PROVENIÊNCIA E IDADE DEPOSICIONAL DE SEQUÊNCIAS METAVULCANO-SEDIMENTARES DA REGIÃO DE SANTA TEREZINHA DE GOIÁS, BASEADA EM DADOS ISOTÓPICOS SM-ND E U-PB EM MONOCRISTAL DE ZIRCÃO

ELTON LUIZ DANTAS, HARDY JOST, REINHARDT A. FUCK, JOSÉ AFFONSO BROD, MÁRCIO MARTINS PIMENTEL & PAULO ROBERTO MENESES

ABSTRACT *PROVENANCE AND DEPOSITIONAL AGE OF METAVOLCANO-SEDIMENTARY SEQUENCES OF THE SANTA TEREZINHA DE GOIÁS, BASED ON Sm-Nd AND U-Pb ZIRCON SINGLE GRAIN* Supracrustal rocks of the Santa Terezinha de Goiás region, Central Brazil, presumably represent a southern extension of the Mara Rosa magmatic arc tectonically juxtaposed to Archean terrains and consist of a metavolcanic unit and a metasedimentary unit. The aim of the paper is to present and discuss the first U-Pb and Sm-Nd data of rocks belonging to both units of that region. U-Pb data of zircons from a felsic metavolcanic rock interlayered with chlorite-rich schists (metandesites?) yield a concordant age of 660 My, while the Sm-Nd model age of a variety of chlorite-schists indicate a juvenile age between 1.1 and 1.3 Ga. These data indicate that the metavolcanic rocks are Neoproterozoic in age and may be correlated with rocks of the Mara Rosa magmatic arc. On the other hand, the prevailing provenance of rocks belonging to the metasedimentary unit indicate a Paleoproterozoic, or older, source. Thus, the deposition of both units are explained by means of the erosion of source-areas of variable age.

Keywords: Nd Isotopes, U-Pb single zircon, provenance ages, magmatic arc, Proterozoic, Central Brazil

RESUMO Rochas supracrustais da região de Santa Terezinha de Goiás presumivelmente representam extensão meridional do arco magmático de Mara Rosa tectonicamente justaposto a terrenos arqueanos e consistem de uma unidade metavulcânica e outra metassedimentar. O artigo visa apresentar os primeiros dados U-Pb e Sm-Nd de rochas daquela região. Os dados de U-Pb em zircão de rocha metavulcânica félsica interestratificada em xistos ricos em clorita (metandesitos?) geraram uma idade de 660 Ma e os dados de idade modelo Sm-Nd de diversos outros tipos de rochas metavulcânicas indica que as mesmas são de caráter juvenil e geradas durante o intervalo entre 1.1 e 1.3 Ga. Estes dados indicam que as rochas metavulcânicas se formaram durante o Neoproterozóico e podem ser correlacionadas com arco magmático de Mara Rosa. Por outro lado, diversas amostras da unidade metassedimentar mostram que a área-fonte era de idade predominante paleoproterozóica, ou mais velha, e indicam retrabalhamento de crosta mais antiga. Assim, a deposição destas rochas é fruto da erosão e deposição de produtos derivados de fontes de idade diversa.

Palavras-chaves: Isótopos de Nd, U-Pb em monocrystal de zircões, idades de proveniência, arco magmático, Proterozóico, Brazil Central

INTRODUÇÃO

A maioria das sequências metavulcano-sedimentares da porção central da Província Tocantins têm sido interpretadas como resultantes da evolução de um sistema de arcos-de-ilhas de idade neoproterozóica (Pimentel *et al.* 2000). Contudo, a idade de algumas sequências de rochas supracrustais, como as das proximidades de Santa Terezinha de Goiás, é desconhecida e motivo de controvérsias. Estas rochas foram interpretadas como parte ora de *greenstone belts* arqueanos, ora como sequências paleoproterozóicas (Ribeiro Filho 1981, Machado *et al.* 1981, Souza & Leão Neto 1984, Marini *et al.* 1984, Ribeiro Filho & Lacerda Filho 1985, Biondi & Piodevin 1994, Arantes *et al.* 1991). Mais recentemente, estas foram incluídas no arco magmático neoproterozóico de Mara Rosa (Viana 1995, Viana *et al.* 1995, Pimentel *et al.* 1997, Lacerda Filho *et al.* 1999).

