
Co	5.2	4.9	4,0	5.4	9.2	1.9	4,00	1.5
Cu	11.6	12.9	19,9	7.9	0.5	1.4	0.4	2.00
Zn	46.00	56.00	30	57.00	68.00	20.00	21.00	46.00
Pb	13.7	16.9	2,1	4.6	35.8	10.6	21.4	2.5
Au	0.5	0.5	<0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
As	0.9	0.8	1,3	0.8	0.5	0.5	0.5	0.9
Bi	0.1	0.1	1,0	0.1	0.9	0.3	0.5	1.8

As rochas graníticas preservadas da região do Alecrim têm composição de sienogranito e tonalito, enquanto que as amostras mineralizadas AL-14-1A e AL-14-1C plotam fora do domínio de rochas ígneas, atestando alteração do tipo metassomatismo sódico (Figura 5). A amostra AL 14-1B também é um granito albitizado, mas intensamente silicificado, e por isso se encontra deslocado no diagrama de classificação de rochas plutônicas (Debon & Le Fort, 1983).

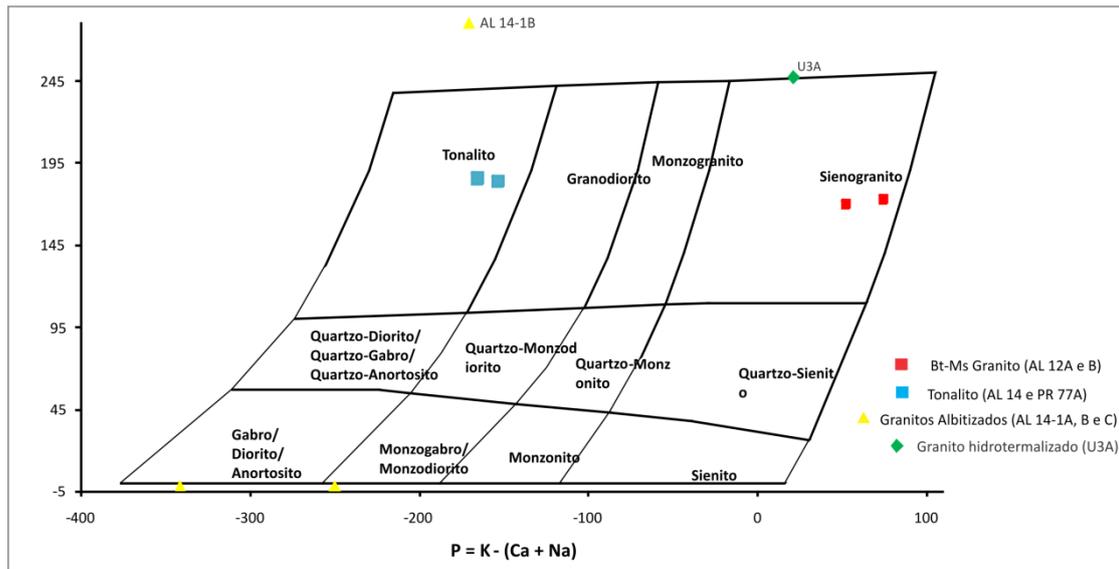


Figura 5. Amostras representativas da Suíte Aurumina posicionadas no diagrama de classificação de rochas plutônicas segundo Debon & Le Fort (1983).

Em relação ao índice de saturação em alumina ($ISA = Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ (molar); Maniar&Piccoli, 1989), as amostras associadas à Suíte Aurumina classificam-se como peraluminosas exceto as amostras AL14-1 que são albitizadas e tendem para o campo peralcalino (Figura 6).

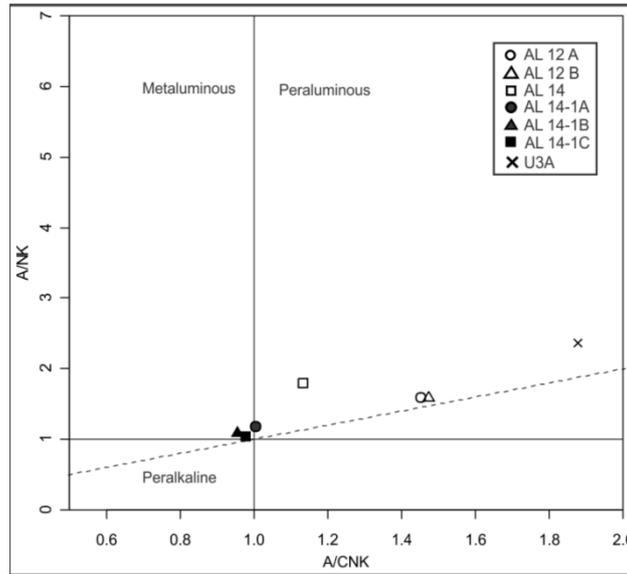


Figura 6. Amostras estéreis e mineralizadas da Suíte Aurumina posicionadas no diagrama de classificação de granitos segundo Shand (in Maniar & Piccoli, 1989) (AL 12 A e B: biotita-muscovita granito; AL 14 e PR77A: tonalito; U3A: turmalina-muscovita granito; AL 14-1A, B e C: granitos albitizados).

Para discriminar ambiente tectônico de rochas graníticas comumente são utilizados diagramas com elementos traço, classificando-os de acordo com seu ambiente intrusivo (Pearce *et al.*, 1984), baseados em estatísticas de rochas graníticas atuais. As rochas graníticas estudadas plotadas nestes diagramas discriminantes enquadram-se no domínio dos granitos sin-colisionais e no domínio de composição dos demais granitos da Suíte Aurumina (Figura 7).

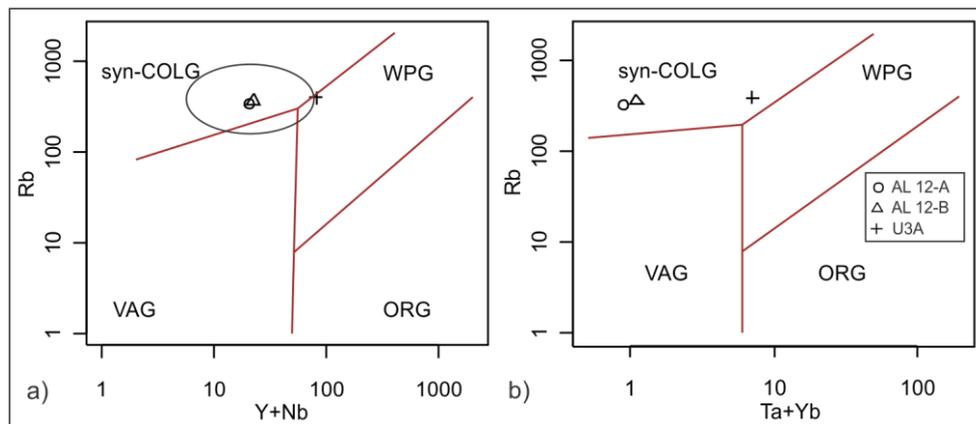


Figura 7. Amostras de granitos da Suíte Aurumina plotadas nos diagramas para discriminação de ambiente tectônico de rochas graníticas proposto por Pearce *et al.* (1984). No diagrama (a) está ressaltado o domínio de composição de rochas graníticas da Suíte Aurumina segundo dados de Alvarenga *et al.* (2007).

Os diagramas de variação de elementos maiores do tipo Harker para as amostras da Suíte Aurumina evidenciam uma faixa de valores de SiO₂ entre 59,77 e 82,49. É possível observar que com o aumento do conteúdo de SiO₂, há uma relativa diminuição da maioria dos parâmetros de comparação utilizados (Fe₂O₃, K₂O, Na₂O, MgO, Al₂O₃ e TiO₂), sendo que os teores de P₂O₅, Al₂O₃ e Na₂O apresentam correlações um pouco mais positivas em relação ao aumento de sílica (Figura 8).

Já nos diagramas de variação de elementos traço com concentração de urânio (Figura 8), verifica-se que o aumento deste pode ser correlacionado a relativo aumento de Th, Pb, Ba, Y e Rb. No diagrama U x Th é possível distinguir *trends* de evolução distintos para amostras metassomatizadas e magmáticas. A evolução magmática mostra grande aumento de Th sem aumento expressivo de U, enquanto a evolução hidrotermal mostra crescimento tanto do tório quanto do urânio. Em relação ao Pb, as amostras albitizadas (AL 14-1A, AL 14-1B E AL 14-1C) apresentam uma relação diretamente proporcional com o U (Figura 9).

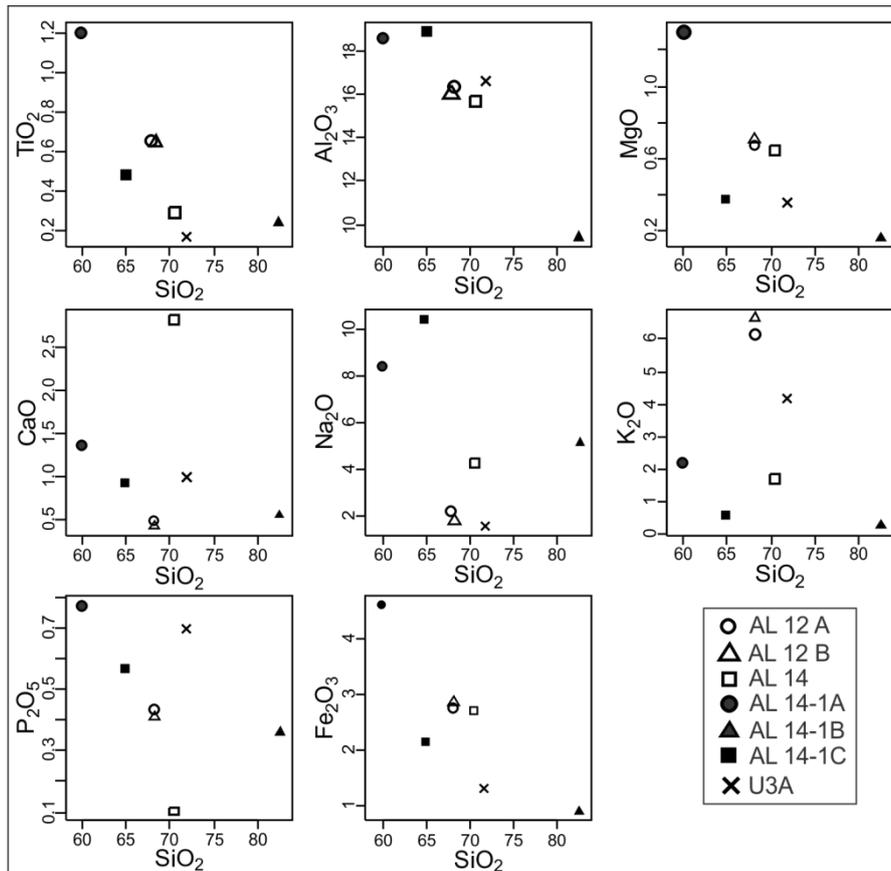


Figura 8. Diagrama de variação do tipo Harker para elementos maiores em amostras de granitos estéreis e mineralizados da Suíte Aurumina.

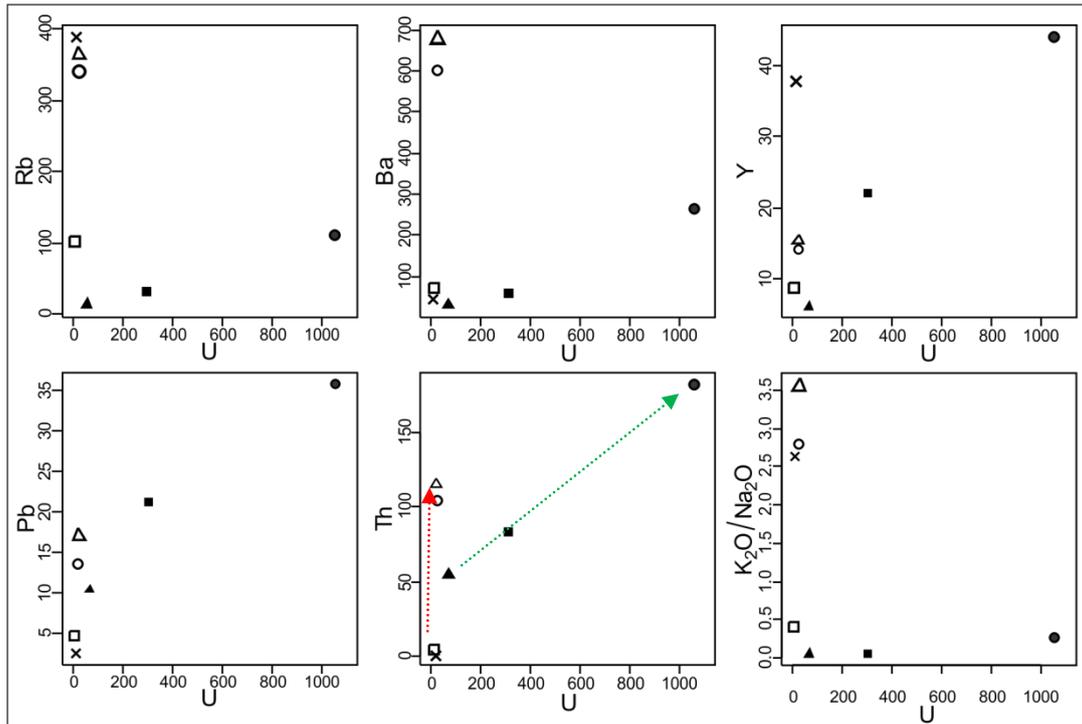


Figura 9. Diagramas do tipo Harker mostrando variação de elementos traço e razão K_2O/Na_2O com o urânio (símbolos como na Figura 7). Evidenciar distinção entre padrões evolutivos magmáticos (símbolos vazios) e hidrotermais (símbolos cheios), como representado no caso do diagrama U x Th.

