

Capítulo VI

6- Geocronologia U-Pb

Nessa dissertação também foi realizado um estudo geocronológico utilizando o método U-Pb em zircão, em duas das três litologias encontradas em campo na região de Três Rios (RJ), um ortogranulito máfico (TR-JEF-01) e outro ortogranulito félsico (TR-JEF-O1C1), amostrados no ponto TR-JEF-01 (mapa em anexo). A análise foi realizada no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB) pelo método LA-ICPMS.

Os objetivos desse estudo são a determinação das idades de cristalização e, se possível, de metamorfismo registrado nos grãos de zircão dessas litologias, com intuito do posicionamento estratigráfico e de identificação dos eventos tectonotermiais. Além do que, a determinação das idades de cristalização desses protólitos responderá se essas rochas representam parte do embasamento Paleoproterozóico do Orógeno Ribeira, visto que a comparação geoquímica aponta uma possível correlação destas litologias com o Complexo Juiz de Fora.

Contudo, e como já foi dito anteriormente, esses ortogranulitos/ortognaisses estão posicionados na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Dayan & Keller, 1989). Mas ainda assim, se observam relações de campo que sugerem que o litotipo félsico seja mais novo que o máfico (discutido no capítulo IV), e foi partindo dessa relação de campo que se tentou embasar o estudo geocronológico, coletando amostras do litotipo mais novo e do mais antigo.

6.1 - Amostra TR-JEF-01C1

Para essa amostra foram selecionados e montados 41 grãos de zircão, dentre esses, 6 são pontas de prismas, que foram selecionados com intuito de averiguar eventos metamórficos. No total foram analisados 15 grãos sendo 4 mistos com análise realizada no centro e na borda dos cristais.

Todos os grãos são da fração diamagnética. Os grãos não são de boa qualidade, apresentam algumas fraturas e até mesmo algumas inclusões, o que poderia resultar numa má qualidade dos resultados, entretanto, a alta resolução espacial do feixe de laser (a 40 μ m de diâmetro) possibilita uma análise precisa dos setores mais preservados do grão. Seus hábitos variam de bipiramidais, lenticulares, equidimensionais e subédricos com tamanho variando de 100 a 200 μ m. Os grãos que foram analisados podem ser visualizados na foto 6.1.

Dos grãos selecionados para análise, 3 são de uma montagem anterior que foram aproveitados, como se observa na foto 6.1b. Um detalhe dos grãos que foram selecionados para análise e que pode ser visto na foto 6.1, é que eles não apresentam um núcleo preservado, pelos menos não em evidência, o que não significa que esses grãos não tenham idades de metamorfismo registradas.

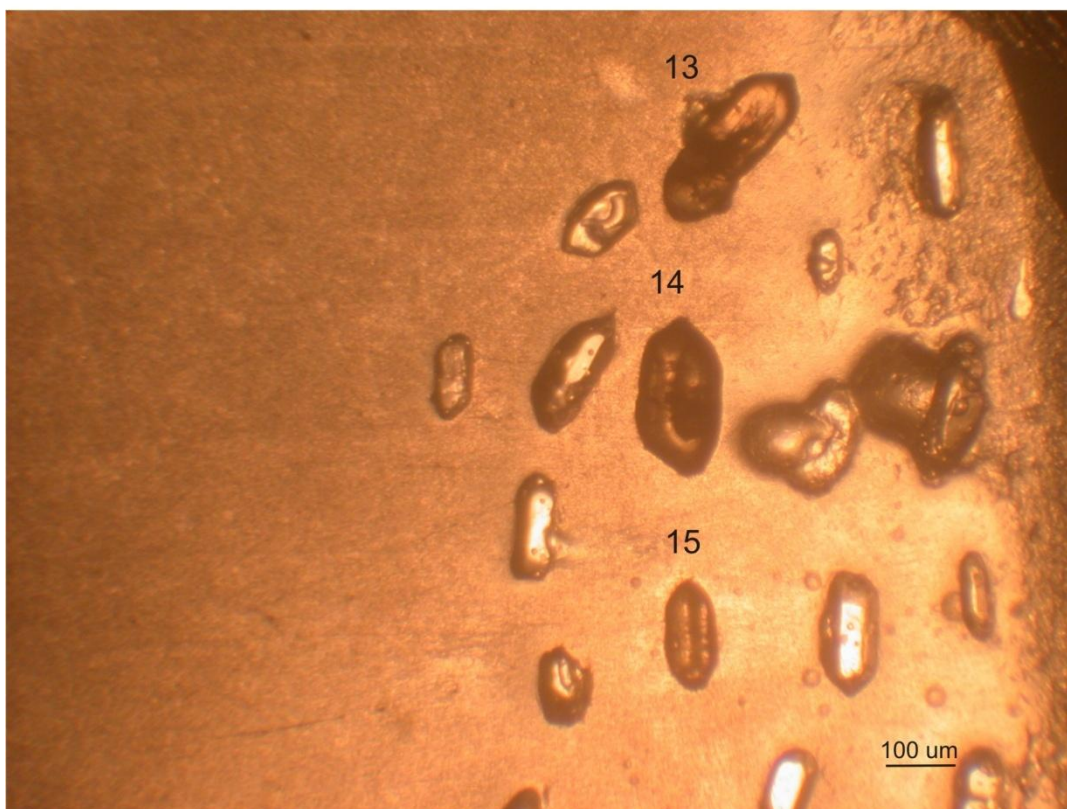
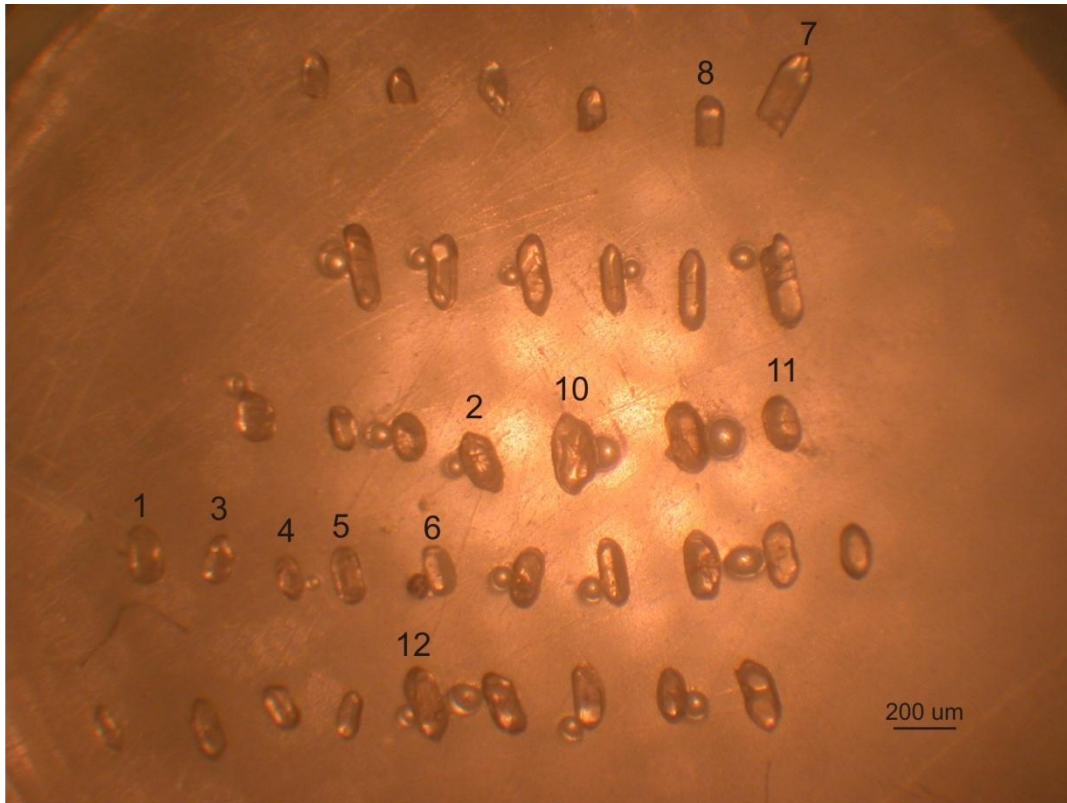


Foto 6.1 – Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra TR-JEF-01C1. A foto 6.1b mostra grãos de uma montagem anterior que foram aproveitados, os outros grãos foram perdidos no polimento.

6.1.1 - Resultados obtidos

Na análise foram utilizadas todas as famílias de zircão, incluindo as pontas de prismas e centro de alguns grãos, e o que se obteve para todos os grãos foram idades Paleoproterozóicas, que são interpretadas como sendo a idade de cristalização do protólito desse ortogranulito félsico. Em nenhum dos grãos analisados, mesmo nas pontas de prismas e na borda dos grãos, foram obtidas idades de eventos posteriores, como idades neoproterozóicas, que é o período em que é registrado o último evento tectônico que atuou sobre as litologias dessa região.

Os grãos analisados apresentam perda de chumbo e todos os grãos são discordantes, não sendo possível calcular uma discórdia porque todas as elipses estão agrupadas, como mostra a figura 6.1

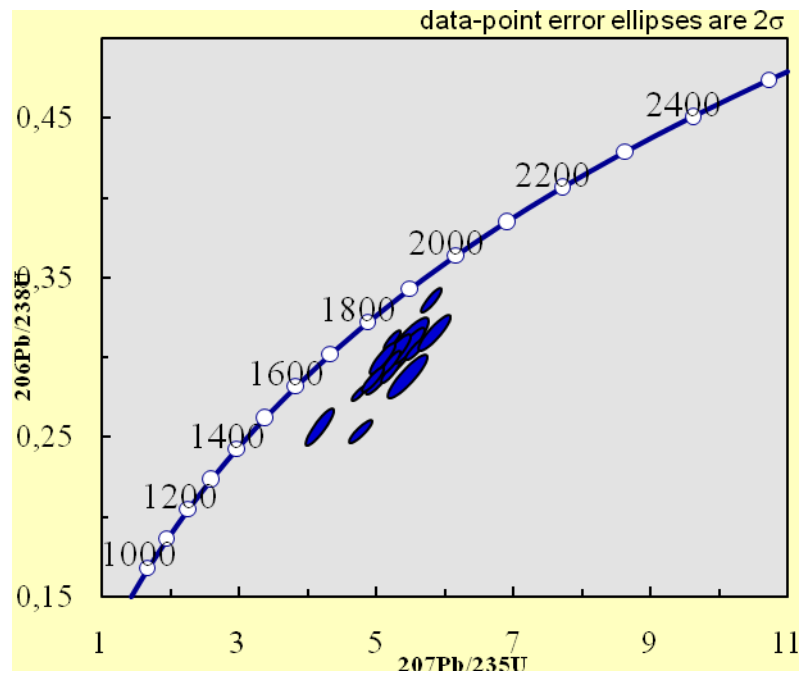


Figura 6.1 – Elipses dos grãos de zircão analisados da amostra TR-JEF-01C1, mostrando que os grãos são todos discordantes.

Mas não é descartada a possibilidade desses grãos possuírem idades de metamorfismo registradas. Talvez utilizando-se o método de catodoluminescência possa-se visualizar um sobrecrescimento metamórfico. Além disso, os grãos analisados apresentam perda de Pb provocado por algum evento geológico posterior à cristalização. Os dados obtidos são apresentados na tabela 6.1.

A análise dos resultados revela que as idades encontradas são Paleoproterozóicas, mesmo para aqueles grãos em que o *spot* foi posicionado na borda, como por exemplo, o grão Z1, para o qual não se obteve uma grande variação das razões e da idade no centro e na borda. A razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ é a que apresenta a maior margem de erro.

O zircão Z1, no centro do grão (idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2072,1 \pm 48,5$) foi o que apresentou maior margem de erro (2σ erro (%) = 2,8), já o menor erro foi obtido no grão Z4 com 2σ erro (%) igual 0,8 e idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ igual $2023,9 \pm 14,9$, onde o *spot* também foi posicionado no centro do grão. Os dois grãos são subédricos, sendo o grão Z4 mais límpido do que o grão Z1, e não possui fraturas (foto 6.2).

