

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza

Instituto de Geociências

Departamento de Geologia

Setor de Geologia Regional e Econômica

**CARACTERIZAÇÃO DA POROSIDADE PELO
MÉTODO ^{14}C -PMMA EM VEIO DE QUARTZO E
GRANITOIDE ASSOCIADOS AO SISTEMA
HIDROTERMAL DE LAVRAS DO SUL/RS.**

CAMILLA BAZZARELLA GOMES COSTA

Orientador: Prof. Dr. Everton Marques Bongiolo

Coorientador: Dr. Reiner Neumann

Rio de Janeiro

Dezembro de 2011

CAMILLA BAZZARELLA GOMES COSTA

**CARACTERIZAÇÃO DA POROSIDADE PELO
MÉTODO ^{14}C -PMMA EM VEIO DE QUARTZO E
GRANITOIDE ASSOCIADOS AO SISTEMA
HIDROTERMAL DE LAVRAS DO SUL/RS.**

Monografia apresentada ao Curso de Geologia
da Universidade Federal do Rio de Janeiro
como requisito para obtenção do grau de
Bacharel em Geologia.

Orientador:

Prof. Dr. Everton Marques Bongiolo

Coorientador:

Dr. Reiner Neumann

Rio de Janeiro
Dezembro de 2011

CAMILLA BAZZARELLA GOMES COSTA

**CARACTERIZAÇÃO DA POROSIDADE PELO MÉTODO ^{14}C -PMMA EM VEIO DE
QUARTZO E GRANITOIDE ASSOCIADOS AO SISTEMA HIDROTERMAL DE
LAVRAS DO SUL/RS.**

Monografia apresentada ao Curso de Geologia
da Universidade Federal do Rio de Janeiro
como requisito para obtenção do grau de
Bacharel em Geologia.

Orientador:

Prof. Dr. Everton Marques Bongiolo

Coorientador:

Dr. Reiner Neumann

Aprovada em ____ de dezembro de 2011.

Por:

Orientador: Dr. Everton Marques Bongiolo

Coorientador: Dr. Reiner Neumann

Dr. Emílio Velloso Barroso

Dr. Ciro Alexandre Ávila

Rio de Janeiro
Dezembro de 2011

Bazzarella, Camilla, 1989-

Caracterização da porosidade pelo método ^{14}C -PMMA em
veio de quartzo e granitoide associados ao Sistema Hidrotermal
de Lavras do Sul/RS / Camilla Bazzarella – 2011.

38 f. : il. color ; 30 cm.

Orientadores: Everton Marques Bongiolo; Reiner Neumann.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) –
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Curso de Geologia,
2011.

1. Porosidade em granitoides.
 2. Método ^{14}C -PMMA.
 3. Alteração hidrotermal.
 4. Lavras do Sul.
- I. Bongiolo, Everton Marques; Neumann, Reiner. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Curso de Geologia. III. Título.

*Dedico este trabalho à minha avó,
Marília de Sousa Bazzarella (in memoriam),
que sempre acreditou no meu potencial, vibrou
com minhas conquistas e torceu pelo meu
sucesso.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha família, em especial a minha mãe, Maria Aparecida Bazzarella Gomes Costa, e meu irmão, João Marcelo Bazzarella Gomes Costa, por todo o apoio e o incentivo durante todas as etapas da minha vida e, acima de tudo, pelo carinho, pela amizade, pela força e pelos momentos que passamos juntos, fundamentais para minha formação como pessoa e para que eu pudesse chegar até aqui.

Aos professores do Departamento de Geologia da UFRJ, pelo conhecimento compartilhado e pelas experiências vividas ao longo destes cinco anos, principalmente aos professores Claudio Limeira Mello, Fabio Vito Pentagna Paciullo (*in memoriam*), Julio Cesar Mendes, Cícera Neysi de Almeida, Renato Rodriguez Cabral Ramos, José Carlos Sícoli Seoane, Leonardo Fonseca Borghi de Almeida e André Ribeiro.

A todos os meus amigos, por compartilharem as alegrias e as dificuldades, tornando especiais até os momentos mais simples de cada dia. Embora a grande maioria deles não tenha relação direta com este trabalho, cada um à sua maneira foi indispensável para o meu crescimento como pessoa ao longo destes cinco anos. Agradeço em especial a Sabrina Barroso Silva, Rodrigo Guedes Borba, Rodrigo Vinagre Cintra da Costa e Rômulo de Campos Stohler pela disposição em me ajudar neste trabalho durante os últimos meses.

Ao meu orientador, Everton Marques Bongiolo, pelos ensinamentos, pelo apoio e pela imprescindível ajuda na realização deste trabalho. Ao meu coorientador, Reiner Neumann pela ajuda especialmente na parte relativa ao MEV.

*“The universe is funny that way.
Sometimes it just has a way of making sure we
wind up exactly where we belong.”*

Grey’s Anatomy

RESUMO

Este trabalho é uma aplicação do método ^{14}C -PMMA visando a caracterizar e quantificar a porosidade em amostra de granitoide com injeção de veio de quartzo associado ao Sistema Hidrotermal de Lavras do Sul, RS. Este método, quando integrado às petrografias ótica e eletrônica e a análise digital de imagens, possui a vantagem, em comparação aos outros, de permitir a quantificação e identificação local da porosidade das rochas. Resultados mostram porosidade de 0,8% para a amostra estudada. Valores mais altos de porosidade são atribuídos a minerais secundários e a microfraturas, predominantemente localizados dentro dos limites do halo de alteração do veio (estimado em 3,11 cm), enquanto minerais primários como quartzo e feldspato possuem porosidade muito baixa (0,1-0,3%). As microfraturas associadas ao veio de quartzo respondem pelas maiores porosidades encontradas, geralmente superiores a 4%, atingindo, raramente, valores acima de 10%. Em comparação com estudos de porosidade feitos na mesma área por outros autores em rochas com menor grau de alteração, o valor da porosidade calculada é inferior ao esperado, o que pode ser explicado pelo fato de que o espaço ocupado pelo veio de quartzo, mineral cuja porosidade é praticamente nula, constituía 100% de porosidade à época de cristalização. Desta forma, a porosidade original da rocha, antes da injeção de quartzo, era muito mais alta em relação aos valores calculados neste trabalho.

Palavras-chave: caracterização da porosidade, porosidade em granitoides, método ^{14}C -PMMA, Sistema Hidrotermal de Lavras do Sul.

ABSTRACT

This work is an application of the ^{14}C -PMMA method in order to characterize and quantify the porosity of a granitoid sample with quartz vein injection associated with the Hydrothermal System of Lavras do Sul, RS. This method, when integrated with optic and electronic petrography and digital image analysis, has the advantage, over other methods, of enabling local quantification and identification of rock porosity. Results show 0.8% porosity for the studied sample. Higher porosity values are attributed to secondary minerals and micro fractures, predominantly located within the boundaries of the quartz vein alteration halo (estimated to have a length of 3.11 cm), whereas primary minerals like quartz and feldspar have very low porosity (0.1-0.3%). The microfractures associated with the quartz vein account for the highest porosity values found, usually over 4%, reaching, in rare cases, values above 10%. Compared with porosity studies carried out in the same area by other authors on rocks with a lower degree of alteration, the porosity value calculated is lower than expected, which can be explained by the fact that the space occupied by the quartz vein, the porosity of which is nearly null, used to constitute 100% porosity at the time of crystallization. Thus, the original rock porosity, prior to the quartz vein injection, was much higher than the value calculated in this work.

