

Geocronologia U-Pb em zircão de rochas intrusivas e de embasamento na região do Vale do Jacurici, Cráton do São Francisco, Bahia

U-Pb zircon geochronology of intrusive and basement rocks in the Jacurici Valley region, São Francisco Craton, Bahia

Carlos José Sobrinho da Silveira^{1*}, José Carlos Frantz¹, Juliana Charão Marques¹, Waldemir José Alves de Queiroz², Siegbert Roos¹, Vinicius Medina Peixoto¹

RESUMO: O Complexo Jacurici, NE do Cráton do São Francisco, é constituído de vários corpos máficos-ultramáficos N-S mineralizados a Cr, possivelmente fragmentos de um único *sill* rompido durante deformação. Alguns trabalhos sugerem que está intruso no Bloco Serrinha, enquanto outros o inserem no Cinturão Salvador-Curaçá. O embasamento nessa região é dividido informalmente em paragneisses e ortogneisses, o último supostamente mais jovem, considerando-se estar menos deformado. Petrografia revelou que alguns dos paragneisses são álcali-feldspato granitos fortemente milonitizados. Os ortogneisses ocorrem no norte e consistem, ao menos em parte, de monzogranitos com deformação heterogênea, localmente de baixa temperatura. Datações U-Pb em zircão foram realizadas para cinco amostras representativas. Apenas três resultaram em boas idades concórdias. Uma rocha máfica produziu idade de 2102 ± 5 Ma e é petrograficamente similar aos metanoritos do Complexo Jacurici, sendo interpretada como registro dos primeiros pulsos do magmatismo máfico. Um monzogranito gerou idade de 2995 ± 15 Ma, sendo mais antigo do que o esperado, relacionado ao Bloco Serrinha. Álcali-feldspato granito produziu idade de 2081 ± 3 Ma. O Sienito Itiúba e os pegmatitos que cortam o Complexo Jacurici têm idades semelhantes. Considerando a falta de informações sobre a sequência supracrustal que hospeda as rochas alcalinas e máficas-ultramáficas intrusivas nas áreas de Ipueira e Medrado, é possível que parte do terreno pertença ao Cinturão Salvador-Curaçá. Sugerimos que o Complexo Jacurici possa ter sido intrudido após a colagem tectônica entre o Bloco Serrinha e a parte mais antiga do Cinturão Salvador-Curaçá e, portanto, poderia ser hospedado por ambos.

PALAVRAS-CHAVE: Bloco Serrinha, Cinturão Salvador-Curaçá, Complexo Jacurici.

ABSTRACT: The Jacurici Complex, located in the NE of the São Francisco Craton, is constituted by several Cr-mineralized mafic-ultramafic N-S bodies, possible fragments of a single sill disrupted during deformation. Some works suggest it is intruded on the Serrinha Block while others consider it in the Salvador-Curaçá Belt. The basement on this region is informally divided into paragneisses and orthogneisses; the latter is supposed to be younger considering it is less deformed. Petrography revealed that some of the paragneisses are alkali-feldspar granite strongly milonitized. The orthogneisses occur at the north and consist, at least in part, of monzogranites with heterogeneous deformation, locally of low temperature. U-Pb zircon dating were performed for five representative samples. Just three provided good concordia ages. A mafic rock produced a 2102 ± 5 Ma age and it is petrographically similar to the metanorites described in the Jacurici Complex, being interpreted as the record of the first pulses of the mafic magmatism. A monzogranite yielded a 2995 ± 15 Ma age, older than expected, related to the Serrinha Block. The alkali-feldspar granite yielded a 2081 ± 3 Ma age. The Itiúba Syenite and the pegmatites that crosscut the Jacurici Complex have similar ages. Considering the lack of information about the supracrustal sequence that hosts the intrusive alkaline and mafic-ultramafic rocks at the Ipueira and the Medrado areas, it is possible that part of the terrain belongs to the Salvador-Curaçá Belt. We suggest that the Jacurici Complex could be intruded after the tectonic amalgamation between the Serrinha Block and the older part of the Salvador-Curaçá Belt and, therefore, could be hosted by both terrains.

KEYWORDS: Serrinha Block, Salvador-Curaçá Belt, Jacurici Complex.

¹Laboratório de Geologia Isotópica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Porto Alegre (RS), Brasil. E-mail: silveira.carlosjose@hotmail.com; jose.frantz@propeq.ufrgs.br; juliana.marques@ufrgs.br; sig_duda@yahoo.com.br; vinimpeixoto@hotmail.com

²Companhia de Ferro Ligas da Bahia - FERBASA, Pojuca (BA), Brasil. E-mail: waldemirqueiroz@hotmail.com

*Autor correspondente

Manuscrito ID 30233. Recebido em: 31/01/2015. Aceito em: 06/07/2015.

INTRODUÇÃO

A região do Vale do Jacurici está localizada no nordeste do Cráton do São Francisco no Estado da Bahia e é conhecida por hospedar o Complexo Máfico-Ultramáfico Vale do Jacurici que concentra o principal depósito de cromita do Brasil. Essa região localiza-se em uma zona limite entre dois importantes segmentos crustais: o Bloco Serrinha, a leste, e o Cinturão Salvador-Curaçá, a oeste. Nos últimos anos, diversos autores buscaram explicar o contexto geotectônico. Barbosa *et al.* (2003b), Barbosa e Sabaté (2003), Misi *et al.* (2012) e Barbosa *et al.* (2012) consideram o Complexo intrusivo nos terrenos granulíticos do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá. Por outro lado, Teixeira *et al.* (2000) e Oliveira *et al.* (2004a; 2004b) entendem que as rochas máficas-ultramáficas estão inseridas nas sequências arqueanas de médio grau do Bloco Serrinha. Mapeamento na escala 1:100.000 está sendo desenvolvido pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e mapeamentos em escala de maior detalhe têm sido realizados de forma sistemática pela Companhia de Ferro Ligas da Bahia (FERBASA), empresa que explora o distrito cromitífero do Vale do Jacurici e que busca entender as relações entre as rochas mineralizadas e o embasamento. No entanto, na região específica das intrusões máficas-ultramáficas, poucos dados geocronológicos estão disponíveis. Assim, este estudo buscou agregar novos dados geocronológicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS de rochas adjacentes aos corpos mineralizados na região do Vale do Jacurici de modo a contribuir para o entendimento do posicionamento temporal dessas mineralizações e prover novos dados que apoiem as interpretações do contexto geológico regional.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton do São Francisco (Fig. 1) é a unidade melhor exposta do Escudo Pré-Cambriano Brasileiro (Barbosa & Sabaté 2004). Segundo Barbosa *et al.* (2012), o embasamento do Cráton na Bahia sugere seis segmentos:

1. o Bloco Gavião, no qual predominam terrenos gnáissicos e migmatíticos intercalados com *greenstone belts* e granitoides;
2. o Bloco Serrinha, no qual predominam rochas da fácies anfibolito;
3. o Bloco Uauá, no qual no mesoarqueano foi gerado o Complexo Anortosítico Lagoa da Vaca cujas encaixantes são similares ao Bloco Serrinha;
4. o Bloco Jequié, formado por rochas metamórficas de grau alto;
5. o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá constituído por rochas metamórficas orto- e para-derivadas,

intensamente deformadas e, em grande parte, reequilibradas na fácies granulito; e

6. o Cinturão Salvador-Esplanada, constituído majoritariamente por gnaisses, localmente migmatitos e granulitos.

A configuração atual do embasamento do Cráton do São Francisco é interpretada como produto da colisão paleoproterozoica de antigos blocos arqueanos (Gavião, Serrinha, Jequié e Itabuna-Salvador-Curaçá) que foram amalgamados em aproximadamente 2,0 Ga para formar o que é hoje o cráton. Segundo essa interpretação, a colisão ocorreu com movimento de quatro blocos no sentido NW-SE (Fig. 2A) marcado por falhas de empurrão e zonas transcorrentes tardias (Barbosa & Sabaté 2003).

A porção nordeste do Cráton do São Francisco, onde está localizada a área deste trabalho, é constituída de dois segmentos crustais, o Bloco Serrinha a leste e a porção norte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá a oeste (Fig. 2B).

O Bloco Serrinha (Barbosa & Sabaté 2002, 2004) ou Núcleo Serrinha (Rios 2002) é uma importante unidade arqueana-paleoproterozoica, cuja configuração estrutural é considerada como resultado da tectônica do evento paleoproterozoico que atuou principalmente sobre o Complexo Santa Luz e o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (Kosin *et al.* 2003).

O Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa *et al.* 2003b) é um dos segmentos mais jovens do Cráton do São Francisco (Barbosa & Sabaté 2002) e consiste em uma faixa com cerca de 800 km de extensão formada essencialmente por rochas gnáissico-granulíticas arqueanas e paleoproterozoicas, altamente deformadas e metamorizadas em decorrência da colisão dos blocos arqueanos em aproximadamente 2,0 Ga. É dividido em dois segmentos. A parte norte é conhecida por Cinturão Salvador-Curaçá (Santos & Souza 1985) ou Orógeno Salvador-Curaçá (Oliveira *et al.* 1999), enquanto que a parte sul é mencionada como Cinturão Granulítico da Costa Atlântica (Mascarenhas 1979), Cinturão Móvel da Costa Atlântica (Costa & Mascarenhas 1982) ou Cinturão Granulítico de Itabuna (Figueiredo 1989).

Bloco Serrinha

No Bloco Serrinha, são reconhecidas as seguintes unidades litoestratigráficas (Barbosa *et al.* 2012): Complexo Santa Luz, Rochas Máficas-Ultramáficas associadas ao Complexo Santa Luz, *Greenstone Belt* Serrinha/Rio Itapicuru e Rochas Granitoides.

Segundo trabalhos recentes de Barbosa *et al.* (2012) e Cunha *et al.* (2012), o Complexo Santa Luz é formado por um conjunto gnáissico-granítico-migmatítico mesoarqueano, disposto em um *trend* NNW-SSE, em grande parte metamorizado na fácies anfibolito. Essas rochas gnáissicas e migmatíticas formaram-se entre 3,0 – 2,7 Ga, e no intervalo

de 2,1 e 1,9 Ga foram deformadas e metamorizadas, por vezes fundidas parcialmente (Melo *et al.* 1995).

As Rochas Máficas-Ultramáficas associadas ao Complexo Santa Luz ocorrem na porção sul e são constituídas por serpentinitos, harzbugitos serpentinizados, cromititos maciços e gabros, sendo todo o conjunto usualmente denominado de Peridotito Cromitífero de Santa Luz (Barbosa *et al.* 2012).

O *Greenstone Belt* Serrinha/Rio Itapicuru está estruturado segundo direção geral N-S com inflexão para E-W na porção sul

e encontra-se inserido em rochas gnáissicas e migmatíticas do embasamento do Bloco Serrinha (Misi *et al.* 2012). Conforme proposto por Kishida (1979) e Silva *et al.* (2001), esse terreno é subdividido em três unidades litoestratigráficas, da base para o topo: Unidade Vulcânica Máfica, Unidade Vulcânica Intermediária a Félsica e Unidade Sedimentar. Segundo Misi *et al.* (2012), ainda no contexto da unidade sedimentar, ocorrem formações ferríferas e manganésíferas e *chert* laminado. Os dados geocronológicos apontam para idades paleoproterozoicas, sendo

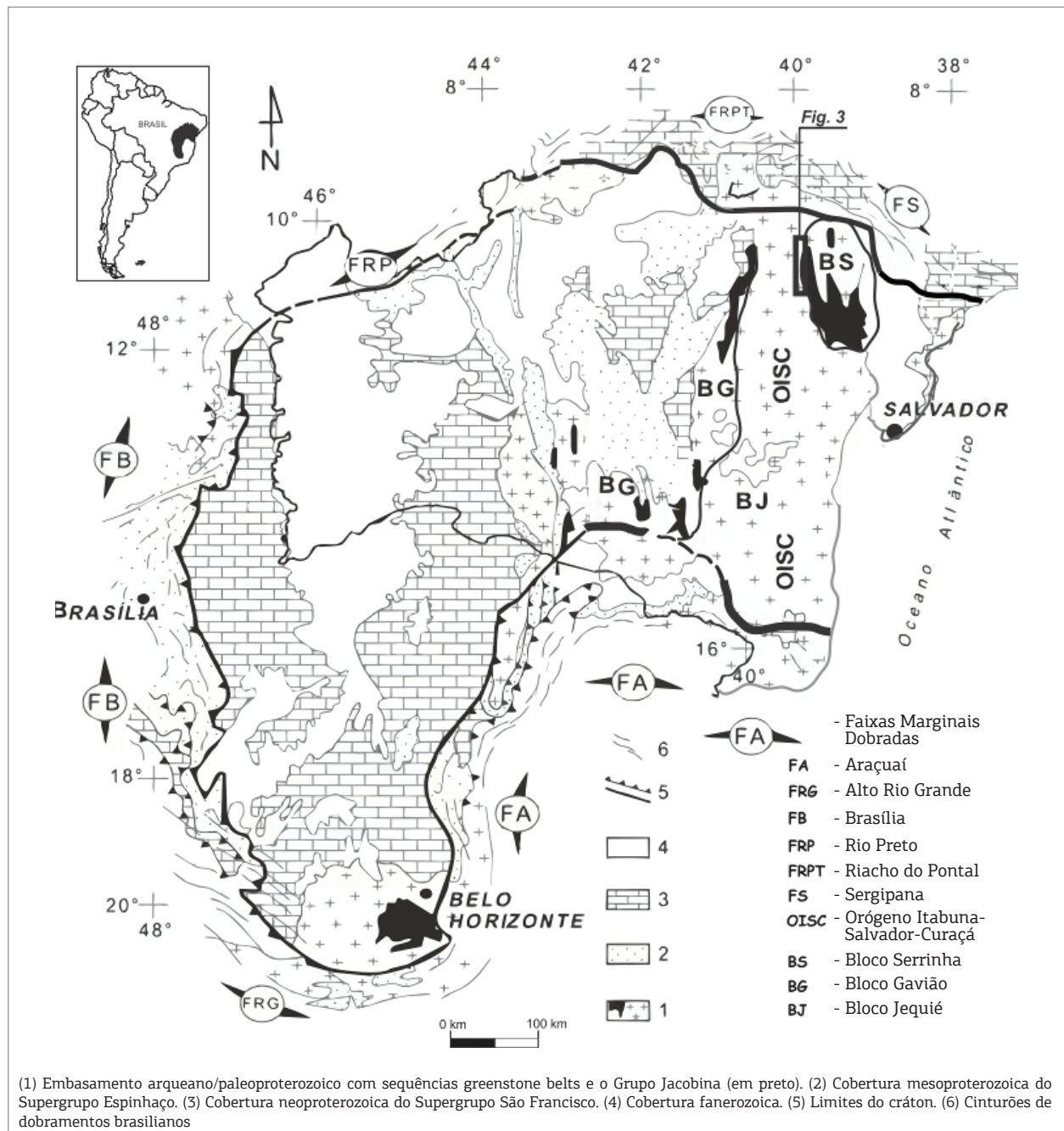


Figura 1. Mapa do Cráton do São Francisco mostrando a localização da área de estudo. (modificado de Barbosa *et al.* 2003b).

