

4 GEOCROLOGIA U-Pb e GEOQUIMICA ISOTÓPICA Sm-Nd

4.1 Introdução

As tabelas 3 e 4 apresentam os resultados analíticos da determinação de razões isotópicas U-Pb LA-ICP-MS obtidas nas populações de grãos de zircão provenientes de duas amostras de granitoides do Maciço Intrusivo Santa Clara. Já a tabela 5 apresenta os resultados obtidos através da análise de isótopos de Nd em rocha total de dez amostras de diversas fácies observadas na área de estudo. A descrição mais detalhada de ambos os métodos e seus procedimentos encontra-se no Anexo B – Procedimentos e Técnicas Analíticas.

4.2 Apresentação e Interpretação dos dados de U-Pb

4.2.1. Hornblenda-biotita granito porfirítico

No ponto SC-30 do mapeamento geológico, uma amostra de hornblenda-biotita granito (SC-30A) foi coletada e selecionada para datação U-Pb. Esta amostra, representante da fácies porfirítica do Maciço Intrusivo Santa Clara, possui granulação média a grossa e mineralogia que inclui quartzo, feldspato, biotita e hornblenda. Para uma descrição mais detalhada acerca da fácies porfirítica, vide a seção 3.3 desta dissertação.

Um total de 11 *spots* em 11 grãos foi realizado na amostra SC-30A. A figura 32 apresenta imagens de MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) dos grãos utilizados para datação; os resultados analíticos são apresentados na tabela 3 e representados na concórdia (Figura 32). A população de grãos de zircão compreende cristais pardos/incolores subédricos e prismáticos, com proporções comprimento/largura de 3:1. De maneira geral, os grãos apresentam-se intensamente fraturados e exibem diversas inclusões de apatita. No entanto, não são observados zoneamentos,

bordas de corrosão e nem arredondamento considerável. O “*spot*” (diâmetro do feixe de laser) utilizado nesta amostra foi de 30 μ m; a frequência foi de 10Hz e a energia de 82%.

Todas as análises desta amostra são concordantes, com valores entre 92% e 110% de concordância entre as razões. As análises exibem razões Th/U variando entre 0,3 e 0,6, valores associados a grãos de zircão derivados de rochas magmáticas félsicas a intermediárias. Os valores acima da concórdia podem representar remobilização de U ou simplesmente erros analíticos.

Do total de 11 grãos analisados, 6 foram utilizados com o objetivo de calcular as idades para esta fácies. Estes pontos definiram idades de 1075 \pm 16 Ma. Os grãos que foram utilizados para gerar o diagrama são aqueles em destaque na tabela 3. Os demais dados não foram utilizados porque produziam erros exagerados na concórdia.

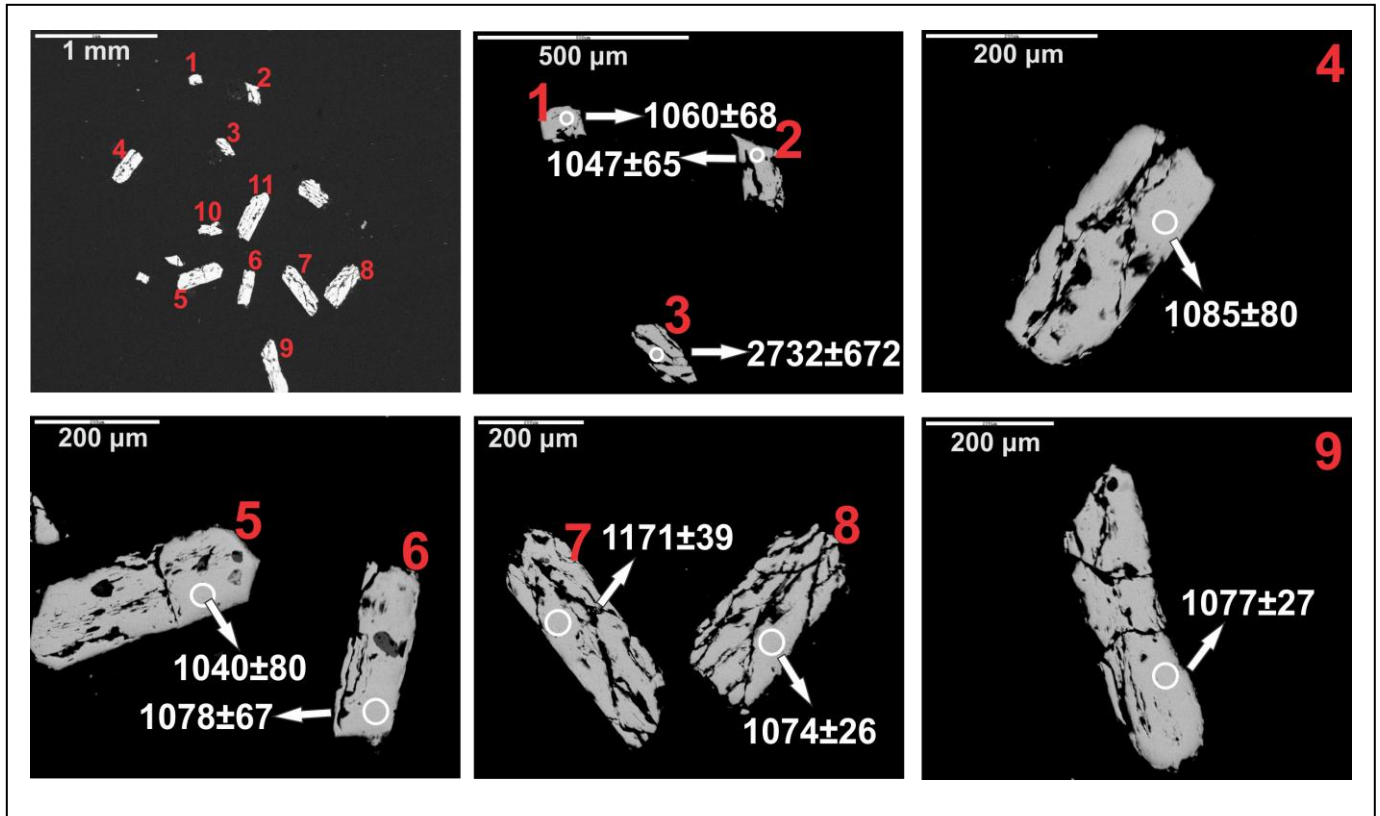


Figura 32 - Imagens de elétrons retro-espalhados para os grãos de zircão selecionados da amostra SC-30A. Os grãos 10 e 12 não possuem imagens de detalhe. Os valores nas fotos representam a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ com o erro (Ma) para cada *spot* analisado.

Tabela 3 - Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra SC-30A, obtidos no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. As linhas em destaque, na cor cinza, são dos grãos usados para construir o diagrama de concórdia.

Grão	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ erro (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ erro (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ erro (%)	χ^2	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ idade (Ma)	2 σ erro (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ idade (Ma)	2 σ erro (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ idade (Ma)	2 σ erro (Ma)	Concordância (%)
Z01	0,60	0,07469	3,5	1,92091	5,2	0,18652	3,8	0,74	1060,2	68,4	1088,4	33,9	1102,5	38,5	103,99
Z02	0,53	0,07422	3,3	1,78920	5,0	0,17483	3,8	0,75	1047,6	65,7	1041,5	32,3	1038,7	36,2	98,30
Z03	0,46	0,18892	52,2	13,75141	69,6	0,52793	45,9	0,66	2732,8	671,8	2732,7	507,7	2732,7	950,7	98,30
Z04	0,40	0,07561	4,1	1,90299	5,9	0,18253	4,3	0,73	1084,8	79,7	1082,1	38,7	1080,8	42,7	98,35
Z05	0,48	0,07394	4,1	1,92541	6,0	0,18886	4,4	0,73	1039,8	80,1	1089,9	39,3	1115,2	45,0	107,25
Z06	0,45	0,07535	3,4	1,85149	5,1	0,17822	3,7	0,74	1077,7	67,0	1064,0	32,8	1057,3	36,3	97,17
Z07	0,39	0,07894	2,0	1,98792	2,6	0,18264	1,7	0,64	1170,7	39,2	1111,4	17,4	1081,4	16,5	91,82
Z08	0,46	0,07521	1,3	2,09395	8,0	0,20193	7,9	0,99	1074,0	26,5	1146,8	53,9	1185,7	85,4	110,39
Z09	0,55	0,07531	1,4	2,01406	2,6	0,19397	2,2	0,85	1076,7	27,5	1120,3	17,4	1142,8	22,9	105,77
Z10	0,39	0,07924	3,6	2,21329	7,7	0,20258	6,8	0,88	1178,1	70,0	1185,3	52,5	1189,2	73,4	99,64
Z12	0,32	0,07545	2,1	1,98154	9,5	0,19049	9,2	0,97	1080,4	41,7	1109,2	62,0	1124,0	94,6	104,04

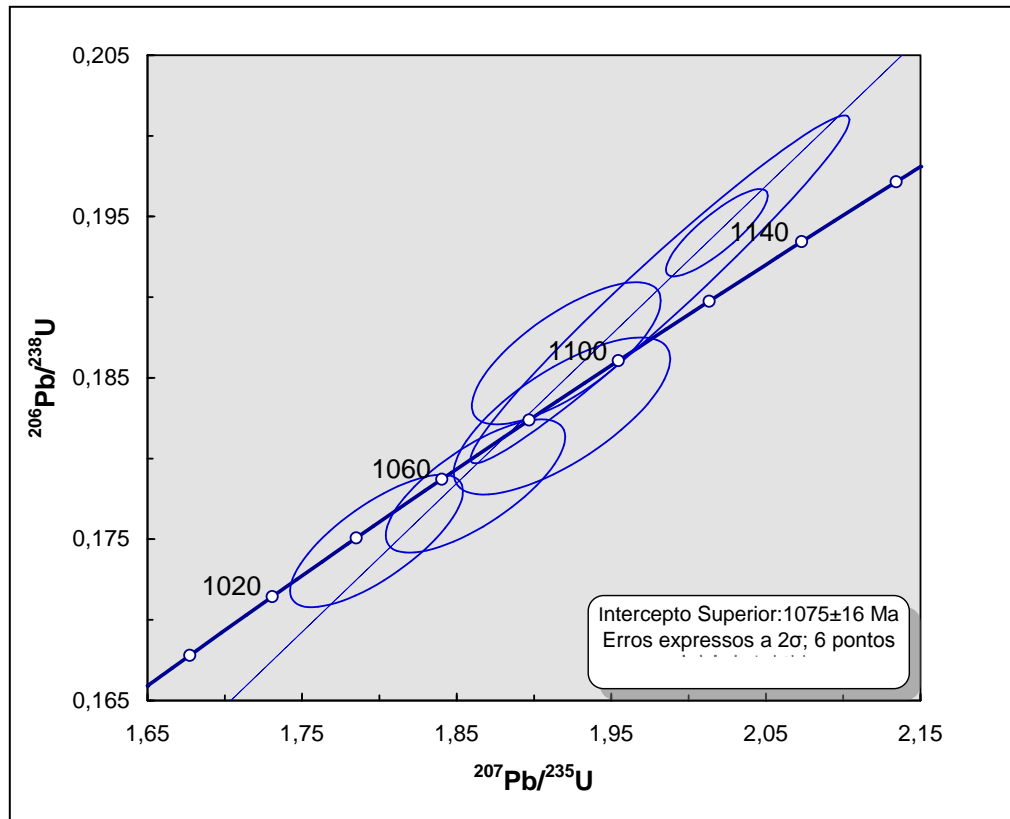


Figura 33 - Diagrama concórdia para a amostra representativa da fácies porfírica do Maciço Santa Clara. A idade obtida foi de 1075 ± 16 Ma no intercepto superior e é interpretada como idade de cristalização dos zircões analisados.

4.2.2. Biotita granito de granulação fina

Uma amostra de biotita granito (SC-14G) foi coletada e selecionada para datação U-Pb. Esta amostra faz parte da fácies fina do Maciço Intrusivo Santa Clara, possui granulação fina e mineralogia que inclui quartzo, feldspato, biotita e clorita, como mineral secundário. Uma descrição mais detalhada desta fácies foi apresentada na seção 3.3 desta dissertação.

Um total de 18 *spots* em 18 grãos foi realizado na amostra SC-14G. A figura 36 apresenta imagens de MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) dos grãos utilizados para datação; os resultados analíticos são apresentados na tabela 4 e representados na concórdia (Figura 34). A população de grãos compreende cristais pardos/incolores subédricos e prismáticos, com

proporções comprimento/largura de 3:1. De maneira geral, os grãos exibem diversas fraturas e exibem inclusões de apatita. O “spot” utilizado nesta amostra foi de 30 μ m; a frequência foi de 10Hz e a energia de 78%.

A maior parte das análises desta amostra é concordante, com valores entre 91% e 108% de concordância entre as razões. Quatro análises são discordantes, e são representadas pelos grãos de zircão Z2, Z12, Z14 e Z18. As análises exibem razões Th/U variando entre 0,4 e 0,6, valores associados a grãos derivados de rochas magmáticas félsicas a intermediárias.

Nesta amostra não há cristal de número 5, como pode ser observado na figura 34, visto que o mesmo não possuía área com tamanho suficiente para que se pudesse utilizar o laser.

Do total de 18 grãos analisados, 7 foram utilizados a fim de calcular a idade no diagrama de concórdia. Estes pontos definiram idades de 1061 \pm 11 Ma. Os grãos que foram utilizados para cálculo da idade são aqueles em destaque na tabela 4. Os resultados obtidos indicam que a fácies de granulação fina é cerca de 15 Ma mais jovem do que a fácies porfirítica.

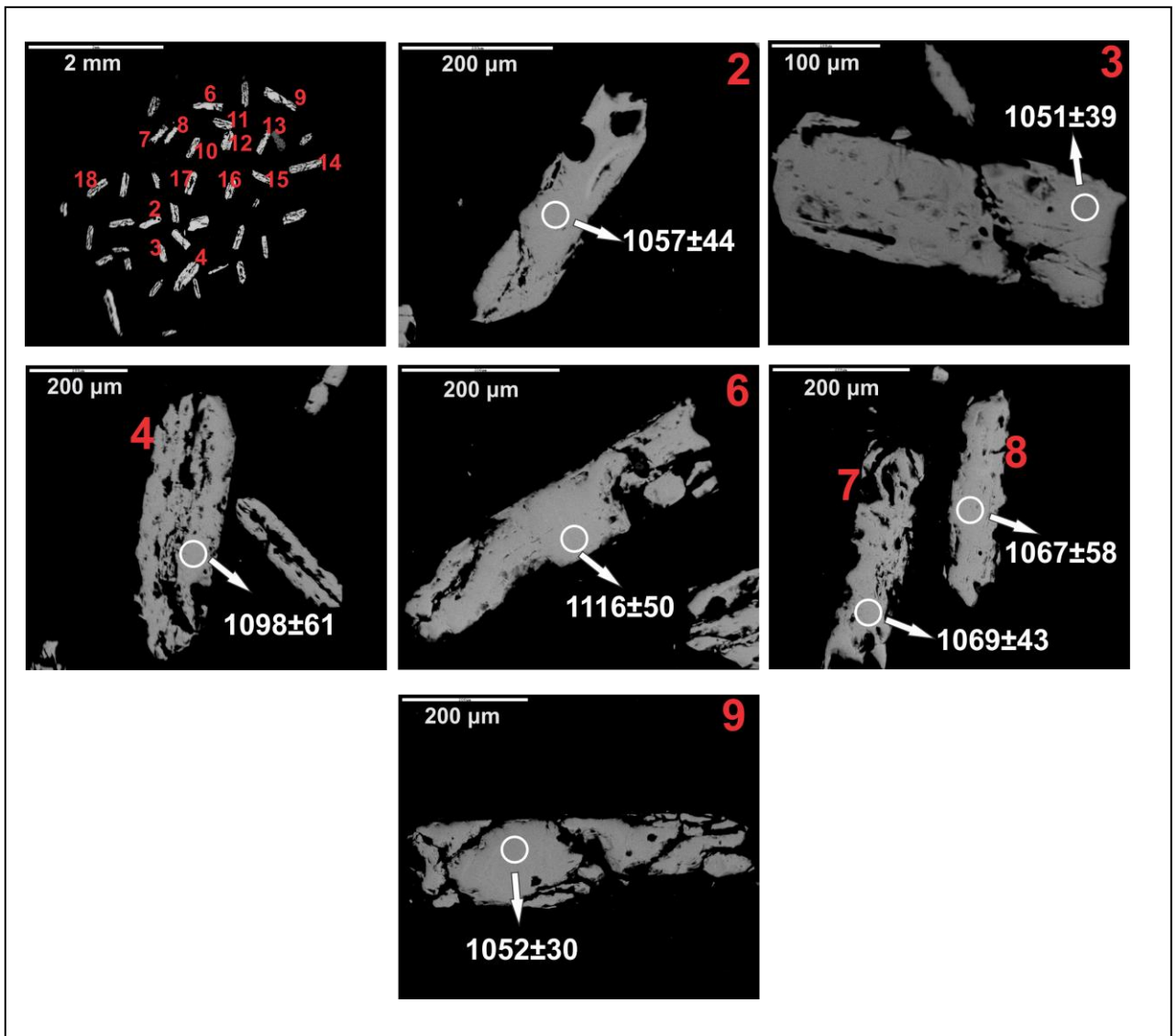


Figura 34 - Imagens de elétrons retro-espalhados para os grãos de zircão selecionados da amostra SC-14G. Notar que não há cristal de número 5; este não foi analisado. Os grãos de números 10 a 18 não possuem imagens de detalhe. Os valores nas fotos representam a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ com o erro (Ma) para cada *spot* analisado.

Tabela 4 - Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra SC-14G, obtidos no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. As linhas em destaque, na cor cinza, são dos grãos usados para construir o diagrama de concórdia.