Key-words: porosity characterization, porosity of granitoids, ^{14}C -PMMA method, Lavras do Sul Hidrothermal System.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	v
AGRADECIMENTOS	vi
EPÍGRAFE	vii
RESUMO	viii
<i>ABSTRACT</i>	ix
ÍNDICE DE TABELAS	xii
ÍNDICE DE FIGURAS	xiii
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	2
3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO	3
4. GEOLOGIA REGIONAL	4
5. GEOLOGIA LOCAL	7
6. ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E MINERALIZAÇÕES	10
7. METODOLOGIA	11
7.1 O método ^{14}C -polimetilmetacrilato (^{14}C -PMMA)	13
7.1.1 Preparação da amostra	13
7.1.2 Autorradiografia	13
7.1.3 Processamento digital e análise da autorradiografia	14
7.1.4 Aspectos teóricos do cálculo da porosidade	15
7.2 Microscopia eletrônica de varredura	17
7.3 Microscopia ótica	17
8. RESULTADOS	19
8.1 Petrografia	19
8.1.1 Descrição da lâmina VT-03-34,9mB	19
8.1.2 Estudo mineralógico ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)	23
8.2 Análise da autorradiografia	24

8.2.1	Obtenção das densidades óticas.....	24
8.2.2	Definição da curva de calibração.....	27
8.2.3	Quantificação da porosidade	29
8.2.4	Delimitação do halo de alteração do veio de quartzo	31
9.	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	33
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	34

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Estimativa modal da lâmina VT-03-34,9mB	22
Tabela 2: Ordem de cristalização dos minerais que constituem o sienogranito.....	22
Tabela 3: Intensidades de níveis de cinza sobre os padrões (I, mediana) e seus ruídos de fundo associados (I_0), e as respectivas densidades óticas relativas aos valores da mediana e das médias máxima e mínima do <i>background</i>	26

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área de estudo e principais vias de acesso	3
Figura 2: Mapa geológico do Escudo Sul-rio-grandense.....	4
Figura 3: Modelo de Chemale Jr. (2000) para a evolução do Escudo Sul-rio-grandense durante o Neoproterozoico	6
Figura 4: Mapa geológico da área de estudo.....	9
Figura 5: Perfil esquemático do testemunho de sondagem VT-03	12
Figura 6: Ortoclásio pertítico com alteração para hematita	20
Figura 7: a) Plagioclásio exibindo geminações segundo a Lei da Albite e a Lei da Periclina alterado para sericita e com microfraturas preenchidas por calcita. b) Calcita preenchendo microfratura em grão de ortoclásio pertítico e substituindo plagioclásio	21
Figura 8: Plagioclásio intensamente alterado para hematita e sericita, em contato com quartzo, e com fraturas preenchidas por clorita.....	21
Figura 9: Epidoto com zoneamento composicional em contato com ortoclásio e quartzo....	21
Figura 10: Classificação da rocha segundo o diagrama QAP de Streckeisen (1976)	23
Figura 11: a) Cristal de pirita com inclusões de calcopirita e illita por vezes com núcleos de ortoanfibólio. b) Prita com inclusões de illita e pequenos cristais de galena, em meio a matriz de calcita e illita.	24
Figura 12: a) Amostra VT-03 impregnada. b) Autorradiografias da amostra e de padrões conhecidos de atividade do traçador ^{14}C -PMMA.....	25

Figura 13: Histograma de um padrão de atividade conhecida ($0,025 \mu\text{Ci/ml}$) do traçador ^{14}C -PMMA, com seus valores de média e mediana destacados	25
Figura 14: a) Parâmetros k , D_{max} e D_0 iniciais. b) Valores dos mesmos parâmetros após os cálculos iterativos para a elaboração da curva de calibração	27
Figura 15: Gráficos correlacionando atividades conhecidas com as densidades óticas e mostrando as curvas de calibração correspondentes a: (a) média mínima, (b) média máxima e (c) mediana máxima do <i>background</i> da imagem da autorradiografia	28
Figura 16: a) Autorradiografia da rocha, com níveis de cinza em escala logarítmica. b) Mapa de porosidade total da amostra, com tonalidades de cinza em escala linear e inversas às da autorradiografia.....	29
Figura 17: Gráfico gerado a partir do cálculo da porosidade total na amostra estudada, relacionando o número de píxeis computados com sua respectiva porosidade	30
Figura 18: Distribuição de diferentes intervalos de porosidade sobre a superfície da amostra estudada.....	30
Figura 19: Perfil de porosidade ao longo da linha A-A' mostrada na Fig. 16a	31
Figura 20: a) Hipermapa multicomposicional da superfície amostrada da rocha e delimitação do halo de alteração do veio de quartzo. b) Detalhe de um feldspato potássico apresentando intercrescimento pertítico	32

1. INTRODUÇÃO

Os métodos desenvolvidos nas últimas décadas para a quantificação da porosidade de rochas, como impregnação por água ou por resina fluorescente, adsorção de gás e injeção de mercúrio (Dubois *et al.*, 1998; Schild *et al.*, 2001, Yue *et al.*, 2004) permitem apenas o cálculo da porosidade da rocha como um todo. O método ^{14}C -Polimetilmacrilato (^{14}C -PMMA) possui o diferencial, em relação a estes, de também permitir a quantificação e identificação da porosidade local das rochas (Hellmuth *et al.*, 1993). Quando associado a estudos de petrografia ótica e eletrônica e análise digital de imagens, este método permite reconhecer as características petrofísicas locais associadas à porosidade presente na rocha. (Oila *et al.*, 2005, Sardini *et al.*, 2006).

O estudo da porosidade das rochas possui grande importância, principalmente devido ao fato de que as zonas porosas atuam como caminhos para a percolação de fluidos e difusão de íons, sendo, portanto, de interesse significativo no estudo de mineralizações. Em sistemas hidrotermais, a quantificação da porosidade de rochas alteradas e não-alteradas permite a previsão da razão fluido/rocha e a identificação e quantificação dos caminhos que controlam a alteração hidrotermal (Bongiolo *et al.*, 2007).

O Distrito Mineiro de Lavras do Sul compreende mineralizações hidrotermais de Au-Cu (\pm Pb, Zn, Ag) hospedadas numa sequência granítica e vulcanogênica neoproterozoica, localizada perto da cidade de Lavras do Sul, Rio Grande do Sul (RS), no sul do Brasil. As principais mineralizações encontram-se em veios de quartzo e brechas, de orientação N40°W a E-W e localmente NE-SW, e seus halos de alteração, nos quais sericita (\pm clorita) e sulfetos são as principais fases secundárias cristalizadas. Os veios e brechas ricos em pirita + sericita hospedam as principais mineralizações de ouro (média de 0,4 a 5 g/t), enquanto os ricos em calcopirita + clorita geralmente hospedam mineralizações de cobre (até 13.000 g/t). Os halos associam-se ao estágio de alteração hidrotermal filica, que superpõe rochas inicialmente inalteradas a propiliticamente alteradas. Observações de campo feitas por Bongiolo *et al.* (2007) mostraram que estes halos possuem maior extensão em granitos equigranulares do que em porfiríticos, devido a variações estruturais e na razão fluido/rocha entre as fácies graníticas durante o estágio hidrotermal mais tardio.