2145 ± 8 Ma/2142 ± 6 Ma (U-Pb SHRIMP em zircões, Oliveira *et al.* 2010) para metabasaltos e 2081 ± 9 Ma (U-Pb SHRIMP em zircões, Oliveira *et al.* 2010) para andesitos e dacitos. Exceto nos limites, todo o conjunto encontra-se metamorfozido em fácies xisto verde (Cunha *et al.* 2012).

As rochas supracrustais do *greenstone Belt* do Rio Itapicuru foram intrudidas por diferentes magmas graníticos no riaciano-orosiniano (Cunha *et al.* 2012) que incluem granitoides sintectônicos do tipo IA, granitoides tardi- a pós-tectônicos calcialcalinos e, ocasionalmente, granitoides do tipo S (Misi *et al.* 2012).

Cinturão Salvador-Curaçá

As unidades litoestratigráficas da porção norte do Cinturão Salvador-Curaçá são a Suíte São José do Jacuípe, o Complexo Tanque Novo Ipirá, o Complexo Caraíba, as Rochas Máficas-Ultramáficas do Vale do Curaçá e Granitoides intrusivos (Oliveira *et al.* 2004a).

A Suíte São José do Jacuípe é uma associação máfica-ultramáfica localizada a sudoeste, imbricada tectonicamente nos complexos Tanque Novo Ipirá e Caraíba. A leste, é composta por biotita ou hornblenda norito, gabronorito e, subordinadamente, leucogabro. A oeste, são mais frequentes ferrogabro e ultramáficas peridotíticas e piroxeníticas (Kosin *et al.* 2003). Teixeira (1997) interpreta como rochas toleíticas de fundo oceânico. Silva *et al.* (1997) obteve idade (U-Pb SHRIMP em zircão) de 2,69 Ga para um xenólito de

gabronorito incluso em enderbito TTG do Complexo Caraíba, indicando que a Suíte São José do Jacuípe seria arqueana.

O Complexo Tanque Novo-Ipirá é constituído por uma sequência vulcanossedimentar metamorfozida a alto grau. Foram descritas seis unidades (Melo *et al.* 1995; Kosin *et al.* 2003):

1. biotita gnaisses aluminosos, kinzigíticos ou ricos em granada, migmatizados, associados a gnaiss bandedado, calcissilicáticas, quartzito, formação ferrífera, rocha grafitosa e rochas metamáficas e metaultramáficas;
2. calcissilicáticas e quartzito, metacalcário, anfibolito e formação ferrífera bandedada;
3. hornblenda-biotita gnaiss com bandas quartzo-feldspáticas, localmente granádíferas, intercalado com níveis anfibolíticos;
4. gnaiss grafitoso associado a calcissilicáticas, com intercalações de quartzito ferruginoso, anfibolito, biotita gnaiss, gnaiss kinzigítico, gnaiss quartzo-feldspático e quartzito;
5. gnaiss bandedado (bandas granítico-granodioríticas e gabroico-dioríticas), com intercalações de gnaiss tonalítico, anfibolito e calcissilicáticas; e
5. gnaiss quartzo-feldspático, com ou sem granada e rara biotita, associado a quartzito.

O Complexo Caraíba é constituído por ortognaisses tonalíticos (granulitos enderbíticos), granodioríticos (granulitos charnoenderbíticos), mais restritamente, graníticos (granulitos charnockíticos), trodhjemíticos (granulitos trodhjemíticos) e corpos lenticulares de granulitos gabro-dioríticos (Barbosa *et al.* 2012).

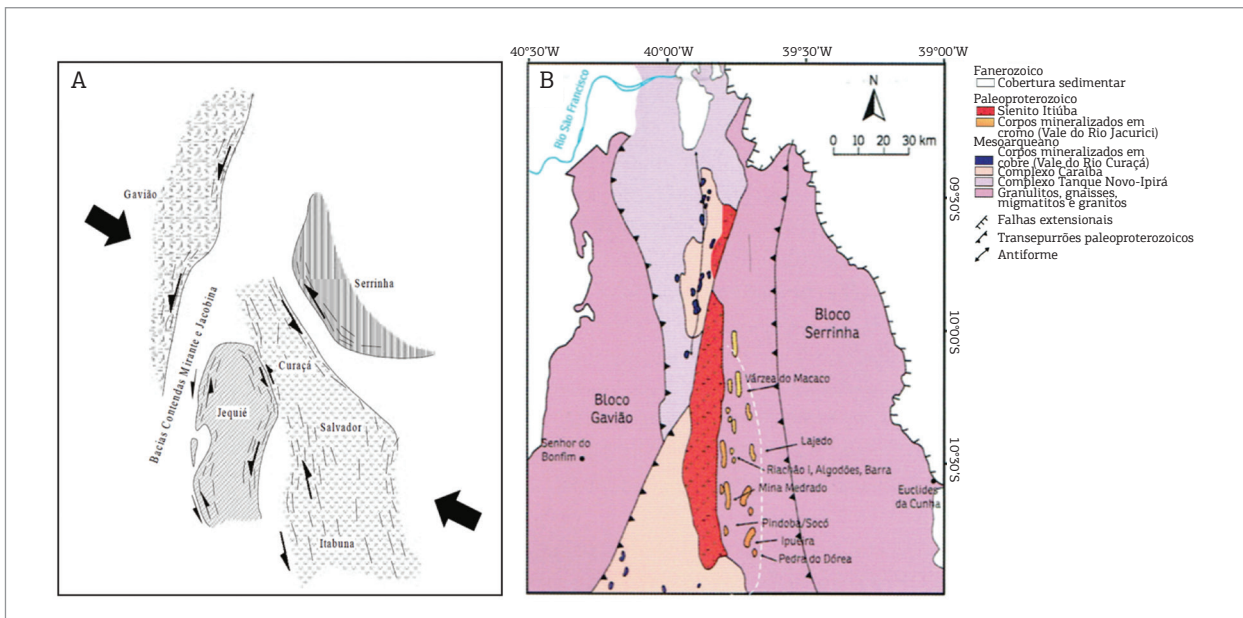


Figura 2. (A) Posições sugeridas para os blocos arqueanos no início da colisão paleoproterozoica. Extraído de Barbosa e Sabaté (2003). (B) Mapa geológico simplificado do segmento norte do Cinturão-Itabuna-Salvador-Curaçá, destacando dentro da linha tracejada os corpos cromitíferos do Vale do Rio Jacurici. Extraído de Menezes Leal *et al.* (2012), modificado de Teixeira *et al.* (2010).

O metamorfismo alcançou a transição da fácies anfibolito-granulito para fusão parcial (Kosin *et al.* 2003). Idades próximas de 2,1 Ga (Pb-Pb em zircão) foram interpretadas como de formação (Sabaté *et al.* 1994). No entanto, Silva *et al.* (1997) obtiveram idades de 2695 e 2634 Ma (U-Pb SHRIMP) para ortognaisses e concluíram como de cristalização, sendo a idade de 2072 Ma (bordas de zircão) associada ao metamorfismo granulítico.

As Rochas Máficas-Ultramáficas do Vale do Curaçá ocorrem intrusas nos complexos Caraíba e Tanque Novo Ipirá, constituem corpos de hiperstenitos e noritos, enclaves de peridotitos e anfibolitos e lentes de gabro e gabro norito (Teixeira *et al.* 2010; Menezes Leal *et al.* 2012; Misi *et al.* 2012). Alguns hospedam mineralizações sulfetadas de cobre (Teixeira *et al.* 2010) que vêm sendo exploradas há mais de 30 anos, atualmente lavradas pela Caraíba Metais S.A. Oliveira *et al.* (2004b) dataram noritos obtendo idades de 2580 ± 10 e 2103 ± 23 Ma (U-Pb SHRIMP), interpretadas, respectivamente, como de cristalização e pico do metamorfismo granulítico.

Granitoides paleoproterozoicos diversos ocorrem intrusivos no Cinturão Salvador-Curaçá. Apresentam ampla variedade composicional (sienitos, granitos, granodioritos, mozonitos), posicionados em regimes pré- a pós-tectônicos. O mais relevante é o maciço Sienítico de Itiúba, de grande expressão, que constitui um batólito alongado N-S com cerca de 150 km de extensão (Conceição 1990). No entendimento de Conceição e Otero (1996), teve colocação em regime transcorrente do tipo *pull-apart*.

Complexo Máfico Ultramáfico Vale do Jacurici

O Complexo Jacurici é formado por vários corpos máficos-ultramáficos estratificados dispostos em um *trend* N-S no Vale do Rio Jacurici, a leste da Serra de Itiúba. São compostos por rochas cumuláticas, parcialmente afetadas por metamorfismo de fácies anfibolito, que variam desde dunitos até ortopiroxenitos e gabronoritos (Marques & Ferreira Filho 2003). Pelo menos 15 desses corpos apresentam mineralizações econômicas de cromita. Detalhes sobre a constituição dos corpos mineralizados, evolução petrológica e metalogenética podem ser observados nos trabalhos de Deus e Viana (1982), Marques e Ferreira Filho (2003), Marques *et al.* (2003) e Dias *et al.* (2014). Oliveira *et al.* (2004b) dataram um norito (área de Medrado) e obtiveram idade de cristalização de 2085 ± 5 Ma (U-Pb SHRIMP).

Referente à evolução estrutural e metamórfica dessa área específica, poucos trabalhos foram conduzidos e continua sendo referência Marinho *et al.* (1986). Os seguintes eventos são reportados:

1. Evento deformacional D1 responsável por dobramentos isoclinais e transposições, tendo como registro a foliação S1 paralela a S0, bem marcada nas rochas supracrustais hospedeiras (Granada Biotita Gnaiss) e nos ortognaisses granodioríticos (G1).

2. Evento deformacional D2, que dobra (isoclinais e apertadas) a foliação S1 dos gnaisses bandados. Contemporâneo a esse evento haveria intrusão de granodioritos e tonalitos (G2).
3. Evento deformacional D3, responsável pela estruturação do *trend* regional de direção NNE a NNW. Durante esse evento, intrudiram rochas graníticas a sieníticas (G3), cujo representante principal é o Sienito Itiúba.

Quanto ao metamorfismo, de modo geral, todas as rochas estariam granulitizadas à exceção das intrusões G3, que teriam sofrido apenas metamorfismo de fácies anfibolito com picos localizados na fácies granulito. Marinho *et al.* (1986) posicionam o Complexo máfico-ultramáfico Jacurici como no evento D1, anterior às injeções G1.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram realizados trabalhos de campo ao longo da área de ocorrência das rochas máfica-ultramáficas do Complexo Jacurici em uma extensão de 50 a 60 km, N-S. Essa etapa teve o apoio da FERBASA, tendo como base mapas de trabalho internos da empresa. A coleta de amostras foi direcionada para rochas adjacentes aos corpos máfico-ultramáficos e para rochas entendidas como pertencentes a um terreno de embasamento possivelmente mais jovem a norte. Os trabalhos de laboratório foram realizados no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LGI/UFRGS). Foram selecionadas 11 amostras, sendo 5 destinadas a análises isotópicas. Para petrografia, utilizou-se o Microscópio Leica DMLP. Para geocronologia, as amostras foram moídas, peneiradas e minerais pesados concentrados por bateia. Os minerais não magnéticos foram separados utilizando o separador eletromagnético Frantz. Zircões foram catados, montados em resina *epoxy*, lixados, polidos e fotografados. Imagens *backscattering* foram obtidas no Microscópio Eletrônico de Varredura JEOL JSM-6610LV do LGI/UFRGS. As análises isotópicas U-Pb em zircão foram obtidas através de ablação a laser (New Wave Excimer - $k = 193$ nm) em espectrômetro de massa multicoleto com plasma indutivamente acoplado modelo Neptune/Finnigan (LA-MC-ICP-MS). As determinações realizadas seguiram o procedimento de Bührn *et al.* (2009). A ablação foi realizada em *spots* 30 μm , frequência de 10 Hz e intensidade de 2 mJ/cm^2 . Os dados foram adquiridos em 40 ciclos de 1 s, sendo utilizado padrão GJ-1 (Jackson *et al.* 2004) para correções de fracionamento de massa. A redução dos dados foi realizada em planilha Microsoft® Excel (*cf.* Bührn *et al.* 2009), que permite correções para branco, deriva do equipamento e chumbo comum. As incertezas associadas às

razões são de 1 σ . As idades foram calculadas e os diagramas (95% de confiança) construídos utilizando o ISOPLOT 3.0 (Ludwig 2003).

RESULTADOS

Geologia local

A geologia da região do Vale do Rio Jacurici compreende aproximadamente 1500 km² e consiste de área complexa com rochas de idades estimadas entre arqueano e paleoproterozoico. Neste trabalho, o contexto geológico local está baseado nos trabalhos que vêm sendo desenvolvidos pela FERBASA e é tentativamente contextualizado em um mapa simplificado a partir das versões preliminares dos mapas 1:100.000 folhas Andorinha (SC.24-Y-B-II) e Pinhões (SC.24-V-D-V) da CPRM disponíveis no GEOBANK. A Fig. 3 representa essa simplificação e exibe os pontos descritos e amostrados.

As unidades descritas pela CPRM na área são consideradas como pertencentes ao Complexo Santa Luz de idade mesoarqueana e são elas: ortognaisses migmatíticos metassomatizados, ortognaisses migmatíticos tonalíticos a granodioríticos, rochas metamáficas e metaultramáficas, mármore calcítico a dolomítico e granada biotita gnaiss. Na escala do mapa, o Complexo Máfico-Ultramáfico Vale do Jacurici estaria hospedado na unidade de granada biotita gnaiss. A oeste dessa faixa, encontra-se a área de ocorrência das rochas granitoides intrusivas de idade riaciana, representadas pelo Maciço Sienítico Itiúba. No extremo noroeste, afloram rochas do Orógeno Salvador-Curaçá, representadas pelo Complexo Caraíba e Complexo Tanque Novo-Ipirá.

Os trabalhos desenvolvidos pela FERBASA definem informalmente três conjuntos principais como sendo as hospedeiras do Complexo. Um conjunto de migmatitos e gnaisses mais deformados (este de ocorrência restrita e não em contato direto com as ultramáficas), um conjunto de paragnaisses, e um conjunto definido como ortognaisses, estes últimos aflorantes na parte norte da área, considerados até o momento como mais jovens, devido à menor intensidade de deformação, e tidos como intrusivos nos paragnaisses e migmatitos. Na área do Complexo, particularmente em Medrado, ocorre uma sequência siliciclástica variada e mármore calcíticos a dolomíticos (com e sem olivina), claramente metassedimentar. O grupo denominado de paragnaisses incluiria também rochas quartzosas ricas em granada comuns na proximidade de Ipueira. Ainda, são consideradas como desse grupo rochas geralmente de coloração clara, fortemente milonitizadas, e com frequentes intercalações de rochas máficas (chamadas genericamente de anfibolitos), consideradas como parte do embasamento. A derivação sedimentar dessas rochas miloníticas específicas

não é possível de ser definida em campo com clareza. A presença de poucos afloramentos e, principalmente, a intensidade de deformação milonítica obliteram muito a relação dessas rochas com as demais do embasamento.