Grão	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ erro (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ erro (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ erro (%)	...	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ idade (Ma)	2 σ erro (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ idade (Ma)	2 σ erro (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ idade (Ma)	2 σ erro (Ma)	Concordância (%)
Z02	0,41	0,07457	2,2	2,01094	3,6	0,19559	2,8	0,78	1056,9	44,2	1119,2	24,0	1151,6	29,6	108,96
Z03	0,58	0,07436	2,0	2,25264	3,8	0,21970	3,3	0,86	1051,4	39,4	1197,6	26,7	1280,3	38,1	121,77
Z04	0,47	0,07613	3,1	2,03204	4,1	0,19359	2,7	0,66	1098,4	60,9	1126,3	27,8	1140,8	28,6	103,86
Z06	0,48	0,07680	2,6	1,93605	3,8	0,18284	2,9	0,74	1116,0	50,5	1093,6	25,4	1082,4	28,5	97,00
Z07	0,55	0,07503	2,2	1,96206	4,1	0,18967	3,5	0,85	1069,2	43,2	1102,6	27,1	1119,6	35,5	104,71
Z08	0,47	0,07494	3,0	1,84894	5,2	0,17894	4,2	0,82	1066,9	58,6	1063,1	33,4	1061,2	41,2	99,46
Z09	0,45	0,07438	1,5	1,71930	5,1	0,16764	4,9	0,96	1051,9	29,9	1015,8	32,2	999,1	44,9	94,98
Z10	0,45	0,08007	3,3	2,05151	4,0	0,18583	2,3	0,57	1198,6	64,0	1132,8	27,2	1098,8	23,4	91,67
Z11	0,38	0,07461	1,3	1,87335	2,0	0,18211	1,5	0,75	1057,9	26,6	1071,7	13,3	1078,5	15,0	101,95
Z12	0,47	0,08129	2,9	2,01727	3,6	0,17999	2,3	0,62	1228,4	55,0	1121,3	24,4	1066,9	22,1	86,86
Z13	0,49	0,07585	2,0	1,99150	3,8	0,19042	3,2	0,85	1091,2	39,7	1112,6	25,1	1123,7	32,7	102,98
Z14	0,39	0,07227	2,3	1,89270	10,1	0,18995	9,8	0,97	993,5	46,0	1078,5	65,0	1121,1	100,4	112,84
Z15	0,61	0,07440	4,7	1,85511	5,3	0,18085	2,5	0,47	1052,2	91,9	1065,2	34,6	1071,6	24,9	101,84
Z16	0,51	0,07538	1,5	1,96731	2,3	0,18929	1,8	0,78	1078,6	29,4	1104,4	15,6	1117,5	18,6	103,61
Z17	0,42	0,07535	1,4	1,94763	5,0	0,18747	4,8	0,96	1077,8	26,9	1097,6	32,8	1107,7	48,4	102,77
Z18	0,43	0,06870	7,9	2,05547	12,5	0,21701	9,6	0,77	889,6	155,8	1134,1	81,7	1266,1	109,5	142,31

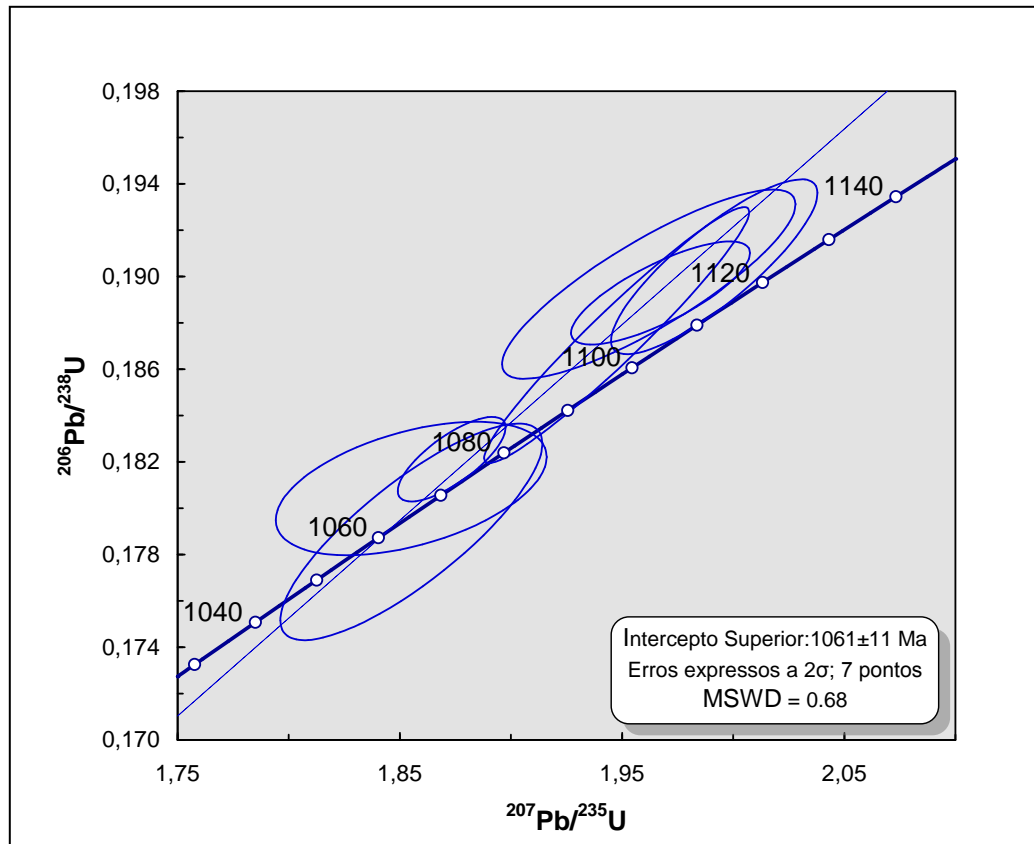


Figura 35 - Diagrama concórdia para a amostra representativa da fácies de granulação fina do Maciço Santa Clara. A idade obtida foi de 1061 ± 11 Ma no intercepto superior, e é interpretada como idade de cristalização dos zircões analisados.

4.3 Apresentação e Interpretação dos dados de Sm-Nd

Um total de dez amostras do Maciço Santa Clara foi analisado para isótopos de Nd, e os resultados obtidos para as mesmas encontram-se na Tabela 5. A fim de obter uma amostragem abrangente, todas as fácies descritas anteriormente (Capítulo 2) foram analisadas. Assim, das dez amostras selecionadas, três representam a fácies porfírica (SC-02A, SC-05 e SC-29), duas fazem parte da fácies equigranular (SC-01H e SC-02C), duas representam a fácies de granulação fina (SC-14B e SC-14E), duas amostras são da fácies piterlítica (SC-08 e SC-09) e uma amostra

representante da fácies viborgítica (SC-17). As análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia (IGC – UnB).

Os dados revelam idades T_{DM} Paleoproterozoicas para os granitoides do Maciço Santa Clara, com valores entre 1,73 Ga e 2,15 Ga. Estes valores são mais elevados do que as idades de cristalização obtidas pelo método U-Pb, e citadas anteriormente (1075±16 Ma e 1061±11 Ma). Os valores negativos de $\epsilon_{Nd(1,06)}$ entre -2,9 e -6,9 indicam que este grupo de rochas é derivado de um reservatório mais enriquecido do que o reservatório condrítico.

Tabela 5 - Dados isotópicos Sm-Nd para os granitoides do Maciço Santa Clara analisados nesta dissertação.

Amostra	Fácies	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\text{SE})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(1,06)$	$T_{\text{DM}} (\text{Ga})$
SC-02A	Porfirítica	18,225	90,782	0,1214	0,511890+/-6	-14,60	-4,3	1,89
SC-05	Porfirítica	15,741	81,226	0,1171	0,511874+/-21	-14,90	-4,1	1,83
SC-29	Porfirítica	9,033	44,317	0,1232	0,511855+/-10	-15,28	-5,3	1,99
SC-01H	Equigranular	2,668	12,651	0,1275	0,512005+/-41	-12,35	-2,9	1,82
SC-02C	Equigranular	3,597	22,798	0,0954	0,511581+/-13	-20,62	-6,9	1,87
SC-14B	Fina	17,488	100,976	0,1047	0,511748+/-15	-17,36	-4,9	1,80
SC-14E	Fina	18,571	99,347	0,1130	0,511713+/-12	-18,04	-6,7	2,00
SC-08	Piterlítica	31,521	195,316	0,0976	0,511717+/-7	-17,97	-4,5	1,73
SC-09	Piterlítica	24,838	111,474	0,1347	0,511922+/-16	-13,97	-5,5	2,15
SC-17	Viborgítica	7,628	42,181	0,1093	0,511705+/-4	-18,19	-6,3	1,94

A figura 36 apresenta o diagrama idade (T_{DM}) vs. ϵ_{Nd} com a curva de para as rochas do Maciço Santa Clara. A ausência de grandes variações nos valores de ϵ_{Nd} indica homogeneidade isotópica da fonte que gerou os granitoides do Maciço Santa Clara, e portanto não sugerem misturas entre componentes mantélicos e crustais. Assim, as características isotópicas ora observadas e descritas indicam que os granitoides do Maciço Santa Clara são derivados de fontes de natureza crustal.

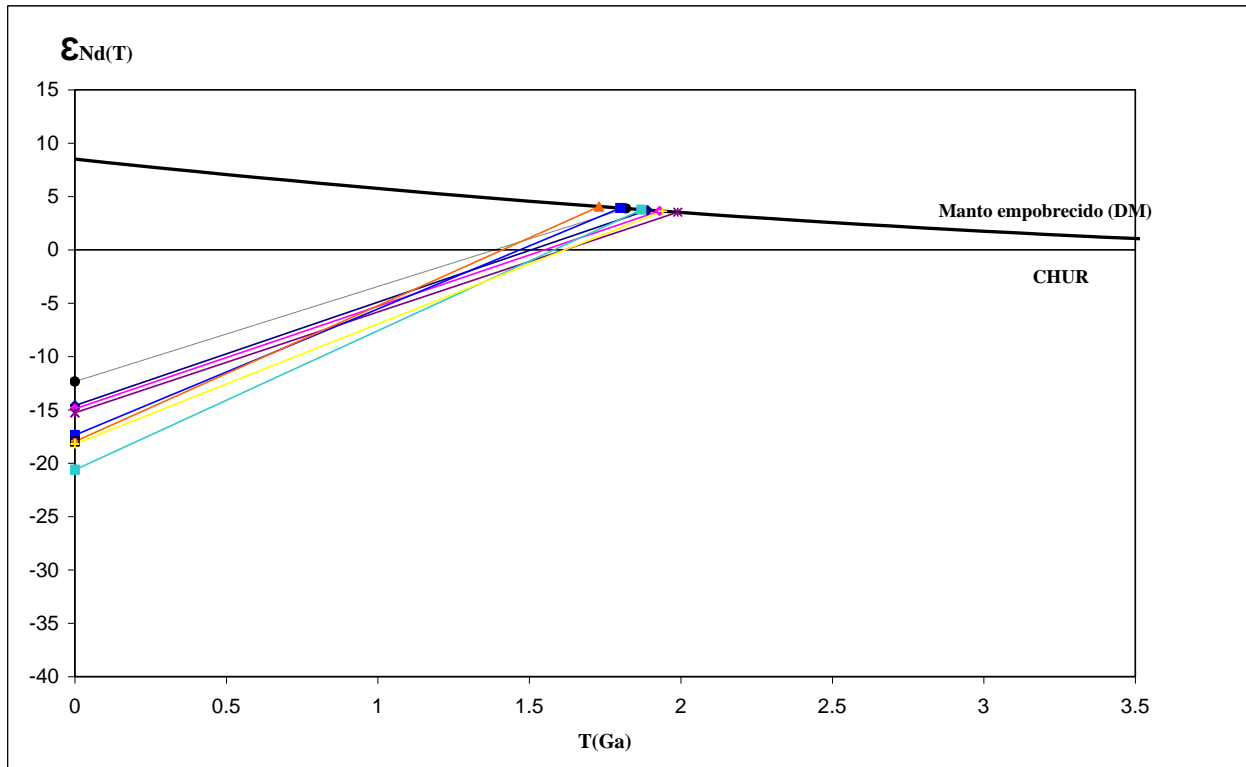


Figura 36 - Curva de evolução do manto depletado dos granitoides do Maciço Santa Clara. Curva de evolução baseada em DePaolo (1981).

Fonte: DePaolo, 1981

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Esse capítulo apresenta as discussões integradas dos trabalhos de levantamento geológico, petrografia, litogeoquímica e dados isotópicos. Em adição, os dados obtidos através desta dissertação são comparados com dados de petrografia e litogeoquímica de outros maciços graníticos que fazem parte da Suíte Intrusiva Santa Clara, estudados por Leite Júnior (2002) e Leite Júnior et al. (2003).

5.1 Sumário conclusivo de aspectos de campo, petrografia e litogeoquímica dos litotipos do Maciço Intrusivo Santa Clara

O levantamento geológico desenvolvido para esta dissertação permitiu individualizar uma intrusão composta por rochas granitóides em contato com o embasamento, representado pelo Complexo Jamari, que por sua vez compreende hornblenda-biotita gnaisses de granulação média e foliação penetrativa.

As rochas granitoides estudadas nesta dissertação são relacionadas à Suíte Intrusiva Santa Clara, descrita na literatura como composta pelos maciços Santa Clara, Oriente Velho, Oriente Novo, Manteiga-Sul, Manteiga-Norte, Jararaca, Carmelo, Primavera e das Antas (Leite Júnior, 2002). Apenas litotipos do Maciço Intrusivo Santa Clara foram selecionados e estudados, e os 42 pontos levantados durante os trabalhos de campo permitiram a individualização de dois corpos intrusivos na região de Cujubim (RO), sendo um corpo principal, de maiores dimensões, e um corpo menor, à leste do corpo principal.

Aspectos de campo e petrografia permitiram caracterizar os litotipos desta intrusão de acordo com as fácies observadas. Assim, cinco fácies distintas foram reconhecidas: hornblenda-biotita granitos porfiríticos, predominantes na área de estudo; hornblenda-biotita e biotita granitos equigranulares; hornblenda-biotita granitos de granulação fina; biotita granitos piterlíticos e

hornblenda-biotita granitos viborgíticos. Os fenocristais de feldspato alcalino exibem características diferentes, de acordo com a fácies observada. Nos granitoides porfiríticos, por exemplo, estes são tabulares, brancos e possuem arestas bem definidas. Na fácies piterlítica, os fenocristais atingem 15 cm de tamanho, são rosados e tabulares. Já na fácies viborgítica, os fenocristais de feldspato alcalino são brancos e ovóides, perdendo a forma tabular e as arestas bem definidas, e exibem em alguns pontos finas coroas de plagioclásio em seu entorno. A paragênese mais comumente observada, independentemente da fácies, inclui plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, biotita e hornblenda. Zircão, titanita, apatita e minerais opacos compreendem a fase acessória.

Os granitoides do maciço Santa Clara são intermediários a ácidos em relação ao conteúdo de SiO_2 e possuem composições médias que variam entre sienogranitos e monzogranitos. Os litotipos analisados são subalcalinos empobrecidos em MgO e possuem caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso. Os diagramas de variação do tipo Harker mostram uma correlação negativa para Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO e TiO_2 , bem como para Ba, Sr, Y, Zr, Ga, Nb e V. Assim, pode-se dizer que estes óxidos e elementos traços eram compatíveis com fases minerais que estavam sendo cristalizadas ao longo do processo de evolução do líquido magmático. Essas características sugerem que uma possível assembléia fracionante para este líquido inclui feldspato, anfibólio, biotita, apatita, titanita e óxidos de Fe-Ti. Anomalias negativas de Ba e Sr sugerem fracionamento de plagioclásio em escalas diferentes ao longo do processo de evolução do líquido magmático, com as fácies menos evoluídas exibindo anomalias negativas de Eu menos pronunciadas do que aquelas observadas para as fácies fina e piterlítica, e anomalias negativas de Nb e Ta-Ti são comumente associadas a processos de fusão de crosta litosférica superior.

Os padrões de Elementos Terras Raras indicam, portanto, que de uma maneira geral os litotipos das fácies que compõem o Maciço Santa Clara apresentam enriquecimento moderado a forte de ETRL em relação aos ETRP, o que pode ser controlado por fases minerais como hornblenda, titanita e zircão, que tendem a reter ETRs médios e pesados. O empobrecimento em Elementos Terras Raras Pesados em relação aos leves é indicativo de presença de granada na fonte que gerou estes líquidos magmáticos. A hornblenda também pode contribuir para este empobrecimento, mas em menores proporções do que a granada. As anomalias negativas de Eu indicam que os líquidos magmáticos em estudo sofreram forte fracionamento de plagioclásio ao

longo do seu processo de evolução, e os padrões de ETR observados para os litotipos do Maciço Santa Clara são comuns em granitos tipo-A de ambientes pós-colisionais. Uma hipótese alternativa para o empobrecimento em terras raras pesadas é a fusão parcial de uma rocha contendo granada e piroxênio, que permaneceram na fonte como resíduo de fusão parcial. Este magma pobre em Elementos Terras Raras Pesados evoluiu para composições mais ácidas por cristalização fracionada e contaminação crustal (SAUNDERS et al., 1980).

Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos confirmam o caráter tipo-A dos granitoides analisados e enquadram-se no tipo reduzido, que seriam derivados de fonte crustal de caráter reduzido ou com contribuição de rochas metassedimentares ou ainda, de acordo com o modelo proposto por Frost e Frost (1997) e Frost et al. (1999), seriam derivados da diferenciação de fontes toleíticas.

Os granitoides do Maciço Intrusivo Santa Clara exibem características típicas de granitos tipo-A pós-orogênicos/anorogênicos, e derivados de fusão de litosfera subcontinental ou crosta inferior, como descrito anteriormente. Este tipo de magmatismo não costuma ocorrer associado a rochas alcalinas ou subsaturadas em SiO_2 . De fato, tais rochas não foram observadas durante a fase de mapeamento geológico realizado para esta dissertação, porém Leite Júnior (2002) descreve rochas alcalinas na Suíte Intrusiva Santa Clara, como descrito em mais detalhes na seção 5.4 deste trabalho, mais à frente.

5.2 Sumário conclusivo dos dados de Geocronologia e Geoquímica Isotópica

Os dados isotópicos revelam idades mesoproterozoicas para os granitoides do Maciço Santa Clara, com valores de 1075 ± 16 Ma para a fácies porfirítica e 1061 ± 11 Ma para a fácies de granulação fina. Assim, como observado durante o levantamento geológico (Capítulo 2), a fácies fina de fato representa uma intrusão posterior àquela da fácies porfirítica, predominante na área de estudo. As idades T_{DM} em contrapartida fornecem idades paleoproterozoicas e os valores francamente negativos de ϵ_{Nd} , que variam entre -2,9 e -6,9 indicam que os granitoides foram

derivados a partir de uma fonte predominantemente crustal, sem evidências de misturas entre fontes isotopicamente distintas.

As características isotópicas observadas para os granitoides do Maciço Santa Clara sugerem que os mesmos foram gerados a partir da fusão parcial de uma crosta inferior.

5.3 Implicações geodinâmicas

Granitos tipo-A são característicos de ambientes intraplaca, onde blocos crustais já encontram-se estáveis e passam, então, a mover-se como uma única placa, mas são intrudidos durante um período no qual a litosfera já não mais possui ligações com o manto astenosférico, o que é comum em áreas cratônicas. Por serem intrudidos em um tipo de ambiente estável e relativamente “frio”, é necessário que haja uma fonte de calor extra que seja suficiente para gerar fusão parcial da fonte dos granitos tipo-A (BONIN, 2007).

Apesar de representarem um grupo relativamente pequeno quando comparado aos demais tipos de granitos, os granitoides tipo-A possuem características bastante distintas e mais do que isso, formam um grupo muito bem representado – se não forem os únicos – em outros planetas terrestres e em cinturões de asteroides (BONIN, 2007).

Anderson (1983) e Creaser et al. (1991) sugerem que granitos tipo-A metaluminosos podem ser derivados de fusão parcial de fontes crustais de composição tonalítica-granodiorítica. Segundo estes autores, fontes de tais composições seriam capazes de fornecer as características geoquímicas observadas em granitoides tipo-A, já que estes são geoquimicamente mais evoluídos do que granitos tipo-I. Patiño Douce (1997) também confirma tal teoria, mas acrescenta que a mesma só seria válida se o processo de fusão parcial destes granitoides de composição tonalítica-granodiorítica ocorresse a profundidades rasas na crosta – no máximo 15 km. Esta teoria também é aplicável aos granitos que exibem textura rapakivi. Uma questão tida como problemática por Patiño Douce (1997), no entanto, é a cristalização de plagioclásio e ortopiroxênio durante a desidratação de melts que possuem hornblenda e biotita, o que seria possível apenas sob

temperaturas superiores a 900°C. Esse processo dependeria da participação de magmas máficos em altas temperaturas na origem de granitos tipo-A. No entanto, tal participação poderia restringir-se tão somente à transferência de calor ou à interação química entre melts de composição basáltica e rochas crustais.

