



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

ANA CATARINA DE ALMEIDA MOURA

DATAÇÃO  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  EM ZONAS DE CISALHAMENTO AO LONGO DO LINEAMENTO  
TRANSBRASILIANO: EVOLUÇÃO E REATIVAÇÃO

BRASÍLIA  
2017

ANA CATARINA DE ALMEIDA MOURA

DATAÇÃO  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  EM ZONAS DE CISALHAMENTO AO LONGO DO LINEAMENTO  
TRANSBRASILIANO: EVOLUÇÃO E REATIVAÇÃO

Tese de doutorado apresentada ao Programa de Pós Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília como requisito parcial ao título de Doutor em Geologia.

Orientador: Prof Dr. Reinhardt Adolfo Fuck  
Co-Orientador: Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

BRASILIA  
2017

À minha filha, que nasceu e cresceu  
em sincronia com este volume.

## AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, pelo apoio, mas principalmente, pelo exemplo. Obrigada.

À minha irmã, por acreditar e incentivar, muito obrigada.

Ao Ângelo, pelo incentivo, apoio, companheirismo e pelo “continue a nadar”, sempre serei grata.

Aos colegas de convívio diário: Lilia, Dudu, Felipe, Matheus, Luis Felipe, Luciana, Marcelo. Ao Erico pela atenção e discussões. À Barbara pelo apoio, carinho e amizade. Ao Rapha por tentar ter um relacionamento estável com o espectrômetro. À Karin pela amizade e pelos mapas. Ao Luis Mancini pelo carinho, apoio e por todas as conversas. Cada pequeno gesto durante o nosso convívio está guardado no coração.

Aos professores Valmir Souza, Marcio Pimentel, Natália Hauser e Roberta Vidotti, sou muito grata pelas contribuições no exame de qualificação.

Ao conterrâneo professor Elton, pelos campos, por todos os fins de semana de discussões e pelos puxões de orelha, obrigada.

Ao professor Koji, pelo incansável trabalho diário ao lado do espectrômetro e pelos ensinamentos, obrigada.

Ao professor Fuck, por ter acreditado que eu poderia executar o projeto, pela disponibilidade, mesmo estando sempre cheio de trabalho, pela simplicidade de cada conversa e pelo incentivo. Sempre me sentirei honrada em carregar o seu nome junto ao meu, por duas vezes!

Muito obrigada a todos os que cruzaram o meu caminho e, de alguma forma, contribuíram para que eu tenha chegado até aqui.

Aos professores Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda e Wilson Teixeira que abriram o laboratório para que eu pudesse realizar análises no CPGeo, USP, e ao Roberto Siqueira pelas análises e discussão.

À Universidade de Brasília e ao Programa de Pós Graduação em Geologia.

À CAPES, pela bolsa concedida.

## RESUMO

Zonas de cisalhamento, falhas e outros tipos de descontinuidades crustais são bastante estudadas em diversas regiões. Com diferentes gêneses e histórias evolutivas, elas permitem a reconstrução de paleoambientes e consequente entendimento da geologia e geomorfologia recentes. Na plataforma Sulamericana, o Lineamento Transbrasiliano é exemplo de zona de cisalhamento de magnitude continental, desenvolvida a partir do Neoproterozóico e com história evolutiva bastante complexa. Com o objetivo de contribuir para o entendimento dessa evolução, o presente trabalho se propôs estudar idades de reativação, baseadas no método geocronológico  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ . Para isso, foi desenvolvido tal método de datação no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, em espectrômetro de massa de gases nobres Noblesse (Nu Instruments), dotado de um coletor Faraday e três contadores de elétrons, além de confeccionada a planilha de redução de dados própria para os *run files* criados e fatores de correção obtidos. Como resultado, além de calibração do espectrômetro, foram obtidas sete idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dentre as amostras estudadas. Delas, uma obteve resultado pelo método de fusão total e outras seis por aquecimento gradativo (*step-heating*), gerando gráficos de idade *plateau*. Considerando o pouco tempo de atividade do espectrômetro, incertezas em torno de 2% são consideradas aceitáveis tendo em vista os melhoramentos que ainda poderão ser feitos na metodologia de aquisição de dados. As idades obtidas são coerentes com o contexto regional em que estão inseridas e foram correlacionadas a cinco eventos regionais: acreção do Arco Magmático, colisão de formação da Faixa Brasília, granitos pós colisionais, reativação paleozóica e Magmatismo Serra Geral.

Palavras-chave: Datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ; Lineamento Transbrasiliano; reativação.

## ABSTRACT

Shear zones, faults and other crustal discontinuities are studied in several areas. With different genesis and evolution histories, they allow us to reconstruct paleoenvironment and consequent understanding of recent geology and geomorphology. In the South American platform, the Transbrasilian Lineament is an example of a shear zone of continental magnitude, developed from the Neoproterozoic and with a very complex evolutionary history. The aim of this work is to contribute to the understanding of this evolution; the present work has proposed to study reactivation ages, based on the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological method. Thereunto, a methodology was developed in the Geochronology Laboratory of the University of Brasilia, using a Noblesse Noble mass spectrometer (Nu Instruments), equipped with a Faraday cup and three ion counters. In addition, we created run files to run experimental data and correction factors were obtained. As a result, in addition to calibration of the spectrometer, seven  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages were obtained from samples studied. One of them was obtained by a total fusion method and the other six by step-heating, generating *plateau* age graphs. Considering that activity of the spectrometer is recent, uncertainties around 2% are considered acceptable in view of the improvements that we can still make in the data acquisition process. The ages obtained are consistent with the regional context and correlated to five regional events: Magmatic Arc accretion, collision of the Brasilia Belt, post collisional granites, Paleozoic reactivation and Serra Geral Magmatism.

Palavras-chave:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating; Transbrasiliano Lineament; reactivation events.

## SUMÁRIO

Introdução.....	i
Capítulo 1 – Geologia Regional.....	1
1.1 Lineamento Transbrasiliano.....	1
1.1.1 Província Borborema.....	4
1.1.2 Província Tocantins.....	8
1.1.3 Influência do Lineamento nas Bacias.....	11
1.1.4 Eventos de Reativação relacionados ao LTB.....	14
Capítulo 2 – Datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .....	18
2.1 Os Sistemas K/Ar e Ar/Ar.....	18
2.2 O Método de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .....	19
2.3 Materiais utilizados.....	22
2.4 Aplicação do método e estudos de caso.....	23
2.4.1 Em Zonas de Cisalhamento.....	25
Capítulo 3 – Método.....	28
3.1 Preparação das amostras e análise espectrométrica.....	28
3.2 O espectrômetro Noblesse, sua calibração e correções aplicadas.....	30
3.2.1 O Noblesse.....	31
3.2.2 Calibração e correções.....	32
3.3 Arquivos de aquisição.....	36
Artigo I - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at Brasilia University: instrumentation, calibration and analytical procedures.....	41
Capítulo 4 – Resultados.....	59
Artigo II - The thermal evolution of the Transbrasiliano Lineament using U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology.....	66
Capítulo 5 - Discussão.....	92
5.1 Discussão dos dados e Considerações Gerais.....	92
5.1.1 Considerações metodológicas.....	92
5.1.2 Considerações gerais.....	93
Capítulo 6 – Conclusões.....	97
Referências.....	100
Anexo.....	116

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Figura 1 – Mapa de localização das áreas estudadas (CPRM, 2016).	iii
Figura 1.1	Localização do Lineamento Transbrasiliano em reconstrução pre-drift da América do sul e África no tardi Paleozóico (Traduzido de Cordani <i>et al.</i> , 2013a).	2
Figura 1.2	Província Borborema setentrional segmentada em Domínios estruturais e seus Lineamentos. LTB – Lineamento Transbrasiliano. A'-A, perfil da figura 1.7. Modificado de Fetter <i>et al.</i> (2003).	2
Figura 1.3	Principais unidades geológicas da Província Tocantins. Adaptado de Bizzi <i>et al.</i> , (2003) e Fuck <i>et al.</i> , (2014).	4
Figura 1.4	Modelo de resistividade bidimensional pela inversão do dado TE ( <i>transverse electric</i> ) e TM ( <i>transverse magnetic</i> ). Perfil localizado na Província Borborema (Figura 1.2): SO—Sobral-Pedro II (LTB); SP—Senador Pompeu; OR—Orós; PO—Portalegre (Padilha <i>et al.</i> 2014).	6
Figura 1.5	Mapa de espessura crustal da plataforma Sul-Americana. Fonte: Assumpção <i>et al.</i> (2013).	10
Figura 2.1	Gráfico de idade aparente <i>versus</i> porcentagem de argônio liberada mostrando o padrão das curvas de <sup>39</sup> Ar liberado e suas diferentes interpretações. Acima, em a) Quantidades de <sup>40</sup> Ar e <sup>39</sup> Ar se mantêm proporcionais e representam rápido esfriamento da rocha, b) perda de argônio ou perturbação parcial do sistema, e c) excesso de argônio (Braun <i>et al.</i> , 2006).	21
Figura 2.2	Gráfico de idade <i>plateau</i> mostrando rápido resfriamento abaixo de 30 Ma, seguido de perturbação termal em aproximadamente 25 Ma (Braun <i>et al.</i> , 2006).	21
Figura 3.1	Mapa de localização das amostras selecionadas para datação <sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar. A) Mapa de localização; B) NW da Província Borborema e C) Província Tocantins.	29
Figura 3.2	Elementos que compõem o espectrômetro Noblesse.	31
Figura 3.3	Fotografia do espectrômetro Noblesse.	32
Figura 3.4	Gráfico de leitura dos isótopos de Ar obtido a partir do <i>scan</i> (leitura do sinal) do branco obtido no software de aquisição dos dados do espectrômetro. A linha pontilhada mostra a melhor porção a ser analisada, excluindo os interferentes indicados (cloro e hidrocarboneto).	35
Figura 4.1	Amostras dos afloramentos HTF 1045 (A), 1121 (B), 1142 (C e D), 1151 (E) e 1153 (F).	61
Figura 4.2	Gráficos gerados no <i>Isoplot</i> das amostras analisadas na UnB.	62
Figura 4.3	Mapa de idade <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar sobre imagem SRTM . A) Mapa de localização; B) NW da Província Borborema e C) Província Tocantins.	64
Figura 5.1	Idades <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar e correlação com evento regional correspondente.	94



## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1	Localização, nome, tipo de rocha e mineral utilizado para a datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Na tabela usa-se anf para anfibólio e bt para biotita.	28
Tabela 3.2	Run file Ar 38	36
Tabela 3.3	Run file Ar-Ar IC (0,1&2).	37
Tabela 3.4	Run file Ar-Ar IC(1 e 2), 3 steps.	38
Tabela 3.5	Run file Ar-Ar F(40, 39) IC1(1 e 2), 2 steps.	38
Tabela 3.6	Run file Ar-Ar F(40) IC1(39), 3 steps.	38
Tabela 4.1	Resultados preliminares das amostras analisadas na UnB.	61

## **INTRODUÇÃO**

### **Justificativa**

Extensas zonas de cisalhamentos transcorrentes se desenvolvem em limites de blocos litosféricos, podendo atingir profundidades mantélicas e ser submetidas a diferentes episódios de reativação (Bezerra *et al.*, 2014; Vauchez *et al.*, 2012; Williams and Betts 2009). Zonas de cisalhamento com mais de 2000 Km têm história de evolução complexa e poucos trabalhos sistemáticos abordam toda sua extensão, sendo realizados com maior frequência em áreas sismicamente ativas. Estes estudos são de grande importância para a reconstrução de paleoambientes e entendimento da tectônica atuante.

O Lineamento Transbrasiliano (Shobbenhaus *et al.*, 1975) é estrutura com mais de 5.000 km no continente Sul Americano, e juntamente com seu prolongamento na África, conhecido como Lineamento Kandi, totaliza mais de 9.000 km de extensão total (Fuck *et al.*, 2013). É uma descontinuidade composta por várias zonas de cisalhamento, de largura variável e idade neoproterozóica, com complexa história evolutiva e diferentes modelos propostos.

As zonas de cisalhamento que compõem o Lineamento Transbrasiliano na América do Sul afetam tanto rochas do embasamento, como gnaisses e granitos, como rochas sedimentares, das bacias Parnaíba e Paraná, e registram eventos de reativação em diferentes períodos para cada porção estudada.

Embora de expressivos tamanho e importância nos continentes dos quais faz parte e com muitos estudos geofísicos e de mapeamento geológico, ainda existem muitas lacunas de interpretação relativas à sua evolução, como, por exemplo, por quanto tempo o lineamento esteve ativo.

### **Objetivos**

Com o objetivo de entender a história térmica ao longo de zonas de cisalhamento, este trabalho busca determinar por quanto tempo o Lineamento Transbrasiliano esteve ativo após sua formação. Para isso foi utilizado o método de datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em biotita e anfibólio de diferentes rochas ao longo das zonas de cisalhamento que integram o lineamento.

Dentre os objetivos específicos do trabalho estão a calibração do espectrômetro de massa de gases nobres Noblesse (Nu Instruments), cálculo de fatores de correção, confecção

de planilha de cálculos, determinação de idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  nos minerais amostrados e sua correlação com eventos regionais na região do lineamento.

## Metodologia

Com boas exposições de zonas de cisalhamento da ordem de 5 a 10 km de largura ao longo do lineamento, a coleta de amostras foi realizada principalmente nos afloramentos onde foram encontrados milonitos gerados e/ou deformados em condições de pressão e temperatura que vão do fácies xisto verde baixo até granulito. Associados a algumas dessas zonas de cisalhamento são também encontrados granitos *sin a pós*-tectônicos.

Neste trabalho optamos por excluir amostras sedimentares, utilizando somente rochas do embasamento e vulcânicas, localizadas no noroeste da Província Borborema (Figura 1B), na porção NE do lineamento, e na Província Tocantins (Figura 1C), em sua porção central. Amostras de rochas afetadas pelas zonas de cisalhamento ao longo do lineamento Transbrasiliano foram coletadas nas localidades indicadas no mapa.

Para obtenção dos resultados aqui expostos, os primeiros produzidos no espectrômetro de gases nobres do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, foi necessário realizar a calibração do equipamento, incluindo o processo de automatização do *software*, com a criação de comandos de execução específicos, e construção de planilha de redução de dados na qual são calculados e aplicados os fatores de correção referentes a cada análise.

Considerando que o método foi implantado durante este trabalho, como característica de experimento, chamamos as idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  aqui apresentadas de "idade preferida". Idades preferidas são idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  resultantes de experimentos e interpretadas utilizando dados de mapeamento geológico, outros geocronômetros ou outros dados geológicos existentes (Hodges *et al.*, 2015).

Para contribuir com a interpretação dos resultados, foi utilizado o método U-Pb, apresentando idade de formação das mesmas rochas analisadas no método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . A intenção é tornar possível a distinção entre taxa de resfriamento e evento tectono-termal no corpo.

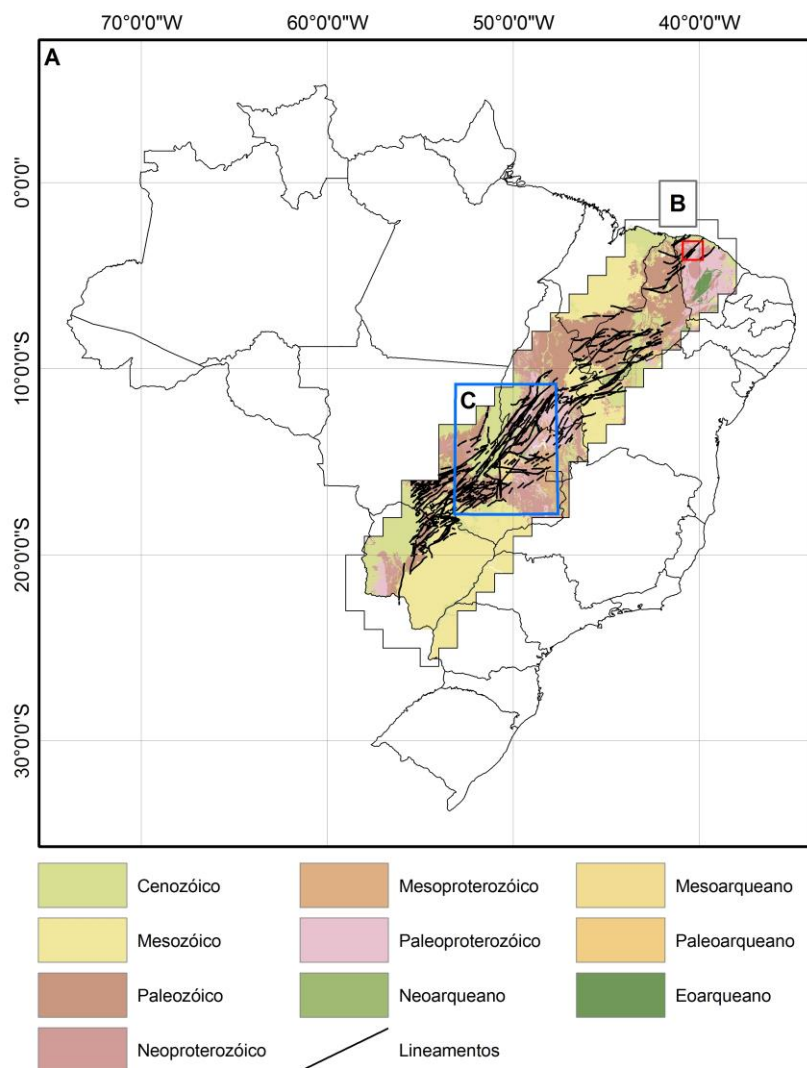


Figura 1 – Mapa de localização das áreas estudadas (CPRM, 2016).

Neste trabalho, é apresentada revisão bibliográfica, mostrando o contexto geológico regional em que o Lineamento Transbrasiliano está inserido, incluindo exemplos de utilização da metodologia proposta em região próxima a ele, na Província Borborema. Em seguida, são abordadas as bases do método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  com breve explanação sobre o método K-Ar, do qual evoluiu, e no Artigo I a metodologia desenvolvida para a execução deste trabalho é descrita detalhadamente. Descrição das sete amostras analisadas com sucesso e seus resultados são apresentados e discutidos em seguida (Artigo II), além de discussão da evolução térmica utilizando os dados de U-Pb em zircão e um capítulo contendo discussão da metodologia e dos dados. A partir dos resultados foi feita comparação das idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  com idades U-Pb em zircão para a discussão da idade de reativação em trechos do LTB. Apesar da perda de quantidade considerável de análises, os resultados foram satisfatórios, embora incipientes para uma interpretação geológica mais precisa.

A fim de otimizar resultados futuros, ainda estão sendo discutidos e testados melhoramentos na metodologia da análise, como otimização na saída de dados do *software* de aquisição; a planilha de correção dos dados e os parâmetros de plotagem estão em constante discussão e atualização

# Geologia Regional

## 1 GEOLOGIA REGIONAL

### 1.1 O Lineamento Transbrasiliano

Definido por Schobbenhaus *et al.* (1975), e melhor estudado principalmente nos últimos anos, o Lineamento Transbrasiliano (LTB) (Figura 1.1) é uma estrutura de magnitude continental, desenvolvida no final do Neoproterozóico e início do Cambriano e relacionada ao final da colisão entre os crátons Amazônico e São Francisco, e outros pequenos blocos, cujo amálgama e acreção estão associados à tectônica de escape lateral dos terrenos existentes nas províncias Tocantins e Borborema (Cordani *et al.*, 1984; Almeida *et al.*, 2000). A estrutura é também reconhecida na Argentina e Paraguai, no limite entre os crátons Rio de La Plata e Pampia (Rapela *et al.*, 2007; Ramos *et al.*, 2010) e, em reconstrução do Pangea, continua no Continente Africano, onde é conhecido como zona de cisalhamento Hoggar-Kandi (Fairhead e Maus, 2003; Arthaud *et al.*, 2008; Cordani *et al.*, 2013b; Araujo *et al.*, 2016).

O embasamento das faixas móveis nos dois continentes difere, a noroeste, quanto à existência de eventos plutônicos que datam do Arqueano ao Cambriano na América do Sul, enquanto na porção Africana há uma lacuna de rochas paleoproterozóicas. Já na porção nordeste, no escudo Nigeriano (e no cinturão Dahomeniano, a oeste) existem rochas paleoproterozóicas e arqueanas bem caracterizadas (Caby 1989, 2003; Garcia *et al.*, 2014), enquanto no Domínio Ceará Central, na Província Borborema (Figura 1.2), há registros abundantes de atividade paleoproterozóica (Fetter *et al.*, 2000, 2003; Martins *et al.*, 2009).

A mesma comparação pode ser feita quanto ao grau metamórfico. Rochas metamórficas de UHP (*ultra high pressure*) ou HP (*high pressure*) não foram identificadas no Domínio Médio Coreaú, enquanto eclogitos e rochas a eles associadas no Hoggar, tanto quanto as metamáficas de HP dos Dahomeyides são localizadas a oeste do lineamento Kandi-Hoggar 4°50'. Por outro lado, rochas de alto grau metamórfico ocorrem no Domínio Ceará Central, a leste do LTB (Santos *et al.*, 2008, 2009, 2015; Amaral *et al.*, 2012).

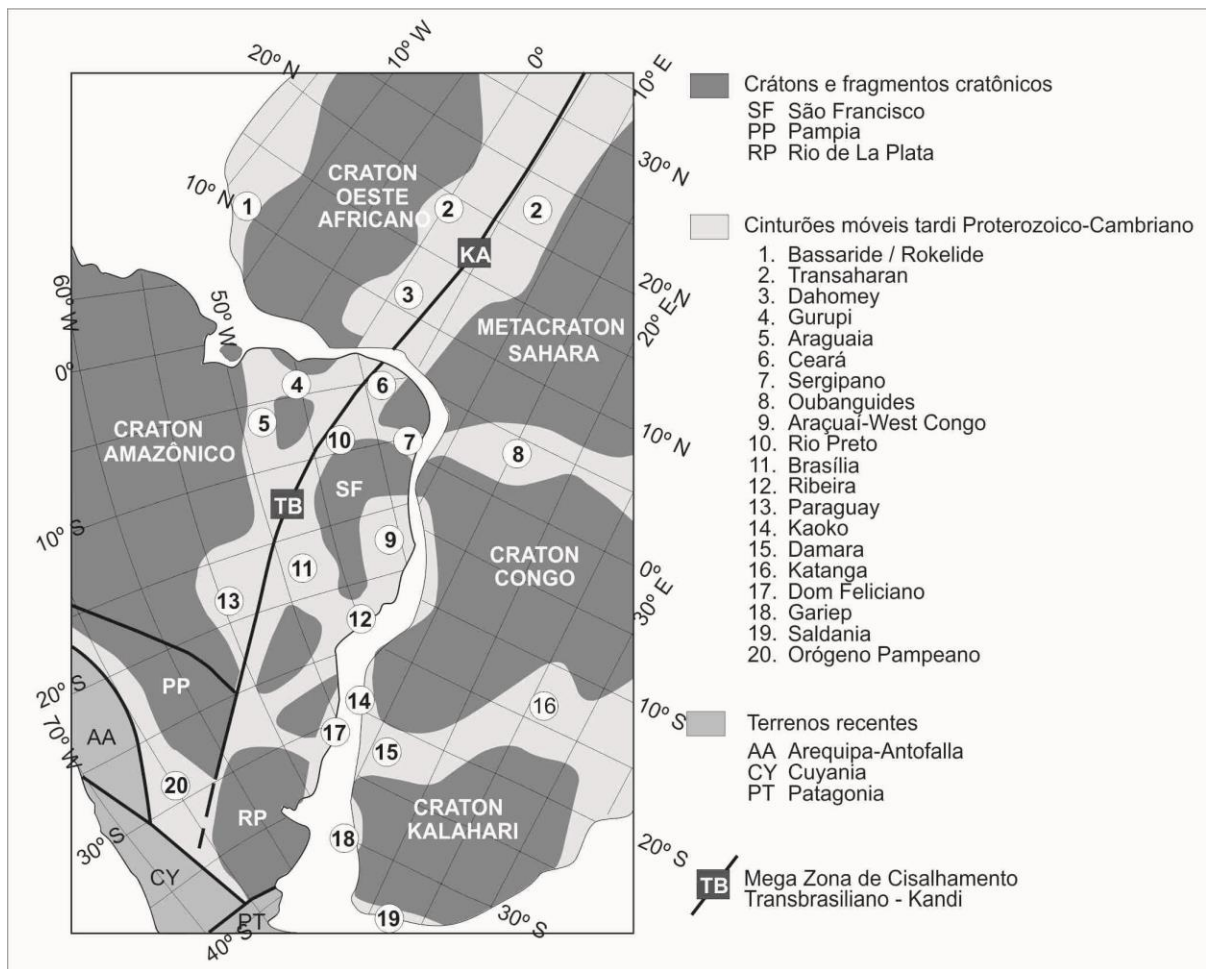


Figura 1.1 – Localização do Lineamento Transbrasiliiano em reconstrução pre-drift da América do sul e África no tardi Paleozóico (Modificado de Cordani *et al.*, 2013a).



Figura 1.2 – Província Borborema setentrional segmentada em domínios estruturais e seus lineamentos. LTB – Lineamento Transbrasiliiano. A'- A, perfil da figura 1.4. Modificado de Fetter *et al.* (2003).



Quanto à delimitação da megaestrutura, considera-se que a associação do LTB com diversas estruturas é chamada de corredor tectônico Transbrasiliano-Kandi. Compreende uma faixa de algumas centenas de quilômetros e deve ter se movimentado logo após o fechamento do Oceano Goiás-Farusiano, aproveitando as zonas de fraqueza formadas durante as colisões continentais, em aproximadamente 600 Ma (Cordani *et al.*, 2013b). Para Fairhead e Maus (2003), essas estruturas afetam uma faixa que pode chegar a uma largura de 350 km na porção central do lineamento, em Goiás (Figura 1.3). O fato do corredor ser formado por zonas de cisalhamento dúcteis paralelas sugere que estas sejam antigas falhas geradas em orogenia intracontinental, caracterizadas por deformações desenvolvidas nas antigas margens dos crátons, indicando que o LTB começou a se formar quando as antigas placas já haviam colidido (Fuck *et al.*, 2013).

Imagens de radar e sensores remotos que evidenciam o encurvamento das unidades mapeadas e critérios cinemáticos registrados em campo permitem a interpretação das duas grandes zonas de cisalhamento do LTB como transcorrentes de caráter predominantemente dextral (Dantas *et al.*, 2013; Fuck *et al.*, 2013). Na parte do cinturão Trans-Sahara também se identifica movimento dextral na Falha Hoggar-Kandi (Caby, 1989; 2003).

Em relação à profundidade, dados resultantes de estudos geofísicos sugerem que o LTB alcança a base da litosfera (Cordani *et al.*, 2013b). Pode-se identificar zonas de baixa velocidade de ondas S, sugerindo afinamento litosférico ao longo do seu traçado (Feng *et al.*, 2004) quando comparado às províncias adjacentes. Estudos gravimétricos também destacam a estrutura em mapas de anomalias ar-livre, Bouguer e isostática (Sadowski e Campanha, 2004).

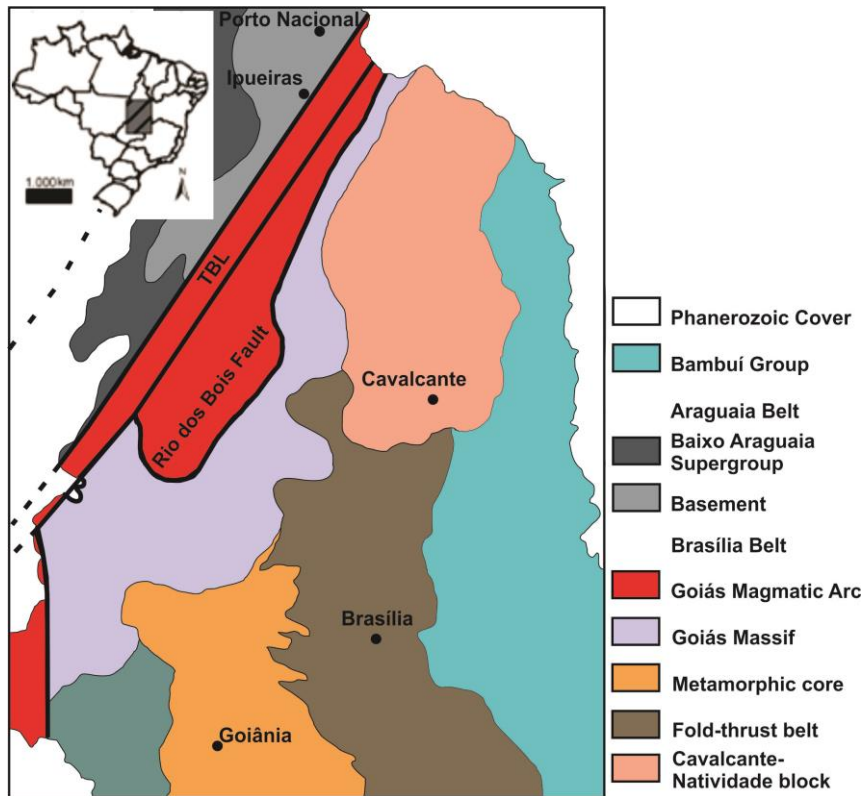


Figura 1.3 - Principais unidades geológicas da Província Tocantins. Adaptado de Bizzi *et al.* (2003) e Fuck *et al.* (2014).

### 1.1.1 Província Borborema

A Província Borborema é um dos cinturões neoproterozóicos resultantes da colisão do Gondwana, com extensas áreas de crosta retrabalhada. Seu embasamento consiste principalmente em granitos e gnaisses migmatizados, com lentes de rochas máficas (Corsini *et al.*, 1998). Além de rochas supracrustais deformadas e plutons graníticos, quatro principais zonas de cisalhamento, formando verdadeiros mosaicos, dividem diferentes domínios geológicos. Toda a Província Borborema sofreu deformação durante a orogenia Brasiliana em 750-540 Ma (Almeida *et al.*, 1981; Brito Neves *et al.*, 2000).

O Lineamento Transbrasiliano, chamado localmente de Falha Sobral-Pedro II, se localiza na porção noroeste da província, coloca lado a lado os domínios Médio Coreaú e Ceará Central no noroeste do Ceará (Figura 1.2) e se estende sob a Bacia do Parnaíba. No continente Africano Caby (2003) também cita bacias ao longo das zonas de cisalhamento N-S no Escudo Tuareg, ao longo do seu prolongamento, como resultado de reativação.

A Falha Sobral-Pedro II delimita a Bacia Jaibaras. Ela é preenchida por material siliciclástico imaturo, de origem continental e rochas vulcanoclásticas de idade paleozóica

(Santos *et al.*, 2008). Nos primeiros estudos a bacia era considerada molássica, mas estudos posteriores mostraram que sua geração está associada à reativação do LTB, no Cambro-Ordoviciano (Oliveira, 2000; Oliveira e Morhriak, 2003).

Rochas de idades entre 768 e 883 Ma (U-Pb em zircão) são encontradas na porção oeste do LTB, no xisto Goiabeira, grupo Martinópolis (Araújo *et al.*, 2012). Ainda com idades de 795 Ma, no Domínio Ceará Central (Araújo *et al.*, 2010a, b) e 870-851 Ma em região adjacente (Neves *et al.*, 2011), os autores definem esse período como sendo de geração de arco pré-colisional com criação de margem continental, que foi obliterada pela tectônica ocorrida em 640-610 Ma. Garcia *et al.* (2014) também contribuem com dados isotópicos, proporcionando melhor reconstrução da região a leste do LTB no nordeste do Brasil e obtendo três principais intervalos de idade para o Domínio Ceará Central. Idade de ~ 2.2 Ga foi atribuída à suíte Madalena-Algodões, configurando, assim, idade paleoproterozóica, ~ 850 Ma relacionada ao magmatismo vulcânico félsico devido ao rift continental e fase inicial do Arco Magmático de Santa Quitéria, ~ 650 Ma associada à extensiva geração granítica e eventos de migmatização, concomitante com a atividade do Arco de Santa Quitéria, ambos de idade neoproterozóica, e em ~ 620-630 Ma, deposição das rochas vulcanossedimentares, ocorrida pouco antes do amálgama ao Cráton São Francisco-Congo.

Estudos magnetotelúricos realizados por Padilha *et al.* (2014) esclarecem parte da história tectonotermal dessa região. Dois perfis subparalelos imagearam a estrutura elétrica profunda para investigar os recorrentes episódios tectonotermiais. Os resultados mostram duas feições resistivas, na região do arco Tamboril-Santa Quitéria, mergulhando da crosta superior para o manto superior, interpretadas como remanescentes de placas subductadas (Figura 1.4). Associando os resultados com informações geoquímicas e geológicas, Padilha *et al.* (2014) propuseram para a área um modelo de evolução tectônica, no Neoproterozóico, com colisão de arco magmático intraoceânico aglutinado em margem passiva, envolvendo processos de subducção bipolar (a leste e oeste) de placa oceânica. Os autores sugerem que a subducção que mergulha para oeste sob o arco vulcânico foi interrompida quando a lacuna de crosta do *backarc* entre o continente e o arco foi fechada pela nova subducção, esta, mergulhando para leste.

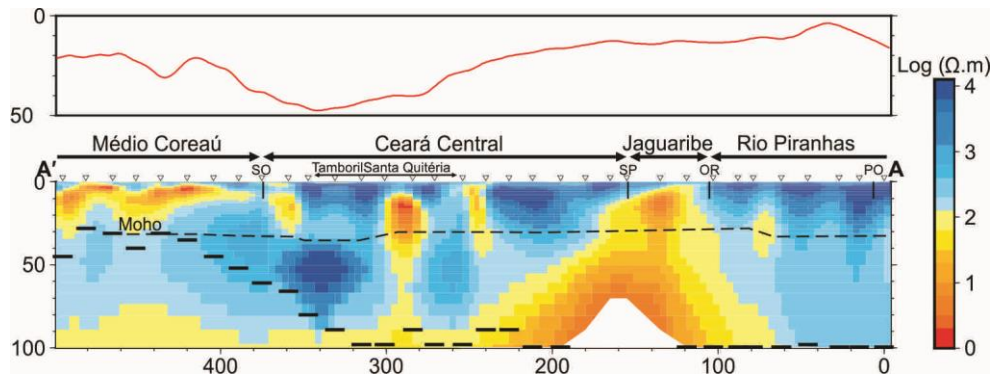


Figura 1.4 – Modelo de resistividade bidimensional pela inversão do dado TE (*transverse electric*) e TM (*transverse magnetic*). Perfil localizado na Província Borborema (Figura 1.2): SO—Sobral-Pedro II (LTB); SP—Senador Pompeu; OR—Orós; PO—Portalegre (Padilha *et al.* 2014).

Esta proposta de colisão arco de ilhas-continente é similar à evolução da Faixa Brasília descrita por Pimentel & Fuck (1992), em que a formação do arco de ilhas teve início em 900 Ma e evoluiu para magmatismo tipo arco até a colisão continental, em 650 Ma. Na porção nordeste do LTB, Padilha *et al.* (2014) colocam a existência de um paleo-oceano que foi fechado pelo amálgama do Gondwana no Neoproterozóico. Esta proposta de fechamento de oceano resultando em margem continental construtiva apoia a tese da origem acrescionária da Província Borborema, envolvendo a colagem de terrenos alóctones (Brito Neves *et al.*, 2000).

Na década de 1990, vários estudos utilizando datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  foram realizados na Província Borborema datando, inclusive, zonas de cisalhamento.

Monié *et al.* (1997) relatam idades neoproterozóicas, variando de 600 a 520 Ma em rochas de embasamento retrabalhado e da cobertura proterozóica. A idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  da zona de cisalhamento Granja, no Domínio Médio Coreaú, determinada em biotita e anfibólio de cinturão granulítico de baixa pressão é de  $575 \pm 6$  Ma. Algumas idades abaixo de 540 Ma, encontradas no terreno Granja, foram atribuídas à reativação fanerozóica do lineamento. Na zona de cisalhamento Senador Pompeu foram determinadas idades entre  $573 \pm 5$  e  $569 \pm 5$  Ma. Estas zonas de cisalhamento se encontram paralelas e próximas ao LTB, a noroeste e a sudeste, respectivamente. A partir dos resultados os autores também determinaram que a taxa de resfriamento depende da espessura dos milonitos gerados, sendo o resfriamento mais rápido a oeste, onde os corpos são menos espessos, e o mais lento na parte leste, onde os milonitos são mais espessos. Vauchez *et al.* (1995) e Monié *et al.* (1997), publicaram idades  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  de zonas de cisalhamento na porção oeste da Província Borborema.