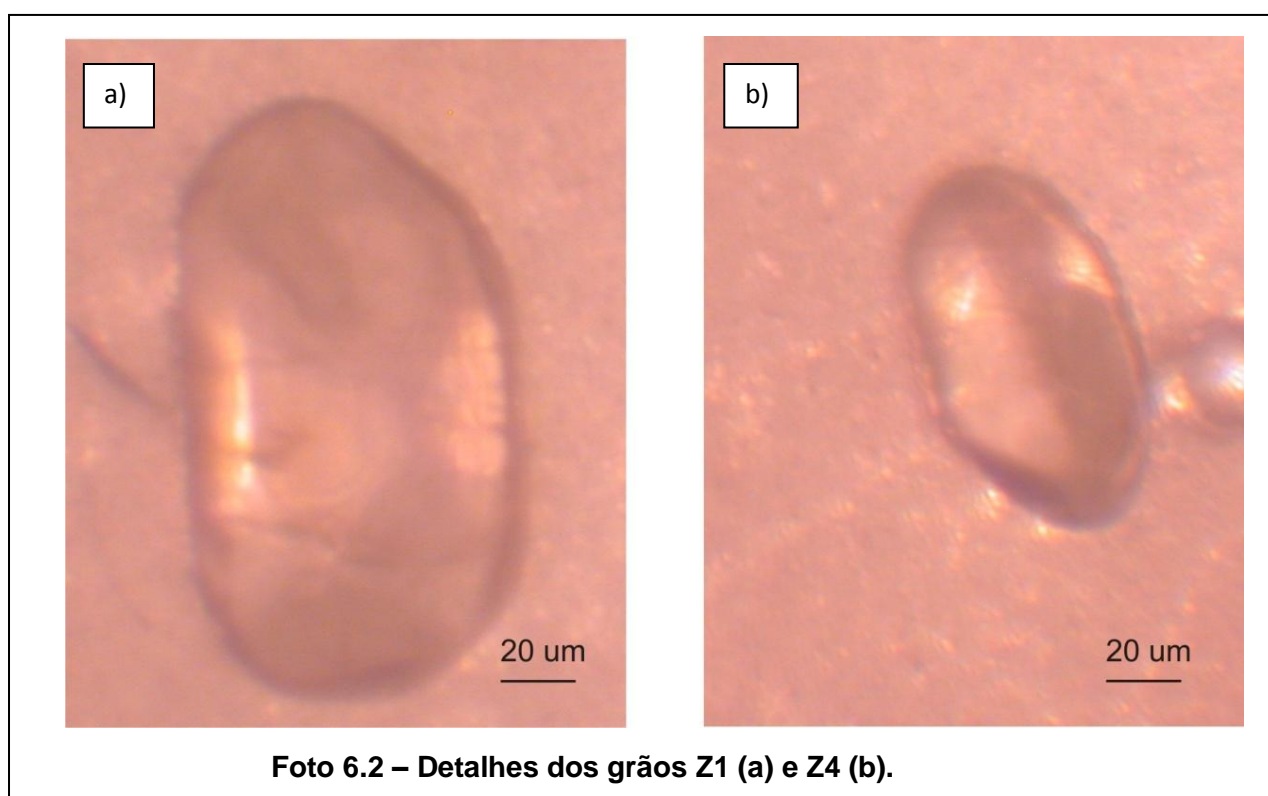


Tabela 6.1 – Resultados obtidos da análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircão do ortogranulito félsico do CJF da Região de Três Rios

Grão	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ erro (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ erro (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ erro (%)	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ idade (Ma)	2 σ erro	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Idade (Ma)	2 σ erro	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ idade (Ma)	2 σ erro
Z1, centro	0,1281	2,8	5,3744	6,1	0,3043	5,5	0,89	2072,1	±48,5	1880,8	±52,5	1712,4	±106,7
Z1, borda	0,1281	1,3	5,0346	2,8	0,2849	2,5	0,89	2072,7	±22,7	1825,2	±23,9	1616,2	±45,9
Z2, centro	0,1304	1,1	5,2267	2,3	0,2907	2,0	0,88	2103,1	±18,7	1857,0	±19,3	1645,2	±37,4
Z2, borda	0,1378	1,9	5,4733	4,3	0,2880	3,8	0,89	2199,9	±33,7	1896,4	±36,5	1631,7	±70,0
Z3	0,1295	1,6	5,4883	3,4	0,3074	3,0	0,88	2090,9	±27,3	1898,8	±28,9	1728,0	±58,9
Z4	0,1247	0,8	4,7708	1,7	0,2776	1,5	0,87	2023,9	±14,9	1779,8	±14,5	1579,1	±26,9
Z5	0,1330	1,0	5,5927	2,2	0,3050	1,9	0,88	2138,0	±17,9	1915,0	±18,6	1715,9	±37,3
Z6	0,1351	1,5	5,8687	3,2	0,3151	2,9	0,89	2165,0	±26,1	1956,6	±28,1	1765,8	±58,1
Z7	0,1222	1,0	5,2400	1,9	0,3110	1,6	0,86	1988,3	±17,0	1859,1	±16,1	1745,8	±32,5
Z8, borda	0,1247	1,1	5,0993	2,3	0,2966	2,0	0,88	2024,5	±19,7	1836,0	±19,6	1674,4	±38,6
Z8, centro	0,1238	0,9	5,1569	1,8	0,3021	1,6	0,86	2012,0	±16,3	1845,5	±15,5	1701,5	±30,6
Z9	0,1264	1,7	5,2750	3,6	0,3026	3,2	0,89	2049,1	±29,8	1864,8	±31,0	1704,0	±62,4
Z10,núcleo	0,1256	1,1	5,8091	2,2	0,3355	1,9	0,87	2037,1	±18,7	1947,8	±18,8	1864,8	±40,8
Z10, borda	0,1237	0,9	5,1494	1,9	0,3019	1,6	0,87	2010,3	±16,5	1844,3	±15,9	1700,8	±31,4
Z11	0,1280	1,1	5,2324	2,3	0,2965	2,0	0,88	2070,3	±19,3	1857,9	±19,4	1674,1	±37,9
Z12	0,1239	1,4	5,1063	3,0	0,2989	2,6	0,88	2013,1	±25,0	1837,2	±25,4	1685,9	±50,6
Z13	0,1184	1,9	4,1813	4,0	0,2562	3,6	0,89	1931,9	±33,3	1670,4	±33,0	1470,2	±58,8
Z14	0,1259	1,2	4,9636	2,5	0,2860	2,2	0,88	2041,1	±20,4	1813,1	±20,8	1621,5	±39,8
Z15	0,1371	1,3	4,7872	2,7	0,2532	2,4	0,89	<u>2191,1</u>	±21,7	1782,6	±22,7	1455,0	±39,1

6.2 - Amostra TR-JEF-01

Para o granulito máfico (TR-JEF-01) foram selecionados 23 grãos de zircão, sendo desses, 13 diamagnéticos e 10 paramagnéticos. No entanto, no processo de polimento alguns cristais foram perdidos, restando apenas 16, e desses 16 cristais todos foram analisados, nos centros e/ou nas bordas.

A escolha por grãos do *Frantz* final paramagnético foi necessária porque eram poucos os grãos de zircão na fração diamagnéticos, que era repleta de apatita. E como já era esperado, parte dos zircões na fração paramagnéticos apresentava inclusões de minerais opacos. Os zircões diamagnéticos são pardos e incolores, lenticulares a bipiramidais e com algumas fraturas, os paramagnéticos são mais fraturados e equidimensionais, como revela a foto 6.3.

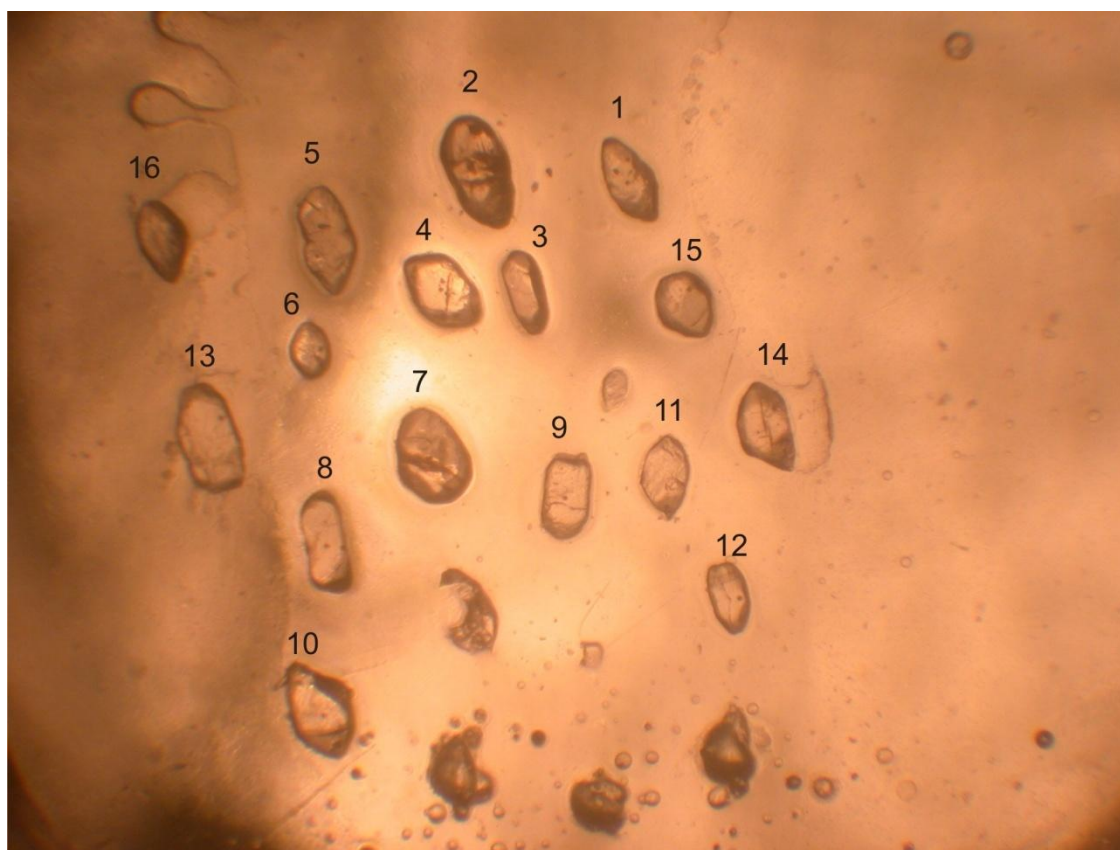


Foto 6.3 – Grãos de zircão da amostra TR-JEF-01 selecionados para análise U-Pb (LA-ICPMS).

6.2.1 - Resultados obtidos

Dos 16 grãos de zircão datados, 20 spots foram analisados. Como não foi possível calcular uma concórdia, utilizou-se a média (Weighted Average) das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Obteve-se, desta forma, as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 615.9 ± 6.4 Ma (MSWD = 1.2) e de 589.1 ± 5 Ma (MSWD = 1.4), como se vê nos diagramas apresentados nas Figuras 6.2a e b. As razões, as idades e os erros de cada grão são fornecidos na tabela 6.2, e são destacados os dois agrupamentos das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em cores amarela e verde, 589.1 ± 5 Ma e 615.9 ± 6.4 Ma, respectivamente.

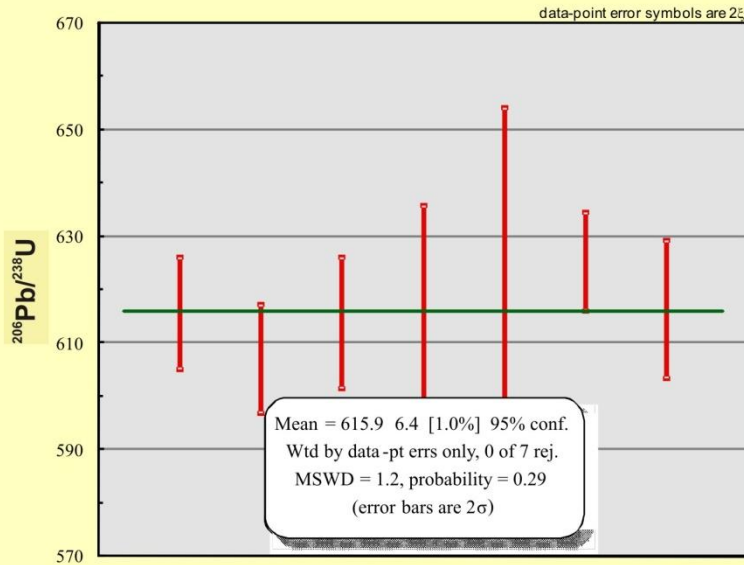


Figura 6.2a – Diagrama das médias das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age) de 7 spots analisados em zircões da amostra TR-JEF-01.

