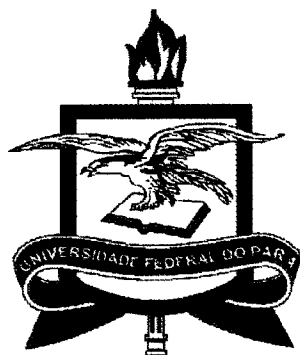




Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**ESTUDO DOS ISÓTOPOS DE Pb E Nd DO DEPÓSITO
DE Cu-Au (U-ETR) ALEMÃO, PROVÍNCIA MINERAL DE
CARAJÁS (PA)**

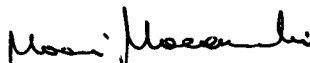
TESE APRESENTADA POR

MARCOS GIOVANNI SILVA DOS SANTOS

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação: **30 / 10 / 2002**

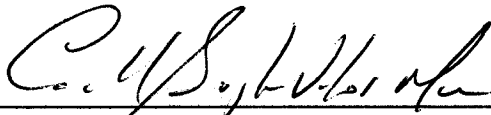
Comitê de Tese:



MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA (Orientador)



MARCEL AUGUSTE DARDENNE



CANDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA

Belém

A Deus.

Aos meus pais Ezequias e Zoneide.

A minha esposa Gilmara.

Ao meu filho Gabriel.

AGRADECIMENTOS

Desejo manifestar meus agradecimentos às seguintes instituições que tornaram possível a realização desta dissertação:

À Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) e a Rio Doce Geologia e Mineração S.A. (DOCEGEO).

À Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira (ADIMB).

Ao Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (CPGG) do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará.

Ao Grupo de Pesquisa de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da Universidade Federal do Pará.

Gostaria também de agradecer às seguintes pessoas que contribuíram sobremaneira para o desenvolvimento desta tese:

Aos Profs. Drs. Moacir José Buenano Macambira, Thomas Scheller, Cândido Augusto Veloso Moura, Jean-Michel Lafon, Robert Shamilevich Krymski, Marcondes Lima da Costa, Rômulo Simões Angélica e Roberto Vizeu Lima Pinheiro.

Aos colegas do Grupo de Pesquisa de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da Universidade Federal do Pará e CPGG Rosemary Brabo Monteiro, Roberta da Silva Florêncio, Cristiane Silva de Souza, Leidiana Braga da Silva, Geovane Nobre Lamarão, Bernardo Sá Guerreiro, Daniela Lima de Oliveira, Elma Costa Oliveira, Ariel Pablo Rolando, Valter Gama de Avelar, Sílvia Helena Arcanjo, Marco Antônio Galarza Toro e Oscar Jesus Choque Fernandez.

Aos funcionários do Centro de Geociências (CG) da Universidade Federal do Pará, em especial à Lúcia de Fátima Imbiriba de Sousa e Hélio Braga Martins.

Aos geólogos Anselmo Domingos Vianna Soares, Petronilia Carneiro Ronzê, Célio Freitas Barreira, Carlos Gilberto Mansur Marques, Armando Álvares Cordeiro, Márcia Helena D'Oliveira Nascimento, Carlos Isaías de Jesus Souza e Edison Tazava, às engenheiras metalúrgicas Vânia Andrade, Keila Gonçalves, Nilce dos Santos e aos técnicos em mineração Raimundo Carlos de Souza Siqueira, Isidoro Marco Lameira Costa e Daniele Ramos de Melo.

Aos meus pais Ezequias Brito dos Santos e Zoneide Silva dos Santos.

Finalmente, à Gilmara Maria Vieira dos Santos e Gabriel Lucarelli Vieira dos Santos, pelo apoio, compreensão e incentivo a mim dedicados ao longo de toda essa jornada.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	vi
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	3
1 – INTRODUÇÃO.....	5
1.1 - OBJETIVOS E RELEVÂNCIA.....	5
1.2 – MÉTODOS EMPREGADOS.....	7
2 - GEOLOGIA REGIONAL.....	10
3 - GEOLOGIA LOCAL.....	15
3.1 - DEPÓSITO DE CU-AU DE IGARAPÉ BAHIA.....	15
3.1.1 – Informações gerais.....	15
3.1.2 – Dados geocronológicos e de geoquímica isotópica existentes no cenário geológico local.....	17
3.2 - DEPÓSITO DE CU-AU (U-ETR) ALEMÃO.....	20
3.2.1 - Histórico da descoberta.....	20
3.2.2 – Dimensões/posicionamento e geomorfologia.....	23
3.2.2.1 - Dimensões e posicionamento.....	23
3.2.2.2 – Geomorfologia.....	23
3.2.3 – Rochas encaixantes.....	24
3.2.3.1 – Encaixantes pertencentes ao Grupo Igarapé Bahia.....	27
3.2.3.1.1 - Metavulcânicas e metavulcanoclásticas do tipo autobrecha de fluxo.....	27
3.2.3.1.2 - Formações ferríferas e metacherts laminados.....	27
3.2.3.1.3 - Metatufos de lápili.....	28
3.2.3.1.4 - Metatufos de cristal finos e laminados.....	28
3.2.3.1.5 – Metarenitos.....	28
3.2.3.1.6 - Metargilitos e metassiltitos laminados.....	30
3.2.3.1.7 – Metarritmitos.....	30
3.2.3.2 - Encaixantes pertencentes à Formação Águas Claras.....	31
3.2.3.3 - Rochas Intrusivas.....	31
3.2.4 - Geologia estrutural.....	32
3.2.4.1 - Lineamentos fotogeológicos e geofísicos.....	32
3.2.4.2 – Foliações e lineações	32
3.2.4.3 - Bandas de Cisalhamento.....	33
3.2.4.3 – Falhas.....	34
3.2.4.5 - Brechas hidráulicas.....	35
3.2.4.6 – Estilos e tramas deformacionais.....	38

3.2.4.7 - Partição da deformação.....	38
3.2.5 - Alteração hidrotermal.....	40
3.2.5.1 – Metassomatismo de Fe.....	40
3.2.5.2 – Cloritização.....	42
3.2.5.3 – Sulfetação.....	42
3.2.5.4 – Carbonatização.....	43
3.2.5.5 – Silicificação.....	43
3.2.5.6 – Biotitização.....	44
3.2.5.7 – Turmalinização.....	44
3.2.5.8 – Anfibolitização.....	44
3.2.5.9 - Outras fases hidrotermais importantes.....	44
3.2.5.10 - Assinatura hidrotermal como indicador de provável derivação do fluido.....	45
3.2.5.11 - Hidrotermalismo do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão <i>versus</i> Igarapé Bahia...	45
3.2.5.12 - Macro-eventos hidrotermais.....	48
3.2.6 - Mineralização de Cu-Au.....	51
3.2.6.1 – Tipos de minério.....	51
3.2.6.2 - Assinatura geofísica.....	52
3.2.6.3 - Assinatura geoquímica.....	56
3.2.6.3.1 - Elementos maiores e traços.....	56
3.2.6.3.2 - Elementos terras raras.....	56
3.2.6.3.3 - Isótopos de C,O e S.....	57
3.2.6.3.4 - Tipologia do depósito.....	59
4 – GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	60
4.1 - GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DAS ENCAIXANTES.....	60
4.1.1 - Metodologia Pb-Pb em zircão.....	60
4.1.1.1 – Metapiroclásticas do Grupo Igarapé Bahia.....	60
4.1.1.2 – Grande dique diorítico diferenciado.....	63
4.1.2 - Metodologia Pb-Pb em rocha total.....	63
4.1.2.1 – Metavulcânicas do Grupo Igarapé Bahia.....	67
4.1.2.2 – Metapiroclásticas do Grupo Igarapé Bahia.....	67
4.1.2.3 - Resultados integrados para metavulcânicas e metapiroclásticas do Grupo Igarapé Bahia.....	67
4.1.2.4 - Dique de diabásio.....	71
4.1.2.5 - Grande dique diorítico diferenciado.....	71
4.1.3 - Metodologia Sm-Nd em rocha total.....	74
4.1.3.1 – Metavulcânica e metapiroclástica do Grupo Igarapé Bahia combinadas.....	74
4.1.3.2 - Idades-modelo manto depletado (T_{DM}).....	74
4.2 - GEOCRONOLOGIA DO HIDROTERMALISMO ASSOCIADO À MINERALIZAÇÃO.....	76
4.2.1 - Metodologia Sm-Nd em fluorita.....	76

4.2.2 - Metodologia U-Pb em apatita.....	76
4.3 - GEOCRONOLOGIA DA MINERALIZAÇÃO DE CU-AU.....	79
4.3.1 - Metodologia Pb-Pb em ouro.....	79
4.3.1.1 - Ouro intercrescido com calcopirita.....	79
4.3.1.2 - Ouro em veio carbonático tardio.....	82
4.3.1.3 - Ouro em veio de quartzo tardio.....	82
4.3.1.4 - Ouro na ganga de matriz de metavulcânica brechada e sulfetada.....	82
4.3.1.5 - Ouro na ganga de matriz de metavulcânica brechada e sulfetada e tardio em relação à calcopirita.....	87
4.3.1.6 - Resultados integrados para o ouro em suas diversas formas de ocorrência.....	87
4.3.2 - Metodologia Pb-Pb em sulfeto.....	89
4.3.3 - Resultados Pb-Pb para ouro e sulfetos integrados.....	93
5 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS.....	95
5.1 - GEOCRONOLOGIA DAS ENCAIXANTES.....	95
5.1.1 - Metodologia Pb-Pb em zircão.....	95
5.1.2 - Metodologia Pb-Pb e Sm-Nd em rocha total.....	95
5.2 - GEOCRONOLOGIA DO HIDROTERMALISMO ASSOCIADO À MINERALIZAÇÃO.....	96
5.2.1 - Metodologia Sm-Nd em fluorita.....	96
5.2.2 - Metodologia U-Pb em apatita.....	97
5.3 - GEOCRONOLOGIA DA MINERALIZAÇÃO DE CU-AU.....	98
5.3.1 - Metodologia Pb-Pb em ouro.....	98
5.3.2 - Metodologia Pb-Pb em sulfeto.....	100
5.4 - EVOLUÇÃO CRUSTAL.....	101
6 - CONCLUSÕES.....	103
6.1 - GEOCRONOLOGIA DAS ENCAIXANTES.....	103
6.2 - GEOCRONOLOGIA DO HIDROTERMALISMO ASSOCIADO À MINERALIZAÇÃO.....	104
6.3 - GEOCRONOLOGIA DA MINERALIZAÇÃO DE CU E AU.....	104
6.4 - EVOLUÇÃO CRUSTAL.....	106
6.5 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA PARA O CENÁRIO LOCAL.....	107
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	109
ANEXO I.....	122
ANEXO II.....	123

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão. Fonte: DOCEGEO (1998).....	6
Figura 2: Mapa geológico da Província Mineral de Carajás (PA). Fonte: DOCEGEO (1998).....	11
Figura 3: Mapa geológico do depósito de Cu-Au (U-ETR) de Igarapé Bahia. Fonte: DOCEGEO (1998).....	16
Figura 4: Anomalia magnética observada no depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão. Fonte: DOCEGEO (1998).....	21
Figura 5: Seção geológica simplificada do furo BHMAG-FD01. Fonte: DOCEGEO (1998).	21
Figura 6: Mapa geológico do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão. Fonte: DOCEGEO (1998).....	25
Figura 7: Seção geológica vertical LT-150NE do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão. Fonte: DOCEGEO (inédito).....	26
Figura 8: Rocha metavulcânica (metandesito), apresentando amígdalas preenchidas por quartzo (furo ALM-FD009 - 698,45m a 698,85m). Fonte: DOCEGEO (1998).	29
Figura 9: Metatufo de lápilli com fragmentos de rocha clorítica-quartzosa orientados e cristais de quartzo envolvidos por matriz fina composta essencialmente de quartzo e clorita. Fonte: DOCEGEO (1998).....	29
Figura 10: Metarritmito com acamamento gradacional. Presença de calcopirita concordante e discordante à estratificação (furo BHMAG-FD02 -437,77m a 438,00m). Fonte: DOCEGEO (1998).....	29
Figura 11: Bandas de cisalhamento cloríticas, anastomóticas, formando típica clivagem espaçada em metavulcânica (furo ALM-FD41 - 301,15m a 301,23m). Fonte: Pinheiro (1998).....	36
Figura 12: Bandas de cisalhamento cloríticas, anastomóticas a subparalelas, deformando heterogeneamente metavulcânica com amígdalas de quartzo (furo ALM-FD41 - 175,90m a 176,10m). Fonte: Pinheiro (1998).....	36
Figura 13: Conduto hidráulico instalado em arenito da Formação Águas Claras (abertura subterrânea do Corpo Alemão), com fragmentos cimentados por quartzo e carbonato. Fonte: CVRD (<i>no prelo</i>).....	37
Figura 14: Estrutura de explosão hidráulica instalada em arenito da Formação Águas Claras (abertura subterrânea do Corpo Alemão), com fragmentos cimentados por quartzo e carbonato. Fonte: Pinheiro (2001).....	37
Figura 15: Zona de sulfeto maciço caracterizada pela alternância de níveis foliados anastomóticos (calcopirita e anfibólio) com níveis não foliados, amendoados. (furo ALM-FD09). Fonte: DOCEGEO (1998).....	39
Figura 16: Brecha hidrotermal com fragmentos de metavulcânica bastante estirados imersos em matriz foliada, anastomótica e constituída essencialmente por magnetita, anfibólio e calcopirita. Fonte: DOCEGEO (1998).....	39
Figura 17: Brecha hidrotermal mostrando graus diversos de deformação/estiramento dos fragmentos de metavulcânica, imersos em matriz foliada e constituída essencialmente por magnetita, anfibólio e calcopirita (furo ALM-FD031 - 425,30m a 426,00 m). Fonte: DOCEGEO (1998).....	39

Figura 18: Brecha com fragmentos de metavulcânica imersos em matriz muito foliada rica em magnetita, calcopirita e clorita. Notar estiramento da calcopirita nas regiões de sombra de pressão e trama orientada versus aleatória da calcopirita no fragmento A (furo ALM-FD009 - 471,40m a 471,65 m). Fonte: DOCEGEO (1998).....	41
Figura 19: Veio de calcita, com fina calcopirita (seta amarela), sendo afetado tardiamente pela deformação. Fonte: DOCEGEO (1998).....	41
Figura 20: Veios carbonáticos tardi e pós-tectônicos cortando minério magnético sulfetado (furo BHMAG-FD03). Fonte: DOCEGEO (1998).....	41
FFigura 21: Imagem de elétrons retroespalhados mostrando detalhe de cristais de monazita, uraninita e apatita inclusos em clorita na matriz de brecha hidrotermal polimítica (furo BHMAG-FD01 - 445,75m a 446,10m). Fonte: CVRD (1997)....	46
Figura 22: Imagem de elétrons retroespalhados mostrando detalhe de cristais fibrosos de bastnaesita intecrescidos com calcopirita, em brecha hidrotermal magnetítica (furo BHMAG-FD01 - 500,15m a 500,35m). Fonte: CVRD (1997).....	46
Figura 23: Imagem de elétrons retroespalhados mostrando cristais euédricos de cassiterita (1), telureto de Pb (2) e telureto de Ag (3), o último com inclusões de telureto de Ag-Nb, inclusos em calcopirita (4) – furo ALM-FD36A / 383,35m a 383,40 m. Fonte: CVRD (1998).....	47
Figura 24: Imagem de elétrons retroespalhados mostrando calcopirita (1) preenchendo vênulas e bolsões infiltrados em apatita (2). As extremidades do bolsão apresentam quartzo (3) e allanita (4), além de cassiterita (5), parisita (6) e altaíta (7) - ALM-FD009 / 762,15m a 763,00 m. Fonte: CVRD (1998).....	47
Figura 25: Hidrotermalito à magnetita e calcopirita, representante da etapa de precipitação maciça de magnetita (furo BHMAG-FD01). Fonte: DOCEGEO (1998).....	49
Figura 26: Veio de ankerita com clorita, quartzo, calcopirita e ouro nativo, representativo da etapa de venulação carbonática precoce. Este veio trunca minério magnetítico (furo ALM-FD009). Fonte: DOCEGEO (1998).....	49
Figura 27: Veio de carbonato com ouro nativo, encaixado em metavulcânica e gerado provavelmente durante a etapa de venulação carbonática precoce. Fonte: DOCEGEO (1998).....	49
Figura 28: Veio de calcita com fluorita (seta lilás) e calcopirita (seta amarela), representativo da etapa de venulação carbonática tardia e encaixado em rocha vulcânica clorítica e minério magnetítico. Fonte: DOCEGEO (1998).....	50
Figura 29: Minério clorítico com intensa turmalinização, sulfetação e ouro nativo (indicado pela seta), afetado pela etapa de precipitação maciça de clorita (furo BHMAG-FD01 - 550,70m a 550,85m). Fonte: DOCEGEO (1998).....	50
Figura 30: Contato de brecha hidrotermal à magnetita e siderita com faixa transgressiva de sulfeto (seta amarela). Notar veio de carbonato anterior à calcopirita (furo BHMAG-FD01 - 520,70m). Fonte: CVRD (1997).....	50
Figura 31: Zona de sulfeto maciço com presença de anfibólio e menor concentração de magnetita (furo ALM-FD09 – 633,72m a 633,50 m). Fonte: DOCEGEO (1998).....	53
Foto 32: Hidrotermalito à magnetita e calcopirita (furo BHMAG-FD01). Fonte: DOCEGEO (1998).....	53

Figura 33: Brecha com fragmentos de metavulcânica imersos em matriz foliada rica em magnetita e calcopirita (furo ALM-FD031). Fonte: DOCEGEO (1998).....	53
Figura 34: Brecha com fragmentos de metavulcânica imersos em matriz contendo clorita, calcopirita e bornita (furo ALM-FD001 - 540,20 m). Fonte: DOCEGEO (1998).....	54
Figura 35: Brecha com fragmentos de formação ferrífera imersos em matriz à magnetita, anfibólio e ouro livre associado à calcopirita (furo ALM-FD009). Fonte: DOCEGEO (1998).....	54
Figura 36: Ouro nativo (Au), intercrescido com calcopirita (cpy). Furo: ALM-FD15 - 434,85 m. Nicóis //. Fonte: Marchetto (1998).....	54
Figura 37: Ouro nativo (Au) livre (na ganga transparente), e localmente intercrescido com calcopirita (cpy). ALM-FD15 (434,85 m). Nicóis //. Fonte: Marchetto (1998).....	54
Figura 38: Perfil simplificado geológico-geofísico-geoquímico obtido em testemunhos de sondagem do furo ALM-FD09. Fonte: Ronzê <i>et al.</i> (2000).....	55
Figura 39: Padrão de distribuição de ETR, normalizados a condrito, nas encaixantes do furo BHMAG-FD001. * Normalização utilizando Evensen <i>et al.</i> (1978). Fonte: DOCEGEO (1998).....	58
Figura 40: Padrão de distribuição de ETR, normalizados a condrito, nas brechas do furo BHMAG-FD001. * Normalização utilizando Evensen <i>et al.</i> (1978). Fonte: DOCEGEO (1998).....	58
Figura 41: Idades obtidas pelas análises Pb-Pb dos cristais de zircão ZTF-4, ZTF-6, ZTF-7 e ZTF-16 da amostra de metapiroclástica TUF-3B lançadas em diagrama do tipo idade (Ma) x etapas de aquecimento. Observação: número inserido no quadrado (identificação do cristal), ponto preto (bloco incluído no cálculo da idade média da etapa de aquecimento), linha contínua azul (desvios de cada bloco) e linha tracejada verde (idade média calculada para cada etapa de aquecimento).....	61
Figura 42: Idades obtidas pelas análises Pb-Pb dos cristais de zircão ZTF-5, ZTF-10 e ZTF-13 da amostra de metapiroclástica TUF-3B lançadas em diagrama do tipo idade (Ma) x etapas de aquecimento. Observação: número inserido no quadrado (identificação do cristal), ponto preto (bloco incluído no cálculo da idade média da etapa de aquecimento), linha contínua azul (desvios de cada bloco) e linha tracejada verde (idade média calculada para cada etapa de aquecimento).....	61
Figura 43: Idades obtidas pelas análises Pb-Pb dos cristal de zircão ZTF-8 da amostra de metapiroclástica TUF-3B lançadas em diagrama do tipo idade (Ma) x etapas de aquecimento. Observação: número inserido no quadrado (identificação do cristal), ponto preto (bloco incluído no cálculo da idade média de aquecimento), quadrado verde (bloco excluído subjetivamente no cálculo da idade média da etapa de aquecimento), linha contínua azul (desvios de cada bloco), linha tracejada verde (idade média calculada para a etapa de aquecimento) e linha tracejada vermelha (idade média calculada entre os zircões).....	65

Figura 44: Idades obtidas pelas análises Pb-Pb dos cristais de zircão ZGD-1, ZGD-2 e ZGD-3 da amostra do grande dique diorítico diferenciado lançadas em diagrama do tipo idade (Ma) x etapas de aquecimento. Observação: número inserido no quadrado (identificação do cristal), ponto preto (bloco incluído no cálculo da idade média da etapa de aquecimento), quadrado verde (bloco excluído subjetivamente no cálculo da idade média entre os zircões), linha contínua azul (desvios de cada bloco), linha tracejada verde (idade média calculada para a etapa de aquecimento) e linha tracejada vermelha (idade média calculada entre os zircões).....	65
Figura 45: Diagrama Pb-Pb para amostras de metavulcânicas encaixantes do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade) e círculo vazado (leitura excluída no cálculo da idade).....	69
Figura 46: Diagrama Pb-Pb para amostras de metapiroclásticas encaixantes do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade) e círculo vazado (leitura excluída no cálculo da idade).....	69
Figura 47: Diagrama Pb-Pb para amostras de metapiroclásticas encaixantes do depósito de Cu-Au Alemão.....	70
Figura 48: Diagrama Pb-Pb para amostras de metavulcânicas e metapiroclásticas encaixantes do depósito de Cu-Au Alemão.....	70
Figura 49: Diagrama Pb-Pb para amostras de dique de diabásio da seção LT-150NE do depósito de Cu-Au Alemão.....	72
Figura 50: Diagrama Pb-Pb para amostras do grande dique diorítico diferenciado adjacente ao depósito de Cu-Au Alemão.....	72
Figura 51: Diagrama Pb-Pb para amostras do grande dique diorítico diferenciado adjacente ao depósito de Cu-Au Alemão.....	73
Figura 52: Diagrama Sm-Nd para amostras de metavulcânica e metapiroclástica (coletadas na abertura subterrânea) encaixantes do depósito de Cu-Au Alemão.....	73
Figura 53: Diagrama Sm-Nd para amostras de fluorita de veios carbonáticos encaixados em amostras de minério magnetítico e clorítico sulfetados do depósito de Cu-Au Alemão.....	77
Figura 54: Diagrama Sm-Nd para amostras de fluorita de veios carbonáticos encaixados em amostras de minério magnetítico e clorítico sulfetados do depósito de Cu-Au Alemão.....	77
Figura 55: Diagrama Sm-Nd para amostras de fluorita de veios carbonáticos encaixados em amostras de minério magnetítico e clorítico sulfetados do depósito de Cu-Au Alemão.....	78
Figura 56: Diagrama U-Pb com reta de discórdia definida pelos concentrados de apatita de amostras de minério magnetítico e clorítico sulfetados do depósito de Cu-Au Alemão.....	78
Figura 57: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 75-B intercrescida com calcopirita de minério magnetítico sulfetado do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade) e círculo vazado (leitura excluída no cálculo da idade).....	81
Figura 58: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 75-C intercrescida com calcopirita de minério magnetítico sulfetado do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).....	81

Figura 59: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 72-A e 72-B em veio carbonático tardio encaixado em minério magnetítico sulfetado do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade) e círculo vazado (leitura excluída no cálculo da idade).....	83
Figura 60: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 72-C em veio carbonático tardio encaixado em minério magnetítico sulfetado do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade) e círculo vazado (leitura excluída no cálculo da idade).....	83
Figura 61: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 104-A em veio de quartzo tardio encaixado em minério magnetítico sulfetado do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).....	84
Figura 62: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 104-B em veio de quartzo tardio encaixado em minério magnetítico sulfetado do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).....	84
Figura 63: Diagrama Pb-Pb para leituras das partículas de ouro 104-A e 104-B de veio de quartzo tardio encaixado em minério magnetítico sulfetado do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).....	85
Figura 64: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 9-A em matriz de brecha clorítica sulfetada do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).....	85
Figura 65: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 9-B em matriz de brecha clorítica sulfetada do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade) e círculo vazado (leitura excluída no cálculo da idade).....	86
Figura 66: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 79-A em matriz de brecha clorítica sulfetada e tardio em relação à calcopirita do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade) e círculo vazado (leitura excluída no cálculo da idade).....	86
Figura 67: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 79-B em matriz de brecha clorítica sulfetada e tardio em relação à calcopirita do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).....	88
Figura 68: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 79-C em matriz de brecha clorítica sulfetada e tardio em relação à calcopirita do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).....	88
Figura 69: Diagrama Pb-Pb para partículas de ouro do depósito de Cu-Au Alemão, assinalando os três alinhamentos de idades distintas (destacados em linha dupla contínua).....	90
Figura 70: Diagrama Pb-Pb para partículas de ouro do depósito de Cu-Au Alemão, pertencentes ao alinhamentos de inclinação intermediária. Notar a existência de dois sub-arranjos lineares paralelos, definidos por conjuntos de maior e menor valores das razões isotópicas (assinalados em linha dupla contínua).....	90

Figura 71: Diagrama Pb-Pb para partículas de ouro do alinhamento de idade intermediária do depósito de Cu-Au Alemão, destacando as partículas de leituras individuais mais desalinhadas e que definem arranjos lineares discordantes (assinalados por linha simples contínua) do arranjo geral (assinalados em linha dupla tracejada)..	91
Figura 72: Diagrama Pb-Pb para partículas de ouro do depósito de Cu-Au Alemão, pertencentes ao alinhamento de inclinação intermediária, assinalando a configuração final dos dois sub-arranjos lineares paralelos (assinalados por linha dupla contínua), definidos por conjuntos de maior razão isotópica (partículas de Au 72-B, 72-A, 79-A e 75-C) e menor valor das mesmas (partículas 75-B e 9-B).....	91
Figura 73: Diagrama Pb-Pb para leituras de partículas de ouro do alinhamento de idade intermediária do depósito de Cu-Au Alemão, destacando apenas aquelas do sub-grupo menos radiogênico. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).....	92
Figura 74: Diagrama Pb-Pb para leituras de partículas de ouro do alinhamento de idade intermediária o depósito de Cu-Au Alemão, destacando apenas aquelas do sub-grupo mais radiogênico. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).....	92
Figura 75: Diagrama Pb-Pb para amostras de sulfetos do depósito de Cu-Au Alemão, destacando apenas aquelas do sub-grupo menos radiogênico. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).....	94
Figura 76: Diagrama Pb-Pb para amostras de sulfeto (excluindo-se a amostra CPY-C) e ouro do depósito de Cu-Au Alemão (excluindo-se as partículas 9-A, 104-A e 104-B). Observação: círculo preenchido (amostra de sulfeto/leitura de partícula de Au considerada no cálculo da idade).....	94

TABELAS

Tabela 1: Macro-eventos hidrotermais reconhecidos no depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão.....	48
Tabela 2: Resultados analíticos Pb-Pb de cristais de zircão herdados do Complexo Xingu (amostra de metapiroclástica TUF-3B). Razão $207\text{Pb}/206\text{Pb}^*$ corrigida do Pb comum.....	62
Tabela 3: Resultados analíticos Pb-Pb de cristais de zircão herdados do Complexo Pium (amostra de metapiroclástica TUF-3B). Razão $207\text{Pb}/206\text{Pb}^*$ corrigida do Pb comum.....	64
Tabela 4: Resultados analíticos Pb-Pb de cristais de zircão herdados de idade 3,2 Ga (amostra de metapiroclástica TUF-3B). Razão $207\text{Pb}/206\text{Pb}^*$ corrigida do Pb comum. Bloco assinalado com (!) foi eliminado subjetivamente do cálculo da idade média.....	66
Tabela 5: Resultados analíticos Pb-Pb de cristais de zircão do grande dique diorítico diferenciado (amostras GD-1-CC e GD-1-CD). Razão $207\text{Pb}/206\text{Pb}^*$ corrigida do Pb comum. Blocos assinalados com (!) foram eliminados subjetivamente do cálculo da idade média entre os cristais.....	66
Tabela 6: Razões isotópicas de Pb de amostras de metavulcânicas encaixantes do depósito de Cu-Au Alemão.....	68

Tabela 7: Razões isotópicas de Pb de amostras de metapiroclásticas encaixantes do depósito de Cu-Au Alemão.....	68
Tabela 8: Razões isotópicas de Pb de amostras de dique de diabásio que corta zona de minério de magnetítico sulfetado na seção LT-150NE do depósito de Cu-Au Alemão.....	68
Tabela 9: Razões isotópicas de Pb de amostras do grande dique diorítico diferenciado adjacente ao depósito de Cu-Au Alemão.....	68
Tabela 10: Resultados analíticos Sm-Nd e parâmetros derivados de metavulcânica e metapiroclástica encaixantes do depósito de Cu-Au Alemão.....	75
Tabela 11: Resultados analíticos Sm-Nd de fluorita de veios carbonáticos tardios encaixados em minério sulfetado do depósito de Cu-Au Alemão.....	75
Tabela 12: Resultados analíticos U-Pb de concentrados de apatita de zona mineralizada sulfetada do depósito de Cu-Au Alemão.....	75
Tabela 13: Razões isotópicas de Pb de amostras de partículas de Au da zona mineralizada do depósito de Cu-Au Alemão.....	80
Tabela 14: Razões isotópicas Pb-Pb de amostras de sulfeto da zona mineralizada do depósito de Cu-Au Alemão (PY = pirita, CPY = calcopirita, BOR = bornita e COB = cobaltita).....	93

RESUMO

O depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão situa-se na região da mina de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA) - Brasil, englobando uma seqüência vulcanossedimentar arqueana, metamorfisada na fácies xisto verde baixo, aflorante numa área de domínio de ocorrência da Formação Águas Claras. O corpo de minério está posicionado na interface dos domínios sedimentar e vulcânico do Grupo Igarapé Bahia (Supergrupo Itacaiúnas) e encontra-se recoberto por rochas da Formação Águas Claras, a uma profundidade média de 250m. Está orientado na direção NE-SW, mergulhando subverticalmente para NW, apresentando extensão aproximada de 500m e largura de 50m a 250m. A mineralização é hospedada por brechas (hidrotermalizadas/hidrotermais), hidrotermalitos (rochas cuja trama e mineralogia originais foram completamente substituídas pelo hirotermalismo) e metavulcânicas hidrotermalizadas, classificadas em dois tipos de minério: clorítico sulfetado e magnetítico sulfetado.

O estudo isotópico a nível de rocha total das encaixantes do depósito revelou idades de 2.751 ± 81 Ma pelo método Pb-Pb em metavulcânicas e metapiroclásticas e de 2.759 ± 24 Ma pelo método Sm-Nd para metavulcânica e metapiroclástica, as quais podem ser consideradas com representativas do período de formação dessas rochas, configurando-as, portanto, como arqueanas e contemporâneas ao vulcanismo bimodal do Grupo Grão Pará. As idades em torno de 3,47 Ga (3.473 ± 84 Ma e 3.478 ± 160 Ma) obtidas para o dique de diabásio podem denotar incorporação de Pb radiogênico ou refletir uma memória do sistema Pb-Pb, possivelmente relacionada, dentro dos desvios, ao importante período de acreção e formação crustal, registrado mundialmente, inclusive na Província Mineral de Carajás, em torno de 3,7 Ga atrás. Os dados obtidos pelo método Pb-Pb em zircão em metapiroclásticas do Grupo Igarapé Bahia revelaram a presença de cristais de zircão herdados, possivelmente provenientes do protólito do Complexo Pium (com idades entre 2,97 Ga e 3,07 Ga) e Complexo Xingu (com idades em torno de 2,87 Ga). Foi obtida também uma idade de 3.208 ± 10 Ma, ainda não registrada nas litologias de Carajás, muito embora idades similares já tenham sido determinadas em cristais de zircão herdados em granitos paleoproterozóicos e detriticos da região de Rio Maria, sul de Carajás. A idade Pb-Pb em zircão de 2.308 ± 10 Ma obtida para o grande dique diorítico diferenciado pode ser considerada, a princípio, como a idade de cristalização desse corpo intrusivo, cuja colocação deve estar possivelmente associada à reativações tectônicas regionais relacionadas Sistema Transcorrente Carajás-Cinzento. Com base nessas informações, pode-se afirmar que o

vulcanismo do Grupo Igarapé Bahia desenvolveu-se sobre um embasamento formado por rochas contemporâneas às do Complexo Xingu, do protólito do Complexo Pium e litotipo de idade 3,2 Ga (ainda desconhecido), conforme apontam os dados geocronológicos disponíveis para a região, os quais assinalam as épocas de 3,03 a 2,86 Ga e 2,76 a 2,74 Ga atrás, como períodos bem definidos de formação de crosta e de expressivo vulcanismo na porção norte da Província Mineral de Carajás. As idades-modelo do tipo manto empobrecido (T_{DM}) em estágio duplo (2,96 Ga) obtidas para as encaixantes do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão são similares às aquelas reportadas para as rochas do embasamento e granitóides da Província Mineral de Carajás. Os valores de $\epsilon Nd(t)$ calculados para essas rochas (-0,96), revelam pequena participação de material da crosta continental mais velha no magma inicial, sendo compatíveis tanto com um ambiente de rifte continental, quanto de arco magmático em margem continental.

Análises de isótopos de Pb em partículas de Au acusaram o registro de três grupos de idades distintas. As idades entre 3.455 ± 50 Ma e 3.542 ± 62 Ma podem ser decorrentes da assimilação de Pb radiogênico de um substrato mais antigo não aflorante ou herança do material parental. As idades Pb-Pb em partículas de Au situadas entre 2,55 Ga e 2,59 Ga definem alinhamentos de idades 2.568 ± 35 Ma e 2.570 ± 55 Ma, as quais, a despeito dos altos desvios, devem assinalar época da deposição da mineralização. Nesse grupo merece destaque a idade 2.575 ± 86 Ma, obtida em partícula de Au intercrescida com calcopirita em magnetitito sulfetado, bastante próxima da idade Sm-Nd obtida em fluorita de veios carbonáticos tardios (2.580 ± 79 Ma). A idade Pb-Pb em partícula de Au de 2.204 ± 17 Ma deve ser decorrente da abertura do sistema causada por difusão e/ou evento geológico posterior. Os dados obtidos pelo método Pb-Pb em sulfeto da zona mineralizada revelaram a idade de 2.521 ± 56 Ma, considerada como indicativa da época de formação do depósito, uma vez que a mesma, superpõe-se parcialmente, dentro do desvio associado, às idades Pb-Pb em torno de 2,57 Ga obtidas em Au. A idade obtida em amostras de sulfeto e Au de 2.539 ± 26 Ma pelo mesmo método também deve salientar a época do episódio hidrotermal responsável pela mineralização cupro-aurífera. Essas informações assinalam o caráter epigenético da mineralização, embora continue ainda em aberto o papel de subordinada mineralização superimposta, que poderia representar tanto uma fase tardia do processo mineralizante principal, quanto um evento hidrotermal posterior de idade ainda desconhecida, promovendo nova mineralização e/ou remobilizando e redepositando a já existente.

ABSTRACT

The Alemão Cu-Au (U-REE) Deposit is located in the Igarapé Bahia mine area, within the Carajás Mineral Province (PA) – Brazil, being hosted by a low grade, Archean metavolcano-sedimentary sequence that outcrops as a small structural window within the surrounding Águas Claras Formation. The ore body is placed along the contact between the volcanic and sedimentary domains of the Igarapé Bahia Group (Itacaiúnas Supergroup) and, in average, 250m below the surface. It is 500m in length, 50 to 250m wide, dips near vertically toward NW. The mineralisation is hosted by breccias (hydrothermal/ hydrothermalised), hydrothermalites (rocks whose original fabric and mineralogy were completely replaced by the hydrothermalism) and hydrothermalised metavolcanics, being classified in two types of ore: the chlorite-sulphide-breccia ore and the magnetite-sulphide-breccia ore.

The Pb-Pb data on whole rock from the host rocks of the deposit revealed the following ages of $2,751 \pm 81$ Ma in metavolcanics and metapyroclastics and $2,759 \pm 24$ Ma in metavolcanic and metapyroclastic, which can be considered as representative of the formation period of these rocks, configuring them, as Archean and contemporaneous to the bimodal volcanism of the Grão Pará Group. The ages around 3.47 Ga ($3,473 \pm 84$ Ma and $3,478 \pm 160$ Ma) derived from a diabase dike may represent a gain of radiogenic Pb from the wall rocks or a Pb-Pb system memory, possibly related, within the deviation, to the important period of accretion and crustal formation, world wide registered, within Carajás Mineral Province inclusive, around 3.7 Ga ago. The isotopic Pb-Pb data acquired in zircon of metapyroclastic rocks of the Igarapé Bahia Group revealed the presence of inherited crystals of zircon, possibly from the Pium Complex (with ages between 2.97 Ga and 3.07 Ga) and Xingu Complex (with ages around 2.87 Ga). An age of $3,223 \pm 10$ Ma was also obtained, still not registered in the Carajás lithologies, even though similar ages were already reported in inherited crystals of zircon from the Rio Maria Region, southern of Carajás Mineral Province. The $2,308 \pm 10$ Ma Pb-Pb zircon age obtained for the differentiated dioritic great dike, can be, initially, considered as the crystallisation age of this intrusive body, which emplacement may be possibly associated to regional tectonic reactivations related to the Carajás-Cinzento Strike-slip System. Considering those information, it can be affirmed that the volcanic activity of the Igarapé Bahia Group have developed on a basement formed by lithologies contemporaneous to the ones of Xingu Complex, Pium Complex protolith

and 3.2 Ga unknown protolith, as testified by the geochronological data available for the region, which point out the 3.03 to 2.86 Ga and 2.76 to 2.74 Ga ago, as well defined periods of accretion and crustal formation and expressive volcanic activity in the northern of Carajás Mineral Province. The two-stage depleted mantle model-ages (T_{DM}) obtained for the host rocks of the Alemão Cu-Au (U-REE) Deposit (2.96 Ga) are similar to the ones reported for the basement rocks and granitoids from the Carajás Mineral Province. The $\epsilon Nd(t)$ calculated for these rocks (-0.96) reveals the small participation of an older continental crust material in the initial magma, being compatible with a continental rift environment as well as a magmatic arc near continental margins.

Pb isotopic gold analysis accused three groups of distinct ages. The ages between $3,455 \pm 50$ Ma and $3,542 \pm 62$ Ma can be explained by the radiogenic Pb assimilation from older basement rocks not outcropping or a heritage from the parental material. The ages between $2,555 \pm 270$ Ma and $2,595 \pm 200$ Ma, which define trends of $2,568 \pm 35$ Ma and $2,570 \pm 55$ Ma ages, despite the high deviations, also mark the time of the mineralisation deposition. In this group deserves prominence the $2,575 \pm 86$ Ma age, obtained in gold particle intergrown with chalcopyrite in sulphided magnetitic hydrothermalite, close to the Sm-Nd age obtained in fluorite samples collected from late carbonate veins ($2,580 \pm 79$ Ma). The $2,204 \pm 17$ Ma age may be current of system opening caused by diffusion and/or posterior geological event. The Pb-Pb data obtained from sulphides from the mineralised zone revealed an age of $2,521 \pm 56$ Ma, considered as indicative of the formation time of the deposit, once it fits, within the deviations, the 2.57 Ga ages derived from gold using the Pb-Pb system. The $2,539 \pm 26$ Ma Pb-Pb age obtained with sulphide and gold samples also point out the time of the hydrothermalism responsible for the copper-gold mineralisation. This information marks the epigenetic character of the mineralisation, although the role of subordinate overprinted mineralisation continue unknown, which could represent either a late stage of the main mineralising process, or a posterior hydrothermal event of unknown age, promoting new mineralisation and/or remobilisation-redeposition the pre-existent one.

1 - INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Carajás (PMC), além de sua incontestável importância econômica, também representa, em termos geológicos, a região melhor conhecida da Amazônia. Essa condição deve-se, sem sombra de dúvida, à atuação efetiva de diversas instituições de pesquisa, exploração e mineração (nacionais e internacionais) na região.

Entretanto, ainda existem diversas questões, de natureza estratigráfica, tectônica, geocronológica, petrológica e metalogenética, que permanecem em aberto e que precisam ser mais estudadas, como por exemplo, a idade, origem e evolução dos depósitos de Cu-Au da região, o papel das intrusões graníticas arqueanas e paleoproterozóicas na formação e remobilização das mineralizações e a influência dos eventos tectono-termiais nos mesmos.

O depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão situa-se ao lado da mina de ouro de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, município de Parauapebas (PA), distando, em linha reta, aproximadamente 45 km a oeste da mina de ferro N4E e 165 km a sudoeste da cidade de Marabá (Figura 1). Os recursos totais estimados com base em krigagem ordinária para o referido depósito são da ordem de 170 milhões de toneladas a 1,5% de Cu e 0,8 ppm de Au.

O acesso à área é feito através de estrada rodoviária, num total de 92 km, sendo 36 km pavimentados a partir do Núcleo Urbano de Carajás. Este Núcleo está ligado à cidade de Parauapebas (23 km) e à Marabá (203 km), principal centro urbano regional, através de estrada pavimentada (PA-275).

O depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão foi descoberto em 1996 pela DOCEGEO e, apesar de representar, atualmente, uma importante jazida mineral da região, encontra-se inserido num contexto geológico ainda carente de estudos de geocronologia e geoquímica isotópica.

1.1 - OBJETIVOS E RELEVÂNCIA

Os objetivos gerais correspondem à definição de idades das encaixantes e de intrusivas (diques) que cortam tanto as rochas hospedeiras da mineralização, quanto às rochas encaixantes do depósito; de determinadas fases minerais hidrotermais relacionadas ao processo mineralizante; da mineralização cupro-aurífera; assim como a determinação e discussão da natureza, origem e evolução das encaixantes e da mineralização.

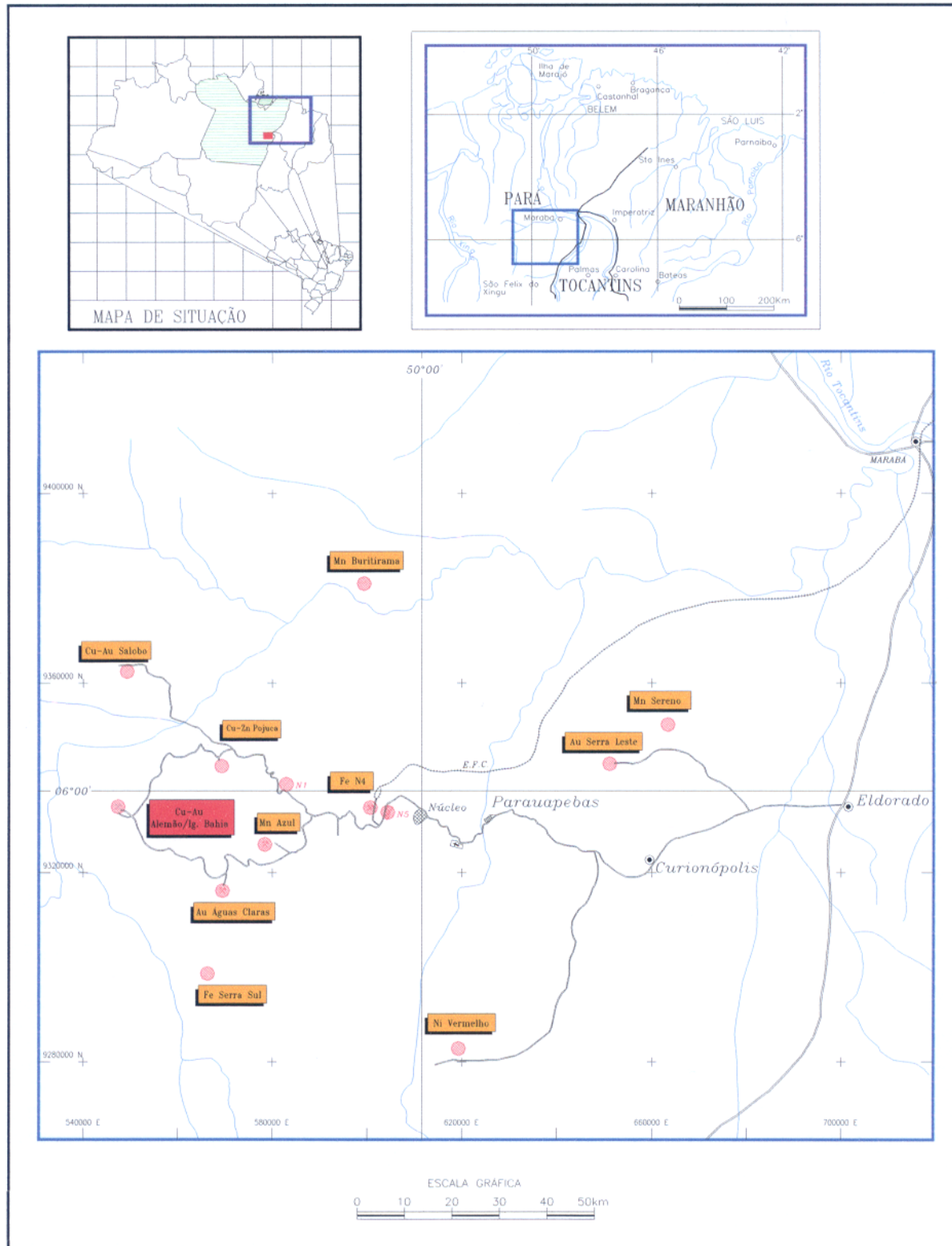


Figura 1: Mapa de localização do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão. Fonte: DOCEGEO (1998).

Em termos específicos, esses objetivos gerais foram conduzidos através de:

- Estudo geocronológico e isotópico das encaixantes do depósito (Pb-Pb em zircão e em rocha total / Sm-Nd em rocha total).
- Estudo geocronológico das intrusivas máficas que cortam tanto as rochas hospedeiras da mineralização, quanto as rochas encaixantes do depósito (Pb-Pb em zircão e em rocha total), caracterizando eventuais remobilizações e sua importância para o depósito.
- Estudo dos isótopos de Pb da mineralização do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão, visando a definição da idade da mineralização e sua composição isotópica (Pb-Pb em sulfeto e ouro).
- Estudo geocronológico pelos métodos Sm-Nd e U-Pb de determinadas fases minerais hidrotermais pertencentes ao hidrotermalismo relacionado à mineralização (Sm-Nd em fluorita e U-Pb em apatita).

A relevância desses estudos não reside apenas no caráter inédito dessas informações para o depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão e na contribuição das mesmas para uma melhor compreensão acerca da geologia e metalogênese do referido depósito, mas também na agregação de valor que essas informações trazem ao estudo das mineralizações de Cu-Au presentes na Província Mineral de Carajás, configurando-se num esforço a mais na busca de um maior conhecimento da região, especialmente no que se refere às linhas de pesquisa da geocronologia, geoquímica isotópica e metalogênese.

1.2 – MÉTODOS EMPREGADOS

A pesquisa bibliográfica de trabalhos sobre a região e envolvendo temas afins e necessários para a realização dos estudos propostos, estenderam-se até o final dos trabalhos relacionados à dissertação.

A coleta de amostras para estudos isotópicos (testemunhos de sondagem rotativa diamantada e amostras de rocha da abertura subterrânea do Projeto Alemão) realizou-se em etapas de campo, coincidentes com os períodos de campo do mestrando na área de atuação do projeto de pesquisa mencionado anteriormente. A relação das amostras coletadas é mostrada no Anexo I.

A caracterização preliminar das amostras deu-se no campo e teve caráter mesoscópico. A observação petrográfica, em seção delgada e polida, teve como objetivo levantar possíveis feições não observáveis a olho nu ou com lupa de mão e foi realizada no laboratório de petrografia da Universidade Federal do Pará (UFPA). A preparação das amostras (redução da granulação, separação de fases minerais específicas, entre outros) e os procedimentos analíticos (abertura química, separação e purificação dos elementos e posterior análise no espectrômetro de massa) realizaram-se no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da UFPA. As análises isotópicas foram realizadas em espectrômetros de massa do Pará-Iso (Finnigan MAT 262 e VG Isomass 54E).

No que se refere às técnicas analíticas, foi aplicado o método Pb-Pb em fases minerais específicas (zircão, ouro nativo e sulfetos) e rocha total, U-Pb em mineral (apatita) e Sm-Nd em rocha total e em mineral específico (fluorita).