O mapeamento geológico, na escala de 1:25.000, de cerca de 820 km² de área situada nas proximidades de Santa Terezinha de Goiás (Jost *et al.* 2001) abrangeu parte destas rochas (Fig. 1) e permitiu a amostragem controlada de seus principais litotipos com vistas à obtenção de dados geocronológicos. Este artigo visa divulgar os primeiros resultados isotópicos Sm-Nd e U-Pb das amostras coletadas e discutir a sua proveniência e idade deposicional.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A área estudada situa-se no centro-sul da Província Tocantins (Fig. 1), cujo contexto geológico regional abrange a porção setentrional dos terrenos arqueanos de Goiás e rochas supracrustais atribuídas ao Proterozóico (Pimentel *et al.* 2000). O contato entre ambos segmentos é a Zona de Cisalhamento Mandinópolis (Jost *et al.* 2001), de direção geral EW, com inflexão para NE no extremo leste, mergulhos moderados para quadrantes de norte e cinemática compatível com rampa frontal a lateral de falha de empurrao.

As rochas arqueanas, situadas a sul, compreendem, de oeste para leste, parte dos *greenstone belts* de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás, e associações granito-gnáissicas de parte do Complexo Caiamar e do Bloco Moquéim. Dentre as rochas supracrustais arqueanas, apenas os metakomatiitos do *greenstone belt* de Crixás estão datados (Arndt *et*

al. 1989) e forneceram idades isocrônicas Sm-Nd e Pb-Pb de 2.825 ± 98 Ma e 2.728 ± 140 Ma, respectivamente. Isócrona Sm-Nd obtida mais recente inclui os metakomatiitos de Crixás e indicou idade mais antiga, de $3,00 \pm 0,09$ Ga (Fortes *et al.* 2002). Dados isotópicos U-Pb SHRIMP de zircão e titanita de rochas dos complexos granito-gnáissicos da região (Queiroz 2000) registram idades magmáticas entre $2,842 \pm 6$ Ma e $2,707 \pm 4$ Ma e algumas contêm zircão herdado com idade em torno de 3.2 Ga. A titanita de alguns gnaisses registram idades de metamorfismo em 2.7 Ga e 2.0 Ga. Apenas uma amostra de gnaisses granodiorítico do Bloco Moquéim, situada próxima a um trondhjemitó (Trondhjemitó Santo Antônio) que intrude metabasaltos do *greenstone belt* de Guarinos, registrou a influência de evento mais jovem que o Paleoproterozóico, com idade U-Pb de zircão de cerca de 590 Ma. Por outro lado, as rochas proterozóicas tectonicamente sobrepostas aos terrenos arqueanos e objeto deste estudo, abrangem um conjunto complexo de supracrustais para o qual ainda não há consenso sobre seus padrões estruturais, conteúdos litológicos, nomenclatura estratigráfica, extensão, relações de contato e idades. Para a área estudada convergem, pelo menos, três unidades principais. De leste-nordeste, a literatura registra rochas agrupadas nas sequências Mara Rosa e Chapada, e de norte-noroeste, na Sequência Santa Terezinha.

Ribeiro Filho (1981) descreve que a Sequência Mara Rosa, cuja localidade tipo situa-se nas proximidades da cidade homônima, consiste de rochas metavulcano-sedimentares dispostas em faixas NNE separadas por ortognaisses, em discordância sobre os terrenos arqueanos e correlacionáveis com as sequências de Juscelândia, Palmeirópolis e Indaianópolis. Já Machado *et al.* (1981), Marini *et al.* (1984) e Arantes *et al.* (1991) a interpretam como a continuidade, para norte, dos terrenos granito-*greenstone belts* arqueanos de Crixás-Guarinos-Pilar de Goiás. Contudo, Viana (1995), Viana *et al.* (1995) e Pimentel *et al.* (1997) mostram que as rochas da Sequência Mara Rosa, na área-tipo, apresentam idades U-Pb em zircão e titanita e Rb-Sr em rocha total entre 862 ± 8 Ma e 632 ± 4 Ma e assinatura geoquímica e isotópica juvenil e compatível com ambiente de arco-de-ilha intra-oceânico do Ciclo Brasileiro e estendem esta interpretação para a Sequência

Figura 1 – Localização e mapa geológico simplificado da região próxima de Santa Terezinha de Goiás, entre Mandimópolis-Cedrolina, com indicação da posição e idade das amostras analisadas.

Chapada. Por outro lado, a Seqüência Chapada, localizada a SSW da Seqüência Mara Rosa consiste, como proposto por Machado *et al.* (1981), de gnaisses, actinolita e talco xistos, metapelitos, xistos carbonosos e formações ferríferas correlacionáveis à porção superior dos *greenstone belts*. No entanto, Ribeiro Filho (1981) e Richardson *et al.* (1986) argumentam que a seqüência repousa em discordância sobre os terrenos arqueanos e a interpreta como de idade proterozóica e Kuyumjian (1989) atribui a sua formação a ambiente de arco. Viana *et al.* (1995) interpretam as Seqüências Mara Rosa e Chapada como produtos de um amplo sistema de arco intra-oceânico do Ciclo Brasileiro.