Dados obtidos por programas de prospecção de ouro nesse distrito, conduzidos por várias companhias brasileiras (CBC, CRM, DNPM e CPRM) nos anos 1940 e entre 1974 e 1995, apontam para reservas estimadas de cerca de 3,5 e 6 toneladas (Au) para as minas de Cerrito e Bloco do Butiá, respectivamente, e de 7,5 toneladas (Au + Cu) para a mina Volta Grande.

2. OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo principal a quantificação e a caracterização da porosidade em uma amostra de granitoide com injeção de veio de quartzo, proveniente da mina Valdo Teixeira, Lavras do Sul/RS.

Além disso, procura-se definir a espessura do halo de alteração ao redor deste veio e comparar os resultados obtidos com os dados de trabalhos anteriores na mesma área em amostras de granitoides não-alterados e com alteração propilítica, executados por Bongiolo *et al.* (2007).

3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se nas imediações de Lavras do Sul, município pertencente à região sudoeste do Estado do Rio Grande do Sul, no Sul do Brasil (Fig. 1). Lavras do Sul divide-se em dois distritos, Ibaré e Sede, e limita-se territorialmente pelos municípios de Bagé (a sudeste e sul), Dom Pedrito (a sul, sudoeste e oeste), São Gabriel (a oeste, noroeste e norte), Santa Margarida do Sul, Vila Nova do Sul e São Sepé (a norte), e Caçapava do Sul (a nordeste, leste e sudeste).

Partindo-se de Porto Alegre, o acesso à área realiza-se inicialmente através da rodovia BR-290 (sentido oeste) até o entroncamento desta com a BR-392, de onde segue-se para sul até o município de Caçapava do Sul. A partir deste, percorrem-se 57 km pela RS-11 para sudoeste até o município de Lavras do Sul. O acesso à mina Valdo Teixeira é feito a partir de estradas vicinais.

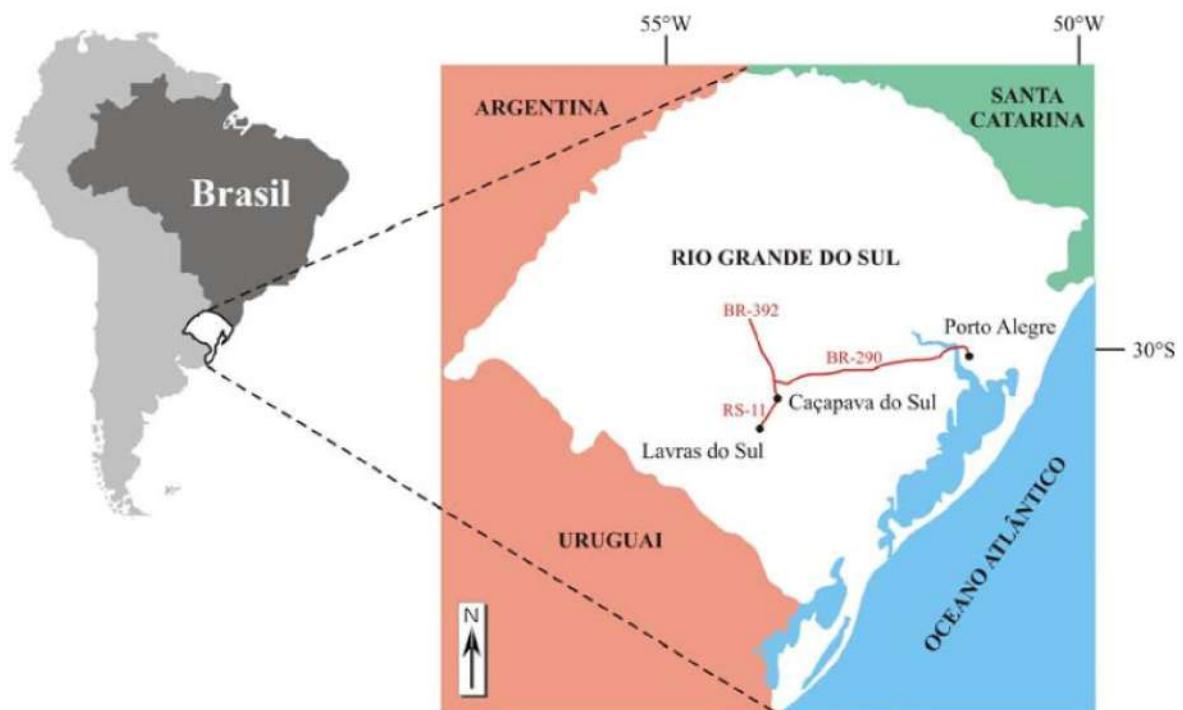


Figura 1: Localização da área de estudo e principais vias de acesso. À esquerda, os mapas da América do Sul, do Brasil e do Estado do Rio Grande do Sul. À direita, detalhe do Estado do Rio Grande do Sul, com destaque para as principais vias de acesso à área de estudo. Extraído de Bongiolo (2006).

4. GEOLOGIA REGIONAL

No estado do Rio Grande do Sul, o setor meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977) denomina-se Escudo Sul-rio-grandense (ESRG) (Carvalho, 1932) e compõe-se por rochas arqueanas a eopaleozoicas. Segundo a compartimentação de Chemale Jr. (2000), no ESRG verificam-se quatro unidades geotectônicas, com características estruturais, geoquímicas, geofísicas e estratigráficas distintas: o Bloco Taquarembó (BT) e os Cinturões Vila Nova (CVN), Tijucas (CT) e Dom Feliciano (CDF) (Fig. 2).

