

# PUBLICAÇÕES ESPECIAIS DO SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

NÚMERO 1, Setembro de 2006



**Serviço Geológico do Brasil**

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA - MME  
Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral - SGM



GEOCRONOLOGIA APLICADA AO MAPEAMENTO REGIONAL,  
COM ÊNFASE NA TÉCNICA U-Pb SHRIMP E ILUSTRADA COM ESTUDOS DE  
CASOS BRASILEIROS

Luiz Carlos da Silva

**Capa:** Foto panorâmica do Corcovado e Pão de Açúcar utilizada como cartão postal e um dos ícones do 31º. Congresso Geológico Internacional realizado no Rio de Janeiro em agosto de 2000. O cartão postal destacava as datações U-Pb de alta precisão obtidas pela técnica SHRIMP (ver Capítulo III, Item 4.3) nos dois monumentos geológicos. A menção às idades constam também da Placa Comemorativa ao reconhecimento do Pão de Açúcar como patrimônio geológico internacional, que foi inaugurada (in loco), mesma ocasião, pela União Internacional das Ciências Geológicas (IUGS/UNESCO). (Foto Ary Bassous/TYBA)

**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL-CPRM**  
AGAMENON DANTAS Diretor Presidente  
MANOEL BARRETO Diretor de Geologia e Recursos Minerais  
JOSÉ RIBEIRO MENDES Diretor de Hidrologia e Recursos Hídricos  
FERNANDO PEREIRA DE CARVALHO Diretor de Relações Institucionais  
ÁLVARO ALENCAR Diretor de Administração e Finanças

*PUBLICAÇÕES ESPECIAIS DO SERVIÇO GEOLÓGICO DO  
BRASIL*

Número 1, Setembro de 2006

(versão revisada em 01/11/2006)

**GEOCRONOLOGIA APLICADA AO MAPEAMENTO  
REGIONAL,  
COM ÊNFASE NA TÉCNICA U-Pb SHRIMP E ILUSTRADA  
COM ESTUDOS DE CASOS BRASILEIROS  
Por: Luiz Carlos da Silva**

Brasília, Setembro de 2006



MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA - MME  
SECRETARIA DE GEOLOGIA MINERAÇÃO  
E TRANSFORMAÇÃO MINERAL -SME

Copyright © 2006

Impresso no Brasil

Direitos exclusivos para esta edição: Serviço Geológico do Brasil – CPRM.

Todos os direitos reservados. O texto foi elaborado para uso interno dos técnicos responsáveis pelo mapeamento básico do SGB. Nenhuma parte desta publicação poderá ser reproduzida por qualquer meio sem a autorização da CPRM, porém o “download” e reprodução de cópias para utilização em estudos didáticos e técnico-científicos pela comunidade geocientífica (externa) estão autorizadas desde que a fonte seja referenciada.

Sugestões e críticas devem ser encaminhadas autor no endereço: [luizcarlos@df.cprm.gov.br](mailto:luizcarlos@df.cprm.gov.br)

*PUBLICAÇÕES ESPECIAIS DO SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL*

Número 1, Setembro de 2006

**GEOCRONOLOGIA APLICADA AO MAPEAMENTO REGIONAL,  
COM ÊNFASE NA TÉCNICA U-Pb SHRIMP E ILUSTRADA COM  
ESTUDOS DE CASOS BRASILEIROS**

Por: Luiz Carlos da Silva

Edição revisada em 01/11/2006

Silva, Luiz Carlos da.

Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros / Luiz Carlos da Silva - Brasília : CPRM, 2006.

132 p. ; 30 cm. - (Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil; 1)

1. Geocronologia. 2. U-Pb SHRIMP. 3. Estudos de casos-Brasil. I. CPRM - Serviço Geológico do Brasil. II. Título

CDD 551.701

**ISBN 85-7499-016-7**

**Citação:** O Texto deve ser citado da seguinte forma:

SILVA, Luiz Carlos da. 2006. **Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros.** Brasília: CPRM, 132 p. (Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil; 1) Disponível em: < [www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br) >

Inserir data de acesso: dia/mês/ano

## APRESENTAÇÃO DA DIRETORIA

Uma das interfaces mais reconhecidas dos Serviços Geológicos de todos os países com a sociedade são suas publicações especializadas. Ao levarem ao público externo dados, informações e notícias de seus trabalhos e pesquisas, esses órgãos não só dão retorno dos investimentos públicos, como contribuem para o avanço geocientífico ou para as formulações políticas nas áreas dos “geonegócios”. Em relação ao Serviço Geológico do Brasil, o período de estagnação vivenciado nas duas últimas décadas, sobretudo na geração de novos levantamentos geológicos, acarretou também significativa queda na produção geocientífica voltada para os debates externos. Por isso, desde 2003, grande tem sido o esforço no sentido de reestruturar a área de divulgação da empresa, retomando sua linha de publicações especializadas, na esteira da revitalização institucional em curso.

Em consonância com esse propósito, temos hoje, a grata satisfação de apresentar o primeiro número da Série Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil. Essa série, sem periodicidade definida, tem como objetivo preencher uma lacuna entre as publicações técnicas internas da Casa e os artigos publicados em periódicos externos. Não se pretende estabelecer uma linha temática rígida, admitindo-se, em princípio, qualquer assunto de nossa seara institucional, desde que indiscutivelmente de interesse da comunidade mínero-geológica, acadêmica ou mesmo da gestão pública setorial.

Esse primeiro número, disponibilizado inicialmente em versão beta, apenas no sítio eletrônico do Serviço Geológico do Brasil ([www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br)), inclui um guia de procedimentos para amostragem e critérios para escolha de métodos geocronológicos, aplicados ao mapeamento geológico regional, bem como um abrangente estudo de casos de aplicação sistemática U-Pb SHRIMP, em diversas províncias e terrenos pré-cambrianos nacionais e no Cinturão Saldania, na África do Sul. A abordagem integrada de parte dos dados e o foco didático-metodológico aqui apresentado, constituem contribuição inédita do presente trabalho.

Temos certeza de que este volume originariamente direcionado para as equipes internas especializadas em cartografia geológica, será de grande utilidade para a comunidade geocientífica brasileira, incluindo pesquisadores, professores, e profissionais de mercado, especialistas ou não, em geocronologia, bem como estudantes de graduação e pós-graduação em geociências.

Brasília, Setembro de 2006

Agamenon Dantas  
Diretor-Presidente

Serviço Geológico do Brasil

## PREFÁCIO

A presente versão do texto corresponde a uma revisão minuciosa da versão preliminar (Beta) disponibilizada na internet em setembro de 2006, durante o 43º Congresso Brasileiro de Geologia de Aracaju:

O sucesso da implantação de uma sistemática de datações radiométricas -, como suporte aos programas de cartografia básica com alcance nacional no SGB -, depende da introdução de critérios e procedimentos de padronização nacional a serem implementados da seleção das unidades alvos à opção pelos métodos e técnicas mais apropriados. É evidente que a padronização deve incluir a fase crucial de estudos de campo e amostragem. Bons resultados também dependem da atualização e nivelamento dos conhecimentos de toda a equipe de geólogos envolvidos com o mapeamento, para a interpretação e contextualização dos dados.

O Capítulo I é focado nesses procedimentos, definindo critérios-padrões relativos a como, quando, onde, e quanto amostrar, tendo em conta as especificidades dos métodos e técnicas mais utilizados em cartografia básica - U-Pb, Pb-Pb evaporação, bem como Sm-Nd. Atenção especial é dada aos procedimentos de amostragem em terrenos gnáissicos, especialmente ortognaisses bandados em zonas de alto "strain" e/ou alto grau, migmatitos I e S, seus produtos residuais e anatéticos: protólito bandado, cuidado redobrado! Por outro lado, o conhecimento das principais vantagens, limitações, usos (e abusos) de cada um dos métodos e técnicas analíticas aplicáveis para cada problema específico por todos os participantes do mapeamento básico é, depois da (correta) amostragem, o passo mais importante para o sucesso de um programa geocronológico de abrangência nacional: para cada problema geológico, o método e a técnica mais apropriado.

O Capítulo II aborda os métodos e técnicas mais empregadas em cartografia básica com detalhe suficiente para um nivelamento inicial de todos participantes, em especial: i) A técnica "convencional ID-TIMS (Isotopic Dilution - Thermal Ionization Mass Spectrometry); ii) ) A técnica SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe); iii) A técnica laser-ablation (LA-ICP-MS Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry); iv) A técnica Pb-Pb evaporação); v) O método Sm-Nd). São enfocados os princípios elementares indispensáveis à boa leitura e interpretação dos dados analíticos, como: tipos e significado de diagramas concórdias; significado da Média dos Quadrados dos Desvios Medidos (MSWD); distinção entre discórdias e errócronas; distinção entre precisão e acurácia e entre incertezas e erros analíticos; noções geoquímica isotópica U-Th-Pb; interpretações qualitativas de imagens de zircão por catodoluminescência (CL) e elétrons retro-espalhados (BSE). São também abordados os fundamentos das técnicas SHRIMP e LA-ICP-MS e tabulados os parâmetros comparativos entre as performances analíticas TIMS x SHRIMP e SHRIMP x LA-ICP-MS. Além disso, são revistos os princípios básicos da técnica Pb-Pb Evaporação e do método Sm-Nd, bem como suas aplicações em cartografia regional, com exemplos nacionais.

O Capítulo III apresenta um amplo estudo de casos com o objetivo de fornecer às equipes de mapeamento regional do SGB uma visão crítica da aplicação da geocronologia U-Pb em diversos terrenos pré-cambrianos brasileiros, por meio de estudos U-Pb SHRIMP em zircões, bem como a comparação dessas análises com resultados previamente obtidos em parte desses terrenos por meio da técnica TIMS ou Pb-Pb evaporação. A seleção de casos comentados foi baseada em populações de zircões morfologicamente complexas, para as quais as interpretações dos dados isotópicos e obtenção de idades consistentes, são fortemente dependentes de imageamento por catodoluminescência (CL) e elétrons retro-espalhados (BSE). Foram escolhidos os dados de 53 amostras, selecionadas em um universo de mais de uma centena, visando proporcionar uma visão detalhada das complexidades e armadilhas analíticas e apresentar as soluções interpretativas assumidas pelo(s) autor(es). As 53 análises são provenientes de unidades geológicas chaves (principalmente ortognaisses e granitóides) dos cinturões neoproterozóicos Dom Feliciano, Araçuaí-Ribeira setentrional e Saldania (África do Sul); dos cinturões paleoproterozóicos margem oriental do Cráton do São Francisco (incluindo o Cinturão mineiro: complexos Mantiqueira, Juiz de Fora e Caparaó e o Cinturão Bahia Oriental); do embasamento arqueano retrabalhado do CSF (complexos Guanhões e Itabuna-Salvador-Curaçá), bem como de unidades do paleoarqueano ao neoproterozóico da Província Borborema. Para proporcionar uma iniciação mais consistente aos interessados na "arte" da zirconologia, as 53 concórdias e suas interpretações são cotejadas com centenas de imagens de BSE e CL devidamente descritas e interpretadas. São abordados, em especial, zircões com morfologias complexas incluindo sobrecrescimentos magmáticos ("melt-precipitated"); sobrecrescimentos metamórficos, "annealing" termo-tectônico, polimetamorfismo; núcleos herdados restícticos (fusão parcial e migmatitização); núcleos herdados assimilados, núcleos herdados detríticos, núcleo dentro de núcleo ("core-within-core"), texturas "bow tie" (gravata borboleta) and "soccer-ball" (bola de futebol), entre outras de igual complexidades.

Brasília 01/11/2006

Luiz Carlos da Silva

## PREFACE

The present version corresponds to a detailed revision of the preliminary version (Beta) of the text, displayed at the internet in September/2006 during the 43<sup>o</sup> Brazilian Geological Congress held in Aracaju:

The success of radiometric dating activities as support to the basic geological mapping program of the Geological Survey of Brazil, depends upon the establishment of standard procedures to be implemented from the selection of the targeted units, to the correct option of the appropriate analytical methods and techniques. This, of course, must include the crucial phase of field studies and sampling. It also relies on the actualization and levelling the skills of the entire team of regional geologists on the interpretation and contextualization of geochronological analyses.

Chapter I is focused on these procedures and defines standardized criteria related to the fundamental questions: How, when, where, and how much rock volume must be collected for each method and technique currently used in basic geological mapping? (namely: U-Pb, Pb-Pb evaporation and Sm-Nd). Special attention is drawn to the sampling procedures on gneissic terranes, namely on banded orthogneisses, in high-strain and/or high-grade domains - folded protoliths, double attention! And last, but not least, on I- and S- type migmatites and their anatectic and residuals products.

The knowledge of the advantages, limitations, uses and abuses of each geochronological method and technique by all the geologists specialized in basic geological mapping is, following the correct sampling procedures, other crucial step to the success of any nationwide research project (to each geologic problem, the appropriate method and technique). Accordingly, in Chapter II the most methods and techniques most used as support to regional geological mapping are focused, in order to provide an initial levelling for all the geologists, specially with respect to: i) "conventional" (ID-TIMS - Isotopic Dilution - Thermal Ionization Mass Spectrometre) technique; ii) SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) technique; iii) laser-ablation (LA-ICP-MS Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometre) technique; iv) Pb-Pb evaporation technique; v) Sm-Nd method). The fundamental principles to a good lecture and precise interpretation of the analytical data such as: types and meaning of concordia diagrams; the Mean Squared Weighted Deviates parameter (MSWD) and the distinction between discordia and errorchron; distinction between precision and accuracy and between uncertainties and analytical errors; fundamentals of U-Th-Pb isotopic geochemistry; quantitative interpretations of cathodoluminescence (CL) and backscattering (BSE) zircon images. The fundamentals of the SHRIMP and LA-ICP-MS techniques as well of the comparative parameters of the analytical performances SHRIMP vs TIMS and SHRIMP vs LA-ICP-MS are discussed and tabulated. In addition, the basic principles of the Pb-Pb evaporation technique and the Sm-Nd method are reviewed and their major utilization in regional cartography are discussed and illustrated by Brazilian examples.

Chapter III, in turn, provides detailed comments on several case studies, in order to furnish to the SGB team, critical view of the U-Pb geochronology on several Brazilian Precambrian terranes by means of zircon U-Pb SHRIMP studies, as well as the comparison of these analyses with other, previously obtained in part of these terranes, by means of TIMS ou Pb-Pb evaporation techniques. The selection of the commented cases was based on the presence of morphologically complex zircon populations which demands previous backscattering (BSE) and cathodoluminescence (CL) imaging, in order to reach reliable isotopic interpretations and precise ages. Fifty three out of more than 100 analyses were chosen with the purpose of provide a detailed view of the analytical complexities and tricks and provide interpretative solutions favoured by the author(s). The 53 analyses represent key geological units (chiefly orthogneisses and granitoids) ascribed to the Neoproterozoic belts from eastern Brazil (Dom Felciano, Northern Ribeira- Araçuaí) and from southwestern Africa (Saldania, South Africa); from Paleoproterozoic belts from the eastern margin of the São Francisco Craton (Mineiro Belt: Mantiqueira, Juiz de Fora and Caparaó complexes, and the Eastern Bahia Belt); the reworked Archean basement of the São Francisco Craton (Guanhães and Itabuna-Salvador-Curaçá complexes) as well as from the Paleoproterozoic to Neoproterozoic units from the Borborema Province. In an attempt to provide a consistent initiation to the most interested into the zirconology "art", the 53 concordia diagrams and their interpretations are matched with hundreds of CL and BSE described and interpreted images. Zircons characterized by complex internal morphologies as: magmatic (melt-precipitated) overgrowths; metamorphic overgrowths; thermo-tectonic annealing; polymetamorphism; inherited cores (restites); assimilated inherited cores; partial melting and migmatization microstructures; detrital inherited cores and crystals, core-within-core, bow-tie and soccer-ball textures, among others.

Brasília, 11/01/2006

Luiz Carlos da Silva

## AGRADECIMENTOS

O presente estudo foi elaborado graças a uma proposta formulada no Congresso Brasileiro de Geologia de Araxá pelo Prof. Benjamim Bley de Brito Neves. Naquele evento, já imbuído de seu papel de participante do Conselho de Administração do SGB, imagino, colocou o desafio de implementarmos uma rápida homogeneização em nível nacional da abordagem e divulgação dos numerosos dados geocronológicos produzidos pela nossa instituição. Dito no seu no seu conhecido estilo direto, o desafio transformou-se em uma verdadeira missão oficial, cuja implementação iniciou-se na semana seguinte ao evento e - somente agora - pôde ser completada, apesar de uma versão preliminar (Beta) ter sido lançada durante o congresso de Aracaju. Ao Prof. Brito Neves, portanto, agradeço por essa estimulante tarefa “extra” a mim confiada, e à minha esposa Alice Marx, pelo incentivo à execução da mesma

Agradeço também ao Geól. Manoel Barretto, Diretor de Geologia e Recursos Minerais do SGB, pelo efetivo apoio à execução do presente trabalho em detrimento de outras atividades possivelmente mais rotineiras de um assessor. Agradecendo ao Geól. Inácio Medeiros Delgado estendo a dezenas de colegas de quase todas as unidades regionais meu reconhecimento pelo apoio aos trabalhos de campo e às contextualizações geológicas dos dados geocronológicos. A todos eles sou grato também pela participação em diversos trabalhos que publicamos ao longo dos últimos 15 anos. Ao Geól. Marcelo Araújo, gerente de relações institucionais e desenvolvimento da Superintendência de Belo Horizonte, agradeço pelo apoio à edição da versão preliminar, sob os cuidados da técnica Cláudia de Oliveira. À Geól. Joseneusa Brilhante Rodriguez pelo apoio em diversas atividades relacionadas à geocronologia e pela revisão da versão final. Ao Prof. Hardy Jost, pela paciente e minuciosa revisão da versão final. Ao estagiário Guilherme Canedo pela revisão completa e atualização da versão preliminar.

Aos professores Antônio Carlos Pedrosa Soares e Carlos Maurício Noce (UFMG), e Márcio Pimentel (UnB) pela colaboração em diversos projetos de pesquisa suportados por agências externas (CNPq e FAPEMIG). Ao Serviço Geológico da África do Sul, atual “Council for Geoscience” pelo apoio aos trabalhos de campo em laboratório no projeto de correlação dos cinturões brasileiro/pan-africanos do sul dos dois continentes. Aos profs. Neal Jesse McNauhgton do “Department of Geology and Geophysics, Centre for Global Metallogeny” da “University of Western Australia-UWA” e Richard Armstrong da “Research School of Earth Sciences” da “Australian National University-ANU”, pelo apoio nos trabalhos laboratoriais em suas instituições. O Prof. Richard Armstrong é também agradecido pela permissão para a publicação de diversas ilustrações didáticas utilizadas no texto. Agradeço também ao Professor Leo Afrâneo Hartmann, orientador da minha Tese de Doutorado e que proporcionou o meu primeiro acesso ao equipamento SHRIMP II, por meio da “University of Western Australia-UWA”.



# SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO DIRETORIA.....	II
PREFÁCIO.....	III
PREFACE.....	IV
AGRADECIMENTOS.....	V

## CAPÍTULO I: GUIA DE PROCEDIMENTOS DO SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL PARA AMOSTRAGEM COM FINALIDADE GEOCRONOLÓGICA

<b>1. Introdução.....</b>	<b>1</b>
<b>2. Como, quando, onde e quanto amostrar? .....</b>	<b>1</b>
<b>3. Precauções gerais na coleta.....</b>	<b>2</b>
3.1 Amostras para datação pelo método U-Pb.....	2
3.2 Amostras para datação pelo método Sm-Nd .....	2
3.3 Protólito bandado, cuidado redobrado.....	2
3.3.1 Migmatitos I e S e seus produtos residuais e anatéticos .....	3
3.3.2 Ortognaisses bandados, especialmente TTGs em zonas de alto strain.....	3

## CAPÍTULO II: PARA CADA PROBLEMA GEOLÓGICO, O MÉTODO E A TÉCNICA MAIS ADEQUADOS

<b>1 Introdução.....</b>	<b>4</b>
<b>2. O método U-Pb.....</b>	<b>4</b>
2.1 Entendendo melhor as análises U-Pb: Concórdia (discórdia) .....	5
2.2 MSWD e errôcronas.....	6
2.3 Número de análises (n) .....	7
2.4 Precisão, acurácia e incertezas analíticas.....	7
2.5 Geoquímica isotópica U-Th-Pb.....	8
2.6 Imageamento qualitativo por catodoluminescência (CL) e elétrons retro-espalhados (BSE).....	9
2.7 Escolhendo a técnica adequada.....	10
2.7.1 A técnica ID-TIMS.....	11
2.7.2 A técnica SHRIMP.....	11
2.7.3 Estudo comparativo do desempenho analítico TIMS x SHRIMP.....	13
2.7.4 A técnica LA- ICP-MS.....	16
2.7.5 Estudo comparativo dos desempenhos analíticos, LA-ICP-MS x SHRIMP.....	17
2.8 Considerações finais.....	19
<b>3. A técnica Pb-Pb Evaporação.....</b>	<b>20</b>
<b>4. A técnica Sm-Nd.....</b>	<b>21</b>
4.1 Entendendo melhor as análises Sm-Nd.....	22
4.2 Principais aplicações das idades modelos e do parâmetro $e_{Nd}$ em mapeamento regional.....	23

## CAPÍTULO III: INTERPRETAÇÃO DE DADOS U-Pb SHRIMP APLICADOS AO MAPEAMENTO REGIONAL, POR MEIO DE ESTUDOS DE CASOS BRASILEIROS

<b>1. Introdução.....</b>	<b>25</b>
<b>2 Herança e idades mistas em migmatitos, granitos e riolitos tipo I, S e A, em arco continental maduro brasileiro e seu embasamento: Orógeno Dom Feliciano.....</b>	<b>30</b>
2.1 Contextualização geotectônica e implicações regionais das unidades datadas.....	30
2.2 Granito pós-colisional tipo A ( $G_2$ ) Morro Cambirella (Granito Tabuleiro).....	34
2.3 Ortomigmatito: granito/leucossoma sin a tardicolisional ( $G_2$ ), tipo I (Complexo Camboriú) e granito pós-colisional tipo I/S ( $G_3$ )(Granito Guabiruba).....	36
2.3.1 Granito pós-colisional tipo I/S ( $G_3$ ) (Granito Guabiruba).....	36
2.3.2 Granito-gnáissico leucossômico, tardi-colisional, tipo I ( $G_2$ ) (Complexo Camboriú).....	38
2.4 Granito gnáissico leucossômico pós-colisional, tipo I-S (Águas Mornas).....	39
2.5 Metagranito tipo I, Ponta do Cabeço/Corre Mar.....	41
2.6 Tonalito gnáissico paleossomático ( $G_0$ ), e granito anatético sincolisional tipo I ( $G_1$ ) (Complexo Pinheiro Machado).....	43
2.6.1 Tonalito gnáissico (meso/paleossoma).....	43
2.6.2 Granito anatético leucossômico sincolisional ( $G_1$ ).....	44
2.7 Granitóide sincolisional $G_1$ , tipo I (Paulo Lopes).....	46
2.8 Metariolito, sincolisional? Tipo S, Nova Trento (Grupo Brusque).....	47
2.9 Gnaiss tonalítico, Arroio Canhão (Embasamento do Batólito Pelotas) .....	49
2.10 Tonalito gnáissico, Presidente Nereu (Embasamento do Grupo Brusque).....	50
<b>3 Granitos crustais tipo I/S e I com discreta herança detrítica: Cinturão Saldania, África do Sul .....</b>	<b>52</b>
3.1 Contexto geotectônico das unidades datadas.....	52
3.2 Granodiorito sincolisional tipo I-S, Darling (Batólito Darling).....	52
3.3 Granito pós-colisional tipo I-caledoniano, Willem Nelsrivier (Plúton Robertson).....	55

<b>4. Granitos tipo I, S e A com discreta herança detrítica: Orógeno Araçuaí</b> .....	57
4.1 Contexto geotectônico e implicações regionais das unidades datadas .....	57
4.2 Granodiorito pré-colisional I-c ordilheirano, Pedro do Rio (Batólito Serra dos Órgãos).....	60
4.3 Granitos sincolisionais tipo S (Suíte Rio de Janeiro).....	61
4.3.1 Granito sincolisional tipo-S, Pão de Açúcar .....	61
4.3.2 Granito sincolisional do tipo-S (Granito Corcovado).....	63
4.4 Granito sincolisional do tipo-S (Granito Nanuque).....	63
4.5 Ortognaisses sincolisionais tipo-I e –S, Governador Valadares .....	64
4.5.1 Ortognaisse tonalítico sincolisional, tipo I (Gtn).....	64
4.5.2 Ortognaisse granodiorítico sincolisional do tipo S (Ggd).....	67
4.6 Granada charnockito sincolisional, Manhauçu.....	69
4.7 Granito pré-orogênico do tipo A <sub>2</sub> (Maciço Salto da Divisa).....	70
<b>5 Metamorfismo de alto grau brasileiro (Cinturão Araçuaí), herança arqueana e paleoproterozóica nos ortognaisses dos complexos Guanhões e Caparaó</b> .....	72
5.1 Contexto geotectônico e implicações regionais das unidades datadas.....	72
5.2 Trondhjemito gnáissico São João Evangelista (Complexo Guanhões) .....	72
5.3 Trondhjemito gnáissico, Coluna (Complexo Guanhões) .....	73
5.4 Granulito charnockítico, Alto Caparaó (Complexo Caparaó).....	74
<b>6 Polimetarmorfismo em ortognaisse TTG's: Cinturão Mineiro e embasamento arqueano do CSF</b> .....	76
6.1 Contexto geotectônico e implicações regionais.....	76
6.2 Ortognaisse tonalítico, Rio Pomba (Complexo Mantiqueira).....	77
6.3 Ortognaisse tonalítico, Ewbank da Câmara (Complexo Mantiqueira).....	79
6.4 Ortognaisse tonalítico, Ponte Nova (Complexo Mantiqueira).....	81
6.5 Metagranodiorito tipo I, São Tiago (Batólito Ritápolis).....	83
6.6 Granulito enderbítico, Juiz de Fora (Segmento alóctone).....	84
6.7 Gnaisse tonalítico, Lima Duarte (Segmento alóctone).....	85
6.8 Ortognaisse tonalítico, Barbacena (Embasamento do CSF).....	87
<b>7. Metamorfismo paleoproterozóico de alto grau e herança arqueana: Cinturão Bahia Oriental CBO</b> .....	89
7.1 Contexto geotectônico e implicações regionais das unidades datadas .....	89
7.2 Granulítico enderbítico, Salvador (Bloco Salvador-Ilhéus) .....	94
7.3 Granulito Charnockítico, Ilhéus (Bloco Salvador-Ilhéus).....	96
7.4 Enderbitito sincolisional, Fazenda Terra Nova (Ramo Costeiro do arco magmático do CBO).....	97
7.5 Enderbitito granulítico, Fazenda Tupinambá (Ramo Costeiro do arco magmático do CBO).....	99
7.6 Granulito charnockítico, Conde (Ramo Costeiro do arco magmático do CBO).....	100
7.7 Gnaisse tonalítico, Eunápolis (Ramo Costeiro do arco magmático do CBO, Domínio NE do Cinturão Araçuaí).....	100
7.8 Granulito mangerítico, Riacho da Onça (Ramo Intracontinental do CBO / Batólitos pré-orogênicos de rifte continental).....	101
7.9 Granulito charnockítico, Cais (Domínio Curaçá) .....	103
7.10 Granulito enderbítico, Barragem de São José do Jacuípe (Domínio Curaçá).....	105
7.11 Ortognaisse granítico, Santa Maria da Boa Vista (Domínio Curaçá).....	107
7.12 Granulito Enderbítico, Coaraci (Domínio Itabuna).....	109
7.13 Charnockito granulítico, Ipiaú (Domínio Itabuna).....	110
7.14 Charnockito granulítico, Jitaúna (Domínio Jequié).....	111
7.15 Granodiorito gnáissico, Aporá (Bloco Serrinha).....	113
<b>8. Magmatismo e metamorfismo brasileiro em terrenos policíclicos da Província Borborema</b> .....	114
8.1.6.1 Contexto geotectônico e implicações regionais das unidades datadas.....	114
8.2 Granodiorito sincolisional (TTG), Sumé/ Complexo Sumé (Domínio Alto Moxotó) .....	116
8.3 Granodiorito sincolisional, Saboeiro (Domínio Ceará Central) .....	117
Magmatismo paleoproterozóico retrabalhado no Neoproterozóico.....	118
8.4 Metatonalito, Várzea Nova (Domínio Ceará Central).....	118
8.5 Granodiorito gnaisse, Várzea Alegre (Domínio Jaguaribeano).....	119
8.6 Ortognaisse granodiorítico, Floresta/Belém do São Francisco (Domínio Perenambuco-Alagoas Ocidental).....	120
Magmatismo arqueano Retrabalhado.....	121
8.7 Tonalito gnáissico, Boa Viagem/ Complexo Cruzeta (Bloco Tróia-Pedra Branca).....	121
8.8 Tonalito gnáissico, Granjeiro (Domínio Granjeiro CE).....	122
<b>9 Proveniência paleoarqueana a neoproterozóica na Bacia Cachoeirinha (Domínio Granjeiro)</b> .....	124
9.1 Metarenito, Lavras da Mangabeira (Domínio Granjeiro).....	124
<b>Nota Biográfica do Autor</b> .....	132

## LISTAGEM DAS ILUSTRAÇÕES

### (CAPÍTULO I)

1.1 Ilustração de amostragem e acondicionamento.....	2
--	---

### (CAPÍTULO II)

Tabela II.1 Materiais passíveis de serem empregados em datações radiométricas pelos principais métodos/técnicas.....	4
Fig. 2a Zircão policíclico do Complexo Caraíba, BA.....	5
Fig. 2b Zircão policíclico do Gaisse Acasta (Canadá), a rocha mais antiga da Terra.....	5
Fig. 2.1a Concórdia Wetherill.....	6
Fig. 2.1b Concórdia Tera-Wasserburg.....	6
Fig. 2.4.1 Ilustração da diferença entre precisão e acurácia.....	7
Tabela II.2 Síntese das principais características morfológicas em imageamento quantitativo por CL/BSE e suas interpretações.....	9
Fig. 2.7a Zircões naturais.....	10
Fig. 2.7b Zircões abradados (Krogh).....	10
Fig. 2.7.2a Equipamento SHRIMP II.....	12
Fig. 2.7.2b Fluxograma de funcionamento do SHRIMP II.....	12
Fig. 2.7.2c Ilustração esquemática do fluxo iônico primário e secundário.....	13
Fig. 2.7.2d Imagem de CL, com um pit SHRIMP e outro de LA-ICP-MS.....	13
Tabela II.3 Performances comparativas entre as técnicas SHRIMP e ID-TIMS.....	14
Fig. 2.7.3a Imagens de CL em Granodiorito tipo S (Granodiorito Dalgety, Austrália).....	14
Fig. 2.7.3b Efeito herança em análise U-Pb TIMS em zircão do Granodiorito Dalgety.....	15
Fig. 2.7.3c Análise U-Pb TIMS em monazita e U-Pb SHRIMP em zircão do Granodiorito Dalgety.....	15
Fig. 2.7.4a ICP-MS multicoletor Finnegan, modelo Neptune.....	17
Fig. 2.7.4b Equipamento microscópio acoplável com ablação a laser.....	17
Fig. 2.7.4c Fluxograma de análise por ablação à laser.....	17
Fig. 2.7.4d Pits analíticos por ablação à laser ablation.....	17
Fig. 2.7.4e Análises por LA-ICP-MS cotejadas com análises SHRIMP.....	18
Tabela II.4 Performances comparativas entre as técnicas SHRIMP e LA-ICP-MS.....	18
Fig. 2.7.5a Sobrecrecimento diagenético de xenotima em zircão.....	19
Fig. 2.8A Terra Primitiva (> 4.0 Ga).....	21
Fig. 3.1 Análise Pb-Pb de granitóides pós-colisionais.....	24
Tabela II.5 Evolução crustal Sm-Nd nos granitóides orogênicos dos cinturões Saldania e Dom Feliciano.....	24
Fig. 4.2.1a Idades modelo nos cinturões Saldania-Dom Feliciano.....	24
Fig. 4.2.1b $\hat{\alpha}_{Nd}$ Neodímio nos cinturões Saldania-Dom Feliciano.....	24

### (CAPÍTULO III)

Tabela III.1 Síntese dos casos estudados e referência das fontes das datações U-Pb SHRIMP utilizadas.....	26
Fig. 1.1 Os sistemas de orógenos brasileiros.....	29
Fig. 2.1a Mapa geológico simplificado da Província Mantiqueira meridional.....	31
Fig. 2.1b Escala de tempo U-Pb para os eventos tectono-magmáticos no Orógeno Dom Feliciano (Baseado em Silva et al. 2005b).....	34
Fig. 2.2a Vista aérea da área central Batólito Florianópolis, com localização aproximada do local amostrado do Granito Tabuleiro (seta).....	32
Tabela III.2 Morfologia (BSE e CL), composição isotópica e idades herdadas e de anatexia nos zircões dos granitóides/leucossomas do CDF.....	33
Figs. 2.2b, c,d,e,f,g Imagens CL e BSE de zircões representativos da amostra do Granito Tabuleiro (Batólito Florianópolis).....	34
Fig. 2.2h Concórdia Wetherill do Granito Tabuleiro.....	35
Fig. 2.3a Vista geral do Complexo Camboriú, com localização aproximada do local amostrado (seta).....	35
Fig. 2.3b Afloramento amostrado, com detalhe da sucessão granítica do Complexo Camboriú.....	36
Figs. 2.3.1a e b Imagens BSE de zircões da amostra do Granito Guabiruba (G <sub>3</sub> ).....	36
Figs. 2.3.1c Concórdia Wetherill do Granito Guabiruba (G <sub>3</sub> ).....	37
Fig. 2.3.1d Análise TIMS do Granito Guabiruba (Basei 2000).....	37
Fig. 2.3.2a Representação esquemática (BSE/CL) da morfologia e assinatura geoquímica U-Th dos zircões do granito leucossômico do Complexo Camboriú (G <sub>2</sub> ) (modificado de Silva et al., 2005).....	38
Fig. 2.3.2b Imagens CL e BSE dos zircões da amostra do granito leucossômico (G <sub>2</sub> ).....	38
Fig. 2.3.2c Concórdia Wetherill do granito leucossômico (G <sub>2</sub> ) (modificado de Silva et al., 2005).....	39
Fig. 2.3.2d Análise TIMS do granito leucossômico (G <sub>2</sub> ) (Babinski et al. 1997).....	39
Fig. 2.4a Afloramento amostrado com detalhes da sucessão granítica do Complexo Águas Mornas.....	40
Figs. 2.4b,c,d Imagens CL e BSE dos zircões do granito leucossômico (G <sub>2</sub> ).....	40
Figs. 2.4e,f,g,h Concórdia Wetherill do granito leucossômico (G <sub>2</sub> ).....	41

Fig. 2.5a	Imagens CL dos zircões do metagranito, Ponta do Cabeço.....	42
Fig. 2.5b	Imagem CL ampliada do spot 4-1.....	42
Fig. 2.5c	Concórdia Wetherill do metagranito Ponta do Cabeço .....	43
Fig. 2.5d	Análise TIMS do metagranito Ponta do Cabeço (Basei 2000).....	43
Fig. 2.6	Afloramento amostrado com detalhes da sucessão granítica do Complexo Pinheiro Machado (Batólito Pelotas).....	43
Figs. 2.6.1a,b	Imagens CL e BSE dos zircões do gnaiss tonalítico ( $G_{\rho}$ ) .....	44
Figs. 2.6.1c	Concórdia Wetherill do gnaiss tonalítico do gnaiss tonalítico ( $G_{\rho}$ ).....	44
Figs. 2.6.2a,b,c,d,e,f,g,h,i,j	Imagens CL e BSE dos zircões do granito anatótico ( $G_{\rho}$ ) .....	45
Fig. 2.6.2k	Concórdia Wetherill do granito anatótico do granito anatótico ( $G_{\rho}$ ) .....	45
Fig. 2.6.2l	Análise TIMS do granito anatótico do Complexo Pinheiro Machado (Babinski et al. 1997).....	45
Figs. 2.7a,b,c	Imagens CL dos zircões do Granito Paulo Lopes (Batólito Florianópolis).....	46
Fig. 2.7d	Concórdia Wetherill do Granito Paulo Lopes.....	47
Fig. 2.7e	Análise TIMS do Granito Paulo Lopes (Basei, 2000).....	47
Figs. 2.8a,b,c,d,e	Imagens CL e BSE representativas dos zircões do metariolito do Grupo Brusque.....	48
Figs. 2.8f	Concórdia Wetherill expandida do metariolito.....	48
Fig. 2.8g	Detalhe da Concórdia Wetherill do metariolito.....	48
Figs. 2.9a,b,c,d,e,f	Imagens BSE e CL representativas dos zircões do gnaiss tonalítico, Arroio Canhão .....	49
Fig. 2.9g	Concórdia Wetherill expandida do gnaiss tonalítico.....	50
Fig. 2.9h	Detalhe da Concórdia Wetherill do do gnaiss tonalítico.....	50
Figs. 2.10a,b,c,d,e,f	Imagens BSE e CL representativas dos zircões do tonalito gnáissico, Presidente Nereu.....	51
Figs. 2.10g	Concórdia Wetherill do tonalito gnáissico.....	51
Fig. 3.1	Reconstituição do segmento SW do Supercontinente Gondwana há ~ 550 Ma.....	52
Fig. 3.2a	Afloramento do Granodiorito Darling (Cinturão Saldania).....	53
Figs. 3.2b,c,d,e,f,g	Imagens CL e BSE dos zircões do Granodiorito Darling.....	54
Fig. 3.2h	Concórdia Wetherill do granodiorito Darling .....	55
Fig. 3.2i	Afloramento de metagrauvaça do Grupo Malmesburg parcialmente fundida, praia Sea Point, cidade do Cabo.....	55
Fig. 3.2j	Imagem CL de zircão do granito anatótico de Sea Point (Cortesia de Richard Armstrong).....	55
Fig. 3.3a	Afloramento do Granito Willem Nelsrivier / Plúton Robertson (Cinturão Saldania) .....	55
Figs. 3.3b,c	Imagens CL e BSE de zircões do granito Willem Nelsrivier / Plúton Robertson.....	56
Fig. 3.3d	Concórdia Wetherill do granito Willem Nelsrivier / Plúton Robertson.....	56
Fig. 4.1a	Esboço Tectono-geológico do segmento oriental do CSF em MG e do segmento setentrional da Província Mantiqueira/Orógeno Araçuaí (Silva et al. 2005b,c).....	58
Fig. 4.1b	Escala de tempo U-Pb para os eventos tectono-magmáticos no Orógeno Araçuaí.....	59
Tabela III.3	Repartição petrotextônica da granitogênese no Orógeno Araçuaí, baseada em idades (U-Pb).....	59
Fig. 4.2a	Imagem BSE de zircão do Granodiorito Pedro do Rio (Batólito Serra dos Órgãos).....	60
Fig. 4.2b	Concórdia Wetherill do Granodiorito Pedro do Rio.....	60
Fig. 4.2c	Análise TIMS de tonalito do Batólito Serra dos Órgãos (Tupinambá 1999).....	60
Fig. 4.3a	Vista panorâmica dos plútons Pão de Açúcar e Corcovado.....	61
Fig. 4.3b	Detalhe da fácies megaporfírica do Granito Pão de Açúcar. Foto tirada na entrada do edifício sede do SGB, na Urca .....	61
Figs. 4.3.1a,b	Imagens CL e BSE de zircão do Granito Pão de Açúcar.....	62
Fig. 4.3.1c	Concórdia Wetherill do Granito Pão de Açúcar.....	62
Fig. 4.3.1	Análise TIMS do Granito Pão de Açúcar (Heilbron & Machado 2003).....	62
Fig. 4.3.2a	Imagem BSE de zircão do Granito Corcovado.....	63
Fig. 4.3.2b	Concórdia Wetherill do Granito Corcovado.....	63
Fig. 4.4a	Afloramento do fácies regional do Granito Nanuque ( $G_{\rho}$ ).....	64
Fig. 4.4b	Afloramento da fase leucogranítica intrusiva ( $G_{\rho}$ ).....	64
Fig. 4.4c	Imagens CL de zircões do Granito Nanuque.....	64
Fig. 4.4d	Concórdia Tera-Wesserburg do Granito Nanuque.....	64
Fig. 4.5.1a	Fotomontagem em corte na rodovia BR xxx mostrando uma estrutura duplex na frente de empurrões Governador Valadares. Gnaiss blastomilonítico tonalítico (Gtn) e restos de granada paragnaisse.....	66
Fig. 4.5.1b	Detalhes dos indicadores cinemáticos e do local da amostragem.....	66
Fig. 4.5.1c	Imagens CL de zircões do gnaiss tonalítico (Gtn).....	67
Fig. 4.5.1d	Concórdia Wetherill do gnaiss tonalítico (Gtn).....	67
Fig. 4.5.2a	Corte em Rodovia mostrando a frente de empurrões Governador Valadares constituída por ortognaisses blastomiloníticos de composição tonalítica (Gtn) e granodiorítica (Ggd).....	68
Fig. 4.5.2b,c	Detalhe do bandamento composicional dos gnaisses tonalíticos (Gtn) e granodiorítico (Ggd), Mostrando o local de coleta do Ggd.....	68
Fig. 4.5.2d	Imagens CL de zircões do gnaiss granodiorítico (Ggd).....	68
Fig. 4.5.2e	Concórdia Wetherill expandida do gnaiss granodiorítico (Ggd).....	69
Fig. 4.5.2f	Detalhe da Concórdia Wetherill do gnaiss granodiorítico (Ggd).....	69
Fig. 4.6a	Foto da amostra datada do granada charnokito, Manhauçu.....	69
Fig. 4.6b	Imagens CL de zircões do Granada charnockito.....	70

Fig. 4.6c Concórdia Tera-Wasserburg do Granada charnockito .....	70
Fig. 4.7a Exposição da fácies deformada (bandada) do Granito Salto da Divisa, intrudido por diques máficos (dk).....	70
Fig. 4.7b Detalhe do afloramento amostrado do Granito Salto da Divisa.....	71
Fig. 4.7c Amostra de fácies homogênea, foliada do Granito Salto da Divisa.....	71
Fig. 4.7d Fotomicrografia da fácies homogênea do Granito Salto da Divisa.....	71
Fig. 4.7e Imagens CL de zircões do Granito Salto da Divisa.....	71
Fig. 4.7f Concórdia Tera-Wasserburg do Granito Salto da Divisa.....	71
Fig. 5.2a Exposição do gnaiss TTG (G <sub>1</sub> ) com abundante fundidos anatóxicos (G <sub>2</sub> ) e restos de anfíbolitos, São João Evangelista (Complexo Guanhões).....	72
Fig. 5.2b Imagens CL de zircões do trondhjemito gnáissico, São João Evangelista.....	73
Fig. 5.2c Concórdia Wetherill do trondhjemito gnáissico, São João Evangelista.....	73
Fig. 5.3a Amostra do trondhjemito gnáissico, Coluna (Complexo Guanhões).....	73
Fig. 5.3b Imagem CL de zircão do trondhjemito gnáissico, Coluna.....	74
Fig. 5.3c Concórdia Wetherill do trondhjemito gnáissico, Coluna.....	74
Fig. 5.4a Amostra do granulito charnockítico, Alto Caparaó (Complexo Caparaó).....	74
Figs. 5.4b,c,d Imagens CL de zircões do granulito charnockítico, Alto Caparaó.....	75
Fig. 5.4e Concórdia Wetherill do granulito charnockítico, Alto Caparaó (núcleos paleoproterozóicos).....	75
Fig. 5.4f Concórdia Tera-Wasserburg do granulito charnockítico, Alto Caparaó (sobrecrescimentos metamórficos).....	75
Fig. 6.1a Escala de tempo U-Pb para os eventos tectono-magmáticos no Cinturão Mineiro, comparada à evolução na margem oriental do CSF no Cinturão Bahia Oriental (CBO).....	77
Fig. 6.1b Escala de tempo U-Pb para a sobreposição do eventos metamórfico do Cinturão Araçuaí no Cinturão Mineiro.....	77
Fig. 6.2a Exposição de gnaiss tonalítico com abundante fundidos anatóxicos de composição charnockítica de ~ 2100 Ma e restos de anfíbolitos, Rio Pomba (Complexo Piedade).....	78
Fig. 6.2b,c Imagens CL de zircões do gnaiss tonalítico, Rio Pomba.....	78
Fig. 6.2.d Concórdia Wetherill expandida do gnaiss tonalítico, Rio Pomba.....	78
Fig. 6.2e Detalhe da Concórdia Wetherill do gnaiss do gnaiss tonalítico, Rio Pomba.....	78
Fig. 6.3a Exposição do gnaiss tonalítico fortemente deformado, Ewbank da Câmara (Complexo Mantiqueira).....	79
Fig. 6.3b Amostra datada do gnaiss tonalítico, Ewbank da Câmara.....	79
Figs. 6.3c,d Zircões do gnaiss tonalítico, Ewbank da Câmara.....	80
Fig. 6.3e Imagens CL de zircões do gnaiss tonalítico, Ewbank da Câmara.....	80
Fig. 6.3f Concórdia Wetherill do gnaiss tonalítico, Ewbank da Câmara.....	80
Fig. 6.4a Exposição e amostra do gnaiss tonalítico, Ponte Nova (Complexo Mantiqueira).....	81
Figs. 6.4b,c,d Imagens CL de zircões do gnaiss tonalítico, Ponte Nova.....	82
Fig. 6.4e Concórdia Wetherill do gnaiss tonalítico, Ponte Nova.....	82
Fig. 6.5a Amostra do metagranodiorito, São Tiago (Batólito Ritópolis).....	83
Fig. 6.5b Imagens CL dos zircões do metagranodiorito, São Tiago.....	83
Fig. 6.5c Concórdia Wetherill do metagranito, São Tiago.....	84
Fig. 6.6a,b Zircões do granulito enderbítico, Juiz de Fora (Segmento alóctone).....	85
Fig. 6.6c Concórdia Wetherill do granulito enderbítico, Juiz de Fora.....	85
Figs. 6.7a,b Exposições e local de amostragem do gnaiss tonalítico, Lima Duarte (Segmento alóctone).....	86
Figs. 6.7c,d Imagens CL de zircões do gnaiss tonalítico, Lima Duarte.....	86
Fig. 6.7e Concórdia Wetherill do gnaiss tonalítico, Lima Duarte.....	87
Figs. 6.8a,b Exposições e local amostrado do ortognaiss tonalítico, Barbacena (Embasamento do CSF).....	88
Fig. 6.8c Amostra do ortognaiss tonalítico, Barbacena.....	88
Figs. 6.8d,e Imagens CL de zircões do ortognaiss tonalítico, Barbacena.....	88
Fig. 6.8f Concórdia Wetherill do ortognaiss tonalítico, Barbacena.....	88
Tabela III.4 Idades de cristalização/ metamorfismo (em Ma) e zoneografia orogênica no CBO.....	90
Fig. 7.1a Esboço Tectono-geológico do CBO e de seu embasamento arqueano (Reproduzido de Silva et al., 2005d).....	91
Fig. 7.1b Perfil Tectono-geológico do Ramo Costeiro do CBO e de seu embasamento arqueano, assinalando também a potencialidade metalognética das principais unidades tectônicas regionais (Reproduzido de Silva et al., 2005d).....	92
Fig. 7.1c Perfil Tectono-geológico do Ramo Intracontinental do CBO e de seu embasamento arqueano, assinalando também a potencialidade metalognética das principais unidades tectônicas regionais (Reproduzido de Silva et al., 2005d).....	92
Fig. 7.1d Escala de tempo U-Pb para os eventos tectono-magmáticos no CBO e em seu embasamento arqueano na margem oriental CSF.....	93
Fig. 7.2a Forma de exposição típica dos gnaisses granulíticos na orla marítima de Salvador (Domínio Salvador-Ilhéus).....	94
Figs. 7.2b,c,d,e Imagens CL e BSE de zircões do granulito enderbítico, Salvador.....	95
Fig. 7.2.f Concórdia Wetherill do granulito enderbítico, Salvador.....	95
Fig. 7.3a Vista geral da exposição dos granulitos charnockíticos nos arredores de Ilhéus.....	96
Fig. 7.3b Vista local dos granulitos charnockíticos, Praia Morro Pernambuco, Ilhéus.....	97
Fig. 7.3c Afloramento amostrado do granulito charnockítico, Praia Morro Pernambuco, Ilhéus.....	97
Figs. 7.3 d,e Imagens CL de zircões do granulito charnockítico, Praia Morro Pernambuco, Ilhéus.....	97

Fig. 7.3f Concórdia Wetherill do granulito charnockítico, Praia Morro Pernambuco, Ilhéus.....	97
Fig. 7.4a Imagem CL de zircão do enderbito granulítico do Ramo Costeiro do CBO, Fazenda Terra Nova.....	98
Fig. 7.4b Imagens CL de zircões do enderbito granulítico do Ramo Costeiro do CBO, Fazenda Terra Nova.....	98
Fig. 7.4c Concórdia Wetherill do enderbito granulítico do Ramo Costeiro do CBO, Fazenda Terra Nova.....	98
Figs. 7.5a,b Imagens CL de zircões do granulito enderbítico do Ramo Costeiro do CBO, Fazenda Tupinambá.....	99
Fig. 7.5c Concórdia Wetherill do granulito enderbítico do Ramo Costeiro do CBO, Fazenda Tupinambá.....	99
Fig. 7.6a Imagens CL de zircões do granulito charnockítico, Conde (Ramo Costeiro do CBO).....	100
Fig. 7.6b Concórdia Wetherill do granulito charnockítico, Conde.....	100
Figs. 7.7a,b,c Imagens CL de zircões do gnaissse tonalítico do, Eunápolis (Ramo Costeiro do CBO).....	101
Fig. 7.7d Concórdia Wetherill do gnaissse tonalítico, Eunápolis.....	101
Figs. 7.8a,b,c,d,e Imagens CL e BSE de zircões do granulito mangerítico pré-orogênico, Riacho Onça (Ramo Intracontinental do CBO).....	102
Fig. 7.8.f Concórdia Wetherill do granulito mangerítico pré-orogênico, Riacho da Onça.....	102
Fig. 7.9a Afloramento amostrado do granulito charnockítico intrudido em metagabro, Cais (Bloco Itabuna-Curaçá).....	103
Fig. 7.9b Detalhe do afloramento amostrado do granulito charnockítico, Cais.....	103
Figs. 7.9c,d,e Imagens CL e BSE de zircões do granulito charnockítico, Cais.....	104
Fig. 7.9f Concórdia Wetherill do granulito charnockítico, Cais.....	105
Fig. 7.10a Afloramento amostrado do granulito enderbítico, Represa de São José do Jacuípe (Bloco Itabuna-Curaçá).....	105
Figs. 7.10b,c,d,e,f,g Imagens CL e BSE de zircões do granulito enderbítico, Represa de São José do Jacuípe.....	106
Fig. 7.10h Concórdia Wetherill expandida do granulito enderbítico, Represa de São José do Jacuípe.....	107
Fig. 7.10i Detalhe da concórdia Wetherill do granulito enderbítico, Represa de São José do Jacuípe.....	107
Fig. 7.11a Imagens CL de zircões do gnaissse granítico, Santa Maria da Boa Vista (Bloco Itabuna-Curaçá).....	108
Fig. 7.11b Concórdia Wetherill expandida do granulito enderbítico, Represa de São José do Jacuípe.....	108
Fig. 7.11c Detalhe da concórdia Wetherill do granulito enderbítico, Represa de São José do Jacuípe.....	108
Fig. 7.12a Imagens CL de zircões do granulito charno-enderbítico, Coaraci (Bloco Itabuna-Curaçá).....	109
Fig. 7.12b Concórdia Wetherill do granulito charno-enderbítico, Coaraci.....	110
Fig. 7.13a Afloramento amostrado do charnockito granulítico, Proximidades de Ipiaú (Bloco Itabuna-Curaçá).....	111
Figs. 7.13b,c imagens CL de zircões do charnockito granulítico, Proximidades de Ipiaú.....	111
Fig. 7.13d Concórdia Wetherill do charnockito granulítico, Proximidades de Ipiaú.....	111
Fig. 7.14a Afloramento amostrado da mancha charnockítica (granulito charnockítico), Jitaúna Jacuípe (Bloco Jequié).....	112
Figs. 7.14b,c Imagens CL de zircões da mancha charnockítica (granulito charnockítico), Jitaúna Jacuípe.....	112
Fig. 7.14d Concórdia Wetherill da mancha charnockítica (granulito charnockítico), Jitaúna Jacuípe.....	112
Figs. 7.15a,b Imagens CL de zircões do granodiorito gnáissico, Aporá (Bloco Serrinha).....	113
Fig. 7.15c Concórdia Wetherill da mancha charnockítica (granulito charnockítico), Jitaúna Jacuípe.....	113
Fig. 8.1a Esboço tectono-geológico da Província Borborema (Modificado de Delgado et al. 2003).....	115
Fig. 8.2a Imagens CL de zircões do granodiorito sincolisional (TTG?), Sumé/ Complexo Sumé (Domínio Alto Moxotó).....	116
Fig. 8.2b Concórdia Wetherill do granodiorito sincolisional (TTG?), Sumé.....	117
Fig. 8.3a Imagens CL de zircões do granodiorito sincolisional, Saboeiro (Domínio Ceará Central).....	117
Fig. 8.3b Concórdia Wetherill do granodiorito sincolisional, Saboeiro.....	118
Fig. 8.4a,b,c Imagens CL e BSE de zircões do metatonalito, Várzea Nova (Domínio Ceará Central).....	118
Fig. 8.4d Concórdia Wetherill do metatonalito, Várzea Nova.....	119
Fig. 8.5a,b,c,d Zircões do ganodiorito gnaissse, Várzea Alegre (Domínio Jaguaribeano).....	119
Fig. 8.5e Concórdia Wetherill do do ganodiorito gnaissse, Várzea Alegre.....	120
Fig. 8.6a,b,c Imagens CL de Zircões do ortognaissse granodiorítico, Floresta / Complexo Belém do São Francisco (Domínio Pernambuco-Alagoas Ocidental).....	121
Fig. 8.6d Concórdia Wetherill do ortognaissse granodiorítico, Floresta.....	121
Fig. 8.7a,b Imagens CL e BSE de Zircões do tonalito gnáissico, Boa Viagem / Complexo Cruzeta (Bloco Tróia-Pedra Branca).....	122
Fig. 8.7c Concórdia Wetherill do tonalito gnáissico, Boa Viagem.....	122
Fig. 8.8a,b Afloramento amostrado do tonalito gnáissico, Granjeiro (Domínio Granjeiro CE).....	123
Fig. 8.8c,d Zircões do tonalito gnáissico, Granjeiro.....	123
Fig. 8.8e Concórdia Wetherill do tonalito gnáissico, Granjeiro.....	123
Fig. 9.1a Afloramento amostrado do metarenito, Lavras da Mangabeira (Domínio Granjeiro).....	124
Fig. 9.1b,c Zircões do metarenito, Lavras da Mangabeira.....	124
Fig. 9.1d Concórdia Wetherill expandida do metarenito, Lavras da Mangabeira.....	124
Fig. 9.1e Detalhe da Concórdia Wetherill do metarenito, Lavras da Mangabeira.....	124

## CAPÍTULO I

# GUIA DE PROCEDIMENTOS DO SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL PARA AMOSTRAGEM COM FINALIDADE GEOCRONOLÓGICA

## 1. Introdução

Uma das práticas que podem fazer a diferença em programas geocronológicos de abrangência nacional, como os executado pelo SGB, é o estabelecimento de procedimentos padrões de coleta, armazenamento, organização de amostras e priorização das análises. Os cuidados na amostragem não se aplicam apenas à geocronologia, mas para qualquer finalidade em Geologia. Entretanto, em geocronologia, devido às repercussões imediatas dos resultados e os elevados custos, as precauções devem ser maiores. Objetivando uniformizar os procedimentos de amostragem e orientar na escolha dos métodos e técnicas geocronológicas mais adequadas à solução dos problemas identificados, apresentamos abaixo as orientações necessárias, muitas das quais de pleno conhecimento da maioria.

Todos os esforços no planejamento da amostragem visam evitar a introdução de fatores passíveis de levantar dúvidas sobre a qualidade do dado analítico e postergar, as vezes por vários anos, a sua contextualização. A prática tem demonstrado que resultados discrepantes do contexto conhecido podem gerar diversas suspeitas sobre a consistência do dado, como as clássicas: “troca de amostras”, “contaminação”, “amostra não representativa”, “amostra mista”, “amostra alterada”, “problemas laboratoriais e/ou do analista”, etc. Assim, os procedimentos de amostragem devem merecer cuidados muito especiais e ser nacionalmente padronizados, permitindo eliminar um dos fatores mais usuais de questionamento dos resultados analíticos. Para tanto é necessária a obtenção de farta documentação fotográfica, incluindo fotografias amplas do afloramento (detalhes meso-estruturais), detalhe do local de coleta, do fragmento da amostra e fotomicrografias (detalhes estruturais, texturais e da homogeneidade composicional).

À preparação das amostras não deve ser dedicada menos atenção. Apenas para se ter uma idéia dos cuidados com a preparação, alguns laboratórios, como o do Serviço Geológico do Canadá, embora aceite analisar amostras coletadas por terceiros, exige que a preparação seja feita exclusivamente em seu laboratório (o tópico preparação não será detalhado no presente texto).

## 2. Como, quando, onde e quanto amostrar?

Além dos cuidados de localização de praxe, com determinação precisa do local (por GPS) de amostragem, os cuidados mais essenciais a serem exercidos na

obtenção de idades radiométricas confiáveis são:

- i) Definição precisa das relações estruturais e estratigráficas em campo;
- ii) Estudo microscópico detalhado, acompanhado de análise química para a definição precisa do protólito;
- iii) Rochas bandadas (migmatitos), ortognaisses (especialmente TTGs) e plútons acamadados, merecem cuidados redobrados e que visem obter amostras petrográfica e estruturalmente homogêneas e que não incluam material de natureza mista.

Especialmente na datação pelos métodos U-Pb e Pb-Evaporação, em nenhuma hipótese a amostra deve representar afloramentos distintos, bandas distintas do mesmo afloramento, ou pontos muito distantes em extensas exposições tais como cortes de rodovias ou frentes de pedreiras. Tratar zircões de diferentes amostras como uma única população pode levar a erros graves na determinação e/ou na interpretação das idades: “concordia de referência”. (ver Cap III, Item 5.4). Nesses casos, mesmo que as distintas porções amostradas sejam, por mera sorte, co-magmáticas, as dúvidas levantadas a *posteriori* poderão resultar no descarte de um dado correto, principalmente se o resultado for muito discrepante do quadro cronológico da unidade. Um exemplo dos problemas de interpretação advindos da coleta de amostras mistas pode ser visto na Seção de Discussões da *Revista Brasileira de Geociências* 34(4): 583-601, em especial no Item: “*Methodological Considerations*”, p.598 (Silva *et al.*, 2004a). Aquela seção contém discussões ilustrativas sobre diversos outros itens aqui abordados.

Por outro lado, nunca é demais enfatizar que a geocronologia **não deve se antecipar** a outras ferramentas mais abrangentes. Durante a fase inicial da retomada dos trabalhos de mapeamento na década de 80 (PLGB), ocorreu o emprego massificado de análises de ETR, na época uma novidade analítica, e que gerou expectativas (exageradas) de simplificar o reconhecimento de protólitos e de discriminação entre unidades cartográficas distintas. Essa prática, além de causar diversos problemas interpretativos e cartográficos, representou elevação considerável dos custos analíticos em alguns projetos, como exemplo típico do que em inglês se designa “*the tail wagging the dog*” (o rabo abanando o cachorro) ou, na expressão bem brasileira de “o carro na frente dos bois”. Portanto, são os mapas bem elaborados, com o apoio de diversas ferramentas, em especial a “velha” petrografia microscópica e estrutural, que devem pautar o planejamento das análises geocronológicas, e não o inverso.

### 3. Precauções gerais na coleta

· As amostras devem ser absolutamente frescas (não intemperizadas), independente do método, inclusive para análises de zircão;

· Gnaisses bandados do tipo TTGs, migmatitos, complexos plutônicos acamadados: amostrar cuidadosa e separadamente a(s) banda(s) alvo(s); **nunca** amostrar duas bandas contíguas (ver diversos exemplos no Capítulo III);

· Granitóides e ortognaisses muito ricos em fenocristais ou porfiroclastos: amostrar preferencialmente a matriz, pois os minerais ricos em U e ETR ocorrem preferencialmente nos acessórios; nos casos de extrema abundância de fenocristais ou fenoclastos (> 60-80%), amostrar o dobro do volume normal (exs.: Figs. 4.3.1b, 4.4a, Cap III);

· Para minimizar a contaminação durante a moagem, é recomendado reduzir o tamanho da amostra no próprio afloramento, coletando fragmentos do tamanho de um punho. Acondicionar as amostras em sacos plásticos resistentes (Fig. 1), e esses, em caixas apropriadas para futuro transporte ao laboratório. São também necessários os cuidados de praxe para evitar a perda e mistura de amostras e destruição de dados das etiquetas e delas próprias, etc.

#### 3.1 Amostras para datação pelo método U-Pb

i) Rochas magmáticas félsicas/intermediárias (metamorfizadas ou não), rochas sedimentares e metassedimentares clásticas: metarenitos, metagrauwacas, etc, coletar:

- cerca de 10 kg por amostra;
- preferencialmente na forma de 15 fragmentos do tamanho de um punho (cerca de 600 g cada);
- duas amostras adicionais do tamanho de um punho, uma para a confecção da lâmina e de um tablete e a outra para análise química.

ii) Rochas magmáticas máficas (metamorfizadas ou não)  
· Coletar 50 kg ou mais.

#### 3.2 Amostras para datação pelo método Sm-Nd

i) Para obter-se idades-modelo, idade de metamorfismo e de área-fonte de rochas (meta)sedimentares.  
· 2 ou 3 amostras do tamanho de um punho.

ii) Para idades isocrônicas (rochas máficas metamorfizadas ou não)

- 6 amostras do tamanho de um punho, em domínios de distintas fácies, textura, granulação etc, que melhor possam resultar em dispersão das razões isotópicas e, assim, permitir a obtenção de idades isocrônicas.

#### 3.3 Protólito bandado, cuidado dobrado

Devido à importância da correta determinação do protólito e classificação precisa da rocha é importante ressaltar que, se a amostragem não for cuidadosa, os eventuais distintos episódios de geração de zircões de uma mesma amostra poderão não ser reconhecidos com segurança e a interpretação dos resultados poderá induzir a erros grosseiros. Esses cuidados são mais cruciais em gnaisses bandados, especialmente se policíclicos, nos quais a mistura de heranças isotópicas são particularmente comuns. Migmatitos, gnaisses bandados, associações TTG e plútons acamadados devem merecer atenção dobrada durante a amostragem. O mapeamento de diversos terrenos gnáissicos executados nas duas últimas décadas demonstrou que os principais problemas não se relacionavam apenas à ausência ou escassez de dados geocronológicos, mas também à imprecisão na identificação petrográfica e classificação dos protólitos. Em especial em terrenos compostos ortognaisses bandados



Fig. 1.1 Ilustração de amostragem e acondicionamento das amostras.



do tipo TTGs, ou em ortognaisses de alto grau em zonas de *strain* mais altos, onde o fino bandamento metamórfico foi muitas vezes interpretado como herança sedimentar.

Portanto, problemas conceituais e petrogenéticos devem ser resolvidos previamente a qualquer programa de amostragem para evitar o risco de não se saber o que foi coletado e menos ainda, o significado dos dados obtidos. Além disso, como infelizmente o executor das análises nem sempre participa da coleta, é necessário uma padronização das descrições e classificações petrográficas em escala nacional, particularmente de amostras metamórficas de médio e alto grau, para as quais deve haver uma nomenclatura dupla, nos moldes da adotada pelo Serviço Geológico do Reino Unido. Ou seja, além de uma designação descritiva dada pela sucessão de minerais essenciais e diagnósticos, rochas metamórficas devem também receber a designação do protólito (quando passível de determinação). Por exemplo, a nomenclatura padrão de uma rocha do tipo “sillimanita-granada-biotita-plagioclásio-quartzo gnaiss” deve ser seguida da designação genética (“metagrauvaca”). Além disto, por razões de padronização, deve ser evitado o emprego de termos exóticos e/ou carentes de precisão para os protólitos (e.g. kinzigito, khondalito). Quando o grau de metamorfismo e/ou recristalização não mais permitir a reconstituição do protólito sob microscópio, deve se evitar a designação genética.

### 3.3.1 Migmatitos I e S e seus produtos residuais e anatéticos

Em primeiro lugar, lembremos que migmatito não é uma “rocha” mas uma associação litológica. Quando os processos envolvidos na sua gênese e seus componentes fundamentais são petrograficamente bem caracterizados, constituem um alvo muito interessante do ponto de vista isotópico. Portanto, assim como não se espera que alguém tente cartografar uma associação, (mas seus componentes), também não se espera que alguém encaminhe uma amostra de “migmatito” para datação. Como a associação envolve diversos componentes não necessariamente co-genéticos, o seu processo gerador deve ser compreendido e seus componentes fundamentais discriminados previamente à coleta, o que nem sempre é fácil, ou mesmo possível. Assim, a mostra-alvo só deve ser encaminhada para datação se puder ser previamente discriminada como:

- i) Gnaiss regional (paleo/mesossoma) pouco ou não afetado pelo processo;
- ii) Produto da fusão/injeção (leucossoma *in situ*, leucossoma alóctone e granitóide anatético);
- iii) Restito da fusão;
- iv) Melanosoma.

Por fim, a compensação para todos esses cuidados é que, se bem caracterizado, esse sistema polifásico fornece informações fundamentais para o entendimento da evolução regional. Permite a determinação das idades da rocha encaixante regional (protólito), ou de sua(s) área(s)-fonte(s),

bem como a idade do pico metamórfico/colisional (no caso de migmatização sincolisional).

### 3.3.2 Ortognaisses bandados, especialmente TTGs em zonas de alto strain

As dificuldades e os conseqüentes cuidados durante a coleta de amostras estrutural e petrograficamente homogêneas são também aplicáveis aos gnaisses bandados (não migmatíticos), especialmente TTGs. Esses, normalmente apresentam um bandamento tonalítico-trondhjemítico original, complicado por intercalações de gnaisses anfíbolíticos (metamáficas tholeiíticas) e/ou outros paragnaisses bandados. Essa complexa estruturação torna-se mais intrincada com a sobreposição de mais de um eventos metamórfico-deformacional.

Devido a essas peculiaridades, os TTGs podem ser freqüentemente confundidos com diversos tipos de associações, especialmente com para- ou orto-migmatitos *in situ*, nos quais o componente leucocrático (trondhjemito) pode ser confundido com o leucossoma. Em domínios de *strain* baixo a moderado, alguns erros de classificação podem ser detectados pela simples observação de campo. Entretanto, em domínios de *strain* alto, devido à transposição avançada das estruturas pretéritas, os limites entre as bandas composicionais originais e venulações tardias podem não mais ser reconhecíveis, dando origem a gnaisses de composição enganosamente “homogênea”. Em função disto, nos trabalhos executados previamente à amostragem em diversos terrenos, algumas dessas associações aqui discutidas tinham sido cartografadas como: i) associação metavulcano-sedimentar do tipo *greenstone belts*; ii) paragnaiss grauvaqueano; iii) associação metavulcano-sedimentar dacítica; iv) complexo gabro-anortosítico acamadado. Da mesma forma, orto-gnaisses charnockíticos granulizados também podem ser confundidos com paragnaisses (ver capítulo III, item 5.4e discussão na RBG 34(4): 593-601, de dezembro de 2004). Nesse caso, foram necessários estudos petrográficos detalhados para a identificação segura dos protólitos, previamente à execução das análises.

Em associações TGGs s.s., a alternância de bandas tonalíticas (cinza) e trondhjemíticas (branca) pode ser uma feição primária, relacionada à cristalização de duas fases co-genéticas, e portanto, com o mesmo sistema isotópico. Assim, teoricamente, a amostragem conjunta de ambas bandas, mesmo em áreas de alto *strain*, não representaria uma amostra mista e poderia ser datada apropriadamente. Entretanto, muitas vezes a banda branca pode ser de leuco-granitóide anatético (leucossoma) associado ao pico metamórfico-anatético de um evento superposto. Portanto, quando o objetivo da coleta for a datação da fase mais antiga, especialmente em áreas de difícil acesso ou com retorno incerto no decorrer do projeto, é aconselhável amostrar sempre a banda tonalítica, menos suscetível de ser erroneamente classificada em afloramento.

## CAPÍTULO II

# PARA CADA PROBLEMA GEOLÓGICO, O MÉTODO E TÉCNICA MAIS ADEQUADOS

### 1 Introdução

O presente capítulo apresenta uma breve introdução aos métodos e técnicas geocronológicas mais empregadas pelo SGB em cartografia geológica básica de terrenos pré-cambrianos. Seu objetivo é proporcionar aos especialistas em mapeamento regional interpretações apropriadas das datações radiométricas e sua contextualização. Aos interessados na abordagem histórica e abrangente de todos os métodos recomendamos os trabalhos de Armstrong (1991) e de Carneiro et al. (2005).

As dificuldades na obtenção de análises suficientes para a cartografia básica em escala nacional, e os conseqüentes elevados custos envolvidos, exigem rigoroso planejamento para maximizar os benefícios dessa importante ferramenta. O conhecimento das vantagens e limitações de cada método pelas equipes executoras é o primeiro passo para o sucesso do planejamento geocronológico em escala nacional.

A tabela II.1 lista os mais importantes materiais geológicos passíveis de serem empregados em datações geocronológicas e o(s) métodos e técnicas corresponden-

tes. Dentre esses, abordaremos com algum detalhe os de maior utilidade em cartografia geológica básica: i) ID-TIMS (*Isotopic Dilution - Thermal Ionization Mass Spectrometre*); nesse texto abreviadamente TIMS ou DI, de diluição isotópica); ii) SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*); iii) LA-ICP-MS (*Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometre*; nesse texto abreviadamente ICP-MS ou LA de laser ablation); iv) Pb-Pb evaporação eventualmente abreviado por Pb-Pb); v) Sm-Nd.

### 2. O método U-Pb

O método U-Pb é a mais robusta ferramenta geocronológica. O zircão, pelas suas características isotópicas e ampla ocorrência na maioria das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas, é o principal, e freqüentemente único, acesso à história mais remota da crosta terrestre. A alta temperatura de bloqueio (~800 °C), aliada à propriedade de preservar fechado o sistema isotópico U-Th-Pb por domínios, permitem a discriminação entre eventos mais velhos e mais novos, desde que o mais novo tenha alcançado equilíbrio, mesmo sob estági-

Método/sistemática	Materiais passíveis de serem datados
U-Pb ID-TIMS-TIMS	Minerais de U ou Th, zircão, titanita, monazita, xenotima, rutilo, badeleíta, apatita, allanita, pirocloro
U-Pb SHRIMP	Isótopos de U, Th, Pb, S, O, encontrados nos minerais: zircão, monazita, xenotima, rutilo, epidoto, badeleíta (ZrO <sub>2</sub> ), titanita, apatita, allanita, pirocloro, perovskita, coesita, outros minerais de U ou Th e sulfetos,
U-Pb LA-ICP-MS	Análises por laser <i>ablation</i> U-Pb: mesma amplitude de possibilidades do SHRIMP; análises Lu-Hf <i>in situ</i> . Caso a entrada da amostra no plasma ocorra sob a forma de solução é possível a execução de análises multi-elementares como determinação de elementos traços ao nível de ppb em material geológico ou em material rochoso, vidros, minerais, e inclusões fluidas e diversos líquidos.
Pb-Pb Evaporação	Zircão
Re-Os	Datação direta de sulfetos e óxidos (elementos siderófilos e calcófilos): pirita, calcopirita, platinóides, molibdenita (MoS <sub>2</sub> , rico em Re), sulfetos magmáticos de Cu e Ni, rochas máfico-ultramáficas, folhelhos negros. (Idades-modelos)
K-Ar	Muscovita, biotita, flogopita, lepidolita, hornblenda, actinolita, allanita, feldspatos, glauconita (sedimentos), rocha-total (vulcânicas), alguns vidros e laterizações (alunita, jarosita e criptomelano) argilas, adularia
Ar-Ar	Mesmos materiais datados pelo método K-Ar
Rb-Sr	Rochas ígneas com fracionamento da razão Rb/Sr, esfeno e titanita (razão <sup>87</sup> Sr / <sup>86</sup> Sr) inicial, micas, feldspatos-K; apatita, Rochas carbonáticas (idades modelos Sr-Sr)
Sm-Nd	Rocha-total com fracionamento das razões Sm/Nd (rochas máficas-ultramáficas, granitóides, sedimentares e seus derivados metamórficos). Minerais com fracionamento das razões Sm/Nd: granada, piroxênio, titanita, plagioclásio, apatita, scheelita, cassiterita, fluorita
<sup>176</sup> Lu- <sup>176</sup> Hf	Mesmos minerais que o método Sm-Nd e zircão para a composição isotópica inicial do Hf
<sup>238</sup> U Traço de fissão	Zircão, apatita, titanita, granada, epidoto, vidro vulcânico
Pb-Pb	Galena ou outros minerais de Pb, sulfetos, magnetita, feldspato-K, telurídios, carbonatos em carbonatitos

os avançados de fusão parcial, ou de metamorfismo de alta P e T. Por isso, nos meios geocronológicos, o zircão recebe o mesmo atributo popular do diamante: “Zircão é para sempre”, como didaticamente ilustram as imagens das Figs. 2a e 2b, de zircões policíclicos arqueanos do Gnaiss Caraíba, BA e do Gnaiss Acasta (Canadá), respectivamente. O último, é marco da geocronologia internacional por representar a rocha (até o presente) mais antiga datada na Terra.

## 2.1 Entendendo melhor as análises U-Pb: Concórdia (discórdia)

O Sistema U-Pb baseia-se no de decaimento isotópico, sob taxas diferentes, de dois isótopos-pai ( $^{235}\text{U}$  e  $^{238}\text{U}$ ) que geram dois isótopos-filhos ( $^{207}\text{Pb}$  e  $^{206}\text{Pb}$ , respectivamente). Trata-se de um sistema interdependente, bivalente.

O mineral mais utilizado para datar rochas pelo sistema U-Pb é o zircão ( $\text{ZrSiO}_4$ ), devido às seguintes propriedades:

- i) Incorpora, na sua estrutura, U em substituição ao

Zr, mas pouco ou nenhum  $^{204}\text{Pb}$  (comum) durante a cristalização;

- ii) Tem ocorrência bem distribuída como acessório da maior parte das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas;

- iii) Apresenta a propriedade de freqüentemente preservar tanto sua integridade cristalina quanto a assinatura isotópica até cerca de 800 °C; mesmo sob condições de ultramilonitização, metamorfismo de alto grau, ou mesmo fusão parcial.

A estrutura do mineral também acomoda  $^{232}\text{Th}$ , o qual produz um isótopo de Pb ( $^{208}\text{Pb}$ ) que não é utilizado na determinação de idades

Outros minerais com altas razões iniciais U/Pb, e baixo conteúdo de Pbc (chumbo comum), usados em geocronologia são principalmente: titanita, monazita, xenotima, rutilo, badeleíta, allanita, pirocloro e perovskita (Tabela II.1)

O princípio básico da representação do sistema baseia-se na curva de referência (Concórdia), a qual mostra nos eixos do diagrama as variações das razões isotópicas em função do tempo. Resultados analíticos que plotam exatamente sobre a concórdia têm idades  $^{206}\text{Pb}/$

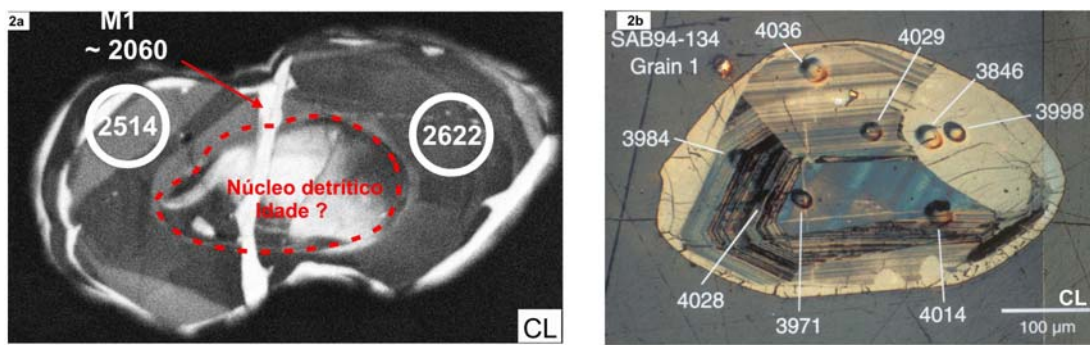


Figura 2a. Heterogeneidades geológicas ocorrem em todas as escalas. Mesmo diminutos cristais de zircão podem guardar evidências de diversas fases de crescimento sobrepostas em escala sub-micrométrica devido à propriedade do mineral de manter o sistema isotópico fechado por domínios. Com o estudo de imagens em luz pancromática (CL) previamente à análise em equipamento SHRIMP, é possível identificar e excluir domínios heterogêneos (mistos) na determinação em separado das idades dos diversos eventos geológicos registrados em um único cristal. A imagem CL mostra um zircão de granulito charnockítico do Complexo Caraíba, BA com idade de cristalização de ~ 2715 Ma com recristalização em fácies granulito há ~ 2070 Ma (Cap III, Item 7.2). A estrutura “bow tie” (gravata borboleta), dada pelo estrangulamento da porção central, mostra o início de um processo que se não tivesse sido interrompido originaria dois cristais globulares. A estrutura é característica de recristalização metamórfica na fácies granulito. Embora a idade de cristalização tenha sido datada em 2715 Ma, ambos domínios do cristal forneceram idades aparentes menores (~ 2515 Ma e 2620 Ma), o que indica abertura parcial do sistema isotópico durante o metamorfismo. Apesar dos domínios metamórficos de baixo U e alta luminescência serem evidentes, não foi possível obter a idade metamórfica devido à pequena espessura dos sobrecrecimentos (seta). Embora com diâmetro suficiente, o núcleo detrítico não foi datado. Em outros cristais da amostra foram obtidas idades de até ~ 3300 Ma. Em zircões muito complexos como o da amostra, datações por diluição isotópica ou Pb-Pb evaporação não permitem evitar a análise dos domínios mistos e geram idades destituídas de significado geológico. Imagem = CL; círculos: posição e diâmetro (aproximado) do “spot” analisado. Idades em milhões de anos; Erro cotado em 1ó.

Figura 2b. Mesmo no caso da rocha mais velha da Terra, o Gnaiss Acasta do Canadá, é possível com a técnica SHRIMP identificar cristais que preservam o registro da idade do magma precursor do gnaiss (~ 4030 Ma), apesar da rocha ter experimentado 4 eventos metamórficos arqueanos na fácies anfíbolito ou granulito. Esse gnaiss é cerca de 600 m.a. mais velho que o tonalito gnáissico São José, a rocha mais antiga rocha já encontrada no Brasil. Imagem = CL; pequenos orifícios: “pits” deixados pelas análises. Idades em milhões de anos; Erros cotado em 1ó. (Imagem cortesia de Richard Armstrong).

$^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  iguais e podem representar um sistema isotópico fechado e, por essa razão, são chamados de concordantes. Razões localizadas fora da curva são designadas de discordantes (Fig. 2.1a).

Um distúrbio isotópico em uma amostra de idade uniforme gera um arranjo de resultados analíticos que definem uma linha reta (discórdia), cuja extrapolação (regressão) trunca a concórdia, nos casos mais simples, em dois pontos que correspondem aos interceptos superior e inferior, e assinalam as idades de geração e do distúrbio. Os resultados são obtidos com precisão, mediante cálculos estatísticos de regressão e ajuste linear, que permitem estimar a declividade e a posição precisa dos interceptos na concórdia. O diagrama concórdia mais utilizado é o de Wetherill (1956) onde as razões filho/pai  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  e  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  são plotadas nos eixos X e Y, respectivamente (Fig. 2.1a).

Na técnica TIMS, resultados de amostras de qualquer idade podem ser calculados a partir das razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  medidas. No SHRIMP, apenas nas amostras mais velhas que 1500 Ma, mais ricas em Pb radiogênico, as idades são calculadas pelas razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Em amostras mais jovens do que 1500 Ma, as idades mais precisas são calculadas pelas razões  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Estes dados podem ser tratados também na concórdia Tera & Wasserburg (1972), onde as razões  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  são plotadas no eixo X, e as razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  no eixo Y. Nessa concórdia, também designada de inversa (Fig. 2.1b), os resultados individuais que formam um agrupamento coerente, e se dispõem segundo uma linha simples de mistura, sendo a idade calculada pela intersecção da linha de mistura (discórdia) com o eixo X. Ou seja, é uma idade de intercepto inferior (eixo X das razões  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ). A idade também pode ser calculada a partir de uma combinação da composição isotópica do Pb (Idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) ou das razões Pb/U ("Idade Concórdia"). Essas últimas são mais precisas, podendo apresentar erros abaixo de 0,1% em datações por DI. Em rochas fanerozóicas sempre se aplica a concórdia Tera-Wasserburg. O capítulo III apresenta diversos exemplos

práticos da utilização desses diagramas, seja por meio de cálculo de idades de interceptos, de idade de agrupamentos concordantes ou idades concórdias.

## 2.2 -MSWD e errócronas

O parâmetro estatístico MSWD (*Mean Squares of the Weighted Deviated*) permite caracterizar a consistência analítica em qualquer sistemática que utilize tratamento de regressão isocrônica (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) e razões iniciais, como nos métodos Sm-Nd e Rb-Sr. O MSWD é a soma dos quadrados da dispersão de cada ponto analítico, dividido pelo grau de liberdade (número de razões - 2). É uma medida do ajuste linear (dispersão) dos dados relativamente aos limites do erro analítico, e reflete o grau de probabilidade de um grupo de idades fazer ou não parte de uma única população. Para ter coerência geológica, idealmente falando, o MSWD (= dispersão das idades medidas) deve ser menor ou igual ao valor do erro analítico. Entretanto, para se ter alto grau de confiabilidade sobre se os dados representam uma concórdia verdadeira e que as razões medidas fazem parte de uma única população geologicamente coerente, o valor de MSWD deve ser próximo a 1, embora rotineiramente tolere-se valores de até 2.5.

Discórdias/isócronas com MSWD superiores a 2.5 devem ser encaradas com cautela, porque o excesso de dispersão dos pontos analisados não pode ser atribuído unicamente ao erro analítico, passando a ser considerado indicativo de erro geológico. Significa que mais de uma população de idades podem fazer parte do mesmo grupo, isto é, o resultado pode representar uma mistura de idades e, na maioria dos casos, pode não ter significado geológico. Aos resultados isocrônicos de pouca acurácia geológica, aplica-se o termo "errócrona" (e.g. Brooks *et al.*, 1972; Dickin, 1995). Entretanto, a distinção entre isócronas e errócronas com base nos valores do MSWD entre 1 e 2.5 não é simples, porque os erros analíticos assumidos pelo programa que calcula o MSWD são apenas estimativos. Além disso, como a diminuição progressiva das incertezas analíticas,

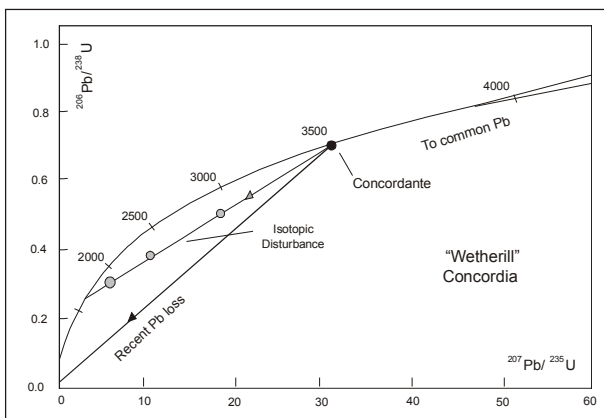


Figura 2.1a Concórdia Wetherill.

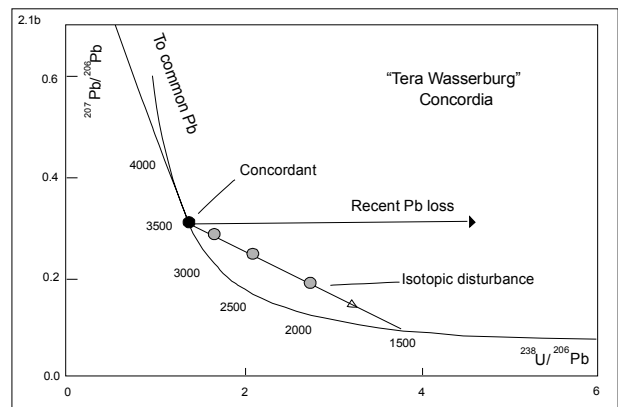


Figura 2.1b Concórdia Tera-Wasserburg.

devido ao aumento da precisão das técnicas, o número de errôneas aumentará continuamente, com diminuição dos erros. Assim, o ponto de *cut off* de 2.5 não pode ser assumido de maneira automática, a menos que causas geológicas da dispersão sejam identificadas.

Nas análises *SHRIMP*, até o final da década 90, o parâmetro *chi-squared* ( $c^2$ ) era empregado com o mesmo significado estatístico, como mostram diversos exemplos apresentados no Capítulo III. Presentemente, o cálculo de idades e o tratamento dos resultados *SHRIMP* já podem ser feitos pelo programa *Isoplot/Ex* (Ludwig 2000), o qual fornece o parâmetro *MSWD* como referencial mais adequado para expressar a dispersão analítica.

### 2.3 Número de análises (n)

Em análises *TIMS*, devido à alta precisão, uma discordância ou agrupamento consistente necessita incluir um mínimo de 4 frações ( $n=4$ ). Resultados com 3 frações ( $n=3$ ), embora menos consistentes podem ser considerados, com a devida cautela, em trabalhos regionais.

Pelas técnicas *SHRIMP* e *LA-ICP-MS*, embora as análises individuais sejam menos precisas do que por *DI*, devido à alta resolução espacial e conseqüente possibilidade de seleção de resultados em domínios homogêneos (morfologicamente idênticos), agrupamentos pequenos ( $n=2$ , ou 3) podem proporcionar uma aproximação inicial da idade aparente do evento, apenas se esse tiver ampla reprodutibilidade regional e/ou se sua idade tenha sido determinada em outras amostras da unidade. Entretanto, em trabalhos que exijam mais rigor, o ideal é a obtenção de agrupamentos com número maior de análises. Adicionalmente a esses cuidados, é necessário observar a disposição dos resultados ao longo da concórdia, sendo interessante que ao menos um dos pontos analíticos seja concordante. Por fim, é importante lembrar que qualquer análise concordante, mesmo isolada, deve ser considerada e devidamente ponderada quanto ao contexto de eventos termo-tectônicos que afetaram a amostra.

### 2.4 Precisão, acurácia e incertezas analíticas

Em muitos trabalhos, alguns parâmetros analíticos importantes são, por vezes, confundidos e conseqüentemente, citados de forma errônea. É o caso de precisão versus acurácia. Precisão é a medida da incerteza analítica na determinação da composição média (idade) e refere-se à qualidade de várias análises individuais agrupadas. Acurácia é a medida da proximidade desta composição média, relativamente ao valor/(idade) “verdadeira”. Williams (1998) utilizou o exemplo do tiro ao alvo para ilustrar a diferença entre os dois parâmetros. Precisão é a medida da qualidade do agrupamento de tiros (cada tiro seria uma idade medida) que atingem o alvo. Quando os vários projé-

teis se agrupam muito próximos uns dos outros, a precisão é alta, mesmo que não atinjam o olho do alvo. Acurácia é a medida da proximidade do grupo de projéteis (idades medidas) em relação ao olho do alvo, ou “idade verdadeira”. Assim, quanto mais próximo do olho do alvo, maior a acurácia do agrupamento (idade média), mesmo que a dispersão entre os projéteis seja maior, isto é, a precisão seja menor (Fig. 2.4.1).

Obter análises precisas demanda a correção de uma série de incertezas analíticas próprias de cada técnica, equipamento e amostra. Portanto “incertezas analíticas” são definidas pelo limites de precisão de uma medida. Ela é função do somatório de vários “erros” que dependem do número de análises, da calibração do equipamento, da “qualidade” do cristal, refletida na geoquímica isotópica de cada domínio analisado e, conseqüentemente, do grau de concordância das razões *Pb-U* e *Pb-Th* medidas, etc. No caso do *SHRIMP*, os limites de precisão de uma análise individual são fortemente influenciados pelo “efeito-matriz”, o que requer a calibração das análises dos zircões de idade desconhecida (*unknowns*) contra análises replicatas de zircões padrões, em função dos desvios analíticos do equipamento no decorrer de uma seção (ver Stern, 1997; Williams, 1998). Ou seja, depende também dos erros nas análises dos zircões padrões.

O “erro” analítico é estatisticamente indicado pelo desvio padrão ( $s$ ). Em análises individuais, a precisão das razões isotópicas são reportadas e plotadas na concórdia como erro padrão da média (das razões isotópicas) ao nível de  $1s\%$ , correspondendo a o intervalo de confiabilidade de 68%. As análises agrupadas (que fornecem a idade aparente do evento) são cotadas e plotadas no nível de 95% de confiabilidade ( $2s\%$ ) (ver Stern, 1997; Williams, 1998). Na técnica *SHRIMP*, devido às quantidades diminutas de material analisado e às incertezas analíticas, o erro não é homogêneo para rochas de qualquer idade, ao contrário das análises por *DI*. No *SHRIMP* o erro é inversamente proporcional à idade da amostra, pois quanto mais nova a rocha

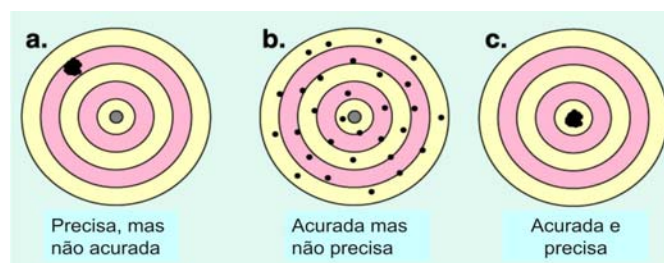


Figura 2.4.1 Ilustração da diferença entre precisão e acurácia. a) A análise é precisa quando os projéteis de tiro ao alvo (análises) atingem pontos muito próximos (reprodutibilidade analítica), mas não é acurada porque não atingiram o olho do alvo (idade verdadeira da rocha). b) As análises não são precisas, devido à dispersão, mas são acuradas porque a média dos resultados (tiros) situa-se próxima do olho (idade verdadeira). c) As análises são precisas e acuradas (adaptada de Winter, 2001).

menor a quantidade de Pb radiogênico disponível para análise e, conseqüentemente, maior o erro. Comparativamente aos resultados de DI, o erro SHRIMP em análises padrões varia de 1.5% em amostras neo- e mesoproterozóica (< 1500 Ma) a 0.2% em amostras arqueanas (Stern, 1997).