A Seqüência Santa Terezinha, como proposta por Souza & Leão Neto (1944) e Barros Neto (2000), consiste predominantemente de rochas metassedimentares que os autores correlacionam com a Seqüência Mara Rosa. Entretanto, Machado *et al.* (1981) e Biondi & Piodevin (1994) a correlacionam com o topo dos *greenstone belt* de Crixás, Ribeiro Filho & Lacerda Filho (1985) a interpretam como discordante sobre os terrenos arqueanos e Pimentel & Fuck (1992) sugerem a sua inclusão no arco magmático de Goiás, com evolução entre 900 e 600 Ma. No mapa geológico de Goiás, recentemente publicado por

Lacerda Filho *et al.* (1999), as três seqüências figuram, na área estudada, sob a denominação única de Seqüência Mara Rosa.

O mapeamento em escala 1:25.000 realizado por Jost *et al.* (2001) revelou que as rochas do proterozóico estão em contato por falha de empurrão sobre os terrenos arqueanos e os autores as desdobram, de modo informal, em uma unidade metassedimentar tectonicamente sobreposta por milonitos de baixo mergulho a outra metavulcânica. A unidade metassedimentar aflora na porção noroeste da área e consiste de quartzo-mica xistos (metapelitos), subordinadamente quartzitos e, localmente, imbricações tabulares de biotita xisto feldspático e biotita gnaisses interpretados como sucedâneos de tonalito. Paragêneses minerais das rochas desta unidade indicam metamorfismo na fácies xisto verde, zona da biotita. A unidade metavulcânica ocorre a leste da metassedimentar e consiste de, pelo menos, três escamas de empurrão que diferem em associação litológica, padrão estrutural e grau de metamorfismo. As escamas se superpõem tectonicamente de oeste para leste (Fig. 1). A escama mais ocidental (escama A) compreende anfíbolio xistos e anfíbolitos derivados de derrames, intrusões subvulcânicas e rochas epiclásticas metamorfisadas na fácies anfíbolito. A escama B compreende clorita xistos e magnetita-clorita

xistos, subordinadamente granada-biotita gnaisses e gnaisses quartzofeldspáticos, cujos protólitos são prováveis tufos andesíticos a dacíticos e/ou riolíticos metamorfizados na fácies xisto verde. A escama C consiste de clorita xistos, prováveis tufos andesíticos e epiclásticas, com intercalações subordinadas de quartzito e metarritmito, da fácies xisto verde.

AMOSTRAGEM E CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

A amostragem com vistas às determinações geocronológicas e de proveniência das rochas supracrustais interpretadas como proterozóicas e situadas imediatamente a norte dos terrenos arqueanos da região mapeada por Jost *et al.* (2001) abrangeu uma coleta sistemática de rochas da unidade metassedimentar e das três escamas de empurrão da unidade metavulcânica. Do total de 23 amostras analisadas, 10 provêm da unidade metassedimentar e 13 da metavulcânica, das quais 2 da escama A, 7 da escama B e 4 da escama C (Fig. 1, Tabela 1).

Da unidade metassedimentar, as amostras de quartzo-mica xisto são de granulação grossa e consistem de quartzo, biotita e fengita, clorita e opacos e são interpretados como metapelitos. As de metatonalito são compostas de quartzo, albíta-oligoclásio e biotita, subordinadamente microclínio, clorita, granada, zircão, titanita, epidoto e opacos.

Dentre as rochas da unidade metavulcânica, os anfibólitos xistos diagnósticos da escama A são compostos por hornblenda, oligoclásio, fengita, quartzo, biotita e clinozoizita, localmente augita e feldspato potássico, e os anfibólitos por hornblenda e andesina-labradorita, subordinadamente opacos e titanita. Granada e hornblenda constituem fenoblastos de até 2 cm. Nas escamas B e C, as rochas predominantes compreendem clorita xistos compostos por clorita, biotita, quartzo, albíta, fengita, subordinadamente cloritóide, magnetita, granada e clinozoizita e provavelmente derivam de tufos andesíticos. Os clorita xistos localmente apresentam intercalações de gnaisses finos compostos de quartzo, biotita, microclínio, plagioclásio e turmalina, subordinadamente, granada, muscovita, zircão, epidoto e magnetita e provavelmente representam vulcânicas dacíticas a riolíticas. Na escama C, os clorita xistos contêm intercalações de quartzitos brancos a cinza e metarritmitos, ausentes na escama B. Estas rochas são, em geral, ricas em quartzo, biotita, fengita e opacos.

