UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS A GRANITOS



Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho
Profª Dra. Márcia Abrahão Moura

Fortaleza, 14 a18 de outubro de 2002

PROGRAMA

14/10/02 – 2ª. feira

8 – 12 horas

Apresentação do Curso. Introdução ao estudo de rochas graníticas.

Origem dos granitos. Mecanismos de fracionamento de magmas graníticos

Modelos de classificação de rochas graníticas.

Mineralização de associação granítica.

Associação proximal: albititos, pegmatitos, epissienitos, greisens, escarnitos, pórfiros.

Associação distal: veios de quartzo + sulfetos (esfalerita-galena-calcopirita-pirita), localmente auríferos; depósitos de Pb-Zn; depósitos polimetálicos.

14 – 18 horas

Processos de concentração de metais em ambiente ígneo

Processos primários e secundários

Fluidos mineralizadores

Fluidos magmáticos, metamórficos e/ou meteóricos

Mistura de fluidos de diferentes origens

15/10/02 – 3ª. feira

8 – 12 horas

Paragêneses de minérios como consequência de processos magmáticos

O papel dos halogenetos, do boro e do fósforo

Comportamento de elementos metálicos em sistemas graníticos

Comportamento do enxofre

Química mineral aplicada ao estudo da metalogênese em granitos

(anfibólios, micas, ilmenita, rutilo, turmalina)

14 – 18 horas

Prática: Petrografia de granitos mineralizados e estéreis: Aplicação à prospecção

16/10/02 – 4ª. feira

8 – 12 horas

Modelos metalogenéticos para granitos oxidados e reduzidos

Contrastes entre suítes mineralizadas e estéreis

Hidrotermalismo associado a granitos oxidados

14 – 18 horas

Prática: Depósitos do tipo Au-pórfiro e do tipo veio do Mato Grosso

14/09/00 – 5ª. feira

8 – 12 horas

Origem e evolução de granitos portadores de metais raros

- Granitos férteis do tipo Li-Cs-Ta(LCT) e do tipo Nb-Y-F (NBY)
- Albita granito; albita-topázio granito; ongonitos
- Hidrotermalismo associado: greisens, epissienitos, albititos

14 – 18 horas

Prática: Depósitos de estanho de Rondônia e Goiás.

APRESENTAÇÃO DO CURSO

O estudo das rochas graníticas teve um grande avanço nas últimas décadas principalmente pelo papel que tem a granitogênese na compreensão da evolução crustal, mas também pelo seu papel importante na geração de depósitos minerais. Uma questão fundamental sempre colocada refere-se a como seriam produzidos os magmas graníticos. Mas, voltando no tempo, esse questionamento poderia ser precedido de outra indagação: um granito é sempre uma rocha magmática? Esta pergunta pode parecer absurda, principalmente para nós, "que somos jovens"! Entretanto, esse dilema foi, durante praticamente toda a primeira metade do século passado, o principal assunto de debate na comunidade geológica internacional, opondo as escolas magmatista e transformista. Dele, e por causa dele, nasceram as principais bases para desenvolvimento da petrologia de rochas graníticas. O assunto granito possui muitas controvérsias até hoje, passando por questões de nomenclatura, classificação, origem e evolução e chegando á metalogenia, que mais interessa diretamente nesse curso sobre depósitos minerais de associação granítica. O histórico dos primeiros debates, o sucesso dos argumentos dos magmatistas, bem como o desenvolvimento dos debates subsequentes, encontram-se bem comentados no artigo de síntese de Cobbing (1996), em anexo.

Nas questões de metalogenia, o magmatismo granítico foi, durante muito tempo, negligenciado como agente mineralizador, principalmente no que diz respeito à origem dos metais. *Economic geologists have neglected granites; some petrologists, the country-rocks.* Hoje, discussões sobre rocha-fonte, ambiente tectônico, mecanismos e condições físico-químicas de evolução dos magmas graníticos são altamente relevantes no entendimento de importantes depósitos minerais. Por outro lado, salvo raras exceções, o magmatismo granítico, por si só, não é capaz de produzir concentrações econômicas de minérios. Os fenômenos metassomáticos, responsáveis pelo desenvolvimento das transformações tardi/pós-magmáticas, têm importância fundamental na formação de depósitos minerais associados às rochas graníticas. Assim, é importante a compreensão dessas transformações que atuam na formação de depósitos estreitamente ligados ao magmatismo granítico, como Cu-Au, Mo-W, Sn pórfiros, greisens, albititos e outros depósitos de filiação ácida.

O curso sobre mineralizações associadas a granitos pretende abordar alguns fundamentos mais importantes no estudo de corpos graníticos portadores de áreas hidrotermalizadas e na caracterização do potencial metalogenético dos mesmos utilizando parâmetros petrográficos, litogeoquímicos, de química mineral e de composição de fluidos.

Foto da capa: sericitização e cloritização (zona escura) com mineralização aurífera associada, no granito Serrinha de Matupá, Mato Grosso (Moura, 1998).

SUMÁRIO

Apresentação
Nomenclatura e classificação de granitos 1
Origem e mecanismo de fracionamento de magmas graníticos 11
Mineralizações de associação granítica 13
Processos de concentração de metais em ambiente ígneo 30
Fluidos mineralizadores 33
O papel dos halogenetos, do fósforo e do boro 36
O comportamento de elementos metálicos 38
O comportamento do enxofre 39
Geoquímica de minerais de granitos 42
Modelos metalogenéticos 46
Transformações tardi / pós-magmáticas 48
Origem e evolução de granitos portadores de metais raros 56
Granitos férteis do tipo LCT e do tipo NYF 60
Topázio granitos e ongonitos 65
Granitos tantalíferos 67
Transformações relacionadas a granitos evoluídos 69
Contrastes entre suítes mineralizadas e estéreis 72
Referências bibliográficas 81

Artigos complementares

COBBING, J., 1996
PETFORD, N.; CRUDEN, A.R.; McCAFFREY,K.J. W.; VIGNERESSE, J.L., 2000
PEARCE, J., 1996
BARBARIN, B., 1999
TAKAGI, T. & TSUKIMURA, K., 1997
HEDENQUIST, J. W.; LOWENSTERN, J.B., 1994
SILLITOE, R.H., 1996
POLLARD, P .J.; PICHAVANT, M.; CHAROY, B., 1987
BLEVIN, P. L. & CHAPPELL, B. W., 1992
PERRING, C. S.; POLLARD, P.J.; DONG, G.; NUNN, A.J.; BLAKE, K.L., 2000
POLLARD, P .J., MARK, G. & MITCHELL, L., 1998
DALL ' AGNOL; R.; BETTENCOURT, J.S.; BOTELHO, N.F.; KLEIN, E.L., 2000

NOMENCLATURA E CLASSIFICAÇÃO DE GRANITOS

DEFINIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO MINERALÓGICA. GRANITOS E GRANITÓIDES.

Segundo a classificação recomendada pela International Union of Geological Sciences (IUGS), **granitos** são rochas cuja composição mineralógica as situa nos domínios 3a (siengranito) e 3b (monzogranito) no diagrama Q-A-P de Streckeisen (1976) (fig. 1). Entretanto definições genéricas também dizem que granitos são rochas ígneas consistindo essenciamente de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico (K-f), além de minerais ferromagnesianos. Assim, a subcomissão da IUGS sugeriu o termo **granitóide** para descrever as rochas ígneas plutônicas de álcali-feldspato granito até tonalito. Em muitas escolas o termo granióide inclui também rochas sieníticas e monzoníticas. Por outro lado, o termo granito também é utilizado no sentido amplo (s.l.), cobrindo os domínios das rochas contendo de 20% a 60% de quartzo modal (fig. 1). Neste curso o termo granito será usado com este sentido amplo.

No sistema $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_3 - SiO_2 - H_20$, sistema granítico na definição de Tuttle e Bowen entretanto, visto num diagrama QAP (fig. 2), observamos que a composição das rochas graníticas tem uma tendência a se concentrar num domínio mais restrito.

AS SÉRIES MAGMÁTICAS

séries magmáticas ? toleítica / calci-alcalina / alcalina

Granitos calci-alcalinos x granitos alcalinos ? diagrama SiO_2 x $(Na_2O + K_2O)$

Granitos calci-alcalinos (s.l.)

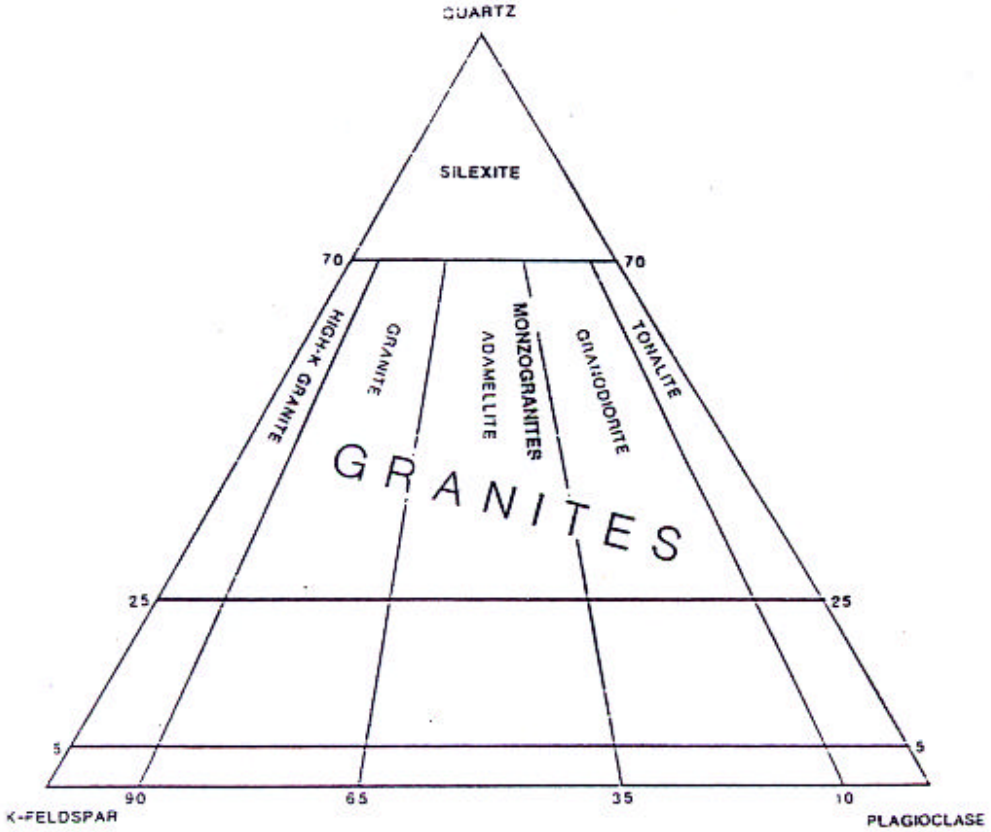


Figura 1 Classificação mineralógica de granitos modificada daquela recomendada pela IUGS (White, 1992).

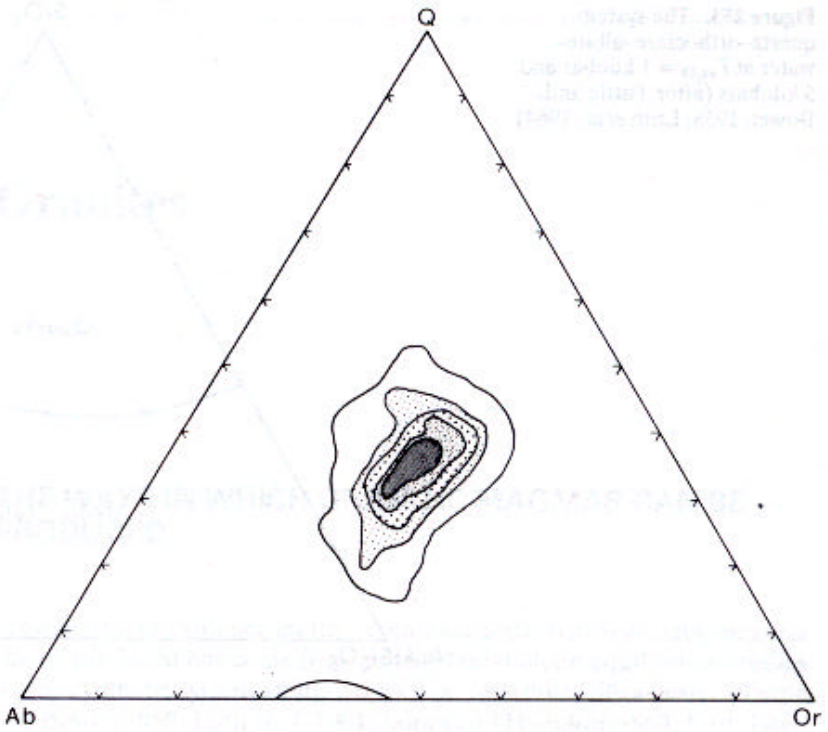


Figura 2 Distribuição de quartzo, albita e ortoclásio normativos em rochas ígneas plutônicas com mais de 80% de Q + Ab + Or (Tuttle & Bowen 1958).

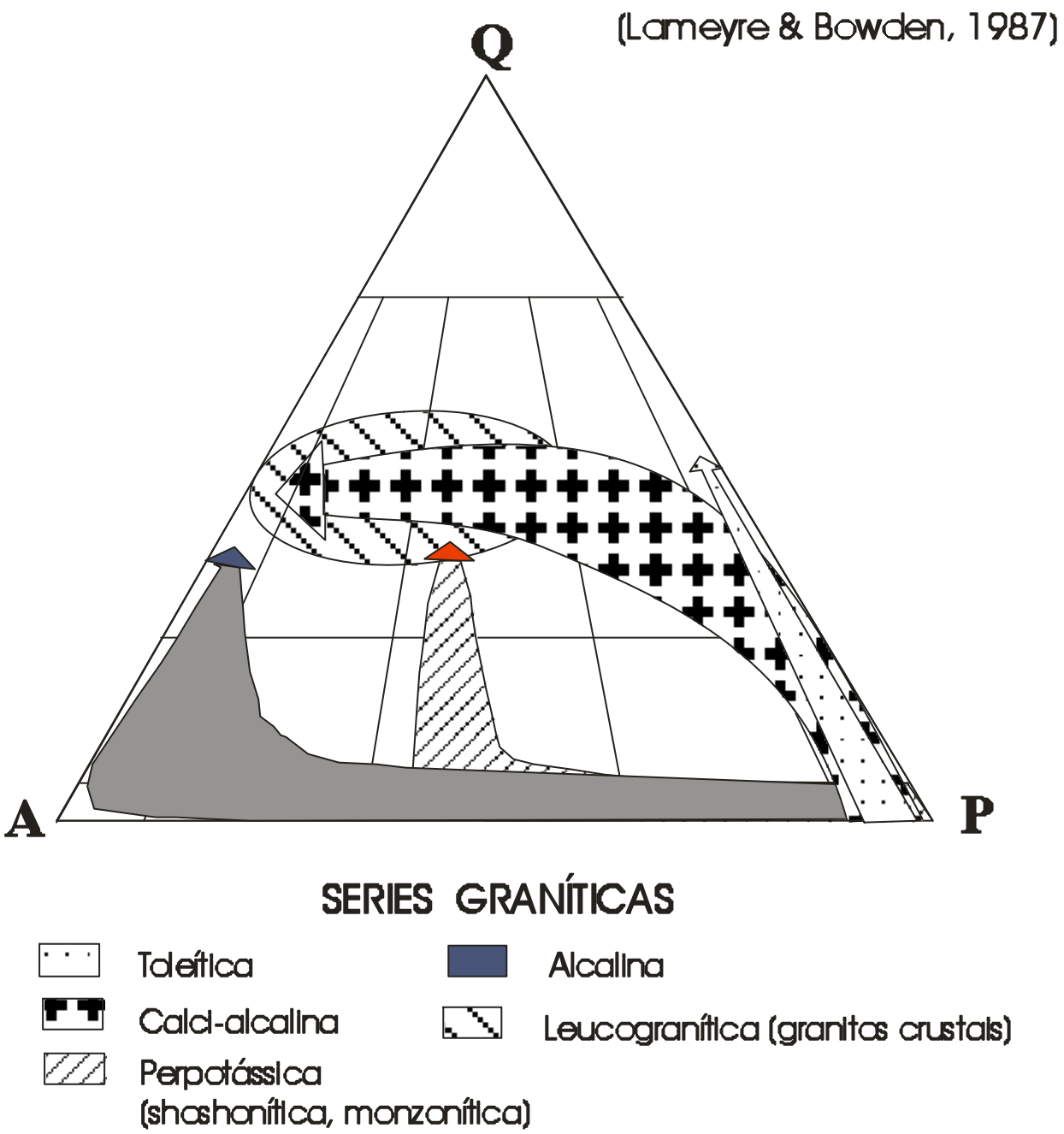


Figura 3 – Séries graníticas no diagrama QAP de Streckeisen

Lameyre e Bowden (1987) propõem a utilização do diagrama modal QAP para discriminação das várias séries de rochas graníticas (fig. 3). Neste diagrama, as séries calci-alcalinas são subdivididas em calci-alcalina de baixo potássio, correspondente à série clássica, e a calci-alcalina de alto potássio, denominada de perpotássica, que incluiria os termos shoshoníticos, monzoníticos e magnésio-potássicos. Subdivisões e algumas características

químicas e tectônicas destas séries estão resumidos no abaixo.

1.metaluminosos $Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$ $Al_2O_3 < Na_2O + K_2O + CaO$ 2. peraluminosos $Al_2O_3 > Na_2O + K_2O + CaO$ presença de muscovita e/ou cordierita. 3.granitos alcalinos meta a peraluminosos peralcalinos ($Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$)	1.1 tipo subtoleítico 1.2 tipo calcialcalino normal (s.s.) 1.3 tipo magnésio-potássico 2.1 em desequilíbrio com as encaixantes metamórficas 2.2 em equilíbrio com as encaixantes metamórficas característicos de ambiente intraplaca	diagrama Fe/Mg (K_2O ~5,5% ; MgO entre 2 e 3%

1.1 e 1.2 são característicos de ambientes de arco de ilha e de margens continentais
1.3 e 2.1 só ocorrem em ambientes de colisão de placas continentais
2.2granitos profundos em qualquer ambiente em que se tenham formado

Classificação e características gerais de séries graníticas quanto à aluminosidade, alcalinidade.

O MODELO I-S AUSTRALIANO

Proposto por Chappell & White (1974) para granitos de faixa dobrada paleozóica do leste da Austrália. Classificação de acordo com a fonte do magma granítico; origem por fusão parcial de:

a) rochas ígneas - I
b) rochas sedimentares - S

A base desta classificação tem sido contestada através de estudos de isótopos de Sm-Nd, que indicam fontes mistas tanto para os denominados granitos I quanto os granitos S (Keay et al. 1997; Collins, 1998)

O MODELO MISA

granitos M: características semelhantes ao tipo I.

fontes mantélicas: indiretamente, através de fusão da crosta oceânica subductada, ou diretamente, pela cristalização fracionada de basalto.

A/CNK < 1,0; . $^{87}Sr/^{86}Sr < 0,705$

granitos A: esta classificação não segue o mesmo modelo para M, I e S. Classificação não depende da fonte. Em princípio, é uma classificação tectônica: **A** ? anorogênico. (intraplaca

de Pearce et al. 1984).

A também de: alcalino, anidro, aluminoso, anômalo.

Além do ambiente geotectônico, granitos tipo A têm uma composição química característica:

. em geral, são granitos evoluídos

. anômalos em elementos como F, REE, Th, Rb, Ba

TIPO I	TIPO S
.Na2O relativamente alto Na2O > 3,2% - termos mais félsicos 2,2%< Na2O <3,2% - termos mais máficos A/CNK [Al2O3/(Na2O+K2O+CaO))]mol <1,1 .presença de diopsídio normativo ou de até 1% de córidon normativo (C.I.P.W.) .amplo espectro composicional: máfico a félsico .a variação composicional é regular dentro de um mesmo *pluton* diagramas com variação linear. . $^{87}Sr/^{86}Sr < 0,711$	.Na2O relativamente baixo Na2O <3,2% em rochas onde K2O ~5% Na2O < 2,2% em rochas onde K2O ~2% A/CNK mol >1,1 .córindon normativo >1% .composição química restrita a tipos ricos em sílica (SiO2 >7O%) .variação composicional irregular em diagramas. . $^{87}Sr/^{86}Sr > 0,708$

Principais características dos granitos tipo I e tipo S

PRINCIPAIS TIPOS DE AMBIENTES TECTÔNICOS E GRANITOS RELACIONADOS

1. Granitos de zonas orogênicas

arco vulcânico **(VAG)** arco oceânico - toleítico arco calcialcalino -continental	margem continental ativa **(VAG)**	colisão continente-continente (Himalaias, Alpes....) **(SYN- COL)**
calcialcalino (s.l.)	calcialcalino Nos estágios mais tardios, podem se desenvolver granitos alcalinos e granitos de alto-K (shoshonitos)	calcialcalino
metaluminoso a fracamente peraluminoso	metaluminoso a fracamente aluminoso	peraluminoso
arco toleítico tipo M arco calcialcalino tipo I	tipo I	sin-colisão tipo S pós-colisão tipo I

2. Granitos intraplaca (anorogênicos) **(WPG)**

2.1 granitos alcalinos crosta normal: Graben de Oslo, Nigéria, Amazônia

2.2 granitos tipo Skaergard - Mull (tendência toleítica) crosta delgada

3. Granitos de cadeias meso-oceânicas **(ORG)**
   3.1 ilhas tipo Islândia (Icelanditos) - típicamente toleíticos
   3.2 Complexos ofiolíticos

CLASSIFICAÇÃO TECTÔNICA

Aplicação da geoquímica para definir o ambiente geotectônico.

Observações gerais:

1. a composição química das rochas depende não somente da evolução da crosta ou do manto, mas também de características particulares da fonte, tanto para material sedimentar quanto para líquidos anatéticos (magmas).

2. em geral, uma análise isolada não tem muita aplicação devido à variação natural da composição química de um mesmo fácies.

Rochas graníticas - cuidados especiais:

1. nunca usar análises isoladas; fenômenos de acumulação magmática ou de alterações tardi/pós-magmáticas podem ser difíceis de se detectar em uma única análise.

2. em rochas pertencentes a sistemas que experimentaram processos de alteração sistemática (greisenização, argilização, propilitização, etc.), mesmo amostras aparentemente desprovidas de alteração podem ter tido sua composição química original modificada, no que diz respeito a elementos que têm comportamento perfeitamente móvel nestas condições, como K, Na, Ca, Rb.

3.considerar, na interpretação tectônica, elementos de baixa mobilidade (baixa solubilidade na fase aquosa, como Ti, REE, Zr, Y, Hf, Ta, Nb).

4. A concentração de muitos elementos no magma depende do estágio de diferenciação. É preciso escolher um índice de diferenciação insensível à acumulação ou alteração. Isto se aplica especialmente aos elementos incompatíveis: às vezes, é melhor usar razões interelementos que não dependem do estágio de diferenciação.

5. Problemas com variações locais da composição do material fonte - influência na razão interlementar. Mesma coisa para vários graus de fusão de um mesmo material.

DIAGRAMAS DISCRIMINANTES DE AMBIENTE TECTÔNICO

Spidergrams (Pearce et al. 1984)
Diagramas interelementos (Rb x Nb+Y; Pearce et al. 1984; Pearce, 1996, em anexo)
Diagramas ternários interelementos (Rb/30 – Hf – Tax3; Harris et al., 1986)

Uma crítica ao uso indiscriminado dos diagramas discriminantes de Pearce et al. (1984) foi feita por Förster et al. (1997). Usando um extenso banco de dados geoquímicos de granitos dos variados ambientes tectônicos, os autores mostram que nem sempre há coincidência entre o domínio tectônico sugerido pelo diagrama e o ambiente tectônico real. Por outro lado, mostram que, aliados a um conhecimento do contexto geológico e outros parâmetros geoquímicos, os diagramas discriminantes são de grande valia no estudo da granitogênese de uma região. Dos tipos tectônicos de granitos, os pós-colisionais sempre foram os mais ambíguos em relação à sua discriminação pelos diagramas citados acima. Esta ambiguidade é mesmo ressaltada por Pearce (1996, anexo) onde comenta que a grande variedade de fontes possíveis para estes granitos faz com que seu domínio composicional se superponha aos demais domínios no diagrama Rb x (Y+Nb) (fig. 4).

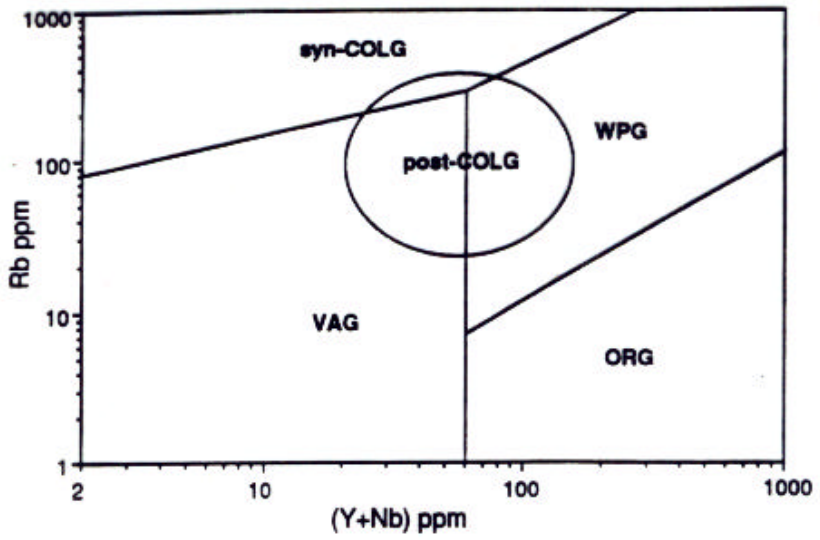


Figura 4 - Diagrama discriminante de ambiente tectônico com adaptação do domínio de granitos pós-colisionais (post-ColG) (Pearce, 1998). (VAG: granitos de arco vulcânico; Syn-ColG: granitos sincolisionais; WPG: granitos intraplaca; ORG: granitos de dorsais oceânicas.

Para solucionar esta questão, Harris et al. (1986) propõem a utilização dos elementos Ta e Hf no lugar de Nb e Y, por considerarem que aqueles elementos refletem melhor a composição química das rochas-fonte dos magmas graníticos e os processos de diferenciação. Além disto, Ta e Hf são menos sensíveis a reequilíbrios tardios tão
comuns em rochas graníticas. Assim, utilizam estes elementos juntamente com o Rb, para compor o

diagrama ternário da figura 5 , onde os domínios dos ambientes geotectônicos são bem definidos. Uma crítica que pode ser feita ao diagrama é que também o Rb é um elemento muito sensível a reequilíbrios tardios, por estar contido em minerais muito sensíveis às alterações como biotita e feldspato potássico.

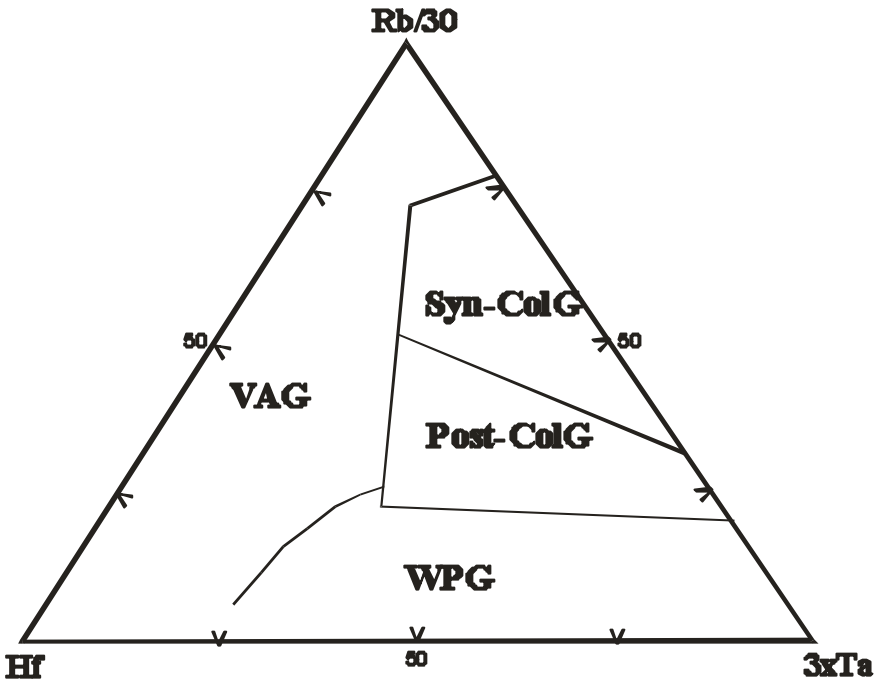


Figura 5 - Diagrama discriminante de Harris et al. (1986).

Uma revisão das relações entre tipos de granito, suas origens e o ambiente tectônico foi elaborada por Barbarin (1999, anexo), onde o autor além de discutir os vários ambientes de formação de granito e as várias classificações existentes na literatura, propõe também uma classificação relacionando os tipos petrogenéticos de granito, suas origens e o ambiente geodinâmico .

ORIGIN	GRANITOID TYPES		TECTONIC SETTING	
CRUSTAL ORIGIN PERALUMINOUS ROCKS	Intrusive 2-mica Leucogranites	C_{ST}	COLLISION OR POST-COLLISION ZONES	OROGENIC GRANITOIDS
	Peraluminous Autochthonous granitoids	C_{CA}		
	Peraluminous Intrusive Granitoids	C_{CL}		
MIXED ORIGIN (Crust + Mantle) METALUMINOUS OR CALC-ALKALINE ROCKS	Potassic Calc-Alkaline Granitoids (High K-Low Ca)	H_{LO}		
	Calc-Alkaline Granitoids (Low K-High Ca)	H_{CA}	SUBDUCTION ZONES	
MANTLE ORIGIN THOLEIITIC, ALKALINE OR PERALKALINE ROCKS	Island-Arc Tholeiitic Granitoids	T_{IA}		
	Midocean Ridge Tholeiitic Granitoids	T_{OR}	RIFTING OR DOMING ZONES	ANOROGENIC GRANITOIDS
	Alkaline and Peralkaline Granitoids	A		

Classificação Tectônica de Barbarin (1999)

CONCEITOS DE SUÍTE E SUPERSUÍTE

Suíte: conjunto de granitos de mesma natureza química: mesma série, mesmo ambiente tectônico, mesma rocha-fonte (?).

Supersuíte: conjuntos de suítes do mesmo tipo, mas com diferenças químicas a nível de detalhe, permitindo separá-los em diagramas interelementares.

ESTADO DE OXIDAÇÃO DE GRANITOS TIPO I E TIPO S
MAGNETITA GRANITOS E ILMENITA GRANITOS

O estado de oxidação de magmas félsicos inalterados é governado principalmente pela razão Fe^{3+}/Fe^{2+} no líquido, que por sua vez é controlada pela região fonte do magma.