Foram visitados e amostrados os litotipos considerados representantes destas três grandes unidades, sendo dedicada atenção na petrografia, para posterior datação geocronológica, apenas às rochas ortoderivadas e àqueles litotipos cuja definição entre orto- e para-derivados foi considerada difícil em campo. A necessidade de uma melhor definição da relação temporal entre os orto- e para-gnaisses é considerada como relevante pela FERBASA por entender que as rochas mineralizadas estão majoritariamente incluídas nos terrenos de paragnaisses. Posterior a todas as unidades, encontram-se os granitoides de natureza alcalina relacionados ao Maciço Itiúba que formam corpos de grande porte e com variável milonitização desde intensa até leve nas proximidades do Maciço até corpos isolados com milonitização leve a incipiente.

Assim, os pontos JR-08B e JR-08C são representantes do considerado como paragnaisses na região de Ipueira e consistem de rocha de coloração clara, localmente com foliação milonítica penetrativa e segregação de sílica e bandas ricas em mica branca. As amostras aqui coletadas e descritas representam as porções menos milonitizadas do conjunto e estão na região de contato com as ultramáficas. Rochas similares a essas são reportadas como aflorantes junto aos mármore na área da Mina de Medrado. Da mesma forma, o ponto JR-05A é considerado como desse grupo de paragnaisses, mas está localizado mais a norte do Complexo, na área de um pequeno corpo ultramáfico denominado de Teiú. O ponto JR-02D (Fig. 4C) consiste de uma rocha máfica intrusiva no grupo dos paragnaisses na área da cava de Riachão I, denominado genericamente de anfibolito e entendido como sendo parte do embasamento das rochas do Complexo Jacurici. Já o ponto JR-03A (Figs. 4A e 4B), da localidade de Praça, representa o grupo de ortognaisses considerados até o momento como intrusivo nos paragnaisses. Essa relação de intrusão é uma interpretação genérica de campo devido às características gerais como a aparência menos deformada das rochas. Representando os corpos entendidos como tardios, foram amostrados os pontos JR-01A (Fig. 4D) e JR-01B que afloram como um corpo isolado com características de rocha de composição mais alcalina variando localmente na intensidade de milonitização de leve a incipiente.

No presente trabalho, excetuando-se algumas áreas restritas de gnaisses e migmatitos, pode-se observar a presença de bandamento apenas no ponto JR-05A. Nas demais áreas, o que se observa é uma deformação milonítica heterogênea de direção N-S com caráter pervasivo local. Também localmente há dobramentos apertados a isoclinais com forte transposição paralela a essa foliação.

Petrografia

A análise petrográfica permitiu observar que as rochas agrupadas como paragneisses, mas que em campo apresentavam características duvidosas quanto a sua origem (JR-08B, JR-08C e JR-05A), são rochas ortoderivadas de natureza granítica. As descrições permitiram separar as amostras em dois grupos de acordo com a composição QAP (Fig. 5). Um constituindo monzogranitos e outro de composição mais alcalina variando de sienogranitos a álcali-feldspato granitos. A seguir serão descritas as características gerais desses dois grupos e da rocha máfica

(JR-02D), reconhecida genericamente no campo como anfibolito, mas que se trata de um metagabronorito.

Monzogranitos

As rochas monzograníticas (JR-03A e JR-05A) comumente apresentam textura ígnea maciça a bandada, com mineralogia constituída por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, opacos e zircão, sendo que localmente pode-se observar a presença da augita. Essa unidade é inequigranular, de textura média a fina composta principalmente por grãos subédricos a euédricos de K-feldspato,

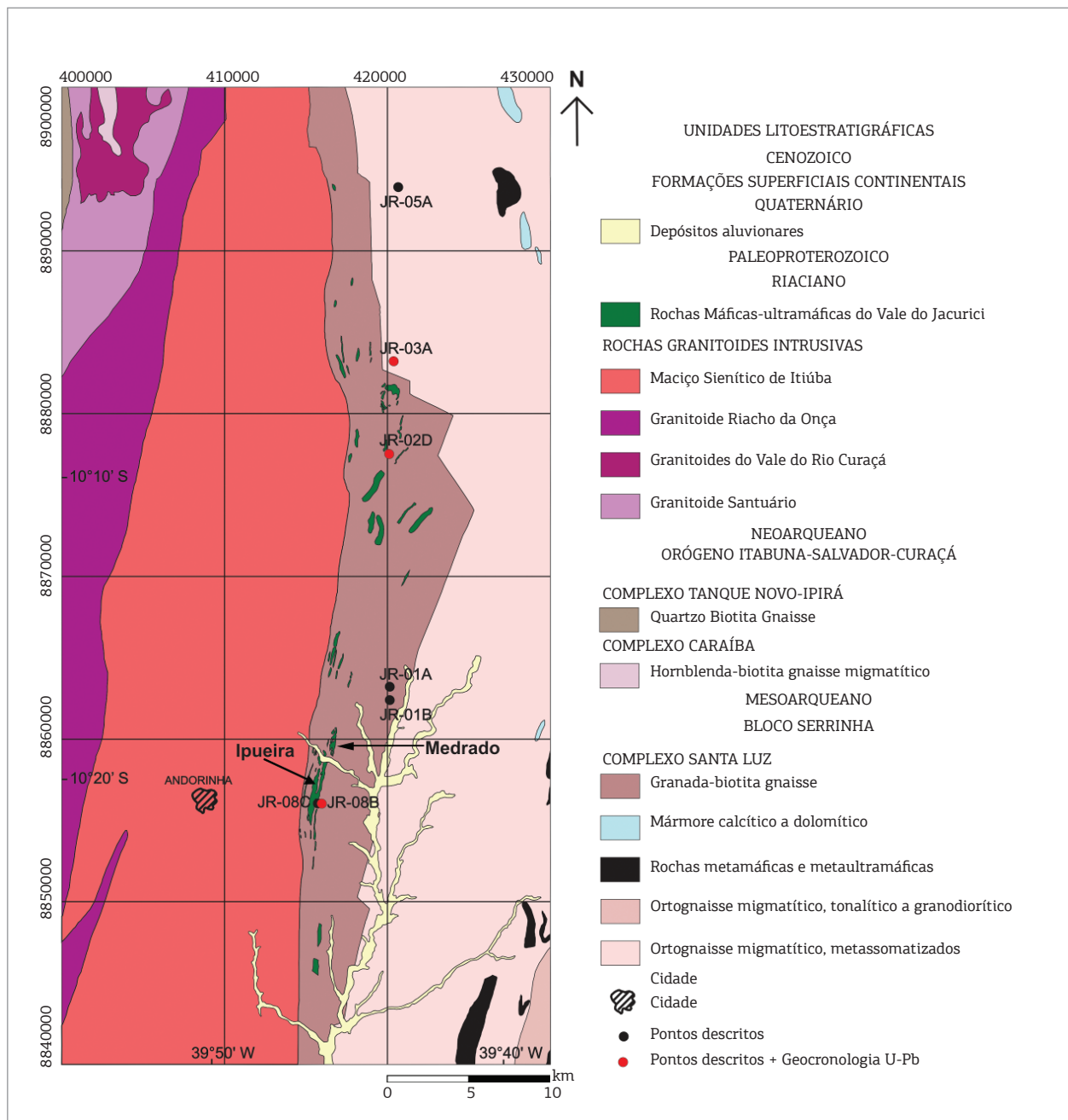


Figura 3. Mapa preliminar da geologia da região do Vale do Jacurici. Simplificado de Costa (2014).

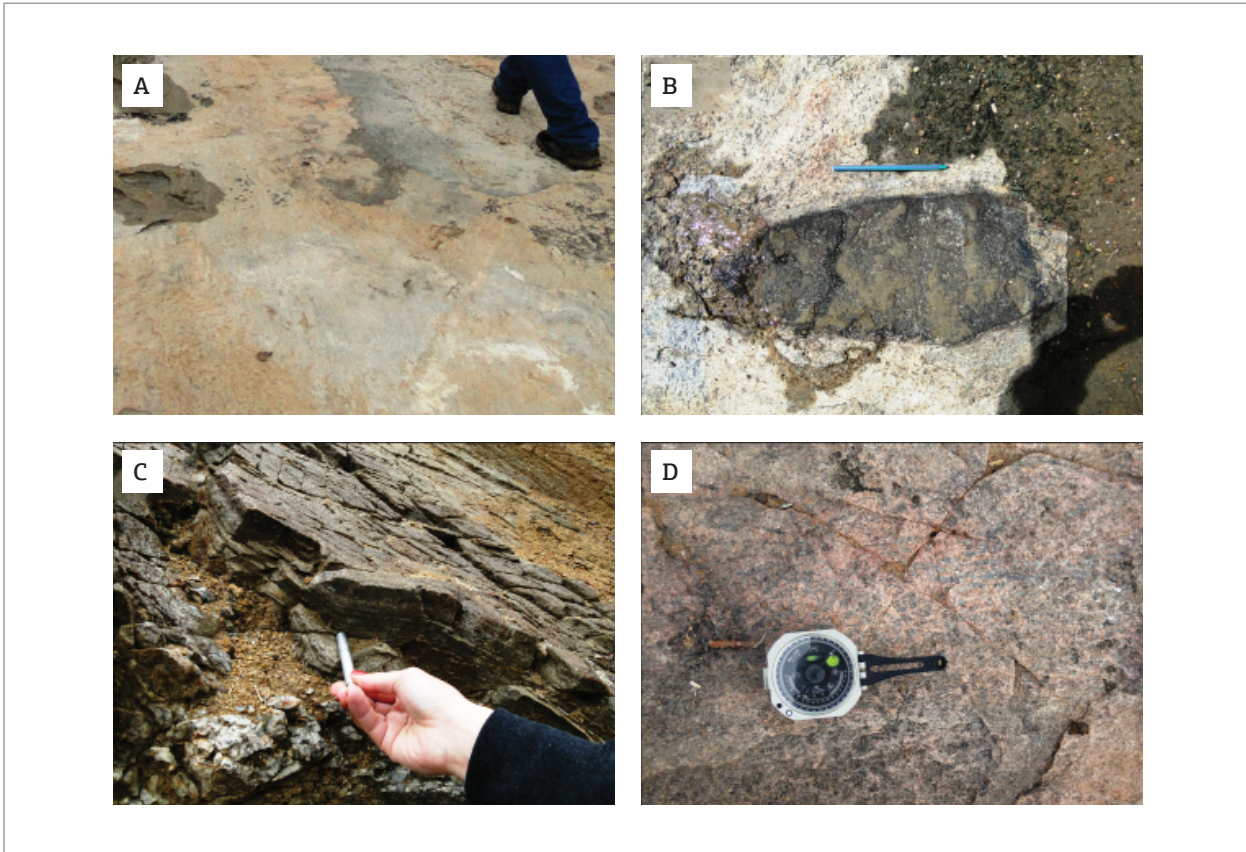


Figura 4. Fotografias de afloramentos das rochas estudadas nos pontos. (A) JR03A - aspecto geral do afloramento. (B) Xenólito observado nas rochas do ponto JR03A. (C) JR02D - aspecto geral da rocha máfica. (D) JR01A - intrusiva alcalina.

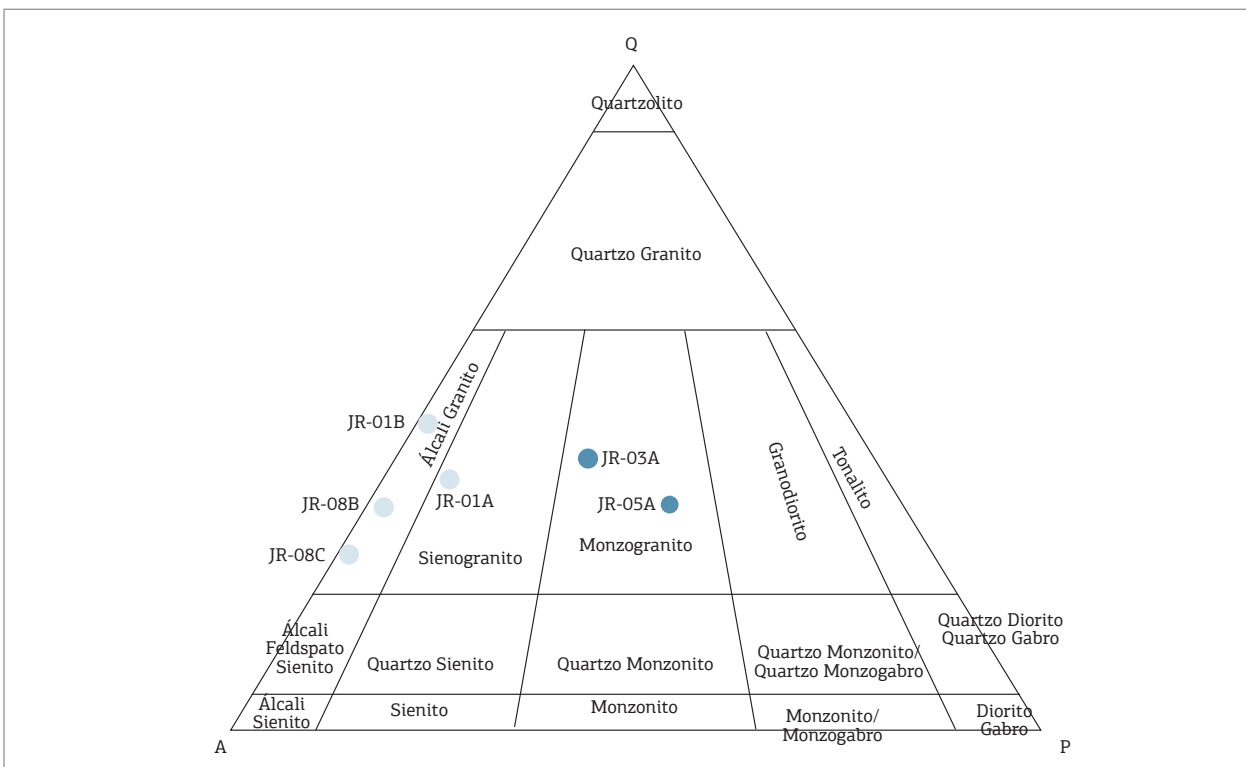


Figura 5. Classificação das rochas félsicas encaixantes imediatas do Complexo Máfico-Ultramáfico Vale do Jacurici segundo Streckeisen (1976).

plagioclásio, quartzo e biotita. Existem contatos locais a 120° entre os grãos de quartzo da rocha, mas eles não são frequentes para gerar uma textura característica e predominantemente granoblástica. O quartzo ocorre sempre com extinção ondulante, os cristais são anédricos em sua maioria e os contatos entre os minerais são por vezes interlobados ou angulosos. Os grãos frequentemente formam subgrãos (Figs. 6A e 6B). O plagioclásio ocorre como grãos subédricos, de até 2,5 mm, que apresentam macla polissintética, muito localmente encurvada devido à deformação. O plagioclásio apresenta contatos retilíneos com outras fases minerais e alguns se encontram sericitizados, tanto nas bordas quanto internamente. O K-feldspato, pertitizado e microclínio, tem forma anédrica a subédrica e tamanho de até 5 mm. Apesar da forte alteração, os minerais podem ser reconhecidos através das suas texturas pertíticas e pela macla xadrez. A biotita, menor que 5%, normalmente está

alterada e se apresenta de 2 formas: como agregados entre outras fases minerais marcando fluxo ígneo e como cristais subédricos de até 1,5 mm (Figs. 6C e 6D). O piroxênio presente é geralmente a augita, são cristais que ocorrem em agregados e apresentam coloração acinzentada a luz natural. Alcançam até 1,5 mm e são subédricos. Por vezes, estão fraturados e se observa orientação que marca a foliação da rocha. O zircão é mineral acessório nessa rocha e aparece incluso em K-feldspato e nos cristais de quartzo.