Os dados de litogeoquímica para os granitoides do Maciço Intrusivo Santa Clara apresentados nesta dissertação indicam que os mesmos evoluíram por cristalização fracionada com assembleia fracionante que inclui minerais como plagioclásio, anfibólio, biotita, apatita, titanita e óxidos de Fe-Ti. Os dados também sugerem que estes granitoides têm sua gênese fortemente associada à fusão de crosta litosférica superior; tal crosta seria caracterizada pela presença de granada como fase residual e sua fusão parcial seria responsável pela geração da associação de rochas observadas no Maciço Santa Clara.

As características isotópicas observadas para os granitoides do Maciço Santa Clara sugerem uma fonte isotopicamente homogênea, excluindo a possibilidade de uma mistura de fontes ter sido a responsável pela geração do magmatismo observado. Os dados obtidos nesta dissertação sugerem que os granitoides do Maciço Santa Clara têm sua gênese associada à fusão parcial de crosta de composição tonalítica-granodiorítica. Neste caso, a participação de magmas máficos sob altas temperaturas ficaria restrita apenas ao fornecimento de calor suficiente para causar a fusão parcial dessa crosta. A sobreposição e ausência de variação dos valores de razões isotópicas também validam esta hipótese. Leite Júnior (2002) sugere que os ortogneisses do embasamento, representado pelo Complexo Jamari, seriam a fonte do magmatismo que deu origem aos granitoides da Suíte Santa Clara. É possível que esta hipótese esteja correta, porém esta não é adotada nesta dissertação porque não foram observadas evidências de fusão parcial *in situ* durante a fase de levantamento geológico no Maciço Santa Clara.

As idades U-Pb entre 1,07 e 1,06 Ga são compatíveis com um magmatismo ocorrido nos estágios finais da colagem do supercontinente Rodínia (1,2-1,0 Ga) e estágios finais do Ciclo Orogênico Sunsás-Aguapeí (1465-1110 Ma; Santos et al., 2008). Ao final deste ciclo, um ambiente predominantemente ensialico com acreção de blocos continentais e terrenos teria sido gerado, com uma geodinâmica associada a eventos de subducção e intraplaca. O episódio pós-colisional começa com processos influenciados pela subducção de crosta abaixo do manto

litosférico subcontinental (Bonin, 1998). Este processo de subducção geraria anomalias térmicas capazes de causar fusão parcial do manto, gerando magma. Este magma, de composição basáltica, teria ficado retido abaixo da crosta inferior e resfriado (*underplating*), fornecendo o calor necessário para causar a fusão parcial da crosta. O *melt* resultante desta fusão parcial teria passado por processo de cristalização fracionada, gerando uma assembleia fracionante que inclui feldspato; este *melt* de composição granítica foi então intrudido nas rochas encaixantes, e corresponde aos granitoides do Maciço Santa Clara.

Ambientes intraplaca são tipicamente conhecidos pela ocorrência de magmatismo bimodal, o que não é observado no Maciço Santa Clara. No entanto, a possibilidade da existência de membros de composição básica nesta suíte não deve ser eliminada; a fim de sugerir melhores modelos petrogenéticos, seriam necessários dados de geofísica, que poderiam resultar em anomalias gravimétricas e aeromagnéticas consistentes com aquelas esperadas para corpos máficos em maiores profundidades.

5.4 **Comparações com dados publicados na literatura**

Esta seção da dissertação tem como objetivo a comparação entre os dados obtidos através deste trabalho com os dados publicados de Leite Júnior (2002) e Leite Júnior et al. (2003), descritos de maneira breve na seção 1.2. Segundo os autores, a Suíte Intrusiva Santa Clara pode ser dividida em duas associações distintas, cada qual com suas características petrográficas e geoquímicas. Dessa forma, os autores reconheceram a associação A1 e a associação A2, cada qual com seus respectivos subgrupos (A1a, A1b, A2a e A2b). A tabela 6 apresenta uma comparação entre os dados descritos por Leite Júnior (2002) e Leite Júnior et al. (2003) com os dados obtidos através desta dissertação.

Tabela 6 - Resumo das características observadas para todos os litotipos que compreendem a Suíte Intrusiva Santa Clara, e comparações entre os dados desta dissertação e os dados de Leite Júnior (2002) e Leite Júnior et al. (2003).

Fonte: Leite Júnior, 2002; Leite Júnior et al., 2003

	Dados de Leite Júnior (2002) e Leite Júnior et al. (2003)		Dados desta dissertação
	<i>Associação A1</i>	<i>Associação A2</i>	
Litotipos observados	Hornblenda-biotita quartzo-monzonitos, Hornblenda-biotita monzogranitos e sienogranitos, Biotita monzogranitos e sienogranitos e Muscovita-biotita microssienogranitos	Basaltos (?), Traquiandesitos, Hornblenda álcali-feldspato sienitos e microssienitos, Hornblenda-biotita quartzo-álcali-feldspato microssienitos e Biotita (\pm anfibólio sódico) álcali-feldspato microgranitos	Hornblenda-biotita monzogranitos(f. porfirítica), Hornblenda-biotita sienogranitos e monzogranitos (f. equigranular), Biotita monzogranitos (f. fina), Biotita granitos (f. piterlítica) e Hornblenda-biotita granito (f. viborgítica)
Características Geoquímicas	SiO ₂ : 63,56% a 75,59%	SiO ₂ : 48,61% (termos básicos) SiO ₂ : 55,93% a 79,74%	SiO ₂ : 62,38% e 79,90%
	FeO _T /(FeO _T +MgO): 0,83 a 0,97	FeO _T /(FeO _T +MgO): 0,89 a 0,99	FeO _T /(FeO _T +MgO): 0,81 e 0,96
	Na ₂ O+K ₂ O: 7,41% a 8,94%	Na ₂ O+K ₂ O: 5,21% a 10,92% (termos básicos e intermediários) Na ₂ O+K ₂ O: 7,70% a 9,32% (termos ácidos)	Na ₂ O+K ₂ O: 4,88% a 10,92%
	Caráter subalcalino de alto-K	Caráter alcalino (termos básicos e intermediários) Caráter subalcalino de alto-K (termos ácidos)	Caráter subalcalino de alto-K a shoshonítico
	Dois subgrupos: A1a (caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso) e A1b (caráter peraluminoso)	Dois subgrupos: A2a (caráter metaluminoso a peralcalino) e A2b (caráter peraluminoso)	Caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso
	Características típicas de granitos tipo-A pós-colisionais, exceto uma amostra	Características típicas de granitos tipo-A pós-colisionais	Características típicas de granitos tipo-A pós-colisionais

Para uma melhor caracterização da Suíte Intrusiva Santa Clara como um todo, optou-se por reunir todos os dados disponíveis para a mesma, independentemente do tipo de associação a ser descrito. Assim, os diagramas e as interpretações desenvolvidas nesta seção da dissertação utilizam-se de todos os dados para ambas as associações existentes (Leite Júnior, 2002; Leite Júnior et al., 2003), bem como todos os dados ora obtidos para o Maciço Santa Clara. É importante ressaltar, no entanto, que cada grupo de dados possui simbologia própria, a fim de facilitar a visualização e o entendimento do leitor.

Os litotipos observados para a Suíte Intrusiva Santa Clara incluem predominantemente granodioritos, quartzo-monzonitos e granitos. Os dados indicam a existência de termos intermediários e ácidos, com teores de SiO_2 variando entre 48,61 % e 79,90%, e duas séries magmáticas distintas (Figura 37a). A série subalcalina é predominante, e a série alcalina compreende um total de seis amostras, todas da associação A2 descrita por Leite Júnior (2002), e inclui traquiandesitos, basalto e microssienitos. Nota-se também que as amostras da associação A2 (Leite Júnior, 2002) são aquelas mais evoluídas dentre os líquidos analisados, com teores de SiO_2 que variam entre 73,67 e 79,74%, e total de álcalis entre 7,70 e 9,32% . A série magmática possui caráter predominantemente metaluminoso a fracamente peraluminoso (Figura 37b). Quatro amostras da associação A2 destacam-se das demais amostras, e representam a amostra única de basalto, traquiandesitos e uma amostra de microssienito.

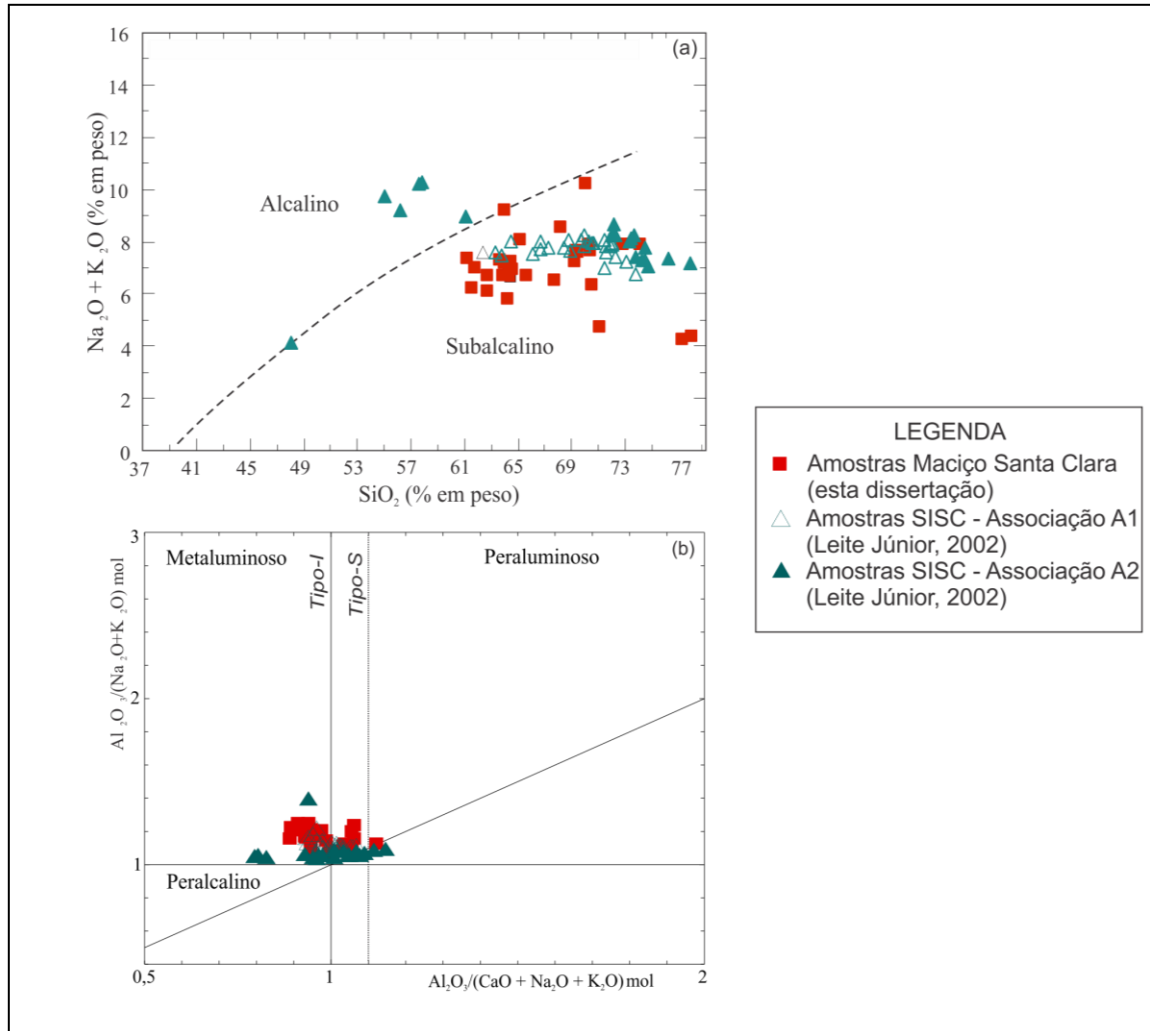


Figura 37 - Diagramas classificatórios para os litotipos da Suíte Intrusiva Santa Clara. Compilação de dados obtidos por Leite Júnior (2002) e dados obtidos nesta dissertação. (a) Diagrama $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ vs. SiO_2 ; (b) $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \text{ mol}$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \text{ mol}$ (índice de Shand).

Fonte: Leite Júnior, 2002; Le Maitre et al., 1989; Maniar e Piccoli, 1989

Os diagramas apresentados na figura 37 mostram que os litotipos que perfazem a associação A2 possuem características geoquímicas distintas daquelas observadas para os demais litotipos da Suíte Intrusiva Santa Clara. Na verdade é possível observar que as amostras da associação A1 de Leite Júnior (2002) possuem características semelhantes às daquelas do Maciço Santa Clara obtidas nesta dissertação. Além da geoquímica, também a descrição dos litotipos desta associação por Leite Júnior (2002) permite a comparação com os litotipos descritos nessa dissertação.

Os diagramas discriminantes de ambientes tectônicos evidenciam que os litotipos característicos da Suíte Intrusiva Santa Clara são compatíveis com granitos típicos de ambiente intraplaca. No diagrama discriminante Y x Nb (Pearce et al., 1984, Figura 38a), nota-se que duas amostras da associação A1 de Leite Júnior (2002) seriam compatíveis, segundo o diagrama, com granitos de crista oceânica. Na verdade, esta característica pode indicar que estas duas amostras possuem elevados conteúdos de Y, e pode ser que tenham xenotímio. O diagrama ternário Y-Nb-Ce (Eby, 1992) sugere que os litotipos da Suíte Intrusiva Santa Clara são granitos tipo-A pós-orogênicos a anorogênicos. É importante ressaltar que apenas amostras de litotipos representantes de granitoides foram utilizadas nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos.

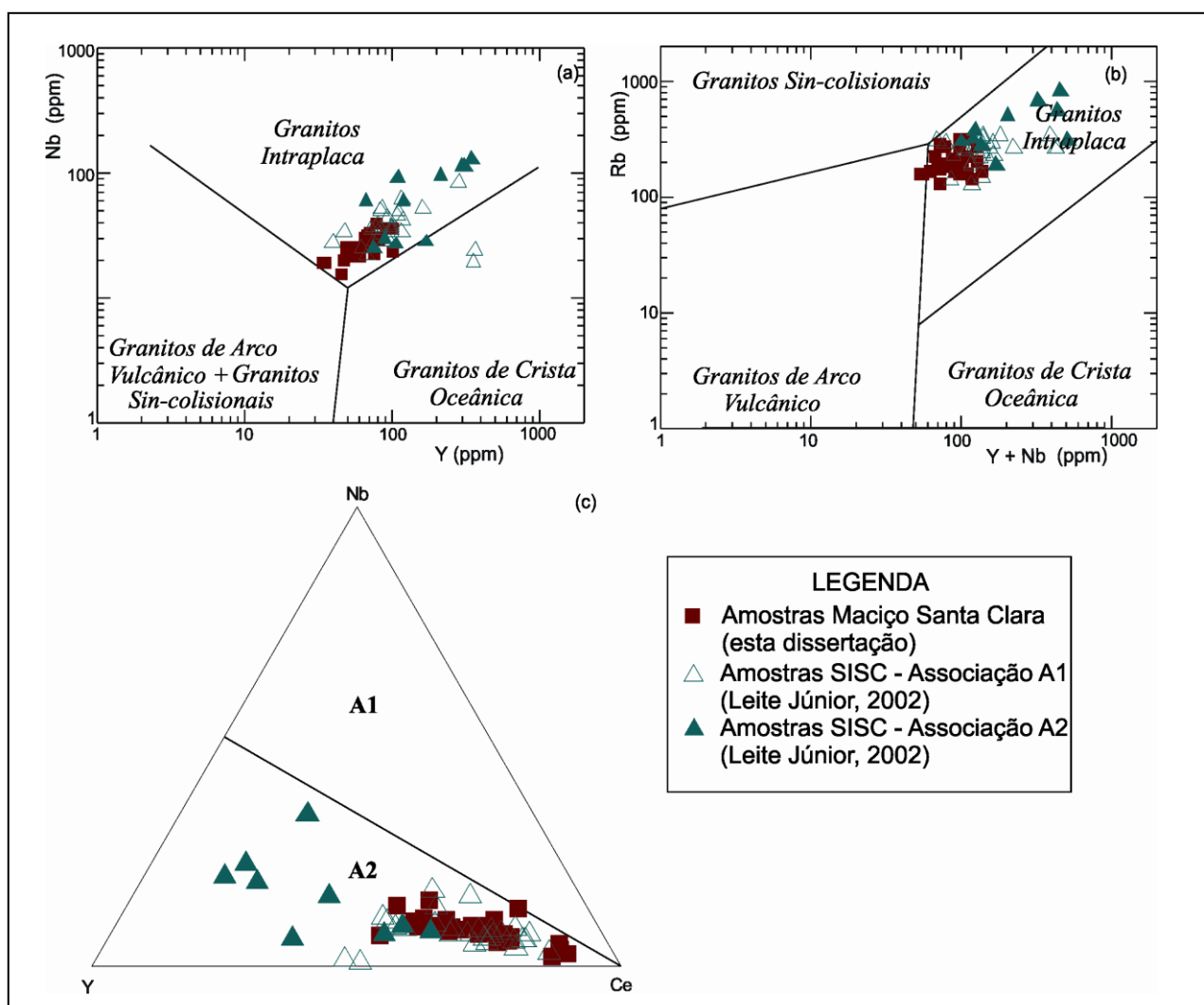


Figura 38 - Diagramas discriminantes de ambiente tectônico para os granitoides da Suíte Intrusiva Santa Clara. Compilação de dados obtidos por Leite Júnior (2002) e dados obtidos nesta dissertação. (a) Diagrama Y x Nb; (b) Diagrama (Y+Nb) x Rb; (c) Diagrama ternário Y-Nb-Ce; A₁: granitoides tipo-A associados a ambientes anorogênicos propriamente ditos; A₂: granitoides tipo-A associados a ambientes pós-colisionais/pós-orogênicos. Fonte: Pearce et al., 1984; Eby, 1992

Leite Júnior (2002) e Leite Júnior et al. (2003) obtiveram análises isotópicas de Sr e Nd em rocha total para os litotipos da Suíte Intrusiva Santa Clara. Um total de dezessete amostras representativas da maioria dos tipos petrográficos foram analisadas para isótopos de Sr, sendo sete amostras da associação A1 e dez amostras da associação A2. Os resultados das análises das amostras da associação A1 mostram razões Rb/Sr que variam entre 1,26 e 4,21, e idade

isocrônica de 1075 ± 70 Ma (Tabela 7), compatível com idades U-Pb em zircão de ca. 1082 Ma (Bettencourt et al., 1999). Razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de aproximadamente 0,709 indicam a participação de componentes crustais mais antigos na gênese do magma responsável pela geração dos litotipos da associação A1 da Suíte Intrusiva Santa Clara. Já os resultados das análises de amostras da associação A2 mostram razões Rb/Sr entre 9,01 e 123,72, bem mais elevadas do que aquelas observadas para aos litotipos da associação A1, o que evidencia seu caráter mais evoluído em termos de geoquímica. Os litotipos da associação A2 analisados apresentam idade isócrona de 1013 ± 15 Ma (Tabela 7) e razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de aproximadamente 0,707.