- granitos tipo S são tipicamente mais reduzidos que granitos tipo I
- Tipo S ilmenita, pirrotita, K-feldspato de cor cinza
- Tipo I magnetita, pirita, titanita, K-felspato róseo.
- Alguns granitos tipo I podem ser relativamente reduzidos, contendo ilmenita, K-f cinza e hornblenda.

O estado de oxidação do magma levou à definição de granitos da série ilmenita e granitos da série magnetita no Japão (Ishihara, 1981).

Série Magnetita	Série Ilmenita
Presença de magnetita > 0,1%	ausência de magnetita
Opacos (mt+ ilm) em grande quantidade	opacos em pouca quantidade < 0,1%
Susceptibilidade magnética > 10^{-4} emu/g	susceptibilidade magnética < 10^{-4} emu/g
$Fe_2O_3/FeO > 0,5$	$Fe_2O_3/FeO < 0,5$
$?^{34}S$ positivo	$?^{34}S$ negativo
$?^{18}O$ baixo	$?^{18}O$ alto
acessórios: ilmenita, hematita, pirita, calcopirita	acessórios: ilmenita, pirrotita, grafita, monazita, muscovita
Fe_2O_3/FeO na biotita é alto	Fe_2O_3/FeO na biotita é baixo
Fe/Fe + Mg em biotitas e anfibólios diminui com o aumento de SiO2 na rocha	Fe/Fe + Mg em biotitas e anfibólios cresce com o aumento de SiO2 na rocha

Principais características dos granitos das séries Ilmenita e Magnetita

Embora a razão Fe_2O_3/FeO seja largamente utilizada como referência para o estado de oxidação das rochas, é preciso ter cuidado com sua utilização para monitorar ou correlacionar fugacidade de oxigênio entre diferentes tipos de rocha. Esta razão não é função apenas da fugacidade de oxigênio. Duas rochas com uma paragênese de quartzo + faialita + magnetita devem ter se cristalizado sob as mesmas condições de fO_2, entretanto, poderão ter razões Fe_2O_3/FeO

muito diferentes, em função das proporções dos minerais de ferro. Assim, entre duas rochas, aquela com maior razão Fe_2O_3/FeO não se formou necessariamente a uma maior fO_2 .

ORIGEM E MECANISMO DE FRACIONAMENTO DE MAGMAS GRANÍTICOS

ORIGEM DOS GRANITOS

Granito ? sistema $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - SiO_2 - H_2O
Ab Or Q

Como são produzidos os magmas graníticos?

1. Fusão de metassedimentos
2. Fusão de base de crosta continental

Em geral, a crosta inferior, em sua condição físico-química padrão, não está em condições de permitir anatexia:

- não há quantidade significativa de fração líquida
- composição inadequada

Ao que tudo indica, entretanto, o material não está longe do ponto de fusão; tudo que precisa é de uma pequeno "empurrão": aumento da temperatura através de:

- espessamento crustal ? orogênse, colisão
- *underplating* ? injeção de magma básico, vindo do manto, através da crosta.

As fontes de magmas graníticos mais prováveis, a partir de sedimentos, são metapelitos e metagrauvacas.

A água desempenha um papel fundamental na geração e ascensão de líquidos graníticos. A pressões da crosta inferior, a saturação em água de magmas graníticos é de cerca de 10% de H_2O. Esta saturação dificilmente é atingida em condições naturais. Por exemplo, a fusão parcial de uma fonte com quartzo + feldspato alcalino + muscovita ocorre a temperaturas da ordem de 700ºC para pressões entre 4 e 10 Kb. A quantidade de água dependerá da taxa de fusão, podendo atingir a saturação. Líquidos saturados em água não ascendem até níveis crustais superiores, solidificando a pressões entre 3 e 4Kb. (Fig. 6).

3. Fusão de basaltos ou andesitos

A fusão de rochas máficas tem uma aplicação direta no problema de geração dos magmas ricos em cobre. Segundo Burnham (1997), a fusão de um basalto oceânico médio pode gerar um magma quartzo-monzonítico capaz de gerar concentrações econômicas de cobre. Este processo é largamente atuante nos estágios iniciais da evolução dos arcos magmáticos. Nos estágios finais aumenta a participação de crosta continental e consequentemente os fenômenos de contaminação.

4. diferenciação de magmas basálticos ou andesíticos

Este processo é pouco eficiente na geração de grandes quantidades de magma ácido. Em geral, rochas básicas e ácidas coexistentes e contemporâneas tiveram sua origem a partir de magmas iniciais distintos. Isto é facilmente observável através de relações de campo indicadoras de mistura de magmas.

FRACIONAMENTO DOS MAGMAS GRANÍTICOS

1. Cristalização fracionada ? elementos compatíveis
   elementos incompatíveis
   elementos "magmáfilos"
   processos de acumulação mineral

2. Fusão parcial ou fracionada ? o problema dos resíduos ("restitos")
   fracionamento dos "restitos"

3. Mistura ou contaminação

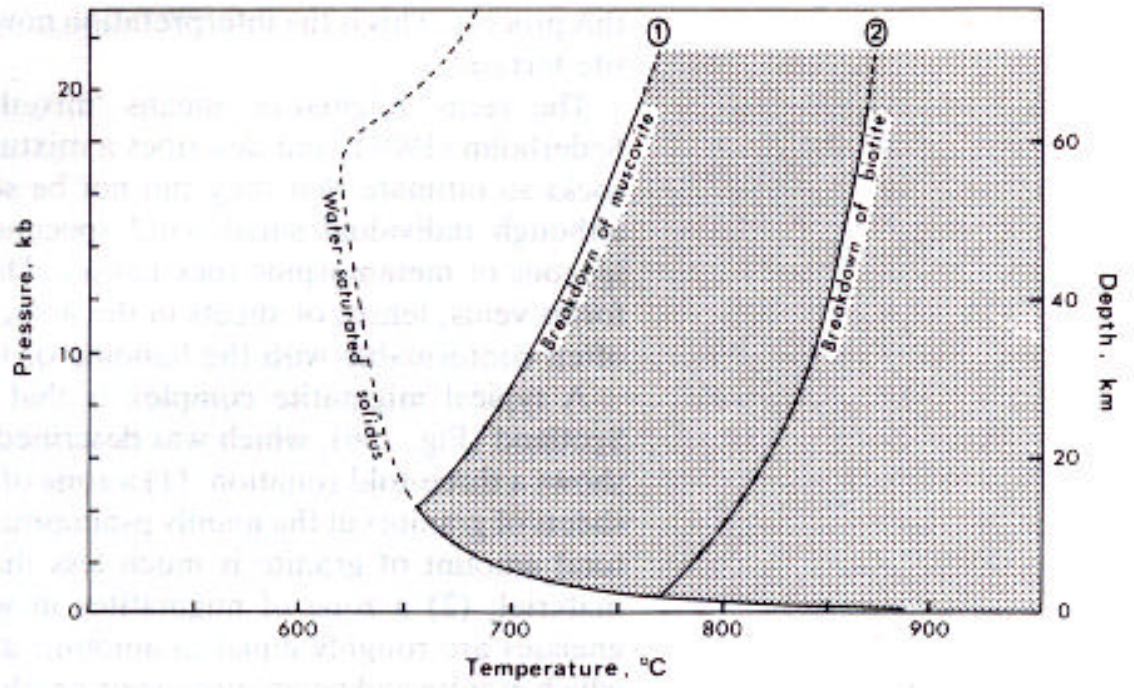


Figura 6 - Efeito da pressão na temperatura do *solidus* granítico, com saturação em água e com água fornecida pela quebra da muscovita (1) ou da biotita (2). A área sombreada indica as condições de formação de magma granítico se toda a água provém da quebra da muscovita (Hyndman, 1981).

MINERALIZAÇÕES DE ASSOCIAÇÃO GRANÍTICA

INTRODUÇÃO

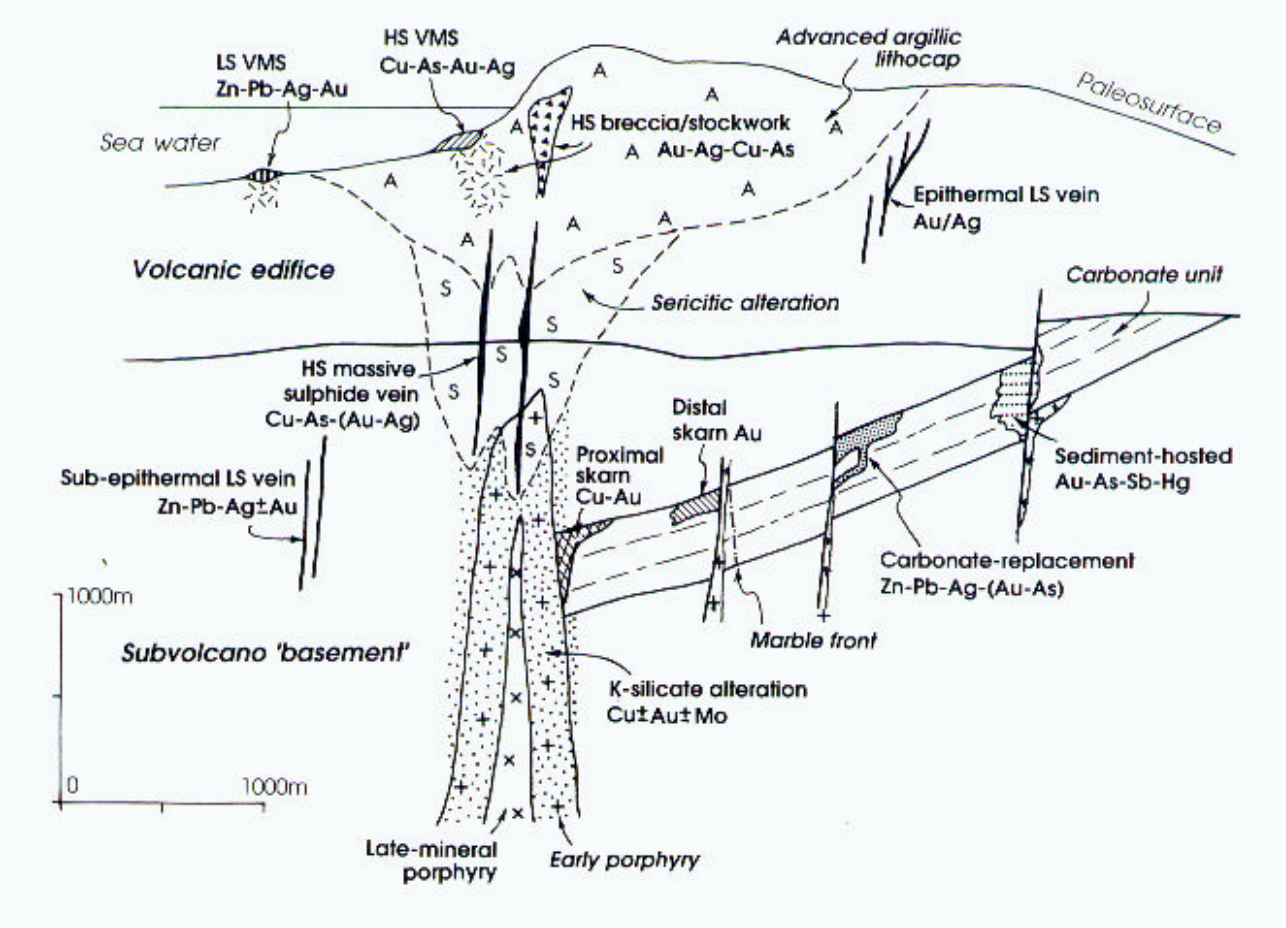
A associação genética entre depósitos de minerais metálicos e magmas graníticos tem sido objeto de intenso debate na literatura desde o século XVI. Na década de 70 do século XX, muitos geólogos consideravam não ser necessária a existência de processos ígneos para gerar mineralizações, principalmente as de ouro. Atualmente, com base em dados de campo, estudos mineralógicos, de inclusões fluidas e de isótopos, acredita-se que existem depósitos de minerais metálicos sem qualquer correlação com fluidos magmáticos, mas em outros depósitos a relação espacial e temporal sugere conexão genética com eventos plutônicos ou vulcânicos de natureza granítica (figura 1).

A associação genética entre o magma granítico e depósitos minerais está geralmente relacionada à composição do magma. Intrusões peralcalinas podem conter minérios de elementos como Zr, Nb e ETR, enquanto sistemas mais aluminosos e ricos em flúor associam-se a mineralizações de Sn, Mo e B.

Em relação ao estado de oxidação dos magmas graníticos, pode-se afirmar que Sn e W tendem a se associar com magmas reduzidos, enquanto Cu, Au e Mo associam-se com magmas mais oxidados.

Nos depósitos caracterizados com sendo de associação granítica, é sempre possível reconhecer a presença de alteração hidrotermal relacionada aos fluidos graníticos tardios.

Os principais tipos de mineralizações associadas a magmatismo granítico serão brevemente descritos a seguir. Será feita uma tentativa de distinção entre mineralizações proximais e mineralizações distais, com ênfase no primeiro tipo e em depósitos de ouro. As mineralizações proximais englobam principalmente os depósitos de Au, Mo, Cu, W, Sn e metais raros que ocorrem geralmente na cúpula do pluton. As mineralizações distais referem-se principalmente aos depósitos epitermais, escarnitos, depósitos em veios e sulfetos maciços. Entretanto, à medida que as mineralizações vão-se afastando do centro da intrusão, a definição de contribuição magmática para



sua formação torna-se mais difícil e controvertida.

Figura 1 – Relação entre depósitos minerais e magma granítico (Sillitoe, 1995).

As intrusões ácidas a intermediárias e os sistemas hidrotermais que ocorrem nos ambientes de arco vulcânico (figura 2) concentram a maior parte dos depósitos minerais associados a magmatismo granítico e ilustram as associações proximal e distal entre os depósitos e a intrusão granítica, conforme mostrado na tabela 1.

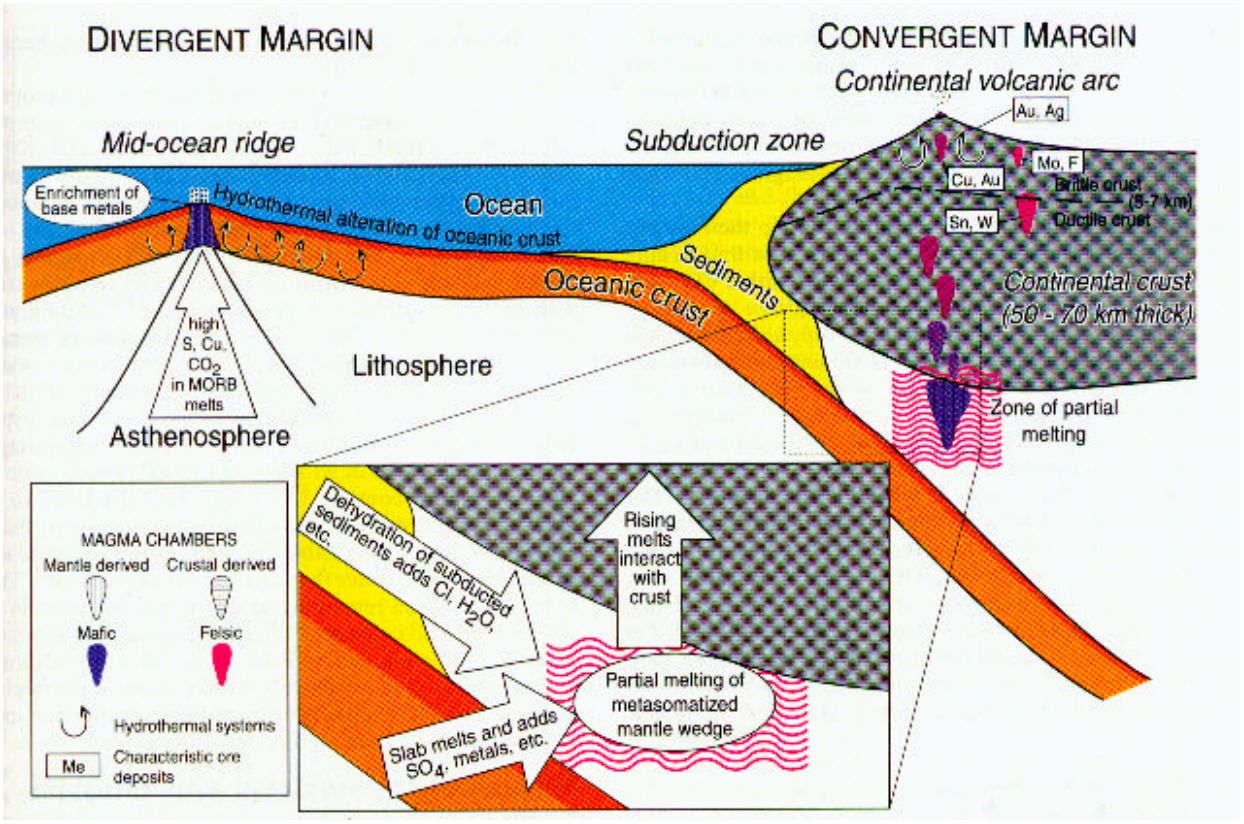


Figura 2 – Seção esquemática mostrando os principais componentes na gênese de magma e metalogênese em ambientes de margens convergentes e divergentes (Hedenquist & Lowenstern, 1994).

Tabela 1 – Depósitos hidrotermais associados ao magmatismo em zona de subducção (Hedenquist & Lowenstern, 1994).

TIPO DE DEPÓSITO	RELAÇÃO COM O MAGMA	TEMPERATURA PROFUNDIDADE	FLUIDO	METAIS
Pórfiro	Adjacente ou hospedado na intrusão	> 600 a 300 °C 2 - 5 Km	Hipersalino e vapor imiscível	Cu ? Mo ? Au, Mo, W ou Sn
Escarnito	Adjacente à intrusão, em rocha carbonatada	400 - 600 °C 1 - 5 Km	Salino a moderadamente salino	Fe, Cu, Sn, W, Mo, Au, Ag, Pb-Zn
Veios relacionados ao pluton	Fratura na ou próximas à intrusão	300 - 450 °C vriável	Salinidade moderada a baixa	Sn, W, Mo? Pb-Zn, Cu, Au
Epitermal (Alta sulfetação)	Acima da intrusão	< 300 °C Próxima à superfície até >1,5 Km	Salinidade moderada a baixa	Au-Cu Ag-Pb
Epitermal (Baixa sulfetação)	Distante (?) da fonte magmática de calor Distante (?) da fonte magmática de calor	150 - 300 °C Próxima à superfície até 1-2 Km 150 - 300 °C Próxima à superfície até 1-2 Km	Salinidade muito baixa; fluido rico em gás; pH neutro Salinidade moderada	Au(Ag, Pb-Zn) Ag-Pb-Zn(Au)
Sulfeto maciço	Próximo a exalações	< 300 °C Sobre ou próxima ao assoalho oceânico	Salinidade próxima à da água do mar; Fluido rico em gás	Zn-Pb-Ag (Cu ou Au)

MINERALIZAÇÕES PROXIMAIS

GRANITOS E OS DEPÓSITOS NOS SISTEMAS DO TIPO PÓRFIRO

Considerações gerais sobre os sistemas do tipo pórfiro

Os depósitos classificados genericamente como do tipo cobre pórfiro incluem principalmente as acumulações de minério de cobre e de molibdênio-cobre disseminado, disseminado-*stockwork* e em vênulas, intimamente relacionadas no tempo e no espaço a intrusões graníticas de textuta porfirítica Esses depósitos associam-se a regiões de subducção, tanto em margens continentais ativas como em arcos insulares. A mineralização é geralmente denominada de disseminada, tendo em vista compor-se de grandes volumes de minério com baixos teores. Em termos de idade, os depósitos mais conhecidos são mesozóicos e cenozóicos, embora já tenham sido descritos depósitos até mesmo arqueanos.

A mineralização e a alteração das jazidas disseminadas desenvolvem uma zonalidade reconhecida na maioria dos depósitos estudados. No modelo clássico de alteração, o minério forma um envoltório ou cinturão de forma aproximadamente cilíndrica sobre um núcleo com baixo teor de cobre e molibdênio. O cinturão mineralizado é envolvido por auréolas piritosas com quantidades de pirita sucessivamente decrescentes. A zona periférica superior da auréola piritosa pode conter mineralizações de Pb, Zn, Au e Ag, além de calcopirita. A magnetita envolve a parte inferior do cinturão mineralizado (figura 3). Quatro zonas distintas compõem a distribuição de silicatos nas jazidas disseminadas, a saber: potássica, fílica, propílica e argílica. Essa zonalidade é típica da maioria dos depósitos, mas podem ocorrer variações conforme o tipo de encaixante, a composição da intrusão e o nível de exposição do sistema.

A zona potássica caracteriza-se pela presença de ortoclásio, biotita e quartzo, acompanhados por albita, sericita, anidrita e apatita. São comuns magnetita, calcopirita, bornita e pirita. A zona fílica, ou da sericitização, forma-se pela lixiviação do Na, Ca e Mg dos aluminossilicatos e caracteriza-se pela presença de quartzo + sericita, sendo os minerais acessórios os mesmos da zona potássica. A zona propílica caracteriza-se pelo desenvolvimento de minerais calcimagnesianos, sendo os diagnósticos, clorita, epidoto, calcita e anortita. Os principais acessórios são apatita, anidrita, ankerita e hematita. Os sulfetos são raros, representados por pirita e calcopirita. Na zona argílica, a argilização é denominada de intermediária se quantidades limitadas de K, Na e Mg permanecem na rocha, formando montmorilonita, illita, hidromicas e clorita, com ou sem caulinita. O ataque ácido resulta na formação de caulinita-dickita e pirofilita. Quando essas fases são acompanhadas por diásporo, quartzo ou sílica amorfa, andaluzita e, raramente, córindon, a argilização é denominada avançada.

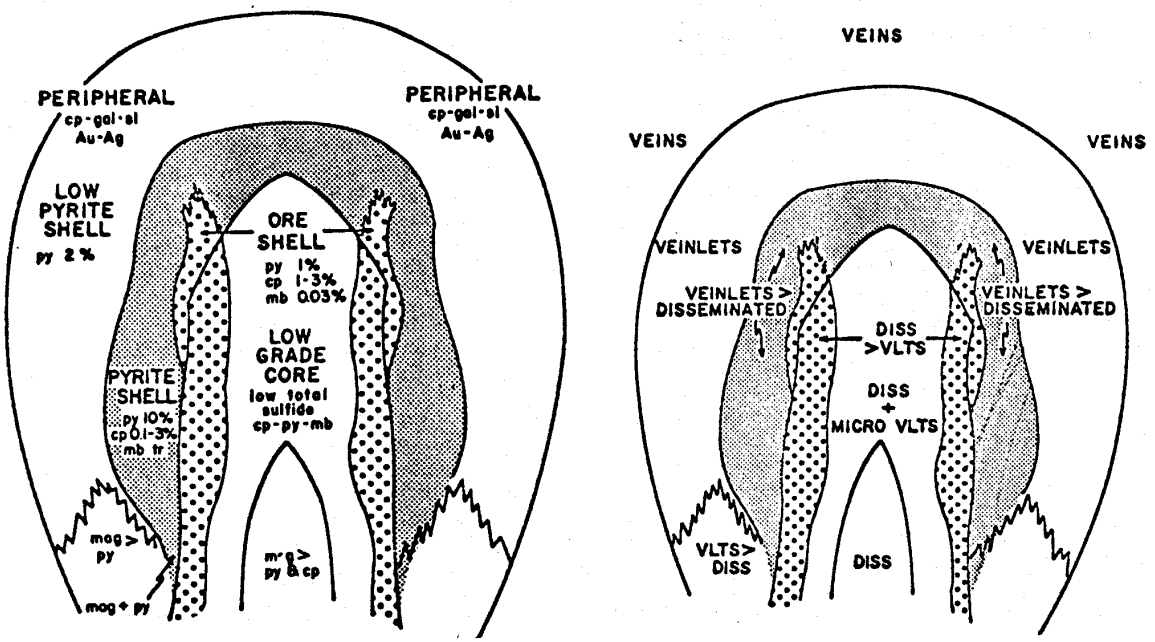


Figura 3 – Modelos esquemáticos de zonação e estilos da mineralização, respectivamente, em depósitos do tipo pórfiro, segundo modelo de Guilbert & Lowell (1974).

Segundo Hedenquist & Lowenstern (1994), os depósitos de Cu pórfiro são encontrados no interior de e adjacente a intrusões porfiríticas, de composição rica em sílica a intermediária, a profundidades de 2 a 5 Km. As intrusões estão alteradas, com uma zona central de biotita ? K-feldspato (zona potássio-silicática), que externamente dá lugar a uma zona intermediária, com quartzo + clorita, comumente sobreposta por sericita e pirita (zona sericítica ou fílica). As rochas encaixantes são alteradas para epidoto + clorita + albita (zona propilítica). Essas zonas de alteração são envolvidas por alteração argílica avançada. A mineralização de Cu de alta temperatura é acompanhada por magnetita e ocorre como uma capa no contato entre as zonas potássio-silicática e sericítica. Estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis indicam que os sistemas hidrotermais que formam esses depósitos são inicialmente quentes (>500 - 600^{o}C) e dominados por líquido magmático e hipersalino (40-60% em peso de NaCl eq.), coexistindo com vapor de baixa densidade, o que enfatiza o papel genético dos magmas no processo de mineralização.

Depósitos do tipo pórfiro auríferos

Apesar de os depósitos de cobre pórfiro ricos em ouro serem explorados desde 1906, maior atenção tem sido dada a esses depósitos nos últimos anos, a partir de quatro recentes descobertas, com teores acima de 1,5 ppm Au: Grasberg, Indonésia e Lepanto far Southeast, Filipinas, por seus elevados teores de Cu e Au; e Marte e Lobo, Chile, por seu caráter deficiente em Cu e rico em Au.

Sillitoe (1993), em uma revisão sobre os depósitos de cobre pórfiro ricos em ouro observou que, além de apresentarem geralmente um empobrecimento em molibdênio, os depósitos de cobre pórfiro

ricos em ouro não possuem feições singulares que os distingam dos depósitos de Cu-Mo pórfiros. Entretanto, o autor salientou que mais de 80% dos depósitos de cobre pórfiro ricos em ouro são apreciavelmente mais ricos em magnetita hidrotermal que outros depósitos pórfiros.

Os depósitos de cobre pórfiros ricos em ouro, ou sistemas ricos em ouro e pobres em cobre (Sillitoe, 1979; 1991), ou simplesmente depósitos de ouro pórfiro (Sinclair, 1982; Perello & Cabello, 1989; Vila *et al*., 1991), são gerados em arcos vulcano-plutônicos em ambientes de arcos de ilhas ou margens continentais, de todas as idades, associados a suítes graníticas do tipo I, da série magnetita e preservados onde os níveis de erosão são relativamente rasos (<4 Km). Suas características geológicas são semelhantes às dos depósitos pórfiros pobres em ouro. Os depósitos de ouro pórfiro associam-se a corpos intrusivos com larga faixa de composições, desde cálcio-alcalina com baixo a alto potássio até alcalina. O ouro nos depósitos pórfiros de Cu-Au está comumente associado a calcopirita-bornita e pouca pirita, enquanto nos depósitos de Au pórfiro a pirita é o único sulfeto significante (Sillitoe, 1979; 1991; 1993; Perello & Cabello, 1989; Mason, 1992).

Segundo Sillitoe (1979), o fato de que muitos depósitos ricos em ouro são anormalmente ricos em magnetita sugere que as condições físico-químicas que conduzem à deposição de quantidades elevadas de magnetita em condições onde o feldspato é estável também favorecem a introdução e precipitação de grandes quantidades de ouro. Essas condições representam uma razão fO_2/fS_2 anormalmente elevada.

A ocorrência nesses depósitos de alteração potássico-silicática rica em ouro indica a existência de fluido de altas temperatura e salinidade (Sillitoe, 1979), o que comporta a introdução do ouro como um componente magmático, ao invés de ocorrer sob a forma de fluidos meteóricos aquecidos.

Nas condições acima, o transporte do ouro e magnetita, e o de cobre, dá-se sob a forma de complexos cloretados (Sillitoe, 1979). O ouro foi introduzido com o Cu como complexos cloretados em corpos com alteração potássico-silicática, em salmouras quentes (350-700^{0}C), oxidadas, salinas (40-75% de cloreto alcalino), de parentagem magmática-hidrotermal.

DEPÓSITOS DE OURO RELACIONADOS A INTRUSÕES ASSOCIADOS A PROVÍNCIAS MINERALIZADAS EM Sn-W

Esta classe de depósitos de ouro tem sido proposta nos últimos anos, a partir da descrição de depósitos relacionados a intrusões graníticas com diferenças importantes em relação aos depósitos

classicamente designados como do tipo pórfiro (Lang, 2000; Thompson *et al*., 1999). As principais características dos denominados depósitos de ouro relacionados com intrusões associados a províncias de Sn-W, ou simplesmente depósitos de ouro relacionados com intrusões, são:

1) localização em províncias magmáticas conhecidas por mineralizações de Sn-W;
2) ambiente tectônico continental;
3) depósitos relacionados com intrusões de composição intermediária a félsica (granodiorito-granito) com estado de oxidação intermediário, de modo que tanto magmas da série magnetita como magmas da série ilmenita ocorrem;
4) depósitos em que há combinações de Au com Bi, W, As, Mo, Te e/ou Sb e baixa concentração de metais básicos;
5) fluidos hidrotermais carbônicos;
6) zonas de alteração hidrotermal relativamente restritas;

Exemplos dessa classe de depósitos incluem Fort Knox (Alaska), Kidston (Austrália), Brewery Creek (Yokon), Kori Kollo (Bolívia) e Vasilkovskoe (Kazakstan), entre outros.

Modelos e critérios de exploração

Grau de fracionamento e estado de oxidação

Os plutons dos depósitos de ouro associados a províncias de Sn-W são predominantemente metaluminosos a fracamente peraluminosos, calcialcalinos e subalcalinos, com composição variando de granodiorítica a granítica. A associação de Au com pegmatitos tardios e aplitos pode sugerir que processos de diferenciação são críticos para a concentração de metais e posterior transporte em fluidos magmáticos-hidrotermais.

O estado de oxidação da maioria das intrusões associadas aos depósitos de ouro ocupa tanto o campo das intrusões oxidadas da série magnetita, hospedeiras dos depósitos do tipo pórfiro, como o campo das intrusões extremamente reduzidas da série ilmenita, mais comumente relacionadas aos depósitos de elementos litófilos. As intrusões hospedeiras ou relacionadas com os depósitos de ouro associados a províncias de Sn-W podem ser descritas como representantes de magmas reduzidos do tipo I (Thompson *et al*., 1999). A variação no estado de oxidação em uma província é consistente com mudança na metalogenia de sistemas ricos em Sn para sistemas ricos em

W-Au.