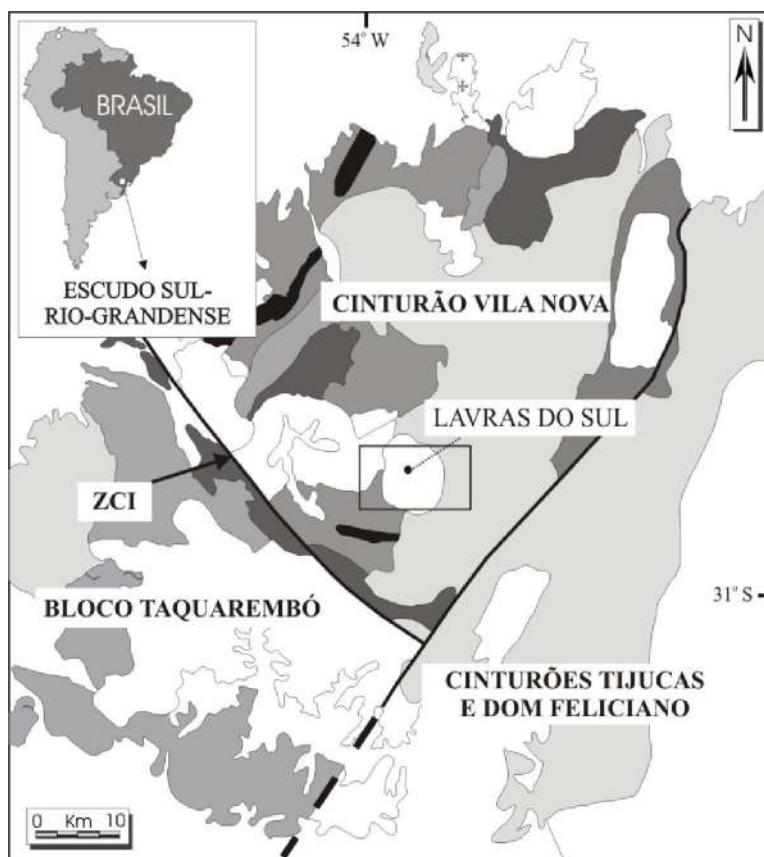


Figura 2: Mapa geológico do Escudo Sul-rio-grandense. Em destaque, as unidades geotectônicas presentes na região e a Zona de Cisalhamento Ibaré (ZCI), ativa no Neoproterozoico. Em detalhe, o município de Lavras do Sul, localizado na zona central da área de estudo mostrada na Figura 4. Extraído de Bongiolo (2008).

O Bloco Taquarembó constitui-se por rochas paleoproterozoicas pertencentes ao Complexo Granulítico Santa Maria Chico (Nardi & Hartmann, 1979), parcialmente retrabalhado durante o Ciclo Brasiliano e recoberto por rochas vulcanossedimentares tardias pós-orogênicas em relação ao mesmo evento. O Lineamento de Ibaré, zona de transcorrência desstral de direção N45°W ativa no início do Neoproterozoico (Fragoso-Cesar, 1991), representa o limite físico entre o BT e o CVN.

O Cinturão Vila Nova divide-se em duas assembleias petrotectônicas (Chemale Jr., 2000), denominadas Terreno Metamórfico de Acresção Palma (TMAP) e Associação Plutono-Vulcanossedimentar Seival (AVPSS).

O TMAP é representado pelo Complexo Cambaí (CC) e pelo Supercomplexo Vacacaí (SV), compostos por rochas com assinatura isotópica juvenil formadas durante a orogênese acrecionalária São Gabriel (900-700 Ma) (Babinski *et al.*, 1996). O CC constitui-se por gnaisses de composições monzonítica, granodiorítica, diorítica, tonalítica e trondjemítica, intercalados com anfibolitos, metaultramafitos, metagabros, mármore e metapelitos metamorfisados em fácies anfibolito médio a inferior. O SV é representado por complexos de rochas vulcanossedimentares deformadas e metamorfisadas em fácies xisto-verde a anfibolito inferior, além de corpos básico-ultrabásicos estratiformes.

A AVPSS compreende as rochas da região de Lavras do Sul. Esta assembleia petrotectônica é composta por rochas vulcanosedimentares pertencentes à Bacia do Camaquã e por intrusões graníticas sin- a tardí-orogênicas em relação à Orogênese Dom Feliciano/Brasiliense (660-550 Ma) em contexto de retroarco relacionado à subducção da Placa Kalahari sob a Placa Rio de La Plata (Chemale Jr., 2000). Estas rochas representam a Associação de Arco Magmático II (AAM II) do modelo evolutivo proposto por Fernandes *et al.* (1995).

Chemale Jr. *et al.* (1995) reconhecem no Cinturão Tijucas uma associação de rochas supracrustais metamorfisadas em fácies xisto-verde a anfibolito com exposições de gnaisses paleoproterozoicos, afetada durante a Orogênese Dom Feliciano.

O Cinturão Dom Feliciano é composto predominantemente por uma associação de rochas granito-gnáissicas-migmatíticas brasilienses (660-550 Ma), alongadas segundo NE-SW, em um embasamento predominantemente paleoproterozoico (Babinski *et al.*, 1996).

De acordo com o modelo evolutivo para o ESRG proposto por Chemale Jr. (2000) (Fig. 3), baseado em estudos isotópicos e geocronológicos e em correlações com unidades do continente africano, inicialmente houve subducção da placa Rio de La Plata para leste, em ambiente de arco de ilhas, responsável pela geração das rochas juvenis mantélicas do CVN. Este panorama evoluiria para um arco magmático continental, entre 900 e 700 Ma, período no qual teria se formado o TMAP e quando iniciou-se a deposição das supracrustais vulcânicas e sedimentares do CT. Entre 650 e 595 Ma, ocorreu uma fase de subducção da Placa Kalahari para oeste com posterior colisão continental, no âmbito do CDF, seguida de eventos pós-orogênicos (595 a 540 Ma) marcados por magmatismo e formação de bacias sedimentares, como a Bacia de Camaquã.