Os dados isotópicos de Sm-Nd de Leite Júnior (2002) e Leite Júnior et al. (2003) mostram que cada um dos quatro subgrupos (A1a, A1b, A2a e A2b) possui composições isotópicas distintas. Um total de 10 amostras foi analisado: seis da associação A1 e quatro da associação A2. As amostras da associação A1 possuem idades T_{DM} que variam entre 1662 e 1854 Ma e ϵ_{Nd} entre -2,9 e -6,2 (Tabela 7). Já as amostras da associação A2 exibem idades T_{DM} que variam entre 1343 e 1753 Ma, além de ϵ_{Nd} entre -1,2 e +2,3 (Tabela 7). Este último valor, mais positivo dentre as quatro amostras analisadas para esta associação, é correspondente à amostra de hornblenda álcali-feldspato sienito. Segundo Leite Júnior (2002) e Leite Júnior et al. (2003), os dados Sm-Nd revelam composições isotópicas distintas para as rochas da Suíte Intrusiva Santa Clara estudadas. Os valores negativos de ϵ_{Nd} para as rochas da associação A1 sugerem que as mesmas teriam sido geradas a partir de um magma resultado de fusão de uma crosta continental pré-existente. Já os valores positivos de ϵ_{Nd} observados para algumas das rochas da associação A2 sugerem maior contribuição mantélica no magma parental que gerou tais litotipos. Porém, duas amostras desta mesma associação possuem idades diferentes e valores negativos de ϵ_{Nd} , sugerindo uma fonte predominantemente crustal.

Os dados isotópicos Sm-Nd obtidos nesta dissertação mostram idades de extração mantélica paleoproterozoicas para os granitoides do Maciço Santa Clara (T_{DM} entre 1,73 e 2,15 Ga), mais abrangentes do que aquelas obtidas por Leite Júnior (2002) e Leite Júnior et al. (2003) para as rochas da associação A1. Já os valores de ϵ_{Nd} são bastante semelhantes: variam entre -2,9 e -6,9 para os granitoides analisados nesta dissertação e entre -2,9 e -6,2 para as rochas da associação A1 analisadas pelos autores.

Leite Júnior (2002) selecionou um total de seis amostras de granitos a serem analisadas para datação U-Pb em zircão – quatro amostras da associação A1 e duas amostras da associação A2. Nos monzogranitos e sienogranitos da associação A1, as frações de zircão definiram uma reta discórdia com interceptos superior e inferior em 1081 ± 50 Ma e 72 ± 276 Ma, e 1082 ± 22 Ma e 282 ± 36 Ma, respectivamente (Tabela 7). Nos álcali-feldspato granitos da associação A2, as frações de zircão definiram uma reta com interceptos superiores em 1074 ± 8 Ma e 1060 ± 35 Ma, e interceptos inferiores em 220 ± 28 Ma e 117 ± 182 Ma (Tabela 7). De acordo com o autor, os dados sugerem a existência de pelo menos dois grupos distintos nas rochas da Suíte Intrusiva Santa Clara, considerando as idades obtidas. Os litotipos da associação A1 seriam os mais antigos, e o grupo mais jovem é representado pelas rochas que compreendem a associação A2. O autor considera as idades de 1082 ± 5 Ma e 1074 ± 8 Ma as melhores estimativas atuais das idades de cristalização para os litotipos da associação A1 e A2, respectivamente.

Os dados de U-Pb para esta dissertação evidenciam que os granitoides do Maciço Santa Clara analisados possuem idades de cristalização mesoproterozoicas, com valores de 1075 ± 16 Ma para a fácies porfirítica da intrusão e 1061 ± 11 Ma para a amostra da fácies fina do maciço. Estes dados sugerem que os litotipos da fácies de granulação fina (biotita granitos finos) foram intrudidos cerca de 15 Ma depois da intrusão dos hornblenda-biotita granitos porfiríticos. As idades obtidas para a amostra da fácies porfirítica é semelhante àquelas de 1081 ± 50 Ma e 1082 ± 22 Ma obtidas por Leite Júnior (2002), considerando-se os erros envolvidos. Já a idade obtida para a amostra da fácies fina (1061 ± 11 Ma) é compatível com a idade obtida para Li-mica álcali-feldspato granito (1060 ± 35 Ma) por Leite Júnior (2002).

Um modelo petrogenético que considere todos os dados disponíveis para as rochas da Suíte Intrusiva Santa Clara deve ser complexo o suficiente a fim de explicar a existência de duas associações de rochas distintas em termos de petrografia, geoquímica e caracterização isotópica. Assim, sugere-se que as rochas da associação subalcalina, predominantemente sienogranitos e monzogranitos, sejam derivadas de processo de fusão parcial de crosta de composição tonalítica-granodiorítica.

Leite Júnior (2002) e Leite Júnior et al. (2003), considerando as teorias existentes para geração de granitos especializados em estanho de origem magmática, caso de granitoides observados em alguns maciços da Suíte Intrusiva Santa Clara, propuseram que os granitoides da associação alcalina da Suíte representam resíduos de crosta inferior originados pela extração prévia de magmas graníticos normais. Segundo esta teoria, o magmatismo alcalino seria então o produto final de um segundo episódio de fusão parcial do *melt* que anteriormente gerou o magmatismo subalcalino. Para que ocorra este segundo processo de fusão parcial, seria de suma importância a existência de magma básico que forneceria o calor necessário para que este processo ocorresse. Os dados isotópicos verificados para os granitoides da associação alcalina da Suíte Intrusiva Santa Clara, no entanto, também sugerem uma pequena participação de componentes mantélicos na origem do magma parental. Assim, é provável que na verdade cada associação possua uma petrogênese distinta ou ainda, é possível que o magmatismo alcalino represente uma mistura resultante de contaminação mantélica e fusão parcial de crosta, sendo que esta contaminação ocorreria durante a intrusão do magma. O fato é que as associações subalcalina e alcalina da Suíte Intrusiva Santa Clara não são comagmáticas, como atestam os dados isotópicos obtidos nesta dissertação e dados obtidos por Leite Júnior (2002).

Barker et al. (1975) propuseram um modelo petrogenético para o Batólito Pikes Peak que considera magma basáltico alcalino derivado do manto como o principal responsável por gerar ambas as associações sódica e potássica descritas para o batólito. Neste modelo, este magma basáltico, retido na crosta inferior, reagiria com rochas empobrecidas em potássio a fim de gerar *melt* de composição sienítica. Este *melt*, por sua vez, passaria por processo de fracionamento, produzindo assim granitos sódicos. Este modelo petrogenético inclui, portanto, cristalização fracionada com assimilação (AFC). Smith et al. (1999) também faz uso do modelo de AFC para

explicar a associação sódica, mas ressalta que a assimilação de crosta teve um papel limitado em sua gênese com base em modelagens geoquímicas e dados isotópicos. Ainda segundo o modelo petrogenético proposto por Barker et al. (1975), a série potássica teria sua gênese associada à interação entre o melt sienítico e rochas da crosta intermediária, mas admitem ser difícil distinguir entre tal processo e fusão parcial da crosta apenas.

Finalmente, a associação de afinidade alcalina pode ter sua gênese associada a graus elevados de diferenciação de magmas basálticos ou ainda à fusão parcial de basaltos “retidos” na crosta inferior (*underplating*) e seus produtos de diferenciação, como proposto por Frost e Frost (1997). Neste modelo petrogenético, magma mantélico de composição basáltica passaria por um processo de diferenciação ao longo do trend toleítico, produzindo *melts* de composição ferrodiorítica. A fusão parcial de magmas de composição ferrodiorítica é capaz de produzir *melts* graníticos, incluindo as composições verificadas para granitos tipo-A (Frost e Frost, 1997); segundo os autores, fontes ferrodioríticas podem gerar volumes de *melts* graníticos maiores do que fontes basálticas, e possuem pontos de fusão menores do que basaltos. Este *melt* seria capaz de gerar, por exemplo, grandes volumes de magmatismo tipo-A. A composição deste *melt* granítico poderia ainda ser alterada por processos de contaminação de rochas encaixantes.

A ocorrência de uma associação de rochas que vai de basalto/traquibasalto a álcali-feldspato granitos (associação A2, Leite Júnior, 2002) é mais uma evidência que é possível que o magma parental da subsuíte alcalina seja de composição basáltica, com a atuação intensiva de processos de cristalização fracionada capaz de gerar até os termos mais evoluídos, representados por álcali-feldspato granitos. Além disso, duas amostras da associação A2a (hornblenda álcali-feldspato sienito e biotita álcali-feldspato microgranito) exibem valores de ϵ_{Nd} entre +1,1 e +2,3 (Tabela 7), sugerindo fonte predominantemente mantélica. Mais uma vez, faz-se necessário o uso de dados de gravimetria e aeromagnetometria, por exemplo, a fim de localizar – ou não – possíveis corpos máficos em profundidade. Outras ferramentas disponíveis também devem ser utilizadas, especialmente nossa criatividade, a fim de propor modelos de geração de magmatismo tipo-A, apoiada em dados de petrografia, litogeoquímica, geocronologia e geoquímica isotópica, tais como estes disponibilizados nesta dissertação.

Tabela 7 - Resumo dos dados isotópicos para as rochas da Suíte Intrusiva Santa Clara, e comparação entre os dados desta dissertação.
 Fonte: Leite Júnior, 2002; Leite Júnior et al., 2003

Isótopos e razões	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr_i (razão inicial)	Rb-Sr (idade isocrônica)	ϵ_{Nd}	T_{DM}	Idade U-Pb
<i>Associação A1 (Leite Júnior, 2002 e Leite Júnior et al., 2003)</i>	1,26 a 4,21	0,7654 a 0,901085	0,707 a 0,710	1075±70 Ma	- 6,2 a - 2,9	1662 a 1854 Ma	Int. Superior: 1081 ± 50 Ma e Int. Inferior: 72 ± 276 Ma; Int. Superior: 1082 ± 22 Ma e Int. Inferior: 282 ± 36 Ma
<i>Associação A2 (Leite Júnior, 2002 e Leite Júnior et al., 2003)</i>	2,49 a 123,72	0,812700 a 11,316160	0,135 a 0,987	1013±15 Ma	- 2,1 a + 2,3	1343 a 1753 Ma	Int. Superior: 1074 ± 8 Ma e Int. Inferior: 220 ± 28 Ma; Int. Superior: 1060 ± 35 Ma e Int. Inferior: 117 ± 182 Ma
<i>Dados desta dissertação</i>	-----	-----	-----	-----	-2,9 a -6,9	1,73 a 2,15 Ga	Int. Superior: 1075±16 Ma (porfírica) In. Superior: 1061±11 Ma (fina)

REFERÊNCIAS

ANDERSON, J.L.; MORRISON, J. Ilmenite, Magnetite, and Peraluminous Mesoproterozoic Anorogenic Granites of Laurentia and Baltica. **Lithos**, [S.l.], v. 80, p.45-60. 2005.

ANDERSON, J.L.; BENDER, E.E. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. **Lithos**, [S.l.], v. 23, p. 19-52. 1989.

ANDERSON, J.L. Proterozoic Anorogenic Granite Plutonism of North America. In: MEDARIS, L. G.; BYERS, C. W.; MICKELSON, D. M.; SHANCK, W. C.(Ed.). **Proterozoic geology**: selected papers from an international proterozoic symposium. [S.l.]: Geological Society of America, 1983. Memoir v. 161, p. 133-154.

BARKER, F.; WONES, D.R.; SHARP, W.N.; DESBOROUGH, G.A. The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the Gabbro-Anorthosite-Syenite-Potassic Granite Suite. **Precambrian Research**, [S.l.], v. 2, p. 97-160. 1975.

BARROS, M.A.S., PIMENTEL, M.M., ROCHA, M.L.B.P., DANTAS, E.L., MOURA, E.de. A Suíte Intrusiva Rio Dourado: Um Granito Tipo A de 1,88 Ga – Sudeste do Cráton Amazônico – Mato Grosso-Brasil. **Geol. USP, Sér. Cient.**, [S.l.], v. 1, n.1, p.75-93. 2011.

BATCHELOR, R. A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoids series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, [S.l.], v. 48, p. 43-55. 1985.

BETTENCOURT, J.S., TOSDAL, R.M., LEITE, JR, W.B., PAYOLLA, B.L. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil— I. Reconnaissance U–Pb geochronology and regional implications. **Precambrian Research**, [S.l.], v. 95, p. 41–67. 1999.

BETTENCOURT, J. S. ; LEITE JR., W. B. ; PAYOLLA, B. L. ; SCANDOLARA, J. E. ; MUZZOLON, R. ; VIAN, J. A. J. The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province Northern Brazil. In: SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION, 2., 1997, Salvador. **Anais...** Salvador: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, 1997. v.1, p.1-31.

BETTENCOURT, J. S. ; TOSDAL, R. M. ; LEITE JÚNIOR, W. B. ; PAYOLLA, B. L. . Overview of the rapakivi granite of the Rondônia Tin Province.. In: BETTENCOURT, J. S.;DALL'AGNOL, R. (Org.). **The rapakivi granites of the Rondônia tin province and associated mineralization**. Belém: Universidade Federal do Pará, 1995, v.1, p.5-15.

BETTENCOURT, J. S. ;DALL'AGNOL, R. The Rondonian Tin-Bearing Anorogenic Granites And Associated Mineralization.. In: NÓBREGA, A.; MCREATH, I.; SABATÉ, P.. (Org.). **International Symposium on Granites and Associated Mineralizations - Excursion Guides**. Salvador - BA: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 1987, v.1, p. 1-144.

BETTENCOURT, J.S., KAEDEI, M. Reconhecimento dos granitos rapakivi sensu stricto da região do rio Caripunás, Rondônia. In: SYMP. AMAZÔNICO, 2., 1984, Manaus. **Anais...** Manaus: Ministério de Minas e Energia. Departamento da Produção Mineral, Brasília, Brasil, 1984, p. 271–286.

BONIN, B. A-Type Granites and Related Rocks: Evolution of a Concept, Problem and Prospects. **Lithos**, [S.l.], v. 97, p. 1-29. 2007.

BONIN, B. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. **Lithos**, [S.l.], v. 45, p. 45-70. 1998.

BOYNTON, W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies. In: HENDERSEN, P. (Ed.) **Rare Earth Elements Geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 1984. p. 63–114.

CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. **Pac. Geol.**, [S.l.], v. 8, p. 173-174. 1974.

CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2, Arica (Chile). **Actas...** Chile, 1979. p. 137-148.

CREASER, R.A., PRICE, R.C., WORMALD, R.J. A-type granites: Assessment of a residual-source model. **Geology**, [S.l.], v. 19, p. 163-166. 1991.

DALL'AGNOL, R., OLIVEIRA, D. C. de. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. **Lithos**, [S.l.], v. 93, p. 215-233. 2007.

DALL'AGNOL, R., TEIXEIRA, N. P., RÄMÖ, O T., MOURA, C. A. V., MACAMBIRA, M. J. B., OLIVEIRA, D. C. de. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. **Lithos**, [S.l.], v. 80, n. 1-4, p. 101-129. 2005.

DALL'AGNOL, R., COSTI, H.T., LEITE, A.A. da S., MAGALHÃES, M.S. de, TEIXEIRA, N.P. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. **Precambrian Research**, [S.l.], v. 95, p. 9–39. 1999.

DALL'AGNOL, R., BETTENCOURT, J.S., JOÃO, X.S., MEDEIROS, H., COSTI, H.T., MACAMBIRA, M.J.B. Granitogenesis in Northern Brazilian Region: a Review. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 17, n. 4, p. 382-403. 1987.

DEPAOLO, D.J., Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization: **Earth Planet. Sci. Lett.**, [S.l.], v. 53, p. 189-202. 1981.

EBY, G.N. Chemical Subdivision og A-Type Granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. **Geology**, [S.l.], v. 20, p. 641-644. 1992.

FROST, C.D.; FROST, B.R. On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin. **Journal of Petrology**, [S.l.], v. 52, p. 39-53. 2010.

FROST, B. R., ARCULUS, R. J., BARNES, C. G., COLLINS, W. J., ELLIS, D. J.; FROST, C. D. A geochemical classification of granitic rocks. **Journal of Petrology**, [S.l.], v. 42, p. 2033-2048. 2001.

FROST, C. D., FROST, B. R., CHAMBERLAIN, K. R.; EDWARDS, B. R. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming: a reduced rapakivi-type anorogenic granite. **Journal of Petrology**, [S.l.], v. 40, p. 1771-1802. 1999.

FROST, C. D.; FROST, B. R. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection. **Geology**, [S.l.], v. 25, p. 647-650. 1997.

GERALDES, M.C., TEIXEIRA, W., and VAN SCHMUS, W.R. Isotopic and chemical evidence for three accretionary magmatic arcs (1.79-1.42 Ga) in SW Amazon Craton, Mato Grosso state, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 30, p. 99-101. 2000.

HASUI, Y., HARALY, N.L.E., SCHOBENHAUSS, C. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: Subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMP. AMAZÔNICO, 2., 1984, Manaus. **Anais...** Manaus: Ministério de Minas e Energia. Departamento da Produção Mineral, Brasília, Brasil, 1984, p. 129-148.

HUTCHISON, C. S. **Laboratory Handbook of Petrographic Techniques**. John Wiley & Sons, New York, 1974.

HUTCHISON, C. S. The norm, its variations, their calculation and relationships. **Schweiz Mineral Petrog Mitt.**, [S.l.], v. 55, p. 243-256. 1975.

ISHIHARA, S. The magnetite and ilmenite series granitic rocks. **Mining Geology** (Japan), [S.l.], v. 27, p. 293-305. 1977.

IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, [S.l.], v.8, n.5, p. 523-548, 1971.

ISOTTA, C.A.L., CARNEIRO, J.M., KATO, H.T., BARROS, R.J.L. **Projeto província Estanífera de Rondônia**. DNPM/CPRM. Porto Velho, 1978.

KLOOSTERMAN, J.B. A tin province of the Nigerian type in southern Amazônia. In: TECHNICAL CONFERENCE ON TIN, 2, 1968, London. p.381-400. 1968.

KLOOSTERMAN, J.B. Granites and rhyolites of the São Lourenço: a volcano-plutonic complex in southern Amazonia. **Eng. Miner. Metal.** [S.l.], v. 44, n. 262, p. 169-171. 1966.

LE MAITRE R.W. et al. (Ed.). **A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms**. Cambridge: Cambridge University, 1989. 193 p.

LAMEYRE J. The role of granites in the evolution of the crust. Example of the french crustal segment. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 1987, Salvador. **Ext.Abst.** Salvador, 1987, p.15-18.

LARIN, A.M.; Rapakivi granites in the geological history of the earth. Part 1, magmatic associations with rapakivi granites: Age, geochemistry, and tectonic setting. **Stratigraphy and Geological Correlation**, [S.l.], v. 17, n. 3, p. 235-258. 2009.

LEAL, J.W.L., SILVA, G.H., SANTOS, D.B., TEIXEIRA, W., LIMA, M.I.C., FERNANDES, C.A.C., PINTO, A.C. **Geologia da Folha SC.20, Porto Velho**. Rio de Janeiro: DNPM/Projeto RADAMBRASIL 16. Rio de Janeiro, 1978, p. 19-184.

LEAL, J.W.L., SILVA, G.H., ABREU, A.S., LIMA, M.I.C. Granito Serra da Providência. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: SBG, 1976, v. 4, p. 59-74.

LEITE JÚNIOR, W.B.; BETTENCOURT, J.S.; PAYOLLA, B.L. Evidence for Multiple Sources Inferred from Sr and Nd Isotopic data from Felsic Rocks in the Santa Clara Intrusive Suite, Rondônia, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Short Papers...**, Salvador: CBPM, 2003. p. 583-585.