Ambiente tectônico

O ambiente tectônico dessa classe de depósitos ainda está indefinido. Entretanto, as seguintes características são identificadas na maioria das províncias:

1) localização nas porções internas de margens continentais;
2) províncias sobrejacentes a embasamento antigo;
3) provável relação com tectonismo extensional;
4) magmatismo principalmente subalcalino e metaluminoso, mas que também inclui menores volumes de intrusões peraluminosas e alcalinas.

Estilo e modelo da mineralização

Os depósitos de ouro associados a províncias de Sn-W possuem uma variedade de estilos de mineralização, que variam principalmente em função da profundidade. A profundidades menores que 1 km ocorrem enxames de vênulas de pirita mineralizadas. Em profundidades intermediárias (3,5 km ou menos), a mineralização hospeda-se em brecha hidrotermal e em profundiddaes intermediárias a elevadas (3-6 km), os depósitos são caracterizados por enxames de veios de quartzo mineralizados e mineralização disseminada.

Lang et al. (2000) propõem um modelo de depósito com as seguintes características:

1) sistemas formados a pressões superiores a 1,5 kbar não possuem grande extensão lateral (<2km) e são caracterizados por fluidos carbônicos e baixas concentrações de metais básicos;
2) sistemas formados a pressões menores são lateralmente mais extensos e comumente contêm salmouras de salinidade moderada a alta e concentrações de metais básicos relativamente elevadas;
3) depósitos em plutons possuem a associação Au-Bi-W?Te? Mo?As, depósitos periféricos às intrusões são caracterizados pela associação Au-As-Sb?Hg e veios tardios ou periféricos possuem associação dominada por Ag-Zn-Pb?Cu?Au.

Em comparação com os depósitos do tipo pórfiro, os depósitos associados a províncias de Sn-W possuem menor extensão lateral em baixa profundidade e chegam a profundidades de 6 km, enquanto os depósitos do tipo pórfiro situam-se em profundidades inferiores a 3 km.

Alteração hidrotermal e fluidos

O caráter e a mineralogia da alteração hidrotermal variam com o estilo da mineralização. A alteração associada a enxames de veios de quartzo compreende muscovita, carbonato, feldspato potássico e/ou albita e é restrita a estreitos envelopes ao redor dos veios. Nos depósitos de Salave, Kori Kollo e Kidston, entretanto, ocorre sericitização pervasiva.

Nos raros depósitos em que há dados de inclusões fluidas (Yokon e Alaska), dois tipos principais de fluidos foram descritos: fluidos carbônicos com salinidade de 0 a 12% NaCl eq. e fluidos saturados, contendo halita, com 30-65% NaCl eq. Os fluidos carbônicos são mais importantes a profundidades maiores que 1 km e os fluidos salinos ocorrem somente em profundidades menores que 1 km.

DEPÓSITOS DO TIPO Cu-Au-ÓXIDO DE FERRO

Os depósitos do tipo Cu-Au-óxido de ferro representam uma classe relativamente nova de depósitos minerais, tendo surgido nos últimos vinte anos, a partir de estudos nos depósitos de Olympic Dam (Austrália), Candelária (Chile), Cloncurry (Austrália), entre outros. Os depósitos são geralmente controlados por falhas ou zonas de cisalhamento e podem ser considerados como produtos magmáticos-hidrotermais distais de sistemas caracterizados por quantidades significantes de fluidos não magmátcos.

As principais feições dos depósitos do tipo Cu-Au-óxido de ferro são:

1) localização preferencialmente por estruturas tectônicas ao invés de estruturas plutônicas;
2) abundância de minerais de ferro, especialmente magnetita e/ou hematita;
3) depósitos em veios e brechas;
4) os elementos Cu, Au e/ou Ag estão comumente acompanhados por Co, U, ETR, Ba e F;
5) distritos caracterizados por extenso metassomatismo Na-Ca-Cl;
6) na maioria dos distritos, presença de intrusões graníticas com idades próximas às dos depósitos;
7) variação de depósitos relativamente profundos, onde predomina magnetita, para depósitos formados em profundidades menores, em que hematita é mais abundante.

Dois grupos principais de depósitos, respectivamente de idade proterozóica e fanerozóica, predominam entre as ocorrências mundiais de sistemas de Cu-Au-óxido de Fe mineralizados (figura

4). Em ambos os casos parece haver ligação com depósitos de magnetita-apatita do tipo Kiruna, Suécia (Williams, 2000).

A maioria dos depósitos proterozóicos ocorre em ambiente intracratônico e mostra associação com magmatismo anorogênico ou magmatismo gerado em orogenia ensiálica. Existe grande concentração de depósitos entre 1,8 e 1,4 Ga. Exemplos mundiais incluem Olympic Dam (Austrália), depósitos do distrito de Cloncurry (Austrália), depósito de Aitik (Suécia) e, de acordo com descrições recentes, depósitos do distrito de Carajás-Brasil.

Os depósitos fanerozóicos formaram-se em margens de placas destrutivas e possuem idades desde o Cambriano até o Terciário. Destaca-se como exemplo dessa categoria o depósito de Cu-Au rico em magnetita de Candelária (Chile).

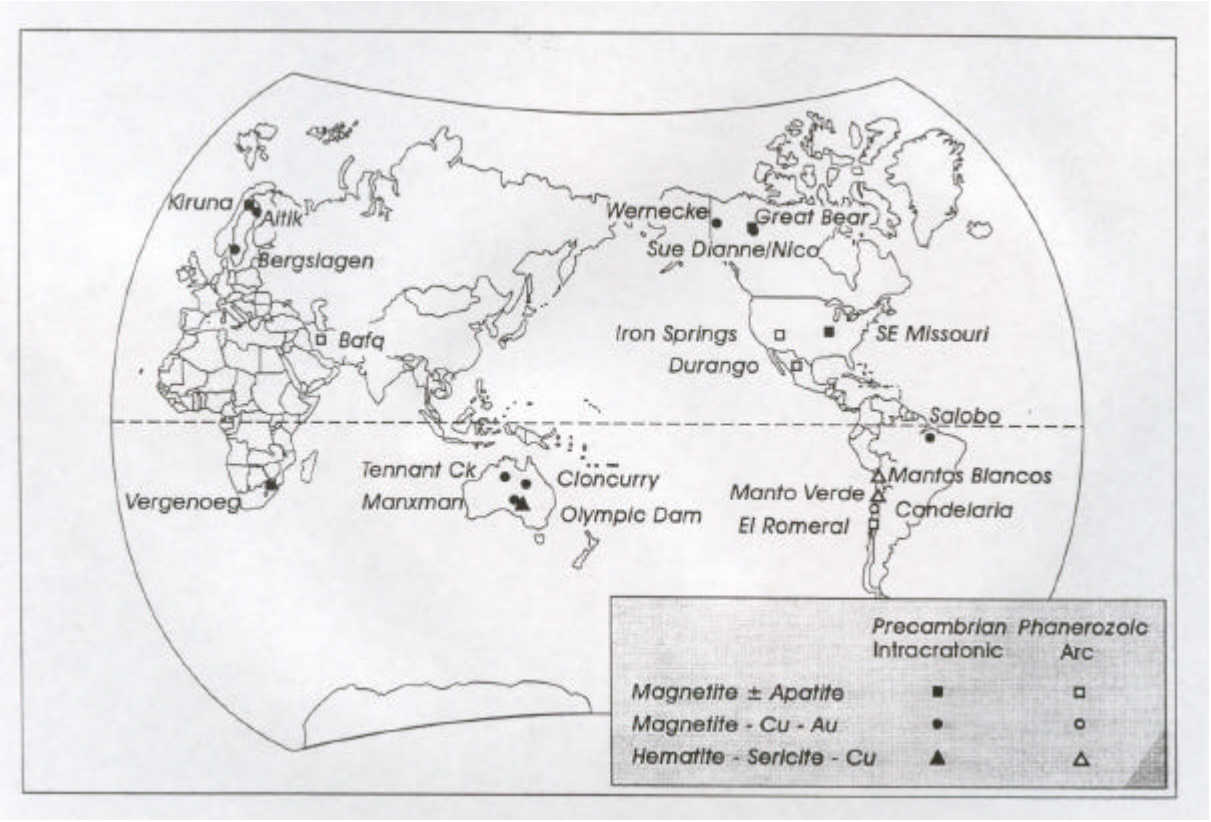


Figura 4 - Exemplos de depósitos de Cu? Au-óxido de ferro (Williams, 2000).

Aspectos metalogenéticos

Diferentes origens têm sido propostas para os depósitos do tipo Cu-Au-óxido de ferro. Diversos depósitos do tipo Kiruna já foram interpretados como produtos ortomagmáticos cristalizados a partir de líquidos imiscíveis ricos em Fe-P-O.

Modelos hidrotermais têm sido propostos para diversos depósitos do tipo Cu-Au-óxido de

ferro, como Olympic Dam, e até mesmo para Kiruna. Entretanto, existem divergências quanto à fonte dos fluidos hidrotermais, já tendo sido proposta fonte magmática, sedimentar (evaporítica) ou meteórica.

Relações e comparação com outros depósitos

Possíveis ligações genéticas foram propostas entre depósitos do tipo Cu-Au-óxido de ferro e depósitos de magnetita-apatita do tipo Kiruna, tendo em vista a existência de transição entre esses dois tipos de depósitos em diversas áreas (Williams, 2000).

Ligações com depósitos do tipo pórfiro também foram propostas, com base na presença de alteração sódico-cálcica, de magnetita hidrotermal e de rochas com associação magnetita-apatita em depósitos do tipo pórfiro. No distrito de Cloncurry, sistemas somente com Au ou com Cu+Au sem associação com rochas ricas em Fe são descritos nas mesmas áreas em que ocorrem depósitos de Cu-Au-óxido de ferro (figura 5).

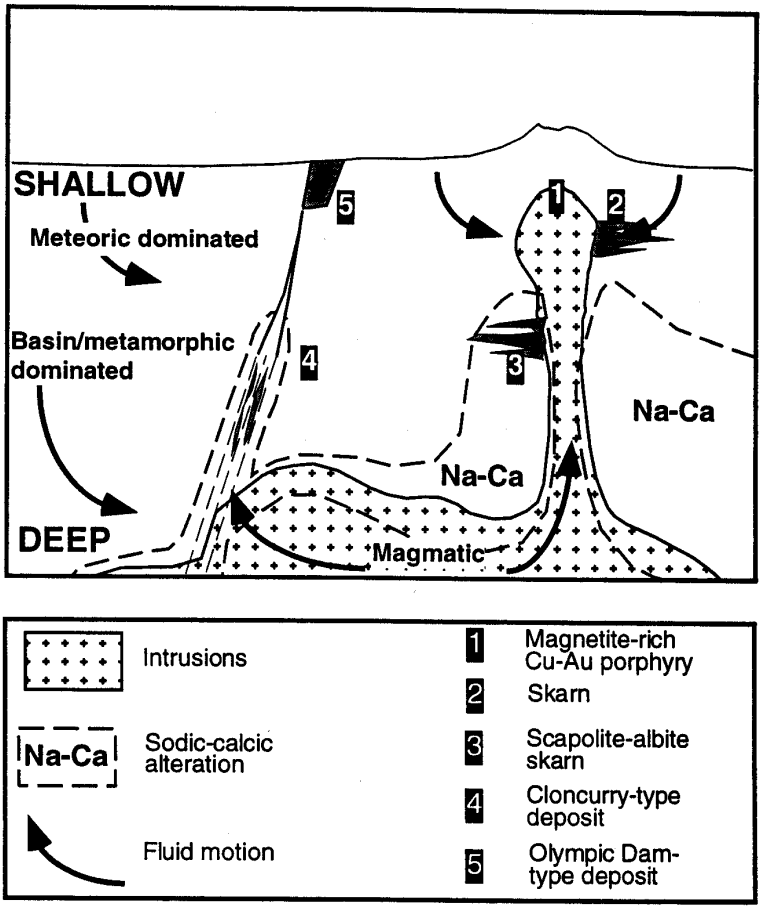


Figura 5 – Comparação entre possíveis ambientes de depósitos de Cu-Au-óxido de ferro, escarnitos e pórfiros ricos em magnetita (Williams, 2000).

A tabela 2 fornece uma comparação entre depósitos do tipo pórfiro, depósitos do tipo Cu-Au-óxido de ferro e depósitos de ouro associados a províncias de Sn-W. Apesar de o nível de conhecimento desses últimos tipos de depósito de ouro ainda ser muito inferior à quantidade de informações existentes sobre os depósitos do tipo pórfiro, algumas características, como associação mineral, tipos e extensão da alteração hidrotermal e, na maioria dos distritos, ambiente tectônico, permitem distinguir os três tipos de depósitos e obter informações úteis para o estabelecimento de estratégias prospectivas adequadas em uma determinada área.

Tabela 2 – Comparação entre depósitos do tipo pórfiro, depósitos do tipo Cu-Au-óxido de ferro e depósitos de ouro relacionados a granitos associados a províncias de Sn-W.

	Depósitos do tipo Cu-Au ou Au pórfiro	**Depósitos do tipo Cu-Au-óxido de ferro**	**Depósitos associados a províncias de Sn-W**
Ambiente tectônico	arcos vulcano-plutônicos	Depósitos proterozóicos ocorrem em ambiente intracratônico; Depósitos fanerozóicos associam-se a margens continentais passivas	Indefinido. Relação mais comum com ambiente tectônico extensional
Magmatismo associado e estado de oxidação	cálcio-alcalino a alcalino, do tipo I; magmas oxidados da série magnetita	Calcialcalino, monzonítico; magmas oxidados da série magnetita	metaluminoso, calcialcalino e subalcalino; estado de oxidação intermediário
Metassomatismo	metassomatismo com zonação clássica: alteração potássica – fílica – propilítica – argílica	Extenso metassomatismo Na-Ca-Cl	relativamente restrito, com predomínio de alterações potássicas
Estilo da mineralização	disseminada, stockwork ou controlada por fraturas	veios ou brechas	enxames de veios de quartzo e de pirita, brecha hidrotermal e raramente disseminada
Principais metais	Cu-Au (-Mo-Ag-Pb-Zn)	Cu-Au - (Ag-Co-U-ETR-Ba-F)	Au-Bi-W-As-Mo-Te (-Sb)
Fluido mineralizante	Inicialmente quente (>500 - 600^{o}C) e dominado por líquido magmático e hipersalino (30-60% NaCl eq). É comum mistura com água meteórica	Coexistência de fluidos aquosos hipersalinos quentes (300-600^{o}C) com fluidos ricos em CO_2	Fluidos aquosos hipersalinos em profundidades menores que 1 km e fluidos carbônicos em profundidades maiores
Outras características	Importante alteração K-silicática associada à mineralização	Abundância de magnetita e/ou hematita	Localização em províncias magmáticas conhecidas por conterem mineralização de Sn-W
Exemplos	Lepanto (Filipinas), Lobo e Marte (Chile), Grasberg (Indonésia), Matupá (Brasil)	Olympic Dam, Cloncurry (Austrália), Aitik (Suécia), Candelária (Chile), depósitos do Distrito de Carajás (Brasil)	Fort Knox (Alaska), Kidston (Austrália), Brewery Creek (Yokon), Kori Kollo (Bolívia)

DEPÓSITOS DE Sn E METAIS RAROS

Os depósitos de estanho encontram-se espacialmente associados às zonas apicais de intrusões graníticas rasas (1-4 km de profundidade), em diferentes ambientes tectônicos, as maiores concentrações de Sn ocorrendo em ambientes sin-colisionais e anorogênicos. Atualmente há consenso na literatura de que concentrações econômicas de estanho estão geneticamente relacionadas a magmatismo granítico.

Os granitos associados aos depósitos de estanho têm geralmente composição peralcalina ou peraluminosa. Enriquecimento em boro, flúor e lítio é comum nos magmas graníticos evoluídos e é freqüentemente considerado um dos principais fatores na formação dos depósitos de estanho (figuras 6 e 7). Minerais como topázio, fluorita, turmalina e micas litiníferas são diagnósticos dos granitos evoluídos portadores de metais raros. As províncias estaníferas podem ser distinguidas quanto ao enriquecimentos dos sistemas em boro ou flúor, cujas principais características estão mostradas na tabela 3.

Em circunstâncias especiais, encontram-se elevadas concentrações magmáticas de estanho. Entretanto, os depósitos de Sn estão mais freqüentemente associados com diferentes tipos de alteração hidrotermal, principalmente albitização, K-feldspatização, greisenização, turmalinização e topazização.

Juntamente com o estanho, há registro de concentrações econômicas de W, Nb, Ta, Be, Mo, U e ETR, motivo pelo qual esses depósitos são comumente referidos como depósitos de metais raros. Os depósitos de metais raros e os granitos associados serão descritos mais detalhadamente na quinta parte desta apostila.

Tabela 3 - Características dos sistemas ricos em estanho (modificada de Pollard *et al*., 1987).

	SISTEMA RICO EM F	SISTEMA RICO EM B
Tipo de granito	Peralcalino Peraluminoso	Peraluminoso
Ambiente tectônico	Anorogênico Pós-orogênico	Pós/sin-orogênico
Principais minerais de alteração	Feldspato, muscovita, topázio, quartzo.	Turmalina, quartzo, muscovita, feldspato, clorita.
Principais metais	Sn, W, nb, Ta	Sn, W
Elementos associados	Li, Be, (Zr, ETR, Zn, As, Cu)	Cu, As (Ta, Nb)
Exemplos	NE Tasmânia Nigéria Erzgebirge México Província estanífera de Goiás (granitos anorogênicos)	SW Tasmânia SW Tailândia Bolívia Província estanífera de Goiás (granitos peraluminosos)

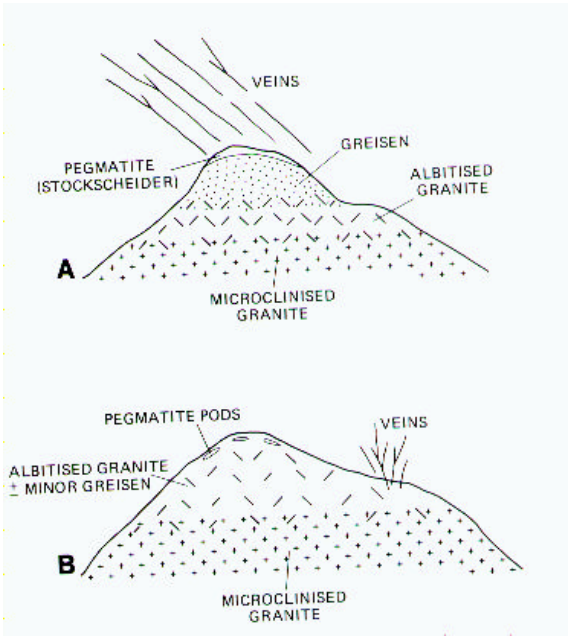


Fig. 6 – Feições gerais dos ambientes estaníferos ricos em flúor. **A**. Sistemas de greisens. **B**. Predomínio de alteração feldspática (Pollard et al., 1987).

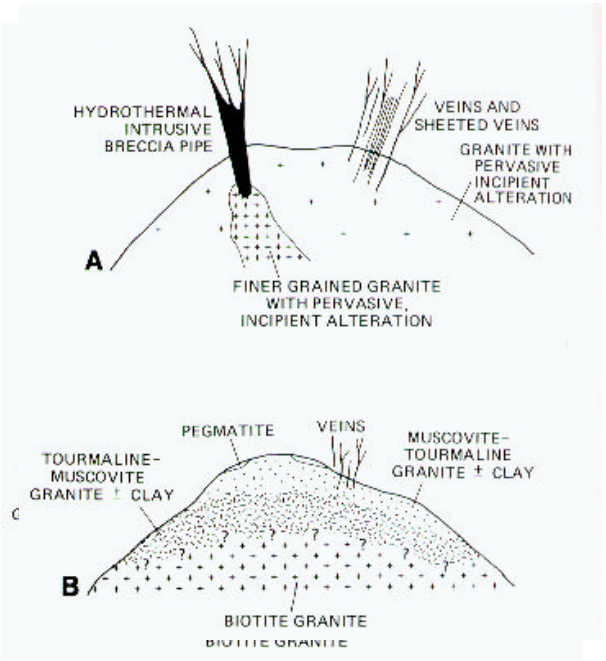


Fig. 7 – Feições gerais dos ambientes estaníferos ricos em boro. **A**. Sistemas de veios e de brechas. **B**. Estilos de mineralização disseminada (Pollard et al., 1987).

MINERALIZAÇÕES DISTAIS

DEPÓSITOS EM ESCARNITOS

Os escarnitos resultam da interação hidrotermal de magmas silicáticos quentes e rochas sedimentares mais frias. Possuem uma vasta distribuição em todo o mundo, ocorrem em uma larga faixa de ambientes geológicos desde o Pré-Cambriano até o Terciário e são uma fonte importante de metais básicos. Muitos depósitos de importância econômica são relativamente jovens e estão relacionados com a atividade magmática-hidrotermal associada com plutonismo diorítico a granítico em cinturões orogênicos.

A feição que diferencia os depósitos de escarnitos dos demais é a ganga - uma mistura de silicatos de Ca-Mg-Fe-Al, grossa, formada por processos metassomáticos a uma temperatura relativamente elevada, e denominada escarnito.

Meinert (1988) subdividiu os depósitos em escarnitos em cinco tipos principais, cada tipo podendo ser discriminado com base na sua mineralogia, petrogênese e ambiente tectônico - ouro escarnito, ferro escarnito, cobre escarnito, cobre pórfiro e chumbo-zinco escarnito. A maioria das reservas de ouro em escarnitos está relacionada com intrusões porfiríticas mineralizadas em cobre ou molibdênio, ou seja, fazendo parte de depósitos de cobre pórfiro (60,4%) ou Mo pórfiro. Esses escarnitos são caracterizados por possuírem grandes dimensões e baixo teor (0,5g/t de Au), o qual

somente é recuperado como um subproduto da lavra de Cu.

Os escarnitos auríferos são ricos em sulfetos, principalmente pirita e/ou pirrotita e localmente magnetita.

DEPÓSITOS DE SUBSTITUIÇÃO EM ROCHAS NÃO CARBONATADAS

Esta categoria de depósitos é menos comum do que os depósitos em escarnitos, o que se dá em decorrência da natureza não reativa das rochas não carbonatadas. Em geral, os estilos da mineralização e as associações metálicas são semelhantes aos depósitos em rochas carbonatadas. Alguns exemplos são os depósitos de Mount Morgan (Austrália), Porgera (Papua Nova Guiné) e Andacollo (Chile). Apesar de haver muita controvérsia, alguns depósitos de ouro disseminados hospedados em rochas sedimentares, do tipo Carlin, têm sido interpretados como estando associados a rochas graníticas.

GRANITOS RELACIONADOS A DEPÓSITOS DE OURO EM VEIOS

Os depósitos de ouro em veios de quartzo sem relação espacial clara com intrusão granítica têm sua origem bastante debatida na literatura.

Segundo Sillitoe (1991), existem números depósitos em que há veios de quartzo pelo menos espacialmente associados com intrusões. O autor dividiu os veios auríferos em veios de quartzo maciço do tipo mesotermal hospedado em plutons equigranulares ou em suas encaixantes e veios epitermais de quartzo do tipo adulária-sericita cortando as rochas encaixantes e *stocks* porfiríticos.

Mason (1992) relacionou três grandes grupos de depósitos de ouro hidrotermal com centros em magmatismo félsico, levando-se em consideração o grau de influência tectônica na formação do depósito:

a) depósitos situados nos corpos intrusivos e nas suas paredes, onde estão inseridos os depósitos de ouro em escarnitos;

b) depósitos de ouro que mostram alguma influência tectônica. Neste tipo estão inseridas as brechas hidrotermais e os *stockworks*;

c) depósitos associados com zonas de falhas sem conexão magmática óbvia. Muitos depósitos epitermais de ouro podem ser considerados ramificações dos sistemas hidrotermais tipo pórfiro, raciocínio válido inclusive para depósitos de ouro em veios do Arqueano.

Os depósitos de ouro em veios ou filões comumente denominados depósitos mesotermais ou *lode gold deposits* são muito abundantes nos *greenstone belts* arqueanos, mas também são encontrados em terrenos metamórficos do Proterozóico, Paleozóico e Mesozóico. Esses depósitos constituem-se em um dos mais importantes tipos de depósitos de Au. Entretanto, a sua origem é muito

controvertida, sendo o debate principal a respeito da fonte dos fluidos mineralizantes e do metal. Um grupo de hipóteses genéticas sugere origem metamórfica para os fluidos, enquanto o outro grupo propõe que os fluidos mineralizantes são derivados de intrusões magmáticas espacialmente relacionadas aos depósitos, as quais incluem principalmente rochas arqueanas da suíte TTG ou batólitos granito-granodioríticos, ou magmas lamprofíricos. Além disso, existem interpretações conflitantes acerca da característica, distribuição no espaço e no tempo dos depósitos e da relação entre a mineralização e a rocha hospedeira, metamorfismo, deformação e magmatismo.

Groves (1993), com base em estudos no Bloco Yilgarn (Austrália), no Canadá e em outras regiões, propôs um modelo no qual a maioria dos depósitos de Au em veio do Arqueano representa um grupo genético único, formado de um fluido semelhante, mas com níveis variados de evolução, que se dá a profundidades crustais diferentes. Segundo o modelo, denominado modelo crustal contínuo, os depósitos formaram-se em todo o espectro de profundidade de crosta, refletindo condições de PT de 180^{o}C a <1Kb até 700 ^{o}C a 5 Kb, e mostram uma variação correspondente na estrutura da mineralização, texturas dos veios e mineralogia das rochas encaixantes.

Tendo em vista a associação espacial e temporal entre os depósitos designados de mesotermais ou *lode gold deposits* e eventos orogênicos e sua ocorrência em ampla faixa de profundidade, Groves *et al.* (1998) propuseram o termo depósitos de ouro orogênicos para esses sistemas de veios, em substituição aos diferentes termos consagrados na literatura.

Os depósitos de ouro orogênicos caracterizam-se por serem estruturalmente controlados, formados em larga faixa crustal e estendem-se de ambientes de fácies xisto-verde até granulito. Associam-se com terrenos metamórficos deformados de todas as idades. Nos veios há predomínio de quartzo, com menos de 3-5% de sulfetos (pirita, pirrotita ou arsenopirita) e 5-15% de carbonatos (ankerita, dolomita ou calcita).

Em comparação com depósitos em que há nítida associação genética com magmas graníticos, Groves *et al.* (1998) observam que os depósitos de veios epitermais e associados a sistemas pórfiros localizam-se em regimes crustais diferentes no orógeno em relação aos depósitos orogênicos. Os veios do sistema pórfiro-escarnito-epitermal ocorrem nos 2-5 km superiores da crosta e restringem-se a rochas não metamorfisadas, geralmente hospedando-se em rochas de idade aproximadamente equivalente.

Em oposição, os depósitos orogênicos ocorrem em uma ampla faixa da crosta superior. Os fluidos são transportados para níveis crustais rasos ao longo de grandes zonas de falhas, de modo que quando os fluidos atingem profundidades próximas à superfície sua temperatura é baixa relativamente às temperaturas observadas nos veios diretamente associados a granitos.

DEPÓSITOS EPITERMAIS

O termo epitermal refere-se à classe de depósitos hidrotermais, relacionados a fluidos magmáticos, formados a temperaturas menores que 300^{o}C e profundidades de até 2 Km (figura 2). Os depósitos epitermais são subdivididos em *depósitos de alta sulfetação*, formados por fluidos oxidados e ácidos, e *depósitos de baixa sulfetação*, cuja relação com magmatismo não é muito clara, formados por um fluido reduzido, com pH aproximadamente neutro. Geralmente os depósitos de baixa sulfetação formam-se distantes da suposta fonte magmática, a temperaturas de 200 a 300^{o}C.

Existe estreita associação entre os depósitos de Cu e Au denominados de alta sulfetação e os depósitos do tipo pórfiro, sugerindo relação genética. Nos depósitos de baixa sulfetação, entretanto, não existe concentração econômica de Cu. Hedenquist & Lowenstern (1994) dividiram os depósitos de baixa sulfetação em depósitos ricos em Au e depósitos ricos em Ag (+ Zn + Pb) (tabela 1).

PROCESSOS DE CONCENTRAÇÃO DE METAIS EM AMBIENTE ÍGNEO

PROCESSOS GEOQUÍMICOS DE CONCENTRAÇÃO DE ELEMENTOS

1. Processos primários

processos capazes de concentrar elementos nos líquidos magmáticos. Os elementos passíveis deste tipo de concentração são ditos incompatíveis (com a fase sólida) e seu coeficiente de partição sólido/líquido é <1.

2. Processos secundários

Em praticamente todos os depósitos constituem os processos realmente mineralizadores ? processos tardi/pós-magmáticos. Exigem a presença de uma importante fase fluida portadora dos elementos mineralizadores.

PRINCIPAIS PROCESSOS DE CONCENTRAÇÃO DE METAIS EM AMBIENTE ÍGNEO

1 – CONCENTRAÇÃO DO METAL NA FASE LÍQUIDA

PRIMÁRIO	*a) fusão e assimilação de material de uma fonte rica no metal*	- fusão parcial - assimilação, mistura - o metal pode ter uma distribuição no magma homogênea ou localizada
PRIMÁRIO	b) diferencição magmática	-elementos incompatíveis concentrados progressivamente nos estágios tardios do magmatismo
PRIMÁRIO	c) difusão	- enriquecimento seletivo principalmente nas regiões superiores (apicais)

2 – CONCENTRAÇÃO DO METAL NA FASE FLUIDA

PRIMÁRIO	a) partição seletiva para uma fase fluida imiscível derivada do líquido ? sistema hidrotermal ? fases ricas em F, Cl, B, etc.	- mudança na pressão e/ou ebulição secundária
SECUNDÁRIO Pós-magmático	b) lixiviação de rochas, enriquecidas no metal, por fluidos magmáticos ou associados ao magmatismo	- associada a uma intensa transformação de rochas pré-existentes

Um esquema dos processos e produtos capazes de concentrar elementos mineralizadores nas fases magmática e pós-magmática de granitos portadores de metais raros é mostrado na figura 6. A figura 7 mostra três situações distintas de formação de depósitos de estanho, com uma quantificação do fator de enriquecimento em cada uma das fases.