Em métodos analíticos precisos, é importante distinguir, e nunca empregar como equivalentes, os termos “idade” e “dado” (ou “resultado”). “Idade” de uma rocha se refere ao tempo decorrido desde sua formação. É uma incógnita geológica da qual o “dado” ou “resultado” pode, com boa sorte e boa técnica, aproximar-se. Assim, o resultado da análise deve ser referido das seguintes formas: “a análise forneceu o “resultado” de 2500 Ma, o qual pode ser interpretado como a idade de cristalização da rocha”; ou: “a análise forneceu a “idade aparente” de 2500 Ma, a qual pode ser interpretada como a idade de cristalização da rocha”; ou ainda: “a análise forneceu uma média das razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de 2500 Ma, a qual pode ser interpretada como a idade de cristalização da rocha”.

Além disso, deve-se ter em conta que a inclusão de resultados concordantes em um agrupamento, de um ou mais resultados discordantes, que perderam Pb radiogênico, poderá baixar a razão isotópica média empregada no cálculo da idade. Dessa forma, o “resultado” ou “idade aparente” deverá ser referida como a “idade mínima” e a forma correta deve ser: “a análise forneceu o “resultado” de 2500 Ma, o qual, por incluir análises discordantes, pode ser interpretado como uma “idade mínima” de cristalização da rocha”.

Cabe, ainda, destacar a importância do entendimento da % de concordância, sempre assinalado nas tabelas analíticas. Esse parâmetro é um indicativo direto da confiabilidade da idade individual medida e está relacionado à integridade ou abertura do sistema isotópico U-Th-Pb. É calculado com o emprego de uma fórmula simples:  $\% \text{ de concordância} = 100 \times (\text{Idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (\text{Idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ . Um resultado com 100 % de concordância significa que as idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  medidas são iguais (análise situada na concórdia) e que o sistema isotópico permaneceu fechado ou foi totalmente re-equilibrado em novo evento termal. Qualquer alteração no conteúdo de Pb e U introduz uma discordância e conseqüente perda de precisão analítica, não importando se a alteração ocorreu em tempo geológico, mesmo atual, em evento natural (metamitização) ou por manipulação laboratorial.

## 2.5 Geoquímica isotópica U-Th-Pb

A assinatura isotópica revelada pelos conteúdos medidos de U, Th e Pb (em ppm), bem como a razão Th/U de cada *spot* datado pela sistemática SHRIMP é uma ferramenta robusta do ponto de vista petrogenético e da consistência dos resultados. Esses dados são acessíveis nas tabelas analíticas que acompanham os diagramas-concórdia e listam os conteúdos medidos em ppm, *spot* por *spot*.

O comportamento do U e Th pode ser excelente sinalizador da abertura do sistema isotópico. O conteúdo destes elementos pode indicar a natureza magmática ou metamórfica do cristal ou domínio analisado. Há uma tendência consistente dos conteúdos de U e Th em domínios metamórficos situar-se em patamar inferior ao do seus conteúdos magmáticos originais. Devido à propriedade do zircão de manter o sistema U-Th-Pb fechado por domínios, o conteúdo de U e Th medido em um domínio metamórfico é, em geral, acentuadamente menor do que o medido em um domínio magmático do mesmo cristal. Em rochas félsicas a intermediárias, as razões Th/U são outro indicador petrogenético de primeira grandeza, porque também permitem discriminar a natureza ígnea ou metamórfica do cristal/domínio datado. Em domínios com o sistema U-Th-Pb magmáticos fechado (não resetado) normalmente a razão Th/U varia entre 0.2 e 0.8 (e.g. Gebauer *et al.*, 1997). Valores de 0.1 ou menores indicam depleção de Th relativamente ao U, o que sinaliza para a abertura do sistema isotópico em evento termo-tectônico, em geral metamorfismo de médio a alto grau.

Nos estudos detalhados no Capítulo III será possível analisar o comportamento contrastante do U em zircões de domínios metamórficos de dois terrenos de alto grau. Nos ortognaisses do embasamento do Cinturão Araçuaí (itens 5 e 6) praticamente todos os domínios metamórficos analisados apresentam valores médios inferiores a 100 ppm, muito abaixo do conteúdo médio de zircões magmáticos de rochas félsicas e intermediárias (200-600 ppm). Já nos terrenos de alto grau da Bahia (item 7), na maioria das análises dos zircões/domínios metamórficos, o conteúdo de U esteve acima do limite inferior (> 200 ppm) dessa média. O grau de depleção em zircões recristalizados depende, portanto, não apenas do grau metamórfico, mas de uma série de outros fatores, tais como o conteúdo original de zircônio, estabilização ou não de fases minerais com maior afinidade com esse elemento, etc. A utilidade desses indicadores geoquímicos é ainda mais potencializada se a eles somarmos a possibilidade de identificação visual em imagens CL e BSE de domínios normais e depletados em U (como veremos adiante).

Outra informação importante fornecida pela análise do conteúdo em U é que domínios ricos (> 2000 ppm) são altamente suscetíveis à perda de Pb\* (Pb radiogênico) por metamitização, o que pode tornar problemática a obtenção de idades concordantes. Além disso, na técnica SHRIMP, os resultados obtidos nos domínios a serem datados (desconhecidos) são “normalizados” contra análises de domínios de zircões padrões, com conteúdo médio de U entre 200 a 600 ppm, análises de cristais muito ricos em U (>1500 ppm) podem não ser em calibradas adequadamente. Conseqüentemente, a precisão e acurácia dessas análises pode ser prejudicada. Dados U-Pb SHRIMP de zircões com mais de 3000 ppm de U são fracionados pelo instrumento, o que fornece resultados  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  mais velhos do que a idade real (e.g. William and Hergt, 2000). Nesses casos, usa-se

a média das razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  medidas, as quais não são afetadas pelo *bias* analítico. Assim, a simples observação da variação do conteúdo de U em cada *spot* analisado pode oferecer informações importantes sobre a confiabilidade do dado. De modo geral, essas observações permitem avaliar a consistência da população datada e, conseqüentemente, do significado da idade obtida.

## 2.6 Imagemamento qualitativo por catodoluminescência (CL) e elétrons retro-espalhados (BSE)

O emprego de Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) na obtenção de imagens pancromáticas de catodoluminescência/CL e elétrons retro-espalhados/BSE, antes da datação, aliado à alta resolução espacial, forneceram às microsondas eletrônicas uma robustez analítica sem precedentes na história da geocronologia.

Em condições de rotina, cerca de 100 cristais de zircão são coletados entre a fração menos magnética e montados em uma pastilha padrão de epóxi, com 26 mm de diâmetro, sendo então polida e analisada no MEV. Nos estudos de casos do Capítulo III, parte das imagens foram obtidas na *Australian National University na Electron Microscopy Unit Research School of Biological Sciences*, Camberra em microscópio eletrônico Hitachi S-2250N (análises detalhadas originais dos trabalhos Silva *et al.* 2002 a,b,c). As demais foram obtidas na *University of Western Australia*, no *Centre for Microscopy and Microanalysis*, Perth, em microscópio eletrônico JEOL 6200. Ambos os equipamentos foram operados pelo autor, sob condições de aceleração de voltagem de 15kV.

A observação das imagens pancromáticas (CL) com a locação dos *spots* deve ser rotineira durante a (re)avaliação da interpretação de resultados SHRIMP e LA. Isto permite o reconhecimento de diferentes gerações de zircões e/ou domínios, com base no seu padrão textural. Novo zircão pode crescer nas bordas de um antigo cristal (núcleo), o que resulta em mistura física de cristais com idades distintas. O cristal antigo é denominado de **herdado** e, quando analisado, a idade Pb/U é geralmente mais velha que a do zircão da borda, padrão esse denominado **herança**. Quando no diagrama concórdia as análises dispõem-se ao longo de um feixe aproximadamente linear (reta da discórdia), o intercepto inferior é interpretado como a idade de precipitação dos sobrecrescimentos a partir do líquido magmático (*melt-precipitated*). Esse padrão é comum em granitos crustais, especialmente do tipo S. Nesse caso, a preservação ou não do núcleo, depende da temperatura, composição química do protólito e abundância de zircônio no fundido.

Herança também pode resultar de assimilação de xenocristais da fonte ou de crosta pretérita, durante a ascensão do magma. Por isso é aconselhável datar monazita co-genética para comprovar a natureza do intercepto inferior, uma vez que o mineral raramente ocorre como xenocristal.

O padrão de mistura ou herança pode resultar de recristalização no estado sólido de zircão metamórfico ao redor de cristal pré-existente, sob condições da fácies anfíbolito superior, granulito ou mesmo eclogito. Nesses casos, o intercepto superior corresponde à idade da rocha e o inferior à idade do metamorfismo. Os zircões metamórficos são mais arredondados, multifacetados e

Tabela II.2 Síntese das principais características morfológicas em imageamento qualitativo por CL/BSE e suas interpretações		
	Feições	Interpretações
Morfologia externa do cristal	Idiomorfismo <i>versus</i> recristalização periférica	Indica respectivamente, preservação das características magmáticas ou recristalização metamórfica
Morfologia interna	Homogeneidade <i>versus</i> distinção entre núcleo e sobrecrescimento(s)	Indica respectivamente, evolução simples (magnética ou metamórfica)
	Zoneamentos oscilatórios, em setor ou complexos	Indica deposição magmática ( <i>melt-precipitated</i> ) do domínio (núcleo e/ou sobrecrescimento)
	Apagamento das texturas magmáticas	Alterações pós-magmáticas: metamorfismo, ou metamitização
	Fraturas radiais ou concêntricas	Expansão por metmitização
Forma do núcleo	Idiomórfico	Ígneo (restito ou xenocristal) ou metamórfico (xenocristal)
	Arredondado	Corrosão magmática (restito ou xenocristal); corrosão metamórfica (xenocristal) ou abrasão (xenocristal detrítico)
	Contorno fraturado	Xenocristal detrítico
	Contorno irregular	Corrosão magmática ou metamórfica
Variações nas taxas de luminescência (CL e BSE)	Tonalidades cinza-médio uniforme, tanto em CL quanto em BSE	Origem magmática. Conteúdos de U e Th normais (magmáticos); razões Th/U magmática (0.2-0.8)
	Tonalidades cinza-claro e branco (alta luminescência)	Baixos conteúdos em U (e Th), baixas razões Th/U, (< 0.1); domínios metamórficos de faces anfíbolito alta a eclogito
	Tonalidades cinza-escuro a preto em CL (baixa luminescência)	Alto conteúdos de U (> 1000 ppm) domínios magmáticos metamitizados



Fig. 2.7a Zircões naturais.



Fig. 2.7b Mesma população tratada (abrasão) para análise por diluição isotópica (Cortesia de Richard Armstrong).

irregulares que os cristais magmáticos. Podem substituir inteiramente o cristal original e, assim, os resultados não formam um intercepto superior e a idade de cristalização da rocha não pode mais ser determinada.

Herança e idades mistas são mais facilmente identificadas por meio de imageamento (CL e/ou BSE) previo às datações. As imagens CL registram com alta resolução a correlação (quantitativa) negativa entre a intensidade de luminescência em CL e o conteúdo de U (e.g. Rubatto et al. 1998). Texturas magmáticas são particularmente caracterizadas por zoneamento oscilatório, produzido pela cristalização alternada de bandas ricas (baixa luminescência) e pobres em U (alta luminescência). Os zircões metamórficos, por outro lado, são destituídos de zoneamento oscilatório e se caracterizam por estrutura interna via de regra homogênea, por destruição da estrutura magmática prévia (Tab. II.2)

O capítulo III ilustra em detalhe as possibilidades interpretativas em várias centenas de imagens pancromáticas de CL e BSE, obtidas em mais de meia centena de amostras, as quais constituem um referencial prático de imageamento qualitativo aplicado à geocronologia. A tabela II.2 sintetiza as principais características morfológicas em imageamento qualitativo por CL/BSE e o significado petrocronológico dessas características.

## 2.7 - Escolhendo a técnica adequada

Com a entrada em funcionamento da Rede Geochronos, o SGB poderá proporcionar ao seu quadro de pesquisadores a possibilidade de utilização das técnicas mais adequadas aos estudos regionais. Para tanto, é necessário discutir com algum detalhe as vantagens e limitações de cada uma das 3 técnicas de maior interesse. Genericamente, o espectro de problemas geocronológicos (idade de cristalização, de metamorfismo, de hidrotermalismo, etc) que pode ser resolvido tanto pela sistemática TIMS quanto por microsonda iônica de ionização secundária (SIMS) como SHRIMP, LA-ICP-MS,

Cameca e NanoSims é bastante similar.

Em breve histórico, pode dizer-se que a partir da década de 1980 a geocronologia passou por uma fase de incorporação de importantes avanços tecnológicos que elevaram as geociências a novo patamar. Na sistemática TIMS foram introduzidas por Krogh e sua equipe, técnicas inovadoras na preparação de amostras, como a abrasão a ar dos cristais para remover a superfície externa o que permite incremento da concordância analítica pela eliminação das bordas alteradas dos cristais (Figs. 2.7a e 2.7 b). Com isso, a partir de meados da década tornou-se possível obter análises de zircões arqueanos com erro de  $\pm 1$  Ma (0.1%). Ademais, a redução acentuada dos brancos analíticos permitiu a obtenção de análises mais precisas em cristais individuais, ou mesmo em parte de grãos (Krogh, 1982). Nessa mesma época também verificou-se um amadurecimento das novas técnicas analíticas em espectrômetros de massa de ionização secundária. Esse avanço decorreu do alto desempenho e produtividade de microsondas iônicas de grande porte com alta sensibilidade e resolução espacial e de massa (SHRIMP). Esse equipamento, concebido, construído e aperfeiçoado na *Research School of Earth Sciences* da *Australian National University* está hoje instalado na Austrália (4), Japão (2), EUA (1) Canadá (1) e China (1). A Rede Geochronos no Brasil está em fase de tornar-se mais uma instituição a incorporar esses avanços.

Devido à alta sensibilidade e versatilidade, a microsonda iônica (modelo SHRIMP I) inicialmente utilizada para datação de materiais extraterrestres, como a brecha lunar da Missão Apollo 17 em 1982, tornou-se, a partir da década de 1980, uma ferramenta com crescente aplicação no estudo da história geológica da Terra. Os avanços introduzidos no modelo atual (SHRIMP II) permitem sua utilização em mais larga escala para fins estratigráficos e de pesquisa mineral e representam o maior salto tecnológico e científico das Geociências nas últimas décadas, e o sonho de consumo tecnológico de 10 em cada 10 laboratórios de geocronologia no mundo. A razão principal dessa preferência deve-se principalmente à alta resolução espacial, uma



vez que rochas e amostras podem ser heterogêneas em qualquer escala, mas os diminutos cristais podem guardar a memória isotópica de diversas fases de crescimento sobrepostas em escala sub-micrométrica (Figs. 2a e 2b). Assim, somente com o estudo prévio de imagens de CL e BSE e análises por técnicas de alta resolução espacial é possível a identificação e exclusão de domínios heterogêneos (mistos) do cálculo de idades.

A figura 2.7.2a mostra uma fotografia da microsonda SHRIMP II do mesmo modelo adquirido pela Rede Geochronos, presentemente em fase de montagem no laboratório australiano.

A seguir apresentamos em detalhe um estudo comparativo do desempenho das 3 técnicas mais avançadas em geocronologia U-Pb, ID-TIMS, SHRIMP e LA-ICP-MS.

### 2.7.1 A técnica ID-TIMS

A técnica TIMS é também referida como “convencional” por se basear na dissolução isotópica (via úmida) e por ser comparativamente mais madura do que as “novas” técnicas baseadas em ionização secundária (SIMS). Após 3 décadas de aperfeiçoamento contínuo da técnica SHRIMP, se aproxima o tempo em que também ela passará a ser referida como “convencional” frente às demais técnicas de alta resolução espacial (LA-ICP-MS, NanoSims e Cameca). Como o SGB não produz rotineiramente análises TIMS, no presente trabalho não serão discutidos seus detalhes analíticos, embora se constitua na mais precisa, universalmente empregada e acessível em geocronologia U-Pb.

**Principais vantagens comparativas da técnica TIMS** A alta precisão das análises por DI é a sua maior vantagem, insuperável em estudos geocronológicos que demandem precisão com erros da ordem de 0,1%, eventualmente menores, em amostras de qualquer idade. Por isso, é especialmente indicada em, por exemplo, determinações precisas de cronoestratigrafia magmática em rochas de qualquer idade, comparação detalhada de trajetórias P-T-t, discriminação de terrenos e de idades de eventos mineralizadores e de suas encaixantes magmáticas.

**Principais limitações da técnica TIMS** Apesar da alta precisão, a sistemática tem algumas desvantagens, em especial: i) exigência de laboratórios ultra limpos; ii) os procedimentos são lentos (uma datação por semana, contra cerca de até 2-3 por dia no SHRIMP); iii) o volume do material a ser datado é relativamente grande (o cristal inteiro); iv) o método é destrutivo, pois requer dissolução completa da amostra, não permitindo repetição; v) baixa resolução espacial e baixa acurácia geológica em domínios heterogêneos. No caso de herança e/ou zircões com morfologia interna muito complexa, as análises podem representar a média de misturas isotópicas e não uma idade geológica; v) impossibilidade de obtenção rotineira de idades de populações múlti-

plas (i.e. sedimentos); vi) impossibilidade de preservação da amostra.

### 2.7.2 A técnica SHRIMP

A microsonda iônica SHRIMP é um equipamento SIMS de grande porte (Fig. 2.7.2a) que utiliza uma fonte primária, constituída por um feixe de elétrons de alta energia (em geral  $O_2^-$ ). Como outros espectrômetros de massa, a microsonda combina um analisador eletrostático que atua como filtro de energia e um setor magnético de porte para análise de massa, um arranjo designado de “dupla focalização”. O detector de íons é uma multiplicadora de elétrons, como esquematiza a Figura 2.7.2b. A Figura 2.7.2c ilustra a incidência do feixe iônico primário de  $O_2^-$  sobre o *spot* e a trajetória do feixe secundário, ionizado a partir da vaporização do conteúdo do *pit*, e que será capturado e analisado no espectrômetro de massa. A diminuta amostra, com 25  $\mu m$  de diâmetro e 2-3  $\mu m$  de profundidade, é extraída pelo feixe primário, o qual incide sobre a amostra a  $45^\circ$  (Fig. 2.7.2c e d) e deixa uma cavidade (*pit*) por extração de íons os quais passam a integrar o feixe secundário. Para comparação, a imagem também mostra um *pit* resultante de ablação a laser (detalhes adiante).

#### **Principais vantagens comparativas da técnica SHRIMP**

Grande variedade de materiais geológicos são passíveis de serem analisados pela sistemática SHRIMP, tais como zircão, monazita, titanita, rutilo, badeleíta, perovskita, xenotima, S e Pb, O, Ti em sulfetos (aplicação em estudos metalogenéticos). Ademais, determinações pontuais de Elementos Terras Raras e outros elementos-traços corroboram a versatilidade do método. Entretanto, sua maior vantagem, relativamente aos demais métodos, é a alta resolução espacial em escala  $\mu m$ , o que possibilita a seleção de domínios homogêneos em cristais com estrutura interna complexa, resultante da superposição de várias fases de crescimento, notadamente em zircão. Como consequência, a possibilidade de obter-se análises pontuais, aliadas à rapidez analítica, conferem ao método SHRIMP um desempenho diferenciado. Por isso, o SHRIMP proporcionou os mais consistentes avanços no conhecimento da evolução geológica nas últimas duas últimas décadas, responsáveis por um salto qualitativo importante no conhecimento da evolução geológica e nos controles de depósitos minerais em escala global.

**Principais limitações da técnica SHRIMP** Um dos maiores problemas operacionais da técnica relaciona-se com o “efeito-matriz”, o que demanda a calibração das análises obtidas em zircões com análises de zircões padrões, inseridos no mesmo recipiente das amostras (*mount*). Esse procedimento é indispensável para assegurar que os desvios instrumentais que ocorrem durante uma seção analítica sejam acessados e corrigidos pela análise repedida do padrão (zircão). Em geral a proporção é de 1 análise em



Figura 2.7.2a Fotografia da Microsonda iônica (de grande porte) SHRIMP II, em funcionamento no Laboratório de Geocronologia da Research School of Earth Sciences da Australian National University. Modelo correspondente ao adquirido pela Rede GEOCHRONOS).

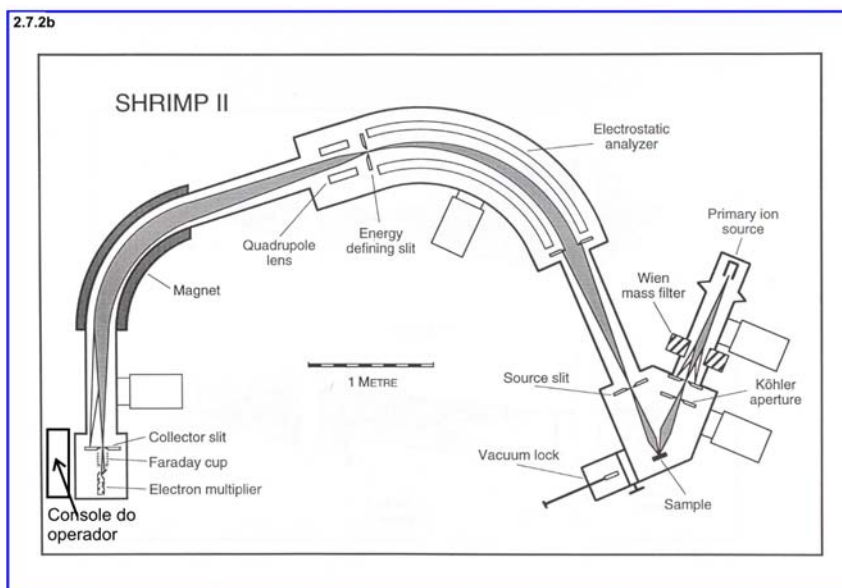


Figura 2.7.2b Diagrama esquemático (na mesma posição da figura 2.7.2a) mostrando os principais elementos da óptica iônica e as trajetórias dos feixes de íons primários e secundários do SHRIMP (modificado de Williams 1998). Notar a coluna iônica primária incidindo a 45° sobre a amostra, e a partir daí, a trajetória da coluna secundária (amostrada) passa pela câmara do analisador eletrostático, pelo eletromagneto laminado para separação das distintas massas e a coleta no multiplicador de elétrons secundários para leitura (medida) das massas. Finalmente, no console do operador, é registrada a gravação e exibição dos resultados.

spot do padrão para cada 3 ou 4 análises em spots de domínio(s)/cristal(is) desconhecido(s).

O principal problema com zircões padrões é que, para obter análises com a precisão desejável e com diferença máxima de 1-2% em relação a uma análise TIMS, é necessário o emprego de cristais naturais, cuidadosamente selecionados e com as seguintes especificações: i) com-

posição química semelhante a dos zircões a serem analisados; ii) sejam mineralogicamente puros; iii) haja quantidade apreciável e suficiente para diversas calibrações por DI e servir de padrão em milhares de análises SHRIMP; iv) o tamanho de grão deve exceder 50 µm; v) suas razões Pb-U e Pb-Th devem ser concordantes em mais de 1% em uma escala de < de 5 µm; vi) deve ser suficientemente

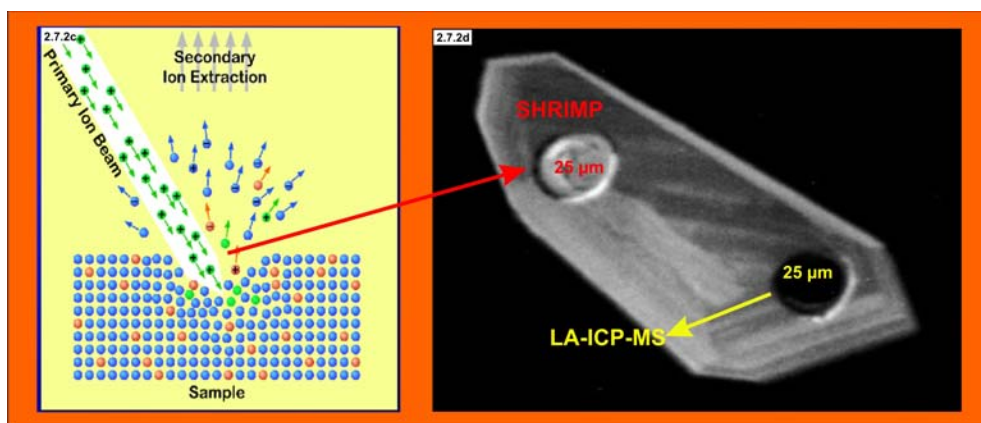


Figura 2.7.2c Diagrama esquemático da incidência do feixe iônico primário a 45° da superfície do "spot" a ser analisado, e a extração dos íons secundários (a serem analisados).

Figura 2.7.2d Imagens de CL de um zircão que mostra (acima) o "pit" analítico de 25 µm de diâmetro por 2/3 µm de profundidade. Abaixo um "pit" idêntico de análise por ablação a laser (Imagem, cortesia, Richard, Armstrong).

antigo para conter abundante  $^{207}\text{Pb}$  radiogênico, mas não tão antigo que possa ter conter efeitos de radiação (metamitização), sendo o intervalo de idades ideal de 1000 e 1500 Ma. Deve, ainda, ter conteúdos intermediários de U (200-1000 ppm) e razões Th/U, preferencialmente entre 0.1 a 0.5 em todos os domínios (William, 1998). Portanto, a obtenção de padrões que obedeçam a todas essas exigências e ainda que ocorram em quantidades que permitam a realização de milhares de análises é a maior limitação operacional da técnica. Parte das datações discutidas no Capítulo III, realizadas no laboratório da *Australian National University*, utilizaram como padrão o zircão "AS3", cuja idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $1099.1 \pm 0.5$  foi precisamente determinada em TIMS por Paces e Miller (1993). Nas análises obtidas no equipamento da *Curtin University*, em consórcio com a *University of Western Australia*, o padrão são cristais de zircão da fácies granulito de Sri Lanka (CZ3), cuja idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  obtida por TIMS foi precisamente calculada em  $572.2 \pm 0.4$  Ma (Claué-Long *et al.*, 1995).

Há, no entanto, uma limitação economicamente importante e que inibe a universalização da técnica. Esta realciona-se com o alto custo do equipamento, em torno de US\$ 3,000,000.00, e cerca de 3 vezes o custo de um espectrômetro TIMS ou de um equipamento LA-ICP-MS.

### 2.7.3 Estudo comparativo do desempenho analítico TIMS x SHRIMP

**Precisão em análises TIMS x SHRIMP** Uma comparação das duas técnicas mostra que as incertezas analíticas em uma análise individual SHRIMP são em média 1% maiores que em uma análise individual por DI. A maior imprecisão SHRIMP relaciona-se ao volume de material utilizado na análise por microsonda que é 2 a 5 vezes menor do que o requerido na análise por DI. A figura 2.7.2d ilustra a diminuta massa vaporizada em um *pit* analítico individual (~25 µm de

diâmetro por 2-3 µm de profundidade), o que consome apenas 1-10 ng de zircão por *spot*. Para obter a mesma análise pela técnica TIMS, todo o cristal seria dissolvido, o que significa mais de 1000 ng (ver comparação entre as performances das duas técnicas na Tab. II.3). Isso explica porque a precisão de uma análise individual SHRIMP é menor, porém isso não necessariamente distorce a idade "verdadeira", uma vez que, mediante o tratamento estatístico das idades agrupadas, pode-se reproduzir a idade e a precisão do TIMS, o que caracteriza a alta precisão do método (Williams, 1998). Em outros termos, precisão interna de uma análise isolada SHRIMP (erro de 1s), a um nível de confiabilidade de 68.3%, é sensivelmente reduzido com uma análise agrupada, que tem nível de confiabilidade de 95% (erro cotado em 2s). Nesse caso, dependendo do número de análises agrupadas (n) e da idade da amostra, a precisão pode alcançar patamares equivalentes aos das análises TIMS.

Como já foi mencionado no item 2.4, o erro analítico no SHRIMP é inversamente proporcional à idade do material analisado, em função da concentração do Pb radiogênico. Em geral, os erros cotados em 2s nas análises agrupadas SHRIMP decrescem de 1.5% em amostras com idades entre 500 e 1500 m.a., para 0.5% em amostra com 1900 m.a. e 0.2% em amostras com 2700 m.a. (Stern, 1997). Ou seja, idades agrupadas SHRIMP, especialmente em amostras mesoproterozóicas e arqueanas, mais ricas em Pb radiogênico e cujas idades são medidas pelas razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , são equivalentes às idades TIMS, dentro do erro do método (Stern, 1997).

**Acurácia "geológica" TIMS x SHRIMP** Como visto, a determinação da idade em uma análise individual TIMS consome volume de material maior (cristal inteiro) relativamente ao analisado em um *pit* SHRIMP, e representa a composição média do cristal isotopicamente diluído. Por isso, em cristais morfológicamente complexos, uma análise TIMS representa porções isotopicamente heterogêneas e, ape-

	SHRIMP	ID-TIMS
Massa de zircão analisada	1-10 ng por <i>pit</i>	> 1000 ng por fração
Massa de Pb analisada	~0.1 pg por <i>pit</i>	> 100 pg por fração
Pontos datados por ano	12000 = 40 <i>spots</i> /dia, em 300 dias	1200 (estatística de laboratórios canadenses)
Custo aproximado por amostra	US\$ 1.000,00 a 2.000,00, dependendo da complexidade dos zircões	US\$ 1.500,00 a 2.000,00
Possibilidade de determinação precisa (< 0.1% , 2σ) de idades (agrupadas) de eventos geológicos	É possível em alguns casos, mas com trabalho muito intensivo e custos muito altos	É rotineiramente possível em muitos casos, mas difícil em zircões complexos
Facilidade para resolver problemas de datação complexos (herança, perda de U-Pb, sobrecrecimentos, etc.)	Muita, caso exista contraste suficiente de idades entre os eventos	Possível em alguns casos porém com trabalho intensivo e custos muito altos; pode gerar incertezas na interpretação das idades
Possibilidade de execução de estudo de fontes detríticas	Rotineiramente possível para levantamentos rápidos; menos preciso para determinação de fontes mais jovens (< 1500 Ma)	Pequena exigindo trabalho intensivo e conseqüentemente a custos muito altos; excelente para determinação de idades mais jovens
Possibilidade de desenvolvimento de estudos <i>in situ</i> (contextuais)	Excelente, tanto em seções polidas quanto em seção de rocha	Impossível
Destino do material analisado	Preservado, método essencialmente não destrutivo	Amostra destruída
Efeito de matriz	Depende do emprego de padrões para neutralização do efeito matriz	Independente de efeito de matriz, não necessitando de padrões

sar da maior precisão, as idades são menos acuradas e podem ser destituídas de significado geológico.

A possibilidade de obter-se análises pontuais precisas, em pequenas quantidades de material extraído em *pit* com volume diminuto, proporciona à técnica SHRIMP sua alta resolução espacial. Isto, por seu turno, resulta em maior acurácia geológica em amostras complexas pois permite a obtenção de idades em domínios individuais as quais podem ser previamente testadas com rejeição das análises em domínios afetados por discordância, ou herança. A população agrupada que fornecerá a idade do evento será sempre uniforme e permitirá que o tratamento estatístico possa fornecer uma idade agrupada homogênea, acurada e precisa, impossível de reprodução por DI no mesmo cristal complexo.

Uma forma acurada de avaliar o desempenho TIMS X SHRIMP é comparar diversas datações obtidas por meio de ambas técnicas em uma mesma amostra com zircões morfologicamente complexos e importante herança, como efetuado no Plúton Dalgety (*Lachlan Fold Belt*, Austrália). Trata-se de granodiorito do tipo-S com uma população de zircões de morfologia interna complexa e abundante herança detrítica na forma de núcleos herdados, sobrecrecidos por fina auréola de zircão magmático (Fig. 2.7.3a). O resultado do teste de desempenho de ambos métodos é um dos exemplos mais ilustrativos da comparação entre precisão e acurácia analíticas entre as duas técnicas.

Os resultados das análises por diluição isotópica (Fig. 2.7.3b) formam um arranjo simples de quatro zircões co-lineares que parecem definir uma simples linha de mistura (discordia), relacionada à perda de Pb\* em evento termo-tectônico pós-magmático. Essa “discordia” aponta uma idade de ~ 380 Ma (intercepto inferior), supostamente representativa da idade média dos sobrecrecimentos magmáticos e, portanto,

da cristalização do plúton. A idade aparente do intercepto superior de ~ 1750 Ma, teoricamente representaria a idade (média?) dos núcleos herdados. Essa é a melhor interpretação possível para o estudo TIMS. Entretanto, conhecendo-se a natureza heterogênea dos cristais datados, deduz-se que o arranjo co-linear das análises e os valores dos interceptos são artefatos analíticos da técnica (efeito herança), destituídos de significado geológico.

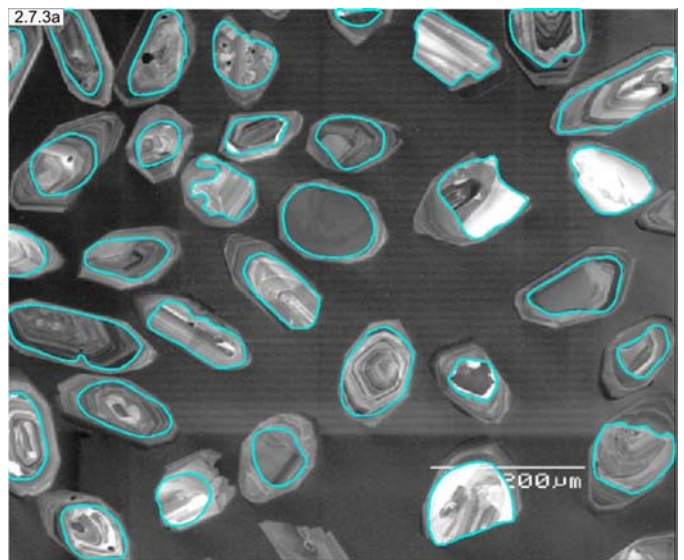


Figura 2.7.3a Granodiorito Dalgety (tipo-S), do Cinturão Dobrado Lachlan (Austrália). Zircões com morfologias internas complexas, caracterizadas por largos núcleos detríticos herdados, e sobrecrecimentos periféricos, com zoneamento oscilatório magmático (*melt-precipitated*) (Imagens CL Cortesia de Richard Armstrong).

Para comprovar essas deduções, um cristal co-magmático de monazita, destituído de herança, foi datado por DI (*single grain*) (Fig. 2.7.3c). A análise forneceu idade aparente concordante de ~ **420 Ma**, mostrada como uma elipse azul, de erro  $2s$ , na Figura. Esse resultado pode ser interpretado como a idade de cristalização do plúton, uma vez que a monazita é co-magmática da população de zircões e o cristal analisado é homogêneo e destituído de herança. Portanto, a datação obtida na monazita confirmou o que as imagens CL mostravam, que a idade de ~ 380 Ma do intercepto inferior da análise de zircão, cerca de **40 m.a.** mais jovem, refletia uma mistura heterogênea, sem significado geológico (efeito herança).

No mesmo diagrama concórdia da Fig. 2.7.3c foram lançados os resultados SHRIMP obtidos nos cristais individuais de zircão, exclusivamente em domínios homogêneos (sobrecrescimentos magmáticos), sem a contaminação de núcleos herdados, os quais foram previamente descartados pela observação das imagens CL. Os dados das análises individuais SHRIMP estão representados pelas elipses maiores e vasadas, com erro de  $1s$ . A comparação entre ambos resultados ilustra, simultaneamente, a mais importante limitação e maior vantagem do SHRIMP, isto é, a menor precisão nas análises individuais e a alta resolução espacial. Também é evidente que os erros nas diversas análises individuais SHRIMP, repre-

sentados pelas elipses maiores, são muito maiores do que o da elipse de erro da análise TIMS da monazita, e, assim, tem precisão várias ordens de grandeza menor. Porém, independente da menor precisão das idades individuais, a acurácia das análises SHRIMP é muito boa. Isso é evidenciado pela superposição de praticamente todas as grandes elipses no “olho do alvo” que, no caso, é a elipse de erro da monazita a qual assinala a idade “verdadeira”. Devido à alta resolução espacial e alta acurácia, a idade agrupada SHRIMP obtida pela regressão dos resultados individuais (elipse vermelha), que representa a idade de cristalização do plúton, é equivalente à idade TIMS da monazita (~ 420 Ma). Além disso, as análises agrupadas apresentam erro similar ao da análise TIMS (elipses de diâmetros semelhantes, o que indica que o resultado obtido com a monazita (~ 420 Ma), também reproduzido no SHRIMP, corresponde à idade de cristalização do granodiorito.

Alguns exemplos desses artefatos de análises TIMS em granitos anatóticos brasileiros, também resultando em *trends* lineares fictícios (efeito-herança), foram identificados por análise SHRIMP em diversas amostras (ver Cap III, Itens 2 e 4).

Assim, como regra geral, a sistemática TIMS deve ser utilizada:

- i) Quando se necessita de resultados de alta precisão e

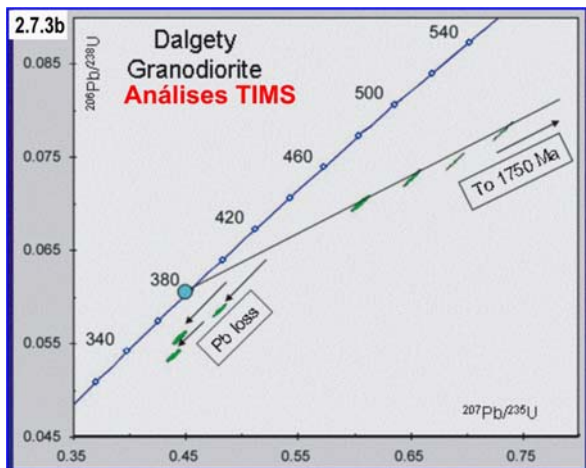


Figura 2.7.3b Análise TIMS em diversas frações de zircões do granodiorito produziu um arranjo de quatro zircões co-lineares que sugere uma linha de mistura simples (discórdia), a qual teria sido afetada por perda de Pb radiogênico posterior. Esse arranjo aponta uma idade de ~380 Ma (intercepto inferior), supostamente a idade média dos sobrecrescimentos magmáticos, e portanto, da cristalização do plúton. A idade do intercepto superior de ~1750 Ma representaria, teoricamente, a idade (média?) dos núcleos herdados. A observação da imagem CL mostra a natureza mista dos cristais datados e evidencia que esse arranjo co-linear das análises, simulando uma discórdia “normal”, é um artefato analítico da sistemática TIMS (“efeito-herança”) e, portanto, as idades dos interceptos são destituídas de significado geológico.

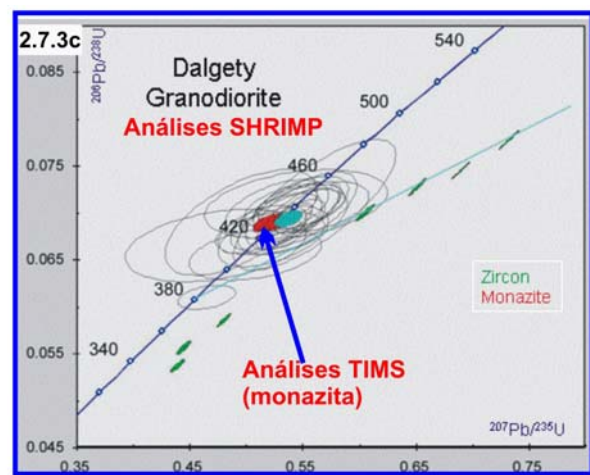


Figura 2.7.3c Uma análise TIMS em monazita da mesma amostra do granodiorito fornece resultado concordante de ~420 Ma (elipse de erro vermelha) o qual, pela ausência de herança nesse cristal, pode ser interpretado como a idade de cristalização do magma. Diversas análises individuais SHRIMP obtidas em domínios homogêneos, magmáticos (elipses de erro vazadas) foram também plotadas no mesmo diagrama. Apesar do grande erro individual, as idades SHRIMP agrupadas (elipse de erro azul) forneceram a mesma idade e a mesma grandeza do erro obtida pela análise TIMS. (Imagem CL e diagramas concórdias, cortesia de Richard Armstrong).

a amostra seguramente não tiver sistemas mistos, metamorfismo de alto grau e herança isotópica;

ii) Para determinar a idade precisa de mineralizações;

iii) Para determinar idades precisas de encaixantes de mineralizações;

iv) Para datar veios e intrusões magmáticas mineralizadas em distritos mineiros;

v) Para estabelecer a cronoestratigrafia magmática precisa e evolução orogênica em distritos mineiros;

vi) Quando se necessita datações precisas para discriminação entre eventos magmáticos em terrenos suspeitos, etc.

A técnica SHRIMP deve ser priorizada quando se conhece ou se suspeita da origem mista e/ou policíclica da amostra, o que demanda análises com maior acurácia (maior resolução espacial) em:

i) Rochas vulcânicas e plutônicas com herança isotópica;

ii) Rochas metamórficas de médio e alto grau nas quais ocorreram modificações na morfologia interna dos cristais de zircão e/ou crescimento de novos cristais, o que implica na abertura parcial ou total do sistema isotópico U-Th-Pb;

iii) Sistemas hidrotermais onde co-existam minerais novos e antigos, além de zircão, titanita, xenotima, rutilo e monazita;

iv) Sedimentos e rochas sedimentares ou metassedimentares;

v) Datação da diagênese em rochas sedimentares e metassedimentares (xenotima);

vi) Datação *in situ* de kimberlitos (zircão e perovskita); depósitos de bauxita (zircão, rutilo e monazita).

Em rochas policíclicas que exijam determinações com precisão e acurácia muito altas, mas caracterizadas por zircões portadores de núcleos herdados, ambas as técnicas podem ser empregadas simultaneamente. A análise SHRIMP permitirá identificar e datar uma população homogênea e livre de herança. Essa análise inicial pode ser complementada em escala regional por diversas análises TIMS, ou mesmo pelo método Pb-Pb por evaporação. Além disso, monazita ou titanita (co-magmáticas) livre de herança, podem ser datadas diretamente por DI.

Uma comparação mais detalhada do desempenho das sistemáticas TIMS e SHRIMP consta da já mencionada tabela II.3.

#### 2.7.4 A técnica LA-ICP-MS

A microsonda Finnegan, modelo Neptune, adquirida pela Rede GEOCHRONOS (Figs. 2.7.4a-c) apresenta uma vasta gama de aplicações em geoquímica isotópica e convencional, e é um equipamento de altíssima versatilidade. Em procedimento por via úmida, com a entrada da amostra no plasma sob a forma de solução, é possível a realizar análises multi-elementares, com a determinação de elementos traços em ppb de material geológico ou rochoso, vidros, minerais e inclusões fluidas. A técnica tem ampla aplicação particularmente em: i) *Óleo e gás*: análises isotópicas de S, O e C e químicas em fases minerais em estudos de diagênese,

com ênfase em rochas reservatório; ii) *Mineração*: análises isotópicas de S, O e C em minerais para estudos metalogenéticos; iii) *Meio ambiente*: monitoramento ambiental em áreas de exploração de petróleo; monitoramento ambiental a partir da análise de elementos traços e razões isotópicas (identificação de fontes de poluição); estudos de recuperação de áreas degradadas. A par dessa amplitude e versatilidade, abordaremos apenas a sua aplicação em geocronologia, por meio de datações radiométricas com o sistema U-Pb pela técnica de ablação a laser (*laser ablation* ou LA). Em tese, qualquer amostra sólida (minerais; pastilhas de rocha prensada ou fundida com metaborato de sódio; polímeros; metais) pode ser analisada. Como no SHRIMP, a amostra pode ser analisada de forma direta, sem passar por dissolução úmida.

O LA é um equipamento acessório ao espectrômetro de massas (ICP-MS) acoplado a um microscópio. Devido a essa característica, possui a mesma resolução espacial da técnica SHRIMP, permitindo a escolha precisa do domínio pontual restrito que se pretende analisar. A análise pode ser obtida de uma pequena região da amostra (25 mm), porém o equipamento é mais versátil que o SHRIMP porque o tamanho dos *pits* pode variar de 200 mm a 25 mm.

A ablação a laser beneficiou-se dos avanços instrumentais proporcionados pela massificação da sistemática SHRIMP em escala mundial. As novas versões do equipamento são multicoletores de alta resolução que cobrem praticamente todo o espectro de possibilidades analíticas do SHRIMP. Assim como no SHRIMP, o LA baseia-se na extração direta de elementos da superfície da amostra. A abrasão dos elementos é feita por um feixe de laser de alta energia, o qual gera um feixe molecular na forma de aerossol de sólidos e gás de argônio ("fumaça"), a partir do *spot* alvo (Fig. 2.7.4c).

O processo de abrasão é independente do de ionização o que permite que ambos possam ser otimizados. Por operar sob pressão atmosférica não requer a geração de vácuo na câmara que contém a amostra. A "fumaça" alimenta uma célula de mistura para retenção do sinal, sendo a amostra então dissociada e ionizada em um plasma de alta temperatura, antes de ser analisada em um setor magnético quadrupolo do espectrômetro de massas (Fig. 2.7.4c). As profundidades dos *pits* são de 2/3 µm. Dessa forma, fornece datações U-Pb de maneira similar à sistemática SHRIMP, porém quanto às dimensões e formas dos *pits* analíticos é mais versátil (Fig. 2.7.4d).

#### **Principais vantagens comparativas da técnica**

**LA-ICP-MS** As situações geológicas aplicáveis ao SHRIMP também o são ao LA. Trata-se de técnica com alta resolução espacial, permite datar cristais com morfologia complexa e a escolha dos pontos e domínios a serem datados pode ser feita a partir do estudo de imagens de CL e BSE. Porém, relativamente ao SHRIMP, a

2.7.4a



2.7.4b

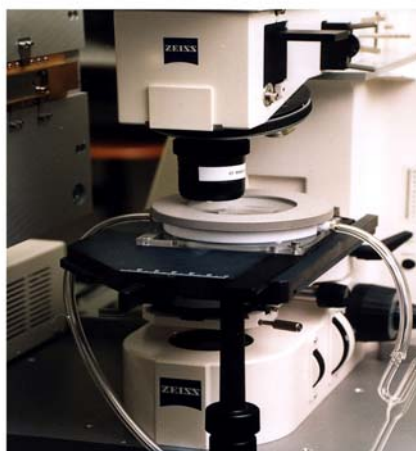


Figura 2.7.4a LA-ICP-MS NEPTUNE, Thermo Finnigan de alta resolução e com multi-coletores, similar ao adquirido pela Rede GEOCHRONO (Foto, cortesia Márcio Martins Pimentel).

Figura 2.7.4b Sistema “Laser-Ablation” e microscópio acoplável ao ICP-MS (Foto, Márcio Martins Pimentel).

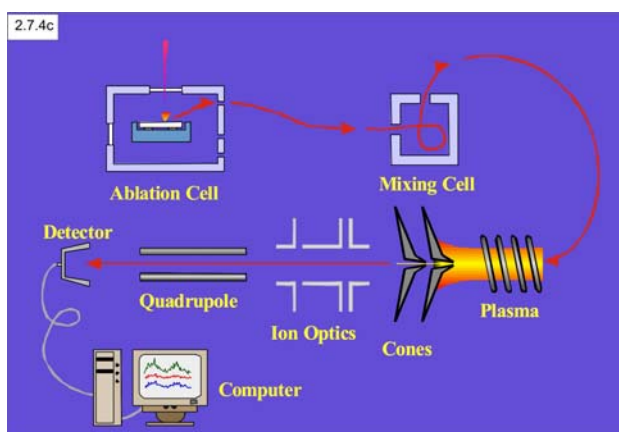


Figura 2.7.4c Fluxo analítico por LA (esquemático): a ablação da amostra na célula de ablação com produção do fluxo secundário (aerosol) iônico (setas vermelhas); passagem dos íons pela célula de mistura para retenção do sinal; entrada no plasma e dissociação e ionização sob alta temperatura. Também é mostrado o ajuste da trajetória dos íons no sistema ótico e, por fim, a análise em setor magnético quadrupolo do espectrômetro de massa, onde ocorre a separação dos íons com massa desejada no magneto e leitura dos sinais nos coletores.

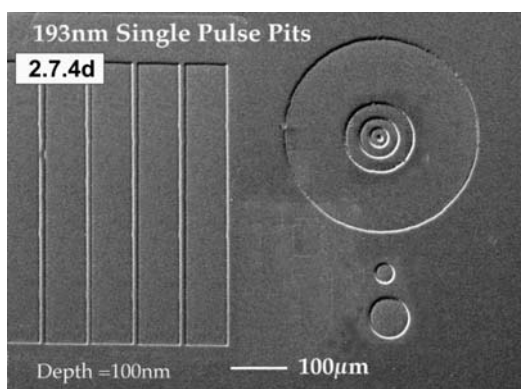


Figura 2.7.4d Diversidade de formas e tamanhos de “pits” por LA, que proporcionam maior flexibilidade analítica quando comparado aos pits do SHRIMP (Imagem, cortesia de Richard Armstrong).

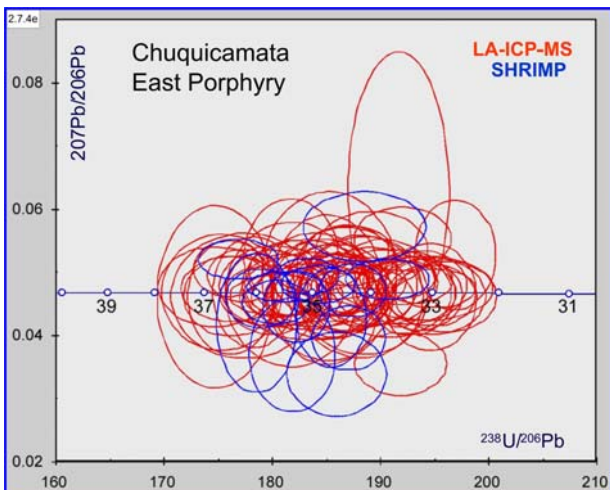


Figura 2.7.4e As análises individuais no LA ICP-MS (elipses de erro vermelhas) são menos precisas e apresentam desvios padrão maiores, sendo necessárias mais análises de LA-ICP-MS para obter erro similar ao do SHRIMP (elipses de erro azuis) (Dados de Ballard et al., 2001, cortesia Richard Armstrong).

principal vantagem do LA reside no curto intervalo de tempo requerido para análise, de aproximadamente apenas 2 minutos, em contraste com o SHRIMP, no qual é de cerca de 15 a 17 minutos. Isto implica em análises com custos muito menores. Assim, para estudos de proveniência em sedimentos, rochas sedimentares e metassedimentares,

o desempenho do LA é muito mais eficiente, pois pode ser ajustado para analisar cristais detríticos a uma velocidade 5 a 10 vezes maior do que a do SHRIMP e, em 24 horas, é possível datar cerca de 220 zircões, contra 30-40 pelo método SHRIMP (Tab. II.4). Além disso, os “pits” podem ter formas e diâmetros diversificados, de 20 a 200 µm de diâmetro, daí ser mais versátil do que o SHRIMP em análises *in situ* (Fig. 2.7.4d).

### 2.7.5 Estudo comparativo dos desempenhos analíticos LA-ICP-MS x SHRIMP

Previamente ao desenvolvimento dos equipamentos multicoletores, só era possível a obtenção de idades no ICP-MS a partir das razões  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  com precisão de 0.5% em amostras arqueanas, e 6% em amostras fanerozóicas, relativamente às análises TIMS. Além disso, só era possível obter as razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  impedindo a certificação do estado de concordância da análise (devido a não determinação da razão U/Pb). Portanto, as análises forneciam apenas idades mínimas. Os atuais equipamentos multicoletores permitem obter as razões  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  e, assim, as idades agrupadas, com incerteza de 0.3 a 3% relativamente às análises TIMS (Machado & Simonetti, 2002), em contraste a 0.2% a 1.5%, respectivamente, dos resultados SHRIMP, o que lhe confere desempenho próximo ao do SHRIMP em

Tabela II.4 Performances comparativas entre as técnicas SHRIMP e LA-ICP-MS		
	SHRIMP	LA-ICP-MS
Massa de zircão analisada	1-10 ng por <i>pit</i>	> 150 ng por fração
Massa de Pb analisada	~0.1 pg por <i>pit</i>	> 1-2 pg por fração
Pontos datados por ano	12.000 = 40 <i>spots</i> /dia, em 300 dias	66.000 = 220 <i>spots</i> /dia, em 300 dias
Custos aproximado por amostra (excluídas análises de proveniência)	US\$ 1.000,00 a 2.000,00, dependendo da complexidade dos zircões	US\$ 200,00 a 300,00
Possibilidade de determinação precisa (< 0.1% , 2σ) de idades (agrupadas) de eventos geológicos	É possível em alguns casos, mas com trabalho muito intensivo e custos muito altos	Não é possível
Facilidade para resolver problemas de datação complexos (herança, perda de U-Pb, sobrecrecimentos, etc.)	Muita, caso exista contraste suficiente de idades entre os eventos	Muita, caso exista contraste suficiente de idades entre os eventos
Possibilidade de execução de estudo de fontes detríticas	Rotineiramente possível para levantamentos rápidos; menos preciso para determinação de fontes mais jovens (< 1500 Ma)	Excelente para trabalhos de detalhe
Possibilidade de desenvolvimento de estudos <i>in situ</i> (contextuais)	Excelente, tanto em seções polidas quanto em seção de rocha	Excelente, tanto em seções polidas quanto em seção de rocha e outros materiais sólidos
Tamanho e forma dos <i>pits</i> analíticos	Tamanho (~25 µm) e forma (circular) fixos	Tamanhos de 20 a 100 µm e forma variáveis; mais flexibilidade analítica
Destino do material analisado	Preservado, método essencialmente não destrutivo	Amostra destruída
Efeito de matriz	Depende do emprego de padrões para neutralização do efeito matriz	Depende do emprego de padrões para neutralização do efeito matriz



rochas arqueanas (Tab. II.4). Portanto, são necessários maiores refinamentos na calibração de ambas as técnicas caso a acurácia das idades U-Pb necessitem ser melhores do que 1.5% no SHRIMP ou 3% no LA-ICP-MS, quando cotejadas com as análises TIMS.

Para obter uma datação U-Pb por LA, cada análise gera uma cavidade de 10 a 30 µm de diâmetro, o que consome cerca de 150 ng de zircão, ~50x mais zircão por análise do necessário em análise com precisão similar no SHRIMP. Ou seja, a técnica é menos precisa e acurada e, comparativamente ao SHRIMP, as análises por LA têm desvios padrão maiores, o que requer número maior de análises individuais para erro similar. A (Fig. 2.7.4e) ilustra a diferença de resolução das duas técnicas de análises individuais em uma rocha vulcânica, relacionada a mineralizações de Cu-pórfiro de Chuquicamata, com idade ~ 31 Ma.

Em resumo, a técnica LA-ICP-MS deve ser preferida para:

i) Apoio à cartografia em terrenos ou regiões desprovidas de análises geocronológicas precisas ou apenas com dados de Rb-Sr e K-Ar;

ii) Apoio à cartografia em terrenos policíclicos e/ou polifásicos, na impossibilidade de obtenção de análises SHRIMP;

iii) Apoio à cartografia em terrenos de qualquer natureza em projetos de orçamento restrito;

iv) Rápido *Follow up* de anomalias geofísicas e/ou geoquímicas, etc;

v) Projetos de reconhecimento em áreas virgens, para pronta identificação de rochas magmáticas desprovidas de herança isotópica, o que permite futuro detalhamento por DI.

Cabe também ressaltar que a perspectiva de aplicação disseminada no país de técnicas micro-analíticas de alta resolução espacial e analítica, como o LA e SHRIMP, representam um prospecto encorajador para diversos temas relacionados a datações, como zircões detríticos, em estudos de proveniência; determinação de limites de idades em bacias sedimentares e metassedimentares (zircão, xenotima, monazita); idade da deposição e diagênese (Fig. 2.7.5a); idades de mineralizações singenéticas; análise de terrenos (datação de picos de metamorfismo, magmáticos e, em depósitos recentes, de sedimentação (Estratigrafia "Fantasma"). A tabela II.4 resume os desempenhos de ambas técnicas.

## 2.8 Considerações finais

A aplicação conjunta em larga escala das técnicas SHRIMP, LA-ICP-MS e TIMS deverá ser utilizada não apenas para estabelecer a cronoestratigrafia das áreas cartografadas, mas deverão propiciar uma nova abordagem petrocronológica no mapeamento básico do SGB. Nos futuros trabalhos a contextualização regional dos resultados, no âmbito de cada terreno/orógeno, deverá contribuir para

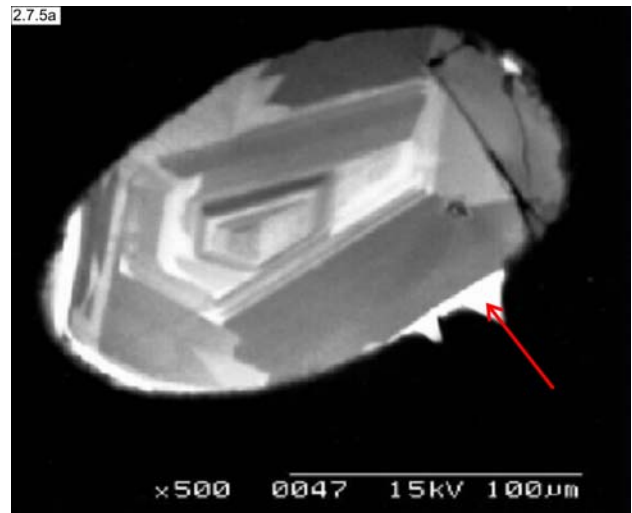


Figura 2.7.5a Novas Fronteiras das técnicas (SHRIMP e LA): A xenotima é iso-estrutural com o zircão e pode crescer (seta) em zircões detríticos durante a diagênese de um sedimento. Monazita também se forma durante a diagênese. A datação desses minerais pode fornecer uma medida direta da idade da sedimentação, sendo particularmente útil no estudo de sedimentos pré-cambrianos não fossilíferos (Imagem CL, cortesia Richard Armstrong).

delinear a escala de tempo interna e o *timing* dos eventos regionais de magmatismo, fusão parcial, metamorfismo e colisão mesmo em terrenos desprovidos de dados geocronológicos prévios.

A médio prazo, devido às dimensões subcontinentais do Brasil e à carência de dados radiométricos, a aplicação das técnicas SHRIMP/LA em larga escala em nosso território poderá ser o passaporte para o país ingressar no restrito clube de nações cuja aplicação sistemática de métodos analíticos de alta resolução espacial permitiram a identificação de fragmentos de rochas ou minerais testemunhos da história mais antiga do planeta: *The Early Earth* (Fig. 2.8). O clube inclui a Austrália, onde Wilde *et al.* (2001) dataram no SHRIMP II da *Curtin University*, o material mais antigo da Terra: um cristal de zircão do quartzito de Monte Narryer e Jack Hills, no Cráton Yilgarn, obtendo a idade de 4404±8 Ma. Da mesma forma, no Canadá, Bowring e Williams (1999), com os equipamentos SHRIMP I e II da *Australian National University*, identificaram a rocha mais antiga já datada no planeta, o (orto) Gnaiss Acasta, com 4031±8 Ma (Fig. 2b). O gnaiss é ~ 620 m.a. mais velho que a rocha mais antiga datada até o presente no Brasil, e na América do Sul, que é o gnaiss tonalítico Bom Jesus (RN), o qual forneceu a idade de 3412±8 Ma, obtida no equipamento SHRIMP I, na *Australian National University* (Dantas *et al.*, 2004).

Como última reflexão, é importante sempre ter em conta, os ensinamentos do Prof. S. Moorbath de que apesar da alta tecnologia "*Four zircons do not maker a continent*", apesar da alta tecnologia, ou seja, "Quatro zircões não fazem um continente".

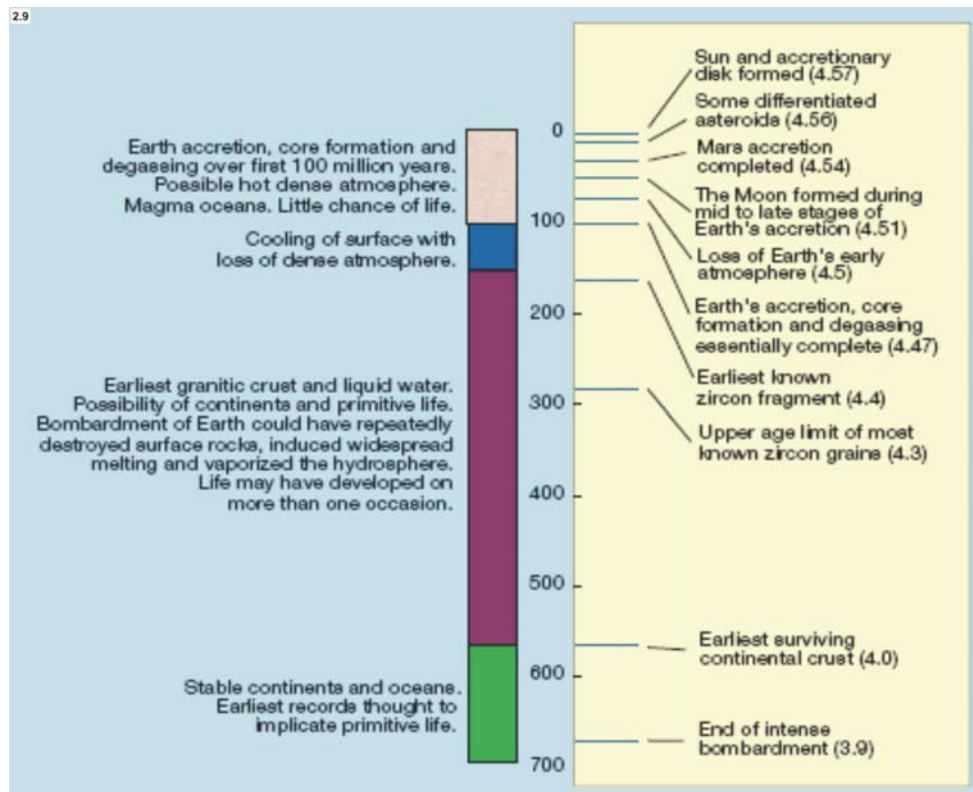


Figura 2.8 A história mais antiga da terra a partir da origem do sistema solar (em milhões de anos). Números à direita mostram as idades absolutas em bilhões de anos. A modelagem dinâmica, as datações U-Pb em meteoritos, e o uso de núcleos de vida-curta, fornecem evidências dos primeiros 100 milhões de anos de existência do sistema solar. O "período de trevas", anterior a 4 bilhões de anos, designado Hadean, é um período no qual parece não haver rochas sobreviventes. Tudo que temos desse tempo são alguns poucos cristais de zircão. Os trabalhos de Wilde *et al.* (2001) e Mojzsis *et al.* (2001) são as mais recentes demonstrações de que apesar de tudo, zircões representam um arquivo fantástico de informações sobre a Terra Primitiva (Tradução da legenda da figura 1, de Halliday (2001). "In the beginning," *Nature*, 40, p.144).

### 3. A técnica Pb-Pb Evaporação

Esta técnica, re-definida por Kober (1986; 1987), baseia-se na ionização, por evaporação, de um cristal inteiro de zircão, em espectrômetro de massa de ionização termal (*Thermal Ion Mass Spectrometre*) com filamento duplo. A técnica permite determinar apenas as razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e impossibilita a certificação do estado de concordância da análise, por não fornecer dados para obter a razão U/Pb, e, assim, os resultados representam apenas idades mínimas. Para compensar a impossibilidade de obter a razão U/Pb, no decorrer de uma análise completa, diversas idades de evaporação  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  podem ser determinadas em um grão por meio de patamares de aquecimento (Fig. 3.1). Mesmo zircões de qualidade relativamente baixa podem ser datados pelo método, após um estágio preliminar de *outgassing* (Cocherie *et al.*, 2001; Cocherie *et al.*, 2005). Se todos os patamares fornecerem a mesma idade, o resultado teria equivalência razoável com as idades obtidas por SHRIMP e TIMS, embora com menor precisão (Cocherie *et al.*, 2005). No Brasil há estudos comparativos consistentes sobre o desempenho dos procedimentos TIMS x Pb-Pb Evaporação e demonstram a menor precisão do último (e.g. Macambira & Scheller, 1994;

Gaudette *et al.*, 1998). Relativamente à técnica SHRIMP, a precisão também é menor, em especial em amostras mais jovens que 1500 Ma, e, nesses casos, a precisão é semelhante à obtidas no LA-ICP-MS. Em estudo integrados das três técnicas, Cocherie *et al.* (2005) obtiveram, em uma amostra com idade de cristalização de ~ 288 Ma, erro de 1 m.a. pela técnica ID-TIMS, de 4 a 8 Ma pela técnica Pb-Pb e de 2 a 5 m.a. no SHRIMP (erros cotados em  $2s$ ), o que demonstra o excelente desempenho dessa técnica alternativa. Os autores ressaltam a conhecida limitação do método quando aplicada a zircões portadores de herança e/ou sobreposição metamórfica, pois os resultados podem representar mistura de idades, sem significado geológico. Isso é decorrência da falta de resolução espacial devido à evaporação total do grão, o que torna o método inapropriado para datar cristais complexos. Devido a essas limitações metodológicas, no Brasil, as primeiras tentativas de datação de ortognaisses arqueanos de alto grau (Complexo Caraíba na BA), não foram bem sucedidas. Em função da baixa resolução espacial do método, resultados de  $2101 \pm 11$  Ma e  $2018 \pm 4$  Ma em zircões de uma mesma amostra, foram atribuídos respectivamente à acreção juvenil e ao metamorfismo paleoproterozóico (Ledru *et al.*, 1993; Sabaté *et al.*, 1994, Teixeira *et al.*, 2000). Posterior-

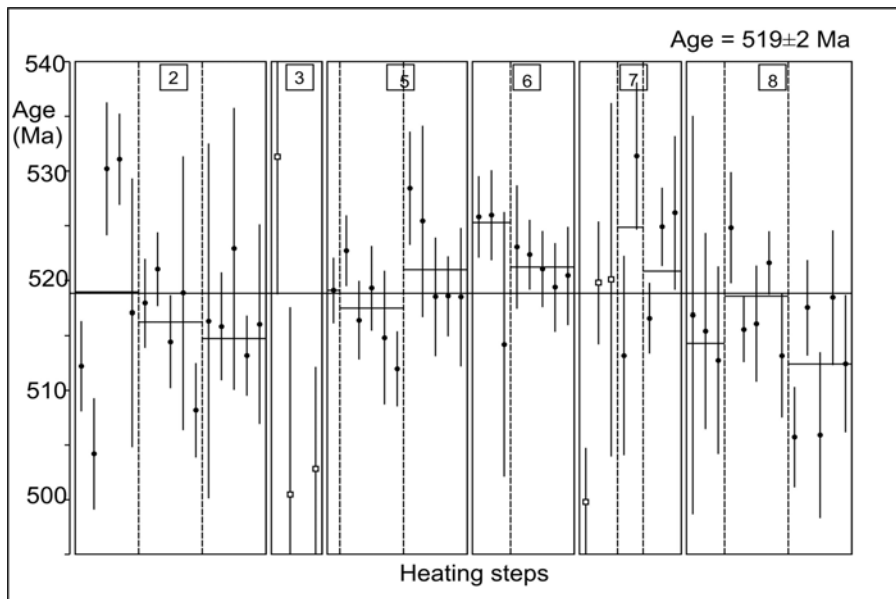


Fig. 3.1 Exemplo de datação Pb-Pb de granitóide pós-colisional, com população de zircões homogêneos, destituídos de herança. A idade é equivalente à obtida na mesma suíte por TIMS (Granito Caladão, Orógeno Araçuaí, MG) (Cortesia Prof. Carlos Maurício Noce).

mente, novas tentativas para datar a cristalização da seqüência máfica de Caraíba e Medrado, produziram resultados de  $2001 \pm 35$  Ma e  $2038 \pm 19$  Ma, também interpretadas como idades de cristalização (Oliveira & Lafon, 1995). Somente com a introdução da técnica SHRIMP o significado desses resultados passou a ser relacionados ao pico da recristalização metamórfica dos zircões, e obteve-se idades precisas de cristalização entre  $\sim 2550$ - $2750$  Ma nos núcleos e domínios menos alterados dos zircões (Silva et al, 1997b; Cap III; Item 7, abaixo).

Por outro lado, a principal vantagem do método é a capacidade de produzir resultados relativamente rápidos, comparativamente à técnica TIMS, o que implica em custos mais baixos. No Brasil, o laboratório Pará-Iso (UFPA) tem empregado rotineiramente a sistemática com excelentes resultados devido a procedimentos criteriosos de laboratório, os quais incluem imageamento prévio para seleção de cristais homogêneos.

Portanto, o método deve ser preferencialmente solicitado para análise de rochas magmáticas mantélicas, cujos zircões são menos suscetíveis de heranças, bem como para seus produtos de metamorfismo de baixo grau. Deve ser precedido de imageamento e, quando possível, complementado com espectrometria de massa de alta resolução espacial (SHRIMP ou LA).

#### 4. A técnica Sm-Nd

Dos sete isótopos do Sm, somente  $^{147}\text{Sm}$  tem meia-vida suficientemente curta (cerca de  $10^{11}$  anos) para produzir pequenas diferenças, mas mensuráveis, na abundância do  $^{143}\text{Nd}$  sob intervalos de tempo de  $10^8$  anos

ou mais. Distintamente dos demais pares isotópicos, o Sm e Nd, são poucos afetados (não fracionados) por processos crustais por serem elementos terras raras leves. Entretanto, a meia-vida longa do  $^{147}\text{Sm}$  ( $1,06 \times 10^{11}$  anos) e o pequeno fracionamento das razões Sm/Nd na maioria das rochas, limita a sua aplicação em datações de rochas muito antigas e de rochas máficas e ultramáficas. Assim como nos outros métodos isotópicos, a idade convencional pode ser calculada e representada em diagramas isocrônicos. Na literatura nacional há boas sínteses sobre os fundamentos do método (e.g. Macambira e Shaller, 1994; Carneiro *et al.*, 2005).

Genericamente assume-se a premissa de DePaolo (1988), pela qual o principal processo modificador da razão Sm/Nd em rocha total seria a diferenciação manto-crosta. Nesse caso, as razões isotópicas de Nd e a razão Sm/Nd em rocha total não deveriam variar significativamente em processos crustais como fusão parcial, metamorfismo, diagênese e alterações hidrotermais. Conseqüentemente, seria teoricamente possível datar qualquer rocha, assim como a época em que o magma genitor diferenciou-se do manto superior, independente dos processos geológicos posteriores. Daí a importância da determinação das razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , e do cálculo do parâmetro epsilon Nd ( $\epsilon_{\text{Nd}}$ ), para a obtenção de idades modelo e determinação da idade de fontes e processos magmáticos. Entretanto é bom ter em mente que a sobrevivência do sistema em eventos metamórficos de alto grau não deve ser assumida sem uma investigação detalhada, devido à possibilidade de difusão iônica através de limites intracristalinos durante o metamorfismo.

As determinações são feitas pela análise de minerais separados ou suítes co-genéticas de rochas cujas razões Sm/Nd variem suficientemente para definir uma

isócrona com inclinação em diagramas  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ . Interpretações a partir de diagramas isocrônicos do sistema Rb-Sr são igualmente aplicáveis ao método Sm-Nd

Nos processos formadores da crosta a partir da extração de magmas juvenis, o Nd é enriquecido em relação ao Sm. Por isto, a crosta é um reservatório enriquecido em Terras Raras Leves, relativamente ao manto superior. Como o manto superior e a crosta continental evoluíram com razões Sm/Nd alta e baixa, respectivamente, as razões iniciais de Nd são uma ferramenta efetiva para caracterizar a região fonte das rochas (e.g. Fonseca, 2004). Assim, a aplicação mais importante do método é a determinação da razão isotópica inicial de Nd em rocha total (idades-modelo).

Como os processos crustais teoricamente não modificam as razões isotópicas iniciais do Nd, outro emprego do método, em rocha total, é a datação e caracterização dos protólitos de rochas metamórficas. A datação de fases minerais individuais permite detalhar histórias polimetamórficas e de resfriamento, em amostras com minerais mais jovens que o resto da paragênese das rochas da qual fazem parte. Para datar minerais é necessário que estes sejam ricos em Terras Raras pesadas ou tenham razões Sm/Nd maiores. Os minerais passíveis de datação são olivina, hornblenda, granada, zircão, apatita e titanita (e.g. Fonseca, 2004).

Em cartografia regional, os isótopos de Nd podem ser empregados para determinar o tempo de residência crustal de rochas magmáticas e ortometamórficas (“idades” modelos), desde que conhecidas as idades de cristalização. É importante enfatizar que “idades” modelo não são idades radiométricas absolutas. São idades que dependem de “modelo” e baseadas na intersecção entre a curva de crescimento de um radioisótopo com a de evolução de reservatório geoquímico previamente escolhido, em geral o manto terrestre depletado. Portanto, não se confundem e muito menos substituem idades isocrônicas obtidas por regressão linear com ajuste pelo método dos mínimos quadrados de amostras (co-genéticas) múltiplas.

Em estudos detalhados, isótopos de Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) e Pb ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) podem ser usados conjuntamente em diagramas de correlação com os de Nd, ou mesmo separadamente, para diversos fins petrológicos. Entretanto, como o sistema isotópico Rb-Sr pode ser mais facilmente reajustado em vários tipos de eventos (metamorfismo, hidrotermalismo, etc.) a primeira opção nos projetos de mapeamento deve recair sobre o sistema Sm-Nd.

#### 4.1 Entendendo melhor as análises Sm-Nd

Além das idade-modelo, o método pode ser também empregado para obter idades isocrônicas. Para a obtenção dados isocrônicos confiáveis é indispensável que as amostras sejam compatíveis com os princípios básicos dos

sistemas isotópicos (e.g. Shirey, 1991):

- i) tenham a mesma composição isotópica inicial à época da cristalização (co-genéticas);
- ii) tenham sido formadas ao mesmo tempo e
- iii) que o sistema tenha permanecido fechado à migração dos isótopos pais e filhos.

Como regra geral, pode-se considerar que razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  no intervalo 0.88 - 0.125 sejam representativas de um único estágio de evolução, mas outros fatores devem ser considerados. Em primeiro lugar, há que se distinguir “isócrona de rocha total” e “isócrona interna”. A primeira é obtida por meio da análise de diversas amostras individuais, ao passo que, a segunda, pela análise total de uma amostra combinada com a análise de um mineral separado da mesma amostra. Como os minerais separados podem estar em contatos mútuos, no caso de isócronas internas metamórficas os resultados devem ser vistos com cautela, devido à possibilidade de difusão iônica através dos limites intracristalinos durante o metamorfismo. Conseqüentemente, a idade deve ser interpretada apenas como mínima. Essas peculiaridades explicam porque a maioria das tentativas de datação de eventos metamórficos resultam em errócronas, com MSWD 10 a 20 x maiores que o máximo admitido em análises destituídas de misturas isotópicas. Mesmo em isócronas de rocha total, a possibilidade de abertura do sistema deve sempre ser testada. Um exemplo nacional de abertura do sistema é relatado por Pimentel (1992) em ortognaisses arqueanos de Goiás, onde análises Sm-Nd em rocha total caracterizaram um evento de re-homegeinização isotópica neoproterozóica ( $880 \pm 220$  Ma) em rocha arqueana  $\epsilon_{\text{Nd}} \text{CHUR} (T) = -26.7$ .

Além disso, o significado cronológico das análises, baseia-se em vários pressupostos, dentre os quais:

- i) que a composição original em Nd da fonte é conhecida (ou que as rochas fonte derivaram de um reservatório global de composições isotópicas conhecidas);
- ii) que a razão Sm/Nd teve uma evolução em um único estágio (i.e., não ocorreu mistura de composição de dois ou mais componentes) e,
- iii) que a razão Sm/Nd permaneceu constante desde o hipotético evento de extração do manto, etc.

A menos que essas premissas possam ser comprovadas, o que é praticamente impossível em trabalhos de rotina, não se pode atribuir significado cronológico a idades modelo. A melhor precisão analítica possível de uma idade modelo arqueana é ca.  $\pm 50$  m.a. e, conseqüentemente, mesmo que a idade modelo corresponda numericamente à idade U-Pb, é necessário uma justificativa muito coerente para se atribuir significado geológico à semelhança isotópica.

Finalmente, não se deve esquecer que os estudos comparativos realizados com o  $\epsilon_{\text{Nd}}$  só têm significado geológico se forem utilizados calculados para o tempo (t), ou seja, para a idade de cristalização do protólito. Os valores apresentados nas tabelas analíticas não têm significado geológico, pois representam o valor do  $\epsilon_{\text{Nd}}$  medido (t0).

## 4.2 Principais aplicações das idades modelos e do parâmetro $\epsilon_{Nd}$ em mapeamento regional

Idades modelos, juntamente com o parâmetro  $\epsilon_{Nd}$  são ferramentas muito importantes do ponto de vista petrológico e geotectônico pois permitem estimar o tempo de residência crustal dos magmas e, conseqüentemente, distinção entre fontes mantélicas ( $\epsilon_{Nd}$  positivo) de fontes crustais ( $\epsilon_{Nd}$  negativo). Mais especificamente, permitem a discriminação entre magmas juvenis, gerados em arcos intraoceânicos com assinatura isotópica mantélica pristina, desprovidos de herança continental importante ( $\epsilon_{Nd}$  positivo), dos magmas gerados em ambientes continentais como arcos de margens cordilheiranas ou do tipo himalayano ( $\epsilon_{Nd}$  negativo).

No Brasil, os primeiros (arcos juvenis) são especialmente importantes no Meso/Paleoproterozóico da Amazônia (Cordani *et al.* al., 2000; Tassinari *et al.* 2000; Santos, 2004), e no Toniano da Faixa Brasília (Pimentel *et al.*, 2000). O segundo grupo, constituído por arcos com forte influência de material crustal retrabalhado, predomina na evolução dos demais sistemas de orógenos brasileiros nas províncias Mantiqueira e Borborema (e.g. Silva *et al.* 2005b).

Uma aplicação importante para a cartografia regional é o emprego dos isótopos de Nd para a discriminação de terrenos com distinta história evolutiva amalgamados em eventos orogênicos superpostos, ou terrenos com evolução similar separados tectonicamente. Porém, nesses casos, é necessário sempre ter em conta que os estudos Sm-Nd devem ser acompanhados da, ou precedidos pela, determinação da idade de cristalização das unidades-chaves, por meio de técnicas U-Pb. Além disso, esses estudos devem ser baseados em mapas geológico em escala adequada, preferentemente 1: 100.000 ou maiores, para que esses estudos tenham um mínimo de controle do ponto de vista estrutural, petrológico e geoquímico. Por isso, especialmente na região amazônica, onde os conhecimentos cartográficos são ainda precários, as tentativas de discriminação dos diferentes arcos/terrenos devem merecer atenção redobrada. Exemplo de aplicação integrada de isótopos U-Pb e Sm-Nd com a finalidade de discriminação entre distintos terrenos durante a evolução dos cinturões brasileiros/pan-africanos (Dom Feliciano/Saldania) é abaixo sintetizado dos trabalhos de Silva (1999) e Silva *et al.* (2000a). O Cinturão Saldania, situado na costa ocidental e meridional da África do Sul é um domínio chave para o entendimento da amalgamação final do Setor SW do Supercontinente Gondwana. Sua proximidade - em todos os modelos de ajuste intra continentais - com o segmento meridional da Província Mantiqueira (Cinturão Dom Feliciano-CDF) (e.g. Cap III; Fig. 3.1) fez com que a evolução de ambos os terrenos tenha sido interpretada como decorrente em um mesmo estágio orogênico colisional (e.g. Porada, 1979, 1989;

Gresse e Scheepers, 1993; Gresse *et al.*, 1996). Visando testar essa possível correlação foram escolhidos três associações graníticas sin-orogênicas do Cinturão Saldania e dez no Cinturão DFL para uma primeira tentativa de comparação (Tab.II.5). Os resultados mostram uma clara distinção entre a assinatura isotópica de Nd nos granitóides orogênicos em ambos os cinturões. No Cinturão Saldania, o magmatismo foi caracterizado por valores discretamente baixos de  $\epsilon_{Nd}$  (t-550) entre -2.6 e -3.5 e idades modelos exclusivamente mesoproterozóicas, entre ~ 1250 e ~ 1550 Ma. Em contraste, no Cinturão DFL, os valores do parâmetro  $\epsilon_{Nd}$  (t-600) são acentuadamente mais negativos e variáveis (-5.6 e -24.3) da mesma forma que as idades modelos que variam do arqueano ao mesoproterozóico (~ 2800 a ~ 1600 Ma). As figuras 4.2.1a e 4.2.1b, são uma tentativa de representar as diferenças evolutivas em termos de idades modelos e  $\epsilon_{Nd}$  em ambos os segmentos. Juntamente com a Tab. II.5 indicam que o magmatismo orogênico em ambos cinturões evoluiu a partir de retrabalhamento de crostas continentais distintas. Além disso, mostram que no Cinturão Saldania houve contribuição mantélica mais importante, refletida nos pequenos valores negativos do parâmetro  $\epsilon_{Nd}$  (t-550).

Os estudos da evolução isotópica do Nd foram complementados com a determinação de idades U-Pb SHRIMP e obtenção da escala de tempo dos eventos sin e pós-colisionais em ambos os segmentos (Tab. II.5 e detalhes no Item 3, Cap III). O pico colisional no Cinturão Dom Feliciano ocorreu em ~ 630 Ma e, no lado africano, em ~ 550. A diferença de ~ 80 m.a. reforça as evidências de evolução distinta, como registrado pelos estudos Sm-Nd e permite formular uma hipótese alternativa não contemplada nos modelos que preconizavam a conexão direta brasileiro/pan-africana. Isto é, que ambos cinturões não ocuparam um mesmo domínio tectônico antes da abertura do Oceano Atlântico, mas constituíram terrenos distintos, amalgamados somente há ~ 550 Ma.

Assim, a variação das idades modelo e os valores de  $\epsilon_{Nd}$  no Cinturão Dom Feliciano demonstram que estudos de Nd isolados não podem ser empregados para discriminar terrenos. Caso contrário o único batólito evoluído no restrito intervalo entre ~ 630-600 Ma deveria ser dividido em pelo menos 3 terrenos: arqueano, paleoproterozóico e mesoproterozóico (Figs. 4.2.1a-b, Tab. II.5). Esses resultados devem servir de reflexão durante os futuros detalhamentos isotópicos de apoio à cartografia básica, especialmente na Amazônia, onde arcos magmáticos expostos em regiões descontínuas e de acesso difícil, têm sido, muitas vezes, discriminados apenas com base em idades modelo.

Destaca-se também importância dos estudos Sm-Nd na elaboração de modelos preditivos de potencial mineral pela discriminação isotópica de arcos juvenis ou continentais. Um excelente resumo dessa aplicação em escala global e com ênfase na Amazônia é encontrado em

Plúton	Composição	Estágio orogênico	$\epsilon_{Nd}$ (t)	$T_{DM\#}$ (Ma)	Idade SHRIMP	Referência
Willem Nelsrivier	Granito S	Sincolisional	- 3.5	1559	547	Silva <i>et al.</i> ( 2000) III.3.1
Robertson	Granito I	Pós-colisional	-3.1	1626	536	Silva <i>et al.</i> ( 2000) III.3.2
Riviera	Granito I	Pós-colisional	-2.6	1243	Não datado	Silva <i>et al.</i> ( 2000)
Gnaisse Piratini	Tonalito gnáissico I	Pré-colisional	-8.74	2239	~780	Silva <i>et al.</i> (2000) III.2.4.1
Paulo Lopes	Monzogranito	Pré- sincolisional	- 7.8	1580	~ 626	Silva <i>et al.</i> (2003) III.2.6
Valsun-gana II	Monzogranito	Pós-colisional	- 14.7	2020	~594	Silva (1999) Silva <i>et al.</i> (2003)
Guabiruba	Monzogranito	Pós-colisional	-24.3	2525	~ 610	Silva <i>et al.</i> (2005) III.2.3.2
Tabuleiro	Sienogranito	Pós-colisional	-5.6	1691	~ 598	Silva <i>et al.</i> (2005) III.2.5
G <sub>2</sub> Complexo Camboriú	Sienogranito anatético	Sincolisional	-7.83	2862	~ 620	Silva <i>et al.</i> (2005) III.2.3.1
G2 Complexo Águas Mornas	Monzogranito anatético	Tardi-coloisional	-11.5	1753	~592	Silva <i>et al.</i> (2005) III.2.1

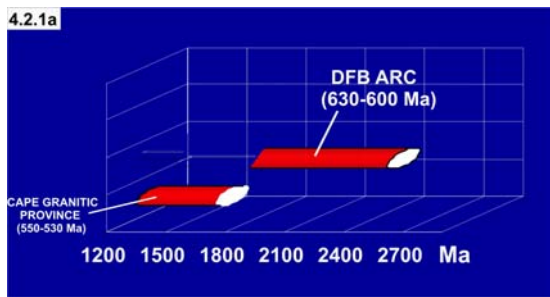


Figura 4.2.1a - Comparação entre os valores  $T_{DM}$  dos granitóides pan-africanos (Cinturão Saldania, Província Granítica do Cabo) e nos batólitos Pelotas e Florianópolis (Cinturão Dom Feliciano) DBF= Cinturão Dom Feliciano.

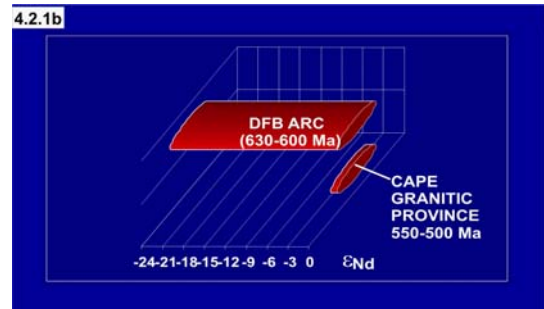


Figura 4.2.1b - Comparação dos valores medidos de Nd dos granitóides pan-africanos (Cinturão Saldania, Província Granítica do Cabo) e nos batólitos Pelotas e Florianópolis (Cinturão Dom Feliciano). DBF= Cinturão Dom Feliciano.

Cordani (2004).

Outra aplicação importante do método relaciona-se à determinação da idade de fontes detríticas sedimentares e, conseqüentemente, da idade mínima de abertura de bacias. Porém essa aplicação também tem limitações, pois idades modelos de rochas sedimentares e metassedimentares podem representar a média de idades de diversas fontes, o que, a rigor, não significa a idade mínima de abertura de uma bacia.

A determinação da idade de cristalização de rochas máficas por meio de regressão isocrônica é uma interessante aplicação alternativa. Entretanto, essa sistemática depende da obtenção de rochas com

fracionamento significativo das razões Sm/Nd para permitir uma regressão consistente, o que nem sempre é possível em estudos de escalas regionais. Mesmo em estudos de detalhe, esse tipo de datação alternativa tem tido pouco sucesso no Brasil. Uma exceção consiste no estabelecimento da idade de acreção de  $\sim 816 \pm 32$  Ma ( $2\sigma$ ) e  $\epsilon_{Nd} = +3.8$  para remanescentes do oceano que teria sido consumido durante a colisão do Orógeno Araçuaí e a placa São Franciscana (Pedrosa Soares *et al.*, 1998). Trata-se de uma isócrona robusta, de 5 pontos, cuja regressão não evidencia dispersão maior que o erro analítico (MSWD = 0.39), constituindo-se em uma das poucas tentativas bem sucedidas dessa aplicação no Brasil.

## CAPÍTULO III

# INTERPRETAÇÃO DE DADOS U-Pb SHRIMP APLICADOS AO MAPEAMENTO REGIONAL, POR MEIO DE ESTUDOS DE CASOS BRASILEIROS

### 1. Introdução

Embora fortemente centrado em interpretações da evolução morfológica e isotópica de mais de meia centena de populações de zircão, o foco desse estudo não é um mero exercício de zirconologia. Ao contrário, visa orientar a escolha de bons cronômetros geológicos em amostras estrutural e petrologicamente bem caracterizadas e esclarecer as questões mais fundamentais para o entendimento da evolução orogênica e a comparação entre terrenos:

i) Qual foi a escala de tempo dos processos pré-colisionais (abertura e fechamento de oceano; acreção de arcos juvenis) e processos sincolisionais (magmatismo, metamorfismo, fusão crustal e colisão) no curso de cada um dos orógenos abordados;

ii) A duração dos eventos foi semelhante ou houve amplas variações no tempo?;

iii) Os eventos iniciaram gradualmente, atingiram um clímax, e cessaram rapidamente, ou tiveram um início rápido e cessaram lentamente?;

iv) Qual foi a escala de tempo dos eventos pós-colisionais?

As respostas a essas questões estão sintetizadas em uma série de ilustrações com escalas cronostatigráficas construídas com base em linhas de tempo com aproximação de  $\pm 10$  m.a. (Figs. 2.1b, 4.1b, 5.1a, 6.1a). A tabulação completa dos dados geocronológicos estudados e a referência das fontes das datações U-Pb SHRIMP utilizadas consta da Tabela III.1.

A implantação dos sucessivos sistemas de orógenos brasileiros no setor oriental do Escudo Atlântico (Fig. 1.1) condicionou a maior parte dos exemplos de evolução policíclica em escala microcristalina aqui abordados. Em especial, nos arcos gerados pela colagem multi-orogênia da Província Mantiqueira, caracterizada pela sucessão de orógenos com clímaxes há ~ 750 Ma, ~ 630 Ma, ~ 560 Ma e ~ 520 Ma (Heilbron *et al.*, 2004; Silva *et al.* 2005b, Figs. 2.1a e 4.1a). Nesta província, com exceção do orógeno mais precoce (~ 750 Ma, São Gabriel), os demais são constituídos por arcos continentais maduros, evoluídos predominantemente pela reciclagem de crosta pré-existente. Como conseqüência, as amostras desses granitóides crustais fornecem excelentes exemplos de efeito herança. Do total de dezenove plútons analisados por SHRIMP nessa província (Itens 2 e 4), sete também foram datados por diluição isotópica. Seis das sete análises, quando coteja-

das com as análises SHRIMP estão afetadas pelo efeito herança, cujas idades aparentes são artefatos analíticos, produzindo resultados, às vezes próximos, às vezes distantes das idades do evento geológico. Em função da alta resolução espacial da técnica, a maioria das análises nas mesmas unidades/amostras permitiram identificar os domínios herdados, possibilitando a datação isolada e discriminação destes domínios magmáticos e metamórficos.

Também são ilustrativos os exemplos resultantes da amalgamação do Cinturão Mineiro à margem oriental do CSF (item 6) e seu posterior retrabalhamento, juntamente com o embasamento arqueano durante a colagem neoproterozóica do Cinturão Araçuai (itens 5 e 6). No domínio norte-oriental do CSF, os exemplos de retrabalhamento do embasamento arqueano pelo cinturão colisional rhyaciano (Bahia Oriental) mostram de forma didática o comportamento do sistema isotópico U-Th-Pb sob condições severas de altas P e T (item 7).

A sobreposição do sistema de orógenos brasileiros sobre o embasamento paleoproterozóico na Província Borborema ilustra os itens 8 e 9. Além disso, o Cinturão Saldania, do pan-africano da África do Sul, fornece ainda uma contribuição adicional a esses estudos (item 3).