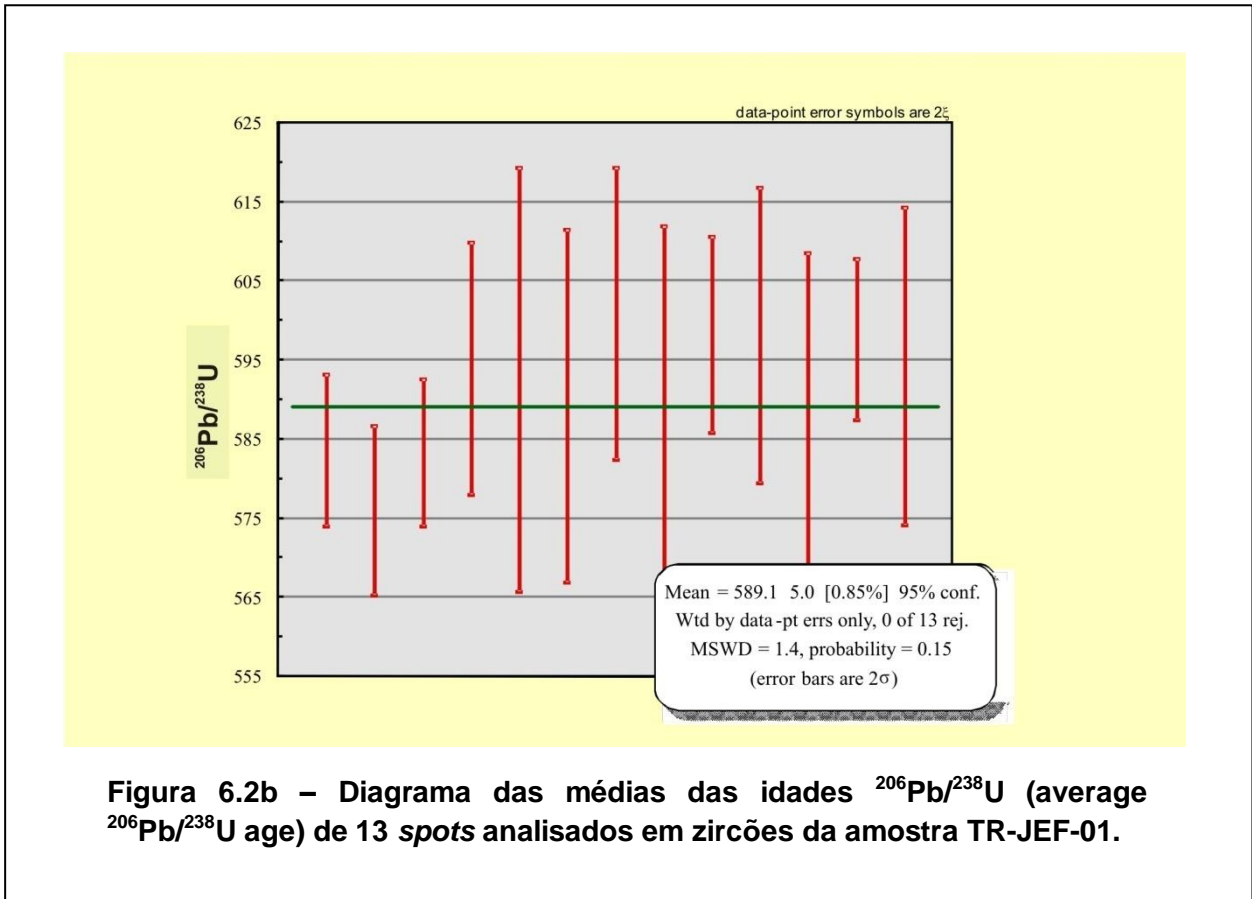


Figura 6.2b – Diagrama das médias das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age) de 13 spots analisados em zircões da amostra TR-JEF-01.

Vale ressaltar, que não existe relação entre os dois agrupamentos de idades com o fato de eles serem para ou diamagnéticos ou com análises de núcleos e bordas dos grãos. O grão Z7 e Z2 (paramagnéticos), que são os que mais possuem fraturas (Foto 6.3), estão em diferentes agrupamentos. Nos dois agrupamentos foram analisados cristais mistos de zircão (Z1, Z8 e Z10), tabela 6.2.

Tabela 6.2 – Resultados obtidos da análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircão do ortogranulito máfico do CJF da Região de Três Rios

Grão	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ erro (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ erro (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ erro (%)	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ idade (Ma)	2 σ erro	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Idade (Ma)	2 σ erro	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ idade (Ma)	2 σ erro
Z1, borda	0,0590	1,0	0,7706	1,9	0,0948	1,6	0,86	566,0	±20,9	580,1	±8,4	583,7	±10,0
Z1, centro	0,0601	1,0	0,7752	2,1	0,0935	1,9	0,88	609,0	±22,3	582,8	±9,5	576,0	±11,2
Z2	0,060	0,9	0,7842	1,8	0,0947	1,6	0,87	605,3	±19,3	587,9	±8,1	583,4	±9,7
Z3	0,0599	1,4	0,7975	3,0	0,0965	2,7	0,89	600,8	±30,3	595,4	±13,6	594,0	±16,7
Z4, borda	0,0583	1,1	0,7746	4,7	0,0963	4,5	0,97	542,7	±24,2	582,4	±20,7	592,6	±28,0
Z4, centro	0,0585	1,0	0,7722	3,9	0,0957	3,8	0,97	548,8	±21,0	581,0	±17,2	589,3	±23,3
Z5	0,0589	0,9	0,7935	3,2	0,0977	3,1	0,96	563,6	±18,6	593,2	±14,3	600,9	±19,3
Z6	0,0594	1,9	0,7820	4,5	0,0955	4,0	0,90	580,6	±42,1	586,6	±20,0	588,1	±24,9
Z7	0,0583	0,8	0,8053	1,9	0,1002	1,7	0,91	540,8	±17,4	599,8	±8,6	615,5	±11,1
Z8, centro	0,0583	0,8	0,7940	1,9	0,0987	1,7	0,90	541,6	±17,4	593,4	±8,4	607,1	±10,7
Z8, borda	0,0590	1,0	0,8130	2,2	0,0999	2,0	0,90	568,5	±21,3	604,2	±10,2	613,7	±13,0
Z9	0,0589	1,0	0,7894	2,3	0,0972	2,1	0,90	562,5	±22,1	590,8	±10,3	598,2	±13,0
Z10,núcleo	0,0582	1,2	0,7796	3,4	0,0972	3,1	0,93	535,4	±27,1	585,3	±14,9	598,2	±19,5
Z10, borda	0,0591	1,2	0,7781	3,8	0,0954	3,6	0,95	571,6	±26,7	584,4	±16,7	587,7	±21,8
Z11	0,0608	1,2	0,8340	4,2	0,0994	4,1	0,96	633,2	±25,9	615,8	±19,5	611,1	±25,9
Z12	0,0591	2,2	0,8197	6,3	0,1005	5,9	0,94	572,0	±47,4	607,9	±28,9	617,5	±38,3
Z13	0,0585	0,8	0,8213	1,7	0,1019	1,5	0,87	548,0	±18,4	608,8	±7,9	625,3	±9,8
Z14	0,0592	1,1	0,8187	2,4	0,1003	2,1	0,88	573,9	±24,6	607,3	±10,9	616,3	±13,6
Z15	0,0587	1,0	0,7869	1,9	0,0971	1,7	0,87	557,7	±20,9	589,4	±8,7	597,7	±10,6
Z16	0,0599	1,8	0,7974	3,8	0,0966	3,4	0,89	599,4	±38,1	595,3	±17,1	594,3	±21,0

6.3 - Discussão dos Dados Obtidos

Como dito anteriormente, acredita-se que o ortogranulito máfico seja mais antigo que litotipo félsico pelas relações encontradas em campo, mas as idades obtidas pela análise U-Pb por LA-ICPMS para este último conjunto foram neoproterozóicas, tanto nas bordas quanto nos centros dos cristais.

Então surgiu a seguinte dúvida. Serão esses zircões metamórficos ou ígneos? Se forem ígneos, a deformação então deve ter invertido as relações de campo entre o litotipos, mas se metamórficos, estaria condizente com relações de campo e também com estudo geoquímico realizado nesta dissertação que atesta correlação entre o litotipo máfico analisado com a série toleítica do CJF de Duarte (1998). Para a associação litológica toleítica do CJF é atribuída à idade de 2,4 Ga (Heilbron *et al.*, 2001).

Entretanto, numa interpretação geológica, deve-se considerar todos os conjuntos de dados que se dispõe, ou seja, deve-se levar em consideração principalmente as relações encontradas em campo, e também os resultados litogeoquímicos que foram obtidos. Assim, tendo em mãos esses conjuntos de informações, parece ser mais poderante aceitar as idades obtidas para a amostra TR-JEF-01 (ortogranulito máfico da série toleítica) como idades de metamorfismo. Corroborando esta interpretação, está o granulito de composição felsica calcialcalino (TR-JEF-01C1), o qual se obteve, nesta dissertação, a idade de aproximadamente 2,1 Ga, revelando que existe no conjunto estudado na região de Três Rios litologias de idade Paleoproterozóica, correlacionável ao conjunto cálcioalcalino do Complexo Juiz de Fora de idade 2,1 Ga (Heilbron *et al.*, 2001).

Mas é claro que não pode ser descartada a hipótese dessa idade brasileira ter sido datada em zircões ígneos. Assim, são sugeridos outros estudos geocronológicos para o conjunto toleítico dessa localidade e, que novas análises forneçam a razão U-Th, que será uma ferramenta para auxiliar na distinção entre zircões ígneos ou metamórficos, visto a possibilidade de se deparar novamente com idades Neoproterozóicas.

Contudo, baseando-se na idade obtida pela análise U-Pb da amostras TR-JEF01C1 (ortogranulito félsico), na qual se obteve idade Paleoproterozóica, e em

conjunto com os resultados litogeoquímicos, que mostraram que as rochas dessa dissertação têm relação com as rochas do CJF de Duarte (*op cit*) e Dios (*op cit*), é que se propõe que esses ortogranulitos/ortognaisses da região de Três Rios (RJ) sejam partes do embasamento paleoproterozóico do Orógeno Ribeira, o Complexo Juiz de Fora.

Capítulo VII

7 – Geoquímica Isotópica de Nd

Outra ferramenta usada nesse trabalho para estudar os ortogranulitos/ortognaisses na região de Três Rios, RJ foi a utilização de dados isotópicos Sm-Nd. As análises isotópicas Sm-Nd foram realizadas nos dois litotipos analisados pelo método U-Pb, as amostras TR-JEF-01 E TR-JEF-01C1, e em mais um ortogranulito félsico (TR-JEF-01A), que foi coletado no mesmo ponto.

O objetivo deste estudo foi dar início ao estudo de geoquímica isotópica do conjunto estudado para auxiliar na determinação de sua gênese e evolução.

7.1 – Geoquímica do sistema isotópico Sm-Nd

O Samário e o Neodímio pertencem ao grupo dos Elementos Terras Raras (ETR), que são elementos caracterizados por possuírem propriedades físicas e químicas semelhantes devido a sua configuração eletrônica, que os diferencia apenas no orbital “f”, sendo que os dois elementos formam cátions trivalentes. O fato de essas propriedades químicas serem muito similares, resultam em razões Sm/Nd em minerais e rochas terrestres variando somente entre 0,1 e 0,5. Geralmente não ocorrem valores de razões Sm/Nd fora desses limites, ou seja, não ocorre extensiva separação entre Sm e Nd em nenhum processo geológico

No geral, todos os ETRs são considerados incompatíveis, mas no caso do Sm e o Nd existe uma diferença no raio iônico ($\text{Sm}^{3+} = 1,04\text{A}$ e o $\text{Nd}^{3+} = 1,08\text{A}$) que é fundamental para o entendimento do método. O Neodímio, por ter maior raio iônico, tende, num processo de fusão parcial do manto, a ser mais incompatível do que o Sm. Isto faz com que a razão Sm/Nd seja menor nas rochas mais evoluídas por processo de cristalização fracionada em relação às rochas menos evoluídas. Assim, a razão Sm/Nd diminui das rochas básicas para ácidas (Faure, 1986). A tabela 7.1 mostra os teores médios de alguns litotipos (retirados de Faure, 1986).