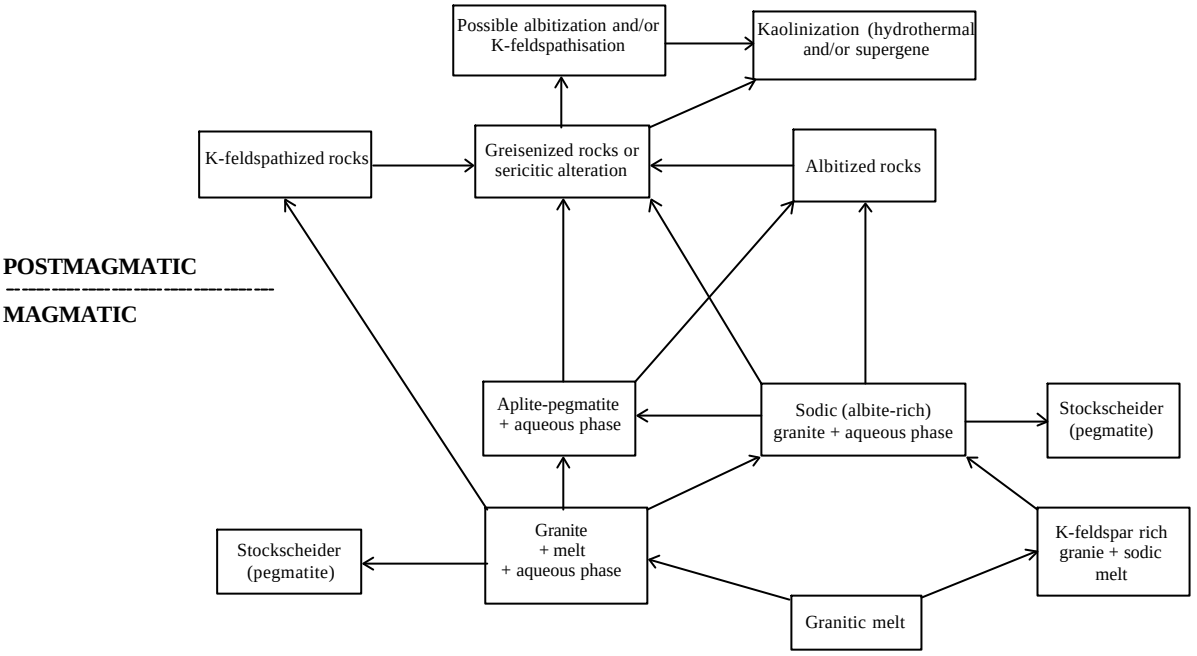


Figura 6 - Modelo esquemático mostrando a cronologia dos processos e a sucessão de rochas produzidas durante a cristalização/alteração de granitos especializados (Pollard, 1983

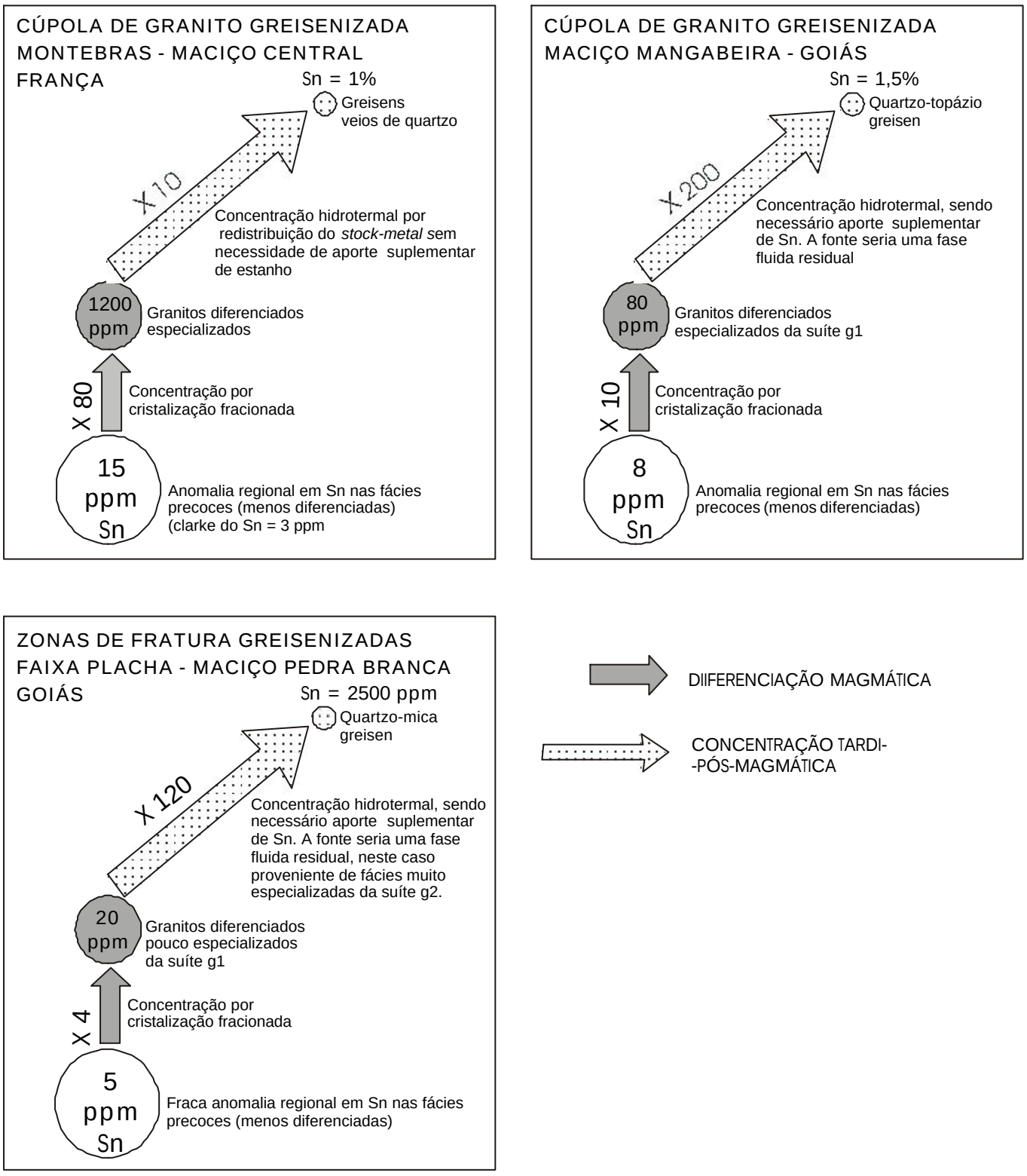


Figura 7 - Enriquecimento sucessivo em Sn levando à formação de jazidas. Influência dos processos primários (magmáticos) e secundários (tardi/pós-magmáticos).

FLUIDOS MINERALIZADORES

As relações genéticas entre rochas graníticas e mineralização têm sido melhor compreendidas com o auxílio de estudos mineralógicos, geoquímicos, de inclusões fluidas e de isótopos estáveis. Diferentes fluidos têm sido sugeridos como responsáveis pelo transporte e deposição de metais, principalmente nos depósitos de ouro, sendo melhor documentada a presença de fluidos magmáticos, fluidos metamórficos e/ou fluidos meteóricos.

Nos depósitos classificados como proximais, em que a mineralização concentra-se na cúpula do corpo granítico, existe pouca discordância na literatura de que o granito teve algum papel ativo na mineralização. Nos depósitos distais, a origem magmática dos fluidos é mais debatida, merecendo destaque, por sua importância econômica, os depósitos de ouro em veios.

Nas províncias estaníferas, existe clara relação genética entre granito e mineralização, havendo evolução de fluido magmático rico em voláteis e metais para fluidos hidrotermais.

Nos depósitos de ouro (associado ou não a outros metais) em que há associação espacial entre a mineralização e a rocha granítica, trava-se grande debate na literatura sobre o papel do magma granítico na mineralização, se agiu como fonte de metais, fonte de fluidos e/ou simplesmente contribuiu com calor para a formação de concentração econômica do metal. Entretanto, os estudos geológicos de campo em conjunto com dados texturais e de inclusões fluidas devem ser usados para definir a origem do fluido mineralizador e propor modelos que podem ser aplicados em depósitos semelhantes.

FLUIDOS MAGMÁTICOS

Os depósitos de cassiterita em cúpula de granitos e os depósitos do tipo pórfiro constituem exemplos de mineralizações associadas a fluido magmático.

Os fluidos das províncias estaníferas são classificados como de origem magmática e distinguem-se entre si principalmente quanto à composição química dominante - fluidos ricos em boro e fluidos ricos em flúor. Entretanto, os estudos têm mostrado que o estanho é transportado na forma de complexos cloretados de Sn^{2+}, em fluidos reduzidos. A temperatura de precipitação de cassiterita situa-se na faixa de 250 a 400^{o}C (Eadington, 1985; Pollard et al., 1987).

As mineralizações nos sistemas do tipo pórfiro são dominadas por fluido magmático no seu estágio inicial, onde as pressões situam-se entre 1.000 e 1.300 bar. O transporte do metal dá-se por complexos cloretados ou bissulfetados, dependendo da temperatura, pressão e química da solução. A temperaturas muito elevadas, o ouro é dissolvido principalmente como $AuCl_2^-$ e a solubilidade diminui lentamente com o resfriamento. A temperaturas mais baixas, o complexo dominante passa a ser $Au(HS)_2^-$, quando a solubilidade do ouro tende a aumentar com o resfriamento. A temperatura da transição cloreto-bissulfeto depende de pH e razão H_2S/Cl do fluido original e da existência ou

não de imiscibilidade de fluidos.

De maneira geral, na fase inicial da mineralização nos sistemas do tipo pórfiro, Au e/ou Cu são introduzido como complexos cloretados em corpos com alteração potássico-silicática, em salmouras quentes (350-700^{0}C), oxidadas, salinas (40-75% em peso de NaCl eq.), de parentagem magmático-hidrotermal. Existe, entretanto, mistura de fluidos magmáticos com água meteórica nas porções apicais desses depósitos, o que é comprovado pelo fato de a zona fílica, tardia, ter sido produzida por fluidos de baixa salinidade (<15 % peso de NaCl equiv.), condiderados de origem meteórica.

FLUIDOS METAMÓRFICOS

A gênese dos depósitos de ouro em veio em terrenos metamórficos (*lode gold deposits*), muito comuns nos *greenstone belts* arqueanos, é controversa, estando o debate centrado na fonte dos fluidos mineralizadores e do metal. Alguns autores defendem a hipótese de que os fluidos mineralizadores derivam de intrusões graníticas espacialmente associadas aos depósitos, ou mesmo magmas lamprofíricos, enquanto outro grupo exclui qualquer possibilidade de gênese vinculada a um tipo preferencial de rocha-fonte.

Kerrich (1993), Groves (1993) e outros autores defendem a teoria de que os fluidos mineralizadores dos depósitos em veio são de origem metamórfica e evoluíram por reações de desidratação em zonas de colisão. A mineralização é predominantemente sin a pós-metamórfica e as rochas-fonte dos fluidos mineralizadores e do metal são litologicamente complexas. Os depósitos são considerados como pertencentes a um único tipo genético e formaram-se em regimes crustais variados, desde profundidades maiores que 15 km e 700^{o}C até aproximadamente 3 km e 180^{o}C, descartando a hipótese de derivação do fluido mineralizador somente metamórfica ou somente a partir de plutons félsicos.

Os fluidos mineralizadores dos depósitos distais de ouro em veio caracterizam-se por temperaturas de 300^{o}C e 450^{o}C, baixa salinidade e teores elevados de CO_2.

ÁGUAS METEÓRICAS E MISTURA DE FLUIDOS

As águas meteóricas têm papel importante na precipitação de metais nas fases finais das mineralizações associadas a magmatismo granítico, como depósitos apicais de Sn e depósitos do tipo pórfiro, onde há registro de mistura de fluidos magmáticos e meteóricos, e nos depósitos distais, onde a relação genética entre o fluido magmático e a mineralização torna-se cada vez mais obscura.

Os depósitos epitermais, por exemplo, formam-se em condições de baixa temperatura (< 300^{o}C) e a pequenas profundidades (até 1-2 km), sob forte influência de águas meteóricas. Os fluidos responsáveis pela formação dos depósitos designados de alta sulfetação são inicialmente muito ácidos (ph < 2) e oxidados, com salinidade entre 2 e 5% em peso de NaCl eq..

Os depósitos denominados de baixa sulfetação formam-se distantes da fonte magmática, a partir de um fluido reduzido, neutro, com temperaturas entre 200 e 300^{o}C. Dois tipos de depósitos de baixa sulfetação são distinguidos: os depósitos ricos em Au, que se associam com fluidos de baixa salinidade (<1-2% NaCl) e ricos em gás (CO_2 e H_2S), e depósitos ricos em Ag e metais

básicos, associados a fluidos mais salinos (10-15% NaCl).

O PAPEL DOS HALOGENETOS, DO FÓSFORO E DO BORO

HALOGENETOS

Flúor e cloro são íons de tamanhos muito diferentes (F = 1,25 Á; Cl = 1,80 Á) e interagem de maneira distinta tanto com os minerais quanto com os líquidos magmáticos. Só o flúor tem papel importante nos processos de evolução dos magmas:

- abaixa substancialmente a temperatura do *solidus* granítico
- diminui a viscosidade do magma
- aumenta a solubilidade da água nos líquidos graníticos
- a solubilidade do flúor em líquidos silicáticos é praticamente ilimitada
- o aumento da concentração do flúor aumenta a atividade de Si, favorecendo a cristalização precoce do quartzo, tornando o líquido residual mais feldspático e provavelmente alcalino. Granitos de sistemas ricos em flúor são mais ricos em albita, em vez de Kf e quartzo, e os minerais ferromagnesianos presentes são Fe-Li micas ou Na-Fe anfibólios. Topázio e fluorita são minerais acessórios comuns.

O cloro não provoca nenhum desses efeitos e sua solubilidade é inversamente proporcional ao grau de polimerização do líquido silicático, até valores da ordem de 2.500 ppm em magmas ácidos hidratados. A solubilidade cresce com o aumento da alcalinidade e diminui com o conteúdo em sílica.

Contrastes na concentração de Cl e F em granitos I e S:

1. granitos I são sistemáticamente mais ricos em Cl que granitos S
2. o flúor aumenta e o Cl decresce com a cristalização fracionada tanto em granitos tipo S quanto granitos tipo I
3. F tem partição preferencial para a fase fluida
4. Cl tem partição preferencial para minerais hidratados

Entretanto em líquidos silicáticos, se existe uma fase aquosa, o Cl irá se concentrar preferencialmente nela. Desta forma, tem importância fundamental no transporte de metais como complexos clorados. (ver discussão sobre o comportamento do enxofre).

Assim tanto o flúor quanto o cloro podem ter um papel preponderante no transporte de metais pela fase fluida.

A concentração de halogenetos em micas reflete a concentração dos halogenetos na fase aquosa com a qual a mica se equilibrou. Em muitos granitos, esta fase aquosa é magmática exsolvida durante o processo de cristalização ? fluidos.

A razão Cl/F será maior em fluidos derivados de granitos menos evoluídos (como aqueles associados a mineralizações de cobre) e menor em fluidos derivados de granitos altamente fracionados (como aqueles associados a mineralizações de Sn).

FÓSFORO

Embora fósforo e flúor sejam íons completamente diferentes, sua influência nos processos de evolução dos magmas é bastante semelhante. A influência do P na viscosidade dos magmas é pequena. O fósforo, e provavelmente o flúor, aumentam a solubilidade do Al nos magmas. Há indicações de que com o aumento do P, aumenta a solubilidade no magma dos elementos HFSE (Ta, Th, Zr, Sn...). A solubilidade de Ta e Sn pode aumentar substancialmente na presença de modestas concentrações de P2O5. Assim os granitos ricos em Ta, tipo LCT (**L**i- **C**s- **T**a) ver discussão dos granitos especializados) têm quase sempre concentrações de P2O5 > 0,2%.

BORO

A atuação do boro está mais relacionada ao abaixamento da viscosidade do líquido magmático e ao aumento da solubilidade da água nos magmas graníticos. A solubilidade de Ta e Sn aumenta muito pouco com a presença de B. O enriquecimento em boro é uma característica marcante dos granitos tipo LCT. Embora não seja conhecida influência do boro no transporte de metais pela fase fluida, seu comportamento incompatível faz com que seja transferido dos magmas para rochas encaixantes reativas através dos fluidos tardi-magmáticos ? turmalinização.

O COMPORTAMENTO DE ELEMENTOS METÁLICOS

ESTANHO

Sn^{2+}; Sn^{4+}

Sn^{4+} ? raio iônico similar ao do Ti^{4+} e do Fe^{3+} ? em condições oxidantes, Sn tem facilidade de substituir estes elementos em minerais comuns em granitos como: biotita, hornblenda, titanita, magnetita, ilmenita ? séries graníticas que evoluem em condições oxidantes são pouco favoráveis à geração de depósitos de estanho.

MOLIBDÊNIO

D^{s}_{L} cresce com o abaixamento da fO_2 ? em condições mais redutoras, o Mo vai se concentrar preferencialmente nos sólidos. Então são os granitos oxidados mais favoráveis à formação de depósitos de molibdênio.

COBRE

natureza calcófila marcante ? partição é favorável preferencialmente a uma fase sulfetada, p.ex., partição do cobre entre pirrotita e um líquido granítico, em condições redutoras, é favorável à primeira ? Cu então tem um comportamento compatível onde a
pirrotita é estável (baixa fO2) e se cristaliza cedo. Assim, rochas que evoluíram em ambiente oxidante são mais favoráveis à formação de concentrações importantes de cobre.

OURO

comportamento semelhante ao cobre. Seria também removido da fase líquida por causa da cristalização precoce de sulfetos.

O COMPORTAMENTO DO ENXOFRE

Estudos petrográficos (Whalen & Chappell, 1988) demonstraram as seguintes paragênes de sulfetos em diferentes suítes graníticas:

Tipo S: sulfetos precoces pirrotita > pirita > calcopirita

Tipo I: sulfetos tardios e em menor quantidade pirita > calcopirita > pirrotita

Nos fluidos derivados de magmas tipo I e tipo S, acontece o contrário.

Ex.: a pirrotita é solúvel em magmas graníticos sob condições de fO_2 média ~ NiNiO

a fO_2 menor, a solubilidade do enxofre é função do conteúdo de Fe no magma.

a fO_2 maior a pirrotita se dissocia, gerando anidrita ($CaSO_4$) em magmas ricos em cálcio ? alta razão SO_2/H_2S.

Quanto maior a razão SO_2/H_2S, maior facilidade tem o enxofre de se concentrar em uma fase aquosa ? a solubilidade do SO_2 é menor do que a do H_2S em magmas ricos em água.

Uma discussão sobre a origem dos granitos oxidados e reduzidos e o papel do enxofre nas formas SO_2 e H_2S é apresentada por Takagi & Tsukimura (1997, anexo). As condições contrastantes de óxido-redução de granitos dos tipos I e S, tanto na fonte quanto na evolução dos fluidos, pode ser visualizada na figura 8 . O comportamento do enxofre nesses fluidos é o seguinte:

FLUIDOS DERIVADOS DE MAGMAS TIPO I (alta fO_2)

- podem conter grandes quantidades de SO_2, mas também de H_2S (mSO_2/mH_2S ~ 0,1 - 10).
- fluidos carbonosos têm pouca importância.

Durante o resfriamento, haverá modificações desta razão por duas maneiras:

1. hidrólise do SO_2 ? $4SO_2 + 4H_2O$? $H_2S + 3H_2SO_4$ (1)
   aumenta a concentração de H_2S e sulfatos aquosos

2. reações com minerais de ferro das encaixantes
   ? $SO_2 + 6"FeO" + H_2O$? $H_2S + 3Fe_2O_3$ (2)
   aumenta a concentração de H2S às custas de SO_2.

Este acréscimo na atividade de H_2S provoca a ppt de sulfatos a partir de complexos clorados em solução, provocando a produção de HCl.

Exemplo de formação da pirita:

$4FeCl_2 + 7H_2S + H_2SO_4$? $4FeS_2 + 4H_2O + 8HCl$ (3)

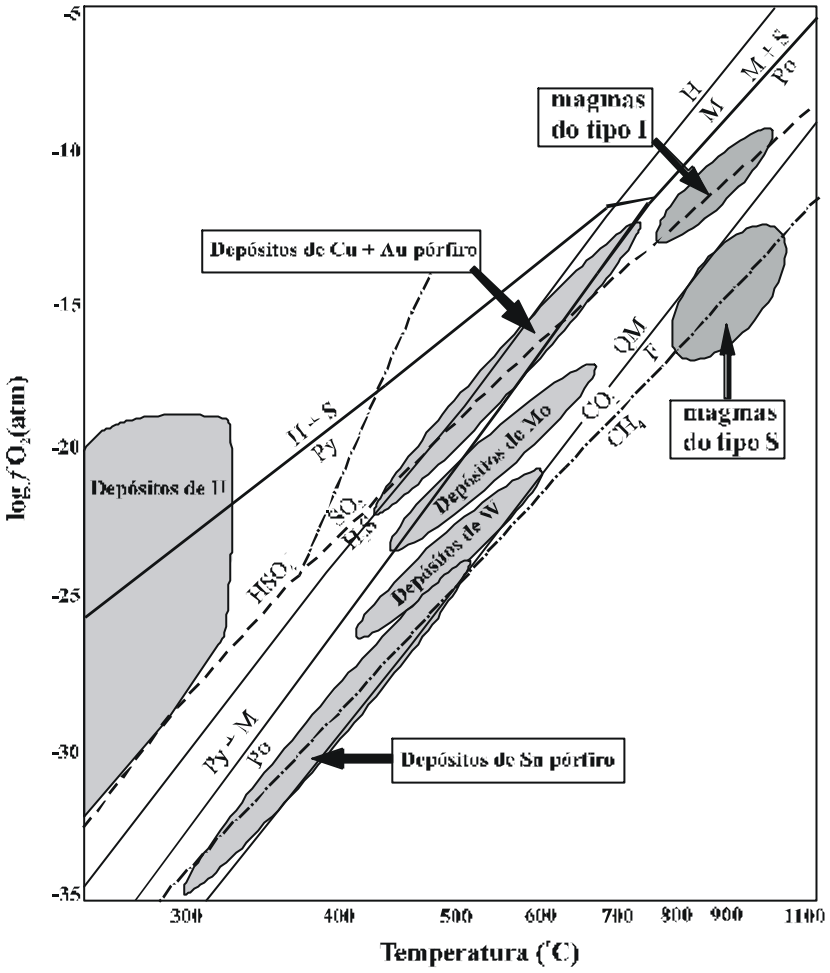


Figura 8 - Condições genéticas dos magmas graníticos dos tipos I e S e condições de formação dos depósitos de Cu-Au pórfiro, Mo pórfiro, Sn pórfiro, W pórfiro e depósitos hidrotermais de U (Ohmoto & Goldhaber, 1997). As linhas cheias mostram as condições de $?O_2$ - T para tampões conhecidos, onde: Po=pirrotita, M=magnetita, Py=pirita, F=faialita, Q=quartzo, H=hematita. As linhas traço-ponto mostram as condições para $mSO_2 / mH_2S = 1$, $mH_2S / mHSO_4^- = 1$, $mSO_2 / mHSO_4^- = 1$ e $mCO_2 / mCH_4 = 1$, a P_{fluido} = 1Kba. A linha tracejada representa as condições de $?O_2$ - T para $?H_2O / ?H_2 = 100$.

CASO DE GRANITOS GERADOS EM CONDIÇÕES DE BAIXA FUGACIDADE DE OXIGÊNIO

✍Fluidos podem conter a mesma quantidade de H2S em relação aos fluidos derivados de magmas oxidados. Entretanto, devido principalmente à baixa fO2, eles contêm muito pouco SO2 e, consequentemente, menor quantidade de enxofre.

✍Como consequência, fluidos derivados de magmas com baixa fO2 ppt sulfetos, principalmente pirrotita, em pouca quantidade e óxidos, como cassiterita, em grande quantidade ? depósitos de estanho.

✍os fluidos carbonosos, CO2 e CH4, passam a ser importantes, em proporção semelhante à do H2S e muito maior que a do SO2:

mCO2 ? mCH4 ? mH2S >> mSO2

Como a razão CH4/SO2 é muito alta, a razão CO2/CH4 permanece essencialmente constante durante o resfriamento.

✍neste caso, a ppt de metais como sulfetos e óxidos também produz HCl.

GEOQUÍMICA DE MINERAIS DE GRANITOS

IMPORTÂNCIA PETROLÓGICA E METALOGENÉTICA

O estudo da composição química de minerais, além de ser largamente utilizado para auxiliar na classificação e petrogênese de rochas graníticas, tem sido também empregado como ferramenta de prospecção. O estudo de minerais que resistem ao intemperismo (resistatos), como ilmenita, zircão, turmalina, apatita, rutilo, e mesmo micas brancas, tem sido empregado como forma de se buscar critérios seletivos para áreas potencialmente mineralizadas relacionadas a rochas graníticas. Estudos deste tipo foram e vêm sendo feitos no Canadá e na Austrália, com o apoio de órgãos governamentais. Infelizmente, os dados resultantes, assim como a medida do sucesso destas campanhas, não foram, ou foram muito timidamente, divulgados.

Biotita

A biotita é um bom mineral-classificador das séries graníticas. Entretanto, nos terrenos graníticos muito antigos, como é o caso do Brasil, este mineral apresenta quase que invariavelmente algum tipo de reequilíbrio tardio, quando não tem sua composição muito modificada por cloritização e/ou argilização.

Na aplicação à metalogenia, a biotita pode ser utilizada para estimativa das condições de oxidação do magma de origem. Biotitas de granitos das séries magnetita-ilmenita têm relação Fe^{2+}/Fe^{3+} bem distinta (fig. 1).

No caso dos sistemas pórfiros, teores anômalos de Cu em biotita foram durante muito tempo considerados potenciais guias de exploração e parâmetro para explicação dos depósitos de Cu-pórfiro. Entretanto, Ilton & Veblen (1988, anexo) mostraram que os fundamentos nos quais foram alicerçadas as teorias eram equivocados e que o cobre não se encontrava como íon participante da estrutura da biotita, mas sim como microinclusões de cobre nativo, só perceptíveis ao microscópio eletrônico de transmissão.

Comentários sobre o problema de teor de Sn em biotitas e o seu significado na definição de granitos especializados podem ser vistos em Marignac & Cuney (1991, anexo).

Micas Brancas

As micas brancas têm sido utilizadas como indicadores de áreas potenciais para mineralizações auríferas. As indicações são de que nas zonas sericitizadas, o ouro acha-se largamente associado à muscovita, mica branca potássica, com a paragonita, mica branca sódica, ocupando as zonas hidrotermalizadas estéreis (Scott, 1996, anexo).

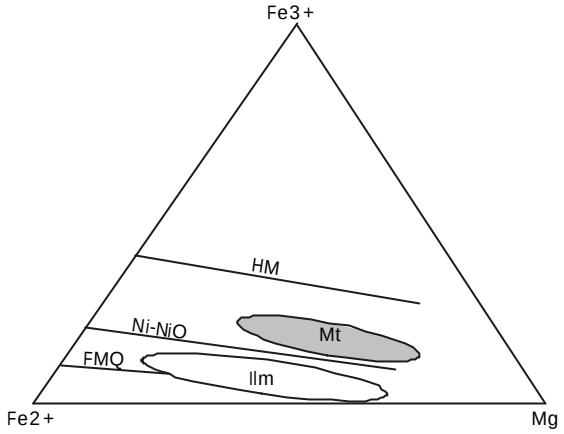


Figura 1 - Composição de biotitas de granitos das séries magnetita (Mt) e ilmenita(Ilm)

Ilmenita

A composição da ilmenita é um critério para avaliação das condições de oxidação do magma, através da quantidade de hematita em solução, ou seja, a quantidade de Fe_2O_3 .

- ilmenita de granitos com faialita – baixa f O_2 : < 6% (molecular) de Fe_2O_3 . Este é um indicador de qual deve ser a composição da ilmenita de granitos da série ilmenita, que se formam às mesmas condições de f O_2.
- ilmenita de granitos da série ilmenita - < 6% (molecular) de Fe_2O_3.
- ilmenita de granitos da série magnetita do Japão: 10-22% (molecular) de Fe_2O_3.

O teor de MnO em ilmenitas também é uma boa referência para avaliar grau de oxidação e de evolução de granitos.

- Fe^{2+} é mais sensível à oxidação que Mn^{2+}; em condições de fO_2 elevada o Fe vai ser retido oxidado preferencialmente na estrutura da magnetita e/ou hematita e o Mn irá para a ilmenita.
- a ilmenita de granitos oxidados é mais rica em Mn

ATENÇÃO: o teor de Mn em ilmenitas cresce com o grau de diferenciação, podendo chegar a 30% de MnO em granitos evoluídos, não necessariamente oxidados!

A alta fO_2, comum em muitas condições hidrotermais, a ilmenita transforma-se em rutilo numa reação de oxidação:

$$4FeTiO_3 + O_2 \quad ? \quad 4TiO_2 + 2Fe_2O_3$$

O manganês não entra com a mesma facilidade no rutilo e é liberado.

Nos granitos alcalinos, ou de tendência alcalina, principalmente naqueles mais evoluídos, a ilmenita apresenta teores anômalos de Nb, acima de 1%.

Rutilo

O rutilo é um mineral acessório em rochas graníticas, fazendo também parte de muitas paragêneses hidrotermais. É o produto de transformação de ilmenita e titanita, mas também se forma com titânio liberado da desestabilização da biotita. A vantagem de sua utilização como guia de prospecção está no fato de ser um resistato, podendo ser encontrado em boas concentrações nos saprolitos e aluviões.

Em zonas de sericitização de depósitos de Cu-pórfiro, o rutilo é o único mineral de titânio. Embora não tenham sido encontrados muitos dados quantitativos na literatura, os rutilos de zonas hidrotermalizadas de depósitos do tipo pórfiro têm uma razão (Nb + Ta)/(Cr + V) <1, ao contrário

da maioria dos rutilos que são ricos em Nb (+Ta) (Williams & Cesbron, 1977, anexo). Entretanto, tem sido verificado que, nos ambientes hidrotermais relacionados a granitos alcalinos ou de tendência alcalina, o rutilo apresenta-se sempre rico em Nb, com teores de Nb_2O_5 acima de 2%, chegando frequentemente à formação de Nb-rutilo. Isto tem sido verificado na greisenização, mas também se aplica a outros tipos de transformações hidrotermais.

Os rutilos do Depósito de Au de Serrinha, no Mato Grosso, quando comparados com rutilos de depósitos de Cu-pórfiro de Cerro Pelado no Chile (Rabbia et al., 1998), mostram um enriquecimento em nióbio (Fig. 2) Assim, a interpretação destes diagramas é, provavelmente mais dependente do tipo de granito e não do tipo de depósito ou de hidrotermalismo. No caso de Serrinha, os granitos são relacionados a um ambiente pós-tectônico, distinto daquele atribuído aos depósitos do Chile.

