



João Carlos Biondi

**PROCESSOS
METALOGENÉTICOS
E OS DEPÓSITOS
MINERAIS
BRASILEIROS**

2ª edição revisada e atualizada

oficina de textos

João Carlos Biondi

**PROCESSOS
METALOGENÉTICOS
E OS DEPÓSITOS
MINERAIS
BRASILEIROS**

2ª edição revisada e atualizada

oficina de textos

CONSELHO EDITORIAL Cylon Gonçalves da Silva; Doris C. C. K. Kowaltowski; José Galizia Tundisi;
Luis Enrique Sánchez; Paulo Helene; Rozely Ferreira dos Santos;
Teresa Gallotti Florenzano

ILUSTRAÇÕES (tratamento) Cryzavania Katurchi, Hamilton M. Fernandes, Laura Martinez Moreira,
Malu Vallim e Mauro Gregolin

CAPA E PROJETO GRÁFICO Malu Vallim

IMAGENS DA CAPA E 4ª CAPA: minério de cobre composto por calcopirita cimentando pirita,
depósito Pombo (Terra Nova do Norte, MT); minério de cobre composto por calcopirita e wittichenita
cimentando pirita, depósito Pombo (Terra Nova do Norte, MT).

DIAGRAMAÇÃO Douglas da Rocha Yoshida, Hamilton M. Fernandes, Malu Vallim, Márcia Ialongo e
Maria Lúcia Rigon

REVISÃO Valéria Guimarães

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
(Câmara Brasileira do Livro, SP, Brasil)

Biondi, João Carlos

Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros / João Carlos
Biondi. – 2. ed. rev. e atual. – São Paulo : Oficina de Textos, 2015.

Bibliografia.

ISBN 978-85-7975-168-4

1. Engenharia de minas - Brasil 2. Geologia econômica - Brasil
3. Metalogenia 4. Minas e recursos minerais - Brasil I. Título.

15-01217

CDD-553.10981

Índice para catálogo sistemático:

1. Brasil : Depósitos minerais : Geologia econômica 553.10981
2. Brasil : Processos metalogenéticos : Geologia econômica 553.10981

A GRADECIMENTOS

Meus agradecimentos à minha esposa e minhas filhas, que souberam aceitar a minha ausência em momentos importantes, ausências, estas, causadas pelo envolvimento ao qual nos obrigamos, para conseguir concluir obras como essa.

Muito obrigado,

João Carlos Biondi

15	1	ALGUNS CONCEITOS IMPORTANTES PARA O ESTUDO DOS PROCESSOS METALOGENÉTICOS E DOS DEPÓSITOS MINERAIS
16	1.1	Termos usuais em Geologia Econômica e Geologia de Depósitos Minerais
16	1.2	Sistemática da determinação dos processos e dos indicadores metalogenéticos
	1.2.1	Mapeamento geológico
	1.2.2	Indicadores metalogenéticos
22	1.3	Sistemas e processos mineralizadores, modelos genéticos e depósitos minerais
	1.3.1	Condições para a formação de um depósito mineral
27	1.4	Hidrotermalismo e Hidatogenia: condições de temperatura, pressão e solubilidade nas quais cristalizam minerais de minério e de ganga a partir de um fluido
	1.4.2	A sílica (SiO ₂) hidrotermal
	1.4.3	Os carbonatos (CaCO ₃ , MgCO ₃ , CaFeCO ₃ e FeCO ₃) hidrotermais
31	1.5	Simulação em um sistema hidrotermal
33	2	SISTEMA ENDOMAGMÁTICO
34	2.1	Sistema geológico
	2.1.1	Sistema geológico geral
	2.1.2	Depósitos minerais do sistema endomagmáticos e de seus subsistemas
37	2.2	Processo mineralizador do subsistema endógeno
	2.2.1	O ambiente geotectônico
	2.2.2	A arquitetura dos depósitos minerais
	2.2.3	Estrutura interna e composição dos minérios dos depósitos minerais
	2.2.4	Tipos, dimensões e teores dos depósitos minerais
	2.2.5	A origem dos cátions e ânions dos minérios
	2.2.6	Processos mineralizadores dos depósitos endógenos
56	2.3	Exemplos brasileiros de depósitos do subsistema endógeno plutônico e vulcânico
	2.3.1	Depósitos de cromita do tipo “cromititos de Bushveld”
	2.3.2	Depósitos de EGP (elementos do grupo da platina) e sulfetos, tipo “MSZ - LSZ - Great Dyke”
	2.3.3	Depósito de Ni-Cu-EGP Santa Rita (Fazendas Mirabela e Palestina, Bahia)
	2.3.4	Depósito de EGP de Niquelândia (Goiás)
	2.3.5	Depósitos de EGP (elementos do grupo da platina) em cromititos, tipo “UG-2, de Bushveld”

	2.3.6	Depósitos de Ti-Fe-V tipo “Allard Lake”
	2.3.7	Depósitos em complexos alcalinos e carbonáticos
<u>82</u>	2.4	Processo mineralizador do subsistema endomagmático aberto
	2.4.1	O ambiente geotectônico
	2.4.2	A arquitetura dos depósitos minerais
	2.4.3	Estrutura interna e composição dos minérios dos depósitos minerais
	2.4.4	Tipos, dimensões e teores dos depósitos
	2.4.5	Origem dos cátions e ânions dos minérios dos depósitos do subsistema endomagmático aberto
	2.4.6	Processo mineralizador dos depósitos do subsistema endomagmático aberto
<u>92</u>	2.5	Exemplos brasileiros de depósitos do subsistema endomagmático aberto
	2.5.1	Depósitos de Ni-Cu-Co (EGP) dependentes de fonte externa de enxofre, tipo “Duluth”
	2.5.2	Depósitos de cromita formados pela reação entre magmas basálticos e encaixantes ultrabásicas, tipo “cromitito podiforme”
	2.5.3	Depósitos de Ni-Cu (EGP) em komatiitos, tipo “Scotia”
	2.5.4	Depósitos de diamante em kimberlitos
<u>103</u>	3	SISTEMA HIDROTHERMAL MAGMÁTICO
<u>104</u>	3.1	O sistema geológico
	3.1.1	O sistema geológico geral
	3.1.2	Os subsistemas geológicos hidrotermais
<u>110</u>	3.2	Processo mineralizador do subsistema hidrotermal magmático vulcânico subaquático
	3.2.1	O ambiente geotectônico
	3.2.2	A arquitetura dos depósitos minerais
	3.2.3	Tipos, dimensões e teores dos depósitos
	3.2.4	Estrutura interna e composição dos minérios dos depósitos minerais
	3.2.5	Gênese e evolução do fluido mineralizador
	3.2.6	Processo mineralizador dos depósitos vulcanogênicos subaquáticos
	3.2.7	Exemplos brasileiros de depósitos minerais do subsistema hidrotermal magmático vulcânico subaquático
<u>138</u>	3.3	Processo mineralizador do subsistema hidrotermal magmático subvulcânico (vulcânico emerso ou plutônico superficial)
	3.3.1	O ambiente geotectônico
	3.3.2	A arquitetura dos depósitos minerais
	3.3.3	Estrutura interna e composição dos minérios dos depósitos minerais
	3.3.4	Exemplos de depósitos brasileiros do subsistema hidrotermal magmático subvulcânico
<u>191</u>	3.4	Processo mineralizador do subsistema hidrotermal magmático plutônico
	3.4.1	Magmas plutogênicos graníticos e a metalogênese associada

-
- 3.4.2 O ambiente geotectônico
 - 3.4.3 A arquitetura dos depósitos minerais
 - 3.4.4 Estrutura interna e composição dos minérios dos depósitos minerais
 - 3.4.5 Gênese e evolução do fluido mineralizador
 - 3.4.6 Processos formadores dos depósitos hidrotermais magmáticos plutônicos
 - 3.4.7 Exemplos brasileiros de depósitos hidrotermais magmáticos profundos

257 **4 SISTEMA MINERALIZADOR HIDATOGÊNICO**

- 258 4.1 Subsistema hidatogênico metamórfico
 - 4.1.1 O sistema geológico geral
 - 4.1.2 Processo mineralizador dos subsistemas hidatogênicos metamórficos dinamotermal e dinâmico
- 310 4.2 Subsistema hidatogênico sedimentar
 - 4.2.1 O sistema geológico geral
 - 4.2.2 Processo mineralizador do subsistema hidatogênico sedimentar
 - 4.2.3 O ambiente geotectônico
 - 4.2.4 Arquitetura, estrutura interna, dimensões e teores dos depósitos minerais do subsistema hidatogênico sedimentar
 - 4.2.5 Processo formador dos depósitos hidatogênicos sedimentares
 - 4.2.6 Exemplos brasileiros de depósitos do subsistema hidatogênico sedimentar

349 **5 SISTEMA MINERALIZADOR METAMÓRFICO**

- 350 5.1 O sistema geológico geral
- 350 5.2 Subsistema mineralizador metamórfico dinamotermal
 - 5.2.1 Ambiente geotectônico
 - 5.2.2 A arquitetura dos depósitos minerais
 - 5.2.3 Estrutura interna, dimensões e composição dos minérios dos depósitos minerais do subsistema metamórfico dinamotermal
 - 5.2.4 Processo geológico formador dos depósitos do subsistema metamórfico dinamotermal
- 352 5.3 Subsistema mineralizador metamórfico termal
 - 5.3.1 Processo mineralizador geral do subsistema metamórfico termal
 - 5.3.2 O ambiente geotectônico
 - 5.3.3 A arquitetura dos depósitos minerais
 - 5.3.4 Estrutura interna e composição dos minérios dos depósitos minerais do subsistema metamórfico termal
 - 5.3.5 Processo formador dos depósitos minerais metamórficos do subsistema termal
- 354 5.4 Exemplos brasileiros de depósitos minerais metamórficos dinamotermiais e termiais
 - 5.4.1 Depósitos metamórficos dinamotermiais (metamorfismo regional)

359 6 SISTEMA MINERALIZADOR SEDIMENTAR

- 360 6.1 O sistema geológico geral
- 6.1.1 Classificação dos depósitos minerais
 - 6.1.2 Os subsistemas mineralizadores sedimentares
- 364 6.2 Condições físico-químicas nas quais se desenvolve o processo mineralizador geral do sistema sedimentar
- 365 6.3 Processo mineralizador do subsistema sedimentar continental
- 6.3.1 O ambiente geotectônico
 - 6.3.2 A arquitetura dos depósitos minerais
 - 6.3.3 Estrutura interna e composição dos minérios dos depósitos sedimentares continentais
 - 6.3.4 Processo formador dos depósitos sedimentares continentais
- 371 6.4 Exemplos brasileiros de depósitos sedimentares continentais
- 6.4.1 Depósitos de Ti – Zr de Mataraca (PB) - Depósitos eólicos: dunas e cordões litorâneos com “areias negras”, tipo Stradbroke (Austrália)
 - 6.4.2 Depósitos lacustres e/ou em planícies de inundação
 - 6.4.3 Depósitos de diamante e de metais preciosos e raros em aluviões e terraços aluvionares
- 381 6.5 Processo mineralizador do subsistema sedimentar marinho
- 6.5.1 O ambiente geotectônico
 - 6.5.2 A arquitetura, dimensões e teores dos depósitos minerais do subsistema sedimentar marinho
 - 6.5.3 Estrutura interna e composição dos minérios dos depósitos minerais do subsistema sedimentar marinho
 - 6.5.4 Processo formador dos depósitos sedimentares do subsistema sedimentar marinho
- 416 6.6 Exemplos brasileiros de depósitos do subsistema sedimentar marinho
- 6.6.1 Depósitos de ambientes litorâneos
 - 6.6.2 Depósitos de ambientes deltaicos
 - 6.6.3 Depósitos de ambientes sedimentares marinhos bacinais
- 439 7 SISTEMA MINERALIZADOR SUPERGÊNICO
- 440 7.1 O sistema geológico geral
- 7.1.1 Conceitos básicos e classificação dos depósitos minerais
 - 7.1.2 O sistema geológico geral
- 442 7.2 Processo mineralizador geral do sistema mineralizador supergênico (depósitos residuais e cimentados)
- 7.2.1 Processo mineralizador geral
- 443 7.3 Processo mineralizador do sistema supergênico
- 7.3.1 O ambiente geotectônico
 - 7.3.2 Arquitetura, dimensões e teores dos depósitos minerais do sistema mineralizador supergênico

-
- 7.3.3 Estrutura interna e composição dos depósitos minerais do sistema mineralizador supergênico
 - 7.3.4 Processo formador dos depósitos minerais do sistema mineralizador supergênico
 - 7.3.5 Exemplos brasileiros de depósitos minerais do sistema mineralizador supergênico

485 8 DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS IMPORTANTES, COM MODELOS COMPLEXOS OU NÃO DEFINIDOS

- 486 8.1 Depósito de zinco e chumbo de Vazante, Minas Gerais
- 489 8.2 Depósito de ouro, paládio, platina de Serra Pelada (Serra Leste), Pará
- 491 8.3 Depósitos de fluorita de Santa Catarina - Minas da Linha Torrens, Rio dos Bugres e Rio Bravo Alto
- 492 8.4 Depósitos de fluorita do Vale do Rio Ribeira, Estados do Paraná e São Paulo – Depósitos Sete Barras, Braz, Mato Preto, Barra do Itaipapuã, Mato Dentro e Volta Grande.
- 497 8.5 Mina de vanádio Maracás - Depósito de vanádio, ferro (magnetita) e titânio da Fazenda Gulçari, municípios de Maracás e de Campo Alegre de Lourdes, Estado da Bahia
- 499 8.6 Depósitos estratiformes de ouro das regiões de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás, Goiás
- 502 8.7 Depósito de ametista e quartzo citrino do Alto Bonito, município de Marabá, Serra dos Carajás, Pará
- 502 8.8 Depósitos de topázio imperial da região de Ouro Preto, Minas Gerais
- 502 8.9 Mina (esgotada) de chumbo e prata de Pannels, Vale do rio Ribeira, Estado do Paraná
- 503 8.10 Depósito de chumbo, zinco e prata de Santa Maria, região de Camaquã, Rio Grande do Sul
- 504 8.11 Depósito de malaquita de Serra Verde, município de Curionópolis, Pará
- 504 8.12 Depósito de cobre nativo em basaltos do Vale do rio Piquiri, Estado do Paraná
- 505 8.13 Mina de cobre Caraíba, distrito de rio Curaça, Estado da Bahia

507 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

547 ÍNDICE REMISSIVO

P R E F Á C I O

à segunda edição

Em Outubro de 2014 foi o 12º aniversário da publicação da primeira edição desse livro. Muita informação nova sobre depósitos minerais, e alguns modelos novos, foram publicados desde então. Nossa expectativa é que essa segunda edição atualize as informações disponíveis até 2001, publicadas na edição anterior, e as complete com informações publicadas até Julho de 2014, quando texto e figuras dessa nova edição foram entregues à Editora.

Essa nova edição traz mais de 2000 correções e modificações, de forma e conteúdo, inseridas no texto e nas figuras. As mais importantes são: (1) No capítulo 2, entre os depósitos endomagmáticos foram incluídos os depósitos dos tipos Santa Rita (BA) e Limoeiro (PE), além de várias atualizações sobre kimberlitos e lamproítos. (2) No capítulo 3, foram introduzidas várias atualizações importantes sobre: (a) os depósitos hidrotermais vulcanogênicos; (b) os depósitos IOCG (FOCO) – Ferro Oxidado (ou Reduzido) Cobre e Ouro, particularmente sobre os depósitos desse modelo localizados nas Província de Carajás (PA), (d) os depósitos “relacionados a intrusões” (*intrusion related*) e; (e) os pegmatitos. No capítulo 4, que trata dos depósitos hidatogênicos, foi feita uma reorganização importante, de forma e conceitual, modificando-o muito em relação a primeira edição. As maiores modificações foram: (a) apresentação das novas teorias sobre os depósitos de ouro do modelo Carlin; (b) atualização das informações sobre os processos geradores dos depósitos de ouro em zona de cisalhamento; (c) atualização das informações sobre os depósitos de urânio em episienitos; (d) apresentação do novo modelo para depósitos de ametista em basaltos e; (e) atualizações importantes sobre os depósitos de cobre alojados em rochas sedimentares. No capítulo 6, que trata do sistema mineralizador sedimentar, foram feitas atualizações significativas das informações e conceitos sobre a gênese das formações ferríferas bandadas, sobretudo no que concerne a ação bacteriana durante a gênese desses depósitos. A formação ferrífera do tipo Raptain também foi reavaliada, enfatizando a importância dos depósitos de ferro e manganês tipo Urucum (MS) e outros assemelhados. O capítulo 7, que trata dos depósitos do sistema mineralizador supergênico,

foi todo reorganizado, visando realçar a importância dos depósitos minerais desse sistema e permitir uma maior compreensão dos processos mineralizadores e ele relacionados. Nesse capítulo foram introduzidas informações recentes sobre os depósitos de elementos terras raras (ETR) com ETR adsorvidos em argilominerais (*Ion Adsorption Type*), que permitiram a China dominar o comércio mundial desse insumo. Sobre os depósitos brasileiros com modelos em desenvolvimento (capítulo 8) foram atualizadas as informações sobre Serra Pelada (PA) e Caraíba (BA), e introduzidos capítulos sobre os depósitos de vanádio e titânio de Maracás (BA) e de topázio imperial de Ouro Preto (MG).

Minha expectativa é que esse livro continue a ser adotado nos cursos de graduação e pós-graduação em Geologia e em Engenharia de Minas e possa auxiliar os Geólogos que trabalham em empresas de mineração, sobretudo aqueles que atuam nas áreas de prospecção mineral, metalogenia e de geologia de depósitos minerais. Espero que todos os colegas que consultaram a primeira edição desse livro encontrem nessa nova edição respostas a problemas porventura não resolvidos, e delas façam bom proveito.

Curitiba, 30 de Julho de 2014
João Carlos Biondi

P R E F Á C I O

à primeira edição

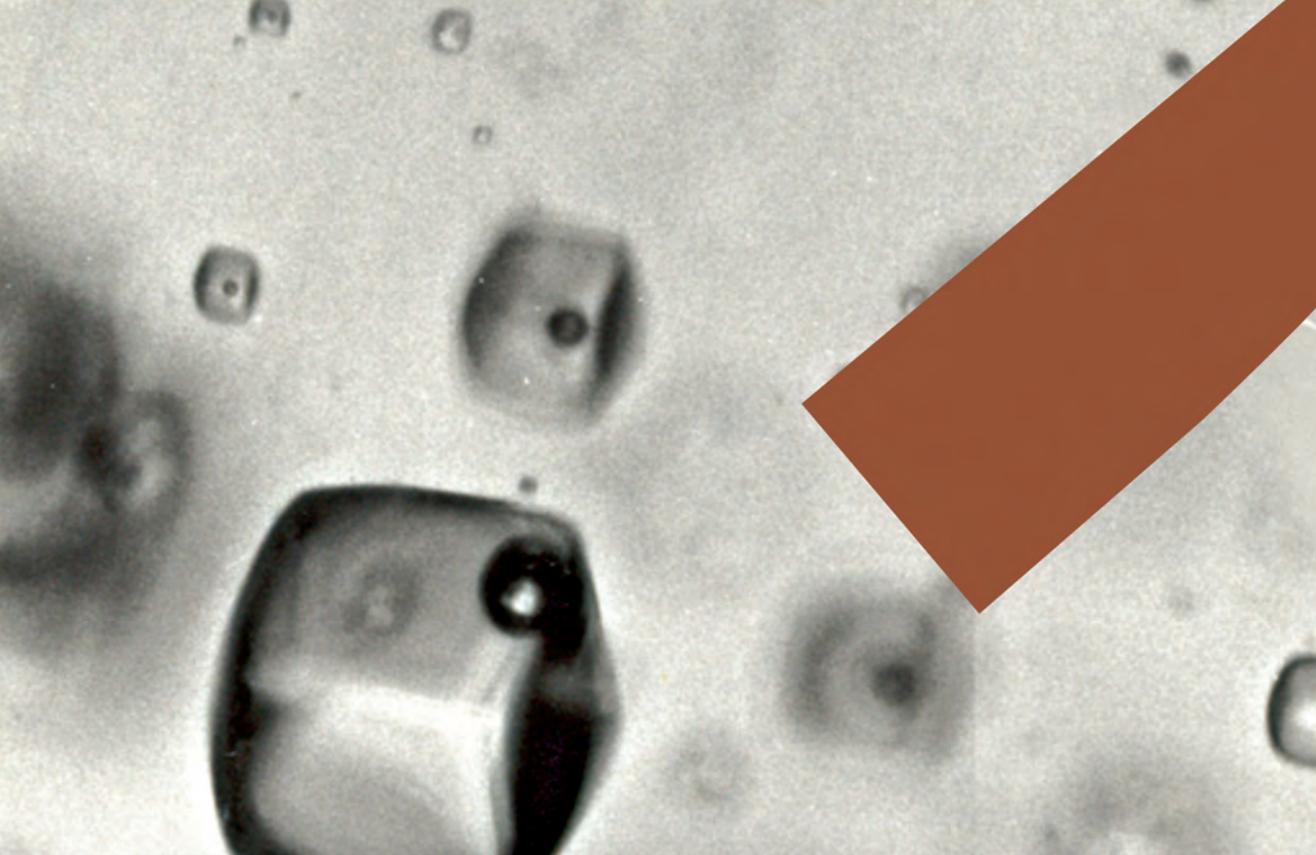
A intenção é que este livro venha a ser adotado nos cursos de Geologia, Engenharia de Minas e em qualquer outro curso que necessite de informações sobre depósitos minerais, suas características e suas importâncias econômicas. Este texto foi iniciado com a publicação, em 1986, do livro *Depósitos de Minerais Metálicos de Filiação Magmática*, que contém informações coletadas até 1985. Na época, a abordagem sobre o tema restringiu-se a uma categoria de depósitos, e faltaram muitos exemplos brasileiros que ilustrassem o texto convenientemente. A partir de 1985, Carlos Schobbenhaus (vol. I), em seguida auxiliado por Carlos Eduardo Silva Coelho (vols. II e III) e Emanuel Teixeira de Queiroz (vols. VIA, VIB e IVC), coordenaram e editaram a monumental obra *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, terminada em 1997. Sem dúvida, este trabalho marca o momento no qual a grande maioria dos geólogos brasileiros passaram a conhecer depósitos minerais que nunca tinham sequer ouvido falar e, sobretudo, passaram a estudar e publicar sobre esses depósitos. Desde então, a quantidade e, mais importante, a qualidade dos estudos sobre depósitos minerais brasileiros cresceu geometricamente, tornando possível a publicação dos livros *Minérios e Ambientes* (Figueiredo, 2000) e *Metalogênese do Brasil* (Dardenne & Schobbenhaus, 2001). Bernardino R. Figueiredo tem como enfoque principal *um estudo dos minérios metálicos à luz dos experimentos de laboratórios e outras metodologias de pesquisa, como intuito de contribuir para a compreensão da origem e evolução de um grande número de jazidas minerais [...] e para o desenvolvimento de tecnologias de prevenção dos efeitos adversos ao meio ambiente e à saúde humana eventualmente provocados pela indústria de mineração e metalúrgica*. Dardenne & Schobbenhaus fizeram uma *paciente coleta de dados* visando produzir um texto que *integre os depósitos minerais brasileiros à evolução geológica do Brasil e privilegia a integração dos depósitos minerais ao contexto geológico regional, salientando os problemas e propondo hipóteses que sugiram caminhos proveitosos para as pesquisas futuras*. Ambos são estudos de inquestionável qualidade e elevado nível técnico, de grande utilidade às geociências e aos geólogos brasileiros.

Com esta nova obra, procuro, mais uma vez, fazer um livro didático, com informações obtidas em publicações

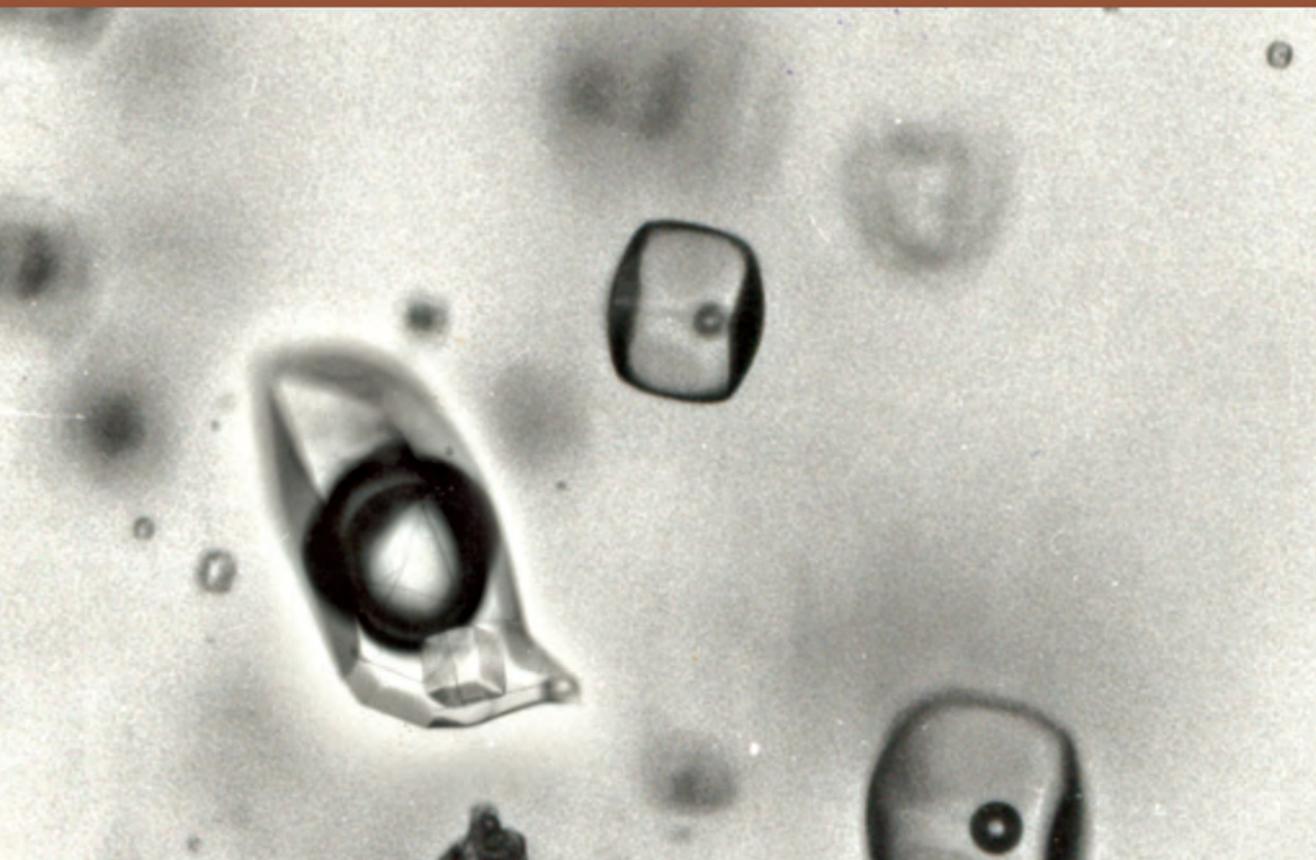
às quais tive acesso até a publicação dos Anais do 41º Congresso Brasileiro de Geologia, realizado em setembro de 2002 (João Pessoa, PB). Diferente do meu livro anterior, este trata de todos os processos formadores de minérios, de todos os ambientes geológicos conhecidos (ígneo, metamórfico, sedimentar e supergênico). Este livro tem um capítulo introdutório (Capítulo 1), que explica os conceitos geológicos e físico-químicos mais importantes, necessários à compreensão das informações do texto principal. Na parte principal do livro, nos Capítulos 2 a 7, após explicados os processos metalogenéticos atuantes em cada um dos sistemas geológicos, são descritos os principais depósitos minerais brasileiros formados no sistema e pelos processos em questão. Com esta abordagem, visei produzir um texto didático, que explique como se formam os depósitos minerais. Para isso, usei as informações disponíveis na literatura internacional e nacional, e exemplifiquei cada caso tratado com exemplos brasileiros. Informações sobre 450 depósitos brasileiros integram este texto, descritos ou enquadrados segundo os processos metalogenéticos que os geraram. O penúltimo capítulo (nº 8) trata de depósitos minerais brasileiros que julguei ainda não totalmente compreendidos, seja pela carência de estudos mais aprofundados ou por discordar das interpretações vigentes. Finalmente, no último capítulo (nº 9) é discutido o problema da “Distribuição no Tempo Geológico dos Principais Depósitos Minerais Brasileiros”. É uma abordagem quantificada, que usa histogramas das idades conhecidas e/ou atribuídas aos depósitos brasileiros, separados conforme o processo geológico que os gerou e o sistema geológico ao qual pertencem. Um grande quadro de síntese das informações discutidas no texto é o embasamento desse capítulo. Este quadro serve, também, para unificar as informações sobre processos metalogenéticos e sistemas geológicos mencionadas ao longo de todo o livro.

Curitiba, 1 de Outubro de 2002

João Carlos Biondi



ALGUNS CONCEITOS IMPORTANTES PARA O ESTUDO DOS PROCESSOS METALOGENÉTICOS E DOS DEPÓSITOS MINERAIS



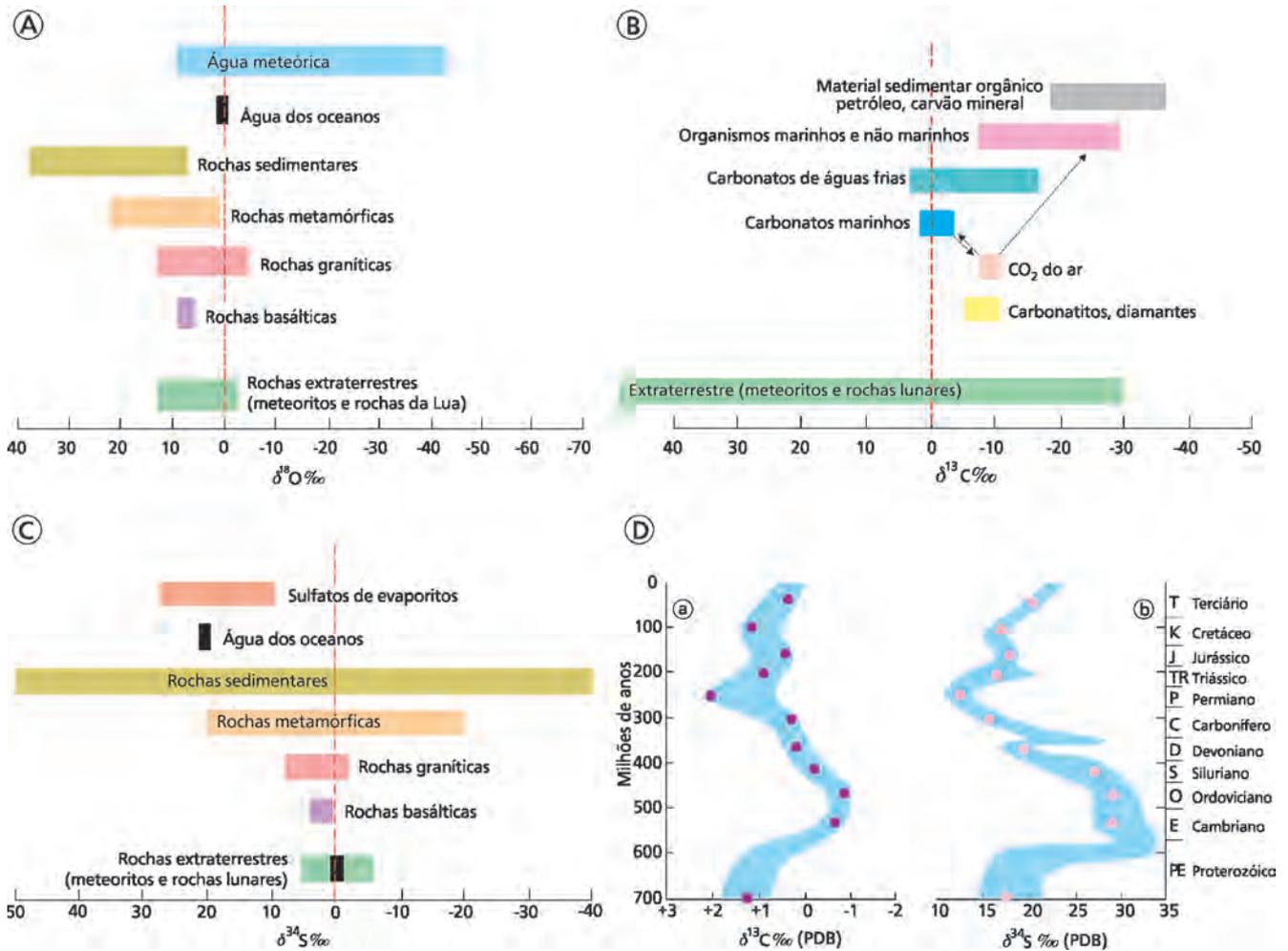


Fig. 1.4 Variação dos valores de δ isotópico em diversos sistemas geológicos. (A) Variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$. Notar que $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ das águas meteóricas geralmente é negativo, menor do que o padrão SMOW da água dos oceanos. (B) Variação dos valores de $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$. Notar que os carbonatos precipitados da água do mar têm isótopos de C muito mais pesados do que aqueles formados devido à oxidação da matéria orgânica. (C) Variação dos valores de $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$. Notar a diferença entre os valores de $\delta^{34}\text{S}$ de enxofre derivado do manto e aquele derivado de sulfetos sedimentares. (D) Variação no tempo de isótopos de C e de S de carbonatos (1.4.D.a) e sulfatos (1.4.D.b). Rochas do paleoproterozoico são enriquecidas em isótopos leves de C e pesados de S, indicando que uma grande parte do C disponível precipitou como carbonato e do S como sulfeto (pirita). Após o Carbonífero, a tendência foi a de precipitar uma maior quantidade de C orgânico e de S em sulfatos (Maynard, 1983: 3-6).

controle dos reservatórios de S e C reduzidos e oxidados serem tectônicos e relacionados às variações do nível dos mares.

Durante a evaporação, os isótopos leves de oxigênio (^{16}O) e de hidrogênio (H) são incorporados na fase vapor, o que leva ao enriquecimento do líquido residual em isótopos pesados (^{18}O e D). Considerando o padrão SMOW como tendo zero por mil de ^{18}O e de D (Figs. 1.5, 1.6 e 1.7), o vapor derivado do SMOW será sempre isotopicamente mais leve. Durante a condensação dessa fase vapor, foi constatado que: (a) a água formada por condensação incorpora mais isótopos pesados, e os leves acumulam-se na fase vapor. É um processo inverso àquele que ocorre durante a evaporação; (b) a condensação ocorre praticamente em equilíbrio isotópico, o que faz com que a água formada incorpore D e H na mesma proporção que ^{18}O e ^{16}O . Assim, se as condições nas quais ocorre a condensação do vapor causar um enriquecimento em D na fase líquida, esse líquido deve ser proporcionalmente enriquecido em ^{18}O . Então, ao se considerar que as primeiras chuvas formadas de uma massa de vapor que progride do oceano para o interior de um continente sejam enriquecidas em ^{18}O e D em relação ao vapor (mas não em

relação ao SMOW) do qual se condensaram, progressivamente as chuvas seguintes serão isotopicamente mais leves (cada vez a fase vapor residual terá menos isótopos pesados). Enquanto as nuvens progredem em direção ao interior dos continentes, elas se tornam progressivamente empobrecidas em isótopos pesados. Como o fracionamento do D é proporcional ao do ^{18}O , as composições isotópicas das nuvens e das águas de chuva delas derivadas variam, do litoral para o interior dos continentes, conforme a equação de uma linha reta:

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

A reta correspondente a esta equação aparece em todos os diagramas δD vs. $\delta^{18}\text{O}$, identificada como “águas meteóricas”. Isto significa que a composição isotópica da água meteórica varia progressivamente, tornando-se mais leve do litoral para o interior dos continentes. Há mapas que mostram linhas de isovalores de D e de ^{18}O em todos os continentes (vide, por exemplo, Taylor, 1974, para a América do Norte; e Taylor, 1994, para a América do Sul). A linha da caulinita é usada, também, para limitar os diagramas δD vs.