A foliação é marcada pela orientação dos fenocristais de K-feldspatos, pelas bandas de variação granulométrica dos grãos e por alinhamento dos piroxênios, podendo ser considerada como de fluxo ígneo em alguns locais ou deformacional em outros onde o bandamento é bem visível em campo (JR-05A, Fig. 7A). Nas regiões onde a rocha encontra-se mais deformada, observa-se textura milonítica mais pronunciada com acentuada quebra de grãos.

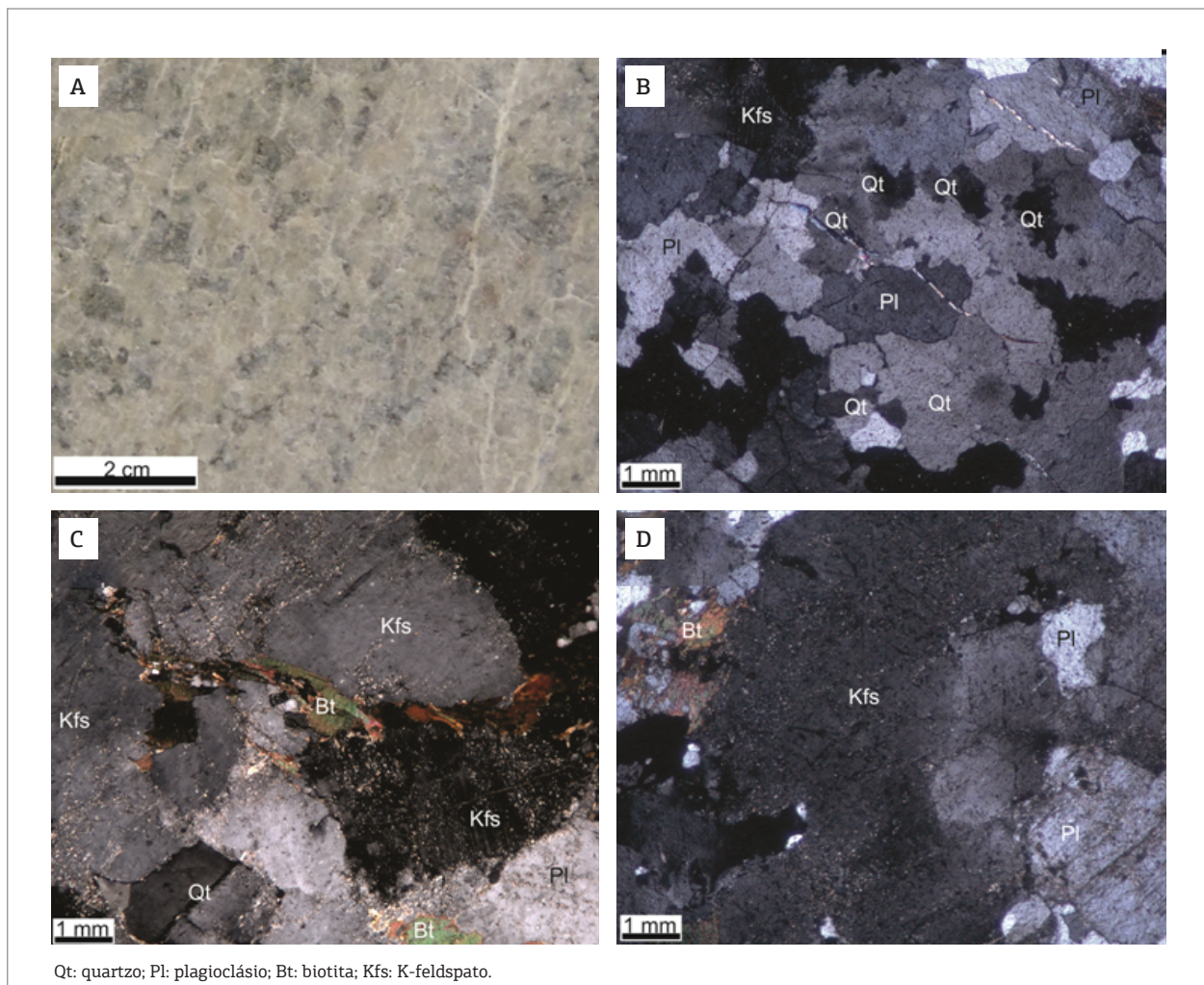


Figura 6. JR-03A. (A) Aspecto macroscópico do monzogranito mais claro e menos deformado. (B) Quartzo recristalizado – luz polarizada. (C) Lamelas de biotita entre cristais de K-feldspato – luz polarizada. (D) K-feldspato alterado por argilização – luz polarizada.

Fenocristais de K-feldspato com até 1 cm podem apresentar bordos mais intensamente quebrados formando uma cauda de destruição. A recristalização isolada dos cristais de quartzo em combinação com quebra dos feldspatos e a ocorrência de foliação incipiente em determinadas porções nessa unidade e bandamento pronunciado, mas sem forte recristalização em outras, indicam que a deformação processou-se em condições de baixa a no máximo média temperatura nas rochas da porção norte da área estudada, não sendo de alto grau e deixando, em muito locais, a trama ígnea praticamente intacta.

Sienogranitos e álcali-feldspato granitos

Os sienogranitos e álcali-feldspato granitos (JR-01A, JR-01B, JR-08B, JR-08C) são texturalmente equigranulares a inequigranulares com textura variando de fina, média até grossa, localmente com foliação marcada por lamelas de biotita orientadas e por orientação de eixos maiores

de quartzo (Figs. 8A e 8B). As amostras estudadas foram aquelas com menor intensidade de deformação milonítica, embora nessa unidade se observe no campo variação lateral para termos fortemente miloníticos. Essa unidade varia de equigranular a inequigranular. A textura ígnea está bem preservada e as rochas são compostas essencialmente por K-feldspato pertitizado, quartzo, biotita localmente bem alterada e raros grãos de plagioclásio e piroxênio. O feldspato alcalino pode ocorrer como cristais médios a finos, subédricos a anédricos de 0,2 – 2 mm, comumente com macla xadrez ou pertitas com exsoluções do tipo *string* finamente espaçadas (0,01 mm) (Figs. 9B e 9C). Geralmente os grãos não têm orientação preferencial e nem sinais de deformação. Alguns cristais estão intercrescidos com plagioclásio, onde se observa a formação de mirmequitas. Alguns grãos de microclínio se encontram com as clivagens argilizadas (Figs. 9B e 9C). O quartzo apresenta cristais anédricos intersticiais de até 0,8 mm, com extinção

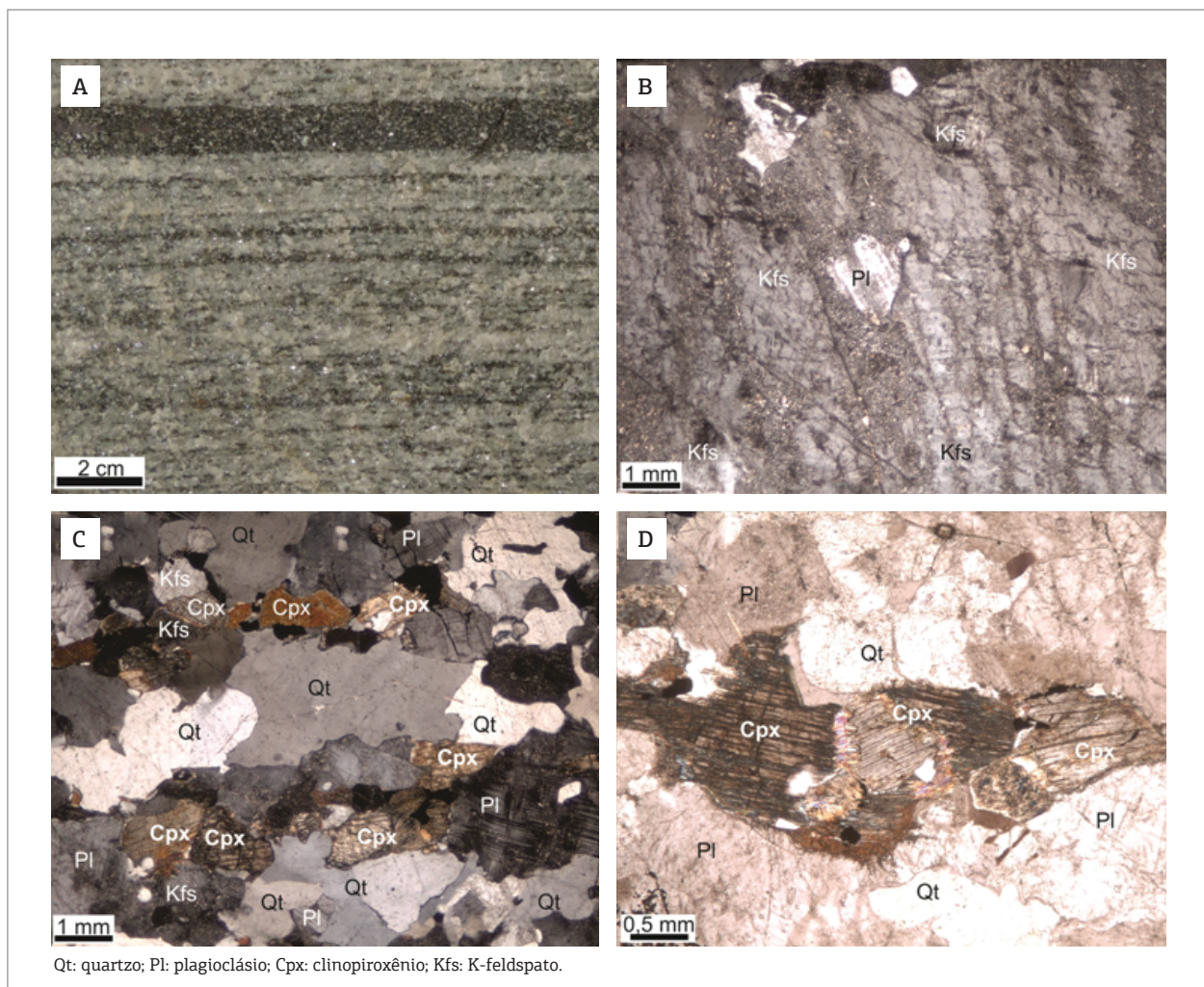


Figura 7. JR-05A. (A) Aspecto macroscópico do monzogranito quando bandado. (B) Cristal de K-feldspato com inclusão de plagioclásio – luz polarizada. (C) Foliação da rocha dada pela orientação de augita e de outras fases minerais e também pela diferença granulométrica entre bandas – luz polarizada. (D) Grãos de piroxênio fraturados – luz polarizada.

ondulante variável e sem orientação preferencial. Também ocorrem grãos anédricos maiores, de até 7 mm, com eixo maior orientado paralelamente à foliação e comumente com alguma recristalização. Alguns cristais são precoces e ocorrem como grãos globulares inclusos em outras fases minerais (Fig. 8D). O plagioclásio é muito raro, forma cristais subédricos a anédricos. Pode estar incluso como pertita, no quartzo ou incluir ortoclásio. A macla polissintética é contínua e finamente espaçada (Fig. 9D). A biotita forma lamelas de até 3 mm, que são orientadas paralelas à foliação ou ocorrem sem orientação preferencial. A mica branca ocorre restrita em contato reto com o quartzo e plagioclásio. O zircão ocorre como acessório incluso ou livre, titanita ocorre inclusa em feldspatos e opacos disseminados. Em raro local, justamente em zona próxima à área de contato com a ultramáfica, ocorre ortopiroxênio anédrico com até 0,7 mm, fraturado e parcialmente substituído por

argilominerais e óxidos (Fig. 10D). A presença de ortopiroxênio poderia indicar composições charnoquíticas e um possível alto grau de metamorfismo para essas rochas; no entanto, os poucos cristais estão em clara feição de desequilíbrio. Devido a esse afloramento estar no contato com as rochas ultramáficas e esses granitos serem possivelmente intrusivos nas ultramáficas, não pode ser descartada a possibilidade de que os restos de ortopiroxênio encontrados sejam xenocristais.

Metagabronorito

A rocha é equigranular média, com foliação muito incipiente marcada por diferença na proporção de hornblenda e plagioclásio (JR-02D, Fig. 11A). A mineralogia constitui-se de hornblenda, clinopiroxênio, plagioclásio, biotita e granada, com magnetita acessória. A hornblenda ocorre como cristais subédricos (até 2 mm), muitas vezes contornando ou