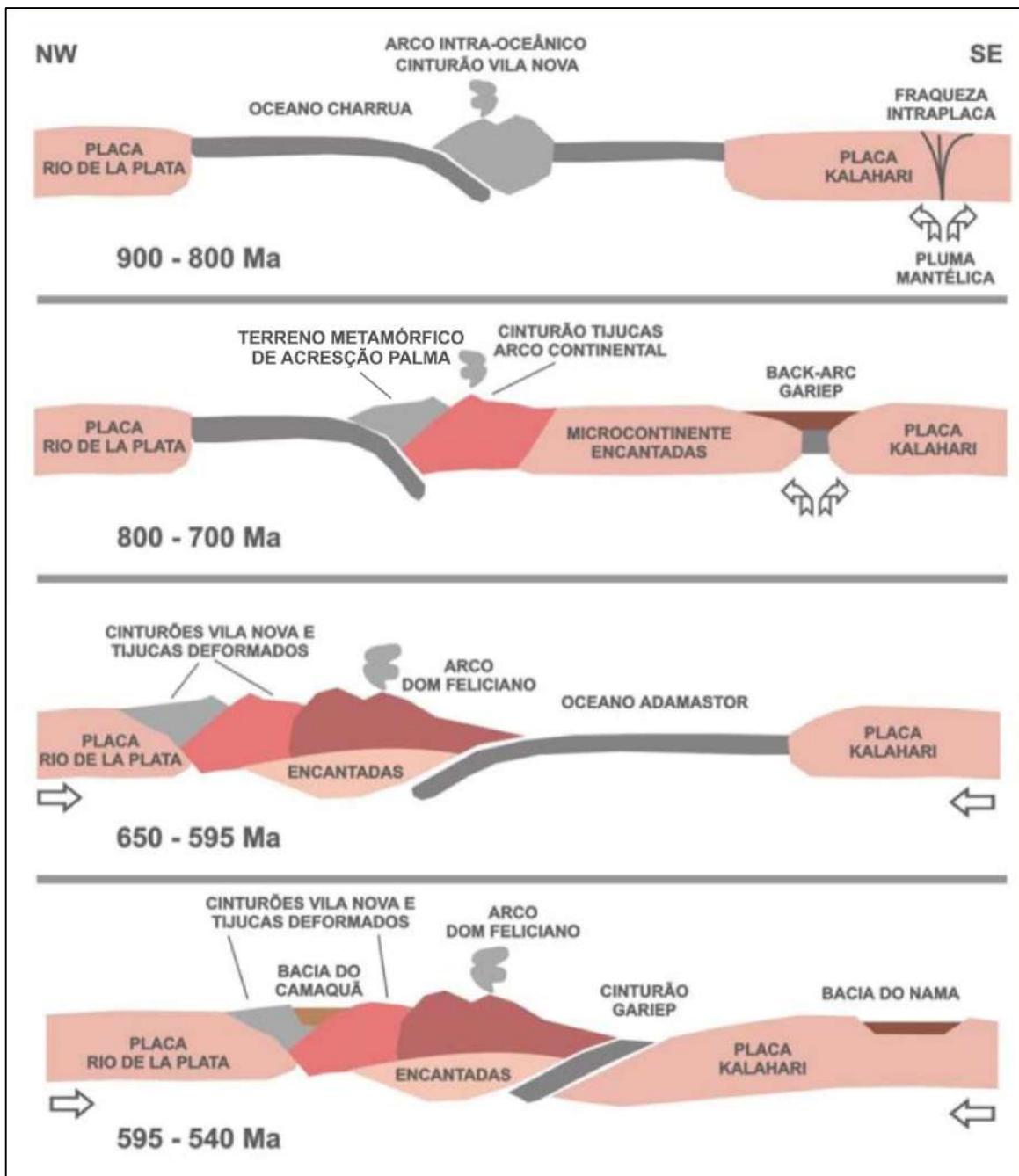


Figura 3: Modelo de Chemale Jr. (2000) para a evolução do Escudo Sul-rio-grandense durante o Neoproterozoico, baseado na convergência entre as Placas Rio de la Plata (América do Sul) e Kalahari (África do Sul). Modificado de Borba (2006).

5. GEOLOGIA LOCAL

As rochas da área de estudo constituem as porções plutônica e vulcânica da Associação Plutono-Vulcanossedimentar Seival (Chemale Jr., 2000), ambas encaixantes das mineralizações e da alteração hidrotermal estudada (Fig. 4). Os granitoides constituem o Complexo Granítico Lavras, de Nardi (1984), caracterizado por possuir zonação reversa de fácies. Estas possuem um núcleo granodiorítico de afinidade shoshonítica denominado fácie *central* que, segundo o autor citado, teria sido parcialmente assimilado por um magma granítico alcalino (fácie *periférica* ou *de borda*) metaluminoso supersaturado (Gastal & Lafon, 1998), gerando rochas híbridas entre os dois tipos (fácie *transicional*).

Gastal & Lafon (1998) redefiniram a denominação supracitada para Complexo Intrusivo Lavras do Sul (CILS): um corpo com dimensões de 12 x 18 km, alongado na direção N-S, que abrange monzodioritos, monzonitos porfíriticos e quartzo-monzonitos, encaixado em ortognaisses e granitoides pré- e sin-tectônicos, a oeste (Complexo Cambaí, Granodiorito Fazenda do Posto), e nas rochas da Bacia de Camaquã, a leste. Os mesmos autores reavaliaram as fácies graníticas de Nardi (1984) de acordo com critérios petrológicos e de campo, individualizadas como (i) alcalinas, constituídas por pertita-granitos e sienogranitos a quartzo-sienitos e (ii) shoshoníticas, representadas por monzo e granodioritos, quartzo-monzonitos e monzogranitos porfíriticos. Gastal *et al.* (2006), baseados em datações pelos métodos $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, caracterizam o CILS como um corpo multicíclico formado ao longo de ca. 23 Ma (606-583 Ma) cujo principal período de atividade ígnea teria ocorrido entre ca. 601 a 599 Ma, quando foram geradas as intrusivas de natureza shoshonítica, incluindo os granitos do núcleo. As rochas alcalinas, ainda de acordo com estes autores, devem ter se formado em dois episódios: 598 ± 3 Ma e $586,0 \pm 2,8$ Ma. Idades mais jovens, de $582 \pm 6,3$ Ma, foram obtidas através do método Rb-Sr (minerais) por Bongiolo *et al.* (2003) em granitos hidrotermalizados associados às mineralizações de Au-Cu, sugerindo que a evolução do CILS se estendeu até próximo a 580 Ma. O Granito Jaguari, que ocorre a oeste do CILS, possui idade de 567 ± 4 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – Gastal *et al.*, 2006), representando um evento ígneo mais jovem.

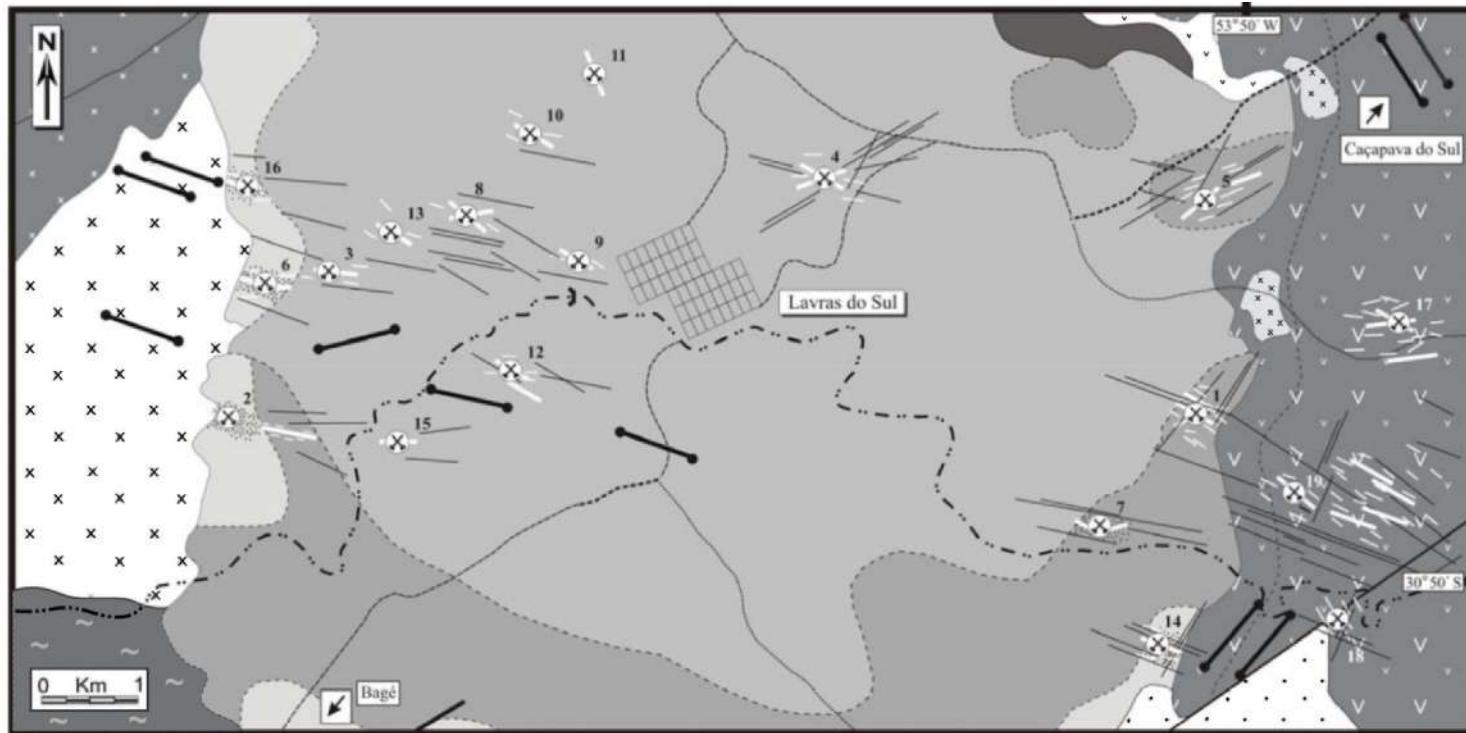
Lineamentos regionais NE-SW a sudeste, no centro e a noroeste, bem como lineamentos NW-SE a norte e a sul do complexo granítico são as principais feições estruturais que afetam e delimitam espacialmente as zonas alteradas e mineralizadas. Os principais locais de mineralização no Distrito Mineiro de Lavras do Sul ocorrem em estruturas de direção N40°W a E-W e localmente NE-SW, que podem estar associadas a reativações em escala regional.