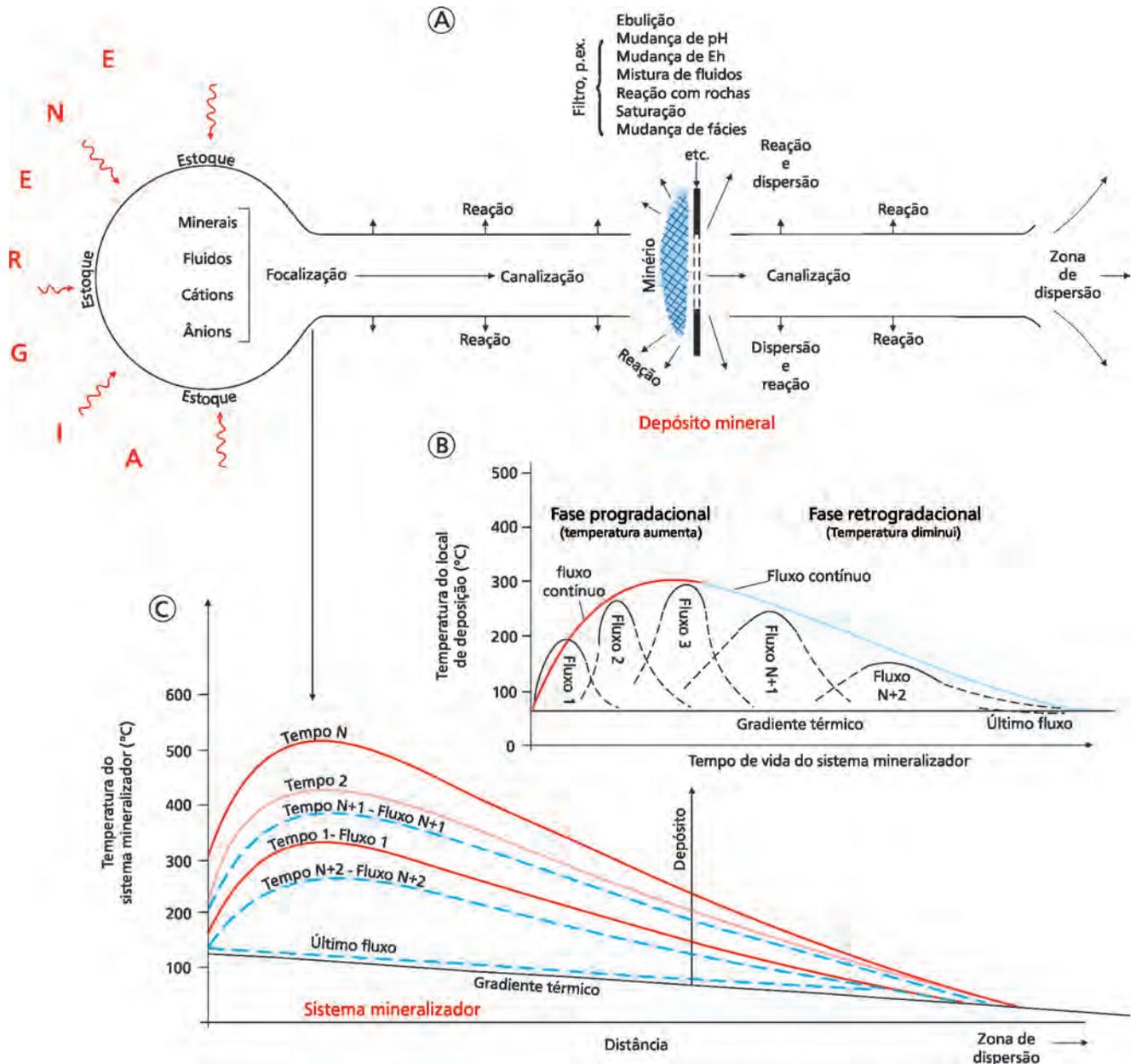


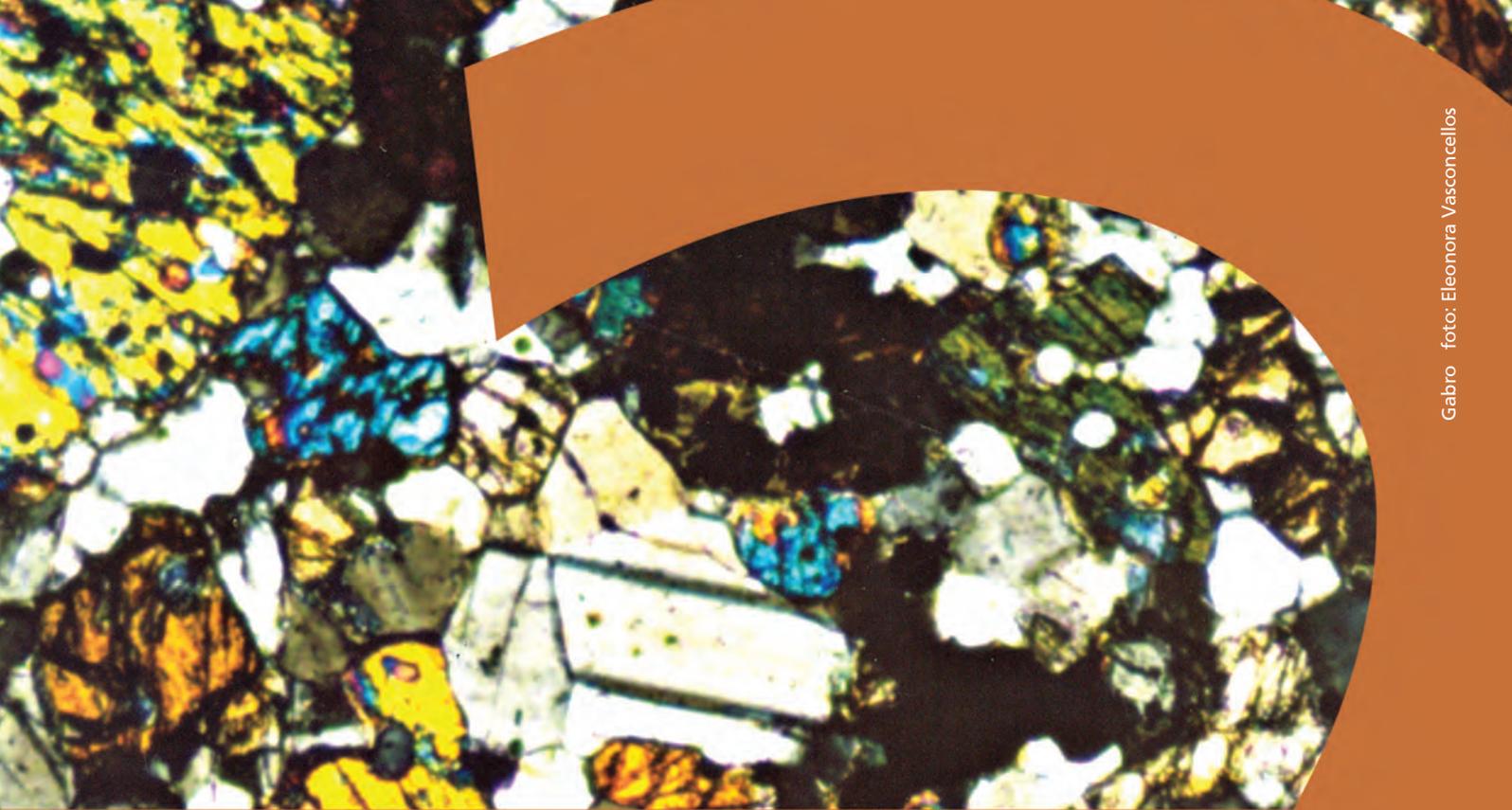
Fig. 1.8 (A) Modelo geral que mostra as condições mínimas necessárias à formação de um depósito mineral em um sistema mineralizador. Para que um depósito mineral seja formado, são necessários, no mínimo: (a) uma zona de estoque; (b) energia suficiente para deslocar substâncias do estoque; (c) que as substâncias deslocadas do estoque sejam focalizadas em um canal e migrem nesse canal; (d) que o canal atinja uma região onde haja filtro(s) capaz(es) de causar a precipitação de ao menos parte do material que migra pelo canal; nesse ponto será formado o depósito mineral; (e) após o local do depósito mineral, os fluidos residuais podem se dispersar ou continuar canalizados até uma zona de dispersão distante do depósito; (f) se o fluido mineralizador tiver temperatura elevada e for reativo, ele reagirá com as rochas encaixantes do canal antes, em torno e depois do depósito mineral, podendo formar zonas de reação ou *alteração hidrotermal*. (B) O fluido poderá deixar o estoque em um fluxo contínuo ou ser pulsante, percorrendo o canal em diversas fases ou pulsos. Em ambos os casos, a fase de elevação de temperatura é denominada progradacional e a de diminuição é a retrogradacional. (C) O intervalo de variação da temperatura do sistema mineralizador é maior do que o do local onde se forma o depósito mineral (*vide texto para maiores detalhes*).

1.3.1 Condições para a formação de um depósito mineral

Condições operacionais do sistema mineralizador

A Fig. 1.8 A é um modelo geral que contém as condições mínimas necessárias à formação de um depósito mineral. Inicialmente, é necessária a existência de um local do sistema mineralizador, denominado estoque, que contenha, dispersos, minerais, fluidos, ânions e/ou cátions. No estoque, as concentrações dessas substâncias são muito baixas, muito aquém das concentrações de minérios, consideradas economicamente

interessantes. Em um determinado momento da existência do sistema, haverá liberação de energia, térmica e/ou mecânica, que mobilizará parte do conteúdo do estoque. Na maior parte das vezes, esta mobilização tem como consequência apenas a dispersão ou a redistribuição dos componentes mobilizados. Esta situação persiste até que o sistema não mais seja energizado, cessando a mobilização dos componentes do estoque. Em alguns casos, bastante incomuns, parte do material mobilizado do estoque é focalizada em um canal, passando a deslocar-se de modo organizado ou canalizado. Normalmente esta canalização persiste enquanto existir o canal, ao final



Gabro foto: Eleonora Vasconcellos

SISTEMA ENDOMAGMÁTICO



contrados nesses minérios. Notar (Quadro 2.3) que os minerais do grupo da platina estão diretamente associados a sulfetos de metais-base, sobretudo pentlandita e calcopirita. Em alguns locais a associação ocorre preferencialmente com silicatos.

A Fig. 2.6 mostra as variações bruscas (comparar com a Fig. 2.5 B) nas composições dos plagioclásios e de piroxênios que marcam as regiões onde ocorrem os horizontes mineralizados a EGP. Essas variações bruscas caracterizam o *bandamento críptico*, que diferencia esse tipo de camada mineralizada daquelas com sulfetos (MSZ e LSZ) ou com cromitito (Leader, Steelpoort etc.) nas quais as variações composicionais são graduais, típicas de *bandamento rítmico*.

Além da excepcional continuidade lateral das camadas que constituem a unidade Merensky e de ser uma típica banda críptica, ela se diferencia das outras unidades do Complexo também por ser pegmatóide e por mostrar uma evolução mineralógica completa, desde as fases máficas até as leucocráticas. Todas as outras unidades conhecidas, ao contrário da Merensky, caracterizam-se por constituírem ciclos incompletos, ou pela ausência das fases melanocráticas basais ou pela ausência das fases feldspáticas do topo.

O termo cromitito é usado para indicar uma camada na qual a cromita predomina. O UG-2 é um horizonte de cromitito com teor médio de EGP de 6,9 ppm (Quadro 2.2) e reservas totais (UG-2 em todo o Complexo de Bushveld) de 3.120 milhões de toneladas de minério. A platina e o paládio são os principais EGP do minério e a mineralogia é a mesma do Horizonte Merensky (Quadro 2.3). Também como o Merensky, o UG-2 é uma banda ou camada críptica (Fig. 2.6).

O horizonte UG-2 é constituído de cromita (60-90% em volume), ortopiroxênio (5-25%) e plagioclásio (5-15%). A cromita é uma solução sólida de 98% espinélio e 2% ulvoespinélio. O ortopiroxênio é uma bronzita com 80% de enstatita (En_{80}) e o plagioclásio é uma bytownita (An_{75}). Os acessórios são clinopiroxênio, sulfetos de metais-base, minerais do grupo da platina, ilmenita, magnetita, rutilo, biotita e flogopita. Quartzo, clorita, serpentina, zircão badeleyta, barita e calcita são secundários (alterações).

Terminados os pulsos magmáticos e a diferenciação magmática que geraram o Complexo de Bushveld, ocorreram

infiltrações metassomáticas arseniadas que atravessaram todas as camadas do Complexo, quando ainda semiconsolidadas, em estado subsolidus, como será descrito adiante.

Os complexos com diferenciação concêntrica, tipo *Alaska* ou *Inaghy*, geralmente são pequenos, com 1 a 4 km de diâmetro (Fig. 2.8). Contêm gabros, dunitos, wehrlitos, harzburgitos, piroxenitos e cumulados de augita e olivina que formam bandas com formas afuniladas, com tendência geral a aflorarem em círculos concêntricos. Nas regiões dos Complexos onde ocorrem os cumulados, há segregações, bolsões e bandas de magnetita titanovanadiníferas e/ou de cromita enriquecidas em EGP. Nos locais com cromita, os EGP formam ligas de Pt-Fe, de Os-Ir e de Pt-Ir, que se associam a pentlandita, pirrotita, ouro nativo e arsenetos de EGP. Nos locais com magnetita, as mesmas ligas de EGP associam-se a cooperita, bornita e calcopirita. Possivelmente o processo gerador dessas concentrações de EGP é o mesmo dos horizontes Merensky e UG-2.

Depósitos formados por diferenciação, sedimentação magmática e segregação de fases diferenciadas

Depósitos de *Ti-Fe-P em anortositos* associam-se a complexos anortosíticos tipo Adirondack (Biondi, 1986: 278-281). Esses complexos perfazem os denominados anortositos plutônicos, que abrangem grandes extensões areais, não se associam a quantidades importantes de rochas máficas ou ultramáficas e ocorrem em grupos de grandes plutões. Litologicamente os anortositos enquadram-se em uma gama de composições que vai desde os anortositos formados essencialmente por plagioclásios andesínicos até os noritos, passando por rochas graníticas e sieníticas (mangeritos, charnockitos etc.). Em geral, as composições das rochas das séries anortosíticas são iguais às das séries graníticas, diferenciando-se apenas por conterem ortopiroxênio. As presenças de plagioclásio antiperitítico, de pertita e de ortopiroxênio são características.

Estruturalmente os depósitos de Ti-Fe-P podem ser concordantes ou discordantes. Os depósitos concordantes existem relacionados aos complexos bandados, como Bushveld ou Duluth, ou em plutões anortosíticos tipo Adirondack. Nos maciços bandados os depósitos formam camadas com

Quadro 2.3 Composição geral dos minerais do grupo da platina (MGP) de diferentes minas e prospectos de Bushveld. Porcentagem do mineral em 100% de minerais de minério (Kinloch, 1982).

Substâncias ou minerais com EGP	Mina Rustenburg		Mina Atok		Mina Amandelbult		Mina Union		RD-3	Blo-osh Koópies	Mina Plats	Blaubank	Potgietersus
	MR*	UG-2	MR	UG-2	MR	UG-2	MR	UG-2	MR	MR	MR	TBM*	PR*
Ligas de Pt+Fe	1,7	0,2	0,7	5,5	31,3	15,8	65,6	25,5	73,7	53,6	6,1	-	10,4
Ligas de Pd	-	-	0,8	2,1	3,2	2,0	Tr	1,5	0,3	-	-	0,7	6,2
Electrum (Au+Ag)	3,3	-	0,6	0,1	0,2	-	Tr	-	0,4	-	4,1	0,3	3,4
Esperrilita (PtAs ₂)	6,0	1,2	-	3,3	9,2	-	7,0	1,4	1,9	1,1	51,0	17,4	20,6
Laurita (RuS ₂)	5,2	10,2	14,1	16,6	17,5	25,0	20,2	35,4	2,6	18,6	-	-	1,5
Sulfeto de Pt+Pd	80,9	84,9	53,4	51,6	19,0	44,0	0,6	30,3	13,8	18,1	17,3	81,6	19,1
Sulfeto de Rh	-	3,3	-	20,0	-	14,0	Tr	5,8	-	3,4	-	-	0,9
Telureto de Pt e Pd	2,6	0,2	31,1	0,9	19,6	-	6,5	<0,1	7,4	5,2	21,4	Tr	38,0
Associações dos minerais do grupo da platina													
	97	84	84	69	56	90	38	43	1	70	68	91	31
Com silicatos	3	11	16	26	44	10	62	35	99	30	32	9	69
Com cromita	-	5	-	5	-	-	-	22	-	-	-	-	-

* MR = Merensky Reef; TBM = Tennis Ball Marker; PR = Platreef

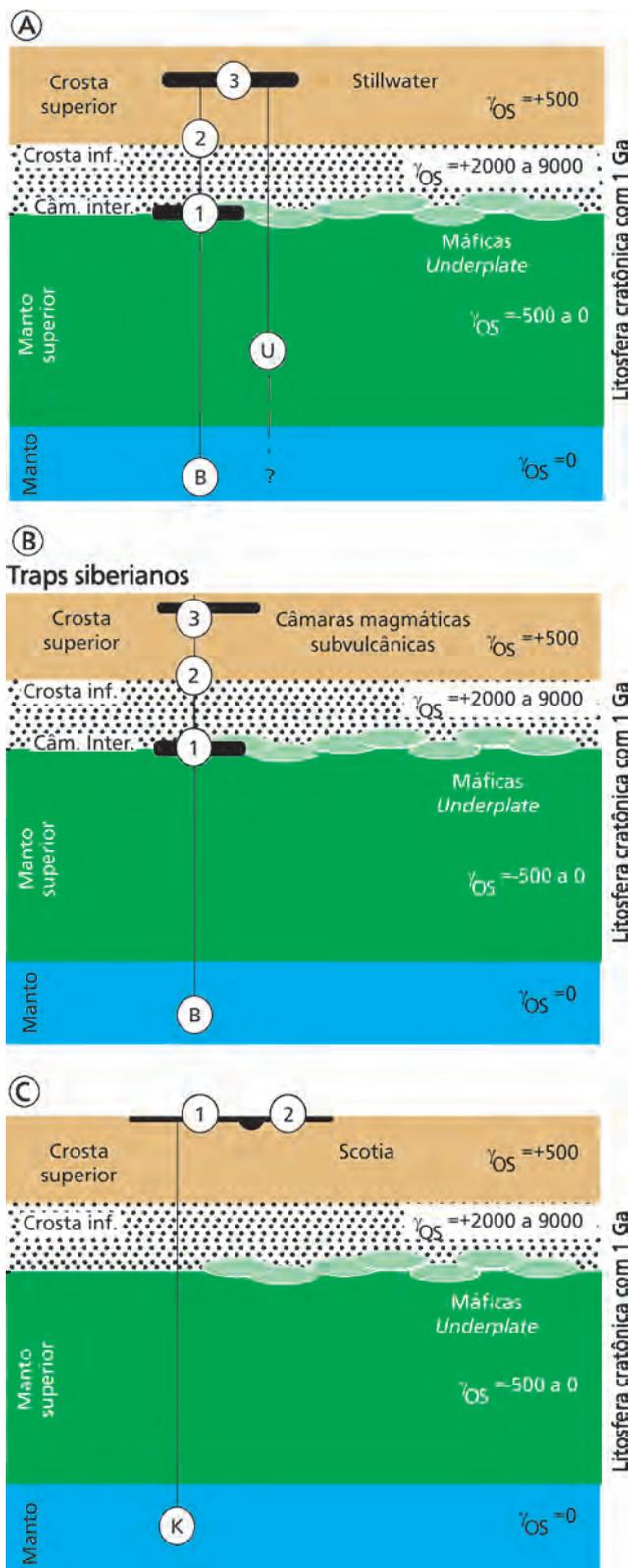


Fig. 2.12 Processo de formação dos depósitos endomagmáticos, conforme geoquímica do sistema Re-Os. (A) Os magmas que formam os depósitos de sulfetos e de EGP dos complexos bandados tipo Stillwater (e talvez também Bushveld) são enriquecidos em cátions e ânions por assimilação de crosta e mistura magmática, em um processo de ao menos três fases. (B) O mesmo processo multiestágio, com assimilação de crosta, deve ter acontecido na geração dos depósitos tipo Noril'sk-Talnakh. (C) Os depósitos de Ni-Cu em komatiitos, tipo Scotia, devem formar-se devido à assimilação de solos e rochas, ocorrida após a efusão do magma em superfície (Lambert et al., 1998).

2.2.6 Processos mineralizadores dos depósitos endógenos

Diferenciação e sedimentação magmática

A Fig. 2.13 mostra a curva de variação da solubilidade de sulfetos de ferro em um magma semelhante ao magma primário de Bushveld (Naldrett; von Gruenewaldt, 1989). Notar o decréscimo acentuado da solubilidade quando o magma precipita minerais magnesianos, como peridoto e/ou o ortopiroxênio. Ao começar a cristalizar plagioclásio, a curva horizontaliza-se. Deduz-se, portanto, que durante o fracionamento de dunitos e ortopiroxenitos ocorra, concomitantemente, precipitação de grande quantidade de sulfetos. Em magmas de outras composições a forma geral dessa curva se mantém.

Um magma com a composição inicial igual a de um magma original A (Fig. 2.13) não será saturado em enxofre (está do lado esquerdo da curva de solubilidade). A cristalização e a sedimentação magmática mudarão a composição do líquido, conforme mostrado na Fig. 2.14, empobrecendo-o em MgO (peridoto precipita) e enriquecendo-o em FeO (líquido com composição igual à dos piroxênios).

Se a composição do magma mudar de A em direção a B (Fig. 2.13), o magma torna-se saturado em sulfetos em B. A continuação da cristalização fará com que a composição do magma varie sobre a curva de solubilidade, precipitando ortopiroxênio junto ao sulfeto e depois, a partir de C, plagioclásio + ortopiroxênio junto aos sulfetos. Esse tipo de diferenciação gera bandas ou *camadas rítmicas* ricas em sulfetos. Os primeiros precipitados sulfetados serão ricos em EGP, como acontece nos *horizontes MSZ e LSZ do Grande Dique*, mas devido à marcada preferência dos EGP por se fracionarem junto aos sulfetos (D dos EGP em relação aos sulfetos é muito grande), logo o magma ficará esgotado de EGP, e os sulfetos de Cu, Ni e Co continuarão a precipitar sem os platinoides.

Há pelo menos dois processos que devem gerar *cromititos* e *magnetititos* e, provavelmente, ambos ocorreram nas câmaras magmáticas dos grandes complexos máfico-ultramáficos. Um desses processos tem a ver com a variação das formas e dimensões dos domínios de estabilidade da magnetita (Sp, na Fig. 2.16 A) e da cromita (Fig. 2.16 B e C) com a pressão total do sistema e as pressões parciais de oxigênio e de água (fO_2 e fH_2O). Enquanto o magma de uma câmara magmática não estiver todo solidificado o ambiente será instável, e ocorrerão sismos com frequência. Esses sismos, as injeções de novos fluxos magmáticos que tenham assimilado rochas (com água conata e minerais hidratados) e a interação dos magmas contidos na câmara com o ambiente onde a câmara se instalou, causarão mudanças frequentes e repentinas da pressão total e parcial a que os magmas estarão submetidos dentro da câmara. Essas variações de pressão mudam as formas e dimensões dos domínios de estabilidade dos minerais e podem levar um magma, com composição definida, a mudar, repentinamente, as composições dos minerais que estão cristalizando e precipitando (Fig. 2.15 A e B). Isto é bem provável no sistema $Cr_2O_3 - MgO - FeO^* - SiO_2$, mostrado na Fig. 2.16 B, onde o ponto ZCI identifica a composição média da Zona Crítica Inferior, de Bushveld (onde estão os cromititos). O magma ZCI está no plano cotético que limita os domínios do ortopiroxênio e da cromita, muito próximos aos limites dos domínios da olivina (Ol, ao lado). Qualquer variação na pressão

Nos cromititos, os cristais de cromita têm núcleos homogêneos e auréolas enriquecidas em Cr e Fe²⁺ e empobrecidas em Al e Mg. Há um aumento progressivo, em direção ao topo das camadas de cromitito, da razão Cr/Al e Fe/(Al+Cr) e do teor de TiO₂, e uma diminuição progressiva da razão Mg/Fe. Estas características evidenciam que a cromita é acamadada, formada por sedimentação magmática. As reservas são de 8,8 Mt com 34% Cr₂O₃, contidos em onze depósitos de cromita.

2.3.2 Depósitos de EGP (elementos do grupo da platina) e sulfetos, tipo "MSZ - LSZ - Great Dyke"

É provável que o único depósito brasileiro conhecido de EGP e sulfetos, tipo "MSZ - LSZ - Great Dyke", seja o de

Niquelândia, em Goiás. Os depósitos de cobre de Caraíba (Bahia) e do Serrote da Laje (Alagoas) têm minérios sulfetados em rochas máficas e ultramáficas, porém sem teores significativos de EGP. Caraíba e Serrote da Laje são complexos máfico-ultramáficos com histórias geológico-estruturais muito complexas, que dificultam a compreensão dos seus modelos conceituais. Vários trabalhos publicados sobre esses dois depósitos sustentam que as mineralizações sulfetadas de cobre formaram-se sem a influência de contaminações externas (=assimilação de enxofre das encaixantes) (D'El Rey Silva, 1985; Lima e Silva *et al.*, 1988; Oliveira; Choudhuri, 1993; D'El Rey Silva; Oliveira, 1998; Horbach; Marimon, 1988). Caso isto seja comprovado, Caraíba e Serrote da Laje seriam uma variante rara dos depósitos tipo "MSZ - LSZ - Great Dyke" (Grande

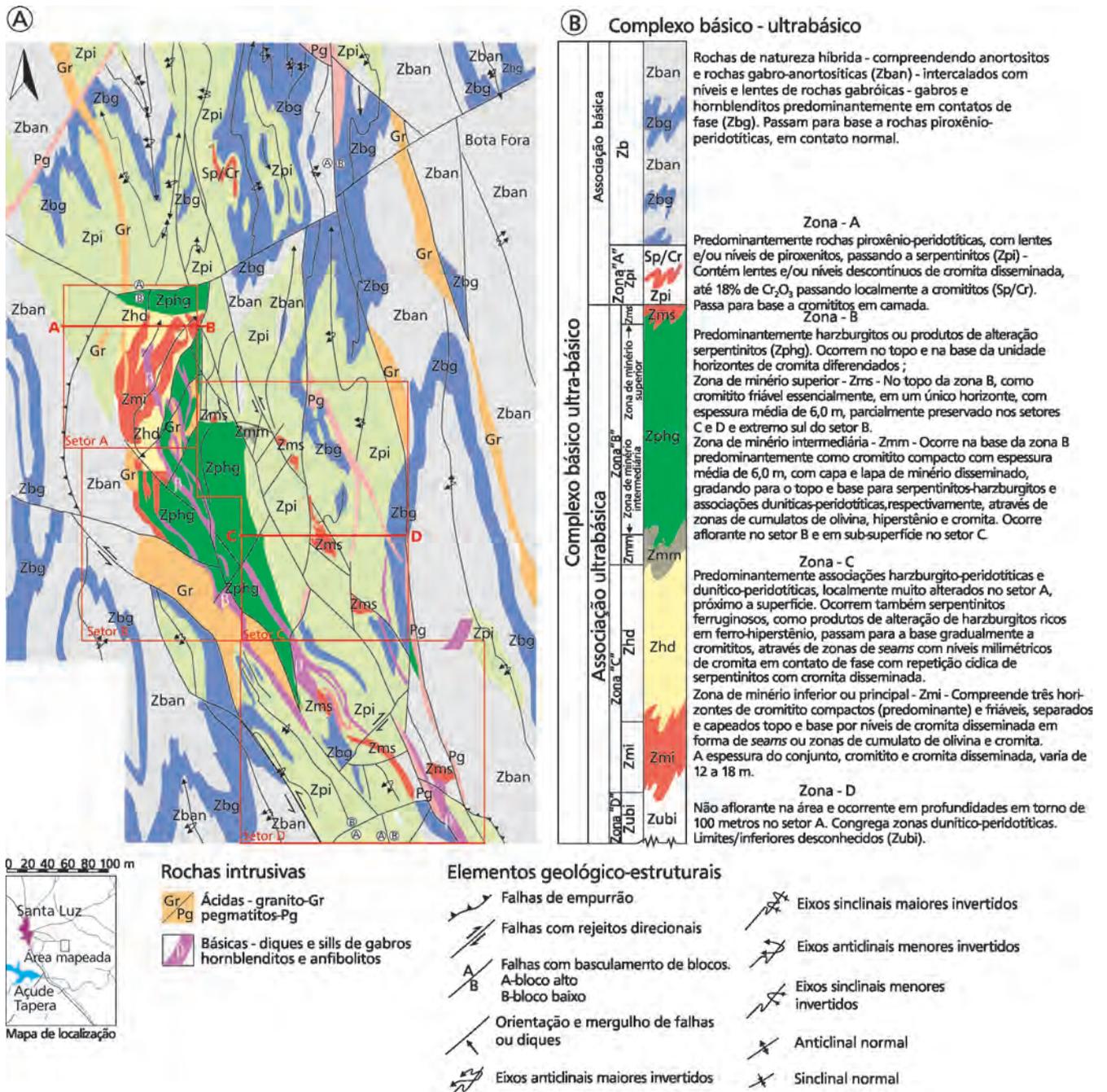


Fig. 2.31 (A) Mapa geológico da área do depósito de cromita de Pedras Pretas. (B) Estratigrafia da área de Pedras Pretas, ressaltando a posição dos três horizontes de minério (Carvalho Filho *et al.*, 1986).

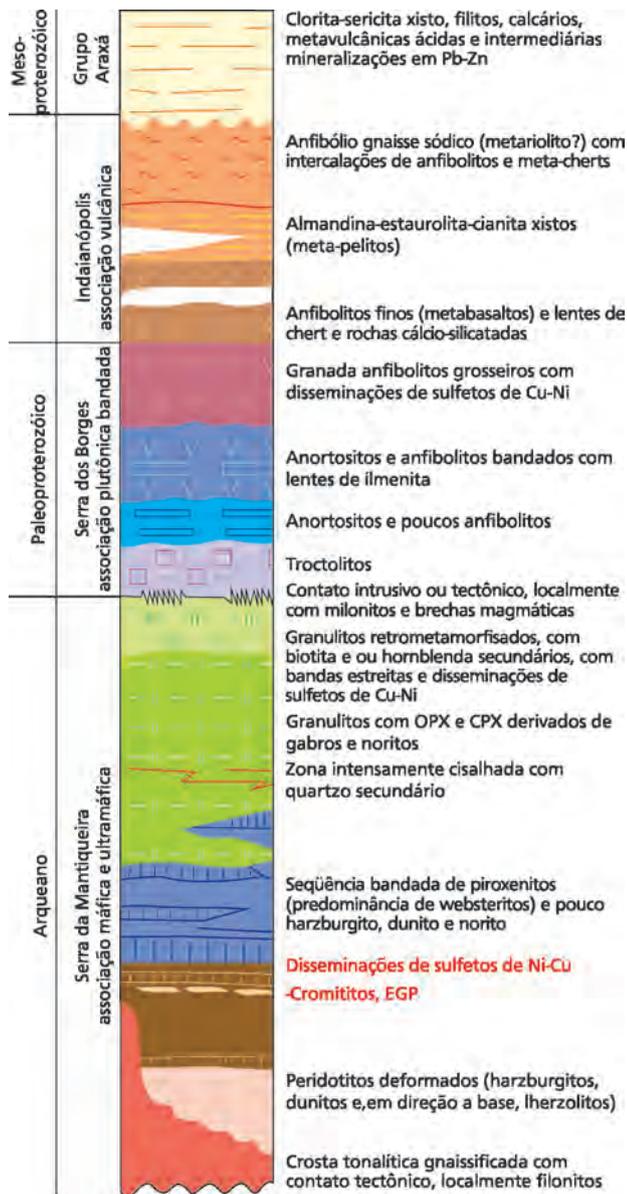


Fig. 2.39 Coluna estratigráfica de Niquelândia, correspondente ao mapa da Fig. 2.38 B, proposta por Danni e Leonardos (1980).

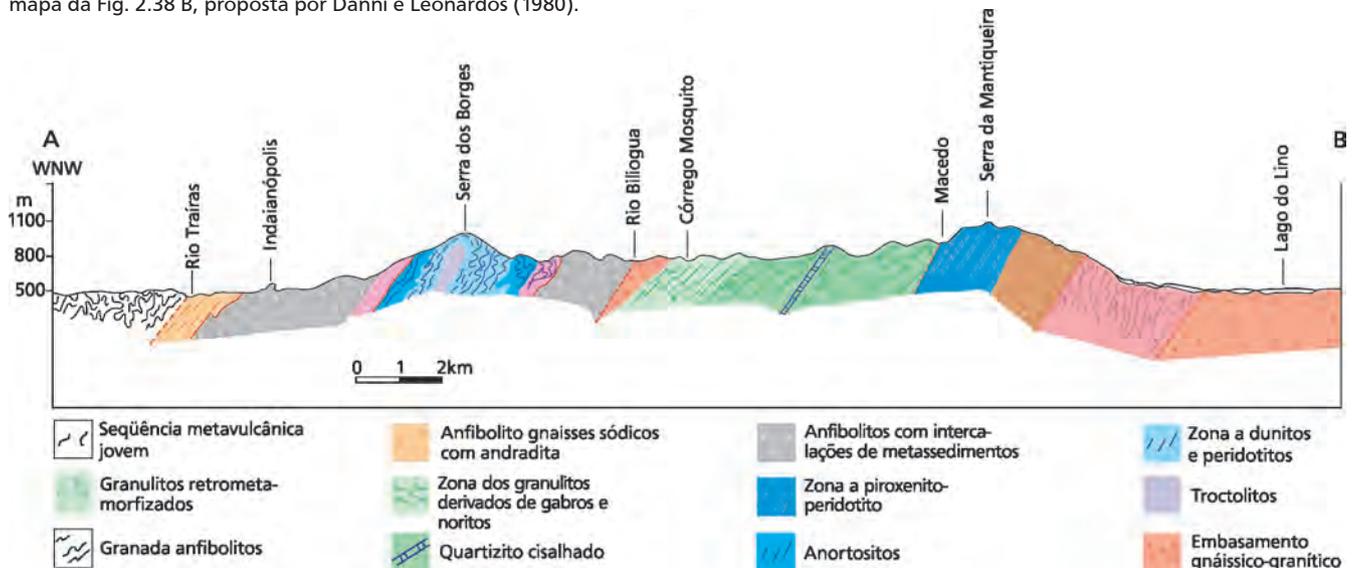


Fig. 2.40 Seção geológica A-B feita por Danni e Leonardos (1980) sobre o complexo máfico-ultramáfico de Niquelândia (vide Fig. 2.38 B). Notar, no centro da seção, a faixa de anfibolitos com intercalações de metassedimentos e a cunha de gnaisses que separa a parte basal do complexo da parte superior.

lados foram transformados em serpentina, anfibólio, talco, clorita e carbonatos. A parte ultramáfica deste complexo tem cromititos que analisam até 3 ppm de Pt + Pd, que ocorrem como esperrilita, Pd₂As e PdAs₂, arsenetos e ferroligas, Pt (Rh) e Pd nativos, junto a poucos sulfetos de Fe, Cu, Ni e Pb. Os minerais de EGP ocorrem como inclusões na cromita, em meio aos cumulos de silicatos, entre os silicatos e as cromitas e dentro dos silicatos. As ocorrências de sulfetos de Fe-Cu-Ni são raras nas rochas inalteradas e comuns nas rochas serpentinizadas e/ou anfibolitizadas. Suinta *et al.* (2000) sugerem que, levando em consideração a ausência de enxofre nas rochas de Luanga, o arsênio teria servido como coletor de EGP no magma.