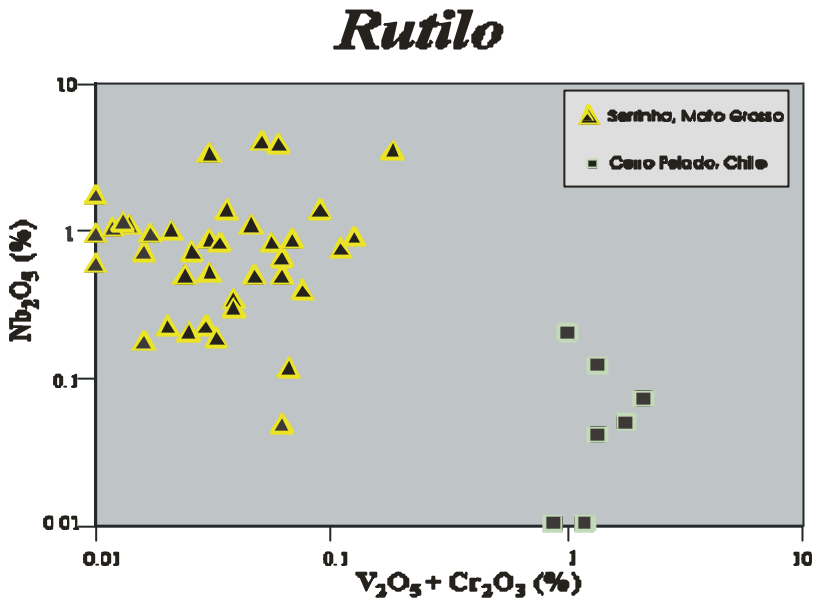


Figura 2- Composição de rutilos de Serrinha ,MT, e de Cerro Pelado, Chile.

Turmalina

A turmalina é um mineral bastante comum em depósitos de origem hidrotermal e, por ser resistato, é frequentemente encontrado no regolito e nas aluviões derivados destes depósitos. A composição química da turmalina, principalmente no que se refere aos elementos maiores pode ser relacionada ao ambiente de formação. Ramsden et al. (1999, anexo); Clarke et al. (1989). Segundo Slack (1996), turmalinas de depósitos de Cu-Mo pórfiro e Cu-Au possuem quantidades apreciáveis de Fe3+ quando comparadas, por exemplo, com turmalinas de depósitos deSn-W., significando que elas devem ter se formado em condições relativamente oxidantes. Esta composição faz com que estas turmalinas "oxidadas" ocupem um domínio bem específico num diagrama Al – Fe2+ - Mg2+ (fig. 3). Entretanto, nos exemplos mostrados por Clarke et al. (1989), há uma grande superposição entre os domínios de turmalinas de mineralizações associadas a granitos e o domínio de turmalinas de mineralizações não relacionados a granitos (fig. 4).

Entre os elementos menores, o flúor pode ser utilizado para distinguir turmalina de diferentes ambientes. De uma maneira geral, turmalinas associadas a depósitos originados por fluidos muito ricos em voláteis são mais ricas em F. Ramsden et al. (1999) também chamam a atenção para o

enriquecimento em cobre de turmalinas relacionadas a depósitos de Cu e Cu-Zn. Entretanto, o nível de concentração deste elemento, assim como Zn e Pb, é, em geral, muito baixo, sendo necessárias técnicas mais sofisticadas de análise pontual, como a microssonda iônica.

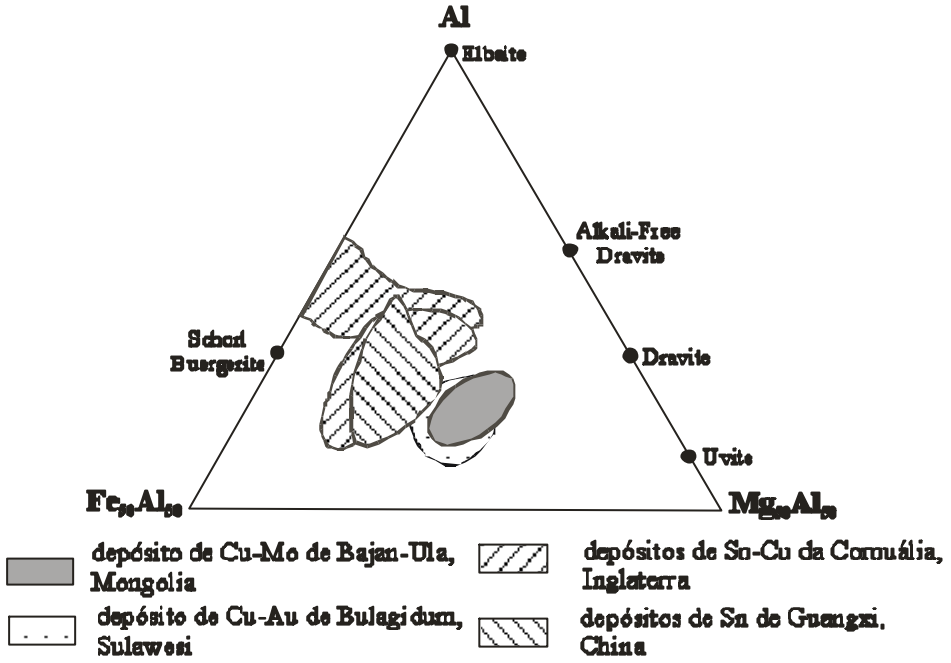


Figura 3 - Composição de turmalinas de depósitos associados a granitos (Slack, 1996)

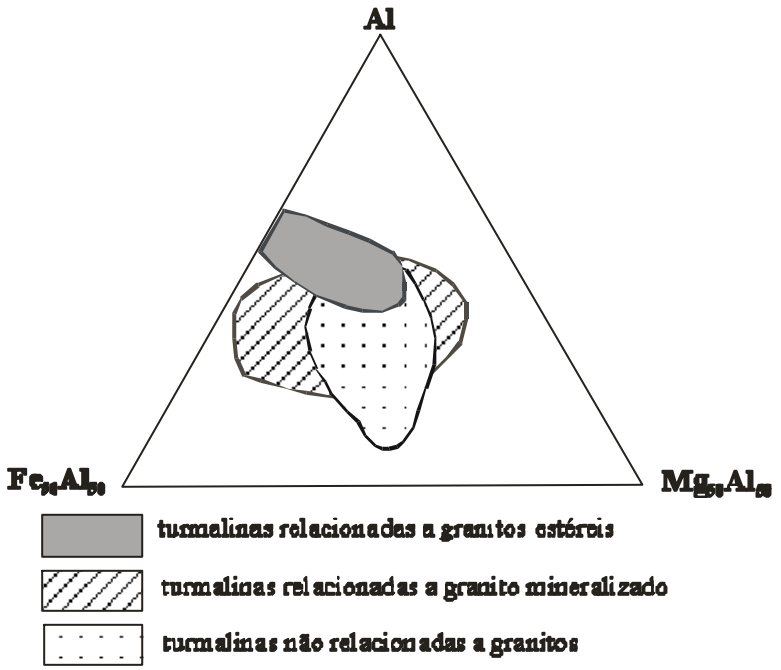


Figura 4 - Composição de turmalinas de localidades mineralizadas e estéreis da Nova Escócia (Clarke et al., 1989).

MODELOS METALOGENÉTICOS

MODELOS METALOGENÉTICOS - GRANITOS TIPO I E TIPO S

(Blevin & Chappell, 1992)

Granitos tipo I e tipo S

Têm diferenças fundamentais, que são críticas do ponto de vista metalogenético (fig 8 pg. 29). Estas diferenças incluem:

a) contrastes do material da fonte no "redox" do magma e na composição química

b) mecanismos de fracionamento contrastantes

c) controle do estado de oxidação na partição dos elementos metálicos ("elementos minério") entre sólido, líquido e fase fluida e nas concentrações de enxofre e cloro.

Situações contrastantes

1. Granitos tipo I oxidados, evoluindo por cristalização fracionada (alta fO_2 ~ NiNiO)

? granitos deste tipo não devem ter pirrotita como uma fase cristalina ? Cu e outros elementos calcófilos concentram-se na fase líquida já durante os estágios precoces da cristalização fracionada.

? se neste estágio houver a liberação de uma fase aquosa, Cu, S, Cl, Au, Mo irão preferencialmente para esta fase.

? com o aumento do grau fracionamento, haverá uma progressiva concentração de Mo e W.

? O estanho como Sn4+ irá entrar na estrutura de minerais como titanita e magnetita. Uma eventual concentração de Sn somente ocorrerá em estágios bem tardios, porém sem eficiência na geração de concentrações econômicas.

2. Granitos tipo I ou tipo S, evoluindo por cristalização fracionada a baixa fO2

? precipitação precoce de sulfetos com a conseqüente retirada do cobre da fase líquida.

? Mo também pode ser retirado desta maneira ou também ser assimilado por minerais do tipo ilmenita ou outras fases portadoras de Fe-Mg-Ti.

? teores de Cl no tipo I reduzido são menores que nos equivalentes oxidados, o que aliado ao comportamento do S não ajudará na extração eficiente de elementos calcófilos para uma fase aquosa exsolvida.

? Sn e W se concentram preferencialmente na fase líquida, gerando líquidos finais especializados, dos quais poderá se separar uma fase fluida enriquecida nestes alimentos.

? Mineralizações, nesta situação, são tipicamente pobres em enxofre.

3. Granitos que não sofreram fracionamento ou evoluíram por fracionamento do *restito*

? observa-se a ausência de mineralizações de associação magmática - hidrotermal.

O mecanismo de fracionamento de *restito* possui três implicações metalogenéticas:

i) concentração de elementos-traço (e de *elementos-minério*) não variam significativamente durante a diferenciação. Assumindo graus normais de fusão parcial, a concentração destes elementos não excederá muito a concentração original no protolito fonte.

ii) é possível que elementos mineralizadores sejam retidos por minerais que permanecem no restito.

iii) magmas máficos ricos em restitos têm temperatura mais baixa, portanto têm pouca possibilidade de evoluírem por cristalização fracionada e pouca energia para estabelecer sistemas hidrotermais.

POR QUE NEM TODOS GRANITOS PROSPECTIVOS SÃO MINERALIZADOS?

razões banais: não exposição da mineralização

erosão de uma zona mineralizada pré-existente.

razões fundamentais: mecanismo de fracionamento

momento de liberação da fase aquosa em relação ao grau de cristalização do plúton: conteúdo inicial de H_2O do magma

nível de intrusão

TRANSFORMAÇÕES TARDI/PÓS-MAGMÁTICAS

PROCESSOS HIDROTERMAIS ASSOCIADOS A DEPÓSITOS DO TIPO PÓRFIRO

Os depósitos classificados como do tipo pórfiro caracterizam-se por extensas zonas de alteração hidrotermal, desenvolvidas em geral como envelopes ao redor do pluton granítico. Os tipos de alteração hidrotermal geralmente identificados nos sitemas do tipo pórfiro são: potassificação, sericitização, propilitização e argilização.

Potassificação

Alteração responsável pela zona metassomática mais central, a **zona potássica ou K-silicática.** Caracteriza-se por neoformação de biotita e/ou feldspato potássico. Secundariamente, aparecem quartzo, sericita e, às vezes, anidrita ($CaSO_4$). Em depósitos do tipo Cu-Au pórfiro, o ouro ocorre, em geral, associado à zona potássica, tanto como disseminações, quanto preenchendo fraturas.

Paragênese: Kf e/ou biotita ± sericita ± clorita ± quartzo

Sericitização

Alteração responsável pela formação da **zona fílica ou sericítica**. Caracteriza-se pelo desenvolvimento maciço de fengita, substituindo todos os minerais primários, exceto o quartzo. É acompanhada de intensa silicificação, resultante da liberação de sílica no processo. Pode ser acompanhada de carbonatação. Pode conter importantes concentrações de Au ou Cu.

Paragênese mais comum: quartzo + fengita + pirita ± clorita.

Propilitização

Alteração sempre presente nos Cu-pórfiros, embora sem interesse econômico. Constitui a periferia dos sistema de alteração, desenvolvendo a chamada **zona propilítica.** Forma-se quando a razão fluido/rocha é baixa, em condições de baixa temperatura, pH neutro e ambiente redutor,

provocando a desestabilização dos minerais ferromagnesianos.

O termo alteração propilítca deve ser restrito à associação **albita-clorita-epidoto**, podendo estar ainda presentes os seguintes minerais: calcita, dolomita, titanita, actinolita, diopsídio, andradita, zeólita, galena, esfalerita, calcopirita.

Argilização

Alteração periférica a distal, presente quando o nível de erosão do depósito não é elevado e em áreas em que a alteração supergênica não foi expressiva. Essa alteração é responsável pela formação da chamada **zona argilosa ou argílica**. Em geral, é representada por caulinização ($Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$) do plagioclásio nas proximidades de corpos mineralizados ou pela formação de smectitas, principalmente montmorillonita [$(Ca,Na)_{0,7}Al_{3,3}Mg_{0,7}Si_8O_{20}(OH)4.nH_2O$], em zonas distantes da mineralização. Pirofilita, quartzo, alunita e dickita são encontrados nas porções apicais de muitos sistemas do tipo pórfiro, na chamada *lithocap*.

Guilbert e Lowell (1974) propuseram o modelo de alteração no qual o minério forma um envoltório ou cinturão de forma aproximadamente cilíndrica sobre um núcleo com baixo teor de cobre e molibdênio. O cinturão mineralizado é envolvido por auréolas piritosas sucessivamente com quantidades decrescentes de pirita. A zona periférica superior da auréola piritosa pode conter mineralizações de Pb, Zn, Au e Ag, além de calcopirita. A magnetita envolve a parte inferior do cinturão mineralizado. Quatro zonas distintas compõem a distribuição de silicatos nas jazidas disseminadas, a saber: potássica, fílica, propílica e argílica. Essa zonalidade é típica da maioria dos depósitos, mas podem ocorrer variações conforme o tipo de encaixante, a composição da intrusão e o nível de exposição do sistema (Guilbert & Lowell, 1974).

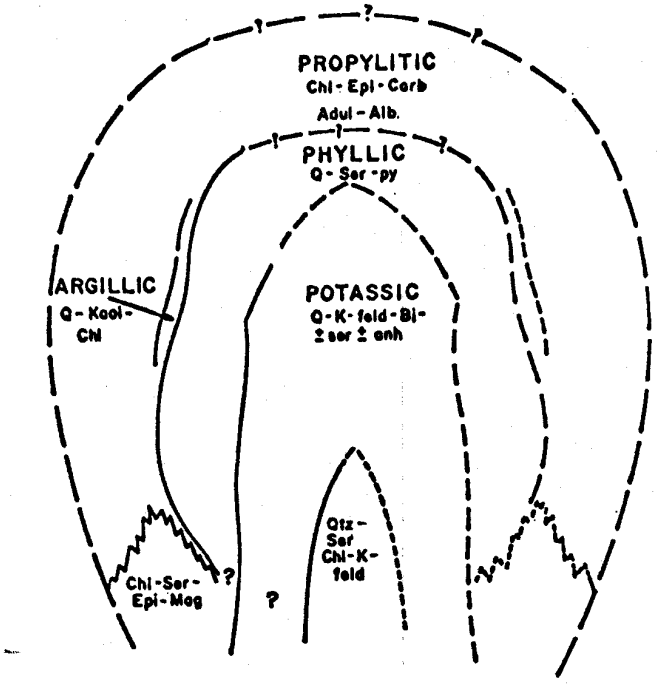


Figura 1 – Modelo esquemático da zonalidade da alteração hidrotermal nos depósitos do tipo pórfiro, segundo Guilbert & Lowell (1974).

A zona potássica representa o metassomatismo potássico acompanhado da lixiviação do cálcio e do sódio. Caracteriza-se pela presença de ortaclásio, biotita e quartzo, acompanhados por albita, sericita, anidrita e apatita. São comuns a magnetita, calcopirita, bornita e pirita.

A zona fílica, ou da sericitização, forma-se pela lixiviação do Na, Ca e Mg dos aluminossilicatos e caracteriza-se pela presença de quartzo + sericita, sendo os minerais acessórios os mesmos da zona potássica.

A zona propílica caracteriza-se pelo desenvolvimento de minerais calcimagnesianos, sendo os diagnósticos, clorita, epidoto, calcita e anortita. Os principais acessórios são apatita, anidrita, ankerita e hematita. Os sulfetos são raros, representados por pirita e calcopirita.

Na zona argílica, a argilização é denominada de intermediária se quantidades limitadas de K, Na e Mg permanecem na rocha, formando montmorilonita, illita, hidromicas e clorita, com ou sem caulinita. O ataque ácido resulta na formação de caulinita-dickita e da pirofilita. Quando essas fases são acompanhadas por diásporo, quartzo ou sílica amorfa, andaluzita e, raramente, córindon, a argilização é denominada avançada.

Sillitoe (1993) listou cinco tipos principais de alteração hidrotermal desenvolvida dentro e ao redor dos depósitos de cobre pórfiro ricos em ouro: potássio-silicática, propilítica, argílica intermediária, sericítica (fílica) e argílica avançada.

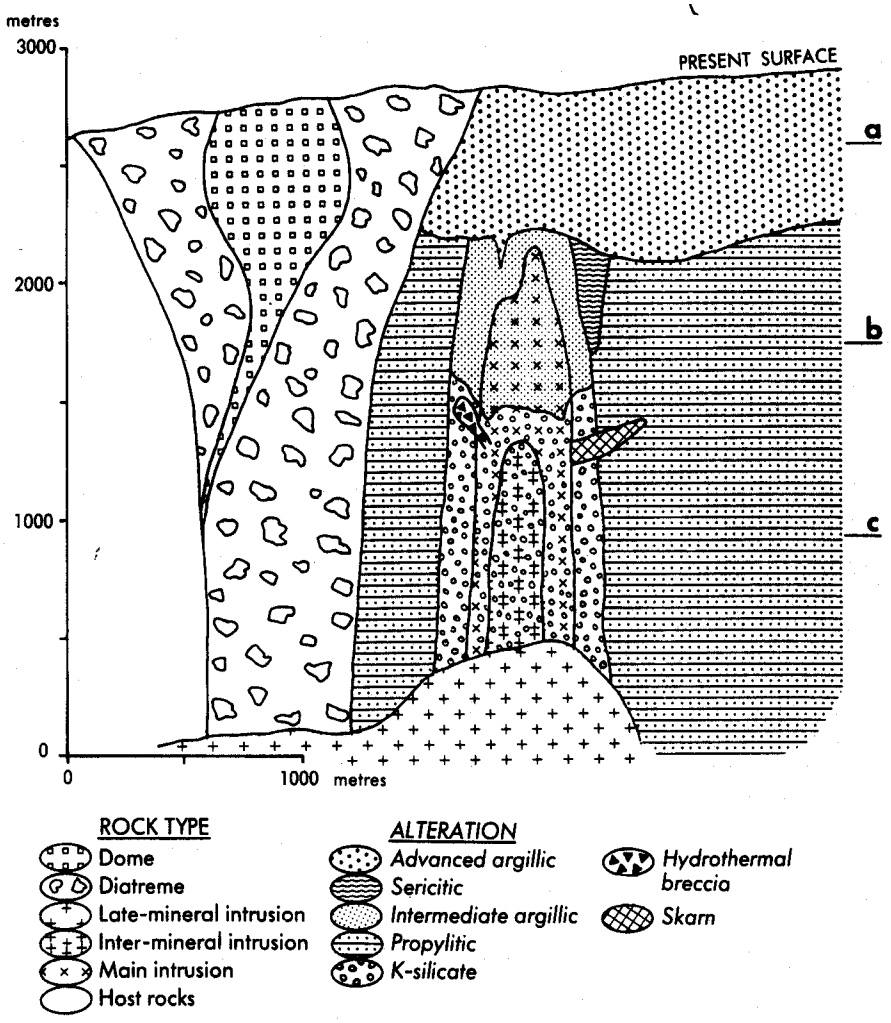


Figura 2 – Modelo esquemático da alteração hidrotermal em depósitos do tipo pórfiro ricos em ouro, segundo Sillitoe (1993).

A alteração K-silicática caracteriza-se pela presença de biotita secundária, comumente flogopítica ou rica em magnésio, acompanhada por feldspato potássico hidrotermal e/ou anfibólio rico em magnésio. Anidrita e magnetita são comuns, podendo também ocorrer epidoto e albita. Os sulfetos presentes são pirita, em pequena quantidade, calcopirita e bornita.

A alteração propilítica é caracterizada pela coexistência de clorita, epidoto, calcita e, localmente, albita. A pirita constitui de 3 a 20% da associação mineral.

A associação quartzo-sericita-pirita caracteriza a alteração sericítica ou fílica, que ocorre em volta dos núcleos de alteração K-silicática, onde há destruição parcial ou completa da textura original. A associação é muito comum nos depósitos de Cu-Mo pórfiro e não é extensamente

desenvolvida em muitos sistemas de cobre pórfiro ricos em ouro, apesar de a mineralização de Cu-Au estar associada a sericitização (Bell Copper, Canadá e Guinaoang (Filipinas).

A alteração argílica intermediária inclui sericita, illita, smectita, clorita e calcita. A magnetita encontra-se martitizada e pirita e hematita especular são introduzidas.

A alteração argílica avançada é encontrada nas partes superiores dos sistemas pórfiros ricos em ouro, comumente nas porções onde se situam as rochas vulcânicas. Os minerais característicaos são calcedônia, alunita, pirofilita, diásporo, caolinita ± dickita.

A mineralização de ouro e/ou cobre nos depósitos pórfiros é introduzida durante a alteração K-silicática. Brechas hidrotermais estão comumente presentes nesses depósitos e, quando são magmáticas-hidrotermais, apresentam alteração potássio-silicática e contêm conteúdos de cobre e ouro mais elevados que as zonas de *stockwork* e disseminadas.

Segundo Hedenquist & Lowenstern (1994), as intrusões nos depósitos do tipo pórfiro estão alteradas, com uma zona central de biotita ? K-feldspato (zona K-silicática), que externamente dá lugar a uma zona intermediária, com quartzo + clorita, comumente sobreposta por sericita e pirita (zona sericítica). As rochas encaixantes são alteradas para epidoto + clorita + albita (zona propilítica). Essas zonas de alteração são envolvidas por alteração argílica avançada. A mineralização de Cu-Au de alta temperatura é acompanhada por magnetita e ocorre como uma capa no contato entre as zonas K-silicática e sericítica.

PROCESSOS HIDROTERMAIS ASSOCIADOS A DEPÓSITOS DO TIPO Cu-Au-ÓXIDO DE FERRO

Os depósitos de Cu-Au-óxido de ferro formaram-se provavelmente em largo espectro de condições, em diferentes ambientes geológicos e rochas hospedeiras. Conseqüentemente, diferentes associações minerais de alteração são desenvolvidas (tabela 1) (Pollard, 2000).

Os principais tipos de alteração hidrotermal dos depósitos de Cu-Au-óxido de ferro assinalados por Pollard (2000) serão descritos a seguir.

Alteração Na-(Ca-Fe)

A maioria dos distritos em que ocorrem depósitos do tipo Cu-Au-óxido de ferro possui extensivo metassomatismo regional de composição Na-Ca-Cl.

A alteração denominada Na-(Ca-Fe) possui plagioclásio sódico (albita ou oligoclásio) como mineral característico. Outros minerais comumente presentes são: quartzo, escapolita, actinolita, diopsídio, paragonita, titanita, magnetita, hematita, apatita e carbonatos. Em alguns locais, como Mount Cobal (Cloncurry), rochas albitizadas associam-se a rochas com biotita-escapolita.

Alteração K-(Ca-Fe) de alta temperatura (> 400^{o}C)

Associações minerais semelhantes às da alteração potássica em depósitos de cobre pórfiro e caracterizadas por biotita, K-feldspato e magnetita, tipicamente associados com destruição de plagioclásio. Outros minerais presentes são: anfibólios, escapolita e granada almandina-espessartita.

Escarnito

Associações designadas de escarníticas são caracterizadas por clinopiroxênio da série diopsídio e granadas andradita-grossularita. Ocorrem em vários depósitos e em Mount Elliot forma o principal minério. A associação mineral característica associa-se a sistemas profundos mineralizados em Cu-Au com magnetita.

Minerais associados, considerados secundários, incluem: anfibólios, escapolita, magnetita, carbonatos e sulfetos.

Alteração K-Fe-H-(CO_2) de baixa temperatura (< 300^{o}C)

A alteração designada K-Fe-H-(CO_2) de baixa temperatura está tipicamente associada com sistemas do tipo Cu-Au-óxido de ferro com hematita, do tipo Olympic Dam.

Os minerais típicos dessa alteração são K-feldspato (adulária-microclínio), muscovita, clorita, hematita, siderita e calcita.

Tabela 1 – Resumo dos principais tipos de alteração hidrotermal nos depósitos do tipo Cu-Au-óxido de ferro (Pollard, 2000).

ALTERAÇÃO Associações Mineralógicas	***CONDIÇÕES***	**EXEMPLOS**
Na-(Ca-Fe) Ab/Olg?Act?Di?Esc?Qz?Tit?Mag?Hem	**400-600°C** fluido salino Na-Cl – $CaCl_2$ baixa X_{CO2} alto Na/K_{fluido}	Alteração regional Distrito de Cloncurry Cinturão costeiro chileno **Alteração na encaixante em depósitos de magnetita-apatita** Kiruna Alteração em volta de sistemas Cu-Au-Fe Mount Ellliot Eloise Alteração hospedeira de depósitos de Cu-Au-Fe Bidjovagge Pahtohavare
K-Fe (alta temp.) (Ba)-Kf?Bt?Qt Bt?Mag?Kf?Esc?Alm/Esc?Qz Bt?Ath?Hbl?Trem?Ep?Qz?Mag Mus?Bt-Qz-Mag	**> 400°C** fluido salino complexo	Alteração associada a sistemas Cu-Au-magnetita Osborne (Bt?Mag?Ath?Trem) Starra (Mag?Bt) Candelaria (Bt-Mag) Aitik (Bt-Mag-Musc)
Escarnito Di/Hed?Adr/Grs?Hbl?Epi	**> 400°C** fluido salino complexo (rico em Ca)	Alteração associada a sistemas Cu-Au-magnetita Candelaria – rochas carbonatadas Mount Elliot – fliudo Ca+Mg
K-Fe-H-CO_2 (baixa temp.) ?Kf?Mus?Ili?Chl?Qz?Cc?Sid	**200-400°C** fluido de salinidade moderada-baixa baixa P (possível ebolição)	Alteração associada a sistemas Cu-Au-Ag-hem Olympic Dam Manto Verde Zonas estéreis Vários terrenos graníticos proterozóicos australianos

Segundo Hitzman et al. (1992), a alteração em depósitos de Cu-U-ETR-Au-óxido de ferro hospedados em rochas vulcânicas e plutônicas mostra um zoneamento em relação à profundidade (figura 3), desenvolvendo-se alterações sódica, potássica, sericítica e sílica. A mineralização de U-Cu é geralmente posterior à alteração hidrotermal e é mais abundante nos sistemas em que predomina hematita sobre magnetita. As maiores concentrações de ETR associam-se a alterações potássica e sericítica ou a brechas tardias ricas em hematita. O ouro parece concentrar-se nas zonas de silicificação tardias.

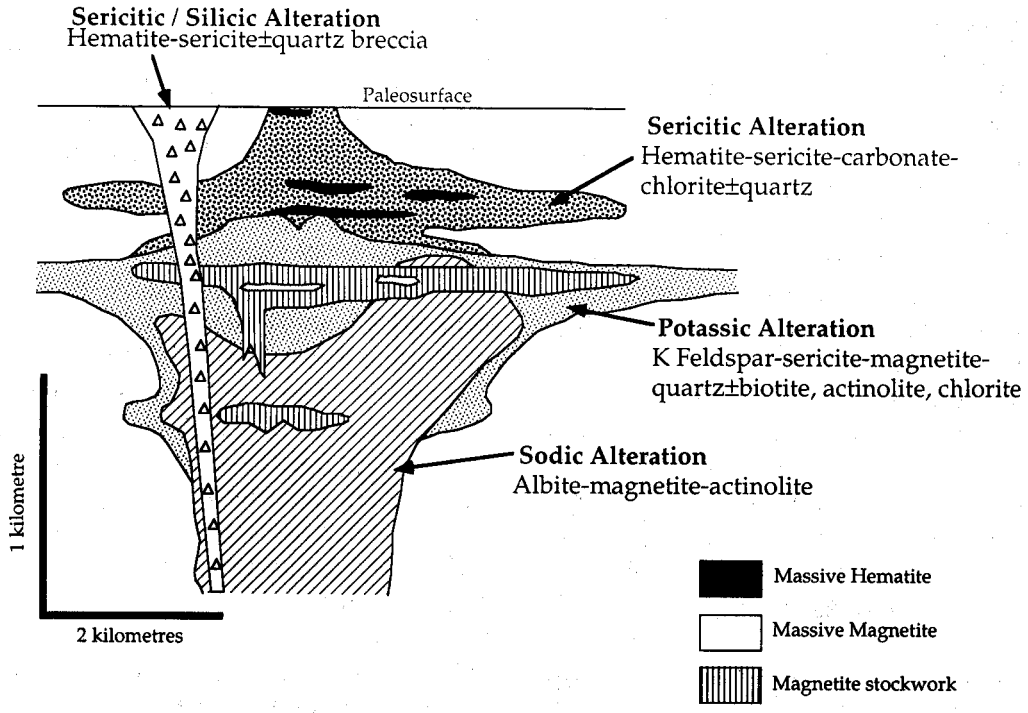


Figura 3 – Seção esquemática ilustrando as diferentes zonas de alteração hidrotermal nos depósitos de Cu-U-ETR-Au-óxido de ferro hospedados em rochas vulcânicas e plutônicas, segundo Hitzman et al. (1992).

ORIGEM E EVOLUÇÃO DE GRANITOS PORTADORES DE METAIS RAROS

Dra. Sara Lais Rahal Lenharo

Introdução

O conceito de saturação em alumina fornece um esquema de classificação muito útil na discussão de granitos mineralizados. A saturação em alumina é refletida pela mineralogia do granito e pode, portanto, ser geralmente utilizada no campo.

Outro conceito importante na avaliação de granitos é o estado de oxidação do magma, já que este exerce um controle primário sobre a maneira na qual alguns componentes irão se comportar durante a cristalização. O estado de oxidação pode exercer uma influência indireta sobre o comportamento dos metais raros, influenciando a forma na qual espécies complexantes potenciais se comportam (ex. S).

Granitos de diferentes ambientes tectônicos geralmente apresentam diferentes composições e assinaturas de elementos traços. Muitos granitos derivados da crosta se formam pela fusão parcial na ausência de vapor durante o metamorfismo na fácies anfibolito e granulito. A água necessária para promover a fusão é derivada da quebra das fases hidratadas, incluindo muscovita, biotita e anfibólio, com o grau de fusão sendo relacionado principalmente à abundância desses minerais e à temperatura alcançada durante o metamorfismo.

Uma vez que um grau de fusão parcial suficiente é alcançado, os magmas podem se separar de suas fontes e ascender em direção a superfície. O grau de fusão parcial requerido é geralmente em torno de 20%, mas em algumas circunstâncias pode ser menor que 15%.