MÉTODOS ANALÍTICOS E RESULTADOS

As amostras foram analisadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. As análises pelo método Sm-Nd seguiram os procedimentos descritos por Gioia & Pimentel (2000) e as pelo método U-Pb os propostos por Parrish (1987) e Krogh (1973), adaptados às condições do Laboratório de Geocronologia da UnB, e representam as primeiras análises em zircões individuais realizadas no mesmo. Antes da dissolução do zircão, adiciona-se a cada amostra uma solução do traçador (*spike*) ^{205}Pb - ^{235}U . As medidas isotópicas são feitas em espectrômetro de massa tipo Finnigan MAT 262 nos módulos de coletor individual e múltiplos. As composições isotópicas de Pb e U são analisadas em filamentos individuais de Rênio usando sílica gel e ácido fosfórico e corrigidas pela média obtida no padrão de Pb comum SRM 981. O fracionamento de Urânio é monitorado pela réplica de análises do padrão SM 500. Incertezas na razão U-Pb decorrentes da espectrometria de massa e do fracionamento são na ordem de 0.5 %. Isótopos de Pb radiogênico são calculados pela correção para os brancos analíticos de Pb e para Pb original não radiogênico correspondente ao modelo de Pb de Stacey & Kramers (1975) em relação a idade apropriada da amostra. Incertezas na razão de Pb radiogênico são tipicamente em torno de 0.1 %, salvo em casos em que a amostra tenha baixa razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, onde podem ser maiores. A constante de decaimento empregadas são propostas por Steige & Jager (1977) e o total do branco de procedimento durante as análises são da ordem de 10-50 pg para Pb e de 0.5-1 pg para U. Os dados obtidos na análise dos zircões são tratados no programa ISOPLOT de Ludwig (1999), e as incertezas nas idades em relação ao intercepto da concórdia são da ordem de 2 sigma.

Os resultados das determinações isotópicas de Sm-Nd nas rochas da região revelam grande variação das idades modelo T_{DM} (Tabela 1 e Fig. 1). Amostras da unidade metassedimentar geraram idades modelo T_{DM} entre 2,4 Ga e 1,8 Ga, o que sugere proveniência a partir de área-fonte paleoproterozóica ou, alternativamente, mistura entre rochas

arqueanas e fontes mais jovens indeterminadas. Amostras de lentes de metatonalitos forneceram idades modelo T_{DM} de 2,7 Ga a 2,4 Ga e valores ϵ_{Nd} (0) extremamente negativos, sugestivos de derivação por fusão de fontes continentais retrabalhadas.

Dentre as amostras da unidade metavulcânica, as coletadas nas escamas A e B apresentam assinatura isotópica típica de rochas de ambiente de arco juvenil, com idades modelo T_{DM} entre 1,3 Ga e 1,1 Ga e valores de ϵ_{Nd} (t) positivos (Tabela 1 e Fig. 2), semelhantes às obtidas por Pimentel *et al.* (1997) na Sequência Mara Rosa. Entretanto, nas escamas B e C, algumas rochas terrígenas intercaladas nas metavulcânicas aparentam derivar de áreas-fonte distintas, tendo em vista que suas idades modelo T_{DM} situam-se entre 2,2 Ga e 1,6 Ga, sugestivas de contribuição a partir de crosta mais antiga. Valores positivos e negativos de ϵ_{Nd} (t) são coerentes com este quadro.

Duas amostras de rochas metavulcânicas da escama B foram selecionadas para datação pelo método U-Pb em zircão. Uma (amostra SSTER) consiste de granada-gnaiss intercalado em clorita-xisto, e outra (amostra VIII-169) de gnaiss quartzofeldspático intercalado em clorita-magnetita xisto. A primeira contém três populações distintas de zircão. Uma compreende cristais prismáticos, não magnéticos, límpidos e rosados, ao passo que outra ocorre como prismas curtos, euédricos e incolores, e a terceira é representada por fragmentos de cristais incolores. O conjunto destas frações se alinha em diagrama discórdia com idade do intercepto superior de cerca de 2,3 Ga e do inferior em 630 Ma (Fig. 3a). Entretanto, se consideradas como populações independentes, estas populações refletem heranças de diferentes fontes com idades de 700 Ma, 800 Ma, 1400, 2.200 e 2.400 Ma (Fig. 3a). Este comportamento denota derivação tanto de rochas de embasamento mais antigo quanto do próprio arco magmático. Por outro lado, a idade de cristalização ígnea da rocha pode ser estimada pelo resultado fornecido pela população de zircões prismáticos, claros e rosados, com composição isotópica quase concordante de 661 ± 8 Ma (Fig. 3b). Na amostra de gnaiss quartzofeldspático, apenas dois cristais de zircão morfologicamente distintos foram analisados. Sua composição isotópica define intercepto superior em 2.394 Ma e inferior em 645 Ma, não mostrado em diagrama, (mas que figuram na Tabela 2). O baixo grau metamórfico da amostra suporta a interpretação de que a idade dada pelo intercepto inferior é a de cristalização do protólito vulcânico e, a do superior, componente herdada de fonte paleoproterozóica.