O método Pb-Pb em rocha total e mineral e de evaporação de Pb de monocristal de zircão (Pb-Pb em zircão) são rotineiros no Pará-Iso e encontram-se amplamente divulgadas em trabalhos de pesquisa diversos. O primeiro foi adaptado às condições do Pará-Iso por Rodrigues (1992) e desenvolvido a partir de Manhès (1982), envolvendo a digestão ácida da amostra, seguida da separação cromatográfica do Pb, que é, então, analisado isotopicamente no espectrômetro de massa a termo-ionização VG Isomass 54E. O segundo encontra-se em rotina desde no Pará-Iso desde 1996 e trata-se de um método de análise de monocristais de zircão sem prévio tratamento químico, introduzido por Kober (1986 e 1987), que mede a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões, em filamento duplo de Re, usando o espectrômetro de massa a termo-ionização Finnigan MAT 262.

O método U-Pb em apatita foi pela primeira vez utilizado no Pará-Iso, tendo sido adaptado às condições do Pará-Iso por Krymsky (2001) e desenvolvido a partir de Krogh (1973 e 1982), considerando-se as mudanças introduzidas por Cherniak *et al.* (1991), Corfu & Stone (1998) e Chamberlain & Bowring (2000). Ele envolve a separação física da apatita para obtenção de um concentrado, pesagem, lavagem (com metanol ou acetona, solução de Na-EDTA e água), digestão ácida (com HNO_3 e HCl), adição de traçador, separação do Pb e do U em colunas, deposição em filamentos de Re e análise isotópica em espectrômetro de massa a termo-ionização Finnigan MAT 262.

O método Pb-Pb em ouro nativo também foi recentemente aplicado no Pará-Iso. Ele difere daquele descrito por Pettke & Frei (1996), por não implicar na digestão química da amostra, sendo descrito em detalhe em Krymsky (*no prelo*). Ele envolve a separação física do ouro nativo, sua lavagem com HF (10N), H₂O, HCl (2N), H₂O, HNO₃ (14N) e H₂O, deposição em monofilamento de Re com 2 a 5 µl de uma mistura de sílica gel e H₃PO₄, para posterior análise isotópica no espectrômetro de massa a termo-ionização Finnigan MAT 262.

O método Sm-Nd em rocha total envolve a pulverização e quarteamento da amostra, retirada de alíquota para pesagem, adição de traçador, sua abertura química por ataque ácido (com HF e HNO₃), separação em coluna dos elementos terras-raras (com HCl e HNO₃), separação em coluna do Sm e do Nd (com HNO₃-metanol), deposição em filamento de Re do Sm e do Nd e análise isotópica em espectrômetro de massa a termo-ionização Finnigan MAT 262. Esse procedimento experimental é aquele descrito por Kelley (1980) e Hayward (1983), e implantado no Pará-Iso conforme mencionado em Oliveira & Moura (1995).

O método Sm-Nd em fluorita foi pela primeira vez utilizado no Pará-Iso, adaptando-se o procedimento descrito por Oliveira & Moura (1995) apenas no que se refere à etapa de abertura química das amostras. Ele abrange a separação do mineral para obtenção de um concentrado, sua pulverização, pesagem, adição de traçador, sua abertura química por ataque ácido (com HClO₄), separação em coluna dos elementos terras-raras (com HCl e HNO₃), separação em coluna do Sm e do Nd (com HNO₃-metanol), deposição em filamento de Re do Sm e do Nd e análise isotópica em espectrômetro de massa a termo-ionização Finnigan MAT 262.

O cálculo das regressões e das idades foi feito segundo York (1969) e Ludwig (1980) com base nos programas Isoplot (v. 2.70) e PbDat (v. 154) de Ludwig (1993) e do próprio Pará-Iso.

As composições isotópicas do Pb foram corrigidas do efeito de discriminação de massa utilizando-se o fator $0,12 \pm 0,03\%$ por u.m.a. As razões isotópicas e as idades foram calculadas com o desvio padrão de 1σ e 2σ , respectivamente.

Realizados os procedimentos analíticos e obtidos os resultados dos mesmos, estes foram tratados e interpretados de acordo com as particularidades e limitações inerentes a cada um dos sistemas isotópicos envolvidos.

Em seguida, realizou-se uma análise crítica das conclusões obtidas a partir desses dados, confrontando-os com as informações já existentes para o depósito de Igarapé Bahia e buscando-se entender seu significado e implicações para os cenários geológico local e regional.

2 - GEOLOGIA REGIONAL

A Província Mineral de Carajás, localizada na porção oriental do Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981), configura-se numa importante província metalogenética com depósitos de Fe, Au, Cu, Mn e Ni, entre outros, e abrange uma das seqüências litológicas mais antigas do cráton.

A mesma individualizou-se e tornou-se estável no final do Arqueano (Macambira & Lafon, 1995), tendo sido afetada, de uma forma mais expressiva, no Paleoproterozóico por uma tectônica distensiva, relacionada à colocação de plútons graníticos e diques máficos e félsicos.

A província em questão (Figura 2) pode ser compartimentada em dois setores, o setentrional, na região do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, e o meridional, na região dos terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria (Costa *et al.*, 1995).

O Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas abrange rochas de alto grau metamórfico do Complexo Pium, gnaisses do Complexo Xingu, seqüências de supracrustais do Supergrupo Itacaiúnas, como as do Grupo Grão Pará, granitóides da Suíte Plaquê e complexos máfico-ultramáficos, como por exemplo o Luanga (Araújo *et al.*, 1988).

O Complexo Pium compreende rochas granulíticas da crosta inferior alçadas tectonicamente, ao longo de zonas de cisalhamento, apresentando para os protólitos idades em torno de 3,00 e 3,05 Ga (Rodrigues *et al.*, 1992 e Pidgeon *et al.*, 2000).

O Complexo Xingu compreende rochas gnássicas e migmatitos, de composição tonalítica, trondhjemitica e granodiorítica e interpretadas como resultantes do retrabalhamento metamórfico de granitóides arqueanos. As idades obtidas para os protólitos ficam em torno de 2,86 Ga (Machado *et al.*, 1991).

O Supergrupo Itacaiúnas engloba as seqüências de supracrustais representantes do preenchimento vulcanossedimentar da bacia de Carajás, a qual instalou-se sobre o embasamento arqueano mais antigo. Essas supracrustais foram afetadas em diferentes graus metamórficos (xisto verde a anfibolito) e deformacionais, tendo sido divididas por DOCEGEO (1988) nos Grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia, Buritirama e Grão-Pará. O magmatismo representado por essas rochas tem revelado idades em torno de 2,76 Ga (Wirth *et al.* 1986; Machado *et al.*, 1991; Macambira *et al.*, 1996 e Trendall *et al.*, 1998).

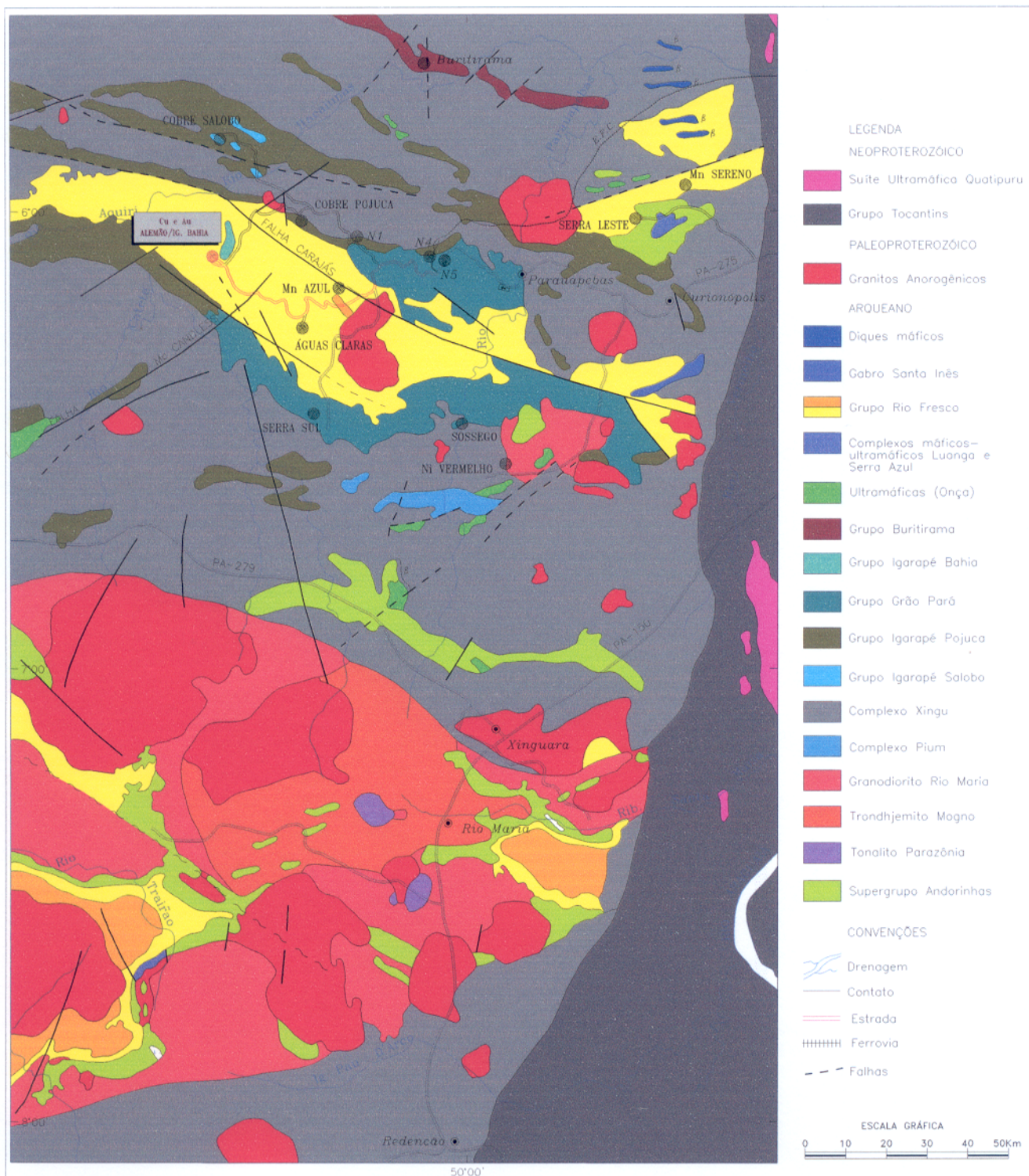


Figura 2: Mapa geológico da Província Mineral de Carajás (PA). Fonte: DOCEGEO (1998).

Gibbs *et al.* (1986), com base em evidências isotópicas e químicas propõem um ambiente de rifte continental, com magmatismo do tipo basáltico toleítico para as seqüências máficas do Grupo Grão Pará.

Lindenmayer & Laux (1994), comparando o comportamento geoquímico das rochas da Formação Parauapebas (Grupo Grão Pará) e do Grupo Salobo, afirmam que ambos representam eventos contemporâneos e de características continentais presentes na Bacia de Carajás, diferindo apenas no grau metamórfico, mais elevado (fácies anfibolito) nas rochas do grupo Salobo. Ambos seriam formados por basaltos toleíticos continentais enriquecidos em *LILE*, à semelhança dos basaltos continentais fanerozóicos das bacias do Paraná e Karroo, tal como admitidos anteriormente por Gibbs *et al.* (1986), para as metavulcânicas do Grupo Grão Pará.

Olszewski *et al.* (1989) consideraram que o comportamento bimodal das vulcânicas do Grupo Grão Pará e os dados isotópicos de Nd e Sr disponíveis forneciam evidências à assimilação de material continental por basaltos derivados do manto em um ambiente de rifte continental.

Dardenne *et al.* (1988) e Meireles & Dardenne (1991) interpretaram o vulcanismo basáltico a basáltico andesítico do Grupo Grão Pará como tendo afinidades shoshoníticas, formado em ambiente de arco magmático, vinculado a um complexo de subducção, tendo ascendido até a superfície através de um sistema de rifte, formado em crosta continental e ligado a uma orogênese vizinha.

Teixeira (1994) reforça a afinidade shoshonítica para estas rochas, baseado em análises químicas de elementos maiores e traços de basaltos e dioritos pertencentes ao Grupo Grão Pará, como inicialmente sugerido por Dardenne *et al.* (1987).

Ferreira Filho (1985), Ferreira Filho & Danni (1985) e Dardenne *et al.* (1988), analisando a geoquímica das vulcânicas máficas do Grupo Igarapé Bahia, classificam essas rochas como basaltos andesíticos e andesitos basálticos, sub-alcálinos, com um padrão semelhante ao observado nos arcos vulcânicos cálcico-alcálico modernos, contrapondo-se ao proposto por Lindenmayer (1990) e Lindenmayer *et al.*, (1995), que classificam o vulcanismo máfico como toleítico e continental em ambiente intraplacas.

Os granitóides da Suíte Plaqué correspondem a vários corpos graníticos arqueanos lenticulares e deformados, interpretados como produto de fusão crustal, com idade de 2,73 Ga (Machado *et al.*, 1991).

O terreno granito-*greenstone* de Rio Maria é constituído de seqüências de *greenstone* do Supergrupo Andorinhas, rochas máfica-ultramáficas do Complexo Serra Azul, granitóides e granitos arqueanos e intrusões graníticas paleoproterozóicas. É importante frisar que as rochas mais antigas da Província Mineral de Carajás são encontradas na região de Rio Maria (Macambira & Lafon, 1995).

O Supergrupo Andorinhas corresponde a uma seqüência *greenstone* constituída por ultramáficas e metavulcânicas máficas, intercaladas com formações ferríferas na base (Grupo Babaçu) e rochas metassedimentares clástico-químicas no topo (Grupo Lagoa Seca). Datações U-Pb em zircão para o Grupo Lagoa Seca revelaram idades de 2,90 e 2,97 Ga (Pimentel & Machado, 1994 e Barbosa *et al.*, 1995).

O Complexo Serra Azul corresponde a rochas de composição máfica-ultramáfica, arqueanas e intrusivas em rochas da seqüência *greenstone* e expostas na região de Rio Maria, de idade 2,97 Ga (Pimentel & Machado, 1994).

Os granitóides arqueanos de associação TTG correspondem a corpos intrusivos com idades em torno de 2,87 Ga (Pimentel & Machado, 1994 e Macambira & Lancelot, 1996), incluindo, entre outros, o Granodiorito Rio Maria, Trondhjemitito Mogno e Tonalito Parazônia.

Os granitos arqueanos incluem o Complexo Granítico Estrela (2,76 Ga em Barros *et al.*, 2001) e Granitos Planalto (2,75 Ga em Huhn *et al.*, 1999), Serra do Rabo (2,74 Ga em Sardinha *et al.*, 2001), Old Salobo (2,57 Ga em Lindenmayer 1990 e Machado *et al.*, 1991) e Itacaiúnas deformado (2,57 Ga em Souza *et al.*, 1995). Os granitos paleoproterozóicos correspondem a corpos anorogênicos, com idades em torno de 1,89 Ga (Wirth *et al.*, 1986 e Machado *et al.*, 1991), incluindo, dentre outros, os Granitos Redenção, Bannach, Musa, Jamon, Seringa, Velho Guilherme, Central de Carajás, Cigano, Pojuca e Breves.

Dall'Agnol *et al.* (1994 e 1996) individualizam três grupos distintos de granitóides arqueanos e um paleoproterozóico. Os tonalitos, trondhjemitos e rochas associadas apresentam características das séries trondhjemiticas arqueanas e seguem os *trends* da série tonalito-trondhjemitica no diagrama QAP, com enriquecimento em Na₂O e empobrecimento em K₂O. O Granodiorito Rio Maria e rochas similares seguiriam o *trend* das séries cálcico-alcalinas arqueanas com moderado K₂O. Os leucomonzogranitos representam granitóides cálcico-alcalinos altamente fracionados e com alto K₂O. Os granitos paleoproterozóicos apresentam composições monzograníticas a sienograníticas, caráter subalcalino a alcalino, sendo similares aos do tipo A.

Esta província foi também afetada por sucessivos eventos magmáticos máficos, representados por diques, sills e outras intrusões básicas (Gabro Santa Inês) de idades distintas (do Arqueano ao Neoproterozóico).

O Cinturão Araguaia representa o limite oeste da Província Mineral de Carajás e compreende rochas do Grupo Tocantins, as quase foram deformadas por empurrões oblíquos dúcteis e por zonas de cisalhamento NNW-SSE (Hasui & Costa, 1990).

Segundo Pinheiro (1997), a evolução tectônica da região está associada a vários episódios de reativações do tipo *strike-slip*, com cinemática deformacional mudando de dextral a sinistral transtensional para transpressional. A Bacia de Carajás seria ampla, intracratônica e pretérita ao evento de transtensão dextral responsável pelo “aprisionamento” de parte dessas rochas na estrutura sigmoidal de Carajás, tendo sido posteriormente reativada por transpressão sinistral. Um episódio tardio de extensão regional, ou de transtensão pode, provavelmente, ter sido responsável por muitas das feições extensionais observadas na região.

A maioria dos depósitos minerais descobertos na Província Mineral de Carajás localiza-se na porção norte da mesma, encontrando-se estratigraficamente e tectonicamente associada à seqüência metavulcanossedimentar arqueana do Supergrupo Itacaiúnas. Estratigraficamente, na porção inferior, representada por rochas vulcânicas bimodais, ocorrem os depósitos de Cu-Au (Salobo) e Cu-Zn (Pojuca) associados; na porção intermediária, constituída por metapiroclásticas intermediárias a ácidas e formações ferríferas, ocorrem os depósitos de Fe e, finalmente, na porção superior, composta por rochas metavulcânicas e metassedimentares, ocorrem os depósitos de Mn (Azul), Au-platinóides (Serra Pelada / Serra Leste) e Cu-Au (Igarapé Bahia / Alemão).

Trabalhos recentes nesta província sugerem que as ocorrências de cobre e ouro da mesma constituem uma classe distinta de depósitos minerais, geoquimicamente relacionados a sistemas magmático-hidrotermais, caracterizados por uma assinatura Fe-Cu-Au-U-ETR, pelo baixo conteúdo de Ti (Hunh, 1996; Hunh & Nascimento 1997; Barreira *et al.*, 1999; Soares *et al.*, 1999; Tazava, 1999) e relação a eventos tectônicos extensionais (Pinheiro, 1997). Nesta classe de depósitos de categoria mundial, o principal representante é o Depósito de Olympic Dam na Austrália, com sua clássica associação geoquímica Fe-Cu-Au-U-ETR em brechas hidrotermais heterolíticas ricas em Fe, como mencionado acima.

3 - GEOLOGIA LOCAL

Face à proximidade geográfica e similaridades geológicas do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão em relação ao depósito de Igarapé Bahia, torna-se necessário abordar, de forma breve, o último depósito, visando uma melhor compreensão da geologia local como um todo.

3.1 - DEPÓSITO DE CU-AU DE IGARAPÉ BAHIA

3.1.1 – Informações gerais

A seqüência vulcanossedimentar do Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO 1988) compreende vulcânicas bimodais, piroclásticas intermediárias a félsicas, rochas sedimentares clásticas e químicas (incluindo formações ferríferas e rochas carbonáticas), de diferentes graus metamórficos, o qual foi dividido por DOCEGEO (1988) nos Grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia e Buritirama.

A região de Igarapé Bahia (Figura 3) situa-se no setor setentrional da Província Mineral de Carajás e engloba uma seqüência vulcanossedimentar arqueana, metamorfisada na fácies xisto verde baixo, hospedeira de uma mineralização polimetálica a Cu-Au-Ag-Mo (DOCEGEO 1988) e aflorante dentro de uma área de domínio da Formação Águas Claras.

Essa seqüência de rochas foi agrupada por DOCEGEO (1988) no Grupo Igarapé Bahia (unidade superior do Supergrupo Itacaiúnas) e subdividida em duas unidades: Formação Grota do Vizinho e Formação Sumidouro. A Formação Sumidouro é constituída por rochas de natureza clástica, representadas por rochas metassedimentares clásticas com intercalações de metavulcânicas máficas (DOCEGEO 1988). A Formação Grota do Vizinho corresponde à unidade hospedeira da mineralização polimetálica de Cu-Au-Ag-Mo (DOCEGEO 1988), sendo constituídas por rochas metavulcânicas máfico, metapiroclásticas e metassedimentares clástico-químicas. Posteriormente, DOCEGEO (1998) subdivide as rochas desse grupo em dois domínios principais: um sedimentar (superior) e outro vulcânico (inferior). O primeiro mostra predomínio de rochas vulcanoclásticas e rochas metassedimentares clásticas (metarritmitos, metassiltitos e metagrauvacas), químicas (cherts e formações ferríferas bandadas e oolíticas) e, subordinadamente, vulcânicas. O domínio inferior consiste de metavulcânicas máfico-intermediárias intercaladas com subordinadas formações ferríferas e vulcanoclásticas.

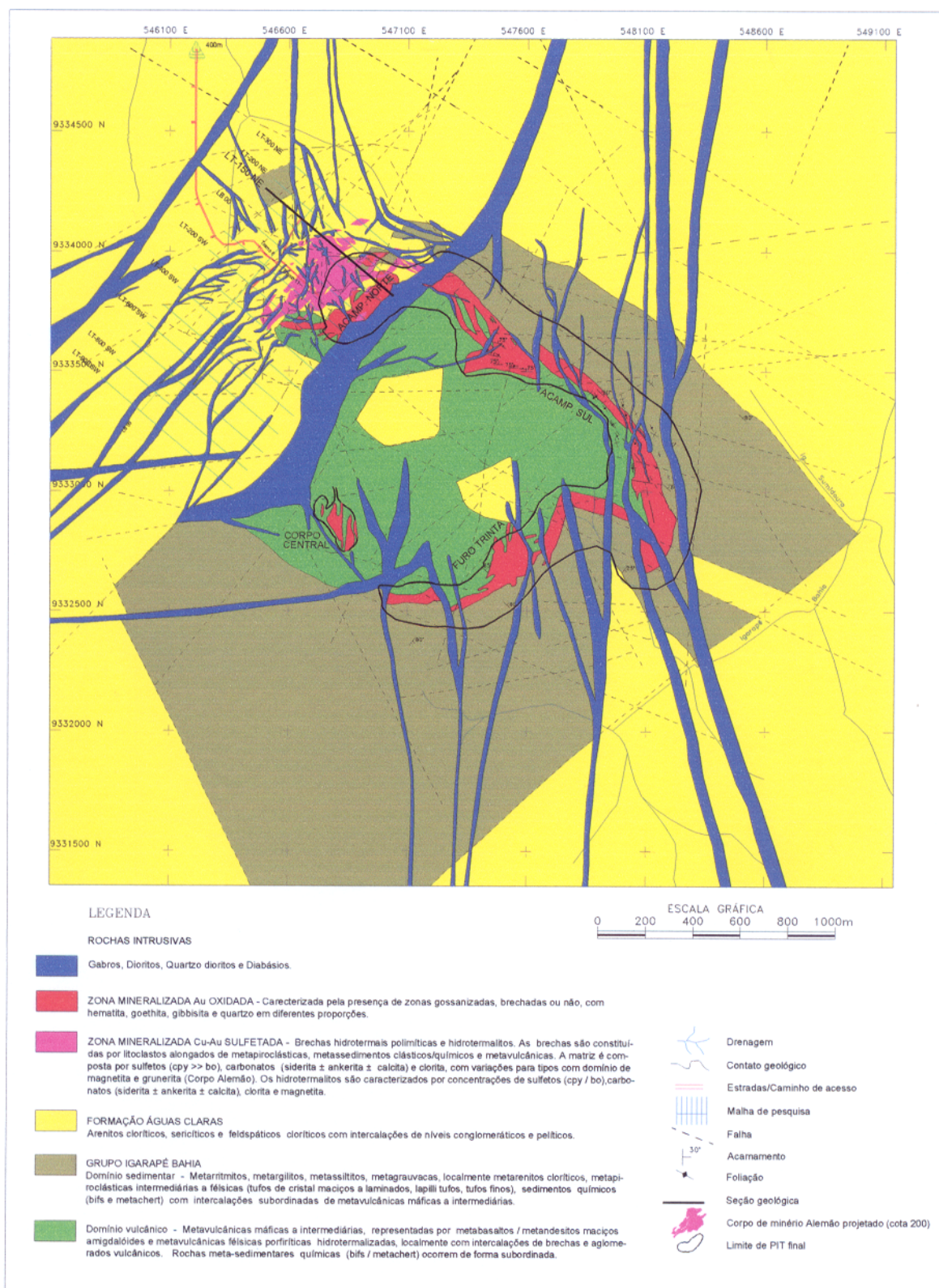


Figura 3: Mapa geológico do depósito de Cu-Au (U-ETR) de Igarapé Bahia. Fonte: DOCEGEO (1998).

Essas rochas hospedam mineralizações de Cu e Au, com significativo enriquecimento supergênico do Au na zona oxidada (com espessura média de 100m e máxima de 150m) e de Cu e Au na zona de transição (com espessura média de 50m e máxima de 100m).

A Formação Águas Claras corresponde a uma unidade sedimentar siliciclástica, constituída predominantemente por quartzo-arenitos e arenitos arcoseanos, médios a grossos, com intercalações de pelitos (argilitos e siltitos) e níveis de conglomerados polimíticos (Nogueira 1995 e Nogueira *et al.*, 1995).

Relações estratigráficas estabelecidas posteriormente, com base em dados de superfície e subsuperfície, mostraram a existência de uma discordância entre a seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Igarapé Bahia e a seqüência sedimentar siliciclástica da Formação Águas Claras.

Cortando as litologias do Grupo Igarapé Bahia e da Formação Águas Claras ocorrem diques máficos a intermediários de idades diversas, acusando com relações temporais pré a pós hidrotermalismo principal, responsável pela alteração das rochas hospedeiras e deposição da mineralização de Cu e Au (DOCEGEO 1998).

A mina de Au de Igarapé Bahia abrange quatro corpos de minério – Acampamento Sul, Acampamento Norte, Furo Trinta e Corpo Central – os quais localizam-se preferencialmente ao longo do contato entre os dois domínios.

A geometria desses corpos de minério revela um traçado aproximadamente circular, mergulhando para NW na região do Corpo Acampamento Norte, NE na região do Corpo Acampamento Sul e SE na região do Corpo Furo Trinta.

3.1.2 – Dados geocronológicos e de geoquímica isotópica existentes para o cenário geológico local

Ferreira Filho (1985) realizou os primeiros estudos geocronológicos para o prospecto Igarapé Bahia, utilizando amostras de metapiroclásticas silicosas e de granófiros básicos para análises de Rb-Sr e de metabásicas para análises de K-Ar.

As análises de Rb-Sr em metapiroclásticas silicosas (tufos finos e tufos de cristal) permitiram a construção de dois diagramas isocrônicos, que mostraram resultados bastantes semelhantes, fornecendo idades de 2.330 ± 120 Ma com razão inicial de $0,715 \pm 0,003$ e $2.360 \pm$

160 Ma com razão inicial $0,714 \pm 0,004$, consideradas, por Ferreira Filho (1985) como idades mínimas de referência para a sequência vulcanossedimentar. Esses valores das razões isotópicas iniciais são relativamente altos e podem ser uma evidência de rejuvenescimento. Por sua vez, os resultados K-Ar, obtidos em amostras de anfibólios de metabásicas, mostraram idades em torno de 2.270 ± 100 Ma, que poderia indicar o período de resfriamento regional.

Já as análises de Rb-Sr em granófiros básicos forneceram uma idade de 2.577 ± 144 Ma e razão inicial de $0,702 \pm 0,002$, que foi interpretada como época de formação destas rochas e, consequentemente, uma idade bastante próxima à da formação da sequência vulcanossedimentar.

Posteriormente, Ferreira Filho *et al.* (1987) admitiriam que as idades mencionadas em Ferreira Filho (1985) eram pouco significativas e deveriam fornecer apenas uma indicação das idades de formação dessas rochas.

Mougeot *et al.* (1996a) utilizando o método Pb-Pb em sulfetos, encontraram para a mineralização de Cu-Au de Igarapé Bahia uma idade de 2.850 ± 65 Ma, bastante distante daquelas obtidas por Ferreira Filho (1985) para os tufos, granófiros básicos e metabásicas, encaixantes da mineralização.

Mougeot *et al.* (1996b) realizaram a datação U-Pb de grãos detríticos de zircão de duas amostras de arenitos da Formação Águas Claras, identificando no diagrama concórdia uma população heterogênea, cujos pontos mais concordantes indicaram idades que definiam seis classes (2.778 Ma, 2.860 Ma, 2.930 Ma, 2.980 Ma, 3.000 Ma e 3.020 Ma). Os mesmos autores também dataram cristais de zircão (método U-Pb) de amostras de metagabros instalados nesses metarenitos, obtendo pontos discordantes no diagrama concórdia, com interceptos superiores para as discórdias de 2.556 ± 219 Ma e 2.708 ± 37 Ma, consideradas como idades mínimas para os mesmos. Dados Sm-Nd em rocha total, obtidos também por esses autores nos metagabros em questão, permitiram definir uma idade de 2.700 Ma para os mesmos.

Mougeot *et al.* (1996b) concluíram então que a idade da Formação Águas Claras é arqueana e situada entre 2.708 ± 37 Ma (maior idade U-Pb obtida para a cristalização das intrusivas máficas) e 2.778 Ma (idade U-Pb do grão detrítico de zircão mais jovem encontrado nos metarenitos).

Dias *et al.* (1996), ao realizarem a datação de zircões de sill de metagabro, alojado em rochas da Formação Águas Claras, obtiveram uma idade média Pb-Pb de 2.645 ± 12 Ma, considerada como idade mínima para a colocação desse corpo.

Trendall *et al.* (1998) ao datarem grãos de zircão detríticos da Formação Águas Claras pelo método U-Pb obtiveram idades que vão desde 2.898 ± 11 Ma até 2.667 ± 19 Ma.

Galarza (2002), utilizando o método Pb-Pb em zircão, obteve para as encaixantes do depósito de Igarapé Bahia as idades de 2.745 ± 1 Ma para as metavulcânicas e 2.747 ± 1 Ma para as metapiroclásticas. Idades similares foram também obtidas pelo método Pb-Pb (2.776 ± 12 Ma em metavulcânicas e 2.758 ± 36 Ma em metapiroclásticas) e Sm-Nd (2.758 ± 75 Ma em metavulcânicas) em rocha total. O mesmo autor obteve ainda idades-modelo manto empobrecido (T_{DM}) em estágio simples para as encaixantes metavulcânicas, metapiroclásticas e meta-intrusivas entre 2,99 e 3,13 Ga, com $\epsilon Nd(t)$ para essas rochas entre $-0,36$ e $-2,12$.

Esses dados confirmam os valores já conhecidos para as rochas do embasamento e granitóides da Província Mineral de Carajás e sugerem contaminação do magma original com crosta continental mais antiga, gerado num ambiente de rifte continental ou de arco magmático em margem continental ativa.

Tallarico *et al.* (2002a) apresentam para as encaixantes metavulcânicas do depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia idade $^{207}Pb/^{206}Pb$ (SHRIMP II) em zircão de 2.751 ± 42 Ma, similar às obtidas por Galarza (2002).

Galarza (2002) baseado em análises isotópicas Pb-Pb em sulfetos de veios e duas partículas de ouro da zona sulfetada dos Corpos Acampamento Norte, Acampamento sul e Furo trinta, revelou a idade de 2.764 ± 22 Ma para a mineralização cupro-aurífera do depósito de Igarapé Bahia, sugerindo uma origem singenética a tardi-singenética para a mineralização.

O mesmo autor, baseado em análises pelo método Pb-Pb por lixiviação de sulfetos, oriundos da zona brechada hidrotermalizada, obteve idades de 2.385 ± 122 Ma e 2.417 ± 120 Ma, apontando remobilizações possivelmente relacionadas a reativações tectônicas regionais associadas ao Sistema Transcorrente Carajás-Cinzento.

Tallarico *et al.* (2002a) obtiveram pelo método Pb-Pb (SHRIMP II) em cristais de monazita de matriz hidrotermal de brechas magnetíticas sulfetadas do Depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia idade de 2.575 ± 12 Ma, bastante distante daquelas obtidas por Galarza (2002) para a mineralização cupro-aurífera.

Galarza (2002), baseado em análises pelo método Pb-Pb em amostras de meta-intrusivas máficas do depósito de Igarapé Bahia, obteve a idade de 2.765 ± 36 Ma e admitiu que a Formação

Águas Claras poderia ser considerada como tendo sido depositada em continuidade às rochas metavulcânicas dos Grupos Igarapé Bahia, Pojuca e Grão Pará.

Tallarico *et al.* (2002a) apontam para diques de diabásio do depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia pelo método Pb-Pb (SHRIMP II) em xenocristais de zircão idade máxima de 2.579 ± 7 Ma, similares às obtidas por Ferreira Filho (1985) pelo método Rb-Sr em granófiros básicos e por Mougeot *et al.* (1996b) pelo método U-Pb em zircão de metagabros instalados em arenitos da Formação Águas Claras.

Tallarico *et al.* (2002b) apontam para o granito do depósito de Cu-Au Breves, localizado a distância menor que 10 Km à nordeste do depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia, idades Pb-Pb (SHRIMP II) em zircão de 1.878 ± 8 Ma e 1.881 ± 8 Ma. Esses autores apresentam também idade Pb-Pb (SHRIMP II) de 1.872 ± 7 Ma obtida em monazita e xenotima de veios tardi a pós-mineralização cupro-aurífera do referido depósito.

3.2 - DEPÓSITO DE CU-AU (U-ETR) ALEMÃO

3.2.1 - Histórico da descoberta

Em outubro-novembro de 1992, foi executado na Província Mineral de Carajás um levantamento aerogeofísico piloto (magnetométrico e gamaespectrométrico), contratado pela DOCEGEO, abrangendo a região de Igarapé Bahia. No início de 1993, com os dados do levantamento aerogeofísico, foram priorizados alvos para *follow-up* com base nos critérios clássicos de seleção de condutores eletromagnéticos, a qual mostrou-se pouco eficaz na produção de bons resultados (Barreira *et al.*, 1999).

Barreira (1994) reinterpretando os dados aerogeofísicos, sugeriu que as mineralizações não aflorantes do tipo Igarapé Bahia podiam ser mais bem investigadas por suas propriedades magnéticas, e não pelas anomalias de urânio, as quais também assinalam o depósito de Igarapé Bahia.

Buscando um modelo para explicar a relação entre a anomalia magnética de Igarapé Bahia, hoje denominada de anomalia Alemão (Figura 4), e a possível mineralização em

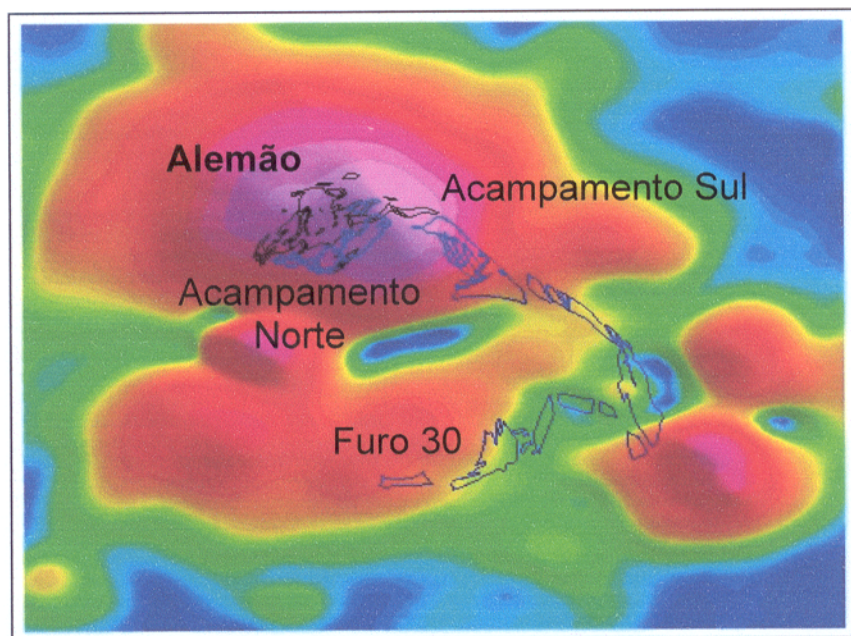


Figura 4: Anomalia magnética observada no Depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão. Fonte: DOCEGEO (1998).

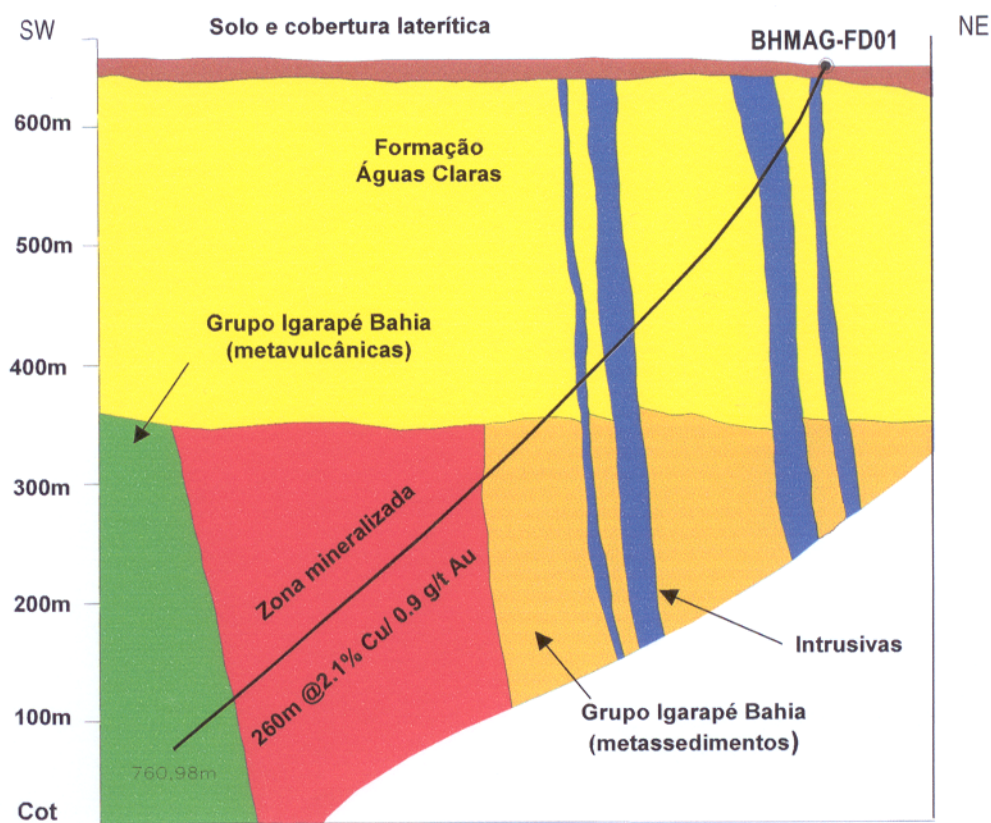


Figura 5: Seção geológica simplificada do furo BHMAG-FD01. Fonte: DOCEGEO (1998).

subsuperfície, Barreira (1994) sugeriu que a provável fonte da anomalia magnética poderia ser um corpo granitóide, do tipo I, da série à magnetita.

Entretanto, já haviam sido detectadas mineralizações auríferas em furos de sondagem de um alvo vizinho, restritas a pequenos condutos verticalizados, de baixo teor e dimensões (Santos *et al.*, 1995) e sem indícios que pudessem revelar a fonte da anomalia magnética de Igarapé Bahia nem a extensa alteração hidrotermal esperada na cúpula da rocha intrusiva, preconizada pelo modelo adotado por Barreira.

Em julho de 1995, diante da necessidade de estabelecer critérios prospectivos para aplicação nos programas de pesquisa realizados nas imediações da mina de ouro de Igarapé Bahia, foi concebido dentro do Departamento de Pesquisa do Distrito Amazônia da DOCEGEO, um programa de monitoramento do depósito de Igarapé Bahia (DOCEGEO 1994). Este trabalho teve como pontos prioritários a recuperação de dados geoquímicos e geológicos antigos, incluindo a redescritção de furos de sondagem, mapeamento estrutural e acompanhamento dos furos profundos.

Deste trabalho, pode-se destacar a revisão feita em maio de 1996 nos furos BAH-FD282 (DOCEGEO), BAH-F351ACP e BAH-F353ACP (CVRD-SUMEN), situados na extremidade NW do Corpo Acampamento, isto é, nas proximidades da anomalia magnética, representada hoje pelo Corpo Alemão. Esses furos, por apresentarem um elevado conteúdo de magnetita e calcopirita, serviram como parâmetro importante para melhor entender o modelamento geofísico e fortalecer a decisão de se checar o corpo magnético com sondagem rotativa profunda.

Paralelamente aos trabalhos de monitoramento, estavam sendo discutidas no Distrito Amazônia da DOCEGEO novas concepções sobre as mineralizações de cobre e ouro da Província Mineral de Carajás. Huhn (1996) aventou a possibilidade destas mineralizações pertencerem à classe de depósitos caracterizados pela presença da associação Cu-Au-U-(ETR) hospedada em rochas ricas em óxidos de ferro, conforme proposto por Hitzman *et al.* (1992).

Essa nova concepção, aliada aos dados geológicos e geofísicos, permitiu interpretar a anomalia magnética como a própria mineralização e não mais como a resposta de uma rocha intrusiva magnética, responsável pelo estabelecimento do sistema hidrotermal mineralizante (Barreira *et al.*, 1999).

No início 1996, devido à necessidade de se agregar mais reservas à mina de Igarapé Bahia, foi dada ênfase aos trabalhos de pesquisa geológica em alvos geofísicos e/ou geoquímicos

situados nas proximidades da mina de Igarapé Bahia. Entretanto, em julho de 1996, com as informações da integração geológica na mina, os esforços foram redirecionados para a anomalia magnética de Igarapé Bahia (Alemão), posicionada em profundidades em torno 160 a 270m, conforme mencionado por Barreira *et al.* (1999).

Estabelecidos os critérios do modelamento geológico-geofísico, foi planejado um programa ambicioso de dez furos profundos de sondagem diamantada (totalizando 6.316m), implementados em julho de 1996, com oito furos sobre a anomalia principal do Alemão e outros dois localizados sobre duas anomalias magnéticas de menor porte, dentro do contexto da estrutura magnética que abriga o depósito de Igarapé Bahia. O alinhamento dos oito furos da anomalia do Alemão em seções oblíquas, em relação ao corpo magnético modelado, foi devido à intenção de se investigar, simultaneamente, estruturas NW-SE (continuação do Corpo Acampamento) e *trends* magnéticos E-W.

Os resultados iniciais da sondagem exploratória confirmaram a existência da sequência vulcanossedimentar de Igarapé Bahia subjacente aos arenitos da Formação Águas Claras e também blocos aflorantes dessa sequência em locais distintos dos já conhecidos. A primeira interseção com teores econômicos de Cu e Au sobre a anomalia magnética foi obtida no furo exploratório BHMAG-FD01 (Figura 5), no dia 10/10/96. Outras interseções deste porte foram obtidas nos furos BHMAG-FD03, BHMAG-FD04, BHMAG-FD07 e BHMAG-FD12.

3.2.2 – Dimensões/posicionamento e geomorfologia

3.2.2.1 – Dimensões/posicionamento

O depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão possui cerca de 500m de extensão, 50m a 250m de largura, direção NE e mergulho verticalizado para NW. Localiza-se ao longo do contato entre os domínios vulcânico e sedimentar das rochas do Grupo Igarapé Bahia, sendo recoberto em discordância, por cerca de 250m de arenitos da Formação Águas Claras (Figuras 6 e 7).

3.2.2.2 - Geomorfologia

O contexto geomorfológico no qual está inserido o depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão é dominado por uma superfície tabular (platô), de aproximadamente 20 km² de área e com altitude máxima de 675 m. Já nas cercanias da mina, a paisagem é caracterizada por vales profundos,

morros e serras de encostas íngremes, às vezes escarpadas, contrastando com as zonas de platô. Nos vales, a altitude atinge cerca de 370 m.

As regiões caracterizadas por vales e morros, em geral, estão situadas dentro do domínio dos metassedimentos pelíticos da Formação Águas Claras (Araújo *et al.*, 1988), enquanto as serras de encostas íngremes são de um modo geral sustentadas por arenitos desta mesma unidade estratigráfica. As superfícies tipo platô são sustentadas por crostas lateríticas de idade terciária e desenvolvidas sobre os litotipos que ocorrem na área.

3.2.3 - Rochas encaixantes

As rochas encaixantes do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão pertencem ao Grupo Igarapé Bahia, compreendendo uma sequência vulcanossedimentar, metamorfisada na fácies-xisto verde, representadas por metavulcânicas, metavulcanoclásticas, formações ferríferas, metacherts, metarritmitos, metargilitos, metassiltitos, metarenitos e metaconglomerados.

Essas rochas são divididas em duas unidades litológicas e estratigráficas distintas: um domínio vulcânico inferior (composto predominantemente por metavulcânicas máfico-intermediárias com subordinadas metavulcanoclásticas de composição intermediária a félsica e formações ferríferas) e um domínio sedimentar superior (constituído essencialmente por rochas metassedimentares clástico-químicas e menor quantidade de vulcanoclásticas).

Essas rochas mostram conspícua alteração hidrotermal quando situadas próximo ou internamente ao corpo de minério, resultando em tipos litológicos cuja composição e texturas originais foram totalmente ou fortemente substituídas e/ou obliteradas.

Em alguns casos, torna-se, inclusive, muito difícil a caracterização de determinados fragmentos como representantes de litotipos pré-existentes (restitos ou clastos) ou como produtos de intensa alteração hidrotermal.

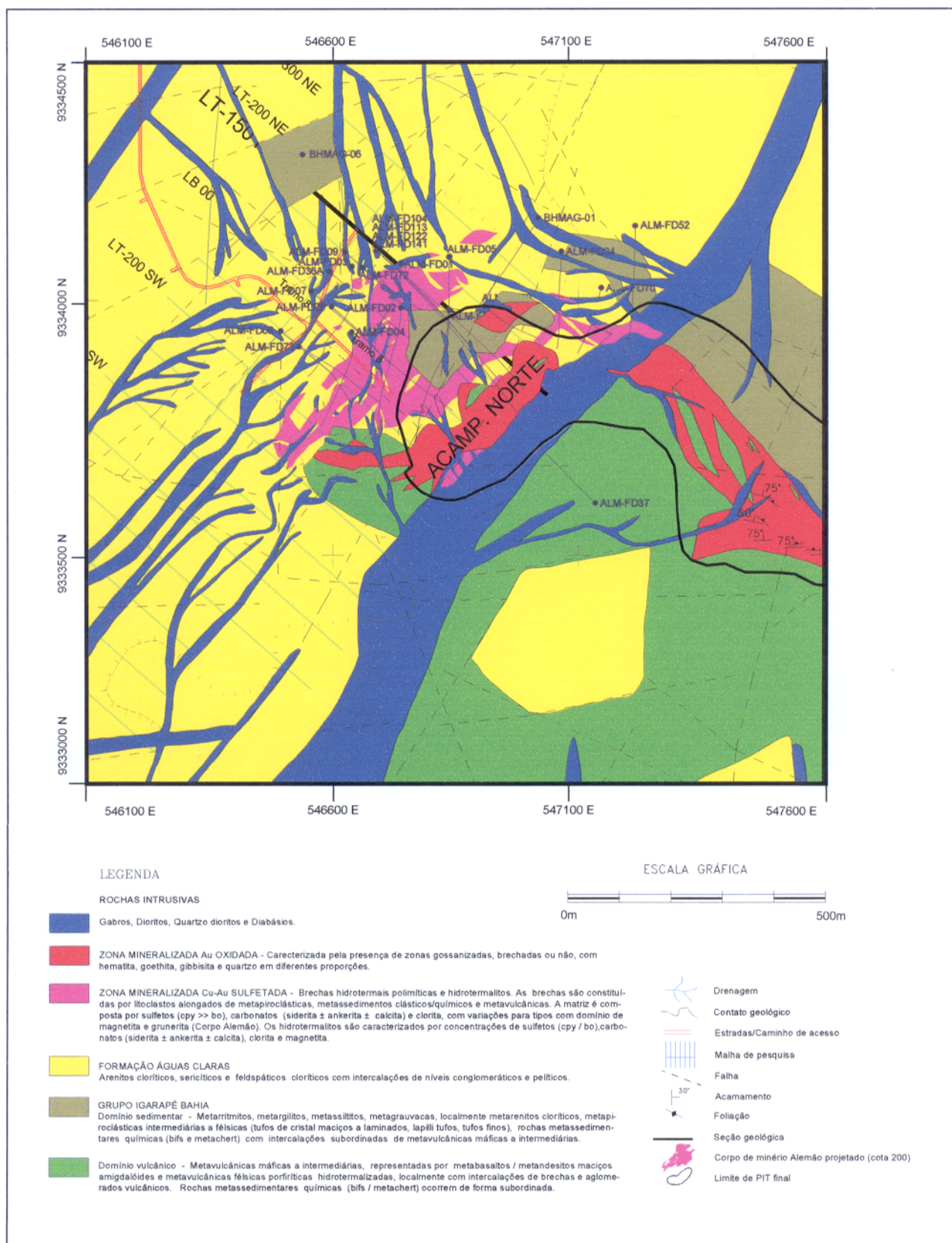


Figura 6: Mapa geológico do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão. Fonte: DOCEGEO (1998).