Magmas graníticos predominantemente evoluem através da remoção de material da fonte não fundido (restito fracionado) e pela cristalização e remoção de novos minerais (cristalização fracionada). A partição dos elementos, entre o fundido e o resíduo, durante a fusão parcial é função da mineralogia do resíduo em diferentes graus de fusão parcial. Magmas graníticos que evoluem predominantemente por cristalização fracionada podem se tornar significantemente enriquecidos em elementos incompatíveis e, portanto, gerar um potencial para mineralização (ex. Sn, Ta, Cu, Mo).

Os mecanismos pelos quais os magmas evoluem para composições químicas extremas são de especial interesse porque os magmas residuais podem: 1) ser injetados dentro das rochas circundantes para cristalizar-se como pegmatitos (mineralizados); 2) cristalizar "*in situ*" como granitos contendo minerais de metais raros primários; e 3) particionar elementos metálicos para fluídos magmáticos-hidrotermais com precipitação durante alteração pervasiva subsequente, particularmente nos sistemas portadores de Sn.

Em alguns casos o fracionamento químico pode ser detectado através de uma série de fácies menos fracionadas, anteriores, sugerindo que os magmas originais foram provavelmente derivados de uma fonte "normal" não enriquecida em metais raros (Lehmann, 1990). Em outros casos, fácies menos evoluídas não são observadas e os magmas originais são inferidos como derivados de fontes

"especiais" (enriquecidas em metais raros) ou através de pequenos graus de fusão parcial do protolito (Christiansen et al., 1986).

Em adição à habilidade dos magmas metaluminosos evoluírem para composições peraluminosas, um outro fator importante é o papel dos componentes voláteis, particularmente o F e B. Weider & Martin (1987) apud Pollard (1995) sugerem que em altos níveis de F, o Ca pode desenvolver ligações do tipo Si-O-Ca-F, em magmas silicáticos, devido à instabilidade da anortita, de acordo com o esquema $CaAl_2Si_2O_8 + 4HF = CaF_2 + Al_2SiO_4F_2 + SiO_2 + 2H_2O$. Isto pode aumentar o ISA (índice de saturação em alumina) das fases a serem cristalizadas nos granitos mais evoluídos (ex. pela cristalização do topázio) e conduzir à cristalização da fluorita em um estágio final (possivelmente hidrotermal).

O papel principal dos constituintes voláteis (flúor, lítio, boro e fósforo) é: 1) diminuir progressivamente as temperaturas dos *liquidus* e *solidus* com o aumento de sua concentração; 2) quebrar a rede dos aluminosilicatos do líquido e, portanto, fornecer sítios adicionais para a incorporação de elementos grandes e incompatíveis; e 3) fornecer uma oportunidade para fracionamento extenso e para a promoção de tendências distintas dos elementos maiores na composição do magma.

Classificação dos Granitos RICOS EM Metais Raros

Kovalenko (1978) classificou os granitos ricos em metais raros em três tipos geoquímicos:

1) tipo "Li-F", que contém mineralizações de Ta, Li, Sn e às vezes W;
2) tipo "padrão", que inclui mineralizações de W, Mo, Be e raramente Ta e Sn;
3) granito "agpaítico", que contém depósitos de ETR, Y, Nb e Zr.

Os granitos do "tipo Li-F" exibem estrutura interna complexa, com fases iniciais alasquíticas e fases finais incluindo albita-granito. São portadores de amazonita, zinnwaldita ou lepidolita. Seus análogos efusivos e subvulcânicos são: ongonito e riolito rico em F.

Os granitos "tipo padrão" têm composição granítica média pobre em Ca.

Os granitos do "tipo agpaítico" formam maciços individuais ou conectados com granitos a biotita ou "tipo Li-F".

Mineralogicamente, os granitos ricos em metais raros dos tipos "Li-F" e "padrão" de Kovalenko (1978) são peraluminosos, ricos e pobres em F, respectivamente, enquanto o tipo "agpaítico" é, naturalmente, peralcalino.

Pollard (1989) reconheceu três grandes variedades de granitos especializados associados a mineralizações de metais raros, caracterizadas pelo enriquecimento em flúor e pelo desenvolvimento de alteração pervasiva pós-magmática:

1) Alcali-granito contendo minerais peralcalinos, associado principalmente a mineralizações de Nb (pirocloro). Esses granitos são comumente anorogênicos e caracterizados por elevados conteúdos de Fe, F, Nb, Zr, Rb, Sn e ETR e por baixos conteúdos de CaO, Ba, Sr e Ta/Nb;
2) Biotita- e/ou muscovita-granitos contendo micas de Fe e Li, associados com mineralizações de Nb-Ta(-Sn) (columbita-tantalita e cassiterita). Esses granitos ocorrem em ambientes anorogênicos e pós-orogênicos, sendo caracterizados pelo alto conteúdo de F, Rb e Sn e baixo conteúdo de CaO, Ba, Sr e Eu;
3) Lepidolita-albita-granito contendo topázio, associado com mineralizações de Ta(-Nb-Sn) (columbita-tantalita e cassiterita rica em Ta). Esses granitos ocorrem em ambientes pós-orogênicos, caracterizados pelos altos conteúdos de Al_2O_3, F, Li, Rb, Sn, Ta e Ta/Nb e pelos

baixos conteúdos de Ba, Sr, Eu, Zr e ETR.

Segundo Pollard (1995) os depósitos de metais raros associados a granitos ocorrem desde o Proterozóico Inferior até o Mesozóico, posicionam-se em níveis relativamente rasos (< 4 km) e, de acordo com o índice de saturação em alumina (ISA) da rocha hospedeira, podem ser classificados em dois grandes grupos ou variedades: peraluminosos e peralcalinos.

As variedades peraluminosas geralmente ocorrem em cinturões dobrados, como plútons pós-orogênicos, estando associadas predominantemente com mineralizações de Ta(-Sn) contendo topázio primário e micas ricas em Li. A mineralização (columbita-tantalita, microlita e cassiterita rica em Ta) é disseminada nas partes apicais do fácies mais evoluído do corpo granítico. Os granitos são enriquecidos em Al_2O_3, Na_2O, F, Li, Rb, Cs, Ga, Nb, Sn e Ta, têm elevada razão Ta/Nb, e são empobrecidos em TiO_2, MgO, CaO, Zr, Sr e Eu.

As variedades peralcalinas contendo arfvedsonita e egirina primárias, em sua maioria, foram posicionadas durante eventos extensionais, ou migraram para porções mais elevadas a partir de "hot spots" do manto em antigas regiões cratônicas, formando complexos anelares subvulcânicos. Esses complexos estão associados a mineralizações de Zr-Nb-ETR(-Be-Y-Sn-Ta). As mineralizações são do tipo disseminada, predominando minerais de Zr, Nb e ETR formados durante a cristalização do magma ou durante alteração hidrotermal pervasiva (metassomatismo Na e Ca). Os granitos peralcalinos são caracterizados por altos conteúdos de Fe, F, Nb, Zr, Rb, Sn e ETR, baixos conteúdos de CaO, Ba e Sr e baixa razão Ta/Nb.

ASPECTOS TEXTURAIS DOS GRANITOS ASSOCIADOS À MINERALIZAÇÃO

Mineralização de metais raros é tipicamente associada com complexos intrusivos multifásicos, os quais comumente se tornam mais especializados geoquimicamente em direção as fases finais. Essas fases finais são tipicamente intrusões pequenas, de granulação fina em formas de lentes ou "stocks". Esses corpos de estágios finais geralmente ocorrem na zona de teto do batólito e, portanto, tendem a ocupar posições topograficamente mais elevadas. Os corpos, por vezes, apresentam um zonamento vertical bem desenvolvido, o qual é expresso por mudanças na textura, mineralogia e composição modal.

O contato superior dos plutons mineralizados é frequentemente marcado pela presença de uma fácies marginal complexa, a qual pode ter uma variedade de formas, incluindo:

a) Desenvolvimento de um "stockscheider" marginal variando de alguns centímetros a vários metros de espessura. A espessura desta zona diminui em direção aos flancos da intrusão e eventualmente desaparece;
b) Lentes sub-horizontais de quartzo-feldspato intercaladas com o granito de granulação fina;
c) Camadas alternadas de diferentes composições (ex. quartzo e quartzo-feldspato, rica em mica e pobre em mica);
d) Quartzo ou cristais de feldspato projetados para baixo na matriz do granito fino; e
e) Desenvolvimento de textura com aspecto de cérebro (brain-rock texture), composta de estreitas (< 1cm), alternadas e sinuosas camadas de quartzo e microgranito. Estas texturas são mais comuns em sistemas subvulcânicos.

A fácies marginal esta sobre o granito fino, o qual pode exibir uma variedade de tipos

texturais e comumente mostra gradação na granulação e na textura. Esta variação textural é causada principalmente pela variação nas condições de cristalização para diferentes tipos de granitos, incluindo especialmente a presença de uma fase aquosa rica em fluidos separada.

Em situações onde a saturação em fluidos ocorre relativamente cedo (ex. em sistemas de Mo pórfiro) fraturas mineralizadas se propagam dos fácies marginais para dentro das rochas encaixantes durante a cristalização. Em sistemas onde fraturas não se desenvolvem devido a pressões confinantes mais elevadas e/ou conteúdo de água inferior (ex. em alguns sistemas Sn-W), desenvolvem-se cavidades miarolíticas, as quais podem ser responsáveis por mais de 10% em volume do granito. Estas cavidades miarolíticas podem permanecer como espaços abertos ou podem ser preenchidas por minerais hidrotermais, incluindo cassiterita, scheelita e minerais de terras raras.

Em outros granitos, podem ser desenvolvidos dois domínios de texturas constrastantes. Um domínio consiste grandemente de intercrescimento granofírico de quartzo, feldspato alcalino e biotita. O outro domínio consiste de uma rede anastomosada de quartzo de granulações grossa, feldspato alcalino, biotita e outras fases tais como topázio, fluorita e turmalina. A escala de desenvolvimento desta textura varia amplamente, variando de granito fino com bolsões esparsos de intercrescimento granofírico até rochas compostas de quantidades essencialmente iguais de intercrescimentos granofíricos isolados situados em uma rede trapeada de material pegmatítico de granulação grossa.

A relação entre as fases mineralizadas de granulação fina e os granitos de granulação grossa, os quais podem constituir o maior volume do batólito, é variável. Em alguns casos existe um contato gradacional entre as porções superiores, a fácies de granulação fina e a fácies inferior de granulação grossa, sugerindo que todas as fácies se cristalizaram a partir de um mesmo magma. Em outros casos os granitos finos intrudem os granitos precoce de granulação grossa e aparentemente representam ou um evento de fusão parcial separado (magma batch) ou um produto de fracionamento do magma parental. Ocasionalmente existem múltiplas intrusões de granitos mineralizados de estágio final, formando plutons separados (ex. Nok Hook), ou uma série de plutons empilhados (ex. Beauvoir).

GRANITOS FÉRTEIS DO TIPO LCT E DO TIPO NYF

Dra. Sara Lais Rahal Lenharo

Após um estudo detalhado de 20 granitos férteis e pegmatitos associados, Cerny (1991) propôs uma classificação desses, baseada na correlação de seus posicionamentos tectônicos relativos aos eventos orogêncios anteriores com suas assinaturas geoquímicas, denominados: LCT (Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Nb<Ta, B, P e F); e NYF (Nb>Ta, Y, REE, Sc, Ti, Zr, Be, Th, U e F).

Os sistemas granito-pegmatitos estudados pertencem a composição granítica supersaturada em sílica. Os índices A/CNK e A/NK foram usados para determinar a composição geral, os quais foram assim subdivididos: peraluminoso (A/CNK > 1); subaluminoso (A/CNK ? 1), metaluminoso (A/CNK < 1 e A/NK > 1), subalcalino (A/NK ? 1) e peralcalino (A/NK < 1). Em relação ao posicionamento tectônico, o termo orogênico tardio foi aplicado para granitos posicionados durante ou entre aproximadamente 20 Ma após o último estágio datado do último período orogênico anterior ao posicionamento. Os granitos posicionados cerca de 20 até 120 Ma após o último evento orogênico foram designados de pós-orogênicos. Desta forma, os granitos que pós-datam o último evento dinamotermal por mais de 120 Ma foram denominados anorogênicos.

Em relação aos pegmatitos, a classificação mais difundida reflete uma subdivisão geneticamente condicionada de categorias de pegmatitos, ou seja:

1) Uma categoria (LCT), que é amplamente distribuída no mundo, incluí um espectro vastamente diversificado de pegmatitos estéreis, diques portadores de berilo+columbita-tantalita+fosfatos, pegmatitos complexos enriquecidos em Li e portadores de pollucita e outros tipos relacionados. Comumente apresentam transição gradual entre os tipos de pegmatitos individuais e zonamento regional desses pegmatitos ao redor dos granitos parentais. A composição desses pegmatitos é enriquecida em Li, Rb, Cs, Be, Sn, Nb<Ta, B, P e F, enquanto que Ti, Zr, Y e ETR são muito baixos.
2) A segunda categoria (NYF) é menos comum e também apresenta uma variabilidade restrita na paragenese mineral. Esses pegmatitos tendem a ser confinados no interior dos seus granitos parentais ou imediatamente nas proximidades. Os pegmatitos contêm mineralização acessória com Nb>Ta, Y, ETR, Ti, Zr, Be, U, Th e F. Os conteúdos de P, B e alcalis raros são geralmente negligiveis.

A Figura 1 mostra as assinaturas A/CNK e A/NK dos sistemas granito-pegmatitos estudados, codificados de acordo com sua filiação tectônica e assinatura geoquímica dos pegmatitos. Os granitos peraluminosos são predominantemente sin- a orogênico tardio e pós-orogênico. Os sistemas dominantemente metaluminosos são mais ou menos distribuídos nas 3 categorias. Apenas as intrusões com unidades peralcalinas são anorogênicas.

Através dessa figura, não resta dúvida sobre a forte correlação entre granitos peraluminosos e o tipo geoquímico LCT, assim como os granitos metaluminosos a peralcalinnos e o tipo geoquímico NYF.

Já a correlação entre filiação tectônica e a assinatura de elementos raros dos sistemas granito-

pegmatitos não é tão rigidamente definida. Os sistemas LCT são principalmente sin- a orogênicos tardios, mas sistemas pós-orogênicos e anorogênicos também são comuns. Por outro lado, a grande maioria dos sistemas NYF, ou dominantemente NYF, são pós-tectônicos, com casos sin-, orogênico tardio e anorogênico subordinados. De forma geral, observa-se uma tendência de sistemas LCT serem de filiação sin- a orogênica tardia e de sistemas NYF terem um caráter pós-orogênico a anorogênico.

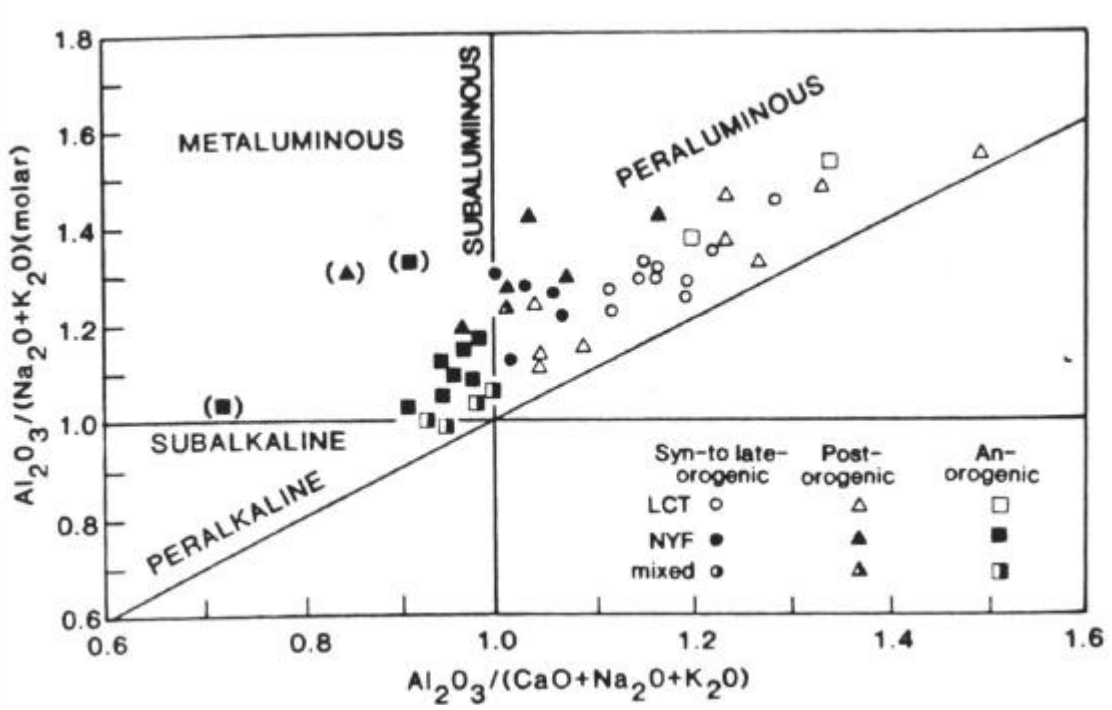


Figura 1: Índice de Saturação em Alumina. Os granitos estão codificados de acordo com suas filiações tectônicas e assinaturas geoquímicas. Símbolos entre parênteses referem-se a composições geneticamente relacioanadas, mas não idêntica a dos granitos férteis.

O sistema portador de LCT

Os sistemas granito-pegmatitos com a associação dos elementos raros Li, Rb, Cs, Be, Sn, Nb<Ta, B, P e F são relativamente simples de interpretar. Muitos desses elementos raros, típicos, são altamente voláteis e facilmente mobilizados em diferentes complexos e/ou atuam como fluxos abaixando o liquidus e solidus na fusão e cristalização de magmas. Assim é possível que esses elementos sejam extraídos para dentro dos primeiros fundidos derivados de litologias progressivamente metamorfizadas sob condições relativamente hidratadas.

London (1995), comenta que a tendência da família de depósitos a metais raros do tipo LCT em conter elevadas concentrações de F, B e P resulta de 5 fatores, a saber: 1) enriquecimento desses elementos na fonte (F nas micas, B na turmalina e P na apatita); 2) alta solubilidade do F, B e P nos fundidos; 3) dissolução incongruente da turmalina e biotita no magma; 4) alta solubilidade da apatita em magmas peraluminosos; e 5) coeficientes de partição relativamente pequenos para F

entre a biotita e magmas peraluminosos. O acúmulo desses componentes de fluxo conduz a composição do magma à um decréscimo no conteúdo de silica, e aparentemente a um aumento na alcalinidade e maior solubilidade de água. Todos esses fatores aumentam a solubilidade dos elementos incompatíveis, especialmente os HFSE, no magma.

A solubilidade dos minerais formadores do minério, tais como cassiterita e tantalita, é alta em sistemas haplograníticos simples. Fatores que diminuem a solubilidade parecem ser o aumento do estado de oxidação e o aumento da aluminosidade do magma. Assim como F e P, os HFSE particionam para o líquido magmático sobre o vapor, sugerindo que para a formação dos depósitos de suítes LCT o processo necessário seja um fracionamento magmático na ausência de uma fase vapor.

Seqüências de metapelitos e metaturbiditos, que comumente hospedam os sistemas portadores de LCT em nível de fácies anfibolito de baixo grau, têm sido tradicionalmente consideradas como o principal ou único protolito em níveis profundos devido ao seu relativo enriquecimento em elementos LCT.

Também tem sido provado que um número crescente de granitos férteis são derivados de uma mistura do embasamento com protolitos supracrustais, apresentando geoquímica intermediária homogeneizada ou mostrando diversas origens de plutons individuais dentro de uma única área.

O significante papel do embasamento na assinatura LCT dos fundidos de pequena porcentagem, subsequentemente aumentada pelo fracionamento, não deve ser uma surpresa. Nos terrenos Pré-Cambrianos, litologias do embasamento comumente constituem-se de paragnaisses ou ortognaisses félsicos que podem transportam conteúdos apreciáveis de elementos tipo LCT, se não forem depletados por anatexias anteriores ou metamorfismo do grau granulito. Mesmo os tonalitos-trondjemitos intermediários amplamente distribuídos no embasamento arqueano são, em geral, altamente fracionados em suas fases minerais de fundidos em pequena porcentagem.

Todos os aspectos sugerem que os sistemas LCT evoluem relativamente cedo nos eventos orogênicos, concentrando facilmente componentes móveis em ambientes relativamente ricos em fluidos de primeira geração de fundido. No entanto, os sistemas LCT pós-orogênicos e anorogênicos relacionados com falhas também são interpretados como formados de fontes não depletadas dentro das partes inferiores da crosta mais espessa, sujeita a domínio termal e/ou aquecimento friccional e introdução de fluidos.

O sistema portador de NYF

Em contraste ao apresentado para o sistema LCT, a interpretação das suítes granito-pegmatitos do tipo NYF é muito mais difícil. Os principais limitantes impostos sobre suas gêneses são: a química grandemente metaluminosa (a subalcalina, raramente peralcalina); posicionamento intermediário a raso (até subvulcânico); empobrecimento na maioria dos elementos voláteis incluindo H_2O; e aspectos mineralógicos e texturais indicativos de condições relativamente anidras da cristalização magmática primária. Razões iniciais de $^{87}Sr/^{86}Sr$ são geralmente baixas, enquadrando-os na margem superior do intervalo de crescimento do manto. A assinatura NYF corresponde àquela dos granitos tipo A, sendo que F parece ser o principal elemento volátil.

A interpretação clássica afirma um segundo evento de fusão da crosta média a inferior, litologias de alta pressão desidratadas e geralmente empobrecidas durante o episódio anatético precedente. O calor requerido para esta segunda fusão é geralmente considerado como vindo de fundidos basálticos derivados do manto que estão frequentemente presentes como membros

gabróicos de suítes bimodais. O caráter granulítico da fonte explica o enriquecimento em F, liberado a partir de minerais metamórficos ferromagnesianos contendo F e estáveis em elevadas pressões e natureza anidra dos magmas ascendentes.

A hipótese de diferenciação direta de magmas básicos recém derivados do manto é suportada pelo enriquecimento dos basaltos sub-continentais mantélicos na maioria dos elementos NYF e pelos valores de ?Nd (T) apresentados pelos granitos, que são próximos ao do manto. No entanto, os isótopos de Sm-Nd sistematicamente não conseguem distinguir entre um novo pulso ígneo do manto e anatexia de um componente crustal juvenil com curto tempo de permanência na crosta.

Deve-se destacar que os dois modelos apresentados - anatexia de um granulito depletado e diferenciação do manto ou anatexia de litologias ígenas juvenis - não são mutualmente exclusivas e podem ser processos combinados.

A química dos cristais e o comportamento geoquímico dos elementos NYF sugerem que Ti, Zr, Nb-Ta e F podem ter sido enriquecidos em rochas residuais de alto grau após a primeira fusão, e preferencialmente mobilizados a partir deles durante uma subsequente anatexia de alta temperatura. Ao contrário, Th e U não sobreviveriam a um primeiro evento anatético e não seriam preservados em concentrações apreciáveis para um segundo evento. No entanto, Christiansen et al. (1988) documentaram 1,5 ppm de U como média de granulitos félsicos, teor consideravelmente elevado dentro da baixa percentagem de líquido magmático.

Embora exista algum enriquecimento em basaltos sub-continentais mantélticos, não se pode esperar que os elementos NYF sejam fracionados em magmas residuais em quantidades significativas a menos que os magmas sejam explicitamente peralcalinos. Alguns autores propõem fluidos derivados do manto que atuam como agentes de aquecimento e fluxo na anatexia da crosta inferior ou como agentes que promovem a separação de magmas graníticos de magmas basálticos parentais.

Cerny (1991) conclui que o processo amplamente aceito de anatexia de litologias de grau granulito depletadas parece ser mais provável para a geração de granitos tipo A, férteis, portadores de elementos NYF. A anatexia de litologias juvenis com curto tempo de residência crustal pode representar uma alternativa, enquanto que diferenciação direta de magmas tipo NYF a partir de magmas derivados do manto é pouco provável. Condições de enriquecimento em alcalis muito especificas seriam requeridas nesse último processo. Esses modelos mais aceitos apresentados operam em ambiente de formação pós-orogênico e anorogênico, em regimes extensionais.

No entanto, Creaser et al. (1991), demonstra claramente que a origem dos granitos tipo A não pode estar ligada a uma fonte residual (granulito depletado) para gerar fundidos com as características dos elementos maiores apresentadas e sugere um modelo alternativo envolvendo fusão parcial de rochas crustais ígneas de composição tonalítica a granodiorítica.

O sistema misturado NYF+LCT

Em todos os exemplos com misturas dos tipos LCT e NYF, a assembléia LCT é quase negligível em relação a assinatura NYF, a qual é dominante na escala de todo o sistema granito-pegmatito. No entanto, minerais LCT podem se tornar proeminentes e até dominantes dentro de alguns poucos corpos pegmatíticos individuais que mostram um fracionamento máximo de alcalis raros dentro de seus grupos cogenéticos.

Se o modelo anatético de crosta juvenil depletada for invocado para o dominante componente NYF, então, têm-se 3 interpretações possíveis para o sistema misturado: 1) a crosta teria sido apenas parcialmente depletada (Whalen et al., 1987); 2) a anatexia afetou um intervalo misto de protolitos depletados e não depletados (Whalen et al., 1987); ou 3) um puro magam NYF formado da crosta depletada torna-se contaminado pela disgestão de litologias não depletadas (Bergstol & Juve, 1988).

Se o modelo de um magma granítico NYF derivado do manto for considerado, a única possibilidade é a extração da associação LCT a partir de rochas crustais não depletadas digeridas. Reações de supracrustais com magma granítico parecem, no geral, serem negligíveis, mas poderiam ser mais extensivas em níveis mais profundos.

As 3 interpretações representam mecanismos viáveis mas é difícil selecionar racionalmente, a partir deles, um modelo que se ajuste a casos específicos. Considerando as incertezas sobre a origem da assinatura NYF sozinha, qualquer tentativa para tratar da origem de localidades específicas com mistura de associação NYF-LCT é, atualmente, especulativa

TOPÁZIO GRANITOS E ONGONITOS

Dra. Sara Lais Rahal Lenharo

Ongonitos ou quartzo-keratófiros portadores de topázio são análogos subvulcânicos dos granitos com metais raros ricos em Li e F, cristalizados a partir de fundidos altamente fracionados, contendo até 3,5% F. Os ongonitos podem ser considerados como fundidos graníticos ricos em Li e F (topázio granitos com Li-mica) parcialmente cristalizados ou rapidamente cristalizados (*quenched*). Os minerais primários dos ongonitos são albita, K-feldspato e quartzo, ocorrendo como fenocristais e na matriz microcristalina. Topázio e micas são menos abundantes e ocorrem raramente como fenocristais. Minerais acessórios incluem fluorita, granada, zircão, ilmenita, columbita, tantalita, cassiterita e pirita. O topázio pode constituir até 10% da matriz dos ongonitos e são considerados como aspecto característico dessas rochas.

Topázio riolitos são lavas e intrusões rasas, alcalinas, silicáticas, ricas em F, que são caracterizadas pela presença de topázio em cavidades de gases, comumente associadas com Mn-Fe-granada, bixbyita, pseudobrookita, especularita e quartzo. Outros minerais comuns são sanidina, berilo avermelhado, fluorita e cassiterita. O topázio nos riolitos cristalinos presumivelmente indica enriquecimento em F no magma original. Alguns autores (Christiansen et al, 1983) consideram ongonitos e topázio riolitos como idênticos, pois apresentam conteúdos similares de elementos maiores e traços. Outros (Johnston & Chappell, 1992) consideram que os ongonitos são, em geral, mais evoluídos que os topázio riolitos.

No campo, o aspecto característico é a presença de topázio, o qual aparece, nas lavas, em cavidades miarolíticas ou cavidades com camadas concêntricas (lithophysal). O topázio é mais facilmente distinguido do quartzo com hábito prismático e aparência similar, através de sua clivagem basal perfeita e simetria ortorrômbica. O topázio e os minerais associados não estão presentes em todas as cavidades de gás ou em todas as porções do topázio riolito.

O conteúdo mínimo de F para formar topázio nos riolitos e/ou ongonitos está em torno de 0,15% em peso. Nos ongonitos da Mongólia foi detectado de 0,8 a 3,2% de F nos vidros. O efeito do F nos magmas riolíticos é abaixar a temperatura dos solidus e a viscosidade, assim como expandir o campo de estabilidade do quartzo.

Os ongonitos e/ou topázio riolitos apresentam baixos conteúdos de TiO_2, FeO, Fe_2O_3, MgO, MnO, CaO e P_2O_5, são peraluminosos e altamente reduzidos. Suas características sugerem que sejam derivados de uma porcentagem relativamente pequena de fusão parcial de uma fonte granulítica residual na crosta inferior. A geoquímica, mineralogia e posicionamento tectônico dos topázio riolitos sugerem a equivalência com granitos anorogênicos aluminosos (em oposição aos peralcalinos).

Durante os estágios finais de cristalização de magmas ongoníticos, o fluido se torna enriquecido em Be, W, Pb, Zn, F, B, Li, Si e H_2O, que são os componentes responsáveis por adicional greisenização. A partição desses elementos para a fase fluida no final da cristalização explica a relativa escassez desses elementos nos corpos ongoníticos e a abundância dos mesmos elementos nas rochas vizinhas, por vezes, contendo mineralização de Be, W, etc..

Topazitos são intimamente relacionados aos ongonitos. A transição de ongonito para topazito, em alguns casos evidente, pode ser devido a mudanças na concentração de HF e o tempo e grau de perda dos voláteis pela rocha (Kortemeier & Burt, 1988; Eadington & Nashar, 1978). Os topazitos são considerados, por alguns autores (Manning, 1981; Johnston & Chappell, 1992) como essencialmente hidrotermais, sendo formados a partir de uma fase aquosa que acompanha um fundido silicático. Quartzo e topázio (± albita, dependendo do conteúdo de F do sistema) precipitariam desse fluido e o crescimento desses minerais continuaria enquanto Al, Si e F fossem transferidos, através do fluido supercrítico, do magma remanescente para os sítios de deposição. Segundo Eadington & Nashar (1978), a cristalização magmática dos topazitos seria a partir de um magma silicático seguindo a saturação em água (second boiling) e a formação de uma fase aquosa imiscível.

Topázio-Li-mica granitos são uma classe de granitos a metais raros importante porque constituem fontes significantes de Li e Ta, bem como de Sn. Estes granitos fortemente peraluminosos mostram o fracionamento mais extremo de todos os granitos a metais raros e são compostos essencialmente de albita, com menor quantidade de quartzo, K-feldspato, Li-mica e topázio. Os minerais acessórios incluem cassiterita, microlita, tantalita, ambligonita, apatita, monazita e zircão. Esses granitos são divididos em 2 subtipos: 1) tipo rico em fósforo que parece ser mais importante para mineralização de Ta (granitos tantalíferos); e 2) Tipo pobre em fósforo que é mais importante para a mineralização de Sn e W.