Tabela 7.1 – Concentrações médias de Samário e Neodímio em materiais geológicos terrestres (Faure, 1986).

Rochas	Sm	Nd	Sm/Nd
Rochas plutônicas			
Piroxênio	0,0025	0,0085	0,29
Gabro	1,78	7,53	0,236
Granodiorito	6,48	29,9	0,216
Granito	8,22	43,5	0,188
Rochas vulcânicas			
Toleíto (MORB)	3,30	10,3	0,320
Toleítos continentais	5,32	24,2	0,220
Basaltos alcalinos	8,07	41,5	0,194
Riolito	4,65	21,3	0,215

A elevada estabilidade química os credencia como um dos melhores pares geocronométricos, e o Neodímio, em particular, como um dos melhores traçadores isotópicos, pois a razão Sm/Nd, na escala de rocha total, não varia de forma significativa durante processos crustais, como fusão parcial, eventos metamórficos, diagênese e alterações hidrotermais. Apenas numa diferenciação manto-crosta haveria uma modificação da razão Sm/Nd (DePaolo, 1981).

7.2 – Evolução do Sistema Isotópico Sm/Nd na Terra e Idade Modelo.

A evolução isotópica do Nd na Terra é descrita em termos de um modelo chamado CHUR (Reservatório Condrito Uniforme) (DePaolo & Wasserburg 1976). Os meteoritos condríticos são tidos como objetos primitivos condensados a partir de uma nebulosa primordial e sofreram pouca ou nenhuma modificação posterior, como nos processos magmáticos e metamórficos terrestres. Este modelo assume que o Nd terrestre tem se desenvolvido em um reservatório uniforme cuja razão Sm/Nd é igual a dos meteoritos condríticos.

A abundância de ^{143}Nd e também da razão $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ da Terra tem aumentado, devido ao decaimento de ^{147}Sm para ^{143}Nd . A razão primordial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é conhecida através das análises de meteoritos (Faure, 1986). O ^{144}Nd é utilizado como isótopo de referência porque o número de átomos de ^{144}Nd em uma

unidade de peso de rocha ou mineral permanece invariável se o sistema permanecer fechado para Nd.

A determinação da idade modelo consiste na obtenção de ^{143}Nd e da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, em função do decaimento do ^{147}Sm , onde o ^{147}Sm decai para ^{143}Nd emitindo uma partícula alfa. O ^{147}Sm possui meia-vida de 106 Ga, o que faz com que o par Sm/Nd seja um excelente geocronômetro para determinar idades de rochas extraterrestres e convencionalmente a idade da Terra, pois com uma meia-vida dessa magnitude as variações na quantidade de ^{143}Nd formado a partir do ^{147}Sm são bastante pequenas.

Jacobsen & Wasserburg (1984) analisando 5 condritos e um meteorito acondrítico conhecido como Juvinas, propuseram como médias para as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, respectivamente 0,1967 e 0,511847. Com estes valores é possível então calcular a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR em qualquer tempo T no passado, através da equação (Wasserburg *et al.* 1981):

$$I_{\text{CHUR}}^T = I_{\text{CHUR}}^0 - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^0 \times (e^{\lambda T} - 1)$$

Onde, $I_{\text{CHUR}}^T = ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR em tempo T do passado;

$I_{\text{CHUR}}^0 = ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR no tempo presente (= 0,512638, normalizado para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$)

$$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^0 = \text{valor atual baseado na análise de meteorito} = 0,1967$$

As razões médias iniciais são valores derivados assumindo $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ para a normalização das razões medidas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, sendo que tanto o Sm quanto o Nd possuem 7 isótopos naturais estáveis.

Para se determinar se a razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para diferentes tipos de rocha é maior ou menor que o do CHUR em tempos apropriados, DePaolo & Wasserburg (1976), introduziram o parâmetro *Épsilon* (ϵ). O valor de ϵ_{Nd} positivo indica que as rochas foram derivadas do manto empobrecido (ou sólido residual), um valor negativo indica a origem a partir de uma fonte com razão Sm/Nd menor que o reservatório condrítico. Isto significa que tais rochas são derivadas ou assimilaram

rochas mais antigas. Para valor de ϵ_{Nd} igual a zero, a rocha teria sido derivada diretamente do reservatório Condritico.

Existem duas fontes as quais podem ser calculadas as idades modelo, o manto empobrecido e o Reservatório Condritico Uniforme. No primeiro caso pode ser identificado como idade T_{DM} e o no segundo como idade T_{CHUR} (DePaolo, 1981). Ainda existe um terceiro caso, que é identificado como idade T_{CR} , idade de residência crustal, mas essa idade é determinada para rochas sedimentares (O'Nions *et al.* 1983).

Uma idade modelo é determinada pelo cálculo do tempo quando uma amostra tem uma composição isotópica idêntica a de sua fonte. As idades modelo podem então ser obtidas pela determinação do tempo no passado quando $^{143}Nd/^{144}Nd$ da rocha é igual a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ do CHUR (T_{CHUR}) ou do manto depletado (T_{DM}), mas cada idade deve ser determinada em relação a curva de evolução de sua fonte. Porém, a idade obtida pelo modelo T_{CHUR} é interpretada como sendo característica do manto primitivo e caracterizada como a idade ideal e geologicamente impossível de ser obtida a partir de rochas encontradas na crosta terrestre.

As idades modelo de Nd, também conhecidas como idades modelo de manto depletado (T_{DM}), são algumas vezes referidas como idade de formação de crosta. Esta idade nunca deve ser confundida com idade de cristalização como referida na geocronologia.

7.3 - Resultados Obtidos

A análise isotópica Sm-Nd realizada para as amostras de composição ácida (TR-JEF-01A e TR-JEF-01C1) determinaram idades T_{DM} Paleoproterozóicas de aproximadamente 2,37 Ga para ambas. O valor de ϵ_{Nd} negativo indica que estas rochas são derivadas de um reservatório mais enriquecido que o reservatório condritico. Os resultados obtidos para a amostra máfica (TR-JEF-01) mostraram não ter valor geológico, pois as razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ e $^{147}Sm/^{144}Nd$ não se encaixam na curva de evolução do manto empobrecido. Os resultados são apresentados na tabela 7.2 e 7.3 e a figura 7.1 onde é apresentada a curva de evolução dos dois litotipos félsicos, segundo o manto depletado.

Tabela 7.2 – Resultados das análises Sm-Nd nos ortogranulitos de composição granodiorítica da série calcioalcalina de médio-K do CJF na região de Três Rios (RJ).

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{(0)}$	ϵ_{Nd} (2,1Ga)	T_{DM} (Ma)
TR-JEF-01A	6,3	39,38	0,09676	$0,5112 \pm 7$	-27,66	-0,71	2.371
TR-JEF-01C1	1,49	9,12	0,09865	$0,51125 \pm 21$	-27,08	-0,63	2.365

O valor de ϵ_{Nd} do litotipo básico foi calculado para a idade de 2,4 Ga, que é encontrada na literatura para o conjunto toleítico do Complexo Juiz de Fora (Heilbron *et al.*, 2001).

Tabela 7.3 – Resultados da análise Sm-Nd do ortogranulito de composição basáltica do CJF na região de Três Rios (RJ).

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{(0)}$	ϵ_{Nd} (2,4Ga)	T_{DM}
TR-JEF-01	1,76	6,15	0,17294	$0,51266 \pm 7$	+0,43	+7,81	—

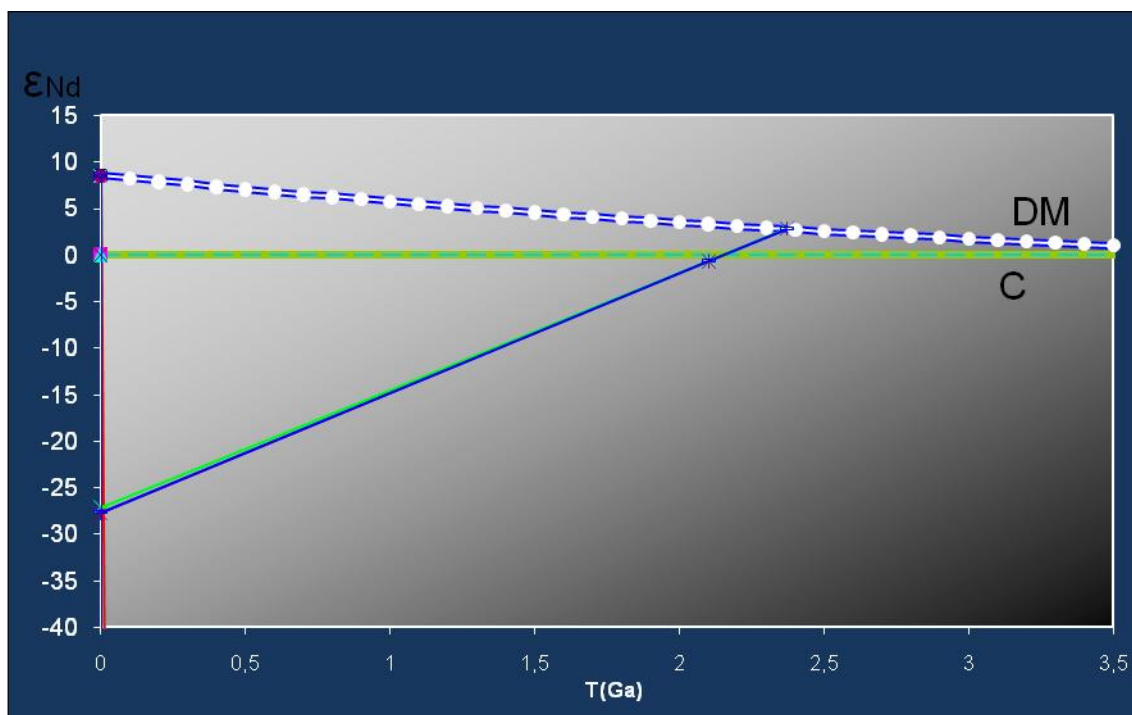


Figura 7.1 – Curva de evolução do manto depletado dos dois litotipos félsicos estudados do CJF da região de Três Rios.

7.4 – Discussão dos Resultados

A natureza da crosta juvenil para formação dos protólitos do ortogranulitos calcioalcalinos de médio-K da região de Três Rios é confirmada pela idade modelo de Nd ($T_{DM} = 2.37$ Ga), coerente com a idade de cristalização de ca. de 2.1 Ga obtida pelo método U-Pb em zircão para a mesma amostra. A idade modelo de Nd, no caso estudado, pode ser entendida como a idade que a crosta se separou do manto. Deve-se ter em mente que a idade modelo T_{DM} é uma estimativa, e deve ser considerada com cautela, especialmente considerando as incertezas de formação e de composição do manto no tempo de interesse, que se sabe ser um manto heterogêneo. Além do mais, assumir sempre que houve um estágio único de extração de crosta do manto é inconsistente com os multi-estágios que são importantes para gerar rochas de composição granítica, como as que estamos estudando.

O ϵ_{Nd}^t foi calculado utilizando a idade de cristalização (2.1 Ga), obtida nesta dissertação, e ajustando os valores isotópicos para o reservatório de manto

condrítico, segundo a planilha de cálculo de DePaolo (1981). O ϵ_{Nd}^t para os ortogranulitos calcioalcalinos de médio-K da região de Três Rios são de -0,63 a -0,71. Estes valores, fracamente negativos, indicam que a fonte do magma foi essencialmente de crosta juvenil.

Amostras com altos valores da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ produzem idades modelo de Nd não realísticas. Stern (2002) inferiu que amostras com $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \geq 0.165$ devem ser excluídas do cálculo. Desta forma, não foi calculada a idade modelo T_{DM} para a amostra TR-JEF-01 (ortogranulito básico toleítico) que apresenta razão de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,17294$. O valor de ϵ_{Nd} (+7,81) positivo do ortogranulito máfico calculada para a idade de 2,4 Ga (Heilbron *et al.*, 2001), indica que magmas básicos precursores foram gerados a partir do manto depletado.

7.5 – Determinação de Fonte a partir dos dados isotópicos de Sr e Nd.

Durante o processo de coleta dos elementos Sm e Nd, metodologia descrita no Capítulo 2 (item 2.4.2), há também a extração do Sr na coluna primária. Desta forma, os dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ também foram disponibilizados. As razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em conjunto com a interpretação litogeoquímica permitem inferir algumas características das fontes que geraram os protólitos dos ortogranulitos estudados.