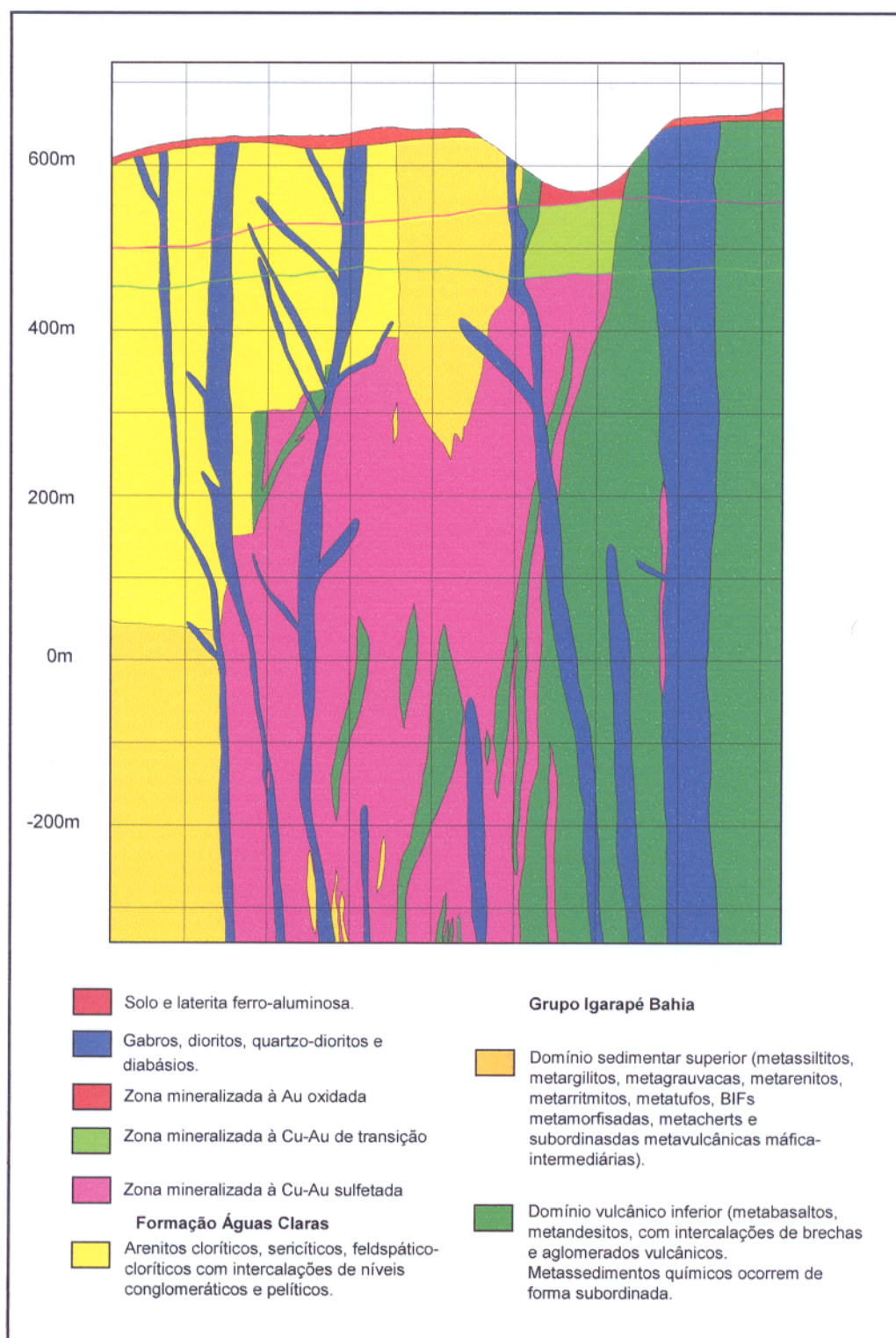


Figura 7: Seção geológica vertical LT-150NE do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão. Fonte: DOCEGEO (inédito).

Essa seqüência metavulcanossedimentar encontra-se recoberta por rochas sedimentares siliciclásticas da Formação Águas Claras, a qual é dominada na área por quartzo-arenitos, arenitos cloríticos e feldspáticos, com intercalações de conglomerado fino polimítico.

Intrudindo todas essas litologias são observados diques máficos a intermediários de ambiência plutônica a subvulcânica (diques de diabásio), e de diferentes idades.

3.2.3.1 - Encaixantes pertencentes ao Grupo Igarapé Bahia

3.2.3.1.1 - Metavulcânicas e metavulcanoclásticas do tipo autobrecha de fluxo

Compreendem rochas metamáficas esverdeadas, com textura fina, foliada, intensamente afetadas por alteração hidrotermal (cloritização, carbonatização, biotitização, entre outras), preservando localmente relíctos de textura porfirítica e amigdalóide preenchidas por clorita, quartzo, albita, biotita e hornblenda (Figura 8). São compostas basicamente por quartzo, clorita, plagioclásio e biotita. Como acessórios ocorrem turmalina, apatita, allanita, monazita e zircão.

Existem ocorrências de níveis metavulcânica brechada de forma intercalada dentro de espessas seqüências de derrames e também ao longo de contatos com litologias distintas, caracterizando-se como metavulcanoclásticas resultantes de quebra mecânica decorrente do fluxo da lava. Em zonas de cisalhamento e nas proximidades de locais de intensa alteração hidrotermal a rocha também adquire aspecto brechado, mas dessa vez em caráter posterior à formação das rochas.

Estudos geoquímicos preliminares acerca do vulcanismo máfico relacionado ao *foot-wall* do Depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão sugerem composição do tipo andesito basáltico, conforme apontado por Ronzê (*no prelo*).

3.2.3.1.2 - Formações ferríferas e metacherts laminados

As formações ferríferas são laminadas, pertencentes à fácies óxido e, quando associadas à zona de alteração hidrotermal, encontram-se brechadas, apresentando fragmentos com magnetita, anfibólio e menor quartzo, podendo indicar ocorrência de formações da fácies silicato ou tratar-se apenas de atividade hidrotermal, com calcopirita, clorita, carbonato e fluorita associados.

Ocorrem no pacote vulcanossedimentar, constituindo camadas descontínuas e finas, com espessura variando desde poucos centímetros até no máximo alguns metros. Encontram-se geralmente associadas aos metarritmitos ou, subordinadamente, à metavulcanoclásticas e metavulcânicas. Os metacherts laminados são de ocorrência extremamente restrita e apresentam coloração acinzentada.

3.2.3.1.3 - Metatufos de lápilli

Rochas de cor esverdeada, com grãos de quartzo, subangulosos a angulosos e fragmentos de rocha clorítica-quartzosa (metavulcânica), alongados e orientados, com tamanho milimétrico a centimétrico, totalmente alterados para clorita e biotita, imersos em matriz fina clorítica-quartzosa (Figura 9). Além desses minerais também são observados o plagioclásio e, subordinadamente, sericita, opacos, rutilo, carbonatos e zeólitas. Pórfiros e fragmentos de pórfiros de quartzo são observados microscopicamente, às vezes apresentando faces cristalinas e feições de corrosão magmática.

3.2.3.1.4 - Metatufos de cristal finos e laminados

Os metatufos de cristal fino são rochas de coloração cinza esverdeada e constituídas por proporções variáveis de cristais (quartzo e feldspatos) imersos em matriz fina com sericita, quartzo, clorita e biotita. Os clastos são predominantemente de quartzo, com contornos angulosos, no geral, em cúspides ou conchoidais, derivados de fragmentação. Podem exibir laminações definidas pela alternância entre níveis de tufos de cristal fino com níveis cineríticos. Os níveis de granulação mais fina são enriquecidos em clorita com quantidade subordinada de sericita.

3.2.3.1.5 - Metarenitos

Os metarenitos imaturos possuem coloração cinza-esverdeada, sendo constituídos por grãos de quartzo subangulosos a angulosos, envoltos por matriz de quartzo fino, clorita e sericita. Em geral, são maciços, apresentando variação granulométrica na fração areia.



Figura 8: Rocha metavulcânica (metandesito), apresentando amígdalas preenchidas por quartzo (furo ALM-FD009 - 698,45m a 698,85m). Fonte: DOCEGEO (1998).



Figura 9: Metatufo de lápilli com fragmentos de rocha clorítica-quartzosa orientados e cristais de quartzo envolvidos por matriz fina composta essencialmente de quartzo e clorita. Fonte: DOCEGEO (1998).

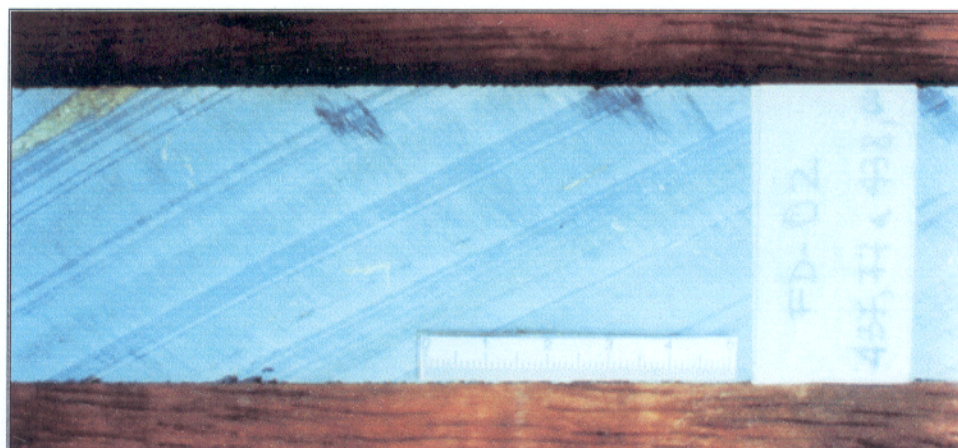


Figura 10: Metarritmito com acamamento gradacional. Presença de calcopirita concordante e discordante à estratificação (furo BHMAG-FD02 -437,77m a 438,00m). Fonte: DOCEGEO (1998).

Microscopicamente, apresentam incipiente estruturação (foliação) dada por palhetas de clorita, com opacos pulverulentos associados e grãos de quartzo submilimétricos com formas sugestivas de natureza vulcânica. São observados também, de forma esparsa, fragmentos de rocha quartzosa muito fina, possivelmente de metachert. Como minerais acessórios são observados zircão e apatita. A presença de biotita reliquiar em associação com a clorita sugere que parte desta advém da biotita. Níveis de metaconglomerados e de metagrauvaca ocorrem localmente associados.

Os metarenitos maduros são compostos essencialmente por grãos de quartzo, com subordinada clorita, sericita, biotita e fragmentos de metachert. Apresentam coloração cinza-esverdeada, granulação fina a média, com grãos do arcabouço subarredondados a subangulosos, mostrando recristalização.

3.2.3.1.6 - Metargilitos e metassiltitos laminados

Metargilitos e metassiltitos constituídos por quartzo, clorita, com subordinada sericita, laminados, por vezes com acamamento gradacional, cortados por venulações submilimétricas de clorita, quartzo, plagioclásio, carbonato e calcopirita.

3.2.3.1.7 - Metarritmitos

Possuem coloração cinza-esverdeada, apresentando acamamento definido pela alternância entre níveis escuros de granulometria mais fina (a base de sericita e clorita) com níveis mais claros, relativamente mais grossos, constituídos por clorita, quartzo e muito menor feldspato, sericita e calcita (Figura 10). Os filossilicatos encontram-se orientados, definindo uma foliação paralela à laminação.

Os níveis de granulação mais grossa apresentam típica granodecrescência. Como minerais acessórios, ocorrem turmalina, zircão e rutilo. Paralela às laminações, nota-se a presença de calcopirita, que ocorre tanto na forma de nódulos alongados, deformando a laminação sub e suprajacente, como também disseminada nas porções mais grossas do ritmito e preenchendo fraturas, associadas ou não a veios milimétricos de calcita e quartzo. Localmente, a rocha é cortada por microfalhas de rejeito milimétrico (*slumps*). Níveis de brechas intraformacionais

(com fragmentos de metapelitos) e conglomerados (com fragmentos de metapelitos, metacherts e metavulcânicas) também podem ser observados.

3.2.3.2 - Encaixantes pertencentes à Formação Águas Claras

Engloba quartzo-arenitos, arenitos feldspáticos e conglomerados, com intercalações subordinadas de pelito. São constituídos principalmente por grãos de quartzo subarredondados a subangulosos, com granulometria variando de areia média a grânulo, com plagioclásio alterado para sericita e clorita.

Embora subordinada, a matriz é caracterizada pela presença de clorita, sericita, quartzo fino e localmente carbonato. Como minerais acessórios tem-se zircão anédrico a euédrico e raramente turmalina e apatita, ambas de origem hidrotermal.

A sulfetação, quando presente, restringe-se, de modo geral, a níveis conglomeráticos, brechas hidráulicas e veios, nos quais além da calcopirita e pirita, ocorrem também carbonato, quartzo e clorita, além de rara siderita e turmalina. Uma forma menos comum de ocorrência da calcopirita diz respeito às disseminações nos espaços intergranulares dos arenitos. É importante frisar que no contato dos arenitos com os corpos mineralizados não existem evidências de alteração supergênica nos sulfetos e outras fases minerais hidrotermais mais suscetíveis.

Próximo ao depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão, essas rochas apresentam acamamento com mergulho em torno de 25° a 40°, discordante da estruturação verticalizada das rochas do Grupo Igarapé Bahia. Entretanto, distante do referido depósito, ocorrem mergulhos mais suaves e concordantes em ambas unidades estratigráficas.

3.2.3.3 - Rochas Intrusivas

Um enxame de diques de composição máfica a intermediária, diferenciados (eventualmente granofíricos) ou não, e com idades distintas cortam tanto o corpo de minério, quanto as rochas do Grupo Igarapé Bahia e da Formação Águas Claras. Essas intrusivas são, não raramente, cortadas por veios de quartzo e/ou carbonato (siderita inclusive), podendo ter calcopirita e algum ouro associado.

Macroscopicamente, os gabros e dioritos apresentam cor cinza escura a cinza esverdeada, granulação média a fina. São localmente magnéticos, isotrópicos, maciços a foliados nas bordas. Os diabásios mostram granulação fina a média, aspecto maciço, forte magnetismo, ausência de alterações hidrotermais e seccionam as demais litologias, inclusive outras intrusivas máficas mais antigas. Essas intrusivas apresentam direções variadas, embora mereçam destaque os *trends* NE-SW e N-S.

3.2.4 - Geologia estrutural

As informações a seguir, acerca da geologia estrutural, foram obtidas de DOCEGEO (1997 e 1998), Pinheiro (1998 e 2001) e Santos *et al.* (2001b).

3.2.4.1 - Lineamentos fotogeológicos e geofísicos

Os mapas de drenagem e de lineamentos obtidos a partir da interpretação de fotografias aéreas, na escala 1:60.000, sugerem a presença de litotipos uniformemente resistentes, interagindo com falhas e/ou juntas de alto ângulo, segundo as direções NE-SW, E-W, N-S e NW-SE.

A partir de dados geofísicos e imagens de satélite, Barreira (1995) individualizou, na área do Corpo Alemão, um conjunto de lineamentos relativamente denso, coexistindo traços longos, aproximadamente retos a levemente curvos e/ou sinuosos. Neste conjunto predominam, de modo geral, três sistemas (NE-SW, E-W e NW-SE), os quais permitem individualizar um padrão quadriculado irregular a poligonalizado, onde os lineamentos acham-se separados por distâncias em torno de 100m a 300m. Os lineamentos menores parecem compor feixes de sistemas maiores, quase todos relacionados à direção N-S.

3.2.4.2 - Foliações e lineações

A foliação é a estrutura planar mais importante presente nas rochas encaixantes e hospedeiras da mineralização, podendo ser caracterizada em dois tipos distintos: foliação espaçada disjuntiva fina (tipo I) e clivagem espaçada disjuntiva média (tipo II).

A primeira (tipo I) caracteriza-se como uma foliação mineral descontínua fina, definida pelo arranjo de minerais prismáticos e placóides, podendo ocorrer associada a uma lineação mineral penetrativa.

A foliação do tipo II caracteriza-se por ser não-penetrativa, presente em zonas de falha e/ou zonas de cisalhamento rúptil, com larguras centimétricas a métricas, podendo ocorrer associada a uma lineação superficial, sem penetratividade, representada essencialmente por estriações e *slickenlines*. Essa foliação se superimpõe à estruturação pré-existente, assumindo caráter variável (concordante ou discordante) em relação à trama pretérita, ocorrendo também ao longo do contato entre diferentes litotipos.

A foliação do tipo II apresenta-se de dois modos distintos: (a) na forma de planos negros, espelhados lisos ou estriados, negros, configurando pseudo-taquilitos, com espaçamentos sub-milimétrico a milimétrico ou (b) na forma de planos discretos, de superfície rugosa a estriada, eventualmente em degraus e apresentando espaçamento variáveis, indo desde alguns milímetros até poucos metros.

Ambas foliações I e II possuem planos com direções variáveis, parecendo haver um predomínio das direções NE-SW e N-S. A diferença é que no caso da foliação do tipo I essa variação pode ser explicada pelo seu caráter espacial anastomótico-sinuoso, enquanto que no caso da foliação do tipo II, o comportamento é mais planar e regular, dispondo-se ora numa direção, ora noutra.

Os mergulhos das foliações são predominantemente altos (sub-verticais) e as lineações apresentam uma tendência para a posição de baixo a médio ângulo de caimento.

3.2.4.3 - Bandas de Cisalhamento

Correspondem a frações das rochas, nas adjacências de falhas, onde predominam rochas foliadas ricas em clorita. A foliação observada pode ser variável em função do tipo litológico onde a mesma se instalou e das características mecânicas e reológicas envolvidas no seu desenvolvimento.

Predominam rochas com uma foliação do tipo clivagem disjuntiva espaçada (Figura 11), definida por níveis submilimétricos a milimétricos cloritizados (domínio da clivagem), intercalados com níveis milimétricos a centimétricos (máximo com cerca de 1cm) de minerais da assembléia hidrotermal (domínio dos micrólitos).

O domínio da clivagem pode perfazer desde 5% até quase 90% da rocha. Esta foliação pode mostrar-se anastomótica e entrelaçada, apresentando contatos bruscos a gradacionais entre os domínios da clivagem e dos micrólitos. Quando subparalela, esta estrutura toma as características de uma clivagem de crenulação, por vezes com microdobras simétricas ou com microdobras assimétricas, formando uma clivagem de crenulação zonal com percentagem de domínio de clivagem variável (30% a 60%, aproximadamente).

Neste último caso, a transição entre o domínio da clivagem e o domínio dos micrólitos é gradual onde se observa um enriquecimento em clorita em praticamente todos os tipos litológicos. Localizadamente, a deformação não coaxial pode desenvolver uma incipiente foliação S-C, discreta. Em poucos locais as bandas de cisalhamento podem atingir 2-3cm de espaçamento e desenhar dobras centimétricas, do tipo assimétrica, denunciando a cinemática destas bandas de deformação.

Em rochas vulcânicas com amígdalas e vesículas, observa-se a deformação heterogênea destas estruturas primárias ao longo das bandas de cisalhamento (domínio da clivagem) e a preservação, em diferentes intensidades, destas nos domínios microlíticos (Figura 12). Em tais rochas pode-se estimar comparativamente o grau de deformação a que parte destas rochas foi sujeito, tomando-se as figuras circulares destas estruturas primárias como marcadores geométricos. Em rochas mais intensamente deformadas as estruturas primárias encontram-se completamente transpostas. Eventualmente os deslocamentos destas bandas de cisalhamento podem ser aferidos, na ordem de no máximo 2cm, quando estas truncam veios ou vênulas de quartzo e/ou calcita.

A cinemática de carácter extensional destas estruturas pode ser comprovada, em muitos casos, bastando se observar à inclinação dos planos de movimentação em relação aos deslocamentos dos elementos truncados. A reconstituição correta e exata desta cinemática não é possível de se definir a partir somente dos testemunhos sem orientação.

3.2.4.4 - Falhas

As falhas, originalmente interpretadas a partir dos lineamentos geofísicos e de sensores, têm sua existência confirmada nos testemunhos de sondagem e nas paredes da rampa e galerias de pesquisa subterrânea do Corpo Alemão. As mesmas têm carácter cinemático gravitacional e/ou oblíquo-gravitacional, orientando-se segundo as direcções NE-SW, N-S, E-W e NW-SE,

configurando em planta um padrão relativamente denso, com extensões de até 1.200m, isolando blocos com até 10.000m², assinalando, não raro, contatos litológico-estruturais. O deslocamento ao longo dessas falhas varia desde alguns metros até mais que 200m, sendo comuns aqueles com algumas dezenas de metros.

As falhas normais apresentam mergulhos altos (maiores que 70 graus), ocorrendo de forma discreta (falhas simples ou únicas) ou em feixes (configurando verdadeiras zonas de falha). Bandas de deformação com largura menor que 10cm eventualmente associam-se às falhas simples (únicas). Os feixes de falhas normais apresentam largura métrica e espaçamento centimétrico entre descontinuidades. As falhas que incorporam componentes transcorrentes exibem mergulhos altos e apresentando-se como bandas de deformação com larguras centimétricas a métricas. As falhas inversas são pouco expressivas no âmbito do depósito e, aparentemente, interferiram muito pouco no arranjo tectônico geral, devendo, provavelmente, representar estruturas de compensação geométrica entre blocos falhados por gravidade.

Kinks e/ou dobras de arrasto, com geometria em *chevron* ou similar associam-se eventualmente a algumas dessas zonas de falha, sendo encontrados nas bordas das descontinuidades. Essas dobras possuem dimensões centimétricas e geralmente afetam apenas um dos lados das falhas. Nos arenitos, essas descontinuidades assumem um caráter essencialmente rúptil, configurando falhas e fraturas sísmicas com fraturas de tensão subordinadas. Nos demais tipos litológicos, metavulcânicos em geral, essas descontinuidades são marcadas por feições de fluxo cataclástico, denotando processos rúpteis com forte interferência de fluidos.

3.2.4.5 - Brechas hidráulicas

As brechas hidráulicas são os principais produtos decorrentes dos processos rúpteis observados em diversas escalas. Geralmente mostram-se tardias, superpondo-se às estruturas pré-existentes, afetando volumes variados de rochas e assumindo arranjos diversos, dentre os quais destacam-se: os condutos hidráulicos (1) e as estruturas de explosão (2)

Os condutos hidráulicos (1), ou fraturas hidráulicas, configuram chaminés de escape de fluido, preenchidas por brechas hidráulicas com textura do tipo *jigsaw* (Figura 13). Esses condutos apresentam largura centimétrica a métrica e atitudes diversas, com mergulhos sub-verticais a sub-horizontais. As estruturas de explosão hidráulica (2) ocorrem de forma aleatória, com dimensões variáveis, em geral métricas e assumem formas variadas, configurando estruturas

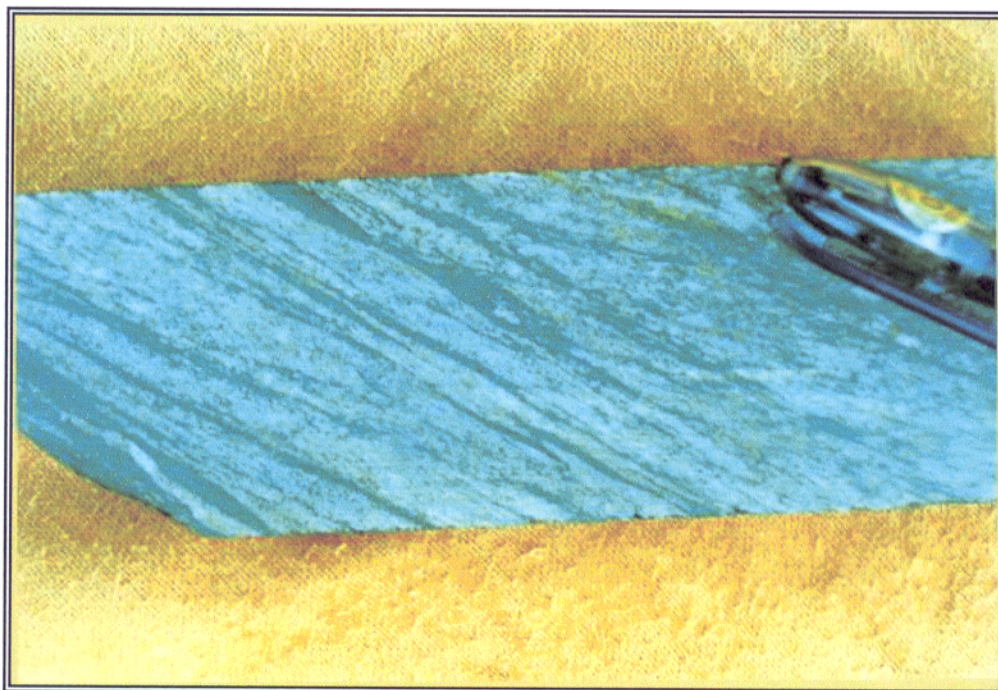


Figura 11: Bandas de cisalhamento cloríticas, anastomóticas, formando típica clivagem espaçada em metavulcânica (furo ALM-FD41 – 301,15m a 301,23m). Fonte: Pinheiro (1998).

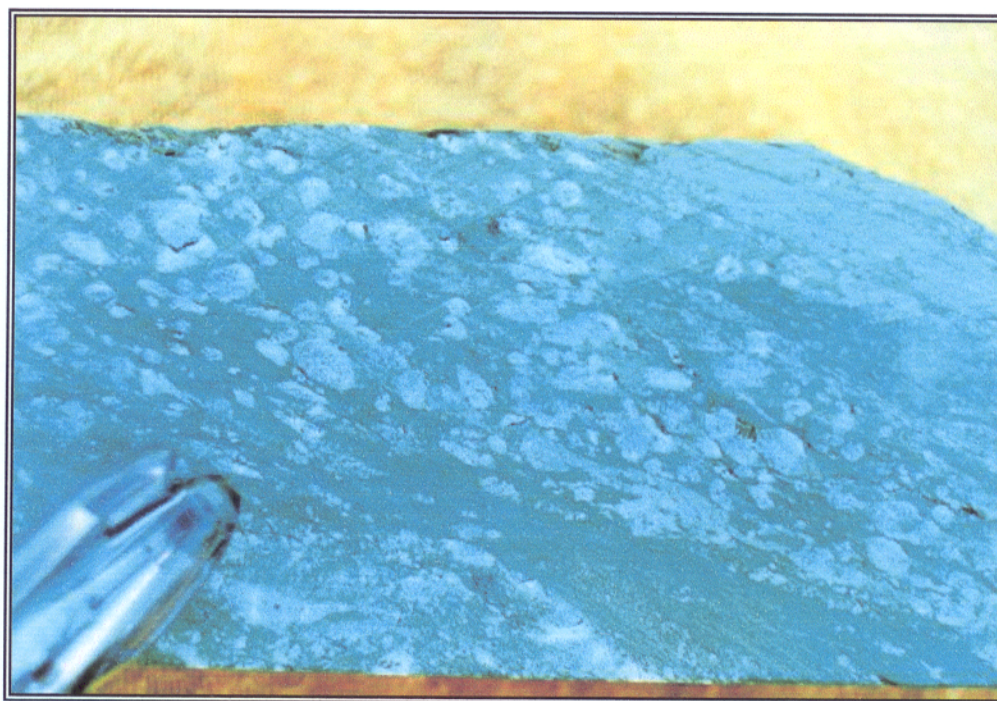


Figura 12: Bandas de cisalhamento cloríticas, anastomóticas a subparalelas, deformando heterogeneamente metavulcânica com amígdalas de quartzo (furo ALM-FD41 – 175,90m a 176,10m). Fonte: Pinheiro (1998).

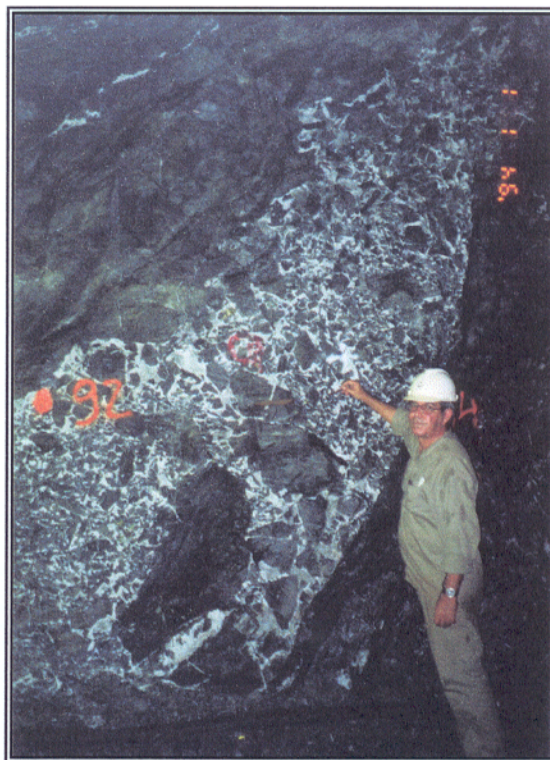


Figura 13: Conduto hidráulico instalado em arenito da Formação Águas Claras (abertura subterrânea do Corpo Alemão), com fragmentos cimentados por quartzo e carbonato. Fonte: CVRD (*no prelo*).



Figura 14: Estrutura de explosão hidráulica instalada em arenito da Formação Águas Claras (abertura subterrânea do Corpo Alemão), com fragmentos cimentados por quartzo e carbonato. Fonte: Pinheiro (2001).

tridimensionais radiais e circulares concêntricas, truncando as demais estruturas pré-existentes (Figura 14).

3.2.4.6 - Estilos e tramas deformacionais

As estruturas tectônicas observadas nas rochas do depósito Alemão apresentam estilos diversificados, controlados por propriedades intrínsecas das rochas (condicionamento reológico, textura e composição) e pelas condições mecânicas da deformação (intensidade e taxa de deformação).

O processo de desenvolvimento de diferentes tramas tectônicas denota um amplo espectro da intensidade da deformação, indo desde o campo rúptil (com baixa temperatura e ausência de fluidos), passando pelo rúptil-dúctil e chegando até o dúctil-rúptil (com temperaturas mais altas e presença de fluidos).

A ocorrência do processo de *softening* geométrico, associada à presença diferenciada de fluidos, deve ter sido fundamental no controle da maior ou menor ductibilidade das diferentes tramas tectônicas observadas. Da mesma forma, a temperatura dos fluidos também deve ter influenciado na deformação.

Os estilos deformacionais presentes nos diferentes tipos litológicos podem ser esquematizados, em função dos seus diferentes elementos de trama, em ordem crescente de importância, da seguinte forma: (a) rochas da zona mineralizada: fluxo cataclástico, clivagem, crenulação e falhas simples discretas; (b) metavulcânicas, metatufos e intrusivas máficas: fluxo cataclástico e bandas de cisalhamento predominam, embora brechas hidráulicas, falhas discretas e fraturas também estejam presentes; (c) arenitos: falhas sísmicas, em pares cisalhantes ou não, brechas, proto-brechas, drusas e veios; (d) metarritmitos - brechas, proto-brechas e dobras em *kink*.

3.2.4.7 – Partição da deformação

A distribuição da deformação é extremamente heterogênea no depósito. Tal fato pode ser observado nas rochas encaixantes e hospedeiras da mineralização, onde são observadas variedades completamente isentas de deformação e tipos mostrando trama tectônica particionada em graus e estágios diversos (Figuras 15 a 17).



Figura 15: Zona de sulfeto maciço caracterizada pela alternância de níveis foliados anastomóticos (calcopirita e anfibólio) com níveis não foliados, amendoados (furo ALM-FD09). Fonte: DOCEGEO (1998).



Figura 16: Brecha hidrotermal com fragmentos de metavulcânica bastante estirados imersos em matriz foliada, anastomótica e constituída essencialmente por magnetita, anfibólio e calcopirita. Fonte: DOCEGEO (1998).



Figura 17: Brecha hidrotermal mostrando graus diversos de deformação/estiramento dos fragmentos de metavulcânica, imersos em matriz foliada e constituída essencialmente por magnetita, anfibólio e calcopirita (furo ALM-FD031 - 425,30m a 426,00 m). Fonte: DOCEGEO (1998).

Nos produtos hidrotermais, a diversidade de tramas revela uma progressão deformacional, com vários pulsos de atividade (deformação) intercalados com períodos estacionários ou de menor atividade.

No corpo de minério ocorrem brechas sulfetadas com textura cataclástica, nas quais litoclastos angulosos das encaixantes são soldados por matriz isotrópica; brechas com orientação e/ou estiramento de fragmentos de encaixante (previamente sulfetada ou não – Figura 18) e de minerais da matriz hidrotermal e brechas com porfiroclastos oclares de fases minerais hidrotermais assentados em matriz muito foliada de textura granolepidoblástica (CVRD 1997).

O comportamento não instantâneo e/ou recorrente da deformação em relação ao evento mineralizante também é revelado por veios tardi a pós-tectônicos mineralizados, que truncam produtos sulfetados (brechas com matriz hidrotermal e hidrotermalitos - rochas cujas textura e mineralogia originais foram completamente substituídas pelo hidrotermalismo) deformados (Figuras 19 e 20). O caráter pós-tectônico da mineralização também é apontado por faixas de sulfetação transgressivas a produtos hidrotermais sulfetados.

3.2.5 - Alteração hidrotermal

Os estudos acerca da alteração hidrotermal nas rochas encaixantes e, principalmente, no corpo de minério Alemão aqui mencionados foram feitos pela DOCEGEO (1997 e 1998) e CVRD (1997), sendo caracterizada por múltiplos estágios de precipitação mineral. Seus principais processos são cloritização, biotitização, silicificação, carbonatização, sulfetação, turmalinização, metassomatismo de Fe e anfibolitização. A sericitização é observada com mais frequência nas litologias do domínio sedimentar. A albitização e talcificação são observadas localmente dentro do corpo de minério. Salienta-se também a precipitação de fluorita, apatita, uraninita, monazita, allanita, cassiterita, anatásio/rutilo, teluretos, sulfo-teluretos, stilplomelana, discrasita (Ag_3Sb), esperrilita (PtAs_2), ouro, antimônio e prata.

3.2.5.1 – Metassomatismo de Fe

É marcado significativamente pela presença de magnetita na forma de cristais eudrais a subedrais, isolados ou como agregados policristalinos, finos a médios, ocorrendo na forma de concentrações maciças ou cimentando fragmentos de rocha metavulcânica, de piroclástica e de



Figura 18: Brecha com fragmentos de metavulcânica imersos em matriz muito foliada rica em magnetita, calcopirita e clorita. Notar estiramento da calcopirita nas regiões de sombra de pressão e trama orientada versus aleatória da calcopirita no fragmento A (furo ALM-FD009 - 471,40m a 471,65 m). Fonte: DOCEGEO (1998).

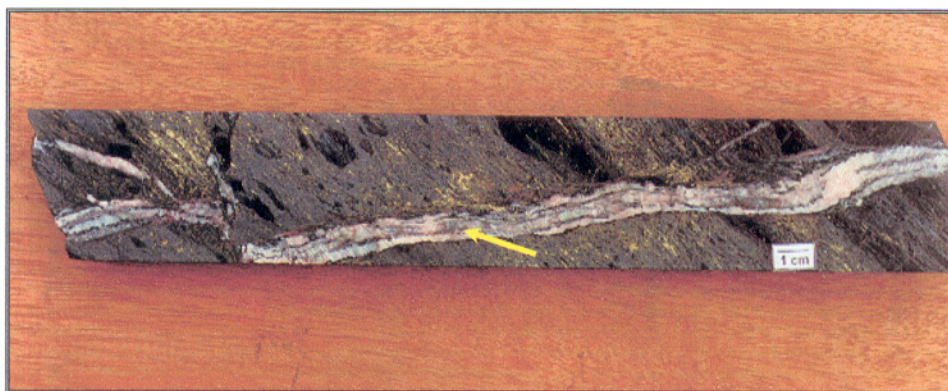


Figura 19: Veio de calcita, com fina calcopirita (seta amarela), sendo afetado tardiamente pela deformação. Fonte: DOCEGEO (1998).

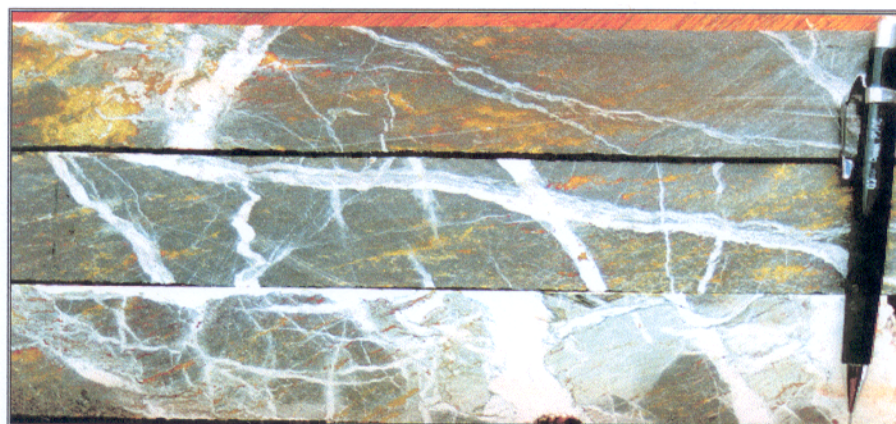


Figura 20: Veios carbonáticos tardi a pós-tectônicos cortando minério magnético sulfetado (furo BH MAG-FD03). Fonte: DOCEGEO (1998).

formação ferrífera, juntamente com outros minerais na matriz hidrotermal. A magnetita é precoce em relação à fase de sulfetação, o que pode ser verificado pela presença de calcopirita englobando e permeando cristais de magnetita e preenchendo fraturas na magnetita. O forte enriquecimento metassomático em ferro está caracterizado pela presença de clorita e anfibólios ricos em Fe (grunerita-cummingtonita), siderita, greenalita, Fe-pirossmalita, além da própria magnetita. A magnetita mostra localmente exsoluções de ilmenita e inclusões de apatita.

3.2.5.2 - Cloritização

A cloritização foi um dos eventos hidrotermais mais expressivos na alteração das rochas do depósito Alemão e também no depósito de Igarapé Bahia, ocorrendo, em geral, em estágios precoces da alteração hidrotermal e também em eventos tardios de cloritização no minério. É observada tanto nas rochas encaixantes do pacote vulcanossedimentar quanto nas hospedeiras e brechas mineralizadas do corpo de minério sulfetado. Nas encaixantes, a clorita tem composição mais magnesiânica e no minério é rica em ferro.

3.2.5.3 - Sulfetação

É um processo hidrotermal expressivo, chegando a desenvolver níveis de sulfeto maciço. É dominado pela presença de calcopirita, subordinadamente, bornita e, localmente, molibdenita, pirita, pirrotita, cobaltita, e, observados em seção polida, arsenopirita, galena, digenita, covelita e esfalerita.

A calcopirita é o sulfeto mais freqüente, formando geralmente agregados maciços, finos a grossos, que permeiam cristais de magnetita, às vezes englobando-os ou formando massas anedrais. A calcopirita ocorre também como pequenas lamelas orientadas, que contornam fragmentos de metavulcânica e formação ferrífera, e também na forma disseminada.

Na calcopirita ocorrem inclusos molibdenita, ouro, prata, pirita, magnetita, uraninita, esperrilita, discrasita, antimônio, sendo também detectados como micro-inclusões na calcopirita (via análise de EDS e imagens BSE) cassiterita, teluretos de Pb, de Nb e Ag, de Bi, de Ag e Au, telureto de prata (hessita), galena, sulfo-teluretos de Cu, Fe e Ni, indicando cristalização tardia da calcopirita.

A bornita ocorre, em geral, associada à calcopirita, principalmente em rocha metavulcânica clorítica, e subordinadamente, no minério magnetítico. Apresenta-se como cristais médios a grossos, eudrais a anedrais, inclusos na calcopirita e localmente substituído por esta.

A pirita ocorre em geral nas porções mais distais da mineralização, associada à calcopirita, sendo encontrada inclusa ou sendo substituída por esta.

Baseando-se nas relações texturais observadas, pode-se inferir, simplificadamente, a ordem de precipitação dos principais sulfetos associados à mineralização: molibdenita-cobaltita-pirita-arsenopirita → calcopirita → ouro → bornita. No entanto, ressalta-se a presença de fases de sulfetações recorrentes, indicando eventos multifásicos para a precipitação destes, produzindo, variações na cronologia proposta.

3.2.5.4 - Carbonatização

Ocorre tanto no minério quanto nas rochas encaixantes e intrusivas. Nas encaixantes, é representada pelo domínio de calcita na forma de veios, vênulas, com quartzo associado, havendo também níveis de metavulcânica intensamente substituída por calcita, assumindo nestes locais uma coloração esbranquiçada. A estes níveis calcíticos, associam-se comumente turmalina e alguma disseminação de calcopirita e pirita. No corpo de minério, a carbonatização é assinalada pela precipitação de carbonatos de Fe e, subordinadamente, de calcita. A química mineral permite individualizar, na matriz hidrotermal do minério, três grupos distintos de carbonatos, assim definidos: (I) siderita, (II) ankerita e Fe-dolomita, e (III) calcita. Fases tardias de carbonatização são representadas por veios e vênulas de calcita com fluorita, clorita, turmalina e, localmente, ouro livre, calcopirita e bornita associados. Carbonatos de ETR (bastnaesita e parisita) ocorrem de maneira subordinada.

3.2.5.5 - Silicificação

Representada por veios e vênulas de quartzo e por cristais de quartzo fino na matriz hidrotermal, ou substituindo feldspatos em rochas metavulcânicas. Os veios de quartzo estão comumente associados ao carbonato, clorita e sulfeto, que cortam tanto o corpo de minério quanto as rochas encaixantes. Localmente ocorre ouro livre associado aos veios de quartzo tardios.

3.2.5.6 - Biotitização

Ocorre na zona do corpo de minério (preferencialmente) e nas rochas encaixantes próximas a ele. A biotitização e, subordinadamente, a sericitização constituem o principal evento de potassificação encontrada nas rochas do depósito Alemão, sendo caracterizado também, via difração de raios-X, a presença de feldspato potássico. Em geral, a biotita é encontrada em finas palhetas na matriz hidrotermal, embora possa ocorrer também em veios. Frequentemente encontra-se alterada para clorita e associada a anfibólios.

3.2.5.7 - Turmalinização

Diminutos cristais de turmalina preta ocorrem na matriz hidrotermal do minério e em veios. É assinalada na forma de cristais disseminados em rochas metavulcânicas e em veios de quartzo-carbonato tardios. Nas rochas metavulcânicas, ocorrem cristais zonados de turmalina, sobrecrecendo a trama da rocha ou associada com clorita plumosa em bolsões hidrotermais. Em geral, na zona de minério, os cristais de turmalina apresentam-se zonados e fraturados, apresentando inclusões de magnetita.

3.2.5.8 - Anfibolitização

A anfibolitização é representada pela cummingtonita, grunerita e arfvedsonita. Os dois primeiros tipos em associação eventual aos minérios magnetítico e clorítico, enquanto que o último ocorre de forma muito localizada e restrita (substituindo a grunerita em determinados níveis de BIF).

3.2.5.9 - Outras fases hidrotermais importantes

Outros minerais também encontram-se intimamente relacionados aos processos de alteração hidrotermal, produzindo enriquecimentos metassomáticos importantes, como por exemplo, em flúor, fosfato, urânio e ETR.

A fluorita ocorre como cristais arroxeados associados a veios de calcita tardios que cortam as rochas mineralizadas. Está presente também como diminutos cristais distribuídos na matriz hidrotermal, permeando zonas com anfibólio, magnetita, siderita e biotita. A fluorita pode ocorrer ainda bordejando cristais de sulfetos, formando estreitas vênulas ao longo da foliação, ou disseminada em zonas ricas em biotita. É mais abundante em zonas de domínio de magnetita e anfibólio.

A apatita aparece como diminutos cristais euedrais, disseminados na massa de biotita e clorita (Figura 21) ou concentrada nas bandas ricas em magnetita, formando localmente bandas maciças de apatita. Em geral, a apatita contém flúor em sua estrutura.

A monazita e a uraninita ocorrem inclusas em clorita, biotita e anfibólio nas brechas hidrotermais. Além desses minerais observa-se também a presença de uraninita inclusa na allanita (ETR) e na grenalita, ocorrendo a mesma relação de inclusão da monazita em apatita. A bastnaesita e a parisita também são responsáveis pelo fracionamento de ETR (Figura 22). A cassiterita, teluretos de Ag e Pb e altaíta também são observados associados à calcopirita (Figuras 23 e 24).

A prata pode ser encontrada na ganga transparente. A discrasita ocorre intercrescida com o antimônio nativo e inclusa na calcopirita. A esperrilita ocorre associada ao ouro nativo, bordejando o mesmo. O antimônio nativo é observado intercrescido com a discrasita e incluso na calcopirita.

3.2.5.10 - Assinatura hidrotermal como indicador de provável derivação do fluido

A cloritização, carbonatação, potassificação, albitização e metassomatismo rico em Fe (magnetititos), juntamente com a presença generalizada de Cu-sulfetos, molibdenita, fluorita, turmalina, uraninita, fosfatos, teluretos e cassiterita permitem supor a ação de fluido de provável derivação granítica.

3.2.5.11 - Hidrotermalismo do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão *versus* Igarapé Bahia

Em termos de alteração hidrotermal, o Corpo Alemão possui diferenças importantes se comparado com a mineralização primária do Corpo Furo Trinta e Acampamento Sul. Os produtos hidrotermais do Corpo Alemão se distinguem pelos seguintes aspectos: presença extensiva de

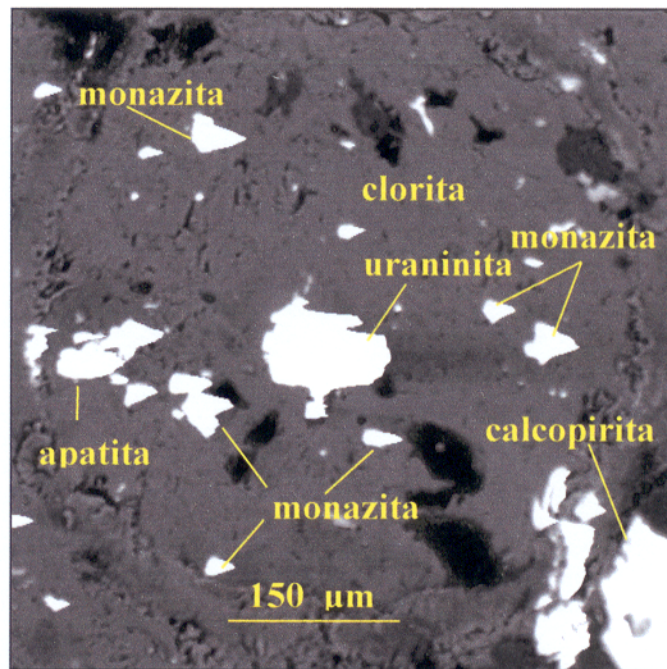


Figura 21: Imagem de elétrons retroespalhados mostrando detalhe de cristais de monazita, uraninita e apatita inclusos em clorita na matriz de brecha hidrotermal polimítica (furo BHMAG-FD01 - 445,75m a 446,10m). Fonte: CVRD (1997).

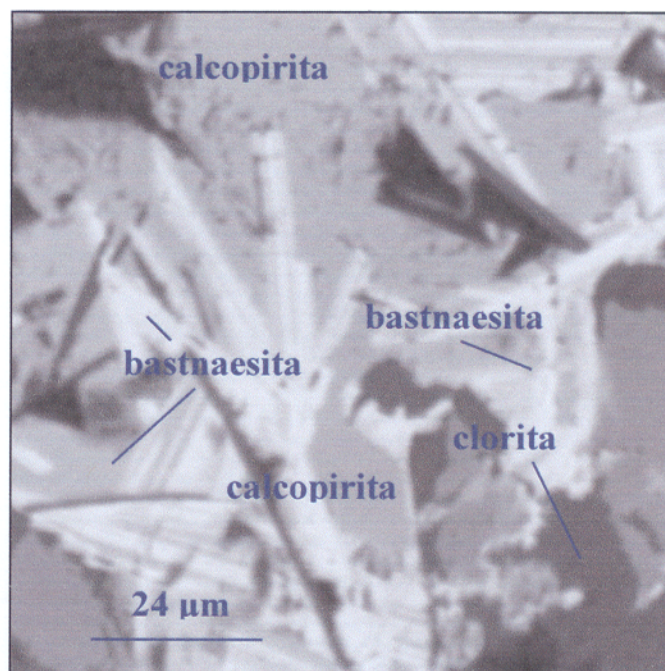


Figura 22: Imagem de elétrons retroespalhados mostrando detalhe de cristais fibrosos de bastnaesita intecrescidos com calcopirita, em brecha hidrotermal magnetítica (furo BHMAG-FD01 - 500,15m a 500,35m). Fonte: CVRD (1997).