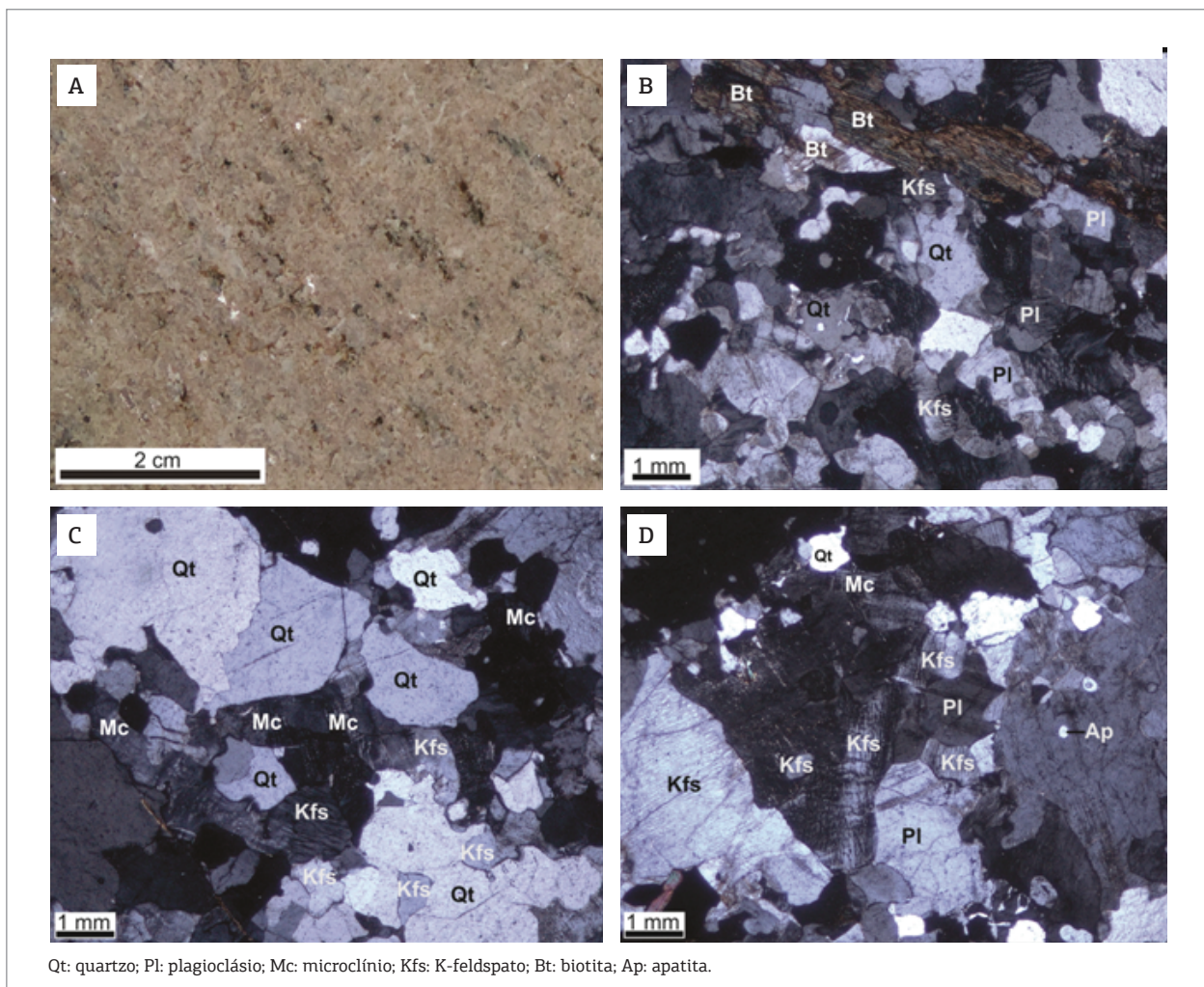


Figura 8. JR-01A. (A) Aspecto macroscópico de sienogranito com foliação magmática. (B) Biotita paralela à foliação da rocha. Cloritização pode ser observada – luz polarizada. (C) Porção de granulometria grossa mostrando a textura ígnea – luz polarizada. (D) Intercrescimento de K-feldspato e quartzo gerando mirmequitas. Ainda, quartzos precoces inclusos em K-feldspato – luz polarizada.

incluindo parcialmente plagioclásio. Pode conter inclusões de clinopiroxênio e magnetita. O plagioclásio ocorre como prismas curtos (até 3 mm), varia de subédrico a euédrico e pode apresentar extinção ondulante e macla polissintética encurvada (Fig. 11B). O clinopiroxênio é prismático (0,25 a 2 mm), verde fraco a incolor, localmente fraturado. Pode estar incluído em plagioclásio como cristais arredondados (Fig. 11C) em textura reliquiar ígnea ou recristalizado em textura granoblástica. A granada ocorre como cristais euédricos de até 0,2 mm incluídos em plagioclásio ou como cristais maiores anédricos de até 2,5 mm contornados por hornblenda e piroxênio (Fig. 11D). A magnetita ocorre disseminada ou incluída em plagioclásio, hornblenda e piroxênio. A recristalização parcial com textura granoblástica local e paragênese com granada e hornblenda indicam metamorfismo de fácies anfibolito. O protólito é provavelmente um gabronorito.

Geocronologia U-Pb

Os estudos geocronológicos foram direcionados para as amostras JR-01A (álcali-granito), JR-02D (metagabronorito), JR-03A (monzogranito do terreno de “ortognaisses”), JR-05A e JR-08B (monzogranito e álcali-feldspato granito do terreno considerado “paragnaisses”, respectivamente). Os dados foram obtidos a partir de grãos escolhidos de forma randômica, buscando analisar todas as tipologias de zircão. As amostras JR-01A e JR-05A continham apenas zircões metamictos e com alto chumbo comum, o que impediu a obtenção de informações confiáveis, sendo, portanto, desconsideradas.

A amostra JR-03A forneceu uma população de grãos de tamanho relativamente grande (100 – 200 µm), 3 x 1, euédricos com bordos levemente arredondados, bipiramidados e de cor amarelada. As imagens de *backscattering* (Figs. 12C e 12D) evidenciaram grãos homogêneos e fraturados (Figs. 12A

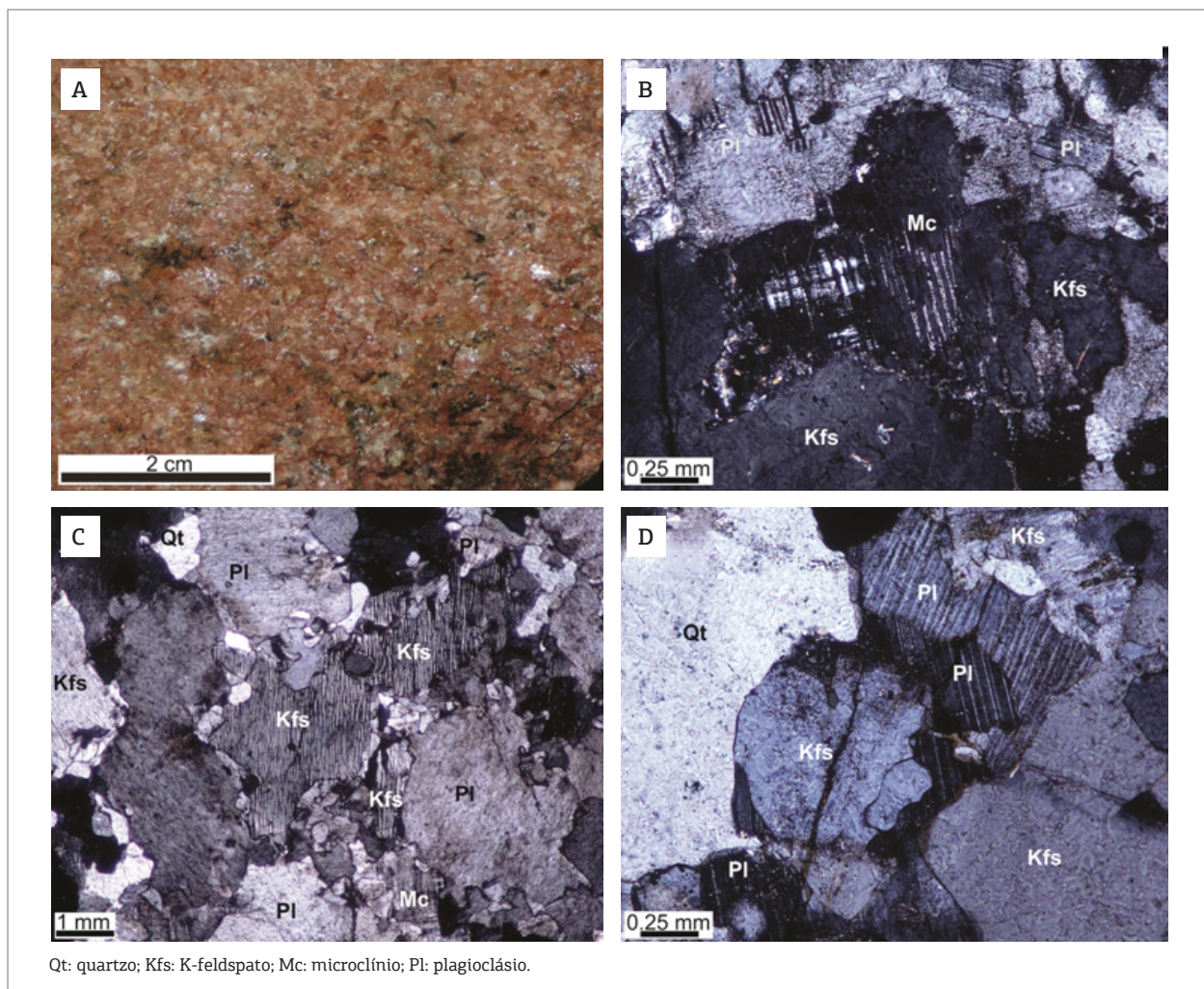


Figura 9. JR-01B. (A) Aspecto macroscópico do álcali granito com textura equigranular. (B) Detalhe das clivagens argilizadas no microclínio – luz polarizada. (C) Pertita string com inclusão de quartzo precoce globular em extinção – luz polarizada. (D) Plagioclásio englobando parcialmente cristal de K-feldspato pertitizado – luz polarizada. Todos estão incluídos em grande cristal de K-feldspato pertitizado – luz polarizada.

e 12B). A partir de 17 pontos analíticos (Tab. 1), obteve-se uma idade de intercepto superior de 2992 ± 13 Ma com bordas tendendo a ser mais discordantes, porém sem definição de uma boa idade de intercepto inferior (Fig. 13A). Sete pontos forneceram uma idade concórdia de 2995 ± 15 Ma considerada como a idade de cristalização dessa rocha monzogranítica (Fig. 13B). A razão Th/U variou pouco, entre 0,27 e 0,61.

A amostra de metagabronorito (JR-02D) forneceu poucos grãos, mas todos de boa qualidade. São grãos anédricos, médio a grandes (100 – 150 μm), 2 x 1 e de coloração rósea. Em imagens de *backscattering*, foi possível observar que são grãos homogêneos, sendo alguns porosos. Com 10 pontos analíticos (Tab. 2), foi obtida uma idade de intercepto superior de 2096 ± 12 Ma (Fig. 14A). Oito pontos fornecem uma idade de 2102 ± 5 Ma considerada como de

cristalização dessa rocha máfica (Fig. 14B). A razão Th/U variou entre 0,23 e 1,21.

A amostra de álcali-feldspato granito (JR-08B) forneceu aparentemente duas populações de zircões, uma de grãos amarelo-escuro geralmente maiores (150 – 250 μm) e outra de grãos translúcidos menores (150 – 200 μm). Alguns grãos exibem zanação magmática (Fig. 12E). Não houve diferenças analíticas nessas populações, sendo que parte dos grãos apresentaram chumbo comum, inviabilizando análises de boa qualidade em maior número. Alguns raros grãos exibiram núcleos herdados, porém metamictizados. Dezenove pontos analíticos (Tab. 3) determinaram uma idade de 2087 ± 9 Ma (Fig. 15A), sendo que 14 forneceram uma idade concórdia de 2081 ± 3 Ma considerada como de cristalização (Fig. 15B). Os grãos concordantes forneceram uma razão Th/U entre 0,50 e 1,53.

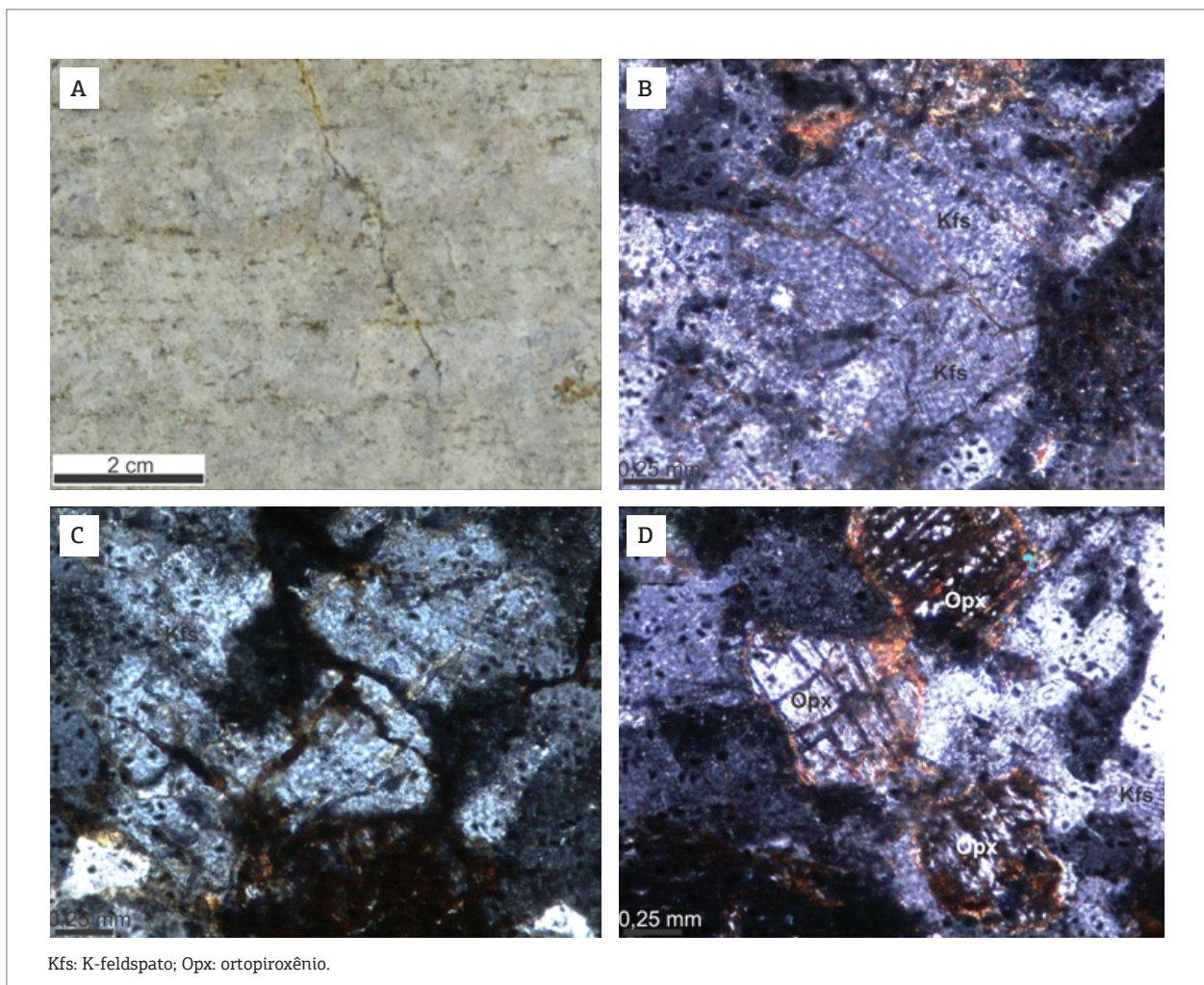


Figura 10. JR-08B. (A) Aspecto macroscópico do álcali granito esbranquiçado com textura inequigranular. (B) Feldspato com fraturas preenchidas – luz polarizada. (C) Feldspato com fraturas preenchidas – luz natural. (D) Hiperstênio corroído e substituído – luz polarizada.

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Os trabalhos de Barbosa *et al.* (2012) e Misi *et al.* (2012) sugerem que as rochas máficas-ultramáficas do Complexo Jacurici estão encaixadas nos terrenos granulíticos do Cinturão Salvador-Curaçá, possuindo foliação paralela a suas encaixantes e, apesar de deformadas, ainda preservam muitas feições texturais primárias (Barbosa *et al.* 2012). Por outro lado, Kosin *et al.* (2003) advogam que o Complexo Jacurici é intrusivo em rochas supracrustais metamorizadas e ortognaisses tonalítico-granodioríticos do Complexo Santa Luz (Bloco Serrinha). Já Oliveira *et al.* (2004a) argumentam que o Complexo Jacurici não pode ser incluído no contexto do Complexo Caraíba (Cinturão Salvador-Curaçá), tendo em vista a idade 2983 ± 6 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão — Oliveira *et al.* 2002) obtida para um ortogneisse denominado de G1 proveniente do

Vale do Rio Jacurici, corroborando a ideia de colocação das rochas máficas-ultramáficas do Jacurici na ambiência tectônica do Bloco Serrinha. Um resumo das idades disponíveis para essa região encontra-se na Tab. 4.