No trabalho de datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em cinturões granulíticos delimitados por zonas de cisalhamento no Ceará realizado por Monié *et al.* (1997), os autores utilizaram as seguintes metodologias de datação: aquecimento por etapas (*step-heating*), onde a extração e análise do argônio é feita gradualmente, aumentando a potência do laser, usando uma população de grãos, e fusão por laser em lâmina de rocha (*laser probe fusion technique*) onde a extração do argônio é feita de uma só vez e analisada no espectrômetro. As análises realizadas identificaram excesso de argônio em algumas amostras de biotita com razão  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  inicial de 382 e em alguns grãos de muscovita, com idades de 722 e 974 Ma. Grande parte das idades se situa entre 600 e 520 Ma. Idades mais jovens de 450 e 429 são atribuídas a reativação fanerozóica das zonas de cisalhamento de orientação NE no Domínio Médio Coreaú. De forma sucinta, os autores determinam que a parte norte do domínio Médio Coreaú foi rapidamente exumada em torno de 575-560 Ma, diferente do lento resfriamento ocorrido ao sul da zona de cisalhamento Patos em torno de 550-500 Ma. Estas histórias de resfriamento colocam a duração do tectonometamorfismo na Província Borborema em torno de 100 Ma.

A história termal da Orogenia Brasileira na Província Borborema (Corsini *et al.*, 1998) utilizou o método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em anfibólio, biotita e muscovita provenientes de rochas magmáticas e metamórficas na região da zona de cisalhamento Patos, a leste do LTB. Gráficos com *plateaus* bem definidos de biotita e muscovita sugerem resfriamento rápido em torno de 500 Ma atrás para a região e temperatura acima de 700°C para o evento. Modelo de resfriamento rápido é concordante com soerguimento associado a tectônica de escape lateral.

Ainda na Província Borborema, a leste do LTB, na Faixa Seridó, foi realizada datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de grãos de muscovita e biotita em zonas de cisalhamento que controlam mineralização de ouro em pegmatito (Araújo *et al.*, 2005). Amostras minerais retiradas de zonas de cisalhamento foram analisadas para investigar se o controle estrutural da mineralização se deu com o pico do metamorfismo ou com a reativação frágil, pós-Brasiliano. A análise dos espectros das amostras possibilitou a interpretação de que os minerais analisados precipitaram da alteração hidrotermal em torno da temperatura de fechamento da biotita e muscovita para argônio ( $300 \pm 50^\circ\text{C}$  e  $350 \pm 50^\circ\text{C}$ , respectivamente). Assumindo que as idades *plateau* obtidas representam a idade de precipitação das fases analisadas, concluiu-se que a alteração hidrotermal na Faixa Seridó se

estendeu de, aproximadamente, 520 a 500 Ma. Essas datações mostraram também que zonas de cisalhamento neoproterozóicas desenvolvidas durante o Brasiliano foram significativamente reativadas durante o Cambriano-Ordoviciano (Araújo *et al.*, 2005). Apesar de se localizar relativamente longe do LTB, a idade de reativação encontrada é similar à formação da Bacia Jaibaras, controlada pelo Lineamento.

### 1.1.2 Província Tocantins

O LTB na Província Tocantins apresenta orientação N35E e é bem caracterizado por foliações, lineações de estiramento e eixos de alongamento maior de *boudins* dispostos no plano da foliação milonítica (Dantas *et al.*, 2007). Elementos estruturais e critérios cinemáticos indicam movimentação sinistral e dextral em diferentes porções estudadas na região (Hasui e Mito, 1988; Strieder *et al.*, 1994).

Na porção localizada no sul de Tocantins e norte de Goiás, o lineamento é representado por duas grandes falhas que cortam diferentes blocos crustais com diferentes assinaturas isotópicas: a Zona de Cisalhamento Serra Azul (nomeada como LTB na figura 1.3), e a Zona de Cisalhamento Rio dos Bois (Figura 1.3). De leste a oeste, o lineamento coloca o Maciço de Goiás ao lado de rochas de arco juvenil do Arco Magmático de Goiás (Neoproterozóico) (Fuck *et al.* 2001, 2014). Modelos tectônicos da Província Tocantins, esta formada a partir da colisão de três blocos continentais, sugerem que a zona de cisalhamento Serra Azul seja de idade arqueana a paleoproterozóica (Hasui *et al.*, 1994). Porém, estudos mais recentes, englobando dados geofísicos e isotópicos, propõem idade neoproterozóica (Orogenia Brasileira) para a colisão destes mesmos blocos continentais (Fuck *et al.*, 2001; Soares *et al.*, 2006). O limite noroeste do Arco Magmático de Goiás é marcado por outra falha do LTB, separando-o de gnaisses paleoproterozóicos e terrenos granulíticos do embasamento da Faixa Araguaia (Fuck *et al.*, 2014). Na região de Goiás, um evento colisional marcado no final do Brasiliano promoveu o amálgama do Cráton Amazônico na Faixa Brasília, onde dados de refração sísmica profunda apresentam evidências de subdução na região (Soares *et al.*, 2006). Presença de intrusões máficas acamadadas e metamorfisadas em fácies granulito em torno de 530 Ma (Lima *et al.*, 2003; Laux *et al.*, 2005) reforçam esta tese. A geração de leucossoma sin-transcorrência na Serra Azul, Goiás indica a história dúctil

em torno de 540 Ma, sugerindo que o LTB esteve ativo no início do Cambriano (Dantas *et al.*, 2007).

Na região de Porto Nacional-Natividade, o LTB é representado por falhas pré-cambrianas transcorrentes de orientação N20-50 com reativação de idade mesozóica (Costa e Hasui, 1988). Em uma faixa que abrange o norte de Goiás e o sul de Tocantins, localiza-se a Zona Sísmica Goiás-Tocantins (ZSGT) (Berrocal *et al.*, 2004), responsável por 10% dos terremotos ocorridos no Brasil (Zolnerkevic e Zorzetto, 2013). Esse alinhamento de sismos de 700 km de comprimento e 200 km de largura é paralelo, mas não coincidente com o LTB (Barros *et al.*, 2015). A zona sismogênica de Porangatu, localizada dentro desse contexto, é interpretada como efeito de alívio de tensões ao longo de zonas de fraqueza da placa Sulamericana e pode estar associada às falhas normais referentes à reativação Sul-atlântica de idade mesozóica (Hasui & Mito, 1988). Principais interpretações acerca do processo gerador das grandes estruturas regionais sugerem que seu desenvolvimento estaria relacionado à justaposição de blocos crustais, induzida por regime tectônico convergente oblíquo (Hasui *et al.*, 1994; Strieder *et al.*, 1994). Sismo de 5.0 mb ocorrido em outubro de 2010, próximo à cidade de Mara Rosa, também dentro da ZCGT, foi o maior evento detectado no Brasil central. O evento ocorreu em falha inversa, de orientação SW-NE, paralela ao LTB, consistente com o campo de tensões atuante. Parte dos geólogos e geofísicos atribuem essas ocorrências à proximidade do LTB, que configura uma zona de fraqueza regional (Barros *et al.*, 2015). Outra parte, porém, atribui esses eventos ao afinamento crustal identificado na região (Azevedo *et al.*, 2015; Rocha *et al.*, 2011) (Figura 1.5). A crosta mostra espessura menor que 40 km, característica relacionada a rigidez/fraqueza litosférica e zonas sismicamente ativas (Tassara *et al.*, 2007; Assumpção e Sacek, 2013). Assumpção *et al.* (2013) mostram que na Província Borborema se encontra a maior extensão da Plataforma Sul-Americana com crosta mais fina, com média de 35 km e outra porção muito fina ocorre na Província Tocantins, justamente na zona sísmica Goiás-Tocantins e ao longo do Arco Magmático de Goiás, porções onde se encontram as Zonas de Cisalhamento que compõem o LTB (Soares *et al.*, 2006; Ventura *et al.*, 2011).

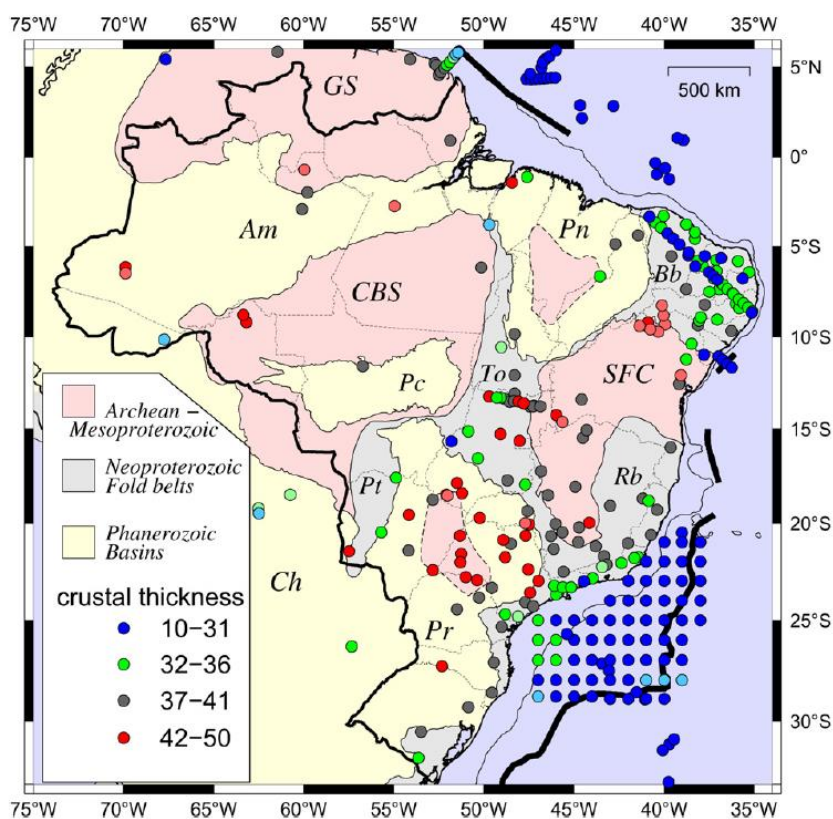


Figura 1.5 – Mapa de espessura crustal da plataforma Sul-Americana. Alinhamento aproximadamente E-W de pontos na Província Tocantins (To) indica a Zona Sísmica Goiás-Tocantins. Fonte: Assumpção *et al.* (2013).

Azevedo *et al.* (2015) afirmam que, quando comparados os epicentros dos sismos com a zona de baixa velocidade na Zona Sísmica Goiás-Tocantins, o afinamento litosférico tem contribuição significativa na sismicidade intraplaca, enquanto trabalho de Assumpção e Sacek (2013) também sugerem deformação flexural como causa importante do stress sismogênico local, sendo também identificado em outras áreas. Essa deformação flexural tende a ser aumentada pela compressão regional, que, por sua vez, tem relação direta com alta anomalia isostática.

São ainda conhecidos e estudados corpos intrusivos ao longo das falhas que compõem o LTB na Província Alcalina de Goiás (Junqueira-Brod *et al.*, 2002) com idade média de 85 Ma (Gaspar *et al.*, 2000). Na Bacia do Parnaíba, no Estado do Piauí, foram encontradas intrusões kimberlíticas de idade cretácea controladas pelo LTB, como as de Redondão, Gilbués e Fazenda Largo (Kaminsky *et al.*, 2009).



### 1.1.3 Influência do Lineamento nas Bacias

Pequenas bacias sedimentares extensionais são encontradas ao longo do LTB no Continente Sul Americano, como Jaibaras, Monte do Carmo, Água Bonita e Piranhas (Brito Neves *et al.*, 1984). São eopaleozóicas e foram formadas por reativação rúptil de zonas de cisalhamento que compõem o lineamento (Cordani *et al.*, 2013b). As bacias Parnaíba, Paraná e Pantanal (Assine, 2004) também têm sua história ligada à influência dessa estrutura.

No Ceará e Piauí o LTB recebe o nome de Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II. Esta falha é responsável pela geração da Bacia Jaibaras. Formada na transição entre o Pré Cambriano e o Paleozóico, esta bacia de *pull-apart* teve origem por processos de reativação frágil ao longo de antigas zonas de cisalhamento associadas à orogenia Brasiliano/Pan-Africana (Oliveira e Mohriak, 2003). Sua gênese é correlata à reativação do LTB. Interpretação de dados geofísicos permitiram Pedrosa Jr. *et al.* (2015) definirem com melhor detalhe os rifts da Bacia Jaibaras. Os autores identificaram endentações nas falhas que bordejam a bacia, causadas pela abertura da mesma já em regime frágil, decorrente de reativação da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II. Os resultados obtidos levaram a um modelo geológico-estrutural da Bacia Jaibaras e seu entorno e delimitam domínios geofísicos detalhadamente, além de associar lineamentos magnéticos NW-SE ao fechamento da bacia ou reativação recente por sismicidade. Utilizando dados magnetotelúricos, Pedrosa Jr. *et al.* (2016) colocam a evolução da Bacia Jaibaras no final do Brasiliano com tensores regionais abrindo a bacia em regime transtensional. O rifte inicial tem forma de V e o processo de evolução, erosão e fechamento após o Cambro-Ordoviciano causaram as falhas NE-SW, E-W e NW-SE. A ocorrência de sismos na região corrobora a recorrência dessas reativações (Moura *et al.*, 2014). A bacia é composta por depósitos siliciclásticos continentais imaturos e rochas vulcanoclásticas imaturas de idade paleozóica (Santos *et al.*, 2008). Dois plutons, Meruoca e Mucambo, estão entre os quatro eventos magmáticos relacionados ao rifteamento continental ocorrido na formação da bacia (Oliveira e Mohriak, 2003).

Ainda na Província Borborema, a leste do LTB, encontram-se as bacias de Cubati e Boa Vista, na Paraíba, onde Souza *et al.* (2013) realizaram estudo que traz a aplicação do método  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  em basaltos continentais, datando amostras de rocha total de basalto e de traquito, que revelam vários pulsos magmáticos entre 27 e 12 Ma. Os autores moeram as amostras e escolheram três grãos de diferentes minerais de cada uma (olivina, plagioclásio,

sanidina, clinopiroxênio, titanita, etc.). Pulsos magmáticos de 27 a 12 Ma, durante a formação das bacias Boa Vista e Cubati, mostraram que a região nordeste do Brasil estava sob extensão NW-SE. Os autores sugerem duas hipóteses para extensão: o aumento da compressão na margem Pacífica teria resultado em movimento transcorrente nas zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco; ou a extensão da Província Borborema resulta de falha transformante relacionada à cadeia meso-oceânica do Atlântico Sul.

Na porção sudoeste do rift de Jaibas, encontra-se a Bacia do Parnaíba, localizada entre os crátons Amazônico e São Francisco (Brito Neves e Fuck, 2013). Sobre o substrato da bacia, Castro *et al.* (2014) afirmam, com base em dados de gravimetria e magnetometria, que a bacia repousa sobre rifts eopaleozóicos que são responsáveis pelo seu processo de subsidência. Daly *et al.* (2014) que também realizaram estudos geofísicos na bacia, constataram que a reflexão sísmica realizada definiu, com uma diferença de 100 km para oeste, em relação ao resultado apresentado no estudo de Castro *et al.* (2014), o traçado da continuação da Falha Sobral-Pedro II com o LTB. Essa continuação passa por Campo Maior, localizada dentro da Bacia do Parnaíba, no limite entre o Bloco Parnaíba e as províncias Borborema e Tocantins.

Ainda nesta bacia, Merle *et al.* (2011) dataram plagioclásio de basaltos toleíticos da Província Magmática do Atlântico Central, alojada no limite Triássico-Jurássico e obtiveram a idade de  $199 \pm 24$  Ma. Kaminsky *et al.* (2009) relatam ocorrência (não econômica) de kimberlitos e atribuem ligação com o LTB quanto à sua intrusão, pois são relacionados à reativação de falhas pré-existentes na bacia e no embasamento.

Na porção sul da Bacia do Parnaíba, estudos de magnetometria e gravimetria (Santos *et al.*, 2014) apresentam anomalias concordantes com o a orientação do LTB. O modelo gerado no estudo indica um limite crustal sob a bacia, como já havia sido observado no embasamento ao sul, na Província Tocantins. Mapas estruturais revelam geometria complexa da bacia, composta por estruturas de graben/horst orientadas NE-SW. A partir dos resultados obtidos, os autores concluíram que o LTB foi reativado no Cambriano, durante o qual várias estruturas tipo *graben* foram formadas. Foi demonstrado também que as zonas de cisalhamento dúcteis foram reativadas como estruturas frágeis e influenciaram a geometria da bacia. O modelo gerado indica uma zona de falha de 300 km de largura, tendo o principal depocentro variado de 2,5 a 4,7 km, de acordo com o modelo. Os autores concluíram ainda que o conceito de bacia intracratônica não deformada atribuído à Bacia

Parnaíba não é aplicável à estrutura rifteada revelada no estudo, que indica claramente que a bacia foi formada ou precedida de uma fase *rift* de idade possivelmente cambriana e foi associada a um *graben* linear gerado a partir da reativação frágil de zonas de cisalhamento pré-cambrianas.

A Bacia Monte do Carmo, na porção centro-sul de Tocantins, é caracterizada por uma sequência vulcanossedimentar e rochas sedimentares imaturas (conglomerados polimíticos e arcóseos). Considerada primeiramente uma bacia molássica brasileira e ratificada posteriormente como tendo sua gênese controlada pelo LTB (Schobbenhaus e Campos, 1984) a bacia tem correlação com o Grupo Jaibaras. Dados geocronológicos existentes indicam isócrona Rb-Sr em cerca de 1.100 Ma para as rochas vulcânicas (Cunha *et al.*, 1981). Saboia *et al.* (2007, 2009) revelaram idade modelo ( $T_{DM}$ ) de 800 Ma, relacionando sua formação ao Neoproterozóico.

O *Gráben* de Água Bonita (Baptista e Cartner-Dyer, 1966), de idade siluriana, localizado na divisa de Tocantins e Goiás, tem sua origem atribuída a transcorrência dextral ao longo do LTB (Zalán, 1986), tendo esta mesma estrutura preservado da erosão sedimentos devonianos (Sadowski e Campanha, 2004). O *graben* é representado como uma estrutura assimétrica, na qual a porção mais profunda alcança 4 km (Carvalho *et al.*, 2012). A descontinuidade de Moho, na região de São Miguel do Araguaia, a sul do *graben*, está localizada a aproximadamente 40 km de profundidade (Soares, 2005).

Combinação de dados geológicos e geofísicos permite propor que a estrutura extensional foi gerada em ambiente restrito, com borda irregular, associada ao LTB. Os resultados sugerem que o *Gráben* de Água Bonita resulta da combinação de cisalhamento puro e simples, em ambiente transtensional, e o mergulho das sequências sedimentares detríticas indica que o *graben* está ligeiramente inclinado para NW (Carvalho *et al.*, 2012).

O traçado do LTB para sudoeste afeta também a Bacia do Paraná. De grande extensão e com mais de 7 km de profundidade na sua porção central, ela teve início no Ordoviciano e foi afetada pelo magmatismo Serra Geral, que cobre dois terços da extensão da bacia (Milani e Tomaz Filho, 2000). Em sua porção norte, Bologna *et al.* (2013) fizeram perfis magnetotelúricos que revelaram uma variação lateral significativa na resistividade elétrica da crosta inferior e manto superior na região do Rio Aporé, a sudoeste da Faixa Brasília. Os estudos realizados mostraram a existência de dois domínios litosféricos com diferentes gravidade e resistividade elétrica, coincidindo com a borda oeste do Bloco

Paranapanema. Apesar de dados adicionais serem necessários para a interpretação dessa transição em outras porções da bacia, as diferenças elétricas observadas são associadas com a justaposição tectônica de terrenos de diferentes naturezas e idades, possivelmente como resultado de acreção de terrenos alóctones durante a formação do Western Gondwana.

Estudos realizados por Mariani *et al.* (2013), com o objetivo de investigar a espessura da crosta na região norte da Bacia do Paraná, compararam a profundidade da descontinuidade de Moho definida por dados sismológicos, isostáticos e gravitacionais. Utilizando dados do satélite geodésico GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer), que mede a gravidade da terra com resolução inédita, foi possível identificar a Moho isostática e gravitacional a aproximadamente 35 km da superfície, sendo então mais rasa que a Moho sismológica, que gira em torno de 40-46 km. Uma crosta mais espessa, como encontrada nos estudos sismológicos, geraria uma anomalia *Bouguer* negativa, não identificada na Bacia do Paraná. Ainda, os autores propõem que o aumento da densidade da crosta inferior, com rochas de maior densidade que a média crustal, deve-se ao material magmático presente na bacia, seja em forma de magmatismo *underplating* ou como *sills* intrudidos na crosta.

Ainda na mesma região, dados de aeromagnetometria de Curto *et al.* (2014) permitiram interpretar os regimes estruturais e tectônicos e os correlacionam com fases de reativação ocorridas na Plataforma Sulamericana. Os autores identificaram cinco direções preferenciais de falhas, sendo duas delas componentes do LTB, de direção N45-60E e N25-30E, mais profundas, embora as direções predominantes na bacia sejam de orientação NW, associadas a reativações cretáceas. Duas das mais recentes reativações do LTB estão representadas em falhas que afetam sequências carboníferas e devonianas na Bacia do Paraná.

Na porção leste da Bacia, Ernesto *et al.* (1999) e Renne *et al.* (1996) dataram diques Ponta Grossa, predominantemente basálticos, na Província Magmática Paraná. Idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  entre 130 e 133 Ma denotam o pico de atividade magmática principalmente em 130 Ma na Província. Outras pequenas injeções de diques continuaram até 120 Ma possivelmente refletindo extensão NE (Renne *et al.*, 1996).

A porção onde o traçado do LTB é representado por uma inflexão e então é descontinuado, corresponde à Bacia do Pantanal. Assine (2004) afirma que a formação dessa bacia envolveu reativação ao longo do lineamento. O Pantanal é uma bacia sedimentar

quaternária que experimenta extensa e prolongada inundação sazonal, de janeiro a junho, com picos de inundação máxima em meses distintos em diferentes compartimentos geográficos da planície. Quanto à sua gênese, o depocentro da bacia possui forma elíptica alongada N-S e a subsidência não é essencialmente flexural, já que a bacia é estruturada por falhas (Ussami *et al.*, 1999).

A Bacia do Pantanal apresenta epicentros de sismos alinhados com os epicentros da Zona Sísmica de Goiás-Tocantins. Berrocal *et al.* (1984) sugerem que a sismicidade no Pantanal tem relação com estruturas associadas ao LTB, cuja importância como elemento tectônico foi reconhecida na área (Soares *et al.*, 1998; Assine 2004). Registros de estações sismográficas indicam, a partir dos mecanismos focais obtidos, esforço compressivo de direção ENE-WSW aproximadamente (Facincani *et al.*, 2012).

#### **1.1.4 Eventos de Reativação relacionados ao LTB**

Em alguns estudos regionais, tem-se registros de reativações que datam do Pré-Cambriano Superior–Eopaleozóico (Oliveira e Mohriak, 2003) até o Cenozóico (Soares *et al.*, 1998). Curto *et al.* (2014) relatam pelo menos três episódios de reativação do LTB no Fanerozóico: a Bacia Jaibaras (Oliveira 2001), no Cambro-Ordoviciano, onde se encontram os granitos Mucambo ( $532 \pm 7$  Ma, Santos *et al.*, 2008) e Meruoca ( $523 \pm 9$  Ma, Archanjo *et al.*, 2009); o Gráben de Água Bonita (Carvalho *et al.*, 2012), no Siluriano-Devoniano; e um episódio durante a abertura do Atlântico, marcado por uma série de falhas normais, algumas afetando sequências paleozóicas, na porção norte da Bacia do Paraná (Alvarenga e Trompette, 1993).

No Ceará, Destro *et al.* (1994) identificaram reativação pós-devoniana do LTB, a partir da análise de deformações em arenitos do Grupo Serra Grande (Siluriano Superior) na Bacia do Parnaíba. Os autores sugerem idade neocretácea para este evento, por correlação com deformações observadas em outros pontos da megaestrutura. A partir da análise de conjugados de Riedel, o regime foi classificado como transpressivo dextral na região. Existem também registros de sismos nas imediações de Sobral, e a norte-nordeste da região, incluindo os municípios de Santana do Acaraú, Irauçuba, Senador Sá, e outros. Na região de Sobral, mais precisamente na serra da Meruoca, borda da Bacia de Jaibaras, sismógrafos chegaram a registrar evento de 4,2 mb em 2008 (Oliveira *et al.*, 2010) e de 4,8 mb em

Irauçuba em 1991 (França *et al.*, 2004). Estudos de determinação de mecanismos focais dos sismos registrados, associados a mapeamento estrutural, foram realizados na região para constatar que o LTB não tem influência direta sobre os sismos da região (Moura *et al.*, 2014), mas o afinamento crustal ao longo das suas zonas de cisalhamento é responsável pelo alívio de tensão.

Na porção norte da Província Tocantins, indício de reativação cambriana do LTB é representado por extensas zonas de cisalhamento evoluindo para falhas e lineamentos que resultam de tectônica dominante do tipo direcional (Dantas *et al.*, 2013).

Atividades fanerozóicas têm sido registradas nas bacias sedimentares do Paraná e Parnaíba e também atividades neógenas na bacia do Pantanal e em áreas costeiras do Ceará (Brito Neves e Fuck, 2013). Porém, o que se sabe sobre as reativações ainda são dados localizados e muitas lacunas precisam ser sanadas. A reativação cenozóica é observada pela ocorrência de sismos (Ussami *et al.*, 1993; Lima, 2000), que ocorrem com maior frequência em regiões do Ceará, Tocantins e Pantanal, próximos ao LTB, e também pela formação de platôs morfológicos, como leques aluviais gerados por sistemas fluviais de bacias recentes, cuja deposição é resultante de movimentos tectônicos associados ao soergimento dos Andes e reativação do LTB (Assine e Soares, 2004).

Datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

## 2 DATAÇÃO $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

### 2.1 Os Sistemas K/Ar e Ar/Ar.

Os sistemas de datação K/Ar e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  são muito utilizados em termocronologia. A datação K-Ar se tornou uma técnica muito versátil e tem sido extensamente utilizada, tanto para a datação de rochas cenozóicas quanto de rochas mais antigas (McDougall e Harrison, 1999). Lavas vulcânicas ou materiais tão antigos como meteoritos podem ser datados por esse sistema.

A presença do elemento K (potássio) é primordial para o sucesso da análise. Abundante em minerais como K-feldspato e micas, ele tem três isótopos de ocorrência natural, sendo o  $^{39}\text{K}$  e  $^{41}\text{K}$  estáveis e representando 99,9% da abundância natural e o  $^{40}\text{K}$  na forma de isótopo radioativo (Braun *et al.*, 2006). O funcionamento do método K-Ar é baseado no decaimento do  $^{40}\text{K}$ , que tem meia vida de 1,25 bilhões de anos.

O  $^{40}\text{K}$  tem decaimento de forma ramificada para  $^{40}\text{Ca}$  e  $^{40}\text{Ar}$ , sendo 10% para  $^{40}\text{Ar}$  e 90% para  $^{40}\text{Ca}$ . O elemento cálcio se apresenta de forma predominante em  $^{40}\text{Ca}$  na natureza com abundância de 96,9%. É um isótopo muito comum na estrutura dos minerais e não pode ser distinguido de  $^{40}\text{Ca}$  radiogênico resultante do decaimento de  $^{40}\text{K}$ . Além disso, sua difusão é um processo complexo devido à sua reatividade. Já  $^{40}\text{Ar}$  é raramente encontrado nas rochas terrestres quando da sua solidificação e é facilmente medido por espectrômetro de massa de gás nobre (Braun *et al.*, 2006). Os motivos acima expostos justificam a escolha do argônio, e não do cálcio, para a utilização como geocronômetro.

A evolução do método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  tornou-se possível a partir da confirmação de  $^{40}\text{Ar}$  como resultante do decaimento de  $^{40}\text{K}$  com o trabalho de Aldrich e Nier (1948), que demonstraram que o argônio extraído de minerais ricos em potássio era significativamente mais enriquecido em  $^{40}\text{Ar}$  do que em  $^{36}\text{Ar}$ , quando comparado à razão  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  do ar atmosférico. Já em meados de 1960, a evolução do método ocorreu quando Merrihue (1965) e Merrihue e Turner (1966) reconheceram que, por meio da produção de  $^{39}\text{Ar}$  a partir da irradiação de  $^{39}\text{K}$ , uma nova variação da datação K-Ar tornou-se possível, e que esta variação ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) poderia fornecer melhor resultado no cálculo de idades e sua interpretação (McDougall e Harrison, 1999).



## 2.2 O método de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Para datar amostras pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , é necessário que sejam irradiadas em reator nuclear para transformar uma pequena proporção de  $^{39}\text{K}$  em  $^{39}\text{Ar}$  pela interação com nêutrons rápidos. Após a irradiação, a amostra é colocada em sistema a vácuo, onde é aquecida por feixe de laser. O argônio liberado é purificado e analisado em espectrômetro de massa de gases nobres. No espectrômetro são determinadas as abundâncias relativas de  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{39}\text{Ar}$ ,  $^{37}\text{Ar}$ ,  $^{36}\text{Ar}$ , e, algumas vezes  $^{38}\text{Ar}$ . Para o cálculo da idade é utilizada a expressão:

$$t_i = 1/\lambda \ln (1 + J_i (^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k)_i)$$

onde

$\lambda$  é a constante de decaimento de K ( $5.543 \pm 0,010 \times 10^{-10}$ );

$^{40}\text{Ar}^*$  é o argônio radiogênico;

$^{39}\text{Ar}_k$  é o argônio gerado a partir de  $^{39}\text{K}$  durante a irradiação; e

J é um parâmetro de irradiação definido como:

$$J = (^{39}\text{K}/^{40}\text{K}) (\lambda/\lambda_\epsilon) \Delta \int \phi (E) \sigma(E) dE$$

onde

$\lambda_\epsilon$  é a constante de decaimento de  $^{40}\text{K}$  para  $^{40}\text{Ar}$  ( $0,581 \pm 0.004 \times 10^{-11}$ );

$\Delta$  é a duração da irradiação;

$\phi(E)$  é o fluxo de nêutrons com energia E;

$\sigma(E)$  é a seção de capturação de nêutrons com energia E para a reação  $^{39}\text{K}(n,p) = ^{39}\text{Ar}$ .

A razão  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ , é corrigida de algumas interferências, principalmente de  $^{37}\text{Ar}$  e de  $^{36}\text{Ar}$  medidos, para subtrair a presença de interferentes de Ca e de  $^{40}\text{Ar}$  não radiogênico (tendo como base a razão  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  do ar atmosférico).

J é parâmetro de irradiação e pode ser determinado experimentalmente por meio da irradiação de um padrão de fluência de nêutrons de idade conhecida colocado próximo à amostra cuja idade se deseja determinar. Quanto mais próximo o padrão estiver, menor incerteza causada pela heterogeneidade no fluxo de nêutrons (Renne *et al.*, 1998). A determinação das quantidades de  $^{40}\text{K}$  e  $^{39}\text{Ar}_k$  produzidas no padrão permitem calcular J:

$$J = (e^{\lambda t} - 1)/(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k)$$

onde

t é a idade do padrão;

$^{40}\text{Ar}^*$  é a quantidade de  $^{40}\text{Ar}$  radiogênico presente no padrão;

$^{39}\text{Ar}_k$  é a quantidade de  $^{39}\text{Ar}$  radiogênico gerado pela reação  $^{39}\text{K}(n,p) = ^{39}\text{Ar}$  no padrão.

A razão  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  encontrada é proporcional à razão  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$  na amostra, e portanto, proporcional à idade, visto que a quantidade de  $^{39}\text{Ar}_k$  depende de  $^{39}\text{K}$  presente na amostra e a razão  $^{39}\text{K}/^{40}\text{K}$  é constante na natureza (McDougall e Harrison, 1999).

Uma das vantagens do método é poder analisar o isótopo filho e o isótopo pai ( $^{40}\text{K}$ ) em uma só análise, sem a necessidade de análises separadas, como é o caso do K-Ar (Renne *et al.*, 1998). Assim, evita-se o problema de heterogeneidade de amostras (Berger e York, 1970; Turner, 1971), permitindo a análise de grãos menores. Outra vantagem do método é que as razões isotópicas podem ser medidas em várias etapas (*steps*) de aquecimento crescente, possibilitando maior precisão do que a metodologia tradicional K-Ar. Nesta técnica a amostra é aquecida gradativamente (*step-heating*), iniciando em temperaturas bem abaixo da fusão (da ordem de 600°C) até sua fusão.

A técnica de analisar cada fração de Ar extraída por *step-heating* (Merrihue e Turner, 1966) permite calcular a idade de cada etapa e o conjunto de dados permite a interpretação de retenção de Ar ou contaminação externa (excesso de Ar) (Figura 2.1), considerando a parte da seção mineral analisada (Turner *et al.*, 1966). Com o gráfico gerado a partir das análises, pode-se interpretar a história do mineral de acordo com o espectro de liberação do argônio (Figura 2.1). É possível perceber retenção parcial de Ar radiogênico (Figura 2.1b), com a obtenção de idades mais baixas para temperaturas menores de extração (ou potência do laser), ou a contaminação por excesso de Ar (Figura 2.1c), em que as idades são mais altas. A forma da curva também pode revelar episódios de múltiplas fases de deformação em minerais metamórficos (Figura 2.2) (Braun *et al.*, 2006).

Devido ao coeficiente de difusão similar dos isótopos  $^{40}\text{Ar}$  e  $^{39}\text{Ar}$  a liberação de ambos durante o aquecimento gradual ocorrerá de forma simultânea, resultando em razão  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  constante para cada fração de gás liberada. Uma situação ideal como a citada (espectro linear) significa que o sistema isotópico permaneceu fechado desde a cristalização do mineral (Araújo, 2001). Se uma amostra perdeu parte do  $^{40}\text{Ar}$  após a cristalização do mineral, por um evento termal, por exemplo, as razões  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtidas nas extrações de baixa temperatura fornecerão idades mais baixas que a real. Esses patamares, portanto, fornecerão idade relacionada ao evento termal que afetou a rocha, e o platô de altas temperaturas pode ser associada à idade mínima de cristalização do mineral (Araújo, 2001).

Como qualquer outro método de datação, o método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  requer minucioso estudo do contexto regional e cuidadosa amostragem para a correta interpretação dos

resultados obtidos. Como outros métodos, os resultados devem refletir a profundidade correspondente à temperatura de fechamento do sistema. Caso contrário, as idades isotópicas obtidas indicarão uma média da taxa de exumação da rocha e não a dinâmica de determinado evento. Na análise dos dados é essencial o conhecimento do gradiente geotérmico regional/local, para a determinação da profundidade dos eventos identificados e construção da trajetória da rocha (Braun *et al.*, 2006).

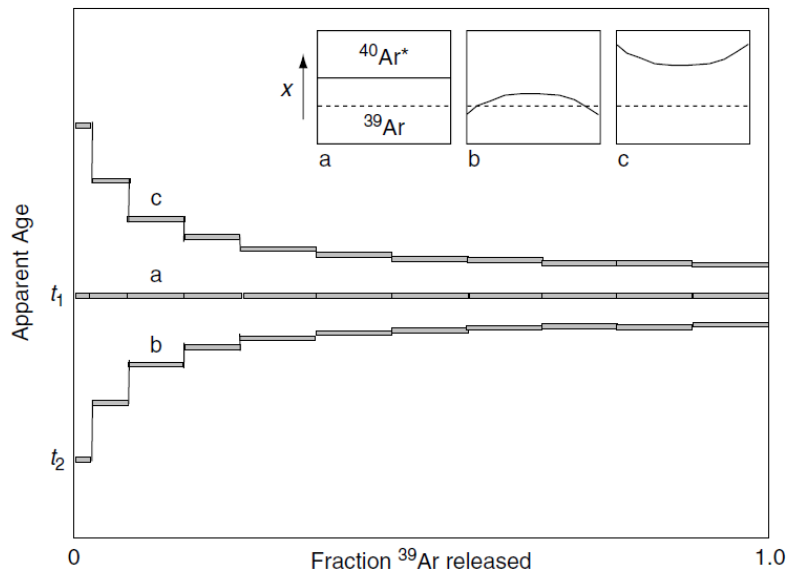


Figura 2.1 – Gráfico de idade aparente *versus* porcentagem de argônio liberada, mostrando o padrão das curvas de  $^{39}\text{Ar}$  liberado e suas diferentes interpretações. Acima, em a) Quantidades de  $^{40}\text{Ar}^*$  e  $^{39}\text{Ar}$  se mantêm proporcionais e representam rápido esfriamento da rocha, b) perda de argônio ou perturbação parcial do sistema e c) excesso de argônio (Braun *et al.*, 2006).