#### Observações:

1. Nesse capítulo adotou-se as seguintes designações para os ortognaisses de alto grau:

i) *Granito gnáissico = ortognaisse de fácies anfíbolito e composição granítica (l.s.), com estrutura (metamórfica) foliada/bandada, sendo a textura e a paragênese magmática original microscopicamente reconhecíveis na amostra datada.*

ii) *Gnaisse granítico = ortognaisse de fácies anfíbolito e composição granítica (l.s.), com estrutura (metamórfica) foliada/bandada, cuja natureza ortoderivada não pode ser reconhecida apenas com a observação microscópica da amostra datada, devido ao forte grau de deformação e recristalização. A origem ortoderivada e plutônica (ortognáissica) foi estabelecida pela reconstituição do protólito, com base nas paragêneses recristalizadas e preservadas, bem como pela observação de outras amostras/aflorescimentos da mesma unidade.*

iii) *Charnockito gnáissico = ortognaisse de fácies anfíbolito e composição de hiperstênio granito (charnockito), com estrutura (metamórfica) superimposta, sendo a textu-*

ra e a paragênese magmática original (incluindo o ortopiroxênio) microscopicamente reconhecíveis **na amostra datada**.

iv) Granulito charnockítico = ortogneisse de fácies granulito e composição de hiperstênio granito (charnockito), com estrutura (metamórfica) foliada/bandada, cuja natureza ortoderivada não pode ser reconhecida apenas com a observação microscópica da amostra datada, devido ao forte grau de deformação e recristalização. A origem ortoderivada e plutônica (ortognáissica) foi estabelecida pela reconstituição do protólito com base nas paragêneses recristalizadas e preservadas, bem como por meio da observação de outras amostras/afloramentos mais preservados da mesma unidade.

v) Essas regras são extensíveis a todas as variedades composicionais dos granitóides e charnockitóides previs-

tas na classificação do IUGS.

2. Muitas amostras, cuja vinculação a uma unidade litoestratigráfica corrente não é clara e/ou cuja distribuição em área seja duvidosa devido às novas idades de cristalização obtidas, serão apenas vinculadas ao domínio tectônico do orógeno e a localidade da coleta. Esse último dado está sempre assinalado no título do respectivo item, separado por vírgula da classificação petrotectônica da amostra. Ex.: Gnaiss enderbítico sincolisional, Fazenda Terra Nova (Domínio Itabuna).

3. Nesse texto a unidade empregada para notação de idades radiométricas de rochas e/ou eventos é Ma (milhões de anos). Em casos que não relacionam-se a idades medidas a expressão milhões de anos é abreviada por m.a.; exemplo: a colisão durou ~ 30 m.a. com idades metamórficas datadas entre ~ 630 Ma e 600 Ma.

Tabela III.1 Síntese dos casos estudados e referência das fontes das datações U-Pb SHRIMP utilizadas

Amostra / Local	Unidade estratigráfica e/ou domínio tectônico	Classificação petrotectônica	Idades SHRIMP			Referência
			Herança	Cristalização	Metamorfismo	
<b>2 Herança e idades mistas em migmatitos, granitos e riolitos tipo I, S e A, em arco continental maduro brasileiro: Orógeno Dom Feliciano</b>						
2.2 Morro Cambirella	Granito Tabuleiro	Granito anatótico pós-colisional, tipo A <sub>2</sub>	617 ± 9 (2σ) n=6; χ <sup>2</sup> =0.5	<b>597 ± 9</b> n=7; χ <sup>2</sup> =0.7		Silva et al. (2005a)
2.3.1 Pedreira do Caseca	Granito Guabiruba	Granito anatótico pós-colisional, Tipo I	628±7 n=11; χ <sup>2</sup> = 1.1	<b>610 ± 6</b> <b>n=19; χ<sup>2</sup>=1.1</b>		Silva et al., (2005a)
2.3.2 Pedreira do Caseca	Complexo Camboriú	Granito anatótico/leucossoma, sincolisional, Tipo I	2006±3 n=25; χ <sup>2</sup> =1.08	<b>&gt; ~ 610</b>		Silva et al., (2005a)
2.4 Águas Mornas	Complexo Águas Mornas	Granito anatótico tardi-colisional / leucossoma, Tipo I-S	2175 ± 13 (2σ) n=9; χ <sup>2</sup> =0.46 ~620-1750-2000-	<b>592 ± 5 (li) #</b> n=5; χ <sup>2</sup> =0.4		Silva et al. (2005a)
2.5 Ponta do Cabeço	Complexo Camboriú	Granito anatótico sincolisional, Tipo-I	2174 ± 22 (is) n=7; MSWD =0.19	<b>868 ± 330 (ii)#</b>		Silva et al. (2002a)
2.6.1 Pinheiro Machado	Complexo Pinheiro Machado	Xenólito (paleossoma), Tonalito gnáissico	~800 a 2500 (1σ)	<b>781±5</b> n=19; χ <sup>2</sup> =0.73		Silva et al., (1999)
2.6.2 Pinheiro Machado	Complexo Pinheiro Machado	Granito anatótico/leucossoma sincolisional, Tipo I	~810 a 670 (1σ)	<b>609 ± 17</b> n=6; χ <sup>2</sup> =0.93		Silva et al. (1999)
2.7 Paulo Lopes	Granito Paulo Lopes	Granito sincolisional, Tipo I	~810 a 1490 (1σ)	<b>626 ± 8</b> n=38; χ <sup>2</sup> =1.01		Silva et al. (1997a, 2003a)
2.8 Nova Trento	Grupo Brusque	Metariolito	~1300 a 2500 (1σ)	<b>639 ± 13</b> n=6; χ <sup>2</sup> =0.36		Silva et al. (2002b)
2.9 Arroio Canhão	Ortogneisse tonalítico	Embasamento do Batólito Pelotas			631± 13 n=13; χ <sup>2</sup> =0.79	Silva et al. (1999)
2.10 Presidente Nereu	Tonalito gnáissico	Embasamento do Grupo Brusque	2336 ± 24 Ma (1σ)	<b>2201 ± 7</b> n=7; χ <sup>2</sup> =0.89	M <sub>1</sub> 2043 ± 11 Ma (1σ) M <sub>2</sub> neoproterozóico	Silva et al. (2000a)
<b>III.3 Granitos crustais tipo I e S com discreta herança detrítica: Cinturão Saldania, África do Sul</b>						
3.2 Darling	(Terreno Tygerbeg) Batólito Darling	Granodiorito sincolisional, Tipo I/S	~610 a 670 (1σ) 1022 ± 12 (1σ)	<b>547 ± 6</b> n=17; χ <sup>2</sup> = 0.74		Silva et al. (1997a, 2000b)
3.3 Willem Nelsrivier	(Terreno Boland) Plúton Robertson	Granito anatótico pós-colisional Tipo I	811 ± 12 (1σ)	<b>536 ± 5</b> n=15; χ <sup>2</sup> = 1.06		Silva et al. (1997a, 2000b)



Tabela III.1 Cont.

Amostra / Local	Unidade estratigráfica e/ou domínio tectônico	Classificação petrotextônica	Idades SHRIMP			Referência
			Herança	Cristalização	Metamorfismo	
<b>III.4 Granitos crustais tipo I, S e A com discreta herança detrítica: Orógeno Araçuai</b>						
4.2 Pedro do Rio	Granodiorito Foliado Serra dos Órgãos	Granito sincolisional, Tipo I		<b>569 ± 6</b> n=17; $\chi^2=0.88$		Silva <i>et al.</i> (2003b)
4.3.1 Morro do Pão de Açúcar	Granito-gnaiss Pão de Açúcar	Granito sincolisional, Tipo S (I)		<b>559 ± 4</b> n=21; $\chi^2=2.24$		Silva <i>et al.</i> (2003b)
4.3.2 Morro do Corcovado	Granito-gnaiss Corcovado	Granito sincolisional, Tipo S (I)		<b>560 ± 7</b> n=19; $\chi^2=0.88$		Silva <i>et al.</i> (2003b)
4.4 Nanuque	Granito Nanuque	Granito sincolisional, Tipo S		<b>573 ± 5</b> n=12; MSWD 0.73	508 ± 8 (1 $\sigma$ )	Silva <i>et al.</i> (2002c)
4.5.1 Governador Valadares	Granito-gnáissico Governador Valadares I	Tonalito sincolisional, Tipo I		<b>565±31</b> n=8; MSWD=0.45 <b>553±8 (i.c)</b> n=5		Silva <i>et al.</i> (2002c)
4.5.2 Governador Valadares I	Granito-gnáissico Governador Valadares II	Granodiotito sincolisional, Tipo S	~615 a 2160 (1 $\sigma$ )	<b>561± 7(ic)</b> n=8		Silva <i>et al.</i> (2002c)
4.6 Manhuaçu	Charnockito Manhuaçu	Granada charnockito sincolisional Tipo S		<b>584±5</b> n=10; MSWD 0.88		Silva <i>et al.</i> (2002c)
4.7 Granito Salto da Divisa	Granito Salto da Divisa	Suite granítica pré- orogêncica, Tipo A <sub>2</sub>		<b>875±9 (ic)</b> n=9		Silva <i>et al.</i> (2002c; 2006)
<b>III.5 Metamorfismo de médio e alto grau brasileiro e herança arqueana (e paleoproterozóica): Orógeno Araçuai</b>						
5.2 São João Evangelista	Complexo Guanhães	Tonalito gnáissico		<b>2711 ± 11 (is)</b> n=13; MSWD 1.9	527 ± 45 ii 517±5 (1 $\sigma$ )	Silva <i>et al.</i> (2002c)
5.3 Norte de Coluna	Complexo Guanhães	Tonalito gnáissico		<b>2867 ± 10</b> n=14; MSWD 0.93		Silva <i>et al.</i> (2002c)
5.4 Alto Caparaó	Complexo Caparaó	Granulito charnockítico		<b>2195 ± 15 (is)</b> n=9; MSWD 0.62	587 ± 9 n=11 MSWD 0.89	Silva <i>et al.</i> (2002c)
<b>III.6 Polimetamorfismo em ortognaisses TTGs: Cinturão Mineiro e embasamento arqueano do CSF</b>						
6.2 Rio Pomba	Complexo Mantiqueira	Gnaiss tonalítico	2239± 10 (1 $\sigma$ )	<b>2169 ± 44</b> n=8; MSWD 11.6	M <sub>1</sub> 2028 ± 66 n=4; MSWD 8.2 M <sub>2</sub> 540 ± 11 (1 $\sigma$ )	Silva <i>et al.</i> (2002c)
6.3 Ewbank da Câmara	Complexo Mantiqueira	Gnaiss tonalítico	2160 ± 6 (1 $\sigma$ )	<b>2058 ± 7(1<math>\sigma</math>)</b> <b>2052 ± 26 (is)</b> n=7; MSWD=3.1	M <sub>2</sub> 443 ± 240 (ii)	Silva <i>et al.</i> (2002c)
6.4 Ponte Nova	Complexo Mantiqueira	Gnaiss tonalítico	2167 ± 7 n=5; MSWD	<b>2079 ± 11 (is)</b> n=7; MSWD 3.1	M <sub>1</sub> 2044 ± 8 n=3	Silva <i>et al.</i> (2002c)
6.5 São Tiago	Plúton São Tiago	Metagranodiorito		<b>2050 ± 12 (is)</b> n=10; MSWD 1.07	M <sub>2</sub> 233 ± 160 ii M <sub>2</sub> 565 ± 23 (1 $\sigma$ )	Silva <i>et al.</i> (2002c)
6.6 Juiz de Fora	?	Enderbitito granulítico		<b>2985 ± 17 (is)</b> n=6; MSWD 0.68	M <sub>1</sub> 2856 ± 44 M <sub>2</sub> 803±360 (ii)	Silva <i>et al.</i> (2002c)
6.7 Lima Duarte	Gnaiss Lima Duarte	Gnaiss tonalítico	3152±5 (1 $\sigma$ )	<b>2777 ± 22 (is)</b> n=7; MSWD 0.97	1173±280 (ii)	Silva <i>et al.</i> (2002c)
6.8 Barbacena	Gnaiss Barbacena	Gnaiss tonalítico		<b>~2500</b> n=7; MSWD 0.97	2068 ± 19 n=2; MSWD 0.64	Silva <i>et al.</i> (2002c)
<b>III.7 Metamorfismo paleoproterozóico de alto grau e herança arqueana: Cinturão Bahia Oriental (CBO)</b>						
<b>Bloco/microcontinente Salvador-Ilhéus</b>						
7.2 Salvador	(Bloco Salvador- ilhéus)	Enderbitito granulítico		<b>2561 ± 7 (1<math>\sigma</math>)</b> <b>Idade máxima</b> <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <b>2503 ± 6</b> n=7 $\chi^2$ 5.0	2094 ± 20(*) n=10; $\chi^2=1.2$	Silva <i>et al.</i> (1997b)
7.3 Ilhéus	(Bloco Salvador- ilhéus)	Charnockito granulítico		<b>2719 ± 10 (is)</b> n=10; MSWD 1.5	M <sub>1</sub> 2047± 12 n=12 MSWD 0.84 M <sub>2</sub> 787 ± 62 (ii)	Silva <i>et al.</i> (2002d)
<b>Ramo Costeiro do CBO / Arco magmático rhyaciano</b>						
7.4 Fazenda Terra Nova	(Domínio Itabuna)	Quartzo diorito / enderbitito granulítico		<b>2092 ± 6</b> n=10		Silva <i>et al.</i> (2002d)
7.5 Fazenda Tupinambá	(Domínio Itabuna)	Granulito enderbítico		<b>2131 ± 5</b> n=5; MSWD 0.78	2067 ± 19 n=4; MSWD 1.8	Silva <i>et al.</i> (2002d)
7.6 Conde	(Domínio Esplanada)	Granulito charnockítico		<b>2169 ± 48 (is)</b> n=9; MSWD 2.8	495 ± 35 (ii)	Silva <i>et al.</i> (2002d)
7.7 Eunápolis	Segmento NE do Cinturão Araçuai	Gnaiss tonalítico		<b>2124±10</b> n= 7; MSWD 1.5	-206±530 (ii)	Silva <i>et al.</i> (2002d)

Tabela III.1 Cont.						
Amostra / Local	Unidade estratigráfica e/ou domínio tectônico	Classificação petrotextônica	Idades SHRIMP			Referência
			Herança	Cristalização	Metamorfismo	
<b>Ramo Intracontinental do CBO / Batólitos pré-orogênicos de rifte continental</b>						
7.8 Riacho da Onça	(Domínio Caraíba)	Granulito mangerítico		<b>2126±19 (1σ)</b> <b>(Idade mínima)</b>	<b>2082±7(*)</b> n= 18; $\chi^2$ 1.5	Silva <i>et al.</i> (1997b)
<b>Blocos Jequié e Itabuna-Curaçá (Microcontinente – JIC)</b>						
7.9 Cais	(Domínio Caraíba) Cais	Granulitocharnockítico	3303±13 (1σ)	<b>2714 ± 8 Ma (1σ)</b> <b>Idade máxima</b> <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <b>2644 ± 23(*)</b> n=5; $\chi^2$ =2.71	2072 ± 22 n=4; $\chi^2$ =0.45	Silva <i>et al.</i> (1997b)
7.10 S.J.Jacuípe	(Domínio Caraíba) Represa de São José do Jacuípe	Granulito enderbítico		<b>2732 ± 11 Ma (1σ)</b> <b>Idade máxima</b> <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <b>2712±12(*)</b> n=17; $\chi^2$ =6.75	M <sub>1</sub> 2594 ± 12 n=4; $\chi^2$ =0.78 M <sub>2</sub> 2072±15 n=4; $\chi^2$ =0.24	Silva <i>et al.</i> (1997b)
7.11 Santa Maria da Boa Vista	(Domínio Caraíba)	Gnaiss granítico (tipo S)		<b>3072 ± 5 (i.s)</b> n=8; MSWD 0.81	870 ± 30 (i.i.) 796 ± 5 (1σ)	Silva <i>et al.</i> (2002d)
7.12 Coaraci	(Domínio Itabuna)	Granulito charnockítico		<b>2847 ± 7 (1σ)</b> <b>Idade máxima</b> <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2078±20 n=3;MSWD3.5	Silva <i>et al.</i> (2002d)
7.13 Ipiaú	(Domínio Itabuna)	Charnockito granulítico	2799±18 (1σ)	<b>2605±5 (1σ)</b> <b>Idade máxima</b> <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2052 ± 16 n=3;MSWD = 0.16	Silva <i>et al.</i> (2002d)
7.14 Jitaúna	(Domínio Jequié)	Charnockito granulítico		<b>2715±29</b> <b>Idade máxima</b> <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2047 ± 14 n=5;MSWD = 0.64	Silva <i>et al.</i> (2002d)
<b>Embasamento mesoarqueano do Cráton Serrinha</b>						
7.15 Aporá	Domínio Serrinha Oriental)	Granodiorito Gnáissico		<b>2954 ± 25</b> n=4; MSWD 4.2	paleoproterozóico	Silva <i>et al.</i> (2002d)
<b>III. 8 magmatismo e metamorfismo brasileiro em terrenos policíclicos da Província Borborema</b>						
<b>Magmatismo brasileiro</b>						
8.2 Sumé	Domínio Alto Moxotó Zona Transversal (Complexo Sumé)	Granodiorito foliado	853±10 (1σ)	<b>640 ± 6</b> n=10; MSWD 0.91		Silva <i>et al.</i> (2002a)
8.3	Domínio Ceará Central (Granodiorito Saboeiro)	Granodiorito foliado	2158±8 (1σ)	<b>624</b> n=9; MSWD 1.3		Silva <i>et al.</i> (2002a)
<b>Magmatismo paleoproterozóico / retrabalhamento brasileiro</b>						
8.4 Várzea Nova	Domínio Ceará Central (Complexo Jaguaré)	Metatonalito		<b>2187 ± 6</b> n=23; $\chi^2$ =0.5	??591±37 (1σ) ??783±26 (1σ)	Silva <i>et al.</i> (1997c)
8.5 Várzea Alegre	Domínio Jaguaribeano	Granodiorito gnáissico		<b>2193±7</b> n=13; $\chi^2$ =0.61	~540 (1σ)	Silva <i>et al.</i> (1997c)
8.6 Floresta	Terreno Pernambuco-Alagoas/Ocidental (Complexo Belém do São Francisco)	Granodiorito gnáissico		<b>2079 ± 34</b> n=8; MSWD 1.9	~576±96 ii ~655 ± 27 (1σ)	Silva <i>et al.</i> (2002a)
<b>Magmatismo arqueano/retrabalhamento brasileiro</b>						
8.8 Boa viagem	Bloco Tróia-pedra Branca (Complexo Cruzeta)	Tonalito gnáissico		<b>3270 ± 5</b> n=4; MSWD 0.75	??	Silva <i>et al.</i> (2002a)
8.9 Granjeiro	Embasamento neoproterozóico (Complexo Granjeiro)	Tonalito gnáissico		<b>2541 ± 11</b> n=16; $\chi^2$ =0.45	Neoproterozóico?	Silva <i>et al.</i> (1997c)
<b>III. 9 Proveniência arqueana a neoproterozóica no bacia Cachoeirina</b>						
9.1 Lavras da Mangabeira	Metarenito Lavras da Mangabeira	Metarenito	Fontes (1σ) <b>552 ± 33</b> 2.727±32 (Pop. Principal) <b>3.278 ± 13</b>			Silva <i>et al.</i> (1997c)

(\*) = Idade agrupada recalculada de Silva *et al.* (1997b)

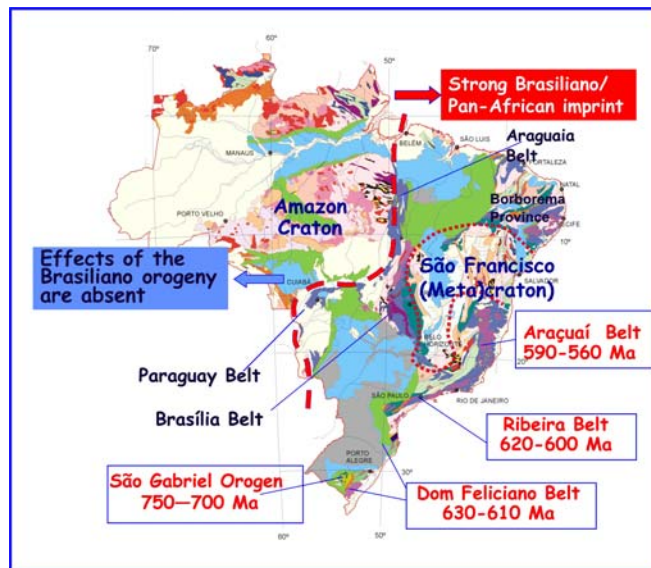


Figura 1.1 Os sistemas de orógenos brasileiros. Mapa geológico simplificado, com o registro dos cinturões brasileiros distribuídos na porção ocidental do país, do Uruguai à Amazônia Oriental (Escudo Atlântico). As variações nas idades dos picos metamórficos entre ~ 790 e 520 Ma em diversos cinturões/orógenos, comprova que o Brasiliano não corresponde a um ciclo orogênico mas à colagem de distintos terrenos acrescidos em tempos distintos, em um período de ~ 270 m.a. (sistemas de orógenos), antes de ser amalgamado ao Supercontinente Gondwana Ocidental, há ~ 550-530 Ma. Em especial, os orógenos do sistema Brasiliano II (Dom Feliciano e Província Borborema, clímax há 630 Ma) e do sistema Brasiliano III (Araçuaí, clímax há ~560 Ma) (classificação de Silva et al. , 2005b), forneceram a maior parte do material para os estudos de caso aqui discutidos (Modificado de uma apresentação oral de Márcio Martins Pimentel).

## 2 Herança e idades mistas em migmatitos, granitos e riolitos tipo I, S e A, em arco continental maduro brasileiro e seu embasamento: Orógeno Dom Feliciano

### 2.1 Contextualização geotectônica e implicações regionais das unidades datadas

O Orógeno Dom Feliciano estende-se por aproximadamente 1100 km a partir de Montevidéu, até o NE de SC, conforme mostrado na Figura 2.1a, reproduzida de Silva et al. (2005b). Seus principais componentes são o arco magmático oriental (batólitos Florianópolis, Pelotas e Aygua) e uma seqüência de margem continental (grupos Brusque, Porongos e Lavalleja), evoluída como um sistema de empurrão e dobramentos (*Thrust and Fold belt*), durante a colagem orogênica nas margens dos crátons Rio de La Plata e Luís Alves. A Figura 2.1b é uma tentativa de ilustração da escala de tempo dos eventos tecto-magmático no cinturão, mostrando variações nos clímaxes de todos os estágios orogênicos com precisão da ordem de  $\pm 10$  Ma, com base em dezenas de datações U-Pb (SHRIMP e TIMS) integradas em Silva et al. (2005a).

No Batólito Florianópolis migmatitos e granitóides foram gerados entre ~ 640-580 Ma. Estes, devido às características petrológicas e isotópicas crustais, são ricos em zircões herdados não apenas como xenocristais, mas principalmente como núcleos detríticos envolvidos por sobrecrecimento magmático (*melt-precipitated*). Por isso são particularmente interessantes para estudos petro-cronológicos. No caso de amostras com núcleos herdados de natureza metamórfica e/ou detrítica, não há maiores problemas para obtenção em separado das idades de cristalização e de herança. Entretanto, quando os núcleos herdados são também magmáticos, a identificação dos dois eventos é mais difícil. Neste contexto, serão abordados casos em que o magma foi derivado da refusão de uma fonte única, resultando em uma idade agrupada de núcleos herdados concordante e homogênea, que pode ser confundida com a idade de cristalização do plúton (itens 2.3.2; 2.4). Nos casos em que a idade agrupada dos núcleos magmáticos herdados é muito próxima da idade dos sobrecrecimentos magmáticos (idade de cristalização), a concórdia registra uma distribuição bimodal dos resultados, com dois picos separados por curta distância os quais também podem causar problemas interpretativos, porque a idade dos núcleos (herdados) pode ser confundida com a idade de cristalização (Itens 2.2; 2.3.1).

Os granitóides sincolisionais de ~ 630-610 Ma ( $G_2$ ) também serviram de fonte (por refusão) da granitogênese tardi a pós-colisional, como deduzido da abundância de zircões magmáticos com ~ 630 Ma sobreviventes como núcleos herdados de natureza restítica nos granitóides da fase tardi a pós-colisionais ( $G_3$ ) (~ 600-580 Ma).

A sucessão de fases de acreção rapidamente

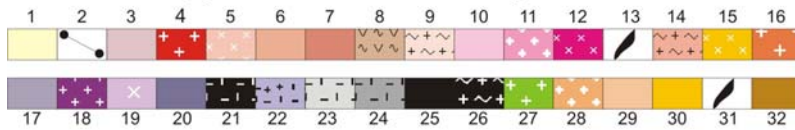
recicladas (refusão), com geração de novos plútons em espaço de tempo curto, imprime um caráter autofágico (por assim dizer) do magmatismo, com cada fase canibalizando a anterior - assunto que será abaixo explorado em diversas populações de zircões. A figura 2.1b mostra também uma tentativa de representação quantitativa da presença de populações de núcleos herdados nas distintas fases graníticas. Na figura, os plútons com populações herdasas suficientemente abundantes para permitir o cálculo de uma idade agrupada, estão representado com 3 zircões, enquanto os portadores de poucos núcleos são representados por 2 zircões. Além da rápida reciclagem de fases homo-orogênicas, a construção dos batólitos continentais também contou com a reciclagem (refusão) de crosta pré-neoproterozóica como indica a presença de núcleos magmáticos herdados que, em algumas amostras compõem agrupamentos homogêneos com ~2 006, ~2 175 e ~ 2174 Ma (amostras 2.3.2, 2.4 e 2.5). Os estudos Sm-Nd, já discutidos no Cap. II (Figuras 2.10a e 2.10b) confirmam a participação de crosta paleoproterozóica na evolução magmática.

Ainda associado à evolução do batólito, a idade da fase pré-orogênica de abertura do rifte foi recentemente obtida em um plúton tipo-A que forneceu uma idade de cristalização de ~ 870 Ma (M.A.S. Basei, inf. verbal). É interessante notar que idade similar foi obtida para a abertura do Orógeno Araçuaí também em plúton tipo A, no extremo setentrional da Província Mantiqueira/Orógeno Araçuaí datado em ~ 885 Ma (Silva et al. 2002c. Item 4.7 neste Capítulo).

Mais ao sul, o Batólito Pelotas (Fig. 2a) preserva o registro de fases de acreção mais precoces que as registradas no Batólito Florianópolis, iniciada há ~780 Ma, conforme idades obtidas em remanescentes de gnaisses tonalíticos. Esses remanescentes de um provável arco pré-colisional foram parcialmente refundidos e assimilados pelos granitos sincolisionais ~ 630-610 Ma ( $G_1$ ), sobrevivendo apenas na forma de discretos (xenólitos) e de abundantes núcleos herdados datados em ~780 Ma sobrecrecidos por zircões de ~610 Ma. No Batólito Florianópolis, distintamente do Batólito Pelotas, até o presente não foram encontrados registros do arco pré-colisional. No Item 2.6.2 é apresentado um estudo morfológico e geocronológico dos zircões restíticos de ~ 780 Ma e néo-formados na fase sincolisional há ~ 610 Ma.

Os interessados em uma abordagem mais detalhada da evolução petrocronológica do Complexo Camboriú poderão consultar o trabalho de Silva et al. (2005a). Naquele trabalho, devido ao interesse em estabelecer a sucessão granítica interna do complexo, o gnaiss tonalítico paleoproterozóico, principal rocha-fonte da fase anatética sintangencial do batólito Florianópolis, foi hierarquizado como  $G_1$ , seu produto anatético neoproterozóico como  $G_2$  e a fase pós-tectônica (Granito Guabiruba) como  $G_3$ . No presente caso, como o interesse é a evolução interna do batólito, os remanescentes

Figure 2a. Geologic map simplified (and modified) from the GIS-based "Geological Map of Mantiqueira Province, E = 1: 2.500.000" (Silva et al., 2002 d) ArcView edition by geol. Joseneusa Brilhante Rodrigues



**SOUTHERN MANTIQUEIRA PROVINCE:** 1 Phanerozoic covers and magmatic rocks; 2. Cretaceous tholeiitic dyke swarm; **PARANAPIACABA OROGEN:** 3. Post-collisional volcanic-sedimentary foreland basin; 4. Post-collisional 'A' and alkaline grt. 5. Pre- syn-collisional 'I' grt; 6. Volcanic-sedimentary back arc assemblages (São Roque Group); 7 Passive continental margin basins. **Reworked basement:** 8. Calymnian volcanic-sedimentary (back arc) basement; 9. 3.0-2.0 Ga high-grade TTG basement (Atuba Complex/Curitiba Microplate). **RIO PIÊN OROGEN:** 10. Post-collisional volcanic-sedimentary foreland basins; 11. Post-collisional 'A' and alkaline grt; 12. Pre- syn-collisional 'I' grt; 13. Piên Mafic-ultramafic (ophiolitic) complex. **Reworked basement:** 14. 2.7-2.1 Ga high-grade TTG orthogneisses (Santa Catarina Granulitic Complex / Luís Alves Craton/Microplate). **COSTEIRO GRANITIC BELT:** 15. Pre- syn-collisional grt; 16. Post-collisional grt. **DOM FELICIANO OROGEN:** 17. Post-collisional volcanic-sedimentary foreland basins; 18. Post-collisional 'A' and alkaline grt; 19. Pre- syn-collisional 'I' grt; with abundant Cryogenian tonalitic gneiss xenoliths (\*); 20. Passive continental margin basins, with interleaved ocean floor realms (\*) and serpentinites/magnesian schists with ophiolitic affinities (\*). **Reworked basement inliers:** 21. Kibarian orthogneisses (Punta del Est Terrane); 22. Rhyacian migmatized tonalitic gneisses with abundant ca. 610 Ma neosome and anatectic grt. Local unmigmatized facies occurs in a structural window within the passive margin (o); 23. Rhyacian tonalitic orthogneisses (Encantadas Microcontinent); 24. Rhyacian ? high-grade metasedimentary basement (Várzea do Capivarita Complex); 25. Rhyacian ? metanortosite. **Archean/Paleoproterozoic continental margin (Rio de La Plata Craton/Plate):** 26 Neoproterozoic TTG gneisses (Santa Maria Chico Granulitic Complex). **ÇAÇAPAVA DO SUL TRANSPRESSIONAL EVENT:** 27. Strike-slip-related 'I' grt pluton of unknown regional tectonic significance (Caçapava do Sul Granite). **SÃO GABRIEL OROGEN:** 28. Intraoceanic calc-alkaline plutonic arc orthogneisses (Cambai Group). 29. Intraoceanic calc-alkaline volcanics and volcanic-sedimentary arc assemblages (Vacacai Group); 30. Volcanic-sedimentary (back-arc?) assemblage, interleaved with Paleoproterozoic amphibolites and orthogneisses; 31. Magnesian schists harzburgites and amphibolites with ophiolitic affinities (Cerro Mantiqueiras Ophiolite); 32. Tonian dioritic pluton of unknown tectonic significance.

Note: grt: granitoids; 'I': mainly I-Type; 'S': mainly S-type; 'A': A-type. All pre- to syn- orogenic units are metamorphosed from greenschist up to amphibolite/granulite transition (see text). Unit 14 referred as Archean basement of the Rio Piên Orogen also corresponds to the N basement of the Dom Feliciano Orogen

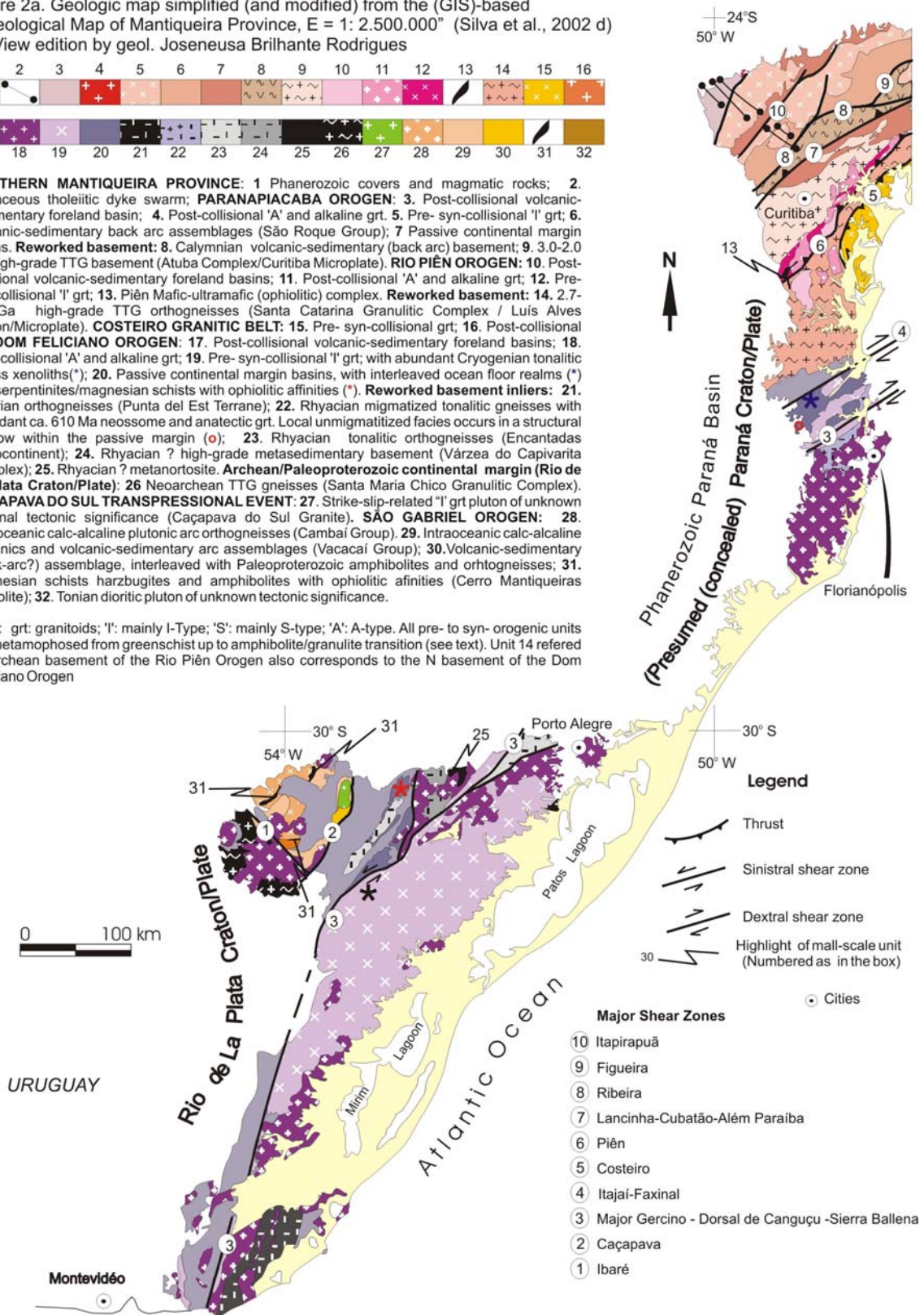


Figura 2.1a Mapa geológico simplificado do segmento meridional da Província Mantiqueira (Silva et al. 2005b).

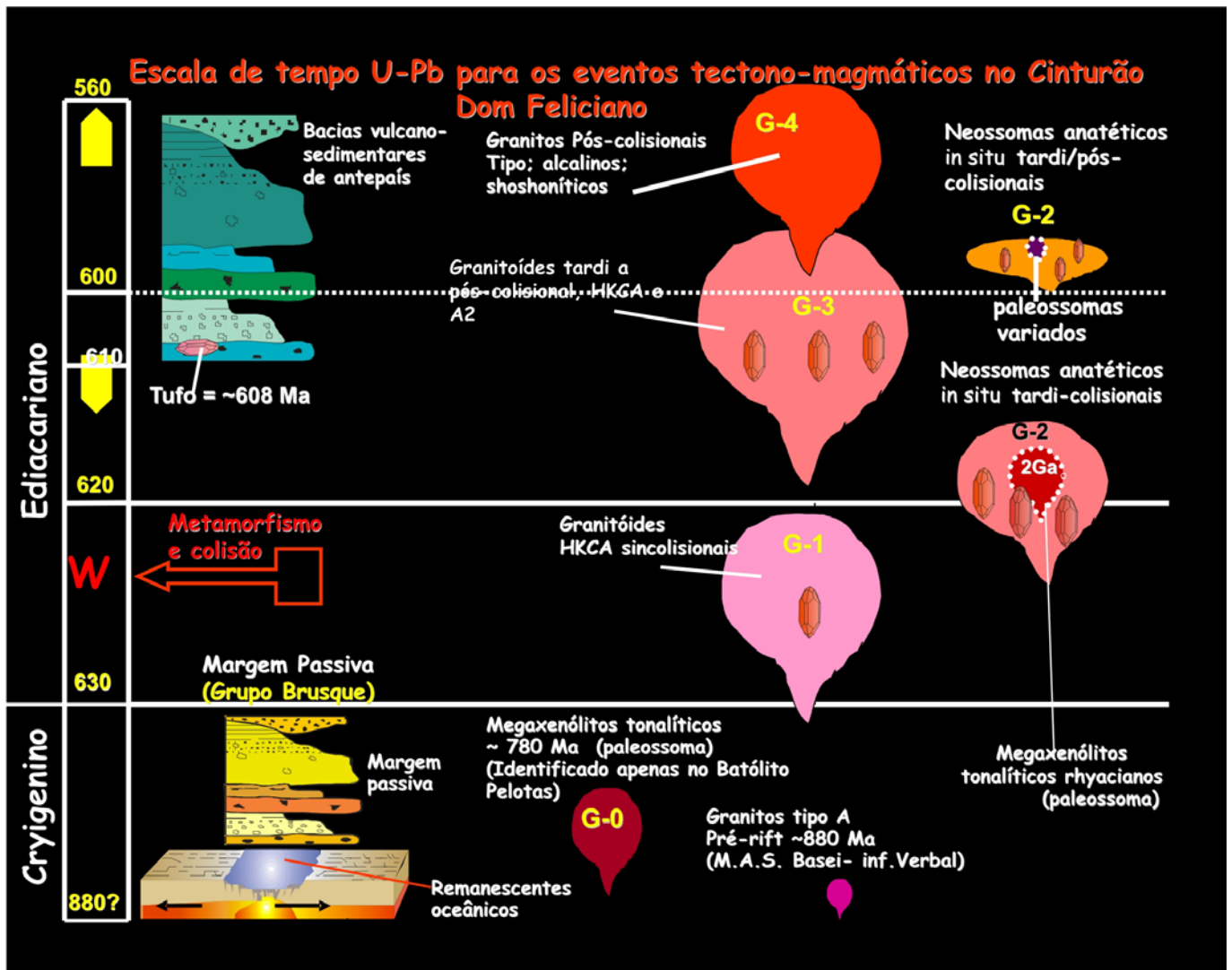


Fig. 2.1b Escala de tempo U-Pb para os eventos tectono-magmáticos no Orógeno Dom Feliciano (Baseado em Silva et al. 2005b).

paleoproterozóicos são hierarquizados como  $G_0$ , por não pertencerem à estratigrafia do batólito e as fases batolíticas como  $G_1$  e  $G_2$ . O magmatismo mantélico, incluindo associações quartzo-dioríticas (tholeiíticas), granitoides shoshoníticos e peralcalinos (fases  $G_3$  e  $G_4$ , Fig. 2.1b) não será aqui discutido, devido à simplicidade morfológica dos zircões, não fornecendo exemplos com interesse para a compreensão da sistemática SHRIMP. Apenas dois plútons pós-tectônicos, com abundante herança crustal serão abordados. Por outro lado, será também estudado um ortognaisses tonalito que ocorre em uma janela tectônica na seqüência metavulcano-sedimentar adjacente ao Batólito Florianópolis, o qual preserva o registro de duas

fases de metamorfismo ( $M_1$  ~ 2040 Ma e  $M_2$  no neoproterozóico), porém, pela relativa preservação da morfologia interna e do sistema isotópico foi possível a determinação precisa de sua idade de cristalização (~ 2200 Ma). No embasamento do Batólito Pelotas (RS) também será abordado um gnaisse fortemente recrystalizado com re-equilíbrio total dos zircões na fácies granulito, que devido à intensidade da recrystalização possibilitou apenas a determinação da idade do metamorfismo (~ 630 Ma).

Essa evolução complexa, conforme indicam as características morfológicas e geoquímicas das unidades datadas resumidas na tabela III. 2, será abaixo detalhada com o estudo de 11 amostras datadas.

Tabela III. 2 Morfologia (BSE e CL), composição isotópica e idades herdadas e de anatexia nos zircões dos granitóides/leucossomas do CDF						
Amostras	Núcleos herdados (magmáticos) U média 150-300 ppm Th/U 0.1 – 0.9		Sobrecrescimentos e neogrãos (Precipitação em fundido magmático) = Cristalização anatética: U médio 500-800 ppm (até ~ 1700 ppm); Th/U (< a << que 0.1)		Datações TIMS (cristal inteiro) e interpretação	Referência
	Padrões de zonação BSE/CL e interpretações	Idade SHRIMP (Ma)	Padrões de zonação BSE/CL e interpretações	Idade SHRIMP (Ma)		
Amostra 2.2 Granito Tabuleiro	1. Raros núcleos arredondados; zoneamento oscilatório, com formas externas irregulares = <b>Xenocristais magmáticos reabsorvidos</b> 2. Fraturas e trilhas de inclusões seladas por neozircão magmático	617 ± 9	1. Zoneamento oscilatório, euédrico, conteúdo em U normal a alto (baixa luminescência em CL) = <b>Precipitação em fundido magmático</b>	597±0		
Amostra 2.3.1 Granito Guabiruba (CP Camboriú)	1. Abundantes núcleos arredondados; zoneamento oscilatório, com formas externas irregulares = <b>Xenocristais Magmáticos reabsorvidos</b> 2. Fraturas e trilhas de inclusões seladas por neozircão magmático	628±17	1. Zoneamento oscilatório, euédrico, conteúdo em U normal a alto (baixa luminescência em CL) = <b>Precipitação em fundido magmático</b>	610±6	~ 2900? 673±44 = Cristalização	Basei (2000)
Amostra 2.3.2 Granito anatético (CP Camboriú)	1. Abundantes núcleos sub-arredondados e irregulares; tons cinza médio (BSE e CL); zoneamento por setor = <b>Xenocristais magmáticos reabsorvidos</b> 2. Fraturas e trilhas de inclusões, seladas por neozircão magmático	2006±3	1. Finos sobrecrescimentos externos: Euédricos, com zoneamento oscilatório, U-enriquecido (escuro em CL) = <b>Precipitação em fundido magmático</b> 2. Sobrecrescimentos internos: Muito finos (1-3 µm), curvilíneos, U-depletados (alta luminescência em CL): separa núcleo do sobrecrescimento externo ("rs": <i>resorption seams</i> ) = <b>Pre-anatexia</b>	Não medida 620-610 Inferência indireta	2736±45 = Cristalização  544±45 = Metamorfismo	Babinski <i>et al.</i> 1997)
Amostra 2.4 Granito anatético (CP Águas Mornas)	1. Abundantes núcleos prismático a sub-arredondados; zoneamento oscilatório, tom cinza médio (BSE e CL), zoneamento por setor. Forma externa irregular <b>Xenocristais magmáticos reabsorvidos</b> 2. Arredondado ou prismático U-depletado (tom cinza em BSE e brilhante em CL), textura <i>annealed</i> = <b>Xenocristais de alto grau metamórfico reabsorvidos</b>	2175 ± 13	1. Sobrecrescimentos externos: Euédricos, zoneamento oscilatório, U-enriquecidos (escuro em CL) e Th-enriquecidos = <b>Precipitação em fundido magmático</b> 2. Sobrecrescimentos internos: Muito finos (1-3 µm), curvilíneos, U-depletados (alta luminescência em CL) separa núcleo do ("rs": <i>resorption seams</i> ) = <b>Pre-anatexia</b> 3. Sobrecrescimentos internos, finos (1-3 µm), curvilíneos, cinza claro em BSE, escuro em CL, separam núcleo da margem protudindo a margem ("mt"): manto de intensidade reduzida de CL = <b>Segregação de impurezas das porções recristalizadas, durante a anatexia.</b>	592±5		
Amostra 2.5 Granito anatético Ponta do Cabeço (CP Camboriú)	1. Abundantes núcleos com formas externas irregulares, com zoneamento oscilatório, tom cinza médio (BSE e CL), U normal = <b>Xenocristais magmáticos reabsorvidos</b> 2. Raros núcleos com alta luminescência (empobrecido em U) = <b>Xenocristais metamórficos reabsorvidos</b>	2174 ± 22	1. Sobrecrescimentos externos: subédricos e com forma irregulares, escuro em CL, muito rico em U = <b>Precipitação em fundido magmático</b>	Muito Imprecisa	2804±35 = Herança 585±26 = Cristalização	Basei (2000)
Amostra 2.6.2 Granito Anatético (CP Pinheiro Machado)	1. Abundantes núcleos com formas externas irregulares, com zoneamento oscilatório, tom cinza médio (BSE e CL) 2. Forte arredondamento = <b>Xenocristais magmáticos reabsorvidos</b>	~ 800 Muito imprecisa	1. Sobrecrescimento externo: Euédrico a subarredondado, escuro em CL, muito rico em U = <b>Precipitação em fundido magmático</b>	609±17	613±6 = Cristalização	Babinski <i>et al.</i> 1996)

## 2.2 Granito pós-colisional tipo A ( $G_3$ ) Morro Cambirella (Granito Tabuleiro)

O granito Tabuleiro, associado ao vulcanismo pós-colisional no Batólito Florianópolis é um bom exemplo de granito do tipo  $A_2$  (*sensu* Eby, 1992), com abundante população de núcleos magmáticos herdados. A Fig. 2.2a mostra uma vista geral do Batólito Florianópolis, com a seta assinalando a localização aproximada da unidade amostrada.

Foram datados 23 spots em 21 cristais, sendo os resultados mostrados da concórdia da figura 2.2h. A diversidade morfológica assinalada nas figuras (2.2b a 2.2g) inclui uma população de núcleos magmáticos herdados (2.2b, 2.2c) e xenocristais magmáticos (2.2f-2.2g) de ~620 Ma, bem como uma população mais jovem de sobrecrescimentos magmáticos (*melt-precipitated*) (2.2b, 2.2c) e de grãos neoformados (2.2d-2.2e). A complexidade morfológica está refletida no diagrama concórdia (2.2h), onde os resultados dispersam-se ao longo da concórdia e caracterizam um padrão de distribuição bimodal. A população de núcleos herdados tem zoneamento oscilatório (Fig. 2.2b, f-g), conteúdos normais de U e Th e razões Th/U no intervalo típico de rochas magmáticas félsicas (200-400 ppm de U; Th/U 0.2-0.9).

Seis análises ( $n=6$ ) formam um agrupamento homogêneo, sem excesso de dispersão ( $c^2 = 0.5$ ), que fornece uma razão  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  média de **617±9 Ma** (Fig. 2.2.h). Esse resultado pode ser interpretado como a idade média dos zircões herdados, provenientes da fusão parcial de fonte magmática homogênea (granítica). Granitóides sincolisionais com idade de cristalização próxima à obtida nos núcleos e cristais herdados (~630-620 Ma) são abundantes no batólito (fase G-1 na fig. 2.1b). A (re)fusão desses, em níveis profundos pode ser interpretada como uma das principais fontes do magma precursor desse plúton pós-colisional.

Os sobrecrescimentos também apresentam texturas típicas de bordas magmáticas (*melt precipitated*) como zoneamento oscilatório. Os resultados obtidos nos sobrecrescimentos e em neogrãos magmáticos caracterizam um agrupamento concordante ( $n=7$ ), homogêneo, sem excesso de dispersão de natureza geológica ( $c^2 = 0.7$ ), que forneceu uma idade aparente de **597±9 Ma**, interpretada como a idade de cristalização do plúton.

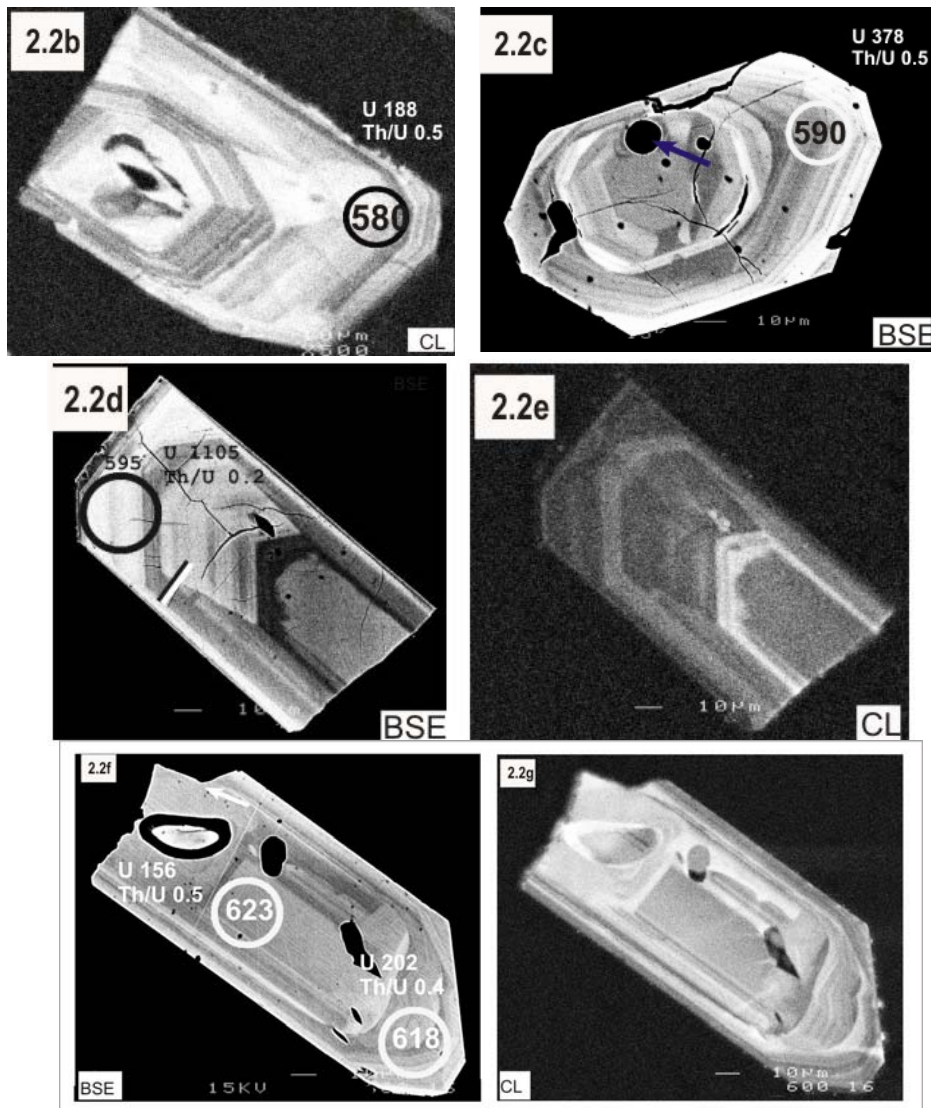
Em resumo: o resultado indica que o magmatismo do tipo A no batólito está relacionado à rápida (~20 m.a.) reciclagem de possíveis granitóides sincolisionais de ~620 Ma (datado nos núcleos herdados). Sugere uma evolução autofágica (“canibalística”) do arco magmático, construído a partir da reciclagem de material crustal pretérito, com discreta adição juvenil.

Uma análise da amostra por ID-TIMS, devido à falta de resolução espacial da técnica, não possibilitaria a discriminação dos dois agrupamentos de idades espacialmente tão próximas na concórdia e poderia fornecer um resultado destituído de significado geológico. Mesmo com a utilização da sistemática SHRIMP, devido o amplo predomínio de núcleos magmáticos herdados sobre os sobrecrescimentos, a observação de um número reduzido de imagens pode levar a interpretações inapropriadas. Em uma abordagem inicial com base em número menor de imagens CL/BSE, o resultado dos núcleos foi interpretado como a idade de cristalização, e dos sobrecrescimentos como uma idade alteração pós-magmática. Devido à complexidade do problema, esses dados permaneceram inéditos como uma tese de doutoramento (Silva, 1999). Somente após um estudo complementar de campo e com número mais representativo de imagens e reavaliação dos dados analíticos, a natureza herdada dos núcleos pode ser comprovada e determinada a idade dos sobrecrescimentos (Silva *et al.* 2003a).



Fig. 2.2a Vista aérea da área central Batólito Florianópolis, com localização aproximada do local amostrado do Granito Tabuleiro (seta).





Figs. 2.2b,c,d,ef,g Imagens CL e BSE de zircões representativos da amostra do Granito Tabuleiro.

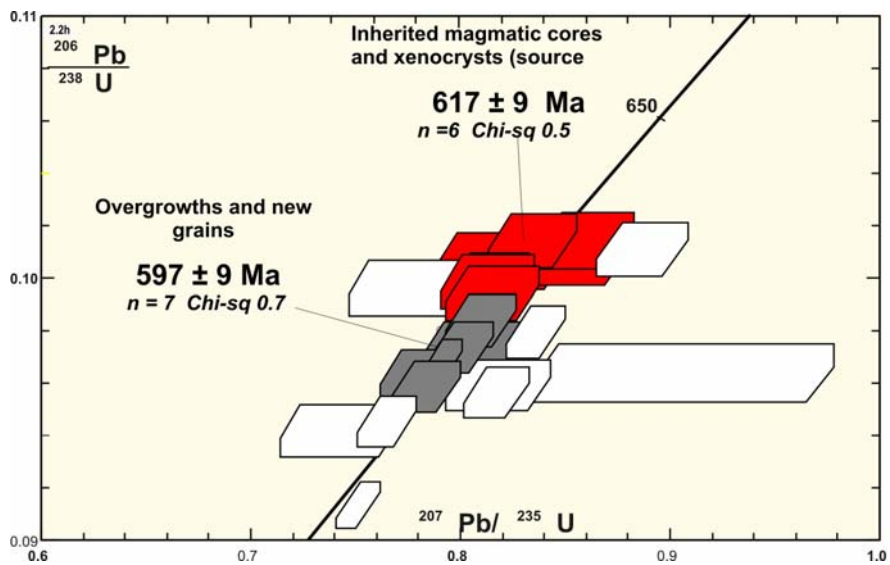


Fig. 2.2h Concórdia Wetherill do Granito Tabuleiro.

### 2.3 Ortomigmatito: granito/leucossoma sin a tardicolisional ( $G_2$ ), tipo I (Complexo Camboriú) e granito pós-colisional tipo I/S ( $G_3$ ) (Granito Guabiruba)

O Complexo Camboriú é a unidade do embasamento do Batólito Florianópolis com maior complexidade composicional e evolutiva, o que tem dificultado o seu correto posicionamento petrocronológico. É um complexo migmatítico polifásico que inclui remanescentes de ortogneisse TTG, com idade de cristalização paleoproterozóica (definida com base na idade da população de zircões restílicos remanescente em leucossomas dele derivado), com idade de ~2000 Ma Silva *et al.* (2005a). Esse gnaisse, aqui hierarquizado como  $G_0$ , ocorre na forma de remanescentes de fusão parcial *in situ* (paleossoma/mesosoma), com geração de leucossomas tardicolisionais ( $G_2$  ~ 620 Ma). O conjunto é truncado por uma fase tardi-tectônica ( $G_3$  ~ 610 Ma).



Figura 2.3a Vista geral do Complexo Camboriú, com localização aproximada do local amostrado (seta).

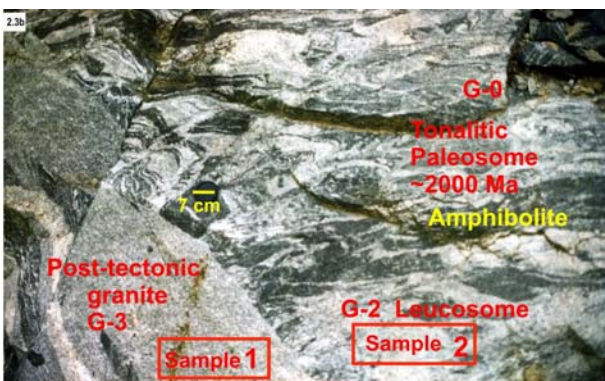


Fig. 2.3b Afloramento amostrado, com detalhe da sucessão granítica do Complexo Camboriú.

A Fig. 2.3a mostra uma vista geral da área-tipo do complexo e, a seta, a localização aproximada da unidade datada.

As amostras  $G_2$  e  $G_3$  datadas provêm do ortomigmatito polifásico (Fig. 2.3b). A fotografia 2.3b mostra também remanescentes da fase tonalítica paleossomática ( $G_0$ ) parcialmente assimilados pelo abundante neossoma granítico derivado por anatexia parcial *in situ* ( $G_2$ ). A fase leucossômica sincolisional é caracterizada pela sobreposição de trama metamórfica sobre a trama magmática original resultando em um ortogneisses bandado. O complexo anatético é injetado pela fase granítica pós-tectônica: Granito Guabiruba ( $G_3$ ). Os locais amostrados, estão assinalados na Fig. 2.3b.

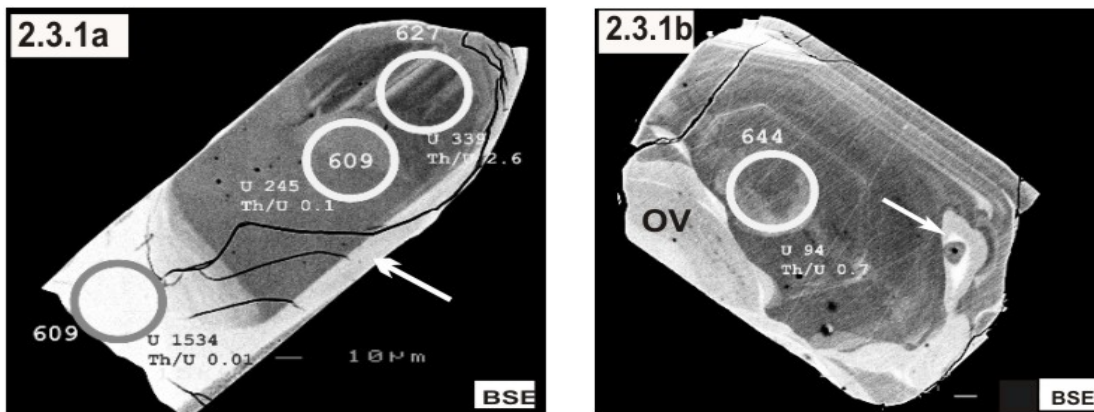
#### 2.3.1 Granito pós-colisional tipo I/S ( $G_3$ ) (Granito Guabiruba)

Trata-se de um biotita leucogranito fino a médio do tipo I-caledoniano, que ocorre como fase tardia injetado no migmatito do Complexo Camboriú. Regionalmente, a unidade mostra certa diversidade química e petrográfica e inclui fases peraluminosas portadoras de granada e mica branca, possivelmente de natureza mista I/S.

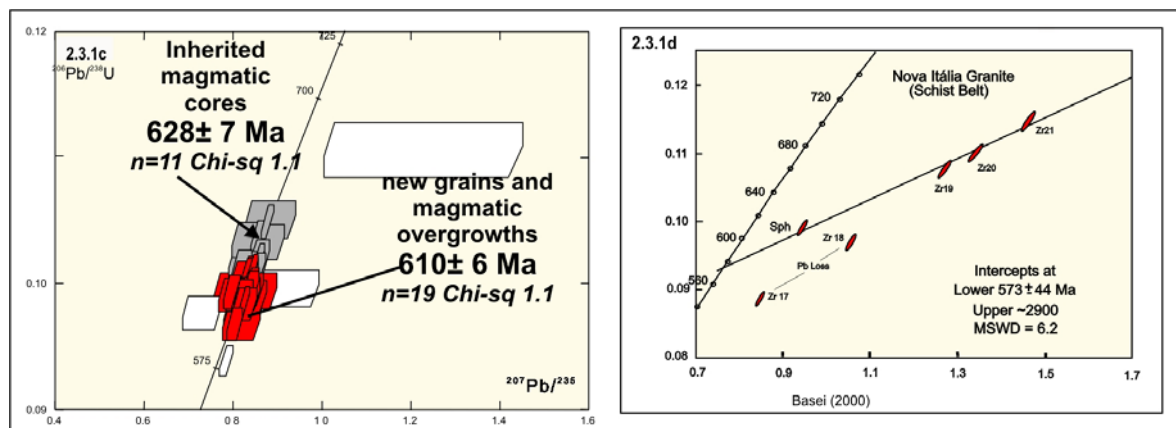
Foram datados 42 spots em 33 cristais e os resultados constam da figura 2.3.1c. Assim como na amostra 2.2 (Granito Tabuleiro), os zircões são morfologicamente complexos, com abundantes núcleos magmáticos herdados (Figs. 2.3.1a e b). Devido a essas características, os resultados analíticos também se distribuem ao longo da concórdia, em um longo intervalo de tempo de ~ 100 m.a., com dois picos de idades aparentes que caracterizam um padrão de distribuição bimodal (Fig. 2.3.1c). Como na amostra 2.2, o pico mais velho corresponde à herança isotópica (núcleos magmáticos herdados) e o mais jovem, composto por neogrãos e sobrecrescimentos com textura magmática (*melt precipitated*), à idade de cristalização. Eventualmente, o limite entre o núcleo herdado e o sobrecrescimento pode ser irregular e "escalopado", indicativo de corrosão magmática (anatética) do núcleo herdado durante a deposição magmática do sobrecrescimento ("ov" em 2.3.1b).

Os núcleos também apresentam zoneamento oscilatório, com conteúdos normais de U e Th e razões Th/U no intervalo típico de rochas magmáticas félsicas (200-400 ppm de U; Th/U 0.2-0.9). Esses domínios formam um agrupamento concordante (n=11), homogêneo, sem excesso de dispersão ( $c^2 = 1.1$ ), com idade aparente de  $628 \pm 7$  Ma (Fig. 2.3.1c). O resultado pode ser interpretado como a idade média dos zircões herdados provenientes da fusão parcial de uma fonte granítica. Granitóides sincolisionais com idades de cristalização equivalentes constituem uma fase bem distribuída no batólito ( $G_1$  na fig.2.3b). A fusão das raízes batolíticas dessa fase sincolisional pode ser uma das principais fontes do magma precursor do plúton.

Os sobrecrescimentos magmáticos são ricos em U (até ~ 1000 ppm), comumente metamitizados e fraturados, o



Figs. 2.3.1a e b Imagens BSE de zircões da amostra do Granito Guabiruba ( $G_3$ ).



Figs. 2.3.1c Concórdia Wetherill do Granito Guabiruba( $G_3$ ). Fig. 2.3.1d Análise TIMS do Granito Guabiruba (Basei 2000).

que dificulta a obtenção de idades precisas (2.3.1c). Constituem, porém, um agrupamento ( $n=19$ ) concordante, homogêneo, sem excesso de dispersão ( $c^2=1.1$ ), com idade aparente de **610±6 Ma**, interpretada como idade de cristalização deste plúton ( $G_3$ ). Os resultados de ~ 630 Ma obtidos na populações de núcleos herdados têm importante consequência petrocronológica. Sugerem que granitóides sincollisionais com ~ 630 Ma (G na Fig. 2.1b), seriam fontes potenciais do granitóide pós-colisional (aqui detalhado), a partir de rápida reciclagem crustal. Esse fenômeno, observado em outros granitóides do arco magmático, como na amostra anterior, reforça o caráter autofágico do magmatismo ("canibalismo"), compatível com a implantação de um arco continental maduro, por meio de sucessivas adições graníticas geradas a partir da refusão de fases anteriores (ver outros exemplos adiante).

**SHRIMP X TIMS** Uma amostra de outra fácies desse granito foi datada pela sistemática TIMS (Basei 2000), cujo diagrama concórdia é aqui reproduzido para efeitos de comparação entre as técnicas SHRIMP e TIMS (Fig. 2.3.1d). Os resultados TIMS, ao contrário dos resultados SHRIMP acima mostrados, são muito discordantes. Porém o autor utilizando apenas as três frações menos discordantes obteve uma idade de

intercepto inferior muito imprecisa de ~ 573±44 Ma e de intercepto superior não medido, mas com valor de ~ 2900 Ma. O arranjo linear e o MSWD de 6.2 com excesso de dispersão (errôcrona) são indicativos de mistura de zircões com sistemas isotópicos distintos. O autor interpreta corretamente os problemas analíticos da amostra e considera que idade de intercepto inferior representaria uma idade menor que a esperada para a cristalização. Menciona também a influência de herança, como responsável pelo intercepto superior impreciso de ~ 2900 Ma.

Além das observações do autor, pode-se acrescentar que a distribuição dos resultados TIMS, que simulam uma discórdia "normal", supostamente relacionada à perda de Pb\* em evento termo-tectônico pós-magmático, configura uma linha de mistura entre zircão precipitado do fundido granítico e zircões mais velhos da rocha fonte (efeito herança). Assim, a discórdia e seus interceptos constituem artefatos analíticos, como exemplificado pelas análises do Granodiorito Dalgety (Cap II item 2.7.3, Figs. 6a,b,c) e em outros granitos do Batólito Florianópolis. Portanto, ambas as idades de intercepto mostradas na concórdia 3.2.1d carecem de significado geológico, como salientado, em outros termos, pelo próprio autor (Basei 2000).

**2.3.2 Granito-gnáissico leucossômico, tardi-colisional, tipo I (G<sub>2</sub>) (Complexo Camboriú)**

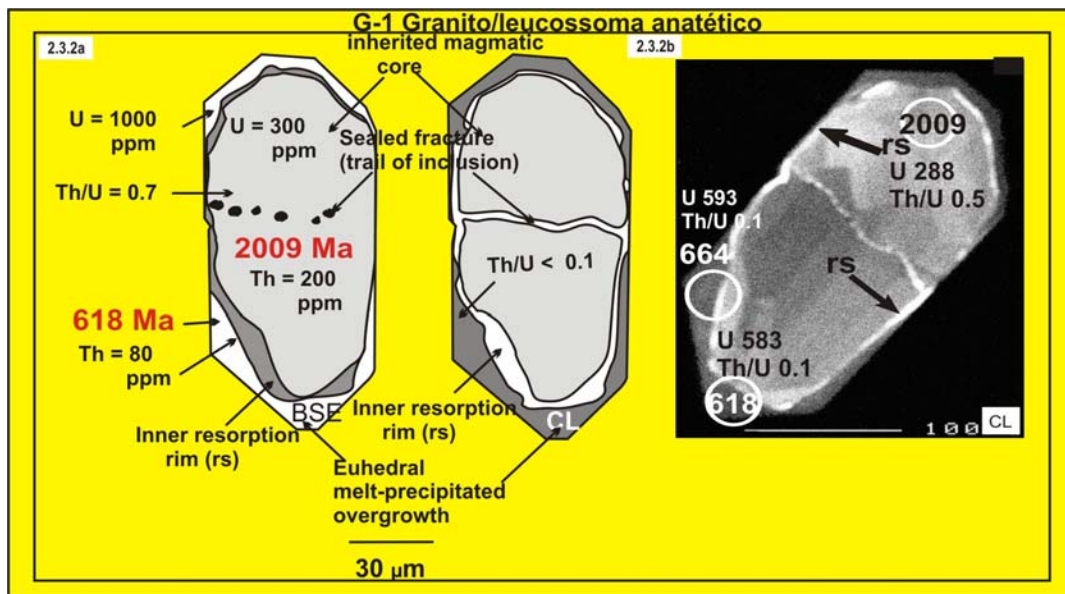
O local da amostragem do leucossoma derivado *in situ* do gnaiss tonalítico parcialmente fundido é mostrado na Fig. 2.3b. Foram datados 44 spots em 32 cristais sendo os resultados mostrados na concórdia da figura 2.3.2c. Da mesma forma que os granitóides anteriormente discutidos, o gnaiss neossômico também apresenta uma população de zircões com morfologia complexa (Figs. 2.3.2a,b). Predominam largos núcleos herdados sub-arredondados, com zoneamento oscilatório e com conteúdos normais de U e Th, bem como razões Th/U no intervalo típico de rochas magmática félsicas a intermediárias (200-400ppm de U; Th/U 0.2-0.9), circundados por finos sobrecrecimentos magmáticos. Esses domínios periféricos também apresentam estruturas de crescimento magmáticas (anatóticas/*melt precipitated*) como zoneamento oscilatório, e são ricos em U (até > 1100 ppm). A imersão dos núcleos herdados no líquido anatótico causou a corrosão periférica dos mesmos, responsável pelas formas irregulares do contato entre o núcleo e o sobrecrecimento. Já a precipitação do envoltório de zircão anatótico forneceu ao “novo” cristal hábito prismático, euédrico. As figuras 2.3.2a e b, reproduzidas de Silva *et al.* (2005a) ilustram o modelo genérico de evolução morfológica dos zircões da amostra com base em um dos cristais, representativo da população datada.

Os núcleos herdados (magmáticos) formam um agrupamento homogêneo (n=25), concordante, sem excesso de dispersão (c<sup>2</sup> = 1.08), com uma idade aparente de **2006 ± 3 Ma** (Fig. 2.3.2c, e detalhe no quadrante inferior

direito). O resultado pode ser interpretado como a idade média dos zircões herdados, restitos da fusão parcial dos gnaisses tonalíticos encaixantes. Assim, os núcleos corresponderiam a restos de fusão e sua idade aparente reproduziria a de cristalização do magma precursor do gnaiss tonalítico precursor.

Os sobrecrecimentos com alta luminescência em BSE e baixa em CL devido aos conteúdos em U são característicos dos magmas anatóticos do batólito como observado em outras amostras (2.3.1, 2.3.4, 2.3.5, 2.3.8; Tab.II.2). Devido à espessura reduzida e à metamitização provocada pelo conteúdo elevado de U, os sobrecrecimentos, ao contrário dos núcleos, raramente podem ser datados. As razões <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U são dispersas no intercepto inferior entre ~ 500 Ma e ~ 660 Ma, impossibilitando o cálculo de uma idade agrupada (Fig. 2.3.2c, quadrante inferior esquerdo). Assim, a idade dos sobrecrecimentos e neogrãos que corresponde à datação do pico anatótico regional e da cristalização do neossoma, só pôde ser inferida como > 610 Ma - idade do granito G<sub>3</sub> intrusivo no migmatito (Item 2.3.1).

Outra complicação morfológica é que muitos zircões preservam evidências diretas, embora espacialmente restritas, de recristalização metamórfica no estado sólido, sugerida pelos finos sobrecrecimentos internos de alta luminescência (“rs” em 2.3.2a e b) os quais separam núcleos (restitos) dos sobrecrecimentos anatóticos. Estruturas similares em zircões restíticos em avançado estágio de fusão foram descritas por Vavra *et al.* (1996). Segundo os autores, a fina banda (“rs”) limitaria o nível mais avançado da fusão parcial, constituindo uma espécie de “frente de migmatização” em escala micrométrica, desenvolvido



2.3.2a Representação esquemática (BSE/CL) da morfologia e assinatura geoquímica U-Th dos zircões do granito leucossômico do Complexo Camboriú (G<sub>2</sub>), modificado de Silva *et al.* (2005a).

Fig. 2.3.2b Imagens CL dos zircões do granito leucossômico do Complexo Camboriú (G<sub>2</sub>), modificado de Silva *et al.* (2005a).

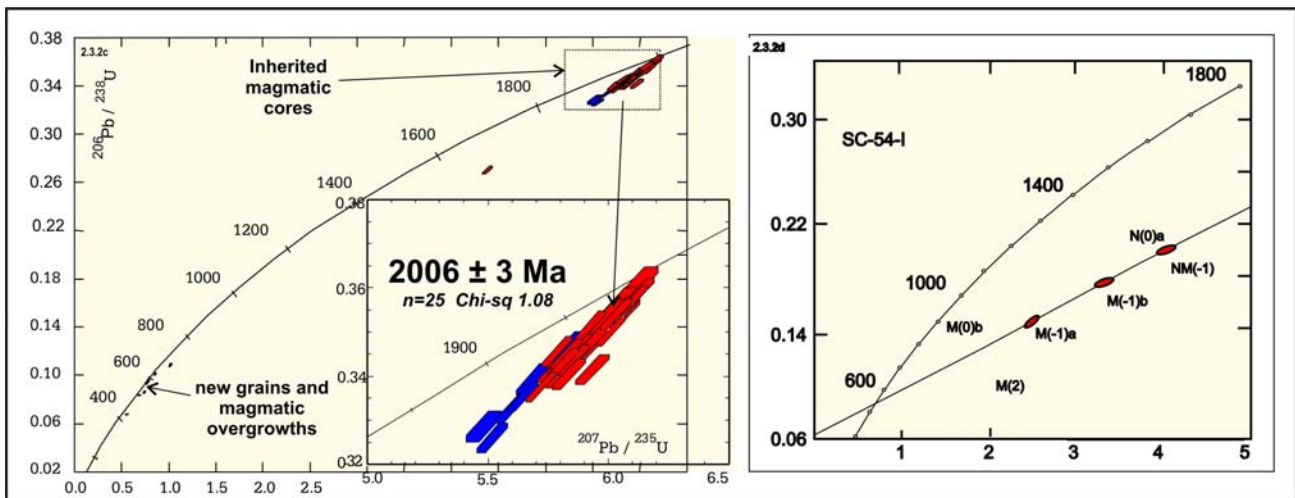


Fig. 2.3.2c Concórdia Wetherill do granito leucossômico ( $G_2$ ).

Fig. 2.3.2d Análise TAMS do granito leucossômico ( $G_2$ ) (Babinski *et al.* 1997).

por efeito de um *continuum* de mudanças químicas no estado sólido, em resposta a uma "frente (anatética) em movimento".

**SHRIMP x TAMS** Outro afloramento do mesmo granitóide foi datado pela técnica TAMS por Babinski *et al.* (1997). Devido às complexidades morfológicas aqui descritas a análise desta amostra pelo método TAMS não produziu os resultados esperados, como se constata pela observação da concórdia da figura 2.3.2d, reproduzida do trabalho supra.

O diagrama evidencia dados muito discordantes; as três frações menos discordantes constituem um arranjo co-linear que parece definir uma simples linha de mistura (discórdia). A regressão da discórdia fornece resultados de interceptos muito imprecisos:  $\sim 2736 \pm 45$  Ma (superior) e  $\sim 544 \pm 45$  Ma (inferior). Sem os recursos de imageamento e sem resolução espacial da técnica TAMS, os autores interpretam o resultado do intercepto superior como uma idade (máxima) da cristalização do neossoma e o resultado do intercepto inferior como uma idade de retrabalhamento (metamorfismo?) neoproterozóico.

Como a idade dos núcleos foi precisamente datada no SHRIMP ( $2006 \pm 3$  Ma) o intercepto superior TAMS ( $\sim 2736 \pm 45$  Ma) é necessariamente destituído de significado geológico. Da mesma forma, o intercepto inferior de  $\sim 544 \pm 45$  Ma, também não tem significado geológico, pois a idade mínima do evento anatético foi datado em  $\sim 610$  Ma, idade do granito  $G_3$ , intusivo no migmatito.

Além disso, a comparação entre os resultados entre as duas técnicas mostra que distribuição das análises TAMS, simulando uma discórdia "normal" suportadamente relacionada à perda de  $Pb^*$  em evento termotectônico pós-magmático, seria na verdade uma linha de mistura (efeito herança) entre idades de zircões restíticos (herdados da rocha fonte) e idades de novos zircões anatéticos (*melt precipitated*). Em outras palavras, a discórdia TAMS (e suas idades de interceptos) constitui

um artefato analítico, similar ao do exemplo estudado do Granodiorito Dalgety (Cap II Item 2.5, Figs. 2.5a,b,c) e em outros granitos desse batólito.

É interessante observar-se que em trabalhos anteriores, mesmo no SHRIMP, o *bias* provocado pela grande concentração de idades concordantes dos núcleos (intercepto superior) e a dispersão dos resultados dos sobrecrescimentos (intercepto superior), não foi identificado (Silva *et al.* 2000a; Hartmann *et al.* 2000). Por isso agrupamento homogêneo de resultados nos núcleos (boxes de erros vermelho na Fig. 2.3.2c) foi interpretado como a idade de cristalização da rocha, ao invés de idade da fonte. Somente com o estudo de um número mais representativo de imagens e a análise integrada de um número maior de casos de migmatização no batólito (Silva *et al.* 2005a), pode-se interpretar mais acuradamente o intercepto inferior como indicativo da idade de cristalização.

## 2.4 Granito gnáissico leucossômico pós-colisional, tipo I-S (Águas Mornas)

O Complexo Águas Mornas, outro remanescente do embasamento do batólito, consiste de uma associação migmatítica com remanescentes de uma fase gnáissica tonalítica paleossomática ( $G_0$ ) parcialmente assimilada por abundante neossoma granítico anatético *in situ* ( $G_2$ ). As relações entre as fases são mostradas na (Fig. 2.4a). O local assinalado pelo retângulo corresponde ao domínio leucossômico petrograficamente homogêneo que foi amostrado ( $G_2$ ).

Foram datados 45 spots em 32 cristais, cujos resultados constam da concórdia da figura 2.4e e são detalhes na figura 2.4f,g,h. Como nos outros caso de magmas anatéticos estudados, os zircões são morfológicamente complexos, com estrutura interna caracterizada pela dominância de núcleos herdados de natureza magmática (Figs. 2.4b,c), ou metamórfica (Fig. 2.4c). Os núcleos são

circundados por finos sobrecrescimentos periféricos com estruturas de crescimento magmáticas (anatéticas/*melt precipitated*) como zoneamento oscilatório (Figs. 2.4b,c,d) e enriquecimento em U (até > 1100 ppm). A imersão dos núcleos herdados no líquido anatético causou a corrosão periférica dos mesmos, responsável pelas formas irregulares do contato entre o núcleo e o sobrecrescimento. Já a precipitação do envoltório de zircão anatético forneceu ao “novo” cristal hábitos prismáticos, euédricos (Fig. 2.4b,c), característico dos magmas anatéticos do batólito.

Os núcleos magmáticos que constituem a população dominante, têm conteúdos normais de U (200-400 ppm) e Th, bem como razões Th/U (0,2-0,9) no intervalo típico de rochas magmática félsicas. Formam agrupamento (n=9) concordante, homogêneo e sem excesso de dispersão ( $c^2=0.46$ ), o qual forneceu idade aparente de **2175 ± 13 Ma** (2.4e-f). O resultado pode ser interpretado como a idade média de zircões herdados dos gnaisses tonalíticos encaixantes. Conseqüentemente, esses zircões correspondem a restitos de fusão e, o resultado, representaria a idade de cristalização do gnaiss paleossomático encaixante.

Os sobrecrescimentos magmáticos, apesar de restitos comparativamente aos núcleos, permitiram a obtenção de um agrupamento concordante (n=5), homogêneo, sem excesso de dispersão ( $c^2=0.40$ ), com idade aparente de **592 ± 5 Ma** (2.4.e, h). O resultado é interpretado como a

idade de cristalização do magma anatético.

Foram também caracterizados diversos núcleos metamórficos (Fig. 2.4c e d), os quais se distinguem dos núcleos magmáticos pela baixa luminescência em imagens BSE, devido aos conteúdos de U sempre inferiores a 100 ppm (Fig. 2.4d). Além disso, do ponto de vista morfológico, não apresentam zoneamento magmáticos visíveis. Foram obtidas idades entre ~ 2000 Ma e ~ 620 Ma, sendo o agrupamento principal formado por três cristais com idade aparente de ~ 1750 Ma (2.4e-f). O núcleo metamórfico da Fig. 2.4d, com idade aparente de ~ 620 Ma, situa-se no intervalo de idades dos granitóides sincolisionais do orógeno. Sua forma arredondada indica a sua natureza detrítica e também contribuição de fontes paraderivadas. A dupla contribuição de fontes magmáticas/paraderivadas explica o caráter misto I/S do magma precursor do granitóide anatético.

Esse é um caso adicional de granitóide que não deve ser analisado por DI, devido ao efeito herança. Mesmo com a sistemática SHRIMP, em trabalhos prévios, em virtude do reduzido número de imagens, a idade do agrupamento majoritário dos núcleos magmáticos foi interpretada como a de cristalização da rocha (Silva *et al.* 2000a; Hartmann *et al.* 2000), como inicialmente ocorreu com a amostra anterior (Item 2.3.2).

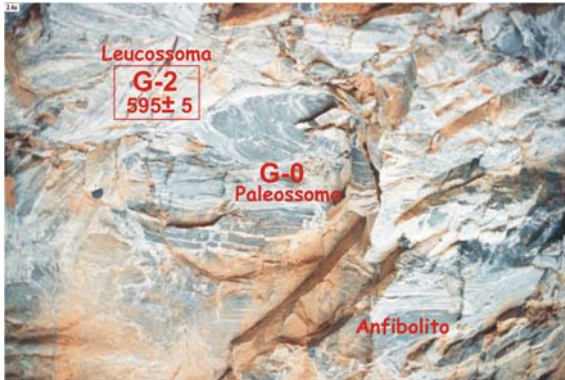
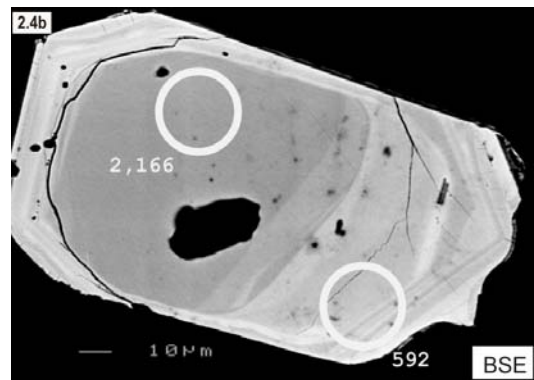
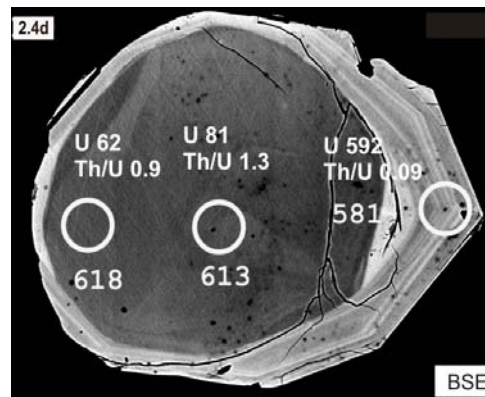
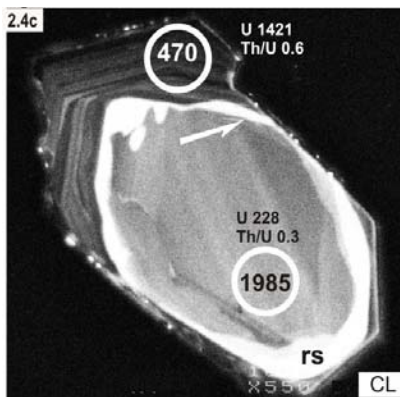


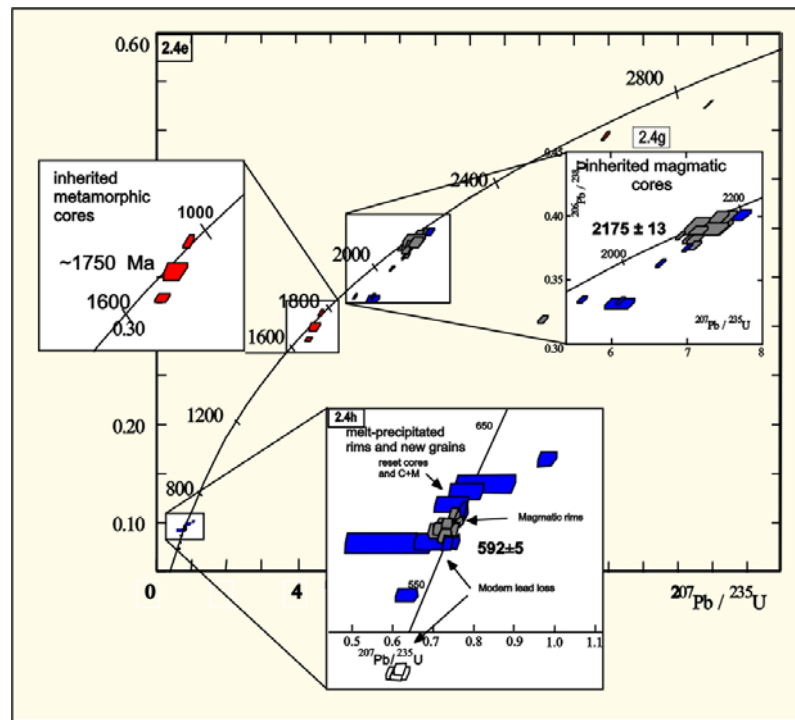
Fig. 2.4a Afloramento amostrado com detalhes da sucessão granítica do Complexo Águas Mornas.



Figs. 2.4b Imagem CL e BSE dos zircões do granito leucossômico (G<sub>2</sub>).



Figs. 2.4c,d Imagens CL e BSE dos zircões do granito leucossômico (G<sub>2</sub>).



Figs. 2.4e,f,g,h Concordia Wetherill do granito leucossômico.

## 2.5 Metagranito tipo I, Ponta do Cabeço/Corre Mar

Esse plúton, revelou-se como o caso mais complexo dentre os granitóides estudados no Orógeno Dom Feliciano. O afloramento foi datado pelas técnicas TIMS (Basei, 2000) e SHRIMP (Silva *et al.* 2002a, Hartmann *et al.*, 2003) e, mesmo assim, dá margem a especulações sobre o significado dos resultados. É um metagranito homogêneo, médio a grosso, com forte foliação transcorrente e venulações de espessura centimétrica de leucogranito fino, resultante de fusão *in situ*. Apresenta xenólitos de rochas supracrustais anfíbolíticas e cálciossilicáticas, dispostos paralelamente à foliação.

Sob o microscópio, é um titanita-biotita metagranito foliado, com textura milonítica e abundantes fenoclastos lenticularizados, subcentimétricos de ortoclásio microclinizado, alinhados em matriz quartzo-feldspática fina, granoblástico-poligonal, com biotita fortemente orientada.

Foram obtidas onze análises em onze cristais, as quais são mostradas no diagrama concórdia da figura 2.5c. A maior parte dos zircões têm formas prismáticas, com razões comprimento/largura (3:1), indicativas de sua natureza magmática, mas com contornos sub-arredondados devido à recristalização metamórfica (Fig. 2.5a). Os cristais apresentam nítida separação entre núcleo com zoneamento oscilatório magmático e dois tipos de sobrecrecimento: um de alta luminescência (baixo-U) de natureza metamórfica e outro de baixa luminescência (alto-U) (setas), de natureza magmática (*melt precipitated*).

Sete *spots* de uma mesma população homogênea, sem excesso de dispersão (MSWD = 0.19), formam um

agrupamento coerente que se alinha segundo uma discórdia, com intercepto superior de **2174±22 Ma** e inferior, muito impreciso de **868±330 Ma** (Fig. 2.5c). Parte da população apresenta sobrecrecimentos externos de baixa luminescência (alto U e Th) os quais devido à sua largura inferior à do *spot* (< 25 μm), raramente podem ser analisados (setas nas Figs. 2.5a,b). A única análise que pode ser obtida em um desses domínios (*spot* 4.1), devido ao conteúdo muito alto de U (1753 ppm), gerou uma idade aparente pouco confiável de 368±5 Ma, mas sugestiva de perda de Pb em evento termo-tectônico neoproterozóico. Devido à importância da análise morfológica desse sobrecrecimento para a interpretação da natureza do intercepto inferior, sua imagem CL foi ampliada (Fig. 2.5b) realçando as linhas de crescimento magmático, apesar da baixíssima luminescência.

A interpretação desses resultados não é simples, porém com base nas demais análises obtidas nos outros granitóides anatóticos do batólito, a idade aparente de **2174±22 Ma** poderia ser interpretada como a idade da fonte magmática do fundido anatótico. Outra hipótese evolutiva estaria relacionada à cristalização do magma granítico há ~ 2175 Ma (idade definida pelo intercepto superior SHRIMP), com subsequente fusão parcial incipiente (hipótese favorecida pela presença de bolsões de fundidos observados no afloramento e pelo incipiente desenvolvimento de sobrecrecimento magmático). Nesse caso, o intercepto inferior de ~ 585 Ma, definido mais acuradamente pela análise TIMS, representaria a idade do pico anatótico e o superior, de ~ 2175 Ma, a idade de cristalização do plúton. A partir dos dados atuais, nenhuma das duas possibilidades pode



Fig. 2.5a Imagens CL dos zircões do metagranito, Ponta do Cabeço.

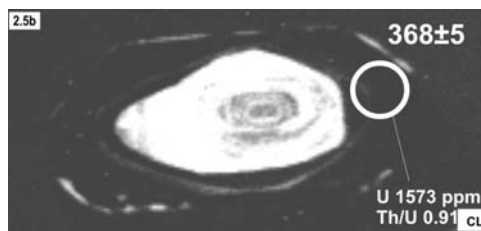


Fig. 2.5b Imagem CL ampliada do spot 4-1.

ser assumida sem restrições. A primeira (cristalização paleoproterozóica e anatexia neoproterozóica) é favorecida pela ausência de neogrãos (cristais magmáticos homogêneos) com ca. 585 Ma, os quais seriam esperados em rocha cristalizada a partir de magma. Entretanto, a textura magmática dos sobrecrescimentos, com corrosão do núcleo herdado e o alto conteúdo em U e Th medido no spot 4.1 (Figs. 2.5a,b), sugere que esses domínios são também precipitados de magma anatético rico em U, o que favorece a interpretação de Basei (2000) de que a idade do intercepto inferior corresponderia à idade de cristalização do plúton.

**SHRIMP X TIMS** Visando a comparação do desempenho das duas técnicas, a concórdia TIMS da mesma amostra (Fig 2.5d) é aqui reproduzida do trabalho de Basei (2000). A concórdia indica que os resultados são muito discordantes e formam um arranjo simples de quatro zircões co-lineares, que sugere uma simples linha de mistura (discórdia), a qual intercepta a concórdia em  $2804 \pm 130$  Ma e  $585 \pm 26$  Ma. O valor do MSWD de 3.5 indica que os resultados apresentam excesso de dispersão (superior ao limite do erro analítico), atribuível a causas geológicas (provável mistura de sistemas), o que confere à linha de mistura a característica de errócrona. Sem os recursos de imageamento, e a falta de resolução espacial da técnica TIMS, o autor interpretou os resultados da forma mais apropriada possível, isto

é, que o intercepto superior representaria a idade de herança e o inferior a de cristalização ( $585 \pm 26$  Ma). Como discutido na análise SHRIMP, os altos conteúdos de U-Th dos sobrecrescimentos observado nas imagens de CL, sugerem re-precipitação no estado líquido (*melt-precipitated*) de maneira similar ao caracterizado nas demais rochas anatóticas datadas no batólito, o que favorece a conclusão do autor (Basei 2000).

Por outro lado, fica evidenciado que ambas as técnicas produziram idades aparente de intercepto inferior mais baixas que as "verdadeiras". A idade TIMS (~ 585 Ma), embora muito mais precisa e acurada que a obtida no SHIMP de ~ 370 Ma, ainda é irreal para o evento anatético, datado em dezenas de outras amostras no intervalo de ~ 595 Ma a ~ 620 Ma. Além disso, se aceito que os sobrecrescimentos são magmáticos, a distribuição dos resultados TIMS dispostos na "discórdia" com MSWD= 3.5, corresponde a uma linha de mistura entre zircão precipitado (do fundido granítico) e zircões mais velhos da rocha fonte. Essa peculiaridade implica que o resultado é um artefato analítico do efeito herança. A idade SHRIMP (~ 385 Ma) por sua vez é muito menos acurada em função do alto conteúdo de U do domínio datado (1753 ppm), causador de forte metamitização e perda de  $Pb^*$  do spot analisado. Já a idade de intercepto superior SHRIMP de  $2174 \pm 26$  Ma é muito mais precisa e acurada que a obtida no mesmo intercepto pela técnica TIMS ( $2804 \pm 130$  Ma).