2.3.6 Depósitos de Ti-Fe-V tipo “Allard Lake”

Barro Vermelho (Custódia, Pernambuco) e Campo Alegre de Lourdes (Bahia) são depósitos de ferro e titânio, com vanádio, em anortositos, semelhantes aos da região do Adirondack (EUA e Canadá), tipo “Allard Lake”. Os depósitos existentes no *sill* do rio Jacaré (Maracás, Bahia), particularmente o da Fazenda Gulçari, têm V, Ti e Fe, porém os teores elevados de vanádio e de EGP (Galvão *et al.*, 1986; Brito *et al.*, 2000) e o modo de ocorrência do corpo mineralizado os situam em uma categoria de depósitos ainda não inteiramente modelados, que serão estudados posteriormente.

Depósito de titânio, ferro e vanádio de Campo Alegre de Lourdes (Bahia)

Este depósito localiza-se no norte do Estado da Bahia, muito próximo à divisa com o Estado do Piauí. A região do depósito é quase toda coberta por sedimentos lateríticos terciários e quaternários, que dificultam a observação da geologia. Sampaio *et al.* (1986) descreveram onze lentes de minérios maciços, compostos por titanomagnetita e ilmenita granular (0,5 a 2,5 mm) com exsoluções de hematita e inclusões de pirita, calcopirita, pentlandita, pirrotita, esfalerita e arsenopirita, com

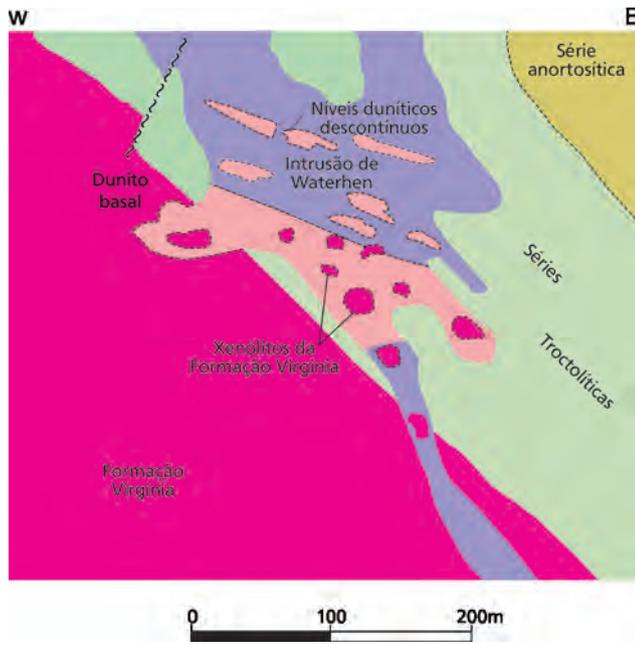
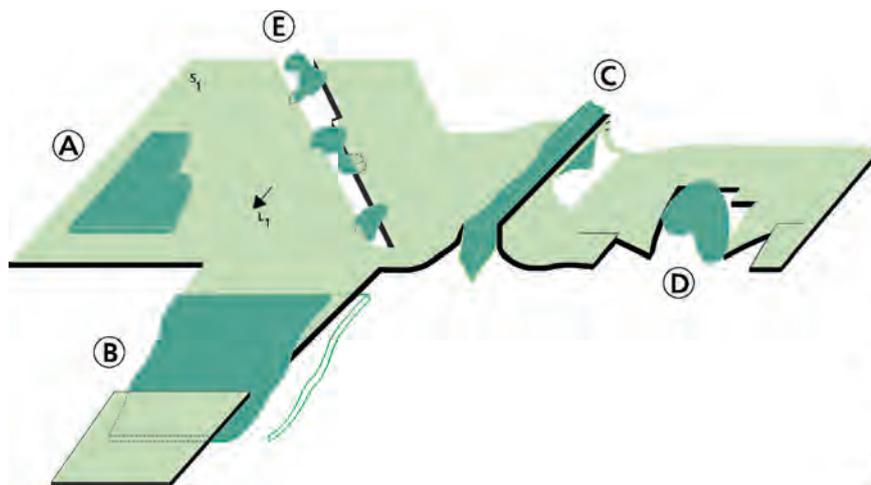


Fig. 2.57 Seção geológica mostrando a intrusão de Waterhen, alojada na base do Complexo de Duluth, em contato com rochas sulfetadas da Formação Virginia, encaixante do Complexo. O minério sulfetado de Ni-Cu forma-se com o enxofre provindo das rochas encaixantes

piroclásticas ocorrem as brechas do diatrema ou “*pipe*”, que continuam até a zona de explosão (*blow zone*) situada abaixo da raiz. A zona de raiz, na qual o conduto tem forma muito irregular, situa-se aproximadamente 1.500 m abaixo do cone, entre o diatrema e a zona de explosão, e grada para diques kimberlíticos. Notar que o diatrema pode interceptar diques kimberlíticos antigos, denominados diques precursoros. A depender do nível erosional de uma dada região, kimberlitos podem ocorrer com qualquer uma dessas formas, de dique, de zona de raiz, de *pipe* ou de cratera, e todas podem ser igualmente mineralizadas. É provável que os *pipes* lamproíticos, embora menos conhecidos, possuam geometria semelhante à dos kimberlitos.

2.4.3 Estrutura interna e composição dos minérios dos depósitos minerais

Os depósitos do subsistema endomagmático aberto cons-



- (A) Depósito tabular concordante - tipo GR2H
- (B) Depósito tabular sub-concordante - tipo Marais Kiki
- (C) Depósito discordante colunar - tipo Anna Madeleine
- (D) Depósito discordante em bolsão - tipo Georges Pile
- (E) Depósito discordante em fileira de bolsões - tipo Dyne

Em C e D a foliação (S) do peridotito encaixante é perturbada nas proximidades do corpo de minério.

Fig. 2.59 Esquema mostrando as diversas formas possíveis para os depósitos de cromita “podiformes” ou “Alpinos”. Esses depósitos são pequenos e formam-se pela reação entre basaltos toleíticos e peridotitos do manto litosférico, nas regiões de dorsais meso-oceânicas jovens, em ambientes retroarco, ou em regiões de arco de ilha. São encontrados em regiões ofiolíticas, onde o manto aflora em locais de obducção.

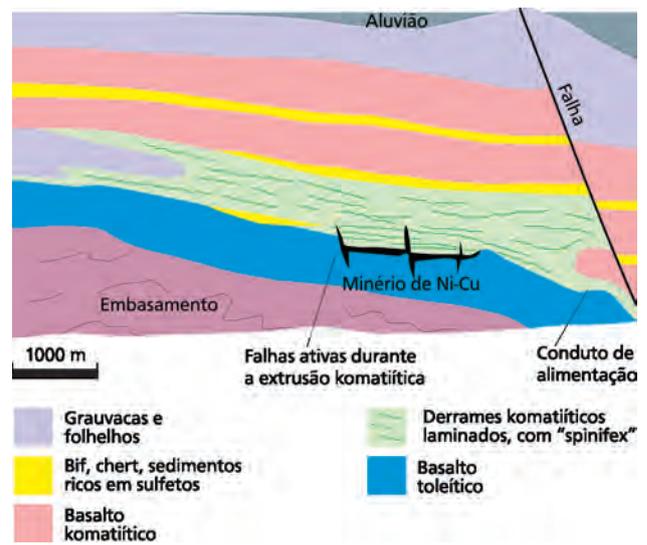
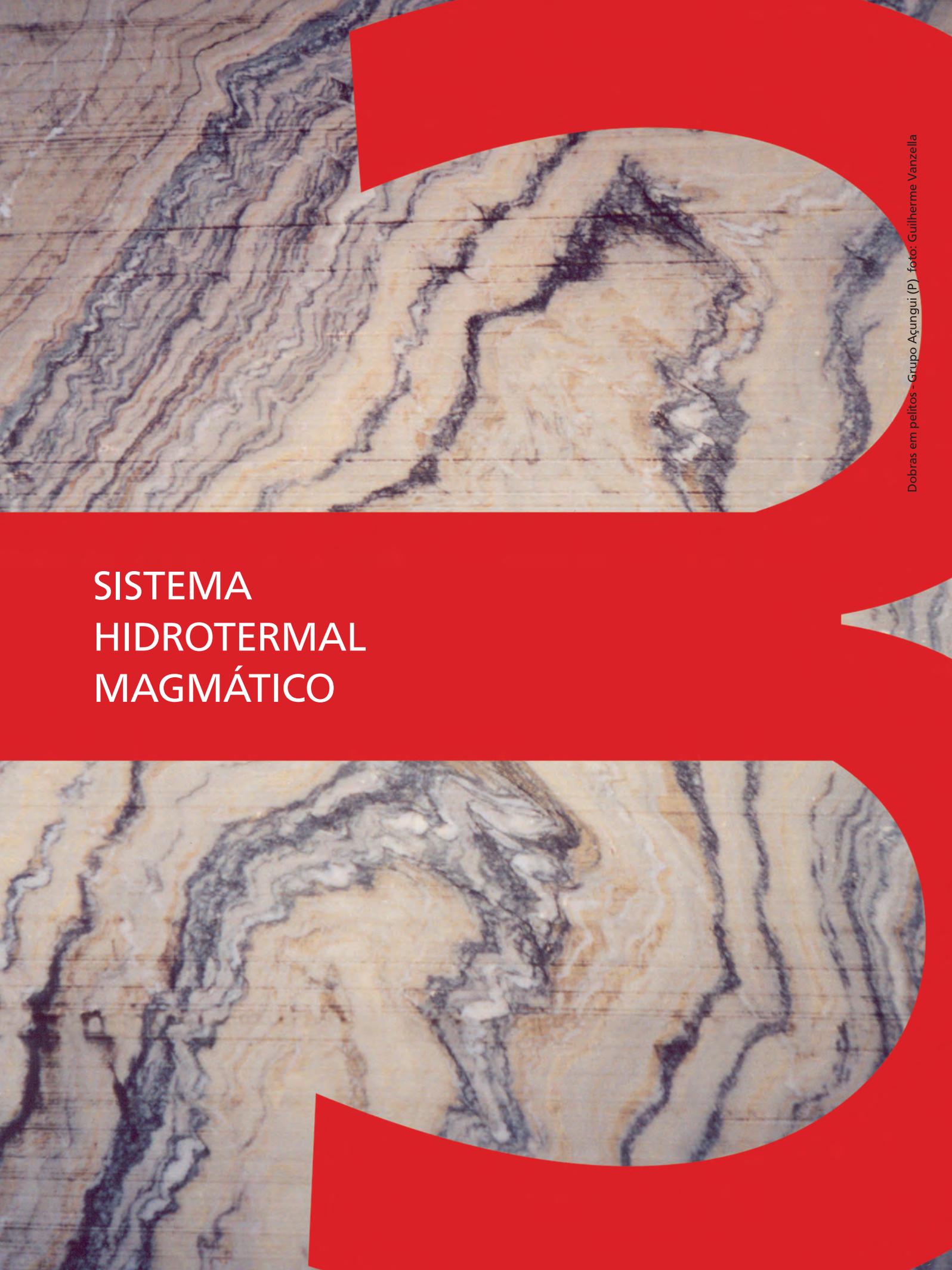


Fig. 2.58 Esquema mostrando, em seção, a forma dos depósitos sulfetados de Ni-Cu-EGP em komatiitos, tipo Scotia, e as rochas às quais se associam. O corpo mineralizado ocupa depressões em paleossuperfícies, nas quais os derrames komatiíticos correram ou estacionaram.

tituem um grupo importante de depósitos produtores de Ni, Cu ou cromita.

Os depósitos de Ni e Cu possuem corpos mineralizados com formas adaptadas aos locais da câmara magmática ou dos condutos magmáticos onde cristalizam sulfetos de Ni e Cu. Geralmente os corpos mineralizados são lentes de sulfeto maciço ou disseminações de sulfeto, situadas no interior dos plutões, nos locais em que o magma ultrabásico está ou esteve em contato com encaixantes ricas em enxofre. Se esse contato ocorre na base das intrusões, o minério sulfetado restringe-se a essa posição. Se durante o alojamento do magma máfico-ultramáfico o contato com a encaixante com enxofre ocorre no topo da câmara magmática (ou do conólito), sulfetos de Ni e Cu cristalizam onde houver assimilação do enxofre e migram para a base, devido ao líquido sulfetado ser mais denso que o magma silicático. A depender do tempo decorrido entre a cristalização dos sulfetos e a solidificação do magma, todos os sulfetos podem migrar até a base da intrusão ou, se a solidificação for rápida e não houver tempo suficiente para a migração



SISTEMA HIDROTHERMAL MAGMÁTICO

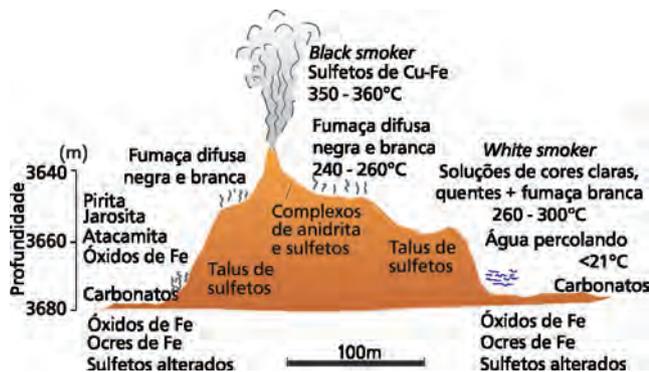


Fig. 3.4 Aspecto externo da elevação hidrotermal (*mound*) denominada TAG 26°N, situada na Dorsal Mesoatlântica (Mills, 1995).

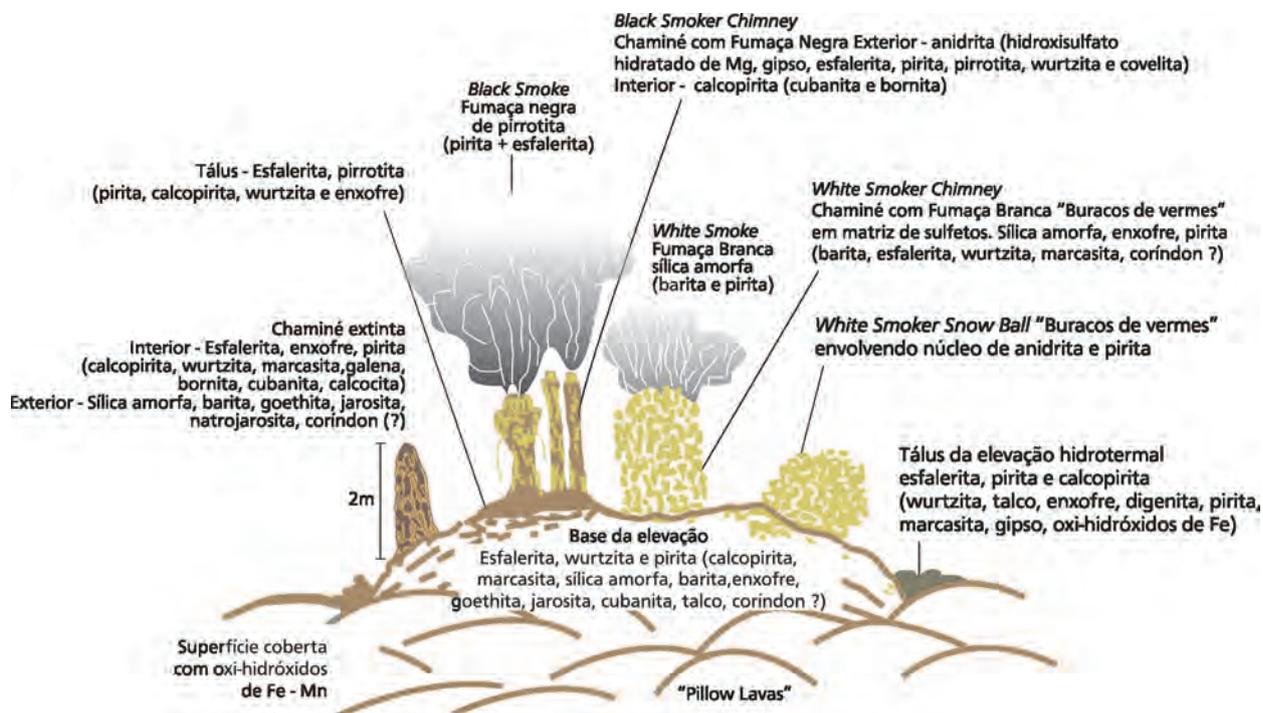


Fig. 3.5 Esquema mostrando os diversos tipos e as composições de chaminés de exalação encontradas em elevações hidrotermais da dorsal Leste do Pacífico (Haymon; Kastner, 1981).

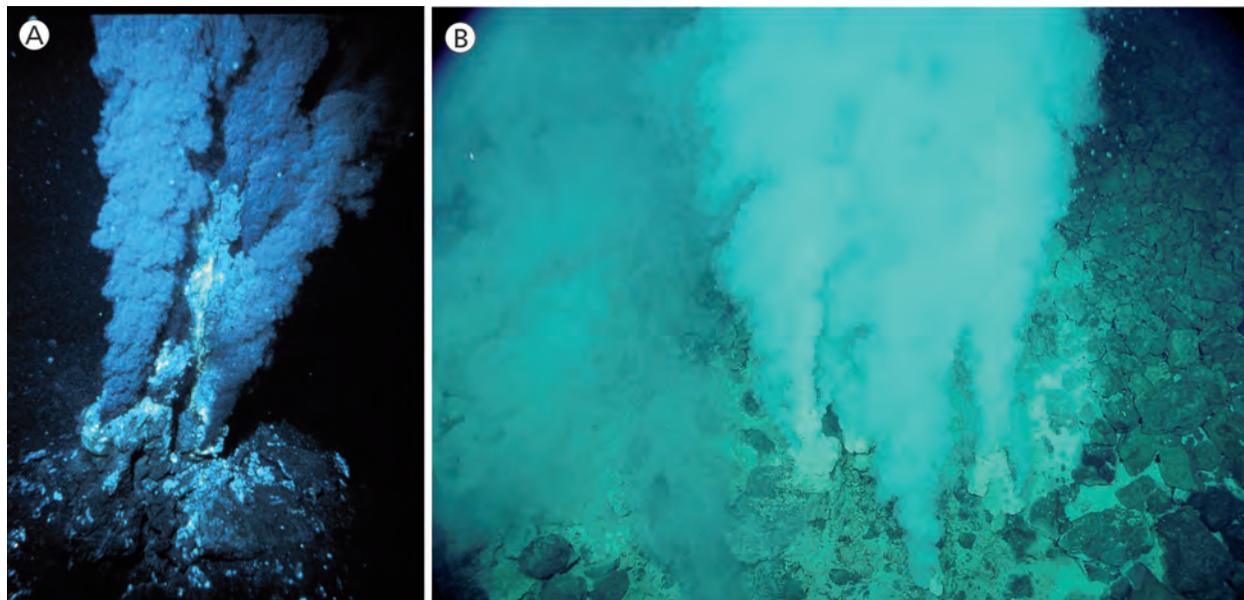


Fig. 3.6 Imagens de chaminés vulcânicas submarinas ativas, que exalam (A) "fumaça" preta (*black smoker*) e (B) "fumaça" branca (*white smoker*).

Quadro 3.2 Tipos, dimensões e teores dos depósitos minerais do subsistema vulcânico subaquático

DEPÓSITOS PROXIMAIS																								
Tipo	Recursos Contidos (x 10 ⁶ t)				Cu (%)				Pb (%)				Zn (%)				Au (ppm)				Ag (ppm)			
	10% menores	Média	10% maiores	10% menores	Média	10% maiores	10% menores	Média	10% maiores	10% menores	Média	10% maiores	10% menores	Média	10% maiores	10% menores	Média	10% maiores	10% menores	Média	10% maiores			
Kuroko + Noranda (432 depósitos)	< 0,12	1,5	18 a 120	< 0,45	1,3	3,5 a 7,0		< 0,01	1,9 a 8,0	< 0,16	2,0	8,7 a 18	< 0,01	0,16	2,3 a 10	< 1,0	13	100 a 250						
Kuroko "tipo Sieran", do Triássico e Jurássico (23 depósitos)	< 0,062	0,31	1,6 a 4,5	0,37	1,4	5,6 a 7,0		Entre 0,063 e 2,4	2,4 a 2,7	Entre 0,16 e 2,9	Entre 0,16 e 2,9	2,9 a 16		Entre 0,025 e 1,3	5,4 a 14		Entre 8 e 32	320 a 400						
Chipre (49 depósitos)	< 0,10	1,6	17 a 26	< 0,63	1,7	3,9 a 4,0		< 0,025		< 0,16	2,1 a 7,0		< 0,1	1,9 a 15		< 1,0	33 a 80							
DEPÓSITOS DISTAIS																								
Rosebery (45 depósitos)	< 1,7	15	130 a 350		< 0,05	0,28 a 1,0	< 1,0	2,8	7,7 a 12	2,4	5,6	13 a 20		0,76 a 2,0	< 2,5	30	160 a 250							
Besshi (44 depósitos)	< 0,012	0,22	3,8 a 26	< 0,64	1,5	3,3 a 5,6						< 0,3	0,4 a 1,5	< 0,16										
Minério oxidado (VCO) (10 depósitos)		58(?) entre 0,9 e 455			1,54 (?) entre 0,4 e 4,3									Entre 0,1 e 6,7 (?)										
Em rocha carbonatada (MVT – Irish Type?) (5 depósitos?)	< 7 (?)	22	> 60 (?)			> 0,3	< 1,0 (?)	2,54	> 4,0 (?)	< 3,5 (?)	8,9	> 12,0			< 25 (?)	33	> 40 (?)							
Outokumpu		50		2,8							1,0													

Foram considerados somente dez depósitos tipo VCO, mencionados por Davidson (1992): os depósitos Copper Blow, Starra, Osborne e Big Candia, na Austrália; o depósito do Salobo, no Brasil (Serra dos Carajás); Athens, no Zimbábue; Atikokan e Granduc, no Canadá; Pahtohavore e Viscaria, na Suécia; e Tverrfjellet, na Noruega. Os cinco depósitos "MVT em rochas carbonáticas, tipo Irlandês", são irlandeses (Galmoy, Lisheen, Navan, Silvermines e Tynagh), e foram mencionados por Goodfellow *et al.* (1993). Eles são citados aqui entre os depósitos vulcanogênicos exalativos por não haver comprovação quanto à origem do fluido mineralizador, se vulcânico ou hidatogênico (meteórico crustal). Conforme já observado, a maioria desses depósitos é sedimentar hidatogênico. Os 11 depósitos tipo Outokumpu considerados no Quadro 3.2 são citados no trabalho de Gaál e Parkkinen (1966).

3.2.4 Estrutura interna e composição dos minérios dos depósitos minerais

Os depósitos vulcanogênicos submarinos constituem um grupo de depósitos que se diferenciam conforme a época geológica e o ambiente em que se formaram. Os depósitos tipo Chipre conhecidos são Fanerozoicos. Os Kuroko (Quadro 3.1) predominam no Fanerozoico, mas existem até o Mesoproterozoico. Os tipos Noranda são anteriores ao Mesoproterozoico. Os depósitos tipo Chipre formam-se em regiões de dorsais meso-oceânicas, em meio a basaltos oceânicos (pigeoníticos). Os tipos Kuroko predominam em regiões de arco de ilha, junto a tufo e intrusões riolíticas calcioalcalinas (hiperstênicas). Os depósitos tipo Noranda são de regiões de cinturões de rochas verdes (*greenstone belts*), formados em meio a brechas e tufo associados a domos riolíticos e andesíticos. As composições dos minérios e das zonas de alteração hidrotermal desses de-

Quadro 3.3 Características composicionais observadas em 509 depósitos vulcanogênicos proximais descritos em todo o mundo.

	Cobre	Zinco	Chumbo	Prata	Ouro
Teor médio do minério (média de 509 depósitos)	1,4%	2,9%	0,7%	30 ppm	0,5 ppm
Metal contido nos 509 depósitos (milhões de ton.)*	50	120	30	0,1	0,002
% do metal em:					
Depósitos fanerozoicos	60	62	91	62	72
Depósitos proterozoicos	17	14	5	11	21
Depósitos arqueanos	23	24	4	27	7
Total	(100)	(100)	(100)	(100)	(100)
% de metal em depósito associado a:					
Vulcânicas félsicas	44	60	83	56	58
Félsicas e máficas (bimodal)	32	26	9	30	13
Vulcânicas andesíticas	13	12	7	12	20
Vulcânicas basálticas	11	2	1	2	9
Total	(100)	(100)	(100)	(100)	(100)

* Minério contido nos 509 depósitos = 4 bilhões de toneladas

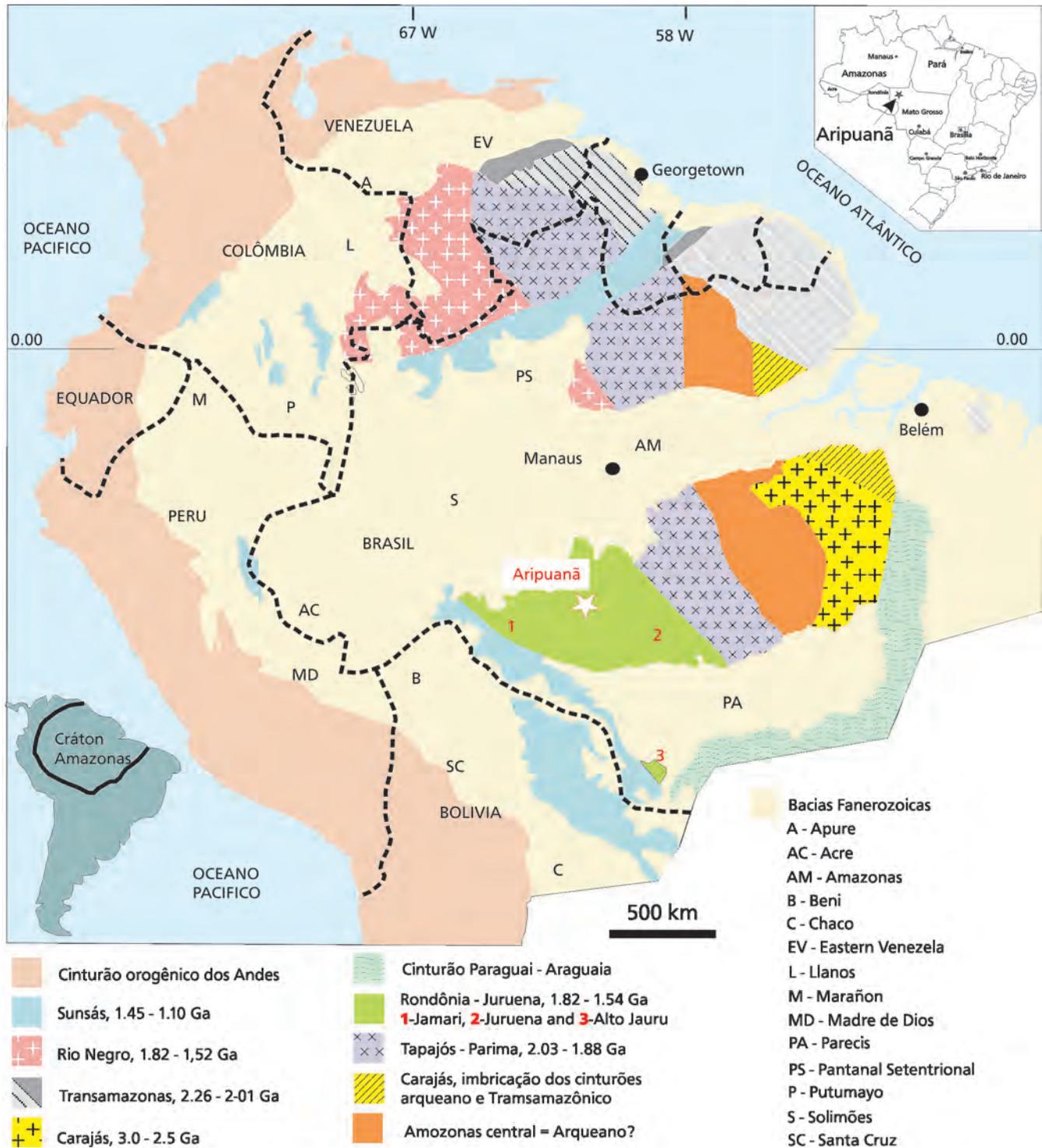


Fig. 3.21 Divisão geocronológica e geotectônica do Cráton Amazônico (adaptado de Santos *et al.*, 2008) e localização geográfica e geotectônica da região de Aripuanã.

Os corpos mineralizados são estratiformes e estão hospedados na unidade vulcanossedimentar, geralmente próximo e acima do contato com a unidade vulcânica. Nas proximidades dos corpos mineralizados, as rochas vulcanossedimentares são carbonáticas e, acima dos corpos de minério, os metaturbiditos e ritmitos laminados são constituídos por finas camadas alternadas de metacineritos e de dolomito hidrotermal, intercamadas com metachert e metacineritos maciços. Os corpos mineralizados sempre são compostos por sulfetos de ferro, cobre, zinco e chumbo mesclados a rochas carbonáticas

brechadas ou brechoides (CTTC = Clorita + Talco + Tremolita + Carbonato), talcotremolitos e mármores maciços.

A sequência vulcanossedimentar e os corpos mineralizados nela contidos sempre ocorrem sobre sericita metadacitos da unidade vulcânica, com intercalações de metatufos soldados e de metatufos dacíticos e riolíticos, silicificados e sericitizados, com pirita e pirrotita disseminadas, quando próximos aos corpos mineralizados. A silicificação é a alteração predominante, envolvendo toda a zona mineralizada e atingindo rochas vulcânicas distantes mais de 5 km fora dessa zona, a oeste do

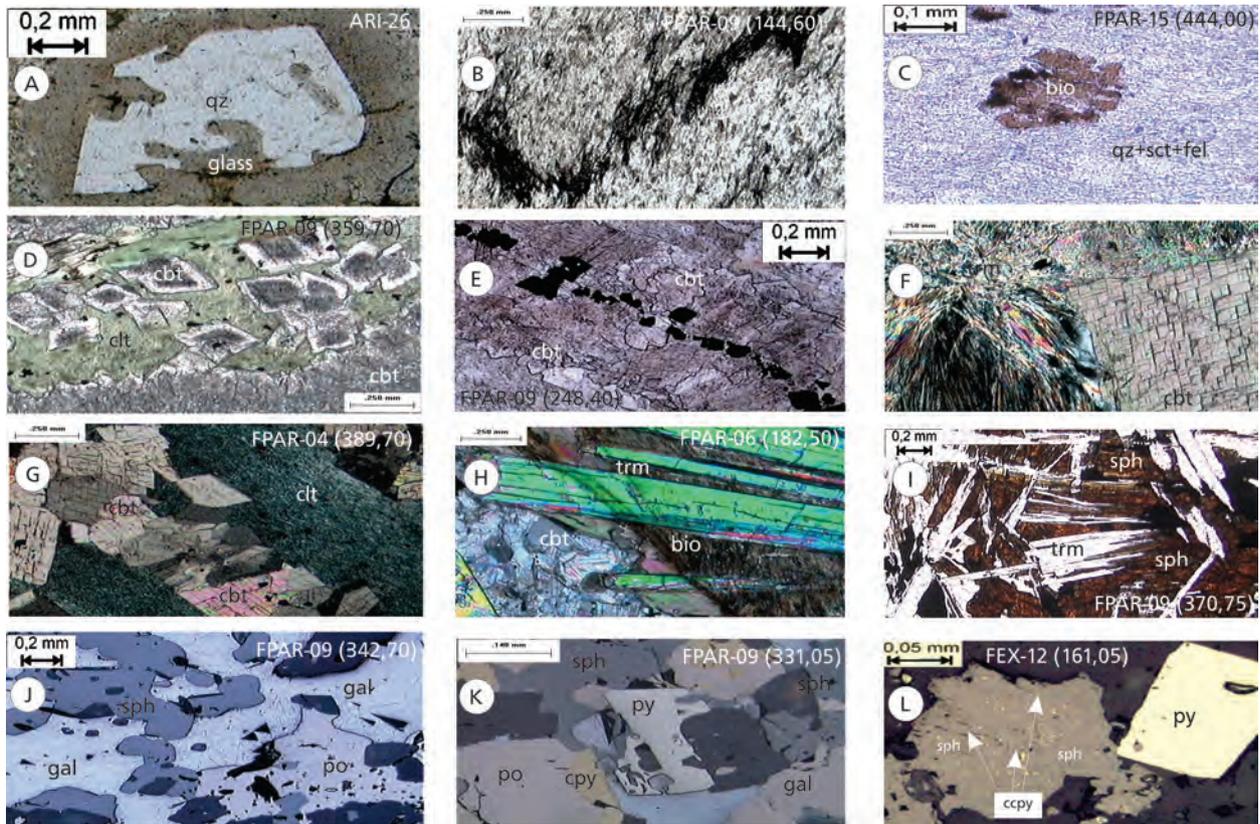


Fig. 3.26 Fotomicrografias de lâminas delgadas e de seções polidas de rochas e minérios do depósito Aripuanã. (A) Riolito vermelho, parcialmente vitrificado, com cristais de quartzo com golfos de corrosão. (B) Detalhe de banda de pirita microcristalina dobrada e foliada durante o metamorfismo regional que afetou o depósito. (C) Porfiroclasto de biotita termo-metamórfica em riolito com matriz silicificada e sericitizada. (D) Romboedros recristalizados de carbonato em brecha com fragmentos carbonáticos retorcidos, com matriz de clorita maciça. (E) Microcristais de pirita alinhados no eixo de um fragmento carbonático de uma brecha com fragmentos carbonáticos retorcidos. (F) Romboedros de carbonato em matriz de tremolita e talco metassomáticos. (G) Romboedros de carbonato em matriz de clorita metassomática maciça (clorita 2). (H) Cristais centimétricos de tremolita fibro-radiada em matriz de biotita e carbonato. (I) Tremolitito metassomático com matriz de esfalerita (sph). Fotografia de seção polida de minério, obtida com luz refletida. (J) Minério metassomático com talco e tremolita, com esfalerita (sph), magnetita e pirrotita (po) cimentados por galena (gal) (Luz refletida, 1 nicol). (K) Glomérulos de pirita (py), envolvidos por pirrotita (po), esfalerita (sph) e galena (gal) em brecha carbonática com matriz de tremolita (Luz refletida, 1 nicol). (L) Esfalerita (sph) com ocorrências pontuais (“gotas”) de calcopirita (ccpy) (“chalcopyrite disease”) ao lado de cristal euédrico de pirita metamórfica.