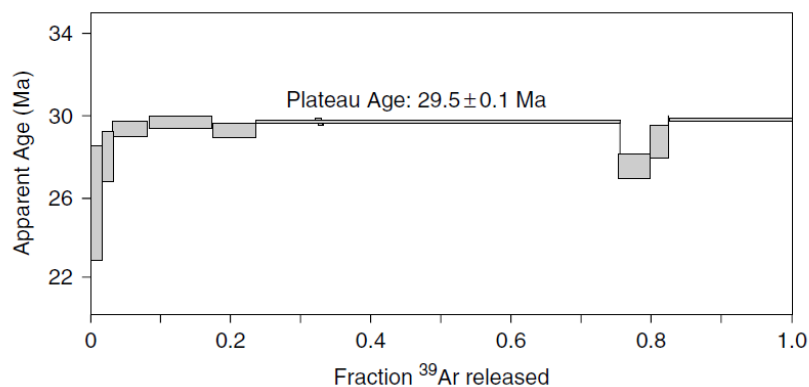


Figura 2.2 – Gráfico de idade *plateau* mostrando rápido resfriamento abaixo de 30 Ma, seguido de perturbação termal em aproximadamente 25 Ma (Braun *et al.*, 2006).

Com a evolução das pesquisas, estudos de difusão de argônio nas estruturas cristalinas dos minerais possibilitaram explicar algumas das variações de datação ocorridas em função do esfriamento lento ou de eventos termais subsequentes à cristalização original do mineral. Estes estudos comprovam que o aumento da temperatura também aumenta a difusão, esta última, exponencialmente (McDougall e Harrison, 1999). Então, rochas que experimentaram elevadas temperaturas após a cristalização perdem parcial ou completamente o argônio radiogênico acumulado, dependendo do comportamento da difusão, da temperatura e do tempo envolvido.

### **2.3 Minerais utilizados no método de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$**

A princípio, qualquer mineral ou rocha que tenha o elemento potássio em sua constituição pode ser utilizado na datação K-Ar e  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  (Dalrymple e Lanphere, 1969; Faure, 1986), mas na prática a gama de materiais que podem dar resultado satisfatório é bem mais restrita. Esses métodos de datação são aplicados principalmente em rochas ígneas ou metamórficas. As sedimentares podem ser usadas em casos mais particulares (McDougall e Harrison, 1999).

Este estudo utiliza biotita e anfibólio. O principal motivo da preferência por biotita é que, além de ser encontrada em grande parte das rochas ígneas e metamórficas, contém grande quantidade de potássio em sua composição.

Em rochas ígneas de resfriamento rápido, os minerais fornecem a idade do alojamento e resfriamento, desde que não tenha ocorrido aquecimento posterior que possa ter perturbado o sistema (Hart, 1964). Já em rochas ígneas e metamórficas que passaram por resfriamento lento, biotita vai registrar a idade em que a rocha passou pela temperatura entre 350 e 300°C e no caso do anfibólio, 550 e 500°C, temperatura aproximada de fechamento para taxas de resfriamento moderadas (McDougall e Harrison, 1999). Os minerais fornecerão, então, informação da história termal da rocha, e não necessariamente a idade de uma rocha ígnea ou o tempo de um evento tectônico.

Existem alguns relatos de desvantagens do uso da biotita. A retenção ou contaminação externa de argônio foram relatadas em datação K-Ar em rochas vulcânicas recentes (Funkhouser *et al.*, 1966), em flogopita de rochas kimberlíticas (Lovering e Richards, 1964; Zartman *et al.*, 1967) e em terrenos metamórficos (Richards e Pidgeon, 1963; Pankhurst *et al.*, 1973; Foland, 1983). Nesses casos, idades mais antigas que o esperado

foram encontradas no espectro, possibilitando a interpretação de excesso de argônio nas rochas estudadas.

#### **2.4 Aplicação do método e casos de estudo**

Para conhecimento da abrangência do método, alguns estudos merecem ser relatados, como a idade mais recente e a mais antiga obtidas, a análise de diversos minerais e resultados de amostras de ambientes geológicos diferentes, como, por exemplo, do embasamento e de bacias sedimentares e, principalmente, de zonas de cisalhamento.

Dentre os exemplos de idades mais recentes obtidas com o método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  estão os resultados das análises de sanidina em púmices de uma das erupções do Vesúvio (Renne *et al.*, 1997). Os resultados da extração de argônio utilizando a técnica de *step-heating* em 12 amostras mostrou que, apesar do excesso de  $^{40}\text{Ar}$  identificado, o método é válido para datar amostras com menos de 2 Ma com uma precisão melhor que 5%, tornando este geocronômetro válido para idades muito jovens. Com o aumento gradativo da potência do laser, os valores que inicialmente eram altos e dispersos, indício de excesso de argônio (24 a 521 Ma na potência de 1 a 2 W de laser), ficaram mais baixos e uniformes (2 a 26 Ma com a potência de 4 a 6 W do laser e, finalmente 2 a 3 Ma com a potência de 7 a 20 W). No diagrama de correlação isotópica, utilizado para identificar excesso de argônio, a isócrona aponta razão  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  inicial de  $306,9 \pm 1,3$ , significativamente maior do que o valor da razão  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  do ar atmosférico (295,5), confirmando excesso de  $^{40}\text{Ar}$  por contaminação externa.

Estudos de proveniência de sedimentos são possíveis a partir da datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de minerais detríticos e sua comparação com idade e composição de rochas do entorno. Assim, pode-se determinar de onde os minerais detríticos vieram, pois idades de diferentes níveis estratigráficos da bacia são interpretadas como variações da idade de resfriamento da rocha de origem. O mineral utilizado no estudo de Carrapa *et al.* (2004) foi mica branca que, com temperatura de fechamento entre 350 e 420°C, registra o tempo em que o mineral passou por este intervalo de temperatura, que é alta o suficiente para evitar a perturbação do sistema por eventos rápidos e também não é afetada pela diagênese. Além disso, o alto conteúdo de potássio no mineral, sua ocorrência em vários tipos de rochas e sua resistência mecânica também são vantagens para uso nesse método. Por causa da sua localização estratégica, na parte interna da porção dos Alpes, o estudo forneceu informações de

padrões de esfriamento e soerguimento do orógeno que bordejia a bacia terciária Piedmont. Diagramas de distribuição foram usados para identificar as principais populações de idades presentes nas diferentes formações da bacia e rios. Como esses diagramas são utilizados para a indicação de proveniência, problemas de excesso de  $^{40}\text{Ar}$  nas rochas fontes são descartados. Para isso, foram analisadas mais de 60 amostras de mica branca e os resultados mostram que, durante o Oligoceno, os sedimentos foram provenientes de uma área a sul da bacia, que, em grande extensão, registra metamorfismo de alta pressão (40-50 Ma), e em parte, metamorfismo variscano (ca. 320 Ma). Durante o Mioceno, a principal fonte de sedimentos mudou gradualmente de sul a oeste, caracterizada por idades cretáceas de 70 Ma e 120 Ma. Os autores atribuem essa mudança de sedimentação à evolução da principal rede de paleodrenagem na bacia devido, principalmente, à tectônica vertical. A conclusão final do estudo é que a principal idade encontrada nos sedimentos mais antigos da bacia se torna mais antiga em direção ao topo. Isso é resultado de uma área fonte cada vez mais larga, incluindo unidades tectônicas de idades mais antigas.

Para obter informações termocronológicas de plutons graníticos sinorogênicos do orógeno Qinling-Dabie (Wang *et al.*, 2014), foi utilizado o método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em K-feldspato e biotita. O trabalho teve enfoque nas taxas de resfriamento das porções estudadas, calculadas a partir da temperatura de fechamento do mineral, no caso K-feldspato, que varia de 450 a 150°C. A partir daí, foi possível a representação de gráficos *ppt* individuais. Os resultados revelaram diferentes taxas de resfriamento, tendo a porção leste do orógeno Qinling resfriado a uma taxa de 20°C Ma<sup>-1</sup> no período entre ca. 181-187 e 150 Ma, e a porção oeste apresentou taxa de 6,6°C Ma<sup>-1</sup> no período entre ca. 190-195 e 100 Ma. Os dados do cinturão Dabie mostraram evolução polifásica de soerguimento e denudação. Os dois plutons alcançaram profundidade de 7,5 km em cerca de 100 Ma. Os autores concluíram que a região leste apresentou taxa de resfriamento três vezes maior que a porção oeste.

A maioria dos trabalhos realizados utilizando a datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  determina idade de pulsos magmáticos, diques e lavas vulcânicas, e taxas de resfriamento, principalmente em granulitos. Existem vários estudos correlacionando esses dados com mineralizações e história termal de determinadas regiões, mas poucos estudos têm foco em rochas de zonas de cisalhamento. Em estudos com enfoque tectônico, determina-se frequentemente taxas de soerguimento de orógenos.

### 2.4.1 Em Zonas de Cisalhamento

A Zona Milonítica de Santa Rosa, na Califórnia, foi alvo de vários estudos termocronológicos. Goodwin e Renne (1991) relatam problemas encontrados na datação K-Ar em biotita, que resultaram em idades muito diferentes, e a este problema eles atribuíram a diminuição dos cristais durante os episódios de deformação. Datando biotita pelo método Ar-Ar e comparando com as datações K-Ar, os autores fizeram estudos de difusão de Ar relacionado ao tamanho dos cristais datados no método K-Ar. A partir de estudos de traço de fissão de titanita, zircão e apatita, foi sugerido resfriamento de 100°C a 60 Ma, e o estudo da história termal da região permitiu que os autores pudessem atribuir temperatura de fechamento entre 220 – 280°C para a biotita analisada com idade de 62 Ma na região.

Outros autores que tratam de datação de rochas em zonas de cisalhamento usando o método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  são Sherlock e Hetzel (2001). Dataram pseudotaquilitos com alto teor de potássio. Pseudotaquilitos são “veios” de material liquefeito em que não há formação de novas fases minerais, sendo então considerados produtos de falhas rápidas, atualmente correlacionadas a sismos. O alto teor de potássio no material fundido faz do pseudotaquilito um candidato ideal para a datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , porém, algumas considerações sobre o comportamento do sistema são fundamentais para o entendimento da aplicabilidade do método. Em termos gerais, os seguintes critérios devem ser observados: o argônio deve ter escapado do líquido durante a rápida fusão e resfriamento associados à formação do pseudotaquilito; a análise de clastos contendo argônio herdado deve ser evitada; o sistema não deve ter sido perturbado por eventos termais subsequentes ou percolação de fluido; e a perda de argônio por difusão após a formação do pseudotaquilito deve ter sido mínima. Quatorze amostras de pseudotaquilito foram encontradas em gnaisses quartzo-feldspáticos de uma região do Quênia, porém foram coletados na área de estudo cinco amostras escolhidas para a análise de microsonda por conter a menor quantidade de clastos. A metodologia utilizada na determinação da idade da matriz do pseudotaquilito foi: laser de aproximadamente 50µm de diâmetro foi posicionado de forma a evitar clastos de quartzo e feldspato, porções dominadas por microlitos e a parte mais externa do pseudotaquilito. Também foram realizadas análises em clastos de quartzo e feldspato para comparação com os resultados da matriz. Para a análise com laser infravermelho as amostras foram preparadas a partir do corte de seções de 300µm de espessura, polida de um lado e lavada, utilizando ultrassom, com metanol e água deionizada, alternadamente. Pedacos de

pseudotaquilito de aproximadamente 5 X 5 mm de tamanho foram envolvidos em lâmina de alumínio e irradiados no Riso National Laboratory, Dinamarca. As idades obtidas para a matriz do pseudotaquilito nas cinco amostras mostram variação de  $820 \pm 6$  Ma a  $313 \pm 15$  Ma. Mesmo considerando a heterogeneidade da matriz e com uma resolução analítica de 50  $\mu\text{m}$ , este dado representa grande incerteza. Para efeito de comparação, foram calculadas idades médias de cada amostra, e elas apresentaram variação de  $396 \pm 10$  Ma a  $507 \pm 192$  Ma. A média das amostras tem idade entre  $396 \pm 10$  Ma e  $414 \pm 15$  Ma.

Na discussão dos dados os autores sugerem idade de aproximadamente 400 Ma para a formação do pseudotaquilito. Primeiro, porque a amostra Ke5 é a mais precisa e apresenta os valores de  $402 \pm 11$  a  $432 \pm 13$  Ma, resultando em média de  $414 \pm 15$ . A amostra Ke5 tem os resultados mais precisos por ter menos clastos de quartzo e feldspato em sua matriz. Segundo, a amostra Ke9, pelo diagrama de correlação do inverso da isócrona sugere a idade de  $401 \pm 3$  Ma. E terceiro, plotando-se todos os dados obtidos em diagrama de frequência, há um único pico em 400 Ma.



# Metodologia

### 3. METODOLOGIA

Para a realização da análise espectrométrica, foram selecionados minerais de rochas de falha coletadas ao longo do LTB. As amostras coletadas, selecionadas e irradiadas estão relacionadas na tabela abaixo (Tabela 3.1) e localizadas no mapa a seguir (Figura 3.1).

Tabela 3.1 – Localização, nome, tipo de rocha e mineral utilizado para a datação  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ . Na tabela usa-se anf para anfibólio e bt para biotita.

<b>N</b>	<b>UTM-N</b>	<b>UTM-E</b>	<b>Amostra</b>	<b>Rocha</b>	<b>Mineral</b>
<b>1</b>	9634338	373570	HTF 1045	Basalto	anf
<b>2</b>	9553910	319886	HTF 1052	Anfibolito	anf
<b>3</b>	8733464	752702	HTF 1119	Xisto	bt
<b>4</b>	8748570	774997	HTF 1121	Granito	bt
<b>5</b>	8495026	605207	HTF 1142	Gnaisse	bt
<b>6</b>	8194898	344667	HTF 1151	Granito	bt
<b>7</b>	8054538	330221	HTF 1153	Basalto	anf

#### 3.1 Preparação das amostras e análise espectrométrica

A coleta das amostras foi realizada ao longo das zonas de cisalhamento que compõem o LTB, tendo sido a maioria dela coletadas no estado do Goiás. Na preparação das amostras, as rochas coletadas foram fragmentadas e os minerais foram separados por fração e selecionados, com ajuda de lupa, e separados para irradiação. Inicialmente foram selecionadas dezoito amostras, que foram irradiadas em reator nuclear na Universidade de Oregon, durante 30 horas, com fluxo total de nêutrons de  $2.47 \times 10^{13} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$  e potência de 1,1 MW. As amostras foram irradiadas sem rotação e dois monitores de fluxo (Biotita SJ 1 e Lepidolita KA-86) foram colocados em quatro locais estratégicos no disco. As amostras foram analisadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília e mais tarde no CPGeo, Universidade de São Paulo.

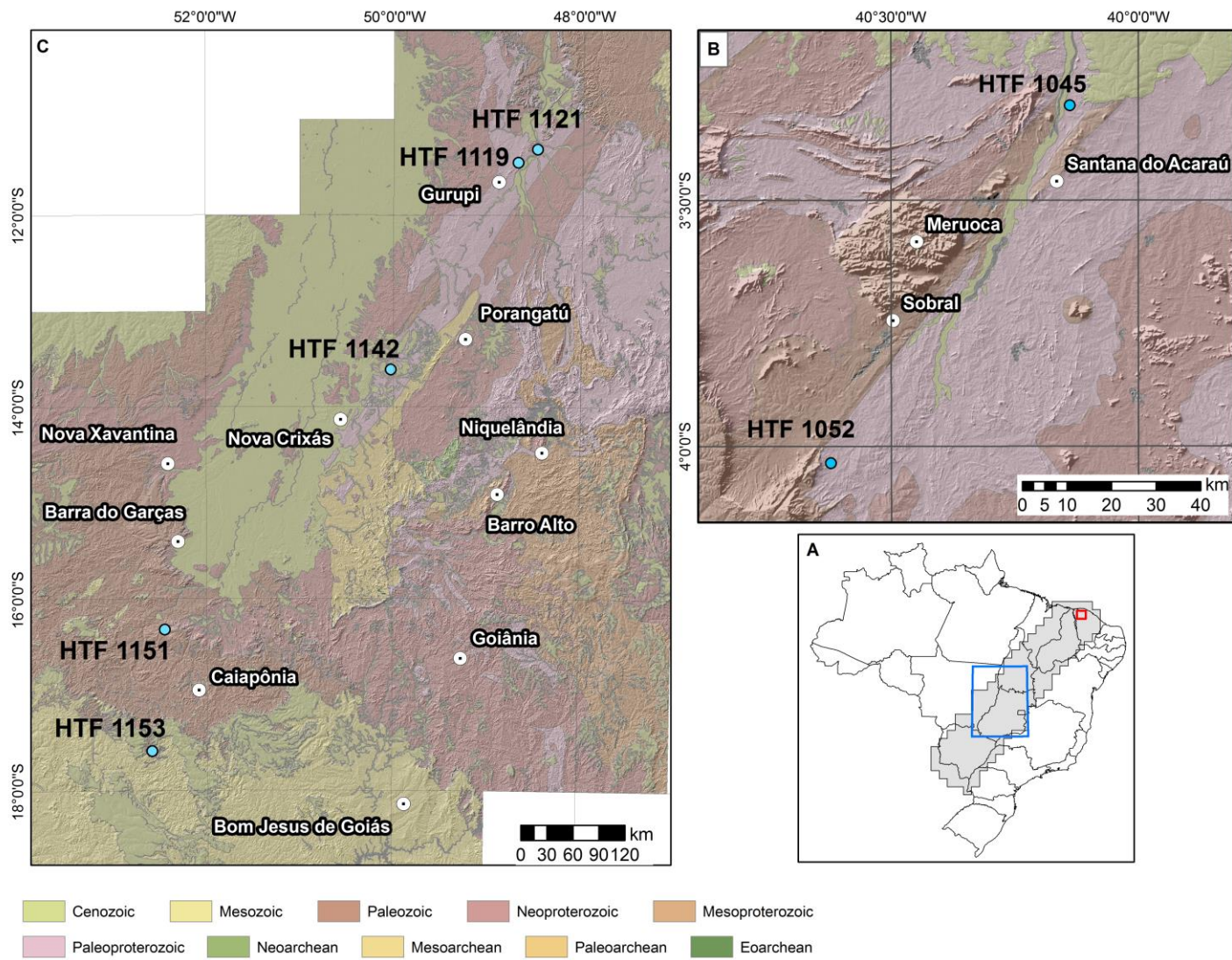


Figura 3.1 – Mapa de localização das amostras selecionadas para datação  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ . A) Mapa de localização; B) NW da Província Borborema e C) Província Tocantins.

As primeiras análises foram realizadas utilizando o espectrômetro para gases nobres Noblesse, da Nu instruments, instalado no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Este equipamento tem quatro detectores, sendo três multiplicadores de elétrons (IC0, IC1 e IC2) e um Faraday Cup. O diâmetro do laser é variável para que possa abranger a maior porção dos grãos analisados, a fim de evitar heterogeneidade na extração de argônio. Em geral, a análise é realizada em dois ou três grãos de mineral.

### **3.2 O espectrômetro Noblesse, sua calibração e correções aplicadas**

Existem duas configurações básicas de espectrômetros para a utilização do método de datação  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ : espectrômetros com um só coletor, e os chamados multicoletores, com mais de um coletor, podendo realizar contagens de massas diferentes simultaneamente, disponíveis a partir do ano 2000. Seja em monocoletores ou multicoletores, as análises isotópicas de argônio são efetuadas de modo estático, ou seja, todo o argônio extraído é purificado e introduzido no espectrômetro e analisado estaticamente.

Nesta forma de análise, modo estático, quantidades mínimas de até  $10^{-13}$  cc de Ar (CNTP - Condições Normais de Temperatura e Pressão) podem ser analisadas. Os cuidados que devem ser observados durante a análise são três: i - a composição isotópica (razões isotópicas) varia no interior do espectrômetro de massa por processos de adsorção, desorção e "*plating*" (implantação iônica), cujos efeitos podem ser minimizados, extrapolando as diversas medidas dos diferentes isótopos para o tempo  $t=0$  (introdução da amostra); ii – discriminação de massa (intrínseca do espectrômetro utilizado) corrigida analisando argônio atmosférico, no qual a razão  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  deve ser assumida como sendo 295,5 (Steiger e Jäger 1967); iii – correção de branco.

A diferença essencial entre espectrômetros de massa monocoletor e multicoletor reside no tempo necessário para uma completa análise isotópica. Nos espectrômetros com um coletor simples (Faraday ou multiplicador de elétrons) a análise requer em geral cerca de 20 minutos para, em média, oito razões isotópicas, enquanto nos multicoletores esse tempo pode ser reduzido para cerca de 5 minutos, resultando em ganho de tempo considerável para cada análise.

### 3.2.1 O Noblesse

O Espectrômetro de massa para gases nobres Noblesse (Nu Instruments), utilizado na Universidade de Brasília, é dotado de quatro detectores, sendo três do tipo multiplicador de elétrons (EM, também conhecido como *Ion Counter* - IC) e um do tipo Faraday. A presença dos *Ion Counters* permite a detecção de pulsos bem menores que os espectrômetros que só utilizam o Faraday com resistor de  $10^{11}$  ohms, tornando-o, assim, mais sensível.

O equipamento é composto pelo laser, para a extração do argônio por aquecimento, pela linha de extração, bombas iônicas, lentes, espectrômetro, detectores. As figuras 3.2 e 3.3 detalham esses elementos.

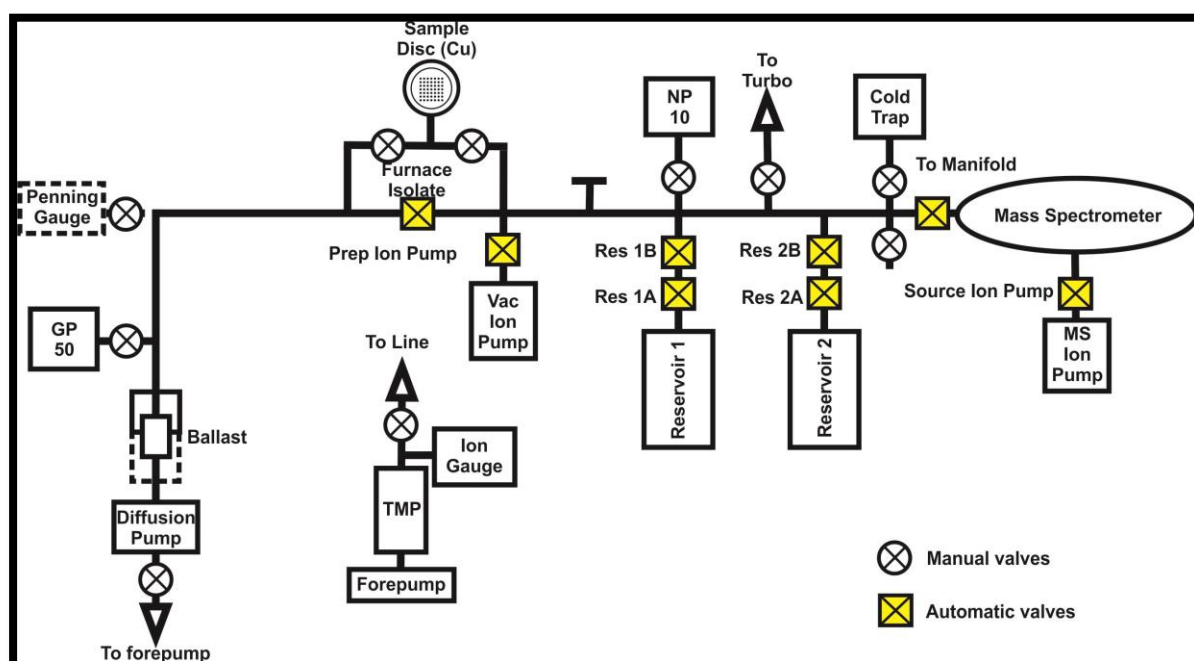


Figura 3.2 – Elementos que compõem o espectrômetro Noblesse.

O espectrômetro é um grande ímã que dispersa a trajetória dos íons após a deflexão magnética. A dispersão pode ser feita de forma instantânea durante análise isotópica, simplesmente variando campos eletrostáticos pré-determinados e armazenados em arquivo apropriado (*Tuning File*). Uma característica específica do equipamento é o poder de resolução de massas (*Mass Resolution Power*) em torno de 2200 devido a microfiltração dos íons antes de atingir os multiplicadores (ETP) de elétrons. Este recurso, aliado às duas lentes iônicas, permite eliminar interferências isobáricas indesejáveis (ver mais a frente).



Figura 3.3 – Fotografia do espectrômetro Noblesse.

### 3.2.2 Calibração e correções

Perfeita e frequente calibração do espectrômetro de massa é essencial para a obtenção de resultados confiáveis. Cada equipamento tem seus parâmetros ideais que devem ser verificados e corrigidos com frequência peculiar, conforme o tipo de espectrômetro de massa e vácuo para permitir a melhor análise possível das amostras.

O processo de calibração de espectrômetros se torna especialmente complicado quando ele tem mais de um tipo de detector, como é o caso do espectrômetro do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. A combinação deles requer calibração dos ganhos dos multiplicadores envolvidos (*gain calibration*) e também dos fatores de conversão cruzada tipo Faraday *versus* multiplicadores de elétrons (*cross calibration*).

O padrão para a calibração de todos os espectrômetros para a datação  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  é a razão  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  do ar atmosférico. O principal motivo para a determinação desta razão é que o valor de  $^{40}\text{Ar}$  da amostra é calculado a partir do  $^{40}\text{Ar}$  total subtraído do  $^{40}\text{Ar}$  atmosférico.



Além disso, a diferença entre a razão  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  do ar atmosférico medida e o valor 295,5 permite calcular o fator de discriminação, para corrigir as diversas razões isotópicas conforme três leis empíricas (linear, no caso deste estudo). As razões podem variar conforme os parâmetros do instrumento. No caso do Noblesse da UnB podem variar entre cerca de 320 e 290 (Carvalho *et al.*, 2014).

Outra questão importante na utilização dessa correção é que, devido à configuração dos multicoletores da Nu-instruments, no que se refere a geometria, as massas a serem medidas são separadas de duas unidades de massa atômica. Isso quer dizer que só se pode medir, simultaneamente, as massas pares ou as massas ímpares. Por exemplo, em uma etapa medem-se os isótopos  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$  e  $^{36}\text{Ar}$  e em outra etapa medem-se os isótopos  $^{39}\text{Ar}$ ,  $^{37}\text{Ar}$  e  $^{35}\text{Cl}$ . Esta configuração ainda resulta em fator complicador para a correção da razão  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , quando envolve Faraday para medida de  $^{40}\text{Ar}$ . Neste caso há a necessidade da calibração “cruzada” (*cross calibration*). Essas e outras considerações são relatadas em importante trabalho sobre as dificuldades da calibração de um espectrômetro desse tipo (Coble *et al.*, 2011), em que os autores afirmam que a calibração do equipamento é melhor realizada quando se aplica um padrão. Para isso, produziram um gás sintético contendo  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{39}\text{Ar}$  e  $^{38}\text{Ar}$  a partir de um cristal de sanidina irradiada, no qual adicionaram o *spike* de  $^{38}\text{Ar}$ . Dessa forma, a combinação do ar atmosférico com o gás de referência permite medidas das razões  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  e  $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , devidamente corrigidas.

Correção de ganho (*gain calibration*) é relativa à sensibilidade de cada detector. Essa eficiência deve ser medida o mais frequentemente possível, para maior precisão dos dados obtidos. Com o uso, os detectores vão ficando mais ineficientes e requerendo até sua substituição. Pode-se verificar a diferença de eficiência entre os *Ion Counters* no equipamento, obtendo respostas em cps (contagem por segundo) para um mesmo isótopo ( $^{40}\text{Ar}$  em geral), utilizando o método *peak jumping*. A calibração cruzada (*cross calibration*) se faz necessária quando se usa dois tipos de detectores, como o Faraday e o multiplicador de elétrons. Quando a leitura de  $^{40}\text{Ar}$  deve ser realizada com o Faraday, por ter um sinal mais forte, de cerca de 40 mV, e outras massas são medidas nos ICs, por ter sinal mais fraco, se faz necessária a conversão de mV para cps para calcular a razão. O valor teórico de 62422 cps/mV é válido para um resistor preciso de  $1 \times 10^{11} \Omega$  (ohms). Quando não é o caso, requer calibração com um padrão, seja sintético ou o próprio argônio atmosférico não-fracionado.

A correção do branco é primordial para ser subtraído do valor medido nas amostras. Para isso, o valor do branco, também extrapolado, deve ser obtido antes da leitura da amostra para que o valor das amostras seja mais representativo do gás extraído.

No que se refere ao equipamento, devem-se observar os ajustes dos diversos parâmetros, conhecidos como *tuning*. O *tuning* envolve a voltagem das lentes da fonte iônica, por exemplo, para que os detectores recebam o sinal de forma adequada. Essa escolha deve ser feita de forma a excluir os interferentes de cada massa analisada, como mostra a figura 3.4, o que, no caso do Noblesse, pode ser efetuado ajustando as lentes zoom.

Interferência isobárica ocorre quando a combinação de diferentes elementos químicos, associados ou não, têm massa total igual ao isótopo que se quer quantificar. Então, eles são contabilizados no mesmo detector, resultando em sinal maior do que o real. No caso dos isótopos de argônio medidos no espectrômetro Noblesse, as interferências isobáricas mais comuns são do  $^{36}\text{Ar}$  com  $\text{C}_3$  e  $\text{H}^{35}\text{Cl}$ ,  $^{37}\text{Ar}$  com  $^{37}\text{Cl}$  e  $^{12}\text{C}_3\text{H}$ ,  $^{38}\text{Ar}$  com  $\text{C}_3\text{H}_2$  e  $\text{H}^{37}\text{Cl}$  e  $^{39}\text{Ar}$  com  $^{12}\text{C}_3\text{H}_3$  e  $^{37}\text{ClH}_2$  (Figura 3.4).

Desde o início do desenvolvimento do método, sabe-se que isótopos de argônio, além de  $^{39}\text{Ar}$ , produzido por reação nuclear a partir de  $^{39}\text{K}$ , são formados por interação de nêutrons com isótopos de cálcio, potássio, argônio e cloro (Merrihue e Turner, 1966; Turner, 1971; McDougall e Harrison, 1999), gerando interferências nas massas analisadas.



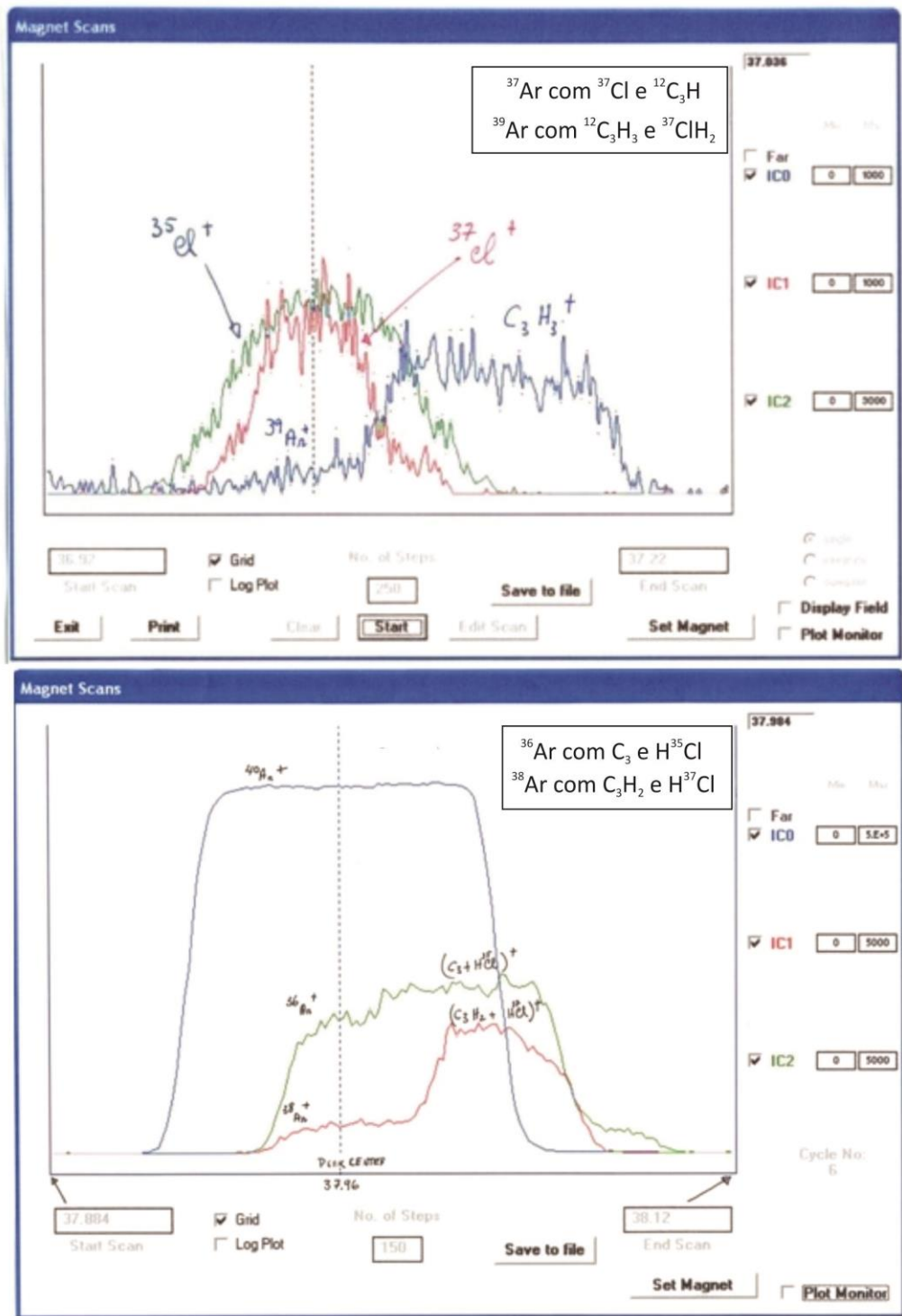


Figura 3.4 – Gráfico de leitura dos isótopos de Ar a partir do scan (leitura do sinal) do branco do espectrômetro. A intersecção da linha pontilhada com a curva da leitura do isótopo mostra o ponto a ser analisado, excluindo os interferentes indicados (cloro e hidrocarboneto).

O cálcio, por exemplo, quando irradiado, produz quantidades significantes de  $^{36}\text{Ar}$ ,  $^{37}\text{Ar}$  e  $^{39}\text{Ar}$ , e por isso, deve ser realizada uma correção a fim de que essa interferência não altere a idade baseada na razão  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Os efeitos dessa reação são maiores em amostras

com baixa razão K/Ca, como hornblenda, plagioclásio, piroxênio, meteoritos e rochas lunares. Já o potássio produz interferentes de  $^{40}\text{Ar}$  e  $^{39}\text{Ar}$  e sua correção se faz primordial para a obtenção de resultado real da razão  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Outro interferente existente, embora menos significativo, resulta da interação dos nêutrons com cloro, gerando os isótopos  $^{38}\text{Ar}$  e  $^{36}\text{Ar}$ . Essa correção é bem menos utilizada pelo fato de ser necessária apenas quando a amostra apresenta cloro em sua composição, o que ocorre normalmente em inclusões fluidas.

### 3.3 Arquivos de aquisição

Um dos possíveis arranjos dos coletores que serve para o branco e para análise do argônio atmosférico, e utilizado neste trabalho durante análises na UnB, está ilustrado na tabela 3.2. O detector Faraday com resistor de  $10^{11}$  ohms fica normalmente desativado (*offset*) e pode ser ativado manualmente ou por meio do arquivo de aquisição selecionado nos casos em que o número de contagens correspondente ao  $^{40}\text{Ar}$  for superior a  $10^6$  cps (contagens por segundo). Isso permite ampla faixa de leitura para  $^{40}\text{Ar}$ , o mais abundante entre os isótopos do elemento argônio. Portanto, esta configuração permite a leitura de até três íons de forma simultânea com separação de duas unidades de massa atômica (u.m.a.) para o caso do Ar.

Tabela 3.2 – Arquivo de aquisição Ar 38.