**SHRIMP X SHRIMP?** Mais recentemente, a mesma rocha foi novamente datada pela técnica SHRIMP (Hartmann *et al.*, 2003). Os autores obtiveram duas idades de intercepto de  $2022 \pm 15$  Ma, referente aos núcleos herdados, e  $598 \pm 26$  Ma, referente aos sobrecrescimentos. Embora a idade de intercepto superior seja similar à de  $2175 \pm 13$  Ma obtida por Silva *et al.* (2002a) e a de intercepto inferior equivalente dentro do erro dos métodos à idade de  $585 \pm 26$



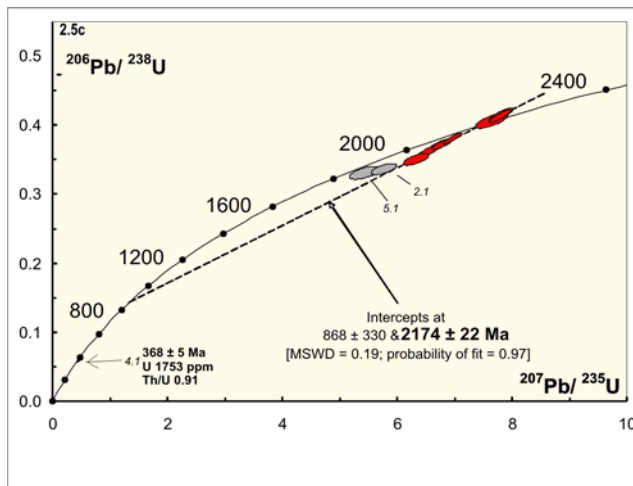


Fig. 2.5c Concordia Wetherill do metagranito Pontado Cabeço.

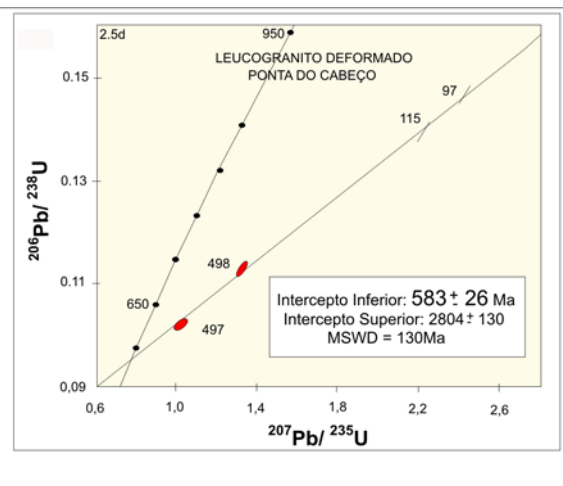


Fig. 2.5.d Análise TIMS do metagranito Ponta do Cabeço (Basei 2000).

Ma obtida por Basei (2000) - os autores (Hartmann *et al.*, 2003) interpretaram as mesmas como idade de cristalização ( $2021 \pm 26$  Ma) e de metamorfismo ( $598 \pm 26$  Ma), respectivamente. Ou seja, exatamente o inverso do que foi aqui apresentado. A despeito desse verdadeiro *imbroglio* isotópico, espera-se que profissionais não especialistas na “arte” geocronológica (e, em especial, os estudantes) não fiquem impressionados com as conclusões conflitantes, ao ponto de diminuir o interesse pela aplicação crescente da geocronologia nos estudos regionais.

Em todo o caso, este exemplo demonstra que mesmo com a integração de ambas as técnicas, nem sempre é possível obter-se datações com a acurácia necessária e interpretações únicas. Nesses casos, é interessante uma abordagem inicial focada na sistemática SHRIMP, precedida de estudos de CL, para entender os padrões morfológicos, seguida de análise convencional, especialmente para obter-se idades mais acuradas de intercepto inferior. Além disso, ficou claro a necessidade de datar-se outros minerais comagmáticos, destituídos de herança, como a monazita. O exemplo também mostra que mais importante do que os resultados em si, é o que podemos aprender não só com os acertos, mas principalmente com os erros de interpretação, como nesses cinco plútons excepcionalmente complexos, característicos do Batólito Florianópolis.

## 2.6 Tonalito gnáissico paleossomático ( $G_0$ ), e granito anatético sincolisional tipo I ( $G_1$ ) (Complexo Pinheiro Machado)

O Complexo Pinheiro Machado, importante componente do Batólito Pelotas no RS (Fig. 2.1a) é composto por um granito anatético sincolisional bandado ( $G_1$ ), derivado da fusão parcial *in situ* de gnaiss tonalítico ( $G_0$ ), parcialmente fundido e assimilado pelo produto de sua fusão ( $G_1$ ). Esse conjunto é injetado por diversas fases de granitóides

pós-colisionais  $G_2$  e  $G_3$  (Fig. 2.6).

Por representarem componentes básicos (meso e neossoma) de um sistema de fusão parcial *in situ* uma amostra do protólito tonalítico ( $G_0$ -paleossoma) e outra do granito anatético ( $G_1$ -neossoma) foram escolhidas para um estudo, inédito sobre o comportamento do zircão durante a fusão parcial *in situ*. Como o granito anatético já havia sido datado por TIMS e Pb-Pb evaporação, a nova abordagem SHRIMP permite também comparar os desempenhos das três técnicas nesse granito sincolisional.

### 2.6.1 Tonalito gnáissico (meso/paleossoma)

As relações entre as fases  $G_0$  e  $G_1$  são mostradas na Fig. 2.6. O remanescente tonalítico foi amostrado em domínio sem evidências de ter sido afetado por fusão parcial em um xenólito *boudinado* de 2 m de largura, intrudido pelo granito anatético ( $G_1$ ). O *boudin* contém alguns veios graníticos finos, mas em geral é homogêneo, com foliação interna ( $S_1$ ) cortada pela foliação/bandamento regional de baixo ângulo do granito ( $S_2$ ). Sob o microscópio, o tonalito

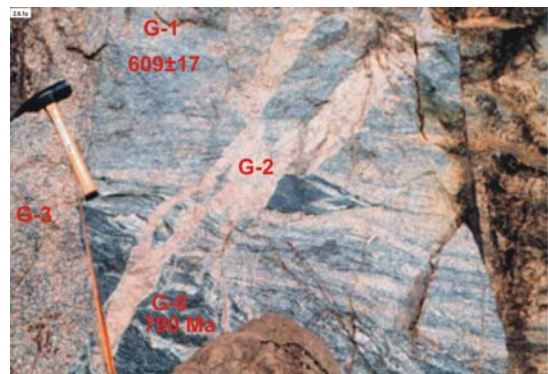


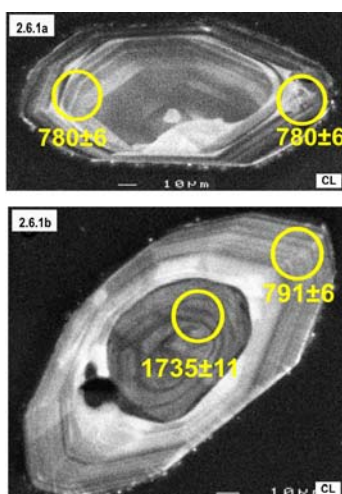
Fig. 2.6 Afloramento amostrado com detalhes da sucessão granítica do Complexo Pinheiro Machado.

mostra textura granoblástica média e é composto por biotita marrom, plagioclásio ( $An_{20}$ ), microclinó e quartzo. A biotita imprime à rocha forte trama planar (foliação). Zircão, allanita, apatita e opacos são acessórios mais abundantes. O quartzo e o plagioclásio formam um mosaico recristalizado granoblástico alongado, indicativo de recristalização sob médio a alto grau metamórfico.

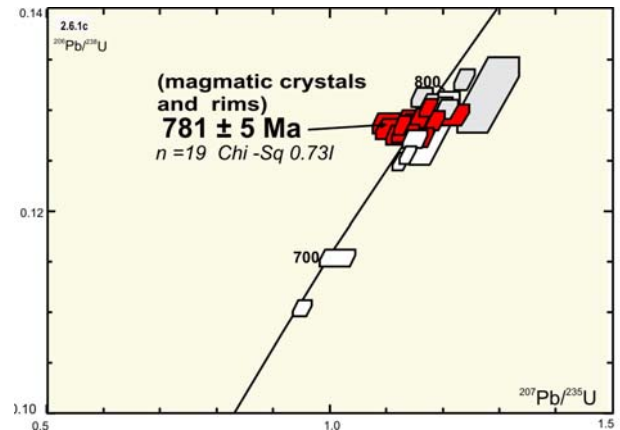
Foram datados rinta e sete *spots* em trinta cristais, snedo os resultados mostradas na Fig. 2.6.1c. Os zircões estudados têm morfologia simples, com predominância de cristais prismáticos, com zoneamento oscilatório e conteúdos normais de U e Th bem como razões Th/U no intervalo típico de rochas magmáticas félsicas a intermediárias. Os cristais acham-se moderadamente sub-arredondados por efeito de recristalização periférica metamórfica (2.6.1a,b). Raramente são portadores de núcleos herdados (2.6.1.b).

Dezenove *spots* datados cristais e domínios magmáticos formam um agrupamento concordante ( $n=19$ ), homogêneo, sem excesso de dispersão ( $c^2= 0.73$ ), com idade aparente de **781±5 Ma** (Fig. 2.6.1c). O resultado pode ser interpretado como a idade de cristalização do magma tonalítico. Quatro análises foram descartadas no cálculo deta idade por terem sido obtidas em domínios mistos (caixas de erro cinza em 2.6.1c).

Apesar de submetido a metamorfismo de médio a alto grau e fusão parcial, o sistema isotópico U-Th-Pb permaneceu parcialmente fechado na população, como deduzido da alta percentagem de concordância das idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , com apenas seis análises apresentando razões menores (caixas de erros brancos, na Fig. 2.6.1c), possivelmente relacionadas à perda de  $\text{Pb}^*$  durante o evento anatético. Esse comportamento dos zircões indica que a porção amostrada do migmatito sobreviveu à fusão parcial. Análises muito discordantes, com idades aparentes entre 795 Ma a ~ 2500 Ma, não mostradas na figura 2.6.1c foram obtidas em núcleos herdados e xenocristais.



Figs. 2.6.1a,b Imagens CL e BSE dos zircões do gnaiss tonalítico ( $G_0$ ).



Figs. 2.6.1c Concórdia Wetherill do gnaiss tonalítico ( $G_0$ ).

## 2.6.2 Granito anatético leocossômico sincolisional ( $G_1$ )

Trata-se de granito anatético sincolisional com forte bandamento de fluxo magmático sobreposto por foliação metamórfica (Fig. 2.6). Apresenta evidências de campo de derivação por fusão parcial *in situ* do gnaiss tonalítico datado em 2.6.1. A amostra foi coletada cerca de 50 cm do contato com o *boudin* do tonalito  $G_0$ . Sob o microscópio é um biotita monzogranito médio a grosso, de textura hipidiomórfica granular seriada.

A população de zircões é complexa, com núcleos magmáticos herdados morfologicamente similares e com idades máximas equivalentes a obtidas nos zircões do paleossoma tonalítico (~ 800 Ma, Figs. 2.6.2a,c). Os neogrãos (2.6.2g-h, i-j) e os sobrecrescimentos magmáticos (2.6.2c-d e e-f) são ricos em U (até 1416 ppm) e, conseqüentemente, apresentam baixas razões Th/U (~ 0.1), sendo interpretados como domínios originários de um magma anatético rico em U, similar aos magmas anatéticos discutidos anteriormente no outro batólito do orógeno (Florianópolis).

O alto conteúdo em U é responsável pela metamitização e intenso fraturamento (2.6.2a,c,e,g) dos cristais. Em alguns neogrãos, a partição do U contido no fundido anatético ocorreu de modo assimétrico, segundo as bandas do zoneamento oscilatório, sendo cada banda rica em U (alta luminescência em BSE e baixa em CL) sucedida por outra menos rica, com características opostas (2.6.2i-j). Quando a composição da banda mais externa é muito rica em U, a tonalidade muito escura pode torná-la imperceptível na imagem CL e a forma externa do cristal pode não ser corretamente registrada (*missing rim* em 2.6.2 j). Os núcleos herdados apresentam conteúdos de U de 200 a 400 ppm e razões Th/U (0.2-0.9) típicas de rochas magmáticas félsicas, semelhantes aos zircões do gnaiss tonalítico encaixante, do qual supostamente são relíquias (restitos).

Foram datados 31 *spots* em 27 cristais e os resultados constam da concordia da Fig. 2.6.2k. As análises

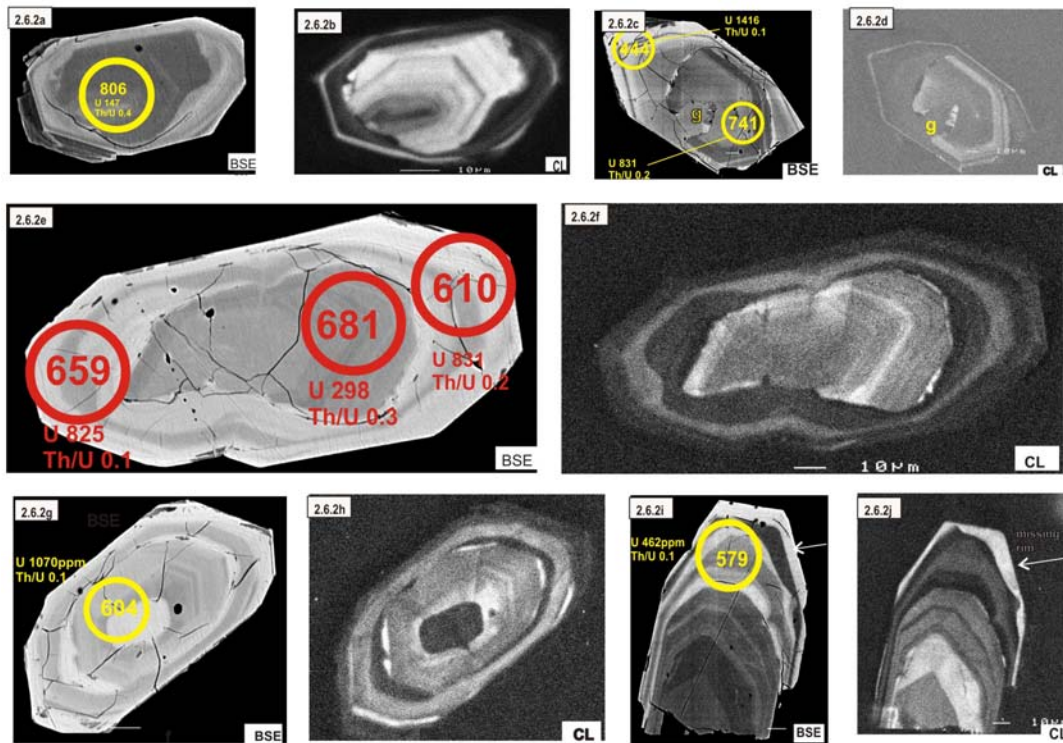


Fig. 2.6.2a,b,c,d,e,f,g,h,i,j Imagens CL e BSE dos zircões do granito anatético ( $G_1$ ).

dos núcleos e cristais herdados distribuem-se ao longo da concórdia no intervalo de ~ 800-600 Ma. A idade aparente concordante do núcleo, com razão  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  mais alta (~ 800 Ma em 2.6.2a-b), é interpretada como um domínio com menor perda de  $\text{Pb}^*$ , refletindo a idade aproximada do protólito tonalítico. Como conseqüência, o núcleo é interpretado como herçado do paleossoma (restito). Os demais resultados dos núcleos com razões  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  progressivamente mais baixas são interpretados como provenientes de membros da mesma população restítica de ~ 800 Ma,

que experimentaram perda progressiva de  $\text{Pb}^*$  no evento anatético. Em 2.6.2c-d, a natureza herdada do núcleo é evidenciada pelo golfo de corrosão (g) resultante da dissolução da borda do cristal pelo magma anatético, também responsável pela precipitação do sobrecrescimento.

Os sobrecrescimentos magmáticos (*melt-precipitated*) e neogrãos que formam o agrupamento homogêneo ( $n=6$ ), em excesso de dispersão (MSWD 0.93), com menor razão  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , forneceu o resultado de  $609 \pm 17 \text{ Ma}$ , interpretado como a idade de cristalização do magma

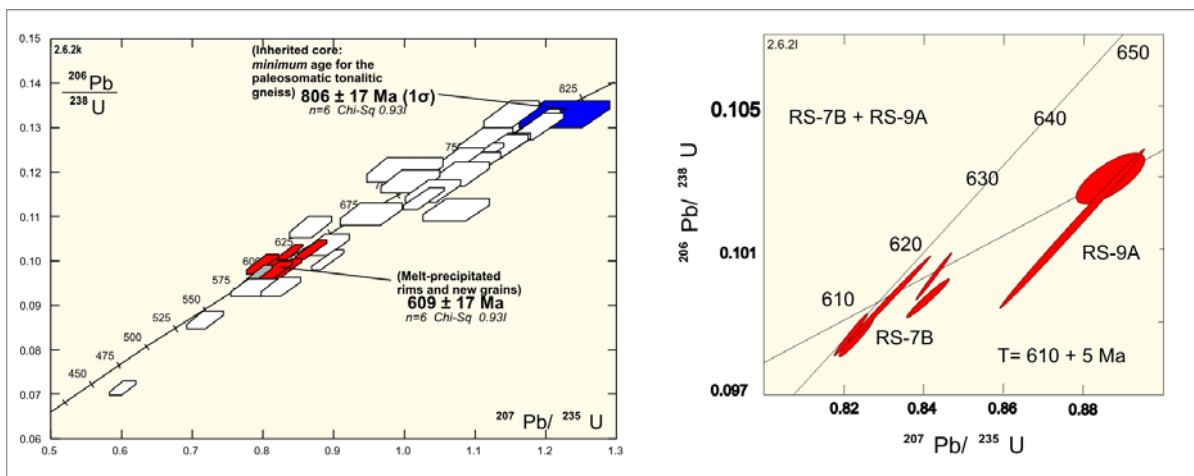


Fig. 2.6.2k Concórdia Wetherill do granito anatético do ( $G_1$ ).

Fig. 2.6.2l Análise TIMS do granito anatético do Complexo Pinheiro Machado (Babinski et al. 1997).

anatético (Fig. 2.6.2k). Como o resultado foi obtido em uma fase sincolisional, representa também a idade do pico colisional do orógeno.

**SHRIMP X TIMS** O mesmo granito foi datado pelo método Pb-Pb evaporação (Chemale Jr. et al., 1995) e TIMS (Babinski et al., 1997). Os últimos autores analisaram duas amostras (RS-9A e RS-7B) cujos resultados constam de um mesmo diagrama concórdia, aqui reproduzido na Fig. 2.6.2l. A concórdia mostra forte influência de herança e perda de Pb\* como assinalam os autores. Por esse motivo, nenhuma das duas idades (613±2 Ma e 610±5 Ma) foram assumidas como as de cristalização (Babinski et al., 1997). Uma idade intermediária de 613±6 Ma foi aceita como a melhor estimativa para a cristalização do granito. Essas análises TIMS constituem-se em mais um caso didático para distinguir entre precisão e acurácia analítica. Ou seja, apesar da alta precisão (±2 m.a. e ±5 m.a.) nenhuma das duas análises atingiu o "olho do alvo" (baixa acurácia), mais uma vez devido ao efeito herança.

A idade aparente obtida por uma análise Pb-Pb evaporação na mesma rocha (Chemale Jr. et al., 1995) variou entre ~ 576 Ma a 616 Ma, sendo o resultado maior (616 Ma) assumido como a idade de cristalização do magma.

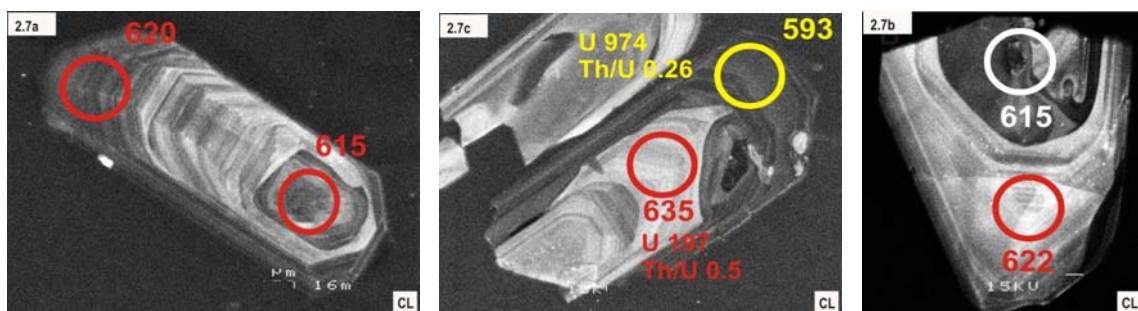
Da mesma forma que o observado no Complexo Camboriú, também no Complexo Pinheiro Machado o caráter "canibalístico" da evolução magmática do arco, com fases mais jovens refundidas a partir de fases precoces, é sugestiva de um arco continental maduro. Como os tonalitos gnáissicos têm área de exposição restrita, ocorrendo na forma de xenólitos e megaxenólitos no granitóide anatético sincolisional, seu significado tectônico relativo à evolução do Orógeno Dom Feliciano ainda é objeto de especulação. Além disso, devido à diferença de ~ 170 m.a. entre a idade de cristalização do tonalito e da fase anatética dominante (G<sub>1</sub>) o gnaiss tonalítico foi hierarquizado como a fase remanescente de um antigo arco toniano desmembrado e reciclado pela implantação do orógeno Dom Feliciano, há ~ 610 Ma sendo, por este motivo, hierarquizado como G<sub>0</sub>. Por outro lado, a idade de acreção criogeniana é compatível com a implantação do Orógeno São Gabriel adjacente (Fig. 2.1a), onde foram caracterizados gnaisses TTGs acrescidos há ~ 750 Ma (Babinski et al. 1996). Remanescentes tonalíticos

precoces (criogenianos) de idade similares também têm sido reconhecidos em outros segmentos da Província Mantiqueira (Cordani et al., 2002 Heilbron & Machado, 2003). Em nenhuma dessas duas ocorrências fica claro o significado regional desses remanescentes de arcos precoces na evolução dos orógenos onde ocorrem como megaxenólitos.

## 2.7 Granitóide sincolisional G<sub>1</sub>, tipo I (Paulo Lopes)

Nem todos os plútons do orógeno Dom Feliciano apresentam herança abundante, como exemplificado pelo Granito Paulo Lopes. Trata-se de um plúton sincolisional de composição monzogranítica, textura megaporfirítica (*augen*) em resposta à sobreposição de trama metamórfica sobre a trama magmática original (tectonito S-C). Os porfiroclastos de microclínio entre 2 e 5 cm apresentam discreta cominuição periférica e alinham-se em matriz granular média, composta por microclínio, plagioclásio sódico, quartzo e palhetas subparalelas de biotita. Os acessórios incluem zircão, apatita, ilmenita, titanita e minerais opacos. Quimicamente é um granito do tipo I.

Foram datados 43 spots em 38 cristais e os resultados constam da concórdia da Fig. 2.7d. Em contraste com os demais plútons estudados, a população de zircões é morfologicamente simples, constituída por cristais magmáticos euédricos (Figs. 2.7.1a,b,c). Trinta e oito análises formam um único agrupamento concordante, homogêneo, sem excesso de dispersão ( $c^2 = 1.1$ ), que forneceu o resultado de **626±8 Ma** (Fig. 2.7d), interpretado como a idade de cristalização do plúton. Os cristais raramente, apresentam separação núcleo/borda, porém mesmo nesses casos, as idades são equivalentes em ambos os domínios (Fig. 2.7a,b). O cristal da Fig. 2.7c apresenta sobrecrecimento de baixa luminescência, rico em U (974 ppm), tem estruturas magmáticas como zoneamento oscilatório e reabsorção periférica do núcleo original. Esse domínio forneceu a idade aparente de ~ 593 Ma, altamente discordante, interpretada como a idade de um evento tardi-magmático, responsável pela reabsorção parcial do núcleo original. Por esse motivo, a análise foi descartada no cálculo da idade (Fig. 2.7d). Líquidos ricos em U são característicos dos magmas crustais (anatéticos) nos batólitos Florianópolis e Pelotas, conforme mostrado nos casos anteriormente estudados. Portanto, a



Figs. 2.7a,b,c Imagens CL dos zircões do Granito Paulo Lopes.

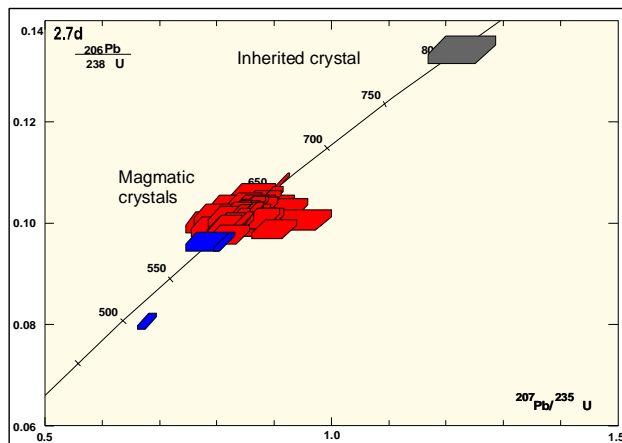


Fig. 2.7d Concórdia Wetherill do Granito Paulo Lopes.

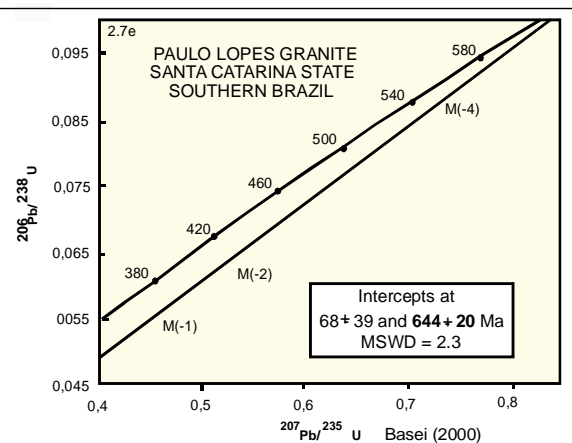


Fig. 2.7e Análise TIMS do Granito Paulo Lopes (Basei, 2000).

contaminação do magma original por líquidos rico em U, em um estágio tardi magmático, poderia explicar o desenvolvimento do sobrecrescimento rico em U.

Foi identificado apenas um xenocristal que forneceu a idade aparente, concordante, de ~ 800 Ma (Fig. 2.7d), até o presente reportada apenas no Batólito Pelotas (item 2.6.1) tendo, portanto, significado duvidoso no contexto regional, mas possivelmente ligada à granitogenese precoce do batólito Florianópolis (fig. 2.1b).

**SHRIMP X TIMS** Esse granito foi incluído no estudo, apesar da simplicidade morfológica dos zircões apenas como referencial comparativo por ter sido também datado pelas técnicas Pb-Pb evaporação (Silva *et al.*, 1997a) e TIMS (Basei, 2000). Silva *et al.* (1997a) obtiveram uma idade de cristalização imprecisa de  $642 \pm 46$  Ma, enquanto Basei (2000) obteve uma idade discordante de  $644 \pm 20$  Ma ( $n=3$ ; MSWD = 2.3), cuja concórdia está reproduzida na (Fig. 2.7e). A comparação da concórdia obtida por SHRIMP com a obtida por no TIMS mostra que a idade mais precisa foi obtida com SHRIMP, com erro de ( $\pm 8$  m.a.), em contraste com o erro de  $\pm 20$  m.a. da análise TIMS. O valor do  $c^2$  da análise SHRIMP igual ao erro analítico (1.01) indica ausência de dispersão, ao passo que valor do MSWD obtido na análise TIMS é de 2.3, indicativo de alguma dispersão. Trata-se de um caso didático sobre a potencialidade da técnica SHRIMP para compensar a menor precisão de uma análise individual com a execução de um grande número de análises (no caso, 38), fornecendo uma idade agrupada mais precisa. A determinação da idade desse agrupamento com menos análises (digamos 20), teria fornecido a mesma idade, porém com um erro maior que o da DI.

## 2.8 Metariolito, sincolisional? Tipo S, Nova Trento (Grupo Brusque)

Mesmo uma "inofensiva" rocha vulcânica nem sempre oferece facilidades para abordagem TIMS, como é exemplificado pela análise de uma amostra de metariolito

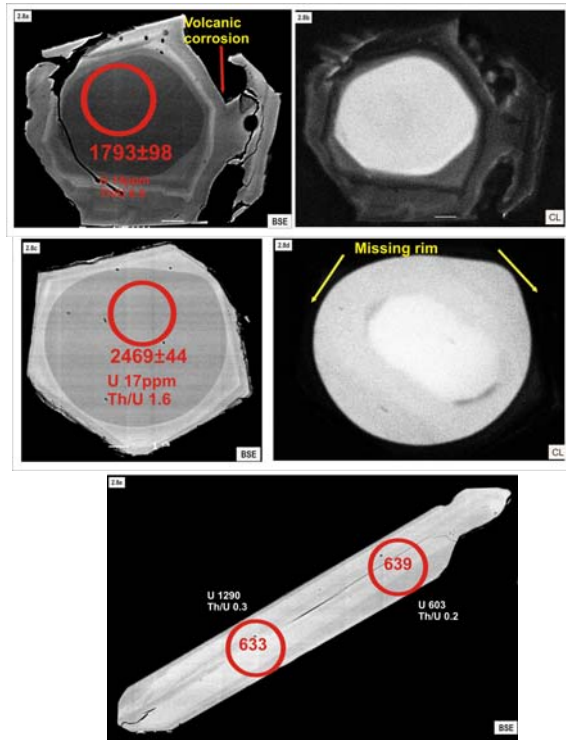
intercalado na seqüência plataformal do Orógeno Dom Feliciano (Grupo Brusque) (Fig. 2.1a). Devido à falta de bons referenciais geocronológicos há poucas referências sobre determinações radiométricas precisas relativas ao início da sedimentação e do vulcanismo das bacias precursoras dos orógenos brasileiros. Essas bacias, em geral evoluídas como *thrust and fold belt*, são passíveis de superposição de processos tectônico-metamórficos, fatores que tornam a reconstituição paleogeográfica original objeto de controvérsia, como constatado na bacia (Grupo) Brusque. A unidade de margem passiva é constituída por depósitos terrígenos e carbonáticos (Fig. 2.1b) com raras intercalações de derrames félsicos. Ocorrem também discretos remanescentes de assoalho oceânico constituídos por derrames máficos (tholeiíticos) com estruturas em almofadas e variolitos, além de depósitos químico-exalativos.

Uma das intercalações félsicas, com cerca de 2 m de espessura, em pacote metapelítico-psamítico da unidade plataformal (da extremidade centro-leste do cinturão) foi selecionada para datação. É representada por metariolito composto por quartzo, albita e sericita, com textura vulcânica parcialmente preservada e discreta foliação meso e microscópica. Foram datados 18 spots em 16 cristais, cujos resultados constam dos diagramas concordia das figuras 2.8f e 2.8g. As imagens BSE e CL dos zircões definiram duas populações. A população 1 é constituída por cristais de 150 x 60 mm, euédricos, com núcleos detríticos arredondados, apresentando evidências de recristalização sob metamorfismo de alto grau (*annealing*), e sobrecrescimentos magmáticos com zoneamento oscilatório, com evidências de corrosão por rápida cristalização (*quenching*) (Figs. 2.8a-b,c-d). A população 2 compreende cristais homogêneos, com hábito prismático, às vezes aciculares, tipicamente vulcanogênicos (200 X 30 mm e C/L 6/1), com discreto zoneamento oscilatório (Fig. 2.8e).

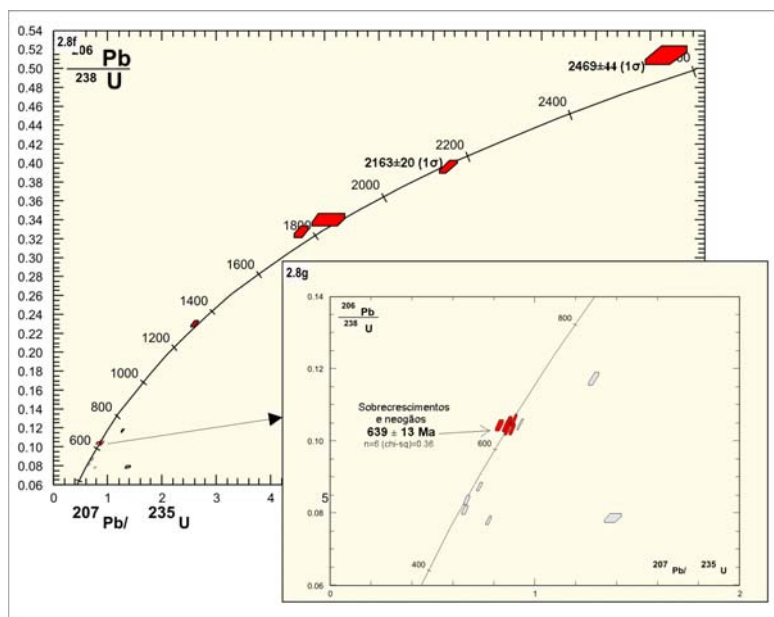
Os spots obtidos nos sobrecrescimentos e neogrãos formam uma população concordante ( $n=6$ ), homogênea, sem excesso de dispersão ( $c^2 = 0.36$ ), com razão  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  média de  $639 \pm 11$  Ma (Figs. 2.8f-g). O resultado é interpretado

como a idade de cristalização do riolito. Os sobrecrecimentos apresentam luminescência extremamente baixa em CL, eventualmente mascarando a observação da forma externa do cristal (seta em *missing rim*, Fig. 2.8d). O enriquecimento em U foi medido nos neogrãos, alcançando até ~ 1390 ppm (Fig. 2.8e), característica comum a todos os magmas crustais estudados no batólito adjacente.

Os núcleos detríticos têm idades concordantes entre ~ 1300 e 2200 Ma e uma idade discordante de ~2500 Ma. As variações nas idades dos núcleos herdados indicam que a lava resultou de fusão crustal, com forte contribuição de paragneisses de distintas fontes, tratando-se possivelmente de episódio vulcânico sindeposicional, ao menos em relação aos estágios finais do preenchimento bacia.



Figs. 2.8a,b,c,d,e Imagens CL e BSE representativas dos zircões do metariolito do Grupo Brusque.



Figs. 2.8f Concórdia Wetherill expandida do metariolito. Fig. 2.8g Detalhe da Concórdia Wetherill do metariolito.

## 2.9 Gnaiss tonalítico, Arroio Canhão (Embasamento do Batólito Pelotas)

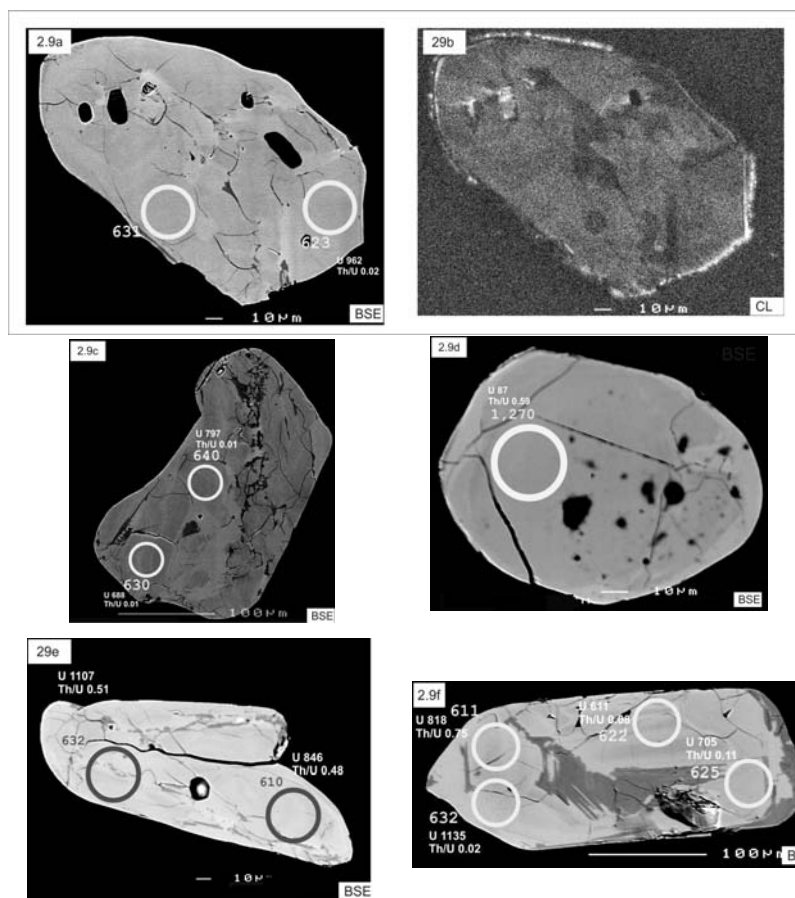
Esse gnaiss do embasamento do Orógeno Dom Feliciano no RS (Fig. 2.1a) tem composição de biotita tonalito, com uma trama granoblástica de granulação média (5 mm), contendo quartzo, plagioclásio (An 30) e biotita marrom. A biotita marca uma foliação contínua e paralela ao microbandamento e está parcialmente cloritizada. Veios de leucogranito tardios, relacionados ao Batólito Pelotas cortam a foliação do gnaiss. Gnaisses, possivelmente correlacionáveis ao aqui datado, foram estudados em detalhe por Lima *et al.* (1998), tendo os autores estimado por meio de estudos geobarométricos temperatura de 650 °C e a pressão de 4 Kbar para o metamorfismo.

Foram executadas 27 análises em 13 cristais cujos resultados são mostrados nas figuras 2.9g-h. A população de zircões é inteiramente metamórfica, não permitindo o cálculo da idade de cristalização do magma precursor do gnaiss. Os cristais são homogêneos, sem preservação de núcleos ou domínios magmáticos originais, caracterizados por prismas com terminações arredondadas e faces de alta ordem, característica de recristalização metamórfica em alto grau. Formas originais prismáticas estão parcialmente preservadas em alguns cristais, porém mesmo estes

mostram evidências de arredondamento (Fig. 2.9f). A metamitização atingiu toda a população, sendo identificada por cristais e domínios escuros tanto em imagens BSE quanto em CL (Figs. 2.9 a-b), podendo ocorrer na forma de domínios irregulares (Fig. 2.9f) ou abranger todo o cristal (Fig. 2.9 a-b,c). Os domínios mais cristalinos são brilhantes em BSE e pouco visíveis em CL. A morfologia interna foi totalmente homogeneizada devido ao grau de recristalização muito avançado.

Treze análises da população metamórfica formam um agrupamento homogêneo, sem excesso de dispersão ( $c^2 = 0.79$ ) que forneceu o resultado (razão  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  média) de **631±13 Ma**, interpretado como a idade do pico do evento metamórfico de alto grau (Fig. 2.9h). Foram obtidas duas análises concordantes com idades aparentes de ~ 1570 Ma e ~ 1270 Ma (Fig. 2.9g), cujo significado regional é duvidoso, sendo recomendada a execução de mais análises para uma avaliação mais consistente do significado.

Uma datação Sm-Nd foi também executada e forneceu a idade modelo  $T_{\text{DM}}$  de 2062 Ma, com parâmetro  $\epsilon_{\text{Nd}} +2$  ( $t=2000$ ) Ma. Esse resultado foi interpretado como a idade de acreção do tonalito precursor do gnaiss, sugerindo sua vinculação a um arco magmático paleoproterozóico.



Figs. 2.9a,b,c,d,e,f Imagens BSE e CL representativas dos zircões do gnaiss tonalítico, Arroio Canhão.

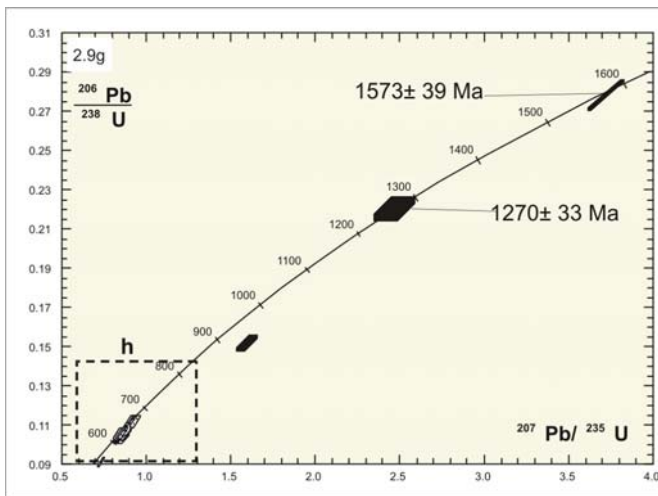


Fig. 2.9g Concordia Wetherill expandida do gnaiss tonalítico.

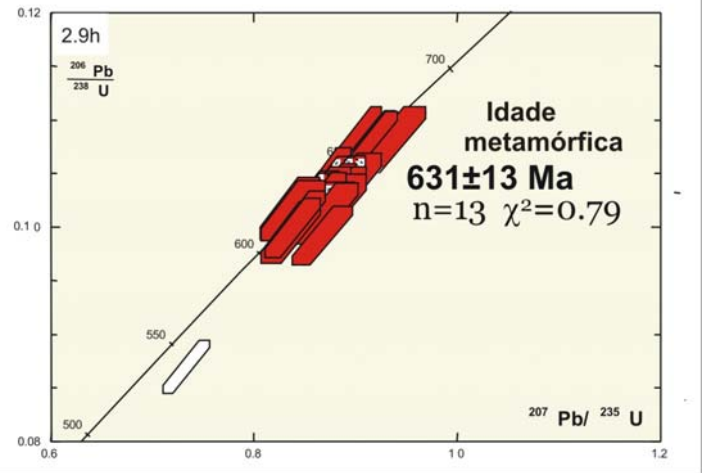


Fig. 2.9h Detalhe da Concordia Wetherill do gnaiss tonalítico.

### 2.10 Tonalito gnáissico, Presidente Nereu (Embasamento do Grupo Brusque)

Esse plúton está exposto como pequeno (~ 4 km<sup>2</sup>) *inlier* do embasamento da já abordada seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Brusque, interpretada como a bacia de margem passiva do orógeno Dom Feliciano (Fig. 2.1a). Trata-se de um clinopiroxênio-hornblenda tonalito foliado, localmente transposto por tectônica transcorrente de mesma direção da fase transcorrente impressa regionalmente no cinturão (NE-SW).

Foram datados 29 *spots* em 21 cristais e os resultados constam da concordia da Fig. 2.10g. A população de zircões é caracterizada por cristais prismáticos, com terminações discretamente arredondadas (C/L 3:1; Figs. 2.10a-b e 2.10e-f) e subarredondadas (C/L 3:1 (Figs. 2.10c-d), características de recristalização metamórfica. A morfologia interna é simples, sem separação núcleo/borda e com distintas estruturas de crescimento magmático como zoneamento oscilatório e por setor (Figs. 2.10a-d). O cristal da figura 2.10e-f mostra uma área re-homogeneizada, onde a estrutura magmática foi apagada (*annealing*) durante evento metamórfico. Alguns cristais contêm sobrecrecimentos finos, claros em BSE e escuros em CL de origem metamórfica (Sb nas figs. 2.10a-b). O conteúdo em U varia de 26 a 228 ppm e o de Th entre 29 a 260 ppm. O baixo conteúdo de U de alguns domínios resulta em razões Th/U altas, entre 0.3 e 1.8, a maioria maior que 1, o que é incomum, mas não desconhecido, em domínios magmáticos de zircões de rochas félsicas e intermediárias.

Um agrupamento concordante, homogêneo, constituído por 7 análises de domínios magmáticos, sem excesso de dispersão ( $c^2 = 0.89$ ), forneceu a razão <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb média de **2201 ± 7 Ma** (boxes de erro vermelhos na figura 2.10g). O resultado foi interpretado como a idade de cristalização do magma tonalítico. Outro grupo de 7 resultados concordantes, obtidos em cristais magmáticos,

morfologicamente semelhantes ao do agrupamento datado em ~2200 Ma, mostra idades aparentes pouco menores (boxes de erro brancos, na figura 2.10g). Esses cristais são interpretados como pertencentes à mesma população magmática, mas que perderam Pb\* durante um episódio tardi magmático, e por isso foram descartados do cálculo da idade.

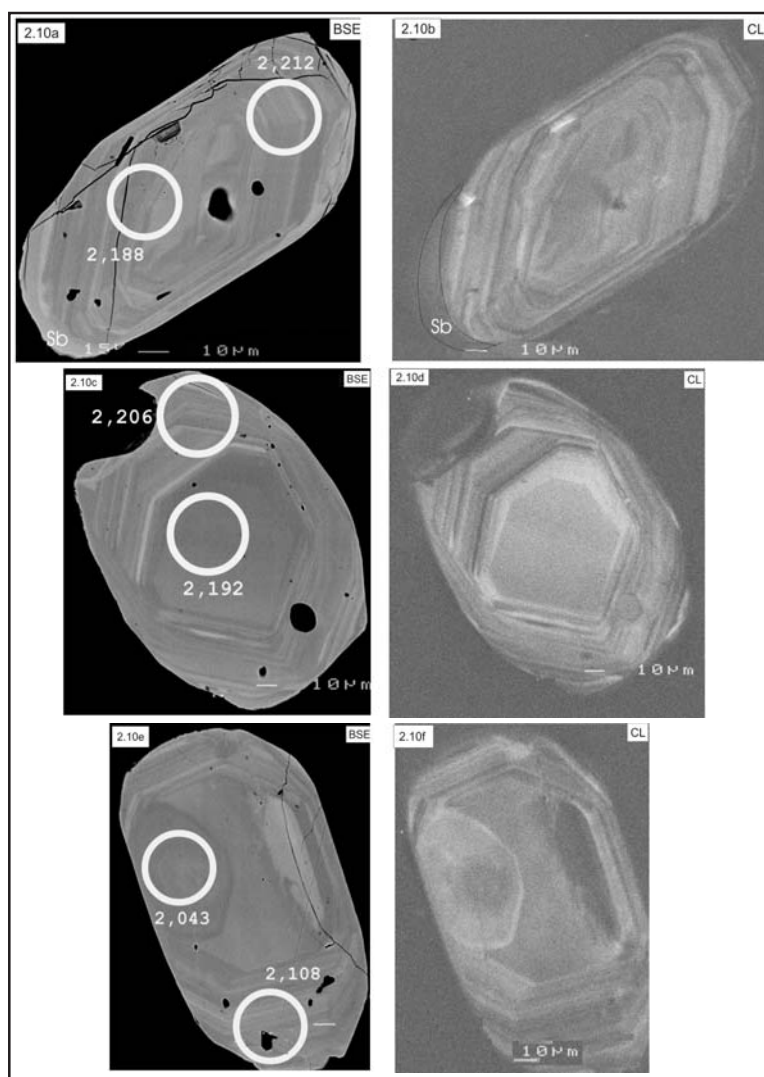
O diagrama também mostra a superposição de dois episódios de perda de Pb. Um relacionado a um evento metamórfico M<sub>1</sub>, datado em 5 análises concordantes, mostradas como boxes de erro verdes na concordia. Não foi efetuado o cálculo das razões médias <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb do grupo, porém uma idade aparente aproximada de ~2040 Ma, deduzida da trajetória de perda de Pb, é mostrada na linha média de perda de Pb D<sub>1</sub> (*fitted by eye*). Entretanto, o resultado obtido no domínio recristalizado na Fig. 2.10e e assinalado na concordia como a razão <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb máxima de **2043 ± 11 Ma (1σ)**, corresponde à melhor aproximação da idade do mesmo. Apesar de representar a melhor aproximação para a idade metamórfica, por ser o resultado de uma única análise, com erro cotado em 1 σ (68% de confiabilidade), recomenda-se a execução de análises complementares para a obtenção de uma idade estatisticamente melhor consistida.

Outro episódio de perda de Pb também não foi calculado por regressão, mas ocorreu no neoproterozóico M<sub>2</sub>?, como pode ser deduzido pelo (re)alinhamento dos boxes de erro em direção ao segmento neoproterozóico da curva D<sub>2</sub>, quando deveriam alinhar-se segundo D<sub>1</sub>.

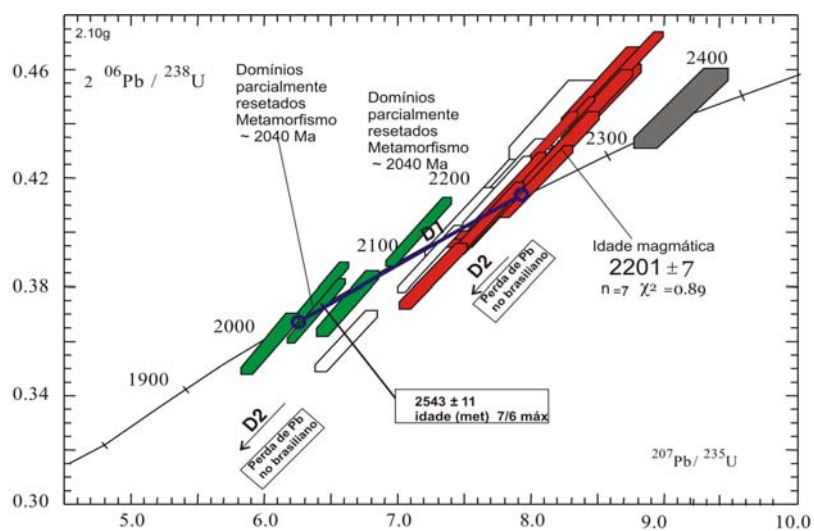
Um cristal com razão <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb acentuadamente maior (2336 ± 24 Ma (1σ)) foi interpretado como xenocristal (Box de erro cinza na figura 2.10g).

Uma datação Sm-Nd obtida na amostra forneceu a idade modelo T<sub>DM</sub> de 3022 Ma e valor de ε moderadamente negativo de - 7.76 (t = 2.2 Ga). A idade modelo pode ser especulativamente interpretada como a de geração da suposta protocrosta oceânica, possivelmente refundida em ~ 2200 Ma, originando o magma tonalítico precursor do gnaiss.





Figs. 2.10a,b,c,d,e,f Imagens BSE e CL representativas dos zircões do tonalito gnáissico, Presidente Nereu



Figs. 2.10g Concórdia Wetherill do tonalito gnáissico.

### 3 Granitos crustais tipo I/S e I com discreta herança detrítica: Cinturão Saldania, África do Sul

#### 3.1 Contexto geotectônico das unidades datadas

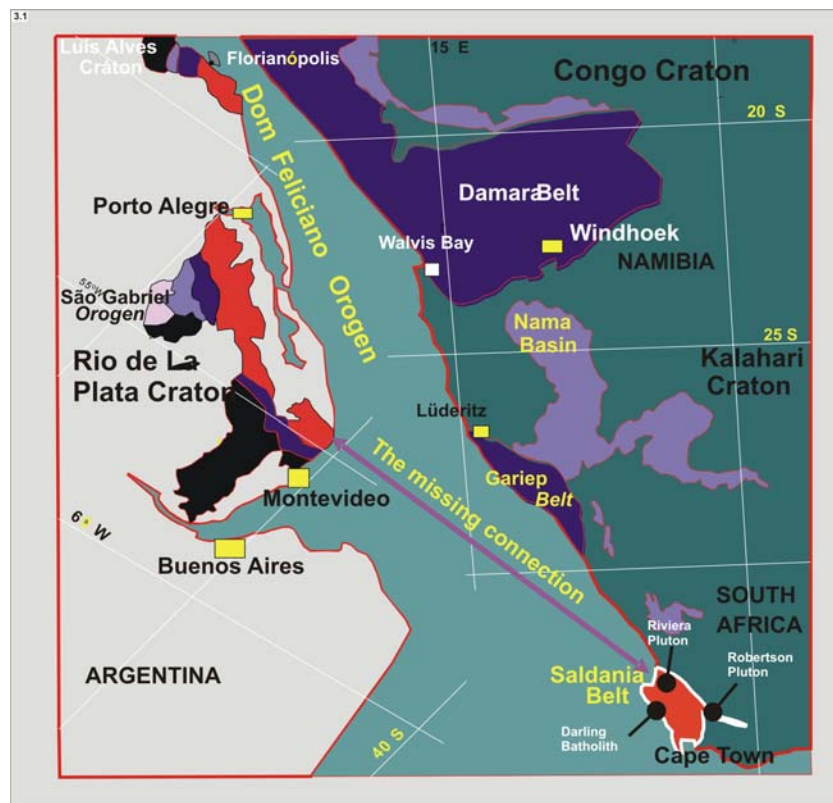
Felizmente para a geocronologia, e principalmente para os geocronólogos, nem todos os granitóides crustais apresentam população de zircões com a mesma complexidade que estudados nos batólitos Pelotas e Florianópolis, como verificaremos em dois exemplos pan-africanos do Cinturão Saldania (África do Sul). O cinturão, situado na costa ocidental e meridional da África do Sul, é um terreno-chave para o entendimento da amalgamação final do Setor SW do Supercontinente Gondwana. Sua presumível proximidade do segmento meridional da Província Mantiqueira (Cinturão Dom Feliciano) assumida em todos os modelos de ajuste intracontinentais (Fig. 3.1) motivou a interpretação de que ambos os terrenos teriam participado de um mesmo domínio orogênico-colisional (e.g. Porada, 1979, 1989; Gresse e Scheepers, 1993; Gresse *et al.*, 1996).

Para testar a correlação, foi desenvolvido um projeto cooperativo com a participação dos serviços geológicos dos dois países e as universidades de Stellenbosch e Federal do Rio Grande do Sul. A fase de estudos de campo e amostragem teve a duração aproximada de um mês em cada terreno. Nesse período foram levantados perfis-chaves, com

amostragem de diversas fases graníticas para caracterização geoquímica das associações, com posterior seleção dos plútons-alvos para estudos isotópicos. Em uma primeira abordagem, foram selecionados três plútons sul-africanos, além de dez do orógeno Dom Feliciano detalhados no item anterior. O estudo foi focado na comparação da escala de tempo dos eventos orogênicos em ambos os cinturões por meio da técnica SHRIMP, pela primeira vez empregada nos cinturões pan-africanos da África do Sul. A tentativa de datação do clímax orogênico de ambos os cinturões foi complementada com dados Sm-Nd (comentado no Cap II, tabela II.5) para estudos adicionais das idades-modelo e o tempo de residência crustal dos precursores dos batólitos neoproterozóicos em ambos os orógenos (Silva *et al.* 2000b). O esboço geotectônico da figura 3.1 é uma tentativa de representar a possível configuração do segmento SW do Gondwana ao final da colagem brasileira/pan-africana e mostra também a localização aproximada dos batólitos datados (Darling, Robertson e Riviera).

#### 3.2 Granodiorito sincolisional tipo-I/S, Darling (Cinturão Saldania)

O Batólito Darling é um dos plúton-chaves para a caracterização da fase sincolisional do Cinturão Saldania. A fase datada tem composição granodiorítica tendo como principais acessórios cordierita e 2 micas, e subordinadamente



Figs. 3.1 Reconstituição do segmento SW do Supercontinente Gondwana há ~ 550 Ma.

apatita, granada, zircão e turmalina. Trata-se de um plúton sincolisional com textura megaporfirítica (*augen*) em resposta à simultaneidade de implantação de trama no estado sólido (metamórfica) sobre a trama magmática original (tectonito S-C). Os porfiroclastos de microclínio entre 2 e 4 cm de comprimento apresentam discreta cominuição periférica e alinham-se em matriz granular média, composta por microclínio, plagioclásio sódico, quartzo e palhetas subparalelas de biotita. Enclaves de supracrustais parcialmente assimilados são freqüentes (Fig. 3.2a). Química e isotopicamente é uma fase híbrida, do tipo I/S (Silva *et al.* 2000a), isto é, teria evoluído a partir de magma anatótico peraluminoso derivado da fusão parcial da metagrauvaca encaixante do batólito (Grupo Malmesburg, Fig. 3.2.d), com alguma contribuição de magma juvenil (Silva *et al.* 2000a, Fig. 11a).

Foram executadas 27 análises em 23 cristais (Fig. 3.2h). Apesar de tratar-se de granito I/S, a população é relativamente simples, constituída por cristais prismáticos, alongados (C/L=3.1) a aciculares (C/L= 7/1), indicativos de cristalização sob condições crustais rasas (Figs. 3.2b-c). A morfologia interna é caracterizada por zoneamento oscilatório e os conteúdos de U (200-400 ppm) e Th e as razões Th/U (0,1-0,9) são tipicamente magmáticas. Ocorrem também cristais mais complexos, com núcleos detríticos herdados e evidências de faces interrompidas por fraturamento mecânico durante o transporte sedimentar (FT) (Figs. 3.2d-e). Foram também observados xenocristais com núcleo apresentando atenuação e arredondamento da forma prismática original, e empobrecidos em U (95 ppm), características de metamorfismo de alto grau (Figs. 3.2f-g). A estrutura interna deste xenocristal é extremamente complexa. O núcleo apresenta estrutura relíquia magmática, circundada por um fino (<5-10  $\mu\text{m}$ ) domínio não-luminescente em CL e claro em BSE ("nl", em 3.2g). Este domínio, é sucedido por outro manto mais fino com intensidade reduzida de luminescência em CL ("mt"). Os 3 domínios (núcleo, "nl" e "mt") são ainda circundados por um sobrecrecimento periférico extremamente fino (1  $\mu\text{m}$ ) com alta luminescência

em CL indicativo de recristalização no estado sólido. Texturas similares foram reportadas em zircões de rochas metasedimentares granulitizadas (Vavra *et al.* 1996), onde os domínios "nl" foram interpretados como resultado de segregação de impurezas extraídas do domínio "mt" adjacente, durante a formação do sobrecrecimento externo metamórfico. A idade aparente de  $612 \pm 8$  Ma ( $1\sigma$ ) mostrada em 3.2f é indicativa de evento metamórfico de ~ 610 Ma, ainda não reportado no segmento exposto do orógeno Saldania, cujo pico colisional ocorreu há ~540-550 Ma (ver resultado abaixo).

Dezessete análises da população de cristais magmáticos formam um agrupamento concordante, homogêneo, sem excesso de dispersão ( $c^2 = 0.74$ ), com idade aparente de **547 $\pm$ 6 Ma**, interpretada como a época de cristalização do plúton (Fig. 3.2h). Como se trata de um plúton sintectônico, esse resultado também corresponde à idade do pico metamórfico-colisional do orógeno.

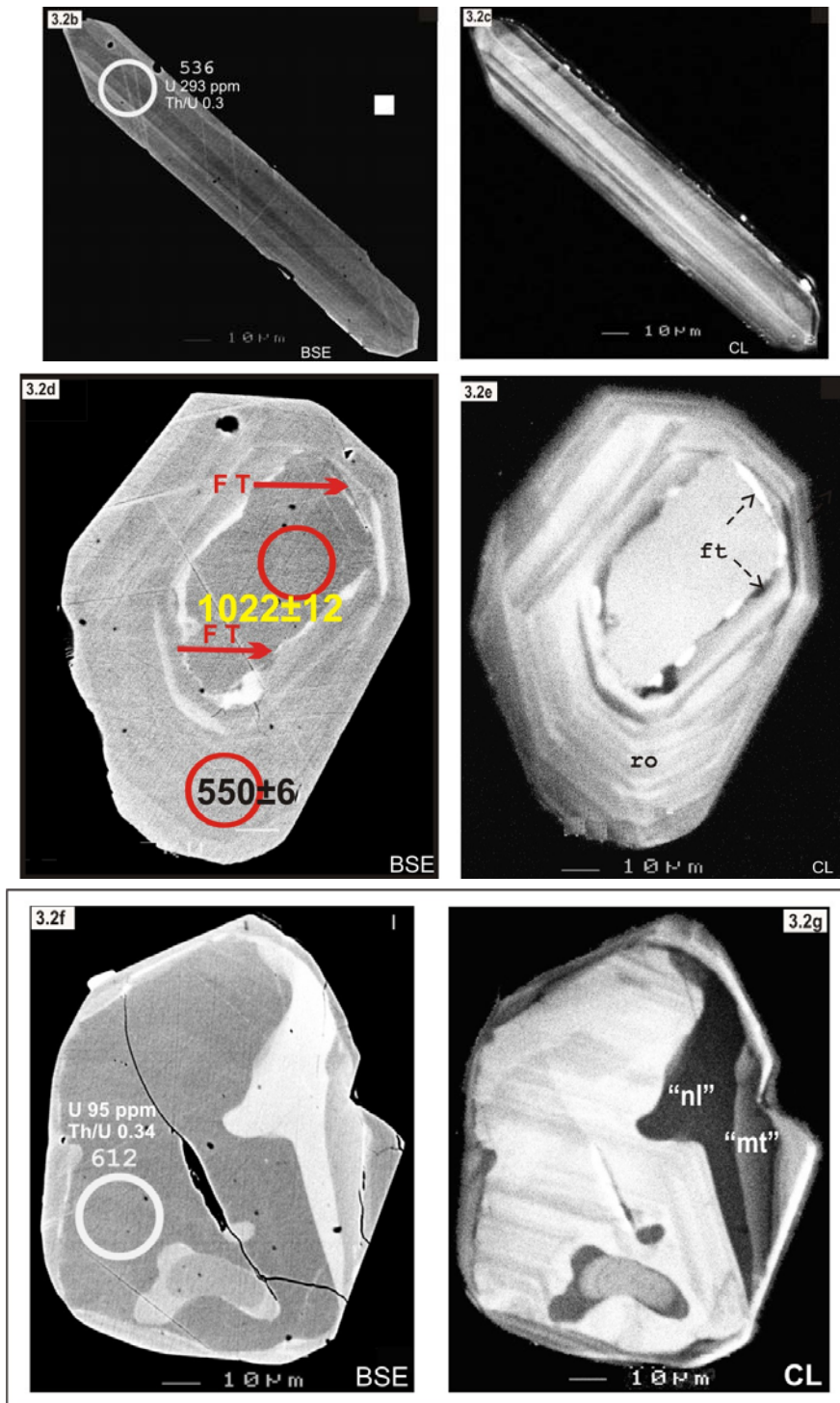
Diversos núcleos detríticos detectados no estudo das imagens CL foram datados apresentando idades de ~ 630 Ma a ~ 1022 Ma (não mostradas na Fig. 3.2h). Devido ao seu caráter herdado, foram descartados dos cálculos da idade de cristalização. Esse procedimento permitiu o estabelecimento da idade de cristalização precisa de  $547 \pm 6$  Ma não apenas para o plúton em questão, mas para o clímax colisional do orógeno, até então datado em ~ 630 Ma por meio de datações TIMS e Rb-Sr. Em decorrência, foi ressaltado um *gap* de ~80 *m.a.* entre o evento colisional em ambos os cinturões (550 Ma, no Cinturão Saldania vs 630 Ma, no Orógeno Dom Feliciano), e conseqüentemente, descartada a correlação direta dos terrenos (Silva *et al.* 1997b, 2000a). Os resultados Sm-Nd discutido na tabela II.5 e figuras 2.10a e 2.10b, do capítulo II, também corroboraram do ponto de vista dos isótopos de Nd a separação entre os dois orógenos.



Fig. 3.2a Afloramento do Granodiorito Darling (Cinturão Saldania).

Posteriormente, essa idade também foi obtida na fase neossomática do migmatito de Sea Point (Capetown), cujo afloramento é mostrado na figura 3.2i. Trata-se de neosoma granítico megaporfírico da fase sincollisional do orógeno, com preservação de abundantes remanescentes (paleossomáticos) de metagrauvaca do Grupo Malmesburg, da qual os leucossomas datados derivam por fusão crustal

*in situ*. A figura 3.2j (cortesia Richard Armstrong) mostra um zircão dessa fase neossomática, caracterizado por núcleo herdado sobrecrecido por borda magmática/anatética. A datação SHRIMP desse e de outros sobrecrecimentos revelou a idade aparente de ~545 Ma (1 $\sigma$ ) equivalente, dentro do erro do método, à idade do granodiorito Darling.



Figs. 3.2b,c,d,e,f,g Imagens CL e BSE dos zircões do Granodiorito Darling.

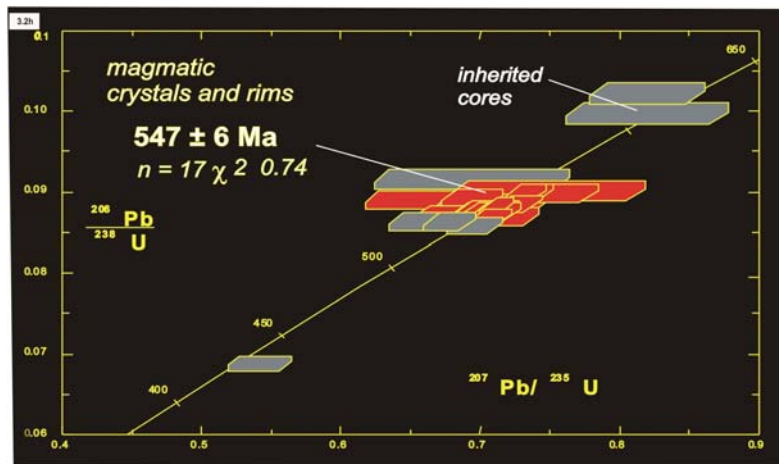


Fig. 3.2h Concordia Wetherill do granodiorito Darling.

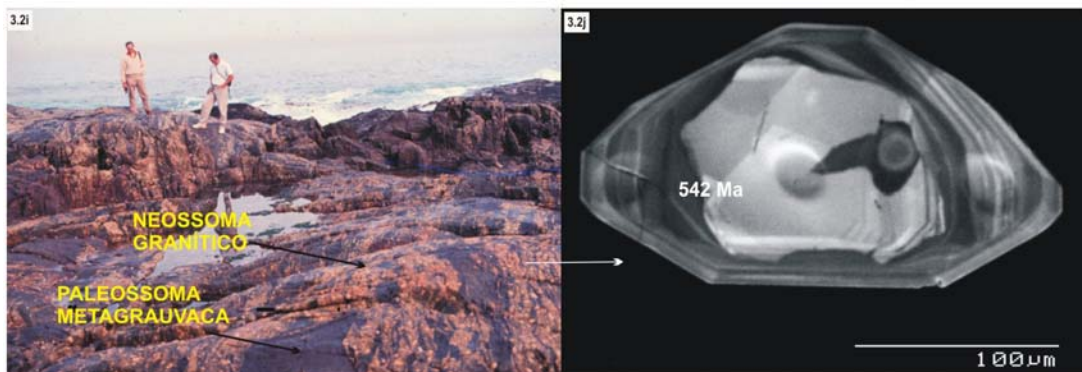


Fig. 3.2i Afloramento de metagrauvaca do Grupo Malmesburg parcialmente fundida, praia Sea Point, cidade do Cabo.

Fig. 3.2j Imagem CL de zircão do granito anatético de Sea Point (Cortesia de Richard Armstrong).

### 3.3 Granito pós-colisional tipo I-caledoniano, Willem Nelsrivier/Plúton Robertson (Cinturão Saldania)

O Plúton Robertson é um dos mais representativos da fase pós-colisional do cinturão Saldania (Fig. 3.1); foi caracterizado como do tipo I-caledoniano (Silva *et al.*



Fig. 3.3a Afloramento do Granito Willem Nelsrivier (Plúton Robertson).

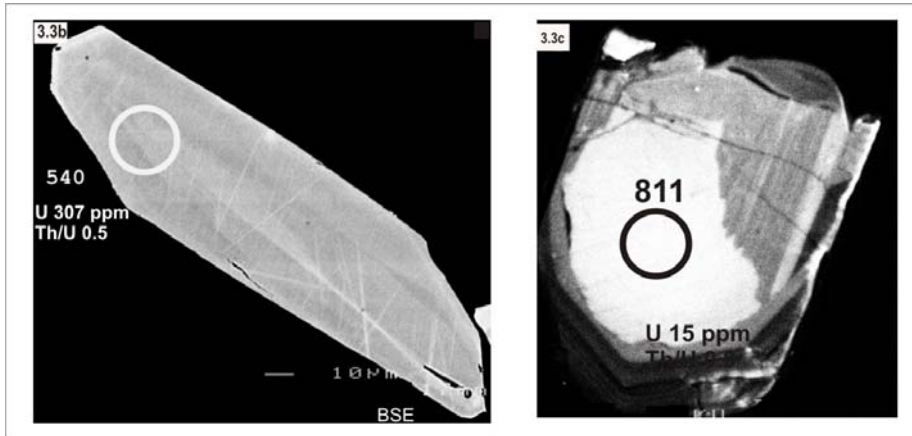
2000a). Trata-se de um biotita granito com textura granular hipidiomórfica fina a média, com autólitos quartzo-dioríticos parcialmente digeridos (Fig. 3.3a).

Foram executadas vinte análises em vinte cristais (Fig. 3.3d). Os zircões formam uma população com conteúdos de U de 200 a 400 ppm e Th e razões Th/U (0,1-0,9) tipicamente magmáticas. Os cristais são euédricos, homogêneos, destituídos de núcleos herdados, muito longos e finos e até aciculares (C/L de até 7/1, Fig. 3.3b), característicos de plútons cristalizados em condições crustais rasas. As datações obtidas em 15 análises definem uma população homogênea, sem excesso de dispersão ( $c^2 = 1.06$ ), que forneceu o resultado de **536±5 Ma**, (razão  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ) deinterpretado como a idade de cristalização (Fig. 3.3d). Algumas análises, embora com idades próximas às da média, foram excluídas por pertencerem a domínios morfológicamente alterados (caixas de erros brancas em 3.3d). Uma datação obtida no núcleo metamórfico (alta luminescência) de um xenocristal morfológicamente distinto (Fig. 3.3c), gerou um resultado de **811±12 Ma** ( $1\sigma$ ) (não mostrado na concordia), interpretado como a idade de episódio tectono-termal pan-africano precoce (Pan-Africano

l). Como não há registro de evento termo-tectônico pan-africano precoce na África do Sul, o significado deste dado é ainda obscuro.

Finalmente, cabe ressaltar como resultado mais

importante dessa pesquisa geocronológica foi a já mencionado caracterização de um *gap* de ~80 m.a. entre a colisão ocorrida nos cinturões brasileiro e pan-africano, que colocou em cheque a correlação direta entre os mesmos.



Figs. 3.3b,c Imagens BSE e CL de zircões do granito Willem Nelsrivier / Plúton Robertson.

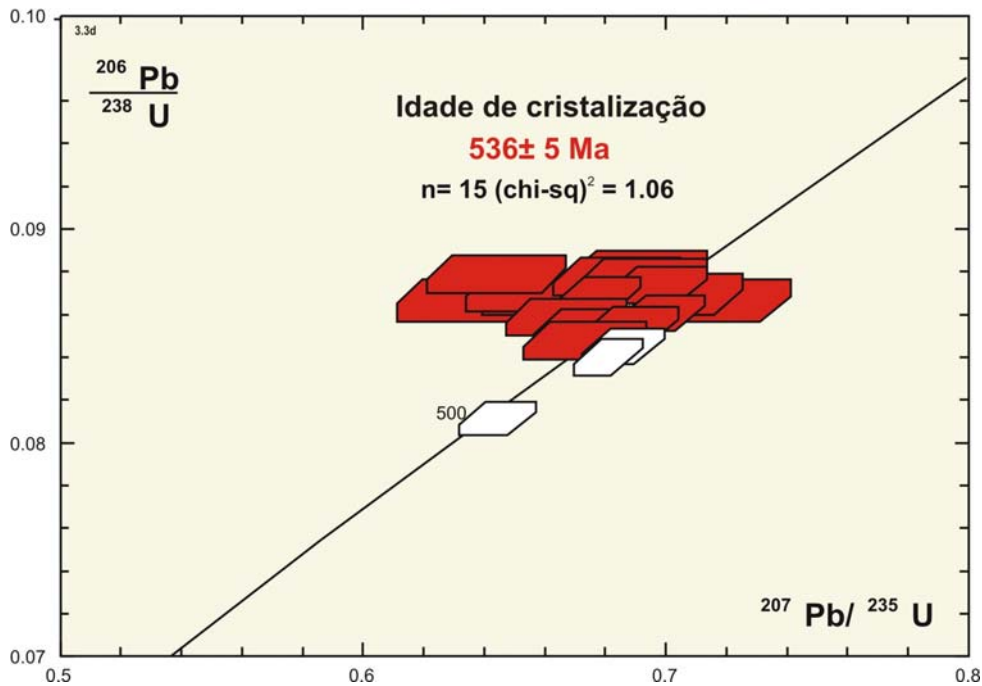


Fig. 3.3d Concórdia Wetherill do granito Willem Nelsrivier / Plúton Robertson.

## 4. Granitos tipo I, S e A com discreta herança detrítica: Orógeno Araçuai

### 4.1 Contexto geotectônico e implicações regionais das unidades datadas

O Cinturão Araçuai é o segmento mais setentrional da Província Mantiqueira, estendendo-se do Cráton do São Francisco (CSF) ao litoral atlântico, aproximadamente do paralelo 15° S no sul da Bahia, até o sul do estado do Rio de Janeiro, como mostra a Fig. 4.1a, reproduzida de Silva *et al.* (2005b,c). A extensão do cinturão até o Rio de Janeiro está de acordo com os trabalhos de Silva (1999) e Silva *et al.* (2005b), porém não é consensual entre os pesquisadores. Muitos autores consideram o limite meridional no paralelo 21° S, embora reconheçam que “a passagem do Orógeno Araçuai para o Orógeno Ribeira é marcada pela deflexão da estruturação brasileira que muda da direção NNE, a norte, para NE, a sul. Não se verifica descontinuidade estratigráfica ou metamórfica na zona de fronteira entre estes orógenos” (Heilbron *et al.*, 2004).

Uma descrição mais detalhada desse problema, traduzida de Silva *et al.* (2005b) salienta: “A forma da terminação meridional do Orógeno Araçuai permanece obscura, pois suas conexões com o cinturão Ribeira não são bem definidas. Alguns autores são muito cautelosos sobre a aceitação da continuidade do orógeno ao sul do paralelo 21° S e utilizam a referência (geográfica) desse paralelo como o limite Araçuai-Ribeira (e.g. Wiedemann-Leonardos *et al.*, 2000). A inflexão para NNE do trend NE-SW do segmento meridional (que ocorre nas proximidades do paralelo 21° S) pode ter tido alguma influência no estabelecimento deste limite. Apesar dessas opiniões, nós consideramos a extensão meridional do plutonismo granítico sincolisional datado em ~ 560 Ma como a terminação SE do orógeno, que (conseqüentemente) deve ser posicionada a sul da cidade do Rio de Janeiro, mais de 200km a sul do paralelo de referência. Dessa forma, a configuração do Orógeno Araçuai inclui, no seu limite meridional, os segmentos incluídos nos orógenos Rio Doce e Rio Negro de Figueiredo e Campos Neto (1993) e Campos Neto (2000)”. Em outras palavras, inclui o segmento mais setentrional dos “terrenos Ocidental e Oriental” de Heilbron *et al.* (2004)”. Essa contextualização mostrada na figura 4.1a é adotada no presente trabalho.

O trecho abaixo sobre a zoneografia interna da compartimentação do cinturão é uma transcrição de Heilbron *et al.* (2004). “Os compartimentos tectônicos principais do Orógeno Araçuai são o domínio externo, que circunscreve a margem sudeste do Cráton do São Francisco e se caracteriza como uma faixa de dobramentos e empurrões; o domínio interno, que é o núcleo metamórfico-anatético do orógeno; e a inflexão setentrional que contém segmentos destes dois domínios, mas apresenta feições tectônicas particulares. O domínio tectônico interno corresponde ao núcleo metamórfico-anatético do orógeno, onde ocorre uma quantidade de rochas graníticas originadas em estágios

diversos da Orogênese Brasileira. Este domínio inclui também a zona de sutura com remanescentes oceânicos e o arco magmático cálcio-alcálico. A sul do paralelo 19° está preservada a porção mais profunda do núcleo metamórfico, onde rochas da fácies granulito são comuns. A norte do paralelo 19° localiza-se uma extensa zona de anatexia sin a pós-colisional, rica em granitos do tipo S, foliados ou isotrópicos. Na parte ocidental do domínio interno predomina transporte tectônico para sudoeste, mas na sua região oriental registra-se transporte para leste (em particular no extremo leste de Minas Gerais e norte do Espírito Santo)”.

Além desta contextualização geral, são indispensáveis para o entendimento da organização e evolução do segmento setentrional os trabalhos de Pedrosa Soares *et al.* (1998, 2000 e 2001).

A Figura 4.1b é uma tentativa de ilustrar a escala de tempo dos eventos petroectônicos do cinturão e mostra as variações dos climas de todos os estágios orogênicos com precisão da ordem de  $\pm 10$  m.a, baseada em mais de meia centena de datações U-Pb (SHRIMP e TIMS) integradas em Silva *et al.* (2005a). Em contraste com os demais orógenos da brasileiros, no Orógeno Araçuai a instalação da fase pré-orogênica pode ser estabelecida precisamente com a recente datação de uma suíte subalcalina do tipo A<sub>2</sub>, caracterizada como precursora da abertura do rifte Araçuai (Silva *et al.* 2002b, 2006).

Os exemplos aqui estudados, com apoio da integração de outras datações disponíveis para o magmatismo do Orógeno Araçuai nos estados do Espírito Santo e Minas Gerais, lançam novas luzes sobre a evolução Neoproterozóica (Brasiliana) em escala regional. Idades tardi-neoproterozóicas entre ca. 580-560 Ma, obtidas recentemente em plútons sincolisionais do segmento setentrional do orógeno, Minas Gerais sugerem o desenvolvimento sincrônico entre o evento colisional no Estado do Rio de Janeiro e no domínio norte do Orógeno Araçuai e, conseqüentemente, o sincronismo da colagem orogênica neoproterozóica em ambos os domínios. Entretanto, a grande complexidade do cinturão e as dúvidas quanto à uma zoneografia orogênica, mostram que apesar dos avanços proporcionados pela massificação da geocronologia U-Pb nesses terrenos, muitas dúvidas ainda persistem sobre a terminação meridional do cinturão. Visando esclarecer essas questões, está em andamento o Projeto Araçuai-Ribeira (Arriba) coordenado pelo Prof. A.C. Pedrosa Soares (e com a participação de mais uma dezena de pesquisadores da UFMG, UFOP, UERJ e CPRM) que objetiva esclarecer e delimitar a passagem entre os dois orógenos.

Relativamente às possíveis conexões pan-africanas, a idade do pico colisional nos orógenos do sudoeste africano (Kaoko, Damara, Gariep and Saldania) são também sincrônicas com o evento colisional brasileiro no Orógeno araçuai/Ribeira que exreendeu-se de ~ 580 Ma a ~ 560 Ma.

Tendo em conta esse contexto, o presente item vai mostrar o detalhamento petrocronológico dos granitóides crustais sincolisionais do tipo S e C do domínio interno do orógeno, correspondente ao núcleo metamórfico-anatético

que caracteriza um extenso arco de margem continental ativa (Fig. 4.1a). Além desses granitos, cuja natureza crustal, proporcionam interessantes casos para estudos de herança, será também abordado um plúton tipicamente cálcico-alcalino do batólito Serra dos Órgãos, classificado como uma fase pré-colisional tardia, além de outro da fase pré-orogênia (Salto da Divisa), ambos caracterizados por populações de

zirções livres de componentes herdados. A Tabela III.3 sintetiza a repartição petro-tectônica da granitogênese no orógeno com base no trabalho de Silva *et al.* (2005a). Como a unidade Serra dos Órgãos e o plúton Pão de Açúcar também foram datados pela técnica TIMS, ambos fornecem uma boa oportunidade para comparar o desempenho de ambas técnicas em amostras cogenéticas e co-magmáticas.

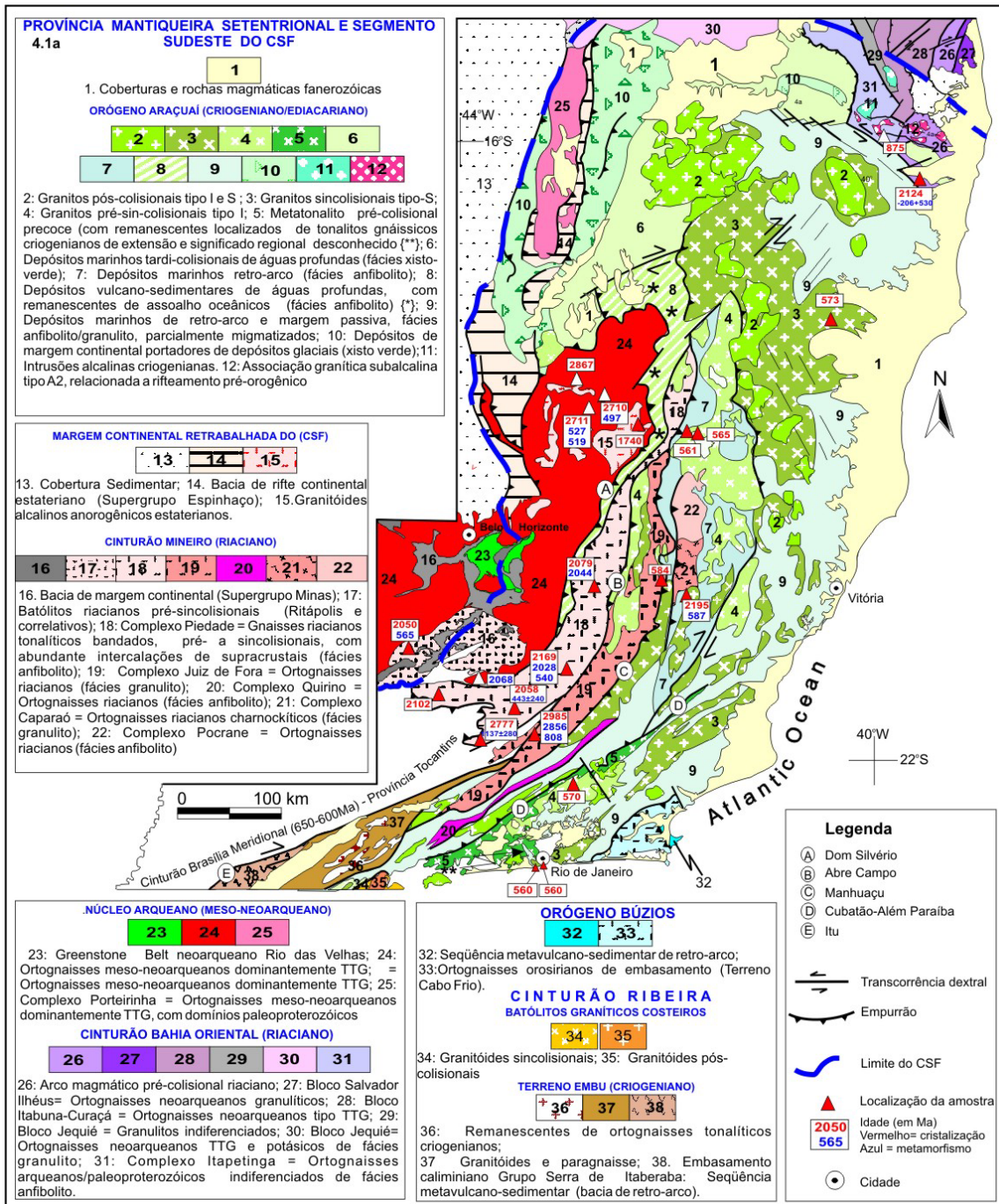


Fig. 4.1a Esboço Tectono-geológico do segmento oriental do CSF em MG e do segmento setentrional da Província Mantiqueira/Orógeno Araçuai (Silva *et al.* 2005b,c).



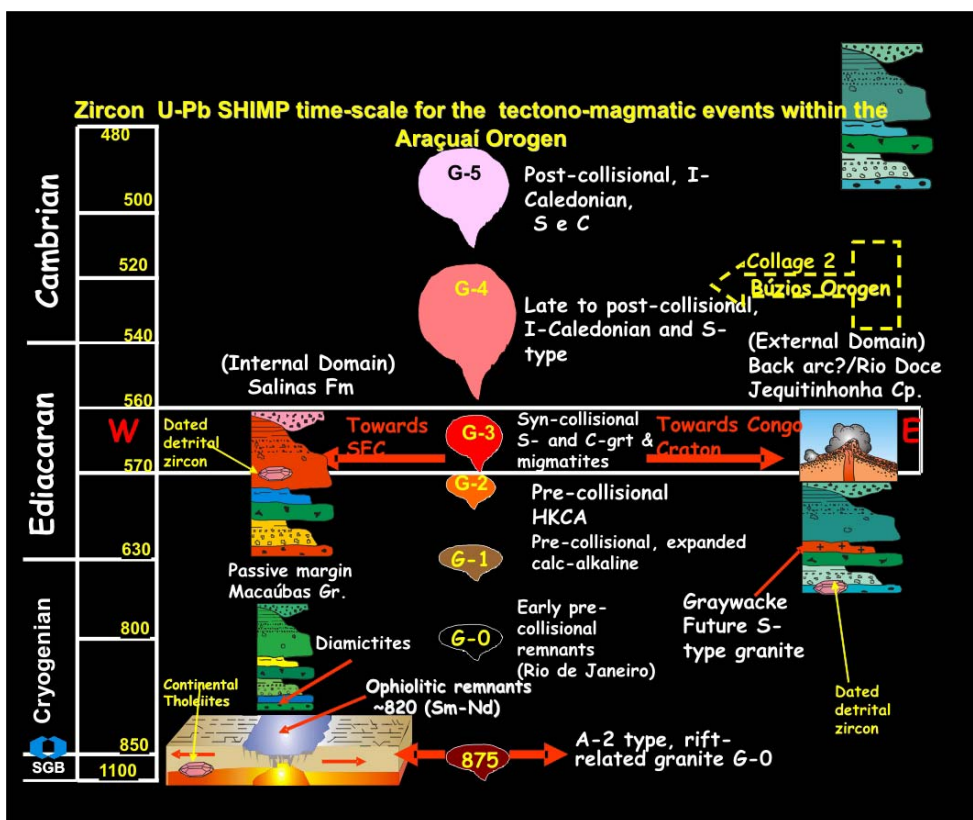


Fig. 4.1b Escala de tempo U-Pb para os eventos tectono-magmáticos no Orógeno Araçuaí.

Tabela III.3 Repartição petrotectônica da granitogênese no Orógeno Araçuaí baseada em datações U-Pb				
Estágio orogênico	Idade U-Pb	Hierarquia petrotectônica	Exemplos no Araçuaí setentrional (N do paralelo 21°)	Exemplos no Araçuaí meridional (S do paralelo 21°)
Magmatismo pós-colisional (plútons isótopos e circunscritos, zonados ou não)	490	G <sub>5</sub> I-caledoniano	Santa Angélica	Mangaratiba
	500		Padre Paraíso	Favela
	510		Caladão	Pedra Branca
	520		Fácies Intrusiva no Batólito Muniz Freire Aimorés & Correlatos	& Correlatos
Magmatismo Tardi-Colisional (Foliação discreta a ausente)	530	G <sub>4</sub> Peraluminoso Tipo S	Fusão do Nanuque & Correlatos	Getulândia & Correlatos
Magmatismo sincolisional (Foliação forte)	560	G <sub>3</sub> Peraluminoso Tipo S e C	Gov. Valadares & Correlatos	Pão de Açúcar
	570		Nanuque & Correlatos	Rio Turvo & Correlatos
Magmatismo pré-colisional (Foliação forte a discreta)	580	G <sub>2</sub> I-cordilheirano	Muniz Freire & Correlatos	Serra dos Órgãos ( <i>pro parte</i> )
	590		Galiléia & Correlatos	
	600			
	630	G <sub>1</sub> I-juvenil?	Chapada Bueno & Correlatos	Rio Negro & Correlatos
	790	G <sub>0</sub> I-juvenil?	xxxxxxxxxxxxxxxxxxxx	Tonalitos gnáissicos do Rio de Janeiro
Magmatismo pré-orogênico (Foliação forte a ausente)	880	Subcalalino Tipo A <sub>2</sub>	Salto da Divisa	xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx

Tabela III.3 Repartição petrotectônica da granitogênese no Orógeno Araçuaí, baseada em idades (U-Pb).

### 4.2 Granodiorito pré-colisional I-cordilheirano, Pedro do Rio (Batólito Serra dos Órgãos)

Para testar a correlação do magmatismo orogênico do segmento meridional do Cinturão Araçuai no estado do Rio de Janeiro com o do segmento setentrional, foram datados um granodiorito do Batólito Serra dos Órgãos e dois granitos da Suíte Rio de Janeiro (Pão de Açúcar e Corcovado). Esses plútons, por se localizarem ao sul do paralelo 21°, têm sido atribuídos ao Domínio Costeiro do Cinturão Ribeira (e.g. Machado *et al.*, 1996), ao Orógeno Rio Doce (Campos Neto e Figueiredo 1995, Campos Neto, 2000), ou ao Terreno Oriental (Heilbron *et al.*, 2000, 2004).

O Batólito Serra dos Órgãos é uma associação pré-colisional tardia, cálcio-alcalina expandida (I-cordilheirana), intrusiva em fase pré-colisional precoce (Complexo Rio Negro) datado em ~ 630 Ma (Tupinambá, 1999). As figuras 4.1a e b e a tabela III.3 mostram esse batólito no contexto do Orógeno Araçuai. A amostra, coletada nas proximidades de Pedro do Rio, é um hornblenda-biotita granodiorito porfirítico com discreta foliação dada por minerais máficos. O plúton foi fracamente deformado durante um evento tangencial (colisional) e preserva textura e paragênese magmáticas originais, com discreta sobreposição de trama deformacional no estado sólido, imprimindo uma foliação penetrativa em alguns segmentos do plúton.

Foram obtidas 17 análises em 16 cristais e os resultados foram plotados no diagrama concórdia (Fig. 4.2b). As imagens de BSE mostram uma população de cristais

morfologicamente homogêneos, prismáticos, com razões C/L 2:1 e 3:1, tipicamente magmática e com texturas de crescimento magmático (zoneamento oscilatório). Alguns cristais apresentam discreta recristalização periférica e arredondamento dos prismas (Fig. 4.2a). Os conteúdos de U entre 200 e 400 ppm e Th e as razões Th/U (0,1-0,9) são típicos também de rochas magmáticas félsicas. A população é muito homogênea e desprovida de núcleos herdados. Dezesesseis das 17 análises formam um único agrupamento concordante (n=16), sem excesso de dispersão relativamente ao erro analítico ( $X^2 = 0.88$ ), que forneceu o resultado de **569±6 Ma** (razão  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  média), interpretado como a idade de cristalização do magma. Devido ao excesso de Pb comum e alta discordância reversa rejeitou-se um spot (caixa de erro branca), mas a sua exclusão não afetou o cálculo da idade.