Em face dos resultados obtidos, o vulcanismo registrado nas rochas supracrustais expostas ao sul de Santa Terezinha de Goiás têm idade estima em 660 Ma. Em consequência, as seqüência de que faz parte é de idade neoproterozóica, sendo, porém, consideravelmente mais jovem do que Sequência Mara Rosa, datada em cerca de 860 Ma (Pimentel *et al.* 1997).

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O mapeamento geológico realizado na área estudada (Jost *et al.* 2001) mostra que os terrenos arqueanos da região de Crixás são transversalmente seccionados pela Zona de Cisalhamento de Mandinópolis e que esta estrutura é uma rampa frontal a lateral de uma falha de empurrão de vergência sul-sudeste. Ao longo da zona de cisalhamento, os terrenos granito-greenstone belts estão sotopostos a duas unidades proterozóicas litologicamente distintas. Dentre estas, a metassedimentar repousa tectonicamente sobre a metavulcânica, por sua vez, desmembrada em pelo menos três escamas de empurrão que contrastam em fácies metamórfica, associação litológica e detalhes estruturais. A estas diferenças se somam, também, distintas assinaturas isotópicas.

Os resultados isotópicos mostram que os protólitos da unidade metassedimentar foram depositados a partir da erosão de uma área-fonte composta por litotipos mais antigos. Os valores de T_{DM} oferecem um amplo espectro de idades modelo, mas a contribuição sedimentar mais significativa é fruto ou da erosão de crosta paleoproterozóica ou da mistura de detritos arqueanos e neoproterozóicos. A presença de zircão com idade de 2,4 Ga na unidade metavulcânica não descarta a participação de crosta siálica mais antiga, talvez do embasamento da Faixa Brasília situado a nordeste da área estudada (Fuck *et al.* 2001).

Entretanto, a idade da sedimentação da unidade metassedimentar é ainda incerta, pois, em rochas desta natureza, o método Sm/Nd tem a

capacidade apenas de registrar uma idade modelo cujo valor resulta da mistura de cargas clásticas de idades diversas, mas pode denunciar a participação de áreas-fonte antigas (Dickin 1995). Assim, idades modelo T_{DM} calculadas para rochas sedimentares a partir de valores do manto empobrecido (DePaolo 1981), não representam um único evento de formação de crosta. Estas idades refletem o tempo médio de residência crustal das rochas da área-fonte dos sedimentos, mas não a idade estratigráfica dos mesmos.

Por semelhança litológica, a unidade metassedimentar pode ser correlacionada com a Seqüência Santa Terezinha, na qual Biondi & Piodesin (1994) obtiveram idade Pb/Pb de 2.690 Ma em rocha total e entre 700 Ma e 800 Ma em albite e carbonato de depósitos de esmeralda. Por sua vez, Barros Neto (2000) obteve idades modelo T_{DM} entre 1,3 Ga e 1,6 Ga em rochas metassedimentares da região de Campos Verdes, sugerindo que houve contribuição de fonte jovem para a car-

ga de detritos sedimentares. Estes resultados são coerentes com os de Pimentel *et al.* (2001) de que grande parte das rochas metassedimentares da Faixa Brasília deriva de fontes distintas.