	<b>Zero</b>	<b>Step 1</b>
<b>Faraday</b>	-	-
<b>IC0</b>	39,8	40
<b>IC1</b>	37,8	38
<b>IC2</b>	35,8	36
<b>Tempo</b>	10	10

A extração de argônio das amostras foi feita pelo método *step-heating* (6 a 12 etapas), com exceção da amostra HTF 1045, que foi realizada com um só tiro de laser. A potência do laser variou, em média, de 1,8% a 7% da sua potência (100 Watt), até a fusão total do mineral. Os resultados foram corrigidos para branco, *gain* e *cross* e foram calculados usando planilha Excel desenvolvida no laboratório de Geocronologia da UnB e própria para dados obtidos por qualquer um dos arquivos de aquisição criados.

Para medidas em que o sinal de  $^{40}\text{Ar}$  é menor que 15 mV, dois arquivos de aquisição podem ser utilizados (Tabelas 3.3 e 3.4). Em regra, para sinal de  $^{40}\text{Ar}$  menor que 15 mV (menores que 936.000 cps), a configuração deve ser (Tabela 3.3):

Tabela 3.3 – Arquivo de aquisição Ar-Ar IC (0,1&2).

	<b>Zero</b>	<b>Step 1</b>	<b>Step 2</b>
<b>Faraday</b>	-	-	-
<b>IC0</b>	39,8	40	39
<b>IC1</b>	37,8	38	37
<b>IC2</b>	35,8	36	(35)
<b>Tempo</b>	10	10	10

Esta configuração reúne pelo menos 3 vantagens:

- análise simultânea de 3 dos 5 isótopos da metodologia Ar-Ar com alta sensibilidade e, neste caso em particular, a razão  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  precisa é bastante importante, por permitir a correção de argônio atmosférico presente nas extrações, principal fonte de erro;
- $^{40}\text{Ar}$  e  $^{39}\text{Ar}$ , embora em “steps” distintos, são medidos com um mesmo detector (IC0), não requerendo correção de ganho;
- redução de 60 % no tempo de análise quando comparado com detector simples (modo *peak jumping*).

Ainda para sinal de  $^{40}\text{Ar}$  menor que 15 mV e descartando o uso do IC0, para evitar correção de ganho com valor alto, decorrente da deterioração do detector, utiliza-se uma etapa a mais, acarretando tempo maior (49 segundos contra 36 segundos/ciclo) de análises em comparação com a alternativa anterior. Neste caso, os ganhos relativos são referentes aos IC1 e IC2.

Para sinais de  $^{40}\text{Ar}$  e  $^{39}\text{Ar}$  acima de 15 mV é utilizada a configuração da Tabela 3.5. Os sinais de  $^{40}\text{Ar}$  e  $^{39}\text{Ar}$  são lidos no Faraday e os outros três isótopos,  $^{36}\text{Ar}$ ,  $^{37}\text{Ar}$  e  $^{38}\text{Ar}$  nos ICs. Utilizando esta configuração, precisa-se realizar correção cruzada (Faraday X IC) e o ganho relativo de IC1 X IC2.

Tabela 3.4 – Arquivo de aquisição Ar-Ar IC(1 e 2), 3 steps.

	<b>Zero</b>	<b>Step 1</b>	<b>Step 2</b>	<b>Step 3</b>
<b>Faraday</b>	-	-	-	-
<b>IC0</b>	-	-	-	-
<b>IC1</b>	39,8	40	39	36
<b>IC2</b>	37,8	38	37	(34)
<b>Tempo</b>	10	8	10	10

Tabela 3.5 – Arquivo de aquisição Ar-Ar F(40, 39) IC1(1 e 2), 2 steps.

	<b>Zero</b>	<b>Step 1</b>	<b>Step 2</b>
<b>Faraday</b>	39,8	40	39
<b>IC0</b>	-	-	-
<b>IC1</b>	37,8	38	37
<b>IC2</b>	35,8	36	35
<b>Tempo</b>	10	10	10

Para sinais de  $^{40}\text{Ar}$  acima de 15 mV e  $^{39}\text{Ar}$  com valor inferior, utiliza-se a configuração descrita na Tabela 3.6. Nesta corrida fazem-se necessárias as correções de ganho (IC1 X IC2) e a calibração cruzada (Faraday X ICs).

Tabela 3.6 – Arquivo de aquisição Ar-Ar F(40) IC1(39), 3 steps.

	<b>Zero</b>	<b>Step 1</b>	<b>Step 2</b>	<b>Step 3</b>
<b>Faraday</b>	39,8	40	-	-
<b>IC0</b>	-	-	-	-
<b>IC1</b>	37,8	38	39	(41)
<b>IC2</b>	35,8	36	37	39
<b>Tempo</b>	7	10	10	10

Realizada a análise, são feitos os cálculos de resultados. O primeiro passo é o cálculo do valor J, dado comparativo para a determinação da idade. Para isso, dois padrões (ou *monitor minerals*), biotita SJ-1 ( $563,2 \pm 0,9$  Ma) e lepidolita KA-86 ( $97,9 \pm 0,3$  Ma), foram colocados em cada disco com 19 amostras de idade desconhecida e enviados para

irradiação. Esse resultado é utilizado para validar ou não a irradiação. Os dados foram adquiridos com o *software* do equipamento e as correções e cálculos na planilha excel construída para a realidade da máquina. Uma particularidade ocorre na correção do  $^{37}\text{Ar}$ . Como as análises das amostras ocorreram após um ano da irradiação, não foi realizada a correção do  $^{37}\text{Ar}$ , pois decorridos doze meses da irradiação, o teor do isótopo na amostra já é menor que 0.1% da sua concentração original, não sendo necessária a correção após seis meses da irradiação (McDougall, 2014). Os gráficos gerados no *isoplot* com erros calculados com  $2\sigma$  (95% de confiança) e os *plateaus* gerados têm, no mínimo, 60% de  $^{39}\text{Ar}$  extraído da amostra.

Todas as medidas foram corrigidas com relação ao branco, ganho entre os ICs, argônio atmosférico, decaimento radioativo após a irradiação, e interferentes isobáricos identificados. As idades resultantes são camadas de idade preferida (Hodges *et al.*, 2015), tendo em vista que a metodologia ainda está em fase de implantação, conferindo a ela caráter experimental.

Já as análises realizadas no CPGeo, Universidade de São Paulo, foram realizadas no espectrômetro de massa de gases nobres Argus VI, da Thermo. O equipamento é dotado de cinco detectores Faraday (um de  $10^{11}$  e quatro de  $10^{12}$  ohms), que são mais duráveis do que os ICs e conseguem medir as cinco massas de argônio simultaneamente. Os *steps* de aquecimento da amostra para extração do argônio se deram de 0,1 e 0,1 W de potência e os dados foram corrigidos e calculados com a utilização de *software* próprio desenvolvido pelo CPGeo, e os gráficos gerados com a utilização do software livre *Ar Ar calc* desenvolvido na Universidade Vrije em Amsterdam (Koppers 2002).

# Artigo I

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology at Brasilia  
University: instrumentation, calibration and  
analytical procedures

## **$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at Brasilia University: instrumentation, calibration and analytical procedures**

### **Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ na Universidade de Brasília: instrumentação, calibração e procedimentos analíticos**

Ana Catarina de Almeida MOURA, Raphael Neiva Caetano Botelho de CARVALHO, Koji KAWASHITA, Reinhardt Adolfo FUCK, Luis Henrique MANCINI, Elton Luiz DANTAS & Marcio Martins PIMENTEL

Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Campus Darcy Ribeiro, Asa Norte, CEP 70910-900, Brasília, Brazil. E-mail: anacatarina@unb.br, raphael.neiva@gmail.com, koji@usp.br, reinhardt@unb.br, lmancini@unb.br, elton@unb.br, marcio@unb.br.

**Abstract.** The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser heating geochronological method is a useful technique primarily because of increased sensitivity of mass spectrometers, and the ability to fuse single crystals, using continuous or pulsed wave laser beams. However, calibration of equipment is not an easy task and many aspects lead to uncertainties on the age results, mostly  $^{36}\text{Ar}$  interference. Complicating rise when the equipment is a multicollector mass spectrometer. In this paper we describe details of the instrumentation, which includes laser, extraction line and mass spectrometer and also describe corrections that composes daily calibration of the equipment. Corrections adopted in routine consider all types of mass bias, correction of atmospheric argon and efficiency of detectors. Four run files were needed to analyze atmospheric argon, blank and unknown samples, considering mainly intensity of  $^{40}\text{Ar}$  and  $^{39}\text{Ar}$  signals. We report results obtained by repeated analyses of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  isotopic ratio of lepidolite KA – 86 and four unknown samples of basalt, gneiss, granite and schist collected in central Brazil. Using adopted corrections, the uncertainty on our firsts results is up to 2% considered acceptable for now. We are now working on other ways to improve analytical procedures and corrections to decrease background in  $^{36}\text{Ar}$ , main factor for the uncertainty results.

**Keywords.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological method, laser heating, multicollector mass spectrometer.

**Resumo.** O método geocronológico  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  com uso de laser é ótima ferramenta, principalmente por causa do aumento da sensibilidade dos espectrômetros de massa, e pela capacidade de fundir um único cristal, utilizando feixe de laser pulsado ou contínuo. A calibração do equipamento não é tarefa fácil e muitas variáveis influenciam a incerteza na idade obtida, principalmente as interferências isobáricas nas medidas de  $^{36}\text{Ar}$ . O procedimento se torna mais complicado quando o equipamento é espectrômetro de massa multicoleto. Neste trabalho descrevemos com detalhe os equipamentos, incluindo o laser, a linha de

extração e o espectrômetro de massa, e também descrevemos as correções usadas na calibração diária do equipamento. As correções realizadas rotineiramente abrangem fracionamento, correção de argônio atmosférico e diferença de eficiência/sensibilidade entre detectores. Também foi necessária a criação de quatro arquivos de programa para análise de argônio atmosférico, do branco e de amostras desconhecidas, considerando principalmente a intensidade dos sinais de  $^{40}\text{Ar}$  e  $^{39}\text{Ar}$ . Por fim, apresentamos resultados obtidos por repetidas análises da razão  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  da lepidolita KA-86 e amostras de basalto, gnaiss, granito e xisto coletadas na porção central do Brasil. Usando as correções adotadas, a incerteza dos nossos resultados alcança 2%, considerado aceitável até o momento. Técnicas de melhoramento de procedimentos analíticos e correções para diminuir o ruído no  $^{36}\text{Ar}$ , principal fator de aumento de incerteza nas idades, seguem sendo implantadas.

**Palavras-chave.** Método geocronológico  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , extração a laser, espectrômetro de massa multicoletor.

## 1 Introduction

The  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  methodology, developed by Merrihue & Turner (1966), asised from the evolution of the K-Ar method, when the production of  $^{39}\text{Ar}$  from neutrons interactions on  $^{39}\text{K}$  was recognized. The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method differs from the conventional K-Ar method in that the determination of potassium is replaced by determinations of artificially created  $^{39}\text{Ar}$  due to  $^{39}\text{K}(n,p)$  reaction with fast neutrons (Merrihue & Turner, 1966). For this purpose the sample is irradiated in a nuclear reactor.

The high precision and versatility of the  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$  method of dating have inevitably led to comparisons of  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$  dates with age determinations of cogenetic minerals and rocks by the U-Th-Pb method, which are equally precise and similarly versatile (Faure & Mensing, 2005).

Multicollector mass spectrometers can produce faster results of isotopic abundance data than others operating in peak jumping mode. However, this advantage is limited by the time taken to accurately intercalibrate the different detectors. It has been reported in some studies that this intercalibration process can lead to inaccuracies as great as 1.5% to 2% in the measured isotopic ratio (Turrin *et al.*, 2010 and references therein). Accuracy of this method is also limited by the ages of the monitor flux mineral used (Renne *et al.*, 1998) and by the degree of accuracy and precision of the measurement of  $^{36}\text{Ar}$ , atmospheric Ar contamination correction, and mass discrimination correction.

Turrin *et al.* (2010) advocate a method for multicollector calibration where detector efficiency and mass discrimination are measured separately. In their approach, the intensity of mass  $^{40}\text{Ar}$  of a single gas aliquot is measured successively on each detector by peak jumping.



Mass discrimination is then measured individually for each detector by measuring the  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  ratio from separate aliquots of atmospheric Ar.

The challenge of using  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  multicollection spectrometer is the frequent detectors calibrations using atmospheric argon or an international standard. For argon isotopic analysis atmospheric Ar is the only readily available reference material. Its isotopic composition of  $^{40}\text{Ar}$  (99.6%),  $^{38}\text{Ar}$  (0.06%), and  $^{36}\text{Ar}$  (0.34%) effectively limits routine measurements to two isotopes:  $^{40}\text{Ar}$  and  $^{36}\text{Ar}$ . Calibration of the Noblesse with atmospheric Ar is not straightforward because of peak jumping of  $^{40}\text{Ar}$  and  $^{36}\text{Ar}$  onto each detector does not simulate the same conditions for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analyses. Correction factors must be measured using the same detectors, ion-optic tuning, source, and detector settings used to measure  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages for unknown samples. The problem of using atmospheric Ar standard to calibrate the Noblesse is because there is no straightforward way to relate atmospheric  $^{40}\text{Ar}$  and  $^{36}\text{Ar}$  to measurements of  $^{40}\text{Ar}$  and  $^{39}\text{Ar}$ , as they are measured in different detectors (Coble *et al.*, 2011).

The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method is a versatile tool suitable to the study of a diverse range of geological processes, such as chronology of volcanic processes (Renne *et al.*, 1996), dating cooling rates in plutonic rocks (Harrison, 1981), thermochronology of metamorphic terrains (McDougall & Harrison, 1999), thermochronology of shear zones (Goodwin & Renne, 1991, Lee, 1995, Dunlap, 1997), dating of meteorites (Turner 1969, Podosek & Huneke 1973, McConville *et al.*, 1988), sediment provenance studies (Renne *et al.*, 1990); dating of hydrothermal alteration in mineralized environments (e.g., Turner & Bannon 1992), and weathering geochronology (Vasconcelos *et al.*, 1992, 1994a, 1994b, 1999a, 1999b).

The aim of this paper is to describe the laboratory and  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  instrumentation as well as the calibration procedures carried out at the University of Brasília. We describe the routine procedures and correction applied using both atmospheric argon and unknown samples using a Nu Instruments Noblesse mass spectrometer equipped with three dynode electron multipliers and one Faraday cup.

## 2 Materials and methods

### 2.1 $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ isotope system

The main isotopes of potassium, both stable, are  $^{39}\text{K}$  (93.26%) and  $^{41}\text{K}$  (6.73%). The less abundant radioactive  $^{40}\text{K}$  presents a branched decay to  $^{40}\text{Ca}$  (c. 89.5% of decays) and  $^{40}\text{Ar}$  (c. 10.5% of decays) (Fig. 1). The decay to  $^{40}\text{Ca}$  can be utilized as the basis for a dating method but it is rarely used, simply because calcium is common in nature and  $^{40}\text{Ca}$  is the

dominant isotope (96.9%) (Marshall & DePaolo, 1982). However, the branch of the decay yielding radiogenic argon ( $^{40}\text{Ar}^*$ ) is the basis for this particularly useful geochronometer, the K-Ar method and its variant, the  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  technique (McDougall, 2014).

Because of branching decay of  $^{40}\text{K}$  the equation for the K-Ar clock is the following:  $t = 1/\lambda_{\text{total}} \times \ln(1 + \lambda_{\text{total}}/\lambda_{\text{Ar}} \times ^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K})$ , where  $t$  is the age,  $\lambda_{\text{Ar}}$  and  $\lambda_{\text{total}}$  are respectively the decay constant of potassium to reach  $^{40}\text{Ar}$  and total decay constant;  $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$  is the ratio of radiogenic  $^{40}\text{Ar}$  to present-day  $^{40}\text{K}$  in a dated rock or mineral.

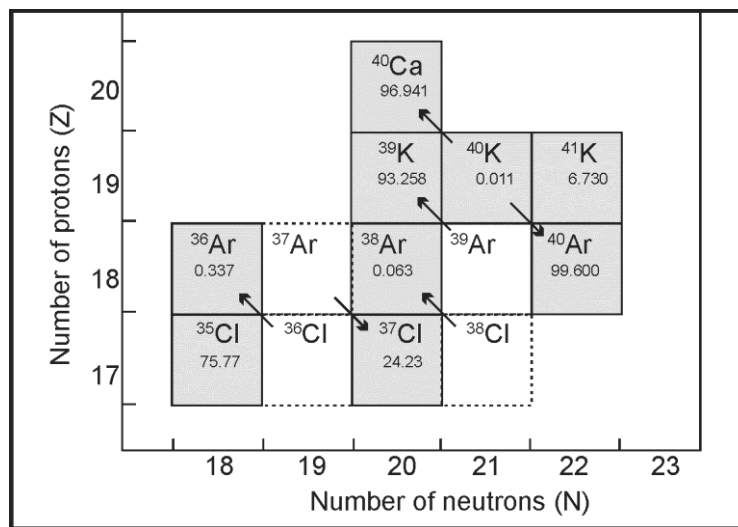


Figure 1. Sketch showing the naturally occurring isotopes of chlorine, argon, potassium and calcium and radioactive isotopes produced artificially (boxes with solid outlines and boxes with dashed outlines, respectively). Mass number is shown as a superscript and the natural abundance (in atomic percent) is displayed below. Modified from McDougall & Harrison (1999).

*Figura 1. Esboço mostrando a ocorrência de isótopos naturais de cloro, argônio, potássio e cálcio e isótopos radioativos produzidos artificialmente (caixas com contorno sólido e tracejado, respectivamente). Número de massa é mostrado em sobrescrito e abundância natural (porcentagem atômica) é indicada abaixo. Modificado de McDougall & Harrison (1999).*

The basic age equation for the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  technique taking into account the dimensionless irradiation parameter  $J$  is as equation 1:

$$t = 1/\lambda \ln(1 + J \times ^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K) \text{ (Eq.1)}$$

where  $J$  is an irradiation parameter, defined below, and  $^{39}\text{Ar}_K$  is the  $^{39}\text{Ar}$  produced from  $^{39}\text{K}$  during irradiation.

To determine J, a sample of precisely known K/Ar age (monitor flux mineral) is normally irradiated together with the unknowns from which the irradiation parameter is obtained by the following equation (Equation 2):

$$J = ((\exp \lambda t) - 1) / ({}^{40}\text{Ar}^* / {}^{39}\text{Ar}_K) \text{ (Eq.2)}$$

where  $\lambda$  is the total  ${}^{40}\text{K}$  decay constant,  $t$  is the K/Ar age of the flux monitor and  ${}^{40}\text{Ar}^* / {}^{39}\text{Ar}_K$  is the derived ratio from the measured  ${}^{40}\text{Ar} / {}^{39}\text{Ar}$  in the gas extracted from the flux monitor following its fusion (McDougall 2004). Decay constants and isotopic abundances used are those reported by Steiger & Jager (1977).

The method is an evolution of the classical K-Ar method where the concentration of K in a sample is measured by wet-chemical methods or flame photometry, from which the abundance of  ${}^{40}\text{K}$  in a measured aliquot can be deduced through the constant abundance ratios of K isotopes in nature (Braun *et al.*, 2006). In the  ${}^{40}\text{Ar}$ - ${}^{39}\text{Ar}$  method,  ${}^{40}\text{Ar}$  is measured by fusion or progressive heating of a mineral of the sample, purification of the noble gases released, and measurement of their isotopic composition in a mass spectrometer.

In the application of the method, the sample to be dated is first irradiated in a nuclear reactor to transform a small portion of the  ${}^{39}\text{K}$  atoms to  ${}^{39}\text{Ar}$  through interaction with fast neutrons. Then, the sample is fused in an ultrahigh vacuum (UHV) system, and the extracted argon is purified and analyzed isotopically in a mass spectrometer. The relative abundances of  ${}^{40}\text{Ar}$ ,  ${}^{39}\text{Ar}$ ,  ${}^{38}\text{Ar}$ ,  ${}^{37}\text{Ar}$  and  ${}^{36}\text{Ar}$  are measured in detectors and the  ${}^{40}\text{Ar}^* / {}^{39}\text{Ar}_K$  is determined, where  ${}^{40}\text{Ar}^*$  is the radiogenic argon and  ${}^{39}\text{Ar}_K$  is the  ${}^{39}\text{Ar}$  produced from  ${}^{39}\text{K}$  during irradiation. The real age is derived after correcting for some interference and other correction factors.

The equipment used to analyze samples in this method is a noble gas mass spectrometer. It is equipped with extraction and purification line, ion optic lenses, spectrometer and detectors. There are two types of detector used in this machine: electron multipliers-ion counters and Faraday cups. A multiplier in the ion pulse counting mode is limited to approximately 10–13 amps ( $10^6$  ions per second or less) ion beams. This poses a significant obstacle because the ion beam for the major isotope of Ar,  ${}^{40}\text{Ar}$ , often exceeds this value and sometimes  ${}^{39}\text{Ar}$  can be too large also. Under these circumstances, an alternative detector, capable of measuring high signals (Faraday cup), must be used. These multicollector mass spectrometers employ one or more ion pulse counting detectors for measuring low Ar isotopic abundances (as  ${}^{38}\text{Ar}$  and  ${}^{36}\text{Ar}$ ). In case of ion beam intensities that are too large for the ion pulse counting detectors, it is measured on a conventional Faraday cup. This requires accurate intercalibration of the various detectors, called cross calibration. Because large

signals cannot be measured in ion pulse counting mode, the use of the same sample gas for direct intercalibration of the detectors is not possible (Turrin *et al.*, 2010).

As mentioned above, accuracy of this method is limited by the ages of standards (monitors flux mineral) used (Renne *et al.*, 1998), degree of accuracy and precision of the measurement of the  $^{36}\text{Ar}$  atmospheric Ar contamination correction and the mass discrimination correction. These two corrections can influence directly on the accuracy of the “J” value of neutron flux monitor and on the ages of unknown samples. The accuracy and precision of the  $^{36}\text{Ar}$  isotopic data impacts directly on determining these corrections (Turrin *et al.*, 2010). The mass discrimination correction is obtained by comparison of the measured value of a standard with a known isotopic ratio to the accepted value. In the case of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating, the reference standard is generally atmospheric Ar with a  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  ratio of 295.5 (Nier, 1950; Turrin *et al.*, 2010).

Minimum variation or noise in background will affect the quality of the  $^{36}\text{Ar}$  measurement. On the other hand,  $^{40}\text{Ar}$  and  $^{39}\text{Ar}$  signals are significantly high and background values are thus less affected. However, experiments on geologically young samples and samples of small size may also have adverse effects on  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{39}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$ ,  $^{37}\text{Ar}$ , and  $^{36}\text{Ar}$  measurements due to baseline noise (Turrin *et al.*, 2010).

## 2.2 Instrumentation

Samples chosen were handpicked at the Geochronology laboratory of the University of Brasilia, loaded into wells drilled into a single Al disc of 1.9 cm diameter and 0.2 to 0.3 cm of thickness, with 19 pits (Fig. 2A), together with the standard (monitor flux mineral). Irradiation was performed in the cadmium lined in-core (CLICIT) facility of the Oregon State University TRIGA Reactor with  $2.47 \times 10^{13} \text{ cm}^{-2}\text{s}^{-1}$  fast neutron flux during 30 hours. In the irradiation process, the packages were not rotated.

The laboratory equipment is divided into two major units: extraction line and mass spectrometer.

Extraction line of the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology laboratory at the University of Brasilia is equipped with an automated noble gas extraction and purification system. The system is composed of a table where sample visualization and gas extraction by a 100 W continuous  $\text{CO}_2$  laser occurs, and a ultra-high vacuum (UHV) gas purification system with GP-50 and NP-10 getters controlled by automatic valves.

Samples irradiated are placed in copper disks (Fig. 2B) for gas extraction.

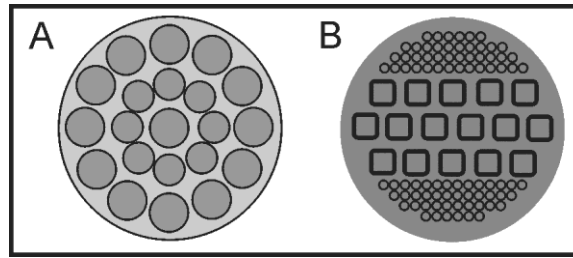


Figure 2. Al disk used to irradiate samples and standard in fast neutron flux reactor (A) and copper disk used to heat the samples by laser (B).

*Figura 2. Disco de alumínio usado para irradiar amostras e padrões em reator nuclear com fluxo de neutrons rápidos (A) e disco de cobre usado para o aquecimento de amostras a laser (B).*

The spectrometer is a Noblesse (Nu Instruments) (Figure 3) and it is equipped with 3 ion counters based on standard ETP® electron multipliers (IC0, IC1, IC2 from high to low mass) and one Faraday cup (FAC) as option for IC0 at the high mass side. This arrangement permits simultaneous measurements of 3 natural isotopes of atmospheric argon, which are separated by two atomic mass units (a.m.u.) such as  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$ , and  $^{36}\text{Ar}$  whereas this allows convenient measurement of atmosphere Ar, and then the magnetic field must be changed to measure  $^{39}\text{Ar}$  and  $^{37}\text{Ar}$ . Possible ways of mass distribution in detectors are shown in Table 1.

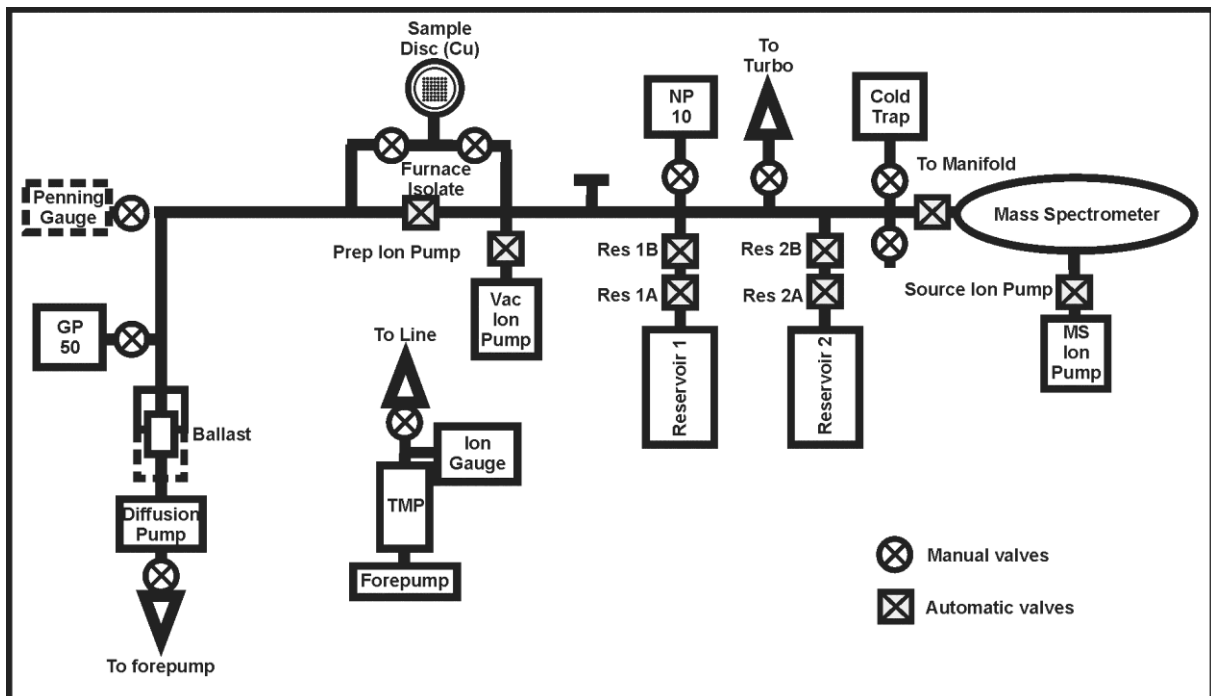


Figure 3. Sketch of Noblesse mass spectrometer (Nu Instruments).

*Figura 3. Esboço do espectrômetro de massa Noblesse (Nu Instruments).*

Table 1. Mass distribution in detectors. FAC – Faraday Cup, IC – Ion Counter detector.

*Tabela 1. Distribuição de massas nos detectors. FAC – Detector Faraday, IC – Contador de elétrons.*

FAC	IC 0	IC 1	IC 2
40	40	39	37
39	39	38	36
		37	

The main features of the Noblesse are the high dynamic range in the  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  measurements, high mass resolving power of *ca.* 2200, avoiding isobaric interferences, two ion – optic lens to steer, align and focus ion beams into the four fixed detectors, allied to electrostatic filters positioned at the entrance of IC1 and IC2 to suppress stray ions.

### 2.3 Atmospheric Argon determination

In the first results of atmospheric argon determination we had high intensity signals for  $^{40}\text{Ar}$  (~14 volts) and measurements occurred with the Faraday cup as a single detector in peak jumping mode. This procedure does not require cross and gain calibration factors, allowing to check the correctness of procedure adopted for multi-collection measurements, comparisons, and therefore, results in more accurate and reliable argon composition. Although the value of 302.22 for the  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  ratio is concordant with the results from the Noblesse instrument installed at Stanford University and is close to the data reported by Mark et al (2009) using the Argus VI (300.67), was not interely satisfactory.

After repeated experiments we discovered the best way to fill an adequate amount of leak-free atmospheric argon on reservoirs. Argon from three successive refilling provided ratios in a relatively narrow range between 294 and 297 confirming the correctness of procedure. Sixty-five independent runs of argon from two reservoirs suggested that the most probable values for the  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  and  $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  ratios for present-day atmospheric argon are  $295.83 \pm 0.84$  and  $0.18692 \pm 0.00056$ , respectively.

## 3 Results

### 3.1 Description of the new method

About two or three irradiated mineral grains are placed in each of a 100 pits of the copper disk and placed in a stainless steel ultra-high vacuum sample chamber equipped with a clear trap zinc sulfide window that allows viewing the interior of the ultra-high vacuum

sample chamber. The MIR 10 laser (New Wave) is focused at the center of the grain controlled by a computer and diameter adjusted to the role area of mineral grain.

The sample chamber is fixed. Every pit in the copper disk can be placed directly under the laser beam by moving the laser. The laser also allows focusing or enlarging the beam at the bottom of the pits in the sample disk. Samples in the chamber are directly monitored on video screen and direct monitoring permits evaluating the behavior of the sample during heating.

In samples in a 100 pits copper disk, a focused laser beam is used to fuse the sample when total fusion analysis is required. The laser beam can also be calibrated and preset to the desired beam diameter, which permits a large sample grain to be heated nearly homogeneously.

Two distinct modes of operation are possible with the extraction system: total fusion, when the laser output power is computer-driven to 0 – 10% for 20 seconds and fuses, releasing all of its Ar content in a single step; and incremental heating (or step heating), in which the laser output power is computer-driven to a predetermined value and maintained at that output intensity for 20 seconds. In the incremental heating method, several fractions of the Ar gas contained in a sample, extracted at progressively higher temperatures, are analyzed. Laser output power and the number of steps to be analyzed depend on the nature, size, age, and K-content of the sample, and the sensitivity and resolution of the mass spectrometer where the gas will be analyzed.

The gas extracted from a sample must be stripped of all active gases ( $N_2$ ,  $O_2$ ,  $CO_2$ ,  $H^2$ ,  $H_2O$ , hydrocarbons, etc.) before mass spectrometric analysis. Purification is achieved by allowing the gas to flow through a series of cleaning devices mounted in an ultra-high vacuum stainless steel extraction in order to avoid isobaric interference.

Isobaric interference occurs when combination of different chemical elements, associated or not, have an atomic weight equal to the required isotope. The problem is that they are counted in the same detector, resulting in signal greater than the real. In the case of argon isotopes measured at Noblesse spectrometer, the most common isobaric interferences are  $^{36}Ar$  with  $C_3$  and  $H^{35}Cl$ ,  $^{37}Ar$  with  $^{37}Cl$  and  $^{12}C_3H$ ,  $^{38}Ar$  with  $C_3H_2$  and  $H^{37}Cl$ ,  $^{39}Ar$  with  $^{12}C_3H_3$  and  $^{37}ClH_2$  (Fig. 4).

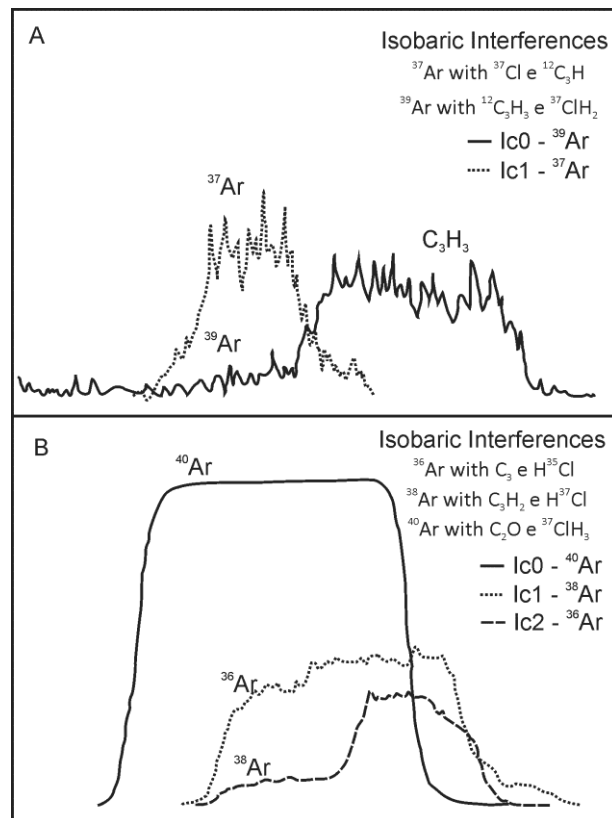


Figure 4. Magnet scan graphics showing common isobaric interferences.  $^{37}\text{Ar}$  and  $^{39}\text{Ar}$  (A) and  $^{36}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$  and  $^{40}\text{Ar}$  (B).

Figura 4. Gráficos de varredura magnética mostrando interferências isobáricas comuns.  $^{37}\text{Ar}$  e  $^{39}\text{Ar}$  (A) e  $^{36}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$  e  $^{40}\text{Ar}$  (B).

Calibration of multicollector mass spectrometers must account for all sources of mass bias, including mass discrimination of the source, mass discrimination of the detector, and differences in detector efficiency.

We use a method for multicollector calibration suggested by Turrin *et al.* (2010) in which detector efficiency and mass discrimination are measured separately. The  $^{40}\text{Ar}$  intensity of a pipette aliquot is measured successively on each detector by peak jumping. Mass discrimination is then measured individually for each detector by measuring the  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  ratio from separate aliquots of atmospheric Ar.

Calibration of the Noblesse with atmospheric Ar is not straightforward because peak jumping of  $^{40}\text{Ar}$  and  $^{36}\text{Ar}$  onto each detector does not adequately simulate the conditions for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analyses. Correction factors must be measured using the same detectors, ion-optic tuning, source, and detector settings used to measure  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages for unknown samples. To facilitate measurement of both standards and unknowns under the exact same instrument conditions Coble *et al.* (2011) use a reference gas that contains  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{39}\text{Ar}$ , and  $^{36}\text{Ar}$ .



A limiting factor to choose a better standard is that there should be sufficient  $^{39}\text{Ar}$  produced. This condition is best realized by setting an upper limit for the  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$  ratio and irradiating accordingly. Ratio of 300 as a maximum value, suggested by Turner (1971) is still the better choice (McDougall & Harrison, 1999).

We used two different mineral flux monitors: lepidolite KA-86 and biotite SJ-1. Although the age of biotite seems more appropriate, we decided to use KA-86 lepidolite, considering that the J value (0.00765) calculated propagates a smaller uncertainty to results of unknown samples. Considering this, we chose the better J value standard of each aluminum disk to calculate sample ages.

Ten grains of the KA-86 was analyzed by Vasconcelos *et al.* (2002), irradiated and analyzed by the total fusion method. The results, also plotted as %  $^{39}\text{Ar}$  released vs. apparent age, show that the apparent ages obtained are again not reproducible at  $1\sigma$  level. Probability density plots for the grains analyzed yield weighted mean age of  $97.9 \pm 0.3$  Ma.

The acquisition file used in analysis of standard samples was the Ar-Ar F (40, 39) IC (1&2) due to high content of  $^{40}\text{Ar}$  and  $^{39}\text{Ar}$  in samples. Values of J error are 1.70 and 1.98%. Uncertainty of standards (monitor flux minerals) is smaller than 2%, probably because of high  $^{36}\text{Ar}$  in the background.