**SHRIMP X TIMS** Antes da datação SHRIMP, outra fácies do Batólito, de composição tonalítica, havia sido datada por meio do TIMS (Tupinambá, 1999). Para fins comparativos, o diagrama concórdia TIMS é aqui reproduzido (Fig. 4.2c). Os resultados agrupam-se segundo uma linha de discordância simples, possivelmente relacionado à problemas com a qualidade da população de zircões, com perda de Pb em tempo zero. A análise forneceu intercepto superior de 559±4 Ma, sem excesso de dispersão (MSWD = 0,28), interpretada como a idade de cristalização da rocha (Tupinambá, 1999). Como os resultados são discordantes, a idade desse intercepto deve ser considerada como a idade mínima para a cristalização. Além disso, a datação SHRIMP foi obtida em uma população totalmente concordante, com MSWD de 0.88, próximo ao valor unitário, o que o qualifica ainda mais em termos estatísticos. Dessa forma, o resultado SHRIMP pode ser considerado como a melhor estimativa da idade do magma precursor do granodiorito. Por tratar-se de plúton da fase pré-colisional tardia, o resultado também é uma boa estimativa do término do período colisional no orógeno. Como os zircões não mostraram evidências isotópicas de recristalização metamórfica e como trata-se de intrusão pré-colisional, é provável que o metamorfismo sobreposto tenha operado sob condições da fácies xisto-verde a anfibolito inferior, e, portanto, sem abertura do sistema isotópico U-Th-Pb.

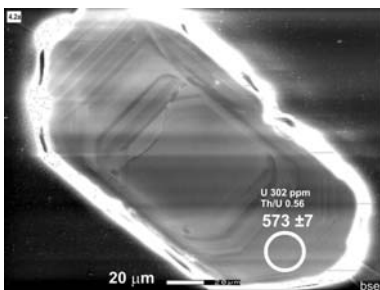


Fig. 4.2a Imagem BSE de zircão do Granodiorito Pedro do Rio (Batólito Serra dos Órgãos).

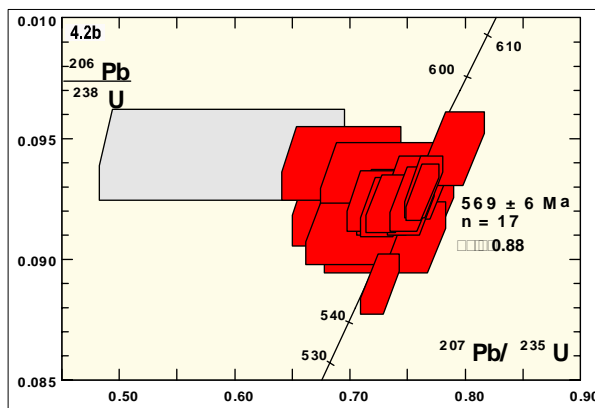


Fig. 4.2b Concórdia Wetherill do Granodiorito Pedro do Rio.

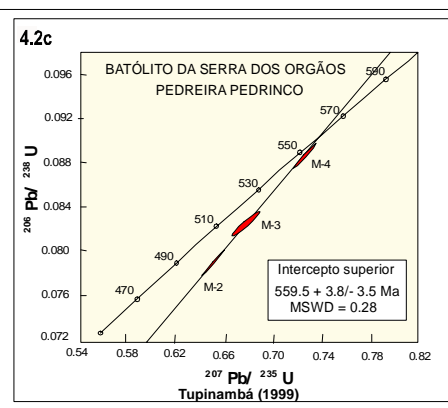


Fig. 4.2c Análise TIMS de tonalito do Batólito Serra dos Órgãos (Tupinambá 1999).

### 4.3 Granitos sincolisionais tipo S (Suíte Rio de Janeiro)

Para obter-se a idade do magmatismo sincolisional foram selecionados os plútons Pão de Açúcar e Corcovado (Fig. 4.3a). As figuras 4.1a e b e a tabela III.3 mostram a contextualização desses plútons sincolisionais no contexto da repartição petrotectônica do Orógeno Araçuaí, onde integram uma extensa associação de plútons tipo S, relacionados ao núcleo anatético do orógeno (arco magmático continental).

Os dois plútons apresentam sobreposição de trama magmática e metamórfica variavelmente desenvolvidas, porém penetrativa. O alinhamento preferencial dos feldspatos magmáticos os quais, não raro, atingem 6 a 10 cm de comprimento (textura megaporfírica), é responsável pela trama S-C (augen) característica (Fig. 4.3b). Devido a estas características, na literatura local, a unidade é designada de “gnaisse facoidal”. São granitos gnáissicos com biotita e mais raramente granada, portadores de enclaves de gnaisses cálcio-silicáticos e gnaisses pelítico-psamíticos de alto grau dos quais, segundo evidências de campo, derivam por anatexia parcial. Na fácies exposta em Niterói, Machado e Demange (1992) reportaram composição cálcio-alcalina local, o que sugere possibilidades de hibridização de magmas crustais e juvenis, como fonte do plúton. Nesse caso, a classificação de granito de fonte mista I/S, seria a mais adequada, entretanto na ausência de estudos petrogenéticos mais detalhados não é possível comprovar essa hipótese.

#### 4.3.1 Granito sincolisional tipo-S, Pão de Açúcar

Foram datados 30 spots em 24 cristais, sendo os resultados mostrados da figura 4.3.1c. A população é constituída por zircões morfologicamente homogêneos, prismáticos, com razões C/L 2:1 e 3:1, tipicamente

magmáticas e com texturas de crescimento magmático (zoneamento oscilatório) (Fig. 4.3.1a). Alguns zircões apresentam discreta recristalização periférica com arredondamento das faces prismáticas (Fig. 4.3.1b), de possível origem metamórfica, embora os conteúdos de U (200-400 ppm) e Th e as razões (0,1-0,9) sejam típicos de rochas magmáticas félsicas.

A morfologia interna dos grão é homogênea (Fig. 4.3.1a), com raros núcleos detríticos sobrecrecidos por zircão magmático (Fig. 4.3.1b; as setas assinalam o contorno do núcleo herdado). Foram datados poucos núcleos para fins de estimativa da idade máxima da fonte, mas os resultados foram desconsiderados no cálculo das idades para evitar o efeito herança. Mesmo assim, estes estão assinalados por setas na Figura 4.3.1c. Com esse procedimento padrão, apoiado por imageamento prévio, a datação foi obtida em agrupamento numeroso ( $n=21$ ), homogêneo, altamente concordante e com pequeno excesso de dispersão ( $X^2=2.24$ ) que forneceu um resultado de **559±4 Ma** (média das razões  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ), interpretado como a idade de cristalização do granitóide. A datação de um núcleo detrítico com idade aparente (concordante) de  $1299\pm 9$  Ma ( $1\sigma$ ), corresponde à idade de uma das fontes dos paragneisses de alto grau do qual o granitóide evoluiu por fusão parcial.

Como trata-se de um plúton sincolisional, esse resultado é a melhor estimativa da idade do pico do metamorfismo regional e da colisão no domínio meridional do cinturão. Como não há evidências morfológicas nem isotópicas de sobreposição metamórfica, é provável que o magma alojou-se sintectonicamente e sob condições de equilíbrio de P e T com o pico metamórfico regional.

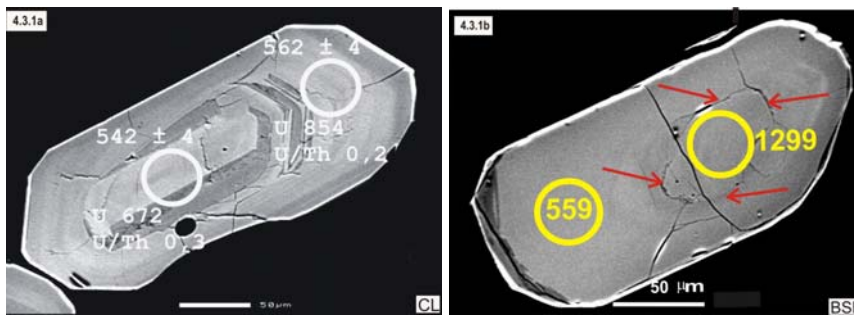
**SHRIMP X TIMS** Uma amostra deste plúton coletada em Niterói foi recentemente datada por DI (Heilbron & Machado, 2003). O resultado da análise é aqui reproduzido (Fig. 4.3.1d) e comentado para comparação do desempenho das duas técnicas em granitóides crustais. As análises TIMS formam



Fig. 4.3a Vista panorâmica dos dois plútons datados (Pão de Açúcar e Corcovado) reproduzida do cartão postal símbolo do 31º Congresso Geológico Internacional de 2000, ocasião em que Pão de Açúcar foi reconhecido como monumento geológico internacional pela IUGS.



Fig. 4.3b Detalhe textural do Granito Pão de Açúcar. A textura megaporfírica (augen) resulta em um rocha ornamental característica utilizada em inúmeros edifícios públicos e monumentos históricos da cidade do Rio de Janeiro, como mostrado nessa foto, obtida na fachada do edifício sede do SGB, no bairro da Urca.



Figs. 4.3.1a,b Imagens CL de zircão do Granito Pão de Açúcar.

um arranjo extremamente discordante, corretamente atribuído pelos autores à problema de herança. Na ausência de imageamento prévio e na falta de resolução espacial da técnica, os autores adotam a melhor interpretação analítica possível com a regressão de um arranjo menos discordante de quatro frações. Esse arranjo resultou no alinhamento ao longo de uma discórdia que forneceu intercepto superior de **578±19 Ma**, com MSWD de 0.28, o que caracteriza uma dispersão abaixo do erro analítico e, teoricamente, indicaria ausência de dispersão de natureza geológica. O resultado do intercepto superior foi, conseqüentemente, interpretado como a da cristalização da rocha.

Além dos zircões, os autores dataram pela mesma técnica um cristal de monazita, o qual forneceu um resultado concordante muito preciso de **552±2 Ma** (Fig. 4.3.1d - detalhe). O dado foi interpretado pelos autores como a idade de um evento metamórfico sobreposto.

A primeira comparação possível entre os resultados refere-se à acentuada diferença de concordância das análises individuais em ambas amostras: enquanto mais de 90% dos resultados SHRIMP são concordantes, as análises TIMS são todas discordantes. Assim, apesar da precisão teoricamente maior, o erro analítico TIMS foi muito maior (± 19 m.a.)

comparativamente à análise SHRIMP (± 4 m.a.). A maior razão <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U obtida na regressão TIMS deriva da análise de zircões mistos, portadores de herança. Os autores também chamam a atenção para outro arranjo discordante entre a idade de 578 Ma e um cristal discordante de 967 Ma, que forneceria um intercepto superior de 2.5 Ga, também sugestivo de herança pré-brasiliana.

A análise comparativa, mais uma vez remete às diferenças de resolução espacial TIMS X SHRIMP. E, em especial, ao caso clássico do Granodiorito Dalgety, na Austrália (Cap II, Item 2.7.3), bem como aos diversos casos reportados no Batólito Florianópolis, ou seja: o efeito-herança. A disponibilidade de análise U-Pb em monazita encoraja ainda mais a comparação com o exemplo do Granodiorito Dalgety, onde só foi possível obter a idade TIMS “verdadeira” com a datação de monazita. Portanto, como no caso do Granodiorito Dalgety, é a idade muito mais precisa da monazita (co-magmática com os zircões) de 552±2 Ma equivalente, dentro do erro do método à idade de cristalização SHRIMP de 559±4, que fornece a idade de cristalização mais próxima da idade verdadeira. Conseqüentemente, a idade de intercepto superior de 578±19 Ma deve ser interpretada como um artefato analítico do efeito herança.

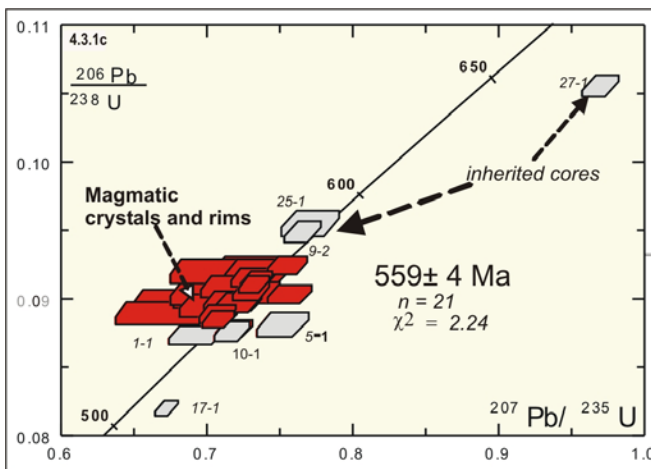


Fig. 4.3.1c Concórdia Wetherill do Granito Pão de Açúcar.

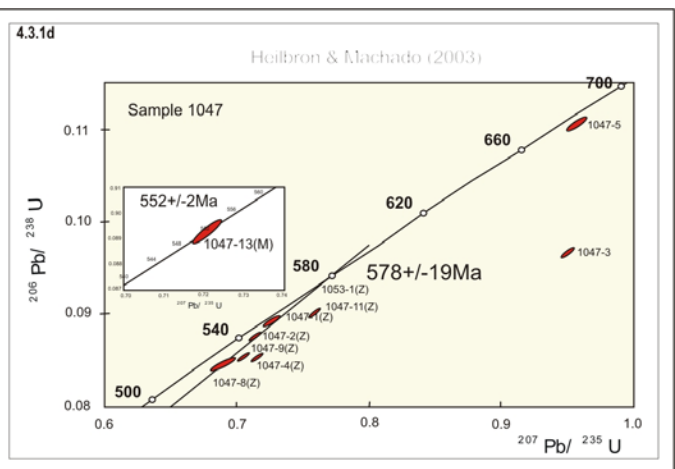


Fig. 4.3.1d Análise TIMS do Granito Pão de Açúcar (Heilbron & Machado 2003).

#### 4.3.2 Granito sincolisional do tipo-S (Granito Corcovado)

A amostra datada é de uma fácies *augen* gnaiss similar à datada no Pão de Açúcar.

Foram datados vinte *spots* em dezoito cristais (Fig. 4.3.2b). A população de zircões também é similar, ou seja, tipicamente magmática, com morfologia interna homogênea (Fig. 4.3.2b) raramente com núcleos herdados. Apenas um xencristal foi datado e forneceu uma razão média  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $1733 \pm 13$  Ma ( $1\sigma$ ). Todas as demais análises em cristais magmáticos formam um único agrupamento concordante ( $n=19$ ), sem excesso de dispersão ( $\chi^2=0.88$ ), que forneceu o resultado de  **$560 \pm 7$  Ma** (razão  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  média), correspondendo à idade de cristalização do plúton. Essa idade é a mesma obtida no plúton Pão de Açúcar, convalidando a interpretação de que esse resultado é a mais aproximada idade para cristalização desses granitóides sincolisionais. Por serem referentes a plútons sincolisionais, os resultados representam também a melhor estimativa para idade do pico do metamorfismo e colisão no âmbito meridional do cinturão. Como não há evidências morfológicas nem isotópicas de recristalização metamórfica, é provável que o magma tenha sido intrudido sintectonicamente e em condições de equilíbrio de P e T com o pico metamórfico regional. Outra possibilidade é de que o metamorfismo sobreposto tenha operado sob condições da fácies xisto-verde a anfíbolito inferior, e, conseqüentemente, sem abertura do sistema isotópico U-Th-Pb.

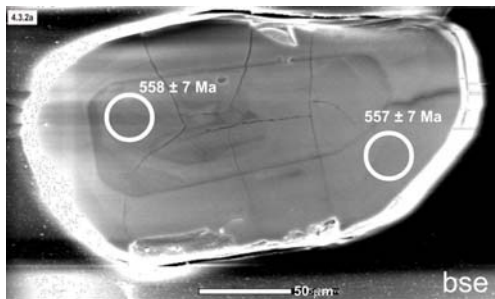


Fig. 4.3.2a Imagem CL de zircão do Granito Corcovado.

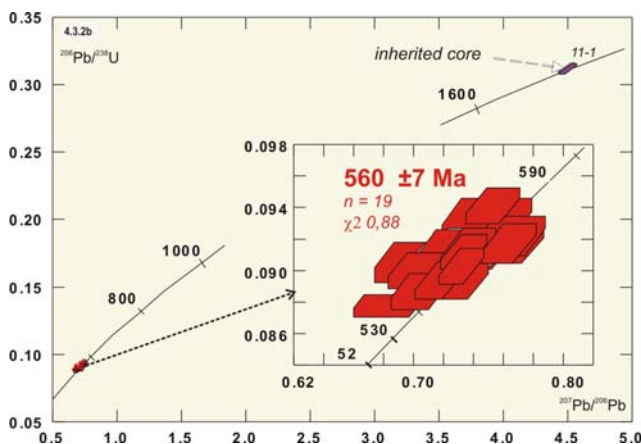


Fig. 4.3.2b Concordia Wetherill do Granito Corcovado.

#### 4.4 Granito sincolisional do tipo-S (Granito Nanuque)

O Granito Nanuque localiza-se na extremidade do norte do cinturão, cerca 750m a NE do Plúton Pão de Açúcar. O contexto da repartição desse plúton sincolisional no Orógeno Araçuai consta das figuras 4.1a e b e da tabela III.3. É um granito gnáissico megaporfírico, com sobreposição de trama magmática e metamórfica responsáveis pela trama S-C (*augen*) característica (Fig. 4.3b), com forte orientação dos megacristais de feldspato (textura *augen*) e da biotita (Fig. 4.4a). Ao microscópio é um granada-biotita granito com textura megaporfírica, fortemente foliada. O afloramento datado contém venulações de porte e extensão variadas de granada granito leucocrático fino que corta a foliação da fase inicial (Fig. 4.4b) ( $G_4$ ).

Foram datados 17 *spots* em 14 cristais, cujos resultados constam da concórdia reversa Tera-Wasserburg da Figura 4.4d. Ao contrário dos demais granitos crustais escolhidos para o presente estudo, a população de zircões da fase regional sincolisional ( $G_3$ ) é constituída por cristais euédricos, prismáticos alongados (C/L, 3:1 a 5:1) e com forte zoneamento oscilatório magmático (Fig. 4.4c). Os conteúdos de U (200-400 ppm) e Th e as razões Th/U (0,1-0,9) situam-se no intervalo típico de rochas magmáticas félsicas a intermediárias. Os cristais são destituídos de núcleos herdados, mas possuem discreto sobrecrecimento periférico fino de média luminescência, cuja natureza não pode ser determinada.

As análises mostram um agrupamento principal ( $n=12$ ) sem excesso de dispersão (MSWD = 0.73) e distribuem-se segundo uma linha de mistura (discórdia) que intercepta a concórdia em  **$573 \pm 4$  Ma**. Esse resultado é interpretado como a idade de cristalização do granito e, conseqüentemente, a idade do evento colisional nesse segmento do orógeno. Um dos poucos sobrecrecimentos com largura suficiente para ser datado forneceu a idade aparente de  **$508 \pm 8$  Ma ( $1\sigma$ )**, enquanto o núcleo magmático do mesmo cristal foi datado em  $564 \pm 10$  Ma ( $1\sigma$ ) (Fig. 5.4c). O sobrecrecimento tem conteúdo de U (371 ppm) maior do que o núcleo magmático (182 ppm), mas o conteúdo de Th é muito baixo, o que resulta em uma razão Th/U metamórfica (0.08). Os sobrecrecimentos estão relacionados a um importante evento termo-tectônico tardio, cuja origem não pode ser ainda esclarecida.

Apesar da morfologia relativamente simples e da ausência de núcleos herdados, o que possibilitou a obtenção de uma idade muito precisa para a cristalização, devido à sua natureza crustal a partir de fonte metassedimentar (granito tipo-S), a tentativa de datá-lo por outros métodos mostrou-se problemática. Celino *et al.* (2000) obtiveram um resultado de ~ 760 Ma a partir de uma isócrona Sm-Nd, interpretado como a idade de cristalização do magma. Essa idade muito discrepante da idade U-Pb indica que a isócrona Sm-Nd representa uma mistura, sendo destituída de significado geológico.

O leucogranito fino intrusivo na amostra datada (Figs. 4.4a,b) foi datado por DI no CPGeo USP (Silva *et al.* 2005b)

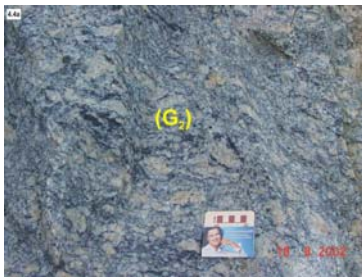


Fig. 4.4a Afloramento datado do fácies



Fig. 4.4b Afloramento da fase



Fig. 4.4c Imagens CL de zircões do Granito Nanuque.

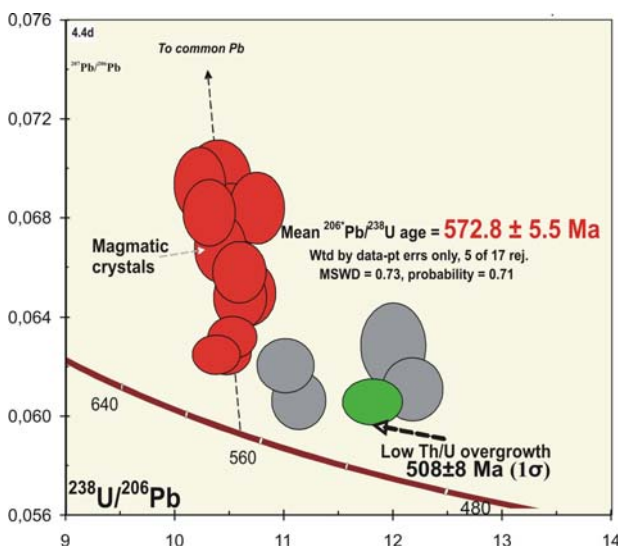


Fig. 4.4d Concórdia Tera-Wasserburg do Granito Nanuque.

e forneceu a idade aparente de  $532 \pm 10$  Ma. Contudo, os resultados apresentam forte dispersão analítica (MSWD = 31), possivelmente devido ao efeito-herança, o que caracteriza uma errócrona e torna o resultado duvidoso.

#### 4.5 Ortognaisses sincolisionais tipo-I e -S, Governador Valadares

Na extremidade NW do cinturão duas unidades de ortognaisses tangenciais, empurrados contra o embasamento arqueano do Cráton São Francisco também foram datadas. São ortognaisses graníticos do segmento mais ocidental do orógeno, na região e Governador Valadares. Ambos estão intensamente deformados, com transposição avançada das estruturas primárias e por esse motivo, em mapeamento na escala 1:100.000 (Projeto Leste), os dois ortognaisses não puderam ser discriminados, razão pela qual foram cartografadas como uma associação TTG arqueana do Complexo Mantiqueira. Com estudos complementares para a seleção de amostras para datação, as relações estruturais e as características petrográfica permitiram discriminar dois ortognaisses blastomiloníticos, um de composição tonalítica (Gtn) e granodiorítica (Ggd), ambos associados a zona de empurrões Governador Valadares. As figuras 4.1a e 4.1b e a tabela III.3 mostram a contextualização desses plútons sincolisionais na evolução do orógeno. Devido ao avançado estágio de milonitização, recrystalização e transposição dos gnaisses, nesta zona de *strain* muito alto tornou-se necessário uma análises estrutural detalhada do afloramento (Figs. 4.5.1a,b) para permitir uma maior consistência interpretativa dos resultados analíticos. Essa análise estrutural contou com a assistência do geólogo Orivaldo Ferreira Baltazar.

##### 4.5.1 Ortognaisse tonalítico sincolisional, tipo I (Gtn)

A figura 4.5.1 mostra o afloramento datado do ortognaisse tonalítico em corte do km 162 da BR 381, nas proximidades de Governador Valadares. A figura 4.5.1a é uma fotomontagem (fotos LC38-1, LC38-2, LC38-3) da exposição do ortognaisse tonalítico regional (Gtn), empurrado sobre uma intercalação tectônica de sillimanita-granada-biotita paragneisse (Pgn) parcialmente fundido. A foto também assinala o local da coleta da amostra datada (círculo amarelo, em LC38-3). O corte é particularmente interessante para o entendimento da estrutura, pois representa uma seção vertical de direção aproximadamente W-E, quase paralela à direção de transporte tectônico. Essa peculiaridade é deduzida da atitude da lineação mineral (biotita) nos planos de foliação milonítica (ver abaixo). Os desenhos esquemáticos (de Orivaldo Ferreira Baltazar, com modificações), salientam os detalhes estruturais da montagem fotográfica.

Ambas as unidades de gnaisses (Gtn e Pgn) possuem forte e contínua foliação dúctil, com distinta lineação

mineral subconcordante com os planos de deslizamento que marcam os contatos entre ambos litotipos. A foliação milonítica tem direção aproximada N-S, com mergulho suave para E, e a lineação mineral tem caimento segundo o mergulho. É, portanto, uma seção segundo o plano XZ do elipsóide de deformação, superfície ideal para observar feições indicativas do sentido de movimento. Os marcadores cinemáticos em conjunção com a posição da lineação mineral caracterizam uma zona de cisalhamento dúctil de rampa frontal. A superfície de deslizamento localiza-se no contato entre ambos os litótipos (Gtn e Pgn, figuras 4.5.1a, Foto LC38-2) e sua implantação foi facilitada pelas diferenças reológicas e a pré-existência de descontinuidade física, o que proporcionou a formação de uma *lasca* de empurrão, ou *horse*, do Pgn tectonicamente imbricada no ortognaisse. Presume-se que em sub-superfície as zonas de cisalhamento convirjam para uma zona de cisalhamento principal: o empurrão basal ou zona de descolamento. O arranjo geométrico das superfícies de cisalhamento em lanços e patamares são feições geométricas próprias deste tipo de estrutura, consistindo de fatias empilhadas e imbricadas de granitos Gtn e Pgn. A sobreposição de *horses*, fatias sigmoidais limitadas por zonas de cisalhamento, resultantes de cavalgamentos sucessivos, sugere uma estrutura em duplex (*sensu* Boyer & Elliot, 1982; Butler, 1982). No caso presente, observa-se apenas uma *lasca* de empurrão de Pgn no Gtn, sendo necessárias observações da estrutura em outros cortes, e em maior extensão, para permitir sua características de duplex.

Os marcadores cinemáticos da foliação milonítica em ambos os gnaisses estão numericamente indicados na fotomontagem da Figura 4.5.1a, sendo detalhados na Figura 4.5.1b: superfícies S/C (#1 e #3); formas sigmoidais de objetos (#1,#2,#3,#4,#5); dobras assimétricas de flancos rompidos (#8). Estes marcadores indicam transporte tectônico de E para W e serão a seguir detalhados:

#1: Porfiroclasto de quartzo com formato sigmoidal indicativo de movimento rotacional sinistral. Foto em seção W-E com indicação de transporte da capa sobre a lapa de E para W.

#2: Superfícies de foliação S/C no Gtn da capa indicam movimento sinistral, portanto empurrão de E para W. Alguns porfiroclastos sugerem o mesmo movimento.

#3: Superfícies de foliação S/C e lente/boudin em banda de Gtn, com formato sigmoidal, ambos indicando movimento rotacional anti-horário de empurrão de E para W.

#4: Banda neosomática boudinada, ligeiramente assimétrica e encrave máfico estirado, lenticularizado e com formato sigmoidal. Ambos indicam movimento rotacional sinistral nos planos de foliação milonítica.

#5: Bandas neossomáticas sigmoidais (centro do desenho), subconcordante com a foliação, indicando movimento para cima do lado direito do desenho. Seção W-E, empurrão de E para W.

As estruturas das composições #6 a #8 são de caráter extensional, relacionadas a deslocamento normal ao longo da foliação milonítica dos empurrões acima. São aqui interpretadas como de alívio das tensões provocadas pelos empurrões ao final do processo. Veios neossomáticos retos, ortogonais à foliação e com preenchimento de juntas de dilatação são relacionados a movimentos extensionais mais recentes (tardi-empurrão).

#6: Na parte superior esquerda, veio neossomático em fratura de extensão relacionada à compressão de E para W, rotacionado para a posição atual e com evidências de deflexão da foliação milonítica no contato foliação/veio. O veio foi posteriormente boudinado, segmentado e deslocado em sentido horário (dextral) ao longo dos planos de foliação milonítica, por movimento extensional subsequente (falha normal), provavelmente relacionado ao alívio das tensões pós-empurrão.

#7: Neossoma em fratura de extensão sub-vertical de superfície dobrada aparentemente tardia em relação ao evento extensional assinalado pelas dobras de arrasto em Z de #8. A intrusão tem fraturas paralelas à foliação milonítica da encaixante. A situação sugere regime extensional por alívio das tensões ao final do empurrão.

#8: Banda neossomática (a) contida no plano de foliação milonítica e relacionada ao empurrão E-W. O padrão de dobras em Z sugere movimento rotacional dextral normal, extensional e em sentido contrário, pós-empurrão. Veio neossomático preenche fratura de extensão ortogonal ao movimento (junta de dilatação) de regime extensional subsequente.

Sob o microscópio, a amostra datada é de biotita tonalito gnaisse milonítico fino, bandado, com textura microporfiroclástica, em matriz quartzo-feldspática recuperada, granoblástica alongada e poligonal fina (textura blastomilonítica). A biotita marrom marca a forte e continua foliação, a qual contorna microporfiroclastos (2-4mm) de quartzo, plagioclásio e microclínio, resultando em uma trama S-C (augen-gnaisse).

Os dados Sm-Nd disponíveis, como idade modelo  $T_{DM}$  de ~ 1930 Ma e valor - 13 do parâmetro  $e_{Nd}$  sugere importante influência crustal na origem desse tonalito.

Foram datados 8 *spots* em 8 cristais. A população de zircões é homogênea, morfológicamente simples, destituída de núcleos herdados. Os cristais são euédricos, prismáticos alongados (C/L = 5:1), com forte zoneamento oscilatório (Fig.4.5.1d). Os conteúdos de U (200-400 ppm) e Th bem como as razões Th/U (0,1-0,9) situam-se no intervalo típico de rochas magmáticas félsicas a intermediárias. Alguns cristais apresentam fino (1  $\mu$ m) sobrecrescimento periférico de baixo U (alta luminescência), possivelmente resultantes de recristalização metamórfica.

Os 8 *spots* formam um agrupamento único, concordante e homogêneo, sem excesso de dispersão (MSWD = 0.45) e que forneceu a razão  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  média (imprecisa) de **565 ± 31 Ma** (Fig. 4.5.1d), correspondendo à idade de cristalização do magma tonalítico. Na mesma concórdia, descartando-se dois *spots* com razões  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  mais altas, obtém-se um agrupamento com idade concórdia

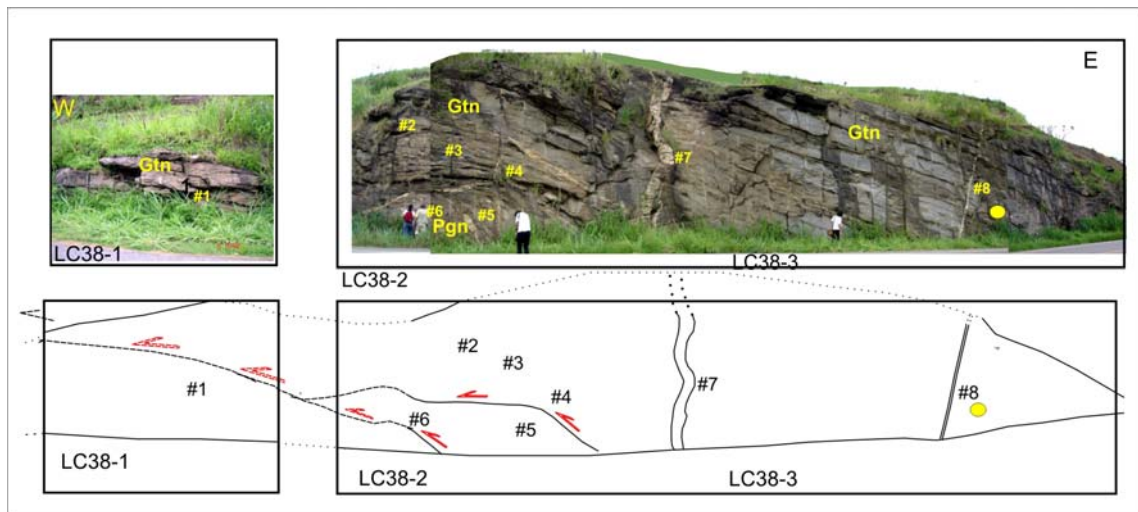


Figura 4.5.1a Fotomontagem da exposição do gnaiss tonalítico (Gtn) em uma seção segundo o plano XZ (do elipsóide de deformação), na zona de empurrões Governador Valadares, com localização do local amostrado (elipse amarela). Os marcadores cinemáticos observados estão numericamente indicados com numeração de #1 a #8.

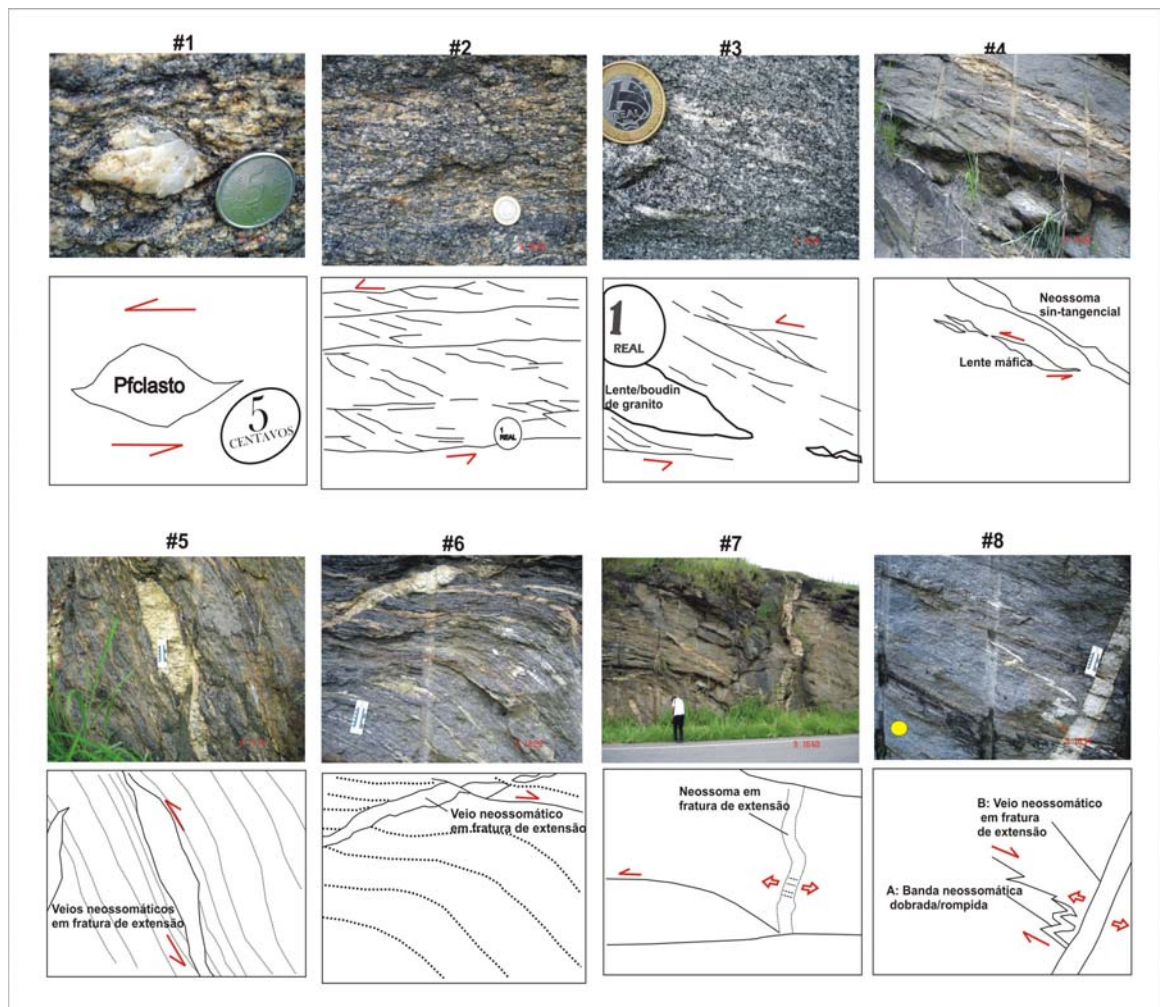


Fig. 4.5.1b Detalhes dos indicadores cinemáticos e do local da amostragem.



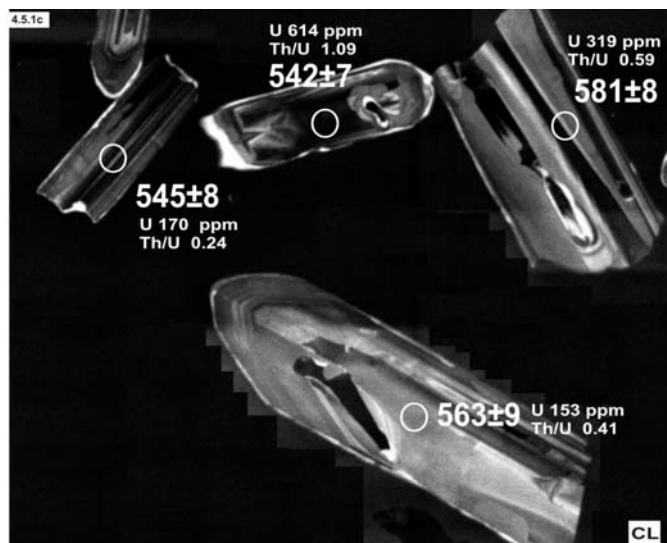


Fig. 4.5.1c Imagens CL de zircões do gnaiss tonalítico (Gtn).

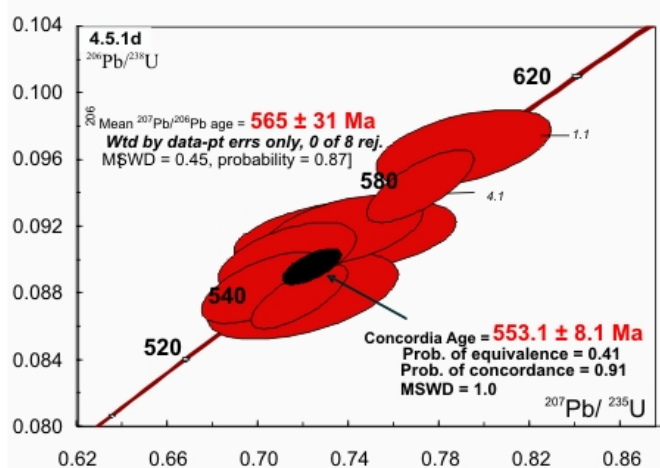


Fig. 4.5.1d Concórdia Wetherill do gnaiss tonalítico (Gtn).

(concordia age) de  $553 \pm 8$  Ma e  $MSWD = 0.91$ . Embora o último resultado seja mais preciso, do ponto de vista da reprodutibilidade não encontra suporte regional, pois é inferior às menores idades obtidas para a fase sincolisional do cinturão ( $\sim 560$  Ma). Portanto, enquanto não houver maior número de datações que permitam convalidar um dos dois resultados, a idade de  $\sim 565$  Ma pode ser considerada como a melhor estimativa para a cristalização do magma precursor do gnaiss tonalítico e, por extensão, da idade do pico do episódio colisional nesse segmento do orógeno.

Apesar da morfologia e do sistema isotópico U-Th-Pb estarem preservados, os finos sobrecrescimentos periféricos de baixo U (alta luminescência) indicam que a intrusão antecedeu o pico metamórfico, sob temperatura inferior ao limite do fechamento isotópico do zircão, nas raízes de zona de cisalhamento contraccional.

#### 4.5.2 Ortognaiss granodiorítico sincolisional do tipo S (Ggd)

O Ortognaiss granodiorítico do tipo S (Ggd) foi amostrado 6 km a W do afloramento anterior do Gtn, no corte do km 168 da mesma rodovia (BR 381), situado no trevo de acesso a Governador Valadares. Como no afloramento anterior, a foliação milonítica tem direção aproximada N-S, com mergulho suave para E, e lineação mineral posicionada segundo o mergulho (Figs. 4.5.2a). Trata-se, também, de seção segundo o plano XZ do elipsóide de deformação, ideal para observação dos critérios de rotação (sentido de movimento).

A seção expõe ortognaiss tonalítico (Ggd) fortemente fatiado, estruturalmente similar ao datado no afloramento 4.5.1 (Gtn), e cujas relações de sucessão, embora parcialmente mascaradas por transposição, sugerem a intrusão do primeiro (Ggd) no último Fig. 4.5.2b). Bandas e *budins* de anfíbolitos também foram observados.

A Figura 4.5.2c mostra o local da amostragem (elipse amarela). A amostra é de ortognaiss granodiorítico, bandado e com textura milonítica fina. Sob microscópio, é um biotita granodiorito gnáissico, com textura microporfiroclástica, com matriz quartzo-feldspática recuperada, granoblástica-alongada e poligonal fina (textura blastomilonítica). O feldspato é ortoclásio microclinizado e a biotita. Esta, ocorre como uma variedade de pleocroísmo marrom-avermelhado, típico de biotita de alguns granitos tipo S (Chapell e White, 2001). Está parcialmente alterada à clorita e dispõe-se segundo forte e continua foliação que contorna os microporfiroclastos (2-4mm) de quartzo, plagioclásio e ortoclásio, em trama S-C (*augen*-гнаiss). Os dados Sm-Nd disponíveis, como idade modelo  $T_{DM}$  de  $\sim 2000$  Ma e valor -6 do parâmetro  $\epsilon_{Nd}$  confirma a natureza crustal e reforça a classificação do magma como do tipo tipo S.

Foram datados 17 spots em 15 cristais sendo os dados analíticos mostrados na concórdia da Figura 4.5.2e. Em contraste com a amostra do gnaiss tonalítico, a população de zircões é muito heterogênea (Fig. 4.5.2d) e a maioria é de cristais prismáticos alongados (C/L 3:1 e 4:1), euédricos, alguns curtos e subarredondados. Alguns zircões apresentam um sobrecrescimento externo muito fino ( $<1 \mu m$ ) o que dificulta sua identificação mesmo em imagens CL (seta). Devido à alta luminescência (Baixo-U) esses sobrecrescimentos são tentativamente relacionados à recristalização metamórfica incipiente, também observada na amostra anterior. A morfologia interna é complexa e distinta da amostra anterior, sendo caracterizada por largos núcleos herdados subarredondados, tipicamente detríticos, sobrecrescidos por zircão com textura de precipitação magmática (zoneamento oscilatório), formando um envoltório euédrico dos cristais. Os núcleos são interpretados como restitos herdados de fonte(s) pelítica/grauvaqueana e os



Figura 4.5.2a Vista geral da exposição do gnaiss granodiorítico (Ggd) em seção segundo o plano XZ do elipsóide de deformação, na zona de empurrões Governador Valadares. Figura 4.5.2b,c Intercalações tectônicas do gnaiss granodiorítico (Ggd) e do gnaiss tonalítico (gtn). Figura 4.5.2c Detalhe do local de coleta (elipse amarela) da amostra do Ggd.

sobrecrescimentos magmáticos, por sua vez, podem ser atribuídos à precipitação direta a partir de fusão parcial da fonte do paragneisse.

Os resultados obtidos em 9 núcleos herdados são em sua maioria muito discordantes, com idades aparentes entre ~ 614 Ma (*spot* 14.2) e ~ 2160 Ma, indicativo de heranças detrítica arqueana e neoproterozóica. Oito *spots* obtidos nos sobrecrescimentos ígneos (anatóticos) formam um agrupamento sem excesso de dispersão (MSWD=1,0), que produziram uma idade concórdia de **561±7 Ma**, interpretada como a idade da precipitação dos sobrecrescimento durante o evento anatótico e, por

consequente, a idade de cristalização desse granito S.

Da mesma forma que os anteriores, esse plúton é cronocorrelato a diversos granitóides sincollisionais intrudidos no estreito intervalo ~ 580-560 Ma, e relacionados ao cavalgamento do arco magmático para W, sobre a margem cratônica nesse intervalo temporal. Apesar da morfologia e do sistema isotópico dos zircões estarem preservados, como na amostra anterior, os sobrecrescimentos de baixo U (alta luminescência) indicam que a intrusão ocorreu antes do pico metamórfico, sob condições de temperatura inferiores às de fechamento do zircão, nas raízes da zona de cisalhamento contracional.



Fig. 4.5.2d Imagens CL de zircões do gnaiss granodiorítico (Ggd).

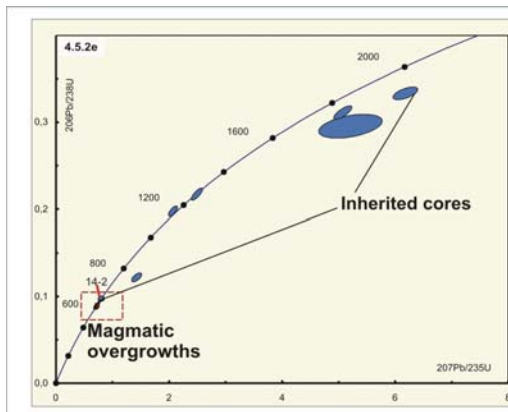


Fig. 4.5.2e Concordia Wetherill expandida do gnaiss granodiorítico (Ggd).

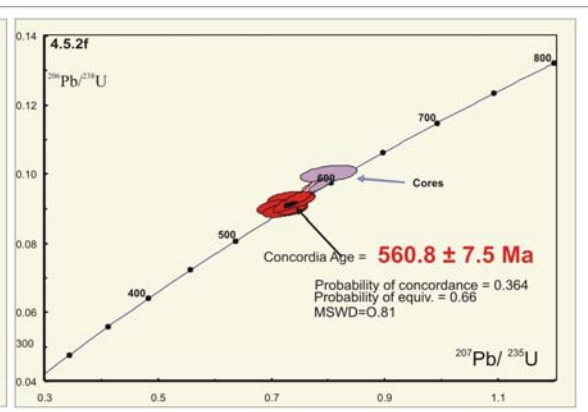


Fig. 4.5.2f Detalhe da Concordia Wetherill do gnaiss granodiorítico (Ggd).

#### 4.6 Granada-charnockito sincolisional, Manhauçu

Nos mapas geológicos disponíveis, essa unidade charnockítica era interpretada como ortognaiss granulítico paleoproterozóico do Complexo Juiz de Fora. Durante a revisão de campo e petrográfica para a escolha dos plútons-alvos para datação, foi evidenciado que tratava-se de um granada charnockito magmático, formado por fusão parcial *in situ* do gnaiss grauvaqueano encaixante. Essa interpretação corrobora localmente trabalhos anteriores baseados em estudos petrográficos, químicos e isotópicos em granada charnockitos similares do sudeste de Minas Gerais e no estado do Rio de Janeiro (Jord Evangelista 1996; Valladares, 1996; Valladares, 1996; Duarte *et al.*, 1999; Silva & Cunha, 2001; Silva *et al.*, 2005b) que interpretaram esses granada charnockitos como fusões anatéticas de rochas pré-existentes, durante o pico do metamorfismo brasileiro. Entretanto, é importante notar que granada charnockitos magmáticos similares, porém com idades de cristalização de ~ 2100 Ma (U-Pb TIMS), também foram identificados no embasamento paleoproterozóico do orógeno (Complexo Mantiqueira, Silva *et al.*, 2005b; ver também item 6.2, abaixo).

No afloramento datado, a rocha é foliada, sem evidência de superposição de metamorfismo, representando um corpo sintectônico (Fig. 4.6a). As figuras 4.1b e c e a Tabela III.3 mostram o contexto do plúton na repartição petroectônica do Orógeno Araçuai.

Ao microscópio, é um biotita-granada charnockito (hiperstênio granito de Streckeisen, 1974) com textura hipidiomórfica granular parcialmente recrystalizada, com forte foliação de biotita.

Foram analisados 12 *spots* em 12 cristais de zircão. A população é homogênea, morfologicamente simples, constituída de cristais euédricos, prismáticos alongados (C/L = 5:1), com forte zoneamento oscilatório magmático (Fig. 4.6b). Os zircões são destituídos de núcleos herdados e seus conteúdos de U (200-400 ppm) e Th e as razões Th/U (0,1-0,9) situam-se no intervalo típico de rochas magmáticas félsicas.

Dez das 12 análises constituem uma única popu-

lação homogênea, sem excesso de dispersão (MSWD= 0.88) que forneceu a razão  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  média de **584±5 Ma** (Fig. 4.6c), icorrespondendo à idade de cristalização do charnockito. Conseqüentemente, essa unidade pode ser interpretada como um plúton sintangencial, cuja cristalização foi isofacial com o metamorfismo de alto grau das encaixantes paragnaissicas. Os dados Sm-Nd disponíveis, como a idade modelo  $T_{\text{DM}}$  de ~ 1950 Ma e valor -15 para o parâmetro  $\epsilon_{\text{Nd}}$  confirma a natureza crustal e reforça a possibilidade de classificação do magma como do tipo tipo S. Como trata-se de um magma anatético peraluminoso, pode ser derivado da fusão parcial de metagrauvascas/metapelitos encaixantes e, assim, sua idade representa também a idade do pico metamórfico-colisional (anatético) nesse segmento do orógeno. Diversos plútons de granada charnockitos similares ao corpo de Manhauçu ocorrem ao longo do núcleo anatético do orógeno, associados aos granada granitos tipo S, ou às sequências paragnaissicas. Na extremidade meridional, no estado do Rio de Janeiro, essa unidade foi desinada de Charnockito Bela Joana.



Fig. 4.6a Foto da amostra datada do granada charnockito, Manhauçu.

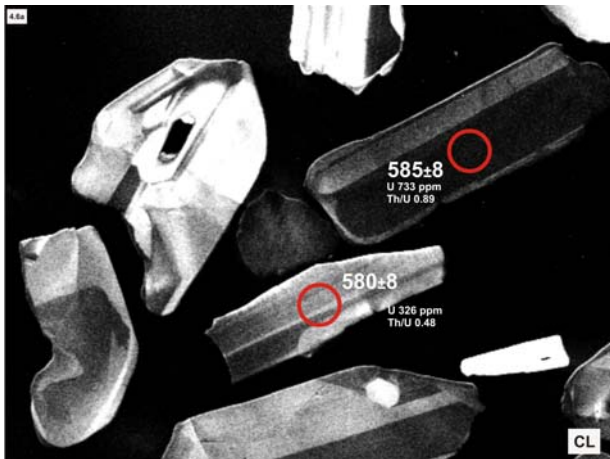


Fig. 4.6b Imagens CL de zircões do granada charnockito.

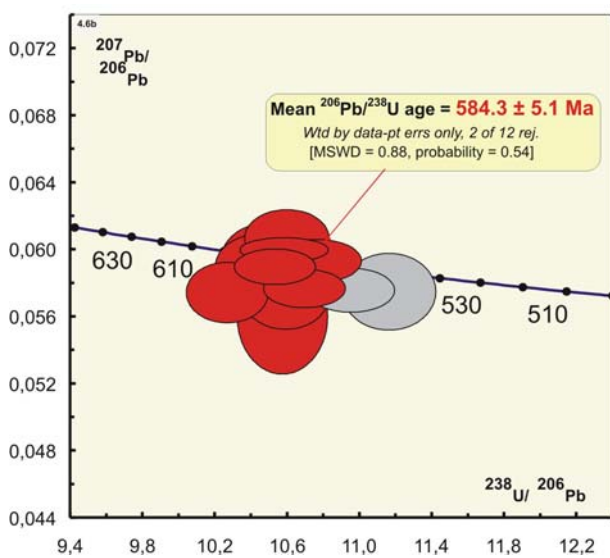


Fig. 4.6c Concórdia Tera-Wasserburg do granada charnockito.

#### 4.7 Granito pré-orogênico do tipo A<sub>2</sub> (Maciço Salto da Divisa)

O Maciço Salto da Divisa situa-se no extremo nordeste da Faixa Araçuai e é intrusivo em ortognaisses migmatíticos paleoproterozóicos do embasamento da faixa (Figs. 4.1a, 4.1b, Tab. III.3). Trata-se do primeiro plúton granítico pré-orogênico precisamente datado na Província Mantiqueira. É uma associação granítica do tipo A<sub>2</sub> (*sensu* Eby, 1992), com característica bimodal dada pela presença de autólitos quartzo-dioríticos, com os quais a fase granítica mostra evidências de magma *mingling* e *comingling*. O plúton tem uma fácies gnáissica milonítica (Figs. 4.7a, b) alvo da datação. Nos mapas regionais (e.g. Mapa Geológico do Estado da Bahia, 1996) era cartografada como um componente do embasamento do Orógeno Araçuai, possivelmente devido ao forte bandamento e transposição. Estudos petrográficos e estruturais mostraram que a deformação foi

localizada, e associa-se a uma ampla estrutura transpressiva superimposta (Dalton de Souza, *et al.* 2002), porém a maior parte da área exposta é constituída por uma fácies discretamente foliada, sem evidências de deformação no estado sólido (Figs. 4.7c, d). Ao microscópio a sua composição varia de monzo e sienogranito a alcaligranito, leucocrático, com textura equigranular idiomórfica, tendo anfibólio (hornblenda?) como acessório maior, além de zircão, allanita, apatita e fluorita como acessórios menores. A fácies datada tem textura granoblástica grossa recuperada, com domínios hipidiomórficos remanescentes. Porfiroclastos de quartzo e feldspato magmáticos deformados são reconhecíveis. Quimicamente é uma suíte metaluminosa, sub-alcalina, tipo A (Eby, 1992) com acentuada tendência alcalina, compatível com granitos do tipo LPA (*late, post-tectonic and anorogenic granites*) (Silva *et al.*, 2006).

Foram datados 17 spots em 17 cristais, cujos resultados constam da concórdia Tera-Wasserburg da Figura 4.7f. O estudo das imagens pancromáticas mostra que a morfologia dos zircões é bastante simples, caracterizada por prismas euédricos curtos (C/L 1:1 e 1:2), típicos de zircões de magmas alcalinos. Os cristais são, em sua maioria, destituídos de núcleos herdados e apresentam zoneamento oscilatório característico de crescimento magmático (Fig. 4.7e). O conteúdo médio de U situa-se abaixo do intervalo de 200-400 ppm das rochas félsicas, mas é compatível com o de magmas subalcalinos pobres em U. As razões Th/U (0,1-0,9) são típicas de zircão de rochas magmática félsicas. Apenas 3 cristais morfologicamente distintos e com baixa luminescência foram identificados e interpretados como xenocristais (Fig.4.7e).

Nove análises da população magmática dominante formam um alinhamento homogêneo, sem excesso de dispersão (MSWD = 1.2) e distribuem-se segundo uma discórdia que forneceu a idade concórdia **875±9 Ma** (Fig. 4.7). Esse resultado é interpretado como a idade de cristalização do magma granítico. Os três cristais com morfologia

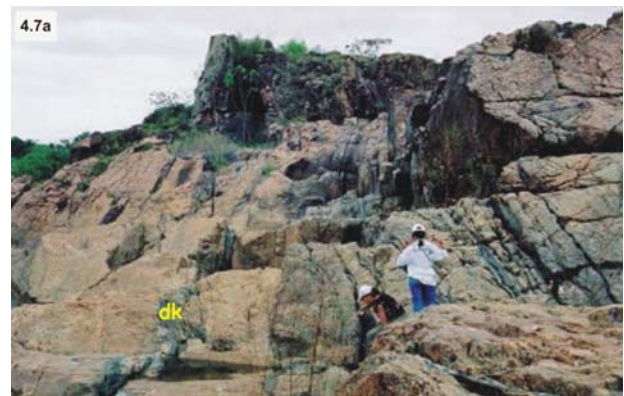


Fig. 4.7a Exposição da fácies deformada (bandada) do Granito Salto da Divisa, intrudido por diques máficos (dk).

distinta, interpretados como xenocristais (Fig. 4.7e) forneceram idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  aparentes de ~ 2078 Ma, ~ 2081 Ma e ~ 1032 Ma (1s) (não mostrados na concórdia).

A idade toniana e a assinatura química subalcalina dessa suíte  $A_2$  indica que a mesma constitui um plúton intrusivo durante a fase *rift* de abertura do embasamento continental, que daria origem à Bacia Araçuai, constituindo-se no primeiro marcador direto, no lado brasileiro, do regime distensional que gerou o rifteamento precursor do Orógeno Araçuai (Silva *et al.* 2002b, 2006).

Além disso, as recentes idades SHRIMP entre ~ 1000 Ma a ~ 912 Ma obtidas em uma seqüência bimodal, vulcano-plutônica alcalina no Cinturão Congo Oriental (Tack *et al.*, 2001), sugerem uma migração do eixo termal do rifte para o lado brasileiro 40 m.a. após a o início do rifteamento do lado africano e é mais uma evidência da evolução integrada do Orógeno Araçuai-West Congo=AWCO (Silva *et al.* 2006).



Fig. 4.7b Detalhe do afloramento amostrado do Granito Salto da Divisa.

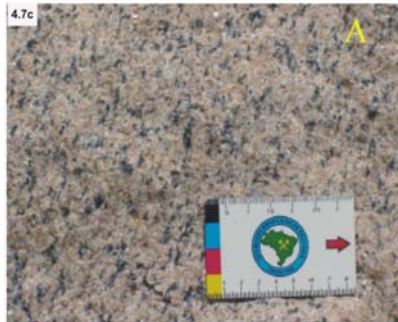


Fig. 4.7c Amostra de fácies homogênea, foliada do Granito Salto da Divisa.

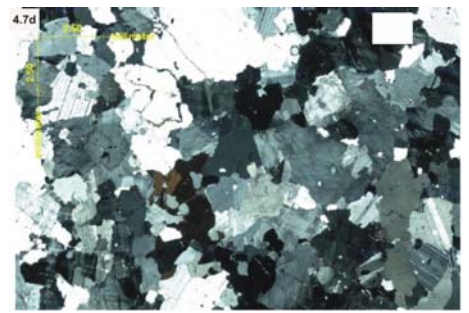


Fig. 4.7d Fotomicrografia da fácies homogênea do Granito Salto da Divisa.

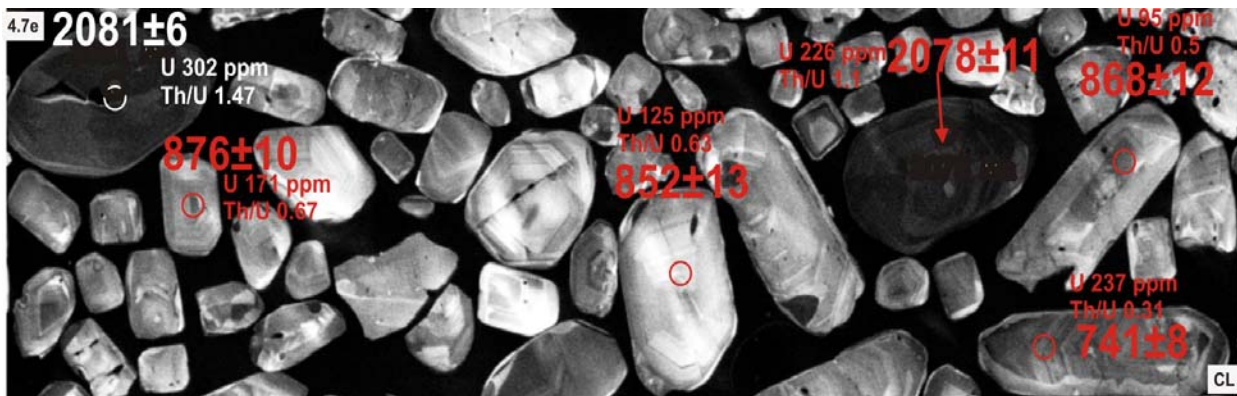


Fig. 4.7e Imagens CL de zircões do Granito Salto da Divisa.

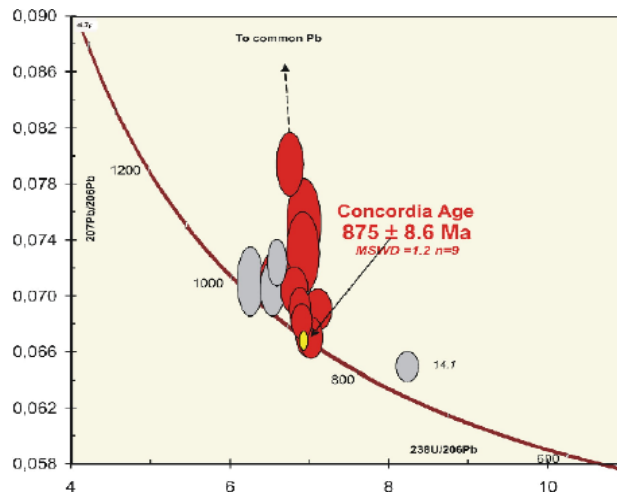


Fig. 4.7f Concórdia Tera-Wasserburg do Granito Salto da Divisa.

## 5 Metamorfismo de alto grau brasileiro (Cinturão Araçuaí), herança arqueana e paleoproterozóica nos ortognaisses dos complexos Guanhães e Caparaó

### 5.1 Contexto geotectônico e implicações regionais das unidades datadas

A extremidade meridional do CSF em Minas Gerais preserva na região centro-ocidental remanescentes do núcleo cratônico arqueano do CSF, extensas associações de rochas supracrustais paleo- e mesoproterozóica além de coberturas neoproterozóicas (Fig. 4.1a). A borda oriental é contida por um cinturão paleoproterozóico (Cinturão Mineiro, de Teixeira *et al.* 1996, 2000) cuja expressão cartográfica foi ampliada e redefinida a partir dos trabalhos de Silva *et al.* (2002b, 2005b), como mostrado na fig. 4.1a e detalhado no item 6 abaixo. Foram obtidas idades de acreção entre ~ 2170 e ~ 2050 Ma, enquanto a idade do metamorfismo ( $M_1$ ) foi estimada em ~ 2050 Ma. No extremo NW do Cinturão Mineiro, a borda cratônica arqueana consiste de ortognaisses (Complexo Guanhães), cujas idades de cristalização foram determinadas entre ~ 2900-2700 Ma. Além do metamorfismo paleoproterozóico  $M_1$ , as unidades arqueanas/paleoproterozóicas da margem cratônica foram transpostas e metamorfizadas durante o cavalgamento para W, NW do domínio interno do Cinturão Araçuaí que foi datado entre ~ 580 Ma e ~ 550 Ma ( $M_2$ ). O retrabalhamento estrutural e isotópico indica que, relativamente à implantação do orógeno Araçuaí, a borda oriental do CSF, embora não tenha perdido totalmente sua identidade cratônica, não se comportou como cráton *stricto sensu*. Situação semelhante, relacionada à coalescência dos orógenos pan-africanos, foi descrita no embasamento do Cinturão Trans-sahariano, peculiaridade que levou alguns pesquisadores a introduzir a designação geotectônica de "Metacraton Sahariano" (Abdelsalam *et al.* 2002). Da (de)cratonização ou metacratonização resultaram excelentes exemplos para estudo do comportamento do zircão em regime metamórfico de alto grau e policíclico. São aqui mostrados diversos casos de permanência inalterada do sistema isotópico U-Th-Pb em domínios magmáticos, apesar da forte recristalização em alto grau e de dois eventos superpostos resultando em cristais com morfologias muito complexas e arranjos analíticos de difícil interpretação mesmo com o uso intensivo de imagens BSE/CL.

Devido a essas complexidades, os ortognaisses do Complexo Guanhães e o ortogranulito charnockítico do Complexo Caparaó em trabalhos anteriores foram interpretados e cartografados como paragnaisses grauvaqueanos. O ortogranulito charnockítico do Complexo Caparaó foi datado pela técnica TIMS e relacionado às metagrauvas do Complexo Paraíba do Sul (Sölnner *et al.* 1991, Sölnner, 2004, Campos *et al.* 2004). Estudos mais detalhados das relações de campo e das características petrográficas realizados como suporte à execução da carta geológica do

Brasil ao milionésimo, indicaram tratar-se de duas associações plutônicas, uma metamorfizada na fácies anfibolito (Guanhães) e outra (Caparaó) na fácies granulito (Silva *et al.*, 2002b; 2005b). Devido ao caráter didático da discussão esses casos serão abaixo detalhados.

### 5.2 Trondhjemito gnáissico São João Evangelista (Complexo Guanhães)

A Figura 5.2a mostra uma exposição característica da associação TTG do Complexo Guanhães. O gnaiss é cinza e com forte bandamento composicional (cm) tonalito/trondhjemito transposto ( $G_1$ ), com freqüentes *boudins* de anfibolito (Anf). Apresenta evidências de fusão parcial e injeção de veios e bolsões de neossoma granítico branco ( $G_2$ ). Petrograficamente a amostra datada é de biotita leuco-ortognaisse trondhjemítico, com textura recuperada granoblástica-poligonal grossa, fortemente foliado, de fácies anfibolito  $G_1$ .

Foram datados 16 *spots* em 16 cristais e os dados analíticos constam da Figura 5.2c. A população de zircões é homogênea, morfologicamente simples, destituída de núcleos herdados e constituída por cristais euédricos prismáticos, alongados (C/L = 3:1 e 5:1), com forte zoneamento oscilatório magmático (Fig. 5.2b). Os conteúdos de U (200-400 ppm) e Th e as razões Th/U (0,1-0,9) que situam-se no intervalo típico de rochas magmáticas félsicas. Os cristais têm extremidades prismáticas discretamente arredondadas e desenvolvimento de finos sobrecrecimento periféricos de alta luminescência, ambas características de sobreposição metamórfica de alto grau (sobrecrecimento brasileiro- "Sbr) na figura 5.2b.

Os resultados formam arranjo co-linear discordante, sem excesso de dispersão (MSWD = 1,9), cujo intercepto superior secciona a concórdia em **2711±11 Ma** (Fig. 5.2c). Esse resultado foi interpretado como a idade de cristalização do precursor do gnaiss. A discordância também



Fig. 5.2a Exposição do gnaiss TTG ( $G_1$ ) com abundante fundidos anatéticos ( $G_2$ ) e restos de anfibolitos, São João Evangelista (Complexo Guanhães).

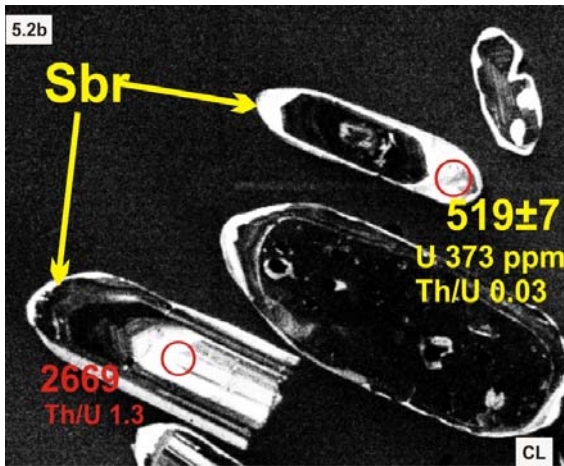


Fig. 5.2b Imagens CL de zircões do trondhjemito gnáissico, São João Evangelista.

mostra intercepto inferior muito impreciso de  $527 \pm 45$  Ma, mas sugestivo de distúrbio isotópico no neoproterozóico relacionado ao metamorfismo brasileiro. Um *spot* analisado em um dos sobrecrecimentos de baixo Th e baixa razão Th/U (metamórfico) (Sbr, Fig. 5.2b), forneceu a idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  aparente de  $519 \pm 7$  ( $1\sigma$ ). Esse resultado é coerente com a idade de intercepto inferior o que permite interpretá-lo como uma idade mínima (aproximada) de recristalização durante o pico metamórfico, possivelmente associado à geração dos fundidos anatóxicos expostos no afloramento. Porém, uma idade aparente mínima mais próxima (embora muito imprecisa) da idade do evento é sugerida pelo intercepto inferior ( $527 \pm 45$  Ma). Essas idades aparentes mínimas são compatíveis com a do evento metamórfico-colisional de  $\sim 560$  Ma, datado nos ortognaisses sincolisionais adjacentes de Governador Valadares (itens 4.5.1e 4.52), relacionados ao cavalgamento, para W, do Cinturão Araçuaí sobre os ortognaisses do Complexo Ganhães.

Duas análises em cristais morfologicamente distintos forneceram resultados muito discordantes, correspondendo a xenocristais e por isso não foram considerados no cálculo da idade.

### 5.3 Trondhjemito gnáissico, Coluna (Complexo Guanães)

Assim como o caso anterior, esta amostra pertence ao complexo ortognaissico TTG bimodal, metamorfolisado na fácies anfibolito e submetido à fusão parcial. O afloramento também apresenta forte bandamento composicional centimétrico transposto (Fig. 5.3a). Petrograficamente trata-se de biotita leuco-ortognaisse trondhjemítico, intercalado com microbandas tonalíticas com textura recuperada granoblástica-poligonal grossa, foliado e da fácies anfibolito.

Foram datados 14 *spots* em 10 cristais, cujos resul-

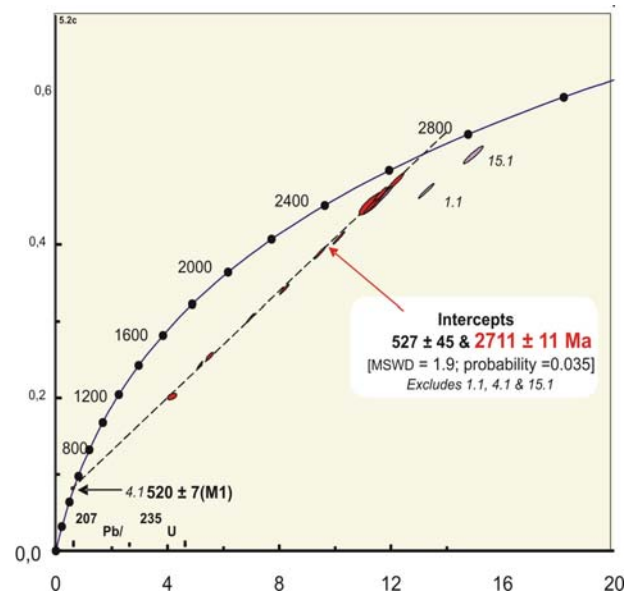


Fig. 5.2c Concórdia Wetherill do trondhjemito gnáissico, São João Evangelista.

tados analíticos constam da concórdia da Figura 5.3c. Os zircões compõem uma população homogênea e morfologicamente simples, destituída de núcleos herdados e constituída por cristais entre 500 e 700  $\mu\text{m}$ , euédricos, prismáticos alongados ( $C/L = 3:1$  e  $5:1$ ), com forte zoneamento oscilatório magmático (Fig. 5.3b). Os conteúdos de U situam-se abaixo do intervalo típico de rochas magmáticas félsicas e intermediárias (200-400 ppm de U; Th/U 0.1-0.9), porém comumente observados em magmas tonalíticos. Os cristais são moderadamente arredondados nas extremidades piramidais e mostram sobrecrecimentos periféricos finíssimos, quase imperceptíveis, de alta luminescência (baixo-U), característicos de recristalização metamórfica (seta na Fig. 5.3b).

Desconsiderando um resultado muito discordante, os demais 13 *spots*, pertencentes à uma única população de cristais magmáticos, formam um agrupamento homogêneo, sem excesso de dispersão ( $\text{MSWD} = 0,93$ ), que forneceu o resultado de  $2866 \pm 10$  Ma (razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  média), correspondendo à idade de cristalização do magma



Fig. 5.3a Amostra do trondhjemito gnáissico, Coluna (Complexo Guanães).

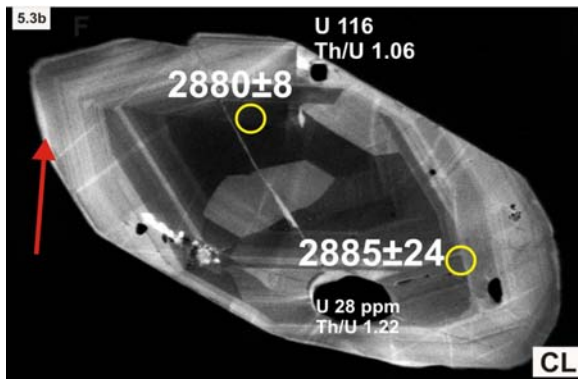


Fig. 5.3b Imagem CL de zircão do trondhjemito gnáissico, Coluna.

trondhjemítico (Fig. 5.3c). Como o agrupamento inclui alguns resultados discretamente discordantes, essa idade deve ser considerada como idade mínima. Na mesma figura (5.3c) é mostrado outro exercício de cálculo da idade, pela regressão de todos os resultados. Nesse caso, resulta um único arranjo co-linear (discórdia) de 14 pontos, sem excesso de dispersão (MSWD = 0.93), com intercepto superior de  $2867 \pm 10$  Ma e um intercepto inferior muito impreciso de  $46 \pm 50$  Ma. O valor do intercepto superior é equivalente à idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , mas o exercício é interessante por mostrar perda de Pb no intercepto inferior, possivelmente em tempo recente ou, tendo em conta os discretos arredondamento metamórfico dos cristais, poderia refletir um episódio de perda de Pb no neoproterozóico, como identificado na amostra anterior. Devido a essas dúvidas, são recomendadas novas datações para a unidade.

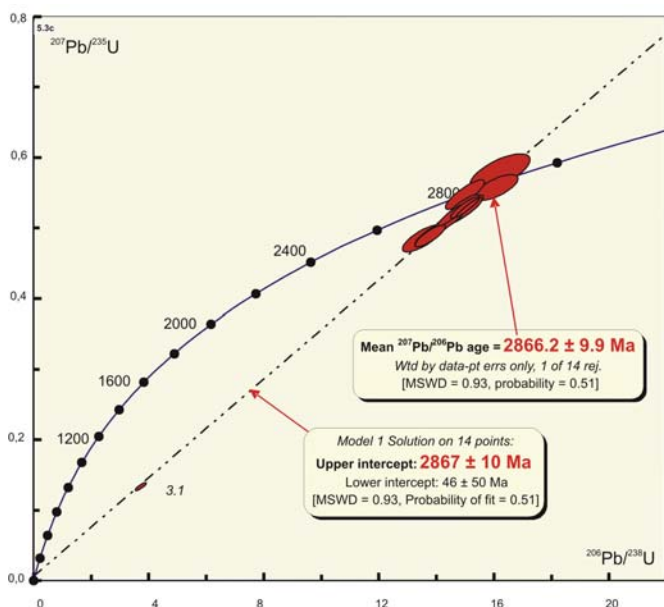


Fig. 5.3c Concórdia Wetherill do trondhjemito gnáissico, Coluna.

#### 5.4 Granulito charnockítico, Alto Caparaó (Complexo Caparaó)

Trata-se de um granulito charnockítico (Fig. 5.4a) com intercalações de granulitos máficos. Ocorre como extenso *inlier* do embasamento no interior de paragneisses de alto grau do domínio externo do Cinturão Araçuaí (Figs. 4.1a, 6.1ab). Petrograficamente a amostra é um (biotita)-ortopiroxênio leucogranulito de composição charnockítica, microporfiroclástico, com matriz recuperada granoblástica alongada composta por quartzo, microclínio perfitico e raros cristais de OPx alterados para biotita. O granulito foi datado pelas técnicas TIMS e SHRIMP e os resultados obtidos foram equivalentes, dentro dos erros analíticos dos métodos. Apesar disso, a datação SHRIMP, suscitou uma inesperada polêmica, pois ao contrário das rotineiras divergências sobre idades, a discussão foi focada na origem da rocha datada (orto ou paraderivada?) e dos zircões analisados (detriticos ou magmáticos?). Devido ao interessante conteúdo didático dessa discussão, publicada no vol. 34 n° 4 da RBG de dezembro de 2004 (página 593 à 601), a mesma é sintetizada no presente item.

A datação TIMS (Sölnner *et al.* 1991) forneceu um intercepto superior de  $\sim 2170$  Ma e um inferior de  $\sim 580$  Ma. A rocha foi interpretada pelos autores como uma metagrauvaca do Complexo Paraíba do Sul. Conseqüentemente, o resultado do intercepto superior foi relacionado à idade de zircões supostamente detriticos de fonte paleoproterozóica, e o intercepto inferior como a idade do metamorfismo de alto grau brasileiro.

Devido à dificuldade de compatibilização cartográfica dessa suposta unidade de rochas supracrustais nos mapas regionais executados pelo SGB, quando da execução da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, o gnaiss foi selecionado para ser re-estudado em campo, com complemento petrográfico e geocronológico. Os novos estudos indicaram com segurança a natureza ortoderivada e plutônica da unidade, pois além da ausência de evidências texturais localmente preservadas, a rocha é desprovida de granada e de outros mineral aluminosos (e.g. cordierita, sillimanita, ou mesmo grafita) característicos das



Fig. 5.4a Amostra do granulito charnockítico, Alto Caparaó (Complexo Caparaó).



metagrauvas em alto grau na região. Essas particularidades induziram à sua discriminação na carta ao milionésimo dos gnaisses grauqueanos de alto grau encaixantes, pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul. Ademais, dada à composição modal leucocharnockítica (campo 3a de Streckeisen, 1974), se sua origem paraderivada fosse comprovada, deveria ser discriminada e cartografada como metarcósio e não como metagrauvaça.

Essas dificuldades interpretativas comuns em gnaisses granulíticos intensamente recristalizados, estimularam o re-exame da rocha pela técnica SHRIMP.

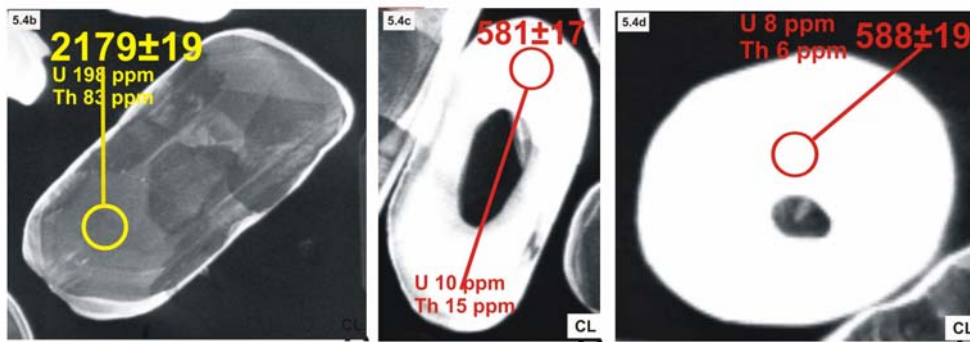
Foram datados 22 spots em 21 cristais. O estudo detalhado das imagens confirmaram as evidências de origem ortoderivada metaplutônica. As imagens CL mostram duas populações morfologicamente distintas.

A população 1, dominante, é constituída por cristais de 300-500 µm, prismáticos (CL = 3:1 e 5:1) tipicamente metaígneos, plutônicos, com núcleos exibindo zoneamento oscilatório ou zoneamento complexo, característicos de crescimento magmático, bem como conteúdo de U e razões Th/U magmáticas (Fig. 5.4b). Os cristais

não apresentam evidências de terminações fraturadas ou de abrasão detrítica, o que contraria as conclusões de Sölnner *et al.* (1991, 2004) que classificaram os zircões como detríticos.

A população 2 é caracterizada por largos sobrecrescimentos metamórficos e pequenos núcleos magmáticos preservados. Os cristais são ovóides e globulares com diâmetros de 300-500 µm, são isométricos, multifacetados e arredondados (Fig. 5.4c-d). Os núcleos magmáticos estão parcial ou totalmente substituídos por sobrecrescimentos metamórficos dando origem a cristais homogêneos, multifacetados (globulares) e com alta luminescência em CL. Devido à avançada abertura do sistema U-Th-Pb durante o evento metamórfico superposto, os resultados obtidos nos sobrecrescimento apresentam conteúdos excepcionalmente baixos de U (6 a 70 ppm) e Th (1 a 44 ppm). A seqüência de imagens das figuras 5.4b,c,d mostra um aumento gradual da intensidade de substituição dos núcleos magmáticos paleoproterozóicos pelos sobrecrescimentos metamórficos neoproterozóicos.

Devido à extrema depleção em Th e U dos



Figs. 5.4b,c,d Imagens CL de zircões do granulito charnockítico, Alto Caparaó.

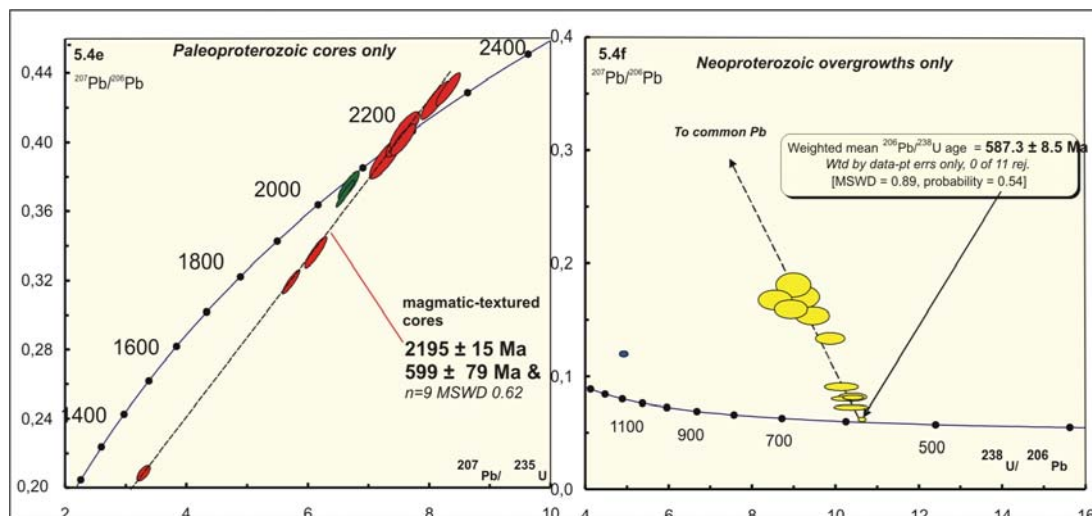


Fig. 5.4e Concórdia Wetherill do granulito charnockítico, Alto Caparaó (núcleos paleoproterozóicos).

Fig. 5.4f Concórdia Tera-Wasserbug do granulito charnockítico, Alto Caparaó (sobrecrescimentos metamórficos)

sobrecrescimentos, reduzindo o conteúdo de U em até 6 ppm e o de Th em até 1 ppm, não é possível a plotagem das análises desses sobrecrescimentos ultradepletados em U e Th, e conseqüentemente empobrecidos em Pb\*, juntamente com os resultados obtidos nos núcleos preservados, no diagrama “normal” de Wetherill. Por isso, os resultados da população 1 de núcleos foram plotados em uma concórdia Wetherill (Fig. 5.4e) e os da população 2 na no diagrama Tera-Wasserburg (Fig. 4.5f), que dispensa a correção para o Pb.

As análises da população 1 plotadas na concórdia normal, mostra que a maior parte dos resultados dos núcleos distribui-se segundo um arranjo co-linear único correspondendo a uma discórdia de 9 pontos, sem excesso de dispersão (MSWD = 0.62) (Fig. 5.4e). A discórdia forneceu um intercepto superior de **2195±15 Ma**, interpretado como idade de cristalização do protólito do gnaiss. Notar a equivalência, dentro dos erros dos métodos, com a idade TIMS obtida na concórdia Weherill de ~ 2170 Ma por Sölnner *et al.* (1991). O intercepto inferior produziu uma idade muito imprecisa de 599±79 Ma, interpretado como uma aproximação para a idade do metamorfismo de alto grau, o qual deve ser determinado com mais precisão por meio da plotagem dos dados dos sobrecrescimentos na concórdia Tera-Wasserbug (ver abaixo).

As análises da população 2 plotadas na concórdia Tera-Wasserburg, sem correção do conteúdo de Pb, permitiu calcular uma idade menos imprecisa. Todas as análises desta população de sobrecrescimentos distribuem-se em arranjo co-linear único (discórdia) de 11 pontos, sem excesso de dispersão (MSWD = 0.89) e fornecem um intercepto de **587±9 Ma** (Fig. 5.4e), cujo resultado, e foi interpretado como a idade do pico do metamorfismo de fácies granulito sobreposto nos zircões magmáticos. Notar a equivalência, dentro dos erros dos métodos, com a idade TIMS obtida na concórdia Tera-Wasserbug de ~ 580 Ma por Sölnner *et al.* (1991).

Essas complexidades morfológicas e isotópicas em zircões recristalizados em alto grau têm causado sérios problemas interpretativos em datações TIMS de diversos terrenos gnáissicos de alto grau, não apenas no Brasil. No caso particular da amostra em discussão, a abundância dos cristais metamórficos globulares induziu a interpretações de que os cristais seriam detríticos e o protólito uma metagrauvaca (Sölnner *et al.* 1991 e 2004/ Campos *et al.* 2004). A textura dos sobrecrescimentos está relacionada à recristalização (“annealing”) termotectônica sob condições de alta T da fácies granulito (e.g. Friend & Kinny, 1995; Vavra *et al.*, 1999). Para fins comparativos, observar a evolução morfológica dos zircões do ortogranulito enderbítico de Salvador (ver item 7.6, Figs. 7.2 b,c,d), também caracterizado por uma população dominante de zircões arqueanos globulares, (*soccer balls*) granulitizados há ~2080 Ma, como os do Caparaó, sem qualquer evidência de arredondamento no ciclo sedimentar. Para evitar problemas interpretativos desta ordem, em casos similares, a técnica SHRIMP deve ser sem-

pre precedida de estudos petrográficos minuciosos para a determinação segura do protólito, e de análises sistemática das imagens CL previamente à datação. Por isto, as discussões publicadas no fascículo citado da RGB são muito esclarecedoras sobre o tema, sendo recomendada sua leitura como complemento do presente texto.

## 6 Polimetarmorfismo em ortognaisse TTG's: Cinturão Mineiro e embasamento arqueano do CSF

### 6.1 Contexto geotectônico e implicações regionais

Cerca de 1.5 Ga antes da colisão ediacariana responsável pelo retrabalhamento metamórfico em alto grau da borda oriental do CSF do Complexo Caparaó, estudado no item anterior, o limite oriental do embasamento arqueano do CSF em MG experimentou uma expansão extensiva para leste entre ~ 2170-2050 Ma (Silva *et al.* 2002b, 2005b). As datações aqui abordadas - baseadas nos trabalhos supra - permitiram delinear nova configuração cartográfica para o Cinturão Mineiro (CIM) (de Teixeira 1985, Teixeira *et al.*, 2000). A expansão culminou com a colagem à margem arqueana do CSF de uma série de arcos, acrescidos a partir da incorporação de material juvenil e reciclagem da crosta arqueana. A Fig. 4.1a mostra a distribuição geográfica dos diversos componentes do cinturão riaciano, incluindo extensos complexos ortognáissicos de alto grau a ele relacionado a partir das datações geocronológicas (complexos Mantiqueira/Piedade, Juiz de Fora e Caparaó, Silva *et al.* 2002b, 2005b, Tab. III 1). Este último, já abordado no item anterior.

Os ortognaises dos complexos Mantiqueira/Piedade, Juiz de Fora são reconhecidos em afloramento pela presença de bandamento composicional de pequena escala (cm/dm), e pela freqüente preservação de dobras isoclinais sem raízes. Como o último evento termal ocorreu sob condições de alto *strain* e altas T e P na fácies anfibolito/granulito, os gnaisses possuem trama S-C penetrativa, com transposição avançada de estruturas pretéritas, dando origem a gnaisses enganosamente homogêneos (blastomilonitos de alto grau). Em decorrência desses complicadores metamórficos, os sistemas U-Th-Pb dos zircões são muito complexos e podem refletir combinações de uma ou mais fases de herança, reajuste parcial, recristalização e néo-formação. Conseqüentemente, nos diagramas concórdia, as análises mostram distribuição complexa. Não raro a linha de discórdia original, do evento metamórfico paleoproterozóico ( $M_1$ ) foi rotacionada pela sobreposição do evento neoproterozóico ( $M_2$ ). Além disso, a memória isotópica de  $M_1$  pode ter sido apagada durante  $M_2$ , ou ainda, a espessura do último

sobrecrescimento ( $M_2$ ) pode ser muito fina, menor que o diâmetro padrão do spot (< 25  $\mu\text{m}$ ), não permitindo a sua análise, tornando as interpretações passíveis de controvérsia. Nesses casos, é indispensável a segura determinação em campo das relações estruturais que permita identificar distintos eventos e a seleção apropriada de amostras-chave.

A Fig. 6.1a esquematiza a evolução tectono-magmática paleoproterozóica da margem oriental CSF em MG (Cinturão Mineiro-CIM), comparada à evolução do magmatismo na margem oriental do CSF na BA (Cinturão Bahia Oriental-CBO-que será detalhado em outra seção). A figura 6.1b, por sua vez, é uma tentativa de ilustrar com maior detalhe a escala de tempo desses eventos (paleo e

neoproterozóico) superpostos CIM e mostra as variações do clímax dos estágios magmáticos e metamórficos paleoproterozóicos, bem como a superposição do evento neoproterozóico, com precisão da ordem de  $\pm 10$  m.a., com base em mais de 25 datações U-Pb (SHRIMP e TIMS), integradas em Silva *et al.* (2005b). A Figura 6.1b também ilustra a evolução tectono-magmática e o contexto polimetamórfico do CIM.

Além da evolução complexa, cujo detalhamento pela técnica SHRIMP proporciona excelentes exemplos para estudo da morfologia de zircão em terrenos policíclicos, os abundantes núcleos herdados, típicos de magmas que incorporaram componentes crustais, são também exemplos interessantes da aplicação dessa técnica SHRIMP.

A presença de intercalações tectônicas de paragneisses ainda sem detalhamento geocronológico nos ortogneisses datados está representado na Fig. 6.1b. Pouco se conhece do ambiente deposicional dessas rochas supracrustais em função de transposição avançada e recristalização em alto grau acompanhada de fusão parcial, porém a reconstituição dos possíveis protólitos sugere tratar-se de uma seqüência clástica marinha dominada por grauvacas, pelitos, arenitos, dolomitos, bem como anfíbolitos, possivelmente associada à abertura de uma margem continental paleoproterozóica. A distinção cartográfica entre esses paragneisses e aqueles da margem passiva neoproterozóica, igualmente metamorfisados em alto grau, não consta dos mapas geológicos disponíveis, devido à similaridade entre as duas associações e à transposição de ambas na colisão neoproterozóica.

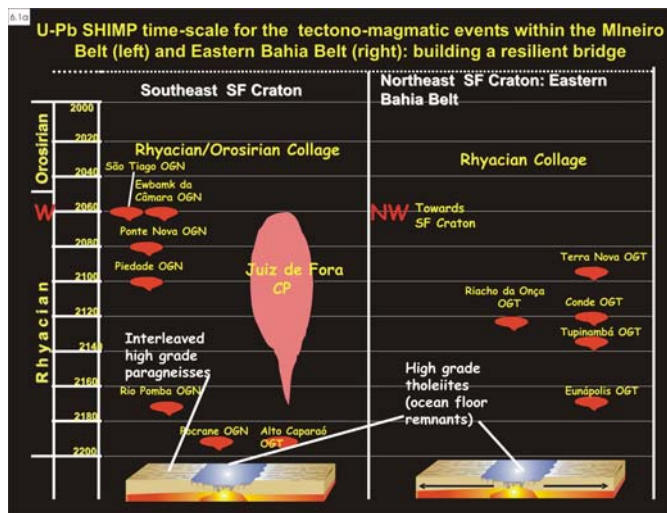


Fig. 6.1a Escala de tempo U-Pb para os eventos tectono-magmáticos no Cinturão Mineiro, comparada à evolução na margem oriental do CSF no Cinturão Bahia Oriental (CBO).

## 6.2 Ortogneisse tonalítico, Rio Pomba (Complexo Mantiqueira)

Trata-se de ortogneisse ultramilonítico finamente bandado (mm), lenticularizado (L-S tectonito), com intercalações de anfíbolitos e abundantes injeções transpostas de granada charnockito (Fig. 2.6a). Ao microscópio, é um hornblenda-biotita gnaiss tonalítico de fácies anfíbolito, com textura recuperada granoblástica-alongada e forte foliação de minerais máficos.