É necessário esclarecer que o que se pretende realizar nesse estudo preliminar é determinar as características possíveis sobre a fonte da qual foram extraídos os magmas básicos toleíticos da região de estudo, utilizando as razões isotópicas que foram disponibilizadas através do processo de obtenção do Sm e do Nd. A geoquímica isotópica de Sr e Nd fornece parâmetros importantes na determinação de reservatórios mantélicos. Assim, o estudo será relativamente simples, não envolvendo estudo sobre contaminação crustal ou sobre a mistura de fontes mantélicas, que necessitariam de estudos de geoquímica isotópica do Pb e por modelamento quantitativo.

A razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, assim como as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, são utilizadas como uma importante ferramenta para estudo petrogenético na determinação do tipo de fonte. As razões isotópicas de um magma apresentam as mesmas características da fonte da qual foi diferenciado.

Tais razões isotópicas não são modificadas durante o processo de cristalização fracionada (equilíbrio cristal-líquido). Uma vez partindo deste princípio, podem-se determinar as fontes mantélicas e crustais (Rollinson, 1993; Wilson, 1991).

As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 3 tipos de fontes mantélicas (Zindler e Hart, 1986 e Hart, 1998) são apresentadas: DM = manto empobrecido; EM1 e EM2 = manto enriquecido 1 e 2. As características principais de cada reservatório mantélico são sumarizadas abaixo e na tabela 7.4.

- Manto empobrecido (DM) – é caracterizado por altas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Este é o componente mais importante na geração do MORB.
- Mantos enriquecidos EM1 e EM2 – o EM1 consiste da subducção da crosta oceânica e sedimentos marinhos pelágicos, em alguns casos, reside nas cabeças de plumas tais como, Tristão da Cunha e Hawaii. O EM2 é caracterizado por altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($>0,707$), e baixas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($<0,5127$)

Tabela 7.4 – Razões isotópicas de reservatórios mantélicos (Zindler e Hart, 1986 e Hart, 1988). Fonte Faure (1986).

Fonte	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
DM	0,7026	0,51315
EM1	0,7055	0,51235
EM2	$>0,707$	$<0,5127$

Os resultados obtidos estão apresentados na tabela 7.5. O conjunto investigado apresenta idade paleoproterozóica (2.4 Ga – Heilbron *et al.*, 2001). Desta forma, para fins de comparação e investigação das fontes envolvidas na geração dos magmas é necessário regredir os valores das razões obtidas para a época de cristalização dos protólitos. Este procedimento é utilizado pelos autores que investigam terrenos de idade semelhante (ex: Kullerud *et al.* 2006).

Tabela 7.5 – Valores das razões isotópicas iniciais de Sr e Nd recalculadas para 2,4Ga.

Amostra	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2,4Ga)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2,4Ga) (CHUR)	ϵ_{Nd} (2,4Ga)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,4 Ga)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2,4Ga) (CHUR)	ϵ_{Sr} (2,4Ga)
TR-JEF-01	0,512660	0,509923	0,5095	+7,81	0,706179	0,701648	0,7018	-1,6

7.6 – Discussão dos Resultados

Os valores das razões iniciais de Sr e Nd recalculados para 2,4 Ga plotados no diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ X $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as fontes mantélicas de Zindler e Hart (1986) mostram que o litotipo investigado plota no quadrante depletado (Figura 7.2). Os valores de ϵ_{Nd} e ϵ_{Sr} (2,4 Ga) para o ortogranulito básico são de (+7,8) e (-1,6), respectivamente. Estes parâmetros indicam que o magma básico toleítico, protólito do ortogranulito investigado, é derivado de uma fonte depletada. No entanto, a investigação litogeoquímica (Capítulo V) aponta para fonte do tipo E-MORB ($\text{La}/\text{Yb}_N > 1$). Outros parâmetros litogeoquímicos serão testados para investigar a natureza da fonte de MORB (E-MORB ou N-MORB).

A razão Sr/Rb é um parâmetro a considerar, sendo que a razão da amostra considerada é 25.8 e quando comparada com os valores encontrados na literatura aponta para um MORB de pluma (Wilson, 1991). A razão Sm/Nd também pode auxiliar nesse estudo, mas o valor da razão encontrada na rocha ($\text{Sm}/\text{Nd} = 0,28$) é próximo da razão de basaltos do tipo N-MORB (Tabela 7.6).

Tabela 7.6 – Abundancia da razão Sr/Rb para MORBs Normais e de Pluma. Fonte: Wilson (1991).

	N-MORB	P-MORB
Sr/Rb	127	23
Sm/Nd	0,32	—

Com esses resultados contrastantes, percebe-se que não é possível optar pelo tipo de fonte de MORB, o que leva a pensar em mistura de magmas. Mesmo não sendo realizado modelamento quantitativo, foi tentado averiguar essa hipótese por outros meios. Wilson (1991) sugere que a distribuição de amostras ao longo do gráfico La/Sm_N versus Zr/Nb (Figura 7.3) indica processos de mistura das duas fontes (P-MORB e N-MORB) na petrogênese de MORBs, o que influenciaria as características geoquímicas. Exemplos de contribuição de uma fonte mais enriquecida numa fonte de manto depletado, na geração de basaltos, são facilmente encontradas na literatura em estudos de geoquímica isotópica (Zindler e Hart, 1986).

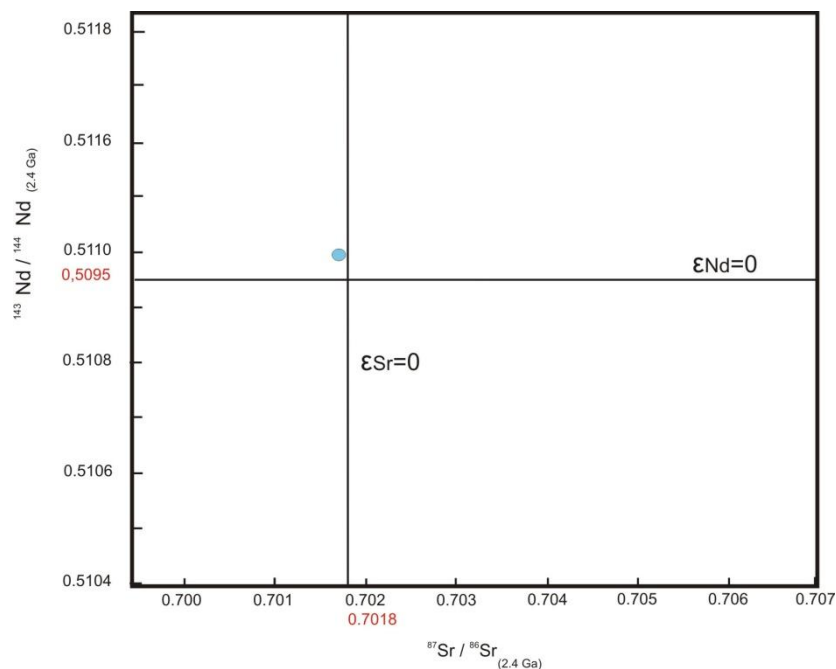


Figura 7.2 - Diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ X $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as fontes mantélicas de Zindler e Hart (1986). Legenda: ● - TR-JEF-01.

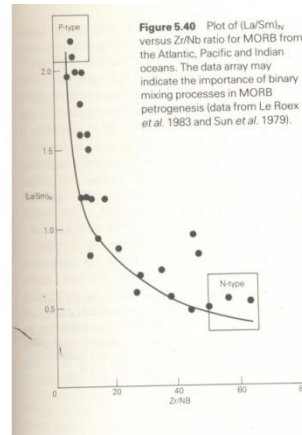
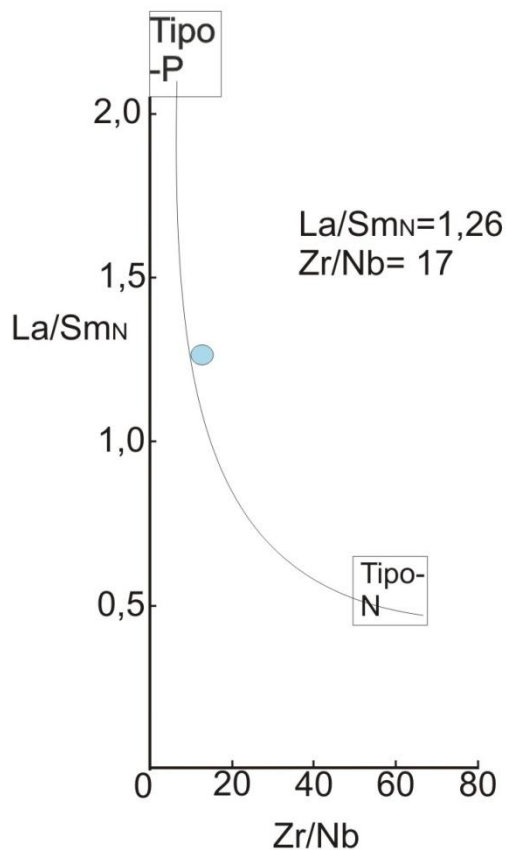


Figura 7.3 – a) Diagrama de La/Sm_N versus Zr/Nb indicativo de mistura de magma na geração dos MORBs; b) Exemplo do diagrama retirado da literatura, onde se podem observar amostras plotando ao longo da curva de mistura de fontes de MORBs tipo P e N. Fonte: Wilson (1991). Legenda : ● - Amostra TR-JEF-01.

O Manto Depletado é o componente mais importante na geração dos MORBs (Zindler e Hart, 1986). Esses autores também sugerem que MORBs com assinaturas isotópicas maiores resultam da inclusão de componentes relativamente enriquecidos na matriz de manto depletado (DM).

Zindler e Hart (1986) apontam para a possibilidade de o manto ser heterogêneo numa larga escala global. A escala de fusão e a taxa de magma produzido num segmento da cadeia meso-oceânica provavelmente afetariam a influência química do componente enriquecido se seus *solidus* estão mais baixo do que o DM. A influência química dos componentes também será diminuída por processos de geração magmática numa ampla câmara magmática, cenário que pode estar presente no modelo de *faster spreading ridges* (Allègre et al., 1984). Nesse contexto,

pode-se supor que algumas grandes variações geoquímicas entre MORBs podem resultar de variados estilos de geração de magmas.

Como a assinatura isotópica sugere geração dos protólitos dos ortogranulitos básicos toleíticos investigados nesta dissertação a partir de fontes depletadas, e as características geoquímicas apontam para uma fonte enriquecida, é proposto o modelo de rápida extensão de crosta oceânica (fast-spreading ridges – Allègre *et al.*, 1984) para geração destes magmas. Este cenário geodinâmico deve ser o esperado para o Paleoproterozóico. Nesta situação haveria suprimento do manto astenosférico para o manto empobrecido na geração de basaltos do tipo N-MORB, mas não o suficiente para modificar sua assinatura isotópica (Figura 7.4).

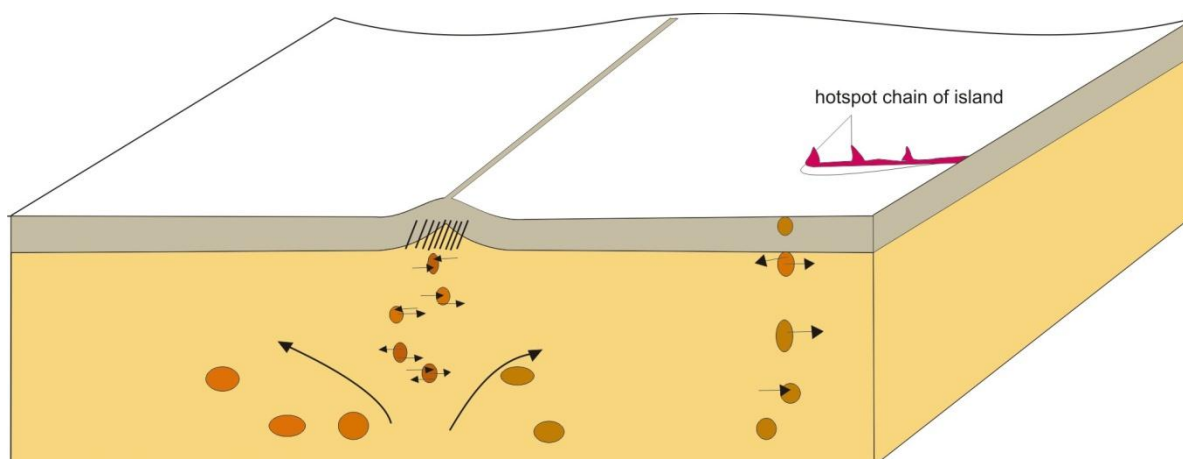


Figura 7.4 – Injeção de “blobs” do reservatório mantélico enriquecido abaixo da cadeia oceânica. Modelo: Fast-spreading regime (Allègre *et al.*, 1984). Fonte: Wilson (1991).