### 3.2 Analytical procedures

Samples were degassed by fusion with  $\text{CO}_2$  laser. All samples were 1-3 grains for each analysis.

Ar isotopic analyses were performed in static mode using a Noblesse mass spectrometer (Nu Instruments), with adjustable detector slits set for a mass resolution of 2200. Ion beams were measured on electron multipliers. All aspects of sample stage translation, laser actuation gas transfer and mass spectrometry for samples, blanks and air pipettes, were fully automated.

Procedural blanks were measured between every sample. Mass discrimination was monitored by frequent analysis of air pipettes, and corrections were based on a power law relating measured  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  ratios to the value of 295.5 adapted by Steiger & Jager (1977) from data reported by Nier (1950).

### 3.3 Automation

It was necessary to create some acquisition files to run unknown samples. We developed some experimental runs to define the possible detector combination and the

number of steps needed to analyze the required mass. Criteria for different acquisition files were the sensibility of the detectors and amount of argon. The use of Faraday cup was required for signal above 15 mV or  $10^6$  cps. Therefore, we have four run files generally used in routine, described in Table 2.

Table 2. Acquisition files used in routine.

*Tabela 2. Arquivos de aquisição usados em rotina.*

Acquisition file	Step	Faraday	IC 0	IC 1	IC 2
<b>Ar 38</b>	0	-	39.8	37.8	35.8
	1	-	40	38	36
<b>Ar-Ar IC (0, 1 &amp;2)</b>	0	-	39.8	37.8	35.8
	1	-	40	38	36
	2	-	39	37	(35)
<b>Ar-Ar F(40) IC1(39)</b>	0	39.8	-	37.8	35.8
	1	40	-	38	36
	2	-	-	39	37
	3	-	-	(41)	39
<b>Ar-Ar F(40, 39) IC (1&amp;2)</b>	0	39.8	-	37.8	35.8
	1	40	-	38	36
	2	39	-	37	(35)

Acquisition file Ar-38 is used for blank and atmospheric argon analyzing  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$  and  $^{36}\text{Ar}$  simultaneously. Ar-Ar IC (0, 1 &2) is a file in two steps used for signal of  $^{40}\text{Ar}$  and  $^{39}\text{Ar}$  under 15 mV. Ar-Ar F(40) IC 1(39) is used for  $^{40}\text{Ar}$  above 15 mV. Run file Ar-Ar F (40, 39) IC (1&2) is used for  $^{40}\text{Ar}$  and  $^{39}\text{Ar}$  above 15 mV and is a most specific situation.

Ar isotopic data were corrected for mass discrimination, blanks and radioactive decay.

### 3.4 Corrections

In order to determine correction factors, we use an air Ar aliquot. The advantage of using an optimized air Ar aliquot to find out the detector IC factor is that the same gas sample can also be used to determine the mass spectrometer mass discrimination.

Determination of correction factors is done daily before analysis. Corrections for mass discrimination are based upon the ratio between the accepted  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  composition of atmospheric Ar (295.5; Nier, 1950; Steiger & Jäger, 1977) and the measured ratio (McDougall & Harrison, 1999). This correction factor is obtained by dividing the atmospheric  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  ratio (295.5) by the ratio of Faraday cup  $^{40}\text{Ar}$  measurement signal (in mV) to the  $^{36}\text{Ar}$  ion pulse counting signal (in cps). Air aliquots are interspersed with sample “unknowns”,

which can then be used to monitor any changes in the detector IC factors and mass discrimination through time (Turrin *et al.*, 2010).

In our experiment to calculate gain correction (difference between efficiencies of the IC detectors),  $^{40}\text{Ar}$  of air pipettes was measured on the Faraday cup. At the end of the measurement the  $^{40}\text{Ar}$  beam was put into the electron multiplier to intercalibrate the Faraday cup and electron multiplier. The Faraday cup  $^{40}\text{Ar}$  signal was then multiplied by the correction factor, and the  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  ratios were calculated (Turrin *et al.*, 2010).

For gain correction, the procedure is: if there is no mass bias, the mass discrimination correction is unit (1). If mass bias enriches the light isotope, then the mass discrimination correction is greater than unit (e.g., 1.003). Conversely, if the mass bias enriches the heavy isotope, then the mass discrimination correction is less than unit (e.g., 0.997). Typically, the values for correction factors are in the range  $1.000 \pm 0.006$ . This value is used to correct the mass bias for all Ar isotope ratio measurements (Turrin *et al.*, 2010).

In the cross correction method, the first factor converts the Faraday signal (in mV) to ion pulse counting units (cps). These measurements are raw in that no mass discrimination/fractionation correction is applied. As described above, the  $T_0$  for both detectors is the same within measurement error. Hence, the Faraday signal (mV) is converted to raw ion pulse counting units (cps) and then the ion pulse counting mass discrimination/fractionation correction is applied to the results (Turrin *et al.*, 2010).

### 3.5 Unknown samples results

As a case study we analyzed four samples of a first order shear zone in central Brazil. Samples of biotite and amphibole from granite, schist, gneiss and basalt were target for the first  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  preferred ages (Hodges *et al.*, 2015). Preferred ages are the ones resulting from experimental dating and interpreted in the light of geological evidence available.

Table 3. Samples analyzed.

*Table 3. Amostras analisadas.*

<b>Sample</b>	<b>Age</b>	<b>Standard</b>	<b>Error (%)</b>
<b>HTF 1119</b>	$622 \pm 12$	KA-86	1,9
<b>HTF 1121</b>	$704 \pm 16$	KA-86	2,3
<b>HTF 1142</b>	$612 \pm 11$	KA-86	1,8
<b>HTF 1153</b>	$133 \pm 3$	KA-86	2,3

Comparing the standards used with the unknown samples we observed that the 2% uncertainty is propagated to them, probably because of high  $^{36}\text{Ar}$  background since the standard analysis.

#### 4 Discussion and Final Considerations

Monitoring variation of blank and efficiency of detectors requires daily calibration of spectrometer for further correction. As stated earlier, it is not an easy job to calibrate daily and proceed correction of analysis. Therefore, to facilitate calibration and measurement of standards and unknown samples under the same instrument conditions, Coble *et al.* (2011) use a reference gas that contains  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{39}\text{Ar}$ , and  $^{36}\text{Ar}$ . It is a way to use a small number of correction factors.

As referred earlier, the  $^{36}\text{Ar}$  measurement is used, in part, to determine the mass discrimination correction as well as the atmospheric contamination correction. Consequently, any improvement in the  $^{36}\text{Ar}$  measurement will benefit the accuracy and precision of the calculated apparent age of all samples (Turrin *et al.*, 2010). A new calibration method, proposed by Saxton (2015) to correct HCl interference, promises to help in this issue, and we will certainly try his procedure in the next samples. By arranging that the target mass position on a minor isotope,  $^{36}\text{Ar}$ , from which the interference must be removed, coincides with the approximately 50% point on the side of a major isotope,  $^{40}\text{Ar}$ , the author states that it is possible both to set the mass accurately and to verify the mass position and stability during measurements.

So far, we are satisfied with results of error about 2%, similar to those published by Cosca (2007), Story *et al.* (2007) and Turrin & Swisher (2007) and we are trying to proceed research to improve results.

Sometimes methodological work in geochronology takes a long time to succeed but is essential for machine calibration and to perfect routine of equipment.

Data presented here are satisfactory and of great importance for further research. Results with error about 2% are acceptable considering the working time of the spectrometer and comparing to similar aforementioned work. Nevertheless, we keep working to improve results, especially working in refine  $^{36}\text{Ar}$  background value, hoping to decrease uncertainty in ages. Besides, we are getting samples of FCs-EK as a new neutron flux monitor and we will work on a better performance mainly using Saxton (2015) methodology.

## References

- Aldrich, L.T. & Nier, A.O. 1948. Argon 40 in potassium minerals. *Physical Review*, 74: 876-877.
- Braun, J., van der Beek, P. & Batt, G. 2006. *Quantitative Thermochronology -Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data*. New York, Cambridge University Press, 258p.
- Coble, M.A., Grove, M. & Calvert, A.T. 2011. Calibration of Nu-instruments Noblesse multicollector mass spectrometers for argon isotopic measurements using newly developed reference gas. *Chemical Geology*, 290: 75-87.
- Cosca, M. 2007.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology by multi-collector mass spectrometry. *In: Eos Trans. AGU, Fall Meet. Suppl.*, 88(52) Abstract V32B- 05.
- Dunlap WJ. 1997. Neocrystallization or cooling?  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of white micas from low-grade mylonites. *Chemical Geology*, 143: 181-203.
- Faure, G. & Mensing, T.M. 2005. *Isotopes: principles and applications*. New Jersey, Ed. John Wiley & Sons, 298p.
- Goodwin, L.B. & Renne, P.R. 1991. Effects of progressive mylonitization on Ar retention in biotites from the Santa Rosa mylonite zone, California, and thermochronologic implications. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 108: 283-297.
- Harrison, T.M. 1981. Diffusion of  $^{40}\text{Ar}$  in hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78: 324-331.
- Hodges, M.K.V., Turrin, B.D., Champion, D.E. and Swisher, C.C. III. 2015. New argon-argon ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) radiometric age dates from selected subsurface basalt flows at the Idaho National Laboratory. Idaho: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2015-5028. Available at <http://dx.doi.org/10.3133/sir20155028>.
- Lee, J. 1995. Rapid uplift and rotation of mylonitic rocks from beneath a detachment fault: Insights from potassium feldspar  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology, northern Snake Range, Nevada. *Tectonics*, 14: 54-77.
- Linares, E. & Kleiner, L. 1972. Biotita SJ-1 patrón de laboratorio para el metodo potassio argon. *In: CONGRESO GEOLOGICO ARGENTINO*, 5, 1972, Carlos Pas. Actas v.1.
- Marshall, B.D. & DePaolo, D.J. 1982. Precise age determinations and petrogenetic studies using the K-Ca method. *Geochimical and Cosmochimical Acta*, 46: 2537-2545.
- McConville P, Kelley S & Turner G. 1988. Laser probe  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  studies of the Peace River L6 chondrite. *Geochimical and Cosmochimical Acta*, 52: 2487-2499.

- McDougall, I. 2014. Perspectives on  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. In: Jourdan, F., Mark, D. F. & Verati, C. (eds). *Advances in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating: from Archaeology to Planetary Sciences*. Geological Society, London, Special Publications, 378: 9-20.
- McDougall, I. & Harrison, T.M. 1999. *Geochronology and Thermochronology by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Method*. New York, Oxford University Press, 288p.
- Merrihue, C. & Turner, G. 1966. Potassium–argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophysical Research*, 71: 2852–2857.
- Nier, A.O. 1950. A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Physical Reviews*, 70: 789-793.
- Podosek, F.A. & Huneke, J.C. 1973. Argon40-argon39 chronology of four calcium-rich achondrites. *Geochimical and Cosmochimical Acta*, 37: 667-684.
- Renne, P.R., Becker, T.A. & Swapp, S.M. 1990.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser-probe dating of detrital micas from the Montgomery Creek Formation, Northern California; clues to provenance, tectonics, and weathering processes. *Geology*, 18: 563-566.
- Renne, P.R., Deckart, K., Ernesto, M., Feraud, G. & Piccirillo, E.M. 1996. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 144: 199-211.
- Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T. & DePaolo, D.J. 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. *Chemical Geology*, 145 (1–2): 117–152.
- Saxton, J.M. 2015. A method for measurement of Ar without  $\text{H}^{35}\text{Cl}$  interference. *Chemical Geology*, 409: 112–117.
- Steiger, R.H. & Jäger, E. 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo and cosmochemistry. *Earth Planet Science Letters*, 36: 359-362.
- Story, M., Deino, A.L. & Stecher, O. 2007. Multicollector  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating: Protocols, reproducibility and intercalibration of mineral standards. In: Eos Trans. AGU, Fall Meet. Suppl., 88(52) Abstract V23B- 1436.
- Turner, G. 1969. Thermal histories of meteorites by the  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  method. In: Millman, P.M. (ed.). *Meteorite Research*. Reidel, Dordrecht, p. 407-417.
- Turner, G. 1971. Argon 40-argon 39 dating: The optimization of irradiation parameters. *Earth Planet Science Letters*, 10: 227-234.

- Turner, G. & Bannon, M.P. 1992. Argon isotope geochemistry of inclusion fluids from granite-associated mineral veins in southwest and northeast England. *Geochimical and Cosmochimical Acta*, 56: 227-243.
- Turrin, B.D., & Swisher, C.C. 2007. Advances in hardware and data reduction protocol in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating: On single and multi-collector mass spectrometer systems. *In: Eos Trans. AGU, Fall Meet. Suppl.*, 88(52) Abstract V23B-1437.
- Turrin, D.T., Swisher III, C.C. & Deino, A. 2010. L. Mass discrimination monitoring and intercalibration of dual collectors in noble gas mass spectrometer systems. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11(8): 1-20.
- Vasconcelos, P.M. 1999a. K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of weathering processes. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 27: 183-229.
- Vasconcelos, P.M. 1999b.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronology of Supergene Processes in Ore Deposits. *Reviews in Economic Geology*, 12: 73-113.
- Vasconcelos, P.M, Brimhall, G.H, Becker, T.A & Renne, P.R. 1994a.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  analysis of supergene jarosite and alunite: Implications to the paleoweathering history of the western USA and West Africa. *Geochimical and Cosmochimical Acta*, 58: 401-420.
- Vasconcelos, P.M, Renne, P.R, Brimhall, G.H & Becker, T.A. 1994b. Direct dating of weathering phenomena by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. *Geochimical and Cosmochimical Acta*, 58: 1635-1665.
- Vasconcelos, P.M., Onoe, A.T., Kawashita, K., Soares, A.J. & Teixeira, W. 2002.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology at the Instituto de Geociencias, USP: instrumentation, analytical procedures, and calibration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74(2): 297-342.

# Resultados



#### 4. Resultados

Das amostras até agora analisadas, algumas obtiveram resultado satisfatório e outras apresentaram erro na análise, como valor de  $^{39}\text{Ar}$  baixo se comparado ao alto *background* do equipamento, o que tornou impossível o cálculo da razão  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . As análises foram as primeiras realizadas no laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, após vários testes no equipamento, onde foram obtidos os seguintes resultados (Tabela 4.1 e Figura 4.2):

Tabela 4.1 - Resultados preliminares das amostras analisadas na UnB.

Amostra	Rocha	Mineral	Idade (Ma)	Erro (%)
HTF 1045	Vulcânica	anf	482 ± 7	1,5
HTF 1052	Anfibolito	anf	529 ± 12	2,3
HTF 1119	Xisto	bt	622 ± 12	1,9
HTF 1121	Granito	bt	704 ± 16	2,3
HTF 1142	Gnaisse	bt	612 ± 11	1,8
HTF 1151	Granito	bt	575 ± 21	3,7
HTF 1153	Basalto	anf	133 ± 3	2,3

A amostra HTF 1045 é de rocha vulcânica intercalada em arenitos da Formação Pacujá, na borda da Bacia Jaibaras, coletada entre o serrote de Santana de Acaraú e Morrinhos no estado do Ceará. Foram analisados cristais de anfibólio desta rocha e obtivemos uma idade de 482 ± 7 Ma, em fusão total. Nos *steps* iniciais de aquecimento não houve extração de  $^{39}\text{Ar}$  e 100% do argônio foi extraído com 5% da potência do laser. Essa rocha, com orientação NE-SW, paralela aos planos de falha do LTB é um forte indício da influência deste na estruturação da bacia.

A HTF 1052, é um anfibólio gnaisse coletado no embasamento a SW da Bacia Jaibaras, próximo a Guaraciaba do Norte. A rocha se apresenta bem deformada e estirada com foliação penetrativa e orientada segundo a direção do LTB, N45E. Ela é parte do Grupo Ceará, que é formado por gnaisses, xistos aluminosos, mármore e quartzitos. Formam regionalmente uma sequência “*flysch*” de idade variando de 750 Ma a 550 Ma. O diagrama da idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  desta rocha, mostra um platô bem definido em 529 ± 12 Ma.

Já na Província Tocantins, próximo à cidade de Gurupi, a amostra HTF 1119, de biotita xisto alterado, apresentou idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de 622 ± 12 Ma.

A HTF 1121 é amostra do Granito Ipueiras, representante do embasamento Paleoproterozóico na Faixa Brasília (2,1-2,0 Ga, Moura e Souza 1996), à norte da cidade de Gurupi. A rocha se apresenta bem preservada, pouco deformada, de granulometria grossa, coloração creme a amarelada, composta de K-feldspato, biotita, anfibólio e quartzo. A idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  calculada foi  $704 \pm 16$  Ma.

A amostra HTF 1142, coletada em afloramento entre as cidades de Porangatu e Nova Crixás, é um biotita gnaiss muito deformado e representa a tectônica de baixo ângulo pré a sintectônica ao sistema transcorrente do LTB. O platô de idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  define idade de  $612 \pm 11$  Ma.

A amostra HTF 1153 representa Basalto do Grupo Serra Geral, a rocha se apresenta afetada por evento rúptil relacionado à uma possível reativação do LTB. A análise realizada em anfibólio resultou em idade platô de  $133 \pm 3$  Ma. A figura 4.1 mostra fotos de afloramento das rochas acima.

Nos gráficos de  $\%^{39}\text{Ar}$  gerados (Figura 4.2), os polígonos em azul são descartados no cálculo da idade *plateau*, sendo consideradas somente os polígonos em magenta. Como critério para o cálculo da idade, são utilizadas, no mínimo, três etapas contíguas de extração compreendendo pelo menos 60% do  $^{39}\text{Ar}$  extraído. As idades calculadas utilizaram de 60.3% até 90.8% e no mínimo 3 e no máximo 8 etapas de extração.

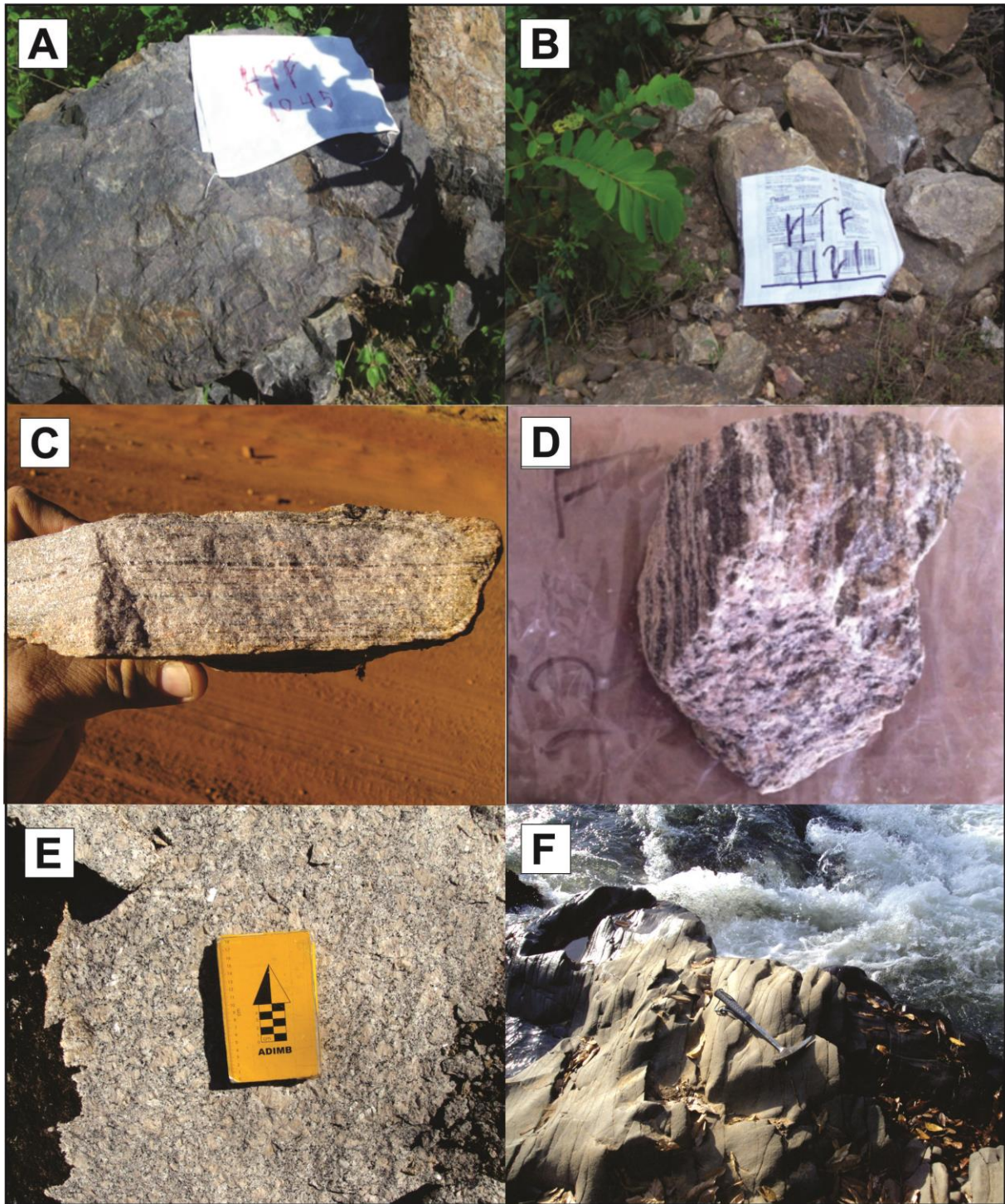


Figura 4.1 – Amostras dos afloramentos HTF 1045 (A), 1121 (B), 1142 (C e D), 1151 (E) e 1153 (F).

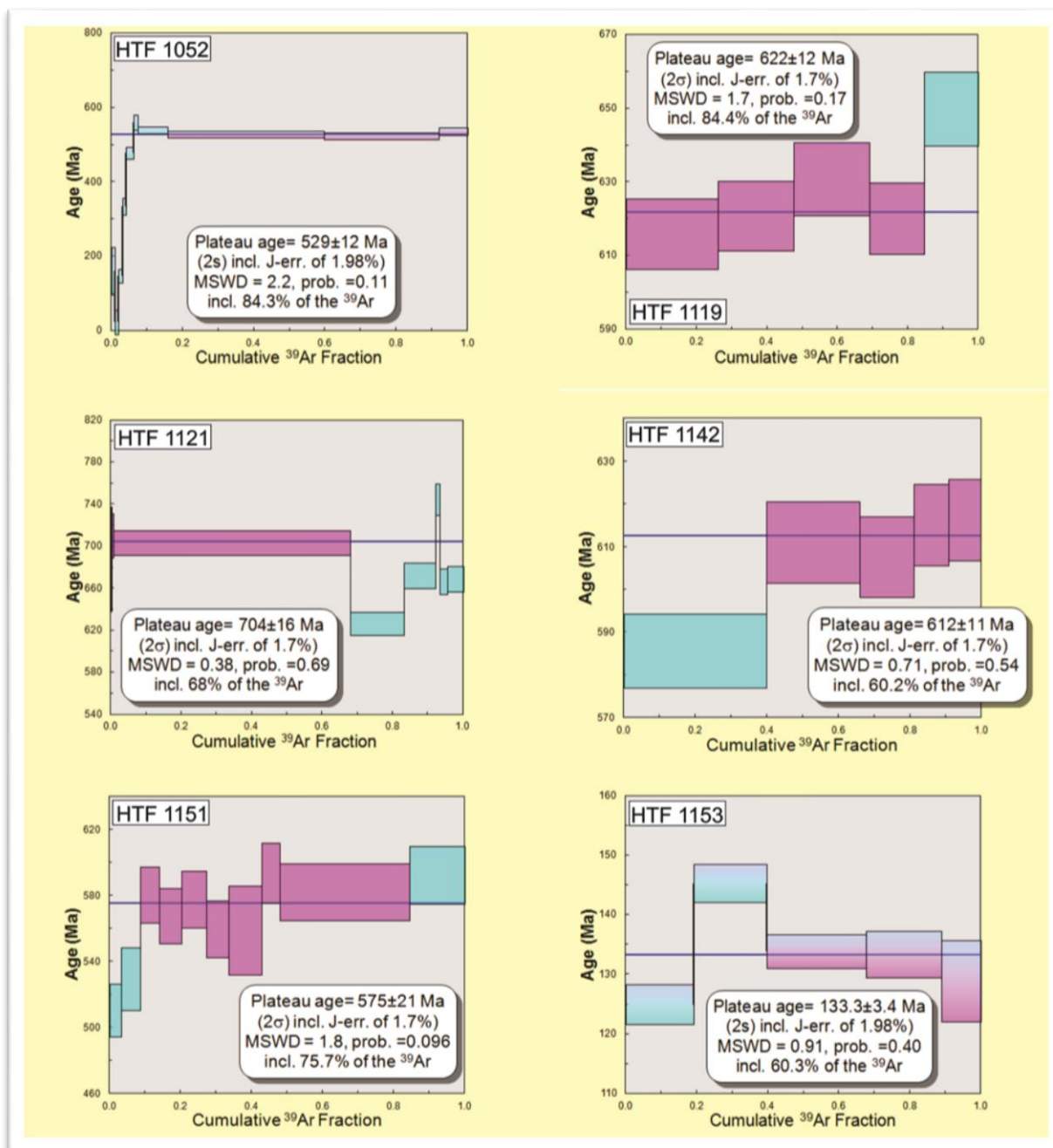


Figura 4.2 – Gráficos gerados no *isoplot* das amostras analisadas na UnB.

Uma segunda rodada de análises foi realizada no CPGeo da Universidade de São Paulo, utilizando o espectrômetro ARGUS VI. Nem todas as amostras analisadas na primeira etapa foram repetidas e outras analisadas são inéditas.

Os gráficos gerados pelo programa *Ar-Ar calc* não obedecem aos mesmos critérios dos gráficos gerados pelo *isoplot*. Dentre os resultados obtidos, tem-se gráficos de idade *plateau* calculados com uma só etapa de extração de gás e outros calculados com duas, três, quatro e cinco etapas. Quanto à quantidade de argônio utilizado para o cálculo, o programa

utilizou de 58 a 93% de  $^{39}\text{Ar}$  extraído da análise. Numericamente, as idades obtidas resultaram em torno de 100 Ma mais jovens do que as analisadas na UnB e o erro calculado de até 7%.

Por tais motivos, optou-se por não trabalhar com esses dados por ora. A discussão e interpretação feita nos capítulos a seguir levam em consideração somente os resultados analíticos produzidos na Universidade de Brasília. O mapa (Figura 4.3) representa as idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .



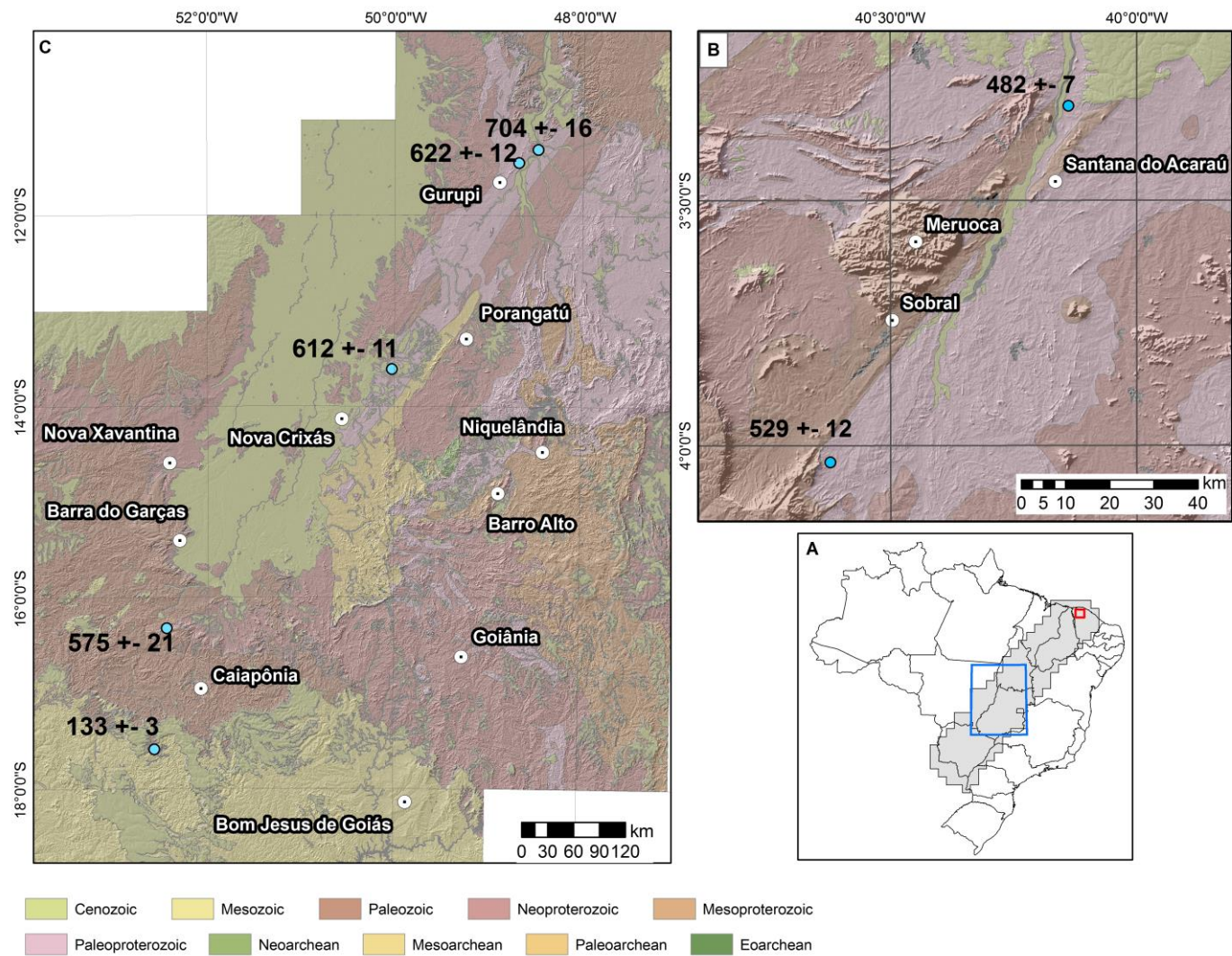


Figura 4.3 – Mapa de idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sobre imagem SRTM . A) Mapa de localização; B) NW da Província Borborema e C) Província Tocantins.

## Artigo II

The thermal evolution of the  
Transbrasiliano Lineament using U-Pb  
and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology

## The thermal evolution of the Transbrasiliano Lineament using U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology

Ana Catarina de Almeida Moura – Instituto de Geociências – Universidade de Brasília, Brasília, Brazil. [anacatarina@unb.br](mailto:anacatarina@unb.br)

Reinhardt Adolfo Fuck – Instituto de Geociências – Universidade de Brasília, Brasília, Brazil.

Érico Zacchi – Instituto de Geociências – Universidade de Brasília, Brasília, Brazil.

Elton Luiz Dantas – Instituto de Geociências – Universidade de Brasília, Brasília, Brazil.

### ABSTRACT

The Transbrasiliano Lineament is a megashear formed by a series of ductile shear zones trending NE and records a complex evolution. Geophysical and geochronological data are good tools to help understanding this evolution. In this paper we describe the U-Pb and  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  systematic developed in the laboratory of Geochronology of the Brasilia University, report the results obtained by analyses and discusses it considering existing available regional data. The aim of this study is to contribute with additional information about the evolution of one of the largest transcurrent fault systems in the world, located in the South American platform. We carried out several procedures to collect samples, prepare and analyze data using the U-Pb and  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronological methods in a Neptune and Noblesse noble gas mass spectrometer, respectively. Based on our results, we could determine age of crystallization and five tectonic events: magmatic arc accretion, Neoproterozoic Brasilia belt collision, post collisional granites, Paleozoic and Cretaceous reactivation. Our study highlights the importance of geochronological method in association with regional data in order to understand geological context of a given region.

Key words: Transbrasiliano Lineament; U-Pb ages;  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating; fault reactivation.



## INTRODUCTION

Shear zones are places of localized deformation that may develop under brittle to ductile conditions. They occur among lithospheric blocks and can reach up to mantle depth. Borborema Province, in NE Brazil, has some examples of transcontinental system shear zones where Neoproterozoic Brasiliano orogeny was responsible for huge E-W and NE fault systems (Vauchez *et al.*, 1995) and where different reactivation episodes occur (Monié *et al.*, 1997). However, first order faults have a complex evolutionary history and a few works give us a role extension tectonic model.

The Transbrasiliano Lineament (TBL), first described by Schobbenhaus *et al.* (1975), is a NE trending, strike-slip fault system extending for more 5000 Km from Argentina to the Atlantic Ocean until NE Brazil, and continuing in the Africa continent, where it is named Kandi Lineament (Caby 1989; 2003). It was developed in the Neoproterozoic and has a complex tectonic evolution, recording several reactivations throughout the Phanerozoic.

In South America, there are good exposures of the shear zones system that comprises the TBL in Precambrian areas of central Brazil and Borborema Province, both owing their configuration to the Brazilian Orogeny (750-540 Ma). However, large sketches of TBL are covered by Phanerozoic deposits. Despite its tectonic importance, the mega structure is more thoroughly investigated only in the last decade. Several tectonic, geophysical, geochronological and seismological studies, among others, were conducted in order to provide a better understanding of the TBL geological evolution, showing that it reaches the bottom of lithosphere and a width up to 300 km (Cordani *et al.*, 2013).

In the Borborema Province, geological mapping and petrographic analyses were made to distinguish ductile and brittle events (Destro *et al.*, 1994; Arthaud *et al.*, 2008; Santos *et al.*, 2008; Neves *et al.*, 2011; Oliveira 2001; Oliveira *et al.*, 2003; Pedrosa Jr. *et al.*, 2015) and in central Brazil geochronological and provenience studies were undertaken (Ernesto *et al.*, 1999; Pimentel *et al.*, 2000; Chaves *et al.*, 2008). Aerogeophysical data are available in both regions (Carvalho *et al.*, 2012; Castro *et al.*, 2014; Curto *et al.*, 2014). In general, remote sensing and geological mapping were able to record dextral transcurrent kinematics for two major faults of TBL (Dantas *et al.*, 2013; Fuck *et al.*, 2013).

The aim of this paper is to use U-Pb geochronology to understanding the time duration of Neoproterozoic and ductile deformational events and  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating to determinate reactivation events in specific exposure areas of TBL in order to contribute to its tectonic evolution history.

## **GEOLOGICAL SETTING**

### **TRANSBRASILIANO LINEAMENT**

The TBL corresponds to the last tectonic episode associated with the Brasiliano-Pan African Orogeny in Neoproterozoic time. It is related to last stage of collision between the Amazonian and São Francisco cratons, the amalgamation and accretion of which are associated to lateral scape tectonics of Tocantins and Borborema provinces (Schobbenhaus *et al.*, 1975, Cordani *et al.*, 1984; 2013; Almeida *et al.*, 2000).

For Cordani *et al.* (2013), TBL probably reaches the bottom of the lithosphere, and the shear zone motion must have started shortly after the closure of the Goiás-Pharusian Ocean, taking advantage of the several weak zones formed during continental collisions.

Aeromagnetic geophysical studies can identify the shear zones forming a series of low amplitude magnetic anomalies from NE to SW. Gravimetric anomalies have also very good results delimitating TBL (Sadowski and Campanha, 2004).

Best exposures of ductile tectonic in TBL are located at shear zones in the Borborema Province, NE Brazil, and in basement of Neoproterozoic Brasilia and Paraguay mobile belts in central Brazil (Figure 1), as well as brittle events are printed in the borders of Paraná and Parnaíba basins.

In central Brazil, NE-oriented shear zones reworked Precambrian terranes. The Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor (Cordani *et al.*, 2013) can reach up to 350 kilometers of width and its tectonic and structural framework is known largely from geophysical data (Fairhead and Maus, 2003; Assumpção *et al.*, 2013; Curto *et al.*, 2014). In a seismic P-wave

tomography, Azevedo *et al.*, (2015) correlated the low-velocity anomalies aligned along the NE–SW direction with the main trend of the TBL, in central Brazil. They interpret these features as a ~200 km wide zone separating the Amazonian and São Franciscan palaeoplates near the central portion of the lineament. Thinner crust is identified along TBL trend in central Brazil as related in Azevedo *et al.*, (2015), Rocha *et al.*, (2011) and Barros *et al.*, (2015) among others.