Foram datados 17 spots em 11 cristais, sendo os dados analíticos fornecidos nos diagramas concórdia das Figs. 6.2d-e. A morfologia dos cristais é muito complexa por efeito de polimetamorfismo. A Fig. 6.2bc mostra núcleos magmáticos de baixo U (alta luminescência), mas com razão com Th/U magmática (0.35); o núcleo é circundado por sobrecrescimento interno largo e rico em U (baixa luminescência). A geração de sobrecrescimentos internos foi interpretada como ( $M_1$ ) por representar um primeiro estágio de metamorfismo de alto grau/anatexia. Estes sobrecrescimentos são circundados por outro sobrecrescimento (externo), fino, caracteristicamente metamórfico, com baixo U e baixa razão Th/U (0.03), hierarquizado como  $M_2$  na Fig. 6.2b.

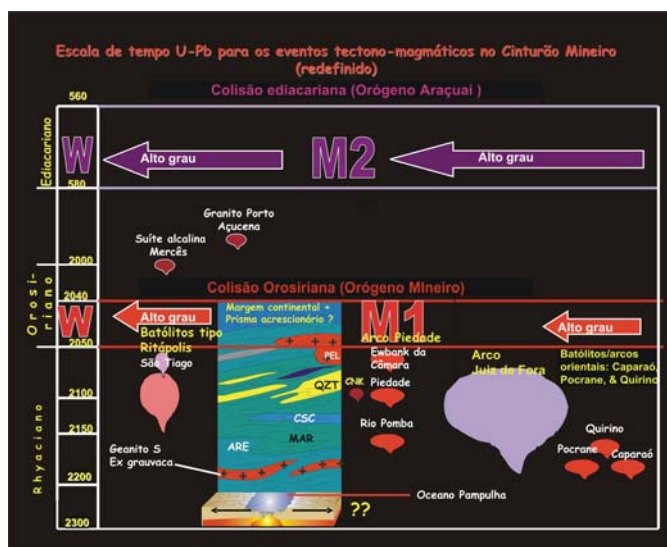


Fig. 6.1b Escala de tempo U-Pb para a sobreposição do eventos metamórfico do Cinturão Araçuaí no Cinturão Mineiro.

Devido à sobreposição destas duas fases de metamorfismo, as análises obtidas em oito núcleos magmáticos são muito discordantes, apresentam erros elevados, além de excesso de dispersão (errócrona com MSWD = 11,6), indicando de que o agrupamento dessas análises pode não ser válido, o que torna o resultado obtido de **2169±44 Ma** (Fig. 6.2d) pouco consistente estatisticamente. Po isso, é indicada a datação de outras amostras da unidade. Mesmo com essas restrições analíticas, a reprodutibilidade regional do resultado de ~2170 Ma assegura sua aproximação com a idade de cristalização do magma tonalítico precursor. O *spot* 5.1 com idade aparente de 2239±10 Ma, foi descartado dessa população devido ao seu padrão morfológico distinto, sendo o mesmo interpretado como xenocristal (Fig. 6.2d). Quatro análises obtidas em sobrecrescimentos internos formam arranjo colinear (discórdia) com excesso de dispersão (errócrona com MSDW = 8,2), indicando de que o agrupamento dessas análises pode não ser válido. Desta forma, a idade imprecisa de intercepto superior de **2028±66 Ma**, pode apenas ser interpretada como uma estimativa da idade do primeiro evento metamórfico (M<sub>1</sub>) que afetou o gnaiss (Fig. 6.2e).



Fig. 6.2a Exposição de gnaiss tonalítico com abundante fundidos anatéticos de composição charnockítica de ~2100 Ma e restos de anfíbolitos, Rio Pomba (Complexo Mantiqueira).

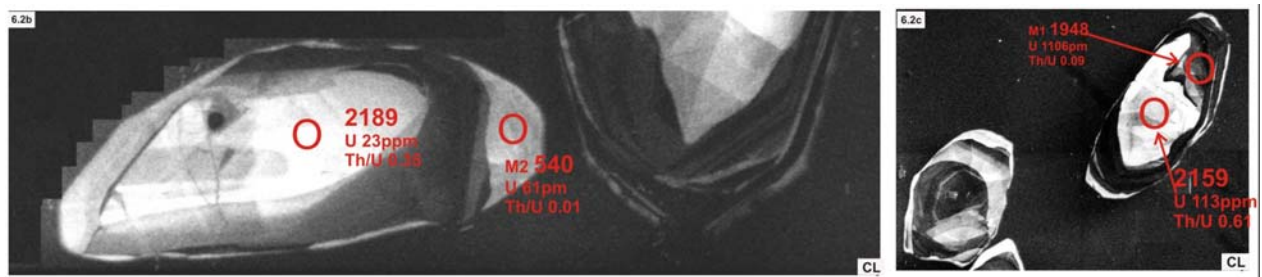


Fig. 6.2b,c Imagens CL de zircões do gnaiss tonalítico, Rio Pomba.

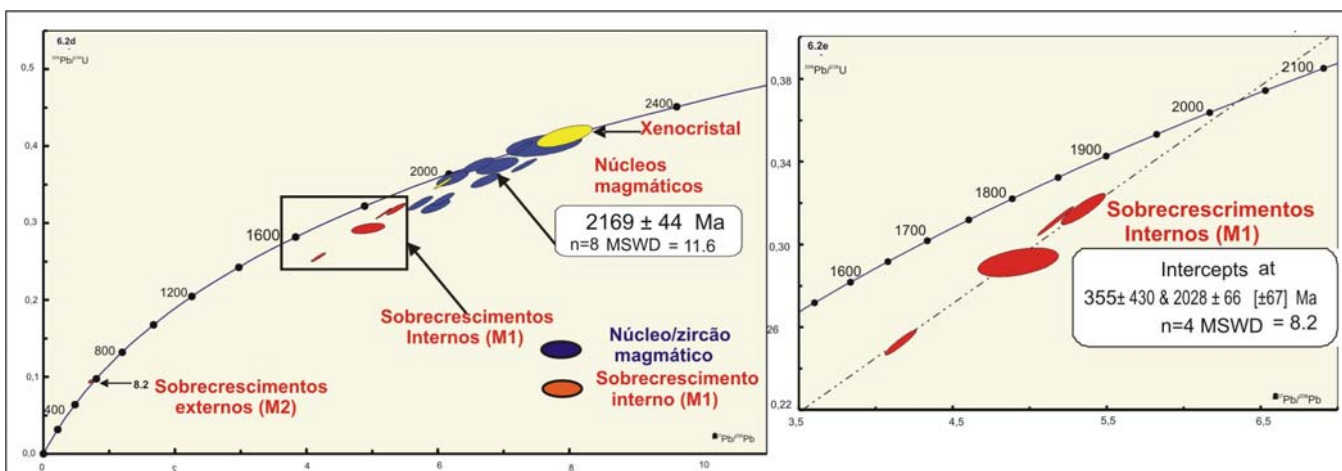


Fig. 6.2.d Concórdia Wetherill expandida do gnaiss tonalítico, Rio Pomba.

Fig. 6.2e Detalhe da Concórdia Wetherill do gnaiss do gnaiss tonalítico, Rio Pomba.

A natureza desse primeiro evento não pode ser caracterizada com resultado de recristalização no estado sólido ou por anatexia parcial. A ocorrência de bolsões anatéticos de granada charnokito (Fig. 6.2a), um dos quais foi datado em ~ 2100 Ma pela técnica U-Pb TIMS (Silva *et al.*, 2005b) poderia relacionar-se ao desenvolvimento desses sobrecrescimentos internos, porém são necessárias novas datações na unidade para testar-se essa hipótese. Interpretação alternativa para esse conjunto de dados implicaria que a idade dos sobrecrescimentos  $M_1$  representaria a idade de cristalização do magma tonalítico, e os núcleos magmáticos seriam herdados, porém essa hipótese é considerada menos provável.

Um dos sobrecrescimentos externos, caracterizado por alta luminescência em CL (baixo U), tipicamente metamórfico (*spot* 8.2; Fig. 6.2b-d), forneceu uma razão  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de **540±11 Ma (1 $\sigma$ )**, que pode ser interpretada como a idade aproximada do pico metamórfico do evento  $M_2$ , datado de forma mais precisa no intervalo de 575-560 Ma em outras amostras. Embora os resultados não tenham precisão, nem a acurácia analítica e geológica necessárias, demandando novas datações, a obtenção desse resultado foi muito importante para a caracterização da evolução polimetamórfica da unidade. Os dados também são importantes para ilustrar o alcance e as limitações da técnica em gnaisses policíclicos.

### 6.3 Ortogneisse tonalítico, Ewbank da Câmara (Complexo Mantiqueira)

Como a amostra anterior, trata-se de gnaisse tonalítico em zona de alto *strain* com transposição avançada do protólito original, dando origem a gnaisse finamente bandado (mm), lenticularizado, blastomilonítico (L-S tectonito) com dobras isoclinais apertadas (Figs. 6.3a-b). A amostra foi coletada em domínio de menor *strain*, permitindo a coleta de uma banda mais homogênea (Fig. 6.3b).

Sob microscópio é um clinopiroxênio-hornblendá-

biotita gnaisse tonalítico, da transição anfibolito/granulito, com matriz recuperada granoblástico-alongada e raros porfiroclastos lenticularizados de plagioclásio. Apresenta fina e contínua foliação microdobrada.

Foram datados 11 *spots* em 9 cristais sendo os resultados mostrados na figura 6.3f. Os zircões formam uma população de grandes cristais (200-300  $\mu\text{m}$ ) prismáticos (CL=3:1), metaígneos, plutônicos, com forte arredondamento externo devido ao desenvolvimento de finos (5  $\mu\text{m}$ ) sobrecrescimentos periféricos, responsáveis pela morfologia externa multifacetada (Fig. 6.3c,d,e). Esses sobrecrescimentos apresentam alta luminescência em CL (baixo-U), típica de recristalização metamórfica em alto grau. Devido à pequena espessura não foi possível datar-se nenhum desses sobrecrescimentos, entretanto, por correlação com outras populações estudadas, os mesmos foram interpretados de provável idade brasileira (Sbr na Fig. 6.3d).

A maioria dos cristais apresenta zoneamento magmático por setor, bem como altos conteúdos em U (até 1450 ppm), característicos de zircões cristalizados em magmas ricos em U. São fatores complicadores da análise morfológica a ocorrência de núcleos magmáticos herdados com contornos arredondados/ovalados, tipicamente detríticos, com idades aparentes de ~ 2160 Ma, ~ 2123 e ~ 2088 Ma (Fig. 6.3e). Esse último (*spot* 7-1 em 6.3e,f), com idade de ~ 2088 Ma, apresenta também um sobrecrescimento interno magmático de ~ 2035 Ma cuja idade é a mesma idade de cristalização da população magmática principal.

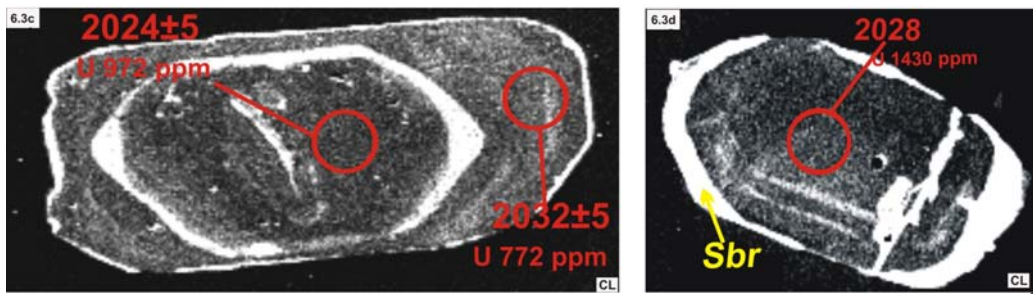
As seis análises menos discordantes, pertencentes à mesma população de núcleos magmáticos, formam um agrupamento sem excesso de dispersão (MSWD = 2.3), mas com baixa probabilidade de ajuste dos resultados (0.045). O agrupamento forneceu a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  média de 2028±8 Ma, porém como os resultados são discordantes, essa idade aparente pode ser interpretada apenas como a idade mínima de cristalização (Fig. 6.3f). O modelo de solução 2, também mostrado na figura 6.3f, in-



Fig. 6.3a Exposição do gnaisse tonalítico fortemente deformado, Ewbank da Câmara (Complexo Mantiqueira).



Fig. 6.3b Amostra datada do gnaisse tonalítico, Ewbank da Câmara.



Figs. 6.3c,d Imagens CL de zircões do gnaíse tonalítico, Ewbank da Câmara.

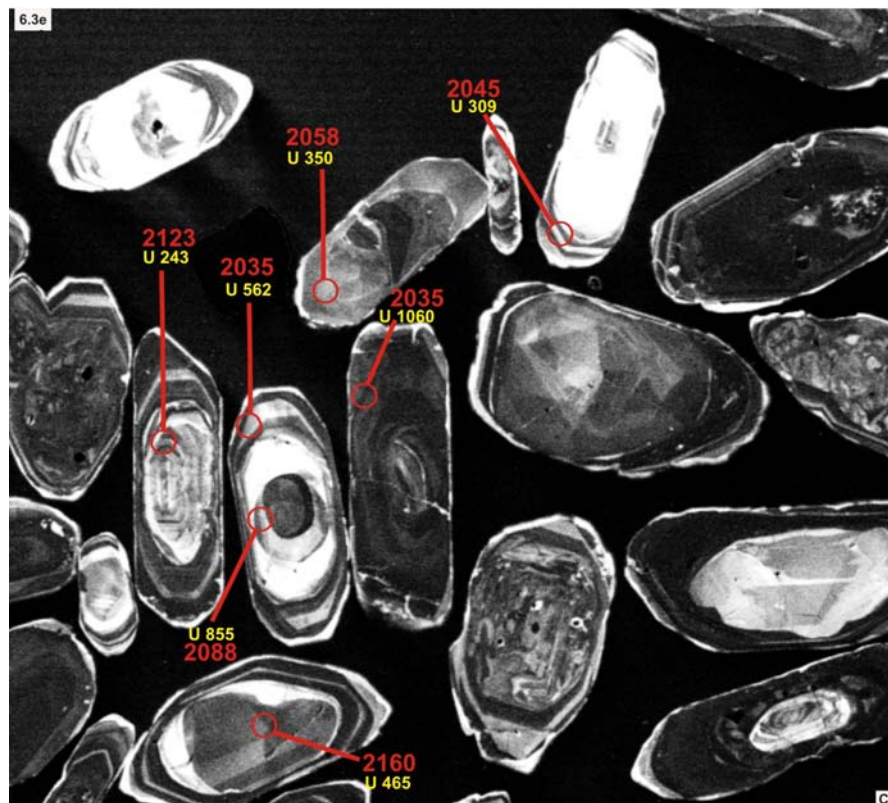


Fig. 6.3e Imagens CL de zircões do gnaíse tonalítico, Ewbank da Câmara.

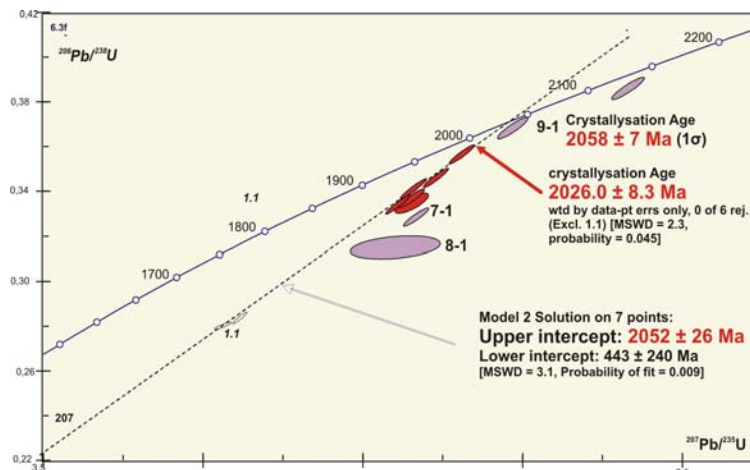


Fig. 6.3f Concórdia Wetherill do gnaíse tonalítico, Ewbank da Câmara.

clui 7 análises obtidas nos núcleos magmáticos, as quais formam um agrupamento com pequeno excesso de dispersão (MSWD=3.1). Nele, os resultados se alinham em uma discórdia com intercepto superior de  $2052 \pm 26$  Ma, e intercepto inferior extremamente impreciso de  $443 \pm 240$  Ma. O intercepto superior fornece a idade aparente que poderia ser interpretada como a idade de cristalização do magma, enquanto que o intercepto inferior indica apenas influência do metamorfismo brasileiro. Essa possibilidade também é indicada pela presença de sobrecrecimentos de baixo-U. Entretanto, a baixíssima probabilidade de ajuste dos resultados à discórdia (0.009) torna a idade de intercepto superior pouco consistente. Por outro lado, o *Spot* 5.1 datado em um cristal magmático, apresenta idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  aparente de  **$2058 \pm 7$  Ma (1s)** a qual, devido à boa concordância, pode ser interpretada presentemente como a melhor estimativa da idade de cristalização do magma precursor. Entretanto, apesar de representar a melhor aproximação para a idade, por ser o resultado de uma única análise, com erro cotado em 1s (68% de confiabilidade), recomenda-se a execução de análises complementares para a obtenção de uma idade estatisticamente melhor consistida.

Embora o caráter polimetamórfico seja sugerido pelos dados estruturais regionais, não existem evidências diretas do evento metamórfico  $M_1$  (paleoproterozóico) nessa população. Assim, pode deduzir-se que o protólito é uma intrusão sintectônica ao suposto pico paleoproterozóico ( $M_1$ ), preservando a morfologia original e o sistema U-Th-Pb. São necessários novos estudos na mesma unidade para checar essa interpretação. O segundo evento ( $M_2$ ) registrado pelos finos sobrecrecimentos periféricos de baixo U, embora não datados diretamente, são assumidos como neoproterozóicos. Também nesse caso são necessários estudos adicionais para encontrar-se sobrecrecimentos passíveis de datação.

#### 6.4 Ortognaisse tonalítico, Ponte Nova (Complexo Mantiqueira)

Na região de Ponte Nova os ortognaisses tonalíticos também são caracterizados por forte bandamento metamórfico com transposição das estruturas originais, com extensiva cominuição da paragênese magmática original, resultando em ortognaisses blastomiloníticos (S-C tectonito). Além disso, apresentam freqüentes intercalações de bandas anfibolíticas e de gnaisses calci-silicáticos. Por esse motivo, em trabalhos regionais, os gnaisses foram cartografados em escala 1:100.000 como associação metavulcano-sedimentar do tipo *greenstone belt* (Suíte Metamórfica São Sebastião do Soberbo) e correlacionada ao *Greenstone Belt* Rio das Velhas. Somente com estudos mais detalhados de campo e petrográficos, para selecionar alvos para a datação, é que os gnaisses tonalíticos puderam ser identificados e discriminados dos gnaisses supracrustais.

A amostra datada provém de zona de alto *strain*,

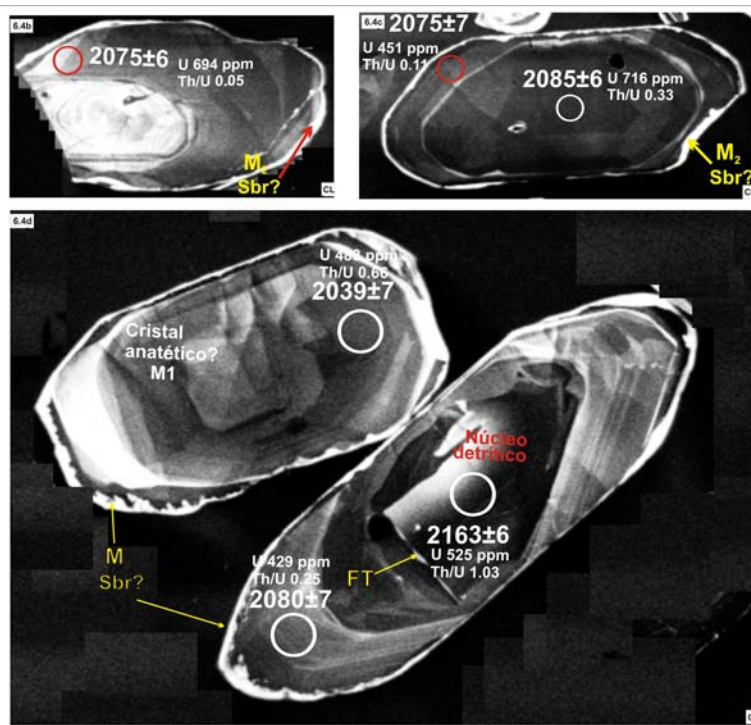
com transposição avançada da estrutura original, caracterizando um gnaisse blastomilonítico com venulações de fundidos graníticos brancos (Fig. 6.4a). Ao microscópio é um hornblenda-biotita ortognaisse blastomilonítico de composição tonalítica, de fácies anfibolito, com matriz recuperada granoblástica-alongada fina e forte foliação definida pelos minerais máficos. Raros porfiroclastos magmáticos de hornblenda e plagioclásio estão preservados.



Fig. 6.4a Exposição e amostra do gnaisse tonalítico, Ponte Nova (Complexo Mantiqueira).

Foram datados 16 *spots* em 14 cristais sendo os dados analíticos mostrados na figura 6.4e. Os zircões formam uma população constituída por grandes cristais de 200 a 500  $\mu\text{m}$ , prismáticos (CL = 3/1) metaígneos (plutônicos), com forte zoneamento por setor. Além disso, apresentam altos conteúdos em U e razões Th/U altas, tipicamente magmáticas (Figs.6.4a,b,c,d). Finos sobrecrecimentos periféricos (5  $\mu\text{m}$ ) são responsáveis pela morfologia externa multifacetada e arredondada (Fig. 6.3d). A morfologia interna da maioria dos zircões é caracterizada por núcleos detríticos herdados, como em 6.4b e 6.4d. Esse último cristal datado em  $\sim 2163$  Ma, apresenta uma fratura (FT) típica de abrasão mecânica em estágio anterior à absorção pelo magma granítico.

Uma observação detalhada da concórdia (Fig. 6.4e) evidencia a extrema complexidade da distribuição das análises as quais formam um arranjo muito ambíguo devido à superposição de dois episódios de perda de Pb. O primeiro é caracterizado por uma linha média de perda de Pb (segmento azul em 6.4e) muito próxima da curva concórdia, sobrepondo-se a ela devido ao curto intervalo de tempo entre a cristalização primária e o evento metamórfico/anatético datado  $\sim 2044$  Ma (Linha média de perda de Pb  $D_1$  em 6.4e). O segundo episódio (de perda de Pb) é caracterizado pelo (re)alinhamento dos boxes de erro (que deveriam alinhar-se segundo  $D_1$ ) em direção ao tempo neoproterozóico, como indicado pela linha média de perda de Pb ( $D_2$ , Fig 6.4d). Embora essa idade de intercepto inferior tenha sido calculada de forma imprecisa por regressão, sua possível idade brasileira é consistida pela presença de sobrecrecimentos metamórficos de baixo-U (alta luminescência), os quais, de-



Figs. 6.4b,c,d Imagens CL de zircões do gnaíse tonalítico, Ponte Nova.

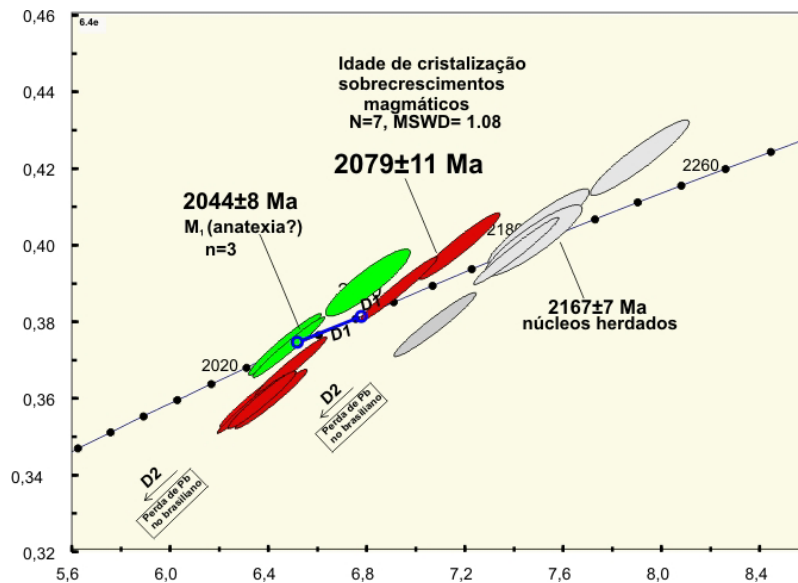


Fig. 6.4e Concórdia Wetherill do gnaíse tonalítico, Ponte Nova.

vido à pequena espessura, não puderam ser datados diretamente. Entretanto, por correlação com outras populações estudadas, os mesmos foram interpretados como de idade brasileira (Sbr) nas figuras 6.4b,c,d.

Cinco spots pertencentes à mesma população de núcleos herdados forneceram a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  média de  $2167\pm 7$  Ma. Devido à homogeneidade da população detrítica, e à ocorrência regional de ortognaisses com essa idade (Juiz de Fora e Caparaó), interpreta-se que o magma intrudido há ~ 2080 Ma tenha assimilado parcialmente es-

ses ortognaisses ou metassedimentos derivados de sua erosão como indica o núcleo detrítico na figura 6.4.d.

Sete spots obtidos em sobrecrecimentos magmáticos internos e em cristais homogêneos (boxes de erro vermelhos) formam um agrupamento homogêneo, sem excesso de dispersão (MSWD= 1.08), com idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  aparente de  $2079\pm 11$  Ma. Esse resultado é interpretado como a idade de cristalização do magma tonalítico.

Três análises obtidas em domínios com estruturas de crescimento magmático (zoneamento por setor) como



o cristal assinalado como anatético? na figura 6.4d, formam um agrupamento ( $n=3$ ), homogêneo, sem excesso de dispersão ( $MSWD= 1.08$ ), que forneceu a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  média de **2044±8 Ma**. Esse dado é de difícil interpretação, a mais provável é que essa seria a idade de fusão parcial, associada ao pico metamórfico do orógeno ( $M_1$ ). A ocorrência dessa segunda geração de cristais e domínios magmáticos/anatéticos implica na presença zircões provenientes de material neossomático dessa idade (~ 2044 Ma), possível produto da fusão parcial do gnaiss tonalítico regional. Como a amostra de mão tem aparência homogênea devido à forte transposição e recristalização (Fig. 6.4a), os contatos das venulações portadoras dos neogrãos teriam sido obliterados. Assim, apesar da homogeneidade aparente, tanto em amostra de mão quanto ao microscópico, é necessário admitir-se que a amostra incluiria uma microvenulação neossomática, cujos limites, devido ao alto *strain*, teriam sido transpostos e apagados, como têm sido observado em milonitos similares na literatura internacional (e.g. Kinny e Nutman, 1996). Conseqüentemente, devido à complexidade morfológica da população e da ambigüidade dos resultados, é necessário novas datações para testar essa interpretação. Esse estudo é dos melhores exemplos do alcance e limitações da técnica em terrenos policíclicos.

### 6.5 Metagranodiorito tipo I, São Tiago (Batólito Ritápolis)

O Granodiorito de São Tiago é um plúton da fase pós-colisional do CIM, cronocorrelato dos ortognaisses bandados mais jovens das raízes do cinturão (Complexo Mantiqueira, anteriormente abordado). É um dos plútons integrantes do Batólito Ritápolis, intrusivo no embasamento arqueano do CSF. O granodiorito não guarda registro metamórfico do evento paleoproterozóico mas apenas do evento Brasileiro.

É um leuco granodiorito gnáissico fortemente foliado (Fig. 6.5a). Ao microscópio, é um hornblenda granodiorito gnáissico com textura hipidiomórfico-granular grossa, parcialmente recristalizada com forte foliação de hornblenda.

Foram datados 11 *spots* em 9 cristais, sendo os resultados mostrados na (Fig. 6.5c). Os zircões são tipicamente magmáticos, caracterizados por cristais euédricos, prismáticos (C/L 3:1 a 5:1), longos (500-700  $\mu\text{m}$ ), com forte zoneamento oscilatório e desprovidos de núcleos herdados (Fig. 6.5b). Apresentam conteúdos normais de U de 200 a 400 ppm e Th e razões Th/U (0,1-0,9) no intervalo típico de rochas magmáticas félsicas. Onze análises pertencem à mesma população, sem excesso de dispersão ( $MSWD = 1.07$ ), e formam um arranjo co-linear alinhado segundo discórdia de intercepto superior de **2050±12 Ma**, valor interpretado como a idade mínima de cristalização do magma granodiorítico. A discórdia mostra também um intercepto inferior muito impreciso de  $233\pm 160$  Ma, o



Fig. 6.5a Amostra do metagranodiorito, São Tiago (Batólito Ritápolis).



Figura 6.5b - Imagem CL dos zircões do metagranodiorito, São Tiago.

qual, por correlação com outras amostras datadas nesse terreno, indica perda de Pb em evento metamórfico brasileiro. O *spot* 9.1, obtido em um sobrecrecimento metamórfico externo caracterizado por alta luminescência em CL (baixo U), forneceu uma idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de **565 ± 23 Ma (1 $\sigma$ )** (Fig. 6.5b). Este valor confirma o dado impreciso obtido no intercepto inferior, podendo ser interpretado como idade de recristalização do zircão, relacionada ao pico metamórfico do Orógeno Araçuaí, adjacente ( $M_2$ ). Apesar de representar a melhor aproximação para a idade metamórfica, por ser o resultado de uma única análise, com erro cotado em 1  $\sigma$  (68% de confiabilidade), recomenda-se a execução de análises complementares para a obtenção de uma idade estatisticamente melhor consistida.

Devido à localização do plúton dentro dos limites do CSF, a obtenção da idade brasileira da recristalização metamórfica é um dado muito importante para delimitar a extensão mais ocidental do retrabalhamento do Cinturão Araçuaí, sobre seu embasamento paleoproterozóico, "cratônico". Essa peculiaridade também reforça a

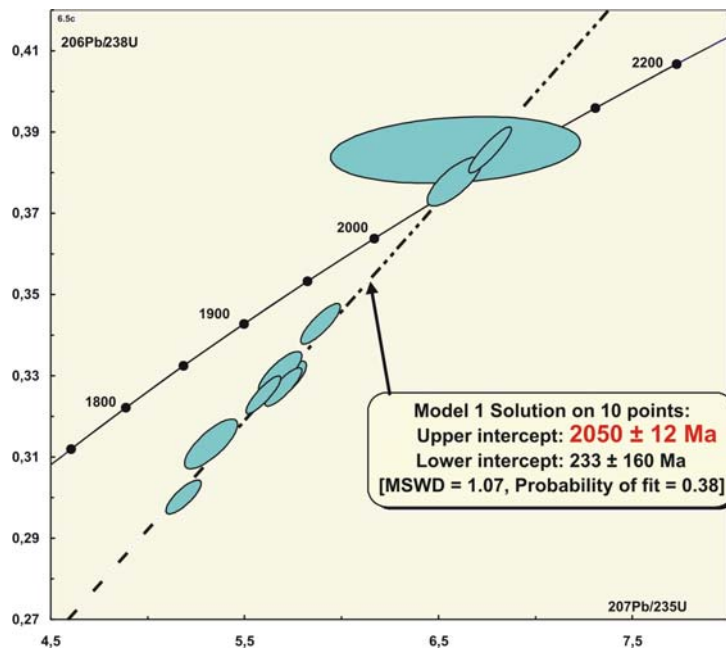


Fig. 6.5c Concordia Wetherill do metagranodiorito, São Tiago.

necessidade de novos estudos para comprovar-se a extensão do retrabalhamento brasileiro no interior do cráton.

### 6.6 Granulito enderbítico, Juiz de Fora (Segmento alóctone)

A amostra foi coletada em pedreira dos arredores de Juiz de Fora, no domínio do homônimo. É um granulito enderbítico cinza esverdeado, bandado, parcialmente migmatizado. Ao microscópio é um biotita-ortopiroxênio ortognaisse enderbítico (granulito), com textura recuperada granoblástica-poligonal fina (blastomilonítica) a porfiroclástica, com forte foliação microdobrada marcada pelos minerais fêmicos.

Foram datados 16 spots em 13 cristais. Os dados analíticos são mostrados na concórdia da Figura 6.6c. O principal subgrupo morfológico é constituído cristais euédricos e homogêneos, destituídos de núcleos herdados (Fig. 6.6a). Apresentam forte zoneamento oscilatório e conteúdos normais de U e Th, bem como razões Th/U no intervalo típico de rochas magmáticas félsicas a intermediárias (200-400 ppm de U; Th/U 0.1-0.9). Apresentam sobrecrescimentos externos com alta luminescência (baixo-U) tipicamente metamórficos, cuja recristalização provocou discreto a intenso arredondamento dos cristais originais (Fig. 6.6a). As análises em 6 spots pertencentes à população de cristais e núcleos magmáticos formam um agrupamento discordante, sem excesso de dispersão (MSWD = 0.68), com intercepto superior de **2985±17 Ma** (Fig. 6.7c), interpretado como a idade (mínima) de cristalização. A mesma discórdia mostra um intercepto inferior muito impreciso de  $808\pm360$  Ma, e sugestivo de perda de Pb no neoproterozóico.

Uma segunda população, corresponde a largos sobrecrescimentos metamórficos de baixo-U (como na Fig. 6.6b) os quais formam um subgrupo ( $n=3$ ), cujos resultados discordantes alinham segundo uma discórdia, sem excesso de dispersão (MSWD = 1.2), com intercepto superior impreciso de **2856±44 Ma**. Esse resultado é interpretado como a idade (mínima) de um primeiro evento metamórfico de fácies granulito ( $M_1$ ). O intercepto inferior muito impreciso de  $1312\pm480$  Ma sugere perda de Pb no Proterozóico.

Uma observação mais detalhada da concórdia mostra que as análises formam um arranjo muito ambíguo, devido à superposição desses dois episódios de perda de Pb e devido ao grande erro analítico das análises individuais SHRIMP. O primeiro evento teria rotacionado as elipses de erro segundo a linha média de perda de Pb (segmento verde da “Discórdia”  $D_1$  na Fig. 6.7c). Essa linha localiza-se muito próxima da curva concórdia, sobrepondo-se a ela em função do curto segmento de curva entre a idade de cristalização e idade do evento metamórfico  $M_1$ .

O segundo evento realinhou os resultados com nova rotação das elipses em direção ao tempo neoproterozóico (“Discórdia”  $D_2$  vetor  $M_2$  em 6.7c). Esse segundo episódio de perda de Pb ( $M_2$ ), que não pôde ser datado diretamente, pode ser atribuído ao metamorfismo brasileiro por comparação com outras populações datadas em amostras desse terreno. Em outras palavras, apesar dos cuidados para evitar-se a datação de domínios mistos, tanto os resultados obtidos nos domínios magmáticos (elipses de erro vermelhas) quanto os obtidos nos domínios metamórficos  $M_1$  (elipses azuis), são altamente discordantes por efeito do polimetamorfismo (Fig. 6.6c). Entretanto, apesar da discordância alta, graças à resolução espacial da técnica,

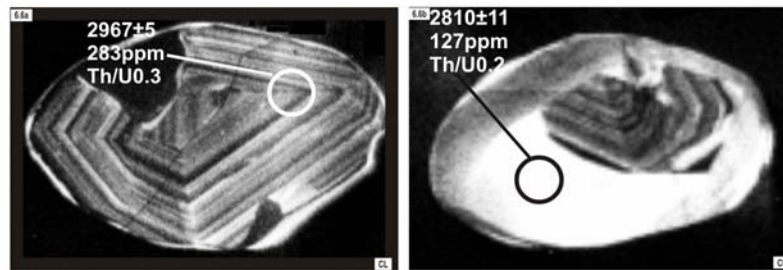


Fig. 6.6a,b Zircões do granulito enderbítico, Juiz de Fora (Segmento alóctone).

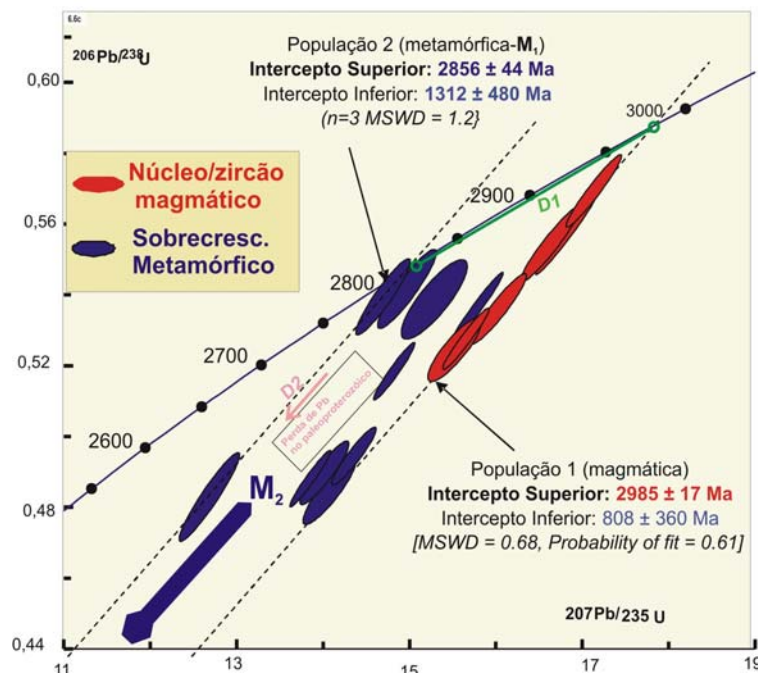


Fig. 6.6c Concórdia Wetherill do granulito enderbítico, Juiz de Fora.

os domínios datados não correspondem à domínios mistos como ocorre comumente nas análises TIMS obtidas em cristais mistos. Portanto, somente com a observação detalhada das imagens de CL é possível obter-se uma interpretação consistente dos resultados, apesar da significativa discordância e do excesso de dispersão (ver discussão sobre essas interpretações no vol.34, n4 p. 593-601, da RBG de dezembro de 2004).

É importante ter em conta que sob a designação de Complexo Juiz de Fora são cartografados amplos segmentos de ortogneisses enderbíticos do embasamento das faixas Araçuaí e Ribeira, com idades U-Pb convencionais de ~ 2080 Ma a ~ 2200 Ma, (cristalização) e de ~ 590 Ma para o metamorfismo (Sölner *et al.* 1991, Machado *et al.*, 1996). Os resultados obtidos para a cristalização na presente análise (~ 3 000 Ma), e para o metamorfismo (~ 2850 Ma) são distintos das idades previamente obtidas para esse complexo. Como as idades TIMS anteriormente obtidas são bastante consistentes, o granulito enderbítico aqui discutido não pode ser correlacionada ao Complexo Juiz de Fora, apesar da amostra ter sido coletada na periferia da

cidade homônima. Desta forma, a obtenção de uma unidade arqueana neste segmento sugere tratar-se de domínio tectônico alóctone.

### 6.7 Gnaisse tonalítico, Lima Duarte (Segmento alóctone)

O gnaisse tonalítico exposto nas proximidades de Lima Duarte, situa-se em um segmento transicional dos cinturões Araçuaí, Ribeira e Brasília. É um ortogneisse bandado (cm), com forte acamamento magmático e migmatítico transposto com mesodobras desarmônicas de natureza anatética (Fig. 6.7a-b). O paleossoma é a rocha regional tonalítica, de cor cinza médio ( $G_1$ ) e o neossoma é uma fase anatética *in situ de composição* granítica, de cor branca ( $G_2$ ), conforme evidenciado pela presença de bandas melanossomáticas separando o neossoma do paleossoma tonalítico.

Ao microscópio foi classificado como biotita ortogneisse tonalítico de fácies anfíbolito, com textura recuperada, granoblástica-poligonal fina (blastomilonítica),

foliada, microbandada e com microvenulações de granito-K.

Foram datados 13 *spots* em 13 cristais. Os dados analíticos são mostrados no diagrama concórdia da figura 6.7e. As figuras 6.7c,d evidenciam a complexidade morfológica da população de zircões. Predominam grandes cristais prismáticos (C/L=3:1 e 5:1), longos (300-500  $\mu\text{m}$ ) com morfologia interna complexa. Muitos cristais são portadores de um núcleo dominante com texturas de crescimento magmático (zoneamento oscilatório), com conteúdos de U de 200 a 400 ppm, e Th aém de razões Th/U (0,1-0,9) no intervalo típico de rochas magmáticas félsicas a intermediárias (Fig. 6.8c-d). Os núcleos são sobrecrecidos por duas fases sobrepostas. O sobrecrecimento interno é de alto-U (cinza escuro), com texturas de crescimento em magma (zoneamento oscilatório), possivelmente ligado a uma fase de fusão parcial não datada ( $M_1?$ ).

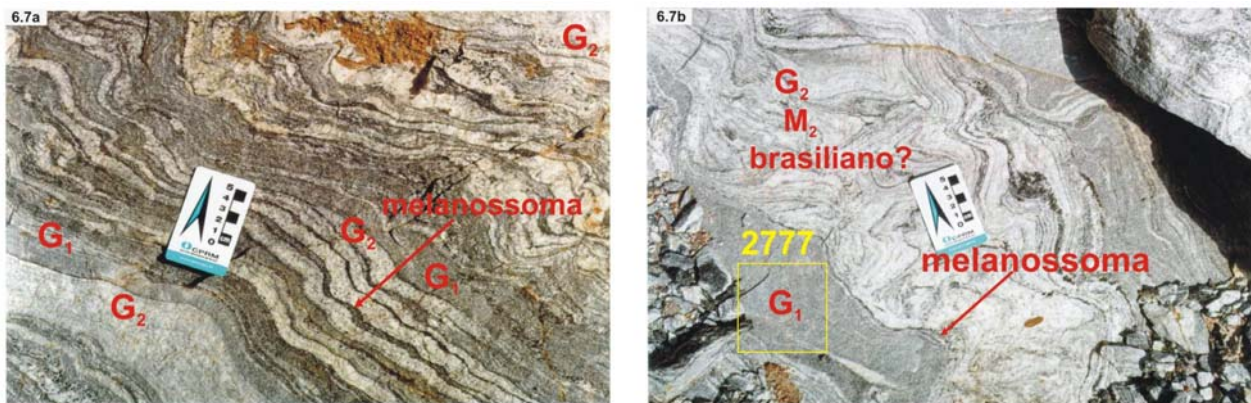
Sete *spots* pertencentes à população principal de núcleos magmáticos, constituem um agrupamento homogêneo, sem excesso de dispersão (MSWD =0.97), cujos resultados formam um arranjo co-linear, com intercepto superior de  $2777\pm 22\text{Ma}$  e inferior de  $1173\pm 270\text{Ma}$ . O intercepto superior pode ser interpretado como a idade (mínima) de cristalização para o magma tonalítico precursor, enquanto o inferior indica retrabalhamento metamórfico em tempo não datado precisamente. Também foi reconhecida uma popula-

ção de xenocristais magmáticos, com idades maiores que 2900 Ma, podendo atingir  $\sim 3150\text{Ma}$  (Fig. 6.8c,e).

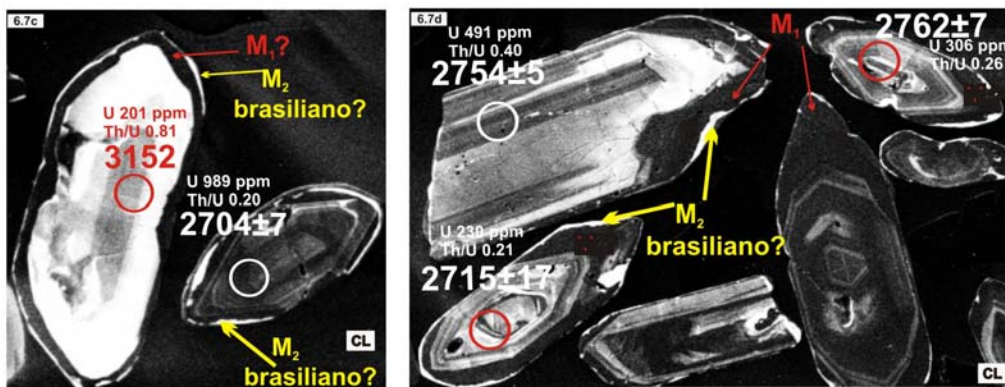
Os sobrecrecimentos externos são finos, de baixo-U (alta luminescência), e são responsáveis pelo discreto arredondamento dos cristais, possivelmente relacionado ao evento metamórfico brasileiro ( $M_2$ ). Esse evento não pode ser datado diretamente nos sobrecrecimentos, porém a idade brasileira é sugerida pelo intercepto inferior muito discordante ( $1173\pm 280\text{Ma}$ , na Fig. 6.8e) e por outros sobrecrecimentos similares, datados em gnaisses afetados pela deformação brasileira.

Este estudo é também interessante por mostrar que mesmo com todos os cuidados da amostragem e com a aplicação da sistemática SHRIMP nem sempre é possível a obtenção das idades de todos os eventos registrados em uma população. Por isso é necessário datar-se os sobrecrecimentos de alto-U ( $M_1?$ ) em outras amostras onde os mesmos sejam passíveis de datação (espessura > 25  $\mu\text{m}$ ). Outra possibilidade de obter-se idade confiável desse evento seria pela datação do neossoma dobrado ( $G_2/M_2$  na Fig. 6.7a,b), o qual deve refletir a idade do pico do metamorfismo/migmatização.

A idade magmática obtida de  $\sim 2777\text{Ma}$ , com herança em torno de 3162 Ma, é conhecida em outros gnaisses no interior do CSF. Desta forma, os gnaisses de Lima Duarte poderiam representar fragmento do embasamento arqueano



Figs. 6.7a,b Exposições e local de amostragem do gnaisse tonalítico, Lima Duarte (Segmento alóctone).



Figs. 6.7c,d Imagens CL de zircões do gnaisse tonalítico, Lima Duarte.

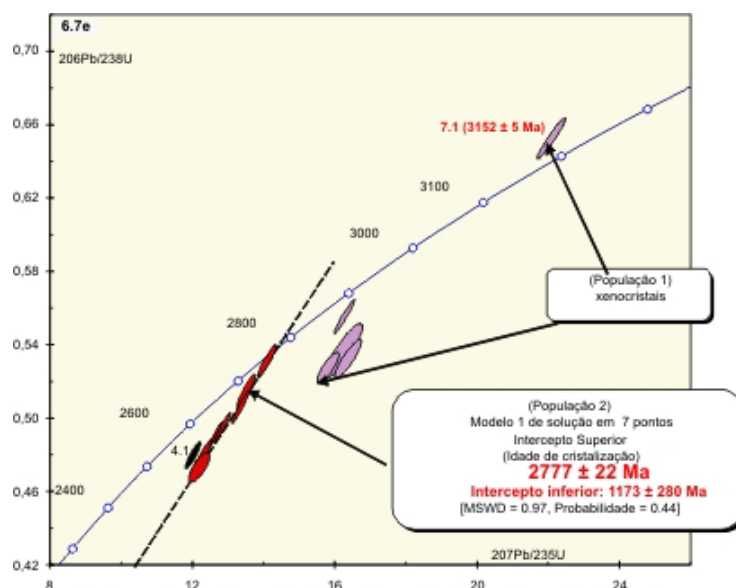


Fig. 6.7e Concordia Wetherill do gnaíse tonalítico, Lima Duarte.

do cráton, preservado como substrato da Faixa Ribeira/Araçuaí. Por outro lado, considerando sua localização relativamente distante do limite oriental do cráton, além do fato de estar separado do mesmo pelos terrenos paleoproterozóicos, pode levantar-se a hipótese de que o mesmo corresponderia a um segmento de terreno alóctone, amalgamado à borda cratônica durante a colagem paleo ou neoproterozóica.

### 6.8 Ortognaíse tonalítico, Barbacena (Embasamento do CSF)

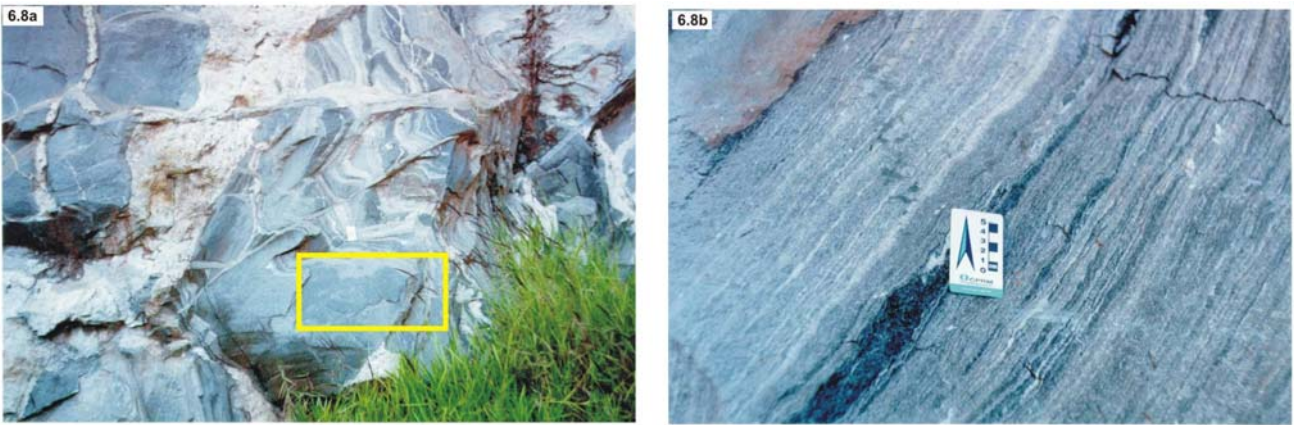
Esta unidade é integrante do embasamento arqueano do domínio SE do CSF. É constituída por ortognaíses TTGs blastomiloníticos com forte bandamento composicional (cm) com mesdobras e abundantes venulações e bolsões de neossoma granítico branco, produto de fusão parcial *in situ* (Fig. 6.8a-b). Contém numerosos xenólitos transpostos de anfíbolito, gnaíses cálcio-silicáticos e BIFs, possíveis remanescentes de seqüências tipo *greenstone belt*. Em zonas de mais alto *strain* apresenta transposição avançada do bandamento composicional prévio, dando origem a um gnaíse fino, ultramilonítico (tectonito L-S), com composição aparentemente homogênea (Fig. 6.8b-c). Ao microscópio é um biotita ortognaíse tonalítico, com textura recuperada granoblástica-poligonal fina (blastomilonito), com raros porfiroclastos remanescentes de plagioclásio magmático, e com microbandamentos marcados pela foliação de biotita.

Foram datados 15 *spots* em 14 cristais sendo os dados analíticos mostrados na Figura 6.8f. A população dominante de zircões é composta por cristais prismáticos (C/L=3:1 e 5:1), longos (200-300 µm), com morfologia interna

complexa, constituída por um núcleo dominante, com texturas de crescimento magmático (zoneamento oscilatório), bem como razões Th/U (0.1 a 0.9) e conteúdo de U de 200 a 400 ppm no intervalo típico de rochas magmáticas félsicas (Fig. 6.9 d-e). Os núcleos são sobrecrescidos por duas fases sobrepostas (Figs.6.8d,e). O sobrecrescimento interno  $Sb_1$  é de alto-U (cinza escuro), possivelmente ligado a uma fase de fusão parcial não datada ( $M_1?$ ). Os sobrecrescimentos externos  $Sb_2$  são metamórficos finos, de baixo-U (alta luminescência) ( $M_2$ ) e são responsáveis pelo discreto arredondamento externo dos grãos. Mesmo com todos os cuidados na amostragem e preparação das amostras, as análises obtidas nos cristais e domínios magmáticos mostram forte discordância reversa (acima da concordia). A discordância reversa pode relacionar-se a ganho de Pb comum nos *spots* analisados (durante a preparação da amostra) ou por outros problemas analíticos. Portanto o resultado obtido não deve ser considerado para fins de cálculo de idades (Fig. 6.8f).

A idade aparente de cristalização de ~ 2500 Ma deve ser melhor avaliada, não apenas por possíveis problemas analíticos mas também por falta de reprodutibilidade regional desse resultado, pois todas as unidades gnáissicas da porção meridional do CSF apresentam idades iguais ou superiores a 2700 Ma (Machado e Carneiro, 1992, Teixeira *et al.* 1998, Noce *et al.* 1998). Por esse motivo, são necessárias datações adicionais para comprovar a consistência do presente dado.

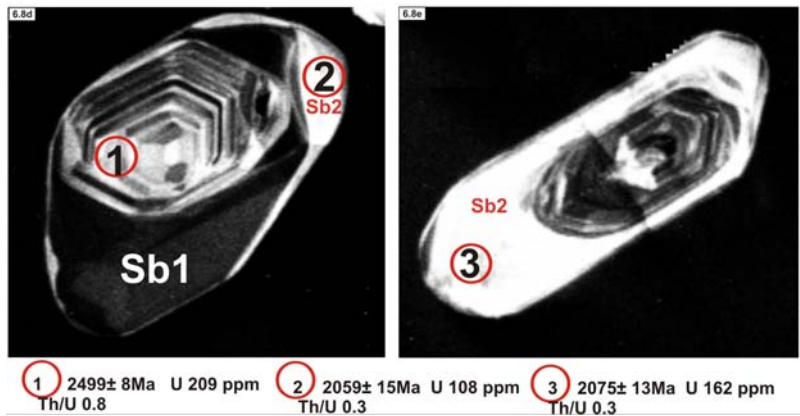
Dois *spots* datados em bordas luminescentes de baixo U (metamórficas) forneceram uma idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  média de  $2068 \pm 19$  Ma, interpretada como idade do metamorfismo de fácies anfíbolito. Esse valor, com a ressalva dos possíveis problemas analíticos, é compatível com o idade fase colisional registrada no CIM, cujo evento colisional foi datado no intervalo ~ 2070-2040 Ma.



Figs. 6.8a,b Exposições e local amostrado do ortogneisse tonalítico, Barbacena (Embasamento do CSF).



Fig. 6.8c Amostra do ortogneisse tonalítico, Barbacena.



Figs. 6.8d,e Imagens CL de zircões do ortogneisse tonalítico, Barbacena .

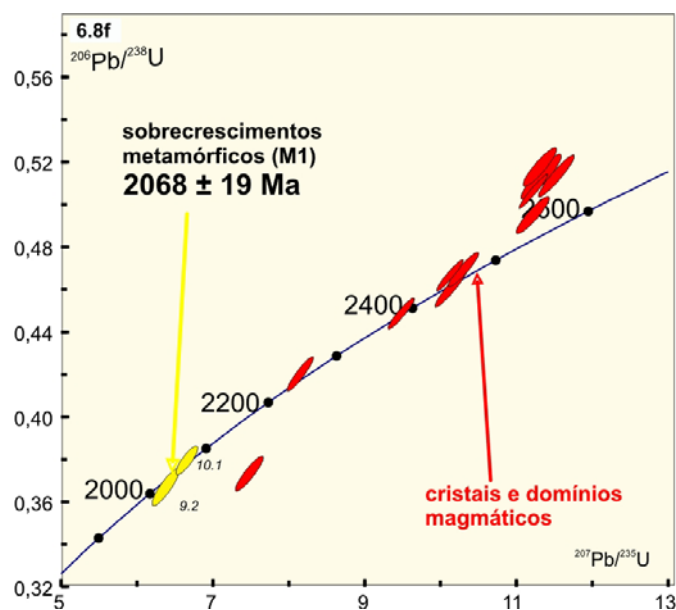


Fig. 6.8f Concórdia Wetherill do ortogneisse tonalítico, Barbacena .

## 7. Metamorfismo paleoproterozóico de alto grau e herança arqueana: Cinturão Bahia Oriental CBO

### 7.1 Contexto geotectônico e implicações regionais das unidades datadas

Por muito tempo pensou-se que toda a extensão do cinturão de alto grau do leste da Bahia constituía um arco magmático juvenil paleoproterozóico. Apesar da existência de uma série de excelentes trabalhos cartográficos e petrológicos desenvolvidos a partir de Barbosa (1986), os dados geocronológicos (Rb-Sr, Pb-Pb evaporação ou mesmo U-Pb TIMS) referentes ao *timing* de acreção e metamorfismo eram escassos e inconclusivos. As dificuldades de obtenção de idades precisas por esses métodos estão relacionadas às condições metamórficas e deformacionais extremas impressas nesses terrenos durante a implantação do cinturão paleoproterozóico Bahia Oriental. Esse evento causou uma abertura generalizada do sistema isotópico U-Pb-Th dos zircões que foram submetidos à corrosão metamórfica e recristalização avançada em fácies granulito, seguida de *annealing* termotectônico, com apagamento avançado da memória isotópica arqueana, há ~ 2080 Ma (Tabela. III.1). Por esse motivo, as idades disponíveis para os ortogranulitos refletiam apenas domínios totalmente recristalizados no paleoproterozóico, fornecendo valores entre ~ 2100 Ma e 2020 Ma, interpretados como idades de cristalização e metamorfismo, respectivamente. O mesmo ocorreu com as primeiras tentativas de datação da seqüência máfica de Caraíba e Medrado.

Por outro lado, um estudo petrográfico e geoquímico (Silva, 1991) demonstrou que o cinturão era caracterizado por uma assinatura química típica dos *gray gnaiss* arqueanos, especialmente em termos de: i) assinatura depletada em LILEs (TTG), incluindo componentes trondjemíticos portadores de anomalia positiva de Eu; ii) caráter bimodal, com intercalações de granulitos básicos do tipo TH2, interpretados como remanescentes de uma crosta oceânica, cuja subducção teria dado origem ao magmatismo TTG; iii) intercalações de paragneisses remanescentes de assembléias marinhas, preservando "paragêneses exóticas" (safirina + quartzo + ortopiroxênio), indicativas de alta P e T, equilibradas em níveis crustais mais profundos. No mesmo trabalho, os ortognaisses do segmento sul (Itabuna) e norte (Caraíba) foram agrupados em uma única unidade (Complexo Itabuna-Caraíba) (Itabuna-Curaçá, no presente texto). Finalmente, os ortogranulitos da região de Ipiáú foram caracterizados como não depletados, de composição charnockítica, originados de refusão crustal, e relacionados ao Complexo/Bloco Jequié. Somente o metamorfismo granulítico isofacial em ambos os blocos, foi relacionado ao paleoproterozóico.

No segmento norte, a evolução delineada por Silva (1991), posteriormente corroborada pelas primeiras datações U-Pb SHRIMP (Silva *et al.*, 1997b), foi confirmada do ponto de vista geoquímico por Teixeira (1997). Da mesma forma, as condições metamórficas de alta P e T sugeridas pelos estudos microscópicos das paragêneses exóticas, foram comprovadas com base em estudos de química mineral por Leite (2002). Nessa mesma época as idades arqueanas para a acreção dos ortogranulitos datados por Silva *et al.* (1997b) foram confirmadas a partir do trabalho de Barbosa & Sabaté (2002) e reiteradas por Silva *et al.* (2002d) (Tab. III.1).

Essas datações SHRIMP que permitiram a recuperação de idades arqueanas na maior parte das populações de zircões dos terrenos de alto grau no Cinturão Itabuna-Curaçá, levaram também à discriminação na região costeira de um arco magmático paleoproterozóico, isofacial com ortogranulitos arqueanos adjacentes. Essa proposta de subdivisão dos ortogranulitos é abaixo sintetizada, visando uma melhor contextualização das análises SHRIMP a serem discutidas no presente item.

#### O EMBASAMENTO ARQUEANO (OCIDENTAL) RETRABALHADO DO DO CBO

Os ortognaisses arqueanos do embasamento ocidental do CSF (Blocos Itabuna-Curaçá e Jequié), foram submetidos à intensa deformação e recristalização nas raízes do orógeno riaciano CBO, porém preservando ainda que precariamente, no núcleo de alguns cristais, o registro de idades de acreção entre ~ 3000 Ma e ~ 2500 Ma. Assim, o embasamento guarda o registro de colagens multi-episódicas do meso ao neoarqueano, responsáveis pela edificação de um cráton consolidado ao final do neoarqueano. Esse cráton foi intensamente transposto e recristalizado sob condições de P e T severas durante a implantação do orógeno colisional do CBO, entre ~ 2080 e 2050 Ma. Dessa forma, os blocos Jequié e Itabuna-Curaçá constituíram uma única entidade tectônica, o microcontinente (Jequié/Itabuna-Curaçá JIC), que desempenhou o papel de placa inferior do na fase colisional riaciana do CBO e que, em seu atual nível de exposição, constitui as raízes exumadas da fase colisional do orógeno (Figs. 7.1a,b,c,d,e; Tabela III.1).

#### O EMBASAMENTO ARQUEANO (ORIENTAL) RETRABALHADO DO CBO

Os ortogranulitos e ortognaisses arqueanos mais orientais constitui um domínio tectônico inferido a partir da datação e discriminação cartográfica de dois diminutos remanescente arqueanos, compostos predominantemente por ortogranulitos bandados, expostos nas regiões litorâneas de Salvador e Ilhéus (Bloco Salvador-Ilhéus) - o qual tam-

bém preserva idades de acreção entre ~ 2750 Ma e ~ 2550 Ma e metamorfismo granulítico entre ~ 2100 e ~ 2050 Ma. Com base nesse novo panorama geotectônico proporcionado pelas datações e obtenção de mapas e perfis geotectônicos regionais atualizados (Figs. 7.1a,b), esses dois segmentos arqueanos expostos em Salvador e Ilhéus foram especulativamente considerados partes emersas de margem continental arqueana mais oriental, possivelmente arrancada da do Cráton do Congo Ocidental (Bloco Gabão) (Silva *et al.* 2005d) durante a colisão do CBO. Essa suposta margem continental (placa inferior) foi ativada a W pela acreção de um arco magmático riaciano no ramo costeiro do CBO e amalgamada aos outros microcontinentes arqueanos (Serrinha, JIC e Gavião), durante a colagem riaciana que deu origem ao continente arqueano-paleoproterozóico São Francisco, há ~ 2080 Ma (Silva *et al.* 2005d).

**O CINTURÃO BAHIA ORIENTAL (CBO) REDEFINIDO**

O cinturão/orógeno Bahia Oriental é aqui redefinido a partir da proposta de Delgado *et al.* (2003), com a integração da nova carta geológica ao milionésimo e de dois perfis-chaves modificados de Delgado (2003) e Delgado e Silva (2004), que possibilitaram o estabelecimento de uma zoneografia orogênica mais acurada (Figs. 7.1a,b,c). O cinturão foi subdividido em dois segmentos com distintos significados geotectônicos: um mais oriental, estendendo-se na direção NE-SW (ramo Costeiro); e o outro, incluído todo o embasamento arqueano retrabalhado no paleoproterozóico com direção NNW-SSE,

estendendo-se entre Itabuna e o vale do Curaçá (Ramo Intracontinental ou Intracratônico) (Figs. 7.1a,b,c).

*Ramo Costeiro do CBO* - o segmento costeiro mais oriental do CBO separa os blocos arqueanos de Jequié, Itabuna-Curaçá e Serrinha a oeste e Salvador-Ilhéus a leste. Essa faixa tem como componentes maiores ortognaisses cálcio-alcalinos e TTGs que sugerem um possível arco magmático que - devido à sua estreita área de exposição emersa (largura entre 20 e 40 km) na região litorânea -, constitui o ramo costeiro do orógeno. A estrutura estende-se (descontinuamente) por cerca de 650 km na direção NE-SW, desde Eunápolis (embasamento do Orógeno Araçuai) ao estado de Sergipe (embasamento da Faixa Sergipana). Serão estudados 4 plútons ortognaissicos/ortogranulíticos com idades de acreção de ~ 2200 Ma (pré a sin-colisionais) a ~ 2100 Ma (tardi-colisionais) (Tabs. III.1 e III.4). Os ortognaisses foram também analisados pelo método Sm-Nd e apresentaram idades modelos Nd ( $T_{DM}$ ) entre 2.5 e 2.8 Ga e valores de  $\epsilon_{Nd}$  entre -0.6 e -6, indicado participação de crosta arqueana ou manto contaminado na geração do magmatismo precursor. Desta forma, o magmatismo riaciano deve ter sido vinculado à evolução de um extenso arco continental maduro tipo cordilheirano. Os trabalhos de Pinho *et al.* (2003) e Pinho (2005), confirmam do ponto de vista geocronológico e geoquímico a presença de ortogranulitos cálcio-alcalinos (cordilheirano), na porção central desse segmento.

*Ramo Intracontinental* - este segmento corresponde a mais de 90% dos terrenos arqueanos retrabalhados, mostra uma evolução magmática, e uma

Tabela III. 4 Idades de cristalização/metamorfismo (em Ma) e zoneografia orogênica no CBO

RAMO COSTEIRO (Arco magmático)	Cristalização	Metamorfismo
<i>Magmatismo sincolisional</i>		
LC 50 Faz Terra Nova: enderbito granulítico	2092 ± 5	
<i>Magmatismo pré-colisional</i>		
LC 51 (F Tupinambá): quartzodiorito granulítico	2131 ± 5	2069 ± 19
LH 55 (Conde): granito gnáissico / charnockito	2169 ± 48	495 ± 35
JM 142a (Eunápolis): tonalito gnáissico	2124 ± 10	I.I. -206 + 530
BR 92 (Pedrinhas): charnockito Granulítico	(*)~2231	I.I 585 ± 140
RAMO INTRACONTINENTAL (Cratônico)		
LH 87 (Riacho da Onça): Granulito Hy Monzonítico	2126 ± 19	2082 ± 7
LC (Água Sumida): Granulito Hy Monzonítico	2115 ± 9 (**)	2079 ± 13
I.I. Idade de intercepto inferior (*) Van Schmuz et al. (1995) (**) L.C. Silva (Inédito)		



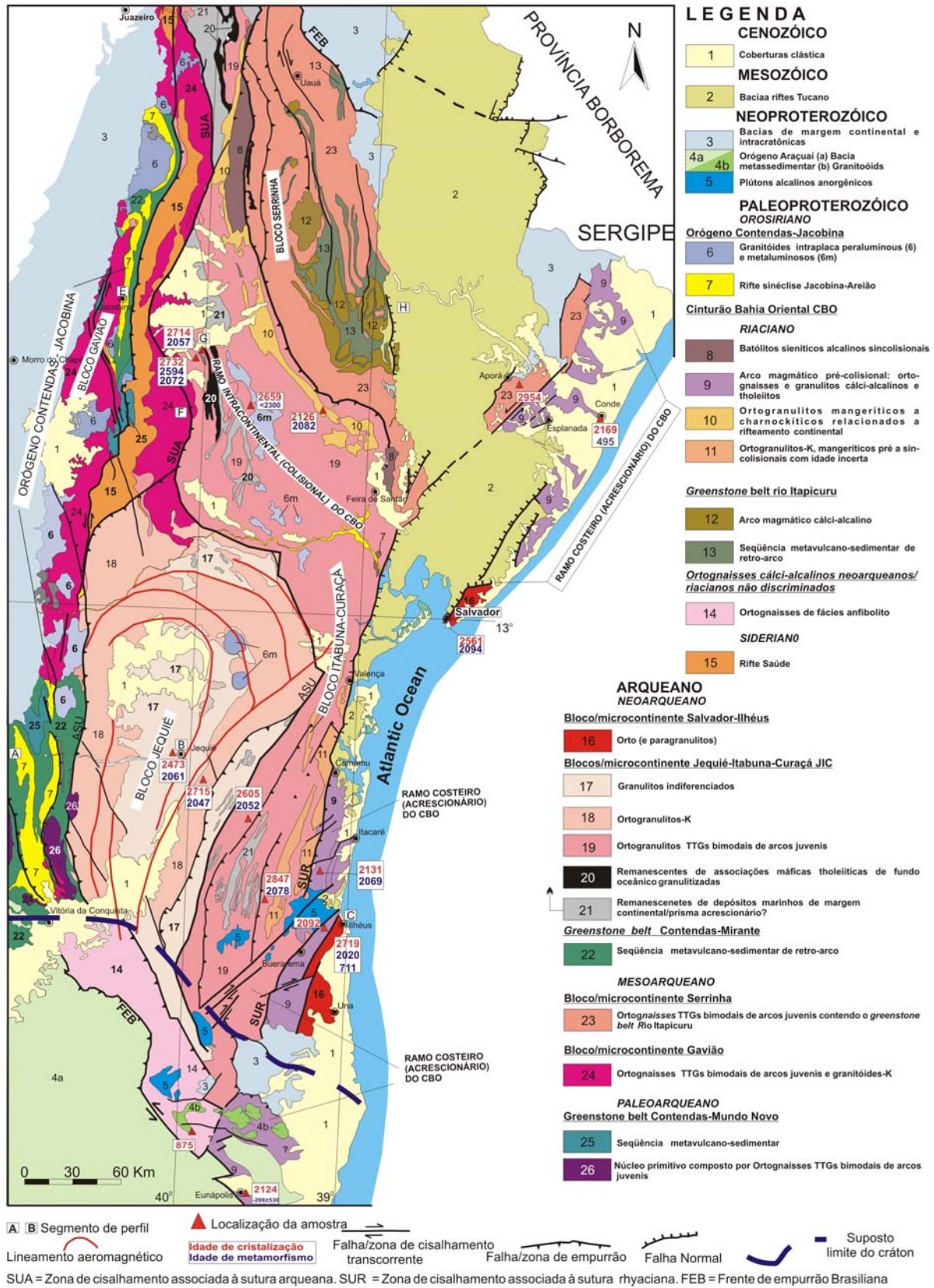


Fig. 7.1a Esboço Tectono-geológico do CBO e de seu embasamento arqueano (Reproduzido de Silva et al., 2005d).

zoneografia bem distinta. O magmatismo foi muito restrito, os ortogranulitos têm composição quartzo-monzonítica (mangerítica) e assinatura geoquímica subalcalina/alcalina, tipicamente continental. Foram datados 2 plútons com idades de cristalização de ~ 2120 Ma (Tabs. III.1 e III.4; Figs. 7.1a,b,c). O outro componente magmático do Ramo intracontinental é constituído por rochas alcalinas (Sienito Itiúba), com idades convencionais de cristalização tardi-colisionais de ~ 2090 Ma (Conceição, 2000).

**A colisão riaciana** - O pico metamórfico-colisional da fácies granulito  $M_1$  (~ 2050-2080 Ma) foi datado não apenas nos ortognaisses paleoproterozóicos dos ramos costeiro e intracontinental, como também em seu “embasamento” ocidental (blocos Itabuna-Curaçá e Jequié) e oriental (Bloco Salvador-Ilhéus). Especula-se que o metamorfismo granulítico tenha ocorrido em resposta à uma colisão continente-contidente, responsável pela amalgamação do Bloco Itabuna-Curaçá (“embasamento” ocidental do arco, no CSF), com o Bloco Salvador-Ilhéus

(“embasamento” oriental do arco, possivelmente oriundo no Cráton do Congo? - Silva *et al.*, 2004, 2005d).

Alguns plútons do Ramo costeiro, mostram o registro isotópico de um segundo evento de recristalização, imprecisamente datado no neoproterozóico ( $M_2$ ) (Tabela. III. 4), cujo significado é ainda duvidoso.

A figura 7.1d é uma tentativa de ilustração da escala de tempo dos eventos petrotectônicos no CBO (paleoproterozóico) e o estabelecimento da “estratigrafia fantasma” dos sistemas de arcos arqueanos, conjuntamente com as seqüências metassedimentares (margem continental e prisma acrescionário arqueano) e intercalações de possíveis remanescentes desmembrados de crosta oceânica. As variações das idades do clímax acrescionário (arqueano) e colisional/metamórfico (paleoproterozóico) são representados com precisão da ordem de  $\pm 10$  m.a., com base em cerca de duas dezenas de datações U-Pb SHRIMP (Fig. 7.1d). A figura 6.1a, previamente abordada no item anterior (item 6), é também uma tentativa de ilustrar essa evolução e sua comparação

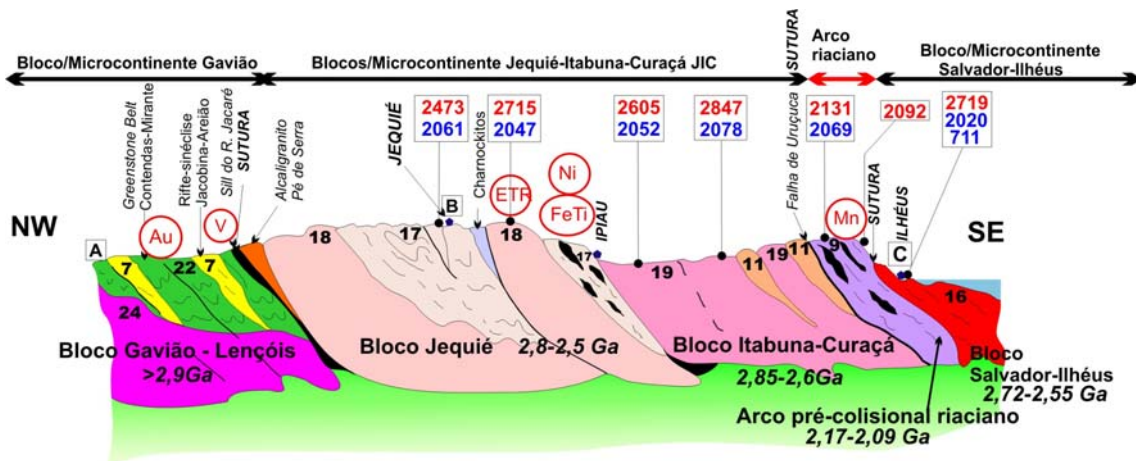


Fig. 7.1b Perfil Tectono-geológico do Ramo Costeiro do CBO e de seu embasamento arqueano, assinalando também a potencialidade metalognética das principais unidades tectônicas regionais (Reproduzido de Silva *et al.*, 2005d).

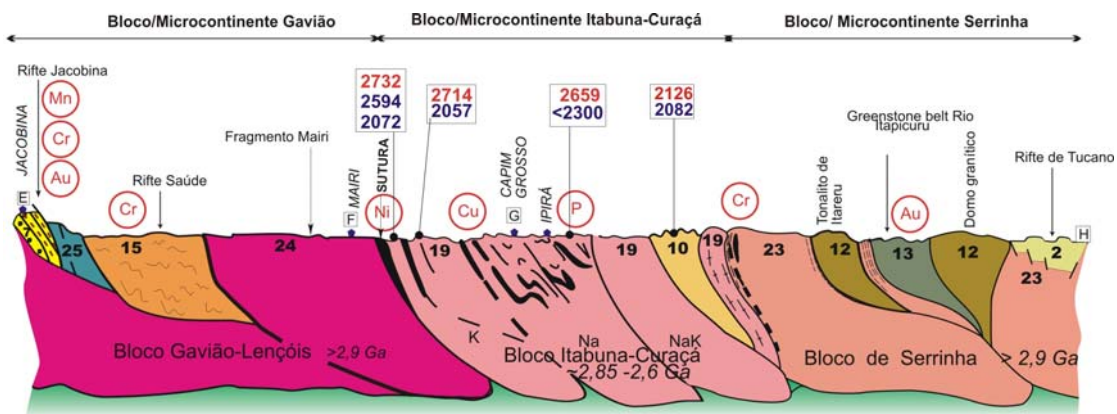


Fig. 7.1c Perfil Tectono-geológico do Ramo Intracontinental do CBO e de seu embasamento arqueano, assinalando também a potencialidade metalognética das principais unidades tectônicas regionais (Reproduzido de Silva *et al.*, 2005d).

com o desenvolvimento do orógeno riaciano cronocorrelato em MG (Cinturão Mineiro).

**COLISÃO, METAMORFISMO DE ALTA T e P E OS SISTEMAS ISOTÓPICOS DOS ZIRCÕES NOS GRANULITOS DA BAHIA**

As análises aqui rediscutidas constituem um dos mais interessantes e complexos estudo de casos de zirconologia aplicado a terrenos de alto grau no Brasil e da influência do metamorfismo de alta T e P nos sistemas isotópicos de zircões magmáticos.

A intensa transposição e recristalização sob condições de P e T extremamente severas, nas raízes colisionais do CBO (anteriormente detalhado), teve reflexos profundo em todas as populações de zircões estudadas. Os sistemas isotópicos U-Th-Pb nos ortogranulitos foram intensamente alteradas, com o apagamento avançado da memória isotópica arqueana, a qual foi preservada apenas em domínios restritos dos núcleos de alguns cristais. Como consequência, a distribuição das análises nas concórdias, formam arranjos muito discordantes e ambíguos, devido também à superposição de dois episódios pós-magmáticos de perda de Pb e devido ao fato de a reta da “discórdia” D<sub>1</sub>

(linha média de perda de Pb entre a cristalização e o pico do Metamorfismo) estar situada muito próxima da curva concórdia, em função do intervalo de tempo relativamente curto entre a idade de cristalização magmática (~ 2700 Ma) e a idade de recristalização metamórfica (~ 2080 Ma). Além desses fatores, a maior parte das análises mostra um segundo episódio de perda de Pb no tempo presente, causando um novo desvio das análises plotadas nos diagramas (“discórdia” D<sub>2</sub>). Essas ambigüidades são comuns a outros terrenos de alto grau arqueanos, como nos gnaisses Lewisian na Escócia (Friend & Kinny, 1995).

Finalmente, cabe ressaltar que essa revisão, bem como suas conseqüências para a reavaliação do quadro tectônico regional é aqui apresentada para ilustrar uma das recomendações básicas do Capítulo II, de que a execução de um projeto de reconhecimento geocronológico não pode jamais dispensar as ferramentas clássicas da cartografia básica: martelo, microscópio e geoquímica. Os resultados e interpretações geocronológicas obtidas só foram possíveis em um terreno com tal complexidades, graças à excelência do mapeamento geológico executado pelo SGB em diversas folhas na escala 1:100.000, em especial destaque a Folha Itabuna (Arcanjo 1997), a qual forneceu as informações básicas para a caracterização do arco magmático costeiro.

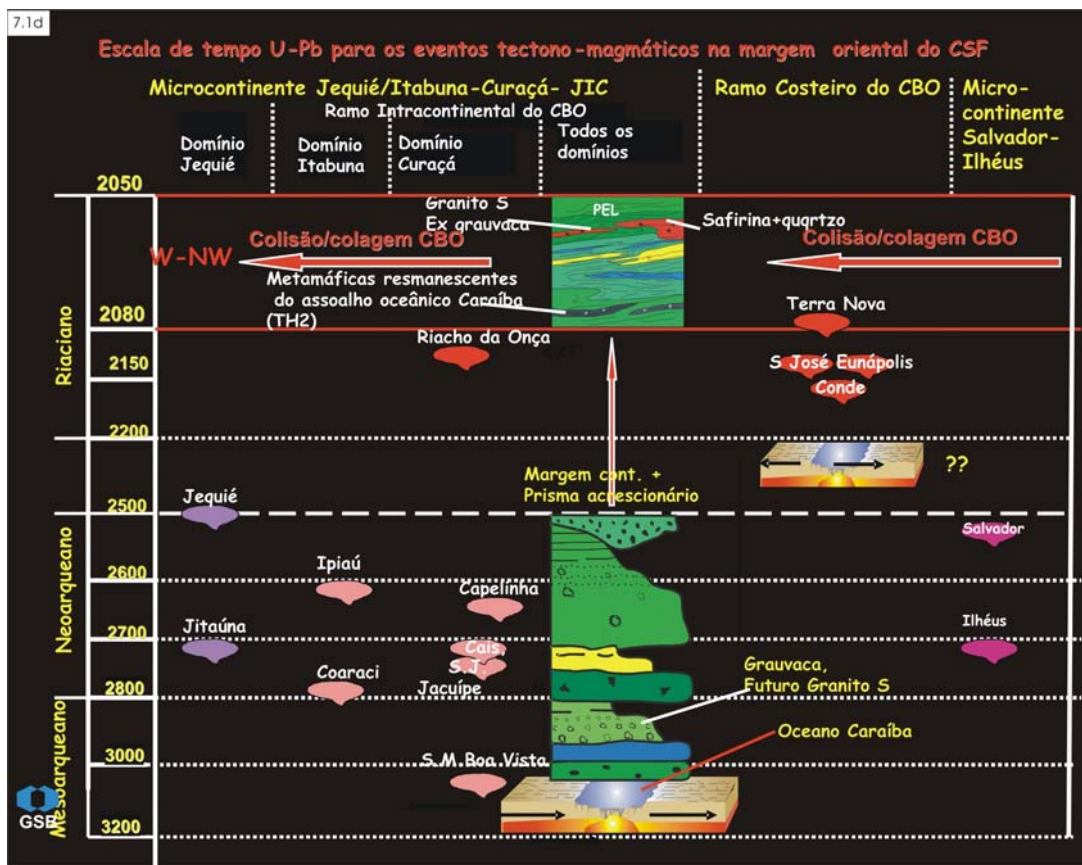


Fig. 7.1d Escala de tempo U-Pb para os eventos tectono-magmáticos no CBO e em seu embasamento arqueano na margem oriental CSF (comparar com a Fig. 6.1a).

## 7.2 Granulítico enderbítico, Salvador (Bloco Salvador-Ilhéus)

A figura 7.2a mostra o padrão típico de exposição dos gnaisses granulíticos que sustentam baixas elevações na região litorânea de Salvador. É um gnaiss granulítico finamente bandado, cinza-esverdeado com bolsões de fundidos sin- e pós-tectônicos *in situ*. Ao microscópio é um ortopiroxênio-biotita granulito enderbítico com trama fina recuperada, blastomilonítica, com recristalização avançada da paragênese original e raros porfiroclastos remanescentes de plagioclásio. A biotita é produto retrometamórfico hidratado do ortopiroxênio.

Foram datados 34 spots em 28 cristais e os resultados mostrados na concórdia expandida da figura 7.2f. Os zircões distribuem-se em 2 subgrupos morfológicos.

O subgrupo 1 é constituído por cristais com tamanho médio (200  $\mu\text{m}$ ) e hábito prismático, mostrando moderada corrosão e recristalização (arredondamento) das terminações prismáticas (Fig. 7.2b). A morfologia interna é caracterizada por um grande núcleo com zoneamento magmático preservado e por fino sobrecrecimento (<5  $\mu\text{m}$ ) metamórfico de alta luminescência (baixo-U) (Fig. 7.2c). Alguns cristais desse subgrupo têm morfologia externa subarredonda, mostrando acentuada corrosão e estrangulamento na parte central, resultando em um hábito *bow-tie* (gravata borboleta) (Fig. 7.2c) típico de recristalização em fácies granulito. O estrangulamento está associado a fraquezas mecânicas do grão durante a recristalização sintectônica, conforme sugerido pela fratura transversal (seta) na porção central, representando o início do processo de bipartição do cristal. Nos estágios terminais desse processo pode ocorrer a subdivisão total dos cristais com geração de dois neogrãos recuperados, globulares, similares ao mostrado na figura 7.2e.

O subgrupo dominante (2) é representado por cristais translúcidos e claros em luz transmitida e refletida,

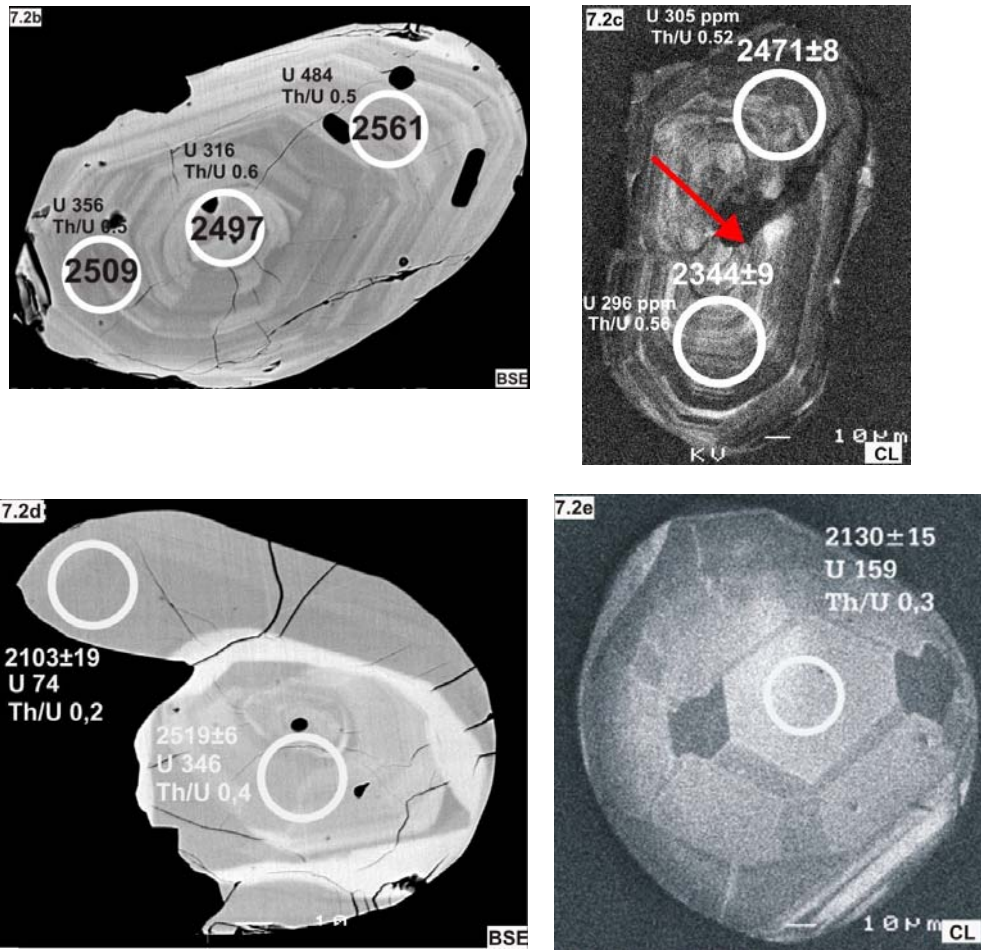


Fig. 7.2a Forma de exposição típica dos gnaisses granulíticos na orla marítima de Salvador.

com diâmetro médio de 150 a 200  $\mu\text{m}$ , eventualmente com núcleo magmático preservado (Fig. 7.2d). Entretanto, a maioria dos zircões consiste de cristais isométricos, multifacetados e arredondados (globulares) - como anteriormente mencionado-, com morfologia interna homogênea resultante da recristalização avançada e supressão das estruturas magmáticas pretéritas, correspondendo ao estágio final de recristalização de um zircão em fácies granulito. O mecanismo de geração destes cristais multifacetados está relacionado à corrosão (dissolução) metamórfica de cristais magmáticos originais, com posterior recuperação (*healing*) da estrutura danificada, em condições de temperatura alta e baixa taxa de *strain* (e.g. Kröner *et al.*, 1994). Por analogia com texturas recuperadas (poligonizadas) de blastomilonitos, a estrutura é também atribuída a processo de *annealing* termo-tectônico, imediatamente pós-pico termal (Schaltegger *et al.*, 1999).

O conteúdo elevado de U e Th (magmáticos) obtidos nesses zircões, relativamente a zircões de outras rochas félsicas a intermediárias granulitizadas, não é de todo incomum em terrenos similares, como notado nos granulitos enderbíticos do Sri Lanka (e.g. Kröner *et al.*, 1994). Por outro lado, a aparente simplicidade estrutural observada em luz transmitida, refletida ou mesmo em imagens BSE, é enganosa. Em imagens (CL) algumas estruturas como zoneamento por setor (Fig. 7.2e), lembram os gomos de uma bola de futebol (*soccer ball*) cf Silva *et al.* (1997b). Na mesma figura (7.2e) também podem ser identificados domínios mais ricos em U, de tonalidade cinza escuro em dois gomos da região equatorial, e algumas manchas irregulares cinza médio em direção às margens. Essas estruturas têm sido identificadas em zircões de diversos ortogranulitos, como no Gnaiss Lewisian na Escócia (Friend & Kinny, 1995), na Zona Ivrea, nos Alpes meridionais (Vavra *et al.*, 1996; Rubatto *et al.*, 1998) e no Sri Lanka (Kröner *et al.* 1994). Os zircões deste último terreno (Sri Lanka) são utilizados como um dos padrões para as análises SHRIMP, com o qual foram datadas parte das amostras aqui discutidas (CZ3).

Devido à intensa transposição e recristalização sob condições de P e T extremamente severas, os sistemas U-Th-Pb dos zircões foram intensamente alterados, com o apagamento avançado da memória isotópica arqueana, que ficou preservada apenas em domínios restritos dos núcleos de alguns zircões. Como consequência, a distribuição das análises obtidas nos 34 spots forma um arranjo muito discordantes e ambíguo. O padrão de distribuição é ainda mais complicado pelo fato de a reta da "discórdia"  $D_1$  (linha média de perda de Pb entre a cristalização e o pico do metamorfismo) estar situada muito próxima da curva concórdia. Por isso a curva assume uma disposição paralela uma vez que no intervalo entre o tempo da cristalização primária (~ 2550 Ma) e o da recristalização (~ 2090 Ma) a curvatura da concórdia é pouco expressiva, confundindo-se com a linha de perda de Pb (Fig. 7.2f).



Figs. 7.2b.cd,e Imagens CL e backsattering de zircões do granulito enderbítico, Salvador.

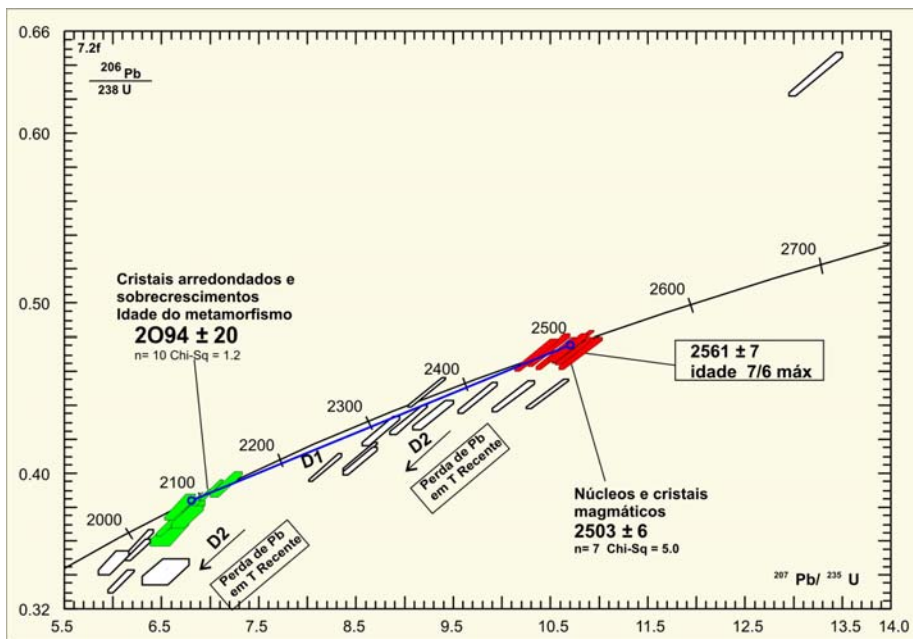


Fig. 7.2.f Concórdia Wetherill do granulito enderbítico, Salvador.