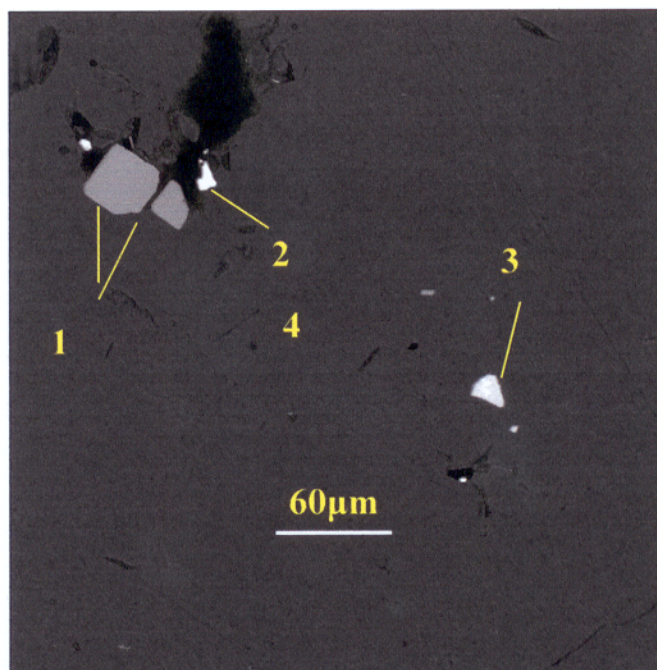


Figura 23: Imagem de elétrons retroespalhados mostrando cristais euédricos de cassiterita (1), telureto de Pb (2) e telureto de Ag (3), o último com inclusões de telureto de Ag-Nb, inclusos em calcopirita (4) – furo ALM-FD36A / 383,35m a 383,40 m. Fonte: CVRD (1998).

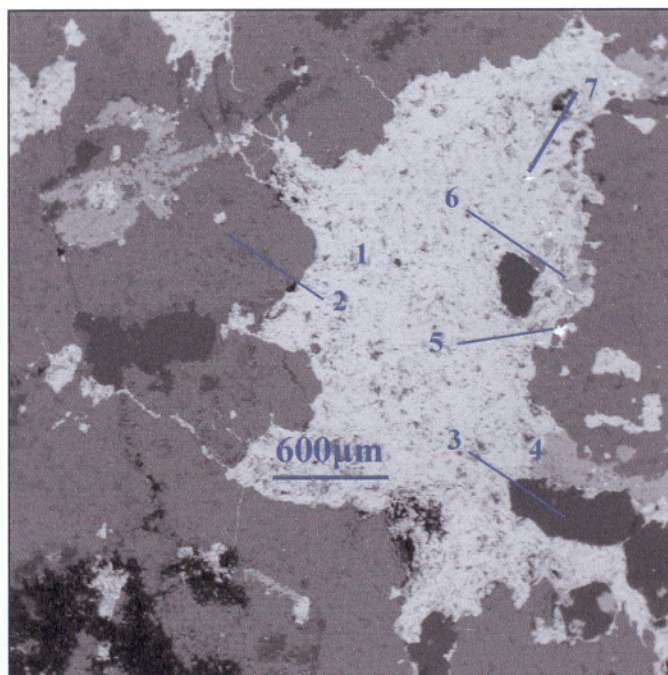


Figura 24: Imagem de elétrons retroespalhados mostrando calcopirita (1) preenchendo vênulas e bolsões infiltrados em apatita (2). As extremidades do bolsão apresentam quartzo (3) e allanita (4), além de cassiterita (5), parisita (6) e altaíta (7) - ALM-FD009 / 762,15m a 763,00 m. Fonte: CVRD (1998).

magnetititos; proporção modal mais alta de fluorita, apatita, monazita, carbonatos de ETR e hessita; ocorrência de fases hidrotermais de mais alta temperatura como magnetita, grunerita e biotita; presença local de talco; intensa potassificação registrada pela associação de sericita, feldspato potássico, stilpnomelana e biotita na paragênese e além de marcante etapa de sulfetação transgressiva.

3.2.5.12 - Macro-eventos hidrotermais

As relações texturais do Corpo Alemão possibilitaram identificar e ordenar algumas etapas da alteração hidrotermal. Reconhece-se claramente as seguintes: precipitação maciça de magnetita, venulação carbonática precoce e tardia, precipitação maciça de clorita ± biotita, e sulfetação transgressiva (Tabela 1).

Tabela 1: Macro-eventos hidrotermais reconhecidos no depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão.

Etapa de Alteração Hidrotermal	Mineralogia
Precipitação maciça de magnetita (ankerita → magnetita → biotita → anfíbólio → calcopirita)	magnetita + K-feldspato + sericita + stilpnomelana + siderita + ankerita + carbonatos de ETR + apatita + monazita + molibdenita + calcopirita + bornita + uraninita + fluorita + hessita + ouro + prata ± clorita ± grunerita ± biotita ± calcita ± quartzo ± rutilo/anatásio ± turmalina + alanita ± pirita ± calcocita/digenita ± covelita
Venulação carbonática precoce (ankerita)	ankerita ± quartzo ± biotita ± rutilo ± malaquita ± stilpnomelana ± pirita ± calcopirita + ouro
Venulação carbonática tardia (calcita)	calcita + grunerita + quartzo + fluorita ± pirita ± calcopirita ± magnetita
Precipitação maciça de clorita (clorita)	clorita + biotita ± quartzo ± albita ± turmalina ± alanita ± stilpnomelano ± siderita ± ankerita ± calcita ± carbonatos de ETR ± magnetita ± rutilo/anatásio ± apatita ± monazita ± pirita ± molibdenita ± fluorita ± hessita ± bornita ± talco./digenita ± covelita ± uraninita ± ouro.
Sulfetação transgressiva (calcopirita)	calcopirita + bornita + K-feldspato + apatita ± turmalina ± carbonatos de ETR

O início da etapa de precipitação maciça de magnetita (Figura 25) é marcado por forte carbonatização ankerítica, podendo substituir de 10 até 100% da rocha pré-existente, inclusive a magnetita de BIFs. As fases finais da etapa de deposição maciça de magnetita são marcadas pela precipitação de biotita, seguida de anfibólios e depois por calcopirita.

Cortando os magnetititos e brechas hidrotermais com magnetita ocorrem freqüentes venulações carbonáticas, que incluem pelo menos duas fases, uma precoce a base de ankerita e com ouro abundante (Figuras 26 e 27) e outra tardia, a base de calcita e sem ouro associado (Figura 28).

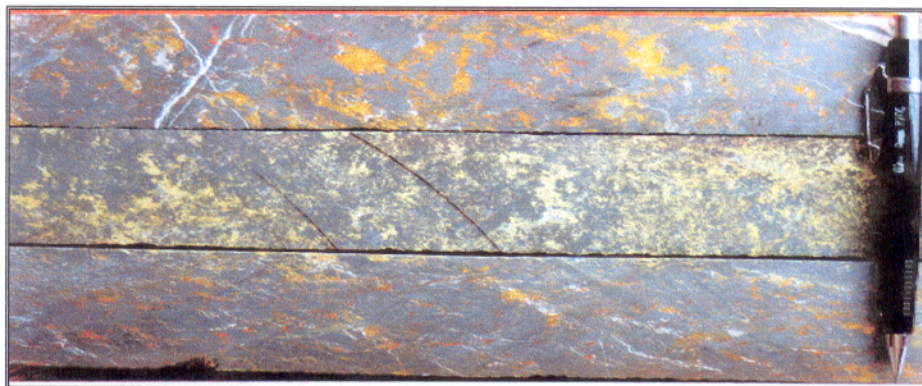


Figura 25: Hidrotermalito à magnetita e calcopirita, representante da etapa de precipitação maciça de magnetita (furo BHMAG-FD01). Fonte: DOCEGEO (1998).

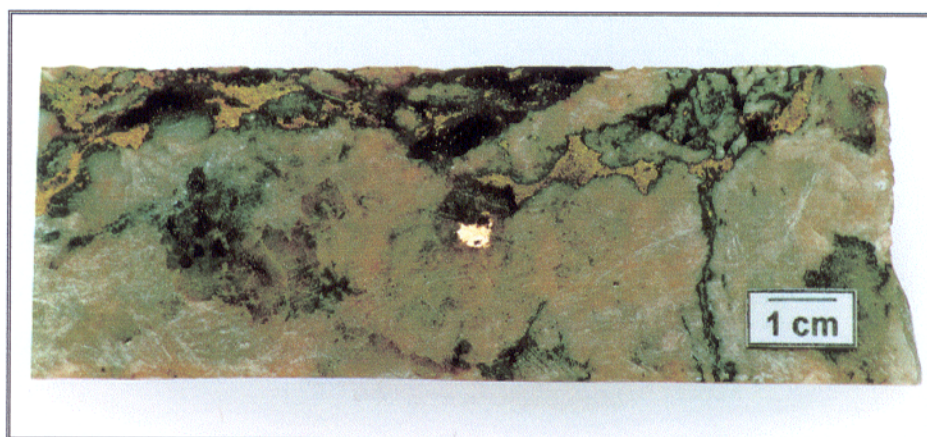


Figura 26: Veio de ankerita com clorita, quartzo, calcopirita e ouro nativo, representativo da etapa de venulação carbonática precoce. Este veio trunca minério magnetítico (furo ALM-FD009). Fonte: DOCEGEO (1998).

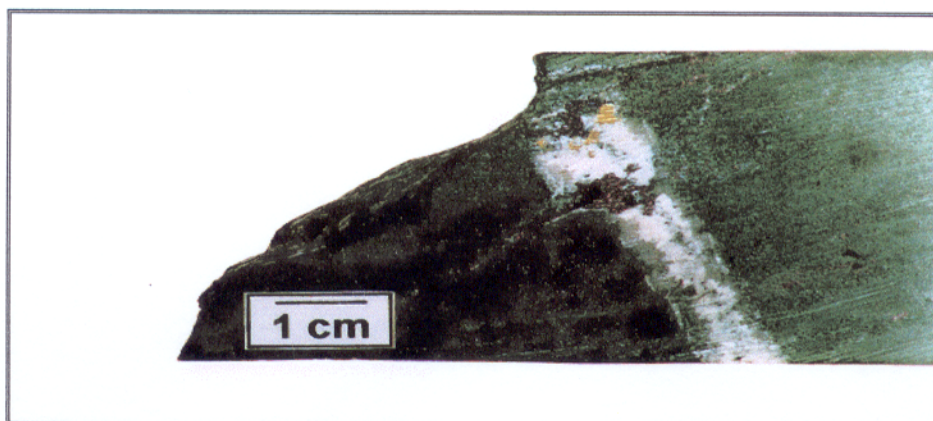


Figura 27: Veio de carbonato com ouro nativo, encaixado em metavulcânica e gerado provavelmente durante a etapa de venulação carbonática precoce. Fonte: DOCEGEO (1998).



Figura 28: Veio de calcita com fluorita (seta lilás) e calcopirita (seta amarela), representativo da etapa de venulação carbonática tardia e encaixado em rocha vulcânica clorítica e minério magnetítico. Fonte: DOCEGEO (1998).

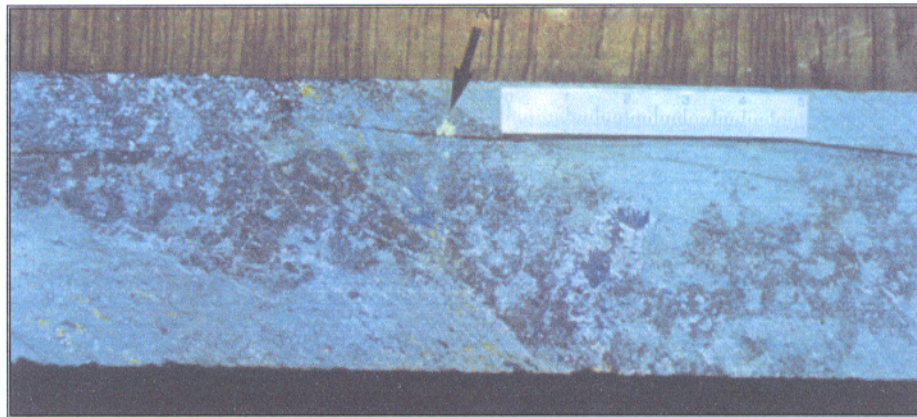


Figura 29: Minério clorítico com intensa turmalinização, sulfetação e ouro nativo (indicado pela seta), afetado pela etapa de precipitação maciça de clorita (furo BHMAG-FD01 - 550,70m a 550,85m). Fonte: DOCEGEO (1998).

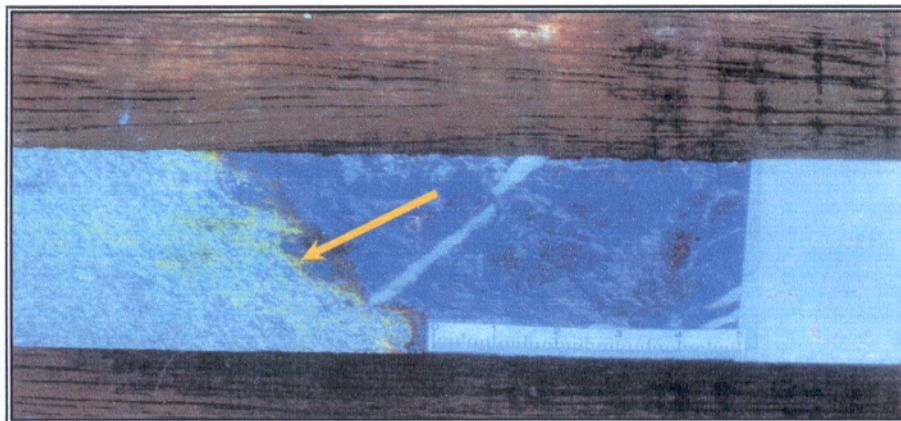


Figura 30: Contato de brecha hidrotermal à magnetita e siderita com faixa transgressiva de sulfeto (seta amarela). Notar veio de carbonato anterior à calcopirita (furo BHMAG-FD01 - 520,70m). Fonte: CVRD (1997).

Nas rochas afetadas pela etapa de precipitação maciça de clorita (Figura 29) a calcopirita ocorre xenomórfica e intersticial às demais fases hidrotermais, definindo trilhas de cristais, concordantes com a foliação da matriz e orientação/estiramento de litoclastos.

A relação cronológica entre as paragêneses magnetítica e clorítica não é muito evidente. Possivelmente a paragênese magnetítica represente os estágios precoces, pois a magnetita é predominantemente idioblástica em todas os tipos hidrotermais. As demais fases hidrotermais, como a da clorita e biotita, de modo geral, envolvem ou estão confinadas aos interstícios da magnetita, embora existam, ainda que localmente, faixas ricas em magnetita e calcopirita nitidamente transgredindo a estruturação da brecha clorítica hospedeira.

Cortando os magnetitos, brechas hidrotermais com magnetita e as venulações carbonáticas, ocorre marcante etapa de sulfetação transgressiva (Figura 30). A última é tipicamente uma fase hidrotermal tardia, predominantemente à base de calcopirita, que ocorre como faixas nos testemunhos de sondagem. A relação é denotada pela presença de nódulos de material magnetítico envoltos pelo material transgressivo, e ainda pelo caráter discordante das faixas transgressivas em relação à orientação dos litoclastos, foliação da matriz e vênulas carbonáticas.

As relações citadas representam apenas as etapas hidrotermais mais significativas do Corpo Alemão. Analisando-se os dados em detalhe, conclui-se que o estabelecimento de uma seqüência de cristalização precisa é impossível. Isto porque, observa-se uma série de relações que evidenciam o caráter progressivo e recorrente da alteração hidrotemal, como por exemplo, a presença de inclusões de calcopirita em magnetita e de magnetita em sulfetos.

3.2.6 - Mineralização de Cu-Au

3.2.6.1 – Tipos de minério

A mineralização sulfetada do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão é representada por brechas hidrotermais e hidrotermalitos, classificados em dois tipos: minério magnetítico sulfetado e minério clorítico sulfetado (DOCEGEO 1997 e 1998). Esse tipo de classificação decorre da composição mineralógica dos hidrotermalitos e da matriz hidrotermal das brechas. Existem também, de forma localizada, zonas sulfetadas de baixo teor, não contempladas na classificação acima mencionada, associadas a rochas metassedimentares laminadas e metavulcanoclásticas.

O minério magnetítico sulfetado é representado por hidrotermalitos à magnetita e calcopirita (com concentrações locais de sulfeto maciço) e por brechas com litoclastos de metavulcânicas, metapiroclásticas e formações ferríferas, em geral alongados e orientados, cimentados por matriz hidrotermalizada/ hidrotermal, constituída por magnetita, calcopirita (a pirita é pouco freqüente e a bornita é menos comum), siderita, clorita, biotita, anfibólios e, em menor proporção, por fluorita, quartzo, ankerita, calcita, carbonatos de ETR, turmalina, molibdenita, Fe-pirossmalita, uraninita, ouro, prata, monazita e apatita. A matriz pode apresentar foliação, marcada pela orientação preferencial dos filossilicatos e da calcopirita. Veios e vênulas tardias de carbonato, sulfetados ou não, cortam o minério magnetítico e, eventualmente, apresentam algum ouro livre associado (Figuras 31, 32 e 33).

O minério clorítico sulfetado é representado por metavulcânicas cloríticas/quartzo-cloríticas, brechadas/hidrotermalizadas, com presença de calcopirita, bornita, pirita, clorita, biotita, siderita, ankerita, turmalina, molibdenita e, em menor quantidade, monazita, apatita, fluorita, hessita, uraninita, ouro e prata (Figura 34). Os sulfetos encontram-se, de modo geral, orientados segundo a foliação. Veios e vênulas tardios de quartzo, carbonato, clorita também podem ser observados neste tipo de minério e, por vezes, com algum sulfeto associado.

O ouro encontra-se comumente associado à calcopirita (Figuras 35 a 37), na forma de inclusões, intercrescimentos, infiltrações e no contato com minerais de ganga. O ouro também ocorre incluso na magnetita, associado à ganga de veios (carbonatos e/ou quartzo) e da matriz hidrotermal das brechas e, mais raramente, associado à molibdenita.

3.2.6.2 – Assinatura geofísica

As alterações hidrotermais nas rochas encaixantes e no minério do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão foram indiretamente verificadas através de levantamento geofísico em testemunhos de sondagem, onde foram realizadas medidas de susceptibilidade magnética e de radiometria nos canais de contagem total, urânio, tório e potássio (DOCEGEO, 1997 e 1998).

Os dados de gamaespectrometria dos canais de K, U e de susceptibilidade magnética (SM), organizados em gráficos, discriminam zonas mineralizadas de zonas estéreis, assinalando um enriquecimento hidrotermal, caracterizado pelo aumento de potássio, urânio, associados ou não com valores elevados de SM, que contrasta com zonas estéreis, com valores relativamente mais baixos (Figura 38).



Figura 31: Zona de sulfeto maciço com presença de anfibólio e menor concentração de magnetita (furo ALM-FD09 – 633,72m a 633,50 m). Fonte: DOCEGEO (1998).

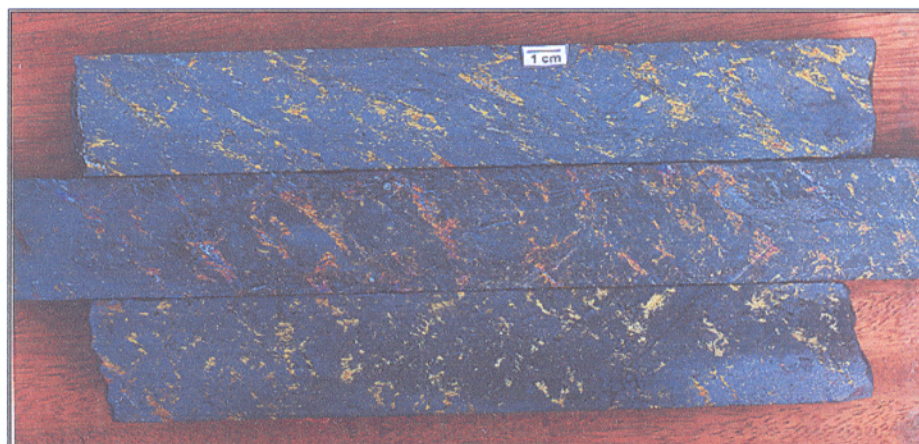


Foto 32: Hidrotermalito à magnetita e calcopirita (furo BHMAG-FD01). Fonte: DOCEGEO (1998).

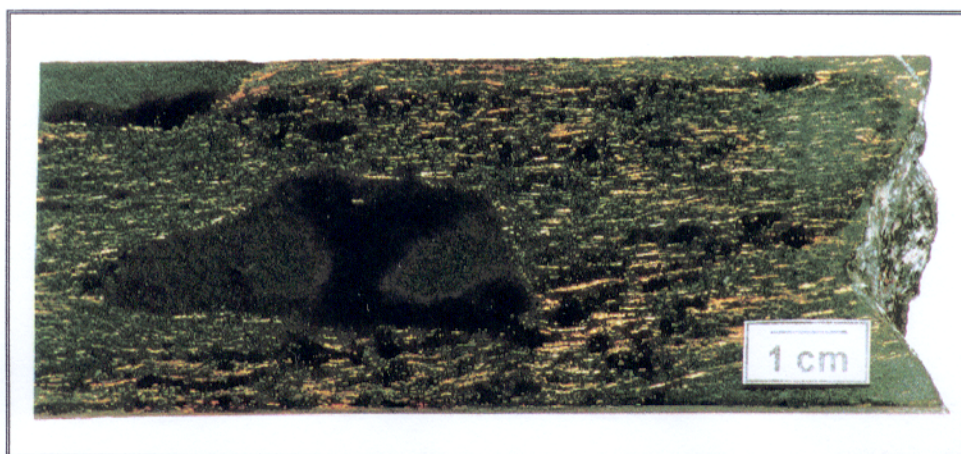


Figura 33: Brecha com fragmentos de metavulcânica imersos em matriz foliada rica em magnetita e calcopirita (furo ALM-FD031). Fonte: DOCEGEO (1998).

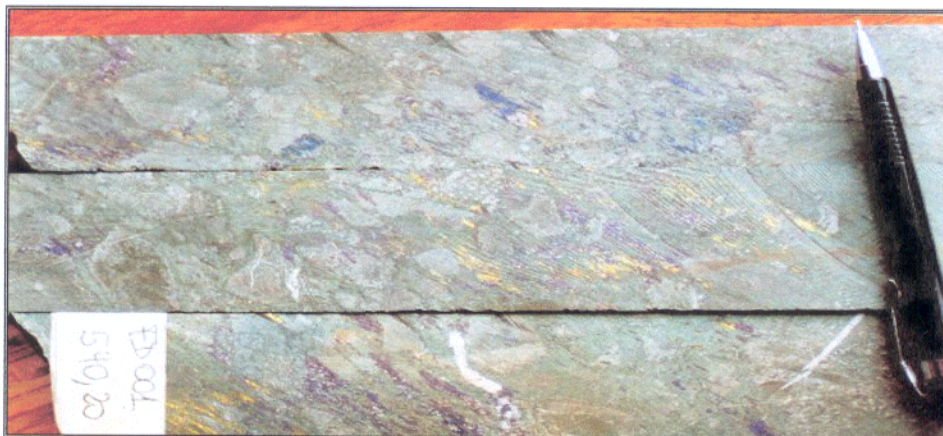


Figura 34: Brecha com fragmentos de metavulcânica imersos em matriz contendo clorita, calcopirita e bornita (furo ALM-FD001 - 540,20 m). Fonte: DOCEGEO (1998).

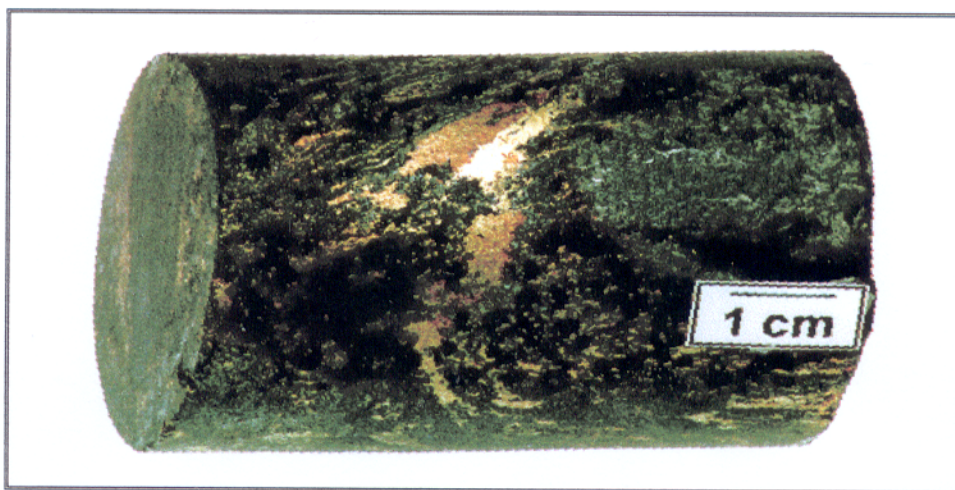


Figura 35: Brecha com fragmentos de formação ferrífera imersos em matriz à magnetita, anfibólio e ouro livre associado à calcopirita (furo ALM-FD009). Fonte: DOCEGEO (1998).

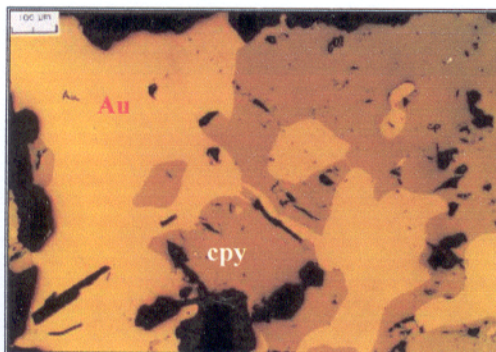


Figura 36: Ouro nativo (Au), intercrescido com calcopirita (cpy). Furo: ALM-FD15 - 434,85 m. Nicóis //. Fonte: Marchetto (1998).

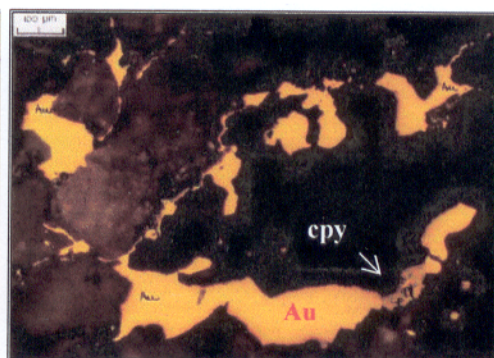


Figura 37: Ouro nativo (Au) livre (na ganga transparente), e localmente intercrescido com calcopirita (cpy). ALM-FD15 (434,85 m). Nicóis //. Fonte: Marchetto (1998).

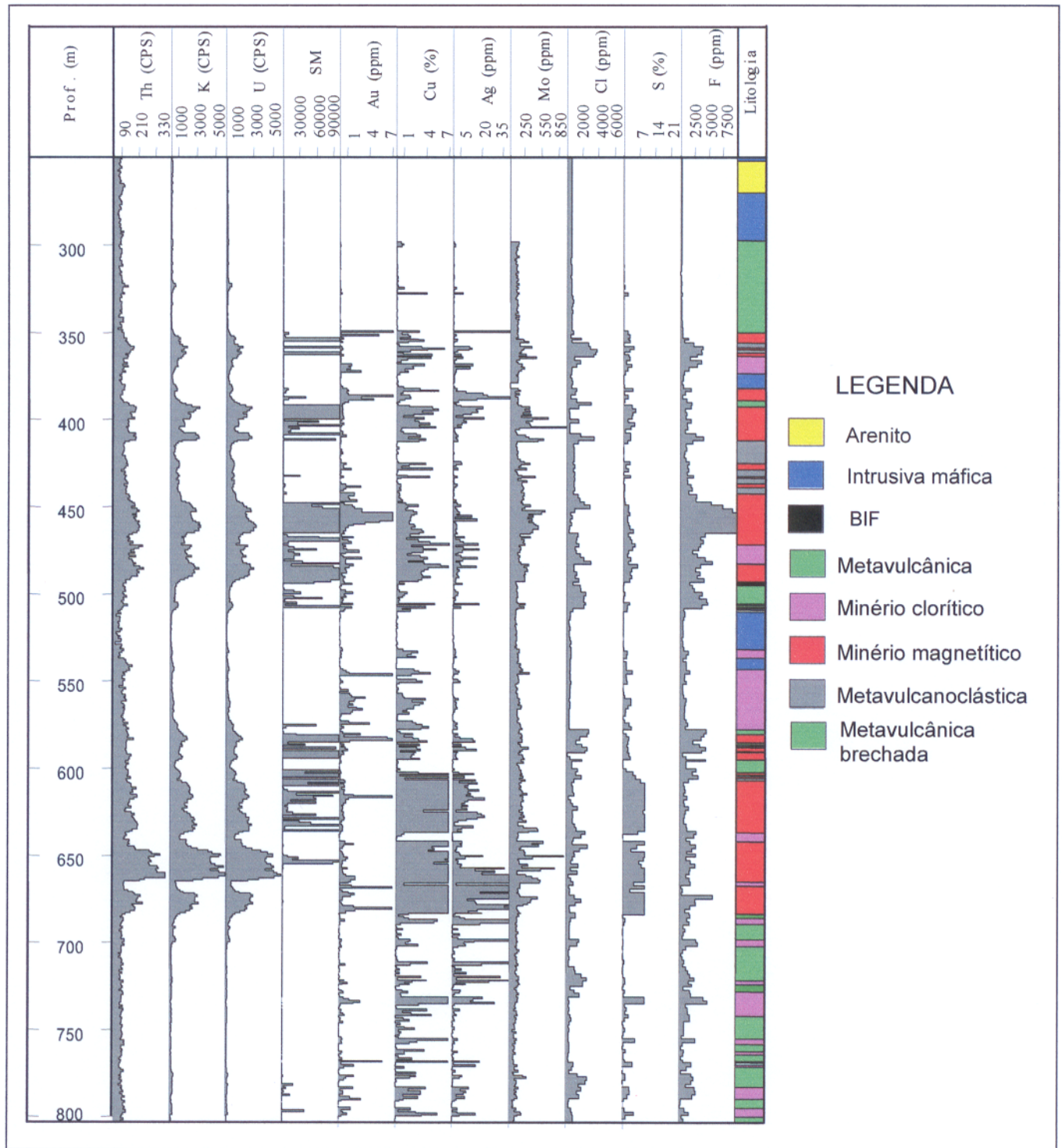


Figura 38: Perfil simplificado geológico-geofísico-geoquímico obtido em testemunhos de sondagem do furo ALM-FD09. Fonte: Ronzê *et al.* (2000).

Individualiza-se zonas hidrotermais ricas em magnetita e calcopirita (minério magnetítico) de zonas ricas em clorita, carbonato, calcopirita/bornita (minério clorítico) e estas, de rochas encaixantes, havendo correlação positiva entre as zonas ricas em magnetita com valores mais elevados de urânio e potássio e SM.

3.2.6.3 – Assinatura geoquímica

Análises de rocha total de elementos maiores e traços e ETR mostraram para o corpo de minério um enriquecimento nos seguintes elementos Mo, Cu, Au, Ag, Fe, P, H₂O, S, CO₂, Ca, F, P, Mo, Pb, U, Ba, Zn, Ni, Co, Mn, W, Sn, V, bem como dos elementos terras raras leves (Ce, La), conforme estudos conduzidos por DOCEGEO (1998) e CVRD (1997).

3.2.6.3.1 - Elementos maiores e traços

No que se refere aos elementos maiores, salienta-se o forte enriquecimento metassomático em Fe e Cu, relacionados à precipitação extensiva de magnetita e calcopirita a partir dos fluidos hidrotermais na zona mineralizada.

As variações nos teores de Al e Si assinalam bem o minério magnetítico, onde encontram-se empobrecidos, porém não distinguem o minério clorítico das rochas encaixantes, uma vez que ambos possuem abundantes filossilicatos.

A distribuição do Ca marca também o evento hidrotermal metassomático, uma vez que o mesmo encontra-se na apatita, turmalina e carbonatos hidrotermais.

Com relação aos elementos traços, nota-se o enriquecimento de P e F nos produtos hidrotermais, relacionados à precipitação de fluorita e fosfatos (monazita e apatita).

3.2.6.3.2 - Elementos terras raras

A geoquímica dos ETR mostrou-se eficiente como traçador do metassomatismo, uma vez que o enriquecimento observado é diretamente proporcional à intensidade da alteração hidrotermal.

Os padrões de distribuição de ETR de rocha total, normalizados a condrito (Figuras 39 e 40), permitem a distinção de diferentes grupos litológicos, sendo eficaz na identificação dos diferentes graus de alteração hidrotermal, onde se observa um enriquecimento gradacional, desde as rochas encaixantes, passando pelas rochas hidrotermalizadas até brechas e hidrotermalitos, sugerindo solubilização, transporte e deposição focalizada de ETR no sistema hidrotermal, na forma de monazita e carbonatos de ETR.

As encaixantes metavulcânicas pouco alteradas mostram enriquecimento de ETRL entre 80 e 1.000 vezes os valores condriticos. As metavulcânicas hidrotermalizadas, diferenciam-se das metavulcânicas pouco alteradas por mostrarem um enriquecimento maior em ETR, especialmente os leves, com teores de La chegando a ultrapassar em até 3.000 vezes o o condrito (Figura 40). As brechas hidrotermais e os hidrotemalitos acusam um notável enriquecimento, com teores de La e Ce chegando a ultrapassar em até 9.000 vezes o valor condritico (Figura 41).

A paragênese hidrotermal da mineralização, portadora de fluorita e siderita, permitem inferir, à semelhança do que foi proposto por Oreskes & Einaudi (1990) para Olympic Dam, o F e CO₃ como principais agentes complexantes e transportadores de ETR responsáveis pelo extremo fracionamento de ETR registrado no depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão.

3.2.6.3.3 – Isótopos de C, O e S

Estudos recentes concernentes à composição isotópica de oxigênio e carbono (ADIMB, 2001; Villas & Galarza, 2001 e Ronzê, *no prelo*), oriundos de carbonatos hidrotermais do depósito Alemão, apresentaram valores variáveis na composição do $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (entre 3,353 a 9,232 ‰) e do $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (-26,684 a -20,981 ‰), os quais vem sendo interpretados como produto de uma mistura de fluidos magmáticos e meteóricos.

Tazava (1999), com base nos dados isotópicos de carbono e oxigênio do depósito de Igarapé Bahia, já havia sugerido a existência de dois fluidos envolvidos na mineralização, sendo um de origem magmática e outro meteórico.

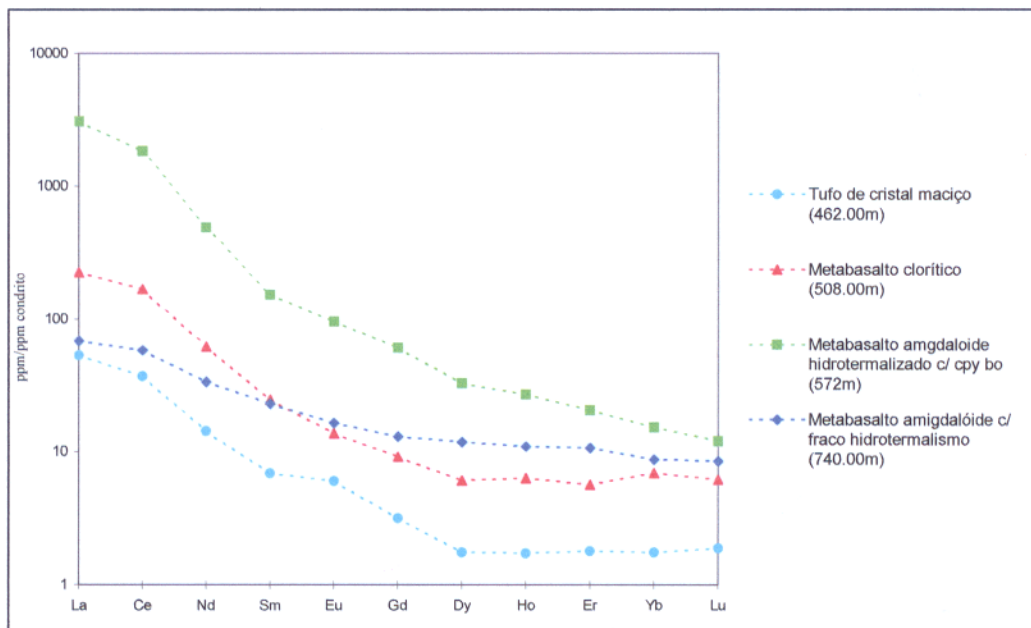


Figura 39: Padrão de distribuição de ETR, normalizados a condrito, nas encaixantes do furo BHMAG-FD001. * Normalização utilizando Evensen *et al.* (1978). Fonte: DOCEGEO (1998).

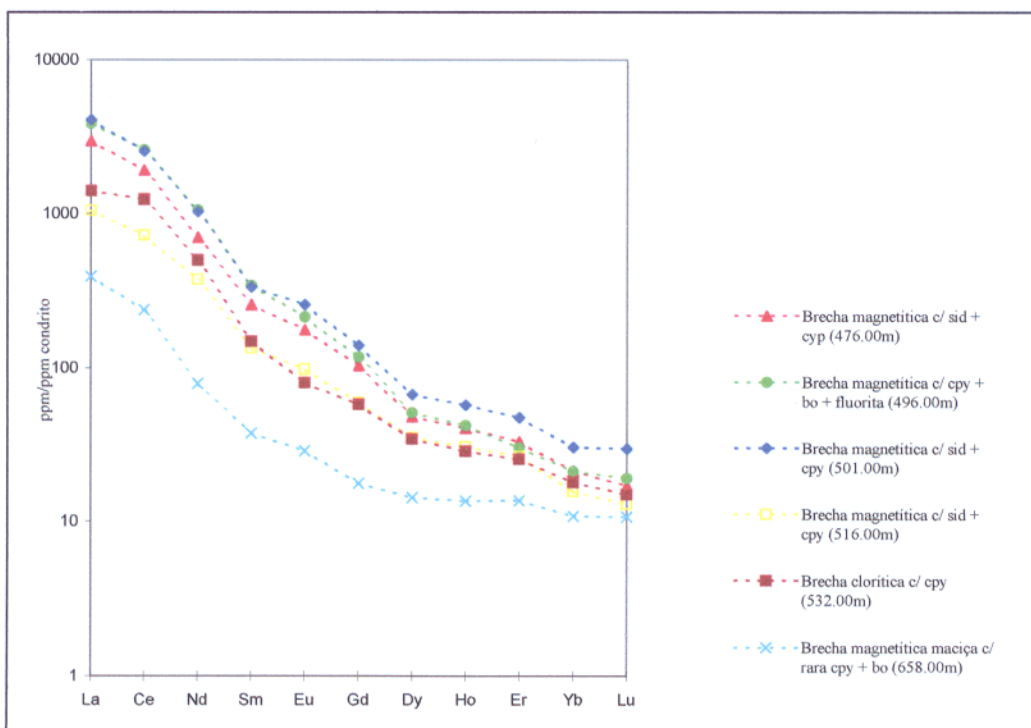


Figura 40: Padrão de distribuição de ETR, normalizados a condrito, nas brechas do furo BHMAG-FD001. * Normalização utilizando Evensen *et al.* (1978). Fonte: DOCEGEO (1998).

Dados preliminares de isótopos estáveis de enxofre (ADIMB, 2001; Villas & Galarza, 2001 e Ronzê *no prelo*) obtidos em amostras de sulfeto maciço e em brechas hidrotermais à magnetita e clorita do depósito Alemão mostram valores de $\delta^{34}\text{S}$ variando de 0,4 a 4,6 ‰, indicando possivelmente baixa oxidação do sistema hidrotermal, ligados ao resfriamento do mesmo.

3.2.6.3.4 – Tipologia do depósito

O depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão pode ser geoquimicamente relacionado à sistemas magmático-hidrotermais. A assinatura geoquímica Fe-Cu-Au-U-ETR em brechas heterolíticas hidrotermais/hidrotermalizadas e ricas em ferro, assim como sua associação com um ambiente tectônico extensional, relacionável regionalmente a um dos principais eventos tectônicos tardios dessa natureza na história evolutiva de Carajás, permitem sua correlação com os depósitos da classe Cu-Au-U-ETR-Fe óxido, conforme mencionado por Hitzman *et al.* (1992).

4 – GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Neste capítulo serão apresentados os resultados oriundos dos estudos de geocronologia e geoquímica isotópica de amostras de rochas encaixantes (metavulcânicas e metapiroclásticas do Grupo Igarapé Bahia, grande dique diorítico diferenciado situado à SE do depósito e dique de diabásio), fases minerais relativas ao processo hidrotermal mineralizante (apatita e fluorita) e da mineralização (sulfetos e ouro) do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão.

4.1 - GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DAS ENCAIXANTES

4.1.1 - Método Pb-Pb em zircão

Foram coletadas aproximadamente cerca de 40 kg de rocha para cada litotipo (rochas metavulcânicas, metapiroclásticas, dique diorítico diferenciado e diabásio). Desse conjunto de amostras, somente as amostras de rocha metapiroclástica e de dique diorítico diferenciado forneceram grãos de zircão para estudos por esse método.

Grande parte das amostras foi coletada a partir de testemunhos de sondagem rotativa diamantada, enquanto que outras são oriundas da abertura subterrânea do Alemão, construída pela CVRD, com os objetivos de coletar grande volume de minério sulfetado para testes de moagem e flotação e a realizar sondagem subterrânea entre os anos de 2001 e 2002.

4.1.1.1 – Metapiroclásticas do Grupo Igarapé Bahia

Foram selecionados oito cristais de zircão para análise, provenientes da amostra TUF-3B (final do tramo 8 da abertura subterrânea do Alemão). Os mesmos apresentavam coloração amarronzada (muito fraca a muito forte), em geral translúcidos, com brilho adamantino, automórficos, prismáticos bipiramidais, fraturados, eventualmente zonados, com bordas corroídas e inclusões escuras. Suas relações de tamanho (comprimento:largura) eram de 1,5: 1 e 2:1.

Foram obtidos três grupos de idades. O primeiro, representado pelos cristais de zircão ZTF-4, ZTF-6, ZTF-7 e ZTF-16, revelou idades entre 2.861 ± 2 Ma (2σ) e 2.882 ± 3 Ma (2σ) para as etapas de 1.500°C, conforme mostrado na Figura 41 (Tabela 2). O segundo grupo,

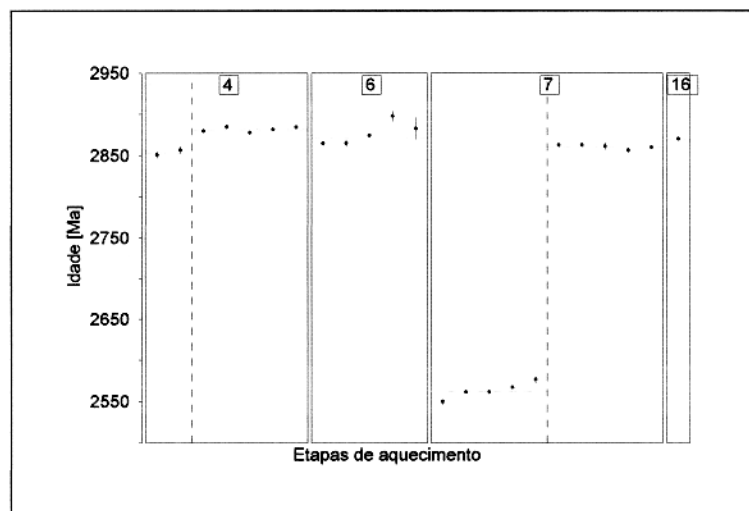


Figura 41: Idades obtidas pelas análises Pb-Pb dos cristais de zircão ZTF-4, ZTF-6, ZTF-7 e ZTF-16 da amostra de metapiroclástica TUF-3B lançadas em diagrama do tipo idade (Ma) x etapas de aquecimento. Observação: número inserido no quadrado (identificação do cristal), ponto preto (bloco incluído no cálculo da idade média da etapa de aquecimento), linha contínua azul (desvios de cada bloco) e linha tracejada verde (idade média calculada para cada etapa de aquecimento).

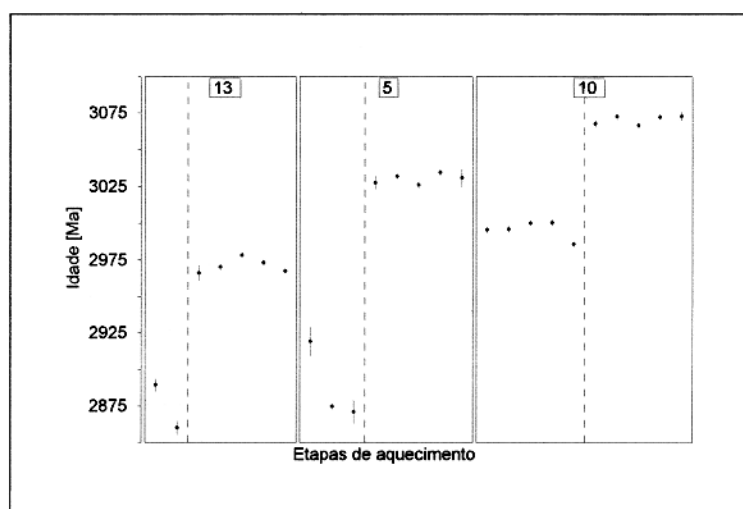


Figura 42: Idades obtidas pelas análises Pb-Pb dos cristais de zircão ZTF-5, ZTF-10 e ZTF-13 da amostra de metapiroclástica TUF-3B lançadas em diagrama do tipo idade (Ma) x etapas de aquecimento. Observação: número inserido no quadrado (identificação do cristal), ponto preto (bloco incluído no cálculo da idade média da etapa de aquecimento), linha contínua azul (desvios de cada bloco) e linha tracejada verde (idade média calculada para cada etapa de aquecimento).

Tabela 2: Resultados analíticos Pb-Pb de cristais de zircão herdados do Complexo Xingu (amostra de metapiroclástica TUF-3B). Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ corrigida do Pb comum.

Cristal	Temp.	Bloco	Razões Util./Tot.	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	2σ	Idade (Ma)	2σ
ZTF-4	1450	1	16	0,002158	0,000078	0,530530	0,002810	0,228590	0,000630	0,203050	0,001150	2851	9
ZTF-4		2	18	0,002092	0,000042	0,529720	0,003140	0,228510	0,001190	0,203780	0,001330	2857	11
ZTF-4		Média	34/34	0,002107	0,000055	0,530170	0,002090	0,228580	0,000560	0,203370	0,000870	2856	7
ZTF-4	1500	1	18	0,000349	0,000022	0,235700	0,001340	0,210770	0,000620	0,206660	0,000670	2880	5
ZTF-4		2	18	0,000342	0,000016	0,236090	0,001240	0,211320	0,000570	0,207290	0,000610	2885	5
ZTF-4		3	18	0,000346	0,000020	0,235930	0,001580	0,210490	0,000700	0,206420	0,000750	2878	6
ZTF-4		4	18	0,000361	0,000012	0,236970	0,001620	0,211160	0,000810	0,206910	0,000830	2882	7
ZTF-4		5	18	0,000349	0,000020	0,237500	0,001240	0,211350	0,000710	0,207240	0,000750	2885	6
ZTF-4		Média	90/90	0,000352	0,000008	0,236460	0,000710	0,211020	0,000330	0,206930	0,000340	2882	3
ZTF-6	1500	1	8	0,000000	0,000002	0,134370	0,000650	0,204760	0,000690	0,204760	0,000690	2865	5
ZTF-6		2	4	0,000000	0,000002	0,134060	0,001100	0,204800	0,001080	0,204800	0,001080	2865	9
ZTF-6		3	8	0,000000	0,000002	0,134780	0,000680	0,205960	0,000670	0,205960	0,000670	2874	5
ZTF-6		4	8	0,000000	0,000002	0,135640	0,001120	0,208930	0,001680	0,208930	0,001680	2898	13
ZTF-6		5	8	0,000000	0,000002	0,135780	0,000660	0,207040	0,003560	0,207040	0,003560	2883	28
ZTF-6		Média	36/36	0,000000	0,000000	0,134940	0,000640	0,205540	0,001070	0,205540	0,001070	2871	8
ZTF-7	1450	1	8	0,000158	0,000004	0,074560	0,000420	0,171160	0,000710	0,169190	0,000710	2550	7
ZTF-7		2	8	0,000118	0,000010	0,075980	0,000520	0,171840	0,000410	0,170380	0,000430	2562	4
ZTF-7		3	6	0,000114	0,000016	0,076130	0,000650	0,171790	0,000480	0,170370	0,000520	2562	5
ZTF-7		4	6	0,000111	0,000010	0,077530	0,000510	0,172330	0,000430	0,170950	0,000450	2567	4
ZTF-7		5	6	0,000099	0,000004	0,077960	0,000420	0,173140	0,000890	0,171910	0,000890	2577	9
ZTF-7		Média	34/34	0,000126	0,000028	0,076430	0,001350	0,171980	0,000460	0,170510	0,000640	2563	6
ZTF-7	1500	1	8	0,000000	0,000002	0,147140	0,001750	0,204490	0,000810	0,204490	0,000810	2863	6
ZTF-7		2	5	0,000019	0,000002	0,147300	0,000790	0,204750	0,000520	0,204520	0,000520	2863	4
ZTF-7		3	6	0,000006	0,000008	0,146250	0,001030	0,204400	0,001170	0,204330	0,001180	2862	9
ZTF-7		4	8	0,000012	0,000014	0,147160	0,001210	0,203870	0,000830	0,203730	0,000850	2856	7
ZTF-7		5	8	0,000000	0,000002	0,146600	0,000810	0,204130	0,000490	0,204130	0,000490	2860	4
ZTF-7		Média	34/34	0,000018	0,000004	0,146860	0,000440	0,204360	0,000320	0,204270	0,000300	2861	2
ZTF-16	1500	1	18	0,000124	0,000010	0,222660	0,001250	0,206870	0,000660	0,205410	0,000670	2870	5
ZTF-16		Média	18/18	0,000124	0,000010	0,222660	0,001250	0,206870	0,000660	0,205410	0,000670	2870	5

exemplificado pelos cristais de zircão ZTF-5, ZTF-10 e ZTF-13 revelaram idades entre 2.973 ± 4 Ma (2σ) e 3.071 ± 3 Ma (2σ) para as etapas de 1.500°C , conforme mostrado na Figura 42 (Tabela 3). O terceiro grupo, representado pelo cristal de zircão ZTF-8, acusou idade média de 3.208 ± 10 Ma (2σ), conforme mostrado na Figura 43 (Tabela 4).