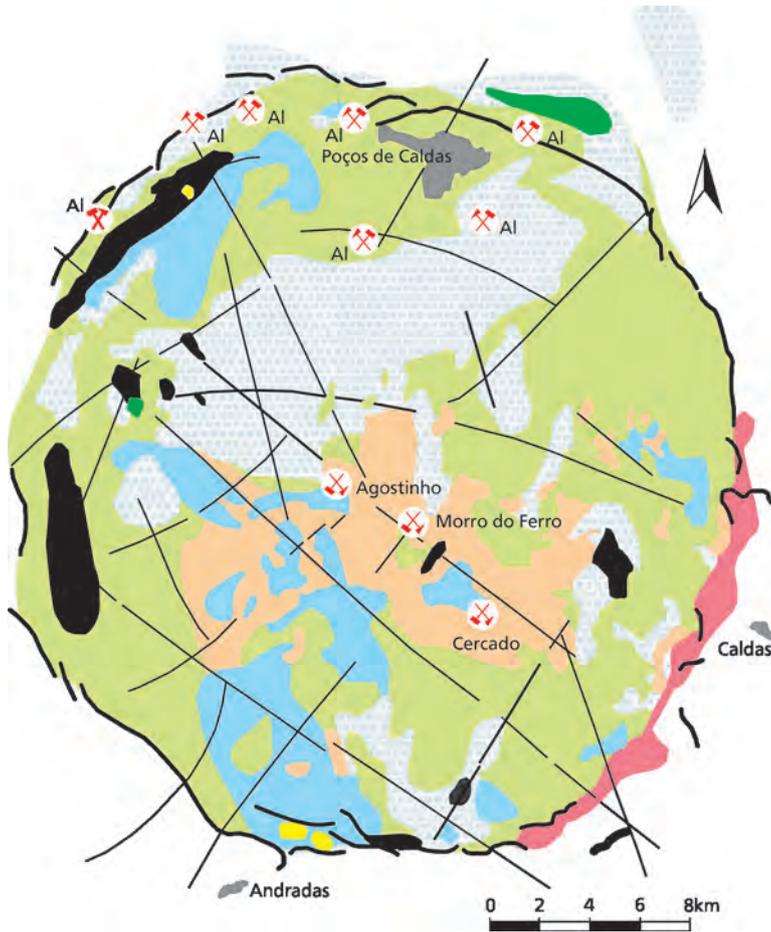
com magma ácido. Dessa forma, sugere-se que os carbonatos de Aripuanã formaram-se da mistura de fluidos com distintas razões isotópicas de carbono. Se isso for correto, valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre 8,5 e 11,5‰ em dolomitos são consistentes com precipitação a partir de um fluido hidrotermal cuja composição é próxima daquela da água do mar ($\delta^{18}\text{O} \approx 0\text{‰}$) em uma gama de temperaturas entre 130 e 200°C. (b) Posteriormente houve *decarbonatação* na qual aconteceu devolatilização. A decarbonatação foi restrita, posterior ao hidrotermalismo vulcanogênico, e limitada às rochas que originalmente continham quartzo e carbonato, e com pouco reflexo em $\delta^{18}\text{O}$.

Todos esses estudos permitiram concluir que o depósito é vulcanogênico tipo VHMS distal e que os corpos mineralizados formaram-se durante no mínimo quatro ciclos de exalação separados por episódios de sedimentação vulcanoclástica (Biondi et al., 2013). Os eventos que levaram à gênese do depósito são mostrados de modo esquemático na Fig. 3.28: (A) Início de exalação hidrotermal dentro de uma camada de lodo siltico-smectítico que recobre dacitos e ignimbritos riolíticos do assoalho submerso de uma caldeira vulcânica. Substituição da smectita do lodo por carbonatos. (B) Primeiro ciclo de mineralização, com precipitação de minério maciço e *stringer* com pirrotita, calcopirita e, localmente, magnetita e

esfalerita. (C) Vulcanismo explosivo e emissão de fluxos turbidíticos e de nuvens de cinzas e piroclastos. (D) Soterramento dos corpos mineralizados e das estruturas do primeiro ciclo. (E) Segundo ciclo vulcanogênico hidrotermal e formação de novas zonas mineralizadas com esfalerita, galena argentífera e pirita, que formaram lentes de minério com Zn, Pb e Ag em meio às estruturas CTTC. (F) Cerca de 60 Ma após terminado o vulcanismo, houve metamorfismo regional na fácies xisto verde baixa e deformação das rochas e estruturas. (G) Cerca de 70 Ma após o metamorfismo, houve intrusão de granitos, termometamorfismo e metassomatismo das rochas e minérios.

3.3 Processo mineralizador do subsistema hidrotermal magmático subvulcânico (vulcânico emerso ou plutônico, superficial)

Embora os depósitos desse subsistema também tenham suas origens condicionadas pela presença de uma pluma hidrotermal gerada por uma ou mais intrusões magmáticas, todo o processo metalogenético se diferencia do anterior porque este se desenvolve em ambiente sem influência da presença do mar. Em ambiente emerso ou plutônico raso, a ausência



- Depósito mineral ou mina fechada
- Mina em operação
- Fonolito
- Rochas alcalinas intemperizadas = "rocha potássica"
- Foyaito
- Tinguaito
- Tufos e rochas piroclásticas
- Lujaurito e schibinito
- Gnaiss fenitizado
- Arenito
- Dique anelar tinguaitico
- Falha

Fig. 3.62 Mapa geológico simplificado do complexo alcalino de Poços de Caldas. Nesse complexo estão situados a mina Usamu Utsumi ou do Cercado, esgotada, com minério de urânio - molibdênio - zircônio - terras raras, a jazida Agostinho, de molibdênio - urânio - zircônio, e o depósito de háfnio - tório - terras raras - nióbio, do Morro do Ferro. As minas de alumínio lavram bauxitas na borda norte da estrutura, em vários locais nas proximidades da cidade de Poços de Caldas (Fraenkel *et al.*, 1985).

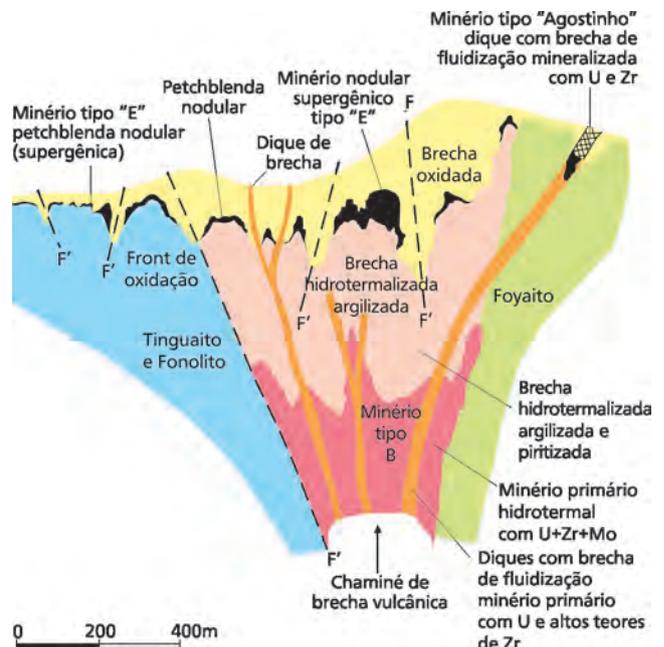
Os principais episódios de magmatismo ácido conhecidos em Carajás são: (a) As suítes Plaquê, Planalto, Estrela, Igarapé Gelado, Pedra Branca e Serra do Rabo, de granitos tipo A, foliados, com composições alcalinas a subalcalinas e idades entre 2,76 e 2,74 Ga; (b) Os dacitos e riolitos porfíricos com idades entre 2,65 e 2,64 Ga; (c) Os granitos Salobo Velho e Itacaiúnas, com composições peralcalinas a meta-aluminosas e idade próxima a 2,57 Ga; e (d) Os granitos Central de Carajás, Salobo Novo, Cigano, Pojuca e Breves, com composições alcalinas a subalcalinas e idade de 1,88 Ga.

Outras intrusões incluem os diques e *sills* de gabro com idades entre 2,76 e 2,65 Ga, rochas charnockíticas, sobretudo enderbites e quartzonoritos da Suíte Planalto, com cerca de 2,74 Ga (Feio *et al.*, 2012), e o granito Formiga, com cerca de 600-550 Ma (Grainger *et al.*, 2008). Esse último representaria o último magmatismo granítico da região, embora zircões

Fig. 3.63 Esquema mostrando os tipos de minérios existentes na mina Usamu Utsumi e Agostinho, no complexo alcalino de Poços de Caldas (Estado de Minas Gerais). Os *pipes* e diques de fluidização contêm minério primário, com altos teores de Zr. Nesse minério, o urânio ocorre como uraninita, dentro do zircão ou livre, e o molibdênio ocorre como molibdenita. É também hidrotermal e primário o minério de U-Mo-Zr disseminado, tipo "B". O minério tipo "E" é secundário e supergênico. Forma-se junto ao *front* de oxidação formado por água oxidante, meteórica, que lixívia as rochas hidrotermalmente alteradas e concentra o urânio no limite entre rocha oxidada e reduzida. Nos locais de mais alta concentração, formam-se manchas e nódulos pretos de patchblenda. Em Agostinho, o corpo mineralizado é um grande dique de brecha de fluidização situado em meio a foyaitos, como mostrado na parte direita da figura (Biondi, 1976).

neoproterozoicos não tenham sido identificados nesse granito. Outros eventos magmáticos, não datados, incluem diabásios, diorito e diques de gabro não deformados.

A evolução estrutural complexa do Domínio Carajás e o metamorfismo dinâmico que afetou as unidades arqueanas são atribuídos ao desenvolvimento de um conjunto de zonas de cisalhamento E-W, de alto ângulo, regionais, que porta



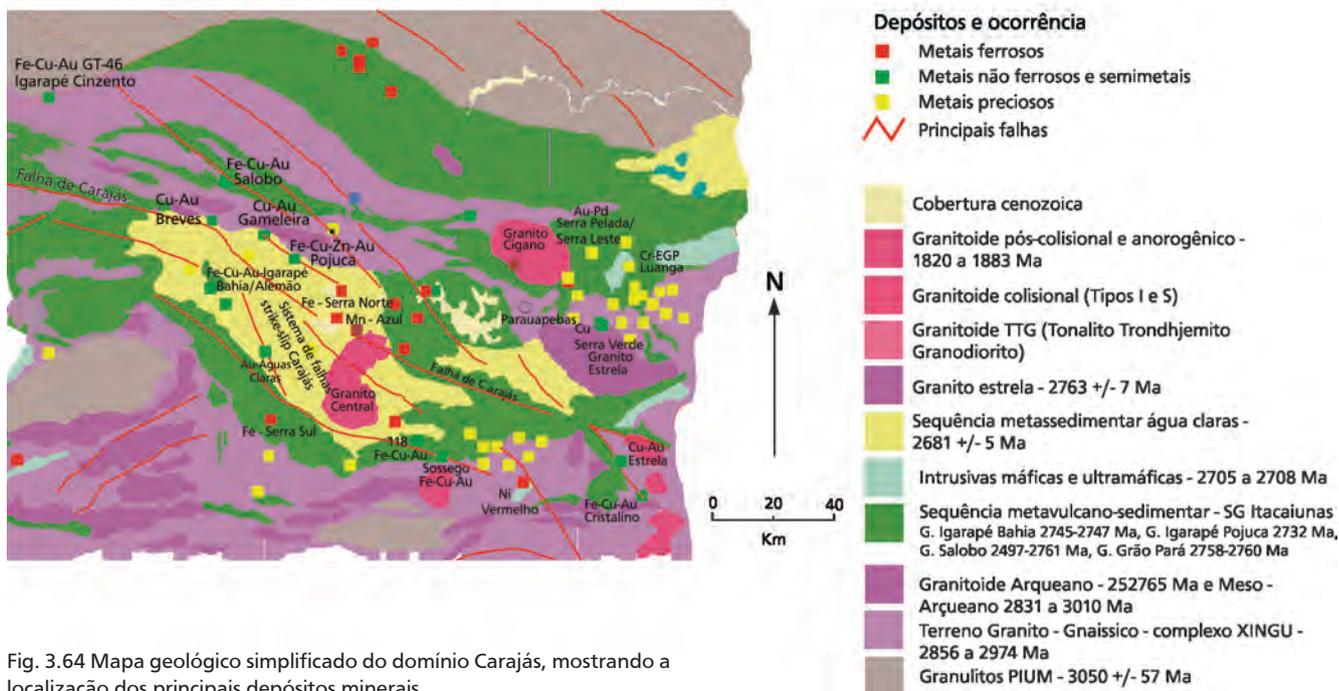


Fig. 3.64 Mapa geológico simplificado do domínio Carajás, mostrando a localização dos principais depósitos minerais.

Quadro 3.9 Resumo das idades das principais unidades geológicas da região da Serra dos Carajás, no Pará.

UNIDADE GEOLÓGICA	IDADE (MA)	MÉTODO	REFERÊNCIA
Rocha granítica			
Granito Formiga	ca. 600	U-Pb, Zr (*)	Grainger et al., 2008
Granito Gameleira	1583 ± 9	U-Pb, Zr (*)	Pimentel et al., 2003
Granitos tipo A			
Central Carajás	1880 ± 2	U-Pb, Zr	Machado et al., 1991
	1820 ± 49	U-Pb, Zr	Wirth et al., 1986
Pojuca	1874 ± 2	U-Pb, Zr	Machado et al., 1991
	2560 ± 37	Pb-Pb, Zr	Souza et al., 1996
Breves	1879 ± 6	U-Pb, Zr (*)	Tallarico et al., 2004
Salobo Novo	1880 ± 80	Rb-Sr, WR	Cordani, 1981
Cigano	1883 ± 2	U-Pb, Zr	Machado et al., 1991
Granitos neoarqueanos			
Velho Salobo	2573 ± 2	U-Pb, Zr	Machado et al., 1991
Itacaiúnas	2525 ± 38	Pb-Pb, Zr	Souza et al., 1996
Rochas porfíricas dacíticas a riolíticas	2645 ± 9	U-Pb, Zr (*)	Tallarico, 2003
	2654 ± 9		
Granito granofírico Sossego	2740 ± 26	U - Pb, Zr	Moreto et al., 2011
Suite Pedra Branca	2750 ± 5	U - Pb, Zr	Feio et al., 2011
Estrela	2527 ± 34	Rb-Sr, WR	Barros et al., 1992
	2763 ± 7	Pb-Pb, Zr	Barros et al., 2004
Granito a biotita e hornblenda	2734 ± 4	Pb-Pb, Zr	Sardinha et al., 2004
Trondhjemito	2765 ± 39	U-Pb, Zr	Sardinha et al., 2004
Serra do Rabo	2743 ± 1.6	U-Pb, Zr	Sardinha et al., 2006
Suite Plaquê	2736 ± 24	Pb-Pb, Zr	Avelar et al., 1999
Planalto	2747 ± 2	Pb-Pb, Zr	Hunh et al., 1999
	2733 ± 2	Pb-Pb, Zr	Feio et al., 2011
Diorito Cristalino	2738 ± 6	Pb-Pb, Zr	Hunh et al., 1999
Leucomonzogranito	2928 ± 1	Pb-Pb, Zr	Sardinha et al., 2004

constante, repetida em vários depósitos. Embora as zonações hidrotermais quase sempre estejam presentes nos greisens, cada depósito parece ser um caso à parte. São sempre zonações complexas, que foram agrupadas em 9 tipos:

- (a) *Greisenização* propriamente dita, correspondente à neoformação de muscovita e quartzo (+albita). Dá origem ao greisen típico, composto por cerca de 60% de quartzo e 40% de mica branca. Desenvolve-se nas zonas de maior permeabilidade dos granitos, conferida, sobretudo, pelas redes de fraturas.
- (b) *Filitização* (= *crystalização de filosilicatos*), que engloba a cloritização (talcização) a muscovitização, a sericitização e a biotitização, é muito menos frequente do que a greisenização.
- (c) *Feldspatização*, com albita, microclínio, adularia e amazonita, é muito comum. A albitização é mais frequente do que a microclinização e, não raro, é acompanhada por um enriquecimento em lítio. Embora quase sempre ocorram juntas, normalmente a feldspatização é mais antiga que a greisenização e parece menos influenciada pela presença de fraturas e fissuras.
- (d) *Argilização* é um fenômeno comum junto aos depósitos de estanho. Ela não é pervasiva e não modifica a estrutura das rochas, mas causa uma notável diminuição na densidade das rochas, que varia de 2,6 g/cm³, nos granitos inalterados, para 1,9 g/cm³, nos granitos argilizados, o que corresponde a uma perda de massa de cerca de 30%, justificada pela perda quase total dos alcalinos dos feldspatos e cerca de dois terços da sílica.
- (e) *Turmalinização*, que pode ser pervasiva. Corresponde a um forte aporte de boro para a rocha, geralmente associado à fase hidrotermal portadora de Sn. A turmalinização parece ser um fenômeno de menor temperatura que a greisenização e a feldspatização, relacionando-se a fases hidrotermais tardias. É frequente junto a fraturas.
- (f) *Topazificação*; (g) *Hematitização*; (h) *Fluoritização* e *Silicificação* são alterações menos importantes, embora presentes, em proporções variadas, em quase todos os greisens. Quase sempre o núcleo dos filões de greisen é de quartzo maciço.

Raramente um desses tipos de alteração desenvolve-se isoladamente, a regra sendo a acumulação de vários deles em um mesmo greisen. A greisenização é o tipo de alteração mais comum e mais característico. Junto à feldspatização, à

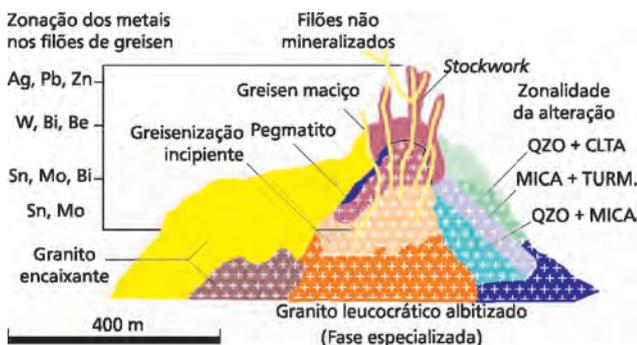


Fig. 3.74 Esquema com as repartições espaciais da mineralização e da alteração hidrotermal em depósitos de greisen mineralizados a Sn e W (Reed, 1987)

argilização e à turmalinização, são as alterações que afetam os maiores volumes de rocha na região dos depósitos. As outras alterações são mais restritas, limitando-se às proximidades da mineralização ou de fraturas e veios.

Shcherba (1970 a e b) propôs o modelo mostrado na Fig. 3.75, que ressalta a variação do tipo de alteração hidrotermal dos greisens conforme a encaixante do plutão cogenético. As rochas aluminossilicatadas são as encaixantes mais comuns e proporcionam a formação de maiores volumes de alteração. Nessas rochas, formam-se todos os tipos de alteração mencionados, sempre associados a filões de greisen. Nos raros casos nos quais as encaixantes são rochas máficas ou ultramáficas (Fig. 3.75, parte direita), as zonas de alteração desenvolvem-se menos, os filões de greisen são raros ou inexistentes e a filitização é a alteração hipogênica dominante. Os minerais ferromagnesianos (clorita, biotita e talco) ganham em importância quanto mais ultrabásica for a rocha encaixante. Santa Terezinha (atual Campos Verdes), grande depósito de berilo e esmeralda situado em Goiás, é um greisen desenvolvido a partir de tufos e lavas komatiíticos metamorizados (Biondi, 1990). Encaixantes carbonatadas geram depósitos de greisens mineralizados a fluorita, topázio e turmalina. Esses depósitos são raros e difíceis de diferenciar dos depósitos escarníticos.

Alterações supergênicas

Os greisens maciços quase sempre têm teores baixos e raramente são lavrados. O que se lava nos greisens são os filões de greisen e/ou aluviões e colúvios derivados do des-

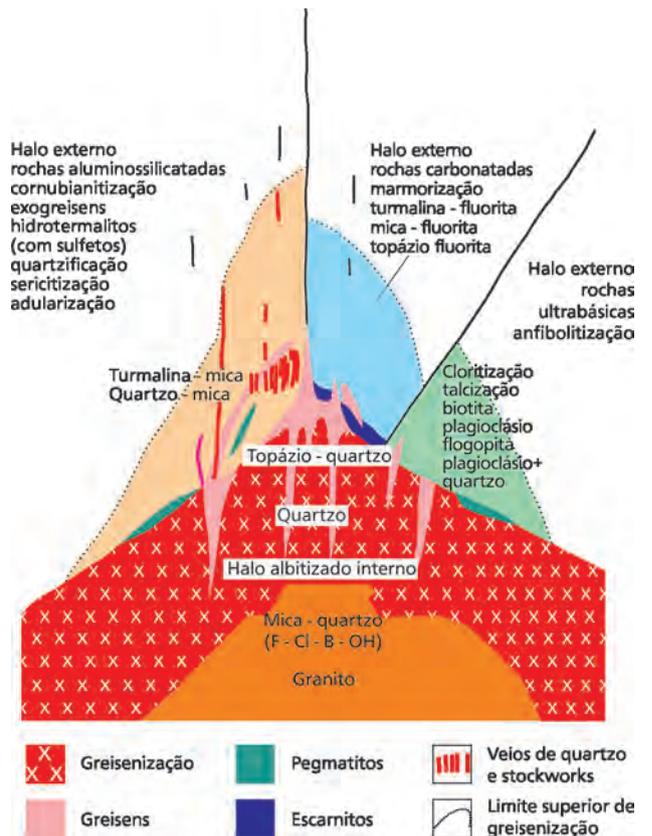


Fig. 3.75 Relacionamento entre a composição das encaixantes e os tipos de alterações hidrotermais associadas aos greisens. Além do tipo de alteração hidrotermal, as encaixantes condicionam, também, a dimensão das zonas de alteração e a presença dos filões de greisen (Shcherba, 1970 a e b).

sódicos, capazes de gerar zonas albitizadas, como as descritas junto aos greisens.

Pressão parcial de CO₂

Magmas que encontram rochas carbonáticas substituem parte dos minerais carbonáticos por silicatos. O CO₂ liberado nessas reações é, ao menos em parte, assimilado pelo magma, passando a constituir a fase fluida, junto da água. Esses magmas, com alta pressão parcial de CO₂, têm mais condições de produzir uma fase fluida do que aqueles que contêm somente água, e essa fase fluida será quimicamente mais agressiva e de grande volume. Esse processo aumenta a possibilidade de formação de um sistema hidrotermal gerador de depósitos minerais.

Ebulição dos fluidos

A primeira e segunda ebulições liberam fluidos dos magmas graníticos. O volume de fluidos liberados controlará a concentração de metais, definindo as características mineralizadoras do sistema. A intensidade principalmente da segunda ebulição (quando o plutão está estacionado) terá forte influência no acesso que fluidos externos, conatos ou meteóricos, terão ao sistema. Esses fatores são decisivos na conformação e na capacitação dos sistemas hidrotermais como sistemas mineralizadores. Esse processo será detalhado posteriormente.

Estado de oxidação dos magmas

A cristalização da hematita, da magnetita, da ilmenita e do esfeno definem o estado de oxidação do magma, que é diretamente relacionado às composições (conteúdos metálicos) que terão os fluidos coexistentes com a fase silicática fundida. Magmas oxidados (tipo I) cristalizam magnetita e esfeno. Esses minerais retiram vários elementos da fase líquida, inclusive Sn e algum Au, mas não o Cu. Logicamente, têm menor potencial para gerar depósitos hidrotermais de Au e Sn. Como esses magmas têm enxofre na forma de SO₂, que é pouco solúvel na fase silicática e integra os fluidos residuais, conclui-se que são capacitados a cristalizar sulfetos de cobre, formando depósitos apicais disseminados porfiríticos. Os magmas reduzidos (tipo S) cristalizam ilmenita, que não retira Au e Sn da fase fluida. Têm até 2% de enxofre com a forma HS⁻, solúvel na fase silicática. Esses magmas são mais aptos a gerar depósitos oxidados de Sn ou pequenos depósitos de cobre. A influência do estado de oxidação dos magmas na gênese dos depósitos minerais será detalhada posteriormente.

Disponibilidade de enxofre

Sistemas que têm um excesso de enxofre sobre cloro tenderão a formar complexos bissulfetados com os metais preciosos (Au e Ag). Esses complexos permanecem em solução e podem ser transportados por fluidos de baixas temperaturas até os limites das plumas hidrotermais, formando depósitos filoneanos. Quando há predomínio de complexos clorados, a estabilidade

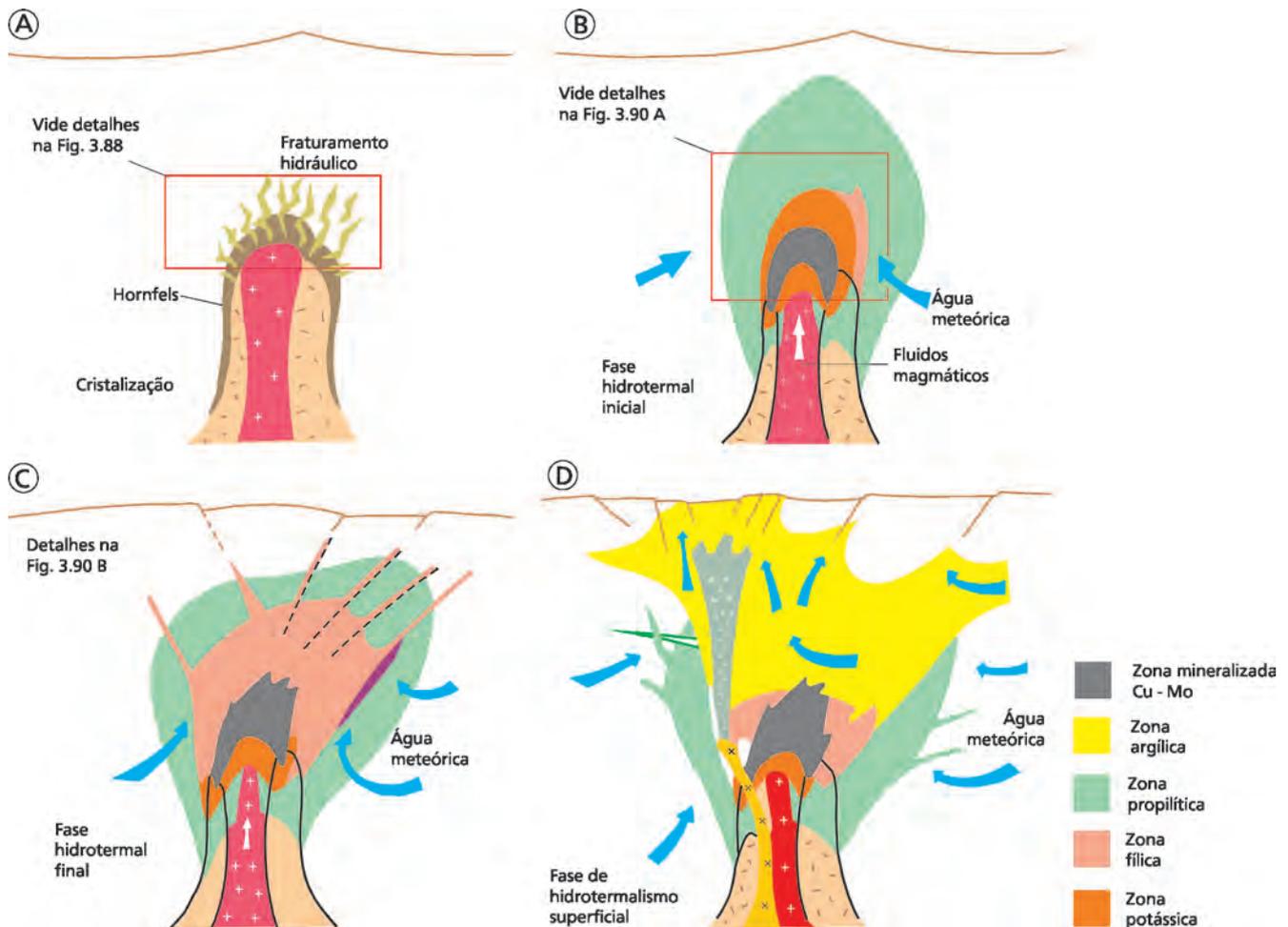


Fig. 3.91 Diferentes fases da evolução de um sistema hidrotermal em torno da região apical de um plutão granítico.

de 800 km no sentidos norte sul e tem 100-150 km de largura. Os pegmatitos dessa província são associados a granitos brasileiros. Quéméneur (1987), Lobato e Pedrosa Soares (1993), Neves (1997) e Quéméneur e Lagache (1999) dividiram a província pegmatítica oriental em várias partes, com base sobretudo nas suas especializações metalogenéticas.

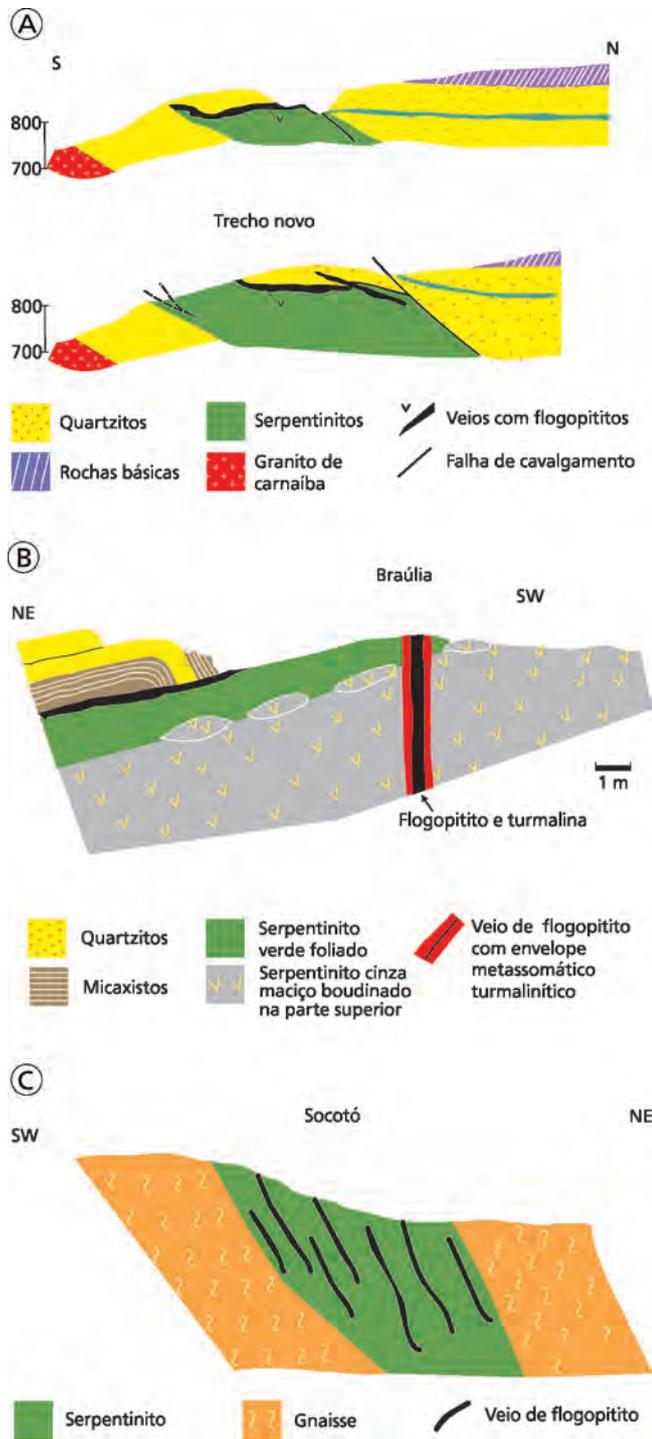


Fig. 3.110 Modos de ocorrência dos flogopitagreisens mineralizados com esmeralda, nas regiões de Carnaíba e Socotó (BA): (A) Flogopitais em contato com quartzitos. (B) Flogopitais em zonas de fratura turmalinizadas, dentro de restos de teto de serpentinitos, sobre os granitos e aplopegmatitos. (C) Flogopitais em zonas fraturadas, dentro de migmatitos e de quartzitos (Rudowski, 1989).

Província pegmatítica oriental

Distrito pegmatítico de Governador Valadares (Uruçum, Pomarolli, Golconda)

Esta região situa-se na parte central da província oriental (Fig. 3.113), onde os pegmatitos são predominantemente tabulares e estão em meio a xistos, gnaisses, quartzitos e granitos. São mais conhecidos os campos de Galileia-Conselheiro Pena por produzirem gemas (água-marinha, turmalinas verdes e vermelhas), lítio (petalita, lepidolita), berilo (espodumênio e ambligonita), feldspato, muscovita e clevelandita. São pegmatitos da família LCT, zonados, com núcleos de quartzo e zonas de parede, externa, intermediária e interna com composições variadas (Moura, 1997).

Distrito de Araçuaí - Teófilo Otoni

Situado ao norte do distrito de Governador Valadares, em Minas Gerais (Fig. 3.113), este distrito é o mais famoso da Província. Tem inúmeros pegmatitos zonados, todos da família LCT, em meio a biotita-estauroilitaxistos e granitos brasileiros (Afgouni; Marques, 1997; Neves, 1997; Quéméneur; Lagache, 1999). Os principais campos mineralizados são os de Coronel Murta, Rubelita e Virgem da Lapa, que produzem turmalinas e berilo; de Itinga, que produz petalita, espodumênio e cassiterita; de Ribeirão da Folha, que produz turmalina vermelha (rubelita) e verde (dravita); de Capelinha, que produz berilo. Quéméneur e Lagache (1999) dividem-nos em pegmatitos simples e homogêneos (pouco espessos, com albita e espodumênio), pegmatitos zonados simples (com minerais de lítio, até 15 m de espessura) e pegmatitos complexos (com minerais de lítio, com até 25 m de espessura).

Distritos pegmatíticos do Rio de Janeiro e Espírito Santo

No Rio de Janeiro, os pegmatitos produzem sobretudo feldspato e caulim nas regiões de Barra Mansa, Barra do Pirai, Casimiro de Abreu, Glicério, e Cantagalo (Menezes, 1997). Há potencial para a produção de berilo, columbo-tantalita e gemas. No Espírito Santo (Orcioli, 1997), os pegmatitos são zonados e produzem sobretudo água-marinha, topázio e quartzo.

- Distrito pegmatítico de Vitória da Conquista, Itambé e Pedra Azul/Água Fria, na Bahia

É o distrito situado mais ao norte da província oriental. São pegmatitos mineralizados sobretudo a berilo azul (Silva; Silva, 1981; Mendes *et al.*, 1998; Bello *et al.*, 1997) e microclínio. Produzem, também, turmalinas, columbo-tantalita, monazita, fluorita e samarskita. Os pegmatitos dessa província, provavelmente da família NYF, estão encaixados em gnaisses de médio e alto grau metamórficos e, em menor quantidade, em micaxistos.

Província pegmatítica Borborema-Seridó (PB e RN)

No Seridó, são conhecidos mais de 400 pegmatitos. Há pegmatitos homogêneos, que produzem somente feldspato, e pegmatitos zonados predominantemente da família NYF, mineralizados com tantalita-columbita e berilo. Secundariamente ocorrem turmalina, água-marinha, espodumênio, mica, feldspato, quartzo, caulim e cassiterita (Silva; Dantas, 1997).

A Fig. 3.114 A mostra a geologia da região de ocorrência dos pegmatitos e a 3.114 B, a zonalidade definida pelos seus conteúdos metálicos. Geneticamente os pegmatitos relacionam-se a granitos alcalinos datados em 555 Ma. Notar que quase toda a região mineralizada contém pegmatitos com tântalo-berílio (parte central), com berílio (primeira zona) e com estanho (segunda zona). Pegmatitos com terras raras ocorrem em núcleos separados, individualizados a leste e a oeste da zona central (Silva; Dantas, 1997).