Neste contexto, associam-se os granitos rapakivi que geralmente estão relacionados a depósitos polimetálicos de Sn e Fe-Cu. Os depósitos de Sn (-W-Be-Zn-Pb-Ag) tipo greisen, skarn e em veios ocorrem associados, mais comumente, às fases finais especializadas de topázio-microclínio-albita-granitos. Mineralização do tipo "greisen" ocorre nas áreas dos granitos Eurajoki (Maciço Laitila) e Kymi (Maciço Wiborg) na Finlândia. De acordo com Haapala (1978), em ambos os casos a mineralização está associada a intrusões complexas, em forma de cúpula, portadoras de topázio, ou seja, variedades do estágio tardio de granitos rapakivi. No Brasil, os depósitos estaníferos de Rondônia estão associados aos granitos rapakivi do Proterozóico Médio, incluindo granitos alcalinos, greisen e brechas.

GRANITOS TANTALÍFEROS

Dra. Sara Lais Rahal Lenharo

Os granitos tantalíferos, como citado acima, constituem parte de um conjunto de granitos relacionados a mineralização de metais raros (Sn, W, Mo, Nb, Ta, Li, Be, Rb, Cs, Th, U e ETR).

Granitos portadores de Ta são distintamente peraluminosos (ISA variando de 1,2 a 1,53), de caráter sódico (razões Na/K maior que 1,4), altamente fracionados e com elevados conteúdos de Li e geralmente F (topázio-Li-mica-granitos; lepidolita-albita-granito; etc.). Podem apresentar equivalentes vulcânicos, como os macusanitos, e pegmatitos.

Em alguns topázio-lepidolita-granitos pode se desenvolver uma textura porfirítica nas porções mais elevadas da intrusão, em que os fenocristais mostram textura "snowball". Esses fenocristais são constituídos de quartzo, feldspato alcalino ou topázio, os quais contêm numerosas ripas de albita, orientadas paralelamente as zonas de crescimento do cristal. Essa textura indica cristalização simultânea desses minerais a partir de um magma rico em F e Li.

Os granitos portadores de Ta são subdivididos em duas classes (Raimbault et al., 1991): 1) Pobre em Si ($67\% < SiO_2 < 72\%$) e rica em P ($0{,}6\% < P_2O_5 < 2\%$), denominada ambligonita-granitos; e 2) Com Si "normal" ($71 < SiO_2 < 76$) e com baixo P ($P_2O_5 < 0{,}15$). Os conteúdos de Li, geralmente elevados, são correlacionáveis ao P.

A classe ambligonita-granito corresponderia ao subtipo ambligonita-lepidolita-pegmatito a metais raros (LCT) de Cerny (1991) e a outra classe, com baixo P, corresponderia ao subtipo de pegmatitos a metais raros portadores de albita.

Os depósitos de Ta associados a granitos geralmente formam zonas, maciças ou na forma de lentes, com mineralização predominantemente disseminada nas porções superiores dos granitos especializados do pluton. A mineralização comumente atinge um máximo quando ocorre em associação com zonas enriquecidas em albita, fluorita e minerais contendo Li (lepidolita, ambligonita), em pequenas intrusões tardias. Em depósitos de metais raros, é particularmente comum a associação da mineralização de Ta com o Li, sendo que granitos a metais raros ricos em Li tipicamente contêm zircões ricos em Hf.

O depósito de Ta melhor conhecido no mundo é o de Tanco, no Canadá, no qual as maiores concentrações de óxidos de Ta (wodginita, manganotantalita, etc) estão em albititos e lepidolita-granitos, que também contêm zircões ricos em Hf. Em Yichun, na China, a mineralização de Ta (-Nb, -Sn) é disseminada no topázio-lepidolita-granito, o qual é o resultado de um extremo fracionamento químico que concentrou os metais raros em um fundido residual.

Em relação à formação das zonas mineralizadas são considerados dois grandes modelos genéticos (Figura 2). Um modelo, proposto por Beus, considera a formação do minério essencialmente como o resultado da ação de soluções pós-magmáticas ascendentes, as quais retiram os metais das zonas inferiores e os concentram em zonas apicais. Assim, a distribuição do metal no granito consolidado, modificado por alteração pós-magmática, é essencialmente homogênea e mais elevada perto do teto do pluton.

O outro modelo, proposto por Kovalenko, considera que a concentração de metais raros nas zonas apicais dos plutons ocorre durante a cristalização magmática na presença de uma fase aquosa rica em fluidos, e que carreamento pós-magmático não exerce um papel importante no

aumento do conteúdo do metal.

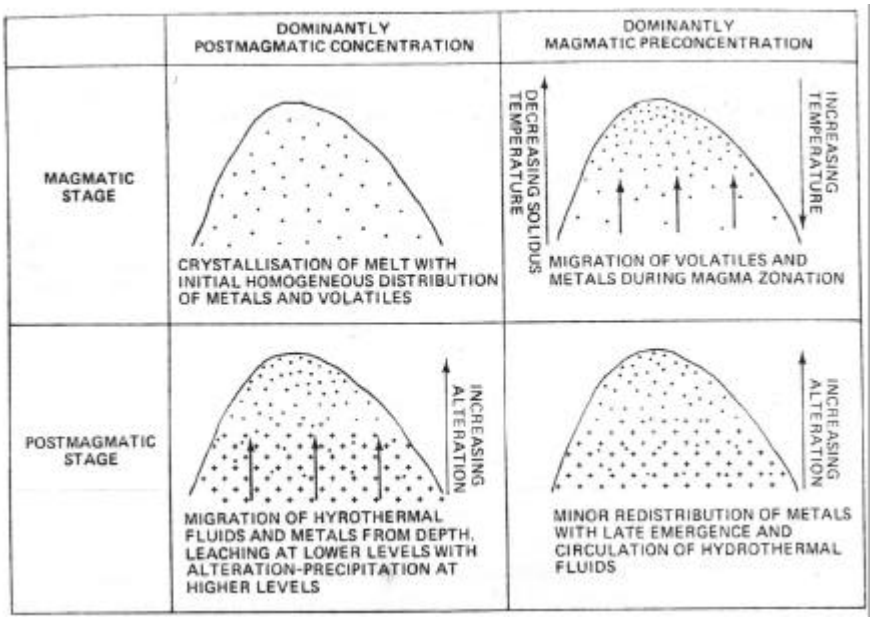


Figura 2: Modelos genéticos de mineralização de Ta.

TRANSFORMAÇÕES RELACIONADAS A GRANITOS EVOLUÍDOS

Diferentes tipos de alteração hidrotermal são registrados em granitos associados a mineralizações de Sn e metais raros, constituindo processos fundamentais para a concentração de metais na grande maioria dos depósitos. A seqüência geral do metassomatismo é microclinização, albitização e greisenização, mas é comum haver alternância e sobreposição de processos.

Microclinização

A microclinização é geralmente a primeira fase de hidrotermalismo dos granitos evoluídos, correspondendo ao estágio alcalino pré-greisen, em que as temperaturas variam de 450-600^{o}C, mas também pode ocorrer após a greisenização. Os seguintes estágios são observados:

1. *estágio precoce:* inversão de ortoclásio primitivo em microclínio de alta triclinicidade
2. *substituição centrípeta de plagioclásio por microclínio:* inclusão de carbonatos no microclínio ? baixa razão Na/K nos fluidos ? Na é colocado em solução ? Ca não é solúvel nestas condições ? precipitação como carbonato.
3. *neoformação de microclínio em fraturas e no contato entre dois feldspatos, gerando:*

- microclínio + quartzo.
- microclinitos

Albitização

A albitização associa-se à microclinização no estágio alcalino precoce do hidrotermalismo dos granitos evoluídos, havendo alternância de fases de microclinização e de albitização. É comum ocorrer geração de albititos e de episssienitos, rochas com pouco ou nenhum quartzo.

Os seguintes processos são observados no estágio de albitização:

1. descalcificação do plagioclásio (oligoclásio primitivo)
2. albitização do Kf
3. neoformação de albita
4. reequilíbrio de micas

$CaNaAl_3Si_5O_{16} + Na^{+} + Si^{4+}$? $2NaAlSi_3O_8 + Ca^{2+} + Al^{3+}$

+ CO_2 ? carbonato

+ F ? fluorita

$Ca^{2+} + Al^{3+}$? epidoto

+ F ? topázio

Al^{3+} reações com Na e Si ? neoformação de albita

Paragêneses: albita + fengita + fluorita + topázio
albita + Kf + biotita + fluorita + topázio

Greisenização

A greisenização é definida como uma transformação pós-magmática que ocorre a temperaturas entre 200 e 450°C e de 0,5 a 2,5 kbar, sob a influência de soluções residuais ácidas, ricas em sílica e constituintes voláteis, conectada com intrusões graníticas rasas, originando rochas denominadas greisens. O processo é típico de magmas ácidos e ultra-ácidos.

Mineralizações de Sn, W, Be, Mo, Ta, Nb, ETR, Bi e Zr podem formar-se durante a greisenização. Ocorrem geralmente em veios ou vênulas de quartzo, topázio-quartzo, turmalina-quartzo ou disseminadas.

A greisenização ocorre no estágio ácido dos processos pós-magmáticos de granitos ácidos a ultra-ácidos, após o estágio alcalino, em que há alternância de fases de microclinização e de albitização. Devido às baixas temperaturas e circulação até profundidades rasas, os fluidos tendem a ser predominatemente aquosos e menos salinos que os fluidos dos sistemas do tipo pórfiro.

Greisens são rochas metassomáticas essencialmente formadas por quartzo-mica, geralmente com topázio, fluorita e/ou turmalina, a partir de soluções hidrotermais ricas em F, Cl e/ou B. Ocorrem em contextos variados, originando os endogreisens ou exogreisens:

? endogreisens – formados nas cúpolas dos plutons graníticos;
? exogreisens – formados nas rochas encaixantes, em veios, *stockworks* ou disseminados

A greisenização inicia-se como a lixiviação dos minerais formadores da rocha e sua substituição por quartzo, fengita, turmalina, topázio, fluorita e outros minerais, dependendo da composição do fluido hidrotermal. Algumas transformações mineralógicas estão exemplificadas abaixo:

<u>Desestabilização da biotita</u> - transformação em outra biotita, muscovita ou fengita, clorita

$K(Fe,Mg)_3Si_3AlO_{10}(OH, F, Cl)_2 + 2Al^{3+}$? $KAl_2Si_3AlO_{10}(OH, F, Cl)_2 + 3(Fe,Mg)$

? fengita : $KAl_{1,5}Fe_{0,5}Si_{3,5}Al_{0,5}O_{10}(OH, F, Cl)_2$

Fe ? magnetita, hematita, ilmenita

Mg ? biotita secundária
? clorita

? ilmenita

Ti ? titanita
? rutilo

Desestabilização dos feldspatos

plagioclásio + K + F ? biotita e/ou muscovita ± topázio + fluorita

albita ? quartzo + topázio + Na+

Kf ? quartzo ± topázio + muscovita e/ou biotita.

CONTRASTES ENTRE SUÍTES MINERALIZADAS E ESTÉREIS

Neste tópico serão apresentados exemplos de províncias portadoras de mineralizações associadas a granitos na Austrália, na América do Norte e no Brasil, através de um breve resumo e de artigos em anexo.

O objetivo é discutir, com base nos exemplos apresentados, a granitogênese e os modelos metalogenéticos propostos, além de avaliar o potencial brasileiro para estes tipos de depósito.

EXEMPLOS AUSTRALIANOS

1. PROVÍNCIAS PROTEROZÓICAS (Fig. 1)

1.1 **Suítes Mesoproterozóicas do Sul da Austrália**

Suítes graníticas mesoproterozóicas do sul da Austrália, situadas nos crátons de Gawler e Curnamona, são hospedeiras de depósitos do tipo óxido de Fe – Au – Cu, variando desde pequenos depósitos de alto teor até depósitos gigantes como Olympic Dam. Suítes graníticas dos referidos crátons têm idade entre 1840 Ma e 1590 Ma. As suítes mineralizadas são as mais jovens e possuem composição monzonítica a monzogranítica (fig. 2) (ver síntese de Laux, 2000).

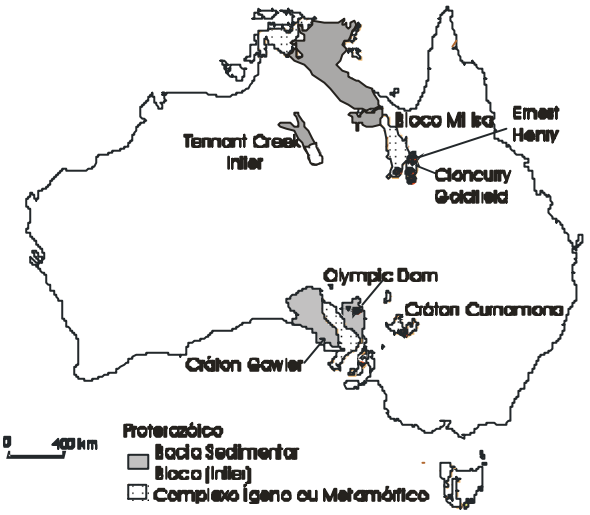


Figura 1 - Localização de terrenos proterozóicos com depósitos do tipo óxido de Fe – Au – Cu na Austrália (Modificado de Davidson & Large, 1994).

1.2 Suítes do Bloco Mount Isa

O mais importante distrito mineiro neste bloco é o Distrito de Cloncurry, onde existem uma série de depósitos do tipo Óxido de Fe-Au-Cu, sendo o mais importante deles o de Ernest Henry com 166 Mt de minério com 1.1% Cu e 0.5% Au.

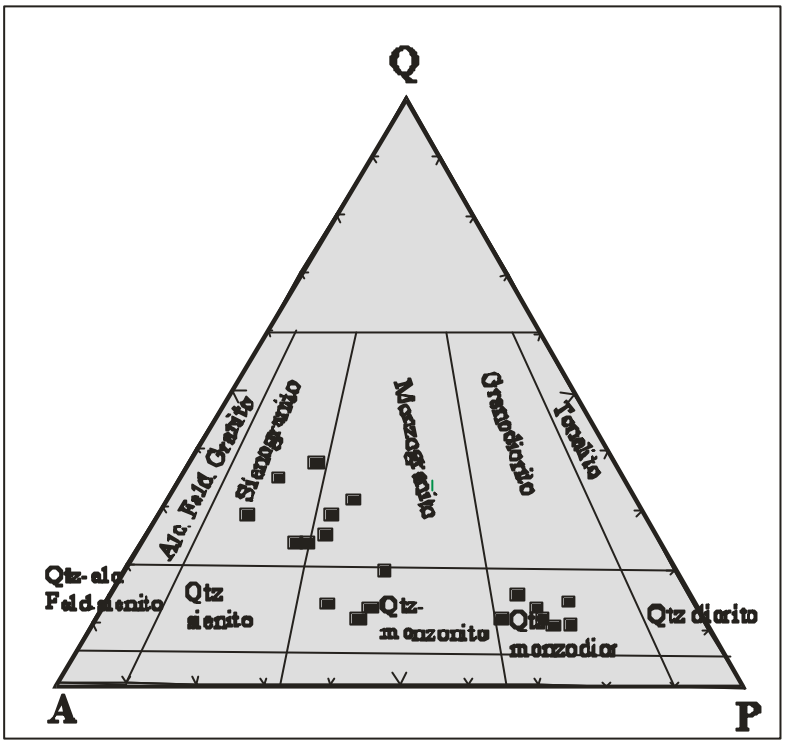


Figura 2 – Composição modal das rochas graníticas da região de Olympic Dam

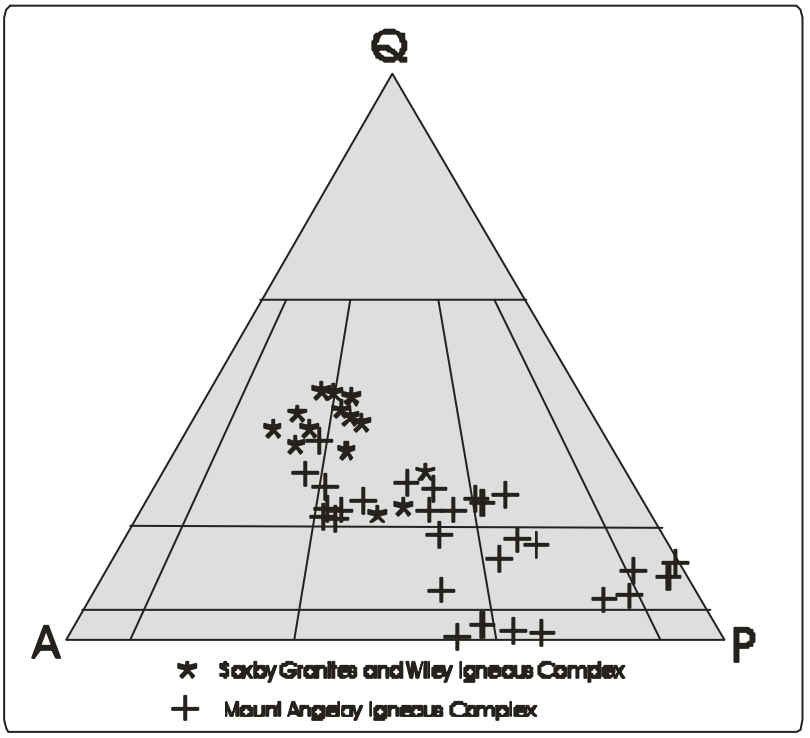


Figura 3 - Composição modal das rochas graníticas das suítes Cloncurry (cruzes) e Eureka no Bloco Mount Isa, Austrália (adapatado de Pollard et al. 1998).

A granitogênese no Distrito Mineiro de Cloncurry é atribuída a quatro períodos distintos: 1840 Ma, 1740 Ma., 1660 Ma e 1550-1490 Ma. As rochas supracrustais mais antigas, depositadas entre 1780 e 1720 Ma, constituem um diversificado pacote de metavulcânicas ácidas a básicas e metassedimentos carbonatados, evaporíticos e siliciclásticos. Uma segunda sequência metassedimentar, com rochas metabásicas subordinadas e horizontes de BIF, tem idade entre 1670-1660 Ma. O pico da deformação e metamorfismo ocorreu entre 1550 e 1500 Ma.

As rochas graníticas portadoras de mineralizações são mais jovens do que 1540 Ma (Pollard et al. 1998), provavelmente restritas ao intervalo de 1520 a 1490 Ma. (Wyborn, 1998). São rochas metaluminosas, oxidadas, do tipo I, cuja composição varia entre monzodiorito, granodiorito e monzogranito (fig. 3). Um metassomatismo sódico (? cálcico) extensivo possui uma associação temporal e espacial com esta granitogênese (Perring et al., 2000).

As intrusões graníticas mais jovens são posteriores ao evento principal de deformação, embora estejam deformadas nas proximidades de zonas de cisalhamento mais tardias. Segundo Wyborn (1998), estes granitos "jovens" são especiais no contexto do Bloco Monte Isa, pelas seguintes razões:

a) a variação composicional mineralógica e geoquímica é sistemática;
b) as suítes comagmáticas possuem uma ampla e contínua variação no teor de SiO2;
c) as fases magmáticas são extensivamente alteradas;
d) a interação química com as rochas encaixantes, concomitante com a intrusão, pode ser claramente definida.
e) As intrusões mostram uma associação espacial com a mineralização de Cu ? Au.

2. PROVÍNCIAS FANEROZÓICAS

2.1 Faixas dobradas paleozóicas do leste da Austrália (Blevin & Chappell, 1992, 1995, anexo)

As faixas dobradas paleozóicas do leste da Austrália possuem uma importante distribuição de depósitos minerais relacionados a magmatismo granítico (figura 4). Nesta região, onde tem-se um bom entendimento da granitogênese, observa-se uma predominante associação de depósitos de Sn e/ou W com granitos tipo S, altamente fracionados, enquanto que o Au, Cu e Mo associam-se a

granitos tipo I oxidados.

As principais jazidas são o depósito de Au de Kidston, na Faixa Dobrada Thompson, hospedado em granitos do tipo I, e o depósito de Au-Cu de Mount Morgan, cujas origens ainda são motivo de controvérsia, sendo o modelo mais aceito relacionado a um depósito do tipo *Intrusion Related*. (Taube, 1985; Arnold & Sillitoe, 1989; Thompson et al., 1999).

A Faixa Dobrada de Lachlan, local de definição dos granitos tipos I e S de Chappel & White (1974), é caracterizada por depósitos em geral de pequeno porte de Sn, W , relacionados a granitos do tipo S, principalmente na Tasmânia, e de Mo, relacionados a granitos do tipo I.

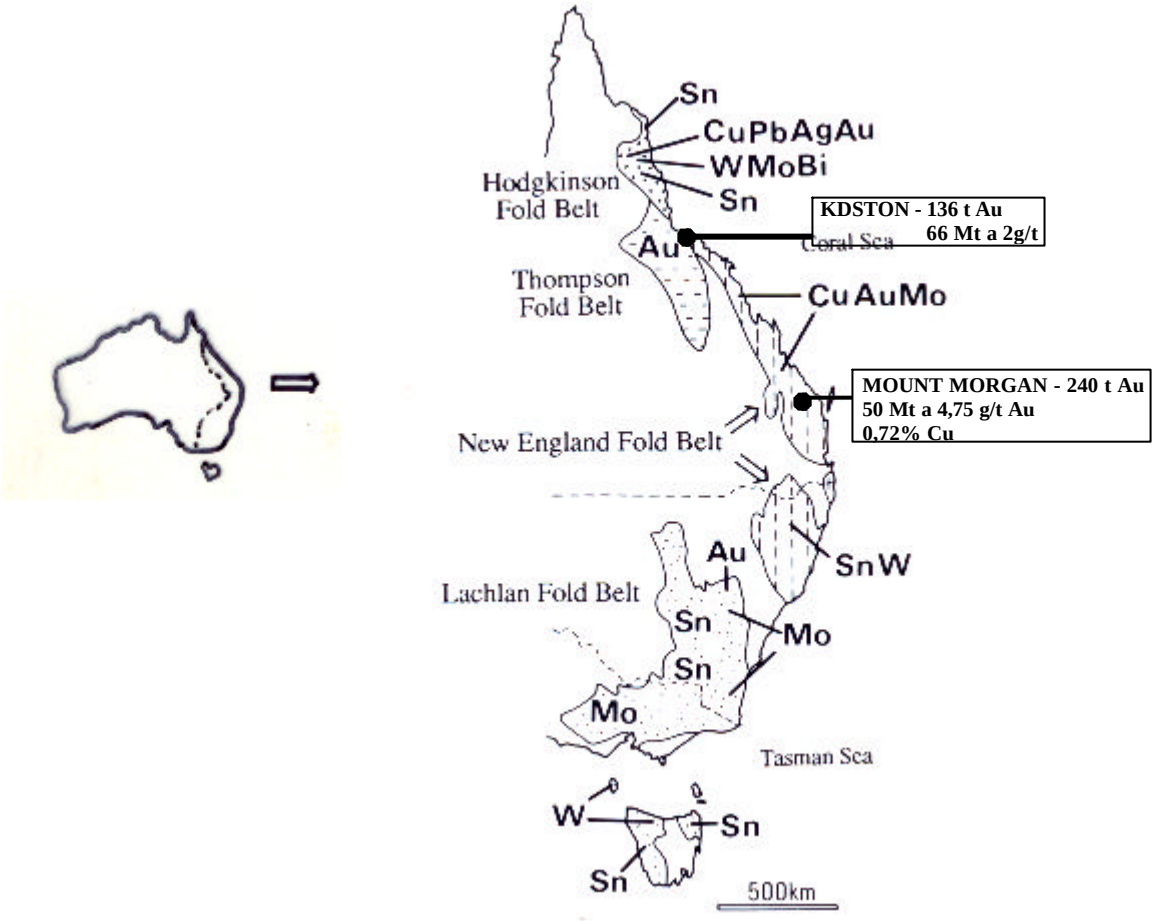


Figura 4 - Distribuição de mineralizações associadas a granitos em cinturões dobrados paleozóicos do leste da Austrália (modificado de Blevin & Chappell, 1992).

EXEMPLOS DA AMÉRICA DO NORTE

1. **A PROVÍNCIA AURÍFERA DE TINTINA (TINTINA GOLD BELT - TGB)** (Smith, 2000; Newberry, 2000)

   A Província Aurífera de Tintina compreende uma série de ocorrências e depósitos auríferos, alguns de médio a grande porte, hospedados em rochas graníticas de idades entre 70 e 110 Ma, situadas no Yukon, Canadá, e no Alaska (fig. 5).

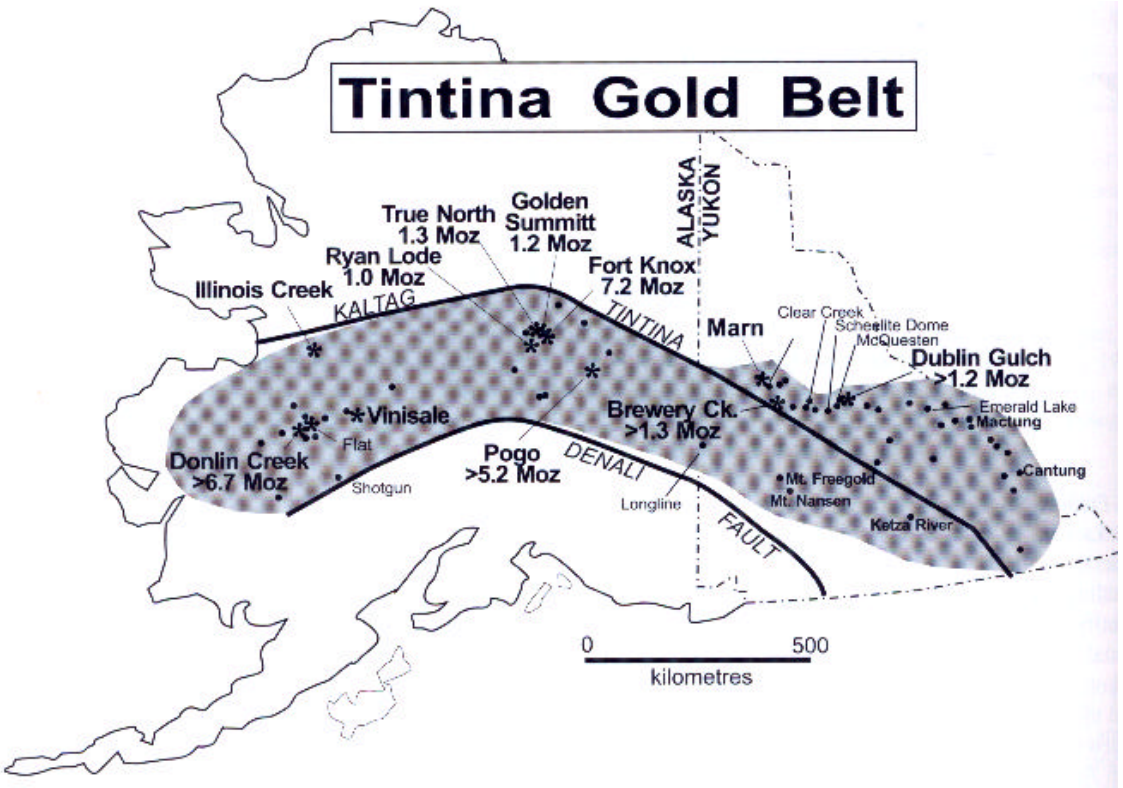


Figura 5 - Domínio do *Tintina Gold Belt*, mostrando os principais depósitos auríferos e ocorrências (Mortensen et al. 2000).

A denominação *Tintina Gold Belt* só foi incorporada à literatura recentemente, em 1997, com a implementação de uma série de novas descobertas na província e o desenvolvimento dos depósitos mais conhecidos: Fort Knox e Pogo.

As suítes plutônicas mineralizadas do TGB têm composição variando de granodioritos a granito, são de natureza calci-alcalina e moderadamente reduzidas.

Os depósitos auríferos não possuem, em geral, concentrações importantes de Cu. O ouro está associado a um enriquecimento em Bi, As, Te, Ag, Sb, W e, em menor importância, a Pb, Zn e Mo. Segundo Thompson et al. (1999), o importante depósito de ouro de Fort Knox seria o exemplo típico da classe de depósitos denominada de *intrusion-related*. Esta classificação poderia ser estendida a outros depósitos importantes da faixa como Pogo,

EXEMPLOS DO CHILE

Um extenso cinturão ferro-cuprífero, com cerca de 1000 km de comprimento, está presente na parte centro-sul do chamado Cinturão Costeiro Chileno (fig. 6). A maioria dos depósitos está hospedada em andesitos, nos domínios miloníticos, desenvolvidos sobre os mais variados tipos de rocha, ao longo da Zona de Falha de Atacama. Nas proximidades dos depósitos, sempre existem corpos intrusivos mesozóicos e, em alguns casos, tem sido demonstrado que a mineralização ferrífera tem a mesma idade das intrusões. Essas intrusões constituem o Batólito Costeiro e sua composição é predominantemente intermediária, variando porém de gabro a granito. Essas rochas são calci-alcalinas e pertencem a um arco magmático jurássico-cretácico, denominado de *Arco Bandurrias*.

As mineralizações de cobre ? ouro constituem depósitos de classe mundial e pertencem a dois principais tipos: i) óxido de Fe – Cu - Au e ii) Cu-Au pórfiro (quadro 1). As rochas hospedeiras dos minérios são extensivamente venuladas, com muitos stockworks, tendo sido submetidas a alterações hidrotermais dos mais variados tipos, representadas por assembléias com diferentes proporções de albita-oligoclásio, escapolita, actinolita-hornblenda, magnetita, biotita, feldspato potássico, titanita, quartzo e calcita (Espinoza, 1990). Pirita e calcopirita são os principais sulfetos do minério hipogênico e zonas hidrotermalizadas estão relacionadas aos corpos de minério de ferro. Segundo Ménard (1995), os depósitos foram formados a profundidades em torno de 4 km.