Paim *et al.* (1995), utilizando os conceitos da estratigrafia de sequências, denominou de Alossupergrupo Camaquã as rochas da Bacia de Camaquã, uma bacia de retroarco formada nos estágios finais da orogenia Brasiliana/Pan-Africana (606-450 Ma). O Alossupergrupo Camaquã seria subdividido em quatro grandes unidades separadas entre si por discordâncias angulares: os Alogrupos Maricá, Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas. O contato do CILS com os arenitos do Alogrupo Maricá, a leste, é controlado pela zona de falhas de direção NE-SW denominada São Domingos (Gastal *et al.*, 2006). A sequência vulcanossedimentar da AVPSS é representada por rochas pertencentes ao Alogrupo Bom Jardim. A leste da área de estudo, as rochas portadoras de mineralizações correspondem à porção basal deste alogrupo, representado pelas rochas vulcanogênicas da Formação Hilário (FH - Ribeiro & Fantinel, 1978). São identificados nesta área tufos líticos, a cristal e a pó, lápili-tufos, aglomerados e brechas piroclásticas, intercalados com lavas de traquibasaltos e traquianedesitos, depósitos epiclásticos e, localadamente, ignimbritos (Nardi & Lima, 2000).

A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS), reconhecida por Nardi & Lima (1985), compreende as rochas da zona *central* do Complexo Granítico Lavras (Nardi, 1984) e as rochas efusivas pertencentes à FH. Associados geneticamente ao magmatismo shoshonítico, ocorrem diques ácidos e intermediários, além de *necks* monzoníticos a quartzo monzoníticos incluídos na fácies shoshonítica de Gastal (1997). Localizadamente observam-se lamprófiros espessartíticos (Lima & Nardi, 1991) e leucodioritos cumuláticos (Lima & Nardi, 1996).

A intrusão da porção leste do CILS nestas rochas vulcanogênicas gerou uma auréola de metamorfismo de contato (fácies hornblenda cornubianito) com 50 m de espessura (Ribeiro, 1983) e uma zona albita-epidoto cornubianito (Mexias *et al.*, 1990a) com 450 m de espessura. Nestes locais de contato, predominam níveis de lavas de composição andesítica sobre os termos piroclásticos. Dados pela metodologia U-Pb em zircões obtidos por Remus *et al.* (1997) sugerem a idade de 592 ± 5 Ma para o evento plutônico-vulcânico.

Para leste, a partir da área de estudo, as rochas vulcanogênicas da FH interdigitam-se e são gradacionalmente substituídas volumetricamente por conglomerados aluviais ricos em clastos vulcânicos de composição básica a intermediária e, em sua porção mais distal, por arenitos e siltitos relacionados a fluxos turbidíticos em porções subaquáticas de sistemas deltaicos (Paim *et al.*, 2000).



Associação Plutono-vulcano-sedimentar Seival
(Neoproterozoico/Eopaleozóico)

Granito Jaguari

Complexo Intrusivo Lavras do Sul (CILS)

Pertita granitos - fácies de Borda

Sieno a monzogranitos - fácies Transicional

Granodioritos a monzogranitos - fácies Central

Quarto monzonitos

Monzonitos

Monzodiorito Arroio do Jacques

Terreno Metamórfico de Acresção Palma
(rochas neoproterozoicas de médio a baixo grau)

Complexo Cambaí

Granodiorito Fazenda do Posto

Bacia do Camaquá

Sequência sedimentar - Alogrupo Maricá

Sequência vulcanogênica - Formação Hilário

DISTRITO AURÍFERO DE LAVRAS DO SUL (minas/prospectos)

- | | |
|--------------------------------|---------------------|
| (1) Aurora | (11) Santo Expedito |
| (2) Bloco do Butiá | (12) São José |
| (3) Caneleira | (13) Taruman |
| (4) Cerritos (Pires e Resende) | (14) Valdo Teixeira |
| (5) Dourada | (15) Virgínia |
| (6) Galvão | (16) Zeca Souza |
| (7) Mato Feio | (17) Cerro Rico |
| (8) Olaria | (18) Saraiva |
| (9) Paredão | (19) Volta Grande |
| (10) Pitangueira | |

Figura 4: Mapa geológico da área de estudo, contendo a localização de antigas minas, incluindo a mina de Valdo Teixeira (14), de onde se origina a amostra estudada neste trabalho. Modificado de Bongiolo (2006).

6. ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E MINERALIZAÇÕES

A alteração hidrotermal que ocorre na área de estudo foi desenvolvida durante o estabelecimento de um sistema do tipo pôrfiro-epitermal, segundo Bongiolo *et al.* (2011). O estilo de alteração encontrado na porção mais profunda do sistema hidrotermal (pôrfiro) é representado pelo CILS e na mais rasa (epitermal) pelas rochas vulcânicas da Fm. Hilário. Estas considerações foram feitas com base em estudos de inclusões fluidas, petrografia, dados de química mineral e isótopos estáveis (Bongiolo *et al.*, 2008; 2011).

As fácies de alteração encontradas evoluíram a partir da dissipação de fluidos e de calor na forma condutiva, *i.e.* alteração potássica (principalmente K-F e biotita) e propilítica (clorita, sericita, epidoto e carbonatos), que se alterna com alteração convectiva ao longo de fraturas. Esta última é denominada de alteração filica (fengita) e ocorre ao redor de veios durante episódios em que a pressão de fluidos supera a pressão litostática. A alteração argílica intermediária (illita e interestratificados illita-esmectita) se superpõe ao estágio de alteração filica por reinfiltariação nas mesmas fraturas, sendo característica de baixa temperatura e influenciada por fluidos meteóricos durante a diminuição da atividade e calor da célula hidrotermal convectiva a partir da fonte ígnea.