Considerando-se a dinâmica para geração de magmas e os parâmetros estudados acima, sugere-se que os magmas precursores dos ortogranulitos básicos toleíticos do Complexo Juiz de Fora foram gerados em ambiente extensional de fundo oceânico a ca. de 2,4 Ga, tendo sido extraídos de um reservatório de manto depletado com contribuição de componentes de manto enriquecido.

Capítulo VIII

8 – Considerações Finais

O estudo realizado englobando as ferramentas petrografia, litogeoquímica, geocronologia e geoquímica isotópica mostraram-se eficiente no cumprimento dos objetivos propostos, quais sejam: (i) produzir e interpretar dados de campo, petrográficos, litogeoquímicos e geocronológicos (U-Pb) e geoquímica isotópica de Nd e (ii) elaboração de um modelo de evolução petrológica para as rochas ortogranulíticas do Complexo Juiz de Fora, Domínio Tectônico Juiz de Fora Sul (Valladares *et al.*, 2008).

A petrografia indicou que a unidade estudada é composta por granitos, granodioritos, tonalitos e rochas de composição basáltica. As rochas possuem claros indícios de recristalização, como “ribbons” e matriz milonítica. Em todos os litotipos foram encontradas reações de retrometamorfismo.

O estudo litogeoquímico revelou que os ortogranulitos/ortognaisses da região de Três Rios (RJ), podem ser subdivididos em quatro séries magmáticas: uma cálcioalcalina de médio-K, subordinada, constituída por ortogranulitos/ortognaisses intermediários a ácidos de composição granítica a granodiorítica; uma cálcioalcalina de alto-K constituída de ortogranulitos/ortognaisses de composição álcali-feldspato granítica, quartzo-monzonítica e quartzo-monzodiorítica; uma toleítica constituída por ortogranulitos básicos, em sua maioria de composição basáltica, e, subordinadamente andesito-basáltica; e, uma série alcalina representada apenas por uma amostra de ortogranulito de composição basáltica.

O estudo litogeoquímico também permitiu a comparação com outros conjuntos litológicos relacionados ao Complexo Juiz de Fora, um ao norte/noroeste da área estudada, onde foi definido o Complexo (Oliveira 1983), na região de Juiz de Fora (MG), dados de Duarte (1998); e outro ao sul/sudoeste da área estudada, na região de Mangaratiba (RJ), estudado por Dios (1995). Esta comparação revelou que os ortogranulitos/ortognaisses da região de Três Rios, investigados nesta dissertação, apresentam correlação entre as associações definidas calcioalcalina e toleítica com aquelas estudadas por Duarte (1998) na região de Juiz de Fora (MG). Para aquelas

definidas por Dios (1995), na região de Mangaratiba (RJ), houve correlação apenas na associação calcioalcalina, mas, não houve correlação completa entre as associações toleíticas.

No estudo geocronológico pelo método U-Pb por LA-ICPMS em zircão, foi obtida idade de aproximadamente 2,1 Ga, interpretada como idade de cristalização do protólito do conjunto ortogranulítico calcioalcalino de médio-K, coerente com o intervalo de idade encontrado na literatura para o conjunto calcioalcalino, 2,14-2,07 Ga (Heilbron *et al.*, 2001; Heilbron *et al.*, 2004). Para o conjunto básico toleítico do tipo E-MORB ($La/Yb_N > 1$), foram obtidas duas idades neoproterozóicas, 615.9 ± 6.4 Ma e 589.1 ± 5 Ma, interpretadas como idades de metamorfismo relacionadas a Orogenia Neoproterozóica Brasileiro-Pan Africana.

Dados isotópicos de Nd permitiram determinar idades modelo de Nd para o conjunto calcioalcalino de médio-K. Foram obtidas idades T_{DM} de 2,37 Ga para ambos os litotipos ácidos analisados. Idades modelos de Nd semelhantes foram encontradas por Fischel *et al.*, 1998 (2,22 – 2,13 Ga) para o CJF na região de Rio Casca e Abre Campo (MG). Os valores de ϵ_{Nd} (-0,63 e -0,71) fracamente negativos, recalculados para $T=2,1$ Ga (idade de cristalização U-Pb em zircão obtida para os protólitos), indicam a existência de crosta continental juvenil. Para o conjunto toleítico não foi possível calcular a idade modelo T_{DM} dado ao alto valor da razão $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,17294$, obtido na amostra selecionada. O valor de ($\epsilon_{Nd}^t = +7,8$; $t = 2.4$ Ga), considerando a idade U-Pb em zircão de 2,4 Ga, obtida para o conjunto toleítico por Heilbron *et al.*, (2001), indica geração a partir de manto depletado.

O conjunto dos dados indica que os litotipos calcioalcalinos são rochas de arco vulcânico ou arco magmático juvenil gerado num evento tectônico Paleoproterozóico (Transamazônico), no intervalo de 2,2 a 2,1 Ga. Já o conjunto de dados obtidos para os litotipos toleíticos, incluindo dados isotópicos de Sr, indicam geração em ambiente de fundo oceânico (cadeia meso-oceânica) em regime de rápida extensão oceânica, sendo sua gênese relacionada a fontes mantélicas depletadas ($\epsilon_{Nd} = +7,8$ e $\epsilon_{Sr} = -1,6$) com contribuição do manto enriquecido ($La/Yb_N > 1$). A série alcalina apresenta características geoquímicas típica de basaltos intraplaca. Heilbron *et al.*, (2001;

2004) definiram uma série alcalina para o CJF, obtendo idade de 1,7 Ga (U-Pb em zircão).

Desta forma, os ortogranulitos/ortognaisses na região de Três Rios, posicionados na zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Dayan & Keller, 1989), formam um conjunto de rochas Paleoproterozóicas do embasamento do Órogeno Ribeira (Heilbron *et al.*, 2004), conhecido como Complexo Juiz de Fora (Oliveira 1983).

8.1 – Evolução Geológica para o Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios (RJ)

O Complexo Juiz de Fora está inserido no contexto geológico do Órogeno Ribeira, como parte do embasamento Paleoproterozóico (Heilbron *et al.*, 2004), que foi retrabalhado durante a Orogenia Neoproterozóica Brasileiro-Pan Africana, a qual resultou na formação da porção ocidental do Paleocontinente Gondwana (Almeida 1977; 1981).

Os dados adquiridos nessa dissertação em conjunto com os dados disponíveis na literatura permitiram propor o modelo evolutivo para o Complexo a seguir apresentado (Tabela 8.1):

- Implantação de um *rift* paleoproterozóico de idade 2,4 Ga em regime de rápido espraiamento oceânico, onde foram gerados basaltos toleíticos do tipo E-MORB, diferenciados a partir do manto empobrecido com “leve” contribuição do manto enriquecido.
- Desenvolvimento de um arco magmático juvenil Paleoproterozóico por volta de 2,1 Ga, durante o evento Transamazônico (2,2 – 1,8 Ga, Brito Neves, 2004) responsável pela geração de plútons cálcioalcalinos de composição granítica a tonalítica. Esse mesmo evento Transamazônico é responsável pela geração da paragênese de fácies granulítica (M0 – Duarte, 1998),

- Envolvimento na Orogenia Neoproterozóica Brasileiro-Pan Africana .
 - 1) O primeiro registro geocronológico relacionado a esta orogenia na região de Três Rios foi encontrado em zircões do ortogranulito básico em 615.9 ± 6.4 Ma (U-Pb em zircão, LA-ICPMS). Esta idade encontra-se dentro do intervalo de 645-605 Ma, relacionada ao evento referido como pré-M1 por Viana (2008). O segundo registro térmico foi obtido no ortogranulito básico toleítico nesta dissertação (LA-ICPMS, U-Pb em zircão= 589.1 ± 5 Ma) e relaciona-se ao metamorfismo M1 (estágio de colisão II do Órogeno Ribeira de Heilbron *et al.* 2004) tendo seu auge em aproximadamente 580 Ma (Machado *et al.*, 1996; Valladares, 1996). Na literatura esse evento é responsável pelo retrometamorfismo na paragênese de fácies granulito do Complexo Juiz de Fora (Heilbron *et al.*, 1995).
 - 2) Desenvolvimento da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul durante Estágio de colisão III, relacionado à amalgamação do Terreno Cabo Frio (Heilbron *et al.*, 2004). Segundo dados da literatura, esse estágio de colisão gerou um segundo pulso metamórfico no Órogeno Ribeira (Machado *et al.*, 1996) de idade entre 535 e 520 Ma, mas não foi encontrado nenhum registro geocronológico nas litologias estudadas. Registros metamórficos/deformacionais são evidentes com formação de milonitos e paragêneses retrometamórficas.

Tabela 8.1 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA PARA O COMPLEXO JUIZ DE FORA NA REGIÃO DE TRÊS RIOS (RJ) PROPOSTA NESTE TRABALHO

Coluna geológica		Idade	Magmatismo	Metamorfismo	Evento / Interpretação		
CAMBRIANO	505 Ma						
	570 Ma				Segundo pulso metamórfico regional (M2) relacionado à deformação D3+D4. Implantação da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul		
PROTEROZOICO	Neoproterozóico 650 Ma	Orogênese Brasileira	589.1 ± 5 Ma		Idade obtida no ortogranulito máfico (TR-JEF-01)	Pico metamórfico (M1) retrometamorfismo na paragênese de fácies granulito (M0)	
			615.9 ± 6.4 Ma		Idade mais antiga datada no ortogranulito máfico (TR-JEF-01)	Idades mais antigas (pré-M1) que o pico metamórfico regional (Viana, 2008).	
	Meso proterozóico						
	1,6 Ga Paleoproterozóico						
		1,7 Ga		Cristalização do protólito da rocha básica alcalina (Heilbron <i>et al.</i> , 2004)			
		Orogênese Transamazônica	2,14 - 2,17 Ga		Cristalização dos protólitos do ortogranulitos cálcioalcalinos de médio-K, do Complexo Juiz de Fora.	Metamorfismo de fácies granulito (M0 - Duarte, 1998)	Geração de corpos/ Implantação de um arco juvenil Transamazônico (TDM= granitóides cálcioalcalinos em eventos relacionados à Orogênese Transamazônica.
			2,4 Ga		Cristalização dos protólitos dos ortogranulitos da série toleítica (Heilbron <i>et al.</i> , 2001)		<i>faster spreading ridges</i>
	2,5 Ga						

Referências bibliográficas

- Allègre, C.J., B. Hamelin & B. Dupré 1984. Statistical analysis of isotopic ratios in MORB: the mantle blob cluster model and The convective regime of the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 71, 71-84.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton de São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7:349-364.
- Almeida, F.F.M. 1981. O Cráton de Paramirim e suas relações com o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1, Anais... 1981, Salvador, CBPM-SBG, p. 1-10.
- Almeida, F.F.M.; Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. 1973. The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazonas River. In: *The Ocean Basin and Margins* (Nairn & Stille, Eds.), 1:411-446, Plenum, New York.
- Almeida F.F.M. de. Hasui Y, Carneiro C.D.R. 1975. Lineamento de Além Paraíba. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, 47(3-4):575.
- Almeida J.C.H.de, Tupinambá M., Heilbron M., Trouw R.A.J. 1998. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, 1998. Anais..., Belo Horizonte, p. 32.
- Almeida J.C.H. de 2000. Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. Rio Claro, IGCE-UNESP, Tese Dout., 190 p.
- Barbosa, A.L.M. & Grossi Sad, J.H. 1983. Reinterpretação da "Séries" Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais... Belo Horizonte, SBG-MG, p.1-15.
- Batchelor, R.A.; Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43-55.
- Batista J.J. 1984. *Caracterização dos processos geológico-evolutivos pré-cambrianos na região de São Fidelis, norte do Estado do Rio de Janeiro*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 123 pp.
- Batista J.J. 1986. Processos geológico-evolutivos da porção setentrional do Cinturão Ribeira e na área estável adjacente. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Anais, v.2, p. 722-727.