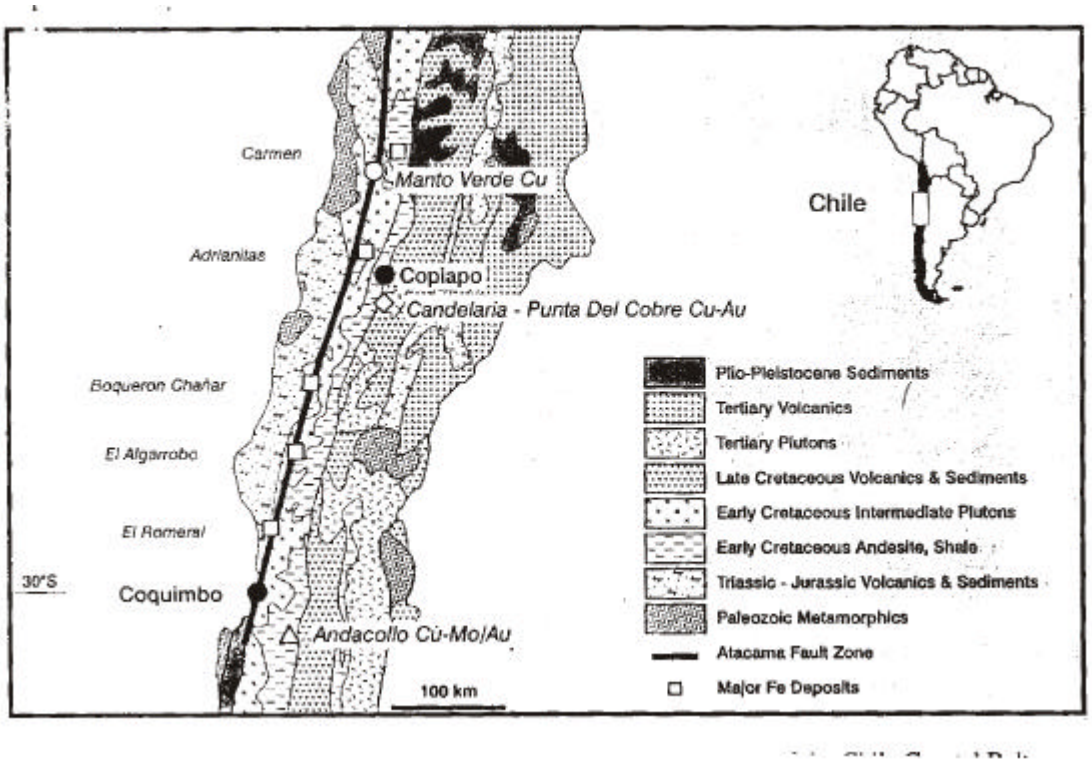


Figura 6 – Geologia e principais depósitos da porção sul do Cinturão Costeiro do Chile. (extraído de Williams, 2000).

Quadro 1 – Principais depósitos de Cu-Au do Cinturão Costeiro Chileno (Williams, 2000).

DEPÓSITO	ASSOCIAÇÂO	TONELAGEM/ TEOR
El Romeral, El Agarrobo, Carmen	Magnetita ? apatita ? Fe-actinolita	
Candelaria	Magnetita? hematita/skarn de Cu-Au	366 mt (1,1% Cu e 0,26 g/t Au)
Manto Verde	Hematita ? sericita/K-feldspato (Cu (Ag-Au)	120 mt (07% Cu e 0,1 g/t Au)
Andacollo	Cu – Au pórfiro	300 mt (0,7 % Cu e 0,25 g/t Au)

EXEMPLOS BRASILEIROS

Os modelos de depósitos de Au-Cu relacionados a magmatismo granítico vêm se tornando cada vez mais importantes no Brasil, nos últimos anos, à medida que depósitos tornam-se mais conhecidos e novas prospectos vão se abrindo. Enquanto na Província Carajás há cada vez mais evidências da associação de depósitos de Au-Cu com magmatismo granítico paleoproterozóico, uma série de pequenos a médios depósitos e ocorrências de ouro têm sido atribuídos a magmatismo ácido-intermediário, nas províncias Tapajós e Juruena-Teles Pires, sul do Pará e Amazonas e norte do Mato Grosso. Na Província Juruena-Teles Pires, as associações graníticas mineralizadas têm composição predominantemente de série monzonítica, muito semelhante àquelas encontradas nos distritos de Cloncurry e Olimpic Dam na Austrália (figs. 2, 3 e 7). Além disto, depósitos antigos, como aqueles da região de Camaquã, no Rio Grande do Sul, atualmente já exauridos, estão sendo considerados da associação granítica em estudos mais recentes, o que abre novas possibilidades de prospecção para a região. (Remus et al. 2000)

Em relação aos depósitos de metais raros da associação granítica, as mineralizações mais importantes estão relacionadas a granitos anorogênicos, sendo que as suítes mineralizadas importantes têm idade paleoproterozóica, como em Pitinga, no Amazonas, e, embora de menor importância, na Província Estanífera de Goiás, ou neoproterozóica como na Província Estanífera de Rondônia. (Lenharo et al., 2002; Costi et al., 2000; Souza e Botelho, 2002).

A situação brasileira para estes tipos de depósito está contida em artigos anexados (Botelho e Moura, 1998 e Dall'Agnol et al., 2000).

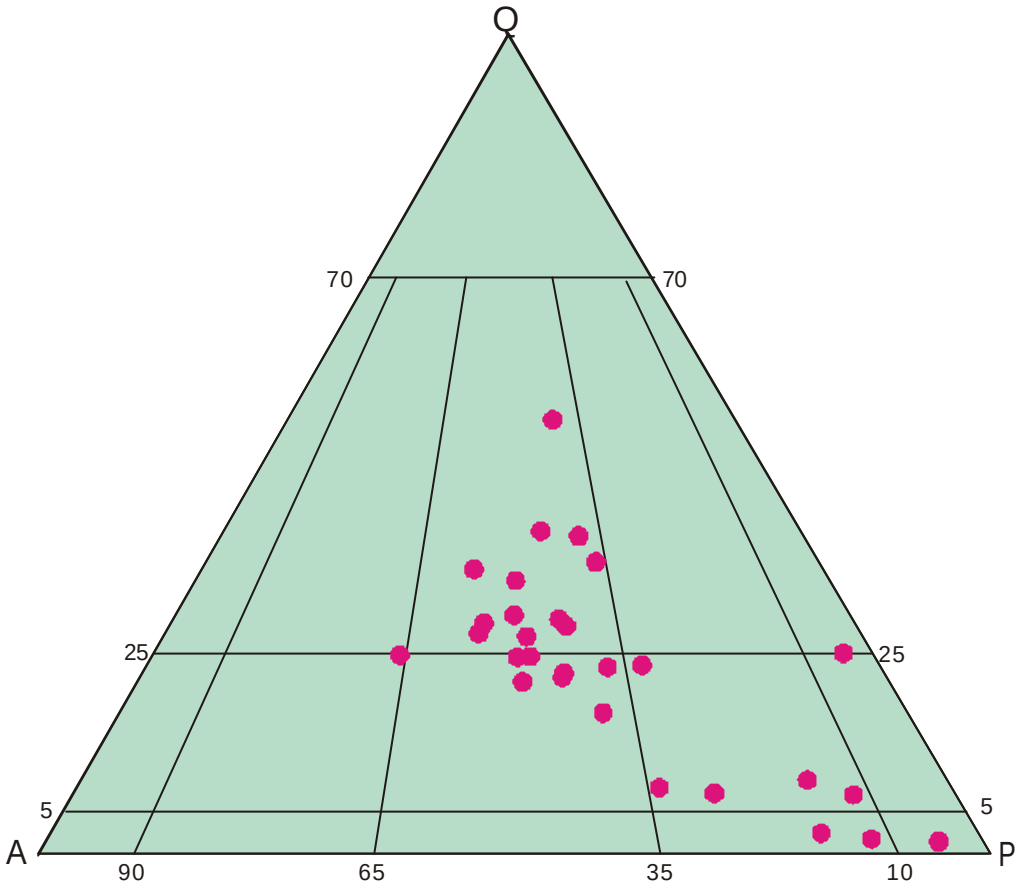


Figura 7 – Composição modal das associações graníticas hospedeiras de mineralizações auríferas na Província Juruena-Teles Pires, norte do Mato Grosso.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARNOLD, G.O. & SILLITOE, R.H., 1989, Mount Morgan gold-copper deposit, Quensland, Australia: evidence for an intrusion-related replacement origin. Econ. Geol., 84: 1805-1816.

ATHERTON,M.P., 1993, Granite magmatism. Journal of the Geological Society, London, 150: 1009-1023.

BAKER, T., and LAING, W.P., 1998, Eloise Cu-Au deposit, East Mt Isa Block: structural environment and structural controls on ore. Australian Journal of Earth Sciences, 45(3): 429-444.

BARBARIN, B., 1999, A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos, 46: 605-626.

BARTON, M.D. & JOHNSON, D.A. 1996 Evaporitic source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization. Geology, 24: 259-262.

BERGSTOL, S. and JUVE, G., 1988, Scandian ixiolite, pyrochlore and bazzite in granite pegmatite in Tordal, Telemark, Norway. Mineralogy and Petrology, 38, p. 229-243.

BETTENCOURT, J.S. 1997. The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, northern Brazil. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations (ISGAM), Excursion Guides. Salvador (BA). P. 49-87.

BEUS, A.A., 1982, Metallogeny of Precambrian rare-metal granitoids. Revista Brasileira de Geociências, v. 12 : 1-3, mar.-set., p. 410-413.

BLEVIN, P.L.; CHAPPELL, B. 1992. The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci., 83: 305-316.

BOTELHO, N.F.; BILAL, E.; MOUTTE,J. & FONTEILLES M., 1993, Precambrian A-type tin-bearing granites in the Goiás Tin Province, central Brazil: a review. In: Workshop MAGMA... Resumos Expandidos, Acad. Brasil.Cienc., Rio de Janeiro, 1993, pp. 5-8.

BOTELHO, N.F.; MOURA, M.A. 1998, Granite-ore deposit relationship in central Brazil. J. South Am. Earth Sci., 11 (5): 427-438.

BURNHAM,C.W., 1997, Magmas and hydrothermal fluids. In: H.L. Barnes (ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. John Wiley 7 Sons, N.York, p.63-124.

BURNHAM,C.W. & OHMOTO,H., 1980, Late-stage processes of felsic magmatism. Min. Geol. Sp. Issue, 8: 1-11.

BURROWS,D.R. & SPOONER,T.C., 1987, Generation of a magmatic H2O-CO2 fluid enriched in Mo, Au and W within an archean sodic granodioritic stock, Mink Lake, northwestern Ontario. Econ. Geol., 82: 1931-1957.

CERNÝ, P., 1991, Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? Precambrian Research, 51: 429-468.

CERNÝ,P. & ERCIT,S., 1985, Some recent advances in the mineralogy and geochemistry of Nb and Ta in rare-element granitic pegmatites. Bull. Minéral. , 108: 499-532.

CHAPPELL,B.W. & WHITE,A.J.R., 1974, Two constrating granite types. Pacific Geology, 8: 173-174.

CHAPPELL,B.W.; WHITE, A.J.R. & WYBORN,D., 1987, The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. Journal of Petrology, 28(6): 1111-1138.

CHAROY,B. & POLLARD,P.J., 1989, Albite-rich depleted metasomatic rocks at Emuford, Northeast Queensland: mineralogical, geochemical, and fluid inclusion constraints on hydrothermal evolution of tin mineralization. Econ. Geol., 84: 1850-1874.

CHRISTIANSEN, E.H. et al., 1988, Petrogenesis of rare-metal granites from depleted crustal sources: na example from the Cenozoic of western Utah, USA. In: Taylor, R.P. & Strong, D.F. Eds. CIM Special Volume 39, p. 307-321.

CHRISTIANSEN, E.H.; BURT, D.M.; SHERIDAN, M.F.; WILSON, R.T., 1983, The petrogenesis of topaz rhyolites from the western United States. Contrib. Mineral. Petrol., n.83, p.16-30.

CHRISTIANSEN, E.H.; SHERIDAN, M.F. and BURT, D.M., 1986, The geology and geochemistry of Cenozoic topaz rhyolites from western United States. Geological Society of Amrecia, Special Paper, 205, 82 p..

CLARKE,D.B.; REARDON,N.C.; CHATTERJEE,A.K.; GREGOIRE,D.C., 1989, Tourmaline composition as a guide to mineral exploration: a reconnaissance study from Nova Scotia using discriminant function analysis. Econ. Geol., 84: 1921-1935.

COBBING, J., 1996, Granites – an overview. Episodes, 19(4): 103-106.

COLLINS, W.J., 1998, Evaluation of petrogenetic models for Lachlan Fold Belt granitoids: implications for crustal architecture and tectonic models. Australian Journal of Earth Sciences, 45: 483-500.

COSTI, H.T., DALL'AGNOL, R., MOURA, C.A.V., 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of the Pitinga Province, Amazonian craton, northern Brazil. Int. Geol. Rev. 42, 832–849.

CREASER, R.A; PRICE, R.C.; WORMALD, R.J., 1991, A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. Geology, v.19, p.163-166.

CREASER,R.A. & COOPER,J.A., 1993, U-Pb geochronology of middle proterozoic felsic magmatism surrounding the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag and Moonta Cu-Au-Ag Deposits, South Australia. Econ. Geol., 88: 186-197

DALL'AGNOL,R.; TEIXEIRA,N.P. & MAGALHÃES,M.S., 1993, Diagnostic Features of the Tin-Specialized Anorogenic Granites or the Eastern Amazonian Region. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 65(supl. 1): 33-50.

DALL'AGNOL;R.; BETTENCOURT,J.S.; BOTELHO,N.F.; KLEIN, E.L., 2000, Granites and related tin and gold deposits in Brazil. In: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 2000. Abstracts Volume (cd-rom)

DAVIDSON, G.L., 1998, Variation im copper-gold styles through time in the Proterozoic Cloncurry goldfield, Mt Isa Inlier: a reconnaissance view. Australiian Journal of Earth Sciences, 45: 445-462.

DAVIDSON, G.J.; LARGE, R.R., 1994, Gold metallogeny and the copper-gold association of the Australian Proterozoic. Mineralium Deposita, 29: 208-223.

DAVIES,J.F. & LUTHA,L.E., 1978, An archean "porphyry type" disseminated copper deposit, Timmins, Ontario. Econ. Geol., 73: 383-396.

DERRÉ,C., 1982, La Province à Sn-W ouest-europeène. Tese de Doutorado. Universidade de Paris VI, França. 421 pp.

EADINGTON, P.J., 1985, The solubility of cassiterite in hydrothermal solutions in relation to some lithological and mineral associations of tin ores. In: TAYLOR, R.P.; STRONG, D.F. Eds. Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits. Montreal: Canadian Institute of mining and metallurgy, special volume 39, p.25-32.

EADINGTON, P.J.; NASHAR, B., 1978,Evidence for the magmatic origin of quartz-topaz rocks from New England Batholith, Australia. Contrib. Mineral. Petrol., n.67, p.433-438.

EUGSTER, H.P., 1985, Granites and hydrothermal ore deposits: a geochemical framework. Mineral. Mag. 49: 7-23.

ESPINOZA, S.R., 1990, The Atacama-Coquibo ferriferous belt, northern Chile. In: Fontboté, L.; Asmstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E. and Frutos, J. (eds.), Stratabound ore deposits in the Andes, Berlin, Springer-Verlag, p. 353-364.

FEISS,.G., 1978, Magmatic sources of copper in porphyry copper deposits. Econ. Geol., 73: 397-404.

FÖRSTER, H.J.; TISCHENDORF, G.; TRUMBULL, R.B., 1997, An evaluationof the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. Lithos, 40:261-293.

GAMMONS, C.H.; WILLIAMS-JONES, A.E. , 1997, Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment. *Econ. Geol.*, v.92, p.45-59.

GOW, P.A., WALL, V.J., OLIVER, N.H.S. & VALENTA, R.K. 1994 Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits: further evidence of hydrothermal origins. Geology, 22: 633-636.

GROVES, D.I. , 1993, The crustal continuum model for late-Arquaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineral. Deposita* 28:366-374.

GROVES, D.I.; GOLDFARB, R.J.; GEBRE-MARIAM, M.; HAGEMANN, S.G.; ROBERT, F., 1998, Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relatioship to other gold deposit types. Ore Geology Reviews, 13: 7-27.

HAAPALA, I., 1978, Petrographic and geochemical characteristics of Rapakivi granite varieties associated with greisen-type Sn, Be and W mineralizations in the Eurajoki and Kymi areas, Southern Finland. In: STEMPROK, M.; BURNOL, L.; TISCHENDORF, G. Eds. Metallization associated with acid magmatism, v. 3, Prague, Geol. Surv., p. 217-225.

HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: M.P. Coward & A.C. Ries (eds.), Collision Tectonics. Geological Society Special Publication, nº 19, pp. 67-81.

HAYNES, D.W., CROSS, K.C., BILLS, R.T.,AND REED, M.H. 1995 Olimpic Dam ore genesis: a fluid-mixing model. Economic Geology, 90(2): 281-307.

HEDENQUIST, J.W.; LOWENSTERN, J.B. , 1994, The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, v.370, p.519-527.

HOLLAND,H.D., 1972, Granites, solutions, and base metal deposits. Econ. Geol., 67(3): 281-301.

HYNDMAN, D.W., 1981, Controls on source and depth of emplacement of granitic magma. Geology, 9: 244-249.

ISHIHARA,S., 1981, The granitoid series and mineralization. Econ. Geol., 75th anniversary vol.

pp. 458-484.
JÉBRAK,M., 1992, Les gisements d´or des tonalites archéennes (Abitibi, Québec). Mineral. Deposita, 27: 1-9.
JOHNSTON, C.; CHAPPELL, B.W., 1992, Topaz-bearing rocks from Mount Gibson, North Queensland, Australia. Am. Mineral., 77: 303-313.
KEAY,S.M.; COLLINS,W.J.; McCULLOCH, M.T., 1997, A three-component mixing model for granitoid genesis: Lachlan Fold Belt, eastern Australia. Geology, 25: 307-310.
KERRICH,R., 1993, Perspectives on genetic models for lode gold deposits. *Mineral. Deposita* 28:362-365.
KHORZHINSKY, D.S., 1970 Theory of Metasomatic Zoning. Clarendon Press, Oxford, 162 p.
KORTEMEIER, Winifred T.; BURT, Donald M. Ongonite and topazite dikes in the Flying W ranch area, tonto basin, Arizona. Am. Mineral., v.73, p.507-523, 1988.
KOVALENKO, V.I., 1978, The genesis of rare metal granitoids and related ore deposits. In: STEMPROK, M.; BURNOL, L.; TISCHENDORF, G. Eds. Metallization associated with acid magmatism, v.3, Prague, Geol. Surv., p.235-247.
LAING, W.P., 1998, Structural-metasomatic environment of the Mt Isa Block base-metal-gold province. Australian Journal of Earth Sciences, 45(3): 413-428.
LANG, J.R.; BAKER, T.; HART, C.J.R.; MORTENSEN, J.K., 2000, An exploration model for intrusion-related gold systems. Society of Economic Geologists Newsletter, 40: 6-15.
LAMEYRE,J., 1987, Granites and evolution of the crust. Rev. Bras. Geoc., 17(4): 349-359.
LENHARO, S.L.R.; POLLARD, P.J.; BORN, H., 2000, Magmatic cassiterite and cryolite mineralization in the albite granite from Pitinga. In: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 2000. Abstracts Volume (cd-rom)
LENHARO, S.L.R.Ç MOURA, M.A.; BOTELHO, N.F. Petrogenetic and mineralization processes in Paleo- to Mesoproterozoic rapakivi granites: Examples from Pitinga and Goiás, Brazil. Precambrian Research (no prelo).
LEHMANN, B. 1990, Metallogeny of tin. Lecture Notes in Earth Sciences, v. 32. Spring-Verlag, 211 p.
LONDON, D., 1995, Geochemical features of peraluminous granites, pegmatites, and rhyolites as source of lithophile metal deposits. In: Thompson, J.F.H. Ed.: Magmas, fluids and ore deposits. Short course volume 23, p. 175-202.
MANNING, D. A. C. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 Kb. Contrib. Mineral. Petrol., n.76, p.206-215, 1981.
MARIGNAC, C. and CUNEY, M., 1991, What is the meaning of granite specialization for Sn, W deposit genesis? In: Pagel & Leroy (eds.), Source, Transport and Deposits of Metals, Balkema, Rotterdam. P. 771-774.
MASON, R, 1992, Felsic magmatism and hydrothermal gold deposits: a tectonic perspective. In: BARTHOLOMEW, M.J.; HYNDMAN, D.W.; MOGK, D,W.; MASON, R., ed. Basement Tectonics 8: characterization and comparison of ancient and Mesozoic Continental Margins. *Proceedings of the 8th International Conference on Basement Tectonics*. Butte, Montana, 1988. Kluwer Academic: The Netherlands. p. 678-687.
McNAUGHTON,N.J.; POLLARD,P.J.; GROVES,D.I. & TAYLOR,RG., 1993, A long-lived hydrothermal system in Bushveld Granites at the Zaaiplaats Tin Mine: lead isotope evidence. Econ. Geol. 88: 27-13.

MEINERT, LAWRENCE D, 1988, Gold in Skarn Deposits - a preliminary overview. Seventh Quadrennial IAGOD Symposium, *Proceedings*. Stuttgard. p. 363-374.

MÉNARD, J.J., 1995, Relationship between alterede pyroxene diorite and magnetite mineralization in the chilean iron belt, with emphasis on the El Algarrobo iron deposits (Atacama region, Chile). Mineralium Deposita, 30: 268-274.

MORTENSEN, J.K.; HART, CJ.R.; MURPHY, D.C., HEFFERNAN, S., 2000, Temporal evolution of early and mid-cretaceous magmatism in the Tintina Gold Belt. In: The Tintina Gold Belt: concepts, exploration, and discoveries. Special Volume 2. British Columbia and Yukon Chamber of Mines, Vancouver, Canadá, pp 49-57.

MOURA, M.A., 1998, O maciço granítico Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrotermal e metalogenia. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília, 238 p.

NEWBERRY,R.J., 2000, Mineral deposits and associated mesozoic and tertiary igneous rocks within the interior Alaska and adjacent yukon portions of the "Tintina Gold Belt": a progress report. In: The Tintina Gold Belt: concepts, exploration, and discoveries. Special Volume 2. British Columbia and Yukon Chamber of Mines, Vancouver, Canadá, pp 59-88.

OHMOTO, H.; GOLDHABER, M.B. Sulfur and carbon isotopes. In: BARNES, H.L., ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3.ed. New York: J. Wiley, 1997. 972p. p.517-611.

PEARCE,J.A.; HARRIS,N.B.W. & TINDLE,A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25(4): 956-983.

PEARCE, J., 1996, Sources and settings of granitic rocks. Episodes, 19(4): 120-125.

PERELLO, J.; CABELLO, J., 1989, Porfidos cupriferos ricos en oro; una revision. *Rev. Geol. de Chile*, v.16, n.1, p.73-92.

PERRING,C.S.; POLLARD,P.J.; DONG, G.; NUNN, A.J.; BLAKE, K.L., 2000, The Lightning Creek Sill Complex, Cloncurry District, Northwest Queensland: a source of fluids for Fe oxide Cu – Au mineralization and sodic-calcic alteration. Economic Geology, 95(5): 1067 – 1090.

POLLARD,P.J., 1983, Magmatic and postmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare-element deposits. Trans. Instn Min. Metall., Sect.B: Appl. Earth Sci., 92: B1-B9.

POLLARD, P.J., 1989, Geologic characteristics and genetic problems associated with the development of granite-hosted deposits of tantalum and niobium. In: MOLLER, P.; CERNY, P.; SAUPE, F. Eds. Lanthanides, tantalum and niobium. Berlim, Springer-Verlag, p.240-256.

POLLARD, P.J., 1995a, Geology of Rare Metal Deposits: An Introduction and Overview. Economic Geology, v.90 nº.3, p. 489-494.

POLLARD, P.J., 1995b, Granites and related mineralization. Short Course Volume. Universidade Federal do Pará, Belém, 48 p..

POLLARD, P.J.; PICHAVANT, M.; CHAROY, B., 1987, Contrasting evolution of fluorine- and boron-rich tin systems. Mineralium Deposita, v.22 nº.4, p. 315-321.

POLLARD, P.J., MARK, G. & MITCHELL, L. 1998 Geochemistry of post-1540 Ma granites in the Cloncurry district. Economic Geology, 93: 1330-1344.

RAIMBAULT, L.; CHAROY, B.; CUNEY, M.; POLLARD, P.J., 1991, Comparative geochemistry of Ta-bearing granites. In: Pagel & Leroy Eds. Source, transport and Deposition of Metals., p. 793-796.

RAMSDEN,A.R.; GRIFFIN,W.L.; PLIMER,I.R., 1993, Tourmaline: a possible resistate indicator

mineral for metalliferous deposits in Australia. ICAM'93 Proceedings, 285-286.

RAMSDEN, A.R.; GRIFFIN, W.L; FRENCH, D.H., 1999 Application of resistate indicator mineralogy to metalliferous exploration: tourmaline. Research Review – CSIRO Exploration and Mining, p. 49-52.

REMUS, M.V.D.; HARTMANN; L.A.; MCNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I.; REISCHL, J.L. 2000. Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) Deposits, southern Brazil. Gond. Res., 3 (2): 155-174.

RICHARDSON,S.V.; KESLER,S.E.; ESSENE,E.J. & JONES,L.M., 1986, Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil: a metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. Econ. Geol. 81: 1884-1898.

ROSSI, PH.; COCHERIE,A.; MEYER, G.; FOUILLAC,A.M. & AUTRAN,A., 1988, Metallogenic W and Sn Granites: Genesis and main distinguishing features. In: J.BOISSONNAS & P. OMENETTO (eds.) Mineral Deposits within the European Community, Springer-Verlag, pp.3-28.

ROTHERHAM, J.F., BLAKE, K.L., CARTWRIGHT, I. & WILLIAMS, P.J. 1998 Stable isotope evidence for the origin of the Mesoproterozoic Starra Au-Cu deposit, Cloncurry district, NW Queensland. Economic Geology, 93: 1435-1449.

SCANDOLARA, J.E.; RIZZOTTO, G.J.; SILVA, C.R.; BAHIA, R.B.C. E QUADROS, M.L.E.S. 1996. Revisão da geologia do Estado de Rondônia e áreas adjacentes. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39., Salvador, 1996. *Anais*..., Salvador, SBG. 1:47-50.

SCOTT, K.M.; GRIFFIN, W.L.; FRENCH, D.H., 1999, Trace element geochemistry of rutile: a paragenetic discriminant. Research Review – CSIRO Exploration and Mining, p. 52-53..

SILLITOE, R.H., 1979, Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits. Mineral. Deposita, 14: 161-174.

SILLITOE, R.H., 1991, Intrusion-related gold deposits. In: FOSTER, R.P., ed. *Mettalogeny and exploration of gold*. London: Blackie. p.164-209.

SILLITOE, R.H., 1993, Gold-rich porphyry copper deposits: geological model and exploration implications. In: KIRKHAM, R.V.; SINCLAIR, W.D.; THORPE, R.I.; DUKE, J.M., ed. *Mineral Deposit Modeling*. Canadá: Geol. Association. p.465-478. (Geol. Association of Canada, Special Paper, 40)

SILLITOE, R.H., 1995, The influence of magmatic-hydrothermal models on exploration strategies for volcanic-plutonic arcs. In: Thompson, J.F.H. Ed.: Magmas, fluids and ore deposits. Short course volume 23, p. 511-525.

SILLITOE, R.H. 1996, Granites and metal deposits. Episodes, 19(4): 126-133.

SINCLAIR, W.D., 1982, Gold deposits of the Matachewan area, Ontario. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, v.24, p.83-93. Special Volume.

SLACK,J.F., 1996, Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. In: E.S. Grew & L.M. Anovitz (eds.), Boron, Mineralogy, Petrology and Geochemistry. Reviews in Mineralogy, vol. 33, cap. 11, p.559-643.

SMITH, M., 2000, The Tintina Gold Belt: an emerging gold district in Alaska and Yukon. In: The Tintina Gold Belt: concepts, exploration, and discoveries. Special Volume 2. British Columbia and Yukon Chamber of Mines, Vancouver, Canadá, pp. 1-3.

SOUZA, V.S.; BOTELHO, N.F. 2002 Geologia do depósito de estanho de Bom Futuro (Rondônia) e composição dos fluidos nos sistemas de veios e greisens. In: Klein, E.L.; Vasquez,

M.L.; Rosa-Costa L.T. (eds.), Contribuições à Geologia da amazônia, vol. 3, p. 199-214. SBG-NO, Belém.

STEMPROK, M., 1987, Greisenization (a review). Geologische Rundschau, 76(1): 169-175.

STRECKEISEN, A., 1976, To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev., v.12, p.1-33.

TAKAGI, T. and TSUKIMURA, K., 1997, Genesis of oxidized- and reduced-type granites. Economic Geology, 92: 81-86.

TAUBE, A., 1986, The Mount Morgan gold-copper mine and environment, Queensland: a volcanogenic-massive sulfide deposit associated with penecontemporaneous faulting. Econ. Geol. 81: 1322-1340.

THOMPSON, J.F.H., SILLITOE, R.H., BAKER, T., LANG, J.R., and MORTENSEN, J.K., 1999, Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. Mineralium Deposita, 34: 323-334.

TUTTLE, O.F. AND BOWEN, N.L., 1958, Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - SiO_2 - H_2O. Geological Society of America Memoir 74, pp. 153.

VILA, T.; SILLITOE, R.H.; BETZHOLD, J.; VITERI, A.E., 1991, The porphyry gold deposit at Marte, Northern Chile. *Econ. Geol.*, v.86, p.1271-1286.

WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, 1987, A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions Mineralogy Petrology, 95, p. 407-419.

WHALEN,J.B. & CHAPPELL,B.W., 1988, Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold Belt, southeast Australia. American Mineral., 73: 281-296.

WHITE, A., 1992, Granites. Short course notes. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo: SBG.

WILLIAMS, P.J., 2000, Introduction to Fe Oxide – Cu – Au Deposits. In: Pollard, P. (org.) Short Course on Fe oxide-copper-gold Deposits (The Candelaria – Ernst Henry – Olympic Dam Family). EGRU/ADIMB, Brasília, 2000. P. A-1 – A20.

WILLIAMS, P.J., 2000, Chile coastal belt, regional geology and the Fe-oxide-Cu-Au deposits. In: Pollard, P. (org.) Short Course on Fe oxide-copper-gold Deposits (The Candelaria – Ernst Henry – Olympic Dam Family). EGRU/ADIMB, Brasília, 2000. P. C-1 – C-6 e D-1 – D-13.

WILTON,D.H.C. & STRONG,D.F., 1986, Granite-related gold mineralization in the Cape Ray Fault Zone of southwestern Newfoundland. Econ. Geol., 81: 281-295.

WYBORN,D., 1993, A granite classification for the economic geologist. In: Worshop MAGMA... Resumos Expandidos, Acad. Bras. Cienc., Rio de Janeiro, 1991, pp.55-57.

WYBORN,L., 1998, Younger ca 1500 Ma granites of the Williams and Naraku Batholiths, Cloncurry district, eastern Mt Isa Inlier: geochemistry, origin, metallogenic significance and exploration indicators. Australian Journal of Earth Sciences, 45: 397-411.

WYBORN,D.; TURNER,B.S. & CHAPPELL, B.W., 1987, The Boggy Plain Supersuite: a distinctive belt of I-type igneous rocks of potential economic significance in the Lachland Fold Belt. Aust. J. Earth Sci., 34: 21-43.