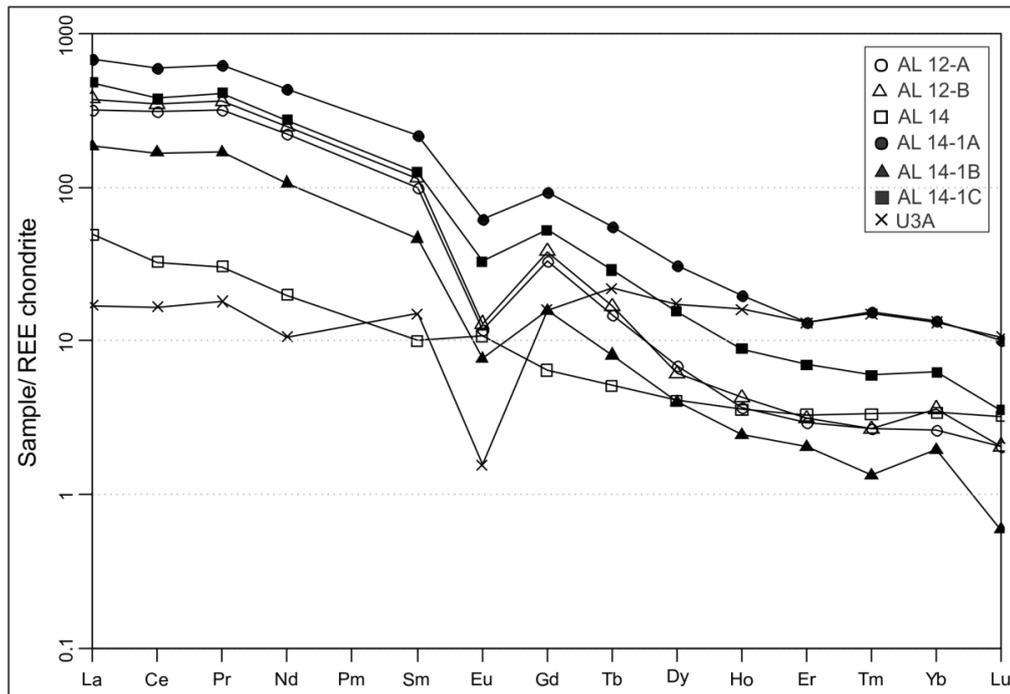


Figura 10. Diagramas de elementos terras raras para amostras mineralizadas (símbolos cheios), granitos (AL 12, U3A) e tonalito (AL 14) da Suíte Aurumina, normalizados ao condrito de Nakamura (1989).

Em um diagrama de elementos terras raras normalizado ao condrito segundo Nakamura (1989), os padrões para o biotita-muscovita granito (AL 12) e granitos

albitizados (AL 14-1A, AL 14-1B E AL 14-1C) da Suíte Aurumina apresentam anomalia negativa de Eu e fracionamento considerável entre ETRL e ETRP, enquanto o tonalito (AL 14) apresenta fracionamento menor e anomalia de Eu ausente a fracamente positiva. O turmalina-muscovita granito (U3A) tem a menor concentração de ETR, com padrão plano e expeessiva anomalia de Eu, típicos de granitos mais evoluídos (Figura 10).

Assim, as investigações desse trabalho, por meio de mapeamento, petrografia e litogeoquímica, indicam que o metassomatismo sódico está associado à muscovita-biotita granito milonítico da Suíte Aurumina, rico em tório, gerando rochas albitizadas e albititos.

2.3.2. QUÍMICA MINERAL

Os estudos composicionais dos minerais primários de urânio e de biotita foram executados por meio de microscopia eletrônica e de química mineral. Estes procedimentos analíticos foram desenvolvidos no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, no equipamento JEOL JXA-8230. Análises por WDS foram feitas em condições de 20Kv e 40nA para terras raras e 10Kv e 10nA para os demais elementos.

Foram analisadas composições de biotita dos granitos albitizados da Suíte Aurumina (AL 14-1A, 1B E 1C) para verificar a existência de relação entre mineralização e reequilíbrio das biotitas. A composição química de biotita é classicamente utilizada para estimar as condições nas quais as rochas magmáticas originais foram geradas (Nachit, 1986). As biotitas de amostras de granitos da Suíte Aurumina ocorrem geralmente na forma de lamelas milimétricas, em equilíbrio com quartzo e feldspatos e podendo ter inclusões de minerais acessórios como o zircão. Quando preservada, a biotita possui cor castanha, que pode variar para tons mais esverdeados, quando em processo de alteração. Nas amostras mais alteradas do granito a biotita ocorre como lamelas submilimétricas de cor castanha em espaços intergranulares ou como inclusões dentro de feldspatos, caracterizando processo de muscovitização (Figura 13).

Ocasionalmente podem ocorrer também grãos submilimétricos de biotitas inclusas e blindadas dentro de grãos de quartzo ou feldspato.

No diagrama triangular $\text{FeO}+\text{MnO} \times 10 \times \text{TiO}_2 \times \text{MgO}$, de Nachit (1986), as amostras de granitos da Suíte Aurumina apresentaram padrões predominantemente espaçados no campo de biotita primária, sendo que análises de uma destas amostras, a AL 14-1A, evidencia maior perda de Ti, sendo enquadrada predominantemente no campo das biotitas reequilibradas. O *trend* apresentado pelas análises das biotitas analisadas evidencia perda de Ti durante processo de alteração hidrotermal, enquanto a razão Fe/ Mg continua basicamente a mesma. Processos de alteração hidrotermal podem ser os responsáveis pelos possíveis reequilíbrios observados envolvendo substituição do Ti nos sítios octaédricos das biotitas. Neste caso, este processo de alteração seria expresso por uma albitização destes granitos.

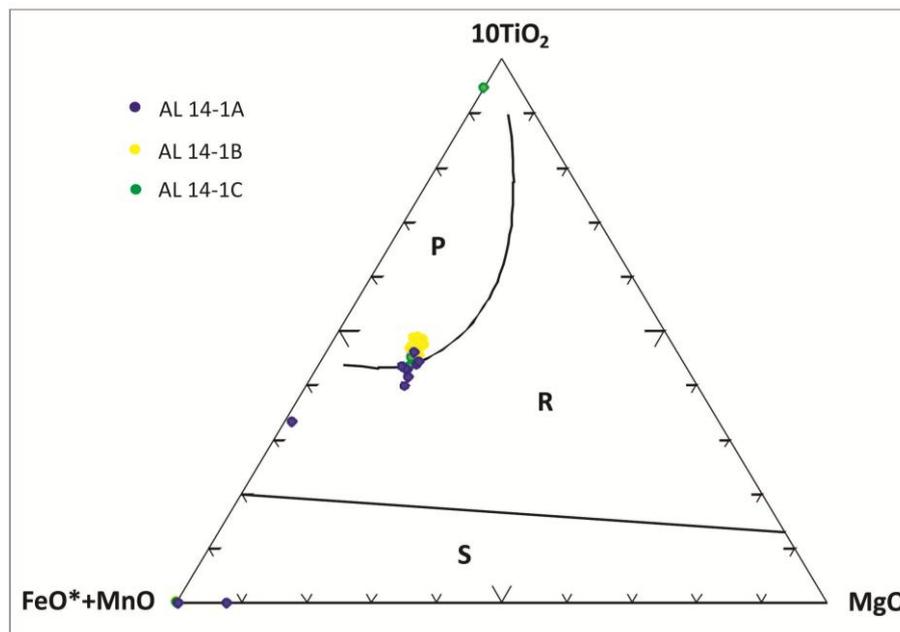


Figura 11. Diagrama proposto por Nachit (1986) para biotitas de diferentes tipos de rochas. P) campo de biotitas primárias (marrons); R) campo de biotitas primárias reequilibradas (verde a amarronzadas); S) domínio das biotitas secundárias (verdes).

Os minerais responsáveis pela mineralização primária de urânio incluem uraninita (UO_2) e urano-titanatos.

A uraninita ocorre como agregados de pequenos cristais inclusos em outros minerais, como o quartzo (Figura 12). É composta basicamente por UO_2 e PbO , com contribuições mínimas de CaO , SiO_2 , FeO e, ocasionalmente, ThO_2 (Tabela 2).

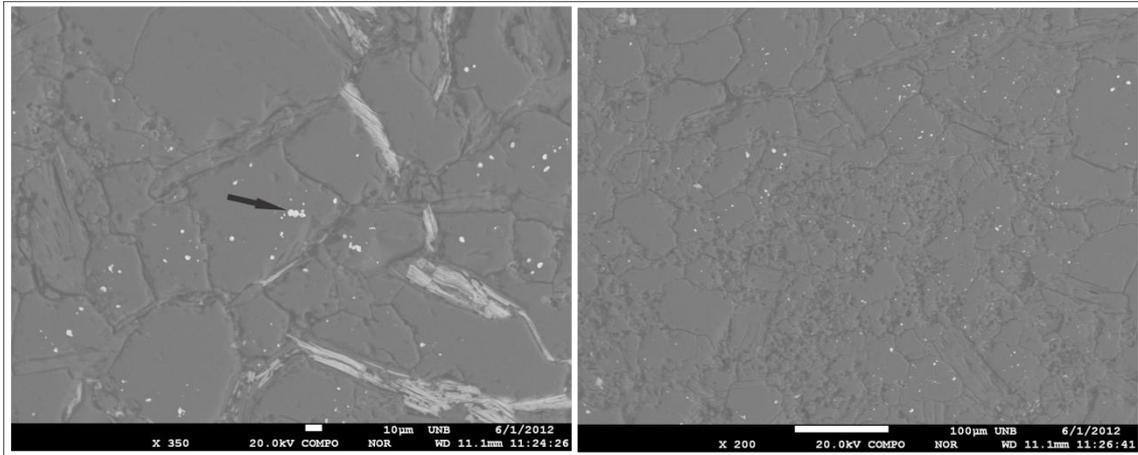


Figura 12. Amostra de xisto da Formação Ticanzal (AN 113-17D) evidenciando cristais de uraninita com alta refletância sob elétrons retroespalhados, em relação aos minerais circundantes. Ocorre como microinclusões (menores de $10\mu\text{m}$) em minerais como o quartzo essencialmente.

A outra ocorrência associada às concentrações primárias de urânio diz respeito a urano-titanatos, presente em amostras do granito albitizado. Este mineral ocorre associado a grãos de apatita, allanita e ilmenita com auréolas de titanita (Fig. 13B, C e D) e sua composição química é muito semelhante ao mineral descrito como holfertita ($(\text{U}^{6+})_{1.75}\text{TiCa}_{0.25}\text{O}_{7.5}(\text{H}_2\text{O})_3$) (Tabela 2). A holfertita é um mineral raro, descrito em uma única localidade como mineral pneumatolítico, hospedado em cavidades e fraturas de riolito (Sokolova *et al.* 2005). A associação de urânio com minerais de titânio, nas ocorrências estudadas, foi descrita também por Santos *et al.* 1982, com sugestão de que o urano-titanato fosse brannerita $(\text{U,Ca,Ce})(\text{Ti,Fe})_2\text{O}_6$.

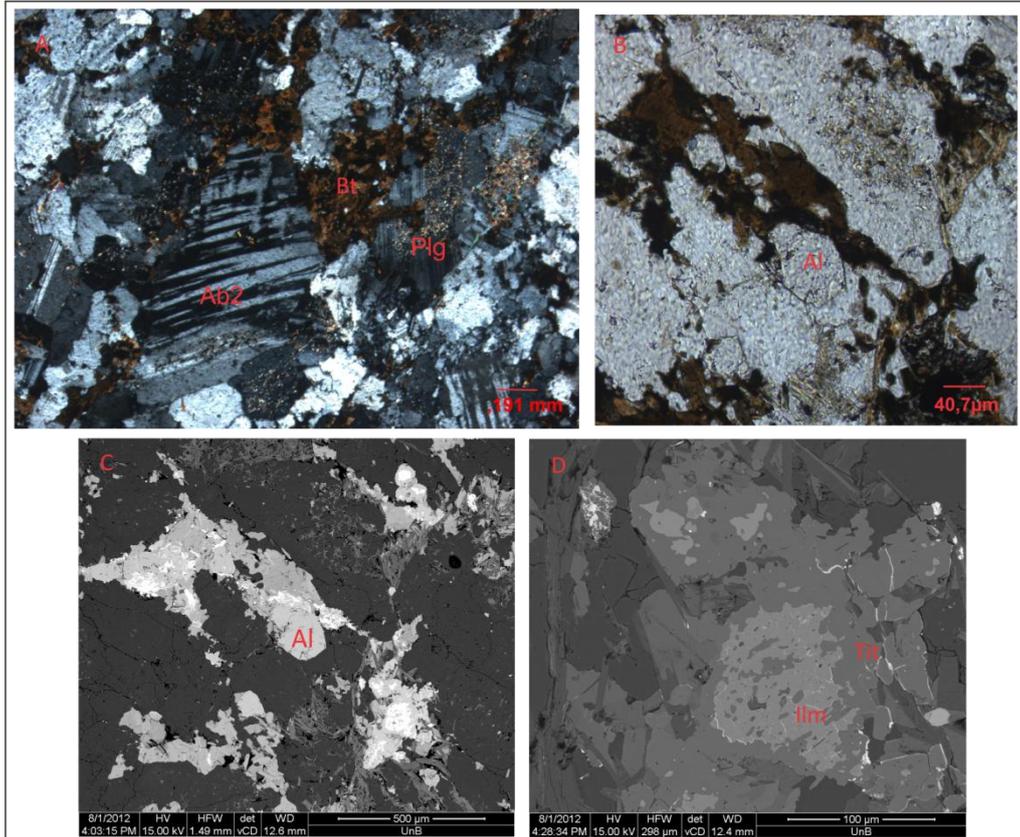


Figura 13. A) Fotomicrografia de granito albitizado. Notar diferença das albitas neoformadas (Ab2) com textura “limpa” para a textura “suja” dos plagioclásios magmáticos (Plg), comumente alterados (20x); B) Fotomicrografia da mesma amostra (A), com aglomerados de grãos de biotita amoldados aos contornos de minerais maiores e grão de alanita centrado (20x); C) Mesmo grão de alanita da amostra anterior visto em imagem BSE de MEV (Microscópio de Varredura Eletrônica), mostrando alanita (Al) secundária associada à albitização (500x) e D) Substituição de Ilmenita (Ilm) para titanita (Tit), com minerais de urânio com alta reflectância preenchendo microfissuras da rocha.

Tabela 2. Análises representativas de minerais presentes nas concentrações primárias de urânio.