Outro fator complicador foi a perda de Pb ocorrida no tempo presente que provoca o (re)alinhamento dos boxes de erro em direção ao tempo zero ( $D_2$  em 7.2f). Assim, mesmo com preservação das estruturas magmáticas os núcleos apresentam razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  progressivamente menores em direção ao agrupamento dos domínios metamórficos (idade média metamórfica), indicando abertura parcial do sistema isotópico U-Th-Pb, a qual, mesmo sem ter provocado alterações texturais importantes, impossibilita a obtenção de uma idade agrupada consistente. Por isto, mesmo com as análises do subgrupo 1 formando um agrupamento ( $n=7$ ), homogêneo, concordante, apresenta excesso de dispersão (errôcrona  $c^2 = 5.0$ ), indicando que o agrupamento (que forneceu uma idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  aparente de  $2503 \pm 6$  Ma-Fig. 7.2f) não tem validade geológica. Conseqüentemente, o resultado concordante com a maior razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ( **$2561 \pm 7$  Ma, 1ó**) foi interpretado como a melhor estimativa para a idade de cristalização do magma precursor (Figs. 7.2b,f). Entretanto, apesar de representar a melhor aproximação para a idade, por ser o resultado de uma única análise, com erro cotado em  $1\sigma$  (68% de confiabilidade), recomenda-se a execução de análises complementares para a obtenção de uma idade melhor consistida estatisticamente.

Para testar-se a variação dos efeitos do metamorfismo na abertura do sistema U-Th-Pb em escala intracristalina, o mesmo cristal no qual foi obtida a idade de  $2561 \pm 7$  Ma foi explorado através de um perfil longitudinal com datação de mais dois *spots* (Fig. 7.2b). Os resultados indicam que o *spot* com maior razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , obtido em um domínio com textura magmática, pouco afetada pelo metamorfismo, tem conteúdo de U de  $\sim 490$  ppm, enquanto os outros dois *spots*, devido à maior abertura do sistema forneceram idades menores ( $\sim 2500$  Ma), e conteúdo de U acentuadamente menores (350 e 316 ppm).

Já o cristal # 2 (Fig. 7.2c), com estrutura gravata borboleta, indica um estágio avançado de recristalização em fácies granulito com maior abertura do sistema U-Th-Pb forneceu idades aparentes ( $\sim 2470$  Ma e  $\sim 2345$  Ma) e conteúdos de U (305 e 296 ppm) menores.

Os cristais *soccer ball* e os sobrecrescimentos do subgrupo 2 formam agrupamento ( $n=10$ ) concordante, homogêneo, sem excesso de dispersão ( $c^2 = 1.2$ ), que forneceu a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  média de  **$2094 \pm 20$  Ma**, interpretada como idade do pico de evento granulítico. Esse exercício de cálculo incorporou 4 análises a mais do que as empregadas no agrupamento utilizado por Silva *et al.* (1997b), resultando em valor médio pouco superior ao calculado naquele trabalho que foi de  $2080 \pm 11$  Ma.

### 7.3 Granulito Charnockítico, Ilhéus (Bloco Salvador-Ilhéus)

A figura 7.3a mostra a vista panorâmica dos granulitos charnockíticos do Complexo Ilhéus, e a figura 7.3b, uma exposição do ortogranulito charnockítico bandado, intrusivo em metagabronorito e intrudido por diques máficos terciários, marcados como "dq". A figura 7.3c é um detalhe do afloramento, assinalando o local de amostragem (retângulo vermelho), e destacando o contato brusco (intrusivo) do gnaiss charnockítico com o metagabro norítico. Petrograficamente a amostra é um gnaiss charnockítico bandado (cm) de cor cinza-esverdeada. Sob microscópio é um biotita-orto/clinopiroxênio gnaiss granulítico de composição charnockítica, com textura recuperada granoblástica-alongada e forte foliação marcada pela alternância de concentrações de minerais máficos.

Foram datados 27 *spots* em 25 cristais, cujos resultados constam do diagrama concórdia da figura 7.3f.



Fig. 7.3a Vista geral da exposição dos granulitos charnockíticos nos arredores de Ilhéus.



Fig. 7.3b Vista local dos granulitos charnockíticos, Praia Morro Pernambuco, Ilhéus.

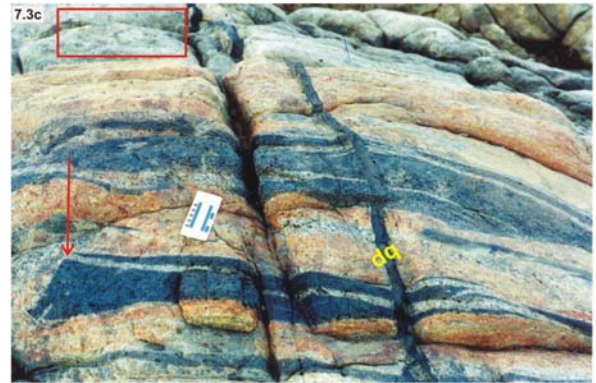
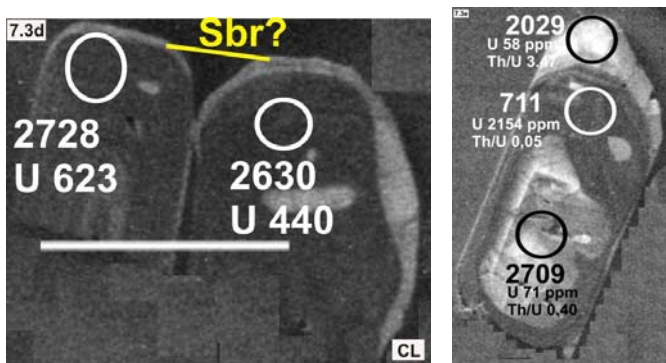


Fig. 7.3c Afloramento amostrado do granulito charnockítico, Praia Morro Pernambuco, Ilhéus.



Figs. 7.3 d,e Imagens CL de zircões do granulito charnockítico, Praia Morro Pernambuco, Ilhéus.

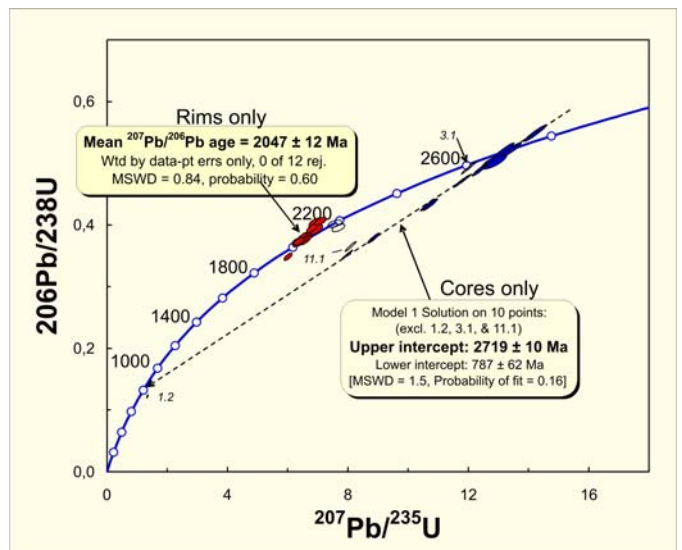


Fig. 7.3f Concórdia Wetherill do granulito charnockítico, Praia Morro Pernambuco, Ilhéus.

Os zircões formam uma população homogênea, constituída por cristais com forte arredondamento das terminações prismáticas (por efeito de recristalização metamórfica), dando origem a grãos ovóides e arredondados. A morfologia interna é dominada por grandes núcleos metamíticos enriquecidos em U (tonalidades escuras em CL) (Fig. 7.3d). Os núcleos são sobrecrecidos por finos envoltórios empobrecidos em U (alta luminescência), também característico de recristalização metamórfica (Figs 7.3d-e).

Os resultado obtidos em 10 *spots* pertencentes à população de núcleos magmáticos formam um arranjo colinear (discórdia), homogêneo, sem excesso de dispersão (MSWD = 1.5) com intercepto superior de **2719± 10 Ma**, interpretado como a idade de cristalização do magma precursor do gnaiss charnockítico. O intercepto inferior tem idade aparente imprecisa de 787±62 Ma, representando um episódio de perda de Pb (neoproterozóico?) de difícil interpretação no contexto regional. A única idade aparente medida diretamente (~ 710 Ma, Fig. 7.3e) que poderia convalidar o resultado de ~ 787 Ma, é também de interpretação duvidosa, pois foi obtida em um sobrecrecimento interno metamítico de alto U (2154 ppm) e

fortemente discordante (40%).

Os resultados de doze *spots* datados nos sobrecrecimentos metamórficos externos de baixo U em 12 cristais formam um agrupamento homogêneo, sem excesso de dispersão (MSWD = 0.84), com resultado médio ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) de **2047±12 Ma**, interpretado como a idade do metamorfismo de alto grau (Fig. 7.3f). Essa idade é compatível (dentro do erro do método) com o pico metamórfico regional para esse evento, datado entre ~ 2050-2090 Ma, representando o estágio terminal da colagem dos blocos Salvador-Ilhéus e Itabuna-Curaçá no CBO.

#### 7.4 Enderbitto sincolisional, Fazenda Terra Nova (Ramo Costeiro do arco magmático do CBO)

A amostra aqui discutida é um ortognaiss homogêneo, cinza-esverdeado, com fino bandamento composicional. Ao microscópio é um orto/clinopiroxênio-

biotita ortognaisse enderbítico, com forte e contínua foliação/bandamento, marcada pela alternância de bandas máficas e félsicas.

Foram datados 10 spots em 10 cristais, sendo os resultados mostrados na concórdia da Fig. 2.3f. As imagens CL mostram que a maior parte da população é constituída de cristais euédricos, com hábitos piramidais, isométricos, multifacetados, com faces de alta ordem, indicativos de cristalização magmática sob condições de altas temperaturas. Além disso, os zircões não apresentam recristalização metamórfica interna, nem geração de sobrecrecimentos, com preservação de complexo zoneamento magmático oscilatório e por setor, bem como teores de U e Th altos, e razões Th/U em torno de 0.5,

características de cristalização magmática (Figs. 7.4a,b).

Dez spots obtidos em 10 cristais pertencentes à mesma população magmática, formam um agrupamento homogêneo, com pequena dispersão (MSWD = 1.6), que forneceu a idade concórdia aparente de **2092 ± 6 Ma**. Devido a estas peculiaridades, o resultado pode ser interpretado como a idade de cristalização (sincolisional) do magma enderbítico.

A forte trama (bandamento) primária, associada à preservação morfológica e do sistema isotópico dos zircões, é indicativa de intrusão sintectônica do magma, em equilíbrio com o evento metamórfico de fácies granulito regional. Assim, o resultado representa também a melhor estimativa para a idade do pico do evento metamórfico granulítico.

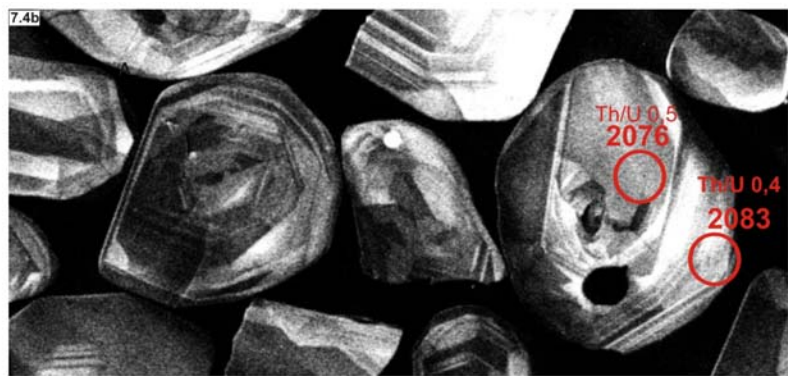
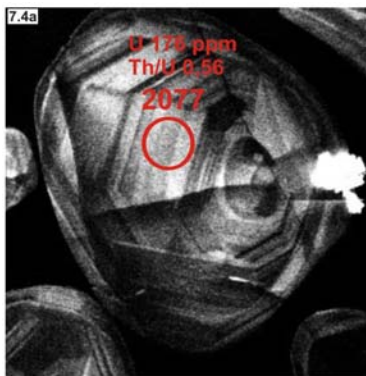


Fig. 7.4a Imagem CL de zircão do enderbito granulítico do Ramo Costeiro do CBO, Fazenda Terra Nova.

Fig. 7.4b Imagens CL de zircões do enderbito granulítico do Ramo Costeiro do CBO, Fazenda Terra Nova.

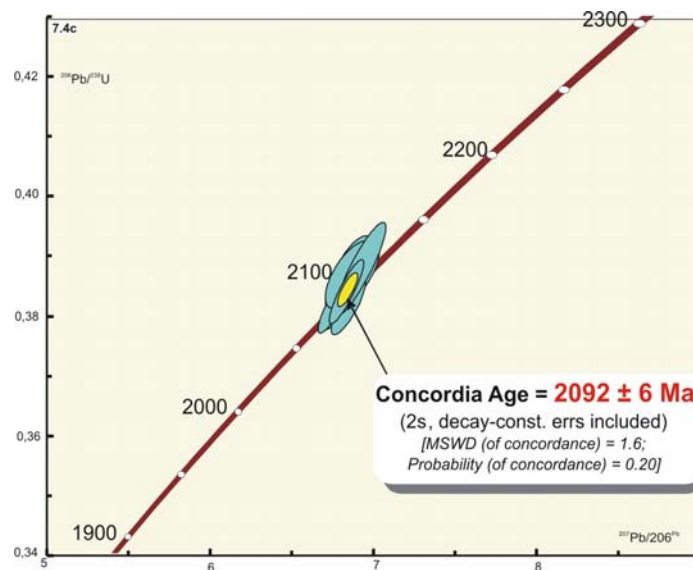


Fig. 7.4c Concórdia Wetherill do enderbito granulítico do Ramo Costeiro do CBO, Fazenda Terra Nova.

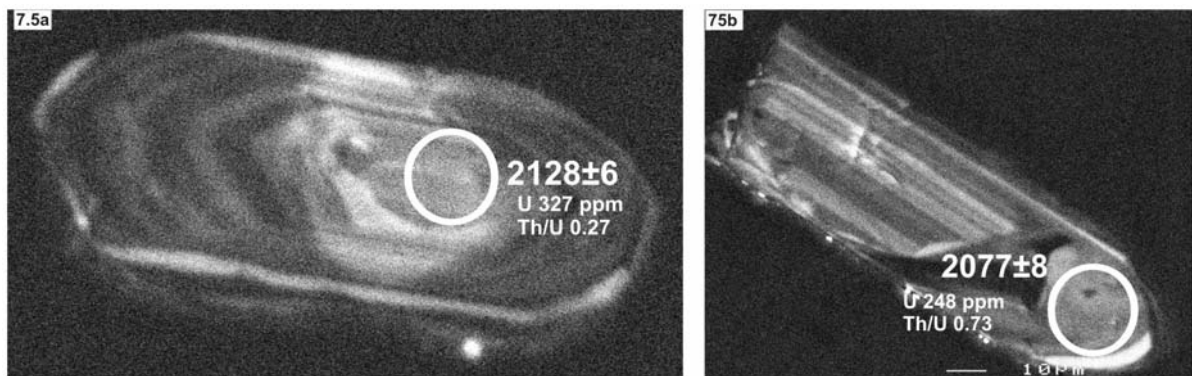


### 7.5 Enderbita granulítico, Fazenda Tupinambá (Ramo Costeiro do arco magmático do CBO)

Trata-se de um gnaiss cinza escuro, milonítico, finamente bandado, cortado por venulações de granito rosa. Sob o microscópio é um gnaiss ultramilonítico quartzodiorítico/tonalítico com remanescentes de orto-clinopiroxênio magmáticos e de hornblenda e biotita titanífera metamórficas de substituição dos piroxênios. A textura é ultramilonítica, granoblástica, em parte poligonizada, composta por bandas milimétricas de plagioclásio, com quartzo subordinado, de granulação variável de ~0.1 mm a ~0.01 mm. Os minerais máficos ocorrem em bandas muito finas que fornecem à rocha forte foliação paralela ao bandamento. Embora a composição magmática original seja quartzo-diorítica/enderbítica não é possível deduzir a natureza do protólito plutônico ou extrusivo/hipabissal.

Foram datados 10 *spots* em 10 cristais e os resultados são mostrados na Fig. 7.5c. A população de zircões consiste de cristais prismáticos longos com zoneamento oscilatório magmático definido e discretos sobrecrecimentos metamórficos (Figs. 7.5a, 7.5.b).

Cinco *spots* pertencem à mesma população de núcleos magmáticos que formam um agrupamento sem dispersão (MSWD = 0.78), com idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  aparente de **2131 ± 5 Ma** (Fig. 7.5d), interpretada como a idade de cristalização do magma precursor. Quatro *spots* datados em uma mesma população de sobrecrecimentos metamórficos formam agrupamento com pouca dispersão de dispersão (MSWD = 1.8), que forneceu a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  aparente de **2067 ± 19 Ma**, interpretada como a do metamorfismo regional de fácies granulito. Embora os conteúdos de U e Th desses domínios estejam no intervalo de rochas magmáticas (Fig. 7.5b), trata-se claramente de domínio recristalizado (metamórfico).



Figs. 7.5a,b Imagens CL de zircões do granulito enderbítico do Ramo Costeiro do CBO, Fazenda Tupinambá.

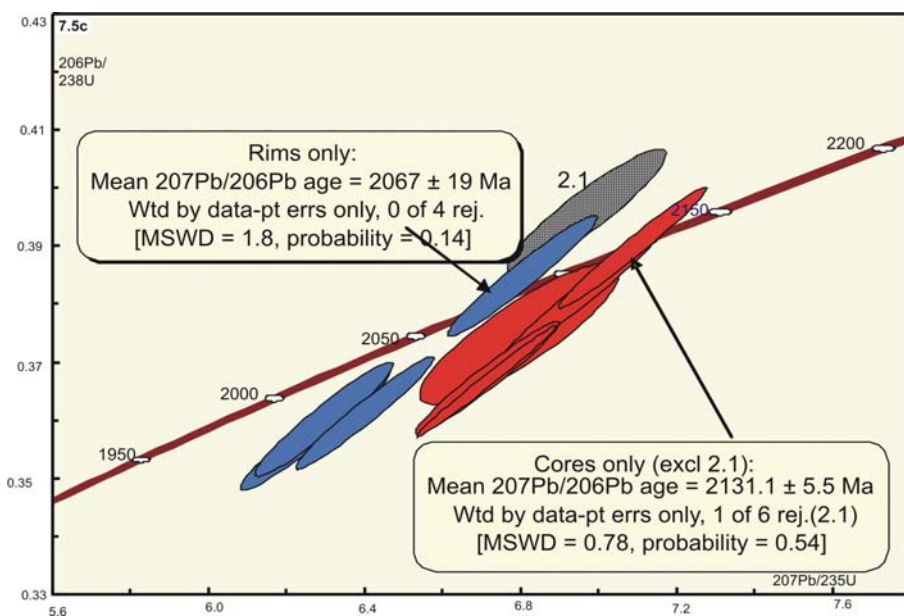


Fig. 7.5c Concórdia Wetherill do granulito enderbítico do Ramo Costeiro do CBO, Fazenda Tupinambá.

### 7.6 Granulito charnockítico, Conde (Ramo Costeiro do arco magmático do CBO)

Trata-se de granulito leuco-charnockítico cinza esverdeado, fortemente foliado, de granulação média, recortado por granitos pós-tectônicos. Sob o microscópio é um (clinopiroxênio) biotita-hornblenda mesopertita leuco-charnockito gnáissico, com textura recuperada granoblástica-alongada a poligonal, (blastomilonito), com forte foliação de biotita. Apesar de não ter sido possível a identificação ao microscópio de ortopiroxênio, a presença de clinoproxênio, associada à composição mesopertítica e à coloração mesoscópica cinza-esverdeada, levaram à classificação do gnaiss como charnockítico.

Foram datados 10 spots em 10 cristais e os resultados são mostrados na concórdia da Fig. 7.6b. Os zircões são prismáticos, alongados, euédricos, com zoneamento

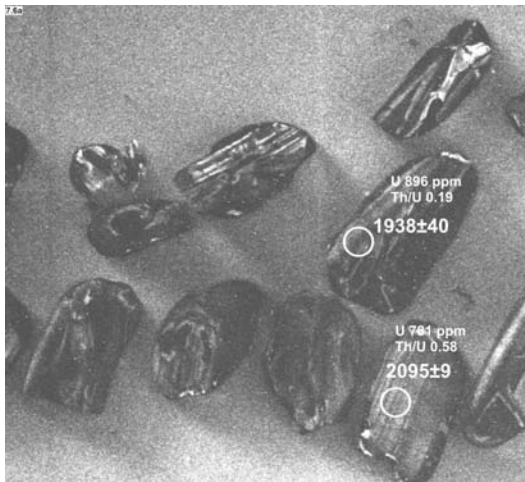


Fig. 7.6a Imagens CL de zircões do granulito charnockítico, Conde (Ramo Costeiro do CBO).

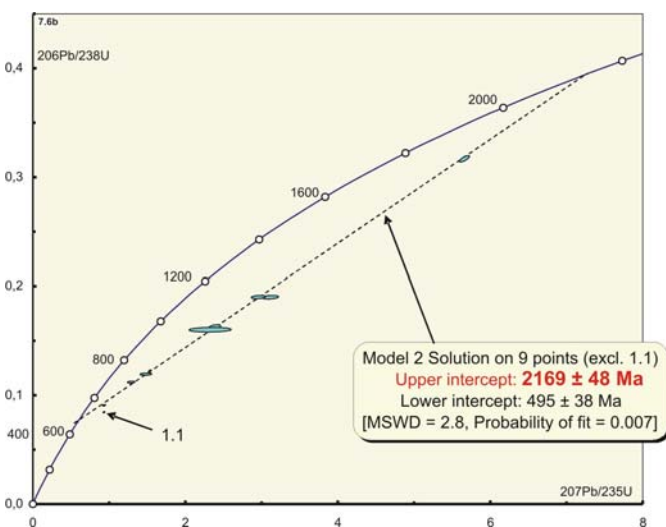


Fig. 7.6b Concórdia Wetherill do granulito charnockítico, Conde.

oscilatório magmático, preservados, apesar de estarem fortemente metamitizados devido ao alto conteúdo em U (780-2138 ppm). Alguns grãos mostram efeitos de metamorfismo, caracterizado pelo discreto arredondamento das terminações piramidais (Fig. 7.6a).

Apesar do enriquecimento em U e da metamictização, responsáveis pela forte discordância dos resultados, a escolha de domínios menos alterados, selecionados em função da maior luminosidade (< conteúdo em U), permitiu obter uma discordância com a idade de intercepto superior razoável, quando descartada a análise mais discordante (spot 1.1 em 7.6b). Nove desses spots, pertencentes à mesma população magmática, sem excesso de dispersão (MSWD = 2.8), alinham-se segundo discordância com intercepto superior impreciso de **2169±48 Ma**, interpretado como a idade de cristalização do magma granítico precursor do granulito charnockítico. A mesma discordância mostra intercepto inferior impreciso de **495±38 Ma**, sugestivo da influência de recristalização metamórfica no neoproterozóico.

A descoberta e datação dessa associação riaciana no domínio mais oriental (costeiro) do CBO, sugere que o mesmo poderia representar a extensão setentrional do magmatismo cronocorrelato datado na região costeira do extremo sul do estado (ver adiante).

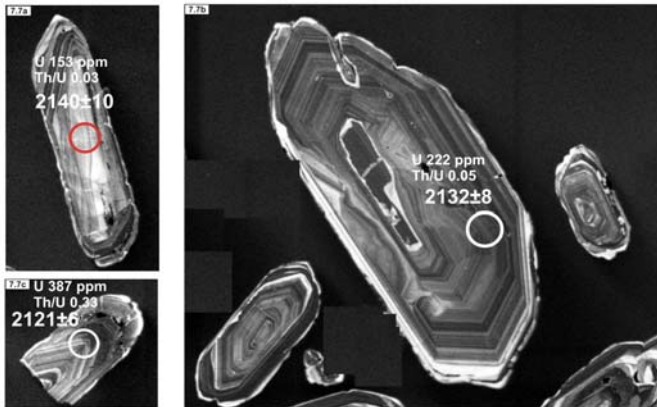
### 7.7 Gnaiss tonalítico, Eunápolis (Ramo Costeiro do arco magmático do CBO, Domínio NE do Cinturão Araçuaí)

A amostra estudada localiza-se no embasamento NE do Cinturão Araçuaí (Figs. 4.1a, 7.1a), que é possivelmente, mas não comprovadamente, extensão meridional do arco magmático riaciano do CBO (Silva *et al.*, 2002c). Trata-se de um gnaiss migmatítico, com paleossoma tonalítico (amostra) e venulações neossomáticas graníticas. Ao microscópio é um mela biotita-hornblenda gnaiss tonalítico, com textura granoblástica alongada e forte foliação de minerais máficos. Embora não haja registro de datações prévias na presente unidade, ela era interpretada como pertencente ao embasamento arqueano, regionalmente designado de Complexo Itapetinga.

Foram datados 12 spots em 9 cristais, cujos resultados constam do diagrama concórdia da Figura 7.7d. Os zircões são tipicamente magmáticos, euédricos, prismáticos (C/L 3:1 a 5:1) longos (500-700 µm, Figs. 7.7a-b), com forte zoneamento oscilatório e desprovidos de núcleos herdados. Possuem conteúdos normais de U (200-600 ppm) e Th, mas as razões Th/U são variáveis, algumas muito baixas devido à depleção em Th, tipicamente no intervalo metamórfico (Figs. 7.7a-b). Além de depleção em Th, como efeito de recristalização metamórfica há forte corrosão periférica das faces prismáticas e arredondamento das extremidades piramidais dos cristais (Fig. 7.7b-c).

Sete spots pertencentes à uma mesma popula-

ção homogênea, sem excesso de dispersão (MSWD = 1.5), alinham-se segundo discórdia com intercepto superior de  $2124 \pm 10$  Ma, e intercepto inferior muito impreciso de  $206 \pm 530$  Ma. O resultado do intercepto inferior muito impreciso que não permite o cálculo da idade real do evento metamórfico, apenas sugere que o mesmo ocorreu no neoproterozóico, em resposta ao evento colisional do Cinturão Araçuai.



Figs. 7.7a,b,c. Imagens CL de zircões do gnaiss tonalítico, Eunápolis (Ramo Costeiro do CBO).

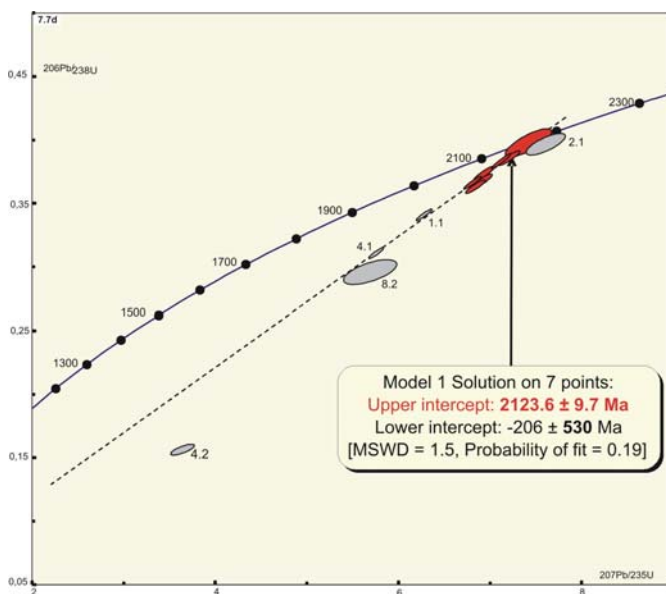


Fig. 7.7d. Concórdia Wetherill do gnaiss tonalítico, Eunápolis.

### 7.8 Granulito mangerítico, Riacho da Onça (Ramo Intracontinental do CBO / Batólitos pré-orogênicos de rifte continental)

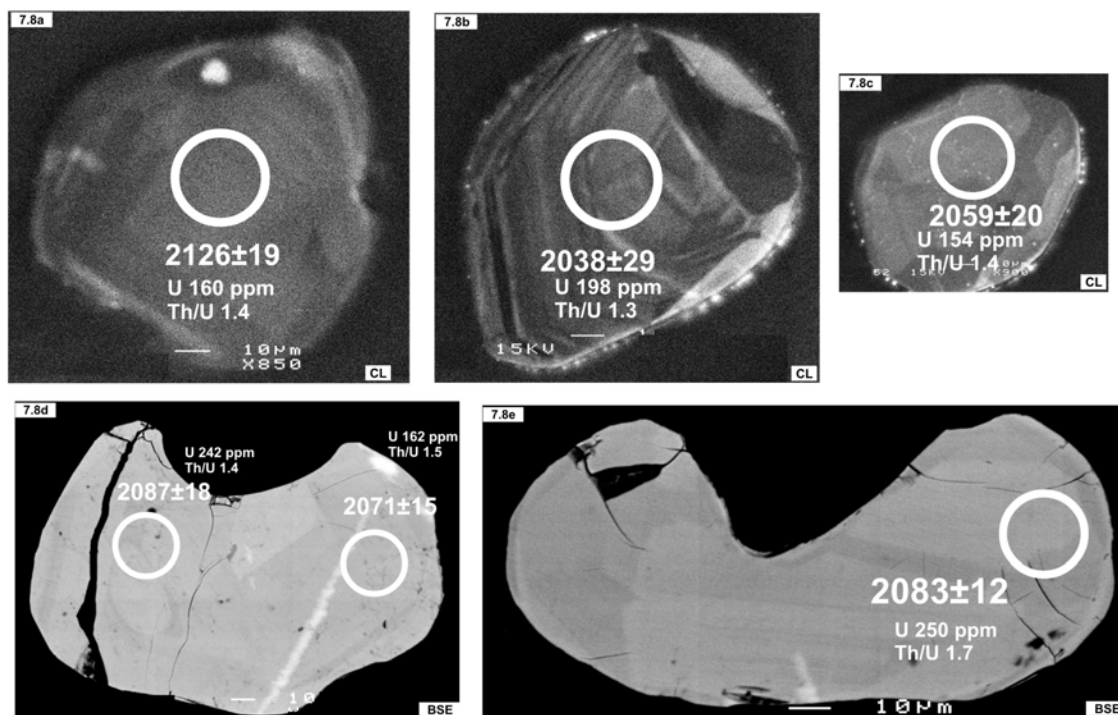
A amostra pertence a uma associação subalcalina quartzo monzonítica (mangerítica) granulitizada, intrusiva no embasamento TTG arqueano. Trata-se de gnaiss finamente bandado, com textura ocelar de microclínio (*augen*) em matriz granoblástica fina. Ao microscópio é um granulito blastomilonítico de composição hiperstênio quartzo monzonito (mangerito), tendo ainda como acessórios maiores clinopiroxênio, hornblenda e biotita titanífera. Apresenta evidências de retrometamorfismo à fácies anfibolito.

Foram datados 24 *spots* em 23 cristais sendo os resultados mostrados na concórdia da Fig. 7.8f. A população de zircões apresenta-se em adiantado estado de recrystalização sob condições alto grau. É representada por cristais translúcidos e claros em luz transmitida e refletida, com diâmetro médio de 150 a 200  $\mu\text{m}$ , sem preservação de núcleo magmático (Figs. 7.8a-e). A grande maioria dos cristais têm hábitos isométricos, multifacetados e arredondados (globulares), com morfologia interna homogênea, resultante da recrystalização e supressão total das estruturas magmáticas pretéritas (Figs. 7.8a,b-c). Esses cristais correspondem ao estágio avançado de recrystalização de um zircão em fácies granulito (*annealing*). O conteúdo elevado de U e Th (magmáticos) observado, relativamente a zircões de rochas félsicas a intermediárias granulitizadas, não é de todo incomum em terrenos similares como notado nos granulitos enderbíticos do Sri Lanka (e.g. Kröner *et al.*, 1994). Alguns cristais conservam remanescente da forma prismática original, porém mostram feições indicativas de estágio avançado de corrosão e estrangulamento em sua parte central, resultando grãos com hábitos *bow-tie* (gravata borboleta) (Figs. 7.8d-e). Esse hábito, bastante comum em zircões granulitizados, representam o início de um processo de “bipartição cristalina”, que se não tivesse sido interrompido, teria resultado em dois novos cristais globulares similares aos mostrados na as Figuras (Figs. 7.8a,c).

Da mesma forma que para o ortogranulito de salvador (item 7.2), devido à intensa transposição e recrystalização sob condições de P e T extremamente severas, os sistemas U-Th-Pb dos zircões foram intensamente alterados, com o apagamento avançado da memória isotópica arqueana, que ficou preservada em domínios restritos dos núcleos de alguns zircões. Como consequência, a distribuição das análises na concórdia, formam um arranjo muito discordantes e ambíguo. O padrão de distribuição é ainda mais complicado pelo fato de a reta da “discórdia”  $D_1$  (linha média de perda de Pb entre a cristalização e o pico do metamorfismo) estar situada muito

próxima da curva concórdia, em função do intervalo de tempo relativamente curto decorrido entre a cristalização primária (~ 2120 Ma) e a recristalização metamórfica (~ 2080 Ma) (Fig. 7.8f). Outro fator complicador foi a perda de Pb ocorrida no tempo presente, que provoca o (re)alinhamento dos boxes de erro em direção ao tempo zero ( $D_2$  em 7.8f). Devido a estas peculiaridades, mesmo nos núcleos que apresentam estruturas magmáticas preservadas, as razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  são progressivamente menores em direção aos domínios metamórficos (idade média metamórfica), indicando abertura parcial do sistema isotópico U-Th-Pb, a qual, mesmo sem ter provocado

alterações texturais importantes nos domínios datados, impossibilita a obtenção de uma idade agrupada consistente. Assim, o resultado concordante com a maior razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (**2126±19 Ma, 1 $\sigma$** ) (Figs. 7.8b,f) foi interpretado como a melhor estimativa para a idade de cristalização do magma precursor. Entretanto, apesar de representar a melhor aproximação para a idade, por ser o resultado de uma única análise, com erro cotado em 1  $\sigma$  (68% de confiabilidade), recomenda-se a execução de análises complementares para a obtenção de uma idade estatisticamente melhor consistida.



Figs. 7.8a,b,c,d,e. Imagens CL e BSE de zircões do granulito mangerítico pré-orogênico, Riacho da onça (Ramo Intracontinental do CBO).

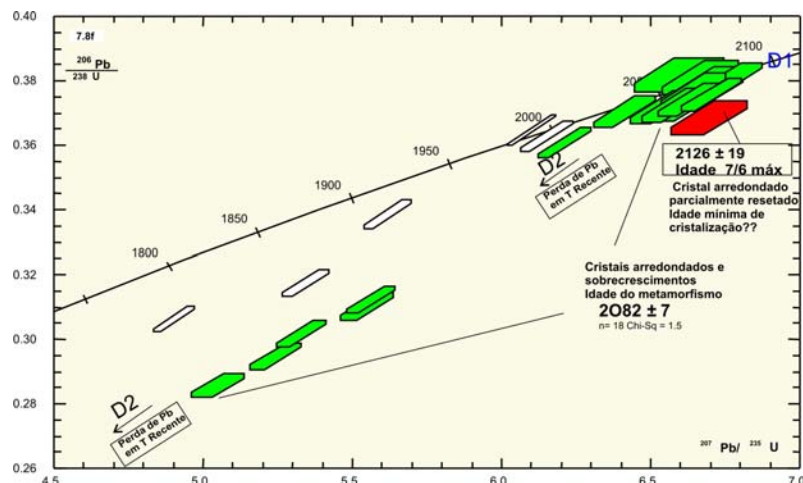


Fig. 7.8.f. Concórdia Wetherill do granulito mangerítico pré-orogênico, Riacho da Onça.

## 7.9 Granulito charnockítico, Cais (Domínio Curaça)

É um gnaisse finamente bandado, verde-esbranquiçado, com bolsões de fundidos pós-tectônicos *in situ*, intrusivo em metagabros. A figura 7.9a mostra o granulito charnockítico intrudido em metagabronorito (preto). Notar o contato brusco e as apófises do charnockito. Na figura 7.9b observa-se a trama ( $S_2$ ) do ortognaisse truncando as foliações  $S_0/S_1$  do metagabro. A foliação  $S_0$  corresponde ao acamamento ígneo reliquiar transposto e a rocha de composição tholeítica é interpretada como remanescente de uma crosta ocânica primitiva. Ao microscópio é ortopiroxênio-biotita mesopertita granulito charnockítico. A estrutura é caracterizada por fina trama blastomilonítica, com recristalização avançada da paragênese original, com raros porfiroclastos de mesopertita. A biotita é retro-metamórfica (em fácies anfíbolito) substituindo o ortopiroxênio.

Foram datados 25 *spots* em 21 cristais, sendo os dados analíticos mostrados na concórdia da Figura 7.9f. Os zircões têm comprimento médio (160  $\mu\text{m}$ ), com formas externas discretas a fortemente arredondadas por efeito de recristalização metamórfica. A morfologia interna é muito variada e complexa, distribuída em 2 subgrupos morfológicos.

Os zircões do subgrupo 1 preservam hábitos prismáticos originais, com núcleos grandes, apresentando zoneamento oscilatório bem preservado e alto conteúdo em U (> 500 ppm), em sua maior parte metamíticos, porém ainda preservando a memória isotópica arqueana em curtos domínios. Apresentam um largo sobrecrecimento com baixo conteúdo de Th e baixa razão Th/U, com textura homogeneizada por recristalização (Fig. 7.9c).

Os cristais do subgrupo 2 apresentam morfologia externa mais arredondada e o grão original mostra acentuada corrosão e estrangulamento na parte central, o que resulta em cristais com hábito *bow-tie* (gravata borboleta) (Figs. 7.9d,e). A corrosão é possivelmente associada a fraquezas mecânicas do grão e o estrangulamento da sua porção central representa o início de processo de “bipartição”, que se não tivesse sido interrompido, resultaria em dois novos cristais globulares. Notar ainda o fino sobrecrecimento externo de baixo U (alta luminescência) recristalizado diagonalmente em toda a extensão do cristal, inclusive no núcleo herdado (detritico), o qual simula uma de microfatura, cuja existência não é evidenciada na imagem BSE (Fig. 7.2e). Os cristais metamórficos possuem conteúdos de U e Th altos, característicos de zircões de rochas félsicas e intermediárias não metamorfizadas. Embora os altos conteúdos de U e Th sejam menos comum em zircões de alto grau, essa assinatura “magmática” tem sido reportada em terrenos similares, como nos granulitos enderbíticos do Sri Lanka (e.g. Kröner *et al.*, 1994).

Da mesma forma que para os ortogranulitos de Salvador e Riacho da Onça (itens 7.2 e 7.8), devido à intensa transposição e recristalização sob condições de P e T extremamente severas, o sistema U-Th-Pb foi intensamente alterado, com o apagamento avançado da memória isotópica, preservada somente em domínios restritos dos núcleos de alguns cristais. Conseqüentemente, a distribuição das análises na concórdia forma um arranjo muito discordante e ambíguo. O padrão de distribuição é ainda mais complicado devido ao fato da reta da “discórdia”  $D_1$  (linha média de perda de Pb entre a cristalização e o pico do metamorfismo) estar situada muito próxima da curva concórdia e haver certo paralelismo entre elas, uma vez que no intervalo entre a idade de cristalização (~ 2715 Ma) a a idade do

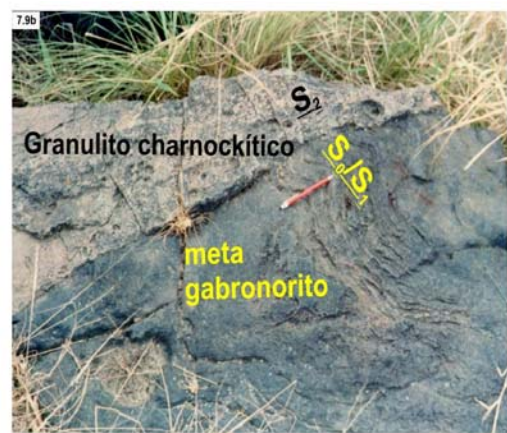


Fig. 7.9a Afloramento amostrado do granulito charnockítico intrudido em metagabro, Cais (Bloco Itabuna Curaça)..

Fig. 7.9b Detalhe do afloramento amostrado do granulito charnockítico, Cais.

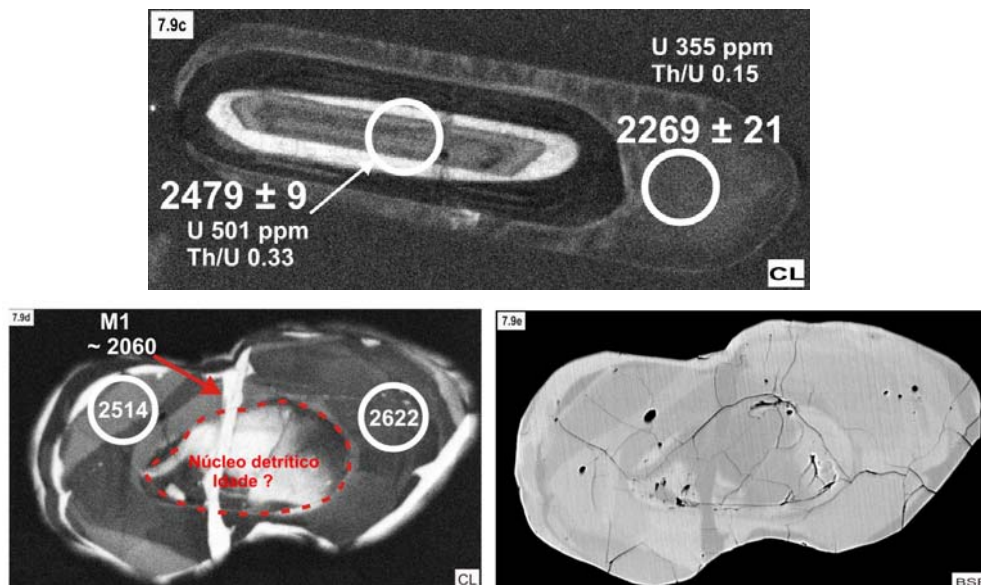
metamorfismo (~ 2070 Ma) a curvatura da concórdia é pouco expressiva, confundindo-se com a linha de perda de Pb (Fig. 7.9f). Outro fator complicador foi a perda de Pb ocorrida no tempo presente, que provoca o (re)alinhamento dos boxes de erro em direção ao tempo zero ( $D_2$  em 7.9f).

Assim, mesmo com preservação das estruturas magmáticas, os núcleos apresentam razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  progressivamente menores em direção ao agrupamento dos domínios metamórficos (idade média metamórfica), indicando abertura parcial do sistema isotópico U-Th-Pb a qual, mesmo sem ter provocado alterações texturais importantes nos domínios datados, impossibilita a obtenção de uma idade agrupada consistente. Por esses motivos, mesmo constituindo um agrupamento concordante ( $n=5$ ), homogêneo, com pequeno excesso de dispersão ( $c^2=2.71$ ), fornecendo uma idade aparente de  $2644\pm 23$  Ma ( $2s$ ) (recalculada a partir dos dados de Silva *et al.*, 1997b) não pode ser adotada para como idade de cristalização (Fig. 7.9f). Conseqüentemente, o resultado concordante com a maior razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (**2714 ± 8 Ma, 16**) foi interpretado como a melhor estimativa para a idade de cristalização do magma precursor (Figs. 7.9f). Entretanto, apesar de representar a melhor aproximação para a idade, por ser o resultado de uma única análise, com erro cotado em  $1s$ ? (68% de confiabilidade), recomenda-se a execução de análises complementares para a obtenção de uma idade estatisticamente melhor consistida.

A idade discordante de  $2479\pm 9$  Ma obtida no núcleo magmático (Fig. 7.9c) indica que esse cristal é um

membro da população magmática principal, que perdeu Pb no evento metamórfico. A idade obtida no sobrecrecimento de  $2269\pm 21$  Ma, representa um domínio muito mais afetado pelo metamorfismo, como comprova a textura recristalizada e conteúdo de U (355 ppm), cerca de 50% mais baixo do que o do núcleo menos afetado. O cristal morfológicamente complexo da figura 7.9d foi afetado de maneira irregular pela recristalização metamórfica, fornecendo idades distintas em diferentes domínios. Assim, o *spot* da direita foi datado em  $2622\pm 10$  Ma, idade próxima da idade de cristalização obtida na amostra ( $2714 \pm 8$  Ma). O segundo *spot* (à esquerda) forneceu a idade de  $2514\pm 14$  Ma, e por isso o domínio é interpretado como de mesma idade do anterior (magmático), porém com maior perda localizada de Pb durante o metamorfismo. Foram datados dois xenocristais com idades entre ~ 2900 Ma a - 3300 Ma (Fig. 7.2e). Esse último, é o material mais antigo até o presente datado nos terrenos de alto grau do leste da Bahia e corresponde à idade dos núcleos TTGs primitivos do Bloco Gavião, Maciço Sete Voltas, datados em ~ 3400-3500 Ma pela técnica SHRIMP por Nutman & Cordani (1992).

O subgrupo 2 apresenta sobrecrecimentos metamórficos que formam um segundo agrupamento ( $n=4$ ) concordante, homogêneo, sem excesso de dispersão ( $c^2 = 0.45$ ), que forneceu a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  aparente de **2072±22 Ma** (linha média de perda de Pb  $D_1$ , na figura 7.9f). Essa idade é interpretada como a idade do pico do evento metamórfico granulítico que afetou a amostra.



Figs. 7.9c,d,e Imagens CL e BSE de zircões do granulito charnockítico, Cais.

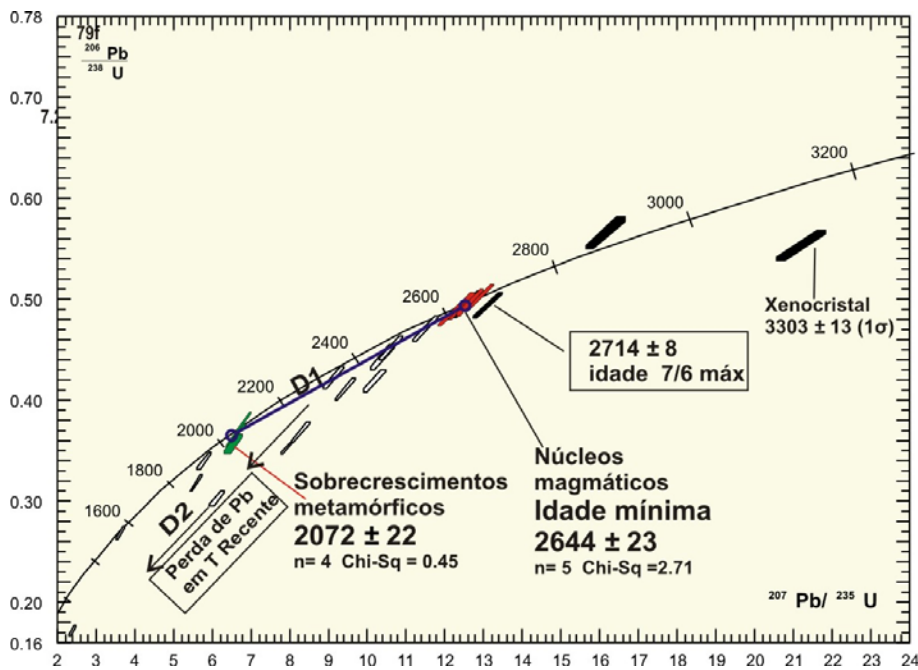


Fig. 7.9f Concordia Wetherill do granulito charnockítico, Cais.

### 7.10 Granulito enderbítico, Barragem de São José do Jacuípe (Domínio Curaçá)

A amostra datada é um gnaiss granulítico finamente bandado de cor cinza-esverdeado, com bolsões de fundidos pós-tectônicos *in situ*. Ao microscópio é um ortopiroxênio-biotita granulito enderbítico. A biotita é produto retrometamórfico hidratado do ortopiroxênio. Apresenta forte trama fina, blastomilonítica, com recristalização avançada da paragênese original e raros porfiroclastos remanescentes de plagioclásio. A figura 7.10a mostra o contato intrusivo do enderbito com metagabro norítico bandado (cm) em uma zona de baixo *strain* regional.

Foram datados 44 *spots* em 36 cristais, sendo os resultados mostrados na concórdia expandida da figura 7.10h e o detalhe do segmento superior nas figura 7.10i. A população de zircões distribui-se em 3 subgrupos morfológicos. O primeiro preserva a morfologia e o sistema isotópico magmático, enquanto os outros dois subgrupos pertencem a duas distintas gerações metamórficas. O subgrupo 1 é constituído por cristais com comprimento médio (150  $\mu\text{m}$ ) e hábito prismático, freqüentemente fraturados e metamíticos, com núcleos grandes mostrando zoneamento oscilatório preservado e teores variados de U (130-500 ppm). Apresentam sobrecrescimentos metamórficos externos muito fino, com alta luminescência em CL (baixo-U) e mostram graus variados de arredondamento das terminações por efeito de recristalização metamórfica (Fig. 7.10b,c). O cristal na Fig. 7.10c tem a mesma morfologia mostrada anteriormente em outros ortogranulitos, porém encontra-se em estágio mais

avanzado de recristalização, com o grão original mostrando acentuada corrosão e estrangulamento em sua parte central, dando origem a um cristal com hábito *bow-tie*, com domínios empobrecidos em U (alta luminescência). O cristal encontra-se em uma fase avançada de "bipartição", dando lugar a dois "protogrãos", por assim dizer, os quais teriam dado origem a dois cristais globulares (similares ao observado na Fig. 7.10g), caso o processo não tivesse sido interrompido.

O subgrupo 2 inclui zircões com hábito isométrico, com faces piramidais de alta ordem e terminações sub-arredondadas (Fig. 7.10d), características de recristalização



Fig. 7.10a Afloramento amostrado do granulito enderbítico, Represa de São José do Jacuípe (Bloco Itabuna-Curaçá).

em um evento metamórfico de fácies granulito precoce  $M_1$ , até agora registrado apenas nessa amostra. Esses cristais apresentam conteúdo elevado em U e Th, o que é incomum em zircões de rochas félsicas a intermediárias de alto grau, porém essa assinatura “magmática” tem sido reportada em terrenos similares, como nos granulitos enderbíticos do Sri Lanka (e.g. Kröner *et al.*, 1994).

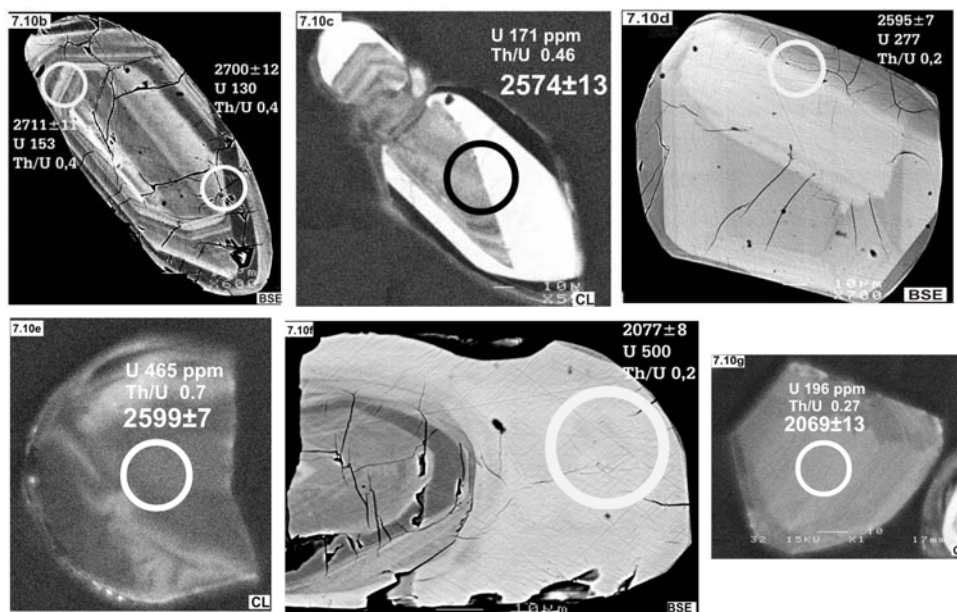
O subgrupo 3 caracteriza o evento metamórfico de fácies granulito mais generalizadamente impresso nos terrenos de alto grau ( $M_2$ , nessa amostra). É representado por cristais em estágio avançado de corrosão e recristalização metamórfica (Figs. 7.10e,f,g). São cristais globulares, translúcidos e claros em luz transmitida e refletida, com estrutura interna homogênea, resultante da supressão das estruturas magmáticas pretéritas, porém com conteúdo de U e razão Th/U relativamente altos para rochas félsicas e intermediária metamorfisadas, mas que não é incompatível com a sua natureza metamórfica. A variedade morfológica da Figura 7.10f é caracterizada por cristais com um grande núcleo magmático preservado e largo sobrecrecimento metamórfico, eventualmente com alto conteúdo em U. O sobrecrecimento imprime ao grão recristalizado uma forma ovóide a subarredondada, com estrutura homogênea, resultante da supressão total das estruturas magmáticas pretéritas da borda do grão.

Conforme já discutido em outros exemplos, o mecanismo de geração dos cristais arredondados dos subgrupos 2 e 3, está relacionado à corrosão (dissolução) metamórfica dos cristais magmáticos originais, com a posterior recuperação (*healing*) da estrutura danificada em condições de temperatura alta e baixa taxa de *strain*, na fácies granulito (e.g. Kröner *et al.*, 1994). Ou, em outras palavras, por analogia com as estruturas recuperadas (poligonizadas)

de blastomilonitos, a estrutura é também atribuída a um processo de *annealing* termo-tectônico, imediatamente pós-pico termal (Schaltegger *et al.*, 1999).

Da mesma forma que para os ortogranulitos abordadas nos itens anteriores (7.2, 7.8, 7.9), devido à intensa transposição e recristalização sob condições de P e T extremamente severas, os sistema U-Th-Pb dos zircões foram intensamente alterados, com o apagamento avançado da memória isotópica arqueana, que foi preservada apenas em domínios restritos dos núcleos de alguns zircões. Assim, a distribuição das análises no diagrama constitui um arranjo muito discordante e ambíguo que, na presente amostra, é ainda mais complicado pela superposição de dois eventos metamórficos de perda de Pb, em intervalos de tempo relativamente curtos ( $D_1$  e  $D_2$  na Fig. 7.10h,i). Como resultado, as retas das “discórdia”  $D_1$  (linha média de perda de Pb entre a cristalização e o pico do metamorfismo  $M_1$ ) e  $D_2$  (linha média de perda de Pb entre o pico do metamorfismo  $M_1$  do  $M_2$ ) situam-se muito próximas da linha de concórdia. Outro fator complicador é um terceiro episódio de perda de Pb que provocou o (re)alinhamento dos boxes de erro em direção ao tempo zero ( $D_3$  em 7.10h,i).

Em função dessas peculiaridades, mesmo as análises do subgrupo 1, obtidas em núcleos magmáticos, apresentam razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  progressivamente menores em direção ao agrupamento dos domínios metamórficos (idade média metamórfica), indicando abertura parcial do sistema isotópico U-Th-Pb. Assim, mesmo sem ter provocado alterações texturais importantes nos domínios datados, a abertura do sistema impossibilita a obtenção de uma idade agrupada consistente. O agrupamento concordante ( $n=17$ ), homogêneo, desses núcleos,



Figs. 7.10b,c,d,e,f,g Imagens CL e BSE de zircões do granulito enderbítico, Represa de São José do Jacuípe.



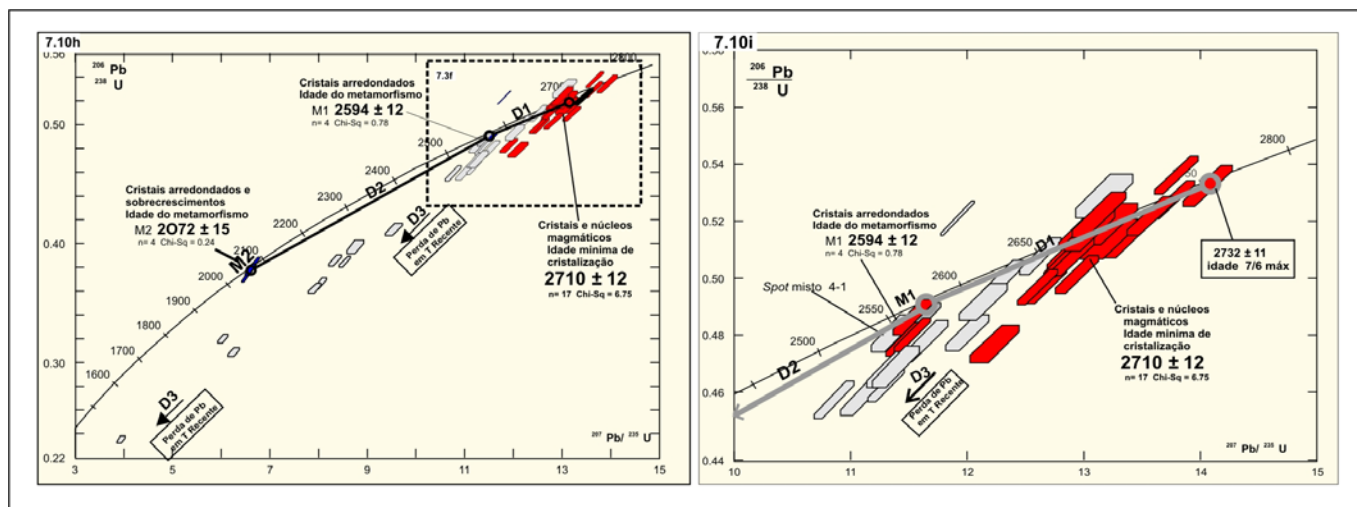


Fig. 7.10h Concórdia Wetherill expandida do granulito enderbítico, Represa de São José do Jacuípe.

Fig. 7.10i Detalhe da concórdia Wetherill do granulito enderbítico, Represa de São José do Jacuípe.

apresentam excesso de dispersão (errôcrona) ( $c^2 = 6.75$ ), indicando que o grupo não tem validade geológica e que a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  aparente do  $2712 \pm 12$  Ma (Figs. 7.10h-i), é destituída de precisão. Por isso, esse resultado, recalculada a partir dos dados de Silva *et al.* (1997b) é interpretado apenas como uma idade mínima de cristalização do magma tonalítico precursor do granulito enderbítico trabalho. Conseqüentemente, o resultado com a maior razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  concordante correspondendo ao valor de **2732 ± 11 Ma, 16**) (Figs. 7.10j,i) foi interpretado como a melhor estimativa para a idade de cristalização do magma precursor. Porém, apesar de representar a melhor aproximação, por ser o resultado de uma única análise, com erro cotado em  $1 \sigma$  (68% de confiabilidade), recomenda-se a execução de análises complementares para a obtenção de uma idade estatisticamente melhor consistida.

O primeiro episódio de perda de Pb está relacionado ao pico de um evento granulítico (linha média de perda de Pb  $D_1$ , em 7.10h-i) datado nos cristais e sobrecrescimentos do subgrupo 2. Os resultados formam um agrupamento ( $n=4$ ) concordante, homogêneo, sem excesso de dispersão ( $c^2 = 0.78$ ), que forneceu a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  média de **2594 ± 12 Ma** (Figs. 7.10-i). Esse dado é interpretado como a idade de um primeiro episódio de perda de Pb atribuível a um evento granulítico precoce, até o presente reconhecido apenas nesse afloramento ( $M_1$ ). Conseqüentemente, seu significado na evolução desse terreno é ainda especulativo, demandando novas análises para testar-se a sua reprodutibilidade em escala regional. A análise no *spot* 4-1 foi obtida em um domínio misto (Fig. 7.10c,7-10i) e forneceu uma idade aparente menor, por esse motivo não foi considerada para cálculo da idade deste grupo, sendo mostrada como um *box* branco nas figuras 3.10h-i.

O segundo episódio de perda de Pb está relacionado ao pico de um novo evento metamórfico

(granulítico) (linha média de perda de Pb  $D_2$ , em 7.10h-i). Foi obtido nas análises dos cristais e sobrecrescimentos do subgrupo 3, que formam um agrupamento concordante ( $n=4$ ), homogêneo, sem excesso de dispersão ( $c^2 = 0.24$ ), que forneceu o resultado de **2072 ± 15 Ma**, interpretado como a idade do metamorfismo granulítico principal ( $M_2$ ) que afetou regionalmente o terreno estudado.

O terceiro episódio de perda de Pb (como anteriormente mencionado) ocorreu no tempo presente e pode ser identificado pelo (re)alinhamento dos *boxes* de erro (que deveriam alinhar-se segundo  $D_1$  e  $D_2$ ), em direção ao tempo zero ( $D_3$  em 7.10h-i).

### 7.11 Ortognaisse granítico, Santa Maria da Boa Vista (Domínio Curaçá)

A unidade foi amostrada a ESE da cidade homônima, estado de PE, aflorando em ambas as margens do rio São Francisco; o local amostrado situa-se na margem sul do rio, no estado da BA no Domínio Curaçá. Não se conhecem as relações desse gnaiss de fácies anfíbolito com os granulitos do domínio Curaçá, estando o mesmo exposto entre a Faixa Sergipana-Grupo Macururé a sul, e o fragmento arqueano Riacho Seco, a norte da Zona de Cisalhamento Macururé. É um ortognaisse leucocrático de cor rosa, com estrutura gnáissica descontínua de baixo ângulo, ressaltada pela concentração de quartzo, minerais aluminosos e micas. Ao microscópio é um leucognaisse de composição granítica, bastante alterado, com textura granoblástica de granulação média, tendo biotita titanífera e cianita como principais acessórios. Devido à sua assinatura química e mineralógica peraluminosa (Biotita-cianita granito peraluminoso) é interpretado como resultante da fusão parcial de paragneisses.

Foram datados 17 *spots* em 17 cristais e os resul-

tados constam da concórdia expandida da figura 7.11b e o detalhe do segmento superior na figura. 7.11c. A população de zircões é relativamente heterogênea em termos de morfologia interna, externa e dimensões. Predominam prismas longos (C/L =3:1) com comprimentos de 120 a 300 µm. As texturas são tipicamente magmática caracterizadas por fino zoneamento oscilatório (Fig. 7.11a), e mais raramente zoneamento complexos (*spot* 9-1, em 7.11a). Exceto o *spot* 8-1, os demais apresentam conteúdos normais de U (200-400 ppm) e Th, bem como razões Th/U (0,1-0,9) no intervalo típico de rochas magmáticas félsicas e intermediárias. Os cristais freqüentemente apresentam finos sobrecrecimentos de alta luminescência (baixo-U), caracteristicamente metamórficos. Muitos prismas apresentam bordas externas subarredondadas devido à recristalização metamórfica. Alguns cristais possuem núcleos aparentemente detríticos, não datados (setas).

As análises são muito discordantes, mas os resultados menos discordantes de 8 *spots*, pertencentes a uma mesma população (magmática), formam um agrupamento homogêneo, sem excesso de dispersão (MSWD = 1,9) e alinham-se segundo uma discórdia com intercepto superior de **3072±5 Ma**. Esse resultado é interpretado como a idade mínima de cristalização do magma peraluminoso (Fig. 7.11c). Essa idade também fornece uma aproximação para o pico metamórfico anatético nesse remanescente de embasamento mesoarqueano.

Os *spots* 3-1 e 12-1 apresentam idades <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb concordantes de 3035 ± 7 Ma e 3052 ± 5 Ma (Figs. 7.11a,c).

Texturalmente (Fig. 7.11a), bem como do ponto de vista da química isotópica (razões Th/U), esses domínios são caracteristicamente magmáticos, e podem ser interpretados como resultante de evento tardi-magmático ou de fusão parcial, de natureza não definida, mas ocorrido em intervalo de tempo suficientemente para permitir sua datação em separado da cristalização.

A regressão também produziu intercepto inferior extremamente impreciso de 870 ± 330 Ma, sugestivo de perda de Pb em evento metamórfico no neoproterozóico, responsável pelo desenvolvimento dos sobrecrecimentos e arredondamento dos cristais. Essa evidência é mostrada na concórdia expandida (Fig. 7.11b) onde observa-se número expressivo de zircões discordantes com idades <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U aparentes de até 796 ± 5 Ma (1σ) (*spot* 18.1), indicativo de importante distúrbio isotópico, com perda de Pb possivelmente durante o neoproterozóico.

A idade de cristalização de ~ 3072 Ma neste segmento do CSF, permite interpretá-lo como uma projeção do Bloco de Sobradinho deslocado por uma zona de cisalhamento neoproterozóica. O dado convalida a idade isocrônica Rb-Sr de 3,3 Ga obtida em leuco-ortognaisse da borda sudeste da Faixa Riacho do Pontal, e que pode pertencer ao mesmo segmento crustal (Santos & Silva Filho 1990). Esta hipótese sugere aloctonia dos grupos Macururé e Estância empurrados sobre a placa Sanfranciscana na região de Curaçá (Bahia), a terminação noroeste da Faixa Sergipana.

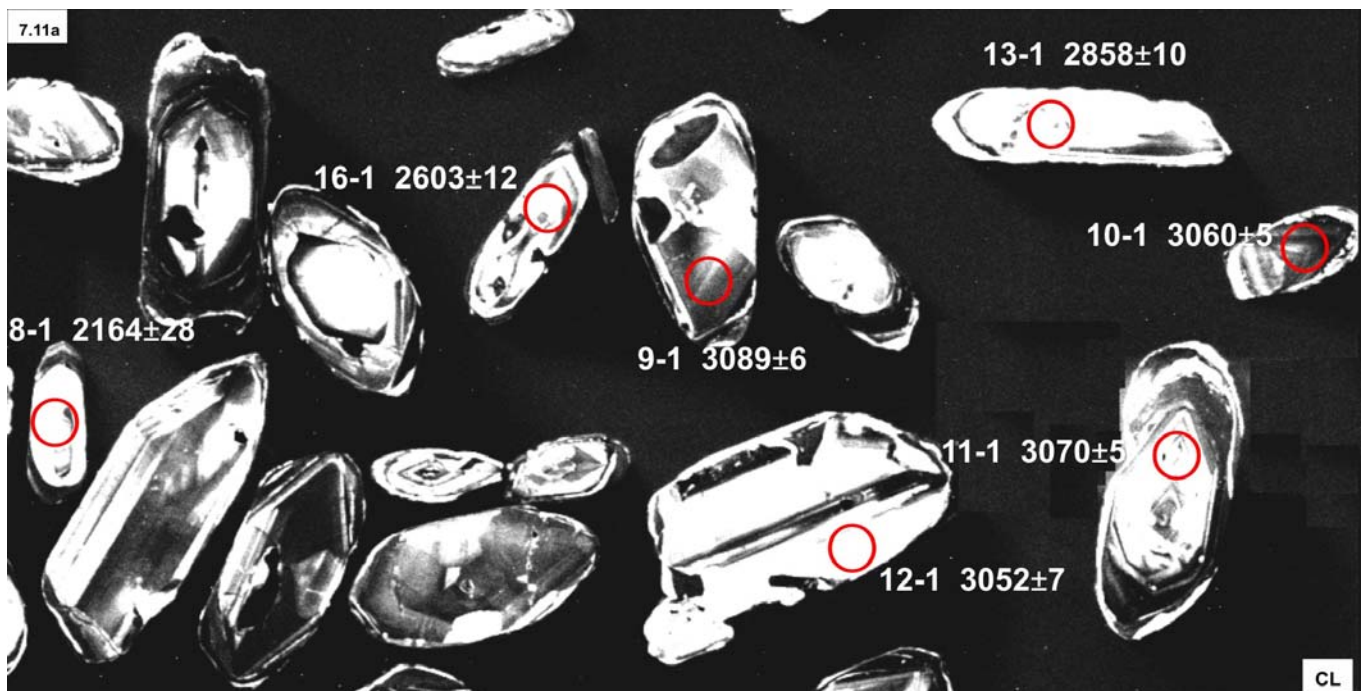


Fig. 7.11a Imagens CL de zircões do gnaiss granítico, Santa Maria da Boa Vista (Bloco Itabuna-Curaçá).

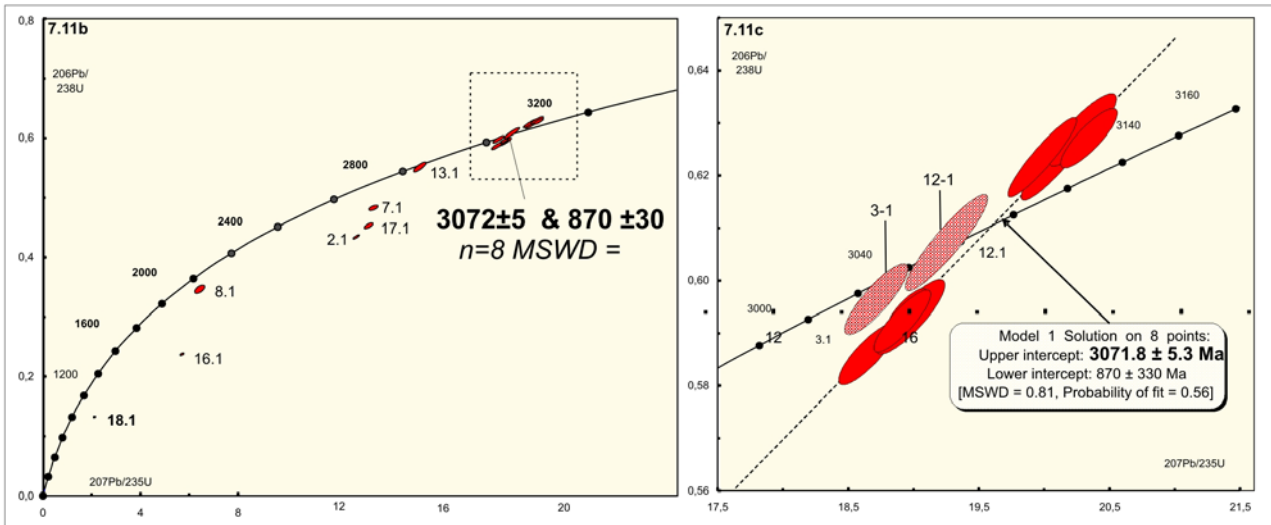


Fig. 7.11b Concórdia Wetherill expandida do gnaiss granítico, Santa Maria da Boa Vista.

Fig. 7.11c Detalhe da concórdia Wetherill do gnaiss granítico, Santa Maria da Boa Vista.

### 7.12 Granulito Enderbítico, Coaraci (Domínio Itabuna)

A amostra datada é um gnaiss enderbítico bandado (mm) cinza-esverdeado, de granulação média. Ao microscópio é um ortopiroxênio gnaiss granulítico de composição tonalítica, (enderbítica) com textura recuperada granoblástica-alongada e poligonal, e com forte foliação de minerais máficos.

Foram datados 16 spots em 15 cristais e os resultados constam do diagrama concórdia da figura 7.12b. Os zircões formam duas subpopulações.

A subpopulação 1 é constituída por cristais prismáticos (C/L=3:1), com núcleos portadores de zoneamento magmático relativamente bem preservados podendo constituir até 85% do volume do cristal e por sobrecrecimentos metamórficos texturalmente homogêneos, que truncam as estruturas primárias do núcleo (Fig. 7.12a).

A subpopulação 2 é constituída por grãos globulares, resultantes da recristalização total dos cristais originais durante o pico do evento granulítico. Nesse estágio ultra-avançado de recristalização, os núcleos ocorrem como minúsculos remanescentes de baixíssimo U (alta luminescência), não raro expelidos durante a recristalização para posições periféricas do grão (seta).

Da mesma forma que nas amostras 7.2, 7.8, 7.9 e 7.10, devido à intensa transposição e recristalização sob condições de P e T extremamente severas, os sistemas U-Th-Pb dos zircões foram intensamente alterados, com o apagamento avançado da memória isotópica arqueana, que foi preservada apenas em domínios restritos dos núcleos de alguns zircões. Como consequência, a distribuição das análises no diagrama forma um arranjo muito discordante e ambíguo. O padrão de distribuição é ainda mais complicado devido ao fato de a reta da “discórdia” D<sub>1</sub> (linha

média de perda de Pb entre a cristalização e o pico do metamorfismo) estar situada muito próxima da curva concórdia e haver certo paralelismo entre elas, uma vez que no intervalo em questão (~ 2850-2080 Ma) a curvatura da concórdia não é muito expressiva (Fig. 7.12b). Outro fator complicador foi a perda de Pb ocorrida no tempo presente que provoca o (re)alinhamento dos boxes de erro em direção ao tempo zero (D<sub>2</sub> em 7.12b).

Mesmo com preservação parcial das estruturas magmáticas, é possível observar-se na concórdia que os resultados dos núcleos apresentam razões <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb progressivamente menores em direção ao agrupamento dos domínios metamórficos (idade média metamórfica), indicando abertura parcial do sistema isotópico que apesar de ter provocado pequenas alterações texturais, o impossibilita a obtenção de uma idade agrupada consistente.

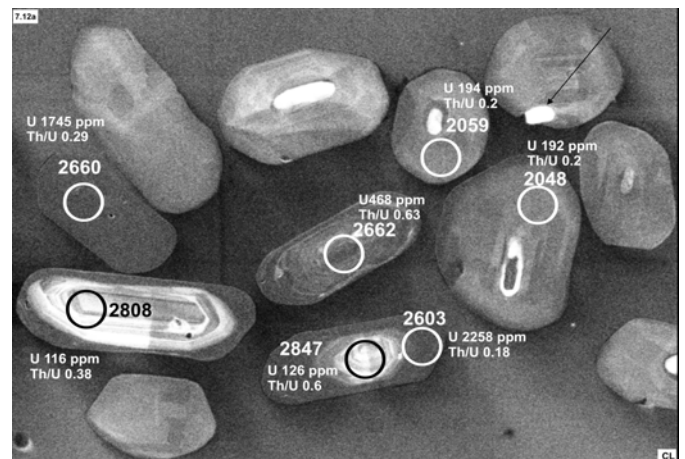


Fig. 7.12a Imagens CL de zircões do granulito charno-enderbítico, Coaraci (Bloco Itabuna-Curaça).

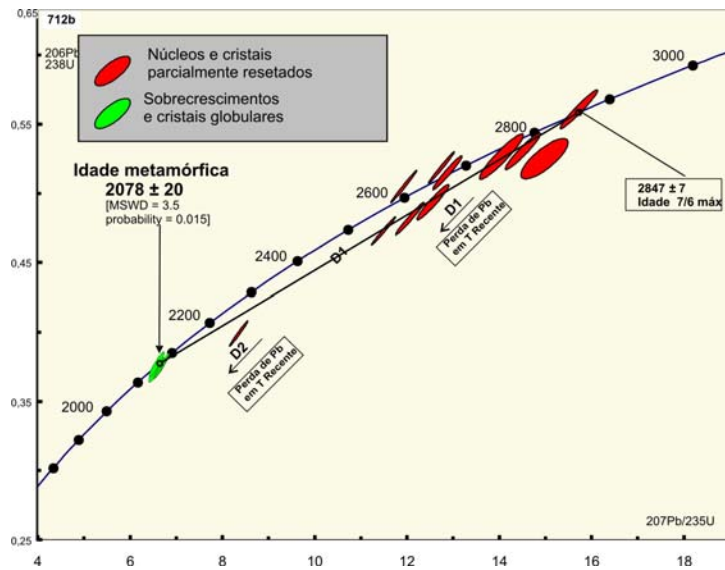


Fig. 7.12b Concordia Wetherill do granulito charno-enderbítico, Coaraci.

Assim, o resultado concordante, com a maior razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  concordante ( $2847 \pm 7 \text{ Ma}$ , 16) (Figs. 7.12a,b) foi interpretado como a melhor estimativa para a idade de cristalização do magma precursor. Entretanto, apesar de representar a melhor aproximação para a idade, por ser o resultado de uma única análise, com erro cotado em  $1\sigma$  (68% de confiabilidade), recomenda-se a execução de análises complementares para a obtenção de uma idade melhor consistida estatisticamente.

Quatro *spots* datados em uma mesma população de sobrecrescimentos e cristais metamórficos formam um agrupamento homogêneo, com algum excesso de dispersão (errócrona) (MSWD 3.5) e idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  média de  $2078 \pm 20 \text{ Ma}$ . Como o agrupamento foi feito com base na morfologia idêntica do subgrupo e na reprodutibilidade regional da idade, o dado é interpretado como a idade do pico do metamorfismo regional de fácies granulito, apesar do diminuto excesso de dispersão.

### 7.13 Charnockito granulítico, Ipiaú (Domínio Itabuna)

Trata-se de um ortognaisse cinza-esverdeado, com textura e estruturas originais preservadas como bandamento ígneo, feições de fluxo e *mingling* com fração gabróide (Fig. 7.13a). Ao microscópio é um biotita-ortopiroxênio charno-enderbítico com textura recuperada poligonal e textura hipidiomórfica remanescente. A biotita ocorre como substituição retrometamórfica do ortopiroxênio e ambos imprimem à rocha forte foliação.

Foram datados 13 *spots* em 12 cristais, sendo os resultados mostrados no diagrama concordia da Figura 7.13d. Os estudos de CL indicam que a maior parte da população analisada é constituída por cristais magmáticos com modificações texturais importantes, porém boa parte

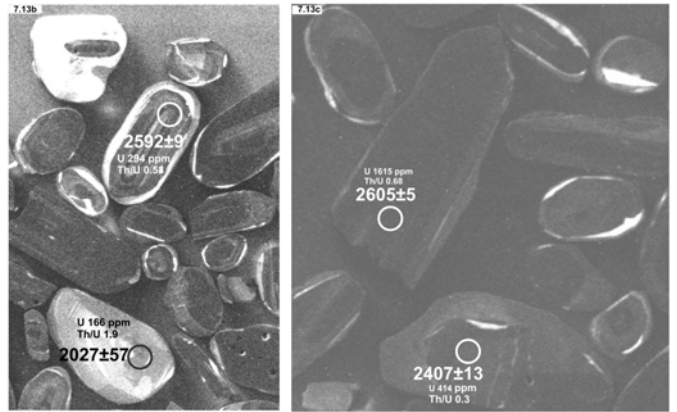
dos núcleos encontram-se preservados. Os cristais são muito ricos em U e conseqüentemente apresentam baixa luminescência em CL. (Figs. 7.13b,c). A maioria da população é constituída por cristais prismáticos longos (C/L=3:1), com boa preservação de estruturas de cristalização magmática (zoneamento oscilatório) nos núcleos, porém com forte recrystalização e arredondamento das fácies prismáticas e desenvolvimento de sobrecrescimentos periféricos pobres em U (alta luminescência), característicos de metamorfismo de alto grau (Figs. 7.13b e 7.13d). Alguns cristais originariamente prismáticos foram recrystalizados de forma avançada, com arredondamento das formas originais e supressão das estruturas de crescimento originais (Fig. 7.13b).

Da mesma forma que nas amostras 7.2, 7.8, 7.9 e 7.10, 7.12, devido à intensa transposição e recrystalização sob condições de P e T extremamente severas, os sistemas U-Th-Pb dos zircões foram intensamente alterados, com o apagamento avançado da memória isotópica arqueana, que foi preservada apenas em domínios restritos dos núcleos de alguns zircões. Como conseqüência, a distribuição das análises no diagrama forma um arranjo muito discordante e ambíguo. O padrão de distribuição é ainda mais complicado devido ao fato de a reta da "discórdia"  $D_1$  (linha média de perda de Pb entre a cristalização e o pico do metamorfismo) estar situada muito próxima da curva concordia e uma vez que no intervalo em questão (~ 2600-2050 Ma) a curvatura da concordia não é muito expressiva (Fig. 7.13d). Outro fator complicador foi a perda de Pb ocorrida no tempo presente que provoca o (re)alinhamento dos boxes de erro em direção ao tempo zero ( $D_2$  em 7.13d).

Mesmo com preservação das estruturas magmáticas, na concordia é possível observar que os resultados dos núcleos apresentam razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  progressivamente menores em direção ao agrupamento dos domínios metamórficos (idade média metamórfica), indicando abertura parcial do sistema isotópico U-Th-Pb a qual, mesmo



Fig. 7.13a Afloramento amostrado do charnockito granulítico, proximidades de Ipiáú (Bloco Itabuna-Curaçá).



Figs. 7.13b,c imagens CL de zircões do charnockito granulítico, proximidades de Ipiáú.

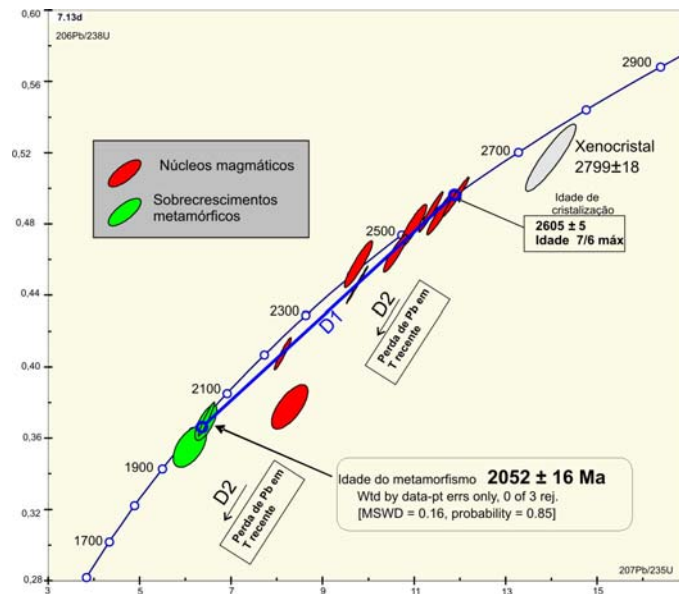


Fig. 7.13d Concórdia Wetherill do charnockito granulítico, proximidades de Ipiáú.

sem ter provocado alterações texturais importantes nos domínios datados, impossibilita a obtenção de uma idade agrupada consistente. Assim, o resultado concordante com a maior razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (**2605±5 Ma, 1 $\sigma$** ) (Figs. 7.13c,d) foi interpretado como a melhor estimativa para a idade de cristalização do magma precursor. Entretanto, embora represente a melhor aproximação para a idade, por ser o resultado de uma única análise, com erro cotado em  $1\sigma$  (68% de confiabilidade), recomenda-se a execução de análises complementares para a obtenção de uma idade estatisticamente melhor consistida

Três spots datados em uma mesma população metamórfica, constituem um agrupamento homogêneo, sem excesso de dispersão (MSWD = 0.16) que forneceu uma idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  média de **2052 ± 16 Ma**, interpretada como a idade do pico do metamorfismo regional de fácies granulito.

A idade aparente de 2799±18 Ma ( $1\sigma$ ) (spot 10.1-Fig. 7.13d) foi obtida em um núcleo, interpretado como sendo de um cristal herdado.

## 7.14 Charnockito granulítico, Jitaúna (Domínio Jequié)

As chamadas “manchas charnockíticas” de ocorrência localizada, mas freqüentes em ortognaisses de fácies anfibolito, têm recebido atenção especial na literatura internacional com respeito aos processo de geração designado “charnockitização *in situ*”. Essas manchas de cor verde-caramelada, características de rocha portadoras de ortopiroxênio, são interpretadas como resultantes da desidratação do gnaiss encaixante de fácies anfibolito, com substituição da paragêneses hidratada original (biotita e/ou hornblenda) por ortopiroxênio. O processo de desidratação é atribuído ao fluxo localizado de  $\text{CO}_2$ , responsável pela desidratação da paragênese original, com estabilização do ortopiroxênio, alterando a tonalidade dos feldspatos e dando origem às manchas (e.g. Friend & Nutman 1992). No Brasil existem poucas referências a feições similares (e.g. na suíte intrusiva Galiléia, Espírito Santo, no Granito Pão de Açúcar no Rio de Janeiro Silva

et al. 2001).

A descoberta dessas manchas em ortognaisses de fácies anfibolito no Domínio Jequié estimulou o presente estudo isotópico. A amostra foi coletada em uma “mancha” cinza-esverdeada de composição leuco-charnockítica com forma irregular, com aproximadamente 30 cm de diâmetro, envolvida por leucognaisse cinza claro, de mesma composição porém desprovido de ortopiroxênio (fácies anfibolito), como mostrado na Figura 7.14a. Ao microscópio é um leuco biotita gnaisse mesopertítico, de composição charnockítica, com raros pseudomorfs de ortopiroxênio retrometamorfizados à biotita. A textura é granoblástica-alongada totalmente recuperada.

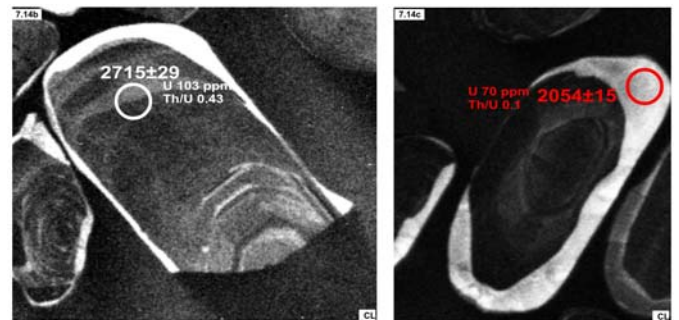
Foram datados 11 spots em 10 cristais, sendo os resultados mostrados na concórdia da Figura 7.14d. Os zircões são prismáticos alongados (C/L 3:1 e 4:1), com texturas de crescimento magmático (zoneamento oscilatório) bem preservadas nos grandes núcleos, que constituem até 95% do volume do cristal. Os núcleos são sobrecrecidos por fina borda metamórfica com alta luminescência (Baixo-U), responsável pelo arredondamento das terminações prismáticas dos cristais (Figs. 7.14a, b).

Da mesma forma que nas amostras 7.2, 7.8, 7.9 e 7.10, 7.12 e 7.13, devido à intensa transposição e recristalização sob condições de P e T extremamente severas, os sistemas U-Th-Pb dos zircões foram intensamente alterados, com o apagamento avançado da memória isotópica arqueana, que foi preservada apenas em domínios restritos dos núcleos de alguns zircões. Como consequência, a distribuição das análises no diagrama forma um arranjo muito discordante e ambíguo. O padrão de distribuição é ainda mais complicado devido a reta da “discórdia” D<sub>1</sub> (linha média de perda de Pb entre a cristalização e o pico do metamorfismo) estar situada muito próxima da curva concórdia e uma vez que no intervalo em questão (~ 2700-2050 Ma) a curvatura da concórdia não é muito expressiva (Fig. 7.14d). Outro fator complicador foi a perda de Pb ocorrida no tempo presente que provoca o

(re)alinhamento dos boxes de erro em direção ao tempo zero (D<sub>2</sub> em 7.14d).

Assim, mesmo com preservação das estruturas magmáticas, na concórdia é possível observar-se na concórdia que os núcleos apresentam razões <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb progressivamente menores em direção ao agrupamento dos domínios metamórficos (idade média metamórfica), indicando abertura parcial do sistema isotópico U-Th-Pb a qual, mesmo sem ter provocado alterações texturais importantes nos domínios datados, impossibilita a obtenção de uma idade agrupada consistente. Assim, o resultado concordante com a maior razão <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb (**2715 ± 29 Ma, 16**) (Figs. 7.14d) foi interpretado como a melhor estimativa para a idade de cristalização do magma precursor. Entretanto, apesar de representar a melhor aproximação para a idade, por ser o resultado de uma única análise, com erro cotado em 1σ (68% de confiabilidade), recomenda-se a execução de análises complementares para a obtenção de uma idade estatisticamente melhor consistida

As análises dos sobrecrecimentos metamórficos



Figs. 7.14b,c Imagens CL de zircões da mancha charnockítica (granulito charnockítico), Jitaúna.

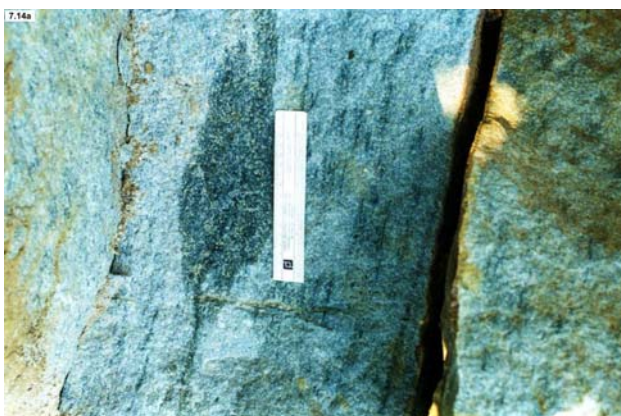


Fig. 7.14a Afloramento amostrado da mancha charnockítica (granulito charnockítico), Jitaúna (Bloco Jequié).

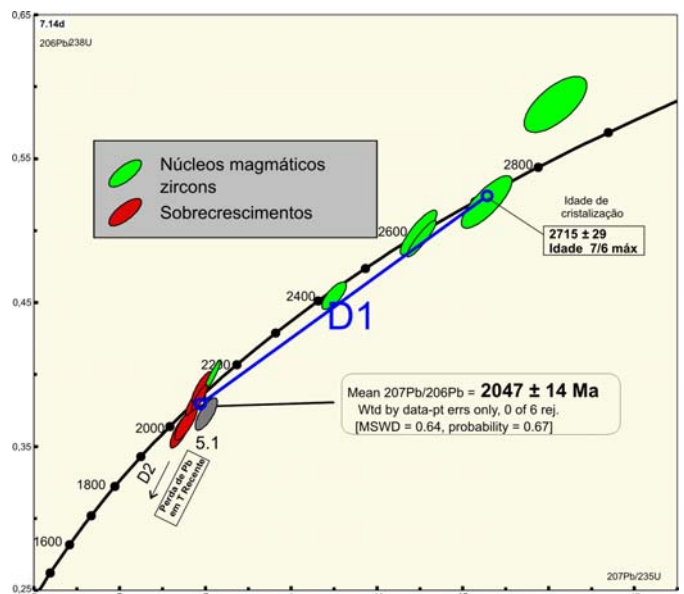


Fig. 7.14d Concórdia Wetherill da mancha charnockítica (granulito charnockítico), Jitaúna.

formam um agrupamento homogêneo ( $n=5$ ), sem excesso de dispersão, que forneceu a idade aparente de  $2047 \pm 14$  Ma, interpretada como a idade do pico do metamorfismo de alto grau.

### 7.15 Granodiorito gnáissico, Aporá (Bloco Serrinha)

A unidade mais ocidental do Bloco Serrinha do domínio Salvador-Esplanada é limitada a leste pela Zona de Cisalhamento de Aporá, expressão superficial de uma extensa e profunda zona de descontinuidade crustal assinalada por estudos geofísicos regionais (Fig. 7.1a). É constituída por ortognaisses migmatíticos correspondendo ao segmento mais oriental do Bloco Serrinha (Silva *et al.*, 2002c). A amostra datada pertence ao Granodiorito Gnáissico de Aporá, unidade predominante nesse segmento. É um granodiorito leucocrático, homogêneo, foliado, tendo a biotita como acessório maior. Microscopicamente apresenta textura hipidiomórfico-granular grossa, remanescente e superposição de trama protomilonítica, com discreta foliação de mica. A paragênese magmática encontra-se discretamente alterada (clorita, saussurita, sericita).

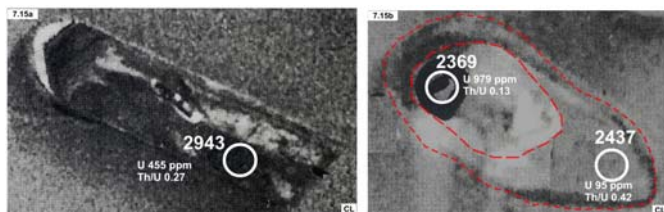
Foram datados 13 spots em 10 cristais, sendo os dados analíticos fornecidos na figura 7.15c. As imagens CL evidenciam cristais tipicamente magmáticos, discretamente recristalizados, com formas externas euédricas, e morfologia interna caracterizada por núcleos magmáticos que ocupam até 95% do volume total do cristal e finos sobrecrescimentos

metamórficos de baixa razão Th/U metamórficos, que substituem parte dos núcleos (Fig. 7.15a,b).