- Brito Neves, B.B. 2004. A História dos Continentes – Trajetória e Tramas Tectônicas. Mantesso-Neto, Bartorelli, Dal Ré Carneiro e Brito-Neves (Eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, 123 – 149p.
- Boynton, W.R. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: HENDERSON, P. (ed). *Rare Earth Element Geochemistry*, pp.63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Cordani, U.G.; Melcher, G.C. & Almeida, F.F.M. de. 1967. Outline of Precambrian Geochronology of South America. *Canadian Journal of Earth Science*, 5:629-632.
- Cordani I, U.G.; Delhal, J.; Ledent, O. 1973. Orogeneses superposeés dans le Précambrien du Brésil sud-oriental (États du Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Rev. Bras. Geoc.*, 3(1):1-22.
- Cox, K.G.; Bell, J.D. & Pankhurst, R.T. 1979. The interpretation of the igneous rocks. Univ. Chicago Press. 450p.
- Dayan H., Keller J.V.A. 1989. A zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios (RJ): uma análise da deformação dada por algumas feições estruturais. *Rev. Bras. Geoc.*, 19(4):494-506.
- Delhal J., Ledent D., Cordani U. 1969. Âges Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de formations métamorphiques et granitique du Sud-Est du Brésil (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Ann. Soc. Geol. Belg.*, 92:271-283.
- DePaolo, D.J. & G.J. Wasserburg 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.* 3, 249 – 52.
- DePaolo, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53, 189 – 202.
- Dios, F.R.B. 1995. Geologia, petrologia e metamorfismo dos terrenos de alto grau da porção norte da Folha Mangaratiba (1:50.000). Rio de Janeiro 119p. (Tese de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro).
- Duarte B.P., Nogueira, J. R., Heilbron, M., Figueiredo M.C.H. 1994. Geologia da Região Juiz de Fora de Matias Barbosa (MG). In: SBG, Cong. Bras. Geol., 38. Comburui, Boletim de Resumos, 2:88-90.

- Duarte B.P., Figueiredo M.C.H., Campos Neto M.C., Heilbron M. 1997. Geochemistry of granulite facies orthogneisses of the Juiz de Fora Complex, central segment of the Ribeira Belt, southern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **27**(1):67-83.
- Duarte, B. P. 1998. Evolução tectônica dos ortogneisses do Complexo Juiz de Fora e Mantiqueira na região de Juiz de Fora. M.G.: Geologia, petrológica e geoquímica . Unpublished Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 280pp.
- Duarte B.P., Valente S.C. 1999. Modelamento petrogenético para as Rochas do Complexo Juiz de Fora, Setor Central da Faixa Ribeira. *In: SBGq, Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 5, Congr. Bras. Geol., 7, Porto Seguro, 1999. B. Res. Expand...*, Porto Seguro, p. 488-491.
- Duarte B.P., Heilbron M., Campos Neto M.C. 2000. Granulite/Charnockite from the Juiz de Fora Domain, Central Segment of the Brasiliano - Pan-African Ribeira Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(3):358-362.
- Duarte B.P., Heilbron M., Nogueira J.R., Tupinambá M., Eirado L.G., Valladares C., Almeida J.C.H., Guia C. 2003. Geologia das Folhas Juiz de Fora e Chiador. *In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coords). Projeto Sul de Minas - Etapa I: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, Belo Horizonte, v. 1, p. 153-258. (3 v., 822 p.+13 mapas em escala 1:100.000 e versão em CD-ROM).*
- Ebert, H. 1955. Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. Relatório Anual do Diretor. DNPM, DGM, p. 62-81, Rio de Janeiro.
- Ebert, H. 1957. A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Relatório Anual do Diretor. DNPM, DGM, 97-107, Rio de Janeiro.
- Ebert, H. 1968. Ocorrência de fácies granulítica no sul de Minas Gerais e regiões adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *Anais da Acad. Bras. Ciênc.*, 40(Supl.):215-229.
- Ebert, H. 1971. Os Paraíbides entre São João Del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraíbides e Araxaídes. *In: Cong. Bras. de Geol.*, 25, São Paulo, 1971. Boletim Especial, 1:177-178.
- Faure, G. *Principles of isotope geology*. New York: John Wiley & Sons, 1986. 590p.

- Figueiredo M.C.H. & Teixeira W. 1996. The Mantiqueira Metamorphic Complex, Eastern Minas Gerais State: preliminary geochronological and geochemical results. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(2): 223-246.
- Fischel, D. P.; Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Costa, A. G., Rosiere, C. A., 1998. Geology and Sm-Nd Isotopic data for the Mantiqueira and Juiz de Fora Complexes (Ribeira Belt) The Abrecampo-Manhaçú Region, Minas Gerais, Brazil. In: 14th. Intern. Conf. Bas. Tect. Brazil. Abstracts. P. 21-23.
- Floyd, P. A. 1976. Geochemical Variation in the Greenstones of SW England. *Journal of Petrology*, 17 (4): 522-545.
- Grossi Sad, J. H. & Barbosa, L. M. 1985. A origem dos charnockitos e rochas afins da região do médio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. *Contribuições à Petrologia e à Mineralogia*, SBG-Núcleo de Minas Gerais, 1985 p. 15-27
- Hart, S.R. 1988. Heterogeneous mantle domains: signature, genesis, and mixing chronologies. *Earth Planet. Sci. Letters* 90: 273-296.
- Heilbron M., Chrispim S.J., Simões L.S.A., Alves R.P. 1982. Geologia do Cabo dos Búzios. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, **54**(3): 553-562.
- Heilbron, M.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H & TUPINAMBÁ, M.. 1991. A Megassinforma do Rio Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. In: Simp. Geol. Sudeste, 2, São Paulo, 1991. Atas... São Paulo, SBG: SP, p. 519-527.
- Heilbron, M. 1993. Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas-MG - Barra do Piraí-RJ, setor central da Faixa Ribeira. Tese de Doutorado, IG/USP. 268p.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Valladares C.S., Machado N. 1995. A orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **25**(4):245-266.
- Heilbron, M. ;Machado, R.; Figueiredo, M.C (*in memorian*) 1997. Lithochemistry of paleoproterozoic orthogranulites from Rio Preto (MG)-Vassouras (RJ) region, Central Ribeira Belt, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **27** (1): 83-98.
- Heilbron, M.; Duarte, B. P.; & Nogueira, J.R. (1998). The Juiz de Fora Complex of the Central Ribeira Belt, SE Brazil: a Segment of Paleoproterozoic Granulite Crust Thrusted during the Panafrican Orogeny. *Journal of Gondwana Research. South Africa. Gondwana Research*, 1(3/4): 371-381.

- Heilbron M., Mohriak W.U., Valeriano C.M., Milani E.J., Almeida J., Tupinambá M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: W.U. Mohriak, M. Talwani (Eds). *Atlantic rifts and continental margins*. Washington, D.C., AGU, Geophysical Monograph 115, p. 1-32.
- Heilbron, M.; Machado, N., Duarte, B. P. 2001. Revealing the Paleoproterozoic Transamazonian orogen hiding in the Neoproterozoic Ribeira Belt, Se Brazil. In Geologic Association of Canada Annual Meeting, St. Johns, Newfoundland, Canada, Abstract, 26, 61.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, AC.; Campos Neto, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A J.; JANASI, V. 2004. A Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, Bartorelli, Dal Ré Carneiro e Brito-Neves (Eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, 203-234p.
- Heilbron, M. & Machado, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research* 125:87-112.
- Humphris, S. E.; Thompson, G.; Shilling, G. & Kingsley, R. A. 1985. Petrological and Geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge between 46°S and 32°S: influence of the Tristan da Cunha mantle plume. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 49: 1445-1464.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8:523-548.
- Jacobsen, S. B; Wasserburg, G. J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites. *Earth and Planetary Science Letters* (ISSN 0012-821X), vol. 67, no. 2, Feb. 1984, p. 137-150.
- Junho, M.C.B. 1993. Granitóides Brasileiros na região central do Estado do Rio de Janeiro-Geoquímica preliminar. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65:161-179.
- Kullerud, K., Skjerlie, K.P., Corfu, F., de la Rosa, J D. 2006. The 2.40 Ga Ringvassøy mafic dykes, West Troms Basement Complex, Norway: The concluding act of early Palaeoproterozoic continental breakup *Bull. Precambrian Research* 150 (2006) 183–200p.
- Le Maitre, R.W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford, 193 p.

- Machado Filho, L.; Ribeiro, M.W.; Gonzalez, S.R.; Schenini, C.A.; Santos Neto, A.; Palmeira, R.G.B.; Pires J.L. ; Teixeira, W. & Castro, H.E.F. de. 1983. In: Projeto RADAMBRASIL. Folhas SF-23/24, Rio de Janeiro/Vitória, 1.Geologia, Rio de Janeiro, MME , 27-304.
- Machado, N., Valladares, C. S., Heilbron, M., Valeriano, C.M., 1996. U-Pb geocronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*. 79, 347-361.
- Machado, R. & Demange, M. 1992. Granitogênese brasileira no estado do Rio de Janeiro: caracterização geoquímica, modelo geotectônico e considerações geológicas sobre o embasamento e a cobertura do Cinturão Ribeira na região. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, SBG., Boletim de Resumos Expandidos V. 1,379-380.
- Machado, R. 1997. Litogeoquímica e tectônica dos granitóides Neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência , 215p. Inédita.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoides. *Geological Society of American Bulletin*, 101: 635-643.
- Meschede, M.1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram, *Chemical Geology*, vol.56, pp.207-218.
- Middlemost, E.A.K. 1975. The basalt clan. *Earth Sci. Rev.* 11, 337 – 64.
- Middlemost, E.A.K. 1985. *Magmas and magmatic rocks*. ed. London, Longman press, 266p.
- Mullen, 1983. In: Pacciulo, F (1997) A Sequência Depositional Andrelândia – *Tese de Doutorado*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio e Janeiro, 263 p.
- Myashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. F. sci.* 274, 321 – 55.
- Nogueira J.R. 1994. Relações tectonoestruturais e metamórficas entre metassedimentos e ortognaisses em fácies granulito na região a sudoeste de Juiz de Fora, MG. Rio de Janeiro, IG-UFRJ, Dissert. Mestr., 151 p.
- Nogueira, J.R., Choudhuri, A. & Bello, R.M. 2004. Inclusões fluidas e caminhos P-T retrometamórficos em granulitos do Complexo Juiz de Fora. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4): 509-520. 2002

- Nogueira, J.R.; Trouw, R.A.J. 1993. Mapeamento geológico, escala 1:50.000, estruturas e metamorfismo de uma região a sudoeste de Juiz de Fora, MG. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 7, Anais..., p: 180-186.
- Oliveira, M. A. F. 1982. Bulk geochemistry of the Paraíba do Sul Granulitic Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 12(1-3):369-374.
- Oliveira, M. A. F. 1983. As rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul. *Rev. Bras. Geoc.*, 13(2):84-902.
- O.Nions R.K., Hamilton P.J., Hooker P.J. 1983. AND isotope investigation of sediments elated to crustal development in the British Isles. *Earth Planet. Sci.Letters*, 63:229-240.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R.1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.19, pp.290-300.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tidle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagramas for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4): 956-983.
- Penha, H.M.; Ferrari, A.L.; Ribeiro, A; Petagna, F.; Amador, E.S.; Junho, M.C.B. 1980. A geologia da Folha Petrópolis. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, Anais..., 5: 2965-2974.
- Penha, H.M. & Wiedemann, C.M. 1984. Granitóides da região central do Rio de Janeiro. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Rot. Excursões: 5433-5455.
- Pinto, C. P.. 1991. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil: Folha Lima Duarte. CPRM/MG. Texto Explicativo. 212 p.
- Pires F.R.M. ; Valença, J., Ribeiro, A,. 1982. Multistage generation of granite in Rio de Janeiro, Brazil, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 54 (3) 563-574.
- Pitcher W.S. 1983. Granite type and tectonic environment. In: K.J. Hsu (ed). *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, p. 19-40.
- Porto Jr, R. & Valente, S.C. (1988) As rochas granitóides do norte da Serra da Pedra Branca e suas relações com as encaixantes gnaissicas na região de Bangu, Rio de Janeiro, RJ. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anais..., v3: 1066-1079.
- Ragatky C.D., Tupinambá M., Marins G.S., Duarte B.P. 2003. Chemical characterization of metabasites from the Italva Group at the central Ribeira belt and its tectonic implications. In: SBG, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 9, *Boletim de Resumos*, p. 40-42.