Os trabalhos que vêm sendo desenvolvidos pela FERBASA posicionam as ultramáficas como intrusivas em um terreno genericamente chamado de paragnaisses que seria intrudido por ortognaisses, cuja maior expressão ocorre na parte norte da área. O terreno de paragnaisses seria, de certa forma, compatível com a unidade denominada de Granada Biotita Gnaiss pela CPRM e, portanto, posicionado no Complexo Santa Luz. No entanto, a diversidade de litotipos que estão presentes nessa faixa, em uma escala de maior detalhe, inclui mármores calcíticos a dolomíticos (com e sem olivina) e siliciclásticas diversas que não constituem gnaisses, mas sim rochas com milonitização. Isso deixa margem para discussão, não sendo descartada a ideia de que tais rochas

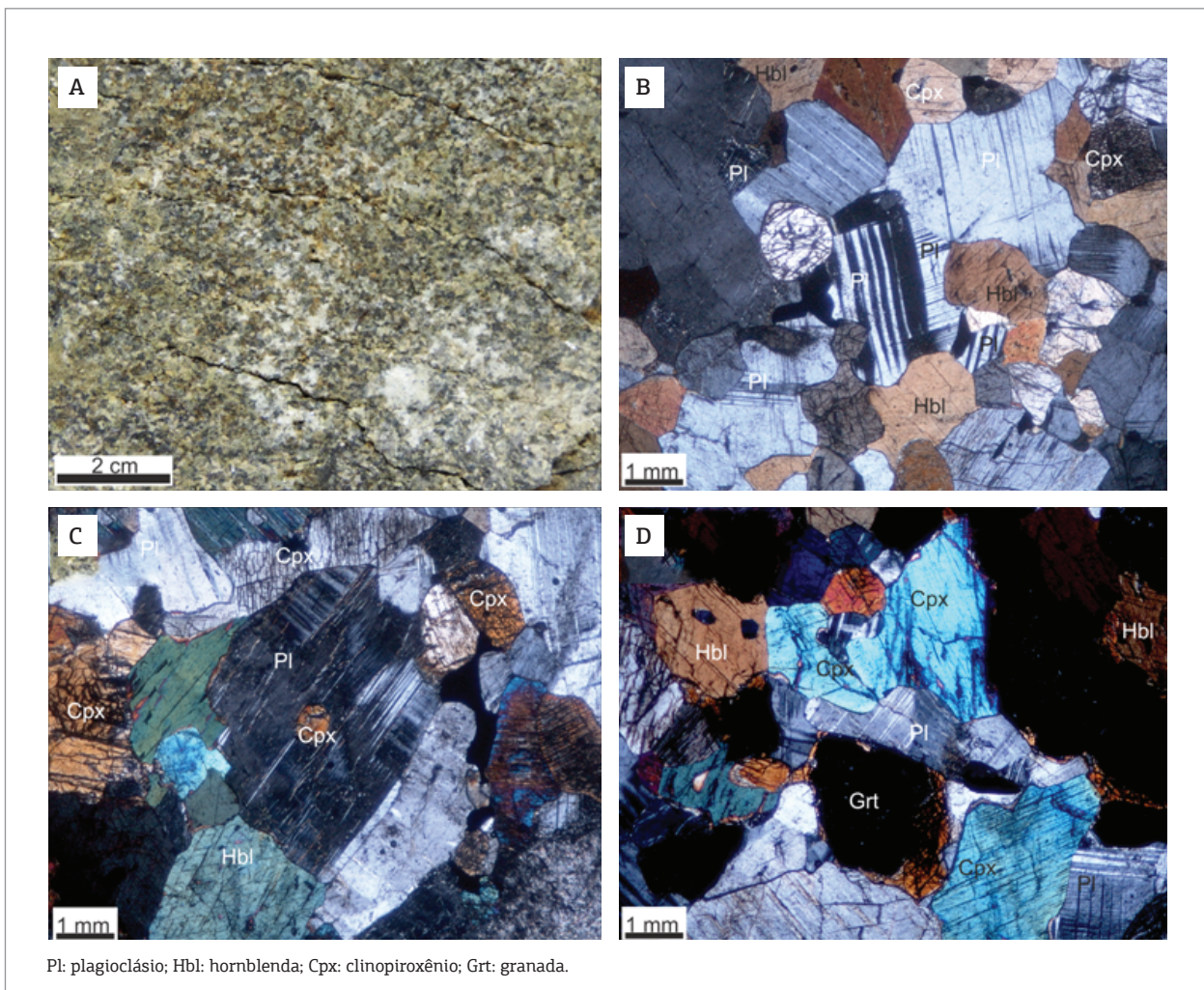


Figura 11. JR-02D. (A) Aspecto macroscópico do anfibolito. (B) Plagioclásio com macla deformada – luz polarizada. (C) Clinopiroxênio arredondado incluído em plagioclásio – luz polarizada. (D) Contato interlobado de clinopiroxênio com plagioclásio e clinopiroxênio contornando granada.

possam pertencer ao Complexo Tanque Novo Ipirá, apenas com intensidade de metamorfismo mais baixa, ou a outra sequência.

Os resultados obtidos neste trabalho permitiram identificar que, nessas sequências entendidas inicialmente como de protólito exclusivamente sedimentar e que são imediatamente adjacentes às intrusivas máficas-ultramáficas do Complexo Jacurici, encontram-se monzogranitos e granitos alcalinos intrusivos que se confundem com outros protólitos por estarem também milonitizados. A idade obtida para o álcali-granito da área de Ipueira é de 2081 ± 3 Ma, compatível com a reportada para o maciço sienítico Itiúba (2084 ± 9 Ma, Oliveira *et al.* 2004b) e para pegmatitos que cortam as ultramáficas do Jacurici (2084 ± 6 Ma, Marques *et al.* 2010). Já, infelizmente, não foi possível datar o monzogranito da cava de Teiú (JR-05A).

Importante observar que, embora a idade reportada para as ultramáficas seja também desse intervalo (2085 ± 5 Ma, Oliveira *et al.* 2004b), os pegmatitos não apresentam deformação e cortam as ultramáficas com contatos retos, sem características de interação, mostrando que são necessariamente posteriores (Marques *et al.* 2010).

Estima-se, através das feições estruturais e texturas, portanto, que as rochas graníticas são intrusivas no Complexo Jacurici. Como são mais suscetíveis à deformação, devido ao local de posicionamento em zonas de contato entre o Complexo e seu embasamento, seu caráter hidratado e a facilidade de sofrer reequilíbrios por terem temperatura de cristalização mais baixa, as rochas graníticas sofreram milonitização intensa nessa zona de contato. É ainda possível que a deformação tenha ocorrido em evento posterior a sua colocação durante reativações tardias da zona de cisalhamento, fato comum nesse tipo de estrutura geológica.

Já o terreno de ortognaisses, que seria mais jovem que os paragnaisses pelos trabalhos da FERBASA, no mapa da CPRM são descritos como ortognaisses migmatíticos do Complexo Santa Luz. No presente trabalho, entende-se que são monzogranitos com deformação heterogênea, estando bem preservados em vários locais e só localmente bandados. O pico metamórfico pode ter atingido grau alto localmente, mas no estudo realizado isso não foi verificado. A idade concórdia U-Pb em zircão do monzogranito da localidade denominada Praça indica cristalização em 2995 ± 15 Ma,

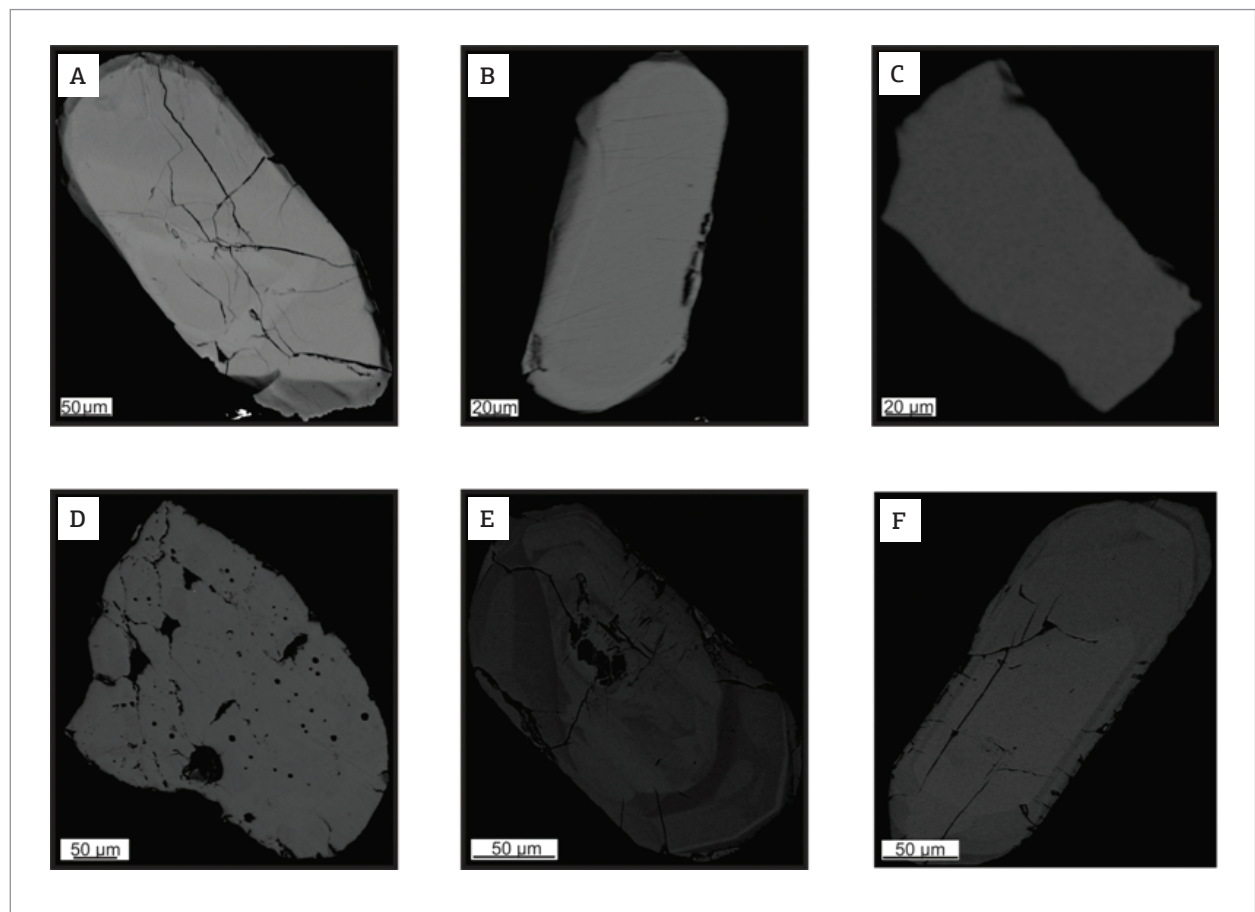


Figura 12. Imagens de backscattering de zircões. (A e B) Amostra JR-03A-monzogranito. (C e D) Amostra JR-02D-metagabronorito. (E e F): Amostra JR-08B-álcali granito.

Tabela 1. Resultados isotópicos U-Pb por LA-MC-ICP-MS da amostra JR-03A.

Ponto analisado	Razões						
	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	Erro 1s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro 1s (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro 1s (%)
JR_3_A1	17,183700	1,0	0,572380	0,8	0,79	0,217740	0,6
JR_3_A3	18,020700	1,2	0,594120	1,0	0,77	0,219990	0,8
JR_3_A4	17,712800	1,0	0,588300	0,8	0,85	0,218370	0,6
JR_3_A5	15,793700	1,6	0,539110	1,3	0,78	0,212480	1,0
JR_3_A6	15,402500	2,7	0,533170	2,6	0,96	0,209520	0,8
JR_3_A6	15,525100	2,3	0,541320	1,8	0,79	0,208010	1,4
JR_3_B1	16,218400	1,3	0,552530	1,1	0,87	0,212890	0,6
JR_3_B4	14,219900	1,5	0,503180	1,3	0,89	0,204960	0,7
JR_3_B7	17,908300	1,8	0,587220	1,4	0,79	0,221180	1,1
JR_3_B10	18,407200	1,2	0,598000	1,0	0,77	0,223250	0,8
JR_3_B13	15,470700	1,6	0,539280	0,8	0,74	0,208060	1,3
JR_3_D5	17,344800	1,0	0,569670	0,8	0,84	0,220820	0,5
JR_3_E1	18,355600	1,6	0,599580	1,0	0,82	0,222030	1,2
JR_3_E3	16,230700	1,9	0,556030	1,7	0,90	0,211710	0,8
JR_3_E4	18,563600	1,1	0,597730	1,0	0,92	0,225250	0,4
JR_3_D5_N	17,859400	0,9	0,586890	0,8	0,82	0,220700	0,5
JR_3_D6_b	12,245100	2,3	0,468480	1,6	0,87	0,189570	1,7

Ponto analisado	Idade (Ma)						% Conc.	f 206	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro (Ma)			
JR_3_A1	2918	20	2964	10	2945	10	98,4	0,01	0,36
JR_3_A3	3006	23	2981	12	2991	12	100,9	0,01	0,36
JR_3_A4	2983	18	2969	10	2974	10	100,5	0,00	0,58
JR_3_A5	2780	28	2925	16	2864	15	95,1	0,01	0,53
JR_3_A6	2755	58	2902	13	2841	26	94,9	0,53	0,51
JR_3_A6	2789	41	2890	22	2848	22	96,5	0,01	0,61
JR_3_B1	2836	25	2928	10	2890	12	96,9	0,01	0,42
JR_3_B4	2627	28	2866	11	2765	14	91,7	0,01	0,42
JR_3_B7	2978	33	2989	17	2985	17	99,6	0,01	0,32
JR_3_B10	3022	23	3004	12	3011	12	100,6	0,01	0,46
JR_3_B13	2780	19	2891	22	2845	15	96,2	0,01	0,30
JR_3_D5	2907	20	2987	8	2954	9	97,3	0,01	0,27
JR_3_E1	3028	24	2996	20	3009	15	101,1	0,01	0,32
JR_3_E3	2850	39	2919	13	2891	18	97,7	0,02	0,51
JR_3_E4	3021	24	3019	7	3019	10	100,1	0,00	0,40
JR_3_D5_N	2977	18	2986	8	2982	9	99,7	0,00	0,29
JR_3_D6_b	2477	33	2738	28	2623	22	90,5	0,01	0,49

% Conc.: concordância entre as idades; f206: fração de ^{206}Pb não radiogênico.

compatível com as idades dos ortognaisses G1 de Oliveira *et al.* (2002), e o posiciona no Bloco Serrinha.