Em Tenente Ananias (RN), os pegmatitos destacam-se por conterem ocorrências esporádicas de bismuto nativo e bismutinita. São mineralizados e lavrados por conterem berilo azul, turmalina e microclínio (Rêgo, 1981). Também de modo incomum, a água-marinha ocorre em bolsões quartzo-feldspá-

ticos dentro de pegmatitos não zonados. As reservas seriam de 800 kg de água-marinha, em minério com teor médio de 3,0 g/t. Na região haveria ainda 346 t de berilo em minério com teor médio de 1,2 kg/t.

Província pegmatítica de Solonópole (Estado do Ceará)

Várias dezenas de pegmatitos são conhecidos na região de Solonópole, Quixadá, Quixeramobim e Jaguaribe, no Ceará. Relacionam-se, geneticamente, a intrusões de granitos e granodioritos com hornblenda e biotita, datados de 650±50 Ma, que afloram em meio a gnaisses e migmatitos (Fig. 3.115, de Roberto, 1997). São pegmatitos da família LCT lavrados sobretudo para feldspato e água-marinha, mas também para

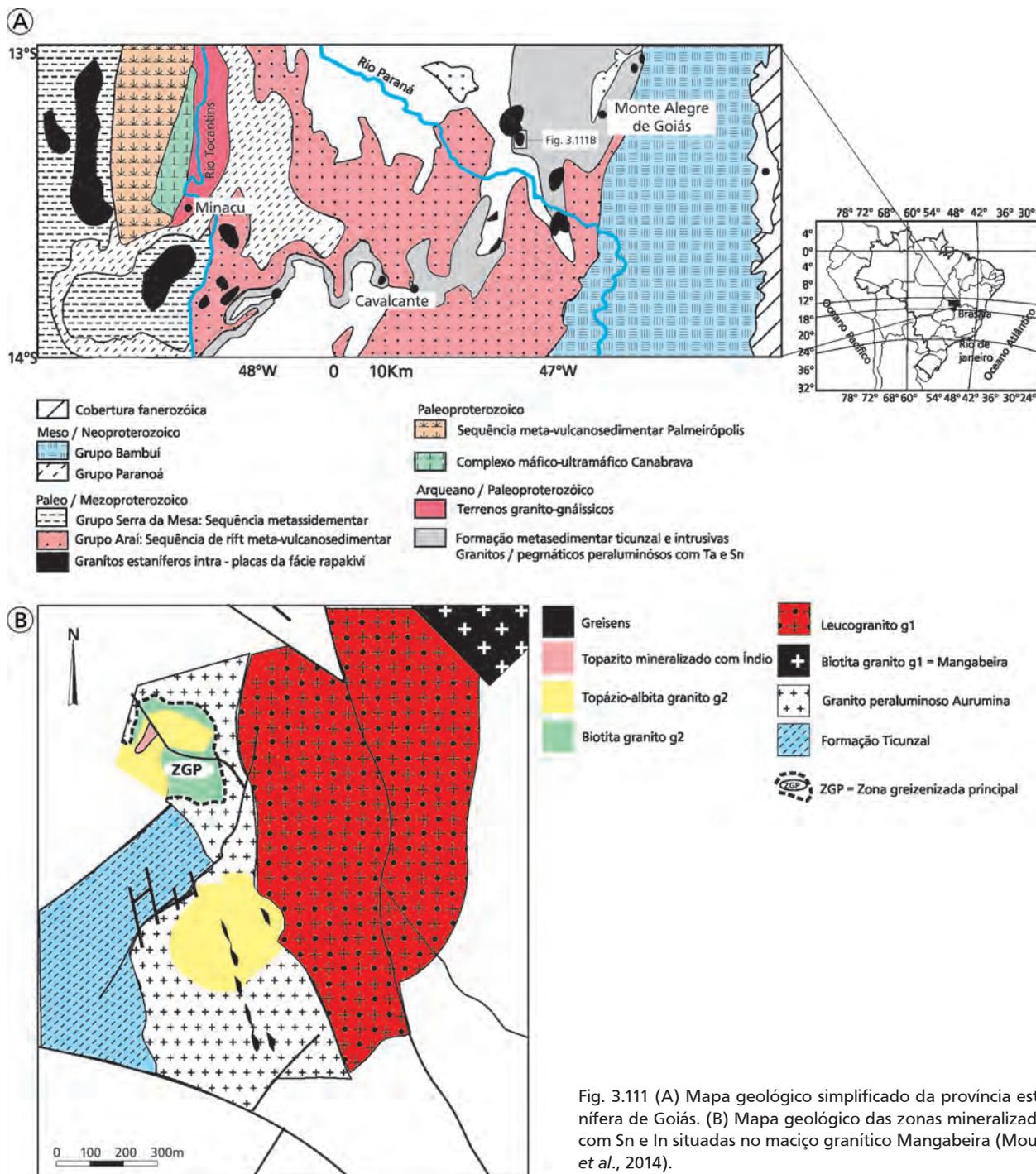


Fig. 3.111 (A) Mapa geológico simplificado da província estanífera de Goiás. (B) Mapa geológico das zonas mineralizadas com Sn e In situadas no maciço granítico Mangabeira (Moura et al., 2014).



SISTEMA MINERALIZADOR HIDATOGÊNICO

em idades de 2.031 e 2.083 Ma, que seriam idades mínimas de cristalização das micas. Estas idades são semelhantes às dos granitos sintectônicos existentes nas proximidades dos depósitos (Batista *et al.*, 1998).

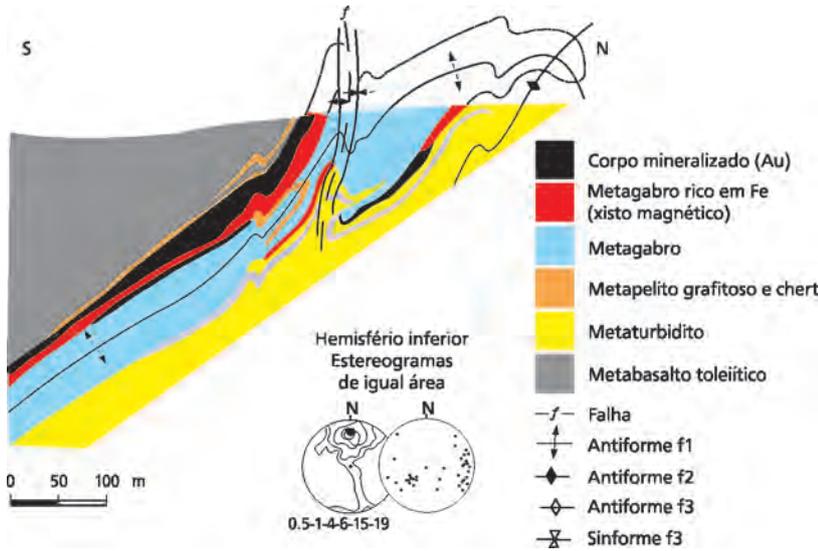


Fig. 4.23 Seção geológica da Faixa Weber, na região da Mina Fazenda Brasileiro (Teixeira, 1985; Teixeira *et al.*, 1990). A estrutura principal é uma dobra reversa, que causa a repetição do horizonte mineralizado. Os veios de quartzo com ouro estão em magnetitaxistos (xistos magnéticos) encaixados em metagabros e metapelitos grafitosos.

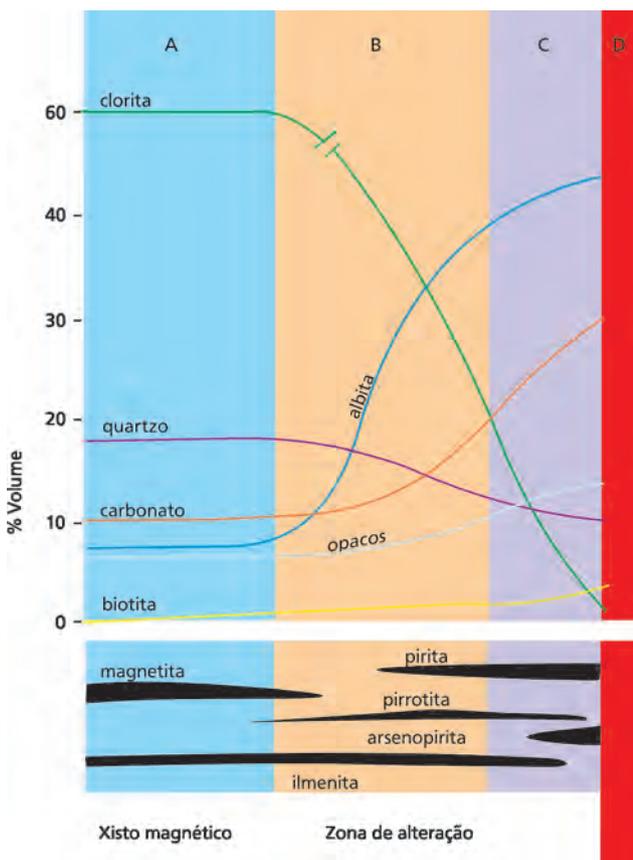


Fig. 4.24 Zonas de alteração e suas paragéneses, observadas em torno dos veios com ouro da Faixa Weber, no cinturão de rochas verdes do Itapicuru, na Bahia (Santos *et al.*, 1988).

Como para os depósitos da Fazenda Maria Preta, as mineralizações dos depósitos da Faixa Weber são consideradas de origem metamórfica (Xavier; Coelho, 2000; Silva *et al.*, 2001). Silva *et al.* (1998) aventam a possibilidade de os granitos terem contribuído com fluidos mineralizadores ou remobilizado os fluidos metamórficos originais.

Outros depósitos de ouro brasileiros do tipo Fazenda Brasileiro (= Golden Mile ou Chugash)

O depósito de ouro de *Diadema* localiza-se na zona de cisalhamento Diadema, no cinturão de rochas verdes do Sapucaia, no Pará, situado entre a Serra dos Carajás, ao norte, e a Serra das Andorinhas, ao sul (Oliveira; Leonards, 1990). Vários depósitos foram identificados na zona de cisalhamento. A zona principal tem veios de quartzo com turmalina e ankerita, dentro de metavulcânicas ácidas. A zona oeste tem bolsões de quartzo mineralizados, dentro de metavulcânicas intermediárias e básicas. A Serra do Deoti tem veios de quartzo e carbonatos situados no contato entre metavulcânicas intermediárias, básicas e ultrabásicas. Os veios de quartzo têm fuchsisita nos contatos, além de clorita, carbonato e albita. Na zona Murioca Norte há ouro em vênulas de pirita, calcopirita e bismutinita, dentro de metavulcânicas ácidas.

Babaçu é um depósito de ouro situado no cinturão de rochas verdes Andorinhas (PA). Está encaixado nas zonas de cisalhamento Mamão e Viúva. O ouro está em veios de quartzo, dentro de rochas máficas alteradas (Huhn, 1992). Foram identificadas quatro zonas de alteração hidrotermal: (a) pirita, quartzo, carbonato, muscovita, biotita e turmalina com até um metro de espessura, junto ao veio mineralizado; (b) carbonato, albita e quartzo, com até 50 m de espessura; (c) clorita, carbonato, albita, quartzo, magnetita, pirita e epidoto, com até 150 m de espessura; (d) mais externa, com actinolita, quartzo, turmalina, carbonato e epidoto. O ouro está na primeira zona de alteração, junto à pirita, e também nos veios de quartzo.

A mina de ouro *Schramm*, em Santa Catarina, está em uma zona de cisalhamento NS que corta os granulitos básicos da região de Luis Alves. Embora formada em meio a granulitos, a mineralização não apresenta evidências de metamorfismo ou deformação, o que indica que o depósito formou-se no final do Brasiliano, último evento metamórfico que afetou a região (Biondi *et al.*, 2002; Biondi; Xavier, 2002; Biondi, 2002). Os corpos mineralizados estão em fraturas tensionais, orientadas EW, preenchidas por quartzo e carbonato, dentro de granulitos básicos e de gnaisses magnéticos. A mineralização é de alto teor (500 a 2.500 ppm de Au) e está toda contida em carbonatos de bolsões e veios com siderita-ankerita e quartzo. Não há ouro nos veios de quartzo. A paragéneses é níquel-arseniada, com gersdorffita, siegenita, millerita e calcopirita (pirita, esfalerita e galena são comuns e a arsenopirita é muito rara).

A mina de ouro do *Paiol* situa-se no Estado de Tocantins, no cinturão de rochas verdes de Almas (Fig. 4.25, de Ferrari e Choudhuri, 2000). A região foi metamorfizada na fácies anfíbolito e retrometamorfizada para a fácies xisto verde.

está alojado em meio aos gnaisses milonitizados, a NW da região mineralizada. Toda a unidade de cobertura é alóctone e foi deformada e cisalhada ao menos três vezes, gerando dobras assimétricas, dobras cilíndricas (“dobras em bainha”) e várias foliações. A foliação dominante é S_{nc} , com atitude média N29E, 33NW (Fig. 4.42). É uma foliação de transposição que reparte a rocha em micrólitos e está associada a zonas de cisalhamento de baixo ângulo.

Algumas dezenas de pequenas minas lavram berilo e esmeraldas em diversas posições estruturais em meio a xistos derivados de tufos ultrabásicos (clorita/biotitaxistos) (Fig. 4.43). As reservas foram estimadas em 110-115 t de berilo, das quais 10% seriam de gemas lapidáveis.

As diversas deformações geraram diversos tipos de corpos mineralizados: (a) minério que substitui rochas dobradas; (b) minério lenticular horizontalizado; (c) minério planar verticalizado, dentro de fraturas tensionais, (d) corpos mineralizados tubulares (“charutos” ou “canoas”) formados por substituição de rochas em regiões de charneiras de dobras (Fig. 4.42); (e) minério estratiforme. Há dois tipos principais de minério: rico em berilo, composto por siderita-ankerita e talco, e pobre em berilo, a clorita e biotita (“xisto”) e nove tipos diferentes de alteração hidrotermal (Biondi, 1990). Os prismas de esmeralda distribuem-se em ambos os minérios sem qualquer orientação, assim como nenhum dos minerais que constituem os minérios estão orientados, o que indica que após a principal fase de mineralização a região não foi afetada por qualquer evento termotectônico importante. Na região mineralizada, não foram encontradas quaisquer evidências de magmatismo.

Isócronas Rb-Sr feita com biotitas do minério e com esmeraldas, albita e rocha total indicaram que a última fase hidrotermal mineralizadora ocorreu entre $478 \pm 6,4$ e $476 \pm 5,3$ Ma (Biondi; Poidevin, 1994). Idades K-Ar e Ar-Ar feitas por Giuliani *et al.* (1997) indicaram idade de 522 Ma para a mineralização. Análises de isótopos de Pb feitas sobre carbonatos e albitas do minério indicam que houve uma fase de deformação há cerca de 2.690 Ma e um evento térmico há 700-800 Ma. A formação do minério estaria ligada ao final deste último evento (Biondi; Poidevin, 1994).

As minas de *esmeraldas de Itabira*, Minas Gerais, são semelhantes às de Goiás. As reservas são estimadas em 12 t de esmeralda bruta, 20% das quais seriam lapidáveis (Souza, 1991). Os berilos ocorrem como porfiroblastos, orientados paralelamente à xistosidade e formam sombras de pressão (são anteriores a, pelo menos, uma fase metamórfica que afetou a região, provavelmente a última). Estão em uma sequência vulcanosedimentar metamorfizada, com cromita-biotita/flogopitaxistos (biotititos), com pouco quartzo, derivados de ultramáficas, e anfibolitos, encaixados em muscovita-quartzoxistos e muscovita-biotitaxistos. Os berilos estão nos biotititos. Há ocorrências de pegmatitos (não é mencionado se estão metamorfizados nem se são da mesma época

da cristalização dos berilos). Toda a sequência mineralizada está junto a falhas de empurrão, de baixo ângulo, que superpõem os xistos a gnaisses graníticos.

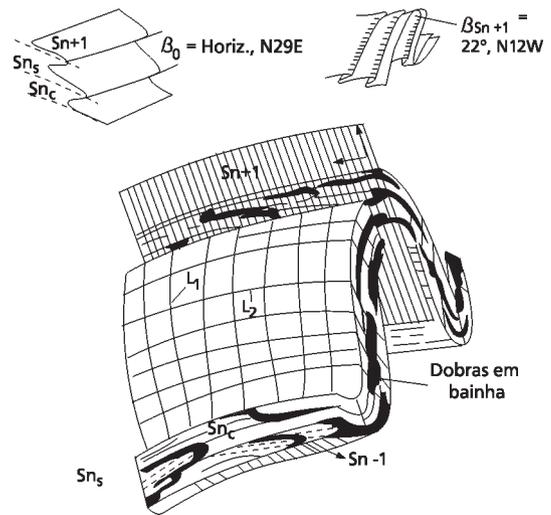


Fig. 4.42 Modelo estrutural esquemático das deformação Dn+2 (fase 1), e Dn+3 (fase 2) e o resultado final dessas deformações sobre as rochas da sequência Santa Terezinha (Biondi, 1990).

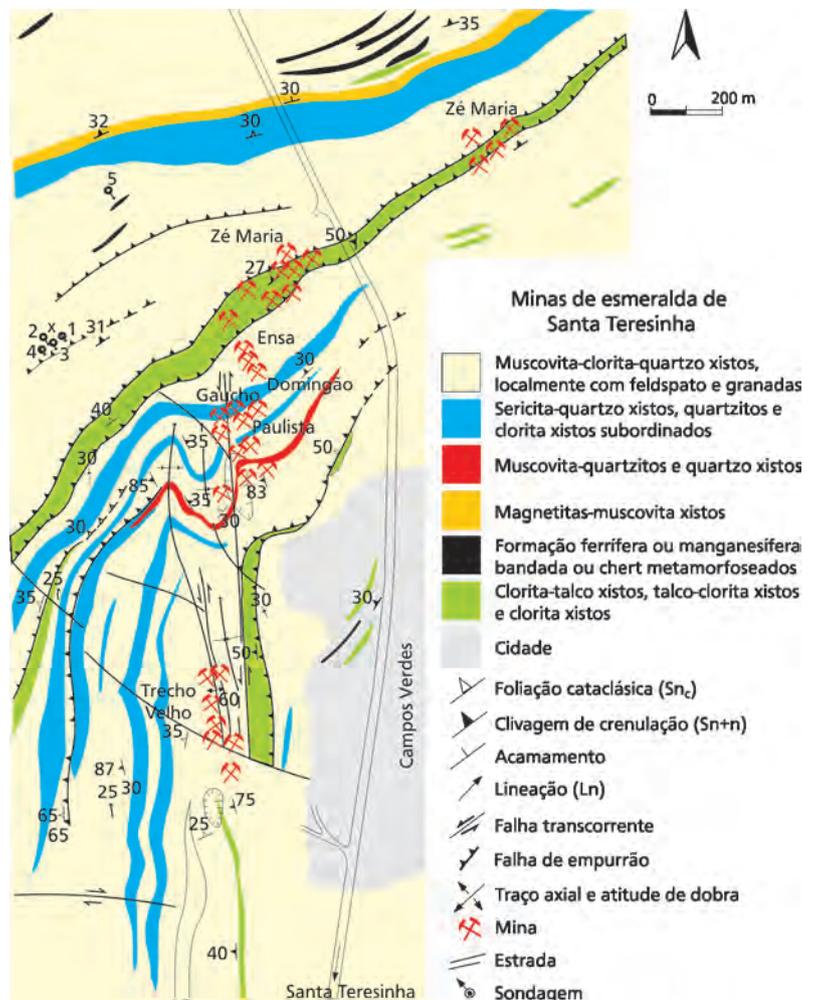


Fig. 4.43 Mapa geológico de detalhe da região das minas de esmeraldas de Santa Terezinha (Biondi, 1990).

geológico de abrangência quase ilimitada, sendo coordenado apenas pela permeabilidade das rochas (primária ou secundária) e, claro, pela disponibilidade de água conata e/ou meteórica. Não há, portanto, limitações ditas por ambientes geotectônicos para a gênese de depósitos minerais hidatogênicos. Em se tratando especificamente de depósitos hidatogênicos sedimentares, a única limitação seria a existência de rochas sedimentares permeáveis, não importando a idade, nem o tipo de bacia de sedimentação.

4.2.4 Arquitetura, estrutura interna, dimensões e teores dos depósitos minerais do subsistema hidatogênico sedimentar

O Quadro 4.4 mostra as dimensões e os teores de depósitos minerais do subsistema sedimentar hidatogênico. Quando disponíveis, as informações estatísticas sobre recursos contidos e sobre teores foram obtidas de Cox e Singer (1987), de DeYoung e Hammarstrom (1992) e de Bliss (1992). Das curvas de frequência acumulada das reservas e dos teores mostrados nesses trabalhos, foram obtidos os valores mencionados no Quadro 4.4 como “10% menores”, “média” e “10% maiores”. Esses valores se referem, respectivamente, aos recursos contidos nos 10% menores depósitos cadastrados (lido no percentil 10), à *média dos recursos contidos nos depósitos cadastrados* (lido no percentil 50) e aos recursos contidos nos 10% maiores depósitos cadastrados (lido no percentil 90). Para os teores dos minérios dos depósitos minerais foi feito o mesmo tipo de leitura nas respectivas curvas de frequência acumulada. Os valores se referem, respectivamente, entre os depósitos cadastrados, aos 10% com *menores* teores médios (lido no percentil 10), à *média dos teores médios dos depósitos ca-*

dastrados (lido no percentil 50) e aos teores médios dos 10% com *maiores* teores médios (lido no percentil 90). Em cada caso, o número total de depósitos cadastrados é mostrado junto ao tipo de depósito, na primeira coluna do Quadro. Quando não foram encontradas estatísticas sobre reservas e teores de algum tipo de depósito, o Quadro 5.5 informa os valores de reservas e teores de algum depósito conhecido do tipo em questão.

Depósitos considerados hidatogênicos sedimentares diagenéticos

Depósitos de Pb-Zn-Ba em arenitos

Os depósitos de Pb-Zn-Ba em arenitos são constituídos por camadas de conglomerados, arenitos quartzosos e arcoseanos e siltitos com espessuras de até 40 m, que se alongam paralelamente a antigas linhas de costa. As extensões laterais das camadas mineralizadas podem alcançar até 4 km, segundo a direção, e mais de 1.000 m, segundo o mergulho. O minério é sulfetado e a reserva média de depósitos desse tipo, englobados (Quadro 5.5) entre os depósitos de “Pb-Zn em arenitos”, é de 5,4 milhões de toneladas, podendo ultrapassar 62 milhões (Quadro 5.5). Os teores de Pb são, em média, da ordem de 2,2%. O zinco e a prata, quando ocorrem nesses depósitos, raramente têm teores médios acima de 0,23% e 33 ppm, respectivamente. Normalmente, o bário ocorre em teores muito baixos. Excepcionalmente, em alguns depósitos, como em “Camumu”, na Bahia, a barita torna-se o principal, senão o único, mineral de minério, contido em camadas de 0,2 a 2 m de espessura e extensões laterais quilométricas. As reservas desses depósitos variam entre 0,03 e 0,7 milhão de toneladas de concentrado de BaSO₄, com teores entre 35% e 95%.

Quadro 4.4 Estatística das dimensões e teores dos depósitos minerais dos subsistemas sedimentares hidatogênicos.

Tipo	Recursos Contidos (x 10 ⁶ t)			Cu (%)			Co (%)			Pb (%)			Zn (%)			Zn (%)				
	10% menores	Média	10% maiores	10% menores	Média	10% maiores	10% menores	Média	10% maiores	10% menores	Média	10% maiores	10% menores	Média	10% maiores	10% menores	Média	10% maiores		
1. DEPÓSITOS CONSIDERADOS HIDATOGÊNICOS DIAGENÉTICOS																				
1. Depósitos de Pb em arenitos, tipo “Sandstone Pb”, e de Ba em arenitos, tipo “Caramuru”. (20 depósitos**)	Menos que 0,47	5,4	Mais que 62							Menos que 0,89	2,2	Mais que 5,2				Menos que 0,23	Mais que 3,0		Menos que 33	Mais que 33
Tipo	Recursos Contidos (x 10 ⁶ t)			Cu (%)			U (%)			Pb (%)			Zn (%)			Zn (%)				
	10% menores	Média	10% maiores	10% menores	Média	10% maiores	10% menores	Média	10% maiores	10% menores	Média	10% maiores	10% menores	Média	10% maiores	10% menores	Média	10% maiores		
2. DEPÓSITOS DE AMBIENTES TIPO SEBKHA																				
2.1 Depósitos de Cu (Pb, Zn) tipo “Kupferchiefer”	Menos que 1,5 (***)	22 (***)	Mais que 330 (***)		3,0						1,0			1,0						
2.2 DEPÓSITOS DE PB-ZN EM ARENITOS E FOLHELHOS, TIPO “OBERPFALZ” - SEM DADOS																				
2.3 Depósitos de U em discordâncias, tipo “Athabasca” (23 depósitos)	Menos que 0,3	5,93	Mais que 8,0				Menos que 1,1	2,07	Mais que 3,8											

dos minérios que variam conforme o estado de oxidação do ambiente (Fig. 4.55). A hematita predomina nas fácies fortemente oxidadas (zonas litorâneas). Em direção às fácies redutoras (= mar profundo) aparecem, na sequência, a covelita + idaíta, a calcocita + neodigenita, a bornita e, em ambiente redutor, a calcopirita + galena + esfalerita + pirita/marcassita e um pouco de tenanita.

Pequenas quantidades de Ag, U, Mo, Ni, Co, Se, V e Mo foram recuperadas no minério de algumas regiões. Large *et al.* (1995) notaram, nas minas Rudna e Lubin (na Polônia), um outro tipo de alteração dos minerais do *kupferchiefer*, que também conduz a uma diminuição da quantidade de cobre nos sulfetos de Cu-Fe. Embora seja um fenômeno semelhante ao observado em Zâmbia-Zaire, nesse caso (Fig. 4.56), as transformações são localizadas, não têm caráter regional. Por este motivo esse “esgotamento em cobre” (*copper depletion*) dos minerais foi considerado consequência de alterações locais ocorridas durante a diagênese e/ou de lixiviação recente, causada pela percolação de águas subterrâneas.

Depósitos de Pb-Zn em arenitos e folhelhos, tipo Oberpfalz

Os depósitos de Pb-Zn em arenitos e folhelhos, tipo Oberpfalz (Alemanha), são também do Permiano, têm minério sulfetado com chumbo e zinco, desprovido de cobre. Os minerais de Pb e Zn concentram-se nos arenitos e dolomitos que recobrem áreas de várias dezenas de quilômetros quadrados. Os teores variam de 1,5% a 5,5% de Pb, 0,1% a 2,5% de Zn e 3 a 70 g/t de Ag. As reservas variam muito, entre 1 e 200 milhões

de toneladas de minério, com média entre 3 e 8 milhões de toneladas em cada depósito.

A sequência vertical de rochas nas regiões mineralizadas contém sedimentos clásticos continentais – conglomerados e arenitos – na base, que repousam sobre um embasamento granítico caulinizado, recobertos por folhelhos laminados, normalmente com intercalações de dolomitos. Esses folhelhos gradam lateralmente, em direção ao continente ou a paleoaltos, para arenitos. Os depósitos estão nos arenitos junto à interface com os folhelhos e calcários dolomíticos ou em regiões ricas em matéria orgânica. Os folhelhos estão cobertos por evaporitos mal formados, descontínuos e impuros (Fig. 4.58). São comuns, como ocorre em Oberpfalz (Alemanha), camadas de arenito silicificadas por calcedônia.

Os minerais de minério primários são galena e esfalerita. Nas minas lavra-se sobretudo a cerusita, produto de oxidação da galena. A distribuição da prata é irregular, controlada pelo teor de chumbo do minério. O cobre, como bornita e calcocita, pode alcançar teores de até 1%, embora ocorra raramente.

Depósitos de urânio em discordância tipo Athabasca e Rabbit Lake

Os depósitos de urânio em discordância, tipo Athabasca (Saskatchewan, Canadá) e Rabbit Lake, são os maiores depósitos com altos teores de urânio conhecidos. A média das reservas de 23 depósitos cadastrados é de 5,9 milhões de toneladas, com teor médio de 2,07% de urânio. Jabiluka 2, na Austrália, é o maior depósito conhecido desse tipo. Tem 52,4 Mt de minério e teor médio de 0,33% de U. Os depósitos podem ser mono ou polimetálicos. Os polimetálicos geralmente situam-se em discordâncias dentro do embasamento (1, Fig. 4.59). Os monometálicos situam-se em discordâncias entre o embasamento e a cobertura sedimentar clástica (2, Fig. 4.59) ou dentro da cobertura sedimentar, em zonas de fraqueza alinhadas com zonas de fraqueza existentes no embasamento (3, Fig. 4.59). Em todos os tipos de depósitos, o principal mineral de urânio é a pitchblenda. Os depósitos monometálicos têm somente urânio, enquanto os polimetálicos têm arsenetos, sulfoarsenetos, sulfetos, óxidos e hidróxidos de outros cátions junto ao urânio.

Junto à pitchblenda, são comuns a tetrauraninita (U₃O₇) e a coffinita. Localmente, ocorre carbono uranífero em veios, lentes e glóbulos. Brannerita e minerais com U e Ti são bem menos comuns. Minerais secundários de urânio ocorrem a até 100 m de profundidade. Os mais comuns são uranofano, kasolita, boltwoodita, sklodowskita, becquerelita vandenriesscheita, wolsendorfitita, tyuyamunita, zippeita, masuyta, bayleyita e yttrialita. Nos depósitos polimetálicos há grandes quantidades de arsenetos de Ni e Co (nickelina e rammelsbergita). Skutterudita, pararammelsbergita, safflorita, maucherita e moderita ocorrem localmente. Entre os sulfoarsenetos de Ni e Co, a gersdorfitita é a mais comum. Cobaltita, glaucodot e tennantita são raros. Calcopirita, pirita e galena são os sulfetos mais comuns. Ocorrem também, de modo menos generalizado, bismutinita, bornita, calcocita, esfalerita, marcassita, bravoita, millerita, jordisita, covelita e digenita. Alguns depósitos têm selenetos (claustalita, freboldita, trogtalita e guanajuatita), teluretos (altaíta e calaverita) e metais nativos (ouro, cobre e arsênio) junto aos minerais de urânio.

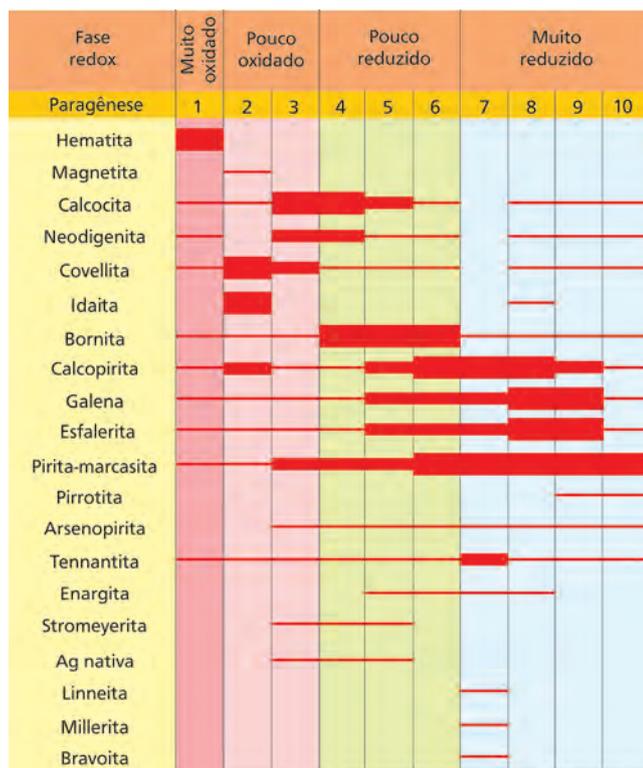


Fig. 4.55 Minerais de minério do *kupferchiefer*. As paragêneses evoluem conforme o ambiente muda de oxidante para redutor. Cada número encabeça uma coluna que contém minerais que fazem um determinado tipo de paragênese lavrada no *kupferchiefer* (Vaughan *et al.*, 1989).

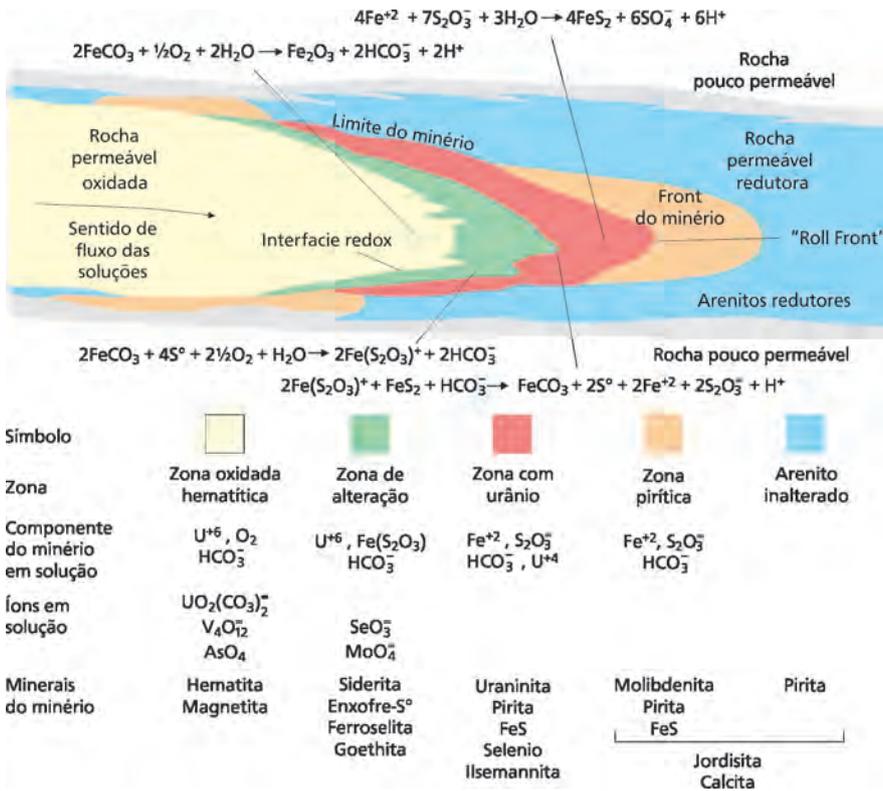


Fig. 4.63 Diagrama das fácies mineralógicas e das principais reações que ocorrem durante a formação de um depósito de urânio/vanádio/molibdênio/selênio tipo rolo ou roll front uranium type. O fluxo de água oxidante é da esquerda para a direita. Essa água atravessa o front de oxidação, que progride lentamente, com velocidade determinada pela capacidade das soluções oxidantes oxidarem as rochas inalteradas redutoras. As reações são das espécies minerais com ferro. Notar a existência de várias zonas: pirítica, com urânio (minério), de alteração e oxidada (De Voto, 1978).