4.1.1.2 - Grande dique diorítico diferenciado

Foram analisados três grãos de zircão provenientes das amostras GD-1-CC e GD-1-CD, oriundas do fácies diferenciado de composição quartzo-monzodiorítica do grande dique situado à SE do depósito de Cu-Au Alemão. Os cristais de zircão apresentavam cor marrom claro a marrom escuro, eram translúcidos, com brilho adamantino, automórficos, de hábito prismático (bipiramidal), microfraturados e com relações de tamanho (comprimento:largura) variando de 1,5: 1 a 2:1.

As análises isotópicas dos cristais selecionados são mostradas na Tabela 5. O cristal ZGD-1 revelou uma idade média de 2.310 ± 3 Ma (2σ). O cristal ZGD-2 revelou uma idade média de 2.244 ± 8 Ma (2σ) para a etapa de 1.450°C e 2.298 ± 7 Ma (2σ) para a etapa de 1.500°C . O zircão ZGD-3 acusou uma idade média de 2.112 ± 4 Ma (2σ) para a etapa de 1.450°C e 2.272 ± 3 Ma (2σ) para a etapa de 1.500°C .

Excluindo-se o cristal ZGD-3, que apresentou idade mais discordante dos demais em relação à etapa de mais alta temperatura, calculou-se um idade média de 2.308 ± 10 Ma (2σ), conforme ilustrado na Figura 44.

4.1.2 - Método Pb-Pb em rocha total

Foram coletadas 6 amostras de rocha para cada litotipo (rochas metavulcânicas, metapiroclásticas, dique diorítico diferenciado e diabásio), oriundas de amostras de testemunhos de sondagem e da abertura subterrânea do Alemão (amostras VUL-5A de metavulcânica e TUF-3B de metapiroclástica).

Tabela 3: Resultados analíticos Pb-Pb de cristais de zircão herdados do Complexo Pium (amostra de metapiroclástica TUF-3B). Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ corrigida do Pb comum.

Cristal	Temp.	Bloco	Razões Util./Tot.	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	2σ	Idade (Ma)	2σ
ZTF-5	1450	1	8	0,00010	0,00001	0,06590	0,00102	0,21284	0,00267	0,21284	0,00267	2928	20
ZTF-5		2	8	0,00015	0,00002	0,06532	0,00040	0,20777	0,00050	0,20777	0,00050	2889	4
ZTF-5		3	8	0,00015	0,00005	0,06544	0,00033	0,20732	0,00194	0,20732	0,00194	2885	15
ZTF-5		Média	24/24	0,00010	0,00002	0,06542	0,00025	0,20791	0,00127	0,20791	0,00127	2890	10
ZTF-5	1500	1	8	0,00001	0,00000	0,09422	0,00053	0,22859	0,00133	0,22859	0,00133	3028	9
ZTF-5		2	8	0,00002	0,00000	0,09427	0,00046	0,22729	0,00055	0,22729	0,00055	3033	4
ZTF-5		3	4	0,00002	0,00000	0,09467	0,00058	0,22847	0,00086	0,22847	0,00086	3028	5
ZTF-5		4	8	0,00001	0,00000	0,09522	0,00058	0,22763	0,00067	0,22763	0,00067	3036	5
ZTF-5		5	6	0,00000	0,00000	0,09611	0,00136	0,22895	0,00175	0,22895	0,00175	3031	12
ZTF-5		Média	34/34	0,00002	0,00000	0,09460	0,00048	0,22711	0,00045	0,22711	0,00045	3032	3
ZTF-10	1450	1	6	0,00006	0,00001	0,15966	0,00086	0,22266	0,00058	0,22266	0,00058	3000	4
ZTF-10		2	6	0,00007	0,00001	0,15964	0,00077	0,22285	0,00062	0,22285	0,00062	3002	5
ZTF-10		3	8	0,00007	0,00001	0,15987	0,00129	0,22338	0,00058	0,22338	0,00058	3006	4
ZTF-10		4	8	0,00007	0,00001	0,16257	0,00080	0,22346	0,00066	0,22346	0,00066	3006	5
ZTF-10		5	4	0,00006	0,00000	0,16497	0,00121	0,22135	0,00054	0,22135	0,00054	2991	4
ZTF-10		Média	32/32	0,00006	0,00000	0,16107	0,00188	0,22266	0,00080	0,22266	0,00080	3000	6
ZTF-10	1500	1	8	0,00002	0,00000	0,11876	0,00064	0,23237	0,00071	0,23237	0,00071	3069	5
ZTF-10		2	4	0,00001	0,00001	0,12004	0,00078	0,23303	0,00056	0,23303	0,00056	3073	4
ZTF-10		3	6	0,00001	0,00001	0,12035	0,00071	0,23214	0,00062	0,23214	0,00062	3067	4
ZTF-10		4	4	0,00001	0,00000	0,11971	0,00061	0,23299	0,00056	0,23299	0,00056	3073	4
ZTF-10		5	8	0,00000	0,00000	0,12013	0,00066	0,23294	0,00093	0,23294	0,00093	3073	6
ZTF-10		Média	30/30	0,00001	0,00000	0,11975	0,00067	0,23271	0,00038	0,23271	0,00038	3071	3
ZTF-13	1450	1	18	0,00005	0,00001	0,20885	0,00149	0,20843	0,00115	0,20843	0,00115	2894	9
ZTF-13		2	18	0,00003	0,00002	0,21138	0,00158	0,20448	0,00126	0,20448	0,00126	2863	10
ZTF-13		Média	36/36	0,00004	0,00002	0,21004	0,00253	0,20663	0,00393	0,20663	0,00393	2880	31
ZTF-13	1500	1	8	0,00003	0,00000	0,23063	0,00152	0,21828	0,00151	0,21828	0,00151	2968	4
ZTF-13		2	6	0,00001	0,00001	0,22925	0,00111	0,21867	0,00059	0,21867	0,00059	2971	4
ZTF-13		3	6	0,00000	0,00000	0,22721	0,00111	0,21965	0,00054	0,21965	0,00054	2978	4
ZTF-13		4	6	0,00003	0,00001	0,22598	0,00129	0,21932	0,00057	0,21932	0,00057	2976	4
ZTF-13		5	4	0,00000	0,00000	0,22819	0,00168	0,21818	0,00053	0,21818	0,00053	2968	4
ZTF-13		Média	30/30	0,00002	0,00001	0,22789	0,00166	0,21893	0,00059	0,21893	0,00059	2973	4

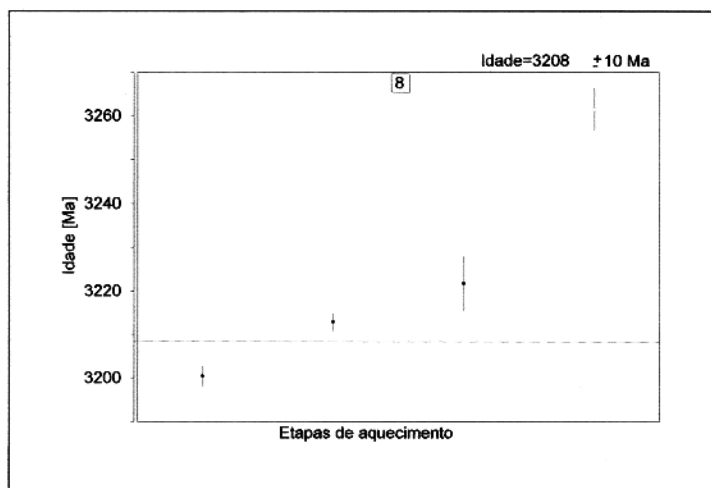


Figura 43: Idades obtidas pelas análises Pb-Pb dos cristal de zircão ZTF-8 da amostra de metapiroclástica TUF-3B lançadas em diagrama do tipo idade (Ma) x etapas de aquecimento. Observação: número inserido no quadrado (identificação do cristal), ponto preto (bloco incluído no cálculo da idade média de aquecimento), quadrado verde (bloco excluído subjetivamente no cálculo da idade média da etapa de aquecimento), linha contínua azul (desvios de cada bloco), linha tracejada verde (idade média calculada para a etapa de aquecimento) e linha tracejada vermelha (idade média calculada entre os zircões).

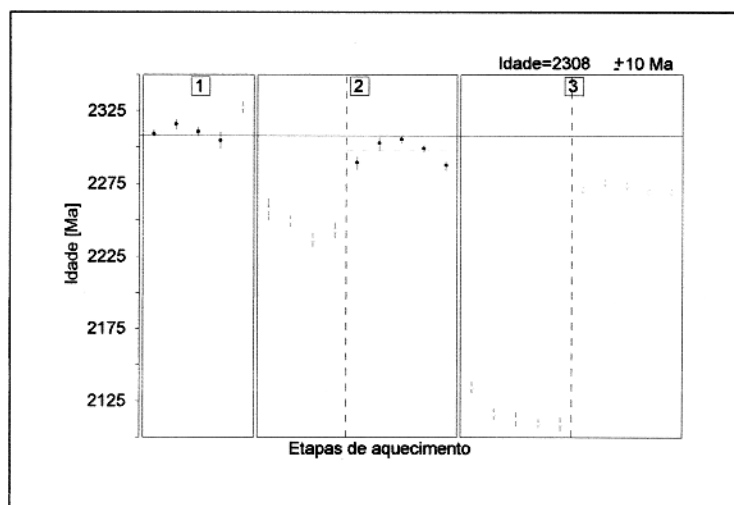


Figura 44: Idades obtidas pelas análises Pb-Pb dos cristais de zircão ZGD-1, ZGD-2 e ZGD-3 da amostra do grande dique diorítico diferenciado lançadas em diagrama do tipo idade (Ma) x etapas de aquecimento. Observação: número inserido no quadrado (identificação do cristal), ponto preto (bloco incluído no cálculo da idade média da etapa de aquecimento), quadrado verde (bloco excluído subjetivamente no cálculo da idade média entre os zircões), linha contínua azul (desvios de cada bloco), linha tracejada verde (idade média calculada para a etapa de aquecimento) e linha tracejada vermelha (idade média calculada entre os zircões).

Tabela 4: Resultados analíticos Pb-Pb de cristais de zircão herdados de idade 3,2 Ga (amostra de metapiroclástica TUF-3B). Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ corrigida do Pb comum. Bloco assinalado com (!) foi eliminado subjetivamente do cálculo da idade média.

Cristal	Temp.	Bloco	Razões Util./Tot.	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	2σ	Idade (Ma)	2σ
ZTF-8	1500	1	8	0,000054	0,000016	0,131190	0,000650	0,000740	0,000740	0,252440	0,000760	3200	5
ZTF-8		2	8	0,000036	0,000010	0,131410	0,001070	0,000640	0,000640	0,254440	0,000650	3213	4
ZTF-8		3	8	0,000067	0,000002	0,132560	0,000790	0,002040	0,002040	0,255880	0,002050	3222	13
ZTF-8		4!	4	0,000125	0,000112	0,133730	0,000910	0,001120	0,001120	0,262410	0,001650	3262	10
ZTF-8		Média	24/28	0,000066	0,000009	0,131680	0,000880	0,001470	0,001470	0,253720	0,001540	3208	10

Tabela 5: Resultados analíticos Pb-Pb de cristais de zircão do grande dique diorítico diferenciado (amostras GD-1-CC e GD-1-CD). Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ corrigida do Pb comum. Blocos assinalados com (!) foram eliminados subjetivamente do cálculo da idade média entre os cristais.

Cristal	Temp.	Bloco	Razões Util./Tot.	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	2σ	Idade (Ma)	2σ
ZGD-1	1500	1	8	0,000432	0,000008	0,171210	0,001020	0,152330	0,000440	0,146770	0,000460	2309	5
ZGD-1		2	8	0,000444	0,000018	0,169660	0,000930	0,153050	0,000630	0,147330	0,000680	2316	8
ZGD-1		3	8	0,000478	0,000030	0,168450	0,001200	0,153000	0,000390	0,146890	0,000550	2310	6
ZGD-1		4	8	0,000489	0,000006	0,168820	0,000950	0,152700	0,001000	0,146400	0,001010	2304	12
ZGD-1		5!	8	0,000373	0,000010	0,169150	0,001310	0,153130	0,000700	0,148340	0,000720	2327	8
ZGD-1		Média	40/40	0,000467	0,000031	0,169590	0,001180	0,152780	0,000380	0,146880	0,000300	2310	3
ZGD-2	1450	1!	18	0,001859	0,000086	0,219990	0,001320	0,166370	0,000520	0,142280	0,001260	2255	15
ZGD-2		2!	18	0,001797	0,000034	0,214460	0,001150	0,164930	0,000480	0,141620	0,000670	2247	8
ZGD-2		3!	18	0,001792	0,000046	0,212660	0,001350	0,163840	0,000530	0,140560	0,000820	2234	10
ZGD-2		4!	18	0,001740	0,000032	0,212420	0,001230	0,163710	0,000830	0,141120	0,000950	2241	12
ZGD-2		Média	72/72	0,001777	0,000038	0,214790	0,003380	0,164910	0,001200	0,141310	0,000640	2244	8
ZGD-2	1500	1	8	0,000568	0,000052	0,185230	0,000980	0,152440	0,000470	0,145110	0,000830	2289	10
ZGD-2		2	4	0,000565	0,000040	0,184440	0,001380	0,153510	0,000620	0,146230	0,000810	2302	10
ZGD-2		3	4	0,000515	0,000024	0,184880	0,001010	0,153100	0,000380	0,146470	0,000490	2305	6
ZGD-2		4	8	0,000563	0,000018	0,185620	0,001240	0,153160	0,000430	0,145900	0,000490	2299	6
ZGD-2		5	8	0,000555	0,000012	0,185010	0,000890	0,152110	0,000560	0,144950	0,000590	2287	7
ZGD-2		Média	32/32	0,000552	0,000015	0,185060	0,000470	0,152890	0,000450	0,145820	0,000590	2298	7
ZGD-3	1450	1!	18	0,000806	0,000022	0,176420	0,001750	0,143280	0,000600	0,132690	0,000670	2134	9
ZGD-3		2!	18	0,000749	0,000030	0,173000	0,001230	0,141190	0,000480	0,131320	0,000630	2116	8
ZGD-3		3!	18	0,000800	0,000030	0,171020	0,000940	0,141590	0,000690	0,131050	0,000810	2112	11
ZGD-3		4!	18	0,000767	0,000016	0,171880	0,000930	0,140960	0,000450	0,130840	0,000510	2110	7
ZGD-3		5!	14	0,000758	0,000044	0,172100	0,000940	0,140790	0,000470	0,130810	0,000750	2109	10
ZGD-3		Média	89/89	0,000769	0,000018	0,171880	0,000750	0,141050	0,000300	0,130990	0,000320	2112	4
ZGD-3	1500	1!	18	0,000361	0,000006	0,178570	0,000930	0,148260	0,000370	0,143590	0,000380	2271	5
ZGD-3		2!	18	0,000346	0,000012	0,177720	0,000890	0,148460	0,000400	0,143980	0,000430	2276	5
ZGD-3		3!	18	0,000345	0,000004	0,177410	0,001000	0,148260	0,000520	0,143800	0,000530	2274	6
ZGD-3		4!	18	0,000359	0,000008	0,177070	0,000910	0,148070	0,000380	0,143430	0,000400	2269	5
ZGD-3		5!	16	0,000359	0,000006	0,176560	0,000870	0,148080	0,000390	0,143430	0,000400	2269	5
ZGD-3		Média	89/89	0,000353	0,000007	0,177440	0,000680	0,148220	0,000180	0,143620	0,000210	2272	3

4.1.2.1 – Metavulcânicas do Grupo Igarapé Bahia

Os resultados analíticos das 6 amostras coletadas (Tabela 6) acusaram razões isotópicas bastante elevadas, com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 66,94 e 726,07; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 25,37 e 146,99 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 77,40 e 109,93.

Os dados obtidos foram lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, o qual, indicou uma idade de 2.705 ± 44 Ma (2σ) com MSWD de 1.209. Eliminando-se a amostra VUL-A (a mais radiogênica), é obtida no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, uma idade de 2.744 ± 110 Ma (2σ) com MSWD de 1.286, conforme ilustrado na Figura 45.

4.1.2.2 – Metapiroclásticas do Grupo Igarapé Bahia

Os resultados analíticos das 6 amostras coletadas (Tabela 7) acusaram razões isotópicas muito altas, com $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 20,87 e 506,38; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 16,12 e 98,15 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 43,07 e 128,24.

Os dados obtidos foram lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, o qual, indicou uma idade de 2.552 ± 174 Ma (2σ) com MSWD de 9.700. Excluindo-se as amostras TUF-A (a mais radiogênica), TUF-E (a mais desalinhada) e TUF-C (uma das amostras mais radiogênicas) é obtida no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, uma idade de 2.716 ± 40 Ma (2σ) com MSWD de 0,51 (Figura 46). Eliminando-se, subjetivamente, a amostra TUF-B (a amostra menos radiogênica), a idade obtida é de 2.742 ± 72 Ma (2σ), conforme ilustrado na Figura 47.

4.1.2.3 - Resultados integrados para metavulcânicas e metapiroclásticas do Grupo Igarapé Bahia

Os dados obtidos foram lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, o qual, com a eliminação das amostras de metapiroclástica TUF-A, TUF-E e TUF-C e de metavulcânica VUL-A, indicou uma idade de 2.751 ± 81 Ma (2σ) com MSWD de 171 (Figura 48). Eliminando-se também a amostra TUF-B, é obtida no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ uma idade de 2.751 ± 93 Ma (2σ) com MSWD de 202.

Tabela 6: Razões isotópicas de Pb de amostras de metavulcânicas encaixantes do depósito de Cu-Au Alemão.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(1 σ)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(1 σ)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(1 σ)
VUL-D	17,08	0,01	15,65	0,02	34,94	0,04
VUL-B	66,94	0,01	25,37	0,01	77,40	0,05
VUL-C	97,08	0,10	32,02	0,10	63,49	0,10
VUL-5A	179,50	0,77	44,71	0,19	137,84	0,61
VUL-E	280,00	1,00	65,60	0,50	101,00	0,10
VUL-A	726,07	1,28	146,99	0,28	109,93	0,23

Tabela 7: Razões isotópicas de Pb de amostras de metapiroclásticas encaixantes do depósito de Cu-Au Alemão.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(1 σ)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(1 σ)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(1 σ)
TUF-B	20,87	0,10	16,12	0,10	43,07	0,10
TUF-D	86,85	0,08	28,45	0,03	78,45	0,10
TUF-3B	195,20	6,70	48,78	1,33	151,29	4,53
TUF-C	314,90	0,40	69,41	0,11	102,72	0,17
TUF-E	400,80	0,93	96,32	0,22	146,95	0,34
TUF-A	506,38	0,37	98,15	0,10	128,24	0,16

Tabela 8: Razões isotópicas de Pb de amostras de dique de diabásio que corta zona de minério de magnetítico sulfetado na seção LT-150NE do depósito de Cu-Au Alemão.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(1 σ)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(1 σ)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(1 σ)
DIA-D	20,00	0,02	16,31	0,02	38,40	0,05
DIA-B	22,92	0,02	16,67	0,02	43,81	0,07
DIA-A	85,17	0,06	38,19	0,04	44,22	0,05
DIA-C	498,34	1,00	160,32	0,34	41,35	0,09

Tabela 9: Razões isotópicas de Pb de amostras do grande dique diorítico diferenciado adjacente ao depósito de Cu-Au Alemão.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(1 σ)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(1 σ)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(1 σ)
GD-1-CD	18,53	0,02	15,85	0,02	38,59	0,06
GD-C	22,19	0,06	16,71	0,05	40,87	0,10
GD-1-CC	28,08	0,02	18,45	0,02	44,78	0,05
GD-A	33,18	0,03	20,16	0,02	49,18	0,07
GD-1-CB1	35,66	0,05	20,47	0,05	50,09	0,05
GD-1-CA	257,82	0,43	56,46	0,09	145,19	0,27
GD-1-B	336,69	0,39	56,42	0,08	269,42	0,42

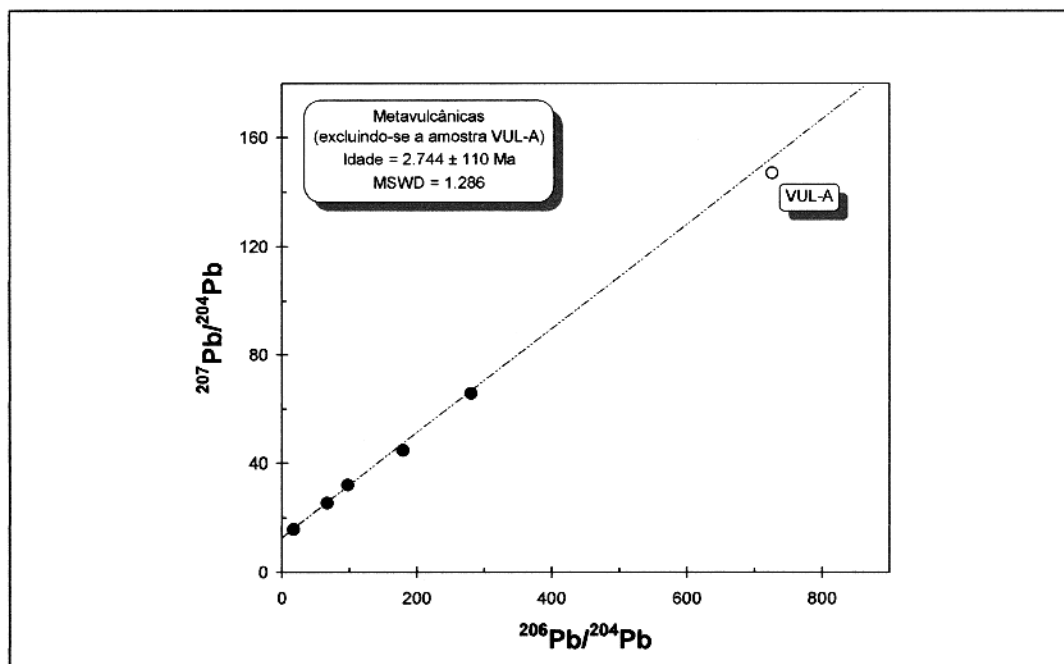


Figura 45: Diagrama Pb-Pb para amostras de metavulcânicas encaixantes do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade) e círculo vazado (leitura excluída no cálculo da idade).

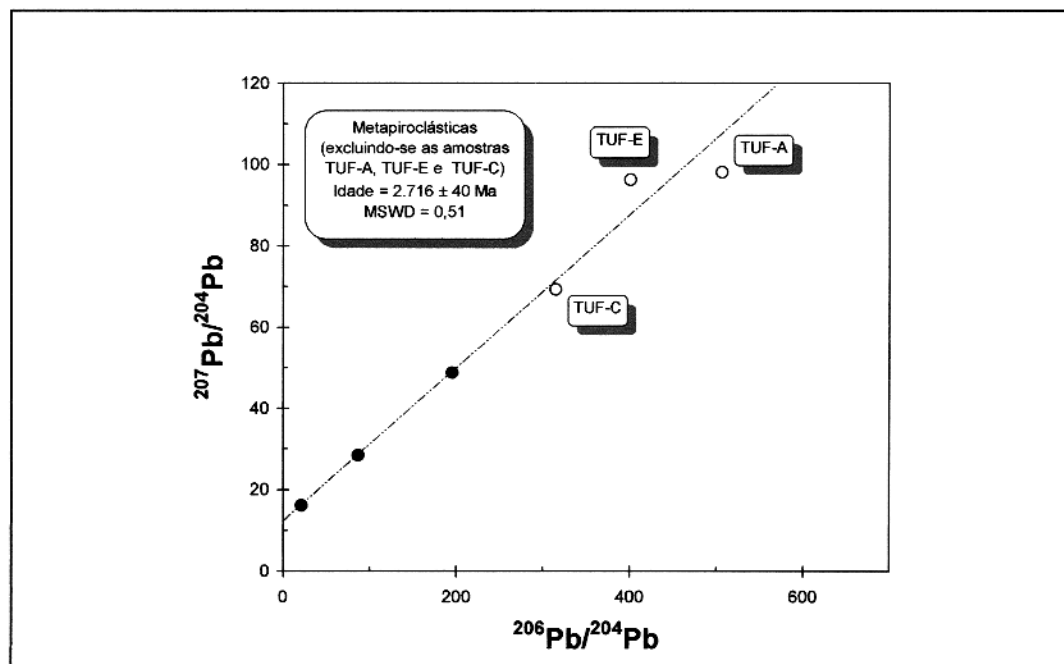


Figura 46: Diagrama Pb-Pb para amostras de metapiroclásticas encaixantes do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade) e círculo vazado (leitura excluída no cálculo da idade).

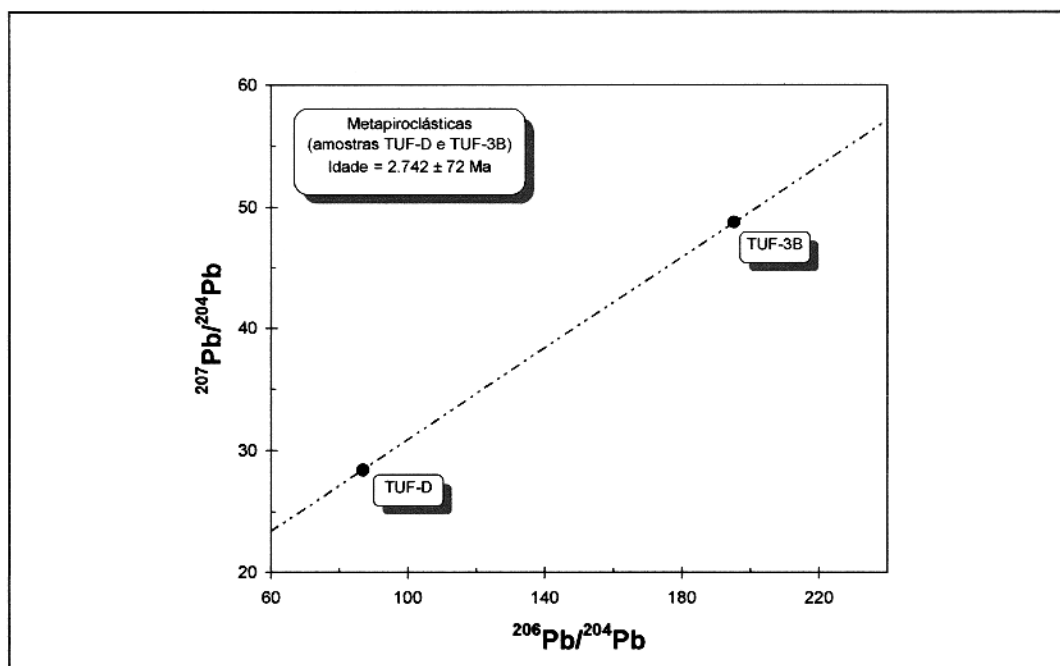


Figura 47: Diagrama Pb-Pb para amostras de metapelite encaixantes do depósito de Cu-Au Alemão.

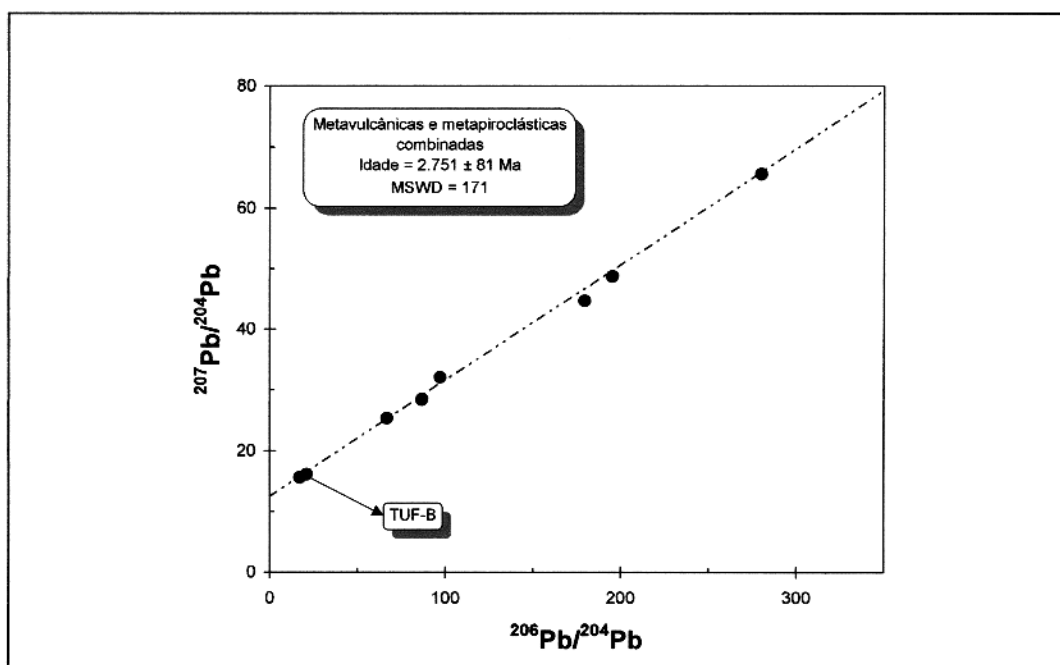


Figura 48: Diagrama Pb-Pb para amostras de metavolcânica e metapelite encaixantes do depósito de Cu-Au Alemão.

4.1.2.4 - Dique de diabásio

Os resultados analíticos obtidos em 4 amostras do mesmo dique de diabásio, oriundas da sondagem subterrânea em leque na cota 200m da seção LT-150NE (furos ALM-FD104, ALM-FD113, ALM-FD122 e ALM-FD141), acusaram razões isotópicas muito elevadas, com $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 20,00 e 498,34; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 16,31 e 160,32 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 38,40 e 44,22 (Tabela 8)

As mesmas, quando lançadas no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, revelaram uma idade de 3.473 ± 84 Ma (2σ) com MSWD de 5.687 (Figura 49). Eliminando-se a amostra mais radiogênica (DIA-C) a idade obtida é de 3.478 ± 160 Ma (2σ) com MSWD de 829.

4.1.2.5 - Grande dique diorítico diferenciado

Os resultados analíticos obtidos em 7 amostras de testemunhos de sondagem (furo ALM-FD37) oriundas das fácies quartzo-diorítica e quartzo-monzodiorítica do grande dique situado imediatamente à SE do depósito de Cu-Au Alemão, acusaram também razões isotópicas muito altas, com de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 18,53 e 336,69; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15,85 e 56,46 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 38,59 e 269,42 (Tabela 9).

Os pontos analíticos, quando lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostram duas amostras com razões isotópicas muito altas (GD-1-CA e GD-1-B), que não se alinham com as demais amostras estudadas. A idade obtida excluindo-se apenas a amostra GD-1CA (uma das mais radiogênicas e de maior erro analítico associado) é de 2.019 ± 270 Ma (2σ) com MSWD de 12.083. Por outro lado, eliminando-se somente a amostra GD-B (a mais radiogênica), a idade obtida no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ é de 2.537 ± 250 Ma (2σ) com MSWD de 7.224 (Figura 50). Por fim, excluindo-se as duas amostras mais radiogênicas e desalinhas de todo o conjunto (GD-1-CA e GD-1-B), obtém-se a idade de 3.384 ± 220 Ma (2σ) com MSWD de 98 (Figura 51).

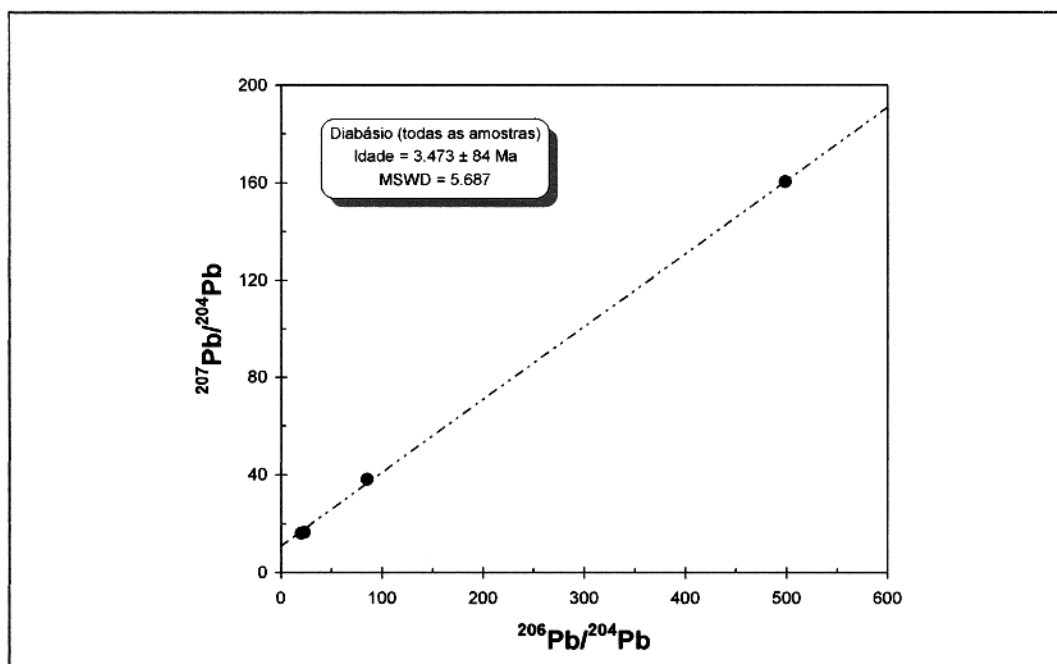


Figura 49: Diagrama Pb-Pb para amostras de dique de diabásio da seção LT-150NE do depósito de Cu-Au Alemão.

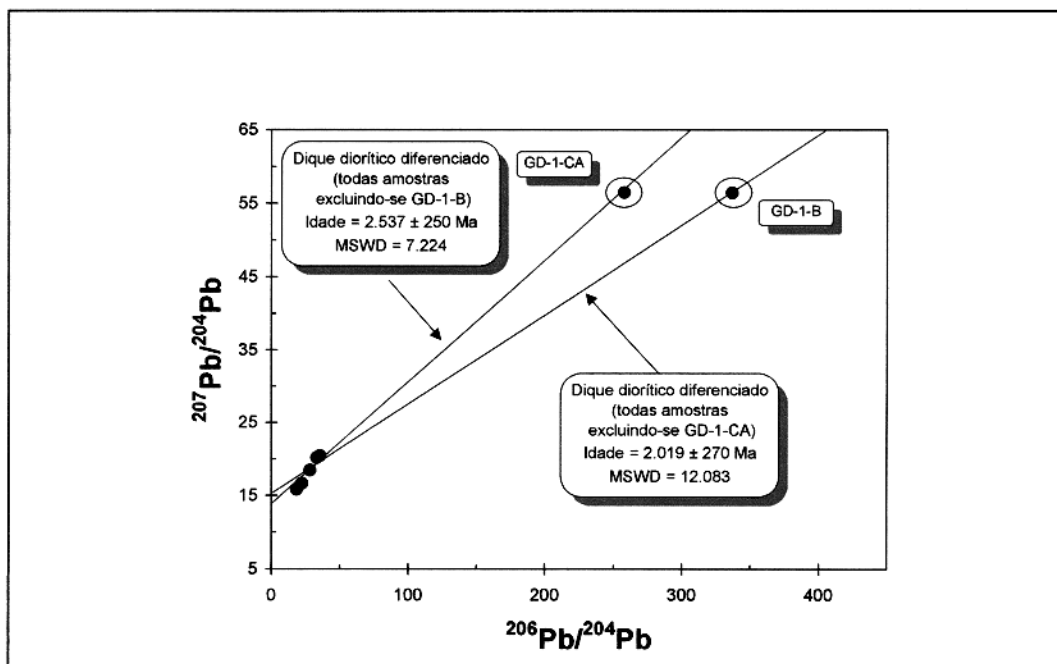


Figura 50: Diagrama Pb-Pb para amostras do grande dique diorítico diferenciado adjacente ao depósito de Cu-Au Alemão.

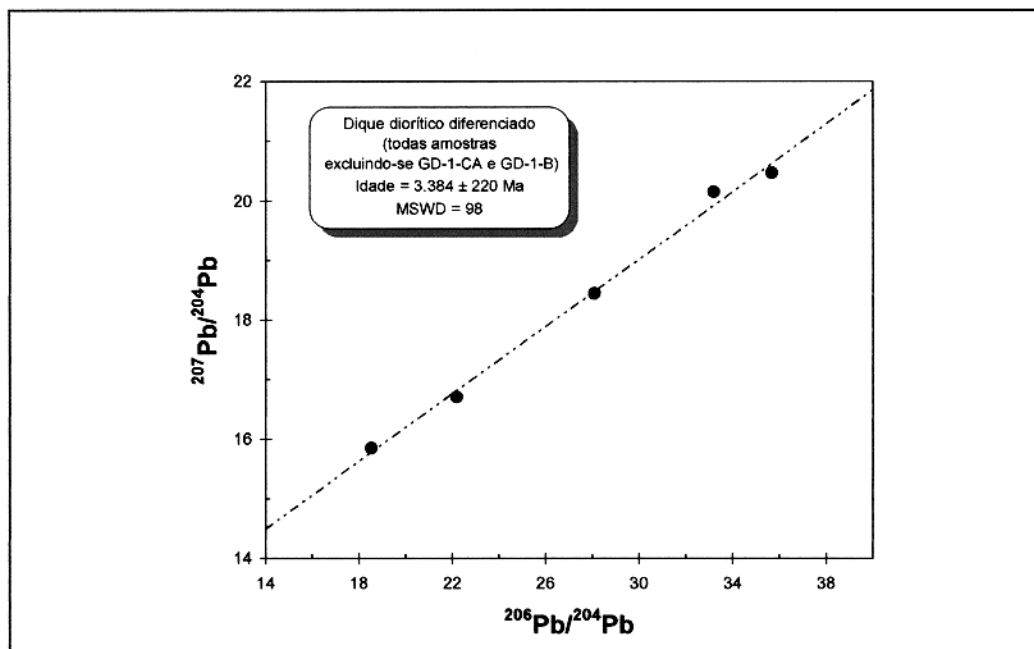


Figura 51: Diagrama Pb-Pb para amostras do grande dique diorítico diferenciado adjacente ao depósito de Cu-Au Alemão.

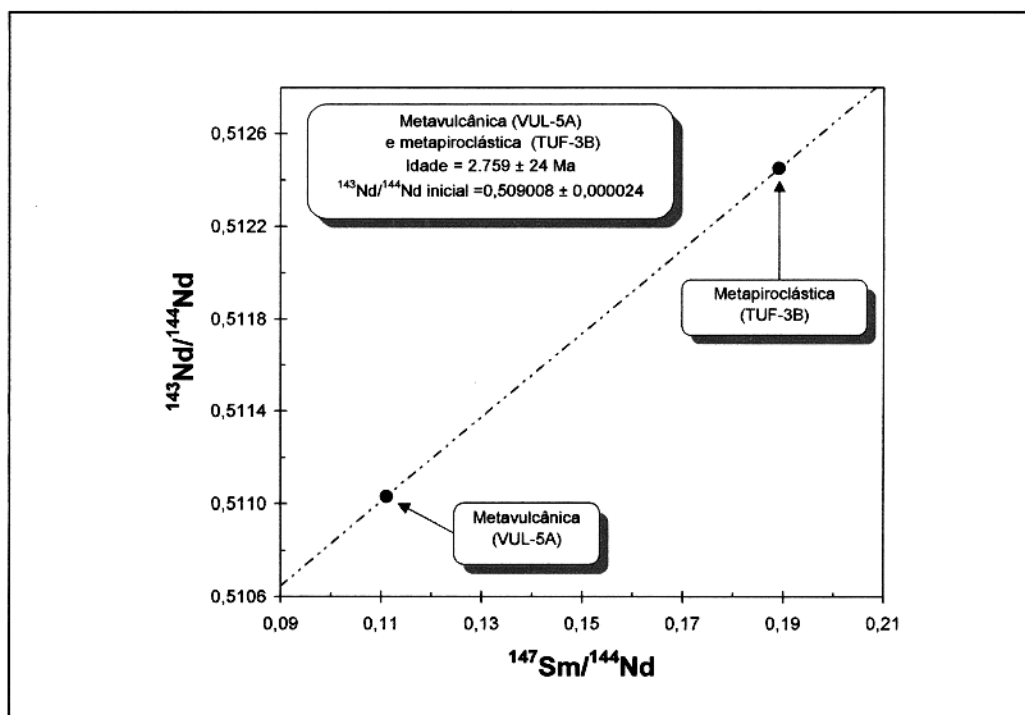


Figura 52: Diagrama Sm-Nd para amostras de metavulcânica e metapiroclástica (coletadas na abertura subterrânea) encaixantes do depósito de Cu-Au Alemão.

4.1.3 - Método Sm-Nd em rocha total

O método Sm-Nd foi aplicado em uma amostra de metavulcânica (VUL-5A) e outra amostra de metapiroclástica (TUF-3B). Ambas pertencem ao Grupo Igarapé Bahia e são oriundas da abertura subterrânea do Alemão, sendo que a primeira foi coletada no tramo 11 e a última no tramo 8. As dosagens Sm-Nd (Tabela 10) foram realizadas com o intuito de se determinar as idades-modelo T_{DM} dessas encaixantes no depósito de Cu-Au Alemão, objetivando-se diagnosticar o tempo de extração do manto do material parental dessas rochas. Adicionalmente, determinou-se uma possível idade de formação para as mesmas.

4.1.3.1 – Metavulcânica e metapiroclástica do Grupo Igarapé Bahia combinadas

As razões isotópicas lançadas no diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ forneceram, para as amostras VUL-5A e TUF-3B, uma idade de 2.759 ± 24 Ma (2σ), com razão inicial de $0,509008 \pm 0,000024$ (Figura 52).

4.1.3.2 - Idades-modelo manto empobrecido (T_{DM})

O tratamento dos resultados analíticos obtidos para as amostras VUL-5A e TUF-3B levaram a obtenção de valores de ϵNd (calculados para 2.759 Ma – idade isocrônica Sm-Nd para formação dessas rochas) negativos, ambos de -0,96 (Tabela 9).

As idades T_{DM} de estágio simples calculadas para essas rochas situam-se no intervalo de tempo entre 4,14 Ga (metapiroclástica TUF-3B) e 3,03 Ga (metavulcânica VUL-5A), conforme mencionado na Tabela 9. Entretanto, em virtude do alto valor da razão Sm/Nd na amostra TUF-3B e do fato de ambas amostras apresentarem allanita (sugerindo a atuação de processo de fracionamento), reduzindo a confiabilidade da idade determinada, procedeu-se o cálculo das idades T_{DM} de estágio duplo, que revelou um valor de 2,96 Ga para ambas amostras de metapiroclástica (TUF-3B) e metavulcânica (VUL-5A).

Tabela 10: Resultados analíticos Sm-Nd e parâmetros derivados de metavulcânica e metapiroclástica encaixantes do depósito de Cu-Au Alemão.

Amostra	Idade (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{13}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon(0)$	$\varepsilon(t)$	Idade CHUR (Ga)	Idade T_{DM} - estágio simples (Ga)	Idade T_{DM} - estágio duplo (Ga)
VUL-5A	2.759	3,45	18,79	0,51103	0,11108	-31,37	-0,96	2,84	3,03	2,96
TUF-3B	2.759	6,56	20,96	0,51245	0,189070	-3,67	-0,96	3,72	4,14	2,96

Tabela 11: Resultados analíticos Sm-Nd de fluorita de veios carbonáticos tardios encaixados em minério sulfetado do depósito de Cu-Au Alemão.

Amostra	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	(2σ)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	(2σ)
FL-9E	0,09003	0,00003	0,510418	0,000022
FL-70C	0,28226	0,00019	0,513689	0,000100
FL-72C	0,34593	0,00012	0,514604	0,000077
FL-70E	0,36786	0,00006	0,514395	0,000029

Tabela 12: Resultados analíticos U-Pb de concentrados de apatita de zona mineralizada sulfetada do depósito de Cu-Au Alemão.

Amostra	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma)	Idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Ma)	Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)
AP-C	5,46382	3,30167	261,757	59,2748	41,1356	11,6340	0,469895	0,179566	2483,10	2575,41	2648,87
AP-9	1,15366	3,73706	301,692	79,6646	69,8843	73,4442	2,354050	0,226277	7801,25	4376,35	3025,90

4.2 - GEOCRONOLOGIA DO HIDROTERMALISMO ASSOCIADO À MINERALIZAÇÃO

4.2.1 - Método Sm-Nd em fluorita

Foram analisadas isotopicamente 4 amostras de fluorita (Tabela 11), oriundas de veios carbonáticos encaixados discordantemente em amostras de minério magnetítico e clorítico sulfetados. As amostras FL-70E e FL-70C são oriundas do mesmo veio, porém de cristal zonado, apresentando coloração púrpura variando desde a tonalidade mais escura (FL-70E) para tonalidade mais clara (FL-70C).

A idade obtida, considerando-se todas as amostras, é de 2.313 ± 1.000 Ma (2σ), com razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial de $0,5091 \pm 0,0019$ e MSWD de 126 (Figura 53). Excluindo-se a amostra mais radiogênica e desalinhada (FL-70E), a idade isocrônica obtida é de 2.504 ± 930 Ma (2σ), com razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial de $0,5089 \pm 0,0016$ e MSWD de 4,8 (Figura 54). Eliminando-se também a amostra oriunda de veio FL-72C (a segunda mais radiogênica), a idade isocrônica obtida é de 2.580 ± 79 Ma (2σ), com razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial de $0,508945 \pm 0,000039$ (Figura 56).

4.2.2 - Método U-Pb em apatita

A amostra (AP-9) é oriunda de hidrotermalito rico em calcopirita com inclusões de apatita, coletado no intervalo de 762,30-762,52m do furo ALM-FD09. A amostra (AP-C) é oriunda de intervalos sulfetados de sete furos de sondagem (ALM-FD01 ao 7), conforme discriminado no anexo I.

Lançando-se os resultados das análises isotópicas (Tabela 12) no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, observa-se que ambas amostras AP-9 e AP-C localizam-se fora da concórdia, sendo que amostra AP-C situa-se abaixo da curva teórica e a amostra AP-9 acima dela.

A amostra AP-C acusou idades de 2.575 Ma para o geocronômetro ^{238}U - ^{206}Pb e 2.483 Ma para geocronômetro ^{235}U - ^{207}Pb , com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2.649 Ma. Já a amostra AP-9, por sua vez, revelou idades de 4.376 Ma para o geocronômetro ^{238}U - ^{206}Pb e 7.801 Ma para geocronômetro ^{235}U - ^{207}Pb , com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3.026 Ma.