Estudos de porosidade de granitoides executados por Bongiolo *et al.* (2007) mostraram que granitoides não alterados têm cerca de 0,5 a 0,6% de porosidade. Rochas fracamente alteradas pela alteração propilítica, na qual as principais mudanças na rocha são o pseudomorfismo de máficos (anfibólio e biotita) para clorita e cristalização de epidoto e carbonato, possuem porosidade conectada na ordem de 1,7 a 1,8% (Bongiolo *et al.*, 2007).

7. METODOLOGIA

Selecionou-se uma amostra de granitoide com injeção de veio de quartzo, proveniente da localidade denominada de Mina Valdo Teixeira, em Lavras do Sul/RS. A amostra estudada (VT-03) foi coletada em testemunho de sondagem (Fig. 5), à profundidade de 79,4 m, executado pela Companhia Riograndense de Mineração (CRM) em 2001. A escolha de amostra de testemunho de sondagem foi feita de forma a evitar a superestimativa da porosidade em decorrência de alteração intempérica, o que resultaria na modificação da estrutura de minerais primários e secundários ligados a alteração hidrotermal. O veio de quartzo pertence ao estágio de alteração hidrotermal fácies argílica intermediária (AI), caracterizado por ocorrência de illita e interestratificados illita-esmectita (I/S) do tipo $R \geq 1$ com mais de 80% de illita, além de pirita e cerca de 1 g/t de Au (Bongiolo *et al.*, 2008).

A amostra foi enviada ao Laboratório de Radioquímica da Universidade de Helsinki (Finlândia) para impregnação com o monômero ^{14}C -MMA e polimerização deste nos poros da rocha (método ^{14}C -PMMA), sob supervisão e execução pela Profa. Dra. Marja Siitari-Kauppi. Posteriormente, realizou-se o estudo petrográfico em lâmina delgada (VT-03-34,9mB) das adjacências da amostra impregnada no Laboratório de Petrografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) e por microscopia eletrônica de varredura (MEV) em áreas selecionadas da amostra impregnada, no Centro de Tecnologia Mineral (CETEM), localizado no campus da UFRJ.

É importante ressaltar que a aplicação do método descrito neste trabalho não se restringe apenas a granitoides, sendo aplicável a todos os tipos de rocha, pois a alta resolução da técnica incentiva a quantificação de meios com baixa porosidade.

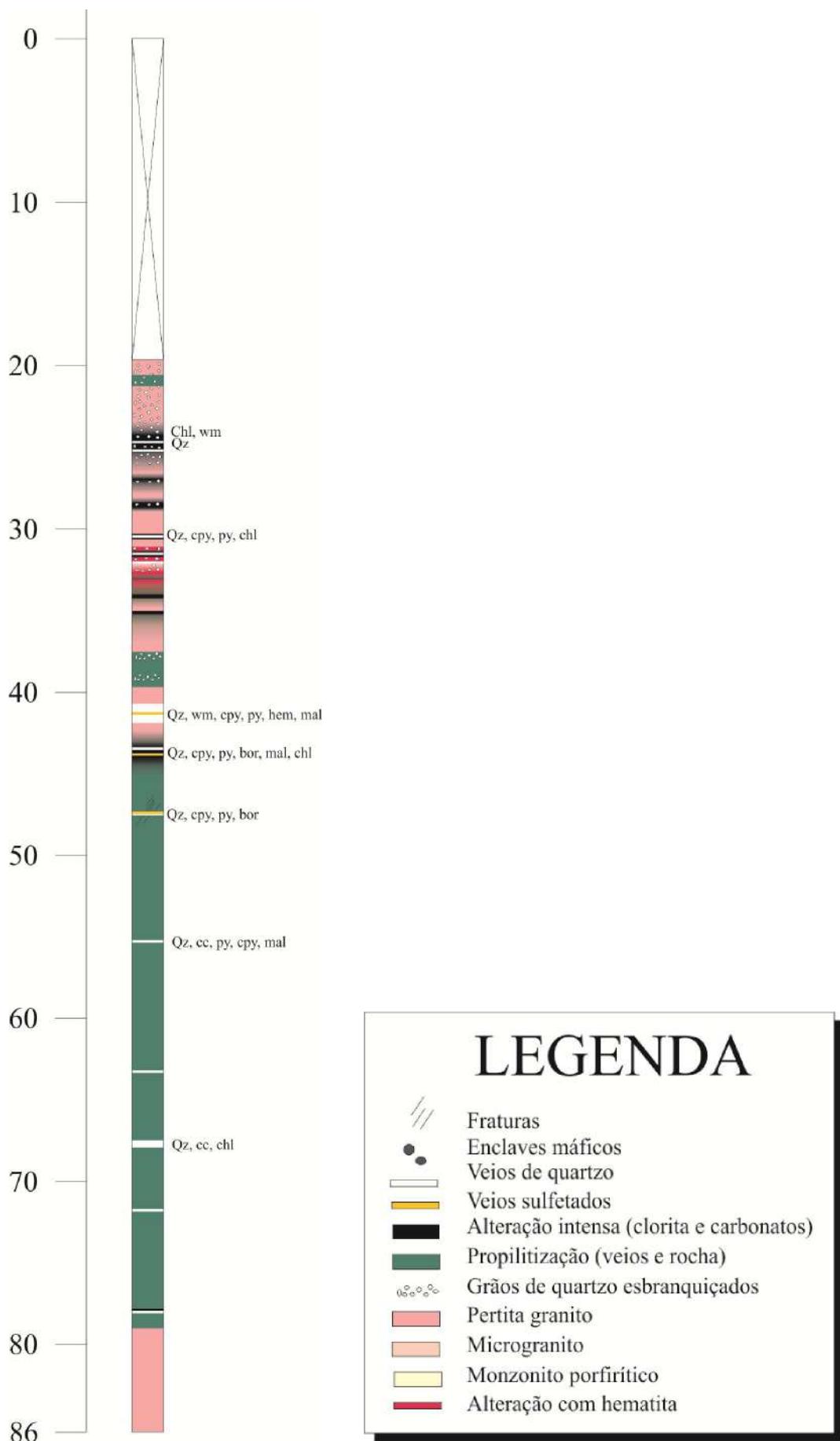


Figura 5: Perfil esquemático do testemunho de sondagem VT-03. Legenda: bor (bornita), cc (calcocita), chl (clorita), cpy (calcopirita), hem (hematita), mal (malaquita), py (pirita), qz (quartzo), wm (mica branca).

7.1 O método ^{14}C -polimetilmetacrilato (^{14}C -PMMA)

Este método, desenvolvido por Hellmuth *et al.* (1993), consiste na impregnação da amostra com ^{14}C -MMA sob vácuo, polimerização por irradiação e autorradiografia na superfície impregnada da amostra. Uma imagem bidimensional (2D) de porosidade é obtida e cálculos de densidade ótica e de porosidade são realizados através da aplicação de técnicas de processamento digital de imagem.

O monômero MMA ($\text{C}_5\text{H}_8\text{O}_2$) é uma molécula polar com baixa viscosidade (0,00584 Pa·s a 20°C), em comparação com a água, e pequeno tamanho ($0,19 \text{ nm}^3$) quando comparada a outras moléculas orgânicas, o que lhe permite uma penetração eficaz nos espaços porosos da rocha. A baixa energia- β do ^{14}C (máximo 155 keV) e sua meia-vida de 5.360 anos proporcionam boas resoluções autoradiográficas para rochas submetidas a um longo tempo de impregnação e permitem que as amostras sejam estudadas por muitos anos (Siitari-Kauppi, 2002).