Quanto aos denominados anfíbolitos que estão entremeados às rochas de embasamento, ao menos o amostrado na cava de Riachão I, revelou-se como sendo um metagabronorito similar às rochas máficas do Complexo Jacurici e com idade compatível a esse magmatismo. A datação U-Pb em zircão propiciou um concórdia em 2102 ± 5 Ma, que pode estar representando os primeiros pulsos do evento.

A partir da integração desses resultados, conclui-se que os ortognaisses considerados anteriormente como mais jovens que os paragnaisses são, ao menos em parte, rochas monzograníticas pouco deformadas, porém antigas e pertencentes ao Bloco Serrinha. Por outro lado, o Complexo Jacurici ocorre associado com uma sequência de rochas

supracrustais não bem estudadas (Tanque Novo Ipirá ou outra sequência?) e fortemente relacionado com as intrusivas alcalinas representadas regionalmente pelo Sienito Itiúba e intrusões graníticas associadas, sendo contornado e cortado por pulsos desta natureza. Portanto, o Complexo Jacurici poderia ser interpretado como posicionado no Cinturão Salvador-Curaçá. Embora ainda reste muito a investigar nessa área complexa, entendemos que a colagem tectônica entre as rochas mais antigas do Cinturão Salvador-Curaçá e as do Bloco Serrinha já teria ocorrido quando das intrusões do magmatismo máfico-ultramáfico do Complexo Jacurici e do magmatismo alcalino do maciço sienítico Itiúba e intrusões graníticas associadas. Nesse contexto, não pode ser descartada a presença de rochas ultramáficas do Complexo nos dois terrenos, Cinturão Salvador-Curaçá e Bloco Serrinha.

Tabela 2. Resultados isotópicos U-Pb por LA-MC-ICP-MS da amostra JR-02D.

Ponto analisado	Razões						
	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	Erro 1s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro 1s (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro 1s (%)
JR02D_A-01	7,250476	0,8	0,397906	0,6	0,70	0,132155	0,5
JR02D_A-02	5,098063	2,8	0,303653	2,7	0,98	0,121766	0,6
JR02D_A-04	5,473626	2,0	0,321950	1,2	0,80	0,123306	1,6
JR02D_B-7	6,931979	1,0	0,388446	0,9	0,89	0,129427	0,4
JR02D_B-08	6,960282	3,6	0,385012	1,7	0,73	0,131115	3,1
JR02D_B-9	7,064998	1,0	0,390334	0,7	0,72	0,131273	0,6
JR02D_B-11	6,994322	1,0	0,389287	0,9	0,90	0,130309	0,4
JR02D_B-13	6,805183	2,3	0,383967	2,0	0,84	0,128542	1,3
JR02D_C-16	6,721176	2,2	0,382910	1,7	0,77	0,127306	1,4
JR02D_C-19	6,782046	2,3	0,382626	1,2	0,75	0,128554	2,0

Ponto analisado	Idade (Ma)						% Conc.	f 206	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro (Ma)			
JR02D_A-01	2159	11	2143	7	2127	9	101,5	0,03	1,21
JR02D_A-02	1709	41	1836	24	1982	11	86,2	0,06	0,75
JR02D_A-04	1799	19	1896	17	2005	28	89,8	0,02	0,86
JR02D_B-7	2116	16	2103	8	2090	7	101,2	0,01	0,71
JR02D_B-08	2100	31	2106	32	2113	55	99,4	0,07	0,23
JR02D_B-9	2124	13	2120	9	2115	11	100,4	0,02	0,85
JR02D_B-11	2120	17	2111	9	2102	8	100,8	0,01	0,60
JR02D_B-13	2095	35	2086	21	2078	22	100,8	0,19	0,35
JR02D_C-16	2090	31	2075	20	2061	25	101,4	0,08	0,27
JR02D_C-19	2089	22	2083	20	2078	34	100,5	0,04	0,24

% Conc.: concordância entre as idades; f206: fração de ^{206}Pb não radiogênico.

Tabela 3. Resultados isotópicos U-Pb por LA-MC-ICP-MS da amostra JR-08B.

Ponto analisado	Razões						
	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	Erro 1s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro 1s (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro 1s (%)
JR08B_A_02	6,733800	1,0	0,378690	0,7	0,68	0,128970	0,7
JR08B_A_03	6,671300	0,9	0,374980	0,7	0,71	0,129030	0,6
JR08B_A_08	6,744107	1,3	0,374409	1,0	0,78	0,130640	0,8
JR08B_A_12	6,799656	1,7	0,384830	1,3	0,89	0,128149	1,0
JR08B_B_18	6,795570	1,0	0,382011	0,9	0,82	0,129018	0,6
JR08B_B_19	3,099195	2,8	0,195861	2,7	0,97	0,114762	0,7
JR08B_B_24	5,330281	1,3	0,311157	1,1	0,87	0,124242	0,6
JR08B_C_31	6,677413	0,9	0,377047	0,7	0,73	0,128443	0,6
JR08B_C_35	6,778337	1,1	0,386864	0,8	0,69	0,127076	0,8
JR08B_C_36	6,953265	1,1	0,390820	1,0	0,85	0,129036	0,6
JR08B_C_39	6,742068	0,9	0,380603	0,7	0,72	0,128475	0,6
JR08B_D_42	6,785096	1,2	0,376099	0,8	0,77	0,130844	0,9
JR08B_D_43	6,905148	1,5	0,385914	1,0	0,69	0,129772	1,0
JR08B_D_45	6,737558	1,0	0,377205	0,7	0,71	0,129546	0,7
JR08B_D_46	6,729444	1,1	0,377358	0,7	0,68	0,129337	0,9
JR08B_D_49	6,774524	1,1	0,380278	0,8	0,73	0,129204	0,7
JR08B_D_49b	6,859207	1,1	0,379064	0,8	0,75	0,131238	0,7
JR08B_D_47	6,939559	1,9	0,384086	0,8	0,61	0,131039	1,7
JR08B_D_44	5,836729	2,1	0,333361	2,1	0,96	0,126985	0,6

Ponto analisado	Idade (Ma)						% Conc.	f 206	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro (Ma)			
JR08B_A_02	2070	13	2077	9	2084	13	99,3	0,04	1,53
JR08B_A_03	2053	12	2069	8	2085	11	98,5	0,02	0,78
JR08B_A_08	2050	17	2078	11	2107	13	97,3	0,02	1,29
JR08B_A_12	2099	24	2086	15	2073	18	101,3	0,41	0,39
JR08B_B_18	2086	15	2085	9	2085	10	100,0	0,02	0,77
JR08B_B_19	1153	29	1432	22	1876	13	61,5	0,42	0,12
JR08B_B_24	1746	17	1874	11	2018	11	86,5	0,45	0,15
JR08B_C_31	2062	12	2070	8	2077	10	99,3	0,03	0,75
JR08B_C_35	2108	14	2083	10	2058	13	102,4	0,02	0,78
JR08B_C_36	2127	18	2105	10	2085	10	102,0	0,01	0,69
JR08B_C_39	2079	12	2078	8	2077	10	100,1	0,01	0,98
JR08B_D_42	2058	13	2084	11	2109	16	97,6	0,01	0,75
JR08B_D_43	2104	19	2099	13	2095	18	100,4	0,02	0,70
JR08B_D_45	2063	13	2078	9	2092	12	98,6	0,01	1,00
JR08B_D_46	2064	12	2076	10	2089	15	98,8	0,00	0,60
JR08B_D_49	2078	15	2082	10	2087	13	99,5	0,01	1,14
JR08B_D_49b	2072	15	2093	10	2115	12	98,0	0,02	1,19
JR08B_D_47	2095	14	2104	17	2112	30	99,2	0,04	0,50
JR08B_D_44	1855	33	1952	19	2057	10	90,2	0,10	0,39

% Conc.: concordância entre as idades; f206: fração de ^{206}Pb não radiogênico.

Tabela 4. Resumo de idades disponíveis para o Bloco Serrinha, Cinturão Salvador-Curaçá e Complexo Jacurici.

Bloco Serrinha				
Unidade	Rocha	Idade (Ma)/Método	Interpretação	Referência
Complexo Santa Luz	Migmatitos (Paleossoma)	3085 ± 6/U-Pb SHRIMP (zircão)	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2002)
Peridotito Cromífero Santa Luz	Gnaiss encaixante	2983 ± 8/U-Pb SHRIMP (zircão)	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2007)
	Dique aplítico	2085 ± 12/U-Pb SHRIMP (zircão)	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2007)
Greenstone Belt Serrinha/ Rio Itapicuru	Metabasalto	2209 ± 60/Pb-Pb (monazita)	Idade de formação	Silva <i>et al.</i> (2001)
	Andesito da Unidade Vulcânica félsica	2109 ± 8/Pb-Pb	Idade de formação	Silva (1992)
	Metabasalto Maciço e Porfírico	2145 ± 8/U-Pb SHRIMP (zircão)	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2010)
	Metabasalto Maciço e Porfírico	2142 ± 6/U-Pb SHRIMP (zircão)	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2010)
Greenstone Belt Serrinha/ Rio Itapicuru	Andesito- Dacito	2170 ± 60/Pb-Pb (monazita)	Idade de formação	Silva <i>et al.</i> (2001)
	Dacito	2081 ± 9/U-Pb (SHRIMP)	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2010)
Cinturão Salvador-Curaçá				
Unidade	Rocha	Idade (Ma)/Método	Interpretação	Referência
Complexo Caraíba	Granulito Enderbítico (núcleo do zircão)	2695 ± 12/U-Pb (SHRIMP)	Idade de formação	Silva <i>et al.</i> (1997)
	Granulito Enderbítico	2072 ± 15/U-Pb (SHRIMP)	Metamorfismo	Silva <i>et al.</i> (1997)
	Granulito Enderbítico	2098 ± 4/Pb (evaporação)	Idade de formação	Sabaté <i>et al.</i> (1994)
	Granulito Enderbítico	2101 ± 11/Pb (evaporação)	Idade de formação	Sabaté <i>et al.</i> (1994)
	Granulito Enderbítico	2632 ± 9/U-Pb	Idade de formação	Silva <i>et al.</i> (2002)
	Granulito Charnockítico (núcleo do zircão)	2634 ± 19/U-Pb (SHRIMP)	Idade de formação	Silva <i>et al.</i> (1997)
	Granulito Charnockítico (borda do zircão)	2072 ± 22/U-Pb (SHRIMP)	Metamorfismo	Silva <i>et al.</i> (1997)
	Granulito Tonalítico	2574 ± 6/U-Pb (SHRIMP)	Idade de formação	Sabaté <i>et al.</i> (1994)
Suíte São José do Jacuípe	Leucogabros	2583 ± 8/U-Pb	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2003)
Rochas Máficas-Ultramáficas do Vale do Curaçá	Metanorito	2580 ± 10/U-Pb	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2003)
Maciço Sienítico de Itiúba	Sienito	2084 ± 9/U-Pb (SHRIMP)	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2004b)
		2095 ± 5/Pb-Pb	Idade de formação	Conceição <i>et al.</i> (2003)
Complexo Máfico-Ultramáfico Vale do Jacurici				
Unidade	Rocha	Idade (Ma)/Método	Interpretação	Referência
Terreno de alto grau	Ortognaisse G1	2983 ± 6/U-Pb	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2002)
Corpos Máficos-ultramáficos	Gabro	2085 ± 5/U-Pb (SHRIMP)	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2004b)
Corpos Alcalinos Intrusivos	Pegmatito	2084 ± 6/U-Pb	Idade de formação	Marques <i>et al.</i> (2010)

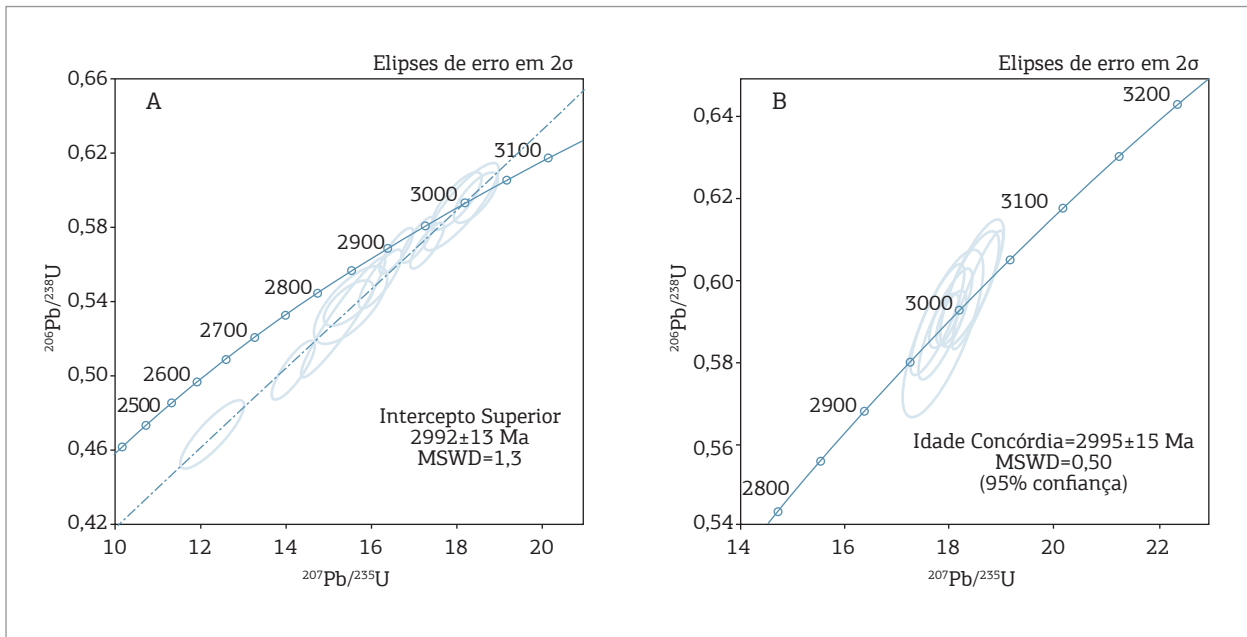


Figura 13. Diagramas da amostra JR-03A-monzogranito. (A) Diagrama mostrando idade de intercepto superior. (B) Diagrama concórdia mostrando a idade de cristalização do monzogranito.