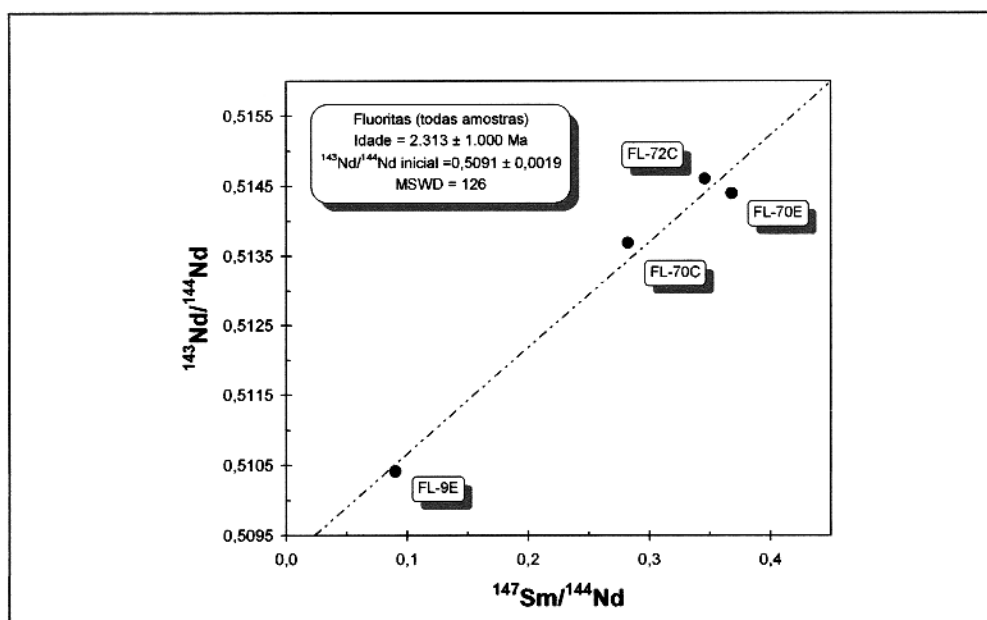


Figura 53: Diagrama Sm-Nd para amostras de fluorita de veios carbonáticos encaixados em amostras de minério magnetítico e clorítico sulfetados do depósito de Cu-Au Alemão.

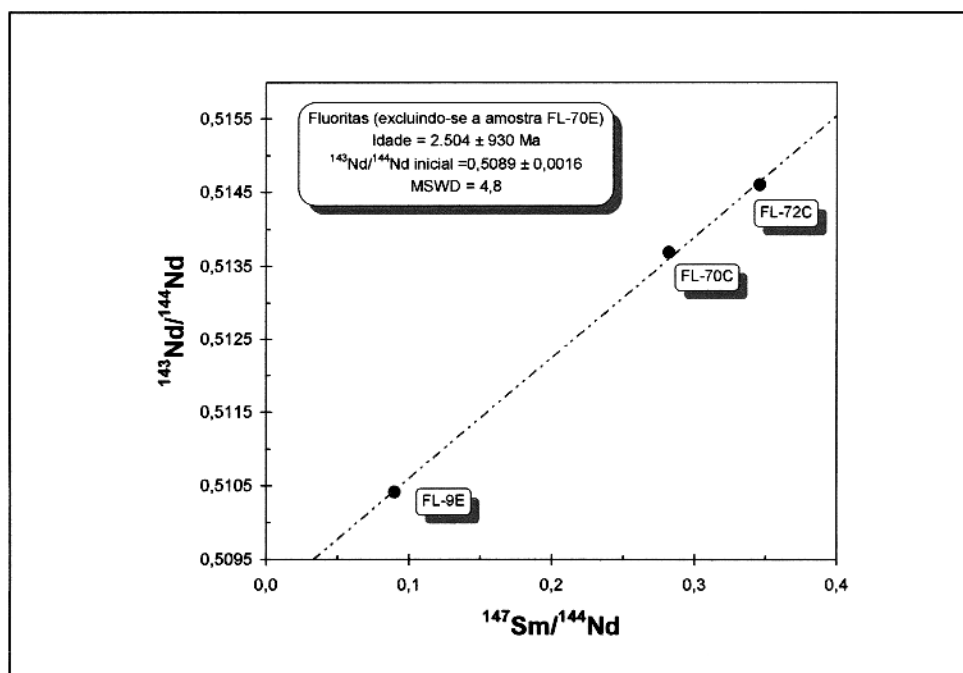


Figura 54: Diagrama Sm-Nd para amostras de fluorita de veios carbonáticos encaixados em amostras de minério magnetítico e clorítico sulfetados do depósito de Cu-Au Alemão.

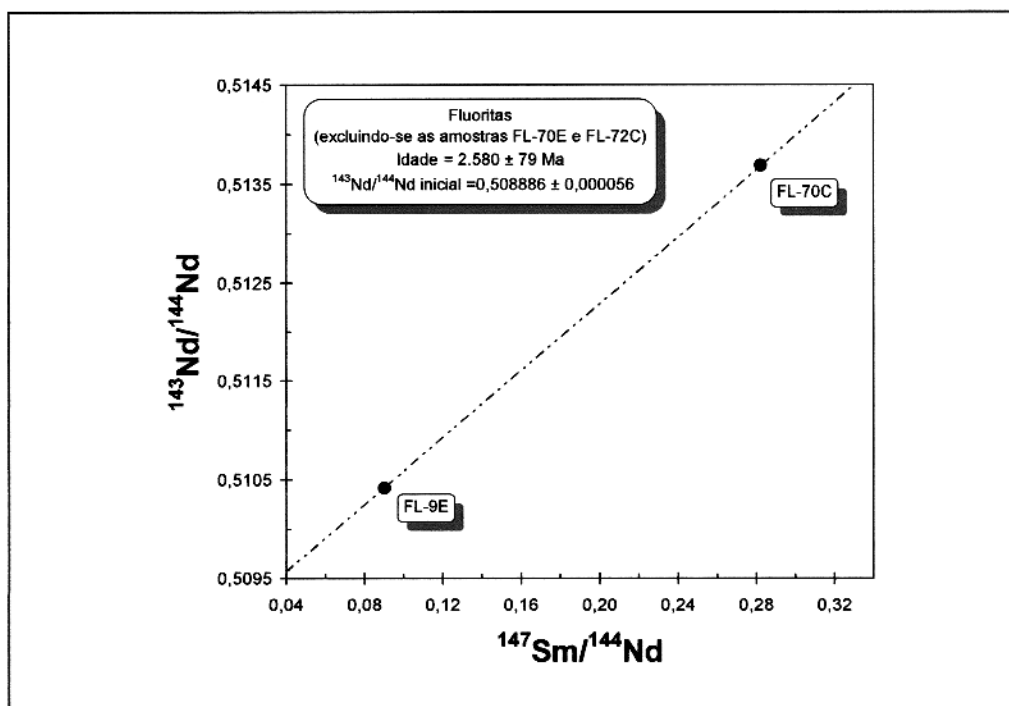


Figura 55: Diagrama Sm-Nd para amostras de fluorita de veios carbonáticos encaixados em amostras de minério magnetítico e clorítico sulfetados do depósito de Cu-Au Alemão.

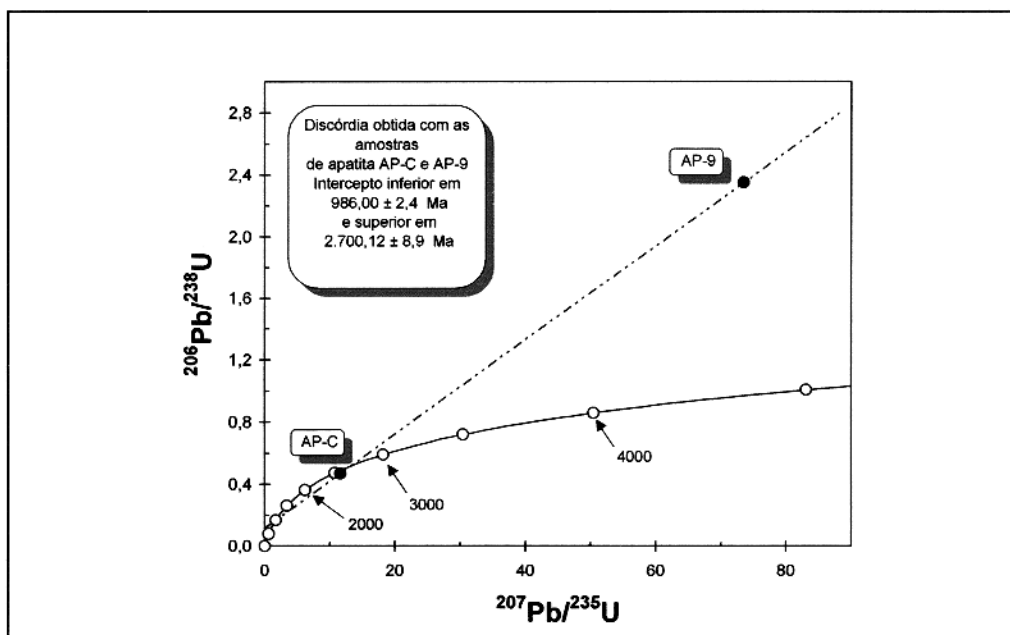


Figura 56: Diagrama U-Pb com reta de discórdia definida pelos concentrados de apatita de amostras de minério magnetítico e clorítico sulfetados do depósito de Cu-Au Alemão.

A reta da discórdia obtida por essas duas amostras forneceu idades de $2.700,12 \pm 8,9$ Ma para o intercepto superior e $986,00 \pm 2,4$ Ma para o intercepto inferior, conforme indicado na Figura 56.

4.3 - GEOCRONOLOGIA DA MINERALIZAÇÃO DE CU-AU

4.3.1 - Método Pb-Pb em ouro

Foram coletadas e analisadas nove partículas de ouro nativo. Duas delas intercrescidas com calcopirita de magnetitito sulfetado (partículas 75-B e 75-C do furo ALM-FD75), duas livres na ganga clorítica da matriz de metavulcânica brechada e sulfetada (partículas 9-A e 9-B do furo ALM-FD09), três livres na ganga carbonática de veio tardio instalado em magnetitito sulfetado (partículas 72-A*, 72-B* (A* e B* partículas do mesmo grão) e 72-C), duas livres na ganga quartzosa de veio tardio instalado em magnetitito sulfetado (partículas 104-A e 104-B do furo ALM-FD104) e três associadas, porém tardias, à calcopirita da matriz de metavulcânica hidrotermalizada e mineralizada (partículas 79-A, 79-B e 79-C).

Os resultados analíticos obtidos para essas partículas (Tabela 13), acusaram altas razões isotópicas, com $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 48,40 e 1.049,90; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 21,19 e 157,82 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 37,29 e 61,07. As composições mais radiogênicas podem ser atribuídas ao decaimento do U *in situ* (fixado na estrutura ou na forma de inclusões no mineral) e/ou à incorporação de Pb radiogênico assimilado pelo mineral a partir de uma fonte externa durante e/ou após a formação do mineral.

4.3.1.1 - Ouro intercrescido com calcopirita

A idade obtida no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as três leituras da partícula 75-B foi de 2.581 ± 1.700 Ma (2σ) com MSWD de 11,4. Excluindo-se a leitura que mais se desalinha em relação à reta de melhor ajuste, obtém-se uma idade de 2.575 ± 86 Ma (2σ), conforme ilustrado na Figura 57.

Para a partícula 75-C a idade $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ calculada foi de 2.810 ± 230 Ma (2σ) com MSWD de 7 (Figura 58).

Tabela 13: Razões isotópicas de Pb de amostras de partículas de Au da zona mineralizada do depósito de Cu-Au Alemão.

Furo	Amostra	Bloco	T (graus Celsius)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(2σ)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(2σ)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(2σ)
ALM-FD09	9-A	1	1403	188,41040733	5,5538720	38,84650678	1,0122260	41,05783013	0,6308250
ALM-FD09	9-A	1	1437	704,48541688	51,5063290	109,51758204	7,2227580	48,21049893	1,7993360
ALM-FD09	9-A	2	1421	848,24902344	17,0922320	128,74638542	2,2398190	52,38812072	1,0094770
ALM-FD09	9-A	3	1426	884,65929788	17,7778490	134,86640646	2,2304930	53,36621615	0,8428890
ALM-FD09	9-A	1	1423	912,73047440	18,1803340	138,66877288	2,2072860	53,55791290	0,6826090
ALM-FD09	9-A	4	1412	925,55408538	20,5571990	140,20928784	3,3653620	54,05196100	2,0587000
ALM-FD09	9-A	2	1427	935,95728929	20,2221680	141,59565386	1,7916720	54,54168847	1,1168900
ALM-FD09	9-A	5	1416	936,93368703	23,1251010	142,43878123	3,0686480	55,91151724	1,0892320
ALM-FD09	9-A	3	1431	955,97414773	23,0531100	144,22577031	2,8629440	54,34210002	0,9183890
ALM-FD09	9-A	4	1416	958,15937171	22,2554210	145,01937303	3,5546220	54,46886804	1,1851310
ALM-FD09	9-A	1	1418	974,98964566	38,8669170	147,34535854	5,1695790	54,76413009	1,7971300
ALM-FD09	9-A	5	1417	976,32365060	29,3767760	147,06082992	4,1730410	54,92250968	1,2254130
ALM-FD09	9-A	2	1418	999,87393195	19,6954960	150,88812676	2,4811990	55,71225836	0,6938660
ALM-FD09	9-A	3	1419	1006,08682720	23,4000000	150,97305641	3,3661880	55,99213334	1,0202030
ALM-FD09	9-A	4	1419	1049,90373600	12,4000000	157,82542645	2,0275730	57,78645997	0,7750960
ALM-FD09	9-B	5	1390	133,59014271	0,6778250	35,92580898	0,1329890	39,88988578	0,1263610
ALM-FD09	9-B	1	1329	134,51731960	0,6071940	36,03963930	0,1067890	39,78984890	0,1839950
ALM-FD09	9-B	1	1438	135,83809387	0,1491010	36,32101763	0,0478910	40,08548115	0,0987050
ALM-FD09	9-B	4	1365	136,00487519	1,3027890	36,32532107	0,3037370	39,90550540	0,2897070
ALM-FD09	9-B	2	1441	136,47969635	0,8664350	36,40830976	0,1743740	39,88595299	0,1436750
ALM-FD09	9-B	2	1324	139,14817404	1,1449680	36,89700876	0,2374270	39,99429354	0,2497950
ALM-FD09	9-B	3	1332	139,61986840	0,7490350	37,02390194	0,1667140	40,16307583	0,1513310
ALM-FD72	72-C	1	1535	110,99725560	1,5300000	36,03726880	0,4170000	38,24700864	0,2020000
ALM-FD72	72-C	4	1546	113,16264008	1,2100000	36,76487880	0,3550000	38,60994240	0,4600000
ALM-FD72	72-C	2	1540	113,42587032	1,5200000	36,49721868	0,4550000	38,11668608	0,5160000
ALM-FD72	72-C	3	1543	113,93559072	0,8700000	36,76668528	0,4700000	38,45259072	0,4440000
ALM-FD72	72-C	5	1588	114,41153024	1,0400000	36,89865868	0,3900000	38,13668160	0,1900000
ALM-FD72	72-B	2	1484	141,83849736	3,5050000	44,40388056	0,8700000	38,54563520	0,2030000
ALM-FD72	72-B	1	1465	156,75110192	2,0800000	47,76614128	0,6480000	39,42875392	0,5090000
ALM-FD72	72-A	3	1468	175,89102776	1,7200000	50,28949276	0,4110000	39,11204096	0,1560000
ALM-FD72	72-A	1	1423	176,21450224	1,8000000	50,19806480	0,5500000	38,91128192	0,3500000
ALM-FD72	72-A	2	1463	181,63858888	0,6740000	51,43981908	0,2100000	38,91680832	0,1660000
ALM-FD75	75-B	1	1460	70,15396640	0,3750000	24,93052796	0,1900000	37,80499712	0,2200000
ALM-FD75	75-B	2	1531	59,34147856	2,6700000	23,32567120	0,5580000	38,09166656	0,3240000
ALM-FD75	75-B	3	1612	48,40469312	0,8100000	21,19462696	0,2900000	37,28963520	0,4300000
ALM-FD75	75-C	1	1410	355,27116934	7,5800000	82,72474080	1,7300000	41,59419840	0,4400000
ALM-FD75	75-C	2	1448	333,32085472	2,8200000	77,55710404	0,3260000	41,03522816	0,1700000
ALM-FD75	75-C	3	1448	349,59040816	3,0800000	80,87570816	0,8400000	41,58173888	0,3800000
ALM-FD75	75-C	4	1448	367,31073512	2,9100000	84,38017900	0,6900000	41,81867072	0,2200000
ALM-FD75	75-C	5	1449	377,12312848	1,9200000	86,59181232	0,7000000	41,96064896	0,2950000
ALM-FD79	79-A	1	1422	325,90269376	3,6700000	75,14926692	1,0900000	55,67064256	0,6190000
ALM-FD79	79-A	2	1476	301,53284616	4,5200000	70,54163896	1,2570000	54,66312960	1,1600000
ALM-FD79	79-A	3	1512	301,76389936	1,8000000	70,64280184	0,4600000	54,86439104	0,3030000
ALM-FD79	79-A	4	1512	297,30803088	3,8300000	69,94038220	0,9648000	54,75758080	0,7120000
ALM-FD79	79-A	5	1516	290,79313256	2,8100000	68,76185472	0,7500000	54,32943552	0,3700000
ALM-FD79	79-B	1	1412	304,63998544	1,6700000	73,59027468	0,5010000	53,98308096	0,2150000
ALM-FD79	79-B	2	1483	282,99195456	5,5400000	69,24910252	1,4700000	53,53343296	0,9550000
ALM-FD79	79-B	3	1506	306,57812584	5,8130000	73,97083980	1,3700000	54,70312064	0,6800000
ALM-FD79	79-B	4	1503	351,70867984	12,6090000	83,02100352	2,6800000	57,39055872	0,7190000
ALM-FD79	79-B	5	1508	414,43075240	3,2800000	95,63916596	1,2330000	61,07114112	0,6200000
ALM-FD79	79-C	1	1415	200,32863760	1,3800000	51,60430912	0,4097000	47,78999616	0,3670000
ALM-FD79	79-C	2	1498	193,83067984	3,6400000	50,74291924	0,9840000	49,00118208	0,5510000
ALM-FD79	79-C	3	1497	206,01976360	1,0950000	53,18267084	0,5060000	49,88982720	0,4800000
ALM-FD79	79-C	4	1496	208,82628312	3,5800000	53,58551588	1,0000000	49,54156352	0,8200000
ALM-FD79	79-C	5	1496	213,44875048	1,9300000	54,74778504	0,6400000	50,58866560	0,5150000
ALM-FD104	104-A	1	1410	74,86859341	4,4337190	32,58584424	1,3978340	39,26261828	0,6457310
ALM-FD104	104-A	2	1450	105,42687269	3,3949170	41,68547541	1,0289780	39,37405160	0,2059110
ALM-FD104	104-A	3	1464	124,75953699	2,5979690	48,03107562	0,2824990	40,46177473	0,3441640
ALM-FD104	104-A	4	1478	135,11474399	2,2332230	51,13592499	0,6464380	40,81222285	0,3029880
ALM-FD104	104-A	5	1486	140,39380139	1,7954990	52,50713062	0,4310040	41,45083655	0,3113770
ALM-FD104	104-A	1	1508	180,28513028	3,7805000	58,96680202	1,3186940	42,92638334	0,8873100
ALM-FD104	104-A	2	1508	154,46131158	2,8773090	56,94872601	0,8964470	41,77053980	0,5265990
ALM-FD104	104-A	3	1512	153,06970472	3,5052530	56,41830434	1,1701130	41,83769460	0,5965160
ALM-FD104	104-A	4	1535	145,66039395	2,4208560	54,04339935	0,8116910	41,27152497	0,4824960
ALM-FD104	104-A	5	1533	142,20263620	1,2184230	52,76414856	0,1922210	40,85037611	0,2773840
ALM-FD104	104-A	1	1552	155,08690842	2,1484280	56,83018278	0,7857070	41,35896668	0,5012400
ALM-FD104	104-A	2	1555	156,77903981	2,3760410	57,35339057	0,7544900	41,46963334	0,4845410
ALM-FD104	104-A	3	1559	158,58885396	2,6267420	58,10924188	0,8265080	41,71741803	0,5075300
ALM-FD104	104-A	4	1563	161,00982739	2,3776580	58,83873764	0,8225170	41,73475083	0,5229040
ALM-FD104	104-A	5	1567	160,58680156	1,4648980	58,60709873	0,4265910	41,65833679	0,2996390
ALM-FD104	104-B	1	1401	110,27409517	2,2479270	42,42488272	0,6688270	40,25048036	0,4307460
ALM-FD104	104-B	2	1426	107,81577032	2,0115220	41,61803130	0,6332960	40,01154194	0,3717930
ALM-FD104	104-B	3	1428	113,78717538	1,3799330	43,19107813	0,4070150	40,10860863	0,2734450

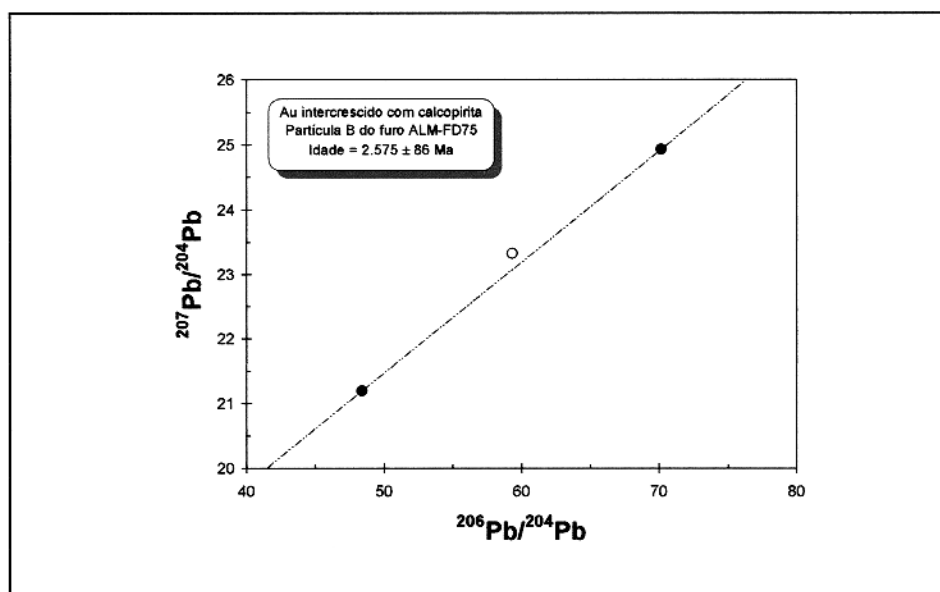


Figura 57: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 75-B intercrescida com calcopirita de minério magnetítico sulfetado do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade) e círculo vazado (leitura excluída no cálculo da idade).

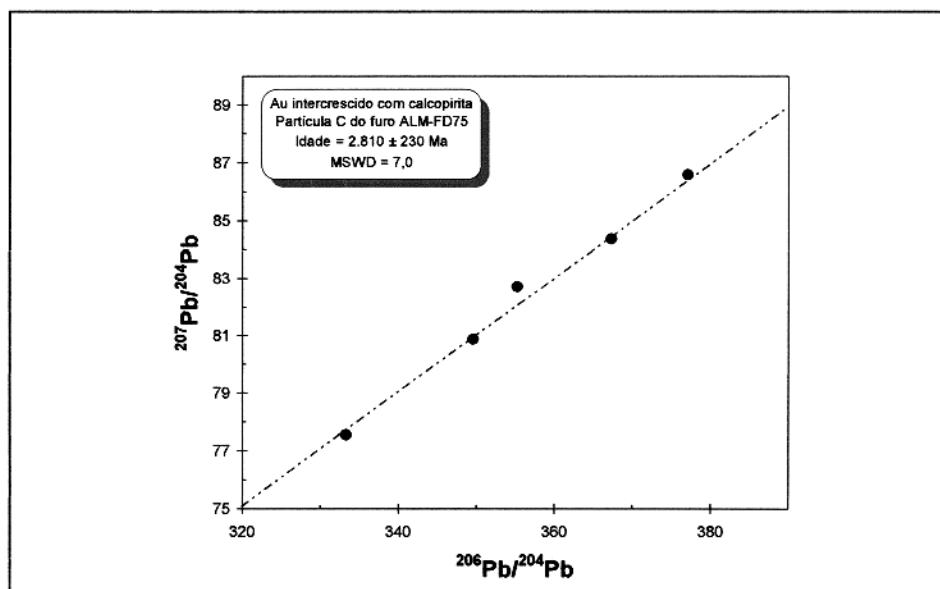


Figura 58: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 75-C intercrescida com calcopirita de minério magnetítico sulfetado do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).

4.3.1.2 - Ouro em veio carbonático tardio

A idade isocronica obtida no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as leituras das partículas 72-A e 72-B (partículas do mesmo grão) foi de 2.540 ± 390 Ma (2σ) com MSWD de 9,5. Excluindo-se a leitura que mais se desalinha da reta de melhor ajuste, obtém-se uma idade de 2.595 ± 200 Ma (2σ) com MSWD de 3,7 (Figura 59).

Para a partícula 72-C a idade $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ calculada foi de 3.344 ± 1.000 Ma (2σ) com MSWD de 3,7. Excluindo-se as duas leituras mais desalinhadas em relação à reta de melhor ajuste obtém-se a idade de 3.195 ± 220 Ma (2σ) com MSWD de 0,0075 (Figura 60).

4.3.1.3 - Ouro em veio de quartzo tardio

A idade isocronica obtida no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as leituras da partícula 104-A foi de 3.497 ± 18 Ma (2σ) com MSWD de 24 (Figura 61).

Para a partícula 104-B a idade $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ calculada foi de 3.455 ± 50 Ma (2σ) com MSWD de 0,67 (Figura 62).

Integrando-se as leituras feitas para ambas partículas, a idade obtida é de 3.542 ± 62 Ma (2σ) com MSWD de 4,8; conforme ilustrado no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 65).

4.3.1.4 - Ouro na ganga de matriz de metavulcânica brechada e sulfetada

A idade isocronica, obtida no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as leituras da partícula 9-A, foi de 2.204 ± 17 Ma (2σ) com MSWD de 16 (Figura 63).

Para a partícula 9-B, as razões isotópicas permitiram o cálculo de uma idade $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 2.675 ± 130 Ma (2σ) com MSWD de 4,9. Deconsiderando-se do cálculo as duas leituras mais radiogênicas (que formam um grupo mais afastado daquele constituído pelas demais) e a mais desalinhada em relação à reta de melhor ajuste, obtém-se uma idade de 2.556 ± 95 Ma (2σ) com MSWD de 0,82 (Figura 64).

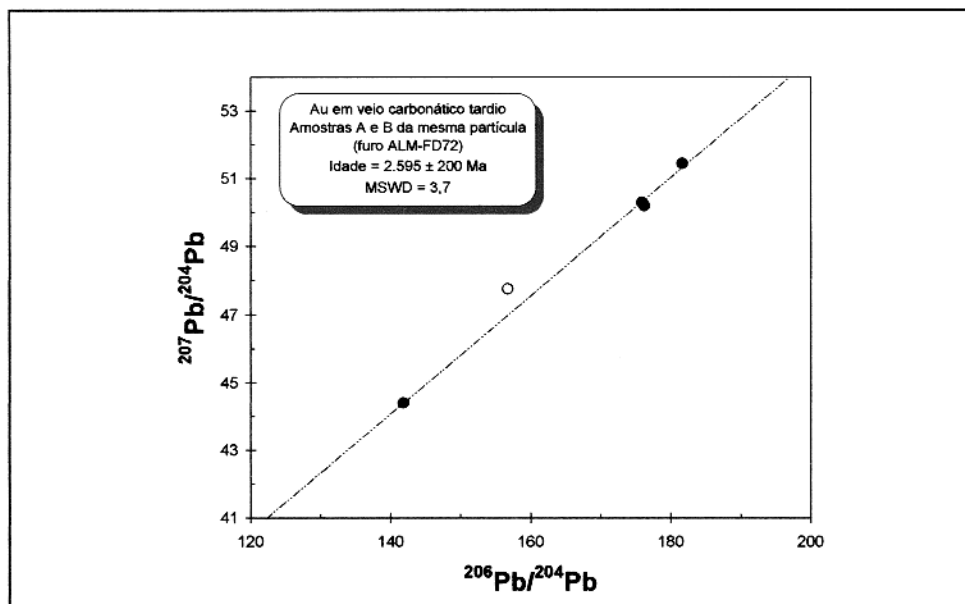


Figura 59: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 72-A e 72-B em veio carbonático tardio encaixado em minério magnetítico sulfetado do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade) e círculo vazio (leitura excluída no cálculo da idade).

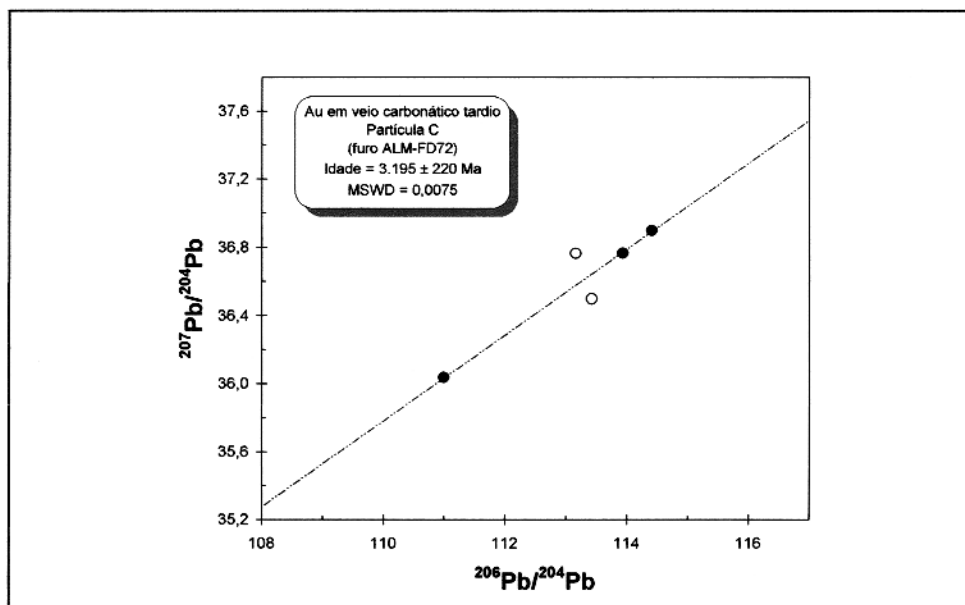


Figura 60: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 72-C em veio carbonático tardio encaixado em minério magnetítico sulfetado do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade) e círculo vazio (leitura excluída no cálculo da idade).

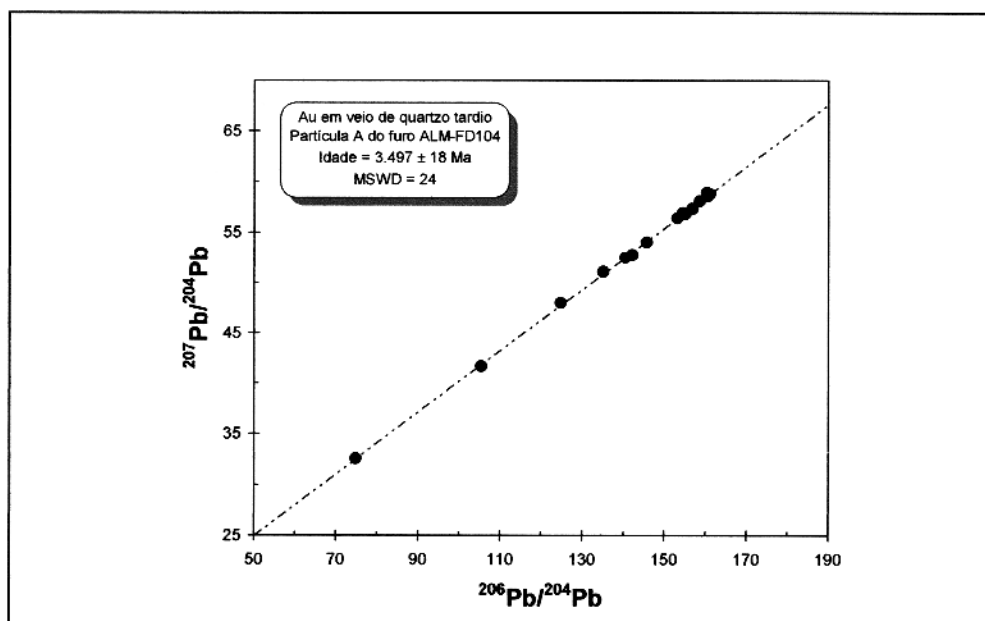


Figura 61: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 104-A em veio de quartzo tardio encaixado em minério magnetítico sulfetado do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).

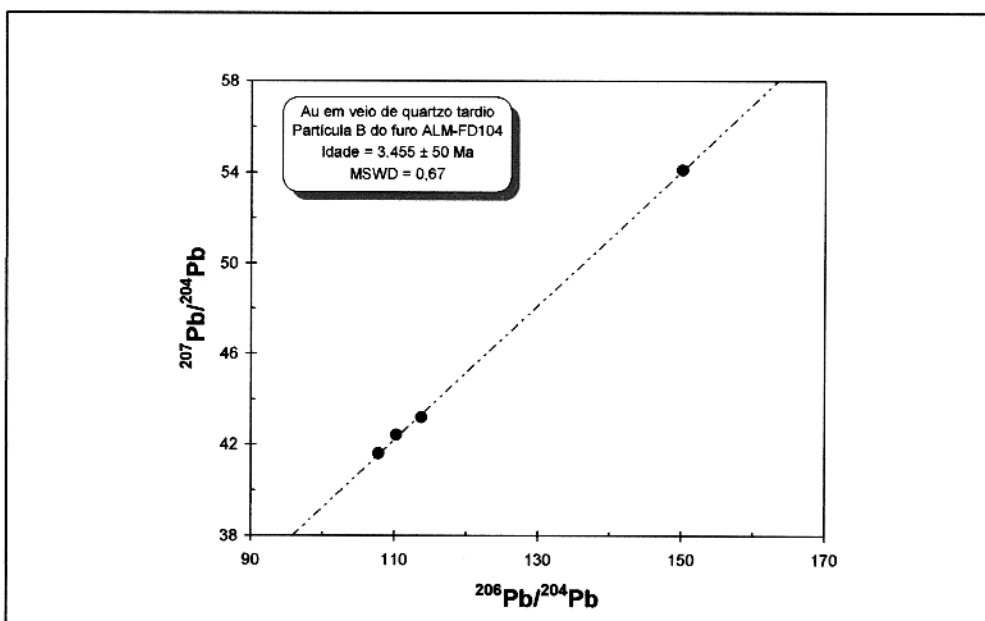


Figura 62: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 104-B em veio de quartzo tardio encaixado em minério magnetítico sulfetado do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).

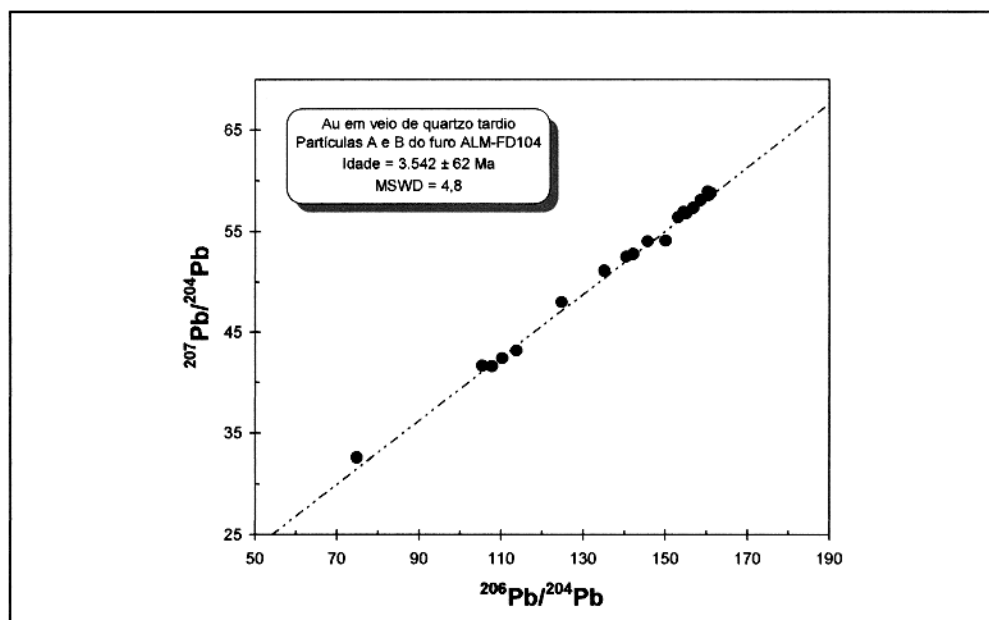


Figura 63: Diagrama Pb-Pb para leituras das partículas de ouro 104-A e 104-B de veio de quartzo tardio encaixado em minério magnetítico sulfetado do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).

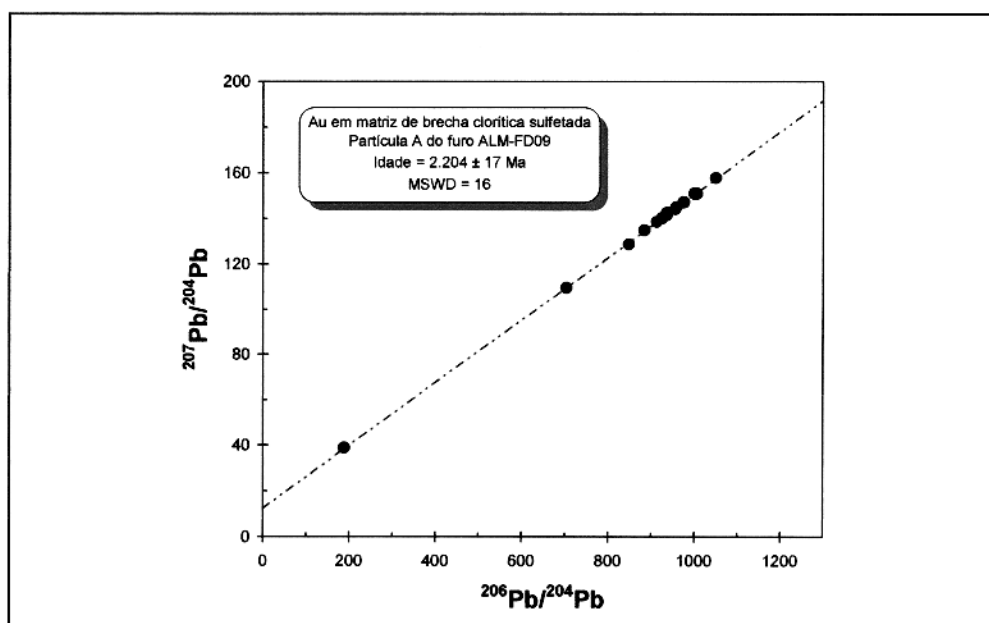


Figura 64: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 9-A em matriz de brecha clorítica sulfetada do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).

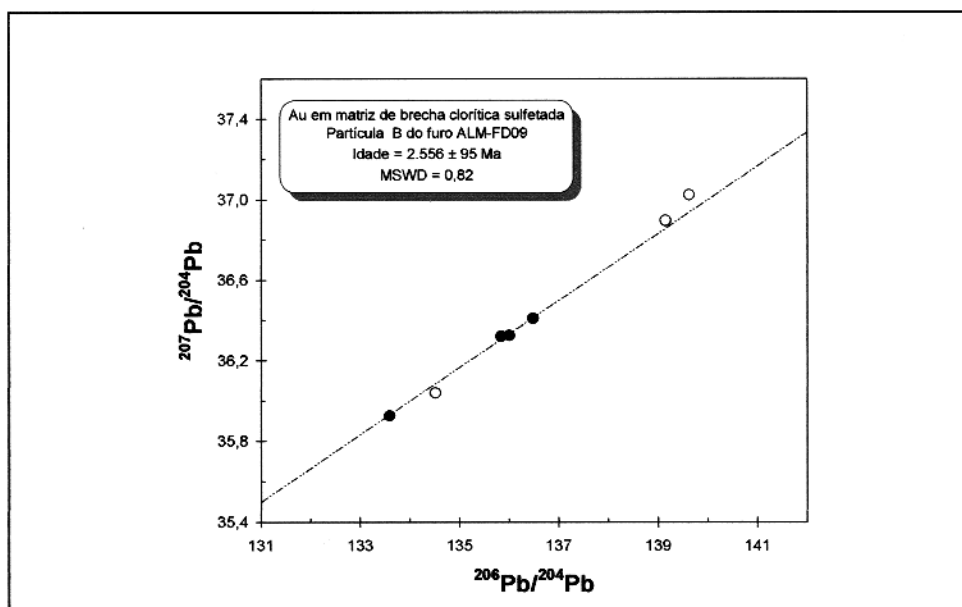


Figura 65: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 9-B em matriz de brecha clorítica sulfetada do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade) e círculo vazado (leitura excluída no cálculo da idade).

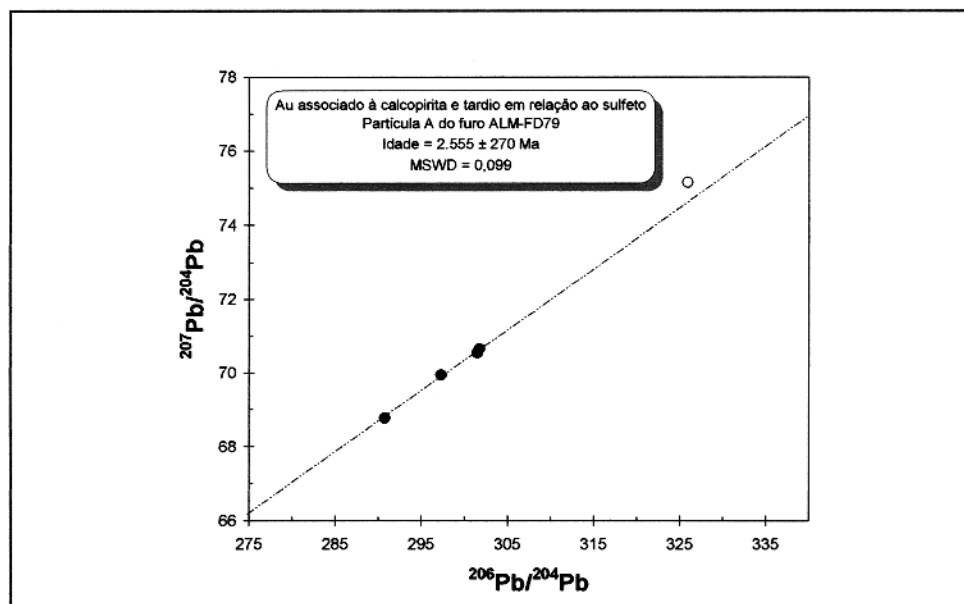


Figura 66: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 79-A em matriz de brecha clorítica sulfetada e tardio em relação à calcopirita do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade) e círculo vazado (leitura excluída no cálculo da idade).

4.3.1.5 - Ouro na ganga de matriz de metavulcânica brechada e sulfetada e tardio em relação à calcopirita

A idade isocrônica, obtida no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as leituras da partícula 79-A, foi de 2.651 ± 120 Ma (2σ) com MSWD de 0,41. Excluindo-se a leitura que mais se desalinha da reta de melhor ajuste, obtém-se uma idade de 2.555 ± 270 Ma (2σ) com MSWD de 0,099 (Figura 66).

Para a partícula 79-B, as razões isotópicas permitiram o cálculo de uma idade $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 2.831 ± 29 Ma (2σ) com MSWD de 0,0068 (Figura 67).

Já a partícula 79-C revelou uma idade isocrônica $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 2.850 ± 530 Ma (2σ) com MSWD de 7,1 (Figura 68).

4.3.1.6 - Resultados integrados para o ouro em suas diversas formas de ocorrência

Lançando-se as razões isotópicas de todas as partículas de ouro, em suas diversas formas de ocorrência, no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, torna-se possível definir três alinhamentos com inclinações (idades) distintas (Figura 69).

O alinhamento de menor inclinação (menor idade) e o mais radiogênico é definido pelas leituras da partícula 9-A, cuja idade já foi mencionada anteriormente (2.204 ± 17 Ma (2σ) com MSWD de 16).

O alinhamento de inclinação intermediária é definido pelas leituras das partículas 9-B (ouro na ganga de matriz de metavulcânica brechada e sulfetada), 75-B, 75-C (ambas de ouro intercrescido com calcopirita em magnetitito sulfetado), 72-A, 72-B, 72-C (as três de ouro em veio carbonático tardio), 79-A, 79-B e 79-C (ouro na ganga de matriz de metavulcânica brechada e sulfetada). Analisando-se esse alinhamento em detalhe, percebe-se que o mesmo pode ser desmembrado em dois arranjos lineares, paralelos e próximos entre si, com maior e menor valor das razões isotópicas (Figura 70). Além disso, nota-se ainda que as partículas 72-C, 79-B e 79-C são as de leituras individuais mais desalinhadas em relação à reta de melhor ajuste, definindo, isoladamente arranjos únicos, sem configurar relações de linearidade entre si (Figura 71).

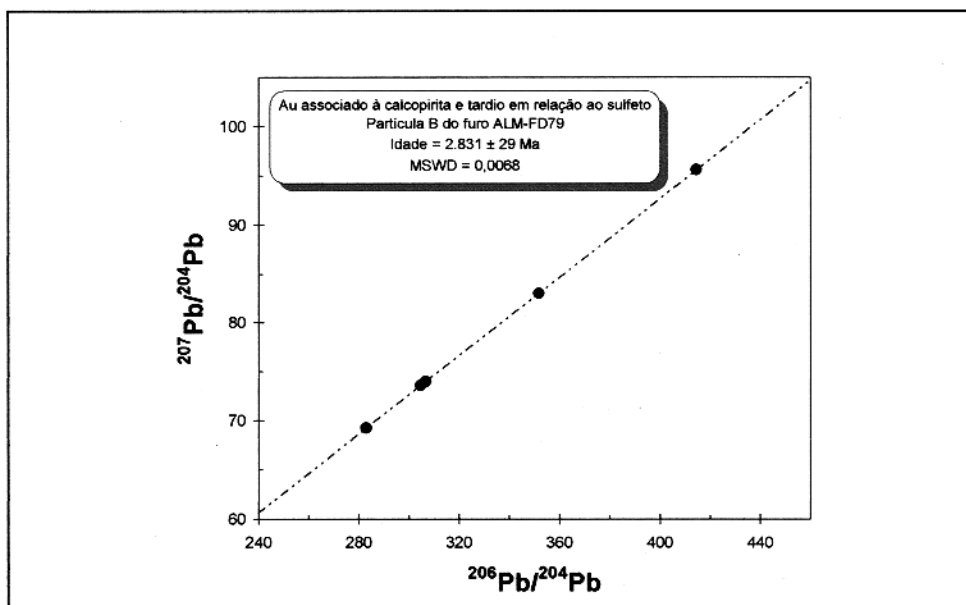


Figura 67: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 79-B em matriz de brecha clorítica sulfetada e tardio em relação à calcopirita do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).

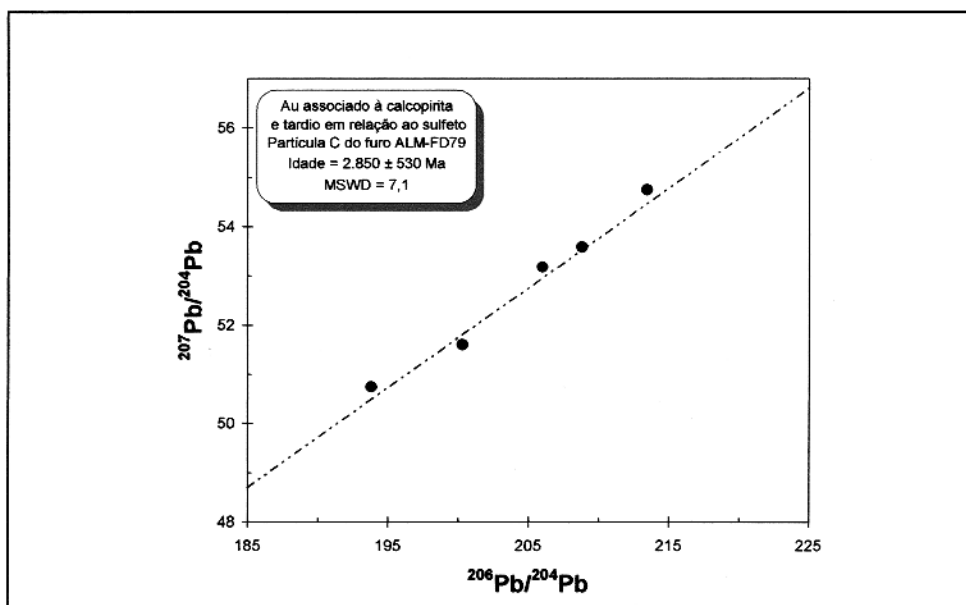


Figura 68: Diagrama Pb-Pb para leituras de partícula de ouro 79-C em matriz de brecha clorítica sulfetada e tardio em relação à calcopirita do depósito de Cu-Au Alemão. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).

O alinhamento menos radiogênico é definido pelas leituras das partículas 75-B e 9-B. O arranjo mais radiogênico define uma região que engloba as leituras das partículas 72-A, 72-B, 79-A, 79-B, 79-C e 75-C (Figura 72).

A idade isocrônica calculada para o alinhamento de inclinação intermediária menos radiogênico, obtida combinando-se as leituras das partículas 75-B e 9-B, foi de 2.568 ± 35 Ma (2σ) com MSWD de 11,7 (Figura 73).