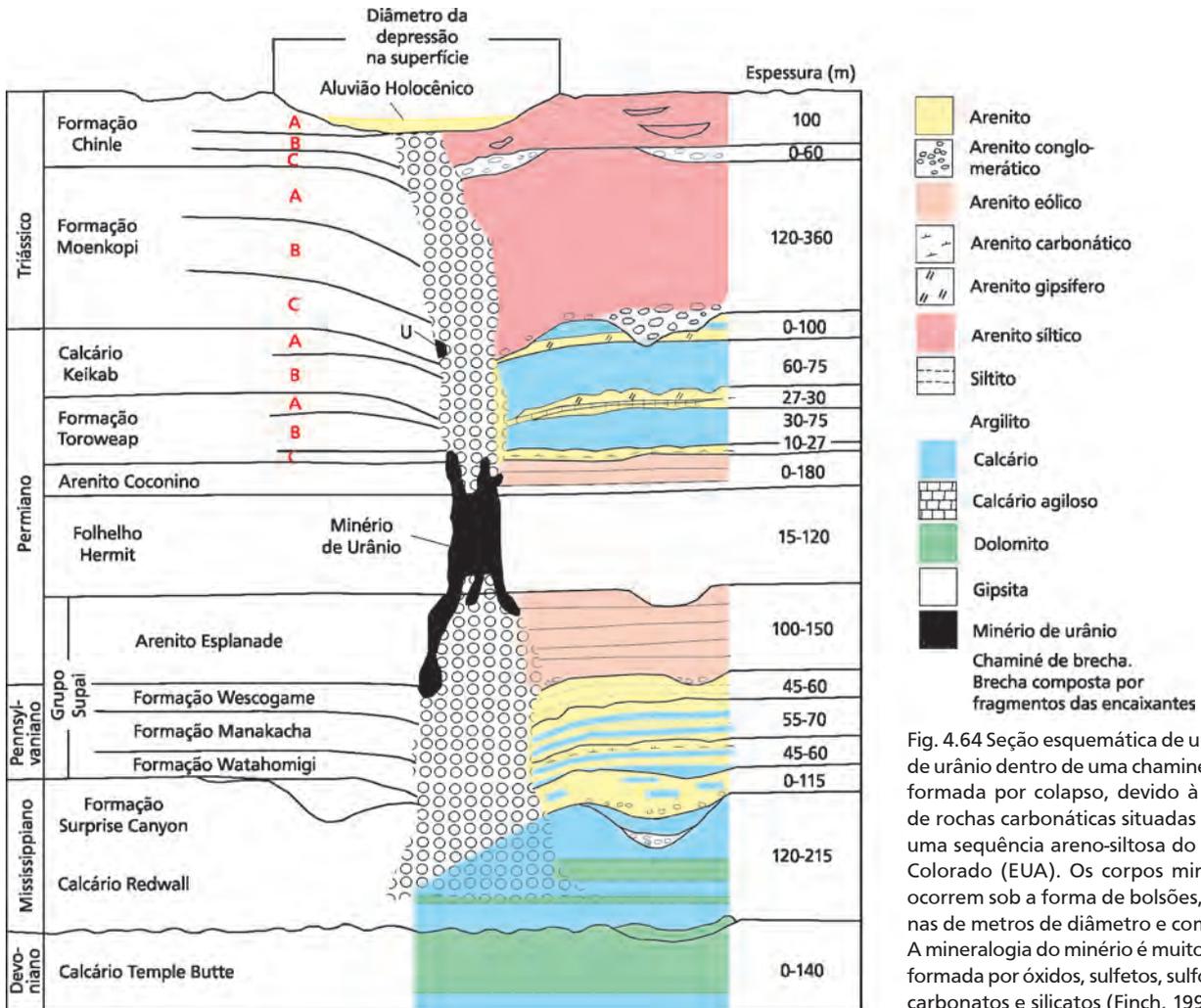


Fig. 4.64 Seção esquemática de um depósito de urânio dentro de uma chaminé de brecha formada por colapso, devido à dissolução de rochas carbonáticas situadas na base de uma sequência areno-siltosa do Plateau do Colorado (EUA). Os corpos mineralizados ocorrem sob a forma de bolsões, com dezenas de metros de diâmetro e comprimento. A mineralogia do minério é muito complexa, formada por óxidos, sulfetos, sulfoarsenatos, carbonatos e silicatos (Finch, 1992).

por uraninita e coffinita, na parte reduzida, e minerais urano-fosfáticos hidratados, como a autunita e a sabugalita, na parte oxidada do *front*. Próximo à superfície, houve concentração supergênica do minério, que ocorre adsorvido em hidróxidos de ferro lateríticos ou como “gumitas” (minerais amarelos) nos folhelhos e siltitos.

Depósito de urânio tipo *rolo* da Formação Sergi (BA)

Na Formação Sergi, do Jurássico, o urânio está em arenitos e conglomerados aluviais e fluviais arcoseanos, ricos em matéria orgânica, com estratificações cruzadas. A mineralização primária é uranovanadínifera, composta por petronita, montroseíta, hewetita, coffinita e uraninita, e os minerais secundários são zippeíta, carnotita e metayuyamunita. A mineralização associa-se à pirita, calcopirita e pentlandita (?) (Saad; Munne, 1982; De Ros, 1987). A espessura da camada mineralizada varia de alguns centímetros a vários metros e os teores são da ordem de

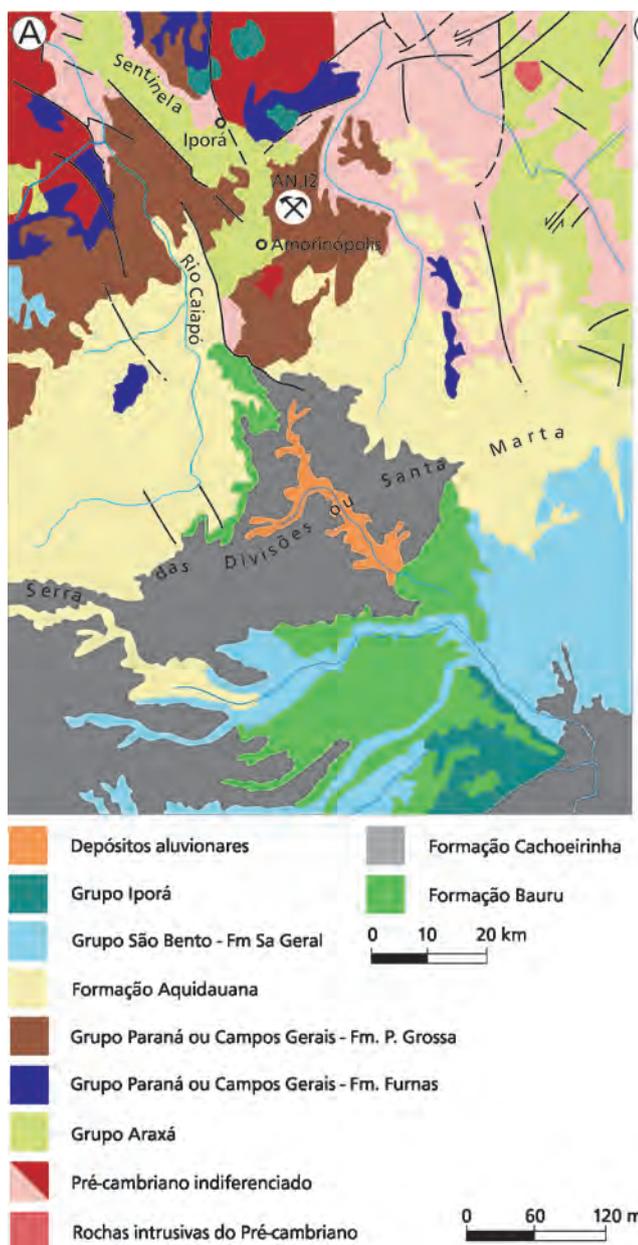
17% de V_2O_5 e 0,75% de U_3O_8 . Embora o modelo preconizado por Saad e Munne (1982) seja o *rolo*, os teores em vanádio e os minerais de minério não são típicos desse tipo de depósito.

Depósitos de chumbo-zinco-fluorita-barita tipo Mississippi Valley

Morro Agudo (MG) - Depósito de Pb-Zn em rochas carbonáticas, tipo *Tynagh* ou *Mississippi Valley Irlandês*

Os depósitos tipo *Mississippi Valley* são hidatogênicos diagenéticos. A variante *Tynagh*, inclui os depósitos de Pb-Zn contidos em rochas carbonáticas nos quais o minério formou-se por exalações hidatogênicas (SEDEX). Derivado de fluidos crustais, esse depósito é sedimentar hidatogênico sin e/ou pós-diagenético.

Morro Agudo é um depósito de Zn e Pb (galena, esfalerita e pirita, com barita subordinada), no qual foram cubadas



Sistema	Formação	Membro	Litologia	Descrição
Quat. ?	Aluvião			Material arenoso, inconsolidado e lateritas ferruginosas
				Material argilo arenoso, cinza inconsolidado
Cretáceo	Bauru			Arenito - esbranquiçado de granulação grossa, com níveis de sílex
				Peridotito e rochas associadas
Carbonífero	Aquidauana			Arenito - vermelho de granulação predominantemente grossa, siltito para o topo. Diamictito e folhelho na base
Devoniano	Ponta Grossa	Superior		Folhelho - negro e arroxeadado, argilo-siltoso, arenoso para a base
		Médio		Arenito - vermelho, granulação média a grossa, com intercalações silticas e locais. Ocorrências de depósitos de canais
		Inferior		Arenito - arroxeadado e avermelhado, granulação predominantemente fina, intercalações de siltitos, folhelhos e 1 a 2 níveis de "arcósio"
	Furnas		Minério de urânio Arenito - branco, granulação média a grossa, caulínico, com estratificação cruzada	
Pré - C.				Granito, gnaisses e xistos

Fig. 4.87 (A) Situação geográfica e geológica do depósito de urânio de Amorinópolis, em Goiás. (B) A camada mineralizada é composta por arcóseos, e está situada na base da Formação Ponta Grossa (Hassano, 1985).



SISTEMA MINERALIZADOR METAMÓRFICO

Varvito com ondulações - Grupo Itararé
- Itu, SP. Foto: Fernando Mancini.

cummingtonita), os denominados *asbestos azuis*. São minerais fibrosos, como a *crisotila*, com cores variadas entre o branco, o amarelo e o azul, que se diferenciam pelas suas resistências maiores que as da *crisotila*. Esses minerais formam horizontes com espessuras métricas, constituídos por bandas centimétricas de *crocidolita* ou *amosita* intercamadas com bandas também centimétricas de *chert* ou de *magnetita/hematita*. O comprimento das fibras de *crocidolita* varia entre 3 mm e 10 cm, com média entre 10 e 25 mm. A *amosita* tem fibra mais longa, entre 3 e 15 cm, podendo alcançar 70 cm. As fibras de *asbestos* formam bandas alternadas com bandas de *chert* e de *anfíbolios* (*grunerita*, *tremolita* e *actinolita*). Bandas de *magnetita* e cristais de *magnetita* em meio às fibras de *asbestos* são comuns.

As camadas de formações ferríferas com *crocidolita-amosita* são extensas, o que proporciona reservas médias de 2 milhões de toneladas. Os teores médios variam entre 3 e 5% de minerais fibrosos.

Os depósitos de *cianita* formam-se sobretudo em meio a rochas silicoaluminosas metamorfizadas em grau médio a forte, em pressões elevadas, acima de 4 kb. É um mineral relativamente raro, usado sobretudo no fabrico de refratários.

5.2.4 Processo geológico formador dos depósitos do subsistema metamórfico dinamo-termal

O *grafite* forma-se pelo metamorfismo dinamo-termal de rochas carbonosas a partir do grau incipiente. Os minérios com *grafite lamelar* geralmente são consequência de metamorfismos dos graus médio a alto, ocorrendo como lente em meio a gnaisses. Os minérios com *grafite amorfo*, microcristalino, são derivados do metamorfismo de carvões nos graus incipientes e, principalmente, no grau fraco. Os depósitos de *talco* derivados de *rochas ultramáficas* formam-se regionalmente nos locais metamorfizados no grau fraco, entre 350 e 500°C (Fig. 4.19), nos quais a fração molar de CO₂ foi maior que 5%. Depósitos desse tipo são pouco comuns por causa da ausência de altas concentrações de CO₂ em meio a rochas ultramáficas. Os depósitos maiores e mais comuns derivam do metamorfismo de *dolomitos silicosos*. O *talco* cristaliza-se em *dolomitos silicosos* segundo a reação 1 (Fig. 5.1):



Essa reação ocorre a temperaturas entre 450 e 490°C, portanto durante metamorfismo de grau fraco (Winkler, 1977: 87-91). É necessária a presença de água para que essa reação ocorra. No grau forte, a reação será de desvolatilização, com perda de água e formação da *antofilita* (Reação 9, Fig. 4.19):

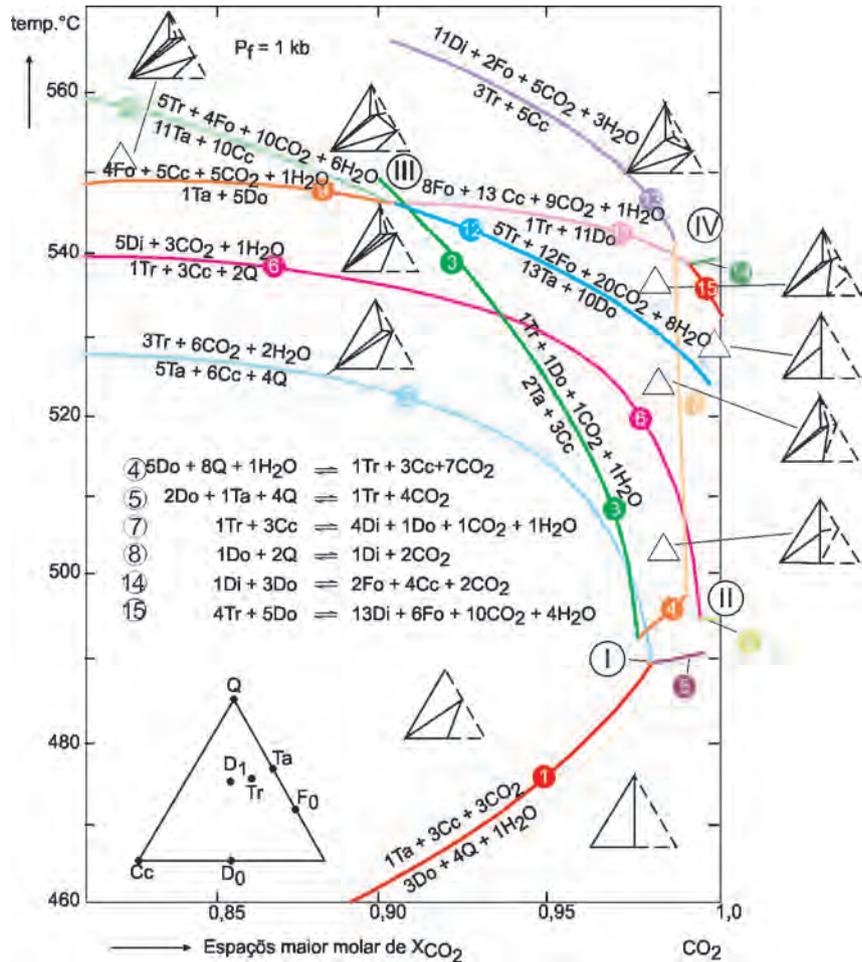


Fig. 5.1 Sistema SiO₂ - CaMgCO₃ - CO₂ - H₂O para pressão de fluido igual a 1 kb (2-3 km de profundidade). As reações mostradas são válidas somente para o metamorfismo de dolomitos silicosos (Winkler, 1977, p. 90). A reação 1 proporciona o aparecimento do talco, quando os dolomitos são metamorfizados no grau fraco. O aumento do grau metamórfico até o grau médio permite a cristalização da forsterita, conforme a reação 9. O retrometamorfismo das rochas com forsterita proporciona a formação de serpentinitos dentro dos dolomitos, nas proximidades de intrusões que fornecem energia e água ao sistema. As vênulas de *crisotila* formam-se dentro desses serpentinitos.

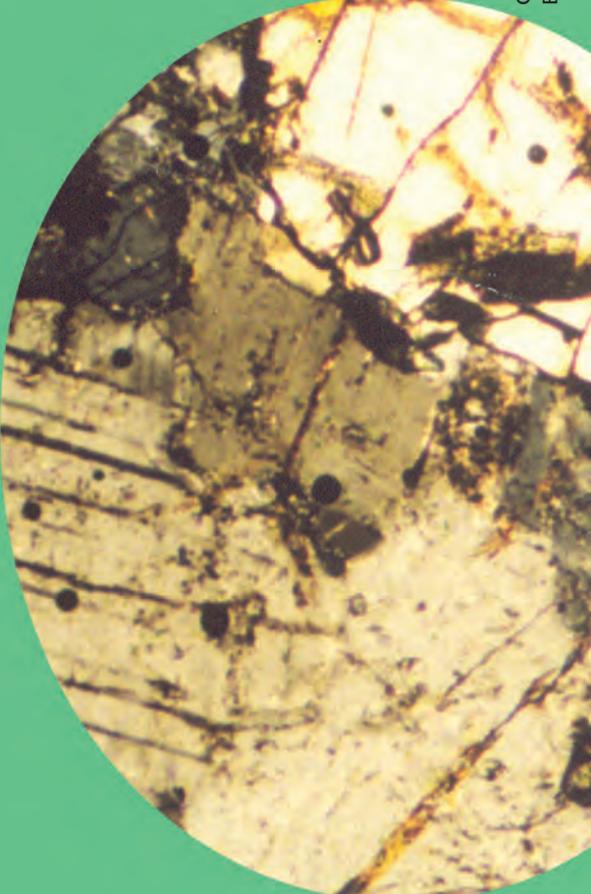
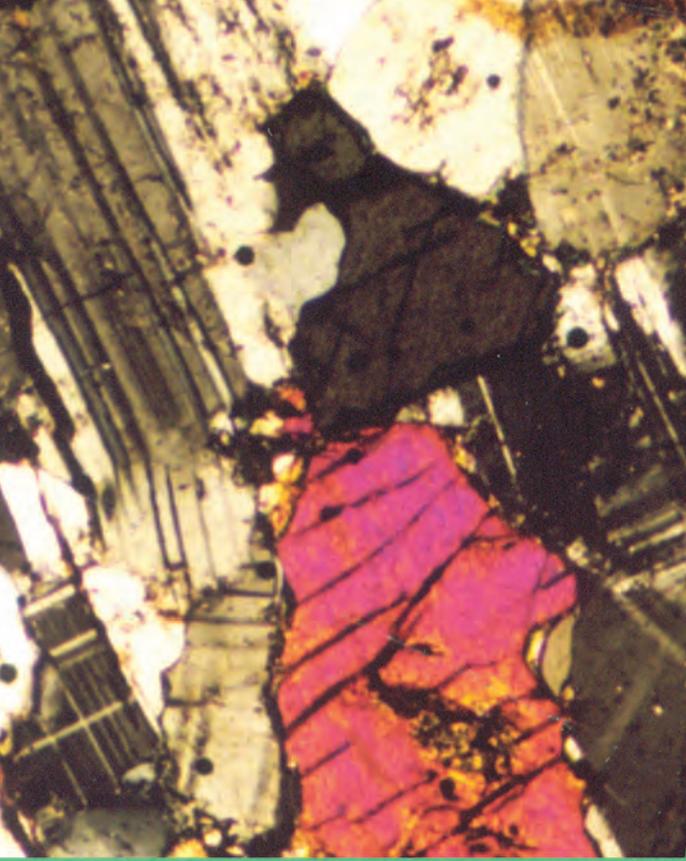


A cristalização da *crocidolita* e da *amosita* ocorre durante o metamorfismo de grau baixo em formações ferríferas da fácies silicato. As reações que geram esses minerais não estão definidas. A *crocidolita* é um mineral sódico com fórmula aproximada NaFe(SiO₃)₂. H₂O, e não se sabe a origem do sódio necessário para cristalizá-la durante o processo metamórfico.

5.3 Subsistema mineralizador metamórfico termal

5.3.1 Processo mineralizador geral do subsistema metamórfico termal

Esse subsistema contém os depósitos gerados pela ação térmica de uma intrusão em meio a rochas reativas. Geralmente, os minerais de minério que constituem os corpos mineralizados formam-se por meio de reações mineralógicas de adaptação da paragéneses primária às novas condições de temperatura do sistema. Todo o processo se desenvolve em



SISTEMA MINERALIZADOR SEDIMENTAR

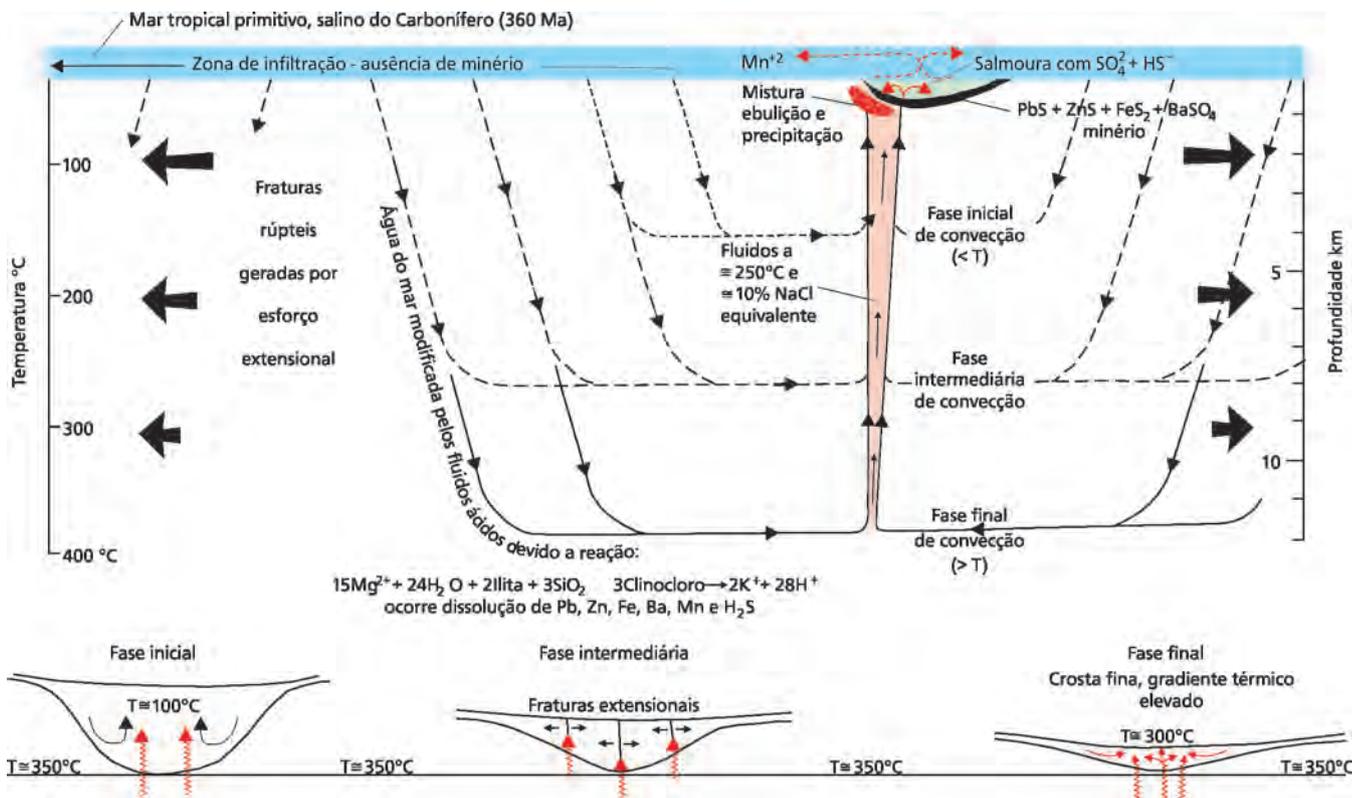


Fig. 6.4 Esquema que mostra a possibilidade de gerar fluidos com temperaturas elevadas, dentro de bacias sedimentares, sem a intervenção de qualquer tipo de magmatismo. Considera uma bacia sedimentar em extensão, na qual o gradiente térmico torna-se cada vez mais rápido, possibilitando que fluidos que atingem o fundo da bacia sejam aquecidos e cheguem ao assoalho do oceano com temperaturas de até 300°C (Russel, 1983)

6.3 Processo mineralizador do subsistema sedimentar continental

6.3.1 O ambiente geotectônico

Será considerado *ambiente sedimentar continental* todo ambiente no qual houver acúmulo de sedimentos sem a influência da água do mar. Não serão consideradas continentais, portanto, as bacias de sedimentação de mares epicontinentais, nas quais o assoalho é de rocha continental, geralmente granitoide. Assim sendo, praticamente não há restrição geotectônica quanto ao local onde possa se formar um ambiente sedimentar continental. Aluviões e colúvios, lagos, tálus e locais de sedimentação eólica são ambientes sedimentares, que existem em praticamente todos os locais de um continente, e podem conter depósitos minerais que serão considerados neste capítulo.

6.3.2 A arquitetura dos depósitos minerais

Depósitos eólicos

Nos continentes, os depósitos minerais associam-se a sedimentos eólicos, lacustres e fluviais. Depósitos minerais formados por sedimentação eólica são raros. Talvez a maior parte das *areias negras de Stradbroke* (Austrália) sejam essencialmente cordões litorâneos de minerais negros, ilmenita, rutilo, zirconita e monazita, que foram retrabalhados pelo vento. São depósitos sedimentares marinhos, litorâneos, iguais aos existentes no Brasil, em Guarapari (ES), em Paranaguá (PR), em Itaparica (BA), entre outros. Em Stradbroke, formaram-se essencialmente depósitos lenticulares (Fig. 6.27), nos quais as lentes têm geometrias controladas pelas estruturas das dunas.

Os teores diminuem e as reservas aumentam proporcionalmente à distância do litoral.

Depósitos lacustres e em planícies de inundação

(a) Salars

Regiões desérticas formadas em ambientes vulcânicos podem conter grandes concentrações salinas superficiais. Os *salars*, dos Andes centrais, são depósitos de *sais de lítio, iodo, nitratos, cloretos, sulfatos e boratos* (Quadro 6.2). São acamados com vários quilômetros quadrados de extensão horizontal e várias dezenas de metros de espessura. O *salar de Atacama*, no Chile, contém camadas de sal com espessura total de mais de 390 m. O *Grande Salar*, também no Chile, tem várias camadas de sais que totalizam de 133 a 162 m de espessura.

A alta solubilidade dos sais e a mobilidade constante da água do solo e das rochas, devido à forte evapotranspiração, fazem com que os sais expostos em superfície, quando os lagos secam, sejam reconcentrados próximo à superfície, formando *caliche*, e mobilizados para fraturas de retração e fraturas tectônicas, formando *diques de sais* de alta pureza e teores elevados (Fig. 6.5).

(b) Turfa, linhito e carvão mineral

A vegetação morta sepultada sob as águas das regiões alagadas após as glaciações passa por um longo processo de modificações diagenéticas químicas e físicas e é transformada,

caulinita e desagrega as rochas, que são facilmente erodidas. A *caulinita* transportada pela água meteórica é precipitada em lagos e em planícies de inundação. A cristalinidade original e/ou a recristalização da *caulinita*, após a sedimentação, conferem propriedades cerâmicas diferentes aos diferentes minérios, embora as composições química e mineral desses minérios sejam muito parecidas (Biondi; Vanzela, 2001). O mesmo processo gera os depósitos sedimentares de *smectitas* (*montmorilonitas*), quando a rocha intemperizada da área-fonte for feldspática e ferromagnésiana.

A *atapulgita* e a *sepiolita* são formadas em ambientes sedimentares marinhos. Da costa em direção ao mar aberto, o aporte de sedimentos detríticos e soluções pode sedimentar argilominerais cujas composições variam gradacionalmente. Os minerais mais aluminosos (*montmorilonita*) depositam-se primeiro. Quando a quantidade de alumínio diminui e aumenta a quantidade de magnésio, forma-se a *atapulgita*. Quando há predominância do magnésio, forma-se a *sepiolita*.

6.4 Exemplos brasileiros de depósitos sedimentares continentais

6.4.1 Depósitos de Ti – Zr de Mataraca (PB) - Depósitos eólicos: dunas e cordões litorâneos com "areias negras", tipo Stradbroke (Austrália)

Mataraca é um campo de dunas litorâneas mineralizadas com Zr e Ti, com cerca de 40 km de extensão, situada no litoral do Estado da Paraíba (Fig. 6.9). É o maior depósito litorâneo do Brasil em exploração, com reservas totais de 37,1 Mt de minério (areia) e teor médio de 5,15% de minerais pesados. As reservas medidas são de 2,2 Mt de ilmenita, com teor médio de 57%; 66.200 t de rutilo, com teor médio de 95,1%; e 441.400 t de zirconita, com teor médio de 65% (Caúla; Dantas, 1997). A ganga do minério é de quartzo, turmalina, feldspatos e fragmentos de conchas.

O depósito é constituído por um conjunto de dunas fixas e outro de dunas móveis, derivadas da erosão da Formação Barreira, de idade Pliopleistocênica. Os depósitos formaram-se a partir do dismantelamento e pré-concentração dos minerais pesados dos arenitos da formação Barreira, causado pelo batimento das ondas, que geraram cordões litorâneos com minerais pesados. Posteriormente, houve transporte eólico dos minerais

leves e concentração residual dos minerais pesados, gerando as dunas mineralizadas.

6.4.2 Depósitos lacustres e/ou em planícies de inundação

(a) Depósitos de carvão do Estado de Santa Catarina: Turfas, linhitos e carvão mineral sem ou com U

Santa Catarina contém cerca de 8,5% das reservas de carvão conhecidas no país. O carvão é encontrado na Formação Rio Bonito, de idade Permiana, concentrando-se nessa unidade sedimentar, ao sul de Bom Retiro. As bacias carboníferas de maior importância estão ao sul de Lauro Muller, estendendo-se por Urussanga, Siderópolis, Criciúma e prolongando-se na plataforma continental (Fig. 6.10).

Ocorrem até 10 camadas de carvão (Fig. 6.11 sub-horizontais e a espessura acumulada pode atingir 10 m, embora individualmente raramente tenham mais de 2 m de carvão. Os recursos são da ordem de 1.916 Mt, com minério do tipo betuminoso alto volátil a sub-betuminoso, com teor de cinzas muito elevado (média entre 50% e 65%) e teor de enxofre variável. As três principais camadas lavradas são a Barro Branco, a Irupá e a Carvão Bonito, constituídas por camadas decimétricas de carvão, intercaladas por camadas decimétricas de folhelho, lavrado com o carvão (Fig. 6.11).

(b) Depósitos de carvão do Estado do Rio Grande do Sul

Cerca de 91% das reservas brasileiras de carvão estão no Estado do Rio Grande do Sul. O cinturão carbonífero rio-grandense estende-se por cerca de 300 km, em uma faixa leste-oeste que vai desde Tramandaí até São Sepé, contendo as bacias de Santa Terezinha, Chico Lomã (Morungava, Gravataí), Charqueadas (Guaíba), Arroio dos Ratos, Leão-Butiá (Rio Pardo), Faxinal, Iruí, Pederneiras, Capané, São Sepé (Durasnal) e a grande bacia de Candiota, situada ao lado de Bagé, fora da faixa mencionada. Os recursos totais são da ordem de 20.000 Mt de minério. Candiota é o maior depósito, com cerca de 8.000 Mt de minério (Lenz; Ramos, 1985).

Podem ocorrer até 12 camadas de carvão intercaladas em um pacote de 20 a 30 m de sedimentos argilossiltosos. Na região de Gravataí, a sudoeste, essas camadas estão a poucos metros



Fig. 6.9 Localização e distribuição das dunas mineralizadas com Ti e Zr de Mataraca, Paraíba (Caúla; Dantas, 1997).

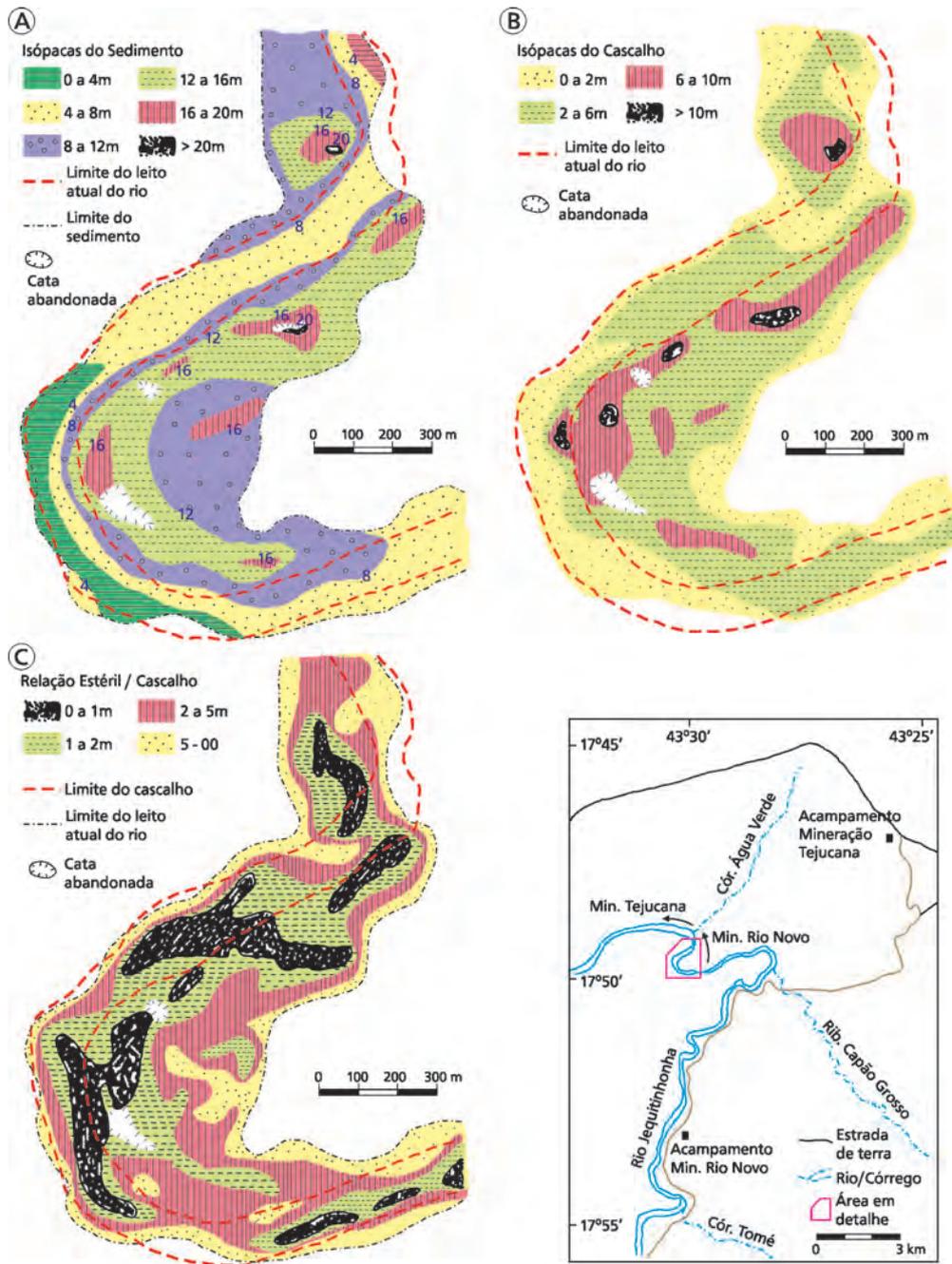


Fig. 6.16 Aluviões diamantíferos do rio Jequitinhonha. (A) Isópacos dos sedimentos. (B) Isópacos dos cascalhos diamantíferos. (C) Relação estéril/minério (cascalho), segundo Chaves e Uhlein (1991).