LEITE JÚNIOR, W.B. **A Suíte Intrusiva Santa Clara (RO) e a Mineralização primária polimetálica (Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu e Pb) associada**. 2002. 310 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

LIMA, M.I.C., SANTOS, J.O.S., SIGA JR., O. Os terrenos de alto grau do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia, 1986, v.2, p.751-765.

LITHERLAND, M. (Coordenador). The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian Shield. **Overseas Mem. Br. Geol. Survey**, [S.l.], v. 9, p. 153. 1986.

LUKKARI, S. Petrography and geochemistry of the topaz-bearing granite stocks in Artjärvi and Säaskjärvi, western margin of the Wiborg rapakivi granite batholith. **Bulletin of the Geological Society of Finland**, [S.l.], v. 74, Parts 1-2, p. 115-132. 2002.

MARKL, G., AND HÖHNDORF, A. Isotopic constraints on the origin of AMCG-suite rocks on the Lofoten Islands, N Norway. **Mineral. Petrol.**, [S.l.], v. 78, p. 149-171. 2003.

MANIAR, P.D.; PICCOLI, P.M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geol. Soc. America Bull.**, [S.l.], v. 101, p. 635-643. 1989.

MATOS, J.B., SCHORSCHER, J.H.D., GERALDES, M.C., and SOUZA, M.Z.A. The Rio Alegre Volcanosedimentary Sequence (SW Amazonian Craton, Brazil): Chemical and Isotope (U/Pb and Sm/Nd) constrain and tectonic implications. In: BETTENCOURT, J. S.; TEIXEIRA, W.; PACCA, I. I. G.; GERALDES, M. C.; SPARRENBERGER, I. (Ed.) WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: State-Of-The-Art. São Paulo. **Extended Abstract Volume**. São Paulo, 2001, p.56-59.

MONTGOMERY, C.W., and HURLEY, P.M. Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in Imataca Series, Guyana Shiled, Venezuela. **Earth Plan. Science Lett.**, [S.l.], v. 39, p. 281-290, 1978.

O'CONNOR, J. T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. In: US GEOLOGICAL SURVEY PROFESSIONAL PAPER **B525**. USGS, 1965, p. 79-84.

PATIÑO DOUCE, A.E. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. **Geology**, [S.l.], v. 25, p.743-746. 1997.

PAYOLLA, B.L. **As rochas graníticas e sieníticas das cachoeiras Teotônio e Santo Antônio, rio Madeira, Porto Velho, Rondônia: geologia, petrografia e geoquímica**. 1994. 145 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1994.

PEARCE, P.O.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, [S.l.], v. 25, n. 4, p. 956-983. 1984.

PEACOCK, M.A. Classification of igneous rock series. **J. Geol.**, [S.l.], v. 39, p. 54-67. 1931.

PECCERILLO, A.; TAYLOR, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [S.l.], v. 58, p. 63-81. 1976.

PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M; HEBEDA, E.H.; VERDURMEN, E.A.T.; VERSCHURE, R.H. Isotopic ages of the Trans-Amazonian acidic magmatism and the Nickerie Episode in the Precambrian basement of Surinam, South America, **Geol. Soc. Am. Bull.**, [S.l.], v. 82, p. 1667-1680. 1971.

QUADROS, M.L. do E.S., RIZZOTTO, G.J. (Org.). **Geologia e recursos minerais do Estado de Rondônia: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto Explicativo do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Rondônia**. Porto Velho: CPRM, 2007. 153 f. Escala 1:1.000.000

RICKWOOD, P. C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. **Lithos**, [S.l.], n. 22, p. 247-263. 1989.

RIZZOTTO, G.J.; SCANDOLARA, J.E.; SILVA, C.R.; DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J.S.; MORAIS, P.R. Geology and preliminary geochemistry of the middle proterozoic Serra da Providencia rapakivi granite-Rondonia, Brazil. In: SYMPOSIUM ON RAPA KIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1995b, Belém. **Abstract Volume**. Belém: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará., 1995, p.5-16.

SADOWSKI, G.R. e BETTENCOURT, J.S. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazonian Craton. **Precambrian Research**, [S.l.], v. 76, p. 213-227. 1996.

SANTOS, J.O.S; RIZZOTTO, G.J.; POTTER, P.E.; MCNAUGHTON, N.J.; MATOS, R.S.; HARTMANN, L.A.; CHEMALE Jr., F.; QUADROS, M.E.S. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in west Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. **Precambrian Research**, [S.l.], v. 165, p. 120-152. 2008.

SAUNDERS, A. D.; TARNEY, J.; WEAVER, S. D. Transverse geochemical variations across the Antarctic peninsula; implication for the genesis of calc-alkalic magmas. **Science Letters**, [S.l.], v. 46. p. 344-360. 1980.

SCANDOLARA, J.E., RIZZOTTO, G.J., DE AMORIM, J.L., BAHIA, R.B.C., QUADROS, M.L.; da SILVA, C.R. **Geological map of Rondônia.**, Porto Velho: CPRM, 1999. Escala: 1:1000 000

SCANDOLARA, J.E. **Geologia e Evolução do Terreno Jamari, embasamento da Faixa Sunsás/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico.** 2006. 383 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências. Universidade de Brasília, Brasília, 2006.

SMITH, D. R, NOBLETT, J., WOBUS, R.A., UNRUH, D., DOUGLASS, J. et al. Petrology and geochemistry of late-stage intrusions of the A-type, mid-Proterozoic Pikes Peak Batholith (central Colorado, USA): Implications for petrogenetic models. **Precambrian Research**, [S.l.], v. 98, p. 271-305. 1999.

SOUZA E.C., ROMANINI, S.J., ADAMY, A., SOEIRO, R.S. **Projeto Noroeste de Rondônia.**, Porto Velho: DNPM/CPRM, 1975.

STOCKWELL, C. H. Geology of the Canadian Shield. In: DOUGLAS, R.J.W (Ed.). **Geology And Economic Minerals Of Canada.** Canadá, 1968. p. 51.

STRECKEISEN, A.L. Classification and nomenclature of igneous rocks. **Neus Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen**, [S.l.], v. 107, p. 144-240. 1976.

TASSINARI, C. C. G. e MACAMBIRA, M. . Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, [S.l.], v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.

TASSINARI, C. C. G., MUNHÁ, J. M. U.; RIBEIRO, A. A.; CORREIA, C. T. Neoproterozoic oceans in the Ribeira Belt (southeastern Brazil): The Pirapora do Bom Jesus Ophiolitic Complex. **Episodes**, [S.l.], v. 24, n. 4, p. 245-251. 2001.

TASSINARI, C.C.G. A porção ocidental do Cráton Amazônico: evidências isotópicas de acreção continental no Proterozóico Médio. In: SYMP. AMAZÔNICO, 2., 1984, Manaus. **Anais...** Brasília: Ministério de Minas e Energia. Departamento da Produção Mineral, 1984. p. 439-446.

TASSINARI, C.C.G. **Evolução tectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica.** 1981. 99 f. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1981.

TASSINARI, C.C.G., CORDANI, U.G., NUTMAN, A.P., VAN SCHMUS, W.R., BETTENCOURT, J.S., TAYLOR, P.N. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton), and tectonic implications. **International Geology Review**, [S.l.], v. 38, n. 2, p. 161-175. 1996.

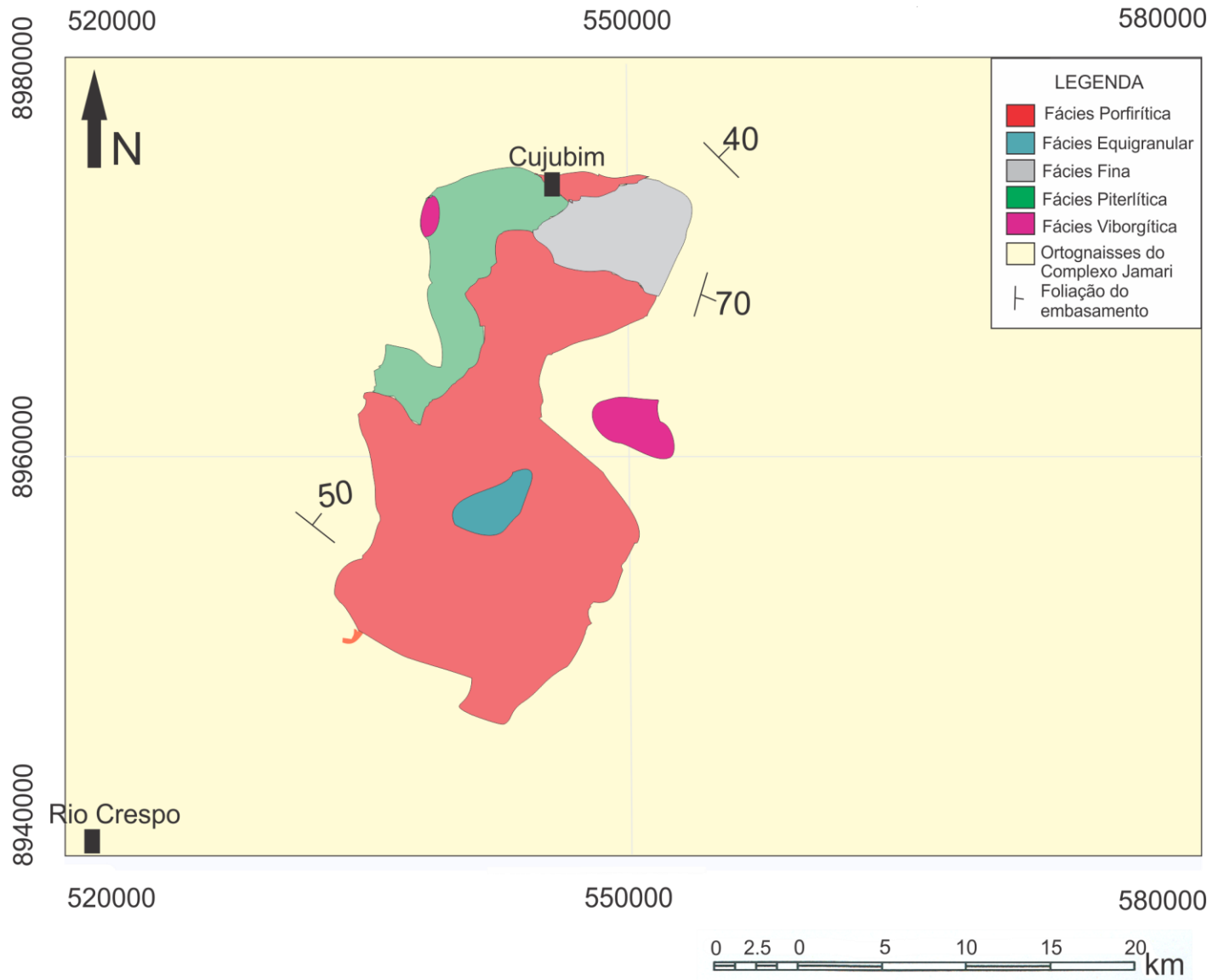
TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.C.G., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. A review of the geochronology of the Amazonian craton: tectonic implications. **Precambrian Research**, [S.l.], v. 42, p. 213-227. 1989.

THOMPSON, R.N. Magmatism of the British Tertiary province Scottish. **Journal of Geology**, [S.l.], v. 18, p. 49-107. 1982.

WAGHORN, J.G. **The geology of Rondônia, western Brazil, with special reference to the tin-bearing complexes and placeres deposits**. 1974. PhD Thesis - Faculty of Science, University of London, London, 1974.

WHALEN, J.B.; CURRFFI, K.L.; CHAPPELL, B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contrib. Mineral Petrol**, [S.l.], v. 95, p. 407-419. 1987.

ANEXO A - MAPA FACIOLÓGICO DO MACIÇO SANTA CLARA



ANEXO B - PROCEDIMENTOS E TÉCNICAS ANALÍTICAS

LITOGEOQUÍMICA

A litogeoquímica é uma das ferramentas mais utilizadas em geologia para compreensão de fontes e diferentes processos evolutivos de diversos tipos de litologias.

A amostragem durante o trabalho de campo deve ser cuidadosa e deve incluir amostras de cada uma das fácies litológicas observadas. Assim, como regra geral, evita-se a coleta de litotipos em afloramentos que mostrem sinais de alteração. Posteriormente, as amostras são levadas para laboratório, onde começam os procedimentos que resultarão na análise litogeoquímica de cada um dos litotipos amostrados.

O processamento das 30 amostras coletadas em campo foi desenvolvido nas instalações do LGPA (Laboratório Geológico de Preparação de Amostras), localizado na Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Com exceção da serragem, todas as etapas descritas abaixo foram realizadas pela aluna. Em cada uma das etapas, foram tomados todos os cuidados necessários a fim de evitar qualquer tipo de contaminação.

i) Serragem: Em um primeiro momento, as amostras foram serradas pelos técnicos do laboratório. Esta etapa consiste em serrar as amostras em pedaços relativamente homogêneos de cerca de 3 cm (*slabs*), excluindo as camadas mais externas da rocha, geralmente alteradas. A utilização destes níveis mais intemperizados poderia gerar resultados incompatíveis com a realidade, e por isso devem ser cuidadosamente excluídos do processo.

ii) Britagem manual: a segunda etapa de trabalho envolve a britagem manual dos *slabs*. Utilizou-se marreta e bigorna (Figura A1) para quebrar as amostras e reduzi-las a tamanhos mais adequados para o posterior processamento. Depois de britadas manualmente, as amostras são colocadas em uma placa de petri, lavadas e levadas para estufa a fim de agilizar o processo de secagem.



Figura A1 - Foto da bigorna e da marreta utilizadas na etapa de britagem manual pela aluna.

iii) Quarteamento: o quarteamento das amostras tem como principal objetivo sua homogeneização, depois de devidamente secas. Todo o conteúdo da placa de petri é colocado em uma folha de papel limpa, e homogeneizado com o auxílio de uma espátula devidamente limpa e descontaminada. A seguir, a amostra é dividida em quatro partes relativamente iguais. Duas partes opostas são, então, selecionadas e colocadas em dois frascos plásticos de 10 gramas cada um. Estes frascos já estão também descontaminados e identificados com etiquetas que exibem o código da amostra. O restante da amostra não utilizada nos frascos é novamente guardada em pequenos sacos plásticos, caso haja necessidade de reutilizar a amostra em um momento posterior.

iv) Moinho de bolas: foram utilizados nesta etapa bolas de tungstênio. Esse processo tem por objetivo fazer com que os grãos cheguem ao tamanho adequado de 200 *mesh*, aumentando a superfície de reação, e facilitando o ataque químico necessário para posterior análise litogeoquímica. Esta etapa consiste em colocar aproximadamente 10 gramas do material nos frascos plásticos em cilindros próprios para serem utilizados no moinho de bolas (Figura A2a). Junto com o material, coloca-se quatro bolas de tungstênio (Figura A2b), que serão os principais responsáveis por moer as amostras e transformá-las em pó de granulometria muito fina.

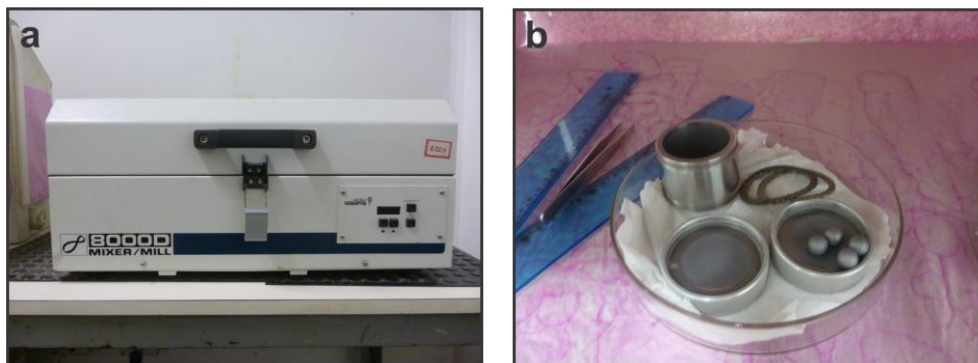


Figura A2 - Fotos da etapa em que utiliza-se o moinho de bolas, mostrado na figura (a); (b) materiais utilizados no moinho de bolas: cilindros e bolas de tungstênio, nesta foto em estufa.

Primeiro, para garantir a descontaminação do moinho, utiliza-se areia própria para tal. Neste processo, coloca-se uma quantidade de areia suficiente para “cobrir” as bolas de tungstênio; liga-se o aparelho e 5 minutos depois, o aparelho é desligado. A areia já pulverizada é então utilizada para lavar as bolas e os cilindros; após a lavagem, o pó é descartado. Em seguida, contamina-se os cilindros e as bolas de tungstênio com uma pequena quantidade das amostras, em um tempo também de 5 minutos. Depois de transformadas em pó, estas amostras retiradas do moinho são descartadas. Após esse processo, coloca-se cerca de 10 gramas de amostra em cada cilindro, e as mesmas são moídas por aproximadamente 20 minutos. O pó final é então colocado em uma folha de papel limpa e verifica-se, com uma espátula descontaminada, se a granulometria está adequada para o processamento litogeoquímico. Caso não esteja adequada, a amostra deve permanecer no moinho por mais alguns minutos, de acordo com a necessidade. Com a granulometria apropriada, as amostras em pó são colocadas de volta nos frascos plásticos de 10 gramas cada um, com identificação. Estes frascos foram previamente descontaminados, mais uma vez.

Para uma próxima amostra, deve-se novamente descontaminar o moinho de bolas com a areia própria e em seguida deve-se contaminá-lo com as amostras a serem moídas. Esta é a etapa final de processamento das amostras. O resultado final é o pó de granulometria muito fina, que neste caso, foi enviado para análise no *Activation Laboratories*, o *ACTLABS*, no Canadá. As análises químicas foram efetuadas por ICP-AES e ICP-MS, para elementos maiores e elementos traços, incluindo os Elementos Terras Raras. Abaixo apresenta-se uma breve explicação de cada um desses métodos e suas principais características.

- *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS)*: este método foi desenvolvido no final da década de 1980 a fim de combinar um processamento simples das amostras e uma tecnologia capaz de fazer as análises de maneira rápida, com a precisão e limites de detecção baixos que um espectrômetro de massa possui. O instrumento resultante desta combinação seria, então, capaz de análises de múltiplos elementos-traços, como por exemplo a detecção de elementos que ocorrem em partes por trilhão. O ICP-MS tem sido amplamente utilizado ao longo dos anos, com aplicações em um número variado de campos, incluindo água potável, hidrogeologia, geologia, pedologia, mineração, metalurgia e medicina.

A tecnologia ICP foi construída de acordo com os mesmos princípios usados na espectrometria de emissão atômica. Uma amostra é decomposta a elementos neutros em um plasma de argônio sob alta temperatura e então analisada de acordo com sua massa para ser ionizada. O método ICP-MS pode ser considerado como um processo composto de quatro estágios, que são: introdução da amostra e geração do aerossol, ionização pelo plasma de argônio, discriminação da massa, e sistema de detecção. Uma das maiores vantagens do método ICP-MS reside nos seus baixos limites de detecção de uma grande variedade de elementos. Alguns elementos podem ser detectados em níveis de partes por quadrilhão, enquanto a maioria é detectável em níveis de partes por trilhão.