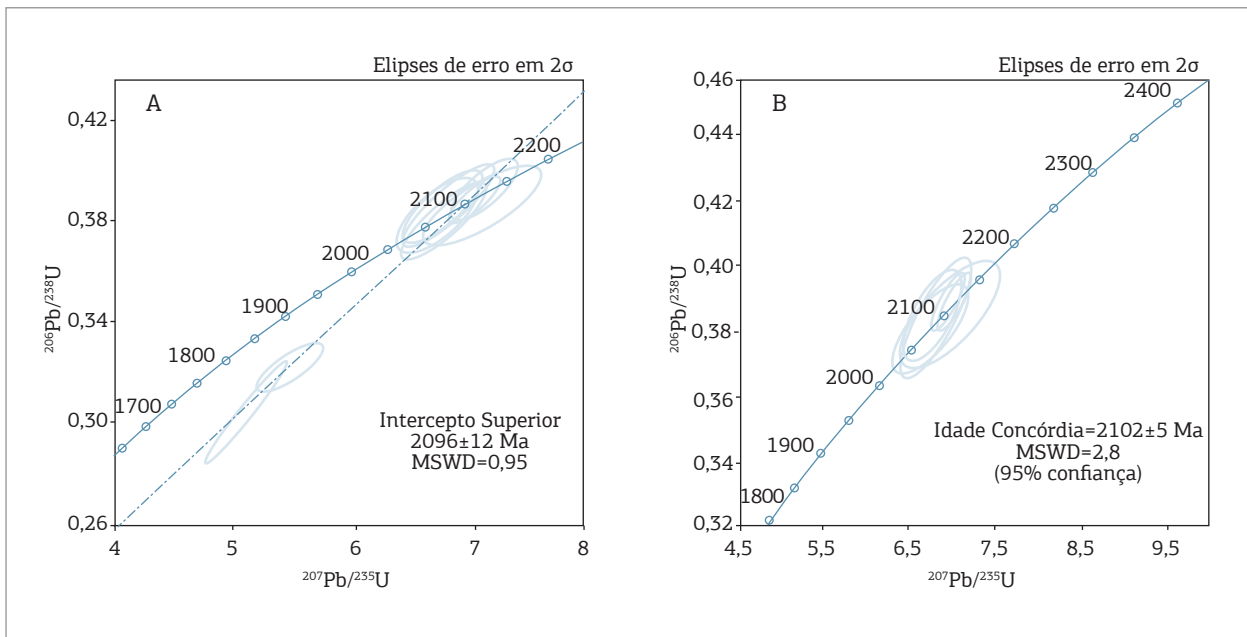


Figura 14. Diagramas da amostra JR-02D-metagabronorite. (A) Diagrama mostrando idade de intercepto superior. (B) Diagrama de concórdia mostrando a idade de cristalização da rocha máfica.

AGRADECIMENTOS

C.J.S.S. agradece ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, no qual desenvolveu seu mestrado. Os autores agradecem à Mineração Vale do Jacurici S.A., do grupo FERBASA, na pessoa do Eng. José Ronaldo Sobrinho e dos geólogos Carlos J. C. de Carvalho,

Francisco X. Bezerra, Eraldo B. Cabral e Harlem Henkel S. Cunha e a todo o corpo técnico da Fazenda Ipueira pelo apoio logístico. C.J.S.S. agradece aos colegas Ronei Giusti, Matheus Frenzel e João Rodrigo V. P. Dias pelo apoio e ao técnico Marcelo Campos pelas excelentes lâminas petrográficas. Os autores agradecem as observações oportunas dos revisores do BJG que constituíram importantes colaborações para a melhoria do trabalho.

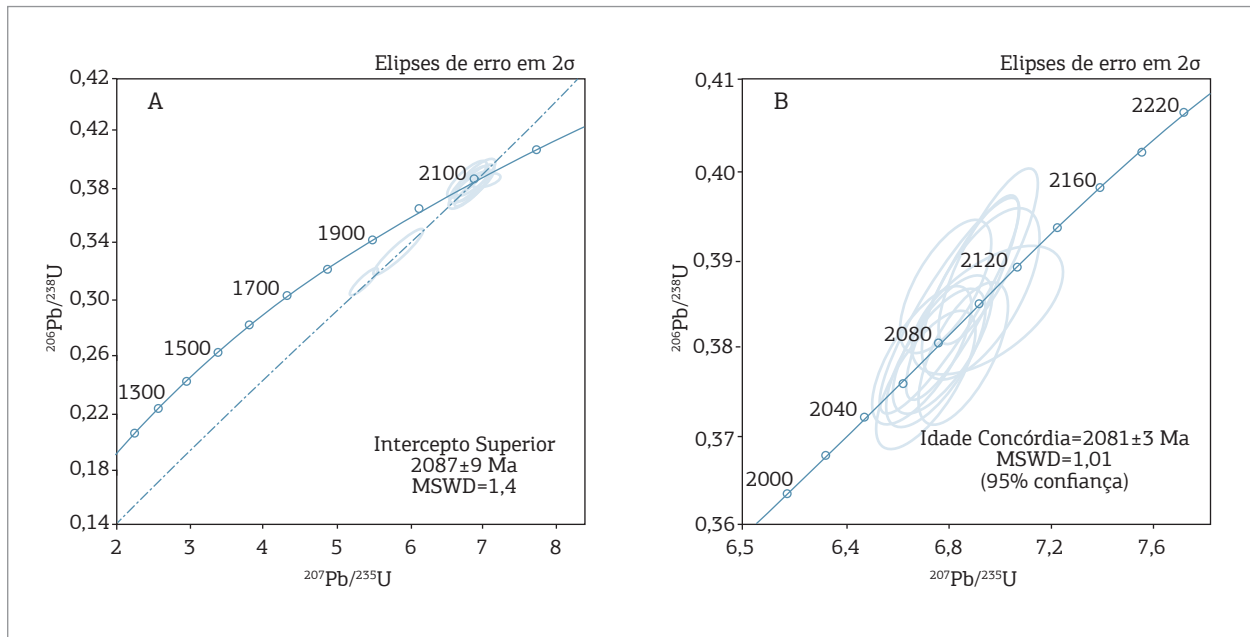


Figura 15. Diagramas da amostra JR-08B-álcali granito. (A) Diagrama mostrando idade de intercepto superior. (B) Diagrama de concórdia mostrando a idade de cristalização do álcali-granito.

REFERÊNCIAS

- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil: a synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **74**:343-359.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2003. Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(1):7-14.
- Barbosa J.S.F., Sabaté P., Marinho M.M. 2003b. O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(1):3-6.
- Barbosa J.S.F., Mascarenhas S.J.F., Correa Gomes L.C., Dominguez J.M.L., Souza J.S. (eds.). 2012. *Salvador, Geologia da Bahia: pesquisa e atualização*. Salvador, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, 1200 p.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, **133**:1-27.
- 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 spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**(1):1-16.
- Conceição H. 1990. *Petrologie du Massif Syénitique d'Itiúba: contribution à l'étude minéralogique des roches alcalines dans l'État de Bahia (Brésil)*. PhD Thesis, Centre d'Orsay, Université Paris-Sud, Paris, 395 p.
- Conceição H., Rosa M.L.S., Macambira M.J.B., Marinho M.M., Scheller T., Rios D.C. 2003. 2,09 Ga - idade mínima da cristalização do Batólito Sienítico Itiúba: um problema para o posicionamento do clima do metamorfismo granulítico (2,05-2,08 Ga) no Cinturão Móvel Salvador-Curaçá. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(4):308-395.
- Conceição H. & Otero O.M.F. 1996. Magmatismo granítico e alcalino no Estado da Bahia: uma epítome do tema. Salvador, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 133 p.
- Costa I.G.V. (coord.) 2014. Carta Geológica Preliminar - Folhas Andorinha (SC.24-Y-B-II) e Pinhões (SC.24-V-D-V). Escala 1:100.000. Salvador, Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- Costa L.A.M. & Mascarenhas J.F. 1982. The high-grade metamorphic terrains in the interval Mutuipe-Jequié: Archean and Lower Proterozoic of east-central Bahia. In: International Symposium on Archean and early Proterozoic Geologic evolution and metalogenesis, Brazil. Salvador, Abstracts, p. 19-37.
- Cunha J.C., Barbosa J.S.F., Mascarenhas J.F. (eds). 2012. Greenstone Belts e sequências similares. In: Barbosa J.S.F., Mascarenhas S.J.F., Correa Gomes L.C., Dominguez J.M.L., Souza J.S. (eds.) *Salvador, Geologia da Bahia: pesquisa e atualização*. Salvador, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, p. 203-326.
- Deus P.B. & Viana J.S. 1982. Jacurici chromite district. Archean and Early Proterozoic geological evolution. In: International Symposium on Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogenesis - Abstract and Excursion-SME-BA. Salvador, p. 97-107.
- Dias J.R.V.P., Marques J.C., Queiroz W.J.A., Frantz J.C., Giusti R. 2014. O Corpo Várzea do Macaco e as mineralizações de cromo, níquel e cobre. Complexo Máfico-ultramáfico Jacurici, Cráton São Francisco, Bahia. *Brazilian Journal of Geology*, **44**(2):289-308.
- Figueiredo M.C.H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: a probable Early Proterozoic subduction related magmatic arc. *Journal of South American Earth Sciences*, **2**:131-145.
- 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. *Chemical Geology*, **211**:47-69.
- Kishida A. 1979. *A Caracterização geológica e geoquímica das seqüências vulcanosedimentares no Médio Rio Itapicuru, Bahia*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 98 p.

- Kosin M., Melo R.C., Souza J.D., Oliveira E.P., Carvalho M.J., Leite C.M.M. 2003. Geologia do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e Guia de Excursão. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**:15-26.
- Ludwig K.R. 2003. Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Special Publication, number 4. Berkeley, Berkeley Geochronological Center, 70 p.
- Marinho M.M., Rocha G.M.F., Deus P.B., Viana J.S. 1986. Geologia e potencial cromitífero do Vale do Jacurici-Bahia. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia. Goiânia, p. 2074-2088.
- Marques J.C., Frantz J.C., Pimentel M.M., Dias J.R.P., Henrichs I.A. 2010. U-Pb zircon geochronology of alkaline pegmatites: new constraints on the age of the Jacurici Complex, São Francisco Craton, Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology. Brasília.
- Marques J.C. & Ferreira Filho C.F. 2003. The Chromite Deposit of the Ipuera-Medrado Sill, Bahia, Brazil. *Economic Geology*, **98**:87-108.
- Marques J.C., Ferreira Filho C.F., Carlson R.W., Pimentel M.M. 2003. Re-Os and Sm-Nd isotope systematics and trace elements geochemistry setting constraints in the chromite deposits of Ipuera-Medrado Sill, Bahia, Brazil. *Journal of Petrology*, **44**(4):659-678.
- Mascarenhas J.H. 1979. Estruturas do tipo greenstone belt no leste da Bahia. In: *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia*. Salvador, Secretaria das Minas e Energia, Coordenação da Produção Mineral, p. 25-53.
- Melo R.C., Loureiro H.S.C., Pereira L.H.M. 1995. *Serrinha, folha SC 24-Y-D*. Estado da Bahia, escala 1:250.000. Programa de Levantamentos Geológicos do Brasil. Brasília, Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais.
- Menezes Leal A.B., Barbosa J.S.F., Corrêa-Gomes L.C. 2012. Corpos Máficos-Ultramáficos. In: Barbosa J.S.F., Mascarenhas S.J.F., Correa Gomes L.C., Dominguez J.M.L., Souza J.S. (eds.) *Salvador, Geologia da Bahia: pesquisa e atualização*. Salvador, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, p. 443-482.
- Misi A., Teixeira J.B.G., Silva Sá J.H., Cruz S.C.P., Silva M.G. 2012. Principais Domínios Metalogénicos. Ouro do Greenstone Belt do Rio Itapicuru. In: Misi A., Teixeira J.B.G., Sá J.H.S. *Mapa metalogénico digital do Estado da Bahia e principais províncias minerais*. Escala 1:1.000.000. Texto Explicativo. Salvador, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, p. 109-126.
- Oliveira E.P., Windley B.F., McNaughton N.J., Pimentel M.M., Fletcher I.R. 2004b. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco Craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significances for orogen-parallel escape tectonics. *Precambrian Research*, **128**:143-165.
- Oliveira E.P., McNaughton N., Armstrong R., Fletcher I. 2003. U-Pb SHRIMP age of the Caraiba, Medrado and S. José do Jacuipé mafic-ultramafic complexes, Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco Craton, Brazil. In: Proceedings of the IV Symposium on South American Isotope Geology. Salvador, v. 2, p. 752-754.
- Oliveira E.P., Escayola M., Souza Z.S., Bueno J.F., Araújo M.G.S., McNaughton N. 2007. The Santa Luz chromite-peridotite and associated mafic dykes, Bahia-Brazil: remnants of a transitional type ophiolite related to the Palaeoproterozoic (2.1 Ga) Rio Itapicuru greenstone belt? *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(4):28-39.
- Oliveira E.P., Carvalho M.J., McNaughton N.J. 2004a. Evolução do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: Cronologia da acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Boletim Geologia USP, Série Científica*, **4**:41-53.
- Oliveira E.P., Lafon J.-M., Souza Z.S. 1999. Archaean-Proterozoic transition in the Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil: U-Pb, Pb-Pb and Nd isotope constraints. In: International Symposium on Tectonics of the Brazilian Geological Society. Lençóis, p. 38-40.
- Oliveira E.P., McNaughton N.J., Armstrong R. 2010. Mesoarchaean to paleoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco Craton, Brazil. In: Kusky T.M., Zhai M.G., Xiao W. (eds.) *The evolving continents: understanding processes of continental growth*. London, Geological Society of London, Special Publications, **338**:263-286.
- Oliveira E.P., Mello E., McNaughton N.J., Choudhuri A. 2002. Shrimp U-Pb age of the basement to the Rio Itapicuru Greenstone, NE São Francisco Craton. In: Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, p. 522.
- Rios D.C. 2002. *Granitogênese no Núcleo Serrinha, Bahia, Brasil: geocronologia e litogeoquímica*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 233 p.
- Sabaté P., Peucat J.J., Melo R.C., Pereira L.H. 1994. Datação por Pb- evaporação de monozircão em ortogneisses do Complexo Caraíba: expressão do crescimento crustal transamazônico do Cinturão Salvador-Curaçá (Cráton do São Francisco, Bahia, Brasil). In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú, p. 219.
- Santos R.A. & Souza J.D. 1985. *Projeto mapas metalogénicos e de previsão de recursos minerais: Serrinha, folha SC.24-Y-D, escala 1:250.000*. Brasília, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- Silva L.C., McNaughton N.J., Melo R.C., Fletcher I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. In: International Symposium on Granites and Associates Mineralizations. Salvador, p. 282-283.
- Silva L.C., Armstrong R., Delgado I.M., Pimentel M.M., Arcanjo J.B., Melo R.C., Teixeira L.R., Jost H., Pereira L.H.M., Cardoso Filho J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP. Parte I: limite centro-oriental do Cráton São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(4):513-528.
- Silva M.G., Coelho C.E.S., Teixeira J.B.G., Alves da Silva F.C., Silva R.A., Souza J.A.B. 2001. The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: geologic evolution and review of gold mineralization. *Mineralium Deposita*, **36**:345-357.
- Silva M.G. 1992. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal transamazônico no Cráton do São Francisco. Estado da Bahia. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo, v. 2, p. 181-182.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**:1-35.
- Teixeira L.R. 1997. *O Complexo Caraíba e a Suite São José do Jacuipé no Cinturão Salvador-Curaçá (Bahia-Brasil): petrologia, geoquímica e potencial metalogénico*. PhD Thesis, Universidade Federal da Bahia, 201 p.
- Teixeira J.B.G., Silva M.G., Lindenmayer Z.G., Del Rey Silva L.J.H., Vasconcelos P.M., Reis C.H.C., Andrade J.B.F. 2010. Depósitos de cobre do Vale do Rio Curaçá, Bahia. In: Brito R.S.C., Silva M.G., Kuyumjian R.M. (eds.) *São Paulo: modelos de depósitos de cobre no Brasil e sua resposta ao intemperismo*. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, 218 p.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*, International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 101-137.