In central Brazil area, several accretionary complexes and microcontinents were trapped within the Brasiliano-Pan African mobile belts and they have been accommodated within a few hundred kilometers at the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor at 600 Ma (Cordani *et al.*, 2013). The fact that the tectonic corridor is formed of parallel ductile shear zones suggests that ancient faults were generated in continental orogeny, characterized by deformation in ancient craton margins, indicating that the TBL began to form when the old microcontinents had already collided (Fuck *et al.*, 2013). There, TBL strikes N35E, comprises Serra Azul and Rio dos Bois shear zones and places side by side the Goiás Massif, with rocks from Archean to Neoproterozoic ages, and the Goiás Magmatic Arc, a Neoproterozoic juvenile arc terrains.

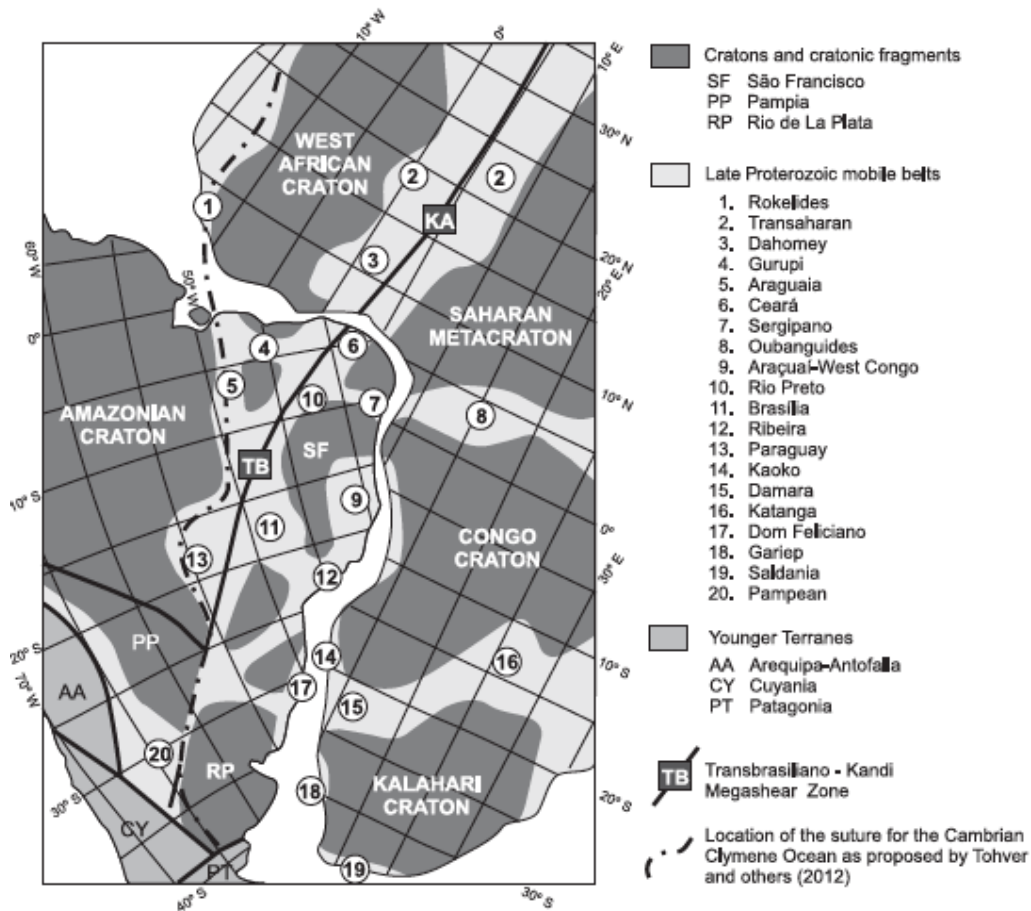


Figure 1 – Location of Transbrasiliano Lineament in South American and African continents (Cordani *et al.*, 2013).

In the Borborema Province, TBL, namely the Sobral-Pedro II shear zone, places side by side two distinct geologic domains: the eastern Ceará Central and the western Médio Coreaú. In the Borborema Province, the northeastern of TBL is exposed, extending southwesternard from the Ceará cost and to the cover of the Parnaíba Basin.

Rocks west and east of TBL have different genesis, metamorphic grade and ages. At east of TBL, high pressure rocks, interpreted as retrograded eclogites and high-P granulites can indicate either deep subduction of oceanic lithosphere or roots of continental and oceanic magmatic arcs (Santos *et al.*, 2009).

Neoproterozoic ages, ranging from 600 to 520 Ma (Vauchez *et al.* 1995), are found in reworked basement in the NE portion of TBL. Ages under 520 Ma are related to Phanerozoic reactivation (Monié *et al.*, 1997). Magmatic pulses related to the emplacement of granitoids

at ca. 580, 530 and 480 Ma are representative of post-collisional manifestations in the Ceará Central Domain (de Araujo, 2011).

Some tectonic models are proposed to Medio Coreau Domain and Ceará Central Domain area. Same author created a model for nowadays configuration of BP based mainly in U-Pb zircon ages, where an early arc stage happens between 850 - 750 Ma with formation of intra oceanic arcs and continues until 650 Ma in a late arc stage. At 650 – 610 Ma there is a collisional stage with crustal thickening followed by a post collisional stage at 610 until 500 Ma (de Araújo *et al.*, 2012). Evidence of mantle contribution is the presence of carbonate veins in a granitoid that may be related to CO<sub>2</sub>-bearing mantle-derived fluids (Santos *et al.*, 2013). One way to introduce carbon into the upper mantle through tectonic processes is subduction or lithospheric extension.

Another tectonic model, with different ranging ages, based on magnetotelluric data (Padilha *et al.*, 2014), proposes intraoceanic magmatic arc collision with passive margin involving bipolar subduction of ocean plate with TBL representing collision of blocks. These two proposals are similar to the Pimentel and Fuck (1992) model for central Brazil.

Hereupon, TBL is interpreted as a ductile and brittle long lasting shear zone, from the end of Neoproterozoic and beginning of Cambrian with reactivation events younger. The aim of this work is to determine tectonic events related to TBL and therefore we collected samples along main shear and fault zones comprising the megastructure. Samples were dated by U-Pb (zircon) and <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar geochronology to understand tectonic evolution of TBL by determination of magmatism and cooling duration processes.

Samples were collected in outcrops located in map (Figure 2).

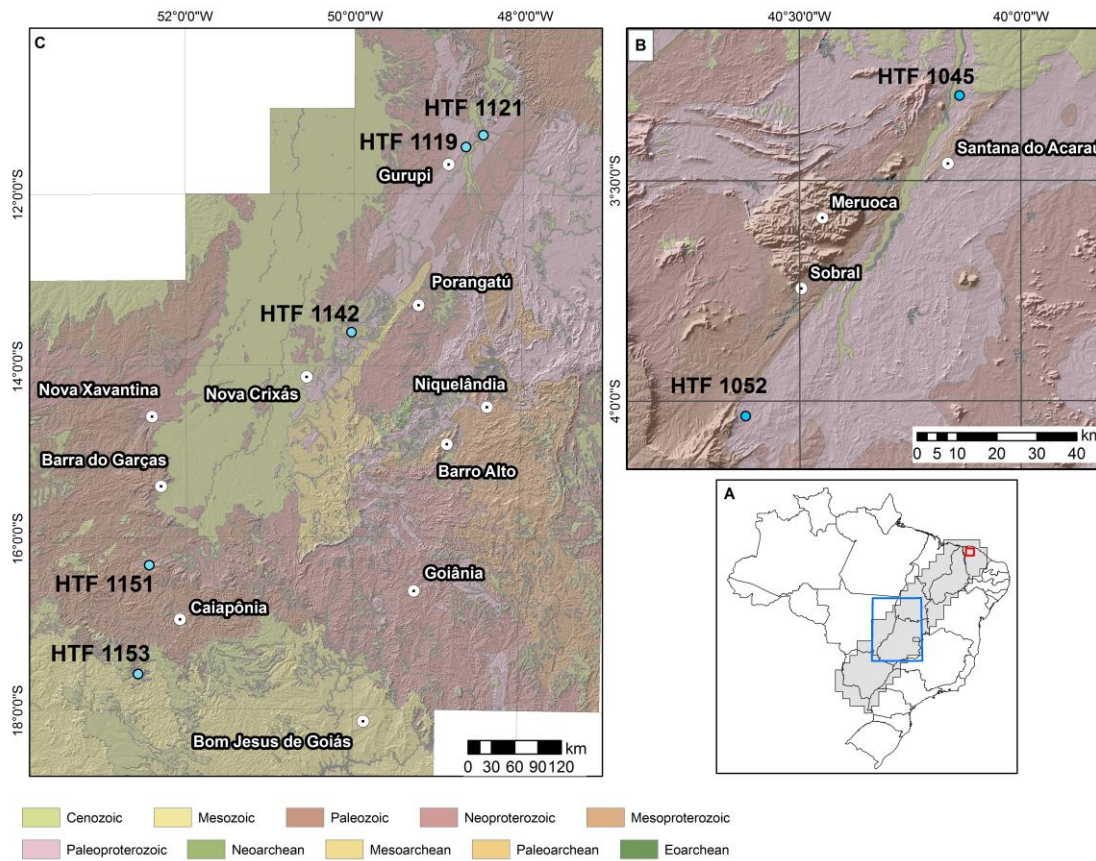


Figure 2 – Location of samples. A) Location map; B) Northwest of Ceará State and C) Central Brazil.

## MATERIALS AND METHODS

The U-Pb analyses were carried out at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília, using a Thermo Finnigan Neptune Multicollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (MC-ICPMS), attached with a New Wave 213µm Nd-YAG solid state laser (For details on the equipment and analytical method, see Bühn *et al.*, 2009).

The analytical conditions of the samples varied according to their characteristics as to optimize isotope signals, ranging from a beam diameter of 30-40 µm and a laser energy ranging from 0.4 to 0.8 J/cm<sup>2</sup> at a frequency of 10 Hz.

The international standard used was the GJ-1 zircon (Jackson *et al.*, 2004), used as the primary reference material in a standard-sample bracketing method, accounting for mass bias and drift correction. Data reduction was achieved using the software Chronus at the

geochronology laboratory of the Brasília University (Oliveira, 2015), and the corrected ratios and associated calculated ages were then displayed using *Isoplot* (Ludwig, 2012).

Samples were dated in the Geochronology Laboratory, at Brasília University. Mineral concentrates were handpicked and sent to irradiation at the Oregon State University TRIGA facility, in two different Al-disks, both for 30 h. FCs (Fich Canyon sanidine) was used as flux monitor, and Lepidolite KA-86 ( $97,9 \pm 0,3$  Ma) (Vasconcelos *et al.*, 2002) as internal standard, and loaded in 2 pits in each Al disk with unknown samples. For irradiation in fast neutrons, usually in the core of the reactor, the mineral flux monitor crystals are placed in a known geometrical relationship to the unknown samples in machined wells in an aluminum disc (Renne *et al.* 1998; Vasconcelos *et al.*, 2002).

After irradiation in a facility in a nuclear reactor that has a suitable fast nuclear flux with minimal flux gradients, the individual fluence monitor samples, often as single crystals, are fused to release their argon in a high-vacuum extraction system. Then, after gas purification, the argon is measured isotopically in a mass spectrometer (McDougall, 1999).

Decay constants and isotopic abundances used are those reported by Steiger and Jager (1977). J values error for each disk calculated as equation above resulted in 1.70% and 1.98%. Each sample was incrementally degassed with a focused CO<sub>2</sub>-ion laser in 7-12 steps each, except one sample (HTF 1045) that was totally fused in the first step. Analytical procedures followed those described previously (Renne *et al.*, 1998; Vasconcelos *et al.*, 2002) and system blanks were considered high compared to similar studies. Full analytical data are available on request from the first author.

Plateau ages were defined using *Isoplot* software with at least three consecutive steps containing a minimum of 60% of the <sup>39</sup>Ar released, in which each individual step age agrees with the inverse-variance weighted mean of all steps on the plateau at the 95% confidence level, neglecting systematic errors.

## RESULTS

Analyses of seven samples proceeded at University of Brasilia provided following results (Table 1). There was no zircon in samples HTF 1045 and HTF 1153 and HTF 1142 data available was not able to result in a concordia age.

Table 1 – Samples, rock type, mineral analyzed and U-Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages in Ma. Amp – amphibole and bt – biotite.

Sample	Rock type	Mineral	U-Pb age (Ma)	Ar-Ar age (Ma)
HTF 1045	Volcanic	amp	-	482 ± 7
HTF 1052	Amphibole Gneiss	amp	627 ± 3	529 ± 12
HTF 1119	Schist	bt	552 ± 5	622 ± 12
HTF 1121	Granite	bt	2091 ± 13	704 ± 16
HTF 1142	Gneiss	bt	-	612 ± 11
HTF 1151	Granite	bt	553 ± 14	575 ± 21
HTF 1153	Basalt	amp	-	133 ± 3

In Borborema Province, sample HTF 1045 is a volcanic rock interbedded in sandstones of Pacujá Formation, in Jaibaras Basin, collected between Santana do Acaraú and Morrinhos, in Ceará State. Amphibole grains were analyzed by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology in total fusion methodology and resulted in an age of 482 ± 7 Ma. This volcanic rock, NE oriented and parallel to TBL fault planes is a huge evidence of its influence in basin genesis.

Sample HTF 1052, southwestern of Jaibaras and near Parnaíba Basin, is a basement amphibole gneiss, roughly deformed and sheeted, trending N45E. Zircons were dated and resulted in a concordia age of 627 ± 3 Ma and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of 529 ± 12 Ma.

In Tocantins Province, sample HTF 1119 is a biotite schist, not preserved, located at northeast of Gurupi. U-Pb age is 552 ± 5 Ma and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age is 622 ± 12 Ma.

Sample HTF 1121 is Ipueiras Granite. It is located ~45 Km south from Porto Nacional and represents Paleoproterozoic basement of Brasília belt. The granite is slightly deformed and is composed by K-feldspar, quartz and biotite. Analyze of zircon (U-Pb method) determined



age of  $2091 \pm 13$  Ma and biotite dated by  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  method resulted in a plateau age of  $704 \pm 16$  Ma.

In an outcrop between Porangatu and Nova Crixás was collected sample HTF 1142, a biotite gneiss roughly deformed, representing low angle tectonic features and considered as sintectonic to transcurrent kinematic of TBL. No U-Pb concordia age is available and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  biotite of  $612 \pm 11$  Ma.

Sample HTF 1151 is a granite, not deformed, located west of Caiapônia and south of Barra do Garças. Sample seems to be not good for analyzes, providing results of U-Pb age of  $553 \pm 14$  Ma and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  biotite age of  $575 \pm 21$  Ma with huge errors.

Sample HTF 1153 is Serra Geral Basalt that at border of Paraná Basin.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age, in amphibole analyzed gave us a *plateau* age of  $133 \pm 3$  Ma.

Bellow we show some of the outcrops (Figure 3) and U-Pb (Figure 4) and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Figure 5) graphics.

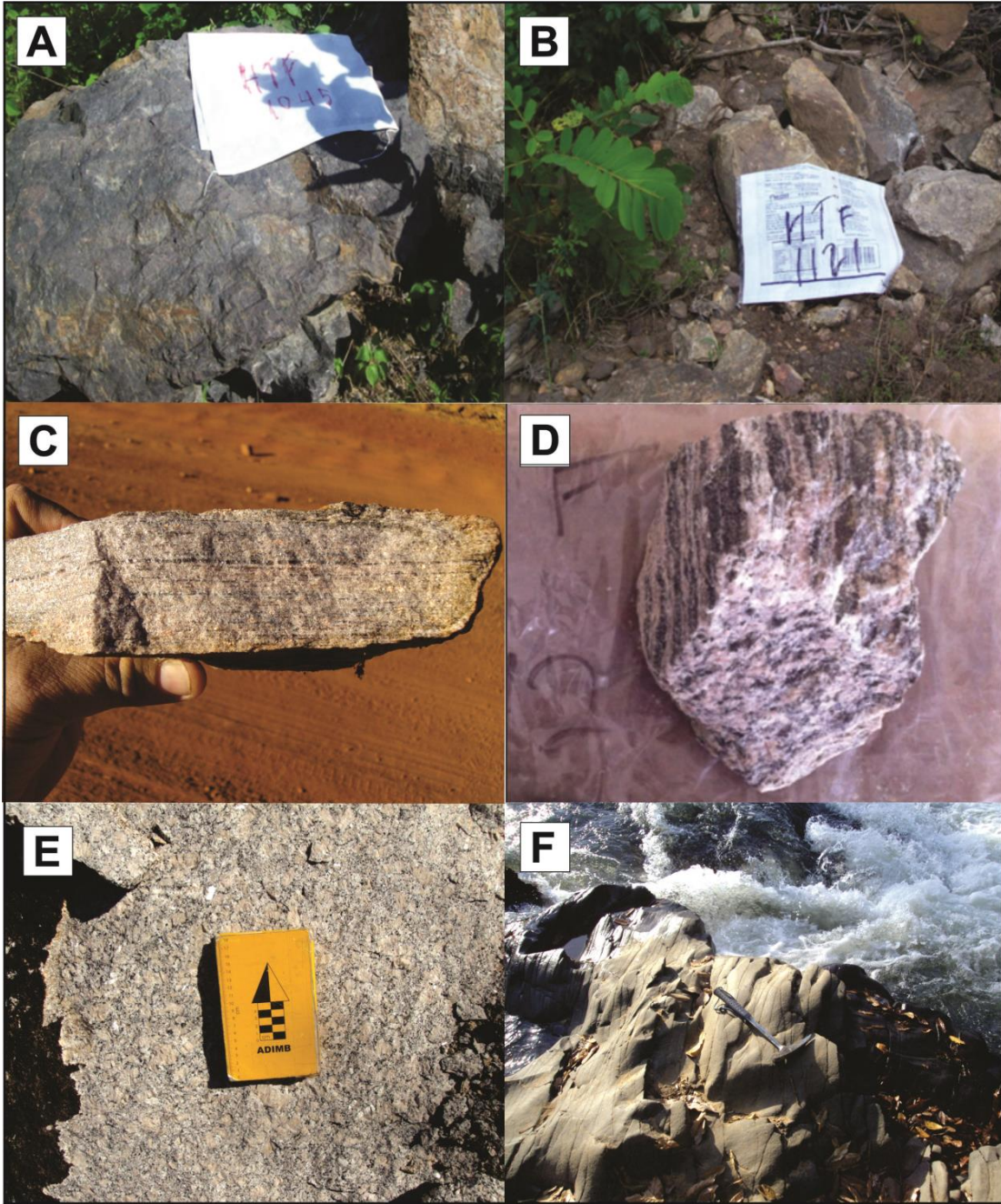
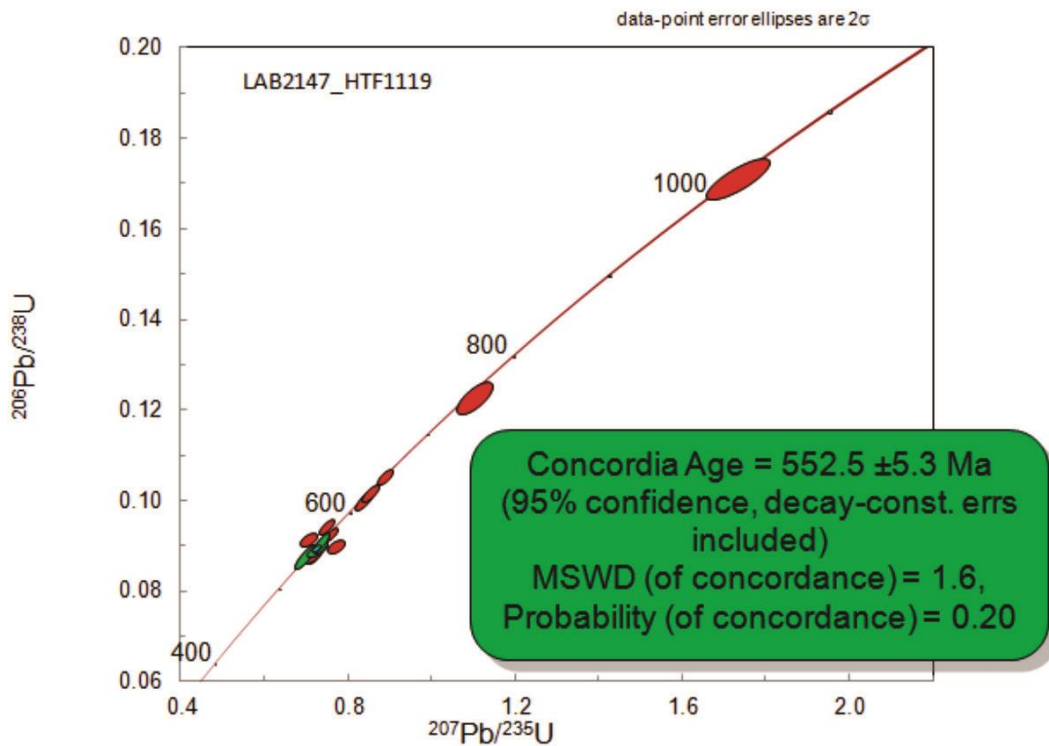
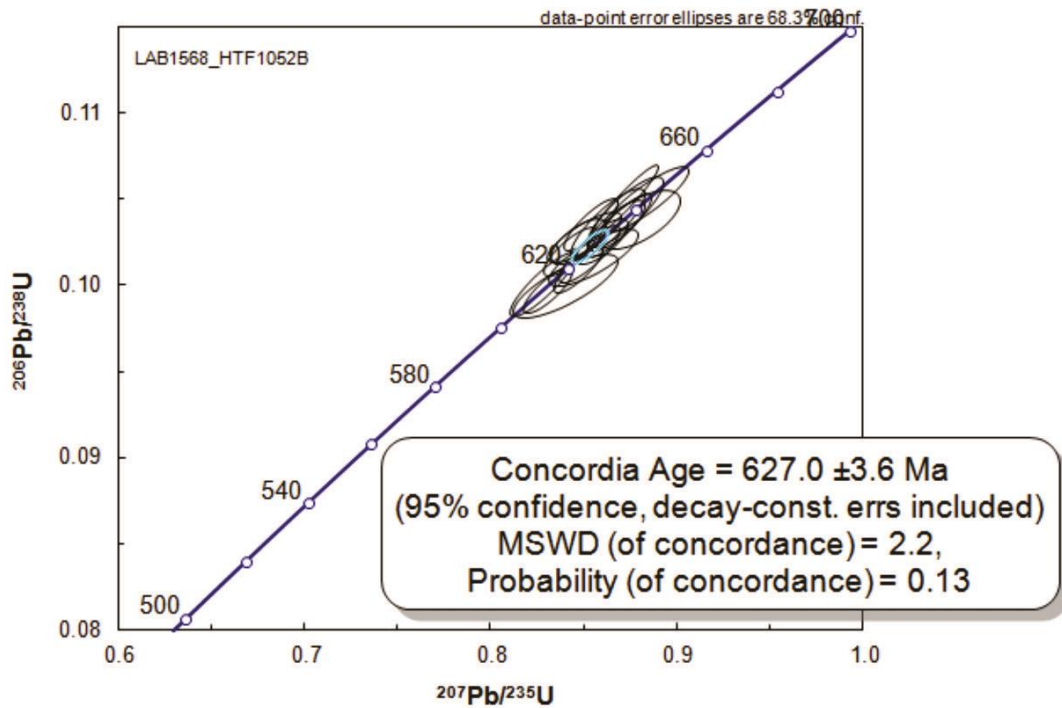


Figure 3 – Samples HTF 1045 (A), 1121 (B), 1142 (C and D), 1151 (E) and 1153 (F).



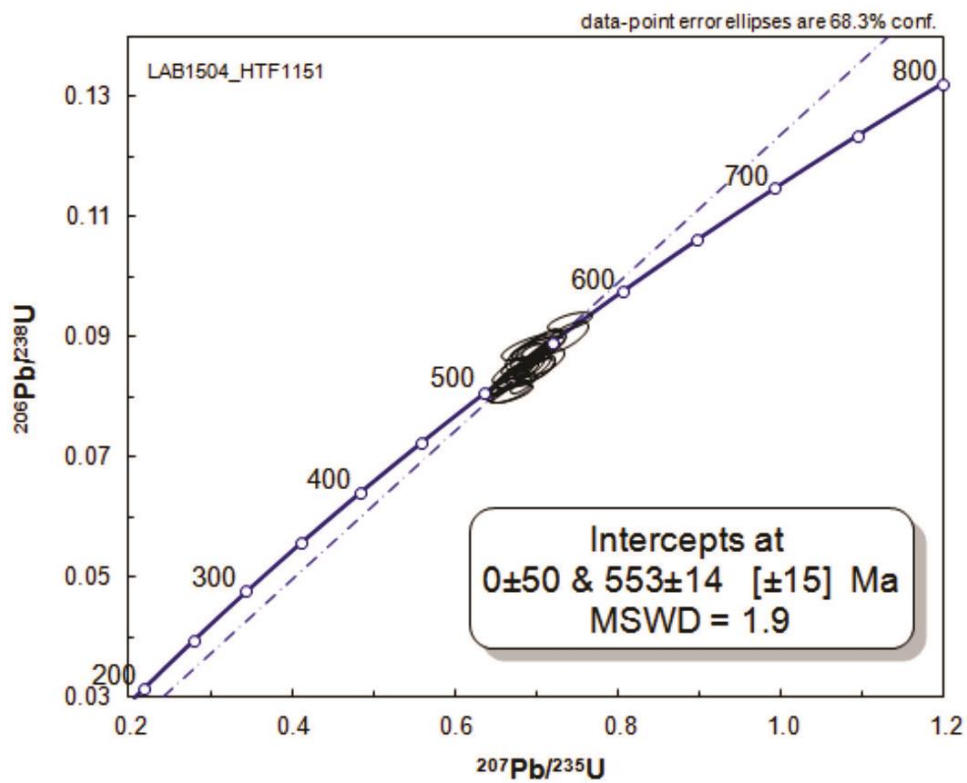
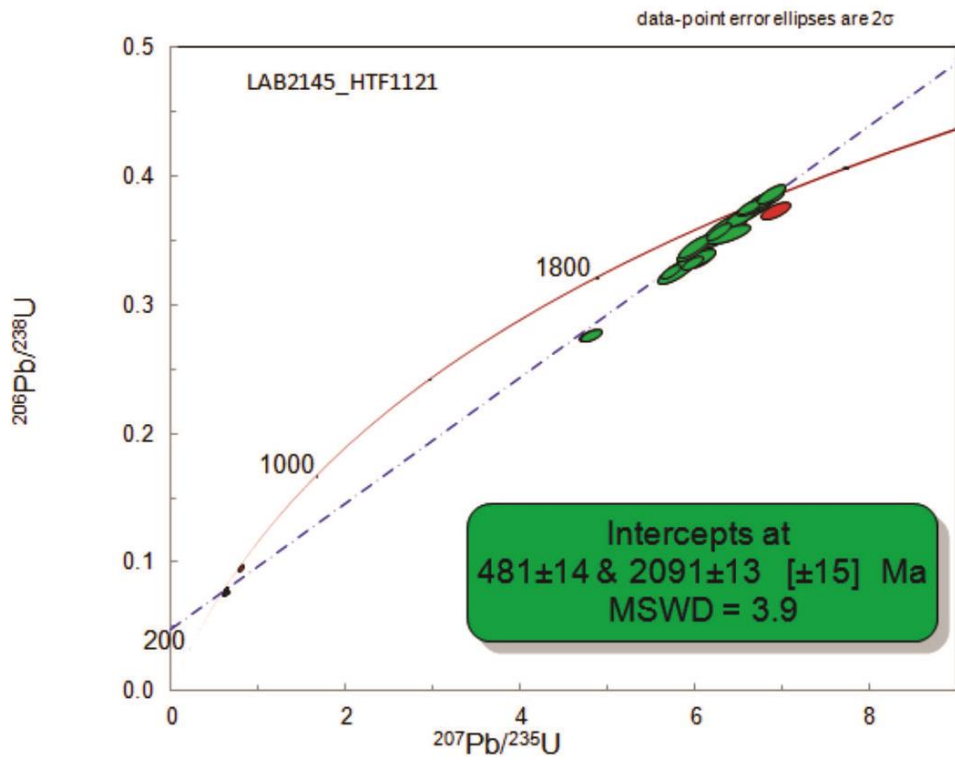
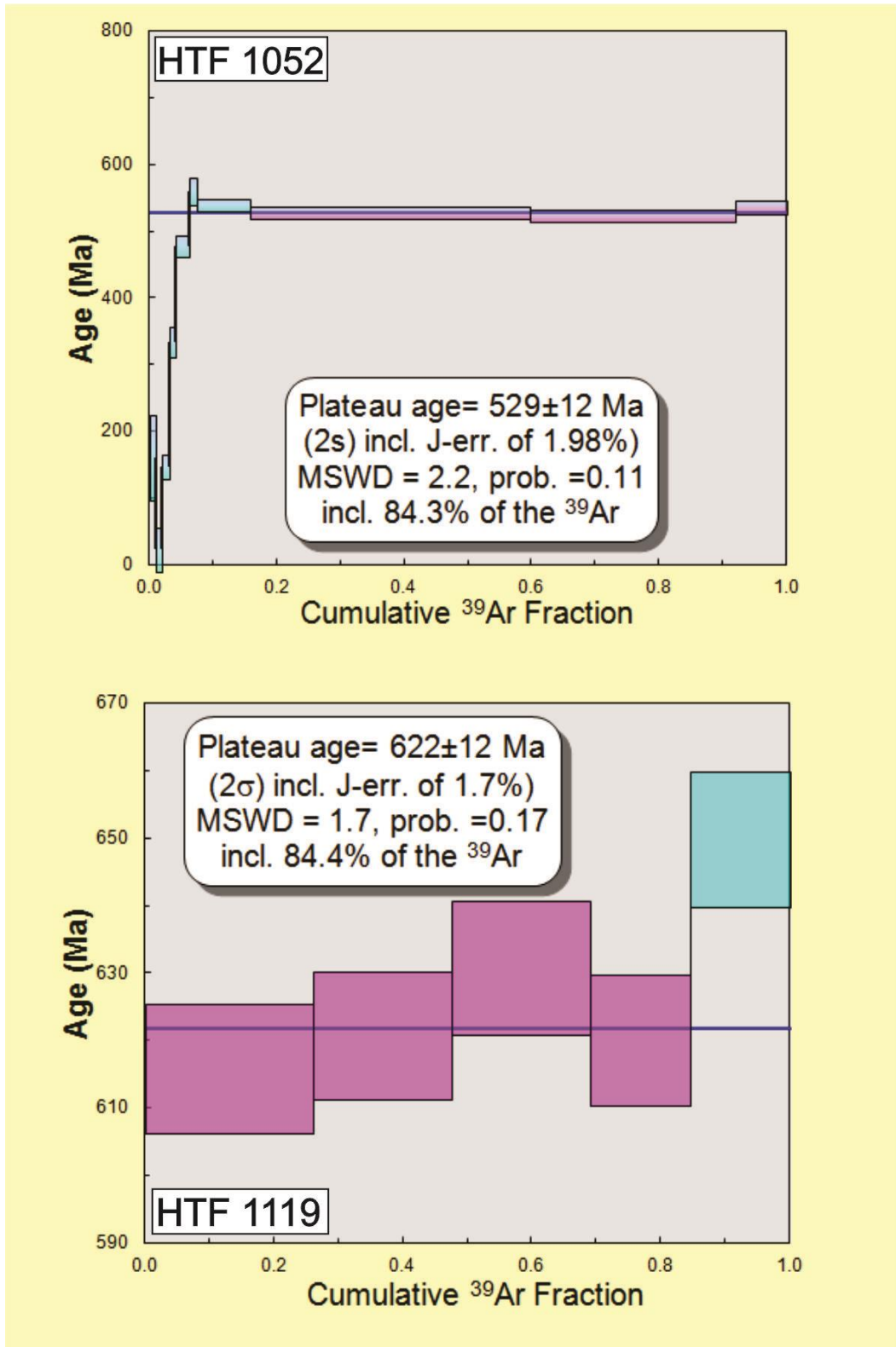
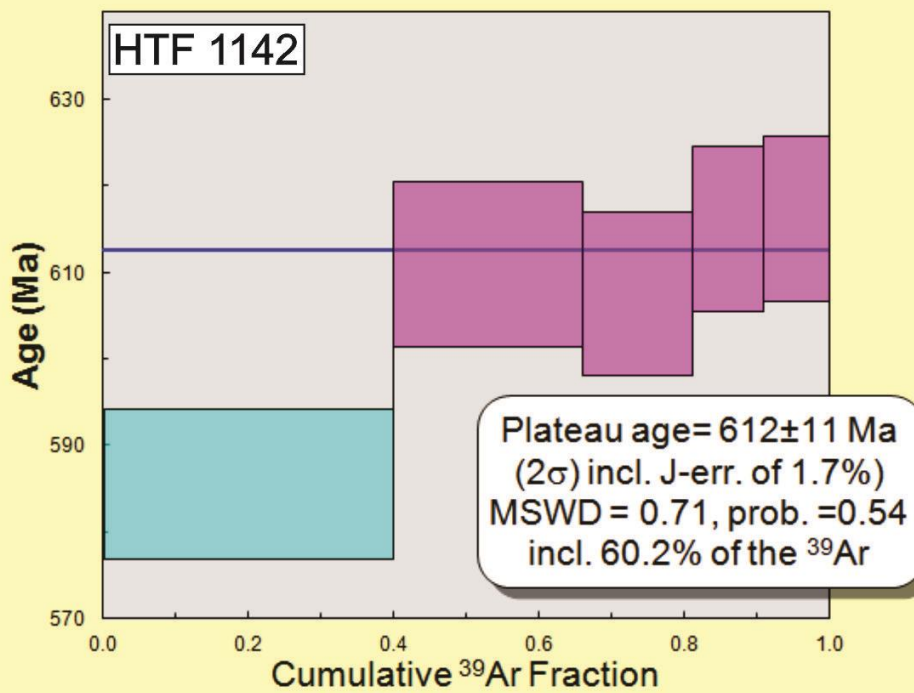
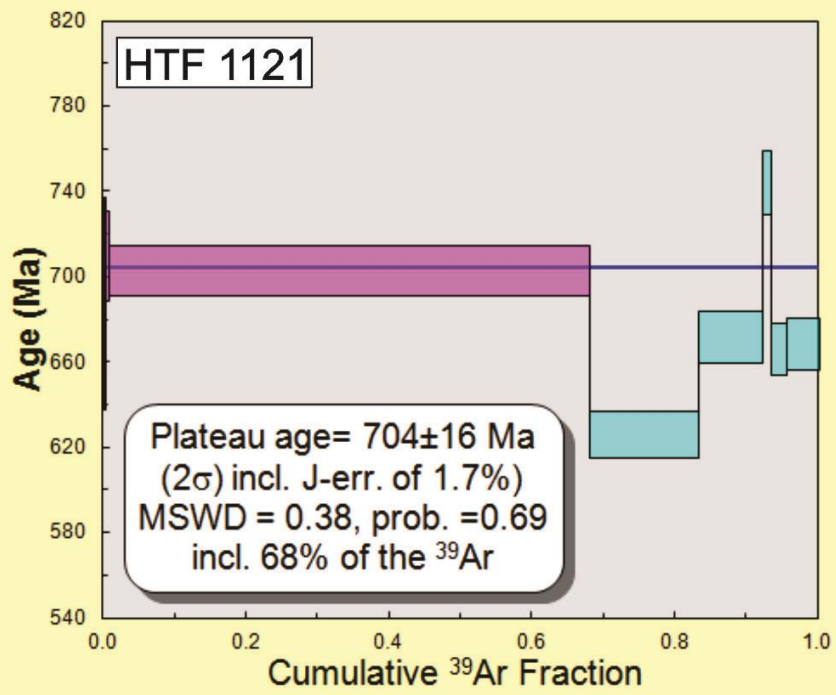


Figure 4 – U-Pb zircon concordia ages.



Results are plotted in *plateau* graphics of cumulative  $^{39}\text{Ar}$  fraction versus age in (Ma) Figure 5), where magenta steps represent the fraction used to calculate the age and cyan steps are rejected ones. Ages are positioned in Figure 6.