- Reis A.P. & Mansur K. L. 1995. Sinopse Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Mapa Geológico 1:400.000. Niterói, DRM/RJ, 60 pp.
- Rollinson, H. *using geochemical data; evaluation, presentation, interpretation*. Longman, 1993. 352p.
- Schmitt R.S. 2000. Um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no domínio tectônico Cabo Frio, Faixa Ribeira - sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, IGUF RJ, Tese Dout., 273 p.
- Schmitt R.S., Pimentel M.M., Van Schmus W.R., Trouw R.A.J., Armstrong R.A. 2003. Marine Sedimentation related to the latest stages of Gondwana Assembly in the Ribeira Belt: New U/Pb data. *In: SBG, South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, 2003. Extended Abstracts...*, Salvador, Special Volume of Short Papers, p.294-297.
- Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R.; Pimentel, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133: 29-61.
- Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.59, pp.101-118.
- Silva W.G., Batista J.J., Thompson R. 1978. Texto explicativo da Folha Geológica Cambuci. Niterói, DRM/RJ.
- Silva L.C. da, Armstrong R., Noce C.M., Carneiro M.A., Pimentel M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C.A., Vieira V.S., Silva M.A., Paes J.C., Cardoso Filho J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP. Parte 2: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton do São Francisco Meridional. *Rev. Bras. Geoc.*, 32(4):513-528.
- Stern, R. J. 2002. Crustal evolution in the East African Orogen: a neodymium isotopic perspective. *Journal of African Earth Sciences* 34 109-117.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Lett.* 12:1-33.
- Trouw, R.A.J. 1992. Evolução tectônica ao sul do Cráton do São Francisco, baseada em análise metamórfica. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos*, 327-328.

- Tupinambá, M. 1999. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro. IG-USP Tese de Doutorado. 221 p. Inédita.
- Tupinambá M., Heilbron M., Oliveira A., Pereira A.J., Cunha E.R.S.P., Fernandes G.A., Ferreira J., Castilho G., Teixeira W. 1996. Complexo Rio Negro - uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 39, *Anais*, vol. 6, p. 104-106.
- Tupinambá, M.; Teixeira, W.; Heilbron, M. 2000. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, South-eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):7-11.
- Tupinambá, Miguel; Heilbron Mônica; Duarte, B. P. ; José Renato Nogueira; Claudia Valladares; Júlio Almeida ; Luiz Guilherme do Eirado Silva³ ; Medeiros, Silvia Regina de ; Clayton Guia de Almeida ; Alan Miranda ; Ragatky, Celia Diana ; Mendes, Julio Cezar; Ludka, Isabel Pereira . *Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuai*. Geonomos, 2007. ; ISSN/ISBN: 0104486.
- Valladares C.S. 1996. *Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul, no segmento central da Faixa Ribeira, com base em estudos de geoquímica e geocronologia U-Pb*. São Paulo, IGc-USP, Tese Dout., 147 p.
- Valladares, C.S.; HEILBRON, M.; MACHADO; N. & VALERIANO, C. 1997. Provenance of central Ribeira belt metasediments using $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon by laser - ablation. *Symp. Isot. Geol. Extended Abstracts*. P: 323-325.
- Valladares, C.S.; Machado, N.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P.; Heilbron M.; Gauthier G. 2001. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions of the Brasília belt, southern border of the São Francisco craton, Brazil: implications for the evolution of proterozoic basins. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 3, Pucon, Chile. CD-ROM Extended Abstracts, Servicio Nacional de Geología y Minería. p. 261-264.
- Valladares, C.S.; Machado, N.; Heilbron M.; Duarte, B. P.; Gauthier, G. 2008. sedimentary Provenance in the Central Ribeira Belt base don Laser-Ablation ICPMS $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Zircon Ages. *Gondwana Reserch*, 13: 516-526. ISSN: 1342-937X.
- Viana, S. M. 2008. *Evolução geológica do Terreno Paraíba do Sul, Orógeno Ribeira, Sudeste do Brasil, com base em estudos litogeoquímicos e de geocronologia U-Pb (LA-ICPMS)*. Tese de Doutorado, VIII, 230p., 29,7cm (Faculdade de Geologia - UERJ, DSc., Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, 2008).

Wasserburg, G.J., Jacobsen, S.B., DePaolo, D.J., McCulloch, M.T., Wen. T. 1981. Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundance in standard solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 45: 2311-2323.

Winchester, J.A. and Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, vol.20, pp.325-343.

Wilson M. 1991. *Igneous Petrogenesis*. A global tectonic approach. Londres, Unwin Hyman, 466p.

Zindler, A.; Hart, S. 1986. Chemical geodynamics. *Annual Reviews Earth Planetary Science*, v. 14, p. 493 – 571.

ANEXO I
TABELA DE PONTOS

Os códigos dos pontos referem-se: 1) As folhas topográficas 1:50000 (TR – Três Rios; PS – Paraíba do Sul) seguidas de JEF (Jefferson) e do nº do ponto; 2) JA – Júlio Almeida, seguido do nº do ponto (pontos de trabalhos regionais); 3) pontos referente à disciplina estágio de campo dois (ECII), seguidos do ano de estágio (1997 e 1998), nº do grupo e o nº do ponto.

Código do ponto	Coordenadas	Folha	Localização	Litotipos	Medidas	Descrição do ponto
TR-JEF-01	0688766 7554730	TR,1:500 00	BR 040, Km 19, próximo a ponte sobre o rio Paraíba do Sul	Granulitos máfico, intermediário e félsico	Sn: 163/85, 342/77; Ln: 70/06, 253/01	Corte de estrada
ECII-98-I-15	0698993 7558756	TR,1:500 00		Granulito félsico	Sn: 325/83	Afloramento numa barreira, muito intemperizada
JA-17	0662741 7540743	PS,1:500 00	BR 116, próximo a Andrade Pinto, abaixo da ponte	Granulitos máfico, intermediários e félsicos	Sn: 323/85; Ln: 229/14	Afloramento em laje, na beira do rio Paraíba do Sul
TR-JEF-03	0690154 7553449	TR,1:500 00	BR 040, pedreira do Alemão	Granulitos máficos, intermediários e félsicos	Sn: 150/87; Ln:242/08	Pedreira
TR-JEF-04	0693570 7555105	TR,1:500 00		Granulitos, máficos, intermediários e félsicos	Sn: 155/86 Ln: 68/02	Afloramento em laje, próximo ao rio Paraíba do Sul
ECII-97-I-10	0690112 7553298	TR,1:500 00		Granulitos máficos,		
ECII-97-III-11	0681550 7549667	TR,1:500 00		Granulitos máficos,		
ECII-98-IV-50	0694507 7557514	TR,1:500 00		Granulitos intermediário		
ECII-98-I-10	Entre as coordenadas 0695453/7557216 e 0696541/7558365	TR,1:500 00		Granulito intermediário		

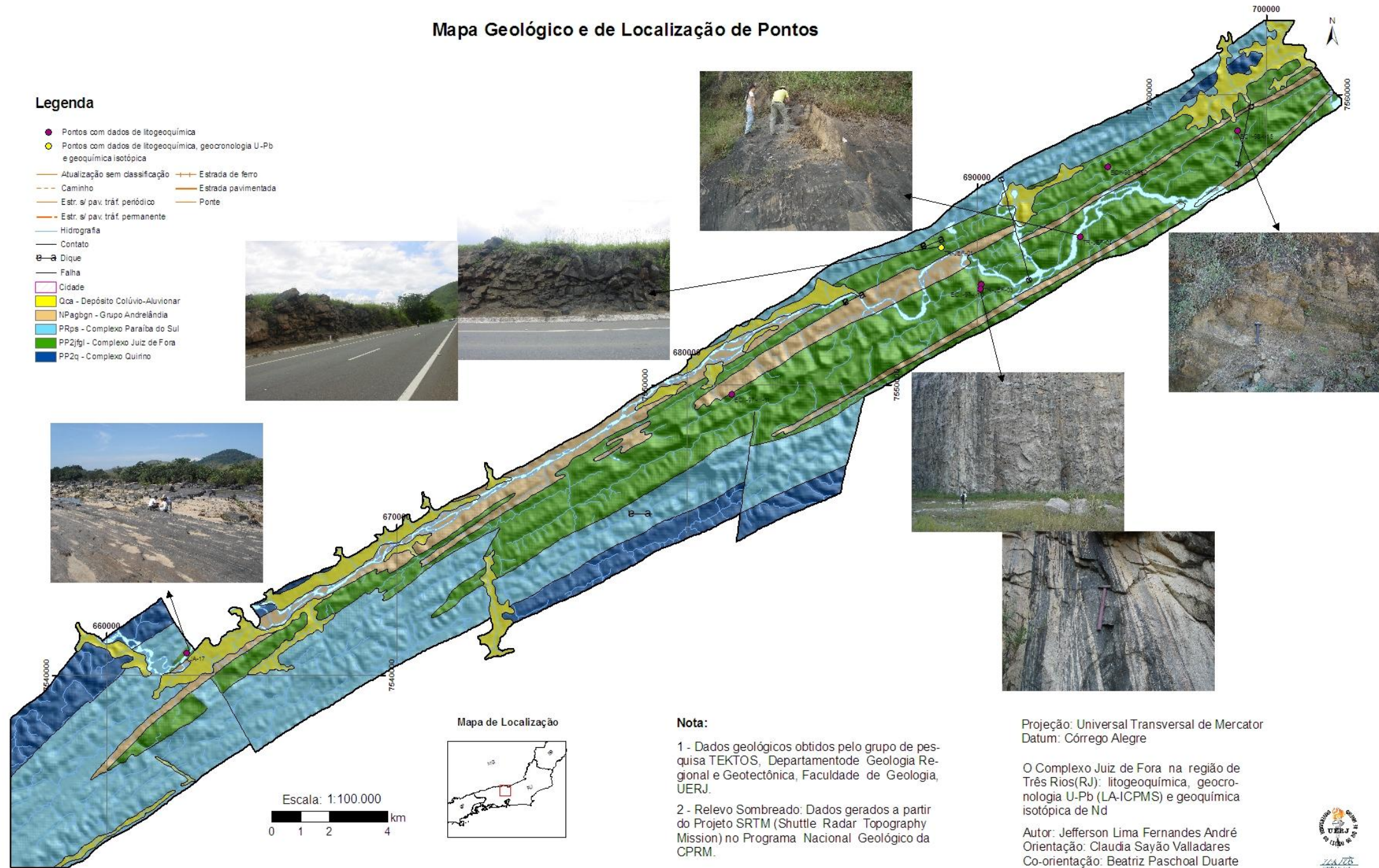
ANEXO II

MAPA GEOLÓGICO E DE LOCALIZAÇÃO DE PONTOS

Mapa Geológico e de Localização de Pontos

Legenda

- Pontos com dados de litogeoquímica
- Pontos com dados de litogeoquímica, geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica
- Atualização sem classificação
- Caminho
- Estr. s/ pav. tráf. periódico
- Estr. s/ pav. tráf. permanente
- Hidrografia
- Contato
- Dique
- Falha
- Cidade
- Qca - Depósito Colúvio-Aluvionar
- NPagbn - Grupo Andreilândia
- PRps - Complexo Paraíba do Sul
- PP2jfgl - Complexo Juiz de Fora
- PP2q - Complexo Quirino
- Estrada de ferro
- Estrada pavimentada
- Ponte



Nota:

- 1 - Dados geológicos obtidos pelo grupo de pesquisa TEKTOS, Departamento de Geologia Regional e Geotectônica, Faculdade de Geologia, UERJ.
- 2 - Relevo Sombreado: Dados gerados a partir do Projeto SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) no Programa Nacional Geológico da CPRM.

Projeção: Universal Transversal de Mercator
Datum: Córrego Alegre

O Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios(RJ): litogeoquímica, geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) e geoquímica isotópica de Nd

Autor: Jefferson Lima Fernandes André
Orientação: Claudia Sayão Valladares
Co-orientação: Beatriz Paschoal Duarte

Crédito de Geoprocessamento: Evânia Alves da Silva



Fevereiro/2009