- *Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES)*: esta é uma das várias técnicas utilizadas na espectrometria atômica analítica. O ICP-AES é um tipo de espectroscopia que utiliza um plasma a fim de produzir átomos excitados e íons capazes de emitir radiação eletromagnética em comprimentos de ondas características de cada elemento em particular. A intensidade desta emissão indica a concentração do elemento existente na amostra analisada. Trata-se de um método utilizado para detecção de metais existentes em pequenas quantidades.

De acordo com a necessidade e com os objetivos a serem alcançados em uma análise litogeoquímica, diversos “pacotes” de análises são oferecidos pelos laboratórios. Para as análises desta dissertação, foi utilizado o procedimento descrito abaixo. Dentre os diversos “pacotes” oferecidos para este procedimento, o escolhido para este trabalho foi o 4 Litho.

Lithium Metaborate/Tetraborate Fusion – ICP e ICP/MS

Este processo de fusão fornece como resultado os metais e é ideal para litogeoquímica, já que inclui análise dos óxidos maiores, elementos-traços (incluindo os ETR) e outros elementos, como os HFSE. Para este procedimento, são oferecidos pacotes como 4B (ICP/OES), 4B2 std (ICP/MS), 4B2 research (ICP/MS), 4 Litho (ICP/OES + ICP/MS) e 4Lithoresearch (ICP/OES + ICP/MS). Nesta dissertação, o pacote escolhido foi 4 Litho. Neste procedimento, a amostra que sofreu fusão anteriormente é diluída e analisada através do Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 ou 9000 ICP/MS. Três brancos e cinco amostras de controle são analisadas por cada grupo de amostras, e as duplicatas sofrem fusão e são analisadas a cada 15 amostras. O instrumento é recalibrado a cada 40 amostras analisadas. Segue abaixo uma tabela com os limites de detecção observados para este procedimento.

Fusão ICP

Tabela A1 - Limites de detecção para todos os óxidos maiores para este procedimento.

Óxidos maiores	Limites de detecção (%)
SiO ₂	0.01
Al ₂ O ₃	0.01
Fe ₂ O ₃	0.01
MgO	0.01
MnO	0.001
CaO	0.01
TiO ₂	0.001
Na ₂ O	0.01
K ₂ O	0.01
P ₂ O ₅	0.01
Perda ao Fogo (PF) / Loss on Ignition (LOI)	0.01

Tabela A2 - Limites de detecção mínimos (%) e máximos (%) para os Elementos-traços no procedimento escolhido.

Elementos-traços	Limite mínimo (%)	Limite máximo (%)	Método
Ag	0.5	100	ICP/MS
As	5	2	ICP/MS
Ba	3	500	ICP
Be	1	-	ICP
Bi	0.4	2	ICP/MS
Ce	0.1	3	ICP/MS
Co	1	1	ICP/MS
Cr	20	10	ICP/MS
Cs	0.5	1	ICP/MS
Cu	10	10	ICP/MS
Dy	0.1	1	ICP/MS
Er	0.1	1	ICP/MS
Eu	0.05	1	ICP/MS
Ga	1	500	ICP/MS
Gd	0.1	1	ICP/MS
Ge	1	500	ICP/MS
Hf	0.2	1	ICP/MS
Ho	0.1	1	ICP/MS
In	0.2	200	ICP/MS
La	0.1	2	ICP/MS
Lu	0.04	1	ICP/MS
Mo	2	100	ICP/MS

Elementos-traços	Limite mínimo (%)	Limite máximo (%)	Método
Nb	1	1	ICP/MS
Nd	0.1	2	ICP/MS
Ni	20	10	ICP/MS
Pb	5	10	ICP/MS
Pr	0.05	1	ICP/MS
Rb	2	1	ICP/MS
Sb	0.5	200	ICP/MS
Sc	1	-	ICP
Sm	0.1	1	ICP/MS
Sn	1	1	ICP/MS
Sr	2	10	ICP
Ta	0.1	500	ICP/MS
Tb	0.1	1	ICP/MS
Th	0.1	2	ICP/MS
Tl	0.1	1	ICP/MS
Tm	0.05	1	ICP/MS
U	0.1	1	ICP/MS
V	5	10	ICP
W	1	5	ICP/MS
Y	2	10	ICP
Yb	0.1	1	ICP/MS
Zn	30	10	ICP/MS
Zr	4	10	ICP

MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)

Este procedimento tem como principal objetivo selecionar os melhores alvos para serem analisados pelo método LA-MC-ICP-MS (*Laser Ablation Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), para datação de zircões pelo método U-Th-Pb. Esta etapa foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura na Universidade de Campinas, sob a supervisão da técnica responsável. Duas amostras foram analisadas.

A microscopia eletrônica de varredura permite análise de microestruturas, defeitos e propriedades dos materiais analisados, e é tida como uma técnica bastante adequada, pois permite alcançar aumentos muito superiores àqueles verificados para a microscopia ótica. Neste procedimento, a área a ser analisada, que neste caso é representada pelo mineral que se pretende analisar, é irradiada por um fino feixe de elétrons, ao invés da radiação da luz. Como resultado da interação entre o feixe de elétrons e a superfície do mineral, uma série de radiações é emitida, como: elétrons secundários, elétrons retroespalhados, raios-X característicos, elétrons Auger, fótons, etc. Estas radiações são então captadas e fornecem informações sobre a amostra analisada, como composição e cristalografia, além da topografia da superfície do mineral.

A imagem observada no MEV é o resultado da variação de contraste que ocorre quando um feixe de elétrons primários varre a superfície das amostras em análise ponto a ponto. De maneira geral, as variações de contraste ocorrem devido à variação do número de elétrons que são emitidos das amostras e que atingem o detector. Dessa maneira, imagens de elétrons retroespalhados em seções polidas de minerais como zircão são capazes de exibir algumas estruturas internas dos grãos, relacionadas a eventos de cristalização primária e secundária (inclusões, zonação, herança de núcleos por meio de recristalização e metamictização). Normalmente, as amostras de zircões a serem analisadas para geocronologia são primeiro analisadas no MEV, a fim de verificar a existência de microestruturas como as citadas acima, bem como microfraturas, e por fim, localizar os melhores alvos a serem atingidos pelo laser no método LA-MC-ICP-MS. Na figura A3 abaixo é possível observar algumas fotos tiradas ao longo desta etapa.

Diversos tipos de amostras podem ser analisados usando o MEV, como lâminas delgadas, frações de filtros, grãos de minerais e fragmentos de rochas. Para tais análises, alguns procedimentos são necessários a fim de evitar problemas nas análises e no equipamento. Assim, é necessário limpar as amostras com solvente quando as mesmas estiverem engorduradas, assim como é importante uma limpeza com ultrassom ou escovação mecânica no caso de amostras que possuem grãos desagregados. Em seguida, as amostras são fixadas à platina do equipamento com uma fita condutora de carbono dupla face e finalmente metalizadas. A metalização evita que o excesso de carga em amostras não condutoras acumule-se em determinadas regiões e prejudique a aquisição das imagens. Nesta etapa, uma fina camada de elemento condutor é depositada na superfície das amostras de maneira que os elétrons possam ser conduzidos através de sua superfície para o aterramento. A metalização pode ser feita com carbono ou ouro, dependendo dos elementos de interesse a serem avaliados nos análises. Para esta dissertação, utilizou-se carbono. Depois de imageadas, a metalização é facilmente removida através de polimento, permitindo que as amostras sejam utilizadas para datação U-Pb, como é o caso das usadas nesta tese.

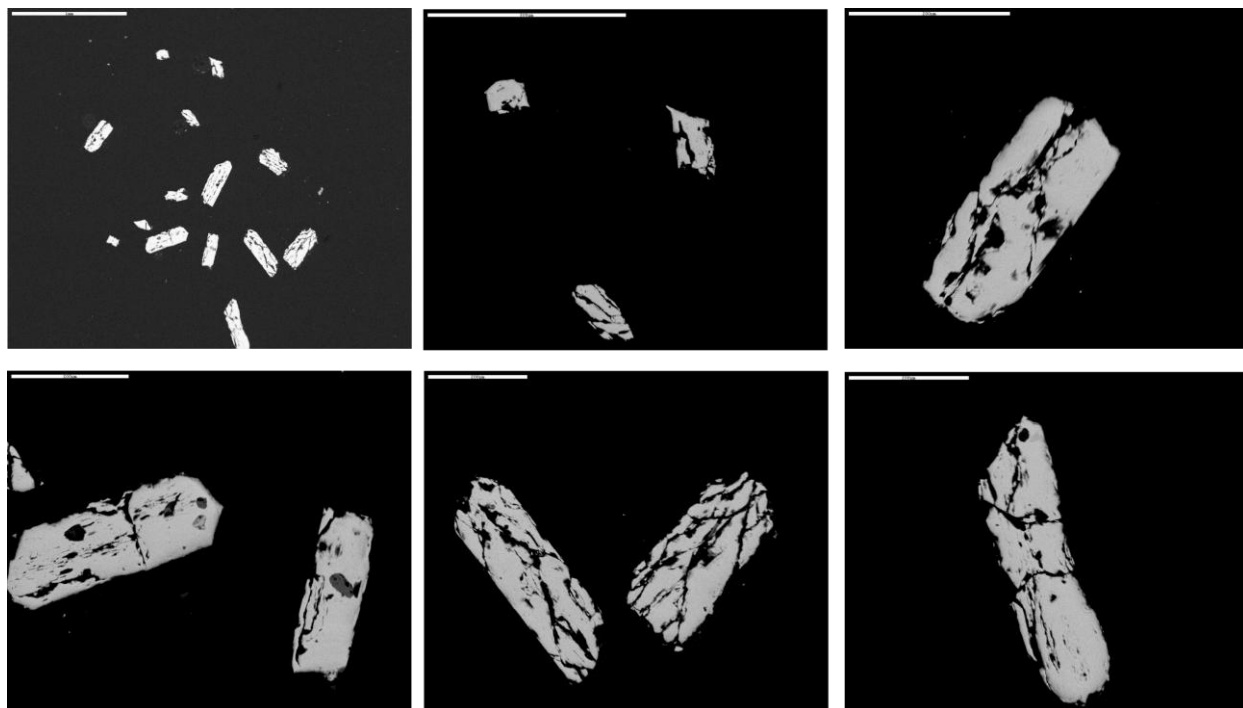


Figura A3 - Fotos do *mount* da amostra SC-30A, durante a microscopia eletrônica de varredura, no IGE/Unicamp.

GEOCROLOGIA

A Geocronologia consiste em uma ferramenta muito utilizada e bastante eficaz na Geologia. Para esta dissertação de mestrado, dois métodos de datação foram selecionados e aplicados. Nesta seção do Anexo III, há uma breve descrição de cada um dos métodos, bem como suas aplicações no campo da Geologia. Todas as análises utilizadas nesta dissertação foram realizadas nas dependências do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, com o auxílio e supervisão dos técnicos responsáveis.

O Método Sm-Nd

Procedimento Químico

O procedimento químico para análise de Sm-Nd começa com a digestão das amostras a serem analisadas. Alíquotas das amostras de rochas pulverizadas para litogeoquímica são utilizadas neste processamento. Nesta etapa, a digestão pode ser feita com o uso de bombas de teflon ou não; para esta dissertação, as bombas não foram necessárias. A digestão foi feita em cápsulas de teflon, mais conhecidas como savilex (Figura A4a). Utiliza-se uma balança de alta precisão, com 3 casas decimais (Figura A4b). Pesou-se aproximadamente 80 mg de amostra e à mesma foi acrescentado cerca de 30 mg de traçador (*spike*). Todos os valores fornecidos pela balança são anotados.



Figura A4 - Fotos de etapas do pré-processamento químico em laboratório (a) exemplo de amostra e seu respectivo savilex, devidamente limpo e identificado; (b) balança de alta precisão utilizada.

Depois da pesagem, quatro ataques químicos são realizados. No primeiro ataque, adiciona-se 250 μL de HNO_3 concentrado (destilado) e 3 mL de HF concentrado (destilado). Ao final, o savilex fica cerca de 24 horas em uma chapa quente (Figura A5a). Em seguida, o savilex é evaporado dentro do “clean box” (Figura A5b). No segundo ataque, adiciona-se 250 μL de HNO_3 concentrado (destilado) e 3 mL de HF. Nesta etapa, o savilex deve ficar em chapa quente de 3 a 4 dias, e então evaporado mais uma vez. O terceiro ataque consiste em adicionar 1 mL de HNO_3 e evaporar logo em seguida, sem o uso de chapa. No quarto e último ataque, adiciona-se 3 mL de HCl 6N destilado e deixar em chapa quente por mais 24 horas.

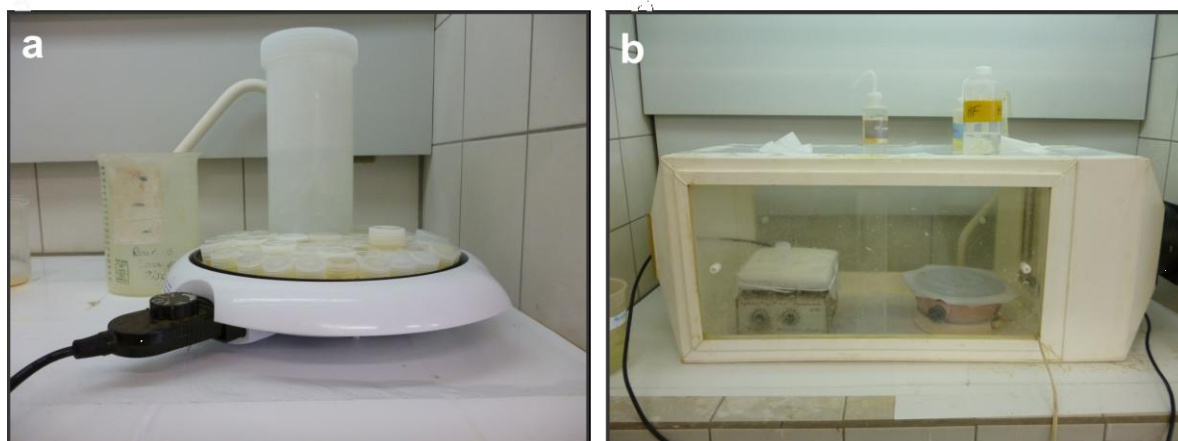


Figura A5 - Fotos da etapa de processamento químico das amostras a serem utilizadas para análise Sm-Nd (a) amostras em savilex na chapa quente; (b) amostras em savilex sendo evaporadas no “cleanbox”.

Ao final da etapa de digestão da amostra, deve-se observar se a digestão foi completa. A solução deve estar homogênea; caso não esteja, retorna-se ao terceiro ataque novamente. Caso esteja homogênea, deve-se evaporar a solução da amostra e adicionar 2 mL de HCl 2,5N. A solução deve parecer homogênea, como anteriormente.

Depois da etapa de digestão das amostras, inicia-se a separação dos ETRs com o uso de colunas de troca catiônica (Figura A6a). As colunas possuem resinas que possibilitam a separação dos elementos químicos de acordo com a interação que há entre a amostra, os ácidos usados e a resina (AG50W-X12). O ácido mais utilizado é o HCl em concentrações variadas e quantidades que também variam ao longo do processo. Ao final, os ETRs ficam aprisionados na resina e são então coletados também com a utilização destes ácidos, em quantidades previamente conhecidas. Em seguida, a solução coletada

nas primeiras colunas passa por uma coluna secundária (Figura A6b), com outro tipo de resina (AG1X8 e LN RESIN), que proporciona novas interações com os ETRs, e o uso de determinados ácidos possibilita a separação entre estes elementos e o Sm e Nd. Primeiro, o Nd é coletado; em seguida, é a vez do Sm.

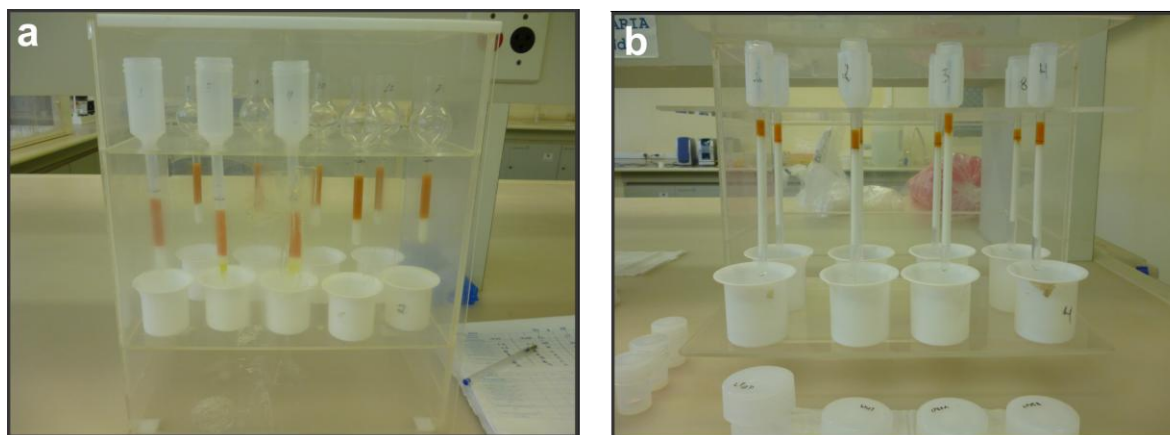


Figura A6 - Fotos das etapas de coleta dos ETR pelas colunas (a) coleta dos ETRs nas chamadas colunas primárias; (b) coleta seletiva de Sm e Nd nas chamadas colunas secundárias.

As soluções obtidas são então evaporadas e analisadas pelo TIMS Finnigan MAT-262, um espectrômetro de massa iônico com sete coletores tipo copo Faraday móveis e uma multiplicadora de elétrons.

Isótopos

O Sm possui cinco isótopos naturais, e o Nd possui sete isótopos estáveis. Há dois sistemas de decaimento entre os isótopos de Sm e Nd: o primeiro é o ^{146}Sm , que decai para o ^{142}Nd . O segundo par é o ^{147}Nd que decai para ^{143}Nd . O primeiro sistema não é utilizado para fins de estudos geocronológicos e de geologia isotópica, uma vez que o ^{146}Sm é um isótopo radioativo e radiogênico, decaindo para o ^{142}Nd , mas também resultante do decaimento de ^{150}Gd . Assim, a utilização desse par de isótopos fica dificultada pelas correções necessárias (Lugmair e Mati, 1977). outros dois tipos de decaimento são observados (^{148}Sm para ^{144}Nd e ^{149}Sm para ^{145}Nd), porém suas meias-vidas são grandes demais e não permitem a observação de variações nas suas respectivas abundâncias ao longo da escala de tempo geológico (Dickin, 2005). Assim, apenas o par

de decaimento ^{147}Sm para ^{143}Nd é o utilizado nos laboratórios de geologia isotópica, e a constante de decaimento nesse caso é de $6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$.

Geoquímica do Sm e Nd

Samário ($Z=62$) e Neodímio ($Z=60$) são Elementos Terras Raras Leves (ETRL), e ocorrem em diversos minerais facilmente encontrados em rochas. As concentrações de ambos os elementos em minerais silicáticos aumentam de acordo com a sequência em que cristalizam a partir de um magma de acordo com a série de reação de Bowen. Assim, as concentrações de Sm e Nd em rochas ígneas tendem a aumentar com o grau de diferenciação, apesar da razão Sm/Nd diminuir. Em geral, o Nd tende a aumentar sua concentração em relação ao Sm ao longo do processo de cristalização fracionada, e rochas crustais tipicamente apresentam razão Sm/Nd menor do que as rochas derivadas do manto superior.