	Uraninita		Holfertita			Holfertita tipo
SiO2	1,401	1,811	SiO2	2,11	1,843	-
Al2O3	0	0	Al2O3	0,105	0,161	-
P2O5	0	0	P2O5	0,471	0,773	-
CaO	0,269	0,268	CaO	2,063	1,939	2,39
K2O	0	0	K2O	0,974	0,78	0,29
SrO	0	0	SrO	0,181	0,172	-
TiO2	0	0	TiO2	15,704	18,996	13,02
UO2	86,581	88,955	UO2	63,928	59,771	75,97
ThO2	1,568	0	ThO2	0,853	0,774	-
PbO	6,902	7,003	PbO	1,218	0,915	-
FeO	0,662	0,296	FeO	0,583	0,736	0,47
MnO	0	0	MnO	0,251	0,147	-
V2O3	0	0	V2O3	0,192	0,178	-
BaO	0	0	BaO	1,034	1,059	-
Total	97,383	98,393	Total	89,753	88,331	92,14

2.4. MINERALIZAÇÕES SUPERGÊNICAS DE URÂNIO

A investigação de mineralizações de urânio em superfície foi concentrada em trincheiras e poços remanescentes dos antigos trabalhos de prospecção (Figura 14). Tanto nos trabalhos anteriores (Figueiredo & Oesterlen 1981; Andrade *et al.* 1984) quanto nas investigações atuais, só foram identificadas mineralizações secundárias, compostas principalmente por fosfatos e arseniatos. As concentrações superficiais de urânio estão preferencialmente associadas a mica xistos grafitosos e ocorrem maciças ou como impregnações ao longo da foliação da rocha ou relacionadas a zonas silicificadas.

A localização dos alvos mineralizados e dos antigos trabalhos de prospecção foi feita com auxílio de gamaespectrômetro portátil. Em superfície, os valores radiométricos representativos variam de 1000 até acima de 100.000 cps, contando com valores de 0,5% de U_3O_8 equivalente em trincheiras localizadas em alvos da região de Campos Belos e do Rio Preto (Figura 14). A maior concentração local de urânio encontrada está localizada no indício 001, na anomalia ANRA, nas proximidades da Serra da Raizaminha. Entretanto, a maior concentração de indícios mineralizados está localizada a norte da confluência dos rios Preto e Claro.

Tanto na região do Rio Preto como de Campos Belos, as mineralizações supergênicas de urânio estão associadas espacialmente e preferencialmente aos xistos da Formação Ticunzal, podendo ocorrer ocasionalmente associadas aos granitos da Suíte Aurumina. As rochas hospedeiras incluem ainda milonitos, brechas, estruturas do tipo *augen*, além de transições entre as rochas originais e os produtos tectonizados. Os processos supergênicos atuantes nas rochas mineralizadas incluem argilização, silicificação e laterização.



Figura 14. Fotos de campo mostrando mineralizações supergênicas do indício IN001-ANRA, na região do Rio Preto. A) Registro de furo de sondagem realizado na década de 1980 pela NUCLEBRAS (furo 11); B) Aspecto macroscópico de concentrações supergênicas de minerais secundários de urânio; C) Aspecto verde-amarelado de minerais secundários de urânio em trincheira abandonada; D) Visão da trincheira e E) Gamaespectrômetro indicando valores acima de 80.000 cps na mesma trincheira.

2.4.1. MINERALOGIA DO MINÉRIO

O estudo mineralógico dos minérios superficiais de urânio foi executado por meio de microscopia óptica sob luz transmitida e refletida, de microscopia eletrônica (MEV) e de química mineral. Esses dois últimos procedimentos analíticos foram desenvolvidos no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, em equipamento JEOL JXA-8230. Análises por WDS foram

feitas em condições de 20Kv e 40nA para análise de terras raras e de 10Kv e 10nA para os demais elementos.

A assembléia mineral responsável pela mineralização supergênica de urânio em Campos Belos e no Rio Preto é composta por fosfatos e arseniados de urânio secundários, caracterizados por suas propriedades macroscópicas, microscópicas e pela composição química. A presença de cristais grandes e de texturas e/ou assembléias de desequilíbrio complicam o entendimento dos processos de acumulação e de mistura envolvidos durante a formação das ocorrências estudadas. Além de ocorrerem como grãos e lamelas individualizadas, ou formando agregados, os minerais de urânio ocorrem como incrustação e/ou impregnação ao longo de clivagens de minerais lamelares e/ou preenchendo microfraturas (Figura 15). Os minerais de ganga incluem quartzo, biotita alterada, muscovita, hidróxidos de ferro.

As análises de microsonda eletrônica, juntamente com as demais propriedades, permitiram identificar os seguintes minerais: Meta-torbenita ($\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8-12\text{H}_2\text{O}$), Meta-zeunerita ($\text{Cu}(\text{UO}_2)_4(\text{AsO}_4)_2 \cdot 10-16\text{H}_2\text{O}$), saleeíta ($\text{Mg}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10(\text{H}_2\text{O})$), sabugalita ($\text{HAl}(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_4 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$), e fosfuranilita ($(\text{KCa}(\text{H}_3\text{O})_3(\text{UO}_2)_7(\text{PO}_4)_4 \cdot 0.8(\text{H}_2\text{O}))$). Composições químicas próximas daquelas divulgadas pela literatura (Anthony *et al.* 2000) sugerem ainda a presença de mundita ($\text{Al}(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_3 \cdot 5(\text{H}_2\text{O})$) e plumbogummita ($\text{PbAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot (\text{H}_2\text{O})$) (Tabela 3). Nos trabalhos anteriores realizados pela NUCLEBRÁS e CNEN (Figueiredo & Oesterlen 1981; Andrade *et al.* 1984) são mencionados também os minerais autunita ($\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 12(\text{H}_2\text{O})$) e renardita ($\text{Pb}(\text{UO}_2)(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), que, entretanto, não foram caracterizados nas amostras analisadas. Análises por microscopia eletrônica e EDS permitiram ainda a identificação de finos grãos de ouro.

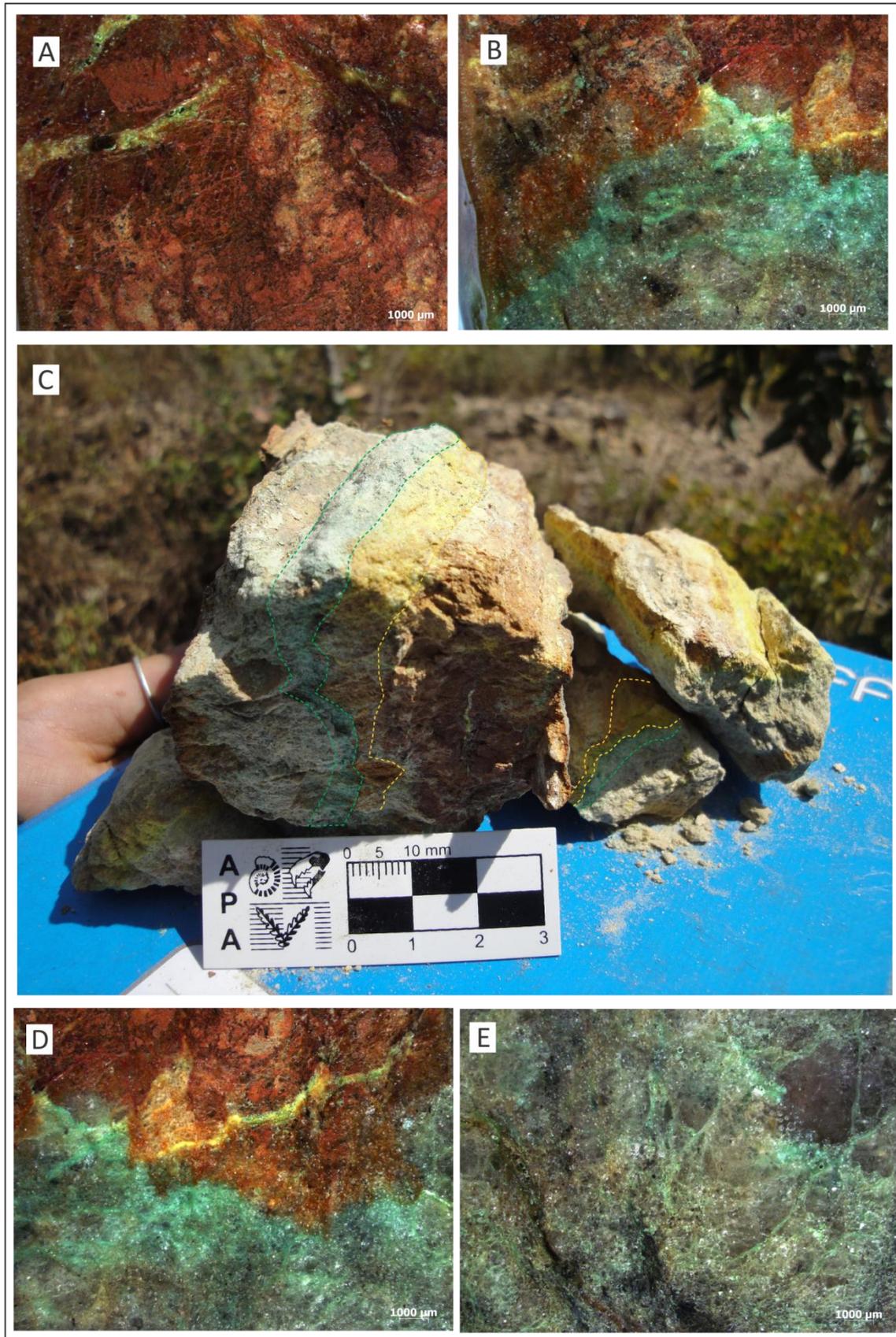


Figura 15. Aspectos macroscópicos de mica xisto (amostra AN-RA-TR-1A), proveniente de uma das trincheiras abandonadas na região do Rio Preto. Notar evidente percolação intergranular tipicamente tardia de minerais de urânio de cor verde (meta-torbernita) e amarelo (sabugalita e/ou fosfuranilita).

As análises de microsonda eletrônica auxiliaram na identificação dos seguintes minerais: Meta-torbenita ($\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8-12\text{H}_2\text{O}$), Meta-zeunerita ($\text{Cu}(\text{UO}_2)_4(\text{AsO}_4)_2 \cdot 10-16\text{H}_2\text{O}$), Saleeíta ($\text{Mg}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10(\text{H}_2\text{O})$), Sabugalita ($\text{HAl}(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_4 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$), e Fosfuranilita ($(\text{KCa}(\text{H}_3\text{O})_3(\text{UO}_2)_7(\text{PO}_4)_4 \cdot 04.8(\text{H}_2\text{O}))$). Composições químicas próximas daquelas divulgadas pela literatura (Anthony *et al.* 2000) sugerem ainda a presença de Mundita ($\text{Al}(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_3 \cdot 5(\text{H}_2\text{O})$) e Plumbogummita ($\text{PbAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot (\text{H}_2\text{O})$) (Tabela 3). Nos trabalhos anteriores realizados pela NUCLEBRÁS e CNEN (Figueiredo & Oesterlen 1981; Andrade *et al.* 1984) são mencionados também os minerais autunita ($\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 12(\text{H}_2\text{O})$) e renardita ($\text{Pb}(\text{UO}_2)(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), que, entretanto, não foram caracterizados nas amostras analisadas. Análises por microscopia eletrônica e EDS permitiram ainda a identificação de finos grãos de ouro.

Tabela 3. Análises representativas dos minerais presentes nas concentrações supergênicas de urânio.

Mineral	Meta-Torbenita		Meta-Zeunerita		Saleeíta		Sabugalita		Fosfuranilita		Mundita		Plumbogummita	
F	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,14
Na2O	0,00	0,00	0,03	0,00	0,30	0,10	0,00	0,07	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,05	0,03	0,04	2,15	3,24	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00
Y2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO2	0,08	0,14	0,00	0,00	0,62	0,07	0,00	0,02	0,29	0,44	0,08	0,09	0,03	0,00
Al2O3	0,02	0,00	0,00	0,80	0,46	0,07	5,95	5,50	0,00	0,04	5,67	5,96	23,01	25,84
As2O5	0,22	0,01	11,97	10,84	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05	0,14	0,00	0,00	0,05	0,00
P2O5	17,53	17,50	4,30	3,36	15,17	15,35	16,25	16,10	10,47	9,52	17,68	18,29	24,97	25,66
CaO	0,12	0,13	0,08	0,00	0,60	0,25	0,05	0,16	1,48	1,89	0,05	0,05	0,13	0,08
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	1,29	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,01	0,01	0,02	0,00	0,04	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,02	0,05	0,02
SrO	0,00	0,00	0,06	0,01	0,06	0,00	0,04	0,08	0,16	0,09	0,00	0,00	0,08	0,00
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
UO3	69,71	71,82	55,18	58,87	59,24	67,76	66,18	65,43	78,33	74,11	68,69	68,67	4,77	0,69
ThO2	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,08	0,10	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00
Nb2O5	0,00	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,36	0,00	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00
PbO	0,05	0,02	0,00	0,01	0,00	0,04	0,03	0,00	1,00	1,71	0,03	0,00	24,52	32,31
FeO	0,17	0,00	0,22	0,35	0,01	0,10	0,08	0,03	0,09	0,28	0,01	0,12	2,95	0,87
MnO	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,10	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
V2O3	0,01	0,02	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,04	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,07	0,36	0,61	0,05	0,14	0,30	0,13
CuO	3,31	2,52	6,30	5,79	0,04	0,00	0,00	0,05	0,10	0,11	0,09	0,14	0,77	0,91
Total	91,37	92,52	78,24	80,13	78,87	87,14	88,77	88,00	92,39	90,58	92,51	93,63	81,63	86,65

A meta-torbernita ($\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8-12\text{H}_2\text{O}$) foi nomeada em homenagem ao mineralogista suíço Torbern Olaf Bergmann e forma um dos principais minerais de urânio. Nas amostras estudadas, este mineral ocorre na forma de grãos micáceos lamelares e/ou tabulares de cor verde, distribuídos principalmente ao longo de fraturas, microfissuras e clivagens de muscovita (Figura 16 e 17a). Este fosfato hidratado de cobre e urânio é um mineral secundário formado provavelmente como produto de alteração de minerais primários como a uraninita. Sua composição apresenta teores menores de cobre em detrimento a um aumento no teor de urânio em relação à composição ideal.