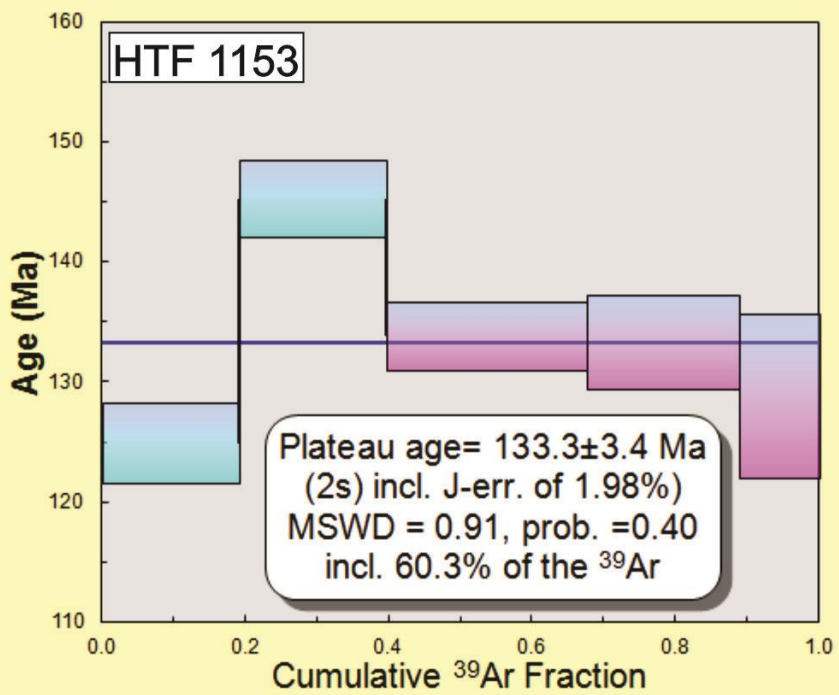
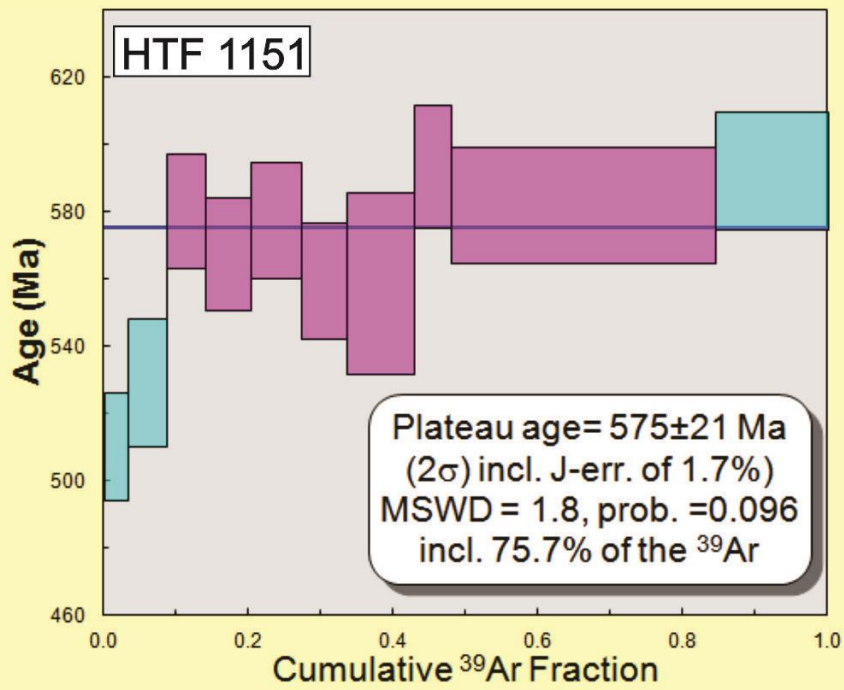


Figure 5 –  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  plateau ages based in cumulative  $^{39}\text{Ar}$  fraction.

## DISCUSSION

Geochronology data presented here allow us to distinguish different tectonic events and ductile/brittle events (Figure 6). Results allow us to correlate  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages with regional geology of TBL tectonic corridor. We classified ages in five regional tectonic events: magmatic arc accretion, Brasília belt collision, post collisional granite, Paleozoic reactivation and Serra Geral magmatism.

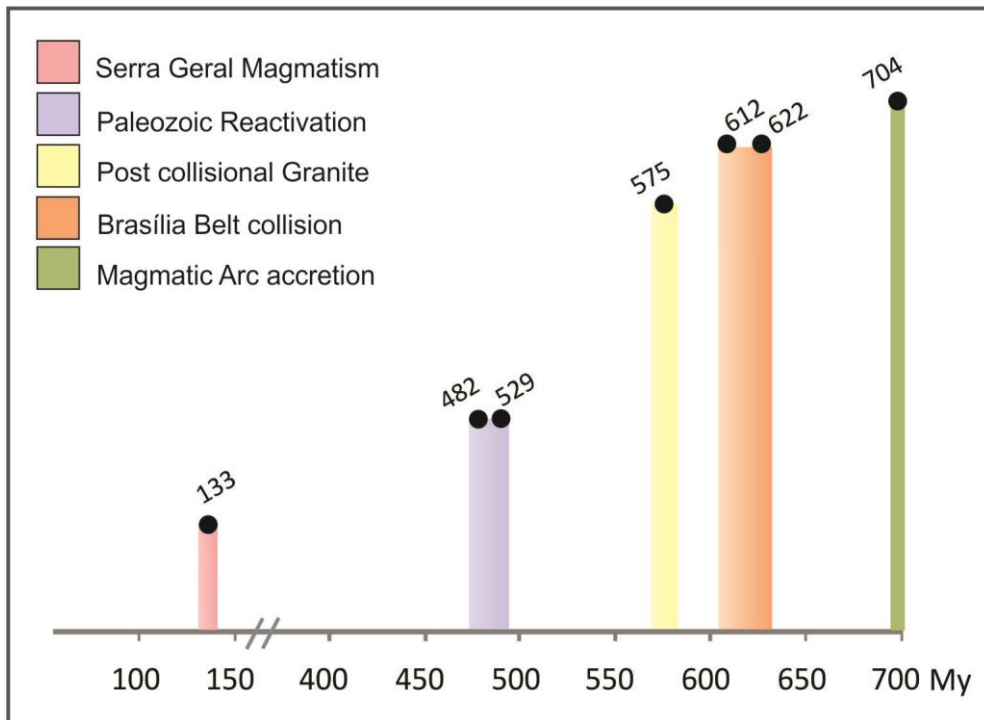


Figure 6 – Regional events correlation.

In Borborema Province, age of  $482 \pm 7$  Ma (HTF 1045) in NE Brazil, from a volcanic rock of Pacujá formation, a sin-rift unit of the Jaibas Basin, agrees with its genesis in Cambrian-Ordovician. Amphibole grains were analyzed by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and was interpreted as a cooling age. U-Pb ages of Pacujá sandstone (de Araújo *et al.*, 2012) are divided in two groups ranging from 550 to 598 Ma and from 600 to 630 Ma.

Nearby, close to Sobral-Pedro II SZ,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of  $529 \pm 12$  Ma (HTF 1052) from amphibole gneiss of Ceará Group. Ceará group is formed by gneiss, schist, marble and sandstones and form a “*flysch*” sequence with ages varying from 750 Ma to 750 Ma (Fetter *et al.*, 2003; Castro, 2004; Arthaud *et al.*, 2008). Age is consistent with cristalization of Mocambo and



Meruoca plutons, suggesting that the system was perturbed by this magmatism, defining a reactivation event due to plutons emplacement. Zircons were dated and resulted in a concordia age of  $627 \pm 3$  Ma, reflecting age of crystallization.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages allow us to correlate events in Borborema Province to Cambrian-Ordovician age of Jaibaras Basin, and anorogenic plutons in region, both representing a Paleozoic reactivation event (Figure 7).

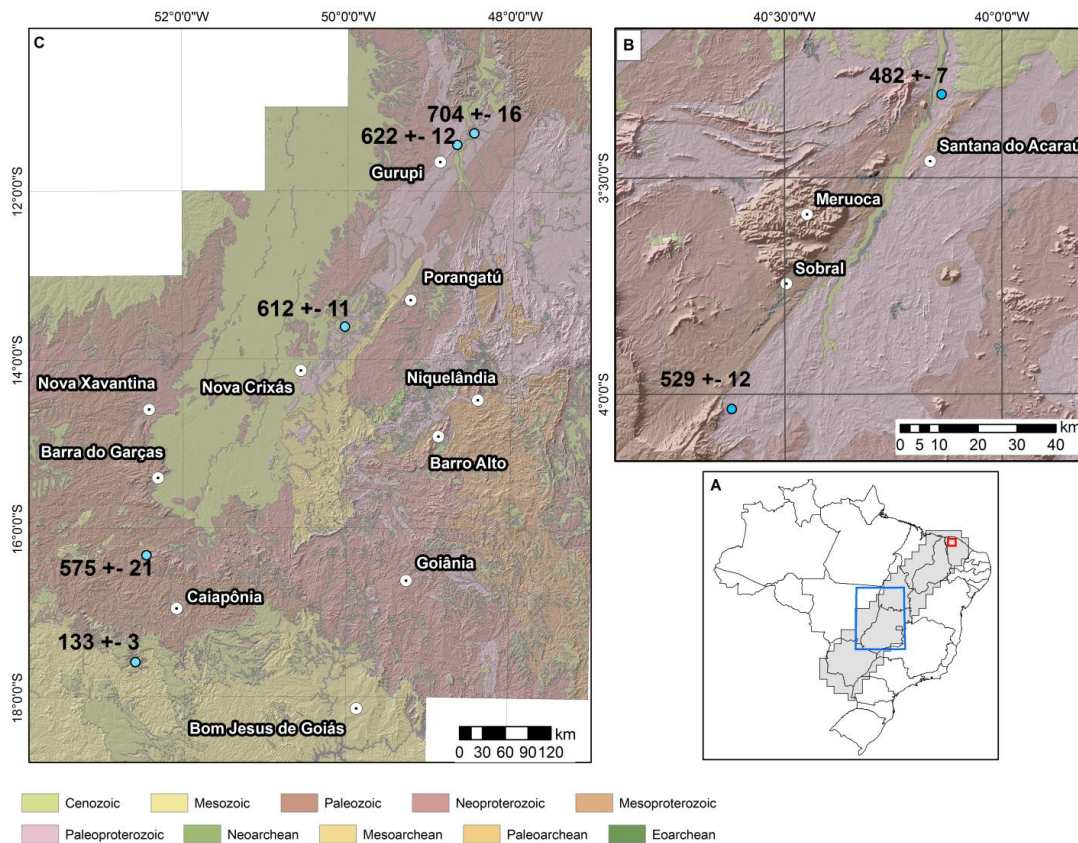


Figure 7 –  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages positioned in map. A) Location map; B) Northwest of Ceará State, and C) Central Brazil.

Tocantins Province records oldest  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages. This area located south of Parnaíba Basin, in Central Brazil, comprises a biotite schist, roughly altered (HTF 1119) where we got an argon age older than U-Pb age. In this case, we do not trust  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age and we believe the sample contain excess of argon which do not permit a geological meaning. Interpretation for U-Pb age is that transcurrent movement post ocean closure reset zircon system.

Ipueiras Granite, sample HTF 1121, was not affected by Neoproterozoic orogeny. Analyze of zircon (U-Pb method) determined crystallization age of  $2091 \pm 13$  Ma, coherent with U-Pb (zircon) age of 2.08 Ga (Chaves *et al.*, 2008), and biotite dated by  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  method resulted in a plateau age of  $704 \pm 16$  Ma, interpreted as cooling age.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  ages are coeval to magmatic arc accretion event.

Sample HTF 1142, biotite gneiss roughly deformed with low angle tectonic print is an evidence of TBL transcurrent regime. Age  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  of  $612 \pm 11$  Ma agrees with ocean closure in the tectonic model of Pimentel and Fuck (1992).

The sample HTF 1151 brought us similar U-Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages, within errors. U-Pb age of  $553 \pm 14$  Ma seems to be coeval to geological context considering the sample post tectonic, since it do not record any deformation evidence.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age is probably contaminated with atmospheric argon, resulting in age older than expected.

At last, a basalt of Serra Geral magmatic event resulted in  $133 \pm 3$  Ma, agrees with Renne *et al.* (1992) Serra Geral volcanism age of  $133 \pm 1$  Ma, representing younger age of this study.

## CONCLUSIONS

We concluded that  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology is a useful tool to date regional tectonomagmatic events. Data presented here permitted to determinate areas not affected by the Transbrasiliano Lineament (HTF 1121), and other that experienced ductile regime, as ones controlled by Brasilia belt collision, at Brasiliano orogeny (HTF 1142), and others that recorded the accommodation of the final configuration of the continent (HTF 1151), all of them in central Brazil.

Also, brittle regime was recorded in Borborema Province, configuring Paleozoic reactivation of TBL in Jaibaras Basin area and a recent magmatic event in Cretaceous in the border of Paraná Basin.

Dating shear zones is not an easy task.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analyses were not successful in two samples (HTF 1119 and HTF 1151), probably due to contamination with atmospheric argon, but U-Pb analyses in these same samples allowed us to put them in regional geological context.

Further studies will date samples along TBL tectonic corridor to densify  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and other thermochronological methods to enrich tectonic and thermal history of the megastructure.

## REFERENCES

- Almeida F.F.M., Neves B.B.B., Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews*, **50**: 77–111.
- Arthaud, M.H.; Caby, R.; Fuck, R.A.; Dantas, E.L.; Parente, C.V. 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: Pankhurst, R. J.; Trouw, R. A. J.; Brito Neves, B. B.; De Wit, M. J. (eds.): *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publication **294**: 49-67.
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., Julià, J., 2013. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave dispersion. *Tectonophysics*, **609**: 82-96.
- Azevedo P.A., Rocha M.P., Soares J.E.P., Fuck, R.A. 2015. Thin lithosphere between the Amazonian and São Francisco cratons, in central Brazil, revealed by seismic P-wave tomography. *Geophysical Journal International*, **201**: 61–69.
- Barros L.V., Assumpção M., Chimpliganond C., Carvalho J.M., Von Huelsen M.G., Caixeta D., França G.S., Albuquerque D.F., Ferreira V.M., Fontenele D.P. 2015. The Mara Rosa 2010 GT-5 earthquake and its possible relationship with the continental-scale Transbrasiliano lineament. *Journal of South American Earth Science*, **60**: 1-9.
- Bühn, B., Pimentel M.M., Matteini, M., Dantas, E. L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectroetry (L-C-ICPMS). *An Acad Bras Cienc*, **81**: 99-114.

- Caby, R. 1989. Precambrian terranes of Benin Nigeria and Northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic. Geological Society of America, Special Papers, **230**: 145–158.
- Caby, R. 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central–western Hoggar: a synthesis: *Journal of African Earth Sciences*, **37**: 133–159.
- Carvalho D.L.O, Vidotti R.M., Araújo Filho J.O., Meneses P. R. 2012. Geology, Airborne Geophysics and Ground Gravity of the Central Graben of Água Bonita, Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica* **30**(4): 483-494.
- Castro D. L., Fuck R. A., Phillips J. D., Vidotti R. M., Bezerra F. H. R., Dantas E. L. 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, **614**: 128-145.
- Castro, N.A., 2004. Evolução Geológica Proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema). PhD thesis, Universidade de São Paulo, 322 pp.
- Chaves C. L., Gorayeb, P. C. S., Moura, C. A. V. 2008. Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(2): 366-378.
- Cordani U. G., Neves B. B. B., Fuck R. A., Porto R., Thomaz Filho A., Cunha F.M.B. da. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica Petróleo*, p. 1-70.
- Cordani, U. G., Pimentel. M. M., Araújo, C. E. G., Fuck, R. A. 2013. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, **43**(3): 583-597.
- Curto, J. B., R. M. Vidotti, R. A. Fuck, R. J. Blakely, C. J. S. Alvarenga, and E. L. Dantas. 2014. The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, **119**: 1544-1562.
- Dantas, E. L., Fuck, R. A., Oliveira, C. G., Araújo, J. O., Frasca A. A., Roig H. L., Almeida T., Vidotti R. M., Soares J. E., Praxedes I. 2013. Compartimentação tectônica e cinemática da porção NE da Província Tocantins. Anais do XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – SNET. Mato Grosso.

de Araújo, C.E.G., 2011. A synthesis of the Neoproterozoic to Ordovician granitoid record from Ceará Central Domain, Borborema Province, NE-Brazil: pre-collision, collision and mountain belt collapse to a sedimentary basin development. In: 7th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, 2011, Avila, Spain.

de Araujo, C. E. G., Cordani, U. G., Basei, M. A. S., Castro, N. A., Sato, K., Sproesser, W. M. 2012. U–Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreaú Domains, Borborema Province, NE-Brazil: Tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. *Precambrian Research*, **206**: 36-51.

Destro N., Szatmari P., Ladeira E. A. 1994. Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, **16**(1): 35-45.

Ernesto, M., Raposo, M.I.B., Marques L.S., Renne, P.R., Diogo, L.A., de Min, A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the Northeastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, **28**: 321-340.

Fairhead, J. D. & Maus, S. 2003. CHAMP satellite and terrestrial magnetic data help define the tectonic model for South America and resolve the lingering problem of the pre-break-up fit of the South Atlantic Ocean. *The Leading Edge*, **22**(8): 779-783.

Fetter, A.H., Santos, T.J.S., Van Schumus, W.R., Hackspacher, P.C., Brito Neves, B.B., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A., Wernick, E., 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of west Gondwana. *Gondwana Research*, **6**: 265-273.

Fuck R. A., Dantas E. L., Vidotti R. M., Roig H. L., Almeida T. 2013. Deformação intracontinental em sistemas transcorrentes: o caso do Lineamento Transbrasiliiano: geometria, idade e significado. Anais do XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – SNET. Mato Grosso.

Jackson, S. E, Pearson N. J, Griffin W.L., Belousova E. A. 2004. The application of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry to *in situ* U-Pb zircon geochronology. *Chem Geol*, **211**: 47-69.

Ludwig, R. K. 2012. Isoplot 3.75 Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 5. Available in: [http://www.bgc.org/isoplot\\_etc/isoplot.html](http://www.bgc.org/isoplot_etc/isoplot.html)

- McDougall, I. e Harrison, T.M. 1999. Geochronology and Thermochemistry by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Method, 2nd ed. Oxford University Press, New York.
- Monié P., Caby R., Arthaud M.H. 1997. The Neoproterozoic Brasiliano orogeny in northeast Brazil:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and petrostructural data from Ceará. *Precambrian Research*, **81**: 241-264.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Mariano, G., da Silva, J.M.R. 2011. O magmatismo pós-Cariris Velho, pré-Brasiliano na porção oriental da Província Borborema: implicações tectônicas. In: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Campinas-SP, CDROM.
- Oliveira, D. C. 2001., Reavaliação da evolução tectono-magmática do Graben de Jaibaras (nordeste do Brasil). *Acta Geologica Hispanica*, **36**: 53–95.
- Oliveira, D. C.; Mohriak, W. U. 2003. Jaibaras through: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 351-383.
- Oliveira, F. V. 2015. Chronus: um novo suplemento para a redução de dados U-Pb obtidos por LA-MC-ICPMS. Dissertação de Mestrado em Geologia, Universidade de Brasília, Brasília, 91pp.
- Padilha A.L., Vitorello I., Pádua M.B. and Bologna M.S. 2014. Electromagnetic constraints for subduction zones beneath the northwest Borborema province: Evidence for Neoproterozoic island arc–continent collision in northeast Brazil. *Geology*, **42** (1): 91–94.
- Pedrosa Jr., N. C., Vidotti, R. M., Fuck, R. A., Oliveira, K. M. L., Castelo Branco R. M. G. 2015. Structural framework of the Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data. *Journal of South American Earth Science*, **58**: 318-334.
- Pimentel M.M. e Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20** (4): 375-379.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Gioia, S. M. C. L. 2000. The Neoproterozoic Goiás magmatic arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **30** (1): 035-039.
- Renne, P. R., Ernesto, M., Pacca, I. G., Coe, R. S., Glen, J., Prevot, M., Perrin, M. 1992. The age of Parana flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary, *Science*, **258**: 975-979.

- Renne, P. R., Swisher, C. C., Deino, A. L., Karner, D. B., Owens, T., DePaolo, D. J. 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. *Chemical Geology*, **145** (1–2): 117–152.
- Rocha, M.P., Schimmel, M. & Assumpção, M. 2011. Upper-mantle seismic structure beneath SE and Central Brazil from P- and S-wave regional traveltimes tomography, *Geophys. J. Int.*, **184**: 268–286.
- Sadowski G. R., Campanha G.A.C. 2004. Grandes Falhas no Brasil Continental. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. de (orgs.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 407-421.
- Santos, R.V., Oliveira, C.G.D., Parente, C.V., Garcia, M.D.G.M., and Dantas, E.L. 2013. Hydrothermal alteration related to a deep mantle source controlled by a Cambrian intracontinental strike-slip fault: Evidence for the Meruoca felsic intrusion associated with the Transbraziliano Lineament, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **43**: 33–41.
- Santos, T.J.S., Fetter, A.H., Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R., Nogueira Neto, J.A., 2008. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, **25**: 271–284.
- Santos T.J.S, Garcia, M.G.M., Amaral, W.S., Caby, R., Wernick, E., Arthaud, M.H., Dantas, E. L., Santosh, M. 2009. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, **15**: 454-470.
- Schobbenhaus C., Ribeiro C.L., Oliva L.A., Takanohashi J.T., Lindenmayer Z.G., Vasconcelos J.B., Orlandi V. 1975. Carta Geológica do Brasil Milionésimo. Folha Goiás SD.22. Texto Explicativo. Brasília, DNPM.
- Steiger, R.H., Jäger, E. 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo and cosmochemistry. *Earth Planet Science Letters*, **36**: 359-362.
- Vauchez, A., Nevez S. P., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V. 1995. The Borborema Shear Zone System. *J. S. Am. Earth Sci.*, **8**: 247-266.

Vasconcelos, P. M., Onoe, A. T., Kawashita, K., Soares, A. J. & Teixeira, W. 2002.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology at the Instituto de Geociencias, USP: instrumentation, analytical procedures, and calibration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **74(2)**: 297-342.



# Discussão

## 5. DISCUSSÃO

### 5.1 Discussão dos dados e considerações gerais

#### 5.1.1 Considerações metodológicas

As análises, embora bem sucedidas e coerentes com o contexto regional, ainda trazem resultados com erros maiores do que habitualmente se tolera neste método, que é menor que 1%. Os erros das idades *plateau* resultaram em torno de 2% no espectrômetro da UnB e chegando a quase 7% nas análises realizadas na USP.

Algumas análises não obtiveram sucesso na primeira etapa de análises-teste concomitante com a calibração do equipamento Noblesse (Nu Instruments), na UnB. Na maioria dos casos onde não foi possível obter resultado, não foi identificado sinal de  $^{39}\text{Ar}$  suficiente para realizar os cálculos. Em outros casos, os valores de  $^{36}\text{Ar}$  eram muito próximos do branco, indicando que o background do equipamento não estava tão baixo quanto o desejado (maioria dos casos), o que inviabilizou a correção em relação ao argônio atmosférico. Ocorreu também de algumas amostras serem fundidas no primeiro tiro de laser, sem liberar  $^{39}\text{Ar}$ , ou não chegavam a fundir mesmo com uma potência muito alta, provavelmente por serem amostras com impurezas ou não se tratar de mineral com potássio em sua composição.

Dentre as suspeitas para o elevado valor do erro das idades obtidas no laboratório da UnB está o parâmetro conhecido como J, relativo ao padrão interno utilizado. Suspeita-se que a biotita SJ-1, padrão interno de laboratório da Argentina, não seja homogênea o suficiente para ser um padrão confiável. O outro padrão, a Lepidolita KA-86, utilizada para a correção dos valores apresentados, aparenta maior homogeneidade, mas requer estratégia analítica com uso do coletor Faraday, e como consequência, é preciso aplicar a correção de calibração cruzada, o que elimina parcialmente a vantagem de ser mais homogênea. Com isso, e erro de ~2% obtido na idade dos padrões é propagado no cálculo dos resultados.

Outro fator que aumentou a incerteza das análises realizadas foi a correção do tempo morto. Este é definido como tempo mínimo necessário para que 2 pulsos quase simultâneos sejam reconhecidos pelo sistema contador de íons, composto pelo próprio multiplicador, além do amplificador com analisador de altura dos pulsos (PHA - *pulse height analyser* ou discriminador de pulsos). Quando se utiliza multiplicador de elétrons, no modo de contagem de pulsos por unidade de tempo, é muito importante levar em conta a correção do tempo morto, especialmente quando envolve altas contagens. O espectrômetro de gases nobres

adquirido (Nu Instruments) veio de fábrica com a determinação de tempo morto de 40 nanossegundos, quando constatamos por meio de testes e medidas do argônio atmosférico que o mais adequado seria ajustar esse valor para 15 nanossegundos. Como as análises foram realizadas com o tempo morto no valor de 40 nanossegundos, foi realizada correção posterior à análise, podendo ter aumentado a incerteza do resultado.

Os programas utilizados neste trabalho (o software de aquisição, a planilha de correções, e o *software isoplot* para gerar os gráficos de idade *plateau*), suprem as necessidades analíticas da metodologia Ar-Ar. Para aprimoramento da rotina do equipamento, no entanto, seria ideal a aquisição de novos padrões analíticos internacionais, ou gás sintético como descrito em Coble *et al.* (2011), que descartaria a necessidade de grande parte das correções então realizadas, conforme já explicado no Capítulo 2.

Em razão da deterioração do multiplicador de elétrons correspondente ao IC0 que passou a requerer tensão próxima do limite máximo recomendado de 3,2 kV, aliado ao aumento progressivo e aleatório do ruído (*background*), mudou-se a estratégia de análise isotópica com a instalação de um volume complementar (“*ballast*”) na linha de extração a laser para aumentar um pouco mais a faixa de medidas, usando apenas IC1 e IC2. Para tanto, adicionou-se uma etapa (STEP 3) à análise, para medir os 3 isótopos mais importantes  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{39}\text{Ar}$  e  $^{36}\text{Ar}$  no mesmo detector (IC1) (ver tabelas no capítulo 2). Os outros 2 isótopos,  $^{38}\text{Ar}$  e  $^{37}\text{Ar}$ , praticamente dispensáveis nas amostras sem cálcio, foram lidos no detector IC2.

As análises realizadas na USP obtiveram erros mais elevados que os da UnB. Esses valores de até 6,8% são inerentes principalmente à pouca quantidade de amostra analisada. As extrações de gás realizadas não resultaram em quantidade mínima segura de argônio para o detector usado no espectrômetro, maximizando a incerteza em cada correção aplicada, além de impossibilitar a comparação das idades obtidas com os dados gerados na UnB produzidos a partir de equipamentos e softwares diferentes.

### 5.1.2 Considerações gerais

Em geral, as idades obtidas são coerentes com o contexto geológico regional do corredor tectônico Transbrasiliano e nos permite classificá-las em cinco diferentes eventos tectônicos: acreção do arco magmático, colisão do cinturão Brasília, granitogênese pós colisional, reativação paleozóica e magmatismo Serra Geral, todos esquematizados na figura 5.1.

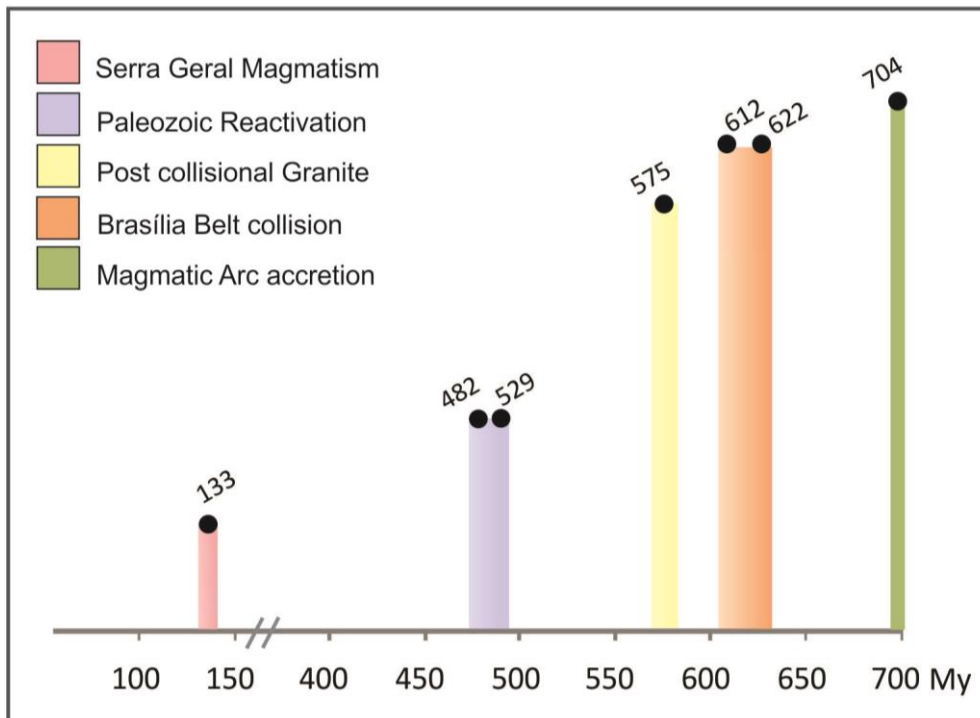


Figura 5.1 – Idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  e correlação com evento regional correspondente.

Na Província Borborema, idade de  $478 \pm 8$  Ma (HTF 1045) foi determinada em rocha vulcânica intercalada em arenito da Formação Pacujá, unidade sin-rifte da bacia Jaibaras, concordante, portanto, com a sua geração no Cambro-Ordoviciano. Idades U-Pb do arenito Pacujá (de Araújo *et al.*, 2012) são divididas em dois grupos de 550 a 598 Ma e de 600 a 630 Ma. Portanto, a idade registrada nos grãos de anfibólio analisados é interpretada como idade de reativação da falha.

Amostra HTF 1052, coletada em anfibólio gnaisse pertencente ao Grupo Ceará, localizada a sudeste da bacia de Jaibaras, registrou idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $529 \pm 12$  Ma. O Grupo Ceará é formado por gnaisse, xisto, mármore e arenitos e formam uma sequencia “*flysch*” com idade variando entre 750 e 550 Ma (Fetter *et al.*, 2003; Castro, 2004; Arthaud *et al.*, 2008). A idade obtida neste estudo é consistente com a cristalização dos plutons Mocambo e Meruoca, sugerindo que o sistema foi perturbado por este magmatismo, caracterizando uma reativação durante a sua exumação. Zircões foram datados pelo método U-Pb e resultaram em uma idade de cristalização de  $627 \pm 3$  Ma.

As duas idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  da Província Borborema, ligadas diretamente à gênese de bacia Jaibaras, caracterizam um evento de reativação paleozóica.

A Província Tocantins apresentou as idades mais antigas. Localizada ao sul da Bacia Parnaíba, o Granito Ipueiras (HTF 1121), de idade U-Pb em zircão determinada em  $2091 \pm 13$  Ma, coerente com a idade de Chaves *et al.*, (2008) de 2.08 Ga resultou em idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em biotita de  $704 \pm 16$  Ma, interpretada como idade de resfriamento. Esta idade é correlata à acreção do arco magmático.

A amostra HTF 1119, um pouco mais abaixo, é um biotita xisto, muito alterado, onde a idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  é mais velha do que a idade U-Pb. Neste caso, nós descartamos a idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  por acreditar que a amostra tem excesso de argônio. A idade U-Pb em zircão de  $552 \pm 5$  Ma foi perturbada pelo evento de transcorrência no LTB pós colisão da faixa Brasília.

Biotita gnaisse foliado com deformação de baixo ângulo, típico de regime transcorrente (HTF 1142), registrou idade  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  de  $612 \pm 11$  Ma, concordante com o estágio final de fechamento de oceano, conforme modelo proposto por Pimentel e Fuck (1992).

Idades U-Pb e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  similares, considerando a incerteza delas, foi observada na amostra HTF 1151. Idade U-Pb de  $553 \pm 14$  Ma é coerente com o contexto geológico por se tratar de uma rocha sem deformação evidente. A idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $575 \pm 21$  Ma está provavelmente contaminada com excesso de argônio.

A última amostra, HTF 1153, de basalto da Formação Serra Geral, localizada no prolongamento do LTB na borda da Bacia Paraná obteve idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $133 \pm 3$  Ma, concordante com idade proposta para o vulcanismo Serra Geral, de  $133 \pm 1$  Ma (Renne *et al.*, 1992).

# Conclusão

## 6. CONCLUSÃO

Desenvolvimento de trabalhos metodológicos são de grande importância para a consolidação de diferentes metodologias de trabalho e de rotina de análise em laboratórios. Em alguns casos, bons resultados levam vários anos para terem sucesso, que requer doses diárias de persistência e perfeccionismo.

Os resultados analíticos de idades preferidas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  aqui apresentados são satisfatórios e representam um importante ponto de partida para futuras pesquisas utilizando o método com espectrômetro de massa de gases nobre multicoletor. Os erros obtidos, em torno de 2%, são considerados aceitáveis se levarmos em conta o pouco tempo de operação do equipamento e os ajustes que ainda serão realizados na sua calibração.

Extensiva pesquisa e novos testes serão realizados especialmente para obtenção de menor sinal de  $^{36}\text{Ar}$  do *background*, possivelmente a partir de um *baking* mais eficiente, na aquisição de novos padrões e calibração de padrões internos, além de melhorarmos as análises com a otimização do número de etapas. No entanto, entendemos que a forma mais segura de análise ainda é utilizando o modo peak jumping no detector Faraday, embora seja um processo bem mais demorado do que o proposto aqui.

O método de datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  se mostrou eficiente para a determinação de eventos tectonomagmáticos, porém, com certa restrição. A datação de rochas em zonas de cisalhamento não é uma tarefa fácil. Duas amostras que tiveram sucesso na análise não apresentaram correlação regional significativa, provavelmente devido a excesso de argônio nas mesmas.

Os resultados aqui apresentados permitiram a definição de regiões não afetadas pelo regime de cisalhamento presente fortemente ao longo do corredor tectônico, outras afetadas pelo regime dúctil e outras por tectônica frágil.

A idade obtida no Granito Ipueiras, na Província Tocantins, é associada ao evento de acreção do arco magmático, enquanto o regime dúctil relacionado à colisão do fechamento do oceano em Goiás ficou evidente na amostra HTF 1142 e o final dessa colisão e acomodação final em regime transcorrente ficou marcado na amostra HTF 1151, todas no Brasil central.

Regime frágil também ficou bem marcado nas Rochas da Província Borborema, em rochas associadas à Bacia Jaibas, configurando um evento de reativação paleozoica e um evento cretáceo foi datado em rochas do vulcanismo Serra Geral.

Futuros resultados de estudos geocronológicos envolvendo novas amostras e outros métodos de datação serão realizados e permitirá recriar a história térmica de blocos crustais e melhor definição de eventos tectônicos para aprimorar o entendimento atual da história do Lineamento Transbrasiliano.



# Referências

- Aldrich, L.T., Nier, A. O. 1948. Argon 40 in potassium minerals. *Physical Review*, **74**: 876-877.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y, Brito Neves, B.B. e Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**: 20-34.
- Almeida F.F.M., Neves B.B.B., Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews*, **50**: 77–111.
- Alvarenga, C.J.S., e Trompette, R. 1993. Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai: A estruturação da região de Cuiabá, *Revista Brasileira de Geociências*, **23**: 18–30.
- Amaral, W.S., Santos, T.J.S., Wernick, E., Nogueira Neto, J.A., Dantas, E.L., Matteini, M. 2012. High-pressure granulites from Cariré, Borborema Province, NE Brazil: Tectonic setting, metamorphic conditions and U–Pb, Lu–Hf and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research*, **22** (3-4): 892-909.
- Araújo C.E.G., Cordani U.G., Agbossoumounde, Y., Caby, R., Basei, M.A.S., Weinberg, R.F., Sato, K. 2016. Tightening-up NE Brazil and NW Africa connections: New U–Pb/Lu–Hf zircon data of a complete plate tectonic cycle in the Dahomey belt of the West Gondwana Orogen in Togo and Benin. *Precambrian Research*, **276**: 24-42.
- Araújo C.E.G., Cordani U.G., Basei M.A.S., Castro N.A., Sato K., Sproesser W.M. 2012. U–Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreaú Domains, Borborema Province, NE-Brazil: Tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. *Precambrian Research*, **206**: 36-51.
- Araújo, C.E.G., Costa, F.G., Palheta, E.S.M., Cavalcante, J.C., Vasconcelos, A.M., Moura, C.A.V., 2010b.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  zircon ages of pre- and syn collisional granitoids from the Tamboril-Santa Quitéria granitic–migmatitic Complex, Ceará Central Domain, Borborema Province (NE-Brazil): Geodynamic implications. In: VII South American Symposium on Isotope Geology, Brasília.
- Araújo, C.E.G., Pineo, T.R.G., Cavalcante, J.C., Caby, R., Costa, F.G., Vasconcelos, A.M., Rodrigues, J.B., 2010a. Provenance of the Novo Oriente Group, southwestern Ceará Central Domain, Borborema Province (NE-Brazil): a dismembered segment of a magma-poor passive margin or a restricted rift-related basin? *Gondwana Research*, **18**: 497–513.