Ambos Samário e Neodímio são elementos com alto número atômico e forte densidade de carga, não se difundem facilmente em escala de rocha total e são muito pouco móveis em estado sólido. Em escala de mineral, o Sm e Nd redistribuem-se entre os minerais neoformados ao longo de uma recristalização metamórfica. Uma das características mais importantes e que faz com que este seja um sistema muito utilizado reside no fato de ambos os elementos serem pouco solúveis em água, sendo bastante resistentes a processos de intemperismo e de lixiviação. O Sm e Nd ocorrem nas rochas substituindo os LILE (Large Ion Lithophile Elements), e algumas vezes são constituintes principais de alguns minerais acessórios de rochas graníticas como monazita, xenotímio, fluorita e schellita.

O Sistema Sm-Nd e suas Aplicações

O sistema Sm-Nd é útil na determinação de idades de cristalização de rochas, bem como na determinação de idades de eventos magmáticos e metamórficos, e fornece idades isocrônica e modelo, além do parâmetro petrogenético ϵ_{Nd} . Assim com os demais métodos geocronológicos, o método Sm-Nd pressupõe certos princípios, sem os quais a datação não é possível. Assim, todos os minerais ou rochas analisados devem apresentar a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ inicial iguais. Conforme o avanço do tempo, os átomos de ^{147}Sm decaem para átomos de ^{143}Nd , de forma que a razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ diminui e a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ aumenta.

O procedimento analítico do método Sm-Nd envolve análise de amostras de minerais previamente selecionados e separados (como piroxênio, olivina, anfibólio, feldspato, micas) ou de rocha total. Para aplicação deste método, é essencial que as amostras analisadas sejam co-magmáticas e apresentem a mesma razão inicial $^{143}Nd/^{144}Nd$. Além disso, o mineral ou rocha analisado deve ter se comportado como um sistema fechado desde a sua formação; a constante de decaimento para o sistema deve ser conhecida e o isótopo radiogênico (^{143}Nd) só pode ter sido gerado pelo decaimento radioativo do ^{147}Sm .

O método Sm-Nd permite o cálculo de idades modelos baseadas na evolução isotópica do Nd, já que a razão Sm/Nd apresentou variações significativas durante geração da crosta, através da extração de material mantélico. Duas idades modelos são conhecidas: T_{CHUR} e T_{DM} . A idade T_{CHUR} é capaz de medir o tempo em que a amostra analisada foi gerada e separada de um magma de composição equivalente ao reservatório condrítico. A idade T_{DM} , mais utilizada, corresponde ao tempo decorrido desde que a amostra analisada foi gerada a partir de um magma do manto empobrecido. Assim, esta idade modelo também é conhecida por “tempo de residência crustal”.

O sistema Sm-Nd também é capaz de fornecer o parâmetro petrogenético ϵ_{Nd} , muito utilizado para compreensão da gênese das rochas, bem como da evolução da crosta e manto. Valores de ϵ_{Nd} positivos indicam gênese associada a fontes empobrecidas com razão Sm/Nd maiores do que o reservatório condrítico. Valores negativos de ϵ_{Nd} indicam gênese associada a fontes enriquecidas, com razão Sm/Nd menores do que as verificadas para o reservatório condrítico.

O método Sm-Nd é largamente aplicado em rochas ígneas, fornecendo idades isocrônicas que indicam idade de cristalização das amostras. Também é aplicado em rochas metamórficas, indicando idades de rehomogeneização isotópica, idades de protólitos em rochas sedimentares e idades de processos hidrotermais em mineralizações.

O Método U-Th-Pb

Procedimentos

Antes da análise propriamente dita dos cristais selecionados para datação pelo método U-Th-Pb, é necessária a preparação das amostras.

A primeira etapa consiste na seleção de amostras ainda em campo, que serão posteriormente preparadas para datação. Para esta dissertação de mestrado, apenas granitos do Maciço Intrusivo Santa Clara foram selecionados, já que estes constituem o tema principal deste estudo. Na etapa de mapeamento geológico, em campo, foram coletadas 2 amostras de fácies diferentes, com cerca de 30 kg cada uma. Em seguida, as amostras foram preparadas nas instalações do Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA – UERJ).

Em um primeiro momento, as amostras selecionadas foram britadas com o uso do britador de mandíbulas (Figura A7a), e em seguida foram pulverizadas em moinho de discos (Figura A7b). O material resultante deste procedimento foi bateado manualmente, e em seguida utilizou-se bromofórmio para separação de minerais pesados. Na próxima etapa, o concentrado de minerais pesados passou pelo separador eletromagnético Frantz (Figura A7c); a fração menos magnética foi então selecionada manualmente com o auxílio de lupa binocular.

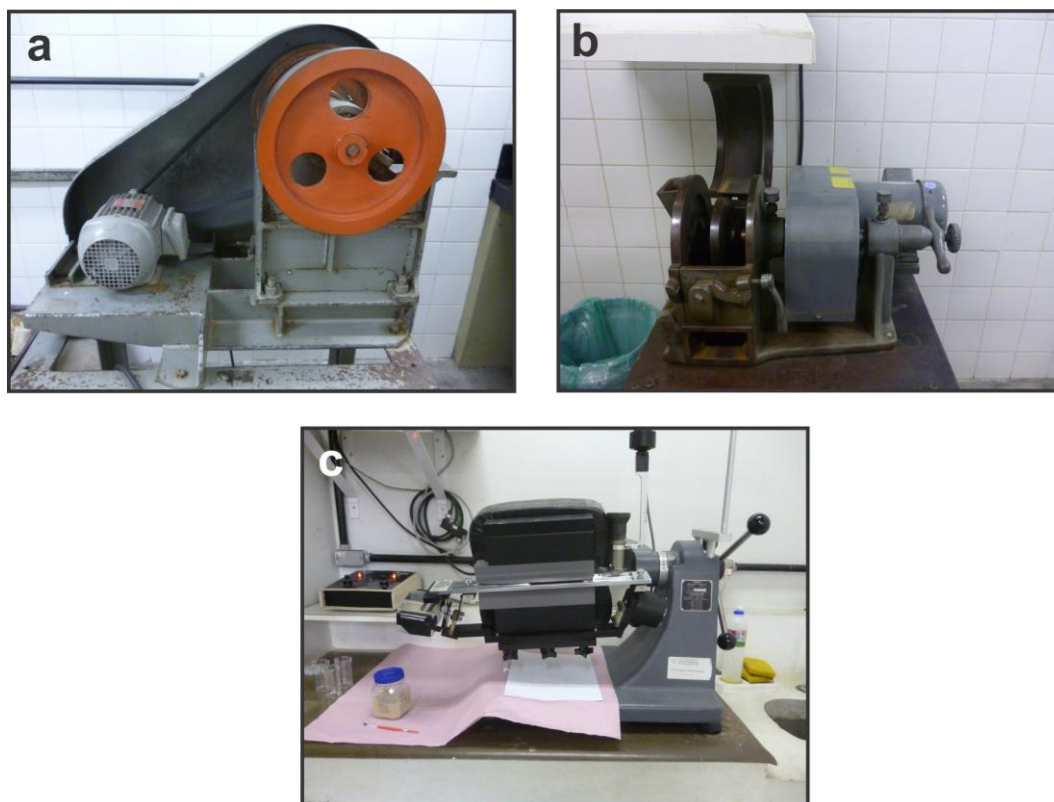


Figura A7 - Fotos da etapa de processamento das amostras selecionadas para datação U-Pb em zircão (a) britador de mandíbulas; (b) moinho de discos; (c) separador eletromagnético Frantz.

Depois dos procedimentos acima descritos, utilizou-se lupa binocular (Figura A8a) para seleção dos cristais a serem analisados. Para seleção dos grãos, utilizou-se placa de petri e uma agulha fina (Figuras A8b e c), que permitiu a escolha de determinados grãos. Os grãos escolhidos são então agrupados e colocados em fita crepe; em seguida, prepara-se um tipo de suporte a fim de que os grãos fiquem retidos (nesse caso, utilizou-se uma ponteira azul, cortada e lixada). Em seguida preparou-se a resina de acordo com as instruções fornecidas pelo próprio fabricante e espera-se pela secagem da resina (Figura A8d). Como foram selecionadas 2 amostras de fácies a serem analisadas, o ideal é que se identifique os “*mounts*” (Figura A8e) para evitar futuros erros.

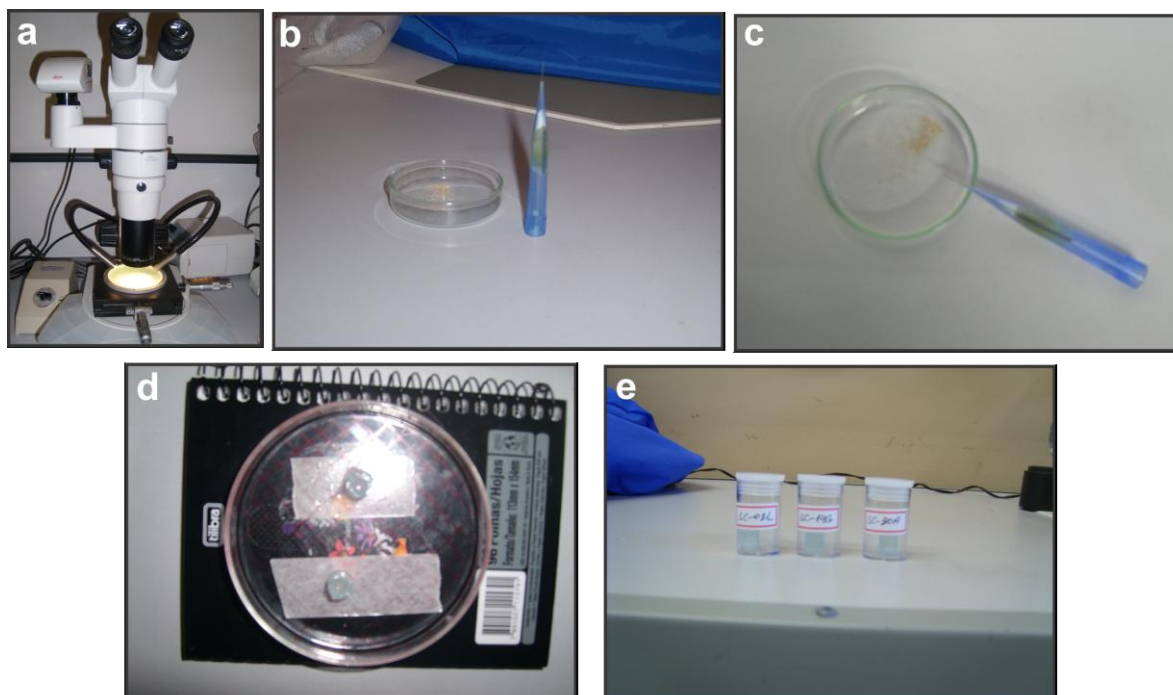


Figura A8 - Fotos do procedimento para montagem das amostras a serem analisadas pelo método U-Pb ICP-MS-LA (a) lupa binocular utilizada para seleção dos grãos de zircão; (b) e (c) placa de petri com os grãos de zircão a serem ainda selecionados; (d) esquema de montagem dos “*mounts*” de zircão; (e) amostras devidamente identificadas.

Com os “*mounts*” prontos, o próximo passo consiste em polir as superfícies dos mesmos a fim de expor os grãos de zircões a serem analisados. Nesta etapa, utilizou-se lixas específicas e pasta de diamante. A figura A9 mostra algumas fotos dos *mounts* já polidos tiradas com o auxílio de microscópio com máquina fotográfica acoplada. A figura A10 mostra fotos de zircões de cada uma das duas amostras analisadas. Estas fotos foram tiradas com lupa binocular e câmera acoplada, permitindo imagens de boa qualidade.

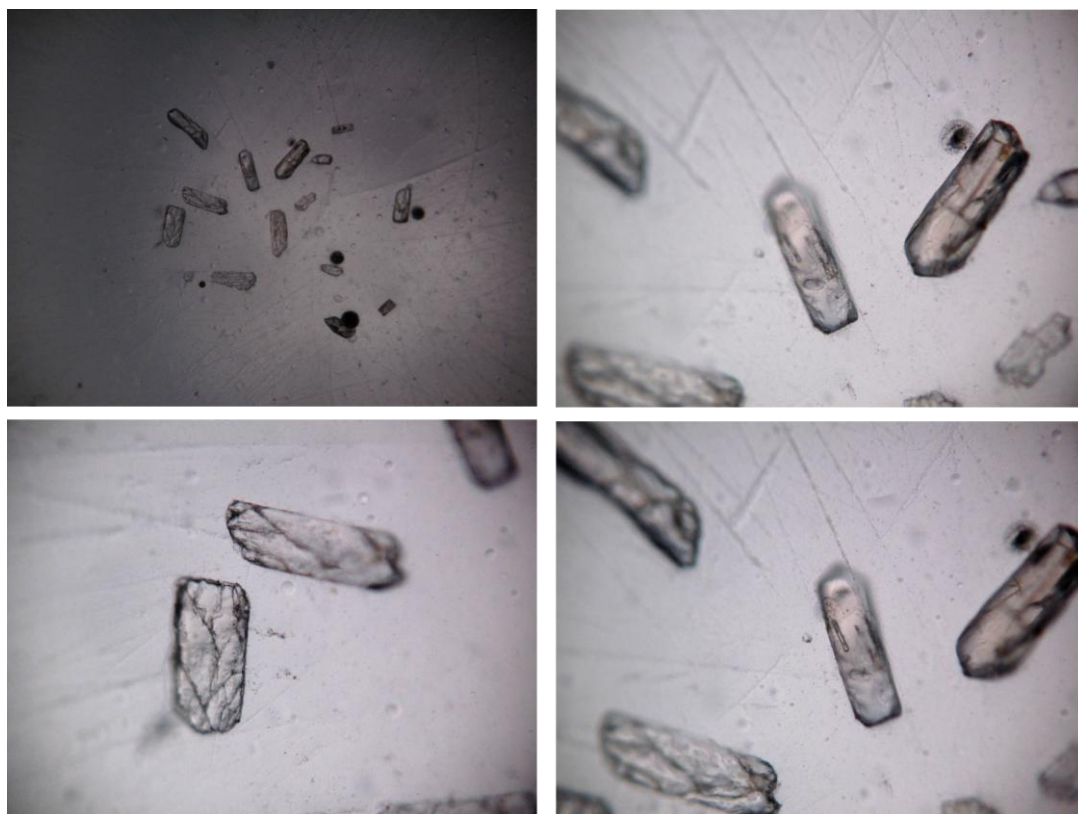


Figura A9 - Fotos tiradas em microscópio eletrônico dos *mounts* polidos, com os grãos selecionados para análise U-Pb, todas da amostra SC-30A.

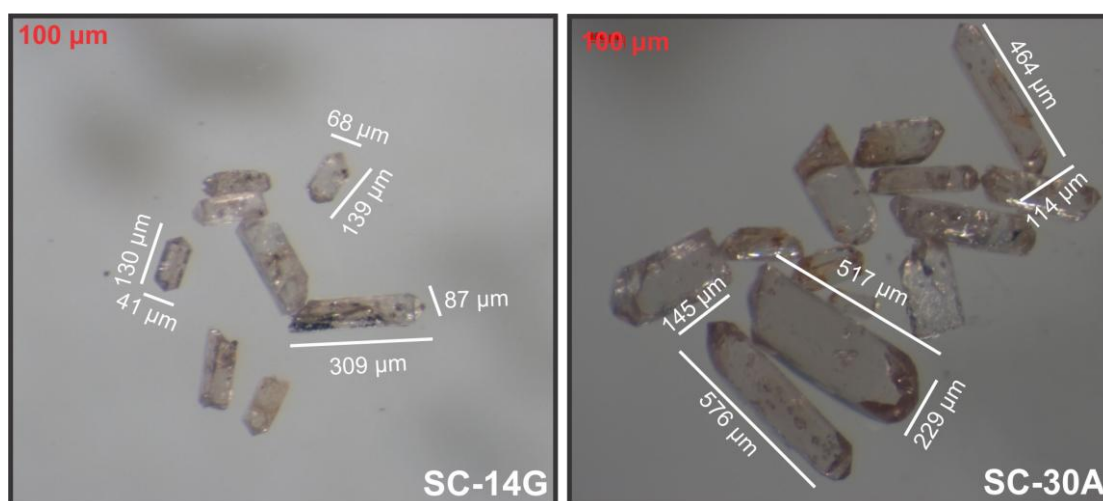


Figura A10 - Fotos tiradas com lupa binocular de diversos zircões, das duas amostras analisadas: SC-14G e SC-30A.

Isótopos

O sistema U-Th-Pb é utilizado na ciência para fornecer idades radiométricas desde a primeira metade do século passado. Nas últimas três décadas, houve um grande aumento no número de laboratórios capazes de desenvolver os procedimentos necessários, e ao longo do tempo, novas técnicas analíticas e novos minerais passaram a ser utilizados para datação U-Th-Pb, aumentando as possibilidades do uso deste método para aplicações em problemas geológicos.

Três séries independentes de decaimento são a base para o método. O U apresenta três isótopos naturais: ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U , todos radioativos. O Th existe de forma primária como um único isótopo radioativo: ^{232}Th , porém outros cinco isótopos de Th ocorrem na natureza como resultado do decaimento dos isótopos do U.

O decaimento do ^{238}U gera uma série de isótopos intermediários com vida curta que também são radioativos, e conseqüentemente decaem para novos isótopos. Assim, a partir do isótopo radioativo ^{238}U , vários isótopos instáveis são gerados até a formação do isótopo ^{206}Pb , que é estável.

Fato interessante é que cada série de decaimento produz isótopos intermediários específicos, incluindo o Pb, ao final de cada decaimento. Se um mineral ou rocha comporta-se como um sistema fechado, então a taxa de produção do isótopo estável no final da série deve ser igual à taxa de decaimento do isótopo radioativo no início dessa série. Assim, cada uma das séries pode ser aplicada para datações de maneira independente, e abundância dos isótopos radioativo radiogênico pode ser usada para cálculo de idades, conhecidas suas constantes de decaimento.

Geoquímica do U e Pb

O U (Z=92) e o Th (Z=90) são membros da série dos actínídeos, e possuem propriedades químicas semelhantes; seus raios iônicos são similares e por isso facilmente

substituem um ao outro. No entanto, sob condições oxidantes, o U forma o íon uranila, que por sua vez forma compostos solúveis em água, dando grande mobilidade ao U em ambientes crustais superficiais, enquanto o Th existe apenas na forma tetravalente e seus compostos geralmente são insolúveis em presença de água. A diferença de solubilidade na forma oxidada resulta em comportamentos distintos entre o U e o Th em ambientes supérgenos (Gerald, 2010).

No curso do processo de fusão parcial e cristalização fracionada de magmas, U e Th são concentrados na fase líquida e incorporados nos produtos mais enriquecidos em sílica. Assim, rochas ácidas possuem maiores concentrações de U e Th do que rochas básicas e ultrabásicas. Com os processos de diferenciação geoquímica do manto superior, U e Th concentram-se em rochas da crosta continental. As rochas graníticas são enriquecidas em Th em relação ao U provavelmente como resultado da remoção de U por soluções aquosas através do íon uranila durante os estágios finais da cristalização de magmas graníticos (Gerald, 2010).