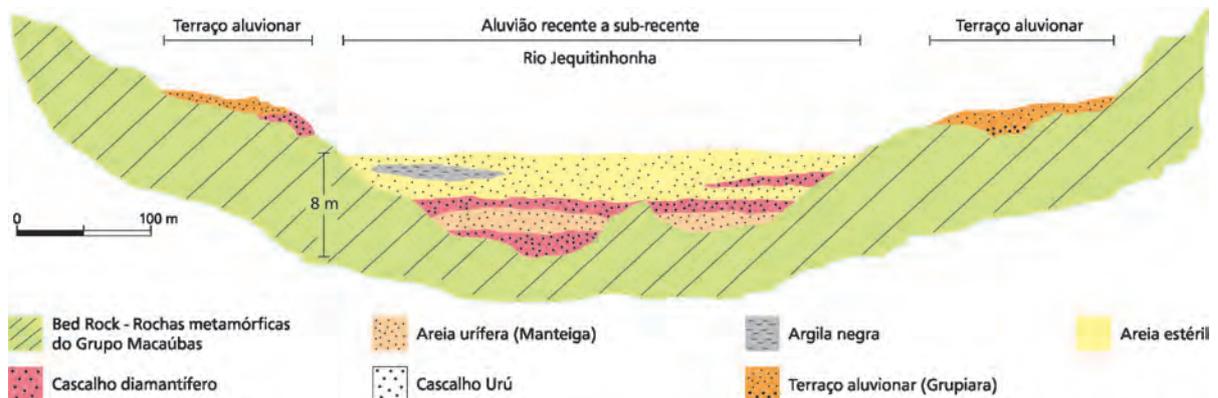


Fig. 6.17 Perfil esquemático transversal sobre o rio Jequitinhonha mostrando a relação dos cascalhos diamantíferos com outros sedimentos (Chaves; Uhlein, 1991).

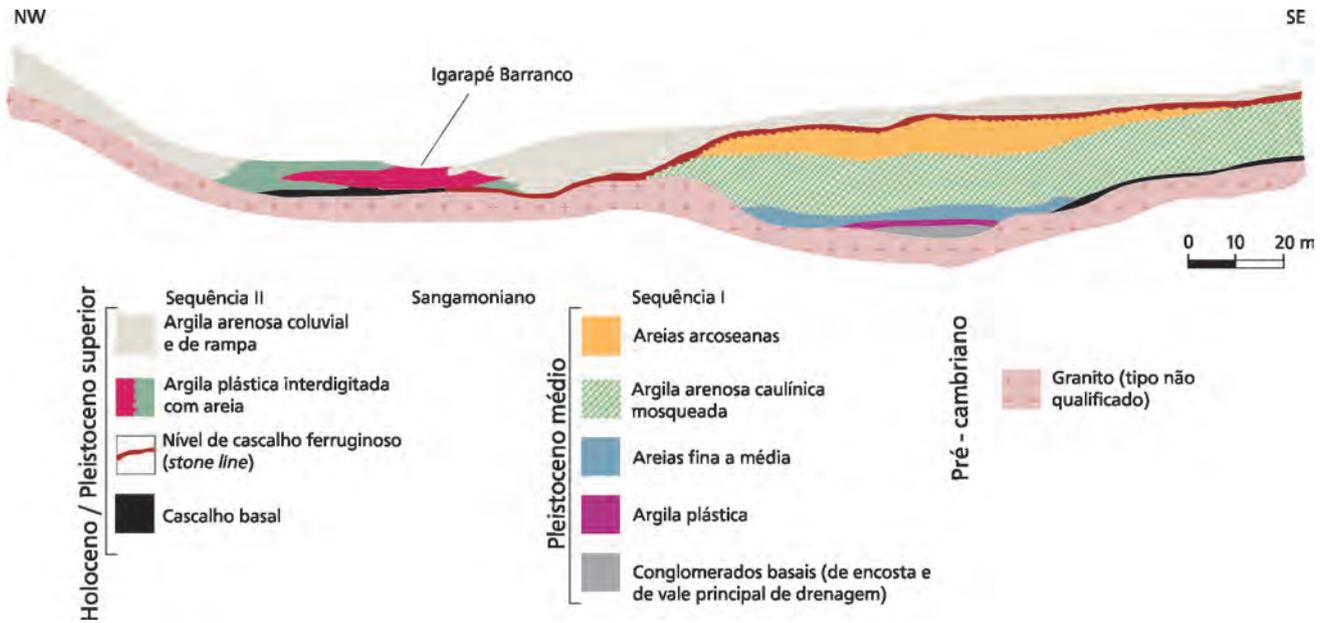


Fig. 6.23 Seção estratigráfica típica dos aluviões com cassiterita de Rondônia. Notar as duas sequências sedimentares separadas por uma “linha de pedra” (Bettencourt et al., 1988).

distensionais, que causam rebaixamentos locais de blocos ou conjunto de blocos. Todos esses tipos de bacias, se invadidos pela água do mar, formam ambientes nos quais depósitos sedimentares economicamente interessantes podem surgir.

6.5.2 A arquitetura, dimensões e teores dos depósitos minerais do subsistema sedimentar marinho

As informações sobre recursos contidos e teores foram obtidas de Cox e Singer (1987), de DeYoung e Hammarstrom (1992) e de Bliss (1992). Das curvas de frequência acumulada das reservas e dos teores mostrados nesses trabalhos, foram obtidos os valores mencionados no Quadro 6.4 como “10% menores”, “média” e “10% maiores”. Esses valores se referem, respectivamente, aos recursos contidos nos 10% menores depósitos cadastrados (lido no percentil 10), à média dos recursos contidos nos depósitos cadastrados (lido no percentil 50) e aos recursos contidos nos 10% maiores depósitos cadastrados (lido no percentil 90). Para os teores dos minérios dos depósitos minerais foi feito o mesmo tipo de leitura nas respectivas curvas de frequência acumulada. Os valores se referem, respectivamente, entre os depósitos cadastrados, aos 10% com menores teores médios (lido no percentil 10), à média dos teores médios dos depósitos cadastrados (lido no percentil 50) e aos teores médios dos 10% com maiores teores médios (lido no percentil 90). Em cada caso, o número total de depósitos cadastrados é mostrado junto ao tipo de depósito, na primeira coluna do Quadro.

Depósitos litorâneos

(a) Cordões litorâneos com Ti - Zr – ETR

Cordões litorâneos com Ti - Zr – ETR são os depósitos de ilmenita, rutilo, zircão e monazita que produzem a maior parte do titânio consumido pelas indústrias. São depósitos com corpos mineralizados alongados, comprimentos de algumas dezenas

de metros a várias dezenas de quilômetros, larguras métricas a decamétricas e espessuras métricas. Existem em vários países, entre os quais se destacam a Austrália (depósitos de Ti da região

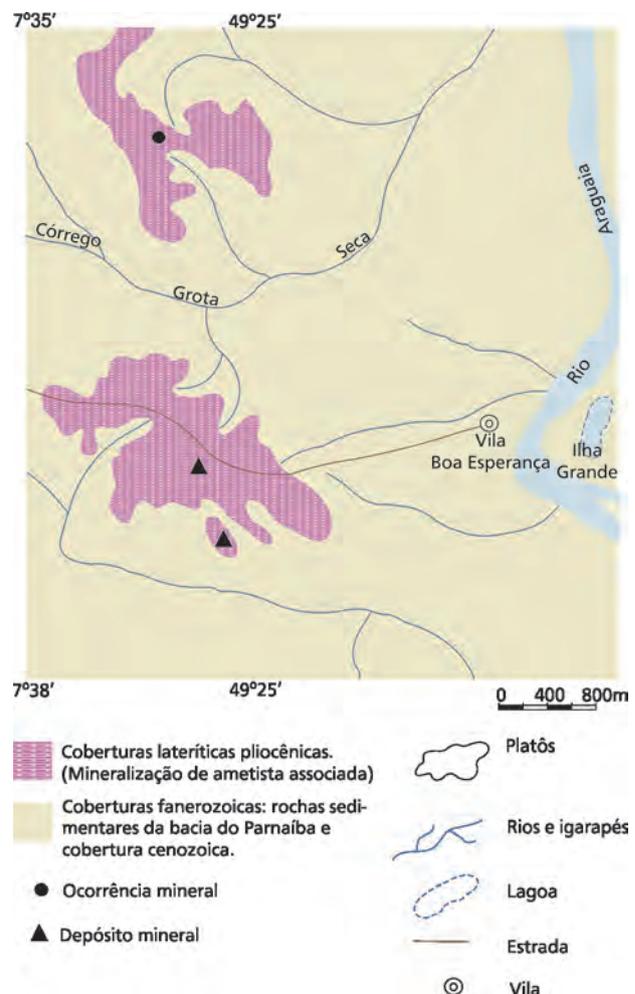


Fig. 6.24 Geologia da região de Pau D'Arco (Pará), com depósitos sedimentares fluviais com ametista (Collyer et al., 1991).

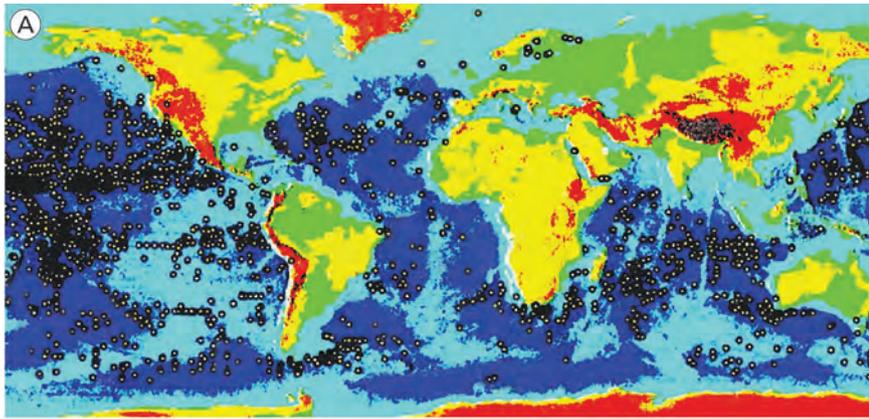
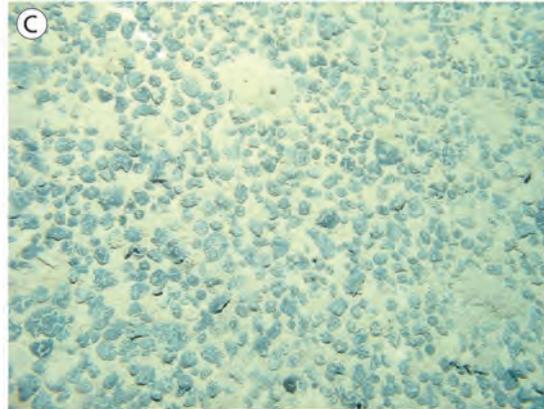
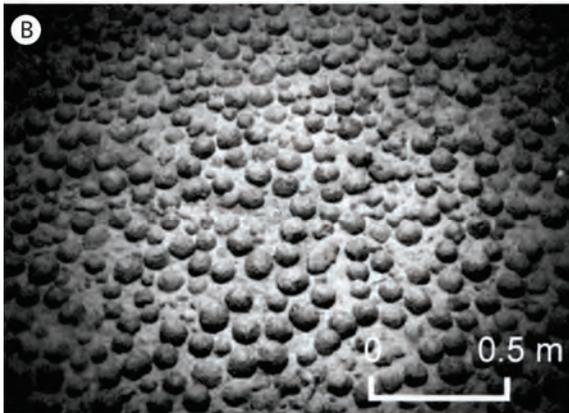


Fig. 6.34 (A) Distribuição dos depósitos conhecidos de nódulos de ferro e manganês de bacias marinhas profundas. (B-C) Exemplos de distribuição dos nódulos no assoalho dos oceanos. (D) Nódulo metálico, composto predominantemente por manganês e ferro. Além do ferro e do manganês, esses nódulos têm teores elevados de níquel, cobre e cobalto e teores anômalos de chumbo e de zinco. (E) Nódulo silicoso, com menos metais.



Depósitos deltaicos

(a) Depósitos de Au e U tipo Witwatersrand

Nos depósitos de *Au* e *U* tipo *Witwatersrand* o ouro e o urânio estão em conglomerados oligomíticos silicificados (*reefs*), com espessuras variando entre 5 cm e 2 m, interestratificados com conglomerados e arenitos menos maduros. Os seixos dos conglomerados são de quartzo de veios, chert e pirita. São bem arredondados e bem empacotados. A matriz é essencialmente quartzosa, mas tem mica, clorita, pirita e fuchcita. Não há seixos de granitos. Os principais minerais de minério são o ouro e a uraninita, geralmente detriticos. Ocorrem ainda a pirita, brannerita, zircão, cromita, monazita, leucoxênio, ligas de ósmio-irídio, ligas de ferroplatina e sperrilita. A prata é subproduto do ouro, que ocorre com formas variadas, achatadas, angulares até cristalinas euhédricas, com diâmetros entre 0,005 e 0,1 mm, podendo atingir um máximo de 2 mm.

O ouro e a uraninita ocorrem na matriz do conglomerado e concentram-se na base das camadas mais maduras do con-

glomerado, junto a superfícies erosivas. Níveis carbonosos, semelhantes a esteiras de algas, depositados nas regiões de baixa energia na base dos deltas, contêm ouro e urânio em partículas muito finas.

Depósitos sedimentares marinhos de bacias marginais

(a) Depósitos sedimentares clastoquímicos

- Ferro oolítico, tipo *Clinton* ou *Minette*

Nos depósitos de *ferro oolítico*, tipos *Clinton* ou *Minette* as camadas sempre estão em uma sequência sedimentar granocrescente, com folhelhos negros na base, siltitos seguidos de arenitos na parte mediana e a carapaça ferruginosa oolítica no topo (Fig. 6.37). As formações ferríferas oolíticas têm estratificações cruzadas bipolares, típicas de ambientes intertidais. Ao contrário das formações ferríferas bandadas (tipos *Superior* e *Algoma*), nesses depósitos a textura é oolítica, o minério é maciço, sem

ambiente, a água permaneceu estagnada, embebendo o lodo do fundo de baías e estuários condicionados pelo paleorelevo do embasamento.

Embora a mineralização possa ser sedimentar singênica, parte do evento mineralizador ocorreu durante o início da diagênese, a temperaturas entre 20 e 60°C, em condições redutoras e pH neutro. O enxofre fixado em bactérias existentes no lodo soterrado no fundo das bacias foi dissociado pelas condições redutoras e ligou-se aos metais, cristalizando sulfetos nos poros dos sedimentos argilosos, margosos e carbonatados. Com a continuação do soterramento e da diagênese, os sedimentos transformaram-se em argilitos, folhelhos e dolomitos mineralizados. Os efluentes empobrecidos em metais, e parte das soluções ainda metalizadas, foram deslocados lateral e verticalmente, mineralizando sedimentos arenosos acima e abaixo do principal horizonte mineralizado e preenchendo bolsões e fraturas existentes nas bordas das bacias.

A zonalidade observada regionalmente (Fig. 6.48) foi, em parte, condicionada pela distribuição das soluções trazidas pelos rios quando adentram as bacias (Fig. 6.64 A e B). Nesta fase, o ferro e o cobre, em solução, distribuíram-se nas lagoas

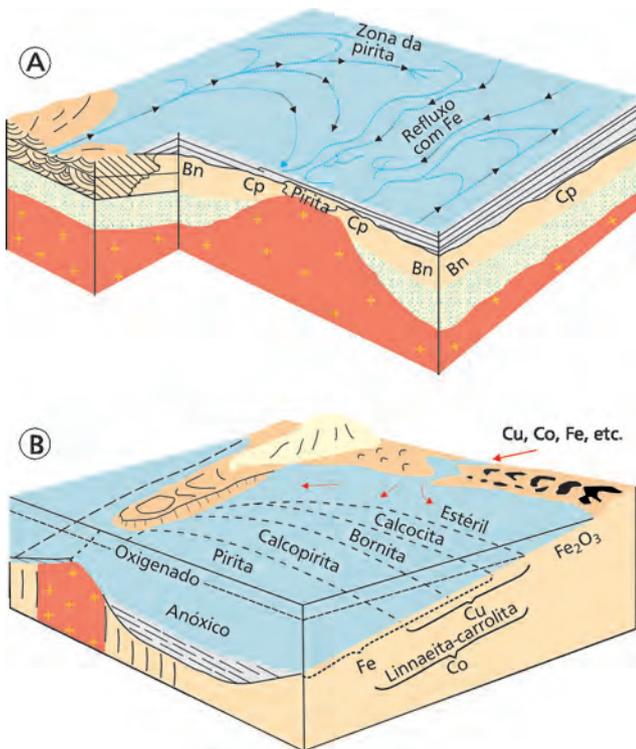


Fig. 6.64 Esquemas em perspectiva do ambiente de deposição dos minérios dos depósitos do cinturão cuprífero de Zâmbia-Zaire. (A) Região de deságue de um rio, cujas águas têm cobre, cobalto, ferro e urânio, em ambiente lagunar e de enseadas. A pirita cristaliza-se em meio ao lodo do fundo do estuário, quando as águas oxidantes do rio atingem um ambiente redutor. A presença de paleorelevos no fundo do estuário, causa o refluxo da água para estuários e lagoas nos quais há precipitação de sedimentos argilosos embebidos em água carregada de metais em solução. (B) A partir da desembocadura dos rios, ocorre uma distribuição zonada dos metais. O óxido de ferro precipita-se próximo à desembocadura. As soluções de cobre precipitam em seguida e as com ferro ficam mais distantes, a profundidades maiores. Durante a diagênese, esses metais ligam-se a enxofre de bactérias e são cristalizados como sulfetos. A zonalidade depende de variações no potencial de oxirredução do ambiente.

e enseadas conforme a profundidade e o potencial de oxirredução. O óxido de ferro precipitou-se próximo à desembocadura dos rios. As soluções de cobre ficaram em seguida e as com ferro ficaram mais distantes, a profundidades maiores. Durante a diagênese, essas soluções foram desestabilizadas pelo enxofre liberado pelas bactérias, cristalizando os sulfetos. O tipo de sulfeto será função, também, do potencial de oxirredução do local onde ocorrer a cristalização.

6.6 Exemplos brasileiros de depósitos do subsistema sedimentar marinho

6.6.1 Depósitos de ambientes litorâneos

(a) Cordões litorâneos com Ti–Zr - ETR (*shoreline placer Ti*)

- Depósitos de titânio (ilmenita e rutilo) e zircônio de Aracruz/Guarapari (ES), São João da Barra (RJ)

Todos esses depósitos são sedimentares, em zonas de espriamento e em cordões e dunas litorâneas. Os principais minerais lavrados são a ilmenita (predominante), o rutilo e o zircão. A partir desses minerais são extraídos óxidos de terras raras, óxido de tório e dióxido de titânio. Esses minerais são provenientes do dismantelamento, causado pelo batimento das ondas, de rochas granitoides e pegmatíticas do embasamento cristalino e/ou de rochas sedimentares do Grupo Barreiras. Em Guarapari estão as maiores lavras de monazita (“areias monazíticas”), das quais se produzem cloretos de Ce e de La. As reservas conhecidas de minerais pesados nesses depósitos são da ordem de 3 Mt, com teores de minerais pesados entre 30%, nas zonas de espriamento, e cerca de 10%, nos cordões litorâneos (Toresan; Vanuzzi, 1997; Coelho, 1997; Schobbenhaus; Santana, 1997).

- Depósitos de terras raras e zircônio de Porto Seguro, Prado e Alcobaça (BA) e Mataraca (PB)

São depósitos atuais, formados em zonas de espriamento e em cordões litorâneos, formados a partir do dismantelamento dos sedimentos da Formação Barreiras. As espessuras das camadas mineralizadas chegam a 2 m, com 30-40 m de largura e extensões de cerca de 10 km. Há locais com mais de 80% de minerais pesados, sobretudo ilmenita (70% do total), monazita e zircão. As terras raras estão contidas nas monazitas (Caúla; Dantas, 1997).

6.6.2 Depósitos de ambientes deltaicos

Depósito de urânio e ouro da Formação Moeda (MG): Depósitos de Au-U tipo Witwatersrand

A Formação Moeda situa-se na base do Supergrupo Minas, no Quadrilátero Ferrífero (MG). Villaça e Moura (1985) dividiram essa formação em três unidades: (a) Inferior, composta por quartzitos e conglomerados fluviais, com espessura de cerca de 100 m; (b) Intermediária, composta por quartzitos finos a médios, marinhos, com até 50 m de espessura; (c) Superior, com alternância de conglomerados e

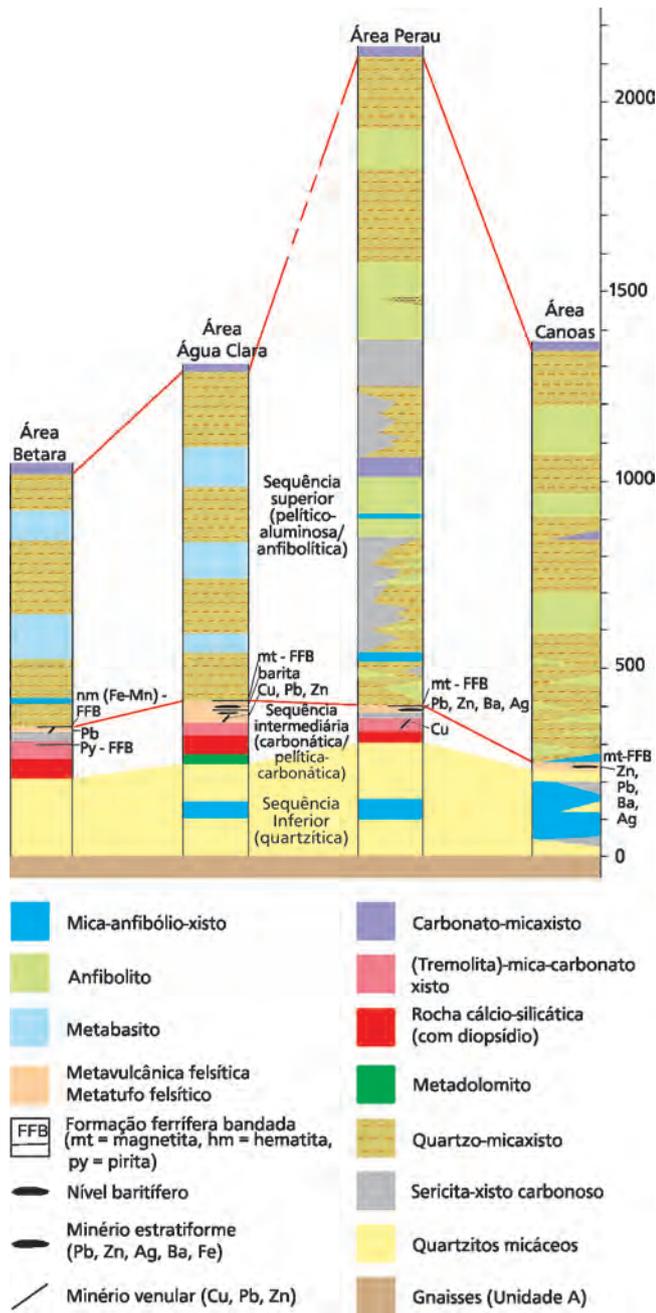


Fig. 6.80 Colunas estratigráficas da Formação ou Complexo Perau, nas regiões do Betara, Água Clara, Perau (seção tipo) e Canoas (Daitx, 1996, 1998).

base para o topo, os corpos mineralizados contêm: (a) veios de quartzo com óxidos de cobre e pouca calcopirita, dentro de flogopita-tremolita-carbonatoxistos. (b) Dois níveis de lentes de sulfetos maciços, compostos por leitões centídecimétricos com >50% de galena > esfalerita > pirita > pirrotita > calcopirita > sulfossais, que gradam lateralmente para minério disseminado e venular. Tinha reservas de 703.000 t de minério com 4,7% de Pb e 57 g/t de Ag e 140.000 t de minério com 2% de Cu (da Silva et al., 1988). Esse minério está encaixado em rochas calciosilicáticas, mica-carbonatoxistos e quartzo-sericita-biotitaxistos. As lentes têm 850 m no sentido NS, cerca de 200 m no sentido EW e espessuras menores que 8 m. Predomina minério brechoide. O nível mineralizado inferior é zonado, com Zn > Pb na parte norte e Pb > Zn no sul.

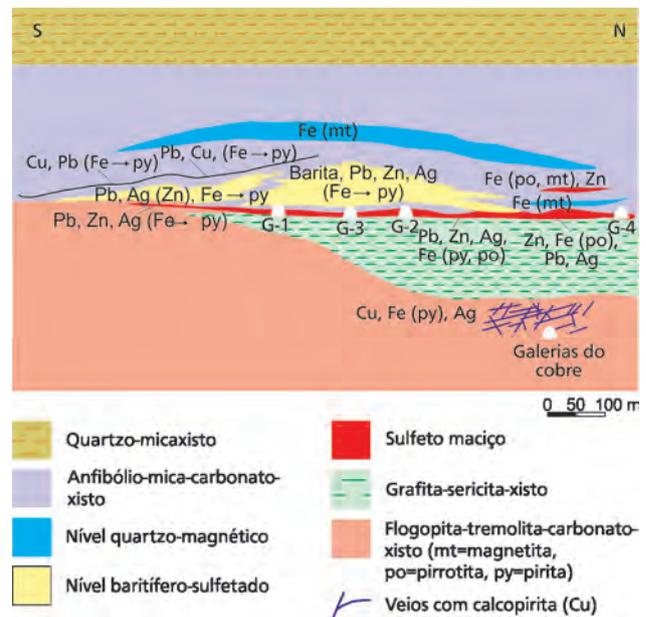


Fig. 6.81 Esquema com as litologias e a distribuição dos corpos mineralizados da Mina do Perau (Paraná). Esse depósito é do tipo SEDEX (Daitx, 1996, 1998).

O nível superior contém quase unicamente Pb. (c) Lente de minério a barita-sulfeto, com 900 m x 500 m x <8,5 m, com galena, esfalerita, pirita e calcopirita distribuídos erratically em meio a barita e carbonatos. Está dentro de anfíbólio-mica-carbonatoxistos. (d) Lente de formação ferrífera bandada, fácies óxido, composta essencialmente por magnetita.

- Depósitos tipo SEDEX do Vale do Ribeira: Mina (fechada) de Canoas (PR)

A mina (paralisada) Canoas contém um depósito de sulfetos de Pb, Ag (Zn) com reservas de 968.000 t de minério com 3,1% de Pb, 3,5% de Zn e 63 g/t de Ag. Esse depósito está sendo sondado e reavaliado atualmente (fim de 2013-início de 2014). O minério está contido em três corpos mineralizados, um dos quais inteiramente lavrado. São corpos lenticulares com cerca de 1.000 m x 300 m x < 7,5 m, compostos por concentrações laminadas e disseminações de sulfetos de Pb e Zn em meio a sedimentos químicos representados por rochas com barita, por calciosilicáticas, *cherts* e quartzo-micaxistos. O depósito é zonado lateralmente, predominando ganga com barita e calciosilicática na parte SW do depósito (mais rica em galena) e ganga silicática na parte NE (mais rica em esfalerita). Horizontes ricos em magnetita superpõem-se às lentes de minério. O minério com barita é finamente laminado, com alternância de níveis de *chert*, quartzo, barita, pirita e de sulfetos (galena, esfalerita, pirita, pirrotita, calcopirita e sulfossais).

- Depósito tipo SEDEX: Mina de chumbo, prata (zinco) de Boquira (BA)

A Formação Boquira (Fig. 6.83) integra o embasamento arqueano do Supergrupo Espinhaço, a oeste da Chapada Diamantina, na Bahia. É constituída por mármore, quartzitos, anfibólitos, formações ferríferas bandadas e clorita-granada-



SISTEMA MINERALIZADOR SUPERGÊNICO

Galeria da mina de zinco, minério de Willemita e Calamina
Mina Vazantes (MG) . foto: Guilherme Vanzella

fetos, arsenetos, antimonetos e sulfossais são instáveis na zona oxidante. São solubilizados e seus cátions são transportados para a zona de cimentação ou dispersos no sistema intempérico. Há exceções, como a molibdenita, que se oxida e permanece na zona de oxidação como molibdita (óxido hidratado de Fe e Mo). O Pb também permanece na zona de oxidação, devido ao carbonato e ao sulfato de Pb serem pouco solúveis. A galena transforma-se em anglesita, cerussita ou piromorfita (fosfato com Pb) e esses minerais permanecem na zona de oxidação. Os produtos da oxidação da vanadinita (transforma-se em vanadato) e wulfenita (transforma-se em molibdato) também permanecem na zona oxidada. *Esses minerais são guias para caracterizar uma duricrosta como sendo um chapéu de ferro.*

Os sulfatos solúveis são transportados e podem precipitar, por reagir com outras soluções ou com outros minerais. Se as soluções atingirem uma rocha carbonática, os sulfatos são neutralizados por reações do tipo:



Reações desse tipo formam zonas oxidadas enriquecidas em malaquita, cerussita, smithsonita etc. Caso os sulfatos que migram em solução não sejam neutralizados ao nível da zona de oxidação, as soluções podem adentrar o lençol freático e passar a percolar em meio ao minério sulfetado primário. Nessa região ocorrerão reações do tipo:



MSO_4 = sulfato do cátion **M** que percola a zona saturada, dentro do lençol freático.

PS = sulfeto primário do cátion **P**, hipogênico, contido no corpo mineralizado, dentro do lençol freático.

PSO_4 = novo sulfato, formado com o cátion **P** deslocado do sulfeto primário, hipogênico.

MS = novo sulfeto, de baixa temperatura, formado com o cátion **M** lixiviado da zona oxidada.

Reações desse tipo formam sulfetos supergênicos, pela reação de sulfatos provindos da zona oxidada com sulfetos pri-

mários. Os sulfetos secundários precipitam junto aos primários ou formam novos corpos mineralizados, constituindo a *zona de cimentação* (Fig. 7.27 A e B). Covelita, calcocita, violarita, entre outros, são sulfetos de baixa temperatura típicos da zona de cimentação. Em regiões de clima árido, como no Nordeste do Brasil, as soluções podem migrar por capilaridade, em direção à superfície, onde precipitam o soluto metálico que contém, formando uma enorme variedade de espécies sulfatadas e/ou hidroxilizadas, como a brochantita, a antlerita e a calcantita (minerais de Cu), arsenetos, como a chenevixita, ou oxicloretos como a atacamita, entre muitos outros.

Após um longo período de reação, os sulfetos da zona oxidada começam a desaparecer, impossibilitando a formação de sulfatos e de ácidos novos. A água da zona de oxidação torna-se menos reativa e as paragêneses da zona de oxidação, formadas em meio ácido, tornam-se instáveis. A jarosita (sulfato de ferro), por exemplo, transforma-se em goethita. As reações com o SiO_2 e o CO_2 começam a predominar em relação àquelas com os sulfatos. Com isso, aumenta a quantidade de minerais carbonatados e silicatados na zona oxidada. O minério oxidado pode ficar zonado, com uma zona com óxidos sobreposta a outra com carbonatos que, por sua vez, recobre a zona de sulfatos, junto à superfície freática (Fig. 7.27 B).

As reações de oxidação são favorecidas em climas quentes e muito raras em regiões polares. Em regiões muito úmidas, com muita precipitação, as soluções sulfatadas, reativas, são diluídas, e reagem pouco com os sulfetos. Nessas condições, a zona de cimentação será pouco desenvolvida. Ambientes com climas quentes e secos, com épocas de chuvas curtas alternadas com épocas de secas, são as melhores para a formação de zonas de cimentação bem desenvolvidas. Nessas condições, a zona freática mantém-se bem abaixo da superfície e a zona de oxidação é volumosa, podendo fornecer grande quantidade de metal para a cimentação.

A velocidade da erosão de uma área que contém um depósito supergênico afeta o desenrolar do processo de duas maneiras: a zona oxidada pode ser eliminada expondo a zona cimentada e, concomitantemente, ocorre o rebaixamento do nível de base e do lençol freático, o que causa a migração lenta, para baixo, da zona de oxidação, incluindo mais sulfeto

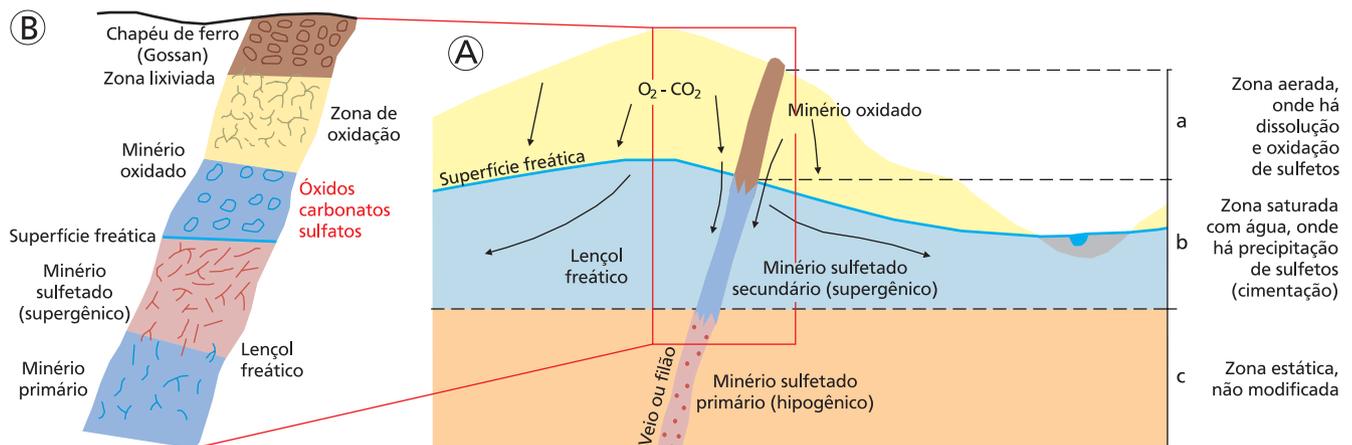


Fig. 7.27 Esquema da posição das zonas formadas durante a alteração de depósitos sulfetados por águas meteoricas. (A) A zona de oxidação forma-se acima da zona freática, e a zona de cimentação forma-se no seu interior. Nela precipitam os sulfetos de baixa temperatura, formados por soluções que lixiviaram metais da zona de oxidação. (B) Com a oxidação de todos os sulfetos da zona de oxidação, as soluções tornam-se menos ácidas e começam a ocorrer reações de cristalização de silicatos e carbonatos, no lugar dos sulfatos. Esse processo gera uma zonalidade na zona oxidada, com óxidos sobre carbonatos, sobre sulfatos, imediatamente acima da superfície freática.

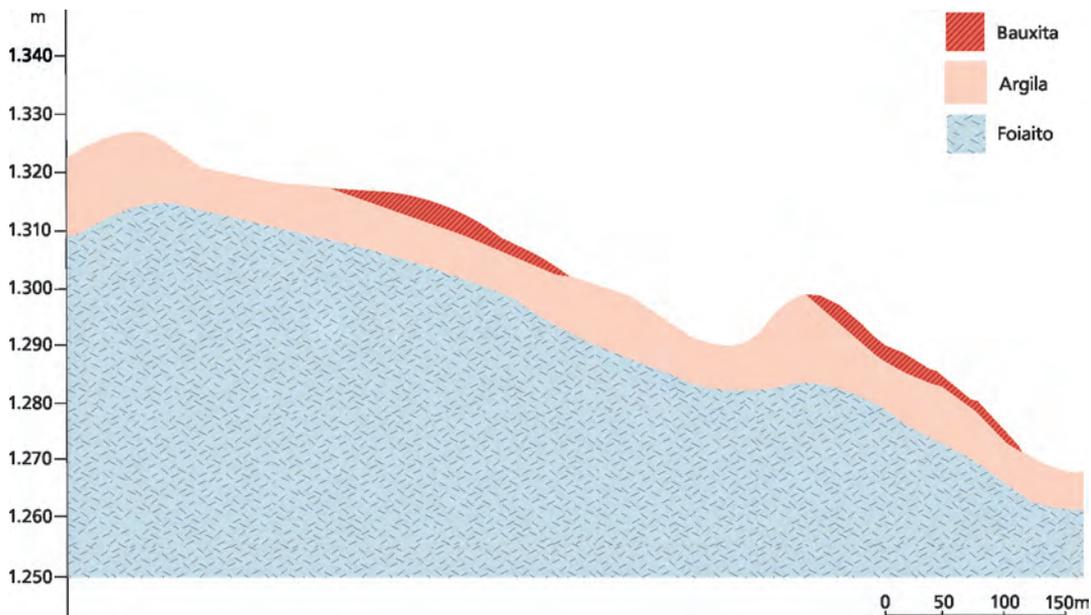


Fig. 7.38 Perfil típico de alteração das rochas alcalinas de Poços de Caldas (MG), sobre as quais formam-se os depósitos de bauxita (sobre tinguaítos e foiaítos) (Parisi, 1988a).

de 3.900 Mt de itabirito e 1.400 Mt de minério supergênico, com teor de Fe maior ou igual a 64% (Gomes, 1986). A mina de Alegria tem 109 Mt de minério supergênico com 64% de Fe (Barcelos; Buchi, 1986). Capanema, uma das maiores minas da região, tem reservas de 357 Mt de minério. O minério hematítico duro (de cimentação) tem teores de Fe entre 62% e 64%. O minério friável (concentração residual) tem teores de Fe entre 56% e 61% (Guimarães *et al.*, 1986). Timbopeba tem

reservas de 2.324 Mt de minério hematítico supergênico, 386 Mt de minério friável, 27 Mt de canga e 1.265 Mt de itabirito (Vasconcelos *et al.*, 1986).