Araújo, M.N.C. 2002. A Cinemática superposta e as mineralizações auríferas da Faixa Seridó: uma abordagem meso e microscópica. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Araújo, M.N.C., Vasconcelos, P.M., Silva, F.C.A., Jardim de Sá, E.F., Sá, J.M. 2005.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of gold mineralization in Brasiliano strike-slip shear zones in the Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Science*, **19**: 445-460.

Archanjo C.J., Launeau, P., Hollanda, M.H.B.M., Macedo, J.W.P., Liu, D. 2009. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará State, northeastern Brazil). *International Journal of Earth Science*, **98**: 1793-1807.

Arthaud, M.H.; Caby, R.; Fuck, R.A.; Dantas, E.L.; Parente, C.V. 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: Pankhurst, R. J.; Trouw, R. A. J.; Brito Neves, B. B.; De Wit, M. J. (eds.): *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publication **294**: 49-67.

Assine, M. L. 2004. A Bacia Sedimentar do Pantanal Mato-Grossense. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. de (orgs.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p 61-74.

Assine M.L. e Soares P.C. 2004. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. *Quaternary International*, **114**: 23–34.

Assumpção M., Bianchi M., Julià J., Dias F.L., França, G.S., Nascimento R., Drouet S., Pavão C.G., Albuquerque D.F., Lopes, A.E.V. 2013. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Science*, **43**: 74-85.

Assumpção M., Sacek V. 2013. Intra-plate seismicity and flexural stresses in central Brazil. *Geophysical Research Letters*, **40**: 487–491.

Azevedo P.A., Rocha M.P., Soares J.E.P., Fuck, R.A. 2015. Thin lithosphere between the Amazonian and São Francisco cratons, in central Brazil, revealed by seismic P-wave tomography. *Geophysical Journal International*, **201**: 61–69.

- Barros L.V., Assumpção M., Chimpliganond C., Carvalho J.M., Von Huelsen M.G., Caixeta D., França G.S., Albuquerque D.F., Ferreira V.M., Fontenele D.P. 2015. The Mara Rosa 2010 GT-5 earthquake and its possible relationship with the continental-scale Transbrasiliano lineament. *Journal of South American Earth Science*, **60**: 1-9.
- Baptista M.B. e Cartner-Dyer R. 1966. Ocorrência singular de sedimentos mediopaleozóicos no centro-oeste de Goiás. Notas Preliminares – DGM, n. 133, 11 p.
- Berger, G. W. e York D. 1970. Precision of the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating technique. *Earth and Planetary Science Letters*, **9**: 39-44.
- Berrocal, J., Knize, S., Martins, D. 1984. Modelo Preliminar de Velocidades Sísmicas da Crosta Através de Explosões Locais Registradas pela Rede Sismográfica de Sobradinho, BA. *Revista Brasileira de Geofísica*, **2**: 95-104.
- Berrocal J., Marangoni Y., Sá N.C., Fuck R.A., Soares J.E.P., Dantas E., Perosi F., Fernandes C., 2004. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil. *Tectonophysics*, **388**: 187– 199.
- Bezerra, F.H.R., Rossetti, D.F., Oliveira, R.G., Medeiros W.E., Brito Neves, B.B., Balsamo, F., Nogueira F.C.C., Dantas, E.L., Andrades Filho, C., Goés, A.M. 2014. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics*, **614**: 78–90.
- Bologna M.S., Nunes H.O., Padilha A.L. Vitorello I., Pádua M.B. 2013. Anomalous electrical structure in the northwestern Paraná Basin, Brazil, observed with broadband magnetotellurics. *Journal of South American Earth Sciences*, **42**: 74-82.
- Braun, J., Van der Beek, P., Batt, G. 2006. Quantitative Thermochronology -Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data. Nova Iorque, Cambridge University Press.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J. e Van Schmus, W.R. 2000. The tectonic History of the Borborema Province. In: Cordani UG et al. (Eds), Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p. 151-182.
- Brito Neves, B. B., Fuck. R. A., 2013. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. *Journal of the South American Earth Sciences*, **47**: 72-89.

Brito Neves B.B., Fuck R.A., Cordani U.G. and Thomaz Filho A., 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics*, **1** (3-5): 495-510.

Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Schmus, W. R. V. 2000. Tectonic History of the Borborema Province. In: Umberto Cordani. Eds. Edson José Milani, Antonio Thomaz Filho, Diogenes de Almeida Campos (Org.). Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000, **v. unico**, p. 151-182.

Caby, R. 1989. Precambrian terranes of Benin Nigeria and Northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic. Geological Society of America, Special Papers, **230**: 145–158.

Caby, R. 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central–western Hoggar: a synthesis: *Journal of African Earth Sciences*, **37**: 133–159.

Carrapa, B., Wijbrans, J., Bertotti, G. 2004. Detecting provenance variations and cooling patterns within the western Alpine orogen through  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology on detrital sediments: The Tertiary Piedmont Basin, northwest Italy. In Bernet, M. and Spiegel, C. eds., Detrital thermochronology – Provenance analysis, exhumation, and landscape evolution of mountain belts: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper **378**, p. 67-103.

Carvalho D.L.O, Vidotti R.M., Araújo Filho J.O., Meneses P. R. 2012. Geology, Airborne Geophysics and Ground Gravity of the Central Graben of Água Bonita, Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica* **30**(4): 483-494.

Carvalho, R. N. C. B., Moura, A. C. A., Kawashita, K., Fuck, R. A., Pimentel M. M., Dantas, E. L., Santos, R. V. 2014. Atmospheric argon determination using noble gas mass spectrometer: time for a change? 9th South American Symposium on Isotope Geology, p. 304.

Castro, N.A., 2004. Evolução Geológica Proterozóica da região entre Madalena e Taperuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema). PhD thesis, Universidade de São Paulo, 322 pp.

Castro D. L., Fuck R. A., Phillips J. D., Vidotti R. M., Bezerra F. H. R., Dantas E. L. 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, **614**: 128-145.

- Chaves C. L., Gorayeb, P. C. S., Moura, C. A. V. 2008. Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, **38(2)**: 366-378.
- Coble, M. A., Grove, M., Calvert, A. T. 2011. Calibration of Nu-instruments Noblesse multicollector mass spectrometers for argon isotopic measurements using newly developed
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2016. Mapa geológico Brasileiro. Acessível em <http://geobank.cprm.gov.br>, acesso em 12/10/2016.
- Cordani U.G., Neves B.B.B., Fuck R.A., Porto R., Thomaz Filho A., Cunha F.M.B. da. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica Petróleo*, 1-70.
- Cordani U.G., Pimentel M.M., Ganade de Araújo C.E., Basei M.A.S., Fuck R.A., Girardi V.A.V. 2013a. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central South America? *American Journal of Science*, **313**: 517-539.
- Cordani, U. G., Pimentel. M. M., Araújo, C. E. G., Fuck, R. A. 2013b. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, **43(3)**: 583-597.
- Corsini, M., Lambert de Figueiredo, L., Caby, R., Féraud, G., Ruffet, G., Vauchez, A. 1998. Thermal history of the Pan-African/Brasiliano Borborema Province of northeast Brazil deduced from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis. *Tectonophysics* **285**: 103-117.
- Costa J.B.S., Hasui Y. 1988. Aspectos do Lineamento Transbrasiliano na região de Porto Nacional-Natividade, GO. Anais do 35 Congr. Bras. Geologia, Belém.
- Cunha B.C.C., Potiguar L.A.T., Ianhez A.C., Bezerra P.E.L., Pitthan J.H.L., Souza Jr. J.J., Montalvão R.M.G., Souza A.M.S., Hildred P.R., Tassinari C.C.G. 1981. Projeto RADAMBRASIL. Geologia da Folha SC. 22 Tocantins, Rio de Janeiro, Secretaria Geral/ MME. (Lev. Rec. Nat. 22).
- Curto, J. B., R. M. Vidotti, R. A. Fuck, R. J. Blakely, C. J. S. Alvarenga, and E. L. Dantas. 2014. The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, **119**: 1544-1562.

- Dalrymple, G. B. e Lanphere, M. A. 1969. Potassium–Argon Dating: Principles, Techniques and Applications to Geochronology. W.H. Freeman, San Francisco, p. 258.
- Daly, M. C., V. Andrade, C. A. Barousse, R. Costa, K. McDowell, N. Piggott, and A. J. Poole. 2014. Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: Results of a deep seismic reflection profile, *Tectonics*, **33**: 2102–2120.
- Dantas E. L., Araújo Filho, J. O., Oliveira C. G., Chiarini M. F. N., Fuck R. A., de Sordi D. A. 2007. Geologia da Folha Porangatu SD.22-X-D-I. Nota Explicativa. Brasília, CPRM/UnB, 98 p., 1 mapa.
- Dantas, E. L., Fuck, R. A., Oliveira, C. G., Araújo, J. O., Frasca A. A., Roig H. L., Almeida T., Vidotti R. M., Soares J. E., Praxedes I. 2013. Compartimentação tectônica e cinemática da porção NE da Província Tocantins. Anais do XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – SNET. Mato Grosso.
- Destro N., Szatmari P., Ladeira E. A. 1994. Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, **16**(1): 35-45.
- Ernesto, M., Raposo, M.I.B., Marques L.S., Renne, P.R., Diogo, L.A., de Min, A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the Northeastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, **28**: 321-340.
- Facincani E. M., Assumpção M. S., Assine M. L., França G. S. L. A., Paranhos Filho A. C., Gamarra R. M. 2012. Terremotos no Pantanal *In*: Ferreira F. M. N. S., Bueno H. P. V., Beck M. C. (eds.) Pantanal: perspectivas históricas e culturais. Campo Grande MS, Ed. UFMS p. 87-99.
- Fairhead, J. D. & Maus, S. 2003. CHAMP satellite and terrestrial magnetic data help define the tectonic model for South America and resolve the lingering problem of the pre-break-up fit of the South Atlantic Ocean. *The Leading Edge*, **22**(8): 779-783.
- Faure, G. 1986. Principles of Isotope Geology. 2 ed. John Wiley & Sons, New York. 589 pp.
- Feng, M., Assumpção, M., Van der Lee, S. 2004. Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **147**: 315–331.

Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Santos, T.J.S., Arthaud, M. and Nogueira Neto, J.A. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent "Atlantica". *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 102-106.

Fetter A.H., Santos T.J.S., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Brito Neves B.B., Arthaud M.H., Nogueira Neto J.A., Wernick E., 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema province, NE Brazil: implications for the assembly of west Gondwana. *Gondwana Research* **6**: 265-273.

Foland, K. A. 1983.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  incremental heating plateaus for biotites with excess argon. *Isotope Geosciences*, **1**: 3-21.

França G. S., Ferreira J. M., Takeya M. K. 2004. Seismic activity in Senador Sá-CE, Brazil, 1997-1998. *Revista Brasileira de Geofísica*, **22** (2): 115-125.

Fuck R. A, Dantas E. L., Pimentel M. M., Botelho N. F., Armstrong R., Laux J. H., Junges S. L., Soares J. E., Praxedes I. F. 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, **244**: 53-74.

Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Junges, S.L., Moraes, R. 2001. Nd isotopes, U-Pb single grain and SHRIMP zircon ages from basement rocks of the Tocantins Province. In: III South American Symposium on Isotope Geology, Pucon. Proceedings, Extended Abstract Volume (CD ROM). Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería, p. 141-144.

Fuck R. A., Dantas E. L., Vidotti R. M., Roig H. L., Almeida T. 2013. Deformação intracontinental em sistemas transcorrentes: o caso do Lineamento Transbrasiliano: geometria, idade e significado. Anais do XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – SNET. Mato Grosso.

Funkhouser j. G., Barnes, I. L. e Naughton, J.J. 1966. Problems in the dating of volcanic rocks by the potassium-argon method. *Bulletim of Volcanology*, **29**: 709-716.

Garcia, M.G.M., Santos, T.J.S., Amaral, W.S. 2014. Provenance and tectonic setting of Neoproterozoic supracrustal rocks from the Ceará Central Domain, Borborema Province (NE



Brazil): constraints from geochemistry and detrital zircon ages. *International Geology Review*, **56**: 481-500.

Gaspar J.C., Brod J.A., Sgarbi P.B.A., Junqueira-Brod T.C., Araújo A.L.N. 2000. A Review of the Cretaceous Alkaline Magmatism in Western Minas Gerais and Southern Goiás – In: International Geological Congress, 31, Abstracts CD-ROM.

Goodwin, L. B., Renne, P. R. 1991. Effects of progressive mylonitization on Ar retention in biotites from the Santa Rosa mylonite zone, California, and thermochronologic implications. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **108**: 283-297.

Hart, S. R. 1964. The petrology and isotopic-mineral age relations of a contact zone in the Fron Range, Colorado. *Journal of Geology*, **72**: 493-525.

Hasui, Y., Costa, J. B. S., Haralyi, N. L. E. 1994. Estrutura em Quilha no Brasil Central: uma feição fundamental na geologia de Goiás e Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **13**(2): 463-467.

Hasui, Y., Mito, J. A. 1988. A Zona Sismogênica de Porangatu. In: 35 Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, v. 5. p. 2173-2186.

Hodges, M.K.V., Turrin, B.D., Champion, D.E. and Swisher, C.C. III. 2015. New argon-argon ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) radiometric age dates from selected subsurface basalt flows at the Idaho National Laboratory. Idaho: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2015-5028 (DOE/ID 22234), 25 p., disponível em: <http://dx.doi.org/10.3133/sir20155028>.

Junqueira-Brod, T. C.; Roig, H. L.; Gaspar, J. C.; Brod, J. A.; Meneses, P. R. 2002. A província alcalina de Goiás e a extensão de seu vulcanismo kamafugítico. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(4): 559-566.

Kaminsky, F. V.; Sablukov, S. M.; Sablukova, L. I.; Zakharchenko, O. D. 2009. The Fazenda Largo off-craton kimberlites of Piauí State, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **28**: 288-303.

Koopers, A.A.P. 2002. Ar Ar CALC software for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age calculations. *Computers & Geosciences*, **28**: 605–619.

Laux, J.H., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Armstrong, R.A., Junges, S.L. 2005. Two Neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**: 183-198.

Lima, C.C. 2000. Ongoing compression across intraplate South America: observations and some implications for petroleum exploitation and exploration. *Revista Brasileira de Geociências*, **30** (1): 203-207.

Lima, H. A. F., Ferreira Filho, C. F., Dantas, E. L., Pimentel, M. M. 2003. Geocronologia das Intrusões acamadadas máficas-ultramáficas de Porto Nacional, Tocantins: evidência de magmatismo básico Cambriano (0,53 Ga) com metamorfismo de alto grau superimposto. In: Anais do VIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus.

Lovering, J. F. e Richards, J. R. 1964. Potassium-argon age study of possible lower-crust and upper-mantle inclusions in deep-seated intrusions. *Journal of Geophysical Research*, **69**: 4895-4901.

Mariani P., Braitenberg C., Ussami N. 2013. Explaining the thick crust in Paraná basin, Brazil, with satellite GOCE gravity observations. *Journal of South American Earth Sciences*, **45**: 209-223.

Martins, G., Oliveira, E.P., Lafon, J.M., 2009. The Algodões amphibolite–tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: geochemical and geochronological evidence for Palaeoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. *Gondwana Research*, **15**: 71–85.

McDougall, I. 2014. Perspectives on  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. In: Jourdan, F., Mark, D. F. & Verati, C. (eds) 2014. *Advances in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating: from Archaeology to Planetary Sciences*. Geological Society, London, Special Publications, **378**, 9-20.

McDougall, I. e Harrison, T.M. 1999. *Geochronology and Thermochronology by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Method*, 2nd ed. Oxford University Press, New York.

Merle R., Marzoli A., Bertrand H., Reisberg L., Verati C., Zimmermann C., Chiaradia M., Bellieni G., Ernesto M. 2011.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and Sr–Nd–Pb–Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). *Lithos*, **122**: 137–151.

- Merrihue, C. 1965. Trace-element determinations and potassium-argon dating by mass spectroscopy of neutron-irradiated samples. *Transactions-American Geophysical Union* 46, 125 (abstract).
- Merrihue, C. e Turner, G. 1966. Potassium–argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophysical Research*, **71**: 2852–2857.
- Milani, E. J., e Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary basins of South America, in Tectonic Evolution of South America, edited by U. G. Cordani et al., 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Rio de Janeiro, RJ, Brazil, p. 389–449.
- Monié P., Cabry R., Arthaud M.H. 1997. The Neoproterozoic Brasiliano orogeny in northeast Brazil:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and petrostructural data from Ceará. *Precambrian Research*, **81**: 241-264.
- Moura A.C.A., Oliveira P.H.S., Ferreira J.M., Bezerra F.H.R., Fuck R.A., Nascimento A.F. 2014. Seismogenic faulting in the Meruoca granite, NE Brazil, consistent with a local weak fracture zone. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **86 (4)**: 1631-1639.
- Moura C.A.V., Souza S.H.P. 1996. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. Anais. XXXIX In: Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, SBG, **6**: 31-34.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Mariano, G., da Silva, J.M.R. 2011. O magmatismo pós-Cariris Velho, pré-Brasiliano na porção oriental da Província Borborema: implicações tectônicas. In: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Campinas-SP, CDROM.
- Oliveira, D.C. 2000. Stratigraphic interplays between igneous and sedimentary events in the early palaeozoic Jaibaras trough (Northeast Brazil). *Rev Brasileira de Geociências*, **30(3)**:427-431.
- Oliveira, D.C. 2001. Reavaliação da evolução tectono-magmática do Graben de Jaibaras (nordeste do Brasil). *Acta Geologica Hispanica*, **36**: 53–95.
- Oliveira, D.C.; Mohriak, W.U. 2003. Jaibaras through: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 351-383.

- Oliveira, P.H.S., Ferreira, J.M., do Nascimento, A.F., Bezerra, F.H.R., Soares, J.E., Fuck, R.A., 2010. Estudo da Sismicidade na Região de Sobral-CE, NE do Brasil em 2008. Anais do IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, Brasília.
- Padilha A.L., Vitorello I., Pádua M.B., Bologna M.S. 2014. Electromagnetic constraints for subduction zones beneath the northwest Borborema province: Evidence for Neoproterozoic island arc–continent collision in northeast Brazil. *Geology*, **42** (1): 91–94.
- Pankhurst, R. J., Moorbath, S., Rex, D. C., e Turner, G. 1973. Mineral age patterns in ca. 3700 my old rocks from West Greenland. *Earth Planet Science Letters*, **20**: 157-170.
- Pedrosa Jr., N. C., Vidotti, R. M., Fuck, R. A., Oliveira, K. M. L., Castelo Branco R. M. G. 2015. Structural framework of the Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data. *Journal of South American Earth Science*, **58**: 318-334.
- Pimentel M.M. e Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**(4): 375-379.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Gioia, S. M. C. L. 2000. The Neoproterozoic Goiás magmatic arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **30** (1): 035-039.
- Ramos, V. A.; Vujovich, G.; Martino, R.; Otamendi, J. 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, **50** (3-4): 243-255.
- Rapela, C. W.; Pankhurst, R. J.; Casquet, C.; Fanning, C. M.; Baldo, E. G.; González-Casado, J. M.; Galindo, C.; Dahlquist, J. 2007. The Rio de La Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, **83**: 49-82.
- Renne, P.R., Deckart, K., Ernesto, M., Feraud, G., Piccirillo, E.M., 1996. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, **144**: 199-211.
- Renne, P. R., Sharp, W. D., Deino, A. L., Orsi, G., Civetta, L. 1997.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating into the Historical Realm: Calibration Against Pliny the Younger. *Science* **277**: 1279-1280.
- Renne, P. R., Swisher, C. C., Deino, A. L., Karner, D. B., Owens, T., DePaolo, D. J. 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. *Chemical Geology*, **145** (1–2): 117–152.

Richards, J. R., e Pidgeon, R. T. 1963. Some age measurements on micas from Broken Hill, Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **10**: 243-260.

Rocha, M.P., Schimmel, M. & Assumpção, M. 2011. Upper-mantle seismic structure beneath SE and Central Brazil from P- and S-wave regional travelttime tomography, *Geophys. J. Int.*, **184**: 268–286.

Saboia A. M., Dardenne M. A., Junqueira-Brod, T. C. 2007. Aspectos geológicos e geocronológicos do Granito Monte do Carmo, da Suíte Santa Rosa e da Formação Monte do Carmo, Região de Monte do Carmo (TO). In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, X, Porto Velho-RO. CD-ROM.

Saboia A. M., Dardenne M. A., Junqueira-Brod, T. C., Dantas E.L., Palermo N. 2009. Dados Isotópicos e Geocronológicos da região de Monte do Carmo – TO. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, XI, Manaus. CD-ROM.

Sadowski G. R., Campanha G.A.C. 2004. Grandes Falhas no Brasil Continental. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. de (orgs.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 407-421.

Santos, R.V., Oliveira, C.G.D., Parente, C.V., Garcia, M.D.G.M., and Dantas, E.L. 2013. Hydrothermal alteration related to a deep mantle source controlled by a Cambrian intracontinental strike-slip fault: Evidence for the Meruoca felsic intrusion associated with the Transbraziliano Lineament, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **43**: 33–41.

Santos, T.J.S., Fetter, A.H., Nogueira Neto, J.A., 2008. Correlation of the west margin of the Transbraziliano–Kandi Lineament in the Borborema Province (NE Brazil) and Pharusian Belt (NWAfrica). In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., de Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, **294**: 101–119.

Santos, T.J.S., Garcia, M.G.M., Amaral, W.S., Caby, R., Wernick, E., Arthaud, M.H., Dantas, E.L., Santosh, M. 2009. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, **15** (3-4): 454-470.

- Santos, T.J.S., Amaral, W.S., Ancelmi, M.F., Pitarello, M.Z., Fuck, R.A., Dantas, E.L. 2015. U-Pb age of the coesite-bearing eclogite from NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for western Gondwana assembly. *Gondwana Research*, **28**: 1183-1196.
- Schimmel M., Assumpção M., VanDecar J. 2003. Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions. *Journal of Geophysical Research*, **108** (B4): 2191-2211.
- Schobbenhaus C., Ribeiro C.L., Oliva L.A., Takanohashi J.T., Lindenmayer Z.G., Vasconcelos J.B., Orlandi V. 1975. Carta Geológica do Brasil Milionésimo. Folha Goiás SD.22. Texto Explicativo. Brasília, DNPM.
- Schobbenhaus C., Campos D.A. 1984. A evolução da Plataforma Sulamericana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (Org.). *Geologia do Brasil*. 1 ed. Brasília, DNPM, v. 1, p. 9-53.
- Sherlock, S. C., Hetzel, R. 2001. A laser-probe  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  study of pseudotachylite from the Tambach Fault Zone, Kenya: direct isotopic dating of brittle faults. *Journal of Structural Geology* **23**: 33-44.
- Soares J.E.P. 2005. Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de doutorado n. 73, 120 p.
- Soares, J. E., Berrocal, J., Fuck, R. A., Mooney, W. D., Ventura, D. B. R. 2006. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: A deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research*, **111**: 335-349.
- Soares, P.C., Assine, M.L., Rabelo, L. 1998. The Pantanal basin: recent tectonics, relationship to Transbrasiliano lineament. In: IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. *Anais*. INPE (1998): 459-469.
- Souza, Z.S., Vasconcelos, P. M., Knesel, K. M., Dias, L. G. S., Roesner, E. H., Farias, P. R. C., Morais Neto, J. M. 2013. The tectonic evolution of Cenozoic extensional basins, northeast Brazil: Geochronological constraints from continental basalt  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages. *Journal of South American Earth Sciences*, **48**: 159-172.

- Steiger, R.H., Jäger, E. 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo and cosmochemistry. *Earth Planet Science Letters*, **36**: 359-362.
- Strieder, A.J., Gottardo, E., Cunha, F.S.S., Binotto, R.B., Mesquita, M.J.M. 1994. O Significado Tectônico dos Lineamentos Transbrasilianos No Processo Colisional Neoproterozóico da Província Estrutural do Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Resumo. Balneário Camboriú, SC, Brasil. v. 1. p. 267-269.
- Tassara, A., Swain, C., Hackney, R., Kirby, J. 2007. Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, **253**: 17-36.
- Turner, G. 1971. Argon 40-argon 39 dating: The optimization of irradiation parameters. *Earth Planet Science Letters*, **10**: 227-234.
- Turner, G., Miller, J. A. e Grasty, R. L. 1966. The thermal history of the Bruderheim meteorite. *Earth Planet Science Letters*, **1**: 155-157.
- Ussami, N., Sá, N. C., Molina, E. G. 1993. Gravity map of Brazil: 2. Regional and residual isostatic anomalies and their correlation with major tectonic provinces. *Journal of Geophysical Research*, **98**: 2199-2208.
- Ussami, N., Shiraiwa, S., Dominguez, J., M., L. 1999. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal wetland, SW Brazil. *Tectonics*, **18**: 25-39.
- Vauchez, A., Nevez S.P., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Sylva, M., Arthaud, M., Amaro, V. 1995. The Borborema Shear Zone System. *J. S. Am. Earth Sci.*, **8**: 247-266.
- Vauchez, A., Tommasi, A., Mainprice, D. 2012. Faults (shear zones) in the Earth's mantle. *Tectonophysics*, **558**: 1-27.
- Ventura D.B.R, Soares, J.E., Fuck R.A., Coutrim, C.L.C. 2011. Caracterização sísmica e gravimétrica da litos-fera sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu, Província Tocantins, Brasil Central. *Revista Brasileira de Geociências*, **41**(1): 130-140.
- Wang, F., Zhu, R., Hou, Q., Zheng, D., Yang, L., Wu, L., Shi, W., Feng, H., Sang, H., Zhang, H., Liu, Q. 2014.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Thermochronology on Central China Orogen: Cooling, uplift and implications for orogeny dynamics In: Jourdan, F., Mark, D. F. & Verati, C. (eds) 2014.

Advances in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating: from Archaeology to Planetary Sciences. Geological Society, London, Special Publications, **378**: 189-206.

Williams, H.A., Betts, P.G. 2009. The Benagerie Shear Zone: 1100 Myr of reactivation history and control over continental lithospheric deformation. *Gondwana Research*, **15**: 1–13.

Zalán, P. V. 1986. Identificação de falhas transcorrentes em seções sísmicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**: 258-265.

Zartman, R. E., Brock, M. R., Heyl, A. V., e Thomas, H. H. 1967. K-ar and Rb-Sr ages of some alkalic intrusive rocks from central and eastern United States. *American Journal of Science* **265**: 848-870.

Zolnerkevic I., Zorzetto R. 2013. Por que a terra treme no Brasil: Sismólogos propõem uma nova explicação para os terremotos no país. *Pesquisa FAPESP*, **207**: 45-49.



# Anexos

HTF 1045										
Run #	Pot. laser (%)	(40)c	(39)c	(37)c	(36)c	(40/39)	% <sup>39</sup> Ar	t (Ma)	Erro (Ma)	Erro %
10619	5,0%	5275130	129051	-31	366	40,88	100%	481,94	7,298	1,51%

HTF 1052										
Run #	Pot. laser (%)	(40)c	(39)c	(37)c	(36)c	(40/39)	% <sup>39</sup> Ar	t (Ma)	Erro (Ma)	Erro %
11923	1,8%	33784	224	37	105	150,82	0,89%	160,85	64,31	39,98%
11924	2,0%	14660	273	22	48	53,70	1,08%	23,67	33,46	141,35%
11926	2,3%	13317	291	-3	34	45,76	1,15%	147,44	17,63	11,96%
11927	2,6%	15246	227	23	31	67,16	0,90%	333,67	22,83	6,84%
11928	3,0%	43717	589	17	68	74,22	2,33%	478,79	15,72	3,28%
11930	3,5%	18030	301	-7	12	59,90	1,19%	560,90	20,53	3,66%
11932	4,2%	104273	2056	-7	33	50,72	8,15%	539,27	10,04	1,86%
11934	5,0%	546654	11116	29	164	49,18	44,05%	527,52	9,25	1,75%
11937	6,0%	383180	8126	40	77	47,15	32,20%	522,79	9,23	1,76%
11939	7,5%	97197	2034	-3	14	47,79	8,06%	537,03	10,20	1,90%

HTF 1119										
Run #	Pot. laser (%)	(40)c	(39)c	(37)c	(36)c	(40/39)	% <sup>39</sup> Ar	t (Ma)	Erro (Ma)	Erro %
10472	1,8%	226938	2366	5	379	95,92	3,07%	570,03	12,164	2,13%
10473	2,0%	792379	14281	31	110	55,49	18,56%	615,97	9,562	1,55%
10475	2,2%	464043	8883	26	20	52,24	11,54%	599,86	9,297	1,55%
10476	2,5%	639316	11823	27	15	54,08	15,37%	620,79	9,464	1,52%
10483	2,9%	658279	11885	16	26	55,39	15,45%	630,90	9,885	1,57%
10485	3,5%	504870	10629	46	40	47,50	13,81%	547,78	8,373	1,53%
10487	4,0%	453209	8444	17	1	53,67	10,97%	620,15	9,597	1,55%
10488	4,5%	480399	8551	24	-15	56,18	11,11%	649,86	10,060	1,55%
10489	5,5%	-2010	81	29	-23	-24,82	0,11%	672,75	23,514	3,50%

HTF 1121										
Run #	Pot. laser (%)	(40)c	(39)c	(37)c	(36)c	(40/39)	% <sup>39</sup> Ar	t (Ma)	Erro (Ma)	Erro %
10374	1,8%	4953	67	-13	3	73,93	0,11%	687,97	49,432	7,19%

10376	2%	27219	338	7	20	80,53	0,57%	709,95	20,899	2,94%
10377	3,0%	2123847	33120	157	200	64,13	55,39%	703,38	11,566	1,64%
10379	3,3%	517880	7527	82	369	68,81	12,59%	626,82	10,919	1,74%
10380	3,7%	289118	4422	18	95	65,39	7,40%	672,26	12,321	1,83%
10382	4,2%	34141	604	-13	-21	56,53	1,01%	744,55	14,799	1,99%
10384	4,7%	54206	1024	-21	-19	52,94	1,71%	666,36	12,012	1,80%
10385	5,5%	123358	2212	15	-22	55,77	3,70%	669,12	11,865	1,77%
10387	6,5%	1092380	10476	83	70	104,27	17,52%	1042,67	14,093	1,35%

HTF 1142										
Run #	Pot. laser (%)	(40)c	(39)c	(37)c	(36)c	(40/39)	% <sup>39</sup> Ar	t (Ma)	Erro (Ma)	Erro %
10404	1,8%	1778554	27942	181	20413	63,65	8,04%	#NUM!	-219,060	#NUM!
10428	2,2%	206051	49010	191	166	4,20	14,11%	43,66	0,839	1,92%
10431	2,4%	1875143	33388	103	97	56,16	9,61%	636,39	10,845	1,70%
10434	2,6%	3005659	58845	10	188	51,08	16,94%	585,55	8,64	1,48%
10436	2,75%	2059237	38618	116	81	53,32	11,11%	611,00	9,495	1,55%
10437	2,9%	1186831	22262	91	72	53,31	6,41%	607,59	9,378	1,54%
10439	3%	883872	16178	51	32	54,63	4,66%	624,18	9,947	1,59%
10440	3,2%	777564	14493	62	26	53,65	4,17%	615,11	9,479	1,54%
10442	3,5%	561549	10550	48	75	53,23	3,04%	595,42	9,034	1,52%
10443	4,0%	736827	13461	55	68	54,74	3,87%	616,30	9,508	1,54%
10445	5,0%	1683456	32349	81	197	52,04	9,31%	586,62	8,732	1,49%
10448	6,0%	1489249	29069	62	226	51,23	8,37%	573,55	8,719	1,52%
10449	7,0%	66758	1292	0	-4	51,67	0,37%	609,86	11,253	1,85%

HTF 1151										
Run #	Pot. laser (%)	(40)c	(39)c	(37)c	(36)c	(40/39)	% <sup>39</sup> Ar	t (Ma)	Erro (Ma)	Erro %
10492	1,7%	262491	947	67	1010	277,19	0,09%	-619,12	132,345	-21,38%
10494	1,9%	326700	3499	88	1111	93,38	0,34%	-6,33	25,426	-401,38%
10499	2,4%	793692	11627	80	1028	68,27	1,14%	503,98	9,933	1,97%
10502	2,6%	65304	20812	126	1262	3,14	2,05%	-216,45	5,682	-2,63%

10503	2,8%	1652573	31368	125	1055	52,68	3,09%	510,30	7,920	1,55%
10505	3,0%	3162767	50829	-21	3032	62,22	5,00%	529,46	9,57	1,81%
10508	3,2%	2515967	49684	-7	172	50,64	4,89%	580,38	8,58	1,48%
10509	3,4%	2487253	43946	102	245	56,60	4,33%	632,97	9,61	1,52%
10511	3,6%	3037694	59129	-20	608	51,37	5,82%	567,52	8,44	1,49%
10512	3,8%	3317969	64236	-32	505	51,65	6,32%	577,52	8,61	1,49%
10513	4,0%	3215597	59166	-32	1363	54,35	5,83%	559,50	8,61	1,54%
10515	4,4%	4794829	86237	-4	2371	55,60	8,49%	558,85	13,42	2,40%
10516	5,0%	2651695	48285	-43	650	54,92	4,75%	593,57	9,12	1,54%
10518	6,5%	18819379	340479	17	6315	55,27	33,53%	582,14	8,62	1,48%
10519	7,5%	7644592	145342	-3	870	52,60	14,31%	592,47	8,68	1,46%

HTF 1153										
Run #	Pot. laser (%)	(40)c	(39)c	(37)c	(36)c	(40/39)	% <sup>39</sup> Ar	t (Ma)	Erro (Ma)	Erro %
11978	2,0%	11999432	7260	393	38052	1652,81	27,16%	1048,50	116,03	11,07%
11983	2,1%	253030	331	107	921	764,44	1,24%	-1039,37	750,55	-72,21%
11985	2,2%	164780	222	51	628	742,25	0,83%	-2232,81	1404,72	-62,91%
11986	2,4%	392840	536	106	1469	732,91	2,01%	-1579,19	767,57	-48,61%
11988	2,6%	223624	799	106	815	279,88	2,99%	-321,50	110,77	-34,45%
11990	2,8%	65030	2280	8	132	28,52	8,53%	149,66	6,63	4,43%
11992	3,2%	35582	2823	-13	30	12,60	10,56%	124,96	3,35	2,68%
12030	3,5%	39670	3050	-20	20	13,01	11,41%	145,31	3,21	2,21%
12031	4,0%	45658	4113	-21	13	11,10	15,39%	133,90	2,81	2,10%
12033	4,5%	60810	3144	19	98	19,34	11,76%	133,44	3,92	2,93%
12034	5,0%	50850	1665	-19	117	30,54	6,23%	128,93	6,85	5,31%
12035	6,0%	38886	877	0	126	44,34	3,28%	25,58	12,33	48,21%

KA-86 (Padrão)										
Run #	Pot. laser (%)	(40)c	(39)c	(37)c	(36)c	(40/39)	% <sup>39</sup> Ar	t (Ma)	Erro (Ma)	Erro %
9749	5,0%	1218606	150265	-53	343	8,11	3,33%	99,78	5,153	5,16%
9751	5,5%	3415667	417184	-38	1456	8,19	9,24%	96,13	2,317	2,41%
9753	6,0%	4535660	555688	24	1556	8,16	12,30%	98,46	2,298	2,33%
9755	6,5%	3523702	445966	1	847	7,90	9,87%	98,53	2,407	2,44%
9758	7,0%	4392697	571705	-23	722	7,68	12,66%	98,14	1,879	1,91%

---

9764	7,2%	13300988	1592296	50	5720	8,35	35,26%	97,90	1,702	1,74%
9794	7,8%	1236970	166140	-6	53	7,45	3,68%	98,68	5,080	5,15%
9796	8,2%	980687	130299	-47	36	7,53	2,88%	99,90	6,881	6,89%
9798	9,0%	1318515	185230	-42	34	7,12	4,10%	94,92	3,835	4,04%
9807	10,0%	2176270	301722	-25	41	7,21	6,68%	96,34	2,858	2,97%

---