As concentrações do U e Th nos principais minerais formadores de rocha são baixas, mas estes elementos ocorrem primariamente ou como substituintes de outros elementos em minerais acessórios, como uraninita, zircão, torita, allanita, monazita, apatita, xenotímo e titanita.

O Sistema U-Pb e suas Aplicações

Como o observado nos demais métodos radiométricos, o decaimento radioativo utilizado é representado matematicamente por uma equação exponencial negativa do tipo $N = N_0 e^{-\lambda t}$. No caso do método U-Th-Pb, três equações diferentes são caracterizadas. Na primeira, o isótopo radioativo é o ^{238}U e o isótopo radiogênico é o ^{206}Pb , a uma taxa de decaimento $\lambda = 1,55125 \times 10^{-10}$. Na segunda, o isótopo radioativo é o ^{235}U , que decai para o ^{207}Pb , com constante de desintegração $\lambda = 9,8485 \times 10^{-10}$. Na terceira e última equação, o isótopo radioativo ^{232}Th decai para o isótopo radiogênico ^{208}Pb a uma constante de desintegração $\lambda = 4,9475 \times 10^{-11}$.

As equações matemáticas acima citadas são utilizadas para a construção de isócronas análogas às aquelas de Rb-Sr e Sm-Nd. Tais isócronas fornecem inclinações que permitem o cálculo da idade de um grupo de amostras que tenham se comportado como sistemas fechados e que tenham razões isotópicas de Pb iniciais iguais. É comum, no entanto, que as isócronas não forneçam dados precisos, uma vez que rochas expostas ao intemperismo químico podem perder frações significativas de U devido a mobilidade do íon uranila, bem como perdas razoáveis de Pb.

Para solucionar os problemas de perda e ganho de Pb, U e Th, muito comumente utiliza-se, ao invés da isócrona, concórdias. Uma concórdia é um diagrama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, e é representada por um lugar geométrico onde idades obtidas pelos geocronômetros $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$ e $^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$ são concordantes. Este diagrama foi construído por Wetherill (1957) através do cálculo de idades concordantes para determinadas amostras caso não houvesse perda de Pb. Estes locais geométricos foram expandidos desde a idade 0 até o início da Terra, há 4,6 Ga atrás. Quando o mineral ou rocha analisado permaneceu como um sistema fechado para o U e todos os seus isótopos são radiogênicos, as idades obtidas pelos geocronômetros $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$ e $^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$ são iguais, e no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, os pontos analíticos coincidem com a concórdia. Porém, quando ocorre perda de Pb, os pontos analíticos não coincidem com a concórdia, e são chamados discordantes. Uma discórdia pode ser construída por diversos pontos analíticos que representam amostras com perdas de Pb.

Técnicas Analíticas do Método U-Th-Pb

Ao longo dos anos, novas tecnologias possibilitaram o desenvolvimento de diversas técnicas analíticas para análise de vários minerais, principalmente zircão. Dentre elas, tem-se: Geocronologia U-Pb Convencional, Microsonda Iônica (*Sensitive High Resolution Ion Micro Probe*, SHRIMP), Espectrometria de Massa de Plasma Induzido e Abrasão por Laser (ICP-MS-LA) e Método Kober (Método por Evaporação de Pb). Para esta dissertação de mestrado, a técnica analítica utilizada foi ICP-MS-LA.

O procedimento de **ICP-MS-LA** foi utilizado pela primeira vez em 1985 e tem sido uma importante ferramenta analítica para as Geociências desde então (Feng *et al.*, 1993). O desenvolvimento deste procedimento dependeu em grande parte da construção de multi-coletores e separadores magnéticos. Com este método, é possível analisar a composição isotópica em cristais individuais e em partes de cristais, na escala de poucas dezenas de microns. Além disso, este procedimento dispensa a limpeza da amostra, bem como a dissolução e separação de elementos em um ambiente de laboratório ultralimpo, o que é necessário quando utiliza-se o método de diluição isotópica e ionização termal, o ID-TIMS (*Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry*).

No método ICP-MS-LA, a amostra analisada é ionizada, gerando um fino aerosol que é posteriormente ionizado com um plasma de Ar. O arranjo de um ICP (Inductively Coupled Plasma) pode ser conectado a um sistema de laser capaz de abradar uma amostra sólida, cujo material vaporizado é então transportado por gás He para a unidade de ICP. Este método também faz uso de multi-coletores (MC), que ficam dispostos em arranjos que permitem a detecção simultânea da abundância relativa de vários isótopos, podendo analisar até mesmo quinze isótopos de uma única vez.

Porém, uma limitação deste método consiste no fracionamento entre isótopos de um mesmo elemento e entre o U e o Pb, que resultam em razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ que não refletem a realidade, o que diminui a precisão dessa técnica analítica. A abrasão pelo laser é menos estável do que o método SHRIMP, por exemplo. Em primeiro lugar, durante o processo de fragmentação e vaporização da amostra, o raio do laser pode abradar partes do mineral que já exibem microfraturas ou alterações; até mesmo o processo de radiação pode acabar destruindo o retículo cristalino do mineral. Assim, pode haver fracionamento do material que está sendo abradido e vaporizado, e levado aos multicoletores.

É importante ressaltar, no entanto, que o desenvolvimento de novas técnicas tem diminuído a incerteza analítica deste método, e fornecendo erros próximos àqueles verificados para outros métodos, como o SHRIMP.

ANEXO C - TABELAS DE ANÁLISES DE LITOGEOQUÍMICA

Amostra	Fácies Porfíritica													
	SC-04	SC-06	SC-02A	SC-03	SC-01G	SC-24	SC-05	SC-01A	SC-25	SC-30B	SC-01C	SC-19A	SC-13	SC-29
SiO ₂	62,38	63,06	63,93	64,03	64,95	65,34	65,70	65,75	65,78	65,95	66,50	69,21	69,64	72,09
TiO ₂	1,07	1,01	1,05	0,85	0,74	0,73	0,71	0,93	0,69	0,59	0,73	0,56	0,55	0,45
Al ₂ O ₃	14,17	14,95	14,12	14,74	14,35	14,77	15,35	13,06	14,58	14,57	15,14	13,30	13,88	13,46
Fe ₂ O ₃	7,54	6,67	7,73	6,09	5,54	5,13	5,96	6,71	5,16	4,83	5,36	4,22	3,93	3,59
MnO	0,13	0,11	0,12	0,10	0,09	0,08	0,10	0,11	0,08	0,07	0,08	0,06	0,05	0,06
MgO	0,69	0,64	0,71	0,53	0,49	0,47	0,54	0,60	0,46	0,42	0,46	0,46	0,40	0,29
CaO	3,25	3,10	3,85	3,41	2,95	2,94	3,74	2,77	2,69	2,93	2,80	2,80	1,16	2,76
Na ₂ O	2,51	2,58	2,75	2,65	2,63	2,80	3,03	2,02	2,76	2,97	2,60	2,43	2,22	2,94
K ₂ O	5,49	5,03	3,97	4,66	5,28	5,00	4,54	5,24	5,10	4,63	6,11	4,72	6,97	4,06
P ₂ O ₅	0,47	0,50	0,48	0,33	0,39	0,34	0,32	0,38	0,31	0,25	0,36	0,28	0,14	0,24
PF	0,72	1,26	1,00	0,91	0,85	0,71	0,50	0,68	0,68	0,88	0,63	0,64	0,59	0,90
Total	98,42	98,91	99,70	98,30	98,26	98,32	100,50	98,25	98,29	98,11	100,80	98,69	99,53	100,90
Cr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Co	26	33	15	23	27	18	16	21	17	59	18	23	18	39
Ni	20	nd	30	nd	nd	nd	nd	20	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sc	20	11	16	13	9	10	15	13	11	14	8	12	7	5
V	33	36	32	28	24	24	22	35	23	19	27	27	21	11
Ba	1217	1524	902	1061	1366	1273	1082	1275	1186	876	1596	965	1262	771
Rb	225	188	176	186	211	213	179	222	231	246	249	200	302	183
Sr	202	245	199	205	217	216	227	187	173	196	239	156	115	164
Nb	32	21	26	26	18	21	22	27	21	25	19	17	21	14
Zr	621	689	666	519	455	465	386	602	435	428	409	453	404	449
Y	99	50	84	68	49	61	69	73	65	84	47	64	55	46
Hf	15,7	15,6	16,7	12,2	11,1	11,9	9,8	14,3	11,1	11,5	9,5	11,2	10,3	11,9
U	4,2	3,0	2,8	4,3	3,5	4,3	3,1	4,0	3,4	3,9	3	2,4	12,8	1,9
Th	18,2	16,2	14,6	20,8	18,1	78,9	18,5	19,9	16,2	8,1	17,4	6,9	9,1	7,3
Pb	39	36	31	26	39	37	34	39	42	42	40	35	45	31
La	91,1	67,7	79,9	79,5	80,4	316,0	95,9	65,7	72,0	51,5	70,7	42,1	29,5	39,7
Ce	218	149	172	183	161	535	195	155	156	133	133	104	76	86
Pr	25,5	15,2	21,9	18,7	16,9	46,6	21,4	18,6	17,9	17,7	14,8	13,6	9,3	11,5
Nd	105,0	61,9	87,9	76,7	64,1	147,0	82,9	77,6	71,3	77,3	54,2	60,2	40,8	46,6
Sm	21,4	11,3	18,3	14,8	11,4	19,8	16,1	16,0	14,4	17,5	9,9	13,8	10,2	9,8
Eu	3,56	3,47	3,28	2,89	3,37	3,60	3,65	3,33	3,16	3,18	3,4	2,80	2,17	2,70
Gd	18,0	10,7	16,5	13,6	9,6	14,4	13,1	13,8	12,3	15,9	9,3	12,1	9,2	8,7
Tb	3,2	1,7	2,8	2,2	1,6	2,1	2,3	2,4	2,1	2,7	1,5	2,2	1,7	1,5
Dy	18,4	9,7	15,7	12,8	9,0	11,6	13,2	13,8	11,9	15,8	8,1	12,5	10,1	8,5
Ho	3,8	2,0	3,2	2,6	1,9	2,3	2,7	2,9	2,4	3,2	1,7	2,5	2,1	1,8
Er	10,4	5,9	9,0	7,5	5,3	6,5	7,3	8,0	6,9	9,0	5	7,0	5,9	5,1
Tm	1,64	0,90	1,38	1,14	0,84	1,01	1,14	1,28	1,09	1,47	0,73	1,11	0,95	0,81
Yb	10,3	5,9	8,6	7,5	5,5	6,2	7,3	8,2	6,9	9,3	4,9	7,0	6,1	5,2
Lu	1,48	1,00	1,22	1,22	0,80	0,92	1,05	1,18	0,98	1,34	0,8	1,00	0,87	0,76
FeO ₃ /(FeO ₃ +MgO)	0,92	0,91	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,90	0,91	0,93
K ₂ O/Na ₂ O	2,19	1,95	1,44	1,76	2,01	1,79	1,50	2,59	1,85	1,56	2,35	1,94	3,14	1,38
A/CNK	0,89	0,98	0,89	0,94	0,93	0,96	0,92	0,93	0,98	0,96	0,95	0,94	1,04	0,94
Rb/Sr	1,11	0,77	0,88	0,91	0,97	0,99	0,79	1,19	1,18	1,42	1,04	1,28	2,63	1,12
Yb _N	49,28	28,23	41,15	35,89	26,32	29,67	34,93	39,23	33,01	44,50	23,44	33,49	29,19	24,88
La _N	293,87	218,39	257,74	256,45	259,35	1019,35	309,35	211,94	232,26	166,13	228,06	135,81	95,16	128,06
(La/Yb) _N	5,96	7,74	6,26	7,15	9,86	34,36	8,86	5,40	7,04	3,73	9,73	4,05	3,26	5,15
(La/Lu) _N	6,39	7,03	6,80	6,77	10,44	35,68	9,49	5,78	7,63	3,99	9,18	4,37	3,52	5,43
(La/Sm) _N	2,68	3,77	2,75	3,38	4,44	10,04	3,75	2,58	3,15	1,85	4,49	1,92	1,82	2,55
(Sm/Lu) _N	2,39	1,87	2,48	2,00	2,35	3,55	2,53	2,24	2,43	2,16	2,04	2,28	1,94	2,13
Eu/Eu*	0,55	0,96	0,58	0,62	0,98	0,65	0,77	0,69	0,73	0,58	1,08	0,66	0,68	0,89

Amostra	Fácies Equigranular					Fácies Fina					Fácies Pterlítica			Fácies Viborgítica
	SC-01F	SC-07	SC-2B	SC-2C	SC-01J	SC-14C	SC-14A	SC-14B	SC-14F	SC-14E	SC-15	SC-09	SC-08	SC-17
SiO ₂	62,81	65,22	65,57	74,60	79,90	70,81	70,86	71,07	71,88	72,04	65,33	72,73	79,20	67,07
TiO ₂	1,10	0,78	0,87	0,16	0,47	0,57	0,46	0,46	0,40	0,43	0,53	0,39	0,19	0,80
Al ₂ O ₃	15,03	16,07	14,69	12,94	8,90	13,19	13,42	13,32	12,82	13,81	15,84	12,23	9,53	14,31
Fe ₂ O ₃	7,58	5,85	5,29	1,35	2,75	4,12	3,28	3,90	2,86	2,78	4,40	3,42	2,36	4,91
MnO	0,11	0,10	0,08	0,03	0,04	0,06	0,04	0,06	0,04	0,04	0,06	0,04	0,04	0,08
MgO	0,68	0,55	0,95	0,20	0,49	0,56	0,39	0,41	0,33	0,32	0,46	0,29	0,09	1,15
CaO	4,12	4,09	3,73	1,11	1,40	1,54	1,22	1,38	1,16	1,02	2,37	2,20	1,22	2,26
Na ₂ O	2,87	3,08	3,83	2,98	1,84	2,44	2,52	2,57	2,44	2,53	3,15	3,02	2,54	2,60
K ₂ O	3,98	4,24	2,61	5,57	3,18	5,42	5,81	5,66	6,09	5,77	6,71	2,32	2,34	4,72
P ₂ O ₅	0,54	0,36	0,22	0,02	0,13	0,18	0,11	0,13	0,09	0,09	0,17	0,08	0,02	0,21
PF	0,86	0,60	0,64	0,53	0,31	1,14	1,17	1,08	1,01	1,06	0,81	1,37	1,00	0,84
Total	99,69	100,90	98,48	99,47	99,40	100,00	99,28	100,10	99,12	99,89	99,82	98,09	98,53	98,96
Cr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Co	16	39	24	37	68	19	29	21	26	28	15	80	242	27
Ni	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	20
Sc	12	12	13	4	2	9	5	8	7	7	14	7	5	10
V	40	29	40	7	28	30	21	24	17	18	22	15	10	56
Ba	933	1218	310	395	321	818	519	570	558	563	1092	189	109	1226
Rb	210	140	155	258	170	310	345	324	317	355	296	175	179	170
Sr	215	262	162	119	91	96	78	76	68	76	118	81	39	170
Nb	29	17	35	13	18	26	24	24	20	25	19	18	32	18
Zr	637	469	519	141	304	445	411	441	406	422	545	337	339	412
Y	74	53	83	14	34	73	88	73	50	71	111	81	111	33
Hf	14,8	10,7	14,0	4,3	7,5	11,2	10,8	11,6	11,5	10,9	14,7	9,4	10,6	9,7
U	3,8	2,2	8,4	14,6	10,1	6,6	11,1	8,3	4,8	6,5	3,3	4,6	7,0	2,8
Th	40,8	18,9	97,8	45,8	63	59,2	70,7	65,4	41,1	50,7	12,3	77,5	41,7	21,2
Pb	35	27	24	45	22	40	52	44	40	37	44	17	22	26
La	173	57,8	338,0	36,9	152	137,0	130,0	138,0	89,9	126,0	60,2	237,0	106,0	53,0
Ce	301	126	667	73	275	293	295	282	189	276	132	520	238	116
Pr	31	14,3	63,6	7,0	27,2	30,9	32,5	29,0	22,6	29,7	19,1	51,8	27,3	11,9
Nd	106	57,1	208,0	23,3	83,9	112,0	120,0	103,0	83,1	110,0	82,9	191,0	106,0	44,1
Sm	17,7	11,5	29,5	3,8	10,9	19,9	22,2	17,6	15,9	19,2	20,7	31,6	22,4	7,9
Eu	3,52	3,52	2,74	0,73	1,5	1,98	1,95	1,51	1,38	1,64	2,76	1,78	0,95	1,83
Gd	16,2	10,8	19,5	2,5	8,3	14,5	16,5	13,0	12,6	14,8	19,9	23,8	21,3	6,4
Tb	2,5	1,6	2,9	0,4	1,1	2,4	2,7	2,2	2,0	2,4	3,6	3,3	3,5	1,1
Dy	13,6	9,3	16,5	2,4	5,7	13,4	15,7	12,9	11,0	13,4	21,5	17,3	20,7	6,3
Ho	2,8	1,9	3,2	0,5	1,2	2,7	3,2	2,6	2,2	2,7	4,5	3,3	4,1	1,3
Er	8	5,4	8,8	1,4	3,4	7,6	9,3	7,6	6,1	7,6	12,5	9,0	11,8	3,6
Tm	1,16	0,81	1,30	0,25	0,5	1,24	1,58	1,24	0,91	1,17	1,90	1,20	1,69	0,57
Yb	7,9	5,5	7,7	1,7	3,5	7,5	9,9	7,7	5,6	6,9	11,6	7,1	11,1	3,7
Lu	1,29	0,88	1,07	0,28	0,57	1,06	1,45	1,15	0,76	0,98	1,62	1,08	1,76	0,54
FeO ₃ /(FeO ₃ +MgO)	0,92	0,91	0,85	0,87	0,85	0,88	0,89	0,90	0,90	0,90	0,91	0,92	0,96	0,81
K ₂ O/Na ₂ O	1,39	1,38	0,68	1,87	1,73	2,22	2,31	2,20	2,50	2,28	2,13	0,77	0,92	1,82
A/CNK	0,91	0,94	0,92	1,00	0,99	1,04	1,06	1,04	1,01	1,13	0,95	1,07	1,07	1,06
Rb/Sr	0,98	0,53	0,96	2,17	1,87	3,23	4,42	4,26	4,66	4,67	2,51	2,16	4,59	1,00
Yb _N	37,80	26,32	36,84	8,13	16,75	35,89	47,37	36,84	26,79	33,01	55,50	33,97	53,11	17,70
La _N	558,06	186,45	1090,32	119,03	490,32	441,94	419,35	445,16	290,00	406,45	194,19	764,52	341,94	170,97
(La/Yb) _N	14,76	7,09	29,59	14,63	29,28	12,32	8,85	12,08	10,82	12,31	3,50	22,50	6,44	9,66
(La/Lu) _N	13,93	6,82	32,81	13,69	27,70	13,42	9,31	12,46	12,29	13,35	3,86	22,79	6,26	10,19
(La/Sm) _N	6,15	3,16	7,21	6,11	8,77	4,33	3,68	4,93	3,56	4,13	1,83	4,72	2,98	4,22
(Sm/Lu) _N	2,27	2,16	4,55	2,24	3,16	3,10	2,53	2,53	3,45	3,24	2,11	4,83	2,10	2,42
Eu/Eu*	0,64	0,97	0,35	0,72	0,48	0,36	0,31	0,31	0,30	0,30	0,42	0,20	0,13	0,79