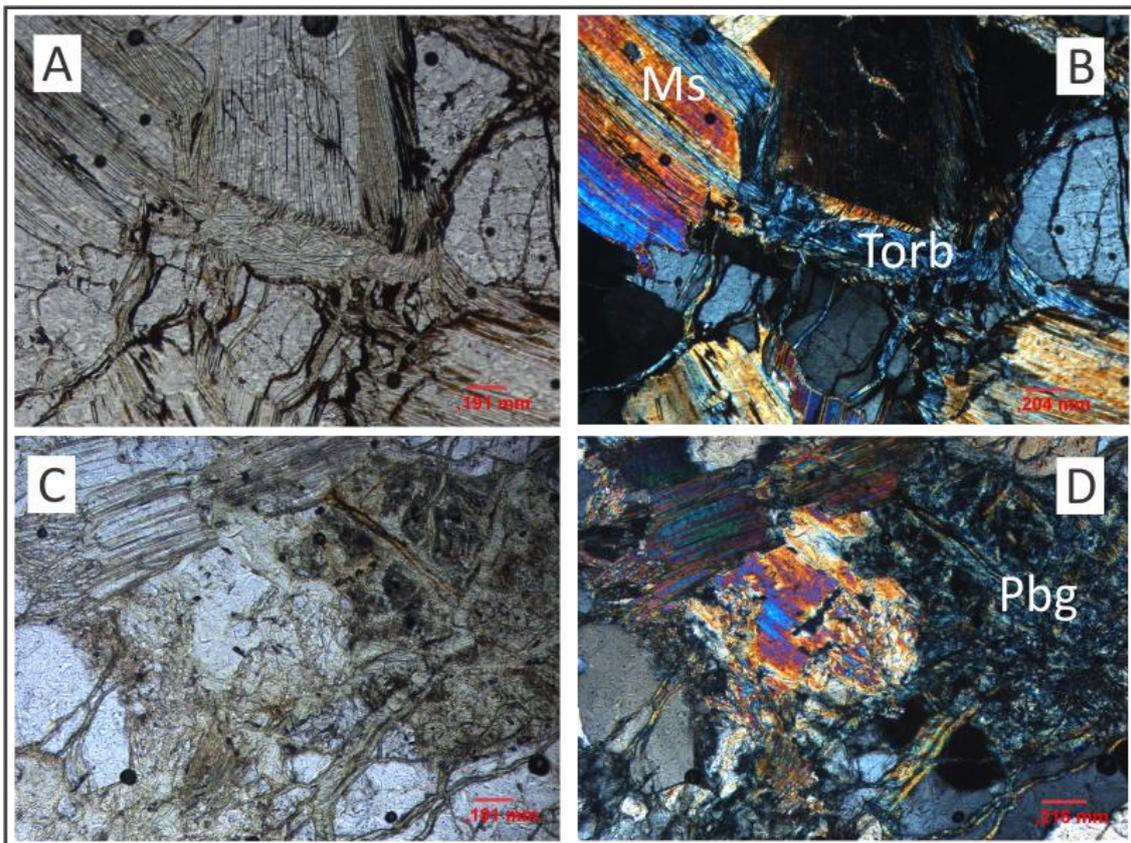


Figura 16. Fotomicrografias da amostra U5B. A e B) Grãos de Meta-torbernita (Torb) com aspecto de mineral de substituição; C, D) Sem polarizador é possível observar mancha cinza do que parece um mineral prévio aparentemente fraturado, e com os nicóis cruzados é possível distinguir plumbogummite precipitada, aparentemente, sob minerais prévios;

A plumbogummite ($\text{PbAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot (\text{H}_2\text{O})$), foi nomeada em função de sua composição *plumbum* (chumbo) e *gummi* (“indian rubber”). Este mineral ocorre associado a fosfatos de urânio, preenchendo fissuras ou na forma de grãos isolados, apresentando formas que podem sugerir precipitação sobre minerais pré-existent

(Figura 18d). Sua composição distoa da plumbogummita teórica especialmente em função dos teores de Al_2O_3 (23-26%) um pouco mais elevados do esperado (14-26%).

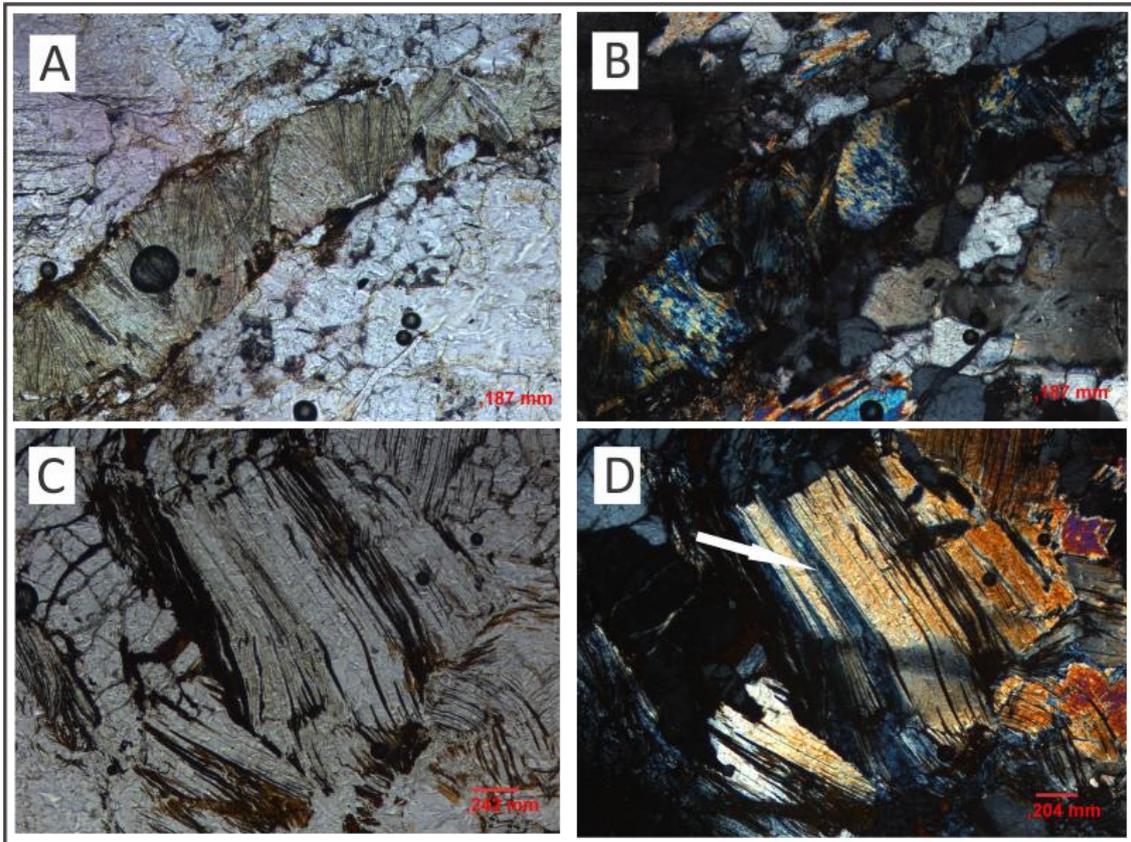


Figura 17. Fotomicrografias de alguns minerais supergênicos de urânio. **A, B)** Precipitação intergranular de meta-torbenita (Torb); **C, D)** Fosfato de urânio ocupando espaços interlamelares de muscovita.

A Meta-zeunerita ($Cu(UO_2)_4(AsO_4)_2 \cdot 10-16H_2O$) foi nomeada em homenagem a Gustav Anton Zeuner. Este arseniato de urânio e cobre, membro do grupo da autunita, apresenta padrão de precipitação através de percolação de fluidos tardios, ocupando espaços intersticiais da rocha hospedeira da mineralização (Figura 18b). Nas análises realizadas, pode-se observar que seus teores de arsênio são mais baixos do que os teores de referência ($\sim 21\%As_2O_5$), enquanto aumenta a quantidade de óxido de urânio (Tabela 3). O mineral apresentou ainda teores significativos de P_2O_5 , sugerindo solução sólida com a meta-torbernita.

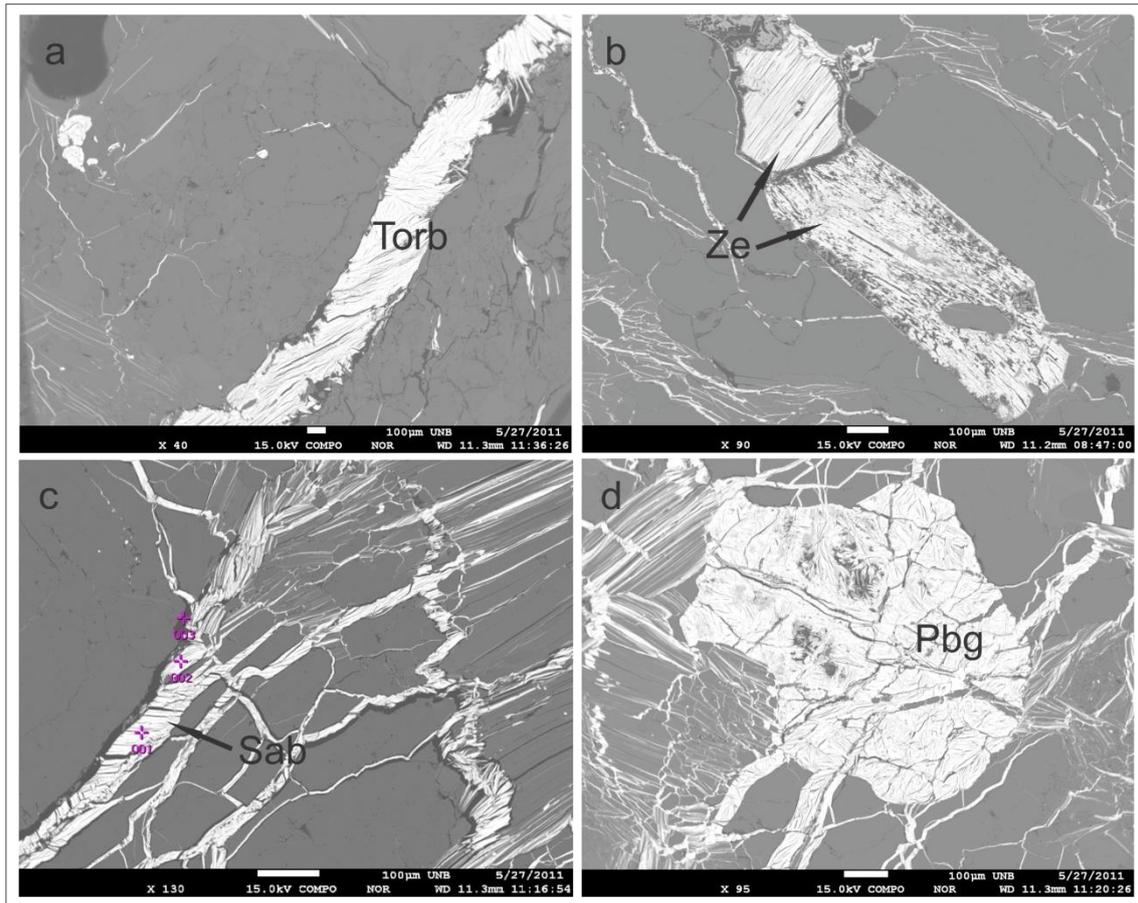


Figura 18. Imagens BSE de microscopia eletrônica das lâminas U4B e U5B. **a)** Meta-Torbenita (Torb) preenchendo microfraturas ou clivagens de minerais lamelares, evidência de precipitação tardia; **b)** Meta-Zeunerita (Ze) na forma de grãos bem desenvolvidos em meio a microfissuras preenchidas por Meta-torbenita; **c)** Sabugalita (Sab) com realce para a textura de preenchimento e **d)** Plumbogummita também preenchendo fraturas ou clivagens. Notar semelhança de formas de pseudomorfos (para meta-zeunerita e plumbogummita), indicando possível precipitação destes minerais de urânio sobre minerais pré-existentes.

A sabugalita ($\text{HAl}(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_4 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$) foi nomeada em homenagem a Sabugal (Portugal), onde o mineral foi descoberto. Este mineral secundário possui cor amarela e ocorre normalmente em zonas de oxidação de rochas uraníferas prévias, principalmente em regiões mais próximas à superfície. Nas amostras estudadas, a sabugalita ocorre em pequenas quantidades associada às concentrações de fosfuranilita, comumente preenchendo cavidades ou ao longo de clivagem de muscovita (Fig. 18c).

A saleeíta ($\text{Mg}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10(\text{H}_2\text{O})$) é rara nas ocorrências estudadas e ocorre junto com os outros fosfatos de urânio na forma de típicos minerais intergranulares tardios. Seus teores de Mg são um pouco mais baixos (~2,5%) do que os teores típicos (~4,3%).

A fosfuranilita ($(\text{KCa}(\text{H}_3\text{O})_3(\text{UO}_2)_7(\text{PO}_4)_4 \cdot 0,8(\text{H}_2\text{O}))$) possui esse nome em função de sua composição mista de fósforo e uranila ($(\text{UO}_2)^{2+}$), pertence ao sistema cristalino ortorrômbico e apresenta composição similar à davidita. Possui cor amarela e ocorre em regiões mais oxidadas como massas de aspecto fibroso, compondo níveis alternados com as massas de meta-torbernita (Figuras 14 e 15). Seus teores de K_2O ($\sim 0,7\%$) e CaO ($\sim 1,6\%$) são um pouco mais baixos que o ideal, 1,8 e 2,14%, respectivamente.

A mundita ($\text{Al}(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_3 \cdot 5(\text{H}_2\text{O})$) é um fosfato hidratado de alumínio que ocorre em associação aos outros fosfatos de urânio. Seus teores de P_2O_5 são levemente mais elevados ($\sim 5,8\%$) que sua composição ideal (4,36%).

A análise da composição geral dos fosfatos e arseniats de urânio revela que esses minerais são pobres em Ti, Pb e Th, o contrário do esperado teoricamente. Este comportamento comprova a imobilidade do Ti e do Th nestes ambientes e a ausência de Pb indica que se trata de depósitos relativamente novos, nos quais ainda não houve tempo suficiente para decaimento notável. As figuras 19 e 20 representam, respectivamente, um diagrama de fugacidades de H^+ vs. H_2O adaptado de Pires (2012) e um modelo de esquema com alguns dos produtos de minerais de urânio presentes nestes depósitos estudados.