Para o alinhamento de inclinação intermediária mais radiogênico, a idade calculada no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, desconsiderando-se as leituras da partículas 72-C, as menos espalhadas e também as mais desalinhadas em relação à reta de melhor ajuste, foi de 2.597 ± 68 Ma (2σ) com MSWD de 128. Excluindo-se, em seguida, a partícula 79-C, também desalinhada e com um arranjo particular discordante do alinhamento geral, a idade obtida é 2.584 ± 53 Ma (2σ) com MSWD de 69. Eliminando-se também as leituras da partícula 79-B, também desalinhadas em relação à reta de melhor ajuste e com tendência linear discordante daquela do alinhamento de inclinação intermediária mais radiogênico, a idade calculada no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, é de 2.570 ± 55 Ma (2σ) com MSWD de 65 (Figura 74).

Finalmente, o alinhamento de maior inclinação (maior idade) é definido pelas leituras das partículas 104-A e 104-B, cuja idade, integrando-se as leituras feitas para ambas, é de 3.542 ± 62 Ma (2σ) com MSWD de 4,8; conforme ilustrado no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da Figura 63.

4.3.2 - Método Pb-Pb em sulfeto

Foram analisadas isotopicamente quinze amostras de sulfeto (quatro de pirita, duas de bornita, uma de cobaltita e oito de calcopirita), provenientes de zonas de sulfeto maciço, magnetitos sulfetados, da matriz hidrotermal magnetítica e/ou clorítica de brechas sulfetadas e de veios carbonáticos tardios instalados em rocha também mineralizada (Tabela 14).

Salienta-se que a amostra CPY-C (calcopirita), coletada em rocha hidrotermalizada à magnetita-clorita-biotita-sulfetos, apresentava um grau de associação forte com os silicatos dificultando muito a separação física de fases puras. Durante sua abertura química, essa amostra apresentou resíduos minerais sólidos (clorita, biotita, anfibólio (?) e quartzo). Posteriormente, verificou-se que estudos petrográficos feitos por CVRD (1998) em amostras situadas muito

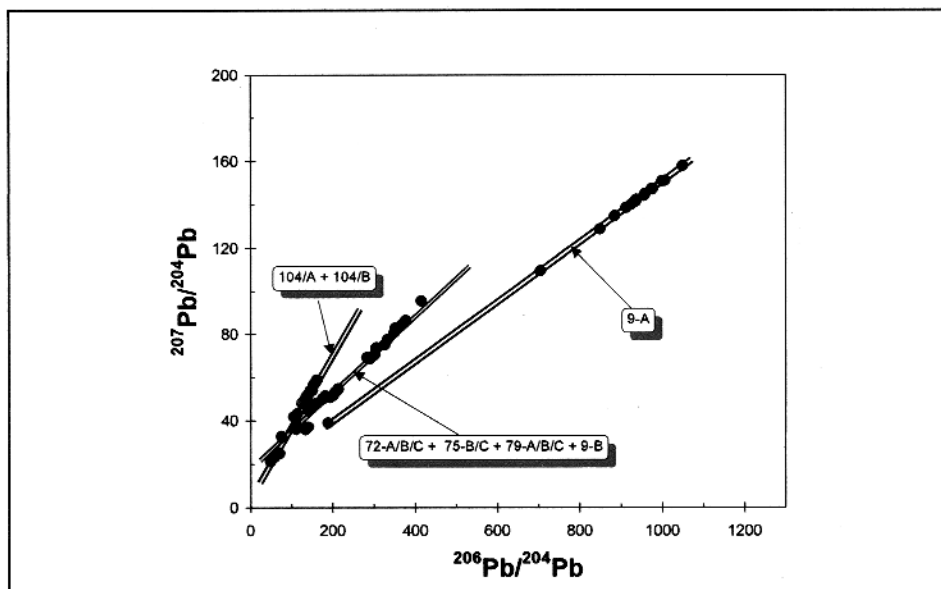


Figura 69: Diagrama Pb-Pb para partículas de ouro do depósito de Cu-Au Alemão, assinalando os três alinhamentos de idades distintas (destacados em linha dupla contínua).

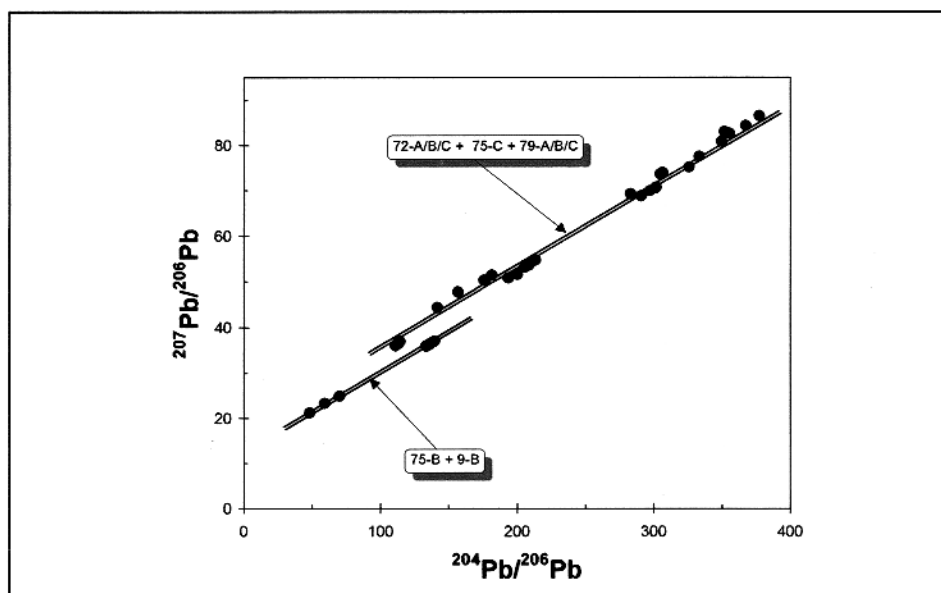


Figura 70: Diagrama Pb-Pb para partículas de ouro do depósito de Cu-Au Alemão, pertencentes ao alinhamento de inclinação intermediária. Notar a existência de dois sub-arranjos lineares paralelos, definidos por conjuntos de maior e menor valores das razões isotópicas (assinalados em linha dupla contínua).

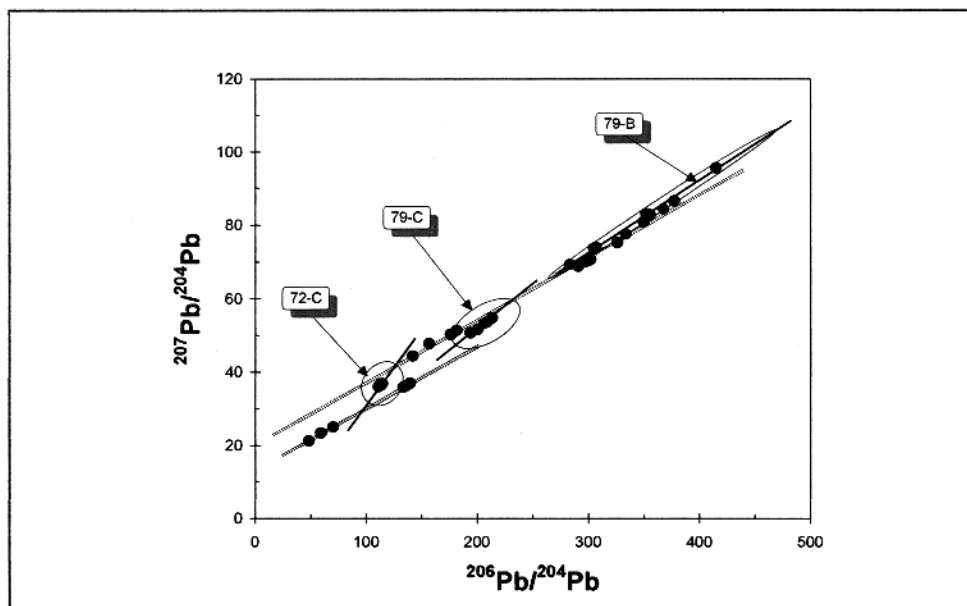


Figura 71: Diagrama Pb-Pb para partículas de ouro do alinhamento de idade intermediária do depósito de Cu-Au Alemão, destacando as partículas de leituras individuais mais desalinhadas e que definem arranjos lineares discordantes (assinalados por linha simples contínua) do arranjo geral (assinalados em linha dupla tracejada).

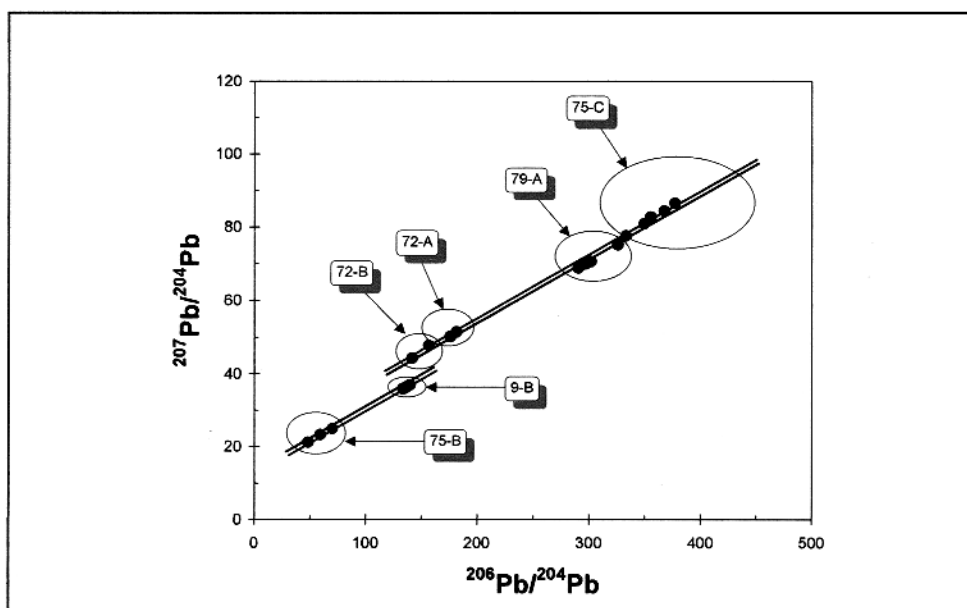


Figura 72: Diagrama Pb-Pb para partículas de ouro do depósito de Cu-Au Alemão, pertencentes ao alinhamento de inclinação intermediária, assinalando a configuração final dos dois sub-arranjos lineares paralelos (assinalados por linha dupla contínua), definidos por conjuntos de maior razão isotópica (partículas de Au 72-B, 72-A, 79-A e 75-C) e menor valor das mesmas (partículas 75-B e 9-B).

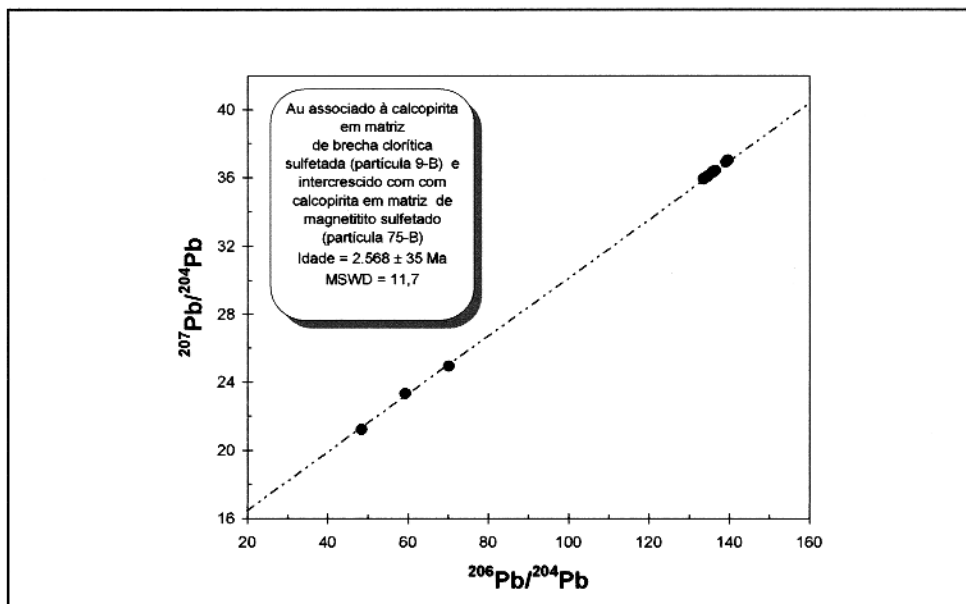


Figura 73: Diagrama Pb-Pb para leituras de partículas de ouro do alinhamento de idade intermediária do depósito de Cu-Au Alemão, destacando apenas aquelas do sub-grupo menos radiogênico. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).

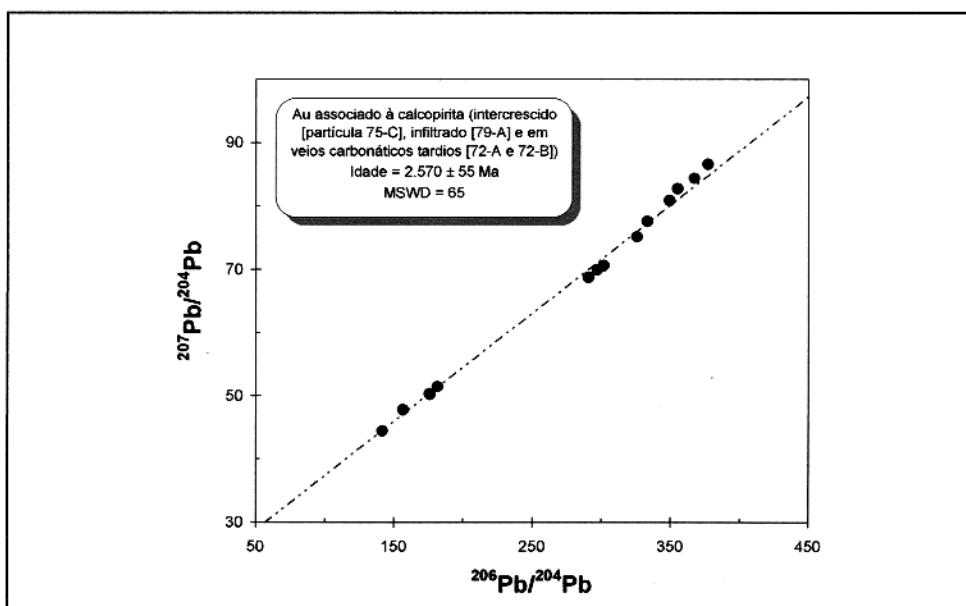


Figura 74: Diagrama Pb-Pb para leituras de partículas de ouro do alinhamento de idade intermediária o depósito de Cu-Au Alemão, destacando apenas aquelas do sub-grupo mais radiogênico. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).

próximas (IBG-L08 e IBG-L10) ao local de onde fora coletada o sulfeto CPY-C, revelavam a presença de uraninita associada à clorita, biotita e greenalita. Em decorrência do exposto, a amostra CPY-C foi desconsiderada dos cálculos geocronológicos realizados para os sulfetos.

Os resultados analíticos determinados acusaram razões isotópicas muito elevadas, com $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 38,66 e 16.839 e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 22,34 e 2.780. As possíveis explicações para as altas razões isotópicas de algumas amostras são as mesmas já aventadas para as análises isotópicas feitas em partículas de ouro.

Os dados obtidos foram lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, o qual, com a eliminação da amostra CPY-C, indicou uma idade de 2.521 ± 56 Ma (2σ) com MSWD de 20.198, conforme ilustrado na Figura 75. Eliminando-se do cálculo as quatro amostras mais radiogênicas (CPY-E, CPY-B, CPY-C e CPY-A), a idade obtida é de 3.001 ± 270 Ma (2σ) com MSWD de 24.535.

Tabela 14: Razões isotópicas Pb-Pb de amostras de sulfeto da zona mineralizada do depósito de Cu-Au Alemão (PY = pirita, CPY = calcopirita, BOR = bornita e COB = cobaltita).

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(1 σ)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(1 σ)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(1 σ)
PY-L	38,6600	0,0240	22,3364	0,0204	44,1540	0,0530
PY-J	64,4190	0,0400	29,0772	0,0266	37,2740	0,0460
BOR-G	113,7700	0,0900	40,4842	0,0420	59,8000	0,0800
COB-G	121,8300	0,3800	40,5049	0,1294	58,2400	0,1900
CPY-G	122,7240	0,0830	42,7148	0,0407	61,5570	0,0760
PY-H	279,0500	0,1700	67,2120	0,0610	37,2330	0,0450
CPY-H	409,8570	0,4570	117,5453	0,1530	44,4470	0,0660
CPY-F	632,2210	0,8220	151,3659	0,2216	74,8930	0,1190
CPY-D	635,3000	5,0000	178,8291	1,4126	57,7700	0,1000
BOR-D	645,6000	5,0000	179,1364	1,3927	58,3000	0,1000
PY-M	925,8400	0,6100	188,6164	0,1781	41,0520	0,0500
CPY-E	5.724,1899	47,0000	1.079,0923	8,8898	60,4880	0,5100
CPY-B	7.194,0000	52,0000	1.319,1440	9,5763	60,2400	0,5000
CPY-C	14.925,0000	150,0000	2.920,3594	29,4160	71,0000	1,0000
CPY-A	16.839,0000	426,0000	2.780,4460	70,3658	95,0400	2,4000

4.3.3 - Resultados Pb-Pb para ouro e sulfeto integrados

A idade isocrônica obtida, integrando-se os resultados das razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para sulfetos (excluindo-se a partícula CPY-C) e ouro (excluindo-se as partículas 9-A, 104-A e 104-B) é de 2.539 ± 26 Ma (2σ) com MSWD de 12.895, conforme ilustrado na Figura 76.

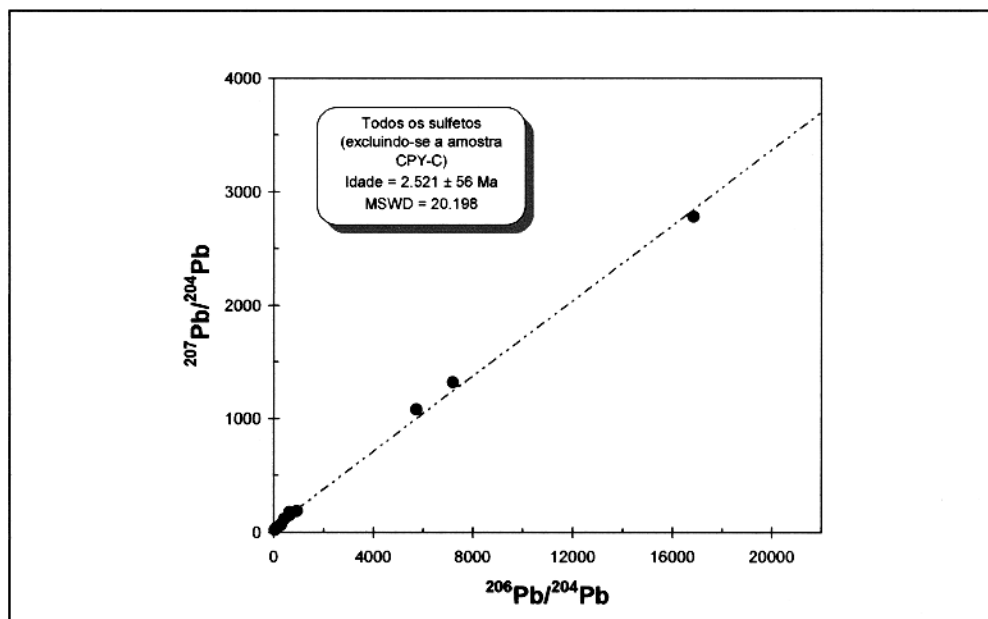


Figura 75: Diagrama Pb-Pb para amostras de sulfetos do depósito de Cu-Au Alemão, destacando apenas aquelas do sub-grupo menos radiogênico. Observação: círculo preenchido (leitura considerada no cálculo da idade).

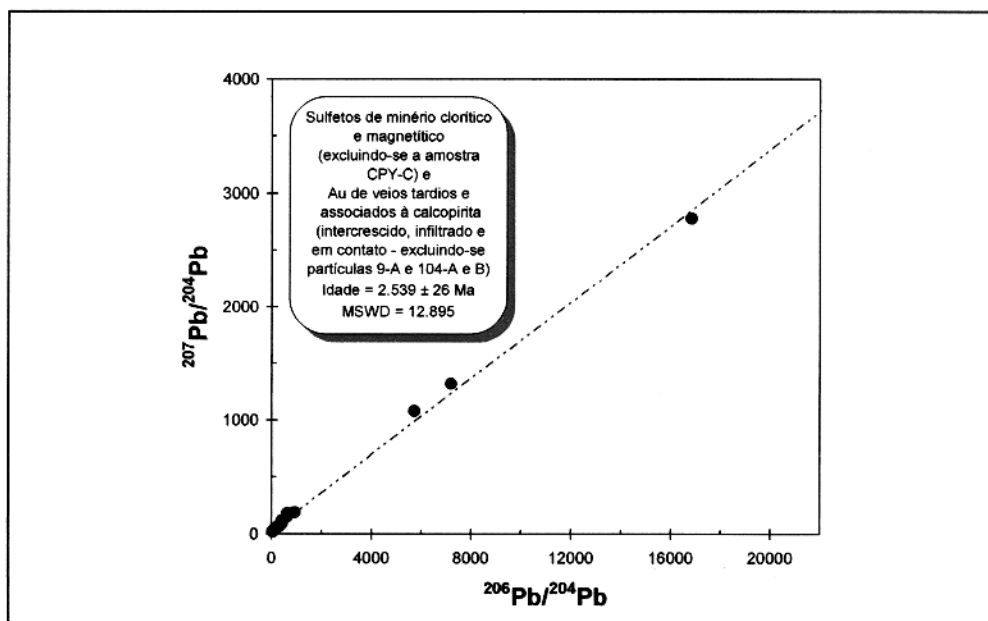


Figura 76: Diagrama Pb-Pb para amostras de sulfeto (excluindo-se a amostra CPY-C) e ouro do depósito de Cu-Au Alemão (excluindo-se as partículas 9-A, 104-A e 104-B). Observação: círculo preenchido (amostra de sulfeto/leitura de partícula de Au considerada no cálculo da idade).

5 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS ISOTÓPICOS OBTIDOS

5.1 - GEOCRONOLOGIA DAS ENCAIXANTES

5.1.1 - Método Pb-Pb em zircão

As idades reveladas pelos cristais de zircão herdados, obtidos em rocha metapiroclástica do Grupo Igarapé Bahia, permitem interpretá-los como sendo oriundos de litologias contemporâneas às do Complexo Xingu (em torno de 2,87 Ga), do protólito do Complexo Pium (entre 2,97 e 3,07 Ga) e de rochas de idade 3,2 Ga; cuja existência fora registrada na Região de Rio Maria na forma de cristais de zircão herdado em granitóide e grão detrítico em metassedimento. Tal fato explicaria as feições arredondadas observadas em alguns cristais, causada, provavelmente, por corrosão magmática ou desgaste pelo transporte.

As idade média de 2.308 ± 10 Ma calculada pelo método Pb-Pb em zircão nos cristais ZGD-1 e ZGD-2 para o grande dique diorítico diferenciado, pode ser interpretada, a princípio, como a idade de cristalização dessa rocha, revelando um evento extensional associado à colocação de diques, até então desconhecido para a região. A idade de 2.272 ± 3 Ma calculada para o terceiro cristal de zircão (ZGD-3) também não está temporalmente muito distante da mencionada anteriormente. Essas idades também assinalam o registro de um evento magmático máfico intrusivo em rochas da Formação Águas Claras e Grupo Igarapé Bahia, mais jovem que os diques e sills até então conhecidos e datados em cerca de 2,57 Ga (Tallarico *et al.*, 2002a) e de 2,70 Ga (Dias *et al.*, 1996 e Mougéot *et al.*, 1996b).

5.1.2 - Método Pb-Pb e Sm-Nd em rocha total

Para todos os casos estudados pelo método Pb-Pb em rocha total, o parâmetro MSWD é elevado devido ter-se amostras muito radiogênicas (gerando um grande espalhamento dos pontos) e desvios analíticos relativamente reduzidos. Contudo, os pontos experimentais se alinham e as idades obtidas possuem sentido geológico, como será visto mais adiante.

As idades calculadas pelo método Pb-Pb (rocha total) para metavulcânicas (2.744 ± 110 Ma), metapiroclásticas (2.742 ± 72 Ma), metavulcânicas e metapiroclásticas combinadas (2.751 ± 81 Ma), assim como pelo método Sm-Nd (rocha total) para metavulcânica e metapiroclástica

combinadas (2.759 ± 24 Ma), podem ser entendidas como representativas da época de formação dessas rochas, pertencentes ao Grupo Igarapé Bahia.

Galarza (2002) também obteve idades similares em metavulcânicas (2.745 ± 1 Ma Pb-Pb em zircão e 2.758 ± 75 Ma Sm-Nd em rocha total) e metapiroclásticas (2.758 ± 36 Ma Pb-Pb em rocha total e 2.747 ± 1 Ma Pb-Pb em zircão), encaixantes da mineralização no depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia. Tallarico *et al.* (2002a) também obtiveram idade compatível pelo método Pb-Pb (SHRIMP II) em zircão (2.751 ± 42 Ma) em metavulcânicas do Grupo Igarapé Bahia.

O fato das amostras de metavulcânicas e metapiroclásticas serem muito radiogênicas e definirem idades com sentido geológico, sugere que seu enriquecimento em Pb radiogênico, se deu no momento de sua formação (em torno de 2,75 Ga). Caso o enriquecimento fosse posterior, a idade seria menor ou sem sentido geológico.

Essas idades são similares às obtidas para o vulcanismo bimodal do Grupo Grão Pará (2.758 ± 39 Ma U-Pb em zircão em Wirth *et al.*, 1986; 2.759 ± 2 Ma U-Pb em zircão em Machado *et al.*, 1991; 2.757 ± 36 Ma Pb-Pb em zircão em Macambira *et al.*, 1996 e 2.760 ± 11 Ma e 2.743 ± 11 Ma U-Pb em zircão em Trendall *et al.*, 1998), comprovando a extensão do vulcanismo de idade arqueana na Província Mineral de Carajás.

As idades em torno de 2,3 e 2,5 Ga obtidas pelo método Pb-Pb em rocha total para o grande dique diorítico diferenciado são frágeis. Elas dependem fortemente de pontos analíticos individuais, com razões isotópicas muito altas e não alinhadas quando analisadas em relação às demais amostras do mesmo corpo. A idade de 3.384 ± 220 Ma (2σ) com MSWD de 98, calculada sem as duas amostras mais radiogênicas e desalinhadas, deve representar uma memória plumbica do material parental e/ou assimilação de Pb radiogênico de um substrato rochoso mais antigo.

A mesma interpretação pode ser aplicada para as idades de 3,47 Ga, obtidas para o dique de diabásio da seção LT-150NE.

5.2 - GEOCRONOLOGIA DO HIDROTHERMALISMO ASSOCIADO À MINERALIZAÇÃO

5.2.1 - Método Sm-Nd em fluorita

A idade de 2.313 ± 1.000 Ma (2σ) com MSWD de 126, obtida considerando-se todas as amostras é problemática, pois apresenta elevadíssimo desvio e valor de MSWD que compromete a confiabilidade estatística do alinhamento.

A datação em 2.504 ± 930 Ma (2σ) com MSWD de 4,8; apesar do menor valor do MSWD, também é bastante frágil, em virtude do altíssimo desvio associado.

A idade de 2.580 ± 79 Ma (2σ), apesar de ter sido obtida apenas com dois pontos, pode ser sugestiva da idade de formação da fluorita, superpondo-se temporalmente, dentro da faixa apontada pelos erros, às idades aqui obtidas para a mineralização pelo método Pb-Pb em amostras de ouro e sulfeto e à idade de 2.575 ± 12 Ma obtida por Tallarico *et al.* (2002a) pelo método Pb-Pb (SHRIMP II) em monazita da matriz hidrotermal de brecha magnetítica sulfetada do depósito de Cu-Au do Igarapé Bahia.

5.2.2 - Método U-Pb em apatita

O fato das amostras AP-C e AP-9 situarem-se fora da curva teórica da concórdia, com idades distintas para os geocronômetros ^{238}U - ^{206}Pb , ^{235}U - ^{207}Pb e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, denota comportamento em sistema aberto.

O posicionamento abaixo da curva teórica da amostra AP-C revela perda de Pb ou ganho de U para a mesma. Já a localização, acima da concórdia, da amostra AP-9 acima dela sugere perda de U ou ganho de Pb após sua cristalização.

Considerando-se a reta da discórdia definida pelas duas amostras, as idades obtidas nos interceptos superior e inferior ($2.700 \pm 8,9$ Ma e $986 \pm 2,4$ Ma, respectivamente) podem ser interpretadas de várias maneiras.

No caso de um evento geológico responsável por uma possível crise episódica, o intercepto superior poderia revelar a idade de cristalização e o inferior a idade da abertura do sistema.

Entretanto, se a abertura do sistema tiver sido causada por perda contínua por difusão, a idade obtida no intercepto inferior passa a não ter significado geológico, continuando o intercepto superior como indicativo da idade de cristalização.

Na possibilidade de mistura de populações de duas gerações com idades distintas, o intercepto inferior poderia acusar a idade da população neoformada, enquanto que o superior revelaria a idade da população antiga. Se o sistema representar um domínio policíclico, então a interpretação das idades obtidas pelos interceptos é complexa, sendo feita mediante a utilização de um polígono de crises.

É importante lembrar que a aplicação de apatita no método U-Pb possui o inconveniente do mineral ter algum Pb inicial, prejudicando a premissa de não haver isótopos do elemento filho no momento inicial de fechamento do sistema.

Salienta-se também o fato de que no corpo de minério houve um enriquecimento em U e em Pb, gerado durante a evolução de um sistema hidrotermal complexo, com múltiplos estágios e recorrências, num contexto deformacional progressivo e particionado, fortemente influenciado pela presença de fluidos, o que torna plausível supor perda de Pb contínua (uniforme ou progressiva) por difusão; perda de Pb episódica (causada por determinado evento tectono-termal) e perda de Pb multi-episódica (ocorrida ao longo dos estágios evolutivos da história metalogenética do depósito).

Desse modo, a interpretação do significado das idades obtidas para os interceptos acusados pela reta da discórdia fica bastante frágil, ainda mais que as idades por ela apontadas não encontram suporte nas demais datações feitas para a mineralização (sulfetos e ouro) e para o hidrotermalismo associado (fluorita), embora aquela indicada pelo intercepto superior (2,7 Ga) se aproxime da idade apontada para as encaixantes.

5.3 - GEOCRONOLOGIA DA MINERALIZAÇÃO DE CU-AU

5.3.1 - Método Pb-Pb em ouro

O fato de mais de uma partícula, oriundas da mesma amostra e de igual modo de ocorrência, apresentarem idades distintas, é sugestivo de comportamento em sistema aberto.

As idades entre 3,45 e 3,54 Ga, obtidas em ouro de veio de quartzo tardio, instalado em magnetitito sulfetado, podem representar, assim como as idades obtidas em dique de diabásio (3,47 Ga), a assimilação de Pb radiogênico de um substrato mais antigo não aflorante, ou memória ou herança plumbica da fonte. Essas idades podem estar relacionadas ao importante período de acreção e formação crustal, registrados mundialmente em torno de 3,7 Ga, inclusive na Província Mineral de Carajás, onde Reis *et al.* (2001), obtiveram uma idade Pb-Pb de 3.750 ± 18 Ma em sulfetos do depósito de Cu-Au de Serra Verde.

As idades em torno de 2,57 Ga, obtidas em dois alinhamentos paralelos (2.568 ± 35 Ma e 2.570 ± 55 Ma), pode ter significados diversos. Um deles seria diagnosticar uma fonte comum (mesma idade), que sofreu diferentes graus de assimilação de Pb radiogênico das encaixantes,

representados pelos dois alinhamentos. Nesse caso, faz-se necessário lembrar que o enriquecimento em U faz parte da assinatura da mineralização, processada em sistema complexo, com múltiplos estágios e recorrências, que pode ter sido a causa da abertura do sistema, remobilizando e assimilando Pb radiogênico.

Somando-se a isso, pode ter ocorrido também a mistura/contaminação, em um determinado período da história evolutiva do sistema hidrotermal mineralizante, de fluidos de origens distintas. A hipótese de mistura de fluidos de fontes distintas (magmática e superficial meteórica) encontra amparo nos dados de isótopos estáveis e inclusões fluidas existentes para os depósitos de Igarapé Bahia e Alemão (Almada, 1998; Tazava, 1999; Tallarico *et al.*, 2000; Xavier & Dreher, 2001 e Galarza, 2002).

Todas essas possibilidades implicam em abertura do sistema, que pode ter sido parcial ou total, embora não muito distante da época da deposição do ouro.

Alternativamente, as idades em torno de 2,57 Ga (2.568 ± 35 Ma e 2.570 ± 55 Ma) poderiam não representar a idade da mineralização, mas sim um evento tectono-termal posterior, que poderia estar associado às intrusões graníticas dessa época, como por exemplo aos granitos Itacaiúnas deformado (2.560 ± 2 Ma em Souza *et al.*, 1995) e Old Salobo (2.573 ± 2 Ma em Machado *et al.*, 1991), aflorantes à algumas dezenas de quilômetros ao norte do depósito Alemão.

Ressalta-se, contudo, que essas idades em torno de 2,57 Ga são compatíveis com a idade de 2.575 ± 12 Ma obtida por Tallarico *et al.* (2002a) pelo método Pb-Pb (SHRIMP II) em monazita da matriz hidrotermal de brecha magnetítica sulfetada do depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia. Elas também são coincidentes com a idade de 2.575 ± 86 Ma, detectada em ouro intercrescido com calcopirita, e com aquela de 2.580 ± 79 Ma, determinada em fluorita hidrotermal de veios carbonáticos tardios.

A idade de 2.204 ± 17 Ma pode representar ou não o registro de um evento geológico posterior, que teria afetado a região, causando a abertura total do sistema isotópico ao nível da partícula analisada. Salienta-se que essa idade é menor, embora não muito diferente da idade Pb-Pb em zircão do grande dique diorítico diferenciado, podendo, talvez, ter sido rejuvenescida devido à colocação dessa rocha intrusiva.

É importante salientar que as idades aqui obtidas divergem bastante daquela obtida por Galarza (2002) em duas amostras de sulfeto e ouro combinados do depósito de Cu-Au de Igarapé

Bahia (2.764 ± 22 Ma). A idade obtida por esse autor pode refletir a memória plumbica de uma mineralização pré-existente, relacionada ao magmatismo do Grupo Igarapé Bahia, e remobilizada em torno de 2,57 Ga, quando da manifestação da expressiva alteração hidrotermal associada à deposição da mineralização cupro-aurífera registrada nos produtos hidrotermais/hidrotermalizados dos corpos de minério e encaixantes dos depósitos de Alemão e Igarapé Bahia.

5.3.2 - Método Pb-Pb em sulfeto

A idade de 2.521 ± 56 Ma, apesar do erro alto e do valor de MSWD elevado (20.198), fornece um valor próximo àquele revelado pelo alinhamento de 2,57 Ga do ouro (2.568 ± 35 Ma e 2.570 ± 55 Ma), que se superpõe dentro do erro analítico. Os altos valores para o erro e MSWD podem ser decorrentes de problema geológico (abertura do sistema e/ou mistura) e também do baixíssimo desvio analítico associado às leituras das razões isotópicas, contribuindo muito para um aumento do MSWD.

Entretanto, é inegável o fato de que as amostras mostram um certo alinhamento e que a idade por elas revelada coaduna-se com datações aqui realizadas para o ouro e para a fluorita e com a idade obtida por Tallarico *et al.* (2002a) em monazita do depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia.

É importante lembrar, também, que essa idade foi obtida com base em amostras de sulfetos oriundas de tipos de mineralização distintas, envolvendo hidrotermalitos, brechas hidrotermais/hidrotermalizadas e veios instalados em rochas mineralizadas.

Idades similares têm sido obtidas, por métodos diversos, nos depósitos de Cu-Au Serra Verde e Salobo. No depósito de Cu-Au Serra Verde, as idades situam-se entre 2.509 ± 85 Ma pelo método Pb-Pb em calcopirita e molibdenita (Reis *et al.*, 2001) e 2.609 ± 13 Ma, pelo método Re-Os em molibdenita (Marchik & Leveille, 2001). Para o depósito de Cu-Au Salobo as idades para a mineralização situam-se entre 2.576 ± 8 Ma pelo método Re-Os em molibdenita e 2.579 ± 71 Ma pelo método Pb-Pb de lixiviação em etapas em calcopirita e bornita (Requia & Fontboté, 2001).

Entretanto, idades bastante divergentes foram obtidas por Galarza (2002) em amostras de sulfetos do depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia (2.754 ± 36 Ma de veios em metapiroclásticas;

2.756 ± 24 Ma de veios em metavulcânicas e 2.777 ± 22 Ma de veios em meta-intrusivas), que podem estar refletindo uma herança plumbica de sulfetação pré-existente, possivelmente associada ao magmatismo do Grupo Igarapé Bahia, e remobilizada em torno de 2,57 Ga pelo hidrotermalismo responsável pela alteração e mineralização nos depósitos do Alemão e Igarapé Bahia.

Galarza (2002) também obteve idades de 2.385 ± 122 Ma e 2.417 ± 120 Ma, em lixiviados de calcopirita do Corpo Acampamento Norte, posicionado de forma paralela e imediatamente ao lado do grande dique diorítico diferenciado situado imediatamente à SE, podendo indicar rejuvenescimento causado pela colocação dessa intrusiva, aqui datada em 2.308 ± 10 Ma (Pb-Pb em zircão).

5.4 - EVOLUÇÃO CRUSTAL

As idades reveladas pelos cristais de zircão herdados implicam em passagem do magmatismo do Grupo Igarapé Bahia através de crosta continental constituída por litotipos contemporâneos aos do Complexo Xingu, do protólito do Complexo Pium e de rocha de 3,2 Ga; representantes do embasamento da bacia vulcanossedimentar de Carajás, que acomodou as supracrustais agrupadas por DOCEGEO (1988) no Supergrupo Itacaiúnas.

Tal fato, somado ao elevado valor das razões isotópicas de Pb obtidas nos litotipos estudados favorecem a hipótese de contaminação do magma original com crosta continental rica em U e Th.

Os valores ligeiramente negativos de ϵ_{Nd} , calculados para a época de formação dessas rochas (2.759 Ma), de -0,96 para as amostras de metavulcânica e de metapiroclástica, são sugestivos de contribuição de crosta continental mais velha no magma inicial, reforçando os indícios mencionados anteriormente. Esses valores são similares aos obtidos por Galarza (2002) em amostras de encaixantes metavulcânicas do depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia.

O cálculo das idades T_{DM} (estágio duplo) revelou a época de 2,96 Ga para ambas amostras de metapiroclástica (TUF-3B) e metavulcânica (VUL-5A), assinalando também uma compatibilidade com as idades T_{DM} de 2,99 e 3,13 Ga obtidas por Galarza (2002) para as encaixantes do depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia.

A idade T_{DM} de 2,96 Ma também é concordante com o período de formação de crosta continental proposto para a região de Carajás (3,16 a 2,92 Ga), baseado em idades-modelo T_{DM} , calculadas para rochas do embasamento e metavulcânicas, conforme apontadas por Olszewski *et al.* (1989) e Sato & Tassinari (1997) e confirmadas por dados geocronológicos apontados pelos métodos U-Pb e Pb-Pb, que registram episódios de formação de crosta continental entre 3,05 e 2,95 Ga (Rodrigues *et al.*, 1992; Pimentel & Machado, 1994; Macambira & Lancelot, 1996; Avelar *et al.*, 1999 e Pidgeon *et al.*, 2000).

Salienta-se ainda que Macambira & Lancelot (1996), Sato & Tassinari (1997), Dall'Agnol *et al.* (1999) e Souza *et al.* (2001), baseados em idades de zircão e idades-modelo calculadas para rochas metavulcânicas e granitóides da região de Rio Maria (sul da Província Mineral de Carajás), propuseram o período similar (3,04 a 2,87 Ga) para a formação da crosta continental naquela região.

6 - CONCLUSÕES

6.1 - GEOCRONOLOGIA DAS ENCAIXANTES

As idades Pb-Pb em rocha total em torno de 3,39 Ga (3.384 ± 220 Ma) e de 3,47 Ga (3.473 ± 84 Ma e 3.478 ± 160 Ma) obtidas para o grande dique diorítico diferenciado e para o dique de diabásio da seção LT-150NE, respectivamente, devem refletir uma memória ou herança do sistema Pb-Pb em relação ao material parental. Essa memória estaria possivelmente relacionada, dentro dos desvios, ao importante período de acreção e formação crustal, registrado mundialmente em torno de 3,7 Ga, inclusive na Província Mineral de Carajás, onde foi obtida uma idade de 3.750 ± 18 Ma em sulfetos do depósito de Cu-Au de Serra Verde (Reis *et al.*, 2001).

O estudo isotópico de rochas pertencentes ao grupo Igarapé Bahia, encaixantes da mineralização, revelou idades pelo método Pb-Pb (rocha total) para metavulcânicas (2.744 ± 110 Ma), metapiroclásticas (2.742 ± 72 Ma), metavulcânicas e metapiroclásticas combinadas (2.751 ± 81 Ma), assim como pelo método Sm-Nd (rocha total) para metavulcânica e metapiroclástica combinadas (2.759 ± 24 Ma). As mesmas são aqui entendidas como representativas do período de formação dessas rochas, sendo, portanto, arqueanas e contemporâneas ao vulcanismo bimodal do Grupo Grão Pará.

Galarza (2002) também obteve idade similar (2.765 ± 36 Ma) para rochas metamáficas intrusivas no Grupo Igarapé Bahia (ver anexo II), comprovando a existência de magmatismo dessa natureza em ambiência plutônica a subvulcânica, associado às manifestações vulcânicas e piroclásticas dessa unidade geológica.

A idade Pb-Pb em zircão de 2.308 ± 10 Ma obtida para o grande dique diorítico diferenciado pode ser considerada, a princípio, como a idade de cristalização desse corpo intrusivo, configurando-se no registro de um evento magmático máfico, intrusivo na Formação Águas Claras e Grupo Igarapé Bahia, mais jovem que os diques e sills até então conhecidos e datados em torno de 2,7 Ga (Mougeout *et al.*, 1996b) e 2,65-2,55 e Ga (Ferreira Filho, 1985; Dias *et al.*, 1996; Mougeout *et al.*, 1996b e Tallarico *et al.*, 2002a), conforme apresentado no anexo II.

Esse evento intrusivo pode ter sido a causa do rejuvenescimento acusado nas idades em torno de 2,3 Ga obtidas pelos métodos Rb-Sr em rocha total K-Ar em mineral por Ferreira Filho

(1985) para as encaixantes metavulcânicas e metapiroclásticas do depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia.

6.2 - GEOCRONOLOGIA DO HIDROTERMALISMO ASSOCIADO À MINERALIZAÇÃO

A idade de 2.580 ± 79 Ma obtida pelo método Sm-Nd em fluorita, pode ser indicativa da idade de cristalização desse mineral, compatibilizando-se temporalmente, dentro da faixa apontada pelos desvios, às idades aqui obtidas para a mineralização pelo método Pb-Pb em amostras de ouro e sulfeto.

A idade de 2.575 ± 12 Ma obtida por Tallarico *et al.* (2002a), pelo método Pb-Pb (SHRIMP II) em monazita da matriz hidrotermal de brecha magnetítica sulfetada do depósito de Igarapé Bahia, reforça a idade aqui obtida em fluorita, uma das fases minerais representantes do hidrotermalismo associado à mineralização (ver anexo II).

O estudo isotópico U-Pb feito para concentrados de apatita acusou comportamento em sistema aberto, que em função da história geológica complexa, com múltiplos estágios e recorrências, tornam a interpretação do significado das idades acusadas pelos interceptos superior (2,7 Ga) e inferior (próximo de 1,0 Ga) muito frágil, uma vez que elas não encontram respaldo nas datações aqui apresentadas para minerais dos eventos hidrotermal (associado à mineralização) e mineralizante propriamente dito. Uma possibilidade para a idade em torno de 2,7 Ga seria a do registro de uma memória plumbica em relação ao material parental e/ou assimilação de Pb radiogênico das encaixantes mais antigas (entre 2,74 a 2,76 Ga) que a mineralização.

6.3 - GEOCRONOLOGIA DA MINERALIZAÇÃO DE CU E AU

As idades paleoarqueanas em torno de 3,46 a 3,50 Ga (3.455 ± 50 Ma e 3.497 ± 18 Ma) obtidas em partículas de ouro em veio de quartzo devem refletir assimilação de Pb radiogênico de um substrato mais antigo e/ou uma memória ou herança do material parental no sistema Pb-Pb. Caso denotem uma herança plumbica, passam a representar, depois da idade de 3,7 Ga obtida por Reis *et al.* (2001) no depósito de Cu-Au de Serra Verde, as idades mais antigas até então obtidas para mineralizações cupro-auríferas na Província Mineral de Carajás.

As idades neoarqueanas em torno de 2,57 Ga (2.568 ± 35 Ma e 2.570 ± 55 Ma), obtidas pelo método Pb-Pb em partículas de ouro, apontam uma origem epigenética para a mineralização cupro-aurífera do depósito de Cu-Au Alemão, caracterizando-a como muito mais jovem que a sequência vulcanossedimentar encaixante, pertencente ao Grupo Igarapé Bahia (2,74 a 2,76 Ga).

A idade de 2.521 ± 56 Ma, obtida pelo método Pb-Pb em sulfeto, é muito próxima daquelas reveladas pelo método Pb-Pb em partículas de ouro (2.568 ± 35 Ma e 2.570 ± 55 Ma) e pelo método Sm-Nd em fluorita (2.580 ± 79 Ma), superpondo-se, dentro do erro analítico, às mesmas, ressaltando um caráter epigenético para a mineralização cuprífera sulfetada.

A datação de 2.539 ± 26 Ma, obtida integrando-se os resultados das razões isotópicas do Pb para sulfetos e partículas de ouro, reforça também as idades neoarqueanas em torno de 2,57 Ga obtidas para a mineralização e hidrotermalismo associado no depósito de Cu-Au-U-ETR Alemão e, conseqüentemente, a epigeneticidade do processo mineralizante em relação às encaixantes do depósito.

Corroboram esses dados a presença localizada de sulfetos (calcopirita e pirita disseminados, em veios e/ou brechas hidráulicas) e o registro de determinadas fases hidrotermais (apatita, turmalina, siderita, magnetita) associadas à mineralização e observadas em rochas da Formação Águas Claras. Nesse caso, a reatividade dos arenitos, juntamente com os fatores porosidade, permeabilidade e competência poderiam ajudar a compreender melhor a forma e intensidade pela qual essas rochas foram afetados pelo hidrotermalismo.

Nesse contexto, as idades em torno de 2,75 e 2,78 Ga, obtidas por Galarza (2002) para a mineralização no depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia, podem refletir o registro isotópico de Pb radiogênico oriundo de uma provável mineralização sulfetada pré-existente, relacionada aos processos magmáticos que deram origem ao Grupo Igarapé Bahia. Essa mineralização seria remobilizada e redepositada em torno de 2,57 Ga, quando da manifestação do expressivo hidrotermalismo responsável pela alteração e deposição de minério de Cu e Au (ver anexo II).

Além disso, destaca-se o fato de idades equivalentes terem sido obtidas, por métodos diversos, para outros depósitos de cupro-auríferos, como por exemplo os depósitos de Cu-Au Serra Verde e Salobo. No depósito de Cu-Au Salobo as idades obtidas para a mineralização sulfetada situam-se entre 2.576 ± 8 Ma pelo método Re-Os em molibdenita e 2.579 ± 71 Ma pelo método Pb-Pb de lixiviação em etapas em calcopirita e bornita (Requia & Fontboté, 2001). No depósito de Cu-Au Serra Verde, foram obtidas idades entre 2.509 ± 85 Ma pelo método Pb-Pb

em calcopirita e molibdenita (Reis *et al.*, 2001) e 2.609 ± 13 Ma pelo método Re-Os em molibdenita (Marchik & Leveille, 2001).

A idade de 2.204 ± 17 Ma (Pb-Pb em partícula de Au) pode ser o registro de um evento geológico posterior, talvez relacionado à colocação do grande dique diorítico diferenciado (2.308 ± 10 Ma), que teria afetado o sistema isotópico, causando abertura total do mesmo.

Embora ainda não detectadas na área do depósito estudado, as intrusões graníticas paleoproterozóicas (1,53 a 1,88 Ga), também podem ter provocado a remobilização/reconcentração da mineralização no depósito e/ou promovido novos pulsos mineralizantes, tornando ainda mais complexa a interpretação dos registros da história metalogenética do mesmo.