Quatro análises obtidas em núcleos magmáticos, pertencentes a uma mesma população, com pequeno excesso de dispersão (MSWD = 4.2), forneceram um resultado de  $2924 \pm 25$  Ma a partir da média da razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , interpretada como uma idade aproximada de cristalização do protólito do gnaiss. Como esses resultados, embora em menor grau, são ainda discordantes, a idade deve ser interpretada apenas como uma idade mínima para a cristalização.

A maioria dos resultados, entretanto, são muito discordantes e mostram perda de Pb radiogênico em dois episódios. O primeiro possivelmente no paleoproterozóico, e o segundo episódio, possivelmente na época recente, causando rotação do arranjo discordante original, não permitindo uma regressão analítica capaz de datar esse último evento (Fig. 7.15c). Um dos sobrecrescimentos (Fig. 7.15b) forneceu uma idade aparente  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $1926 \pm 25$  Ma ( $1\sigma$ ), fortemente discordante, não permitindo o cálculo da idade do episódio metamórfico.

A determinação da idade de  $\sim 2954$  Ma para o magmatismo precursor desse granodiorito gnáissico, demonstra que este segmento (Domínio Salvador-Esplanada) não faz parte da associação TTG do Complexo Itabuna, como representado nos mapas existentes da região. Isto porquê, as idades de acreção do Complexo Itabuna situam-se no intervalo  $\sim 2850$ - $2550$  Ma (Silva *et al.* 1997, Silva *et al.*, 2002c). Além disso, as imagens CL demonstram que o registro do metamorfismo foi discreto e ocorreu sob condições mais baixas que as observadas regionalmente naquele complexo. Por outro lado, a idade de cristalização de  $2954$  Ma é bastante próxima da idade ( $\sim 2930$  Ma) obtida nos ortognaisses do embasamento do Bloco Serrinha (Complexo Santa Luz) adjacente (Gaal *et al.* 1987). Dessa forma, este subdomínio ocidental do domínio Salvador-Esplanada passou a ser caracterizado como uma extensão oriental do Bloco Serrinha (Silva *et al.*, 2002c).



Figs. 7.15a,b Imagens CL de zircões do granodiorito gnáissico, Aporá (Bloco Serrinha).

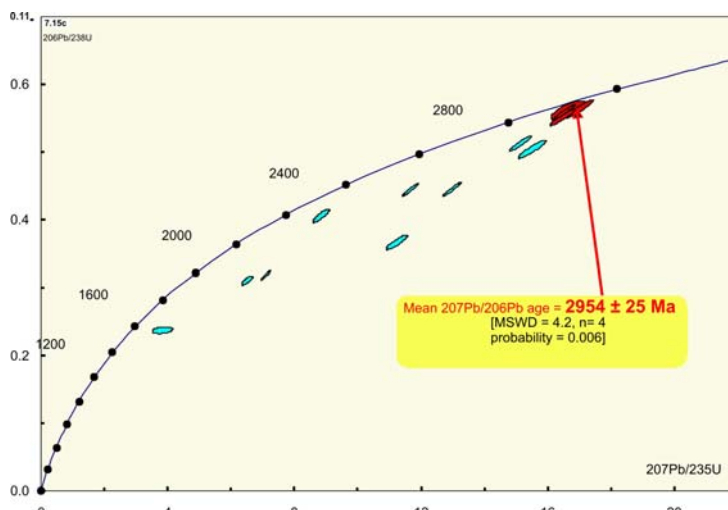


Fig. 7.15c Concórdia Wetherill do granodiorito gnáissico, Aporá.

## 8 Magmatismo e metamorfismo brasileiro em terrenos policíclicos da Província Borborema

### 8.1 Contexto geotectônico e implicações regionais das unidades datadas

A Província Borborema, distintamente das demais províncias afetadas pelos sistemas de orógenos brasileiros, (Mantiqueira e Tocantins) é constituída por remanescentes de pequena extensão areal de bacias pré- a sin orogênicas do tipo *thrust and fold belts* e bacias pós-tectônicas, expostas como segmentos descontínuos no interior de extensos terrenos paleoproterozóicos, além de extensivo plutonismo granítico (Fig. 8.1). No segmento mais setentrional ocorrem ainda três pequenos *inliers* do embasamento arqueano (unidades 10 e 12 na Figura 8.1). Essa última unidade (12b), engloba a rocha mais antiga já datada no país (Dantas *et al.*, 2004), conforme salientado no Cap II. Do ponto de vista tectônico a província é constituída por um mosaico de domínios tectono-geológicos separados por importantes lineamentos transpressivos. Por isso, e também pela relativa escassez de dados geocronológicos precisos na maioria deles, esses segmentos têm sido interpretados como sucessões terrenos exóticos. Sínteses atualizadas sobre a geologia e evolução geotectônica da província podem ser encontradas em Brito Neves *et al.* (1999) e Delgado *et al.* (2003). No mapa tectono-geológico aqui utilizado para contextualizar os dados geocronológicos discutidos (Fig. 8.1) os distintos segmentos tectono-geológicos são tratados como “domínios” e não como terrenos (exóticos). Trata-se de uma modificação dos mapas publicados em Silva *et al.* (2002a) e Delgado *et al.* (2003).

Na Província Borborema, ao contrário dos casos estudados nas províncias Mantiqueira e São Francisco, a maior parte dos metagranitóides e ortognaisses pré a sincolisionais datados, apresentam discreta herança e discreta abertura do sistema isotópico U-Th-Pb. Por isso, ao menos nas unidades abordadas, não haveria necessidade de uso da técnica SHRIMP. A simplicidade das evoluções petrocronológicas, refletida na morfologia simples da maior parte das populações estudadas (itens 8.2,8.3,8.4,8.5,8.6 e 8.8) permitiriam que os sistemas isotópicos originais fossem mensurados apenas com as técnicas TIMS ou até Pb-Pb evaporação. Apenas a amostra do metarenito discutido no item 9.1 demandava análises SHRIMP. Essa constatação é interessante para o planejamento de futuros projetos de mapeamento regional, pois abre um leque maior de técnicas e métodos analíticos a serem utilizados, o que constitui-se em uma atrativo a mais para execução de novos trabalhos cartográficos na

província (menores custos e maior acessibilidade analítica). Além disso, os dados isotópicos sinalizam para uma re-discussão da história evolutiva da província, até então focada em sucessivas colagens de terrenos exóticos.

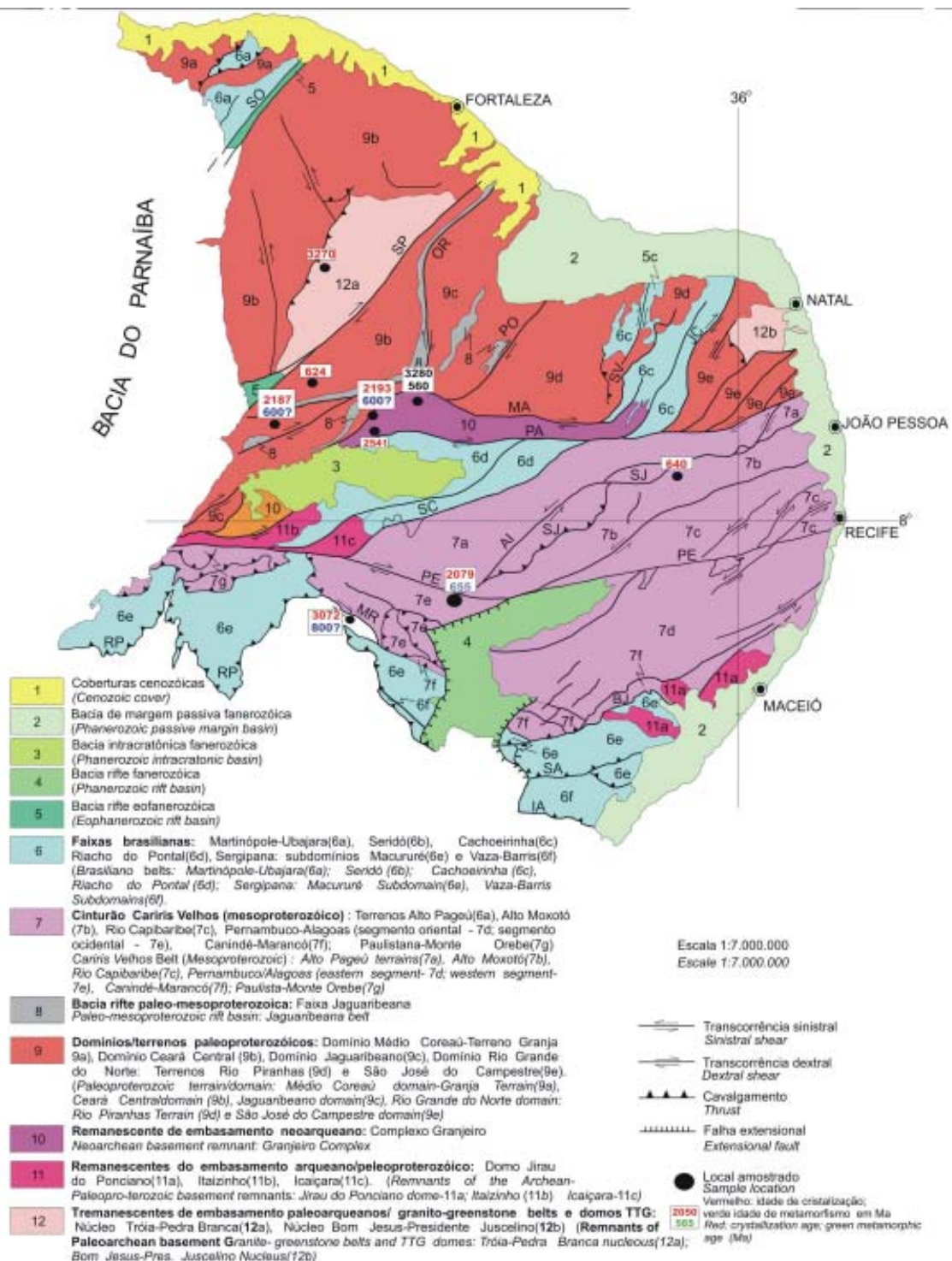
As oito unidades abordadas incluem dois plútons metagranodioríticos neoproterozóicos dos domínios Alto Moxotó e Ceará Central (Fig. 8.1), os quais forneceram idades de cristalização de ~ 640 Ma (Complexo Sumé) e ~ 625 Ma (Granodiorito Saboeiro). Apesar do metamorfismo sobreposto, os plútons caracterizados como pré-sincolisionais preservam intactas a morfologia e o sistema isotópico U-Th-Pb neoproterozóico nas populações analisadas. É interessante notar que apesar da simplicidade isotópica, prescindindo do emprego de técnicas de alta resolução, nos trabalhos cartográficos anteriores ambos os plútons neoproterozóicos foram relacionados respectivamente ao Orógeno Cariris Velhos (mesoproterozóico) e ao embasamento paleoproterozóico devido à escassês de análises precisas.

Da mesma forma, os metagranodioritos/tonalitos do domínio paleoproterozóico setentrional (~ 2190 Ma, Itens 8.4 e 8.5, Figura 8.1), bem como o granodiorito gnáissico da Faixa Cariris-Velho (item 8.6, Fig. 8.1), apresentam excelente preservação de seus sistemas isotópicos (riacianos), apesar do retrabalhamento brasileiro. Além disso, as análises deste último (metagranodiorito do Complexo Belém do São Francisco - item 8.6), descartaram qualquer influência mesoproterozóica, sugeridas por análises Rb-Sr e Sm-Nd previamente obtidas na unidade. Portanto, uma das principais consequências dos novos dados geocronológicos na província foi o questionamento da extensão exposta do Cinturão Cariris Velhos.

O mesmo grau de preservação do sistema isotópico relativamente ao evento neoproterozóico, foi notado no metatonalito gnáissico Granjeiro (Item 8.8), cuja idade de cristalização arqueana não foi afetada substancialmente, no neoproterozóico. Apenas a amostra 8.7, pertencente ao Complexo Cruzeta (Fig.8.1), apresentou dados paleoarqueanos muito discordantes, com perda de Pb provavelmente em mais de um ciclo, fornecendo a idade (mínima) imprecisa de ~ 3270 Ma, mesmo com o recurso da técnica SHRIMP.

Finalmente, no limite meridional da província, na divisa Pernambuco-Bahia, o ortognaisse (tipo S), Santa Maria da Boa Vista, é outra unidade de difícil datação, mas que forneceu idade de cristalização mesoarqueana de ~ 3070 Ma. Entretanto, essa unidade não é aqui abordada, tendo sido estudada no contexto do CSF no item anterior (item 7).





Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Borborema. Zonas de cisalhamento Sobral-Pedro II(SO), Senador Pompeu(SP), Orós-Aiuaba(OR), Porto Alegre(PO), São Vicente(SV), Piauí-João Câmara(JC), Malta(MA), Serra do Caboclo(SC), Congo-Cruzeiro do Nordeste(CC), Serra da Jabitaca(SJ), Jatobá-Itaíba(JI), Macururé-Riacho Seco(MR), Belo Monte-Jeremoabo(BJ), São Miguel do Aleixo(SA) e Itaporanga(IA); Lineamento Patos(PA); Lineamento Pernambuco(PE); e 'nappes' da Faixa Riacho do Pontal(RP).

*Tectonic domains and major structures of the Borborema Province. Shear zones: Sobral-Pedro II(SO), Senador Pompeu(SP), Orós-Aiuaba(OR), Porto Alegre(PO), São Vicente(SV), Piauí-João Câmara(JC), Malta(MA), Serra do Caboclo(SC), Congo-Cruzeiro do Nordeste(CC), Serra da Jabitaca(SJ), Jatobá-Itaíba(JI), Macururé-Riacho Seco(MR), Belo Monte-Jeremoabo(BJ), São Miguel do Aleixo(SA) e Itaporanga(IA); Patos Lineament(PA); Pernambuco Lineament(PE); and 'nappes' Riacho do Pontal belt(RP).*

Fig. 8.1a Esboço tectono-geológico da Província Borborema (Modificado de Delgado et al. 2003).

## 8.2 Granodiorito sincolisional (TTG), Sumé/Complexo Sumé (Domínio Alto Moxotó)

A amostra foi coletada em corte da BR-412, cerca de 6,5 Km a sudoeste da cidade de Sumé, na Paraíba (Fig. 8.1), sendo representativa dos ortognaisses do complexo de mesmo nome, descritos por (Medeiros & Torres, 1999). Este complexo é constituído por ortognaisses TTG com intercalações de metabasitos, metagabros, granada metagabros, metassienitos, mármore, *skarns*, raras formações ferríferas, granulitos, metapiroxenitos e prováveis retroeclogitos. O complexo tem sido interpretado como um terreno alóctone, cuja evolução tectônica está associada à *nappe* Serra de Jabitacá, limite dos terrenos Alto Pajeú/Alto Moxotó, da Zona Transversal.

Trata-se de ortogneisse granítico de cor rosa, com granulação média a grossa e forte foliação definida por minerais máficos. Ao microscópio a amostra foi classificada como hornblenda granodiorito foliado, com textura granoblástica fina e granoblástica-alongada, com remanescentes de textura hipidiomórfica granular e porfiroclástica, parcialmente recristalizada. A hornblenda acha-se parcialmente cloritizada.

Foram datados 12 *spots* em 11 cristais, cujos dados analíticos são mostrados no diagrama concórdia da Figura 8.2b. Os zircões formam uma única população homogênea de cristais magmáticos, euédricos e prismáticos, com razões Th/U tipicamente magmáticas morfologicamente simples, sem evidências de alterações significativas no sistema isotópico (Fig. 8.2a). Alguns cris-

tais apresentam um fino sobrecrecimento externo de baixa luminescência (alto-U), que provavelmente representa alteração pós-magmática, porém nenhum desses domínios pode ser datado.

Com uma exceção, as análises constituem agrupamento único (n=11), homogêneo, sem excesso de dispersão (MSWD = 0.91), que forneceu a idade aparente de  $640 \pm 6$  Ma. Essa idade é interpretada como a idade de cristalização do magma granodiorítico.

Foi identificado um único xenocristal com idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  concordante de  $851 \pm 10$  Ma (*spot* 3-1, Figs. 8.2a,b), indicando contaminação do magma por crosta granítica brasileira precoce.

A associação litológica com retroeclogitos (Brito Neves *et al.*, 2000) sugere uma assinatura geoquímica depletada (juvenil) para o magmatismo e sua evolução em um provável arco intraoceânico, o qual, pela idade obtida (~ 640 Ma), estaria relacionado à implantação de um orógeno neoproterozóico. No Brasil, o desenvolvimento de arcos/orógenos juvenis relacionados à subducção (*sensu* Sengör, 1990), com preservação de arcos intraoceânicos, em geral têm desenvolvimento precoce na implantação dos sistemas de orógenos brasileiros (Brasiliano I de ~ 900-700 Ma, *cf.* Silva *et al.* (2002a, 2005b, Delgado *et al.*, 2003). Esses arcos mais primitivos (São Gabriel, no Rio Grande do Sul e o Arco Magmático de Goiás), desenvolveram-se em resposta à subducção e consumo de ramos de oceanos neoproterozóicos de idade pré-Adamastor. Portanto, a idade de ~ 640 Ma aqui obtida representa um episódio de geração de arco intraoceânico relativamente tardio compa-

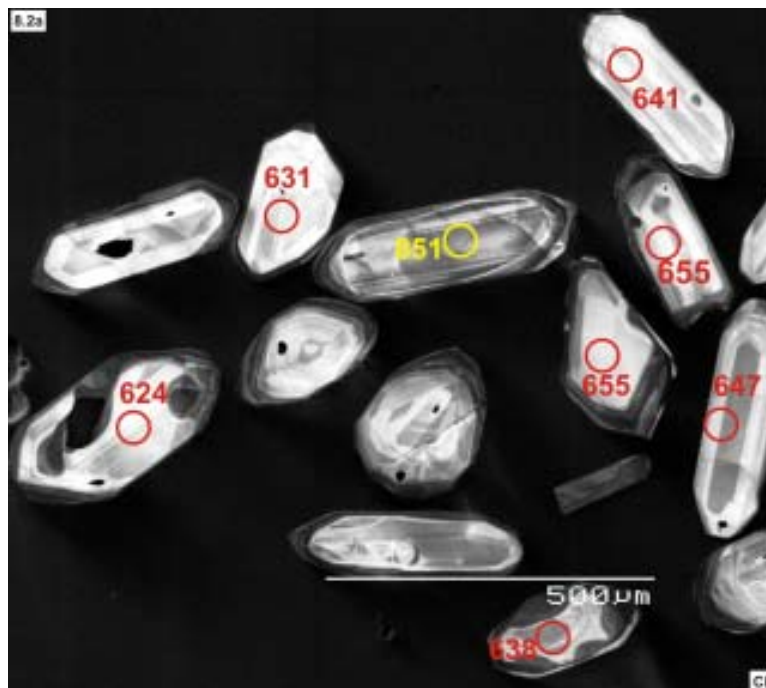


Fig. 8.2a Imagens CL de zircões do granodiorito sincolisional (TTG?), Sumé/Complexo Sumé (Domínio Alto Moxotó).

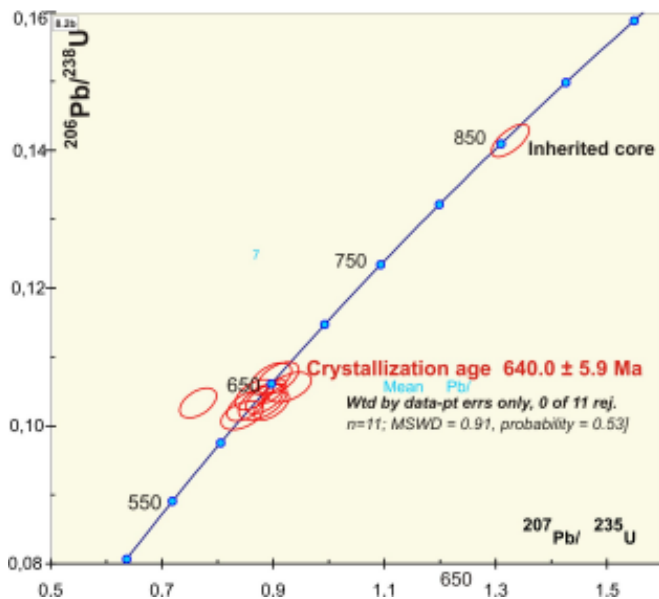


Fig. 8.2b Concordia Wetherill do granodiorito sincolisional (TTG?), Sumé.

rativamente ao do Arco magmático de Goiás e São Gabriel, situando-o no contexto dos sistemas de orógenos Brasileiro II com clímax há ~640-610 Ma, como o arco Rio Negro no Orogeno Ribeira.

A datação do xenocristal com ~840 Ma indica que apesar da natureza intraoceânica, o magma original foi exposto à contaminação de crosta brasileira precoce (associada ao sistema Brasileiro I), até o presente não registrada na província.

### 8.3 Granodiorito sincolisional, Saboeiro (Domínio Ceará Central)

A amostra foi coletada 7Km a norte da cidade de Saboeiro, região centro-sul do estado do Ceará, no Domínio Ceará Central. Esta região foi cartografada como constituinte do Complexo Cruzeta, embasamento da província (Domínio 9b, Figura 8.1). No afloramento amostrado a rocha acha-se intensamente afetadas por tectônica transcorrente, exibindo forte foliação milonítica, motivo pelo qual foram inicialmente confundidas com o ortogneisse do embasamento paleoproterozóico encaixante. Em zonas de baixo *strain*, fora da área estudada, constitui extensos batólitos intrusivos nos gnaisses do embasamento. É um granitóide milonítico de cor cinza, granulação média, com pronunciada foliação, dada pela alternância de bandas félsicas (quartzo-feldspáticas) e máficas (biotita e hornblenda), imprimindo-lhe estrutura gnáissica. Enclaves de rochas metamáficas/ultramáficas ocorrem subordinadamente.

Ao microscópio é um granodiorito constituído por

plagioclásio, feldspato-K, quartzo e biotita, compondo um arranjo grano-lepidoblástico de granulação média, com forte foliação definida pela alternância de bandas com concentrações dos minerais máficos. Domínios com textura magmática hipidiomórfica preservada também são observados.

Foram datados 15 *spots* em 14 cristais, cujos resultados são mostrados no diagrama concórdia Terä Wasserburg da figura 8.3b. Os zircões formam uma única população homogênea, constituída de cristais magmáticos, euédricos, prismáticos, com razões Th/U tipicamente magmáticas, morfologicamente simples, sem evidências de alterações metamórficas seja em relação à morfologia, seja em relação ao sistema isotópico (Fig. 8.3a). Alguns cristais apresentam um fino sobrecrescimento externo de baixa luminescência (alto-U), que provavelmente corresponde a alteração pós-magmática, porém nenhum desses sobrecrescimentos pode ser datado.

Nove análises pertencentes à mesma população magmática, homogênea, sem excesso de dispersão (MSWD = 1.3), forneceram idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  média de **624±10 Ma**, a qual foi interpretada como a idade de cristalização do magma granodiorítico. Um dos cristais analisados apresentou uma idade  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  aparente de 2158±8 (não mostrado na Fig. 8.3b), sendo interpretado como um xenocristal herdado das encaixantes paleoproterozóicas.

Devido à sua idade de cristalização (~ 624 Ma) o plúton, até então cartografado como componente do embasamento transamazônico, foi correlacionado à fase sin a tardi-colisional do batólito Saboeiro-Aiuaba, intrusivo nos ortogneisses TTG do Complexo Cruzeta. O mesmo, possivelmente faz parte - juntamente com o Batólito Quixadá-Quixeramobim, com idade de ~ 585 Ma (Fetter 1999) - de um

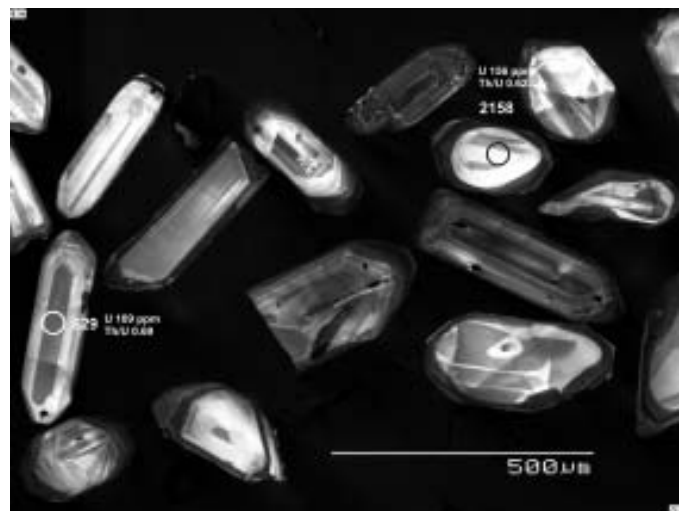


Figura 8.3a Imagens CL de zircões do granodiorito sincolisional, Saboeiro (Domínio Ceará Central).

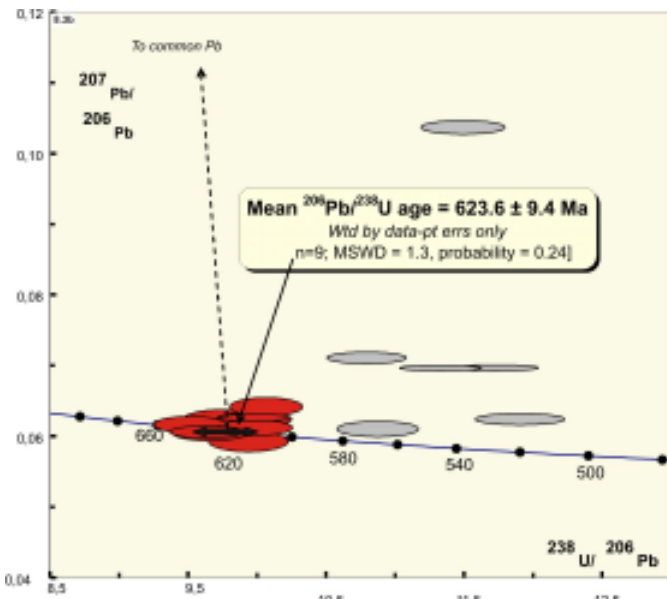


Fig. 8.3b Concordia Wetherill do granodiorito sincolisional, Saboeiro.

arco magmático, relacionado ao sistema de orógenos Brasileiro II (*sensu* Silva *et al.* 2005b).

### Magmatismo paleoproterozóico retrabalhado no Neoproterozóico

#### 8.4 Metatonalito, Várzea Nova (Domínio Ceará Central)

A amostra é proveniente de um gnaiss tonalítico sintangencial, com textura granoblástica a porfiroclástica e forte foliação de minerais máficos. Ao microscópio é um meta hornblenda-biotita tonalito de granulação grossa, com textura granoblástica-alongada e *augen*.

Foram datados 26 *spots* em 21 cristais, cujos dados analíticos constam do diagrama concórdia da figura 8.4b. A população dominante de zircões é tipicamente magmática, caracterizada por cristais prismáticos, com zoneamento oscilatório e razões Th/U magmáticas. A maior parte dos cristais apresenta fino sobrecrecimento de baixo U (alta luminescência) e/ou arredondamento das faces piramidais, caracterizando recristalização metamórfica de alto grau (Figs. 8.4a,b,c).

As análises de 23 desses domínios magmáticos (cristais e núcleos) formam um agrupamento homogêneo, sem excesso de dispersão ( $c^2 = 0.5$ ), que forneceu o resultado de **2187 ± 6 Ma** (média da razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ), interpretado como a idade de cristalização do magma precursor do gnaiss tonalítico. O metamorfismo está registrado na forma de finos sobrecrecimentos periféricos de baixo U (alta luminescência), em geral com espessura inferior ao diâmetro do *spot* (Figs. 8.4a-b), não permitindo a datação.

Com a finalidade de obter-se uma idade aproximada que permitisse estimar ao menos o período do metamorfismo, foram feitas duas análises nos sobrecrecimentos do cristal

mostrado na Figura 8.4c, mesmo tendo-se em conta que a espessura do sobrecrecimento era inferior à do *spot* e a análise incluiria material misto. Os resultados foram muito interessantes, não apenas por fornecerem uma idade aproximada para o evento (neoproterozóica) (Figs. 8.4 c,d), mas também do ponto de vista metodológico porque possibilitam constatar visualmente a alta precisão e resolução de massas da técnica. O *spot* situado na extremidade superior (Foto 8.4c), com razão  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  medida, fornecendo a idade de ~ 590 Ma, incluiu pequena área externa ao sobrecrecimento, ou seja, analisou quantidade menor de zircão do que a rotineiramente consumida pela técnica. Mesmo assim, forneceu boa medida dos conteúdos do U e Th (baixos), que permitiam calcular a baixa razão Th/U (0.04), típica de zircão metamórfico. Revelou também idade aproximada, embora pouco precisa como era de se esperar, do evento metamórfico ( $591 \pm 37$  Ma). Esse erro muito grande da razão  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  medida, está representado pelo polígono de erro (preto), muito alongado que extrapola os limites do diagrama (Fig. 8.4d). Na parte inferior do cristal (Fig. 8.4c), também devido à espessura do sobrecrecimento ser menor que o diâmetro do *spot*, a microsonda datou também material do núcleo mais velho, resultando em idade intermediária, sem significado geológico de  $783 \pm 26$  Ma, mas igualmente didática para mostrar a alta resolução de massa e espacial da técnica.

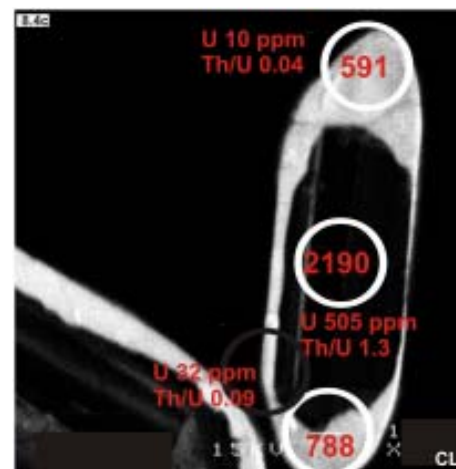
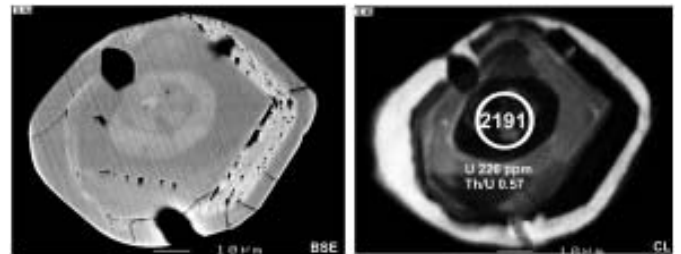


Fig. 8.4a,b,c Imagens CL e BSE de zircões do metatonalito, Várzea Nova (Domínio Ceará Central).

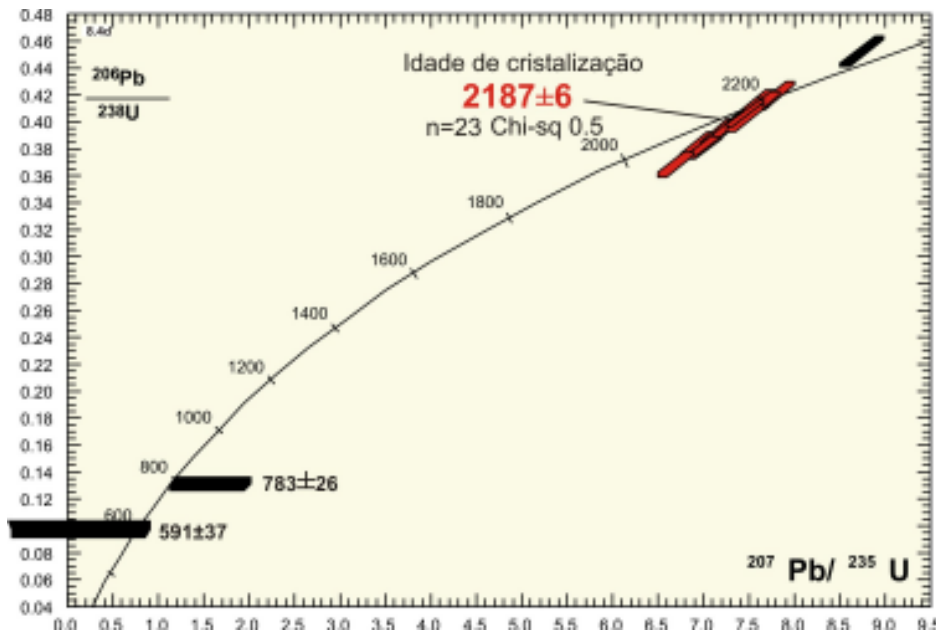


Fig. 8.4d Concórdia Wetherill do metatonalito, Varzea Nova.

### 8.5 Granodiorito gnaiss, Várzea Alegre (Domínio Jaguaribeano)

A amostra datada é representativa de um gnaiss granodiorítico sintangencial, com textura granoblástica a porfiroclástica e forte foliação dada por minerais máficos. Ao microscópio é um meta hornblenda-biotita granodiorítico de granulação grossa, com textura granoblástica-alongada e *augen*.

Foram datados 29 *spots* em 24 cristais, cujos dados analíticos são mostrados no diagrama concórdia da Figura 8.5e. A população dominante de zircões é tipicamente magmática, caracterizada por cristais prismáticos, com forte zoneamento oscilatório e razões Th/U magmáticas (Figs. 8.5a,b,c,d). Parte dos cristais apresenta fino sobrecrescimento de baixo U (alta luminescência) e/ou arredondamento das faces piramidais por recristalização metamórfica (Fig. 8.5b). Outros cristais apresentam sobrecrescimento magmático (anatótico) (Fig. 8.5c), o que indica fusão parci-

al do gnaiss durante o pico metamórfico. Além disso, foram também observados grãos subarredondados, com as estruturas magmáticas totalmente apagadas e com forte depleção em Th, característica de metamorfismo de alto grau (Fig. 8.5d).

A maior parte das análises forma um arranjo discordante, indicando forte perda de Pb em um evento neoproterozóico (boxes de erro verde na Figura 8.5e).

As análises de 13 domínios magmáticos (cristais e núcleos) formam um agrupamento homogêneo, sem excesso de dispersão ( $c^2 = 0.61$ ), que forneceu a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  média de **2193±7 Ma**, interpretada como a idade de cristalização do magma precursor do granodiorito. O metamorfismo foi datado de maneira imprecisa em **536±5 Ma** (1 $\sigma$ ), a partir da idade aparente obtida no *spot* 6-1 de um grão totalmente recristalizado (Figs. 8.5d,e). Por tratar-se de idade obtida em uma única análise, recomenda-se a execução de um número maior de medidas para a obtenção de uma idade mais precisa.

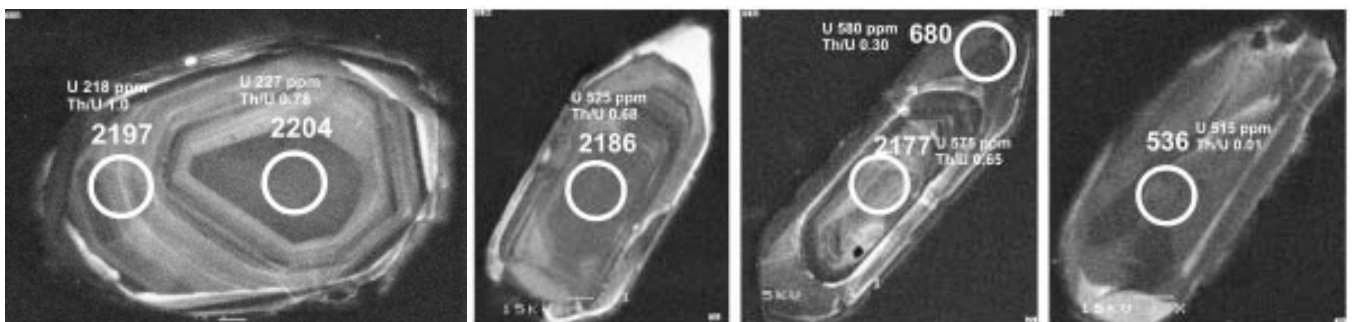


Fig. 8.5a,b,c,d Zircões do ganodiorito gnaiss, Várzea Alegre (Domínio Jaguaribeano).

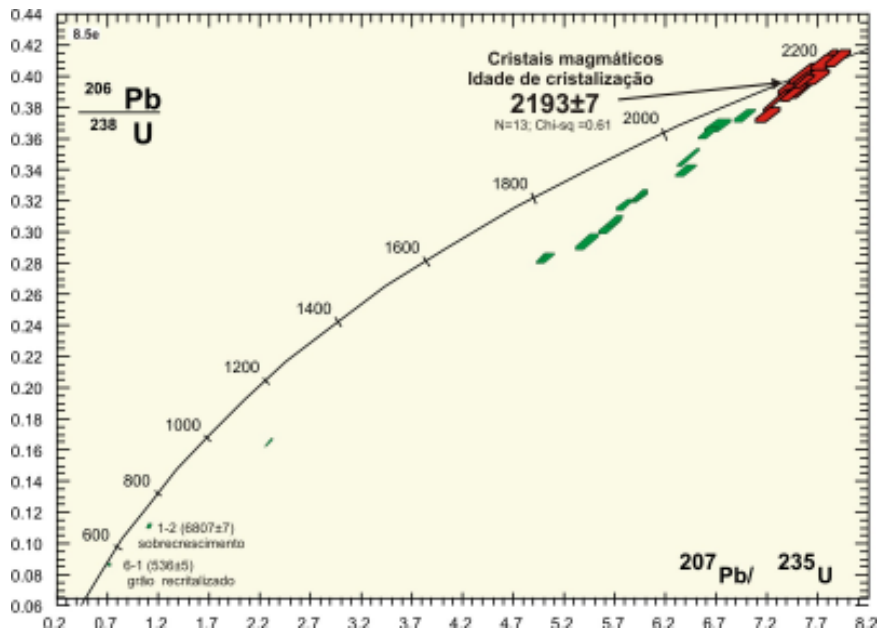


Fig. 8.5e Concórdia Wetherill do do ganodiorito gnaiss, Varzea Alegre.

### 8.6 Ortognaisse granodiorítico, Floresta / Complexo Belém do São Francisco (Domínio Pernambuco-Alagoas Ocidental)

A amostra estudada foi coletada na BR-316, cerca de 5,7 Km a sudoeste da cidade de Floresta em Pernambuco (Fig. 8.1). O referido complexo foi definido por Santos (1995) como uma unidade metaplutônica mesoproterozóica, associada ao evento Cariris Velhos (~1100-950 Ma), tendo como área-tipo a região entre Belém do São Francisco e Floresta (PE), porém com extensa distribuição no Terreno Pernambuco-Alagoas. Este Complexo é constituído de leuco-ortognaisses graníticos e migmatitos - associados à zonas de cisalhamento transpressivas - subordinadamente ortognaisses tonalítico-granodioríticos e rochas supracrustais. O complexo associa-se à seqüência metavulcano-sedimentar do Complexo Cabrobó, de presumida idade mesoproterozóica. Ambas as unidades estão fortemente afetadas por tectônica transpressiva com transporte para WNW, atribuída ao evento colisional do Orógeno Cariris Velho. No local amostrado a unidade é representada por granito gnáissico finamente bandado (mm), com forte foliação de minerais máficos. Lima *et al.* (1985) obtiveram duas isócronas Rb-Sr nos ortognaisses e migmatitos dessa unidade, as quais forneceram idades de  $1070 \pm 28$  Ma e  $1080 \pm 75$  Ma. Santos (1994) também obteve idade modelo Sm-Nd de ~1330 Ma, compatível com as idades isocônicas de Lima *et al.* (1985).

Ao microscópio a amostra datada é um biotita-hornblenda granodiorito gnáissico rico em allanita. Tem textura porfiroclástica, com *augens* centimétricos de plagioclásio.

Nove análises foram obtidas em oito cristais, cujos

dados analíticos são mostrados no diagrama concórdia da figura 8.6d. A população de zircões é caracterizada por grandes cristais (até 500  $\mu$ m) com núcleos magmáticos e sobrecrecimentos de alta luminescência (baixo U), devido à recristalização metamórfica (Figs. 8.6a,b,c).

Os resultados são fortemente discordantes e distribuem-se segundo uma linha de mistura (discórdia) com oito pontos apresentando pouco excesso de dispersão (MSWD = 1.9) e intercepto superior de  $2079 \pm 34$  Ma, interpretado como a idade de cristalização do magma precursor do gnaiss granodiorítico. A mesma discórdia apresenta um intercepto inferior impreciso de  $576 \pm 96$  Ma, sugestivo de perda de Pb no neoproterozóico. Embora imprecisa essa idade metamórfica de intercepto inferior é convalidada por duas idades obtidas diretamente pela datação de dois sobrecrecimentos metamórficos que forneceram idades de  $655 \pm 27$  Ma (1s) e  $616 \pm 21$  (1s). A primeira, por apresentar uma melhor concordância é interpretada como a melhor aproximação para a idade do metamorfismo de fácies anfibolito que afetou a rocha (Figs. 8.6b,c,d). Entretanto, é necessário, a execução de um número maior de análises para testar a idade aparente aqui obtida em um único resultado.

A idade de ~2070 Ma obtida pela técnica SHRIMP não confirma as datações e interpretações prévias que atribuíam os gnaisses ao Orógeno Cariris Velho (Santos 1994). A possibilidade de a unidade representar restos do embasamento do cinturão mesoproterozóico tampouco tem suporte nos dados obtidos, já que os domínios metamorfizados foram datados em ~650 Ma, indicando retrabalhamento em evento neoproterozóico. Ortognaisses similares petrograficamente aos aqui datados foram descritos em *inliers* do embasamento pré-Cariris Velhos, que ocorrem

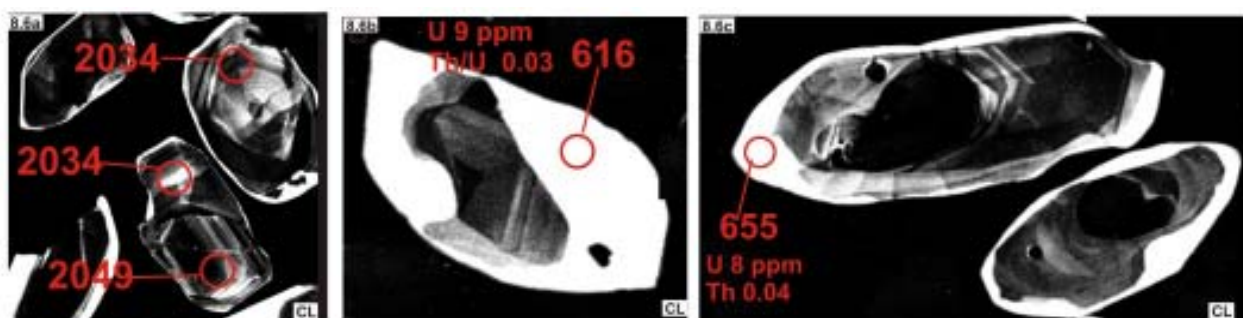


Fig. 8.6a,b,c Zircões do ortogneisse granodiorítico, Floresta/ Complexo Belém do São Francisco (Domínio Pernambuco Alagoas Ocidental).

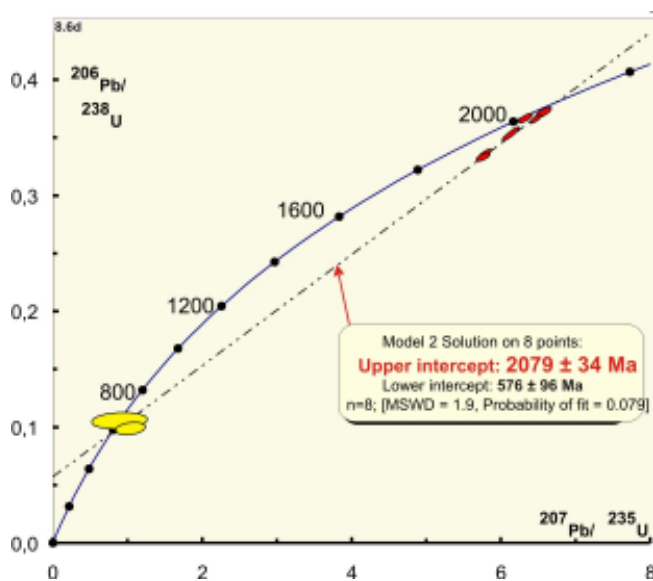


Fig. 8.6d Concórdia Wetherill do ortogneisse granodiorítico, Floresta.

neste setor oeste do Terreno Pernambuco-Alagoas, a exemplo do fragmento arqueano Riacho Seco.

### Magmatismo arqueano retrabalhado

#### 8.7 Tonalito gnáissico, Boa Viagem / Complexo Cruzeta (Bloco Tróia-Pedra Branca)

O Complexo Cruzeta foi definido por Oliveira e Calvante (1993), na porção NW da Província Borborema, região central do Estado do Ceará (Fig. 8.1). Corresponde ao Maciço Tróia-Pedra Branca (Brito Neves 1975) e ocupa extensão considerável do Domínio Ceará Central, integrando um terreno do tipo granito-*greenstone*, formado pelas unidades: Tróia (seqüência metavulcano-sedimentar), Pedra Branca (metaplutônicas calci-sódicas) e Mombaça (metaplutônicas sódio-potássicas). As metaplutônicas são consideradas como segmentos de arcos magmáticos juvenis. Estudos geocronológicos recentes (U-Pb convencional e Sm-Nd) têm atribuído idades de cristalização entre ~ 2680 Ma e ~ 2860 Ma (neoarqueanas) aos ortogneisses TTG, e idades de ~ 2150 Ma aos ortogneisses da Unidade-

Mombaça (Fetter 1999). A amostra datada está relacionada à Unidade Pedra Branca, correspondendo a um tonalito gnáissico de granulação média, com forte foliação de minerais máficos. Ao microscópio, é um hornblenda-biotita tonalito com textura granoblástica média, apresentando domínios magmáticos hipidiomórficos remanescentes e forte foliação definida por um arranjo de cristais de hornblenda e biotita.

Foram datados 9 *spots* em 9 cristais, sendo os resultados mostrados na concórdia da Figura 8.7c. Os zircões formam uma única população de cristais euédricos, magmáticos, com formas prismática alongadas, sem distinção entre núcleo e borda, com conteúdo de U e razões Th/U tipicamente magmáticas. Os cristais apresentam discreto arredondamento das faces piramidais (Figs. 8.7a-b) devido à recristalização metamórfica.

Os resultados são dúbios, pois todas as análises são fortemente discordantes e alinham-se segundo linha de mistura, sugestiva de perda de Pb em mais de um evento pós-magmático. Entretanto, selecionando-se apenas os quatro resultados menos discordantes, obtém-se um agrupamento, sem evidências de dispersão de origem geológica (MSWD = 0.75). Esse agrupamento forneceu a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  média de  $3270 \pm 5$  Ma, que pode ser interpretada como idade aproximada da cristalização do precursor do tonalito. Como os resultados individuais do agrupamento, embora em menor grau ainda são discordantes, esse resultado é interpretado apenas como a idade mínima da cristalização do protólito do gnaiss. Apenas um cristal (*spot* 1-1 em 8.7c) tem textura de recristalização metamórfica avançada, forma globular forneceu o resultado ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) discordante de  $2084 \pm 14$  Ma ( $1\sigma$ ), relaciona-se a um evento termo-tectônico de idade e significado duvidoso ( $M_1$ ).

A existência de remanescentes de crosta paleoarqueana no embasamento da Província Borborema no Ceará já havia sido prevista a partir da datação U-Pb SHRIMP de uma população zircões detríticos em metarenitos do Grupo Cachoeirinha, os quais forneceram a idade máxima de  $3278 \pm 13$  Ma para uma das fontes dos sedimentos (Silva *et al.* 1997a, item 9, abaixo). O resultado obtido no ortogneisse tonalítico ( $3270 \pm 5$  Ma) é equivalente, dentro do erro do método, à idade obtida nos zircões

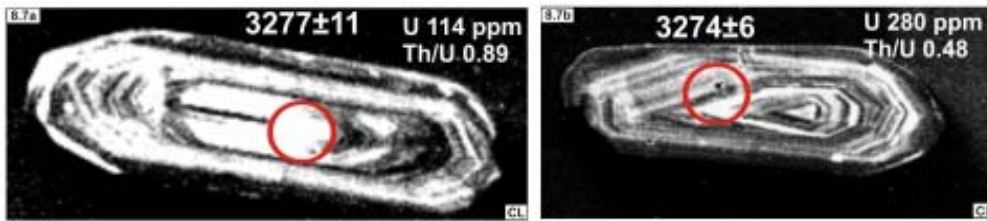


Fig. 8.7a,b Imagens CL e BSE de Zircões do tonalito gnáissico, Boa Viagem/ Complexo Cruzeta (Bloco Tróia Pedra Branca).

detríticos. Desta forma, representa a primeira comprovação da existência de remanescentes mesoarqueanos nesse domínio, convalidando a previsão do trabalho supra (Silva *et al.* 1997a) da existência de área fonte mesoarqueana para o Grupo Cachoeirinha.

Por outro lado, a acreção desse núcleo paleoarqueano, um dos mais antigos na Província Borborema, precedeu à acreção dos gnaisses TTG de Brejinho, datados em ~ 3200 Ma, mas sucedeu à cristalização dos gnaisses TTG do Complexo Bom Jesus, datados em ~ 3400 Ma (Dantas *et al.* 2004), ambos no Maciço São José do Campestre (unidade 12b na Figura 8.1). A sucessão de arcos acrescidos entre ~ 3270 e ~ 2150 Ma (Fetter 1999) caracteriza a natureza policíclica do embasamento da Província Borborema, demandando novos trabalhos cartográficos para discriminar os orógenos correspondentes, presentemente atribuídos a uma única unidade litoestratigráfica.

A falta de ao menos uma análise concordante, como observado na figura 8.7c, indica a necessidade de datação de um número maior de zircões nessa amostra e/ou a datação de outras amostras de unidade para obter-se uma melhor consistência da idade de cristalização

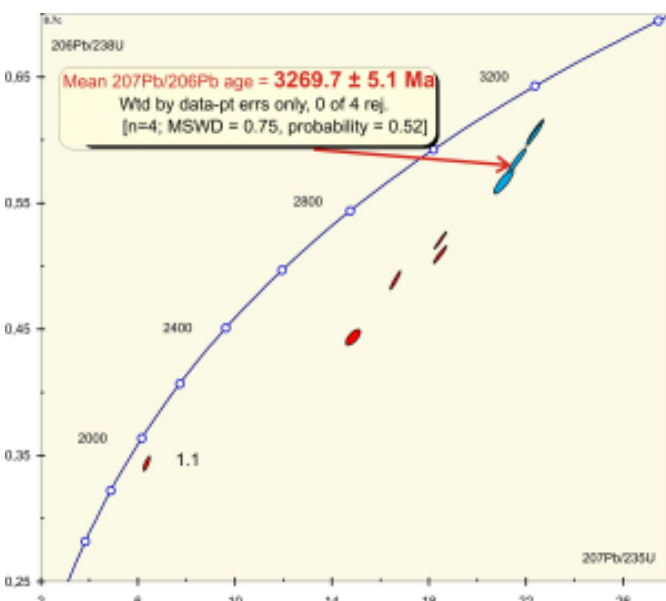


Fig. 8.7c Concórdia Wetherill do tonalito gnáissico, Boa Viagem.

## 8.8 Tonalito Gnáissico, Granjeiro (Domínio Granjeiro CE)

O metatonalito Granjeiro faz parte de uma associação TTG bimodal, com intercalações de anfibolitos tholeíticos que constitui um segmento de embasamento neoarqueano, possivelmente pertencente a um terreno alóctone nesse segmento da Província Borborema no Ceará.

A unidade é caracterizada por um bandamento composicional muito regular dado pela alternância de gnaiss tonalítico (cinza-escuro) e de gnaiss trondjemítico (branco) (Figs. 8.8a,b). A homogeneidade e regularidade das bandas composicionais lembram, na falta de detalhamento estrutural e microscópico, um *layering* magmático de intrusões gabro-anortosíticas, tendo sido assim classificada em trabalhos preliminares. Apesar da boa preservação do acamamento magmático tonalítico/trondjemítico, nos quadrantes NE e NW da foto na figura 8.8b (setas) dobras isoclinais atestam o caráter transposto do bandamento. O retângulo vermelho assinala o local da coleta da amostra.

Ao microscópio é um hornblenda-biotita-quartzo-plagioclásio gnaiss com textura granoblástica a nematoblástica.

Foram datados 16 *spots* em 15 cristais, sendo os resultados mostrados na concórdia da figura 8.8e. Os zircões constituem um agrupamento morfológicamente simples de cristais prismático (C/L 3:1), euédricos (Figs. 8.8c-d). Apresentam conteúdos baixos em U (<100) o que é pouco comum em rochas tonalíticas. Alguns cristais apresentam finos sobrecrecimentos metamórficos, em geral quase imperceptíveis (seta na Fig. 8.8c) e mais raramente com maior espessura (Fig 8.8d).

Dezesseis análises obtidas nos núcleos não metamorfisados constituem um agrupamento homogêneo, sem excesso de dispersão ( $c^2=0.45$ ), que forneceu a idade de  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  média de  $2541 \pm 11$  Ma, interpretada como a idade de cristalização do magma tonalítico. Apenas uma das análises, obtida em um domínio misto, incluindo o núcleo magmático e parte da borda metamórfica forneceu um resultado discordante de  $2423 \pm 17$  Ma, destituída de significado geológico (Fig. 8.8d,e).



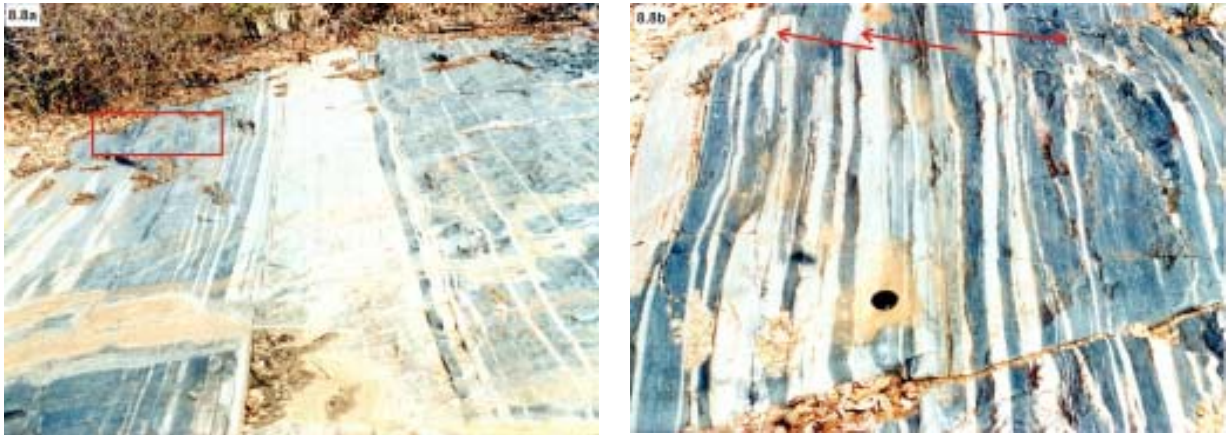
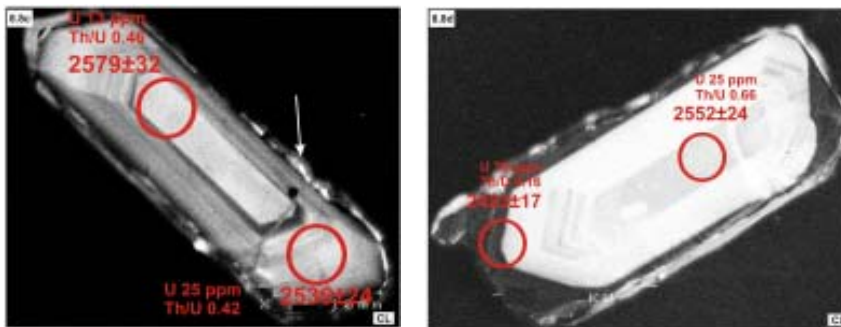


Fig. 8.8a,b Afloramento amostrado do tonalito gnáissico, Granjeiro (Domínio Granjeiro CE).



Figuras 8.8c,d Imagens CL de zircões do tonalito gnáissico, Granjeiro.

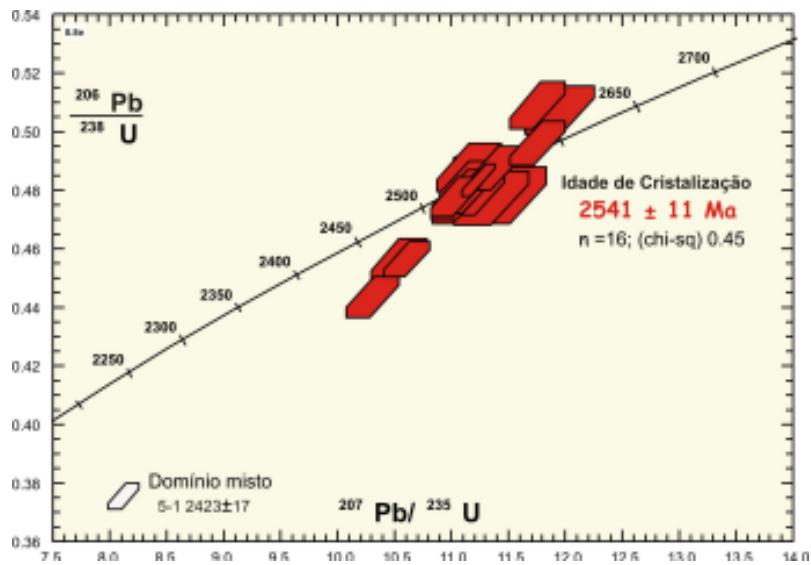


Fig. 8.8e Concórdia Wetherill do tonalito gnáissico, Granjeiro.

## 9 Proveniência paleoarqueana a neoproterozóica na Bacia Cachoeirina/ Domínio Granjeiro

### 9.1 Metarenito, Lavras da Mangabeira (Domínio Granjeiro)

A Figura 9.1a mostra a exposição amostrada do metarenito relacionado à Bacia Cachoeirina no Domínio Granjeiro, com a forte foliação metamórfica sub-horizontal que caracteriza a unidade. Essa rocha foi inicialmente interpretada como metavulcânica/vulcanoclástica félsica. Foi datada pelo método Pb-Pb evaporação e forneceu uma idade aparente de ~ 3250 Ma, interpretada como a idade de cristalização do suposto magma félsico. Para testar-se a análise Pb-Pb por evaporação, a amostra foi datada também pelo método SHRIMP Silva *et al.* (1997c).

Ao microscópico foi classificada como um gnaisse quartzo-feldspático, com textura granoblástica fina a média cujo protólito de difícil reconstituição foi reinterpretado como meta-arenito quartzoso.

Foram datados 21 spots em 20 cristais. Os resultados são mostrados na concórdia das Figuras 9.1d-e. O estudo CL mostra que os zircões constituem uma população morfologicamente heterogênea, apresentando estruturas internas muito variadas. Entretanto, as formas externas são em geral arredondadas por efeito de abrasão mecânica. Além disso, nenhum cristal com morfologia vulcânica foi identificado e conseqüentemente a população foi reinterpretada como detrítica (Figs. 9.1b-c).

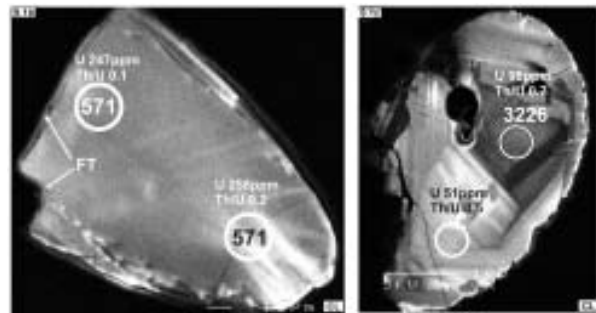
As análises são caracterizadas por forte espalhamento ao longo da concórdia, com uma grande diversidade de idades no intervalo ~ 3250 a 580 Ma (Fig. 9.1d). Os resultados concordantes mostram idades aparentes de ~ 3200 Ma; 3100 Ma; 2700 Ma e ~ 580 Ma, indicando fontes diversificadas para o arenito. O cristal da figura 9.1b foi derivado da fonte mais antiga (~ 3250 Ma) (1s), e o da figura 9.1c da fonte mais nova, fornecendo a idade máxima para a abertura da bacia (~ 580 Ma) (1s) (Fig. 9.1d).

Rochas de idade paleoarqueana eram até então desconhecidas no Ceará e a datação desse zircão detrítico (~ 3250 Ma) permitiu levantar-se a hipótese da existência de fonte paleoarqueana na região (Silva *et al.*, 1997c). Posteriormente, a datação de um ortogneisses tonalítico, situado em outro domínio tectônico (Ceará Central), com idade de cristalização de **3270±5 Ma** para o protólito (Detalhada no item 8.7) permitiu a comprovação da hipótese da existência de crosta cronocorrelata à fonte paleoarqueana datada pela primeira vez nesse metarenito.

**SHRIMP X Pb-Pb evaporação** A grande discrepância entre a interpretação do resultado obtido para o zircão de ~ 3250 Ma pela técnica evaporação (idade de cristalização) e pelo SHRIMP (idade de fonte), relaciona-se à análise de uma população muito mais ampla analisada no SHRIMP. Esse número mais significativo, permitiu também a datação da fonte mais jovem de ~ 580 Ma, não detectada no estudo Pb-Pb, em um número restrito de cristais.



Fig. 9.1a Afloramento amostrado do metarenito, Lavras da Mangabeira (Domínio Granjeiro).



Figuras 9.1b,c Imagens CL de zircões do metaarenito, Lavras da Mangabeira.

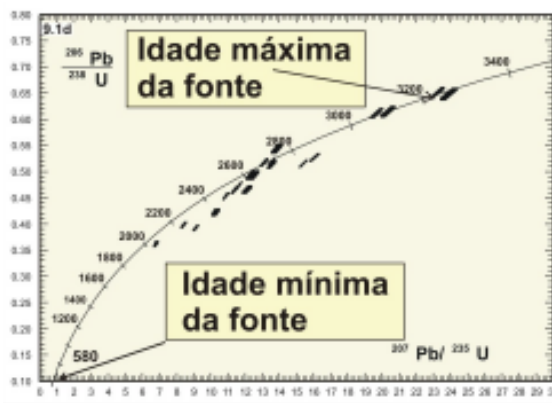


Fig. 9.1d Concórdia Wetherill expandida do metarenito, Lavras da Mangabeira.

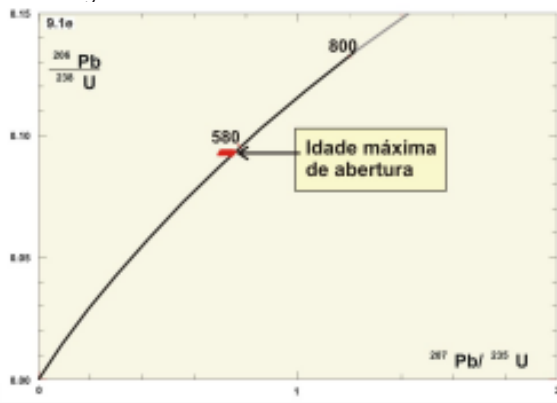


Fig. 9.1e Detalhe da Concórdia Wetherill do metarenito, Lavras da Mangabeira.

## REFERÊNCIAS

- Abdelsalam, M.G., Liégeois, J.P. and Stern, R.J. 2002, The Saharan Metacraton *Journal of African Earth Sciences* 34: 119-136.
- Arcanjo, J. B. A. (org.) 1997. Itabuna, Folha SD.24-Y-B-V. Estado da Bahia. Salvador : CPRM, 276 p. il., 2 mapas. Escala 1:100.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB. Convênio DNPM/CPRM.
- Armstrong, R. L., 1991. A Brief History of Geochronometry and Radiogenic Isotopic Studies, Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology. In: L. Heaman & J.N.Ludden (Eds.) *Short course Handbooh*. Mineralogical Association of Canada. V.19, Capítulo I, pp.1-27.
- Babinski, M., Chemale Jr. F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., Silva, L.C. da, 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24(5), 439-442.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A. Silva, L.C. da., 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 10, 263-274.
- Barbosa, J. S. F. 1986. Constitution lithologique et métamorphique de larégion granulitique du sud de Bahia, Brésil. Universidade de Paris VI, Paris, Tese de Doutorado, 401 p. *Memoir Science de la Terre*, 86-34.
- Barbosa, J. S. F. 1990. The granulites of the Jequié complex and Atlantic mobile belt, southern Bahia, Brazil – Na expression of Archean-Proterozoic plate convergence. In: Vielzeuf, D., Vidal, Ph. (ed.). *Granulites and crustal evolution*. Dordrecht, Kluwer, 195-221.
- Barbosa, J. S. F., Sabaté, P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74(2):343-359.
- Barbosa, J. S. F., Dominguez, J. M. L. (Coords.) 1996. *Geologia da Bahia: texto explicativo*. Salvador, SGM, Convênio SICT/UFBA/SGM/FAPEX. Anexo 1 Mapa Geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000, 382 p.
- Basei, M.A.S., 2000. *Geologia e Modelagem geotectônica dos terrenos pré-cambrianos das regiões sul-oriental brasileira e uruguaia: possíveis correlações com províncias similares do sudoeste africano*. (Livre Docência Thesis). IGC/USP, São Paulo, 123 pp. (Unpublished).
- Boyer, S.E. e Elliot, D. 1982. Thrust Systems. *American Association of Petroleum Geology, Bulletin* 66, p.1196-1230.
- Brito-Neves, B.B., Campos Neto., M.C., Fuck, R.A., 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes* 22, 155-166.
- Brooks, C., Wendt, I., Harre, W., 1972. Realistic use of two-error regression treatment and its application to Rubidium-Strontium data. *Review of Geophysics and Space Physics*. 10:551-571.
- Bowring, S.A. & Williams, I.S., 1999. Priscoan (4.00-4.03) orthogneisses from northwest Canada. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 134, 3-16.
- Butler, R.W.H. 1982. The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*. 4, p. 239-245.
- Campos, C. Medeiros, S.R., Mendes, J.C., Ludka, I.P. 2004. Discussão e Réplica. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb Shrimp, PARTE II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco meridional de Luiz Carlos da Silva et al.. *Revista Brasileira de Geociência* 34: 593-594.
- Campos Neto, M.C., 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana. In: Cordani, U., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. pp. 355-365.
- Campos Neto, M.C., Figueiredo, M.C.H. 1995. The Rio Doce Orogeny, south-eastern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, 8:143-162.
- Carneiro, C.D.R., Mizusaki, A.M.P., Almeida, F.F.M. de., 2005. A determinação da idade das rochas. *Terra e Didática*, (ICI): 6-35. <<http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/>>.
- Celino, J.J., Botelho, N.F., Pimentel, M.M. 2000. Genesis of Neoproterozoic granitoid magmatism in the eastern Araçuaí fold belt, eastern Brazil: field, geochemical and Sr-Nd isotopic evidences. *Rev. Bras. Geoc.*, 30(1):135-139.
- Chappell, B.W., & White, A.J.R., 2002. Two contrasting granites type: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48, 489-499.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L. A., and Silva, L. C. da. 1995, Stratigraphy and tectonism of the Precambrian to Early Paleozoic units in southern Brazil and Uruguay.-Excursion. *Acta Geologica Leopoldensia*, v.42,p.5-117.

- Claué-Long, J.C., Compston, W., Roberts, J., Fanning, C.M., 1995. Two carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis. In: Time Scales and Global stratigraphy. *SEPM Special Publication* 64, pp. 3-21.
- Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P.H., 2001. Single-zircon dating by step-wise Pb-evaporation: comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica, France. *Chemical Geology* 101, 131–141.
- Cocherie, A., Rossi, T.Ph., Fanning, C.M., Guerrot, C., 2005. Comparative use of TIMS and SHRIMP for U–Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). *Lithos* (in press).
- Conceição, H., Rosa, M.L.S., Macambira, M.J.B., Scheller, T., Marinho, M.M, Rios, D.C., 2003. 2.09 Ga, Idade mínima para a cristalização do Batólito Sienítico de Itiúba: um problema para o posicionamento do clímax do metamorfismo granulítico (2,05-2,08) no Cinturão Móvel Salvador-Curaçá, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências* 33 (4), 395-398.
- Cordani, U.G., 2004. Isótopos de Nd como traçadores da evolução crustal e metalogenética: o caso especial de arcos magmáticos intraoceânicos. *Boletim de Resumos do Simpósio 40 anos de geocronologia no Brasil*. São Paulo, USP.
- Cordani, H.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Basi, M.A. S., 2000. Crustal evolution of the South America Platform. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., and Campos, D. A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, p. 19-40.
- Cordani, U.G., Coutinho, J.M.V., Nutman, A., 2002. Geochronological constraints for the age of the Embu Complex. São Paulo, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 14, 903-910.
- D’Agrella-Filho, M.S., Feybesse, J.L., Prian, J.P., Dupuis, D., N’Dong, J.E., 1996. Paleomagnetism of Precambrian rocks from Gabon, Congo Craton, Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 22, p. 65-80.
- D’Agrella-Filho, M.S., Pacca, I.G., Trindade, R., Teixeira, W., Raposo, M., Onstott, T., 2004. Paleomagnetism and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of mafic dykes from Salvador (Brazil): new constraints on the São Francisco Craton APW path between 1080 and 1010 Ma. *Precambrian Research*, 132, p. 55-77.
- Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Brito Neves, B.B. de, Cordani. U., Nutman, A.P., Eilliams, I.S., 2004. The 3.4–3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, 130:113-137.
- Delgado, I.M., Souza, J. D., Silva, L. C., Silveira Filho, N.C., Santos, R.A., Pedreira, A.J., Guimarães, J.T., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho, J. V, Valente, C. R., Perrotta, M.M., Heineck, C.A., 2003. Escudo Atlântico, In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, M., Gonçalves, J.H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: Editora Universidade de Brasília/CPRM., 673 p. p 227-334, 1 DVD.
- Delgado, I.M., Silva, L.C. da. 2004. Novas evidências de acreção neo-arqueana na borda oriental do Cráton do São Francisco. In: Congresso Brasileiro de Geologia 42<sup>o</sup>, Araxá. *Anais*. 1 CD-ROM.
- De Paolo, D.J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag, 187p.
- Dickin, A.P. 1995. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 452p.
- Duarte, 1998. Evolução geotectônica dos complexos Juiz de Fora e Mnatiqueira na região de Juiz de Fora, MG: geologia, petrologia e geoquímica. (Dr. Thesis), IGC/USP, São Paulo, 280 pp. (Unpublished).
- Eby, G.N. 1992. Chemical subdivision of A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20 641-644.
- Fetter, A. H. 1999. *U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana*. Department of Geology of the Graduate School of the University of Kansas, Kansas, Ph.D. Thesis, 164 p.
- Figueiredo, M.C.H., Campos Neto, M.C. 1993. Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 65, 63-82.
- Friend, C.r.L. & Nutman, A.P. 1992. Response of zircon U-Pb isotopes and whole rock geochemistry of CO<sub>2</sub> fluids-induced granulite- facies metamorphisn, Kabbaldurga, Karnatacka, southern India. *Contribution to Mineralalogy Petrology*, 111: 299-310.
- Friend, C.R.L. & Kinny, P.D., 1995. New evidence for protolith ages of Lewisian granulites, northwest Scotland. *Geology*, 11: 1027-1030.
- Gaal, G., Teixeira, J.B.G., Del Rey Silva, L.J.H., Silva, M.G., 1987. Early Proterozoic crustal evolution and metallogenesis, Northwest Bahia, Brazil. *International symposium on Granites and Associated Mineralizations-I SGAM*, Salvador.
- Gaudette, H.E.; Lafon, J.M.; Macambira, M.J.B.; Moura, C.A.V. & Scheller, T. 1998. Comparison of a single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from Precambrian of Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 11: 351-363.

- Gresse, P.G. and Scheepers, R. 1993. Neoproterozoic to Cambrian (Namibian) rocks of South Africa: a geochronological and geotectonic review. *Journal of African Earth Sciences* 16, 375-393.
- Gresse, P.G., Chemale Jr., F., Silva, L.C.da, Walraven, F. and Hartmann, L.A. 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African/Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research*, 8: 157-171.
- Gebauer, D., Schertl, H.-P., Brix, M., and Schreyer, W., 1997. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. *Lithos*, 41, 5-24.
- Halliday, A.N., 2001. In the beginning. *Nature*, 409: 144-145.
- Hanchar, J.M. and Miller, C.F., 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chem. Geol.* 110, 1-13.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Silva, L.C. da, Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Groves, I.D., Fletcher, I., Santos, O. S., Vasconcellos, M.A.Z., 2000a. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Science* 47, 829-844.
- Hartmann, L.A., Bitencourt, M.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Cristiane Butori Rivera, C.B., Bettiollo, L., 2003. Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 477-492.
- Heilbron, M., Machado, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125, 87-112.
- Heilbron, M., Mohriak, W., Valeriano, C. M., Milani, E.J., Almeida, J.C., Tupinambá, M., 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: W. Mohriak, M. Talvani (eds.): *Atlantic rifts and continental margins*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 115:1-31.
- Heilbron, M., Pedrosa-soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C.da, Trouw, R.A.J., Janasi, V.A., 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B.B. (Orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. 673p. p.203-234.1CD.
- Kinny, P.d. & Nutman, A.P.1996. Zirconology of the Meeberrie gneiss, Yilgarn Craton, Western Australia: an early Archaean migmatite. *Precambrian Research* 78:165-178.
- Kober B. 1986. Whole grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age investigations on single zircons using a double filament source. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 93, p.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. *Cont. Min. Petrol.* 96, p. 63-71.
- Krogh, T.E.. 1982: Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 637-649.
- Kröner, A., Jaeckel, P., Williams, I.S. 1994. Pb-loss patterns in zircons from high-grade metamorphic terrain as revealed by difference dating methods: U-Pb and Pb-Pb ages for igneous and metamorphic zircons from northern Sri Lanka. *Precambrian Research*, 66: 151-181.
- Leite C.M.M. 2002. *A evolução geodinâmica da orogênese paleoproterozóica nas regiões de Capim Grosso - Jacobina e Pintadas - Mundo Novo (Bahia-Brasil): Metamorfismo, anatexia e tectônica*. Salvador, IG-UFBA, Tese Dout., 411 p.
- Lima, E., Porcher, C.A., and Wildner W. 1998, Granulitos da região de Várzea do Capivarita Bloco Encruzilhada do Sul, RS. *Pesquisas*, v.25, p.27-34.
- Ledru, P., Cocherie, A., Barbosa, J. S. F., Johann, V., and Ostot, T., 1993. Âge du métamorphisme granulitique dans le craton du São Francisco (Brésil): implications sur la nature de l'orogène transamazonien. *Comptes Rendus del'Académie des Sciences, Paris*, n. 211, p. 120-125.
- Ludwig, K.L., 2000. User manual for Isoplot/Ex v.2.3. A geochronological toolkit for Microsoft Excell. Bekerly Geochronology Center, Special Publication N° 1a.
- Macambira, M.J.B. & Scheller, T. 1994. Estudo comparativo entre métodos geocronológicos aplicados em zircões: o caso do Granodiorito Rio Maria. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 4, Belém, 1994. *Bol. Res. Exp....*, Belém/SBG. p.343-346.
- Machado, N. & Carneiro, M.A, 1992. A major Archean tectonothermal event in the São Francisco Shield. Brazil: U-Pb evidence from the Quadrilátero ferrífero, Minas Gerais. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29: 2341-2346.
- Machado, N., Valladares, C., Heilbron, M., Valeriano, C., 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precam. Res.* 79, 347-361.
- Machado, N., & Simonetti, 2001. U-Pb dating and Hf isotopic composition of zircon by Laser ablation-MC-ICO-MS *In: Laser-Ablation ICPMS in the Earth Sciences/principles and applications* (Paul Sylvester, Ed.) Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Volume 29, Chapter 9. p. 121-146.
- Machado, R., Demange, M., 1992. Granitogênese brasileira no estado do Rio de Janeiro: caracterização geoquímica, modelo geotectônico e considerações geológicas sobre o embasamento e cobertura do Cinturão Ribeira na

- região. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, SBG. *Boletim de Resumos Expandidos*, v. 1, pp. 379-380.
- Medeiros, V. C., Torres, H. H. F. 1999 *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Sumé. Folha SB.24-Z-D-V. Estados da Paraíba e Pernambuco.*- Escala 1:100.000 – Brasília: CPRM. 88p.
- McNaughton, N.J.; Rasmussen, B.; Fletcher, I., 1999. SHRIMP Uranium-lead dating of diagenetic xenotime in siliciclastic sedimentary rocks, *Science*, 285, 78-80.
- Mojzsis, S. J., Harrison, T. M. & Pidgeon, R. T., 2001. Oxigen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4,300 Myr ago. *Nature* 409, 178-181.
- Noce, C.M., Machado, N., Teixeira, W., 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferífero (southern São Francisco Craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências* 28(1), 95-102.
- Oliveira, E.P. & Lafon, J.M., 1995. Idade dos complexos máfico-ultramáficos mineralizados de Caraíba e Medrado, Bahia, por evaporação de Pb em zircão. In: V Congresso Brasileiro de Geoquímica e III Congresso de Geoquímica dos países de Língua Portuguesa, Niterói/RJ, 1995.
- Oliveira Jr., T. R. 1990. *Geologia do extremo nordeste do Cráton São Francisco, Bahia*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 126 p.
- Paces, J.B. e Miller, J.D., 1993. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusion, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenética, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinental rift system. *Journal of geophysics Research*, 98: 13997-14013.
- Pedrosa-Soares, A.C., Vidal, F., Leonardos, O.H., Brito-Neves, B.B., 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo Orogen. *Geology*, 26, 519-522.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110(1-4):307-323.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal P., Leonardos O.H., Brito Neves B.B. de 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo orogen. *Geology*, 26:519-522.
- Pedrosa-Soares A.C., Wiedemann-Leonardos C. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*. 31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 265-285.
- Pimentel, M.M., 1992. Reajuste do sistema isotópico Sm-Nd durante o neoproterozóico em gnaiosses do oeste de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 22: 262-268
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S.M., 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., and Campos, D. A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America* p. 195-229.
- Pinho I. C. A. 2005. *Geologia dos Metatonalitos / Metatronhjemitos e Granulitos Básicos das Regiões de Camamu-Ubaitaba-Itabuna, Bahia*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador. Tese de Doutorado. 163 p.
- Pinho, I.C.A., Barbosa, J.S.F., Leite, C.M.M., 2003. Petrografia e Litogeoquímica dos metatonalitos e seus enclaves de granulitos básicos da parte sul do cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências* 33(2), 189-200.
- Porada, H. 1979. The Damara-Ribeira Orogen of Pan-African-Brasilian Cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brasil, interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, 57: 237-268.
- Porada, H. 1989. Pan-African rifting and orogenesis in Southern the equatorial Africa and Eastern Brazil. *Precambrian Research*, 44: 103-136.
- Rubatto, D., Gebauer, D., and Fanning, M., 1998. Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and estern Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 269-287.
- Sabaté, P., Peucat, J.J., Melo, R.C., Pereira, L.H.M. 1994. Datação por Pb-evaporação de monozircão em ortognaisse do Complexo Caraíba: expresso do crescimento crustal transamazônico do Cinturão Salvador-Curaçá (Cráton São Francisco, Bahia, Brasi) In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, *Resumos Expandidos*, 1:219-220.

- Santos, E. J. 1995 *O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese (Doutorado), 219 p. (Inédito).
- Santos, C. A., Silva Filho, M. A. 1990. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta geológica, carta metalogenética/previsional. Escala 1:100.000 folha SC.24-V-A-VI Riacho do Caboclo. Estado de Pernambuco*. Brasília: DNP/CPRM, 113p. 2 mapas.
- Santos, J.O.S dos., 2004. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM-Editora UnB. p. 169-266.
- Schaltegger, U., Fanning, C.M., Günther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K., Gebauer, D., 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 134: 186-101.
- Sengör, A.M.C., 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: synopsis of a Thetyan perspective. *Earth Science Review*. 27, 1-201.
- Shirey, S.B., 1991. The Rb-Sr, Sm-Nd and Re-Os isotopic systems: a summary and comparison of their applications to the cosmochronology and geochronology of igneous rocks. In: L. Heaman e J.N. Lundden, eds.) *Applications of Radiogenic Isotopic Systems to Problems In Geology. Short Course Handbook*, Mineralogical Association of Canada, v.19, Chapter 4, pp..102-166.
- Silva, L.C. da -1991. *Geoquímica, petrologia e evolução dos granulitos depletados e não depletados da Bahia*. Dissertação (Mestrado). Universidade de Brasília-UnB. Brasília, 143 p.
- Silva, L.C.da, McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., Gresse, P., Scheepers, R. 1997a. U-Pb (SHRIMP) isotopic constraints for the evolution of southern Brazilian granitic province, and some correlated South African, Pan-African plutons. In: 2<sup>th</sup>. International Simposyium on Granites and Associated Mineralizations, 1997. Salvador, *Extended Abstracts*, pp.276-277.
- Silva, L.C.da, McNaughton, N.J., Melo, R.C., Fletcher, I.R., 1997b. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprinting of the eastern jequié Craton, NE Brazil. In: 2<sup>th</sup>. International Simposyium on Granites and Associated Mineralizations, 1997. Salvador, *Extended Abstracts*, pp.282-283.
- Silva, L.C.da, McNaughton, N.J., Vasconcelos, A. M. Gomes, J.R.C., Fletcher, I.R. 1997c., U-Pb SHRIMP ages in southern state of Ceará, Borborema Province, Brazil: Archean TTG accretion and Proterozoic crustal reworking. In: 2<sup>th</sup>. International Simposyium on Granites and Associated Mineralizations, 1997. Salvador, *Extended Abstracts*, pp.280-281.
- Silva, L. C. da, Hartmann, L.A., McNaughton, N.J. and Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U-Pb dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. *International Geological Review*, 41, 531-551.
- Silva, L.C. da, Gresse, P., Scheepers, R., P McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 2000a. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd age constraints on the timing and sources of the Pan-African Cape Granite Suite, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 30, 795-815.
- Silva, L. C. da, Hartmann, L.A. McNaughton, N.J., Fletcher, I., Vasconcelos, M., 2000b. Zircon U/Pb SHRIMP dates Neoproterozoic overprinting in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *American Mineralogist* 85, 649-667.
- Silva, L.C. da, Santos, R.A, Delgado, I.M. Cunha e Silva, H.C., 2000. *Mapa Geológico Estado do Rio de Janeiro, Escala 1: 400.000*. CPRM-Serviço Geológico do Brasil/ DRM Departamento de Recursos Minerais do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Silva, L.C. da e Cunha, H. C. (*in memoriam*) (Eds.), 2001. *Geologia do Estado do Rio de Janeiro*. Editora CPRM, Rio de Janeiro, 85p. 1 CD ROM.
- Silva, L.C. da, Armstrong, R., Pimentel, M.M, Scandolara, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Rizzoto, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A., Rosa, A.L.Z. 2002a. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base me novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências* 32(4), 529-544.
- Silva, L. C. da, McNaughton, Santos, J.O., 2002b. Datações U-Pb SHRIMP do vulcanismo félsico na bacia Brusque, Orógeno Pelotas, Santa Catarina. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte. *Anais*, p. 510.
- Silva, L.C. da, Armstrong, R., Noce, C.M., Carneiro, M.A, Pimentel, M.M., Pedrosa-Soares, A.C., Leite, C.A., Vieira, V.S., Silva, M.A, Paes, V.J.C., Cardoso Filho. J.M. 2002c. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros, com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências* 32(4), 513-528.

- Silva, L.C.da, Armstrong, R., Delgado, I.M., Pimentel, M.M, Arcanjo, J.B, Melo, R.C., Teixeira, L.R., Jost, H., Pereira, L.H.M., Cardoso Filho. J.M., 2002d. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros, com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte I: Limite centro-oriental do Cráton São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências* 32 (4), 501-512.
- Silva, L. C. da, McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I., 2003a. Contrasting zircon growth patterns in neoproterozoic granites of southern Brazil revealed by SHRIMP U–Pb analyses and sem imaging: consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. IV South America Symposium on Isotope Geology, 2003. Salvador, *Short Papers*, pp.687-690.
- Silva, L. C. da, McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I., 2003b. Zircon U-Pb SHRIMP dating of the Serra dos Órgãos and Rio de Janeiro granitic suites: implications for the (560 Ma) Brasiliano/Pan-African collage. *Revista Brasileira de Geociências* 33(2):237-244.
- Silva, L.C. da, Armstrong, R., Noce, C.M., Carneiro, M.A, Pimentel, M.M., Pedrosa-Soares, A.C., Leite, C.A., Vieira, V.S., Silva, M.A, Paes, V.J.C., Cardoso Filho. J.M. 2004a. Reply to Frank Sölnner. *Revista Brasileira de Geociências* 597-601.
- Silva, L.C. da, Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Rodriguez, J,B. 2004. Is the Southern tip of the Pre-Neoproterozoic São Francisco Plate a Brazilian analogue to the “Saharan metacraton”? In: *Geoscience Africa 2004, Johannesburg, Abstracts: 149-150.*
- Silva, L.C. da, MacNaughton, N.J., Fletcher, I., 2005a. Reassessment on complex zircon populations from Neoproterozoic granites in Brazil, through SEM imaging and SHRIMP analyses: consequences for discrimination of emplacement and inherited ages. *Lithos* Vol 82/3-4: 503-525
- Silva, L.C. da, McNaughton, N.J., Armstrong, R. Hartmann, L.A. I., 2005b. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Basiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research* 136:203-240.
- Silva, L.C. da, Noce, C.M., Pedrosa Soares, A.C, Rodriguez, J., 2005c. Da cratonização riaciana à metacratonização ediacariana no paleocontinente São Francisco-Congo. Parte I: Minas Gerais. In: III Simpósio do Cráton do São Francisco. SBG. Savador, 2005, *Short Papers*, p. 251-254. CD Rom.
- Silva, L.C. da, Delgado, I.M., Souza, J.D., Rodriguez, J., 2005d. Da cratonização riaciana à metacratonização ediacariana no paleocontinente São Francisco-Congo. Parte II: Bahia. In: III Simpósio do Cráton do São Francisco. SBG. Savador, 2005. *Short Papers*, p. 255-258. CD Rom.
- Streckeisen, A. 1974. How should charnockitic rocks be named? In: *Geologie des Domaines Cristallines. Liège: Societé Geologique de Belgique*, p.349-360.
- Söllner, F., Lammerer, B., Weber-Diffenback, K., 1991. Die krustenentwicklung nordlich von Rio de Janeiro/Brasilien. *Munchner Geologische Heft* 4, Munchen, 100 pp.
- Sölnner, F. 2004. Discussão: Reassessment of the geologic evolution of selected Precambrian terrains in Brazil, based on new shrimp U-Pb data, Part II: Mineiro and Araçuaí Orogens and southern São Francisco Craton - Da Silva, L.C. et al. 2002. *Revista Brasileira de Geociências* 34: 595-597.
- Stern, R.A., 1997. The GSC Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHIRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determination and performance evaluation. In: *Radiogenic age and isotopic studies; Report 10; Geological Survey of Canada, Current Research 1997-F*, p. 1-31.
- Tack, L.Wingate, M.T.D., Liégeois, J.P., Fernandes Alonso, M., Deblond, A. 2001. Early Neoproterozoic magmatism (100-900 Ma) of the Zadinian and Mayumbian groups (Bas Congo): onset of the Rodinia rifting at the west edge of Congo Craton, *Precambrian Research*. 110, 277-306.
- Tassinari, C.G., Bettencourt, J.S. Geraldes, M.C. Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. O cráton Amazônico., 2000. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., and Campos, D. A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America* p. 41-95.
- Teixeira, L. R. 1997. O complexo Caraíba e a suíte São José do Jacuípe no Cinturão Salvador– Curaçá. (Bahia, Brasil): petrologia, geoquímica e potencial metatogenético. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Tese de Doutorado, 202 p.
- Teixeira, W. 1985. *A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 207 p.
- Teixeira, W. e Figueiredo, M.C.H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, 53(1/2):1022.1040.



- Teixeira, W., Sabaté, J.P., Barbosa, J., Noce, C.M., Carneiro, A.M. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. *In: Cordani, U., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) Tectonic Evolution of South America*, 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Rio de Janeiro p. 101-138.
- Tera, F & Wasserburg, G.J., 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of the initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 14: 281-284.
- Tupinambá, M. 1999. Evolução tectônica e magmática da faixa Ribeira na região serrana do estado do Rio de Janeiro. São Paulo. Inst. Geoc. USP. (Dr. Thesis) São Paulo, 221pp. (Unpublished).
- Wetherill, G.W., 1956. Discordant Uranium-Lead ages I: *Transaction of the American Geophysical Union*, v. 37, p. 320-326.
- Wilde, S. A., Valley, J. W., Peck, W. H. & Graham, C. M., 2001. Evidence from detrital zircons for existence of continental crust and oceans on the Earth at 4.4 Gyr ago. *Nature*, 409, 175–178 .
- Williams, I.S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C., Ridley, W.I. (eds.) Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology, Society of Economic Geology* 7: 1.35.
- Williams, I.S., Hergt, G.T., 2000. U–Pb dating of Tasmanian dolerites: a cautionary tale of SHRIMP analysis of high-U zircon. *In: Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Noble, W.P. (Eds.), Beyond 2000: New Frontiers in Isotope Geoscience, Lorne, 2000. Abstracts and Proceedings*, pp. 185–188.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C., Babinski, M., 1995. U-Pb and Sm-Nd geochronologic studies of the Eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions, *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (3/4):267-288.
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R., and Compston, W., 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122, 337-358.
- Vavra, G., Schmid, R., Gebauer, D., 1999. Internal morphology, habit, and U-Th-Pb microanalyses of amphibolite- to granulite-facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 380-404.
- Winter, J. 2000. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. New York, 567 p.

## Nota Biográfica do Autor



**Luiz Carlos da Silva.** Geólogo (UFRGS/1971), Especialização em Geoquímica (UFRGS, 1981), Mestre em Geologia (UnB/1991), Doutor em Ciências (UFRGS/UWA/1999), Pós-Doutorado em Geocronologia (*Australian National University-ANU/2002*). Ingressou na CPRM em 1973 trabalhando na execução e supervisão de projetos de cartografia básica, petrologia ígnea e metamórfica, geocronologia e geotectônica do pré-cambriano, em todo o território brasileiro. De 2001 até o presente ocupa o cargo de Assessor da Diretoria de Geologia e Recursos Minerais do SGB. Desde 1993 trabalha na correlação dos cinturões brasileiros e pan-africanos, em cooperação com o antigo Serviço Geológico da África do Sul e com as universidades de *Western Australia-UWA* e *Australian National University-*

*ANU*, UFRGS e UFMG. De 2005 até o presente é o Supervisor Técnico dos Contratos da CPRM com 14 Universidades para a cartografia 1:100.000 do país. De 2003 a junho de 2006 foi o representante da CPRM no planejamento e implantação da Rede *Geochronos*. É Pesquisador do CNPq e Professor Participante do Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da UFMG desde 2001. Recebeu a Medalha de Ouro Orville Derby, outorgada pela Sociedade Brasileira de Geologia, por sua contribuição ao conhecimento geológico do território brasileiro.

E-mail: [luizcarlos@df.cprm.gov.br](mailto:luizcarlos@df.cprm.gov.br)