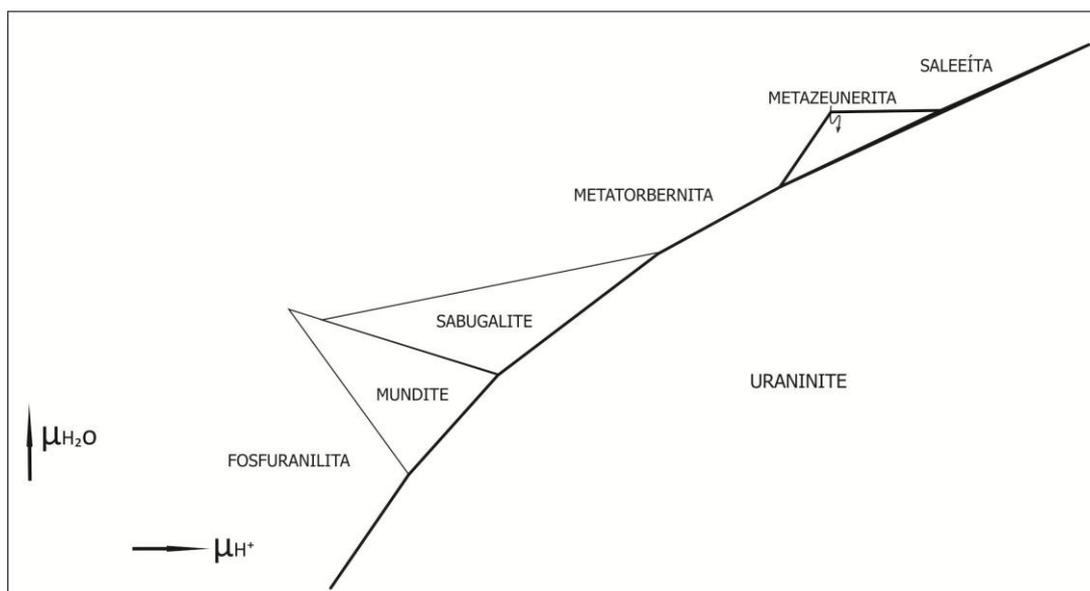


Figura 19. Diagrama de μ_{H^+} vs. H_2O , adaptado de Pires (2012), para os minerais uraníferos secundários derivados de uraninita para os depósitos de Campos Belos e do Rio Preto.



Figura 20. Esquema meramente representativo dos principais minerais secundários de urânio presentes nas regiões estudadas.

2.4.2. LITOGEOQUÍMICA

Os procedimentos para análise das amostras de minério supergênico foram os mesmos descritos para as rochas graníticas e rochas albitizadas. Em algumas amostras com anomalias de ouro, foram também analisadas para platina e paládio através de ICP MS, após fusão por *fire assay*. Os resultados são apresentados na Tabela 4.

É importante salientar que, em decorrência dos processos de alteração hidrotermal extensivamente presentes nas amostras mineralizadas estudadas, foi considerada uma taxa de perda ao fogo relativamente alta (P.F. < 5%) para a construção dos diagramas representativos das suas características químicas.

Tabela 4. Análises geoquímicas representativas de xistos relacionados à Formação Ticunzal.

	ANRATR 1	ANRATR 1A	ANRATR 2	ANRATR 2B	ANRATR 2C	ANRATR 2D	AN 113- 17A	AN 113- 17B	AN 113- 17C	AN 113- 17D	AN 120- 18A
SiO ₂	68,41	75,95	75,66	77,19	53,92	43,13	86,07	56,07	64,20	44,09	78,93
TiO ₂	0,11	0,14	0,06	0,12	1,21	0,34	0,35	0,56	0,65	0,49	0,04
Al ₂ O ₃	12,88	6,44	8,03	10,30	20,96	10,23	6,05	22,57	17,24	34,42	13,39
Fe ₂ O ₃	1,77	1,59	1,54	1,66	7,54	33,41	3,06	5,26	6,11	4,18	1,17
MnO	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,08	0,05	<0,01	0,01	0,02	0,01	<0,01
MgO	2,51	0,56	0,35	0,61	3,68	1,08	0,55	1,92	2,04	1,17	0,24
CaO	0,09	0,07	0,17	0,01	0,02	0,03	<0,01	<0,01	0,01	0,03	<0,01
Na ₂ O	0,13	0,09	0,08	0,15	0,25	0,13	0,06	0,26	0,21	1,12	0,13
K ₂ O	3,73	1,96	2,43	2,96	7,19	3,05	1,75	7,04	5,37	8,70	4,17
P ₂ O ₅	1,28	2,00	1,27	0,87	0,22	0,68	0,13	0,48	0,04	0,11	0,02
TOTAL	94,68	92,21	92,49	96,97	99,45	99,84	99,90	98,67	99,85	99,74	100,02
Rb	128,5	101,1	127,0	126,8	516,7	254,7	126,6	437,4	396,3	421,0	251,8
Ba	408	518	780	378	746	346	184	534	543	1524	114
Sr	44,8	62,9	78,2	18,8	75,5	34,1	32,1	66,6	32,9	260,7	10,9
Ga	17,8	9,9	11,3	14,7	34,6	16,6	13,0	44,6	24,9	52,0	23,1
V	99	111	44	79	163	79	55	237	86	128	<8
Sn	2	1	1	2	5	2	<1	4	2	3	4
W	3,2	3,9	4,4	4,7	3,4	2,0	1,8	5,8	3,7	2,7	2,3
Ta	0,5	0,2	0,1	0,2	1,5	0,3	0,5	1,2	0,8	1,2	0,2
Nb	3,9	3,5	5,6	5,3	18,6	7,1	6,7	19,9	14,9	12,4	5,6
Th	5,6	3,6	3,5	2,2	23,9	8,2	5,9	12,6	11,1	3,5	1,3
U	>10000	>10000	>10000	>10000	2233,2	152,5	251,2	7998,4	58,7	11,6	17,7
Zr	30,9	50,6	28,0	20,9	315,8	98,3	97,7	138,7	195,9	43,3	65,1
Hf	0,7	1,2	0,7	0,6	9,6	2,5	2,9	3,2	4,9	1,5	2,1
Y	16,6	35,7	39,9	137,1	32,9	28,3	17,2	206,7	12,6	32,2	3,8
La	34,8	119,3	79,0	40,9	111,8	67,1	71,9	153,5	14,2	41,5	10,1
Ce	128,1	270,6	237,5	127,5	238,2	114,3	118,1	191,0	51,5	57,0	15,0
Pr	19,06	38,65	35,56	22,43	31,45	13,85	25,39	48,73	3,27	10,29	2,18
Nd	74,2	150,0	137,2	113,5	116,8	50,5	105,3	202,1	13,9	40,7	7,1
Sm	16,15	31,47	31,86	36,43	23,29	8,87	24,83	51,84	2,54	8,09	1,42
Eu	10,49	13,29	16,60	13,13	6,29	1,45	4,11	9,91	0,50	1,09	0,36
Gd	14,48	25,12	29,11	43,54	17,62	7,86	14,41	47,58	2,15	7,79	1,20
Tb	1,49	2,90	2,70	5,57	2,12	1,05	1,90	8,83	0,31	1,08	0,15
Dy	5,27	11,39	9,25	25,36	9,76	6,01	7,58	54,64	2,11	6,26	0,93
Ho	0,56	1,38	1,05	4,08	1,20	0,94	0,82	8,25	0,49	1,11	0,10
Er	0,96	2,74	2,19	10,64	3,39	2,56	1,78	22,30	1,31	2,50	0,25
Tm	0,11	0,35	0,27	1,59	0,46	0,35	0,25	3,21	0,23	0,33	0,05
Yb	0,72	2,30	2,22	11,31	3,65	2,33	1,68	21,70	1,94	1,97	0,52
Ni	1,9	8,8	8,1	13,7	72,5	79,4	5,7	73,6	31,6	13,4	0,4
Cr	27	62	<0,002	14	137	55	41	75	68	96	<0,002
Cu	756,3	5392,2	43,2	50,0	136,2	180,4	178,5	1319,2	114,6	12,9	2,5
Zn	54	94	123	57	138	105	10	204	57	28	<1
Pb	235,5	476,0	2633,0	224,7	97,2	3,9	10,7	127,4	1,3	0,9	1,9
Mo	5,2	17,8	<0,1	38,2	6,0	3,8	1,5	32,0	<0,1	<0,1	<0,1
Au (ppb)	98,3	251,3	980,5	*	30,5	1,3	120,2	1812,0	6,4	1,1	2,2
Ag	4,3	36,3	32,6	12,7	2,3	0,2	0,3	4,1	0,2	<0,1	<0,1
As	6,1	11,2	56,9	25,3	121,3	139,4	176,9	76,7	5,6	27,8	0,8
Bi	>2000,0	>2000,0	>2000,0	1158,2	288,8	1,1	121,3	>2000,0	1,1	0,4	3,3
Se	<0,5	<0,5	8,7	<0,5	37,5	46,1	<0,5	<0,5	7,9	>100,0	<0,5
Tl	93,5	55,3	201,4	22,3	102,7	1,7	0,5	9,5	1,8	<0,1	<0,1

Os diagramas de variação de elementos maiores do tipo Harker evidenciam uma extensa faixa de valores de SiO₂, entre 43 e 86%. Considerando que durante o processo de intemperismo, alguns elementos são mais móveis do que outros, é possível observar nos diagramas da Figura 18 que TiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ tendem a ser mais imóveis, e sua concentração diminui relativamente com um aumento do conteúdo de SiO₂, enquanto o Na₂O parece permanecer constante. Todavia, é possível observar uma relação relativamente proporcional entre o teor de sílica e os teores de K₂O e P₂O₅ (Figura 21).

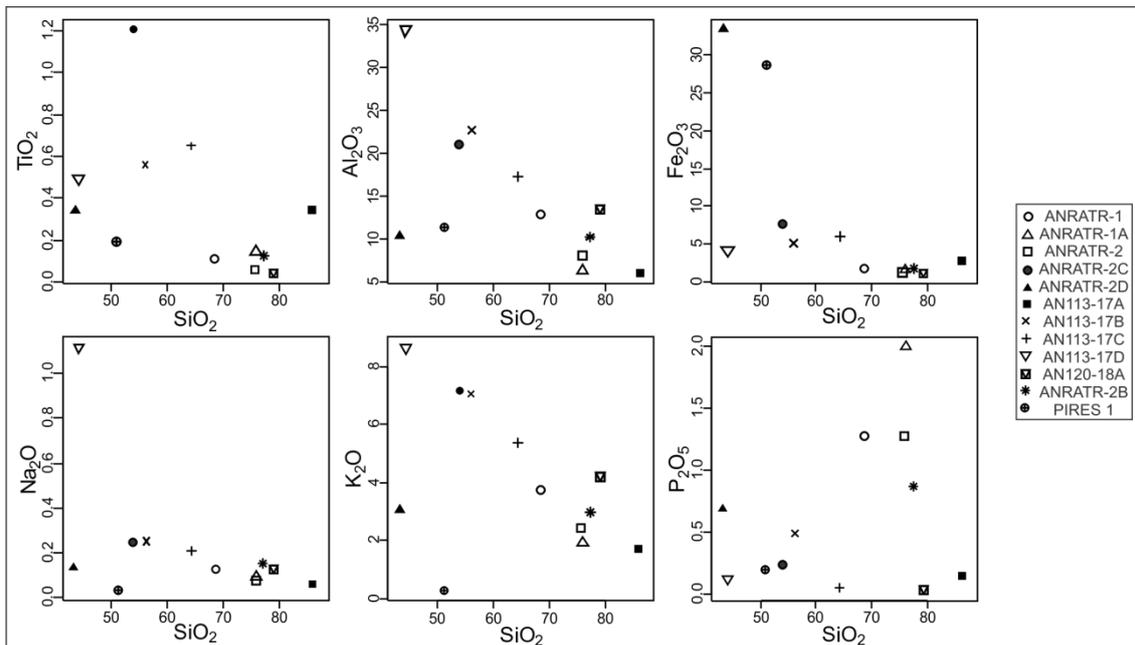


Figura 21. Diagramas de variação do tipo Harker para elementos maiores de amostras representativas para mineralizações supergênicas de urânio.

Nos diagramas do tipo Harker para os elementos-traço (Figura 22), verifica-se uma tendência relativamente proporcional entre o aumento de U e SiO₂, Pb, Cu, As, e Au, enquanto o Th diminui relativamente ao aumento de U.

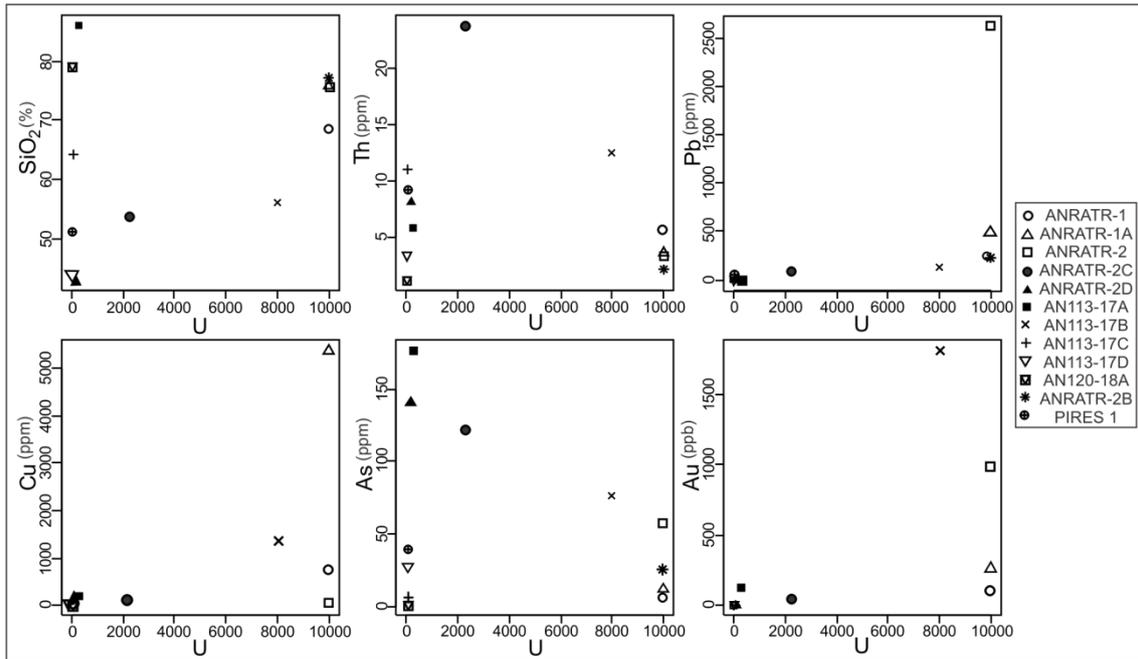


Figura 22. Diagramas de variação de alguns elementos traço e SiO₂ com urânio para amostras apresentando mineralizações supergênicas de urânio. Notar correlação francamente positiva, evidenciando relações de proporcionalidade principalmente entre Cu, As e Au e urânio.

Os padrões de elementos terras raras, mesmo em rochas alteradas, podem ser eficientes para representar a composição da rocha original (Rollinson, 1993). Os espectros mostram enriquecimento em relação ao condrito de 100 a 300 vezes para os ETRL e de cerca de 10 a 100 vezes para os ETRP. Os padrões apresentam fracionamento intermediário (La/ Yb = 39), com inflexão das retas marcada pela anomalia do Eu (Figura 23).