A maioria dos protominérios itabiríticos da região são da fácies óxido (metajaspilitos com bandas de chert alternadas com bandas de hematita-magnetita), mas em algumas minas, como Águas Claras, existem itabiritos silico-dolomíticos (Gomes, 1986). Os teores de Fe dessas rochas variam entre 20% e 50%. Os minérios lavrados no Quadrilátero são o produto do enriquecimento residual e de cimentação desses itabiritos. A lixiviação da sílica, feita por águas superficiais, gera minérios porosos, friáveis e pulverulentos (Fig. 6.71 A e B). A cimentação do ferro transportado gera minério maciço (hematita dura) e a laterização superficial forma crostas e plaquetas (“minério chapinha”) com altos teores de ferro.

Essa interpretação foi confirmada por Spier *et al.* (2006), que dataram cristais de holandita supergênica retirados do minério compacto dos depósitos de hematita compacta das minas do Pico (Sapicado e Andaime). As idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ variaram entre 62 e 14 Ma, as mais antigas ocorrendo a maiores profundidades. Essas idades indicam que, no final do Cretáceo, iniciou-se um extenso período de peneplanização que possibilitou o retrabalhamento geoquímico dos itabiritos e jaspilitos, causando extensiva concentração supergênica residual (minério laterítico chapinha e minério friável) e cimentação (hematita compacta e macia) do ferro, gerando os depósitos atualmente lavrados.

Miguel Congo situa-se na base da Formação Cauê, sobre itabiritos dolomíticos (Barcelos; Buchi, 1986). O minério de ferromanganes forma uma camada com espessura variada entre 0,5 e 20 m. Os teores de Fe+Mn são da ordem de 55%, com razão Fe/Mn de 1,3 (24% de Mn). As reservas são de 9 Mt de minério. É o único depósito da região formado por enriquecimento supergênico de protominério carbonático, correspondente a uma formação ferrífera fácies carbonato, com dolomita manganésifera, kutnahorita, espessartita, magnetita e hematita. Esta unidade aflora também em Alegria e Timbopeba

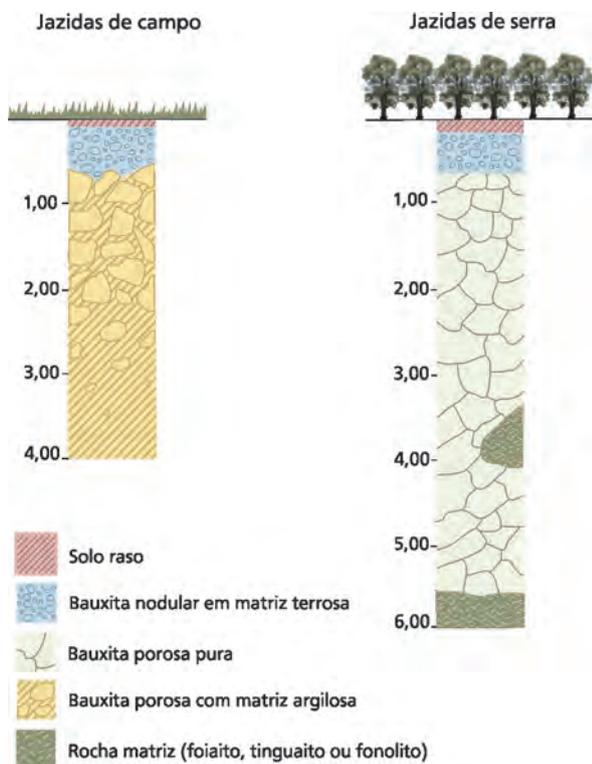


Fig. 7.39 Comparação entre os perfis de alteração dos depósitos bauxíticos “da Serra”, situados sobre tinguaítos, nas regiões elevadas, e “do Campo”, formados nas regiões planas do interior do platô (Parisi, 1988a).

- Depósito supergênico de fosfato de Angico dos Dias, em Campo Alegre de Lourdes (BA)

Angico dos Dias é o único complexo ultramáfico-alcalino carbonatítico brasileiro conhecido com idade paleoproterozoica. Foi datado em 2.011 Ma, pelo método U-Pb em baddeleita e zircão (Mariano, 1987). Em Angico dos Dias, as rochas alcalinas estão deformadas, dobradas e metamorfozadas, junto a gnaisses e migmatitos arqueanos (Fig. 7.44 – Silva *et al.*, 1997). A maior parte do complexo é composto por olivina-apatitassovitos, biotita-apatitassovitos e magnetita-olivina-apatitassovitos que praticamente não afloram, sempre recobertos por solos e regolitos ricos em apatita (Fig. 7.44). As rochas

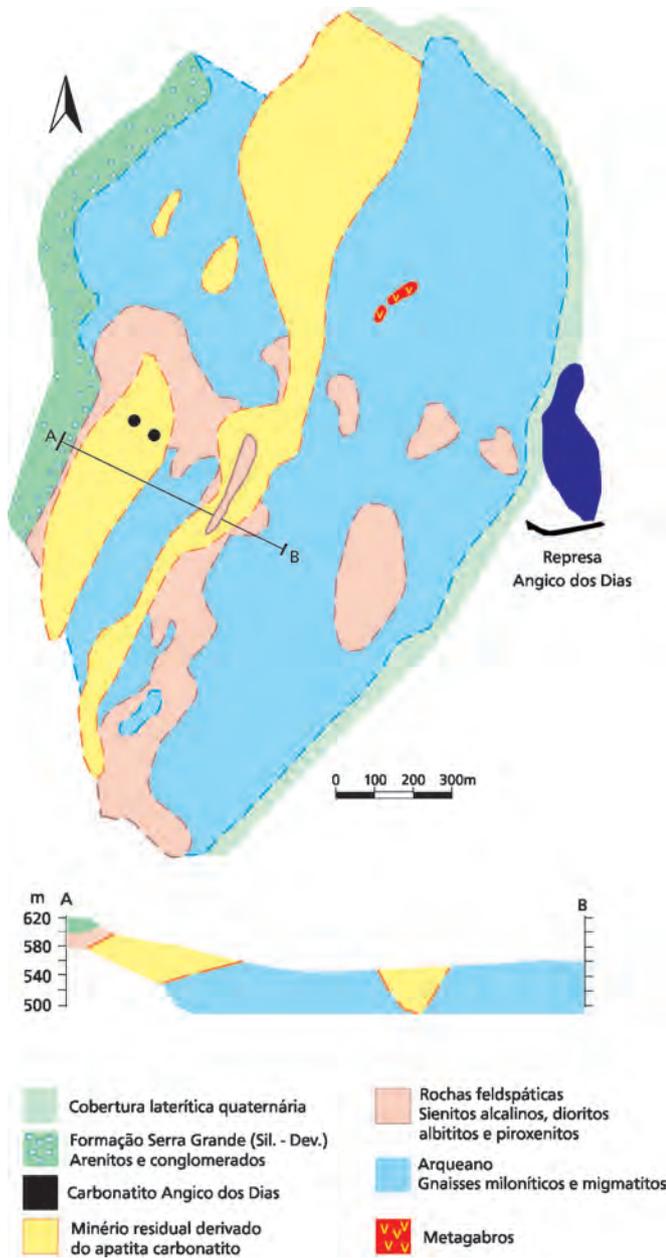


Fig. 7.44 Mapa geológico do complexo máfico-alcalino carbonatítico de Angico dos Dias, (BA). Este carbonatito é paleoproterozoico, com 2.011 Ma. Está deformado por várias fases de dobramento. Aflora em meio a gnaisses e migmatitos arqueanos. É composto por sovitos e sienitos ricos em apatita (Silva *et al.*, 1997).

silicáticas alcalinas são alcalifeldspatossienitos, alcalidioritos e albititos, que afloram esparsamente, em manchas dentro das encaixantes gnáissicas.

Foram cubadas 15 Mt de minério residual/supergênico com teor médio de 15,4% de P_2O_5 . Não foram cubadas reservas de minério primário (rocha não intemperizada), entretanto, o teor médio de P_2O_5 de 8 amostras de carbonatito é de 9,6% (Silva *et al.*, 1997), o que indica a existência desse tipo de minério. Os teores de terras raras são da ordem de 0,3% de TR_2O_3 e os de TiO_2 variam entre 0,08% e 0,55%, o que faz de Angico dos Dias um depósito unicamente com minério fosfático.

- Depósitos supergênico de fosfato (apatita) e vermiculita do complexo de Ipanema (SP)

Ipanema, no Estado de São Paulo, é um complexo ultramáfico-alcalino carbonatítico de forma circular, com superfície de cerca de 13 km². As rochas predominantes são glimeritos, sienitos, piroxenitos (aegerinitos), shonkinitos, umptekitos e carbonatitos. Os carbonatitos são predominantemente sovitos, e formam veios e diques dentro dos glimeritos (Leins, 1940). Nas bordas do complexo há granitos fenitizados. As ultramáficas estão flogopitizadas. Datações K/Ar revelaram idades entre 124,9±9,5 e 141,6±5,4 Ma (Gomes *et al.*, 1990). Em Ipanema foram cubadas 117 Mt de minério residual de fosfato, com teor médio de 6,7% de P_2O_5 e 5 Mt de minério com 29% de vermiculita (Rodrigues; Lima, 1984).

- Depósito supergênico de fosfato (apatita) do Morro do Serrote, Juquiá (SP)

Morro do Serrote é um complexo ultramáfico-alcalino carbonatítico com superfície de aproximadamente 14 km² (Born, 1972). É uma intrusão zonada, com um núcleo formado por duas intrusões carbonatíticas concêntricas, com cerca de 2 km², a sovítica, mais interna, está envolvida por beforsitos. A maior parte da intrusão é ocupada por rochas ultramáficas, entre as quais predominam os piroxenitos, secundados por peridotitos e gabros alcalinos. Nefelinassienitos ocorrem em duas intrusões separadas, uma delas individualizada, a NW do complexo (Casa da Pedra), a outra a SE do núcleo carbonatítico. Ijolitos aparecem em duas zonas diminutas, dentro do complexo. Há diques de carbonatito, fonolito e ankaratrito que cortam os carbonatitos do núcleo e as rochas silicáticas. Datações K/Ar revelaram idades entre 131,7±1,6 e 148±? Ma (Gomes *et al.*, 1990). O depósito de fosfato, com minério residual e cimentado, tem 18 Mt de minério com teor médio de 10% de P_2O_5 .

- Depósito supergênico de apatita de Irecê (BA)

Esse depósito foi descrito anteriormente (Figs. 6.86 e 6.87).

Depósitos supergênicos de argilominerais

- Depósitos de caulim (refratário) do Morro do Felipe (AP), do Rio Capim (PA) e de Manaus-Itacoatiara (AM)

O Morro do Felipe localiza-se no Amapá, às margens do Rio Jari, junto à divisa com o Amapá. Nesse depósito foram cubadas 382 Mt de calim (Silva, 1997a). A camada de caulim está abaixo das argilas Belterra, e das bauxitas a ela associadas, e acima da Formação Alter do Chão, composta por arenitos



DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS IMPORTANTES, COM MODELOS COMPLEXOS OU NÃO DEFINIDOS

Veio de quartzo e siderita dentro de granulitos piroxeníticos.
A franja preta é de ribolita formada pela reação entre o quartzo
e a siderita. Mina de ouro de Schramm (SC)

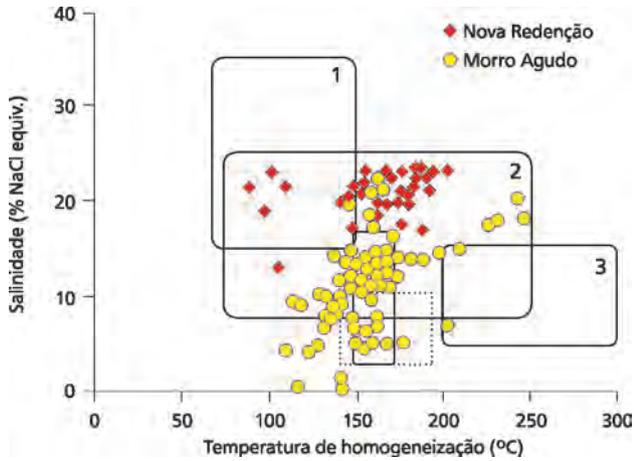


Fig. 8.7 As inclusões fluidas de esfaleritas dos depósitos de Zn-Pb do Cráton do São Francisco têm salinidade e temperaturas de homogeneização compatíveis com as dos depósitos *Mississippi Valley*, variante "irlandesa" (Dardenne e Freitas Silva, 1998).

8.2 Depósito de ouro, paládio, platina de Serra Pelada (Serra Leste), Pará

O depósito de ouro de Serra Pelada ou Serra Leste, em Marabá, Serra dos Carjás, no Estado do Pará (Fig. 8.9), está em meio a rochas sedimentares da Formação Águas Claras (antiga Rio Fresco), constituída, da base para o topo, por: (a) metarenitos, metaconglomerados com seixos de quartzo, metarenitos sílticos e itabiritos; (b) Metarenitos finos a médios, quartzosos, arcoseanos, ferruginosos e manganésíferos. Estas rochas estão tectonizadas e recortadas por veios de quartzo, adquirindo aspecto brechoide. Nesta unidade há intercalações de metassiltitos vermelhos e cinza e de metaconglomerados; (c) Metassiltitos vermelho e cinza; (d) Metarenitos com textura fina a média, com composição variável, com níveis quartzosos

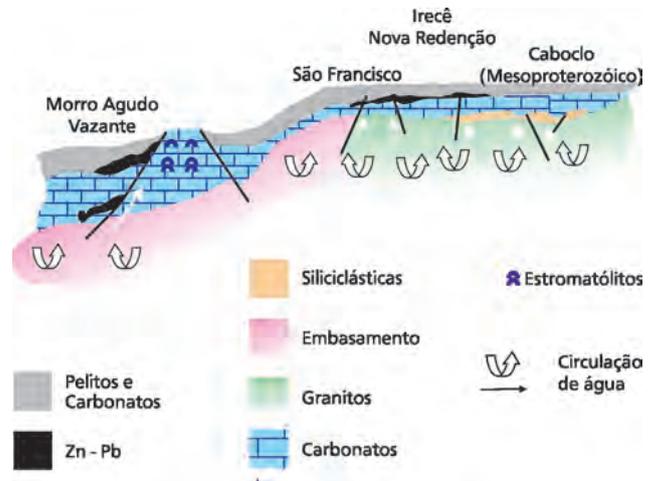


Fig. 8.8 Modelo evolutivo geral dos depósitos de Zn-Pb do Cráton do São Francisco. Notar que Vazante e Morro Agudo são considerados depósitos tipo *Mississippi Valley*, variante " irlandesa" (Misi *et al.*, 2000).

e outros arcoseanos, com grande quantidade de horizontes ferruginosos e manganésíferos; (e) Brecha tectônica com matriz arenosa manganésífera e/ou ferruginosa, com fragmentos angulosos de quartzo, chert, arenitos silicificado e pelitos. Esta brecha está geneticamente associada ao dobramento e a falhas paralelas à direção das camadas; (f) Metassiltitos cinza e pretos (manganésíferos), com níveis caulinizados. *Essa é a unidade lavrada para ouro*. Villas e Santos (2001) consideram que, sob esses metassiltitos, há uma unidade composta por jasperioides, formada por substituição de rochas carbonáticas causada por emanações hidrotermais provenientes de intrusões dioríticas (não aflorantes e não conhecidas na área).

Localmente (Figs. 8.10 e 8.11) há intercalações de folhelho preto, chert, pelitos grafitosos e manganésíferos e rochas carbonáticas. Alguns horizontes de metassiltitos cinzentos

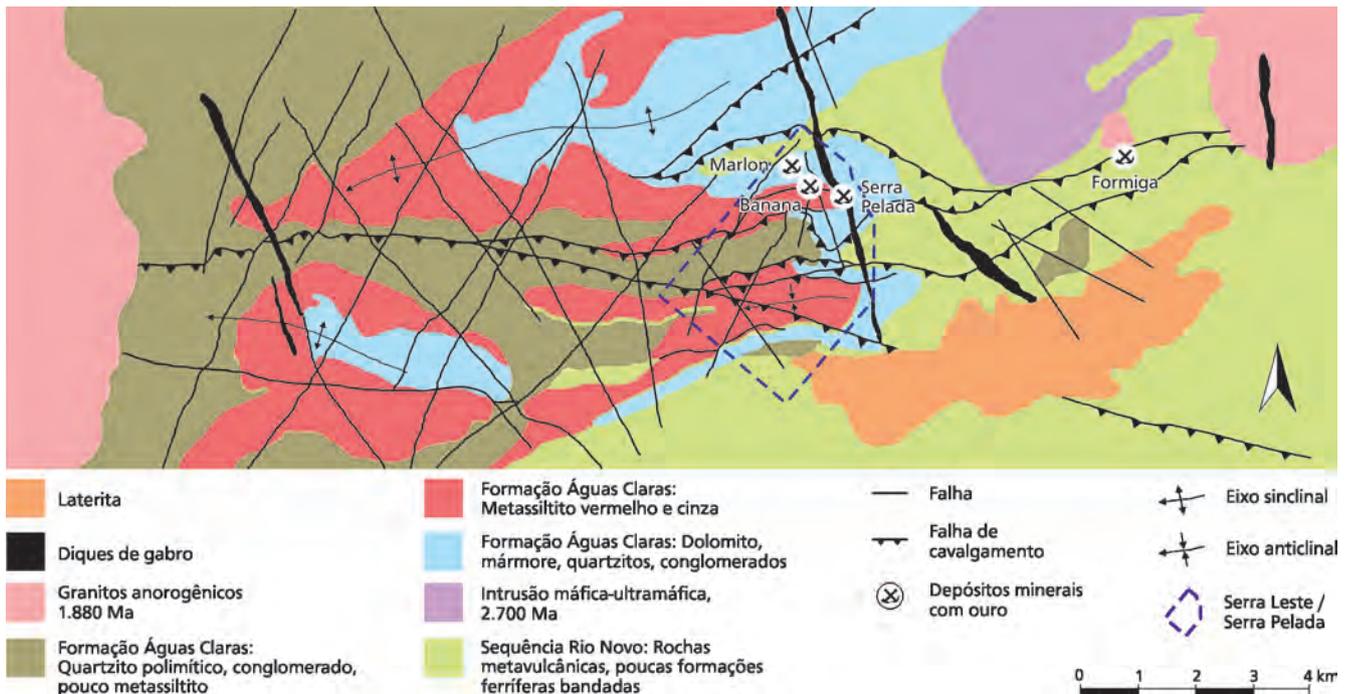


Fig. 8.9 Mapa geológico geral, mostrando a localização dos depósitos de Au-Pd-Pt de Serra Leste (antiga Serra Pelada), Marlon e Banana. Os depósitos estão em meio a rochas sedimentares da Formação Águas Claras (antiga Rio Fresco) (Tallarico *et al.*, 2000a).

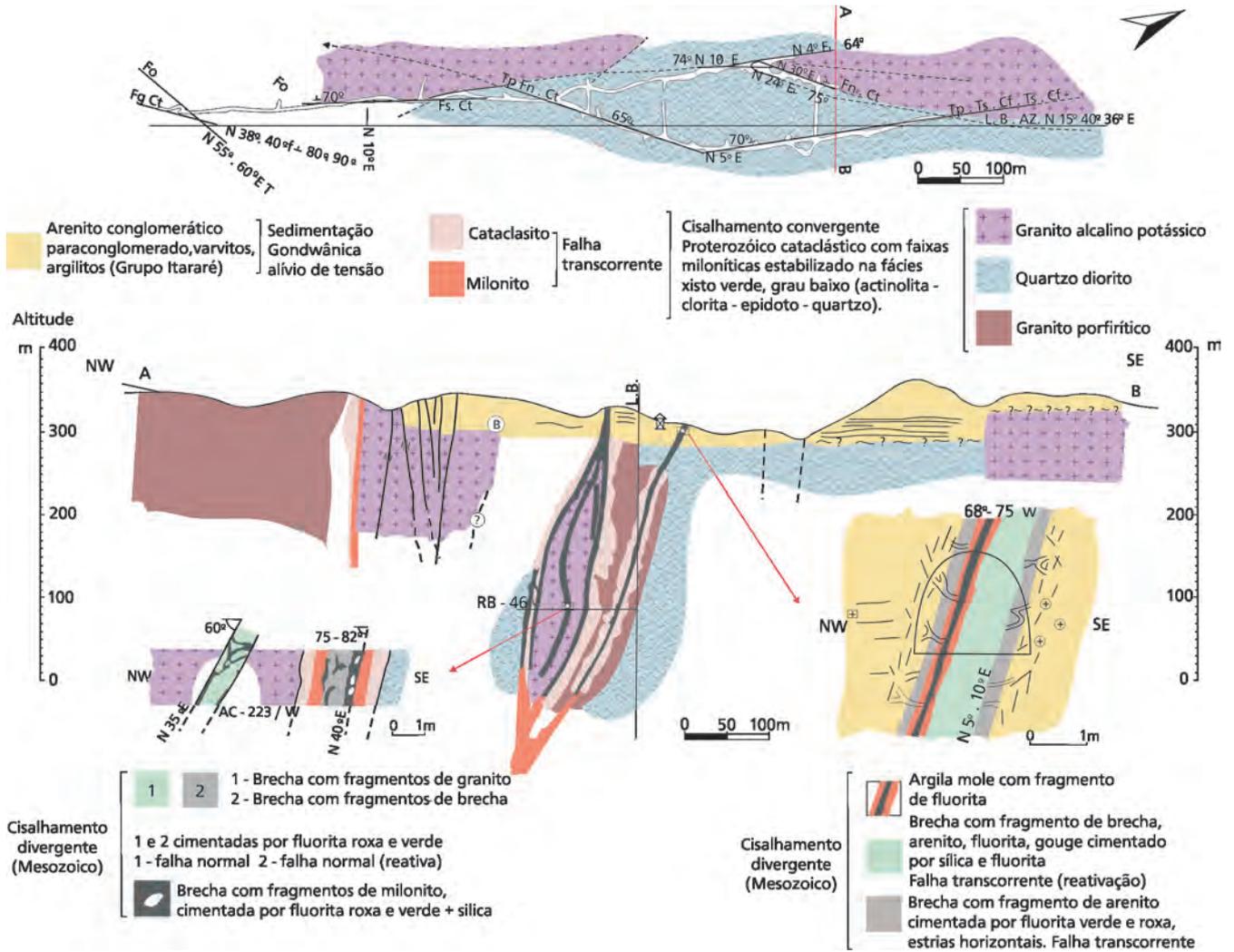


Fig. 8.14 Seção geológica transversal sobre os filões mineralizados da jazida de fluorita Rio do Bugres. Nesse depósito o minério é quase sempre brechado, com fragmentos de arenito e/ou de granito cimentados por fluorita verde e roxa e por sílica (Ferreira *et al.*, 1997).

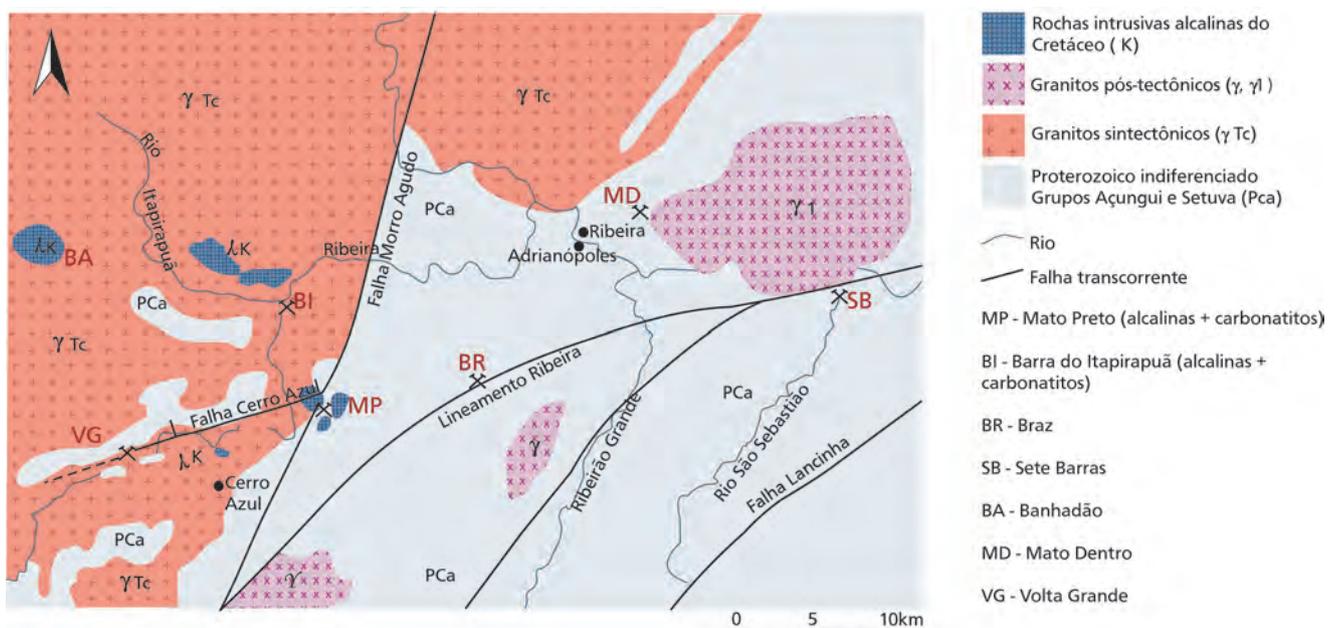


Fig. 8.15 Mapa geológico esquemático da região do Vale do Rio Ribeira (Estados do Paraná e São Paulo) mostrando a localização dos principais depósitos de fluorita da região.

teriam ocorrido, redistribuindo a mineralização para a situação na qual foi lavrada. Assim, a mineralização primária seria antiga (idades Pb-Pb variam de 1.238 Ma a 1.256 Ma), talvez tipo Mississippi Valley, remobilizada pelos granitos no Brasileiro (pouco provável porém explicaria as idades Pb-Pb). Uma outra hipótese seria mineralização em zona de cisalhamento de baixo ângulo, tipo “*detachment fault-related polymetallic deposit*”. O modelo magmático hidrotermal plutônico (granitogênico) periférico filoneano está em discordância com as idades Pb-Pb.

8.10 Depósito de chumbo, zinco e prata de Santa Maria, região de Camaquã, Rio Grande do Sul

O depósito de Pb, Zn (Ag) de Santa Maria (RS) tem reservas de 46,5 Mt de minério com 1,39% de Pb e 0,91% de Zn, que podem ser lavradas com galerias, e 18,5 Mt de minério com 1,38% de Pb, 1,36% de Zn e 12 g/t de Ag, que seria lavrado

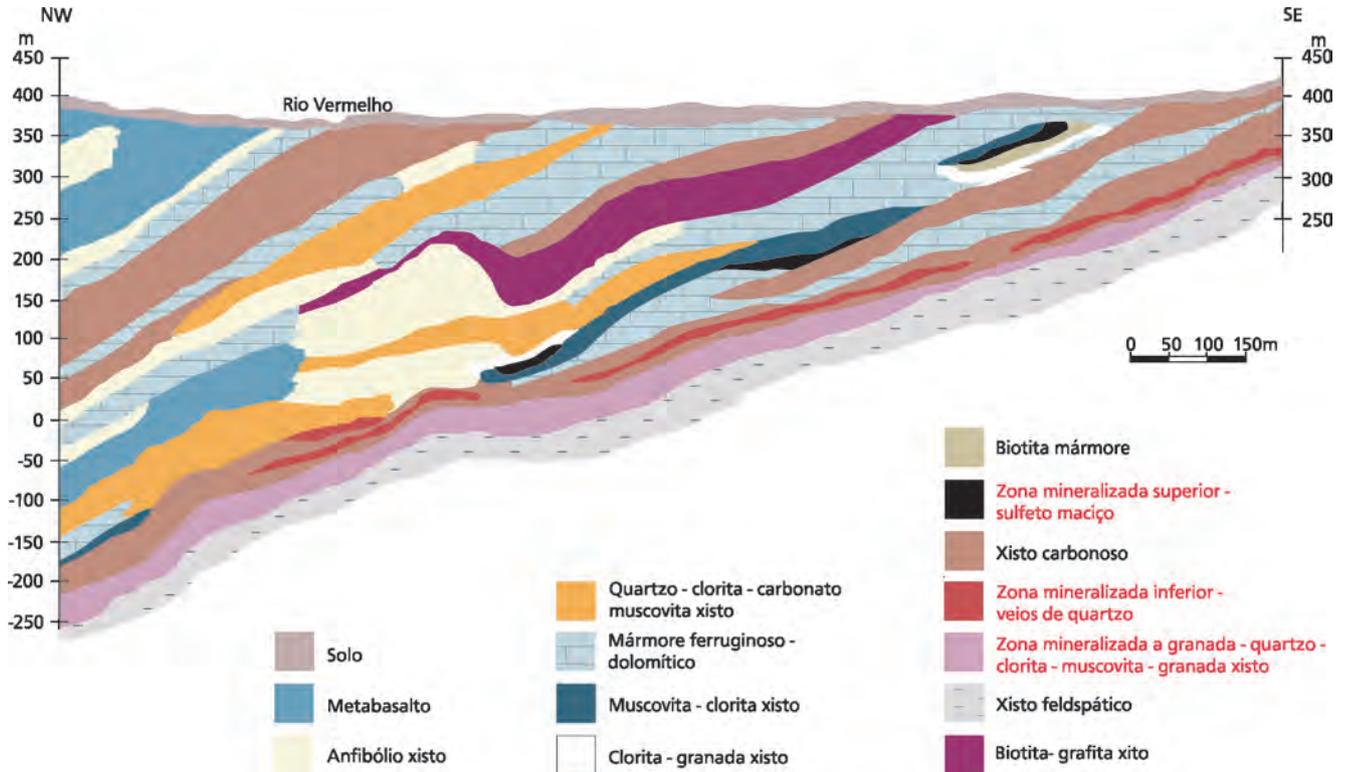


Fig. 8.24 Seção estratigráfica sobre os corpos mineralizados da mina de ouro Mina III, em Crixás, Goiás. Notar as presenças de três corpos mineralizados, o superior, o inferior e o basal (granadaxisto) (Fortes et al., 2000).

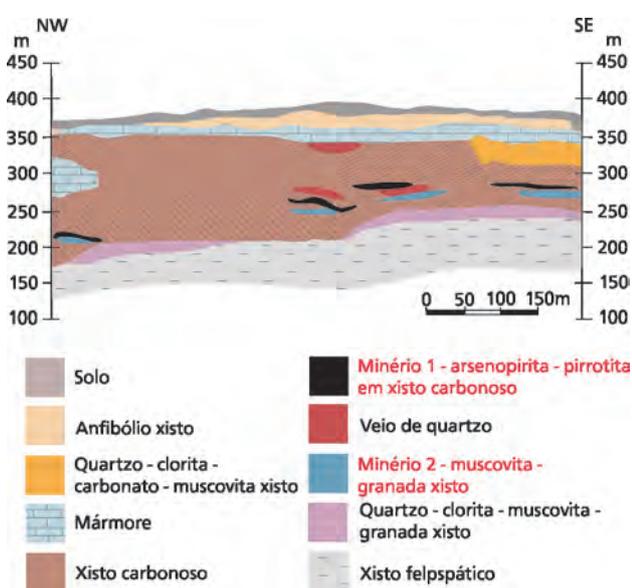


Fig. 8.25 Seção geológica sobre os corpos mineralizados da mina de ouro Mina Nova, em Crixás, Goiás (Fortes et al., 2000).

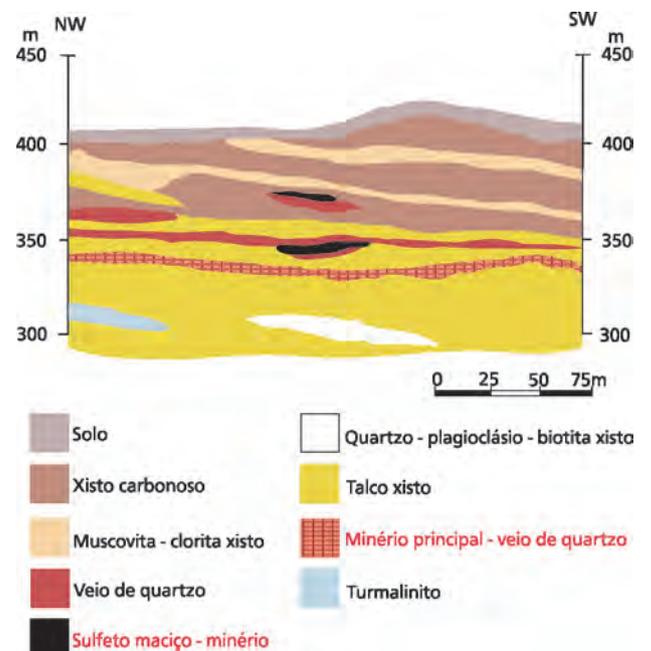


Fig. 8.26 Seção geológica sobre o corpo mineralizados da mina de ouro Mina Inglesa, em Crixás, Goiás (Fortes et al., 2000).

Com um histórico e reconhecido potencial mineral, o Brasil é detentor de riquezas que se encontram em diversos estágios de conhecimento, de acordo com o bem mineral e a região do País. É do que trata o livro *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*, de João Carlos Biondi, uma contribuição abrangente e exaustiva sobre esse importante recurso natural. De forma sistêmica, o livro aborda os processos metalogenéticos segundo os sistemas geológicos: endomagmático, hidrotermal magmático, hidatogênico, metamórfico, sedimentar e supergênico.

A segunda edição do livro, revista e ampliada, incorpora os desenvolvimentos mais recentes nas pesquisas sobre depósitos metalogenéticos, com mais de 2.000 atualizações e modificações em textos e ilustrações. O capítulo 7, sobre o sistema mineralizador supergênico, foi totalmente reorganizado e complementado com informações sobre depósitos de elementos terras raras adsorvidos em argilominerais. O capítulo 8, que trata dos depósitos minerais brasileiros, traz dados atualizados e novos itens sobre os depósitos de vanádio e titânio de Maracás (BA) e de topázio imperial de Ouro Preto (MG).

Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros é essencial para uma sólida Geologia Econômica. Destina-se aos estudantes de Geologia e Engenharia de Minas e para todos os profissionais envolvidos com a atividade de prospecção e exploração mineral.

ISBN 978-85-7975-168-4



9 788579 751684