Por outro lado, os dados isotópicos Sm-Nd da unidade metavulcânica indicam que esta é primitiva e de idade modelo T_{DM} entre 1.1 Ga e 1.3 Ga. Apenas as poucas rochas metassedimentares intercaladas nas metavulcânicas evidenciam a participação de fontes relacionadas com crosta continental mais antiga, como registra a presença de cristais de zircão com amplo espectro de idades herdadas. Estes dados são compatíveis com os obtidos por Pimentel *et al.* (1993), Viana & Pimentel (1994), Viana (1995), Viana *et al.* (1995) e Junges (1998) em rochas metassedimentares, metavulcânicas e ortogneisses da região-tipo da Seqüência Mara Rosa e os de Richardson *et al.* (1986) na região-tipo da Seqüência Chapada. Por conseguinte, interpretamos a unidade metavulcânica da área mapeada por Jost *et al.* (2001) como parte de ambiente do arco magmático de idade neoproterozóica (Pimentel *et al.* 1997). Entretanto, o conjunto de dados apresentados indica que a melhor estimativa da idade do vulcanismo da região é da ordem de 630-660 Ma, a qual, comparativamente aos dados geocronológicos de outras áreas do arco magmático de Goiás (> 800 Ma) difere em cerca de 200 Ma, não sendo, portanto, como conclusão mais significativa decorrente dos dados geocronológicos, estratigraficamente correlacionável ao da Seqüência Mara Rosa. Adicionalmente, considerando que a unidade metassedimentar e a metavulcânica são alóctones e que, em ambas, o transporte tectônico ocorreu após a principal fase de deformação e metamorfismo, a zona de descolamento entre estas e os terrenos arqueanos, representada pela Zona de Cisalhamento Mandinópolis, também é neoproterozóica e se formou ao final do Ciclo Brasiliano.

Agradecimentos À Universidade de Brasília pelo suporte financeiro aos trabalhos de campo, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pelo suporte aos trabalhos de laboratório (processo 46.048/00) e pelas Bolsas de Produtividade a H. Jost, R. A. Fuck e M. M. Pimentel e a dois revisores anônimos da RBG pelas sugestões ao original.

Figura 2 – Diagrama de evolução isotópica de Nd mostrando o comportamento distinto entre a unidade metassedimentar e metavulcânica e, neste, das diferentes escamas de empurrão.

Tabela 1 – Resultados de determinações isotópicas Sm-Nd de rochas das unidades supracrustais de Santa Terezinha de Goiás.

Amostra	Localização (UTM)	Rocha	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2 σ)	ϵ_{Nd} (t)	T_{DM} (Ma)
UNIDADE METASSEDIMENTAR								
I-08	0614418-8393328	Metatonalito	32.74	6.97	0.1287	0.511755 (29)	-17.22	2.300
I-34	0613841-8391326	Metatonalito	20.88	4.03	0.1175	0.511252 (41)	-27.04	2.700
I-29	0613910-8392807	Muscovita xisto	22.89	4.20	0.1109	0.511805 (30)	-16.24	1.822
CRX-02	0619031-8390731	Muscovita xisto	44.08	8.63	0.1185	0.511794 (20)	-16.47	1.985
III-20	0623907-8393292	Metatonalito	38.56	8.59	0.1348	0.511771 (25)	-16.91	2.450
IV-53	0626512-8391805	Biotita Xisto	57.79	10.29	0.1082	0.511748 (9)	-17.35	1.824
IV-4	0625560-8395335	Muscovita xisto	3.87	0.92	0.1454	0.511884 (04)	-14.71	2.435
VI-35	0635925-8394736	Muscovita xisto	19.82	4.46	0.1368	0.511915 (10)	-14.09	2.136
VII-36	0638813-8392199	Muscovita xisto	134.44	25.06	0.1157	0.511572 (36)	-20.8	2.203
CRX-3	0639452-8391042	Muscovita xisto	119.78	28.63	0.1445	0.512106 (13)	-10.37	2.047
UNIDADE METAVULCÂNICA								
ESCAMA A								
V-30	0631666-8392198	Amfibolito xisto	14.46	3.13	0.1309	0.512393 (27)	-4.77	1.168
V-33	0631415-8393216	Amfibolito xisto	14.56	3.24	0.1345	0.512357 (27)	-5.48	1.308
VI-05	0635591-8392177	Clorita xisto	4.61	1.20	0.1591	0.512650 (15)	0.15	1.125
ESCAMA B								
IX-24	0646675-8396050	Clorita xisto	44.97	9.24	0.1243	0.512103 (16)	-10.43	1.588
LUZ-1	0652679-8399485	Clorita xisto	13.09	2.50	0.1156	0.511974 (28)	-12.95	1.648
X-05	0654552-8395510	Gnaiss	14.61	3.20	0.1325	0.512283 (23)	-6.93	1.414
SSTER	0645244-8391530	Granada gnaiss	130.61	24.73	0.1145	0.512305 (15)	-6.49	1.128
VIII-24B	0645244-8391530	Biotita gnaiss	171.15	28.72	0.1020	0.512230 (14)	-7.97	1.123
VIII-169	0644472-8396030	Biotita gnaiss	181.61	33.93	0.1130	0.512308 (10)	-6.43	1.106
ESCAMA C								
VIII-172	0645271-8391727	Metaepiclastica	33.45	6.58	0.1197	0.511787 (34)	-16.59	1.970
VIII-173	0645309-8391864	Metaepiclastica	22.11	4.12	0.1128	0.511571 (19)	-20.82	2.212
IX-52	0649575-8390175	Quartzito	14.71	2.77	0.1147	0.511499 (19)	-22.23	2.285