Salienta-se que as composições isotópicas de Pb bastante radiogênico encontradas nos sulfetos e no ouro do depósito de Cu-Au Alemão são indicativas de enriquecimento em U e Th e mostram evidências de perturbação dos sistemas U-Pb e Pb-Pb, possivelmente ligadas a perdas e/ou assimilações de Pb radiogênico durante a história evolutiva do depósito e/ou perda recente de U decorrente da proximidade com ambiente superficial oxidante, como por exemplo a percolação de águas meteóricas em aquíferos profundos, controlados estruturalmente, dentro do envelope mineralizado.

6.4 - EVOLUÇÃO CRUSTAL

A seqüência vulcanossedimentar do Grupo Igarapé Bahia desenvolveu-se sobre um embasamento formado por rochas contemporâneas às do Complexo Xingu (em torno de 2,87 Ga), do protólito do Complexo Pium (entre 2,97 e 3,07 Ga) e de rochas de idade 3,2 Ga; ainda desconhecidas na região, mas cuja existência fora registrada na região de Rio Maria na forma de cristais de zircão herdados em granitóide e grão detrítico em rocha metassedimentar.

Esses dados, juntamente com aqueles disponíveis para a região, ratificam as épocas de 3,03 a 2,86 Ga e 2,76 a 2,74 Ga atrás, como períodos bem definidos de formação de crosta e de expressivo vulcanismo na porção norte da Província Mineral de Carajás.

As idades-modelo do tipo manto depletado (T_{DM}) em estágio duplo (2,96 Ga) obtidas para as encaixantes do depósito de Cu-Au Alemão são similares às aquelas reportadas na literatura para as rochas do embasamento e granitóides da Província Mineral de Carajás.

Os valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ dessas rochas, calculados de -0,96, indicam participação de material da crosta continental mais velha no magma inicial, sendo compatíveis tanto com um ambiente de rifte continental (-5 a +8), quanto de arco magmático em margens continentais (-20 a +8), conforme o modelo de evolução manto-crosta sugerido por De Paolo (1988).

6.5 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA PARA O CENÁRIO LOCAL

Baseado nos dados geocronológicos e de geoquímica isotópica aqui obtidos e aqueles disponíveis, propõe-se uma evolução geológica pré-cambriana simplificada para o cenário contemplado no contexto dos depósitos Alemão e Igarapé Bahia, conforme descrita a seguir:

- Entre 3,17 a 2,85 Ga - Processou-se a diferenciação manto-crosta e a formação do embasamento cristalino representado pelos Complexos Xingu e Pium. Segundo Pinheiro (1997), a deformação dúctil de alta temperatura que afetou as rochas da assembléia do embasamento e gerou a Zona de Cisalhamento Itacaiúnas, ocorreu sob transpressão sinistral e no intervalo situado entre 2,9 e 2,85 Ga.
- Entre 2,76 a 2,60 Ga – Devido a atuação de movimentos tectônicos transtensionais, ocorreria o adelgaçamento da crosta, originando a bacia de Carajás. Nesse contexto ocorreria a deposição das supracrustais dos Grupos Grão Pará, Igarapé Bahia, Igarapé Salobo e Igarapé Pojuca, afetados logo em seguida por metamorfismo e/ou hidrotremalismo de intensidade variável, com o provável desenvolvimento de uma mineralização primária de Cu-Au. Posteriormente, após a deposição dessas seqüências metavulcanossedimentares, ocorreria erosão de parte das mesmas, associada à deposição das rochas sedimentares siliciclásticas da Formação Águas Claras. Houve também o desenvolvimento do Sistema Transcorrente Carajás-Cinzento (transtensão dextral), onde as unidades previamente depositadas subsidiram em blocos controlados por falhamentos ao longo de estruturas associadas a esses sistemas. Nesse período aconteceria também, em períodos distintos, a intrusão de diques e sills máficos a intermediários, diferenciados ou não e a instalação do complexo máfico-ultramáfico (Luanga) e de granitos arqueanos, como por exemplo o Estrela, Planalto e Serra do Rabo.
- Por volta de 2,57 Ga – Ocorreu a colocação de corpos graníticos (como por exemplo o Granito Old Salobo e Itacaiúnas deformado) e diques máficos a intermediários. Determinadas feições tectônicas rúpteis importantes, bem definidas espacialmente, seguindo um regime transtensional,

com registros dos componentes principais de estiramento dispostos em torno do quadrante NE-SW, sob a atuação de esforços transtensivos, serviram como bomba de escape de fluidos de partida ácida, responsáveis pela intensa atividade hidrotermal que gerenciou, em diferentes pulsos, o preenchimento de condutos livres ou brechados, veios e vênulas, e a deposição de mineralização do tipo Fe óxido-Cu-Au-U-ETR, gerando os depósitos de Cu-Au Alemão e Igarapé Bahia. Dessa forma, o depósito Alemão se caracterizaria como um corpo de minério alojado ao longo de importantes condutos hidrotermais, onde os processos de fluxo cataclástico e brechação teriam sido controlados não só por propriedades intrínsecas das rochas pertencentes aos diferentes domínios litoestratigráficos do Grupo Igarapé Bahia, mas também pelas condições mecânicas da deformação superimposta à esses litotipos. Esse cenário geológico é condizente com um período de atividade tectônica reconhecido regionalmente e associado à nucleação da Falha Carajás e ao desenvolvimento do sistema transcorrente homônimo.

- Entre 2,57 e cerca de 1,9 Ga - Aconteceram os processos de reativação tectônica (transpressão sinistral) associados à inversão tectônica associada à reativação de falhas nos sistemas transcorrentes Carajás-Cinzento, com deformação rúptil a dúctil-rúptil das rochas adjacentes imediatas ao sistema de Falha Carajás. Por volta de 2,3 Ga ocorreu evento magmático relacionado à colocação de intrusivas máficas a intermediárias, registrado no depósito de Cu-Au Alemão pelo grande dique diorítico diferenciado.
- Entre aproximadamente 1,9 e 1,5 Ga - Eventos tectônicos distensivos na crosta permitiram a intrusão de plútons graníticos e diques paleoproterozóicos associados, como é caso dos Granitos Breves, Central de Carajás, Pojuca e Jovem Salobo, entre outros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADIMB. 2001. *Geocronologia e Características Isotópicas de C, O e S de Províncias Auríferas Arqueanas Brasileiras*. ADIMB/PADCT. 18p. (Relatório Final do Sub-projeto “Os depósitos de Igarapé Bahia e Águas Claras, Província de Carajás).
- ALMADA, M.C.O. 1998. *O Corpo Acampamento Sul do Depósito Bahia, Carajás: características geológicas e fluidos hidrotermais*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 100p. (Dissertação de mestrado).
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R. 1981. Brazilian structural provinces; an introduction. *Earth Sc. Rev.*, 17: 1-29.
- ALTHOFF, A.M.R.; VILLAS, R.N.; GIULIANI, G. 1994. A mineralização cuprífera da Área Bahia, Serra dos Carajás (PA): Evolução dos fluidos hidrotermais e modelo metalogenético. *Geochimica Brasilienses*, 8(2):135-155
- ARAÚJO, O.J. & MAIA, R.G.N. 1991. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Serra dos Carajás, Folha SB22-Z-A, Estado do Pará. Texto explicativo*. Brasília, DNPM/CPRM, 164 p. (Relatório técnico).
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE-JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO GEOLOGIA, 7. Belém. *Anais...* SBG, p. 324-333.
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; CORREIA Jr., F.C.; MACAMBIRA, E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã - Província Mineral de Carajás: Novos Resultados Geocronológicos. *Rev. Bras. Geociências*, 29:453-460.
- BARBOSA. A.A.; LAFON. J.M.; NEVES, A.P.; VALE. A.G. 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: Implicações para a evolução do magmatismo proterozóico da região de Redenção. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, 7:147-164.

- BARREIRA, C.F. 1994. *Integração do levantamento aerogeofísico de Igarapé Bahia*. Belém. 66p. (Relatório técnico interno).
- BARREIRA, C.F. 1995. *Interpretação aerogeofísica da área Igarapé Bahia/Córrego Salvador – Programa de Trabalho*. Belém. 67p. (Relatório técnico interno).
- BARREIRA, C.F.; SOARES, A.D.V.; RONZÊ. 1999. Descoberta do depósito Cu-Au Alemão – Província Mineral de Carajás (PA) In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6. Manaus. *Boletim...* SBG/Núcleo Norte. p.136-139.
- BARROS, C.E.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; BARBEY, P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ. 7. Belém. *Res. Exp...*SBG. CD-ROM.
- CHAMBERLAIN, K.R. & BOWRING, S.A. 2000. Apatite-feldspar U-Pb thermochronometer: a reliable, mid-range (~ 450°C), diffusion-controlled system. *Chem. Geology*, 172: 173-200.
- CHERNIAK, D.J.; LANFORD, W.A.; RYERSON F.J. 1991. Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford Backscattering techniques. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55:1663-1673.
- CHESLEY, J.T.; HALLYDAY, A.N.; KYSER, T.K.; SPRY, P.G. 1994. Direct dating of Mississippi Valley-type mineralization: Use of Sm-Nd in fluorite. *Economic Geology*, 89: 1192-1199.
- CORFU, F. & STONE, D. 1998. Significance of titanite and apatite U-Pb ages: Constraints for the post-magmatic thermal-hydrothermal evolution of a batholithic complex, Berens River area, northwestern Superior province, Canada. *Geoch. et Cosmoch. Acta*. 62, N17, 2979-2995.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; SANTOS, A.; JORGE JOÃO, X.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos Tectono-Estruturais, Estratigráficos e Geocronológicos. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7: 199-235.
- CVRD. 1982. *Níquel do Vermelho*: Estudo de pré-viabilidade. Rio de Janeiro. 114p. (Relatório técnico interno).

- CVRD. 1997. *Mina de Ig. Bahia - Corpo Alemão. Petroquímica, Química mineral, litogeoquímica e caracterização de minério*. Belo Horizonte. 256p. (Relatório técnico interno).
- CVRD. 1998. *Projeto Alemão. petrografia de amostras de testemunhos de sondagem*. Belo Horizonte. 42p. (Relatório técnico interno).
- CVRD. *Projeto Alemão. Relatório de Pré-viabilidade*. Belo Horizonte. (Relatório técnico interno.) (No prelo).
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: Geochronological, petrological, and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, 50:113-138.
- DALL'AGNOL, R.; RAMO, O.T.; MAGALHÃES M.S.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, 46:431-462.
- DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S.; ALTHOFF, F.J.; LEITE, A.A.S. 1996. Geology and geochemistry of the Archean Rio Maria granite-greenstone terranes, Carajás Province, Amazon Craton. In: SIMP. ARCHEAN TERRANES OF THE S. AMER. PLATAFORM. Brasília. *Extend. Abst. Volum...* Brasília. SBG. p.29-30.
- DARDENNE, M.A.; FERREIRA FILHO, C.F.; MEIRELLES, M.A. 1987. The role of shoshonitic and calc-alkaline suite in tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. In: PRECAMBRIAN EVOLUTION OF THE AMAZONIAN REGION, CARAJÁS. FINAL MEETING OF THE WORKING GROUP. Carajás. *Extended Abstracts...* IUGS. p.40-50.
- DARDENNE, M.A.; FERREIRA FILHO, C.F.; MEIRELLES, M.R. 1988. The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(4):363-372.
- DE PAOLO, D.J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry: An introduction*. Springer-Verlag. 187p.

- DIAS, G. S.; MACAMBIRA, M. J. B.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A. D. V.; BARROS, C. E. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém. *Boletim...* Belém, SBG/NO. p.376-379.
- DOCEGEO. 1983. *Projeto Níquel Carajás*. Relatório final de pesquisa. Belém. v.1. (Relatório técnico interno).
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL. 35. Belém. *Anexo aos anais...* Belém, SBG. p.11-56.
- DOCEGEO. 1994. *Programa de monitoramento do depósito de Au-Cu de Igarapé Bahia*. Belém. (Relatório técnico interno).
- DOCEGEO. 1997. *Projeto Igarapé Bahia – Corpo Alemão, ano de 1996*: Relatório de Etapa. Belém. (Relatório técnico interno).
- DOCEGEO. 1998. *Projeto Conceitual – Minério Sulfetado do Corpo Alemão*: Relatório de Etapa. v.1. 313p. (Relatório técnico interno).
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare-earth abundance in chondritic meteorites. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 42:1199-1212.
- FERREIRA FILHO, C.F. 1985. *Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás, PA*. Brasília, Universidade de Brasília. 112p. (Dissertação de Mestrado).
- FERREIRA FILHO, C.F. & DANNI, J.C.M. 1985. Petrologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia - Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém. *Anais...* Belém, SBG. p.211-215
- FERREIRA FILHO, C.F.; DARDENNE, M.A.; MEIRELLES, M.A. 1987. The role of shoshonitic and calc-alkaline suite in tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. In: PRECAMBRIAN EVOLUTION OF THE AMAZONIAN REGION, CARAJÁS. FINAL MEETING OF THE WORKING GROUP. Carajás. *Extended Abstracts...* IUGS. p.40-50.

- GALARZA, T.M.A. 2002. *Geocronologia e Geoquímica Isotópica dos depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia e Gameleira, Província Mineral Carajás, Brasil*. Belém, Universidade Federal do Pará. 214p. (Tese de doutorado).
- GALARZA, T.M.A.; MACAMBIRA, M.J.B.; MAURITY C.W.; MEIRELES, H.P. 2001. Idade do Depósito Igarapé Bahia (Província Mineral de Carajás) com base nos isótopos de Pb. In: SIMP. GEOL. AMAZ. 7, Belém. *Res. Exp...*SBG. CD-ROM.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI Jr., W.J. 1986. Age and Composition of the Grão Pará Group Volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16 (2):201-211.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1990. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. *Anais...*SBG, v. 6, p. 2535-2549.
- HAYWARD, J. A. 1983. *Rb-Sr geochronology and the evolution of some peraluminous granites in New Hampshire*. Durham, University of New Hampshire. p.121 (Dissertação de mestrado).
- HITZMAN, M. W.; ORESKES, N.; EINAUDI, M. T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, 58(1-4):241-287.
- HUHN, S.R.B. 1996. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-(ETR)? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém. *Boletim...* SBG/NO. p.140-143.
- HUHN, S.R.B. & NASCIMENTO, J.A.S. 1997. São os depósitos cufríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR ? In: COSTA, M. L. & ANGÉLICA, R. S. (Coords.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG. p. 143-160.
- HUHN, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R. 1999. Geologia e geocronologia Pb-Pb do granito alcalino Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás, PA. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5, Manaus. *Resumos Expandidos...* SBG. p.463-466.

- KELLEY, W. J. 1980. *Nd isotopic of the massabesic gneiss: southeast New Hampshire*. Durham, University of New Hampshire. p.121 (Dissertação de mestrado).
- KOBER, B. 1986. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament source. *Contrib. to Mineral. and Petrol.*, 93:482-490.
- KOBER, B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry , and implications for zirconology. *Contrib. to Mineral. and Petrol.*, 96: 63-71.
- KROGH, T.E. 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 37:485-494.
- KROGH, T.E. 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 46:636-649.
- KRYMSKY, R. S. 2001. Installation of U-Pb zircon method in the laboratory «Para-Iso» UFPA, Belém. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. *Resumos expandidos*. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte. v.S2. p.14 – 17. CD-ROM.
- KRYMSKY R.S. Pb-Pb evaporation method on native gold grains. In: GOLDSCHMIDT CONFERENCE, 2002. Davos (*no prelo*).
- LINDENMAYER, Z.G. 1990. *Salobo Sequence, Carajás, Brazil: Geology, Geochemistry and Metamorphism*. Ontario, University of Western Ontario. 406p. (Tese de doutorado).
- LINDENMAYER, Z.G. & LAUX, J.H. 1994. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da Bacia Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4. Belém. *Boletim...* SBG. p.328-329.
- LINDENMAYER, Z.G.; LAUX , J.H.; ALMEIDA, D.P.M. 1996. Contribuição ao estudo da alteração hidrotermal das rochas gabro-diorítica na Serra Sul, Serra de Carajás, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador. *Anais...* SBG. v. 2, p.235-238.

- LINDENMAYER, Z.G.; LAUX, J.H.; VIERO, A. C. 1995. O papel da alteração Hidrotermal nas rochas da Bacia de Carajás. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, Sér. Ciênc. da Terra*, 7: 125-145.
- LUDWIG, K.R. 1980. Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. *Earth Planet. Sci. Letters*, 46:212-220.
- LUDWIG, K.R. 1993. *Isoplot*: A plotting and regression program for radiogenic isotope data, version 2.70. Openfile report 91445. United States Geological Survey, 42p.
- MACAMBIRA, J.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T.; GOMES, A.C.B. 1996. Geocronologia Pb/Pb e tipologia de zircões de rochas vulcânicas da Formação Carajás - Pará: Indicador da idade dos BIFs. In: CONG. BRAS. GEOL., 39, Salvador, *Anais...* SBG. v.6, p. 516-518.
- MACAMBIRA, M.J.B & LAFON, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos dados e novos desafios. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, Sér. Ciênc. da Terra*, 7: 263-288.
- MACAMBIRA, M.J.B & LANCELOT, J. 1991. Em busca do Embasamento Arqueano da Região do Rio Maria, Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZÔNIA, 3, Belém. *Anais...* SBG. p.49-58.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J.R. 1996. Time Constraints for the Formation of the Archean Rio Maria Crust. Southeastern Amazonian Cráton, Brazil. *International Geology Review*, 38:1134-1142.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.G.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D.H. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49:329-354.
- MANHÈS, G. 1982. *Développement de l'ensemble chronométrique U-Th-Pb. Contribution à chronologie initiale du système solaire*. Paris, Univ. Paris. 135p. (Tese de doutorado).

- MARCHETTO, C.L. 1998. *Projeto Alemão. Estudo petrográfico: Relatório nº 1*. Rio de Janeiro. 89p. (Relatório técnico interno).
- MARCHIK, R. & LEVEILLE, R.A. 2001. Iron oxide Cu-Au deposits in South América; Candelária, Chile, and Sossego, Brazil. In: GEOLOGICAL SOCIETY OF AMÉRICA 2001 ANNUAL MEETING, 33. Santiago. *Abstracts with Programs...* v. 6, p. 2.
- MEIRELLES, M.R. & DARDENNE, M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás - Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(1):41-50.
- MOUGEOT, R.; RESPAUT, J.P.; BRIQUE, L.; LEDRU, P.; MILESI, J.P.; LEROUGE, C.; MARCOUX, E.; HUHN, S.B.; MACAMBIRA, M.J.M. 1996a. Isotope geochemistry constrains for Cu, Au mineralizations and evolution of the Carajás Province (Para, Brazil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador. *Anais.... SBG*. v. 7, p.321-324.
- MOUGEOT, R.; RESPAUT, J.P.; BRIQUEU, L.; LEDRU, P.; MILESI, J.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; HUHN, S.B. 1996b. Geochronological constrains for the age of the Águas Claras Formation (Carajas Province, Para, Brazil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador. *Anais.... SBG*. v. 6, p.579-581.
- NOGUEIRA, A. C.R. 1995. *Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, Região Central da Serra dos Carajás, Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 167p. (Dissertação de Mestrado).
- NOGUEIRA, A. C. R.; TRUCKENBRODT, W.; PINHEIRO, R. V. L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: Redescrição e Redefinição litoestratigráfica. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, Sér. Ciênc. da Terra*, 7: 177-197.
- OLIVEIRA, E.C & MOURA, C. A. V. 1995. *Metodologia de separação de Sm e Nd por cromatografia de troca iônica*. São Luís. SBG. 47p.

- OLSZEWSKI, W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. 1989. The age, origin and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precambrian Research*, 42:229-254.
- ORESQUES, N. & EINAUDI, M.T. 1990. Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downa, South Australia. *Econ. Geol.*, (85):1-28.
- PARRISH, R.R.; RODDIK J.C.; LOVERIDGE, W.D.; SULLIAN, R.W. 1987. Uranium-lead analytical techniques at the geochronology laboratory, Geological Survey of Canada. *Radiogenic age and isotopic studies: Report 1 - Geological Survey of Canada*. Paper 87-2, 3-7.
- PETTKE, T.H. & FREI, R. 1996. Isotope systematics in vein gold from Brussen, Val d'Ayas (NW Italy), 1. Pb/Pb evidence for a Piemonte metaophiolite Au source. *Chem. Geol.* 127: 111-124.
- PIDGEON, R.T.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, 166:159-171.
- PIMENTEL, M.M. & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria. Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 38, Camboriú. *Anais... SBG*. v.2, p. 390-391.
- PINHEIRO, R.V.L. 1997. *Reactivation History of the Carajás and Cinzento Strike-Slip Systems, Amazon, Brazil*. Durham, University of Durham. 408p. (Tese de Doutorado).
- PINHEIRO, R.V.L. 1998. *Mina do Igarapé Bahia, Corpo Alemão, Serra dos Carajás/PA: Relatório de Consultoria Técnica, DOCEGEO. Julho-Agosto/1998*. Belém. 56p. (Relatório técnico interno).
- PINHEIRO, R.V.L. 2001. *Mina do Igarapé Bahia, Corpo Alemão, Serra dos Carajás/PA: Relatório de Consultoria Técnica, DOCEGEO. Junho/2001*. Belém. 25p. (Relatório técnico interno).

- REIS F. N.; MACAMBIRA M. J. B.; VILLAS R. N.; KRYMSKY, R. 2001. Estudo Isotópico do Depósito Cupro-Aurífero de Serra Verde, Província Mineral de Carajás, Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ.. 7. Belém. *Res. Exp...*SBG. CD-ROM.
- REQUIA, K. & FONTBOTÉ, L. 2001. The Salobo iron oxide copper-gold hydrothermal system. Carajás mineral province, Brazil. In: GEOLOGICAL SOCIETY OF AMÉRICA, ANNUAL MEETING, 33. Santiago. *Abstracts with Programs...* v. 6, p. 2.
- RODRIGUES, E. M. S. 1992. *Implantação da Metodologia Pb-Pb em rocha total*; exemplos de aplicação na Província Mineral de Carajás (PA). Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém. 128 p. (Dissertação de mestrado).
- RODRIGUES. E.S.; LAFON. J.M.; SCHELLER. T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONG. BRAS. GEOL., 37. São Paulo. *Bol. Res. Exp...* São Paulo. SBG. v.2, p. 183-184.
- RONZÊ, P. C. *Mineralizações de Cu-Au do depósito de Cu-Au Alemão*. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto. (Tese de doutorado.) (no prelo).
- RONZÊ, P. C.; SOARES, A. D. V.; SANTOS, M. G. S.; BARREIRA, C. F. B. 2000. Alemão Copper-Gold (U-REE) Deposit, Carajás, Brazil. In: *HYDROTHERMAL Iron Oxide Copper-Gold & related Deposits: a global perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide. p. 191-202.
- SANTOS, A. B.; SOUZA, C. I.; RONZÊ, P. C. 1995. *Relatório de Avaliação Geológica. Alvo Salvador Sul*. DOCEGEO / GA – RAR – 95 – 002. (Relatório técnico interno).
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. L.; McNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. 2001a. A new understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Res.* (in press).

- SANTOS, M.G.S.; PINHEIRO, R.V.L.; SOARES, A.D.V.; RONZÊ, P.C.; SOUZA, C.I.J.; BARREIRA, C.F.B. 2001b. Informações preliminares sobre o quadro tectono-estrutural do Depósito de Cu-Au Alemão, Província Mineral de Carajás (PA). In: SIMP. GEOL. AMAZ.. 7. Belém. *Res. Exp...* SBG. CD-ROM.
- SARDINHA, A.S.; BARROS, C.E.M.; KRYMSKI, R.; MACAMBIRA, M.J.B. 2001. Petrologia e Geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Metalogenética de Carajás, Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7. Belém. *Res Exp...* SBG. CD-ROM.
- SATO, K. & TASSINARI, C. C. G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: COSTA, M. L. & ANGÉLICA, R. S. (Coords.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG. p.91-142.
- SILVA, G.C.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A. R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. *Geologia das folhas SB.22 Araguaia e parte da folha Sc.22 Tocantins*: Projeto Radam. Rio de Janeiro, DNPM. (Levantamentos de recursos naturais, 4).
- SOARES, A.D.V.; RONZÊ, P.C.; SANTOS, M.G.S. DOS; LEAL, E.D.; BARREIRA, C.F. 1999. Geologia e mineralizações do depósito de Cu-Au Alemão – Província Mineral de Carajás (PA) In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus. *Boletim...* SBG/ Núcleo Norte. p.144-147.
- SOUZA, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; HORBE, M.A. 1995. Geochronological and isotopic evidences of the influence of the Paleoproterozoic Pojuca Granite on the Cu-Zn (Au-Mo-Ag) deposit, Carajás Province. Brazil. In: SYMP. RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS. Belém. *Abstracts...* SBG. p.76-87.
- SOUZA, Z.S., POTREL, A.; LAFON, J. M.; ALTHOFF, F. J.; PIMENTEL, M.M.; DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, C. G. 2001. Nd, Pb and isotopes in the Identidade Belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province. Brazil: implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Cráton. *Precamb. Res.*, 109: 293 - 315.

- TALLARICO, F.H.B., FIGUEIREDO, B. R.; GROVES, D. I.; MACNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R.; REGO, J. L. 2002a. SHRIMP II constraints on the age of the Igarapé Bahia Fe-Oxide Cu-Au-(U-REE) mineralisation, Carajás Copper-Gold Belt: an Archean (2.57 Ga) Olimpic Dam-type deposit. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41. João Pessoa. *Anais....* SBG. p. 222.
- TALLARICO, F.H.B., MACNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R.; FIGUEIREDO, B. R.; CARVALHO, J. B.; REGO, J. L.; NUNES, A. R. 2002b. Geology and SHRIMP II U-Pb geochronology of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) mineralisation: evidence of Paleoproterozoic (1.88 Ga) metallogeny in the Carajás Copper-Gold Belt, Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41. João Pessoa. *Anais....* SBG. p. 222.
- TALLARICO, F.H.B., OLIVEIRA, C.G., FIGUEIREDO, B.R. 2000. The Igarapé Bahia Cu-Au mineralization, Carajás Province. *Rev. Bras. Geol.*, 30:230-233.
- TAZAVA, E. 1999. *Mineralização de Au-Cu-(W-Bi-Sn) associada às brechas hidrotermais do depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, PA*. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto. 81p. (Dissertação de mestrado).
- TEIXEIRA, J.B.G. - 1994 - *Geochemistry, Petrology, and Tectonic Setting of the Archean basaltic and Dioritic rocks from the N4 Iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil*. Boston. The Pennsylvania State University. Department of Geosciences. 176p. (Tese de Doutorado).
- TRENDALL, A. F.; BASEI, M. A. S.; LAETER, J. R.; NELSON, D. R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South American Sciences*, 11(3): 265-277.
- VILLAS, R. N. & GALARZA, T. M. A. 2001. As brechas hidrotermais do Depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia, Carajás: dados geoquímicos e de isótopos estáveis de carbono e enxofre In: SIMP. GEOL. AMAZ.. 7. Belém. *Res. Exp....*SBG. CD-ROM.
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI, W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geol.*, 16(2):195-200.

XAVIER, R. P. & DREHER, A. M. 2001. Carbon Isotopic Composition of Carbonates in the Igarapé Bahia Cu-Au Deposit, Carajás Mineral Province (PA), Northern Brazil. In: SIMP. GEOL. AMAZ.. 7. Belém. *Res. Exp...*SBG. CD-ROM.

YORK, D. 1969. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Letters*, 5: 320-324.

Anexo I – Amostras coletadas para estudos isotópicos do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão.

Furo / Tramo	Intervalo (m)	Código da(s) amostra(s)	Natureza da(s) amostra(s)	Observação
ALM-FD09	762,30-762,52	APA-9	Concentrado de apatita	Zona hidrotermalizada em minério clorítico sulfetado
ALM-FD01	327,58-716,00	APA-C	Concentrado de apatita	Zona hidrotermalizada em minério clorítico / magnetítico sulfetado
ALM-FD02	569,00-571,00	APA-C	Concentrado de apatita	Zona hidrotermalizada em minério clorítico sulfetado
ALM-FD03	781,00-854,00	APA-C	Concentrado de apatita	Zona hidrotermalizada em minério clorítico / magnetítico sulfetado
ALM-FD04	294,10-590,00	APA-C	Concentrado de apatita	Zona hidrotermalizada em minério clorítico / magnetítico sulfetado
ALM-FD05	342,00-768,00	APA-C	Concentrado de apatita	Zona hidrotermalizada em minério clorítico / magnetítico sulfetado
ALM-FD06	384,00-558,05	APA-C	Concentrado de apatita	Zona hidrotermalizada em minério clorítico / magnetítico sulfetado
ALM-FD07	125,70-136,00	APA-C	Concentrado de apatita	Zona hidrotermalizada em minério magnetítico sulfetado
ALM-FD09	668,61-668,79	BOR-D	Bornita	Zona hidrotermalizada em minério clorítico sulfetado
ALM-FD72	570,10-570,28	BOR-G	Bornita	Zona hidrotermalizada em minério clorítico sulfetado
ALM-FD72	570,10-570,28	COB-G	Cobaltita	Zona hidrotermalizada em minério clorítico sulfetado
ALM-FD09	604,83-604,98	CPY-A	Calcopirita	Zona hidrotermalizada em minério magnetítico sulfetado
ALM-FD09	611,60-611,70	CPY-B	Calcopirita	Zona hidrotermalizada em minério magnetítico sulfetado
ALM-FD09	633,07-633,24	CPY-C	Calcopirita	Zona hidrotermalizada em minério magnetítico sulfetado
ALM-FD09	668,61-668,79	CPY-D	Calcopirita	Zona hidrotermalizada em minério clorítico sulfetado
ALM-FD72	570,10-570,28	CPY-G	Calcopirita	Zona hidrotermalizada em minério clorítico sulfetado
ALM-FD73	259,80-260,00	CPY-H	Calcopirita	Zona hidrotermalizada em minério magnetítico sulfetado
ALM-FD36A	495,88-496,00	CPY-E	Calcopirita	Zona hidrotermalizada em minério magnetítico sulfetado
ALM-FD36A	579,80-580,05	CPY-F	Calcopirita	Zona hidrotermalizada em minério clorítico sulfetado
ALM-FD72	735,16735,46	PY-L	Pirita	Zona hidrotermalizada em minério clorítico sulfetado
ALM-FD73	252,97-253,15	PY-J	Pirita	Zona hidrotermalizada em minério magnetítico sulfetado
ALM-FD73	259,80-260,00	PY-H	Pirita	Zona hidrotermalizada em minério clorítico sulfetado
ALM-FD73	274,58-274,78	PY-M	Pirita	Zona hidrotermalizada em minério magnetítico sulfetado
ALM-FD09	460,55-460,64	FL-9E	Fluorita	Associada a veio tardio de calcita cortando minério magnetítico sulfetado
ALM-FD70	258,70-258,75	FL-70C / FL-70E	Fluorita	Associada a veio tardio de calcita cortando minério magnetítico sulfetado
ALM-FD72	390,41-390,48	FL-72C	Fluorita	Associada a veio tardio de calcita cortando minério magnetítico sulfetado
ALM-FD104	321,65325,67	DIA-D	Dique de diabásio	Dique de diabásio da seção LT-150NE encaixado em minério magnetítico sulfetado
ALM-FD113	220,00-221,94	DIA-C	Dique de diabásio	Dique de diabásio da seção LT-150NE encaixado em minério magnetítico sulfetado
ALM-FD122	455,8-462,73	DIA-B	Dique de diabásio	Dique de diabásio da seção LT-150NE encaixado em minério magnetítico sulfetado
ALM-FD141	199,94-204,60	DIA-A	Dique de diabásio	Dique de diabásio da seção LT-150NE encaixado em minério magnetítico sulfetado
ALM-FD37	400,00-412,00	GD-1-CA	Grande dique diorítico diferenciado	Fácies quartzo-diorito
ALM-FD37	412,00-424,00	GD-1-CB1	Grande dique diorítico diferenciado	Fácies quartzo-diorito
ALM-FD37	424,00-432,00	GD-1-CC	Grande dique diorítico diferenciado	Fácies quartzo-diorito
ALM-FD37	434,53-434,75	GD-1-B	Grande dique diorítico diferenciado	Fácies quartzo-monzodiorito com intercrescimento granofírico
ALM-FD37	435,70-435,95	GD-C	Grande dique diorítico diferenciado	Fácies quartzo-monzodiorito
ALM-FD37	436,00-445,00	GD-1-CD	Grande dique diorítico diferenciado	Fácies quartzo-monzodiorito
ALM-FD37	450,17-450,46	GD-A	Grande dique diorítico diferenciado	Fácies diorito
ALM-FD09	577,55-577,65	9-A / 9-B	Ouro	Livre na ganga de brecha clorítica sulfetada
ALM-FD72	497,77-497,87	72-A / 72-B / 72-C	Ouro	Livre na ganga de veio carbonático tardio cortando minério magnetítico sulfetado
ALM-FD75	311,00-312,70	75-B / 75-C	Ouro	Intercrescido com calcopirita de magnetítico sulfetado
ALM-FD79	365,03-365,15	79-A / 79-B / 79-C	Ouro	Tardio em relação à calcopirita de minério clorítico sulfetado
ALM-FD104	72,00-72,05	104-A / 104-B	Ouro	Livre na ganga de veio tardio de quartzo leitoso cortando minério magnetítico sulfetado
ALM-FD08	377,77-378,06	TUF-A	Metapiroclástica	Metatudo de lápili
ALM-FD34	603,58-603,90	TUF-C	Metapiroclástica	Metatudo de lápili
BHMAG-FD01	469,66-469,94	TUF-E	Metapiroclástica	Metatudo de cristal fino
BHMAG-FD06	163,49-163,76	TUF-B	Metapiroclástica	Metatudo fino laminado
BHMAG-FD06	333,87-334,17	TUF-D	Metapiroclástica	Metatudo lítico
TRAMO 8	1040,00-1043,00	TUF-3B	Metapiroclástica	Metatudo de lápili
ALM-FD09	309,41-309,74	VUL-B	Metavulcânica	Metavulcânica afírica
ALM-FD09	697,15-697,48	VUL-A	Metavulcânica	Metavulcânica fina
ALM-FD52	228,00-228,28	VUL-D	Metavulcânica	Metavulcânica amigdaloidal
BHMAG-FD01	627,04-627,26	VUL-E	Metavulcânica	Metavulcânica porfírica e amigdaloidal
BHMAG-FD01	629,43-629,74	VUL-C	Metavulcânica	Metavulcânica porfírica e amigdaloidal
TRAMO 11	195,00-200,00	VUL-5A	Metavulcânica	Metavulcânica fina e foliada

Anexo II – Informações geocronológicas (dados já publicados e aqui obtidos) de unidades geológicas envolvidas no contexto geológico dos depósitos de Cu-Au (U-ETR) Alemão e de Igarapé Bahia. (*) análise SHRIMP II. Observação: Continua nas três páginas seguintes.

Unidade / evento estudado	Idade (Ma)	Método empregado	Material analisado	Significado(s) / Interpretação(ões) admitidos neste trabalho	Fonte
Hidrotermalismo associado à mineralização depósito Breves	1.872 ± 7	Pb-Pb*	Mineral (cristais de monazita e xenotima)	Idade da mineralização	Tallarico <i>et al.</i> (2002b)
Granito Breves	1.878 ± 8 1.881 ± 8	Pb-Pb*	Mineral (cristais de zircão)	Idade de cristalização	Tallarico <i>et al.</i> (2002b)
Diques e sills máficos intrusivos na Formação Águas Claras	2.556 ± 219	U-Pb	Mineral (cristais de zircão)	Idades de cristalização desses diques – Época de magmatismo máfico na região - A Formação Águas Claras deve ser mais velha que o dique máfico	Mougeot <i>et al.</i> (1996b)
	2.645 ± 12	Pb-Pb	Mineral (cristais de zircão)	Idade de cristalização da intrusiva – Época de magmatismo máfico na região - A Formação Águas Claras deve ser mais velha que o sill máfico	Dias <i>et al.</i> (1996)
	2.700	Sm-Nd	Rocha total (diques máficos intrusivos)	Idades de cristalização desses diques – Época de magmatismo máfico na região - A Formação Águas Claras deve ser mais velha que o dique máfico	Mougeot <i>et al.</i> (1996b)
	2.708 ± 36	U-Pb	Mineral (cristais de zircão)	Idades de cristalização desses diques – Época de magmatismo máfico na região - A Formação Águas Claras deve ser mais velha que o dique máfico	Mougeot <i>et al.</i> (1996b)
Formação Águas Claras	2.667 ± 19	U-Pb	Mineral (cristais de zircão detríticos)	Exposição, erosão, transporte e deposição de unidades pré-existentes com essas idades, possivelmente do diques máficos de idade 2,6 Ga – A Formação Águas Claras deve ser mais nova que o grão de zircão detrítico	Mougeot <i>et al.</i> (1996b)
	2.778	U-Pb	Mineral (cristais de zircão detríticos)	Exposição, erosão, transporte e deposição de unidades pré-existentes com essas idades, possivelmente do Grupo Grão Pará – A Formação Águas Claras deve ser mais nova que o grão de zircão detrítico	Mougeot <i>et al.</i> (1996b)
	2.860 2.898 ± 11	U-Pb	Mineral (cristais de zircão detríticos)	Exposição, erosão, transporte e deposição de unidades pré-existentes com essas idades, possivelmente do protólito do Complexo Xingu – A Formação Águas Claras deve ser mais nova que o grão de zircão detrítico de menor idade encontrado	Mougeot <i>et al.</i> (1996b)
	2.930 2.980 3.000 3.020	U-Pb	Mineral (cristais de zircão detríticos)	Exposição, erosão, transporte e deposição de unidades pré-existentes com essas idades, possivelmente do protólito do Complexo Pium – A Formação Águas Claras deve ser mais nova que o grão de zircão detrítico de menor idade encontrado	Trendall <i>et al.</i> (1998)
Mineralização depósito Alemão e hidrotermalismo associado à mineralização	2.204 ± 17	Pb-Pb	Mineral (partícula de Au livre na ganga de brecha clorítica sulfetada)	Rejuvenescimento da mineralização principal causado por evento geológico posterior	Santos (2002)
	2.521 ± 56	Pb-Pb	Mineral (sulfetos - cpy, py, bor e cob - de zonas de sulfetos maciço, magnetitos sulfetados, de matriz hidrotermal magnetítica e/ou clorítica de brechas sulfetadas e de veios carbonáticos tardios instalados em rocha mineralizada)	Idade da mineralização principal	Santos (2002)

Anexo II (continuação) - Informações geocronológicas (dados já publicados e aqui obtidos) de unidades geológicas envolvidas no contexto geológico dos depósitos de Cu-Au (U-ETR) Alemão e de Igarapé Bahia. (*) análise SHRIMP II. Observação: Continua nas duas páginas seguintes.

Unidade / evento estudado	Idade (Ma)	Método empregado	Material analisado	Significado(s) / Interpretação(ões) admitidos neste trabalho	Fonte
Mineralização depósito Alemão e hidrotermalismo associado à mineralização	2.539 ± 26	Pb-Pb	Mineral (sulfetos e partículas de Au em suas diversas formas de ocorrência e associação coletados dentro do corpo de minério)	Idade da mineralização principal	Santos (2002)
	2.555 ± 270	Pb-Pb	Mineral (partícula de Au livre na matriz de brecha clorítica sulfetada e tardia em relação à calcopirita)	Idade da mineralização principal	Santos (2002)
	2.556 ± 95	Pb-Pb	Mineral (partícula de Au livre na ganga de brecha clorítica sulfetada)	Idade da mineralização principal	Santos (2002)
	2.568 ± 35	Pb-Pb	Mineral (partículas de Au - intercrescida com calcopirita em magnetitito sulfetado e livre na ganga de brecha clorítica sulfetada)	Idade da mineralização principal	Santos (2002)
	2.570 ± 55	Pb-Pb	Mineral (partículas de Au - intercrescida com calcopirita em magnetitito sulfetado, em veio carbonático tardio e na matriz de brecha clorítica sulfetada, embora tardio à calcopirita)	Idade da mineralização principal	Santos (2002)
	2.575 ± 86	Pb-Pb	Mineral (partícula de Au intercrescida com calcopirita em magnetitito sulfetado)	Idade da mineralização principal	Santos (2002)
	2.580 ± 79	Sm-Nd	Mineral (cristais de fluorita de veios instalados em brechas hidrotermais sulfetadas)	Idade do hidrotermalismo associado à mineralização principal	Santos (2002)
	2.595 ± 200	Pb-Pb	Mineral (partícula de Au em veio carbonático tardio instalado em magnetitito sulfetado)	Idade da mineralização principal	Santos (2002)
	3.542 ± 95	Pb-Pb	Mineral (partícula de Au em veio de quartzo tardio instalado em magnetitito sulfetado)	Memória plumbica do material parental e/ou assimilação de Pb radiogênico de um substrato mais antigo não aflorante	Santos (2002)

Anexo II (continuação) – Informações geocronológicas (dados já publicados e aqui obtidos) de unidades geológicas envolvidas no contexto geológico dos depósitos de Cu-Au (U-ETR) Alemão e de Igarapé Bahia. (*) análise SHRIMP II. Observação: Continua na página seguinte.

Unidade / evento estudado	Idade (Ma)	Método empregado	Material analisado	Significado(s) / Interpretação(ões) admitidos neste trabalho	Fonte
Mineralização depósito de Igarapé Bahia e hidrotermalismo associado à mineralização	2.385 ± 122	Pb-Pb	Mineral (lixiviação de sulfetos)	Rejuvenescimento da mineralização principal no ACPN causada por eventos geológicos posteriores	Galarza (2002)
	2.417 ± 120	Pb-Pb	Mineral (lixiviação de concentrado de sulfetos de veios)	Rejuvenescimento da mineralização principal no ACPN causada por eventos geológicos posteriores	Galarza (2002)
	2.575 ± 11	Pb-Pb*	Mineral (cristais de monazita da matriz hidrotermal de brechas magnetíticas sulfetadas)	Idade do hidrotermalismo associado à mineralização principal	Tallarico <i>et al.</i> (2002a)
	2.754 ± 36 / 2.756 ± 24 / 2.772 ± 46 / 2.777 ± 22	Pb-Pb	Mineral (sulfetos de veios em ZBH / RMP / RMV / RIM)	Memória do sistema Pb-Pb de uma das possíveis fontes da mineralização principal e/ou assimilação de Pb radiogênico das encaixantes	Galarza (2002)
	2.778	Pb-Pb	Mineral (ouro)	Memória do sistema Pb-Pb de uma das possíveis fontes da mineralização principal e/ou assimilação de Pb radiogênico das encaixantes	Galarza (2002)
	2.764 ± 22	Pb-Pb	Mineral (sulfetos de veios e ouro)	Memória do sistema Pb-Pb de uma das possíveis fontes da mineralização principal e/ou assimilação de Pb radiogênico das encaixantes	Galarza (2002)
	2.850 ± 65	Pb-Pb	Mineral (sulfetos)	Memória do sistema Pb-Pb de uma das possíveis fontes da mineralização principal e/ou assimilação de Pb radiogênico das encaixantes	Mougeot <i>et al.</i> (1996a)
Grande dique diorítico diferenciado intrusivo no Grupo Igarapé Bahia e na Formação Águas Claras	2.308 ± 10	Pb-Pb	Mineral (cristais de zircão)	Idade de cristalização	Santos (2002)
Diques máficos a intermediários diferenciados ou não, intrusivos no Grupo Igarapé Bahia	2.577 ± 144	Rb-Sr	Rocha total (granófiros básicos)	Idade de cristalização ou rejuvenescimento causado por evento geológico posterior - Em caso de idade de cristalização, esse magmatismo máfico intrusivo é contemporâneo ao hidrotermalismo associado à mineralização do depósito de Igarapé Bahia	Ferreira Filho (1985)
	2.579 ± 7	Pb-Pb*	Mineral (xenocristais de zircão em dique de diabásio)	Idade de cristalização – Magmatismo máfico intrusivo contemporâneo ao hidrotermalismo associado à mineralização do depósito de Igarapé Bahia	Tallarico <i>et al.</i> (2002a)
	2.765 ± 36	Pb-Pb	Rocha total (diques máficos intrusivos)	Idade de cristalização – Magmatismo máfico intrusivo contemporâneo ao vulcanismo do Grupo Igarapé Bahia	Galarza (2002)
	3.473 ± 84	Pb-Pb	Rocha total (diqe de diabásio)	Mémoria plúmbica do material parental e/ou assimilação de Pb radiogênico de substrato mais antigo não aflorante	Santos (2002)
Grupo Igarapé Bahia	2.270 ± 120	K-Ar	Mineral (anfíbios de metavulcânicas básicas)	Rejuvenescimento causado por evento geológico posterior	Ferreira Filho (1985)
	2.330 ± 120	Rb-Sr	Rocha total (metapiroclásticas silicosas)	Rejuvenescimento causado por evento geológico posterior	Ferreira Filho (1985)
	2.360 ± 160	Rb-Sr	Rocha total (metapiroclásticas silicosas)	Rejuvenescimento causado por evento geológico posterior	Ferreira Filho (1985)
	2.742 ± 72	Pb-Pb	Rocha total (metapiroclásticas)	Idade do vulcanismo do Grupo Igarapé Bahia	Santos (2002)
	2.744 ± 110	Pb-Pb	Rocha total (metavulcânicas)	Idade do vulcanismo do Grupo Igarapé Bahia	Santos (2002)
	2.745 ± 1	Pb-Pb	Mineral (cristais de zircão de metavulcânicas máficas)	Idade do vulcanismo do Grupo Igarapé Bahia	Galarza (2002)

Anexo II (continuação) – Informações geocronológicas (dados já publicados e aqui obtidos) de unidades geológicas envolvidas no contexto geológico dos depósitos de Cu-Au (U-ETR) Alemão e de Igarapé Bahia. (*) análise SHRIMP II.

Unidade / evento estudado	Idade (Ma)	Método empregado	Material analisado	Significado(s) / Interpretação(ões) admitidos neste trabalho	Fonte
Grupo Igarapé Bahia	2.747 ± 1	Pb-Pb	Mineral (cristais de zircão de metapiroclásticas)	Idade do vulcanismo do Grupo Igarapé Bahia	Galarza (2002)
	2.751 ± 42	Pb-Pb*	Mineral (cristais de zircão de metavulcânicas máficas)	Idade do vulcanismo do Grupo Igarapé Bahia	Tallarico <i>et al.</i> (2002a)
	2.751 ± 81	Pb-Pb	Rocha total (metavulcânicas e metapiroclásticas)	Idade do vulcanismo do Grupo Igarapé Bahia	Santos (2002)
	2.758 ± 36	Pb-Pb	Rocha total (metapiroclásticas)	Idade do vulcanismo do Grupo Igarapé Bahia	Galarza (2002)
	2.758 ± 75	Sm-Nd	Rocha total (metavulcânicas máficas)	Idade do vulcanismo do Grupo Igarapé Bahia	Galarza (2002)
	2.759 ± 24	Sm-Nd	Rocha total (metavulcânica e metapiroclástica)	Idade do vulcanismo do Grupo Igarapé Bahia	Santos (2002)
	2.776 ± 12	Pb-Pb	Rocha total (metavulcânicas máficas)	Idade do vulcanismo do Grupo Igarapé Bahia	Galarza (2002)
	2.861 ± 2 a 2.880 ± 5	Pb-Pb	Mineral (cristais de zircão herdados em metapiroclástica)	Passagem do magmatismo do Grupo Igarapé Bahia através de crosta continental constituída por rochas contemporâneas ao Complexo Xingu	Santos (2002)
	2.865 ± 6 a 2.896 ± 3	Pb-Pb	Mineral (cristais de zircão herdados em metapiroclástica)	Passagem do magmatismo do Grupo Igarapé Bahia através de crosta continental constituída por rochas contemporâneas ao Complexo Xingu	Galarza (2002)
	2.945 ± 8 a 2.961 ± 3	Pb-Pb	Mineral (cristais de zircão herdados em metapiroclástica)	Passagem do magmatismo do Grupo Igarapé Bahia através de crosta continental constituída por rochas contemporâneas ao Tonalito Arco Verde	Galarza (2002)
	2.973 ± 4 a 3.071 ± 8	Pb-Pb	Mineral (cristais de zircão herdados em metapiroclástica)	Passagem do magmatismo do Grupo Igarapé Bahia através de crosta continental constituída por rochas contemporâneas ao Complexo Pium	Santos (2002)
	2.990 ± 9 a 3.031 ± 2	Pb-Pb	Mineral (cristais de zircão herdados em metavulcânica)	Passagem do magmatismo do Grupo Igarapé Bahia através de crosta continental constituída por rochas contemporâneas ao Complexo Pium	Galarza (2002)
	3.208 ± 10	Pb-Pb	Mineral (cristais de zircão herdados em metapiroclástica)	Passagem do magmatismo do Grupo Igarapé Bahia através de crosta continental contemporânea a litotipo de idade 3,2 Ga ainda não encontrado na região de Carajás, mas com registro na forma de cristal de zircão herdado e detrítico na região de Rio Maria	Santos (2002)