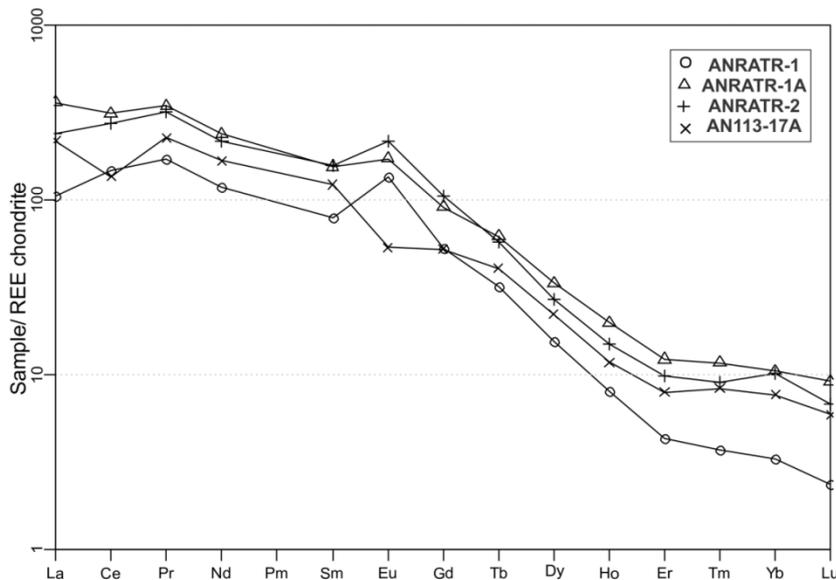


Figura 23. Diagramas de elementos terras raras para xistos mineralizados da Formação Ticanzal, normalizados ao condrito de Nakamura (1989).

3. DISCUSSÕES SOBRE A GÊNESE DAS MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA DE URÂNIO

As sondagens realizadas no prospecto do Rio Preto detectaram a presença de mineralização primária de urânio, principalmente na forma de uraninita nos planos de foliação milonítica verticalizados dos paragnaisses, clorita-sericita xistos e grafita-mica xistos, o que sugere a associação desta sequência com fluidos hidrotermais que circulam ao longo de zonas de cisalhamento. Além disto, mineralizações primárias de urânio associadas a granitos albitizados e albititos foram identificadas em trabalhos anteriores (Figueiredo & Oesterlen 1981), e neste trabalho.

Em superfície, comumente ocorrem indícios da mineralização supergênica representada por meta-torbernita, meta-zeunerita, sabugalita, saleeíta, plumbogummita, mundita e fosfuranilita, sublinhando as anomalias radiométricas, como foi observado em campo e em perfis geológicos, reproduzidos e reinterpretados dos relatórios de prospecção da NUCLEBRÁS (Figueiredo Filho *et al.* 1982; Figuras 24 e 25). Como demonstrado neste estudo, a detecção de uraninita na forma de microinclusões blindadas em grãos de quartzo, em amostras com enriquecimento supergênico, é indício de que pelo menos parte das concentrações supergênicas de urânio se desenvolveu sobre rochas com mineralização primária.

A reinterpretação de perfis geológicos antigos de acordo com o conhecimento geológico atual da região dos depósitos de urânio mostra que os vários níveis de rochas graníticas interceptados pelos furos de sonda são correlacionáveis a feições encontradas em afloramentos, nos contatos entre granitos da Suíte Aurumina e xistos da Formação Ticunzal. Estas feições foram interpretadas por Botelho *et al.* (1999) como injeções graníticas do tipo *lit-par-lit* e representam testemunho de que as intrusões graníticas nas rochas metassedimentares da Formação Ticunzal são sin-tectônicas. Como é possível observar nas perfilagens radiométricas dos furos de sondagem realizados nas décadas de 1970/80 (Figuras 24 e 25), as maiores contagens estão sempre associadas às interfaces entre as duas principais unidades envolvidas, a Formação Ticunzal e a Suíte Aurumina, sendo que existem outros picos de contagem anômala tanto nos xistos como nos granitos. Sendo assim, pode-se afirmar que um dos

principais controles destas mineralizações seja o contato intrusivo entre granitos e xistos.

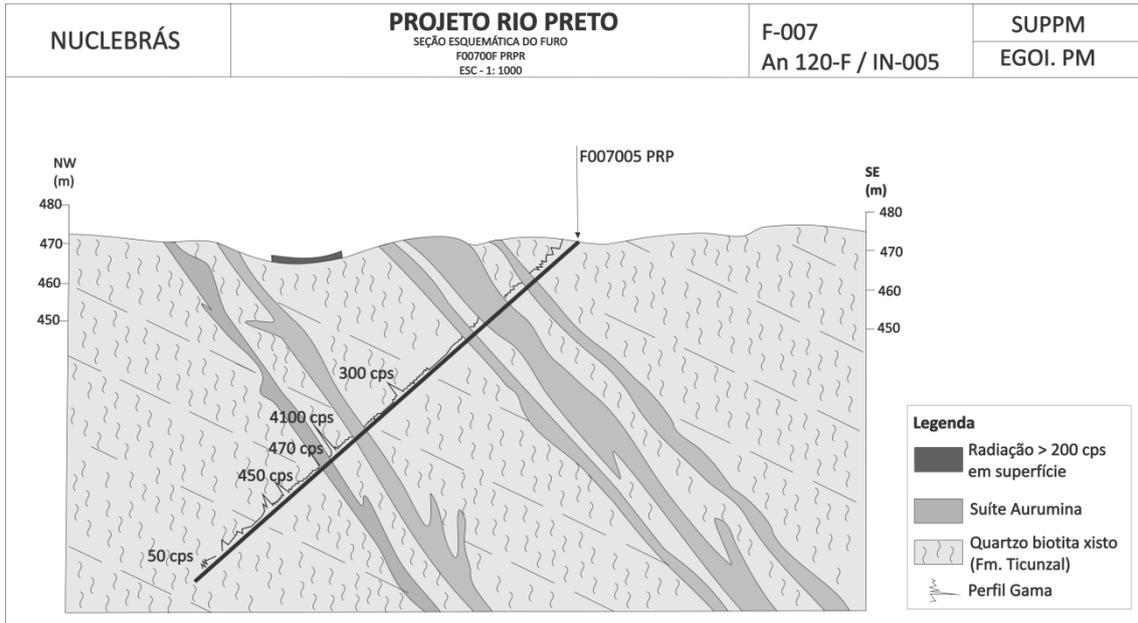


Figura 24. Seção geológica da anomalia AN120-F na região do Rio Preto, com medidas de gamaespectrometria em testemunhos de sondagem, colocando em evidência anomalias nas proximidades de contatos entre granito e xisto (Escala horizontal e vertical coincidentes; adaptado de Figueiredo Filho *et al.*, 1982).

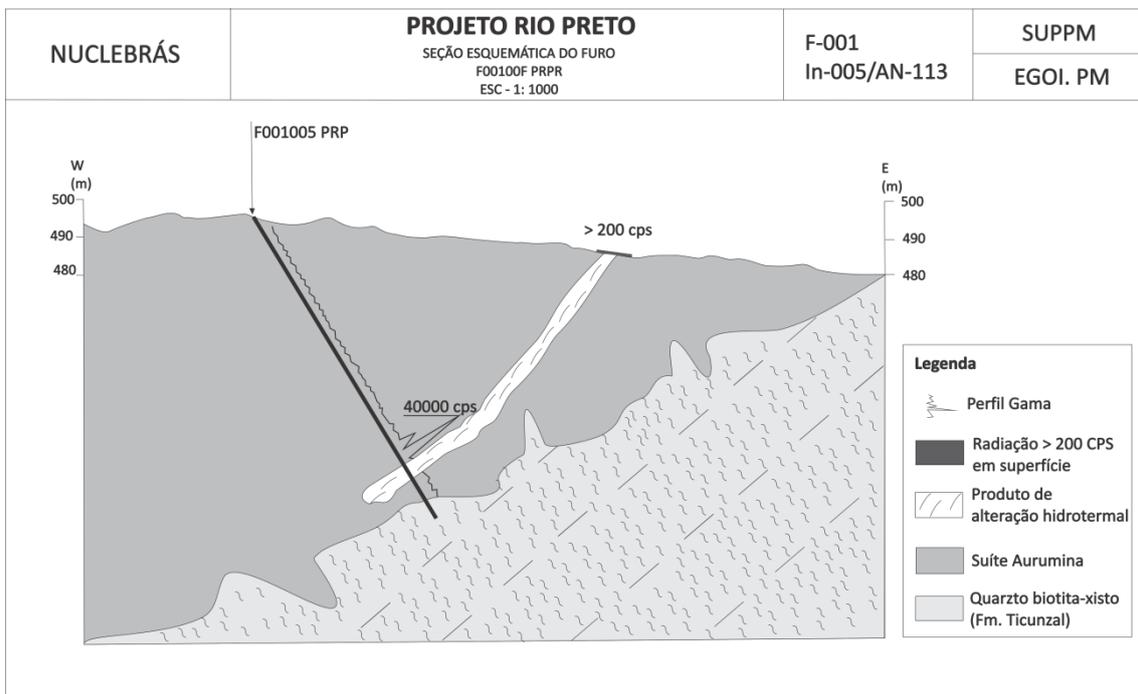


Figura 25. Seção geológica no alvo IN-005, anomalia AN-113, com representação do furo de sonda F-001 (adaptado de Figueiredo Filho *et al.*, 1982).

A geoquímica do urânio é majoritariamente governada pelo estado de oxidação (Cuney, 2009). Na natureza, o urânio ocorre nos estados tetravalente (U^{4+}) e hexavalente (U^{6+}), sendo que em condições de subsuperfície o urânio se apresenta na forma do íon U^{4+} , porque sua forma hexavalente (U^{6+}) só é estável em condições oxidantes (Rich *et al.*, 1977), nas quais este íon é também altamente móvel. Sua solubilidade está associada, basicamente, à temperatura alta e aos complexos fluoretados (Figura 26).

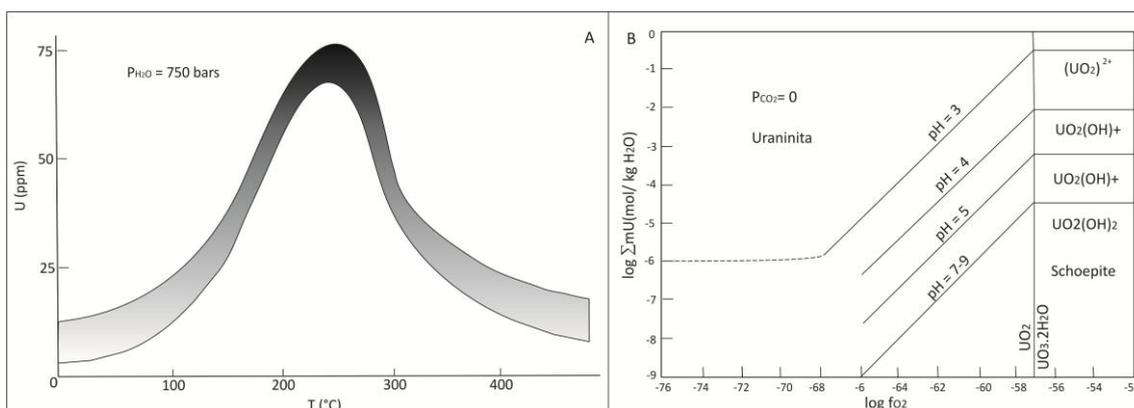


Figura 26. A) Solubilidade de UO_2 em água como uma função da temperatura (modificado de Lemoine, 1975); B) Concentração de urânio em solução em equilíbrio com uraninita e schoepite em 25°C como uma função de f_{O_2} e pH (modificado de Rich *et al.*, 1977).

Na maioria dos depósitos, a precipitação do urânio está relacionada à diminuição da f_{O_2} , provavelmente resultado da interação de fluidos uraníferos oxidados com matéria carbonosa (Cuney, 2009). A combinação entre raio iônico tão grande e a alta carga do U^{4+} faz com que ele não seja tão facilmente incorporado na estrutura dos principais minerais formados de rocha, exceto em quantidades traço (Rich *et al.*, 1977). No entanto, quantidades significantes de urânio são encontradas em minerais acessórios como monazita, apatita e zircão. Segundo Peitffert *et al.* (1996), urânio e outros cátions de carga alta (Th^{4+} , Zr^{4+} , ETR^{3+}) dissolvem em fusões silicáticas de acordo com o grau de despolimerização da fusão. A despolimerização depende da temperatura e do excesso de álcalis e Ca em relação ao Al. Aumentando um destes parâmetros se atinge a despolimerização da fusão e, conseqüentemente, a solubilidade destes cátions de carga grande (Cuney, 2009).

Os contatos imediatos dos corpos graníticos da Suíte Aurumina com as rochas pré-existentes ao seu alojamento funcionam como canais favoráveis para a percolação

de fluidos, o que aumenta a concentração de metais nestes limites. Por outro lado, o enriquecimento suave de metais associados aos xistos grafitosos da Formação Ticunzal podem ter servido como o primeiro passo para a formação de depósitos hidrotermais de urânio, em função de posterior alojamento destes magmas graníticos. Proposição semelhante foi apresentada por Botelho *et al.* (2006) para o depósito de ouro e platinóides de Cavalcante, em Goiás, em que a mineralização estaria concentrada em zona de cisalhamento próxima ao contato entre a Formação Ticunzal e a Suíte Aurumina. Para estes autores, xistos grafitosos da Formação Ticunzal, interpretados como prévios folhelhos pretos, seriam a fonte dos metais. Mais recentemente, importantes concentrações de uraninita foram identificadas no depósito de ouro de Cavalcante (Menez, 2008). As relações entre Au e U no depósito de Cavalcante e a identificação inédita de ouro associado às mineralizações de urânio aqui estudadas reforçam a proposta de modelo hidrotermal para a gênese dos depósitos primários de urânio, com os granitos da Suíte Aurumina atuando como motor e gerador do hidrotermalismo, e a Formação Ticunzal como fonte do metal.