Figura 3 – Diagramas discórdia U-Pb da amostra de rocha metavulcânica (SSTER) da escama B. (A) – as diferentes populações de zircão mostram grande espalhamento no diagrama e definem dois interceptos com significado geológico. Pontos próximos do intercepto superior definem idade entre 2.2 e 2.4 Ga. A maioria dos pontos situa-se próximo do intercepto inferior com idade em cerca de 630 Ma. (B) – Detalhe mostrando população de zircão com intercepto superior concordante em 660 Ma.

Tabela 2 – Dados isotópicos de U-Pb em zircões de rochas metavulcânicas félsicas da escama B da unidade metavulcânica de Santa Terezinha de Goiás.

		Concentração (2)		Obs (3)		Razão Isotópica radiogênica						Idades		
Amostra Fração (1)	Tamanho (mg)	U ppm	Pb ppm	Pb 206 Pb204	Pb207* U235	%	Pb206* U238	%	Coef. Correl	Pb207* Pb206*	%	Pb206* U238	U235	Pb207* Pb206*
Amostra SSTER														
P, p.cl, ac	0,018	230	25,41	679	0,92831	0,99	0,106206	0,96	0,971	0,063394	0,23	651	667	721
T, L, cl, p, r	0,037	193	23	1862	1,50208	0,95	0,119063	0,93	0,986	0,091499	0,15	725	931	1457
R, L, cl, r	0,058	189	18,96	1398	0,88769	1,38	0,104462	1,33	0,965	0,061631	0,35	640	646	662
C, peq, cl, i	0,005	2137	315	305	1,40907	1,16	0,127201	1,12	0,966	0,080341	0,29	771	892	1205
I, cl, inc, p	0,01	2987	897	1332	4,69706	1,63	0,288648	1,63	0,999	0,11802	0,02	1634	1766	1926
A, cl, i, pr	0,005	1185	213	297	3,02129	1,16	0,144916	1,13	0,971	0,151208	0,27	872	1413	2359
B, peq,cl,i	0,008	706	89	238	0,94378	1,76	0,103133	1,55	0,887	0,06637	0,81	632	674	818
Amostra VIII-169														
M, cl, in, pr	0,005	388,6	57,48	305,5	1,41357	1,09	0,125538	1,08	0,988	0,081666	0,16	762	895	1237
O, L,cl, p,	0,006	91,56	44,81	490,5	8,87809	1,15	0,411225	1,13	0,985	0,156581	0,19	2220	2325	2419

(1) - P = microcápsula usada na dissolução, p = cristais prismáticos, cl = claros, C = curtos, L = longos, R = rosados, T = translúcido, i = incolor, peq = pequenos. (2) - Correção total do U e Pb pelo branco analítico. (3) - Pb radiogênico não corrigido por branco analítico. (4) - Pb radiogênico corrigido por branco analítico e Pb inicial; U corrigido. (5) - Idades em Ma calculadas com as constantes de decaimento recomendadas por Steiger & Jager (1976).

Referências

- Arantes D., Osborne G.A., Buck P.S., Porto C.G. 1991. The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. In: E. Ladeira (editor) *Brazil Gold '91*, Balkema, Rotterdam, pp.: 221-119
- Barros Neto L.S. 2000. *Evolução estrutural do distrito esmeraldífero de Campos Verdes, Goiás*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 111 pp.
- Biondi J.C. & Poidevin J.L. 1994. Idade da mineralização e da Sequência Santa Terezinha (Goiás-Br). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Camboriú, *Resumos Expandidos*, 1: 302-304.
- DePaolo D. J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, 86:10470-10488.
- Dickin A P. 1995. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press New York, 452p.
- Fortes P.T.F.O., Pimentel M.M., Santos R.V., Jost H. 2002. New Sm-Nd data for metasedimentary and komatiitic rocks of the Crixás greenstone belt, central Brazil: implications for the age of the upper sedimentary unit. *Jour. South Am. Earth Sciences* (submetido)
- 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: South American Symposium on Isotope Geology, 3, Pucon, Chile. *Proceedings*, pp. 311-313
- Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72:219-245
- Jost H., Fuck R.A., Brod J.A., Dantas E.L., Meneses P.R., Assad M.L.L., Pimentel M.M., Blum M.L.B., A.M. Silva, Spigolon A.L.D., Maas M.V.R., Souza M.M., Fernandez B.P., Faulstich F.R.L., Macedo Júnior P.M., Schobbenhaus C.N., Almeida L., Silva A.A.C., Anjos C.W.D., Santos A.P.M.T., Bubenick A.N., A.A.A. Teixeira, Lima B.E.M., Campos M., Barjud R.M., Carvalho D.R., Scislawski L.R., Sarli C.L., Oliveira D.P.L. 2001. Geologia de terrenos arqueanos e proterozóicos da região de Crixás-Cedrolina, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 31:
- Junges S.L. 1998. *Caracterização geoquímica e isotópica de Faixa Oeste da sequência vulcanossedimentar de Mara Rosa*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 111p.
- Krough T E 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotope age determination. *Geochem. Cosmochim. Acta*, 37:485-494.

- Kuyumjian R.M. 1989. Geoquímica e significado do posicionamento geotectônico de rochas plutônicas da região de Chapada, Goiás, Brasil. In SBG: Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Anais*, pp.: 195-201
- Lacerda Filho J.V., Rezende A., Silva A. 1999. *Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. CPRM/METAGO/UnB, Goiânia. Mapa geológico e de recursos minerais, escala – 500000.
- Machado E.C., Souza C.J.M., Silva M.A., Berbert C.A. 1981. *Projeto Porangatu. Relatório Final, Etapa II*. DNPM/CPRM, 1, 246 pgs.
- Marini O.J., Fuck R.A., Danni J.C.M., Dardenne M.A., Logécio S.O.C., Ramalho R. 1984. As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguri-Araguaia e o maciço Médio de Goiás. In: C. Schobbenhaus Filho, D.A. Campos, G.R. Derzy, H.E. Asmus (edit.) *Geologia do Brasil – Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, 1:2.500.000*. MME/DNPM, Brasília, pp. 251-303
- Parrish R.R. 1987. An Improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chemical Geology* 66, 99-102.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Machado N., Ribeiro R.K., Viana M.G., 1993. Dados geocronológicos U-Pb preliminares da região de Mara Rosa, Goiás: implicações para a época de mineralização de Au e para a evolução tectônica neoproterozóica no Centro – Oeste. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica 4, Brasília, Volume de Resumos Expandidos, pp. 255-258.
- Pimentel M.M., Dardenne M.A., Fuck R.A., Viana M.G., Junges S.L., Fischel D., Seer H.J., Dantas E.L. 2001. Nd isotopes and provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14:571-585
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology*, 20:375-379
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and Goiás Magmatic Arc. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (editores) *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, pp.:195-230
- Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Viana M.G., Fuck R.A., Machado N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Research*, 81:299-310
- Queiroz C.L. 2000. *Evolução tectono-estrutural dos terrenos granito-greenstone belt de Crixás, Brasil Central*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências,
- Ribeiro Filho W. & Lacerda Filho W. 1985. Geologia da região de Santa Terezinha de Goiás. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 2, Goiânia, pp.: 174-183
- Ribeiro Filho W. 1981. Reavaliação da geologia de Pilar-Mara Rosa. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Goiânia, *Atas*, 281-299.
- Richardson S.V., Kessler S.E., Essene E.J., Jones L.M. 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil: a metamorphosed wall-rock porphyry-Copper deposit. *Economic Geology*, 81:1884-1898
- Souza J.O. & Leão Neto R. 1984. Projeto estudo dos garimpos brasileiros: mapeamento geológico da área do garimpo de esmeralda de Santa Terezinha de Goiás, GO. Relatório Preliminar. DNPM/CPRM, Goiânia
- Viana M.C. 1995. *Geocronologia e geoquímica das rochas ortognáissicas e metavulcânicas da região de Mara Rosa, Go*. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Dissertação de mestrado, 118 pp.
- Viana M.G. & Pimentel M. M. 1994. Dados geoquímicos e isotópicos Sm – Nd preliminares para rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Mara Rosa. In: IV Simp. Geol. Centro-Oeste, Brasília, *Anais*, pp: 148 – 150.
- Viana M.G., Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Fuck R.A., Machado N. 1995. O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: dados geoquímicos e geocronológicos e suas implicações regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 25:111-123

Manuscrito 1202

Recebido em 10 de janeiro de 2001

Revisão dos autores em 30 de agosto de 2001

Revisão aceita em 5 de setembro de 2001