O enriquecimento em urânio no contexto da Suíte Aurumina é comprovado pela presença de granitos albitizados e albititos mineralizados discutidos no presente trabalho. Os albititos foram inicialmente definidos como rochas constituídas por albita em porcentagem maior ou igual a 70% (Geisel Sobrinho *et al.*, 1980). Entretanto, esta definição não é adotada por todos os autores, existindo outras definições para albititos, como foi dado em Lagoa Real por Lobato & Fyfe (1990), o conceito de rocha com albita > 50%. Segundo Cruz (2004), estes albititos formam corpos lenticulares, fusiformes, descontínuos, de larguras e comprimentos que variam de milímetros a dezenas de metros (Figura 27). As texturas freqüentemente observadas nas rochas albitizadas ou albititos são fanerítica fina a grossa, inequigranular, porfiroclástica, granoblástica poligonal e lepidoblásticas, marcada pela orientação da biotita/muscovita. Durante o processo de albitização das rochas há também uma descalcificação dos plagioclásios (teores para oligoclásio), albitização do KF, neoformação de minerais como micas e reequilíbrio de minerais.

Os possíveis ligantes responsáveis pelo transporte do urânio podem incluir fosfatos, sulfatos e arseniatos (Argentière, R. 1954), fases com as quais o urânio possui alta solubilidade e que são largamente presentes nos depósitos estudados, nas concentrações supergênicas. Deve-se considerar que o *background* de urânio em rochas da Formação Ticunzal já apresentava relativa concentração de urânio, depositado provavelmente de maneira singenética em ambiente marinho profundo através de absorção por matéria orgânica ou por minerais argilosos. Posteriormente, durante o alojamento das intrusões graníticas da Suíte Aurumina, os fluidos hidrotermais enriquecidos em urânio devem ter tido sua precipitação ligada a interfaces conhecidas como “seqüestradoras de metais”, como a matéria orgânica, presente na forma de grafita nos xistos grafitosos da Formação Ticunzal. Estas camadas tendem a agir como barreiras redutoras ou interfaces com mudança de gradiente de pH e/ou Eh. A deposição do minério depende intrinsecamente destas mudanças relativas na solubilidade dos fluidos hidrotermais mineralizados.

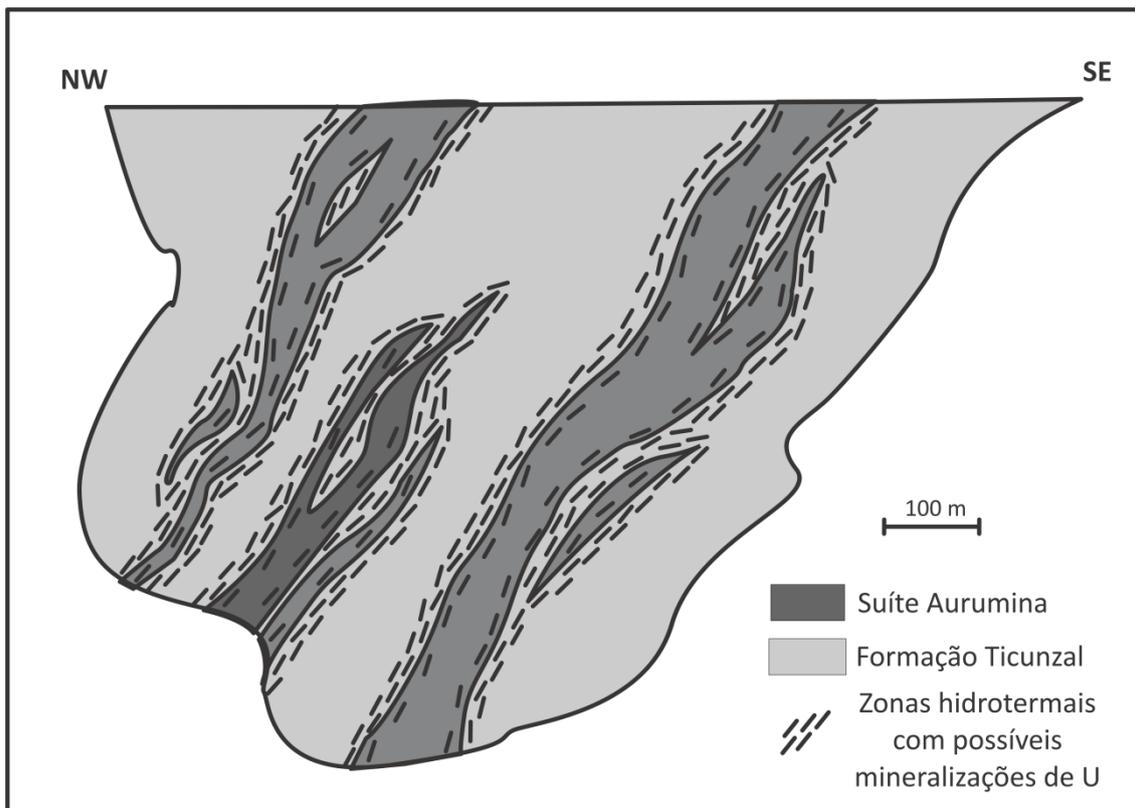


Figura 27. Seção esquemática de corpos mineralizados em urânio no contexto geológico estudado, de acordo com modelo genético proposto para as mineralizações primárias.

Sendo assim, o modelo de classificação genética para este depósito pode ser enquadrado dentro dos depósitos hidrotermais. Sua mineralização primária está associada à presença de uraninita essencialmente de origem sedimentar (folhelhos pretos da Formação Ticunzal) reconcentrada em função da interação destas rochas com os granitos intrusivos da Suíte Aurumina e aos urano-titanatos (holfertita). Sua mineralização supergênica é formada por produtos de remobilizações supergênicas uraníferas tardias (Figura 27). Além da importância dos processos hidrotermais associados à formação deste depósito, deve-se também ressaltar a habilidade do intemperismo e os controles erosivos, em função dos efeitos morfológicos que influenciam a concentração de metais.

4. CONCLUSÕES

Os resultados deste trabalho, bem como informações e reinterpretções de dados da literatura, permitem afirmar que as concentrações elevadas de urânio ocorrem preferencialmente hospedadas em xistos pertencentes à Formação Ticunzal, mas também em rochas graníticas albitizadas da Suíte Aurumina.

A mineralização primária de urânio possui origem provavelmente associada aos xistos grafitosos da Formação Ticunzal, que possuem condições de concentrar metais em função de seu protólito pelítico carbonoso, típico “seqüestrador de metais”, servindo como camada com função absorviva extremamente eficiente, e em função de sua interação com o magmatismo granítico da Suíte Aurumina. Assim, é possível sugerir que a mineralização primária de urânio se dá através de processos de “infiltração” pervasiva de fluidos mineralizadores por meio de planos de foliação, planos de contato, fraturas e microfissuras nas rochas hospedeiras, com precipitação do metal na interface granito – xisto grafitoso.

Historicamente, as ocorrências de urânio estudadas foram relacionadas a estruturas tectônicas NS, N50E e N40W, em associação a quartzo-sericita xistos com grafita e granito-gnaisses milonitizados (Figueiredo & Oesterlen, 1981). A evolução na interpretação do arcabouço geológico da região permite sugerir que a mineralização ocorreu de forma sin-tectônica e sin-magmática, favorecendo a percolação dos fluidos mineralizadores através dos planos preferenciais existentes. Sendo assim, pode-se considerar que o contato intrusivo entre os xistos e os granitos, um dos principais controles destas mineralizações, também esteja associado à tectônica regional. Assim, neste trabalho é sugerido um modelo genético hidrotermal, relacionado a intrusão, para a origem das ocorrências de urânio estudadas, em substituição ao modelo genético do tipo “*vein-inconformity*” proposto por Figueiredo & Oesterlen (1981).

As concentrações superficiais de urânio da região estudada são comprovadamente supergênicas pela natureza dos fosfatos e arseniatos identificados, bem como pelos baixos teores de chumbo nesses minerais. As condições do ambiente supergênico envolvem transporte de metais por fluidos mineralizadores de baixa temperatura. A precipitação dos metais em microfissuras e clivagens de minerais pré-

existentes é responsável pelos padrões texturais observados, que podem incluir a substituição de minerais prévios, no caso dos arseniados, em que a morfologia do mineral primário é preservada (pseudomorfismo) e texturas de preenchimento de espaços vazios intergranulares, de microfraturas na rocha e de clivagens de filossilicatos.

A correlação positiva entre U, Cu, As, Bi, Au e P_2O_5 nas ocorrências supergênicas e a possibilidade de que estas ocorrências estejam relacionadas a concentrações primitivas de urânio sugerem o uso destes elementos como rastreadores prospectivos para mineralizações primárias de urânio.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F.F. AND NOCE, C.M. (Eds.) 2006. The Paleoproterozoic Record of the São Francisco Craton. IGCP 509 Field workshop, Bahia and Minas Gerais, Brazil. Field Guide & Abstracts, 114 p.
- ALVARENGA C.J.S., DARDENNE M.A., BOTELHO N.F., MACHADO M.A., LIMA O.N.B., ALMEIDA T. 2007. Relatório final das folhas Monte Alegre de Goiás, Cavalcante e Nova Roma. Programa Geologia do Brasil (PGB/CGB). UnB/CPRM.
- ARGENTIÈRE, R. 1954. Urânio e tório no Brasil: Introdução à física nuclear aplicada. São Paulo: Manuais técnicos LEP. Edições LEP LTDA. São Paulo. 555p.
- ANDRADE, S.M.; SOUZA, E.L.; OLIVEIRA, A.G.; SANTOS, A.R. 1981. Projeto Rio Preto – Mapeamento Geológico 1:25:000, Relatório Final, s.l.: NUCLEBRÁS/SUPPM.
- ANDRADE S.M., LIBERAL G.S., SANTOS-FILHO J.L. 1984. Depósitos de urânio de Campos Belos e Rio Preto – Goiás. In: C. Schobbenhaus (ed.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, vol. I. DNPM-CVRD. p. 169-175.
- ANTHONY, J.W., BIDEAUX, R.A., BLADH, K.W., and NICHOLS, M.C. 2000. Handbook of Mineralogy, IV, Phosphates, Arsenates, Vanadates. Mineral Data Publishing, Tucson, Arizona. 680p.
- BARNES, H.L. 1979. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Holt, Rinehart and Winston, Inc. 670p.
- BENTES, M., MERMELO & OHOFUJI. 1977. Projeto Serra da Mesa II; Relatório Final. DNPM-CPRM. Goiânia. 62p.
- BOGOSSIAN J., BOTELHO N.F & VIEIRA C.C. 2012. Caracterização e gênese das mineralizações de urânio no Nordeste de Goiás e Sudeste de Tocantins. em preparação.
- BOGOSSIAN J., BOTELHO N.F & VIEIRA C.C. 2011. Caracterização e gênese das mineralizações supergênicas de urânio no Nordeste de Goiás. In: 12º Simpósio de Geologia do Centro-oeste, Pirenópolis, SBG, Boletim de Resumos.
- BOTELHO N.F. & SILVA D.V. 2005. Mineralizações de Au e PGE hospedadas em rochas graníticas peraluminosas do nordeste de Goiás: Discussão sobre depósitos não convencionais de platinóides. In: Simp. Bras. Metalogenia, 1, CD Rom de Resumos.

- BOTELHO N.F., MOURA M.A., PETERSON R., STANLEY C.J., SILVA D.V.G. 2006. Kalungaitite, PdAsSe, a new platinum-group mineral from the Buraco do Ouro gold mine, Cavalcante, Goiás State, Brazil. *Mineralogical Magazine*, 70(1):123-130.
- BOTELHO, N.F., FUCK, R.A., DANTAS, E.L., LAUX, J.H. & JUNGES, S.L. 2006. The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite suite, Goiás and Tocantins, Brazil: Geological, whole rock geochemistry and U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *In* The Paleoproterozoic Record of the São Francisco Craton (F.F. Alkmin & M. Noce, eds.). *IGCP 509 annual meeting, Brazil. Field Guide & Abstracts*, 91.
- CRUZ, S.C.P. 2004. A interação tectônica entre o Aulacógeno do Paramirim e o Orógeno Araçuaí-Oeste Congo. Tese Doutorado. 503p. Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.
- CUNEY, M. 2009. The extreme diversity of uranium deposits. *In: Miner Deposita*. 44:3-9.
- DARDENNE M.A. & SCHOBENHAUS C. 2001. Metalogênese do Brasil. Ed. UnB. Brasília. 322p.
- DEBON F. & Le FORT P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth Sciences*, 73, 135-149.
- DIMEK, R.F. 1983. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *Am. Mineral.*, v.68, p.880-899.
- DISNAR, J.R. & SUREAU, J.F. 1990. Organic matter in ore genesis: Progress and perspectives. *Organic Geochemistry*. Vol. 16, N°1-3, p. 577-599.
- DUARTE C.R. e BONOTTO D.M. 2005 Técnica autorradiográfica para investigação geológica – estudo de caso na área do Projeto Rio Preto. *Geociências*, 24 (2): 203-211
- EVANS A. M. 1987. *An Introduction to Ore Geology*. 2ª Edição. Blackwell Scientific Publications. 358p.
- FERNANDES, P.E.C.A.; MONTES, M.L.; BRAZ, E.R.C.; MONTES, A.S.L.; SILVA, L.L.; OLIVEIRA, F.L.L.; SIGA JR., O.; CASTRO, H.E.F. 1982. Formação Ticunzal. *In: Projeto RADAMBRASIL, Folha SD-23, MME, Brasília, 1982, p. 61-63.*
- FIGUEIREDO A.M. & OESTERLEN P.M. 1981. Prospecção de urânio no Estado de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 11(3): 147-152

- FIGUEIREDO FILHO, P.M.; OLIVEIRA, A.G.; LIBERAL, G.S.; ABRAHÃO, J.R.S. 1982 Projeto Rio Preto. [s.l.]: Empresas Nucleares Brasileiras S.A./Superintendência de Pesquisa Mineral (NUCLEBRÁS/SUPPM), 1982. Relatório Interno.
- FORMAN A.J.M. & WARING M.H. 1981. *L'uranium en Amérique du Sud et plus spécialement dans la province uranifère brésilienne. Chronique de la Recherche Minière*, 6:5-49.
- GEISEL SOBRINHO, E.; RAPOSO, C.; ALVES, J.V.; BRITO, W, DE; VASCONCELOS, T.G. O Distrito Uranífero de Lagoa Real, Bahia. In: ANAIS Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camboriú. Sociedade Brasileira de Geologia, p 1499-1512. 1980.
- GOMES, A.J.P., CRUZ P.R., BORGES L.P. 2003 Recursos Minerais Enegeéticos: Carvão e Urânio. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.), Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, Serviço Geológico do Brasil, pp. 577-628
- HAMÚ, G.M. E BOTELHO, N.F. 2010. Estudo das ocorrências de urânio associadas a granitos e xistos nas regiões do Rio Preto e Campos Belos, Goiás. In. 45º CONG. BRAS. DE GEOLOGIA, Belém, SBG, Boletim de Resumos.
- JEFFERSON, C.W., THOMAS, D.J., GANDHI, S.S., RAMAEKERS, P., DELANEY, G., BRISBIN, D., CUTTS, C., QUIRT, D., PORTELLA, P., AND OLSON, R.A., 2007 Unconformity associated uranium deposits of the Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta, *in* Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 273-305.
- KRAUSKOPF, K. B., 1967. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Ed. The Pennsylvania State University. 1º capítulo; 670p.
- LEMOINE, A. 1975. Contribution a l'étude du comportement de UO₂ en milieu aqueux a haute temperature et haute pression: unpub. Tese de doutorado, Nancy, 111p.
- LOBATO L.M. & FYFE W. Metamorphism, metasomatism and U mineralization at Lagoa Real, Bahia, Brazil. *Econ. Geol.*, 85:968-989. 1990.
- MANIAR, P.D.; PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.101,p.635-643.
- MARINI, O.J.; LIBERAL, C.S.; REIS, L.T.; TRINDADE, C.A.; SOUZA, S.L. 1978. Nova unidade litoestratigráfica do Pré-cambriano de Goiás. In: CONG. BRAS. GEOL., 30, Recife (PB), 1978, Bol. Esp. 1, SBG, Recife, p. 126-127.

- MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DARDENNE, M. A. e DANNI, J. C. M. – 1984 – Província Tocantins – Setores central e sudeste. *In: Almeida, F. F. M. e Hassui, Y.; Ed. O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo. Editora Edgard Blucher Ltda. 205 – 264.
- MARMONT S. 1990. *Unconformity-type uranium deposits*. In: Roberts R.G. e Sheahan P.A. (Eds.) *Ore Deposits Models, Geoscience Canada, Reprint Series 3*, p. 103-115.
- MARUÉJOL P., CUNEY M., FUZIKAWA K., NETTO A.M., POTY B. 1987. The Lagoa Real subalkaline granitic complex (South Bahia, Brazil): a source for uranium mineralizations associated with Na-Ca metasomatism. *Rev.Bras.Geoc.*, 17:578-594.
- MENEZ, J.M. 2008. Depósito de Au, Pd e Pt associado a granito, mina Buraco do Ouro, Cavalcante, Goiás: Caracterização e modelo de mineralização. Dissertação de mestrado. Universidade de Brasília. 88p.
- MENEZ J.M. & BOTELHO N.F. 2010. A gold-PGE deposit at the Buraco do Ouro gold mine, Cavalcante, Goiás state, Brazil, hosted in sheared peraluminous granite: ore characterization and textural relationships among gold, selenides, pge minerals, and uraninite. Submetido a *Canadian Mineralogist*.
- NACHIT, H. Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoides. Applications typologiques. Brest: Université de Bretagne Occidentale, 1986. Tese de Doutorado.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. W. & TINDLE, A. G. 1984. *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- PEIFFERT, C. NGUYEN TRUNG C., CUNEY, M. 1996. Uranium in granitic magmas. Part II: experimental determination of uranium solubility and fluid-melt partition coefficients in the UO₂-haplogranite-H₂O-halides system at 720-770°C, 200 MPa. *Geochim Cosmochim Acta* 60:1515-1529.
- PEREIRA, A. B. 2002. Caracterização dos granitos e pegmatitos peraluminosos, mineralizados em Sn-Ta, de Monte Alegre de Goiás. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, 77p.
- PIRES, F.R.M. 2012. Urânio no Brasil: geologia, jazidas e ocorrências. Rio de Janeiro. *Vitrina Comunicação*. 264p.
- RICH, R.A., HOLLAND H.D. & PETERSEN U. 1977. Hydrothermal uranium deposits. *Developments in Economic Geology* 6. Elsevier Publishing Company. 264p.

- ROBB, L.J. Introduction to ore forming processes. Blackwell Publishing Company. 2005. 386p.
- ROLLINSON H. 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Pearson Prentice Hall, England, 352 p.
- SANTOS, L.C.S.; BRAIT FILHO, L.; RIBEIRO, P.S.E.; MACHAD, I.I.G. & SUCKAU, V.E. 1982. Ocorrência de urânio associado a meassomatismo sódico de Arraias, Estado de Goiás. ANAIS XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Bahia. V. 5.
- SHAND, S. J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.
- SOKOLOVA, E. & HAWTHORN, F.C. 2005. The OD (order-disorder) structure of holfertite, a hydrated uranyl titanite mineral from Searle Canyon, Thomas Range, Utah, USA. *The Canadian Mineralogist*, Vol. 43, p. 1545-1552.
- SUN, S. & McDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications of mantle composition and process. In: SAUNDERS, A.D.; NORRY, M.J., ed. *Magmatism in the Ocean Basins*. London: Geol. Soc., p.313-345.
- ZEN, E-AN. 1986. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constrain. *J. Petrol.*, v.27, p.1095-1117.

6. ANEXOS

	Fosfuranilita							
F	0,02	0,02	0,11	0,11	0,26	0,01	0,00	0,00
Na2O	0,04	0,04	0,08	0,01	0,07	0,05	0,00	0,01
MgO	0,09	0,00	0,12	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00
Y2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO2	4,16	0,76	1,38	0,29	1,81	0,44	0,29	0,74
Al2O3	3,12	0,16	0,47	0,04	0,80	0,04	0,00	0,05
As2O5	0,00	0,04	0,00	0,05	0,13	0,14	0,05	0,00
P2O5	9,72	9,13	8,29	10,65	8,85	9,52	10,47	9,28
CaO	1,79	1,85	1,63	2,46	1,60	1,89	1,48	1,84
K2O	1,36	1,19	1,05	1,21	1,44	1,29	0,03	1,34
Cl	0,01	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
SO3	0,00	0,00	0,29	0,12	0,11	0,00	0,01	0,06
SrO	0,02	0,10	0,00	0,11	0,12	0,09	0,16	0,10
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
UO2	63,83	63,56	55,82	63,61	57,06	69,67	73,63	64,21
ThO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb2O5	0,02	0,13	0,17	0,15	0,00	0,24	0,00	0,00
PbO	1,73	1,98	1,52	1,61	1,53	1,71	1,00	1,44
FeO	0,73	1,37	0,14	0,19	10,61	0,28	0,09	0,14
V2O3	0,00	0,02	0,00	0,06	0,03	0,03	0,04	0,00
BaO	0,33	0,34	0,20	0,32	0,40	0,61	0,36	0,39
CuO	0,13	0,05	0,02	0,00	0,08	0,11	0,10	0,00
Total	87,07	80,73	71,30	81,03	84,90	86,13	87,69	79,62

	Sabugalita													
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,20	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00
Na2O	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,09	0,01	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
MgO	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,47	0,17	0,03	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO2	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	18,69	5,00	0,47	2,58	0,28	1,41	1,70	0,20	0,56
Al2O3	5,50	5,45	5,95	6,12	5,99	16,31	3,34	0,06	1,84	0,00	0,99	0,51	0,08	0,21
As2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
P2O5	16,10	14,66	16,25	16,52	15,70	8,81	6,96	10,47	8,64	10,55	10,66	11,00	11,82	9,97
CaO	0,16	0,01	0,05	0,03	0,06	0,18	1,26	2,00	1,50	1,58	1,69	2,01	1,63	1,81
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,60	1,24	1,29	0,69	0,00	0,00	1,44	0,00	1,06
Cl	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
SO3	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,08	0,03	0,06	0,03	0,02	0,00	0,03	0,02	0,06
SrO	0,08	0,11	0,04	0,05	0,00	0,00	0,13	0,22	0,08	0,00	0,04	0,18	0,15	0,10
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
UO2	61,52	61,74	62,21	60,28	60,92	39,48	55,89	71,01	60,47	73,62	70,01	65,60	73,75	68,37
ThO2	0,10	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Nb2O5	0,36	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,30	0,00	0,23	0,00	0,08	0,00	0,02	0,00
PbO	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,12	1,26	1,18	0,42	1,79	1,47	1,11	2,54
FeO	0,03	0,08	0,08	0,01	0,00	1,90	0,64	0,34	0,49	0,09	1,35	0,98	0,06	2,38
MnO	0,00	0,03	0,10	0,05	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V2O3	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,02	0,04	0,00	0,05	0,02	0,04	0,11	0,03	0,01
BaO	0,07	0,10	0,00	0,12	0,00	0,00	0,44	0,49	0,35	0,15	0,17	0,12	0,20	0,52
CuO	0,05	0,07	0,00	0,00	0,00	0,12	0,12	0,10	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,12
Total	84,09	82,27	84,80	83,26	82,80	89,10	75,83	87,99	78,46	86,84	88,22	85,23	89,07	87,78

MINERALIZAÇÕES DE URÂNIO DO NORDESTE DE GOIÁS E SUDESTE DE TOCANTINS

	Meta-Torbernita									
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00
MgO	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,09
Y2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO2	0,01	0,03	0,03	0,15	0,00	0,42	0,06	0,00	0,00	0,43
Al2O3	0,00	0,03	0,04	0,03	0,00	0,44	0,08	0,00	0,03	0,17
As2O5	0,10	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
P2O5	15,89	16,82	16,17	9,40	14,78	17,02	16,04	16,35	17,14	14,19
CaO	0,05	0,06	0,18	0,15	0,03	0,06	0,09	0,07	0,04	0,11
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,06	0,02	0,04	0,04	0,02	0,00	0,00	0,02	0,07
SO3	0,00	0,02	0,01	0,07	0,03	0,06	0,00	0,00	0,02	0,05
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01
TiO2	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,05
UO2	65,17	62,70	65,94	38,83	62,31	65,30	64,54	66,60	67,16	53,76
ThO2	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb2O5	0,12	0,46	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,37	0,00
Cr2O3	0,07	0,00	0,00	0,05	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03
PbO	0,00	0,00	0,23	0,06	0,04	0,08	0,00	0,00	0,15	0,00
FeO	0,00	0,25	0,07	0,05	0,00	0,10	0,27	0,07	0,00	0,18
MnO	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V2O3	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,10	0,00	0,00	0,05
CuO	3,01	2,49	1,44	2,30	3,27	2,01	2,19	1,96	1,61	1,92
Total	84,55	82,95	84,20	51,12	80,63	85,64	83,57	85,09	86,58	71,15

	Saleeíta									
F	0	0	0	0,06	0	0	0,02	0,16	0	0
Na2O	0,05	0,35	0,01	0,31	0,15	0,03	0,22	0,24	0,12	0,3
MgO	3,15	3,37	0	3,01	2,97	2,1	2,95	2,45	2,6	2,15
Y2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SiO2	0,27	0,96	0	1,5	0,04	0,07	0,61	0,22	0,47	0,62
Al2O3	0,24	1,02	6,09	1,33	0,02	0	0,66	0,76	0,4	0,46
As2O5	0,06	0,09	0	0	0,1	0,04	0,07	0,13	0	0,05
P2O5	14,88	10,69	15,8	13,83	15,03	9,6	14,09	11,96	15,8	15,17
CaO	0,14	0,18	0,04	0,41	0,19	0,12	0,27	0,28	0,47	0,6
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0,03	0,08	0,02	0	0,02	0	0,13	0,06	0,12	0,04
SO3	0	0,09	0	0,06	0,07	0,02	0,28	0,13	0,03	0,08
SrO	0	0,07	0,04	0,17	0	0,04	0	0	0,07	0,06
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0
UO2	53,46	45,81	58,35	47,69	56,46	46,38	55,71	47,22	56,56	55,69
ThO2	0	0	0	0	0	0,07	0	0	0,03	0
Nb2O5	0,21	0,23	0,07	0,04	0,07	0	0	0	0	0
PbO	0	0,86	0,06	0,59	0,06	0,07	0,03	0	0	0
FeO	0,08	1,15	0	0,14	0,14	0,05	0,15	0	0,07	0,01
V2O3	0	0,02	0,04	0	0,05	0	0	0	0	0,05
BaO	0,06	0	0	0,18	0,04	0	0	0	0,04	0
CuO	0	0,16	0	0	0	0,04	0,21	0,12	0,04	0,04
Total	72,63	65,21	80,58	69,32	75,41	58,61	75,39	63,72	76,89	75,31

MINERALIZAÇÕES DE URÂNIO DO NORDESTE DE GOIÁS E SUDESTE DE TOCANTINS

	Mundita										
F	0	0,15	0	0,15	0,33	0	0,05	0	0	0	0,08
Na2O	0	0,06	0,01	0	0,03	0,02	0	0,02	0,01	0,08	0,04
MgO	0,02	0,13	0,04	0,06	0,02	0,03	0,26	0,05	0,01	0,04	0,34
Y2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SiO2	0,08	0,81	0,03	0,03	0,03	0,08	2,63	0	0,1	0,13	0,48
Al2O3	5,83	5,3	3,47	6,16	6,26	5,67	6,74	5,58	2,01	5,75	5,73
As2O5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P2O5	16,58	14,77	14,8	17,4	16,46	17,68	14,61	16,36	6,43	16,18	17,11
CaO	0,04	0,12	0,04	0,09	0,22	0,05	0,17	0,1	0,02	0,07	0,11
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0,03	0	0	0,02	0,03	0	0,02	0	0,01	0
SO3	0	0,02	0,04	0,03	0	0,01	0	0,02	0	0	0
SrO	0,09	0	0	0,05	0	0	0	0	0,04	0	0
TiO2	0,03	0	0	0	0	0	0,08	0,01	0	0	0
UO2	61,67	57,75	56,32	61,68	60,8	64,57	59,05	61,09	48,94	57,27	60,21
ThO2	0	0	0,04	0	0,05	0	0	0,03	0	0	0
Nb2O5	0,13	0	0,04	0	0,23	0	0	0,03	0,04	0	0,34
Cr2O3	0	0	0	0,12	0,08	0,03	0	0,25	0,01	0,21	0,01
PbO	0	0	0	0,02	0,08	0,03	0	0	0,02	0	0,14
FeO	0,18	0,44	0,13	0,11	0,04	0,01	1,63	0,12	0,2	0,07	0,58
MnO	0	0	0,02	0	0	0,01	0	0,01	0,06	0	0,04
V2O3	0,03	0	0	0,02	0	0,04	0	0	0	0	0,01
BaO	0	0,09	0,02	0,1	0,04	0,05	0,04	0	0,14	0	0
CuO	0,01	0,07	0	0,11	0,08	0,09	0	0,05	0,13	0,03	0,13
Total	84,69	79,67	74,98	86,07	84,59	88,38	85,23	83,74	58,16	79,83	85,3