7.1.1 Preparação da amostra

A amostra coletada foi serrada e posteriormente seca em uma câmara de vácuo (temperatura de 90 a 114°C) durante 10 dias. O processo de secagem é muito importante, pois a molécula MMA possui caráter hidrofóbico, o que inibe sua infiltração completa na rocha na presença de umidade. Após esta etapa, a amostra foi impregnada com o ^{14}C -MMA na mesma câmara de vácuo por 21 dias. Em seguida, realizou-se a polimerização (fixação na matriz da rocha) do ^{14}C -MMA impregnado na amostra, durante 8 dias, através da irradiação de raios- λ (dose total: 77 kGy) a partir de uma fonte de ^{60}Co . A concentração inicial do traçador ^{14}C -MMA utilizada neste estudo foi de 0,5 MBq/ml. A superfície serrada da amostra foi polida e limpa com água destilada em ultrassom por 3 minutos a fim de torná-la extremamente lisa e plana antes de submetê-la à exposição autoradiográfica.

7.1.2 Autorradiografia

O processo de autorradiografia baseia-se na detecção da radiação por emulsões nucleares. A sensibilidade do filme autoradiográfico varia em função do tempo de exposição, da atividade do alvo da radiação e do tipo de filme fotográfico usado (Hellmuth *et al.*, 1993). Um filme fotográfico Kodak® X-OMAT MA (resolução de 20 μm) foi exposto por 5 dias

contra a amostra impregnada e padrões contendo valores de atividade conhecidos (462,5 a 92.500 Bq/ml) do traçador ^{14}C -PMMA. Estes padrões são necessários para o cálculo da função de calibração das análises quantitativas do traçador sobre a amostra (Oila *et al.*, 2005).

7.1.3 Processamento digital e análise da autorradiografia

A autoradiografia foi digitalizada em tons de cinza, em formato BMP (8 bits), usando a opção de modo transparente e uma resolução de 1.200 dpi (cada pixel corresponde a 21,2 μm^2), por meio de um *scanner* HP® Scanjet-G4050. Diferentes valores de intensidade de níveis de cinza foram determinados na imagem digital da autoradiografia (sobre a rocha e sobre os padrões), a partir de histogramas gerados pelo programa Adobe® Photoshop. Cada tom de cinza equivale a um valor de porosidade: quanto mais escuro, maior a porosidade. As intensidades de níveis de cinza foram posteriormente convertidas em densidades óticas através de cálculos realizados no Microsoft® Excel.

Uma função de calibração é necessária para converter, pixel por pixel, as densidades óticas em atividades. A curva de calibração é estabelecida a partir de densidades óticas do traçador cujas atividades correspondentes são conhecidas (*i.e.* padrões). Esta curva é obtida pelo ajustamento através do método dos mínimos quadrados, realizado pelo *software* Microcal® Origin, segundo o qual cálculos iterativos produzem uma variação de 3 parâmetros com valores iniciais conhecidos.

Os dados da imagem da autoradiografia foram analisados no *software* Autoradio® (Prêt, 2003) para quantificação e qualificação (associação da petrografia com os valores obtidos de porosidade) da porosidade em diferentes porções da rocha. Como o programa analisa a imagem como um todo, a área contendo apenas a amostra teve de ser previamente recortada da imagem digital da autoradiografia — constituindo um retângulo de cerca de 82,3 x 23,2 mm —, e convertida para o modo RGB, 24 bits, mantendo-se seu formato e sua resolução originais. Os valores dos parâmetros utilizados no cálculo da porosidade são provenientes da curva de calibração estabelecida anteriormente.

Todas as eventuais alterações nas imagens utilizadas neste trabalho — como inclusão de legendas, reorientação e redimensionamento — bem como a elaboração do perfil do testemunho de sondagem do qual a amostra se origina foram feitas por meio do programa CorelDRAW®.

7.1.4 Aspectos teóricos do cálculo da porosidade

As densidades óticas sobre a autorradiografia são proporcionais à quantidade de decaimento isotópico do ^{14}C no material estudado (Hellmuth *et al.*, 1993; Oila *et al.*, 2005), o que possibilita a quantificação da porosidade.

O cálculo da porosidade sobre a autorradiografia constitui-se de várias etapas. Primeiro, todas as intensidades de níveis de cinza de um pixel (I) e seu ruído de fundo (*background*, I_0) associado são determinados em diversas áreas da amostra e dos padrões, através do *software* Adobe® Photoshop, a fim de se obter uma quantidade confiável de medidas. Depois, as densidades óticas (D) correspondentes a cada intensidade de nível de cinza dos padrões são calculadas no Microsoft® Excel, com base na lei de Lambert-Beer (Eq. 7.1) e posteriormente convertidas em radioatividades (A) por meio do software Microcal® Origin. Este programa gera uma curva de calibração baseada em cálculos iterativos que utilizam os valores iniciais de três parâmetros: o fator de correção k , e as densidades óticas mínima (D_0) e máxima (D_{max}), de acordo com a Eq. 7.2, de Treutler & Freyer (1988). As radioatividades são então convertidas em porosidade com o auxílio do programa Autoradio®.

(Eq. 7.1)

$$D = -\log\left(\frac{I}{I_0}\right)$$

(Eq. 7.2)

$$A = \left(-\frac{1}{k}\right) \cdot \ln \left[1 - \left(D - \frac{D_0}{D_{max}}\right)\right]$$

A quantificação da porosidade parte do pressuposto de que a matriz da rocha dilui o ^{14}C -PMMA. Se o tamanho dos poros estiver dentro dos limites de resolução da autorradiografia (geralmente $> 0,1 \mu\text{m}$), a principal fração da radiação- β emitida é atenuada e o cálculo da porosidade é aplicável. A porosidade local conectada da rocha (ϕ) é obtida pelo cálculo do conteúdo do traçador em uma dada área analisada (Eq. 7.3), onde A corresponde à radioatividade específica de um único pixel (em $\mu\text{Ci}/\text{ml}$), A_0 é a atividade específica inicial do traçador usado na impregnação da amostra e β é o fator de correção para a absorção de partículas- β pela rocha.

(Eq. 7.3)

$$\phi (\%) = \beta \cdot \left(\frac{A}{A_0} \right) \cdot 100$$

O fator de correção β é calculado a partir da densidade da amostra (ρ_e) e da densidade do polímero puro de MMA ($\rho_0 = 1,18 \text{ g/cm}^3$) conforme a Eq. 7.4. Por sua vez, a densidade da amostra é calculada pela Eq. 7.5, onde ε representa a porosidade total e ρ_d a densidade aparente da matriz porosa da rocha.

(Eq. 7.4)

$$\beta = \frac{\rho_e}{\rho_0}$$

(Eq. 7.5)

$$\rho = [\rho_e \cdot (1 - \varepsilon)] + (\varepsilon \cdot \rho_0)$$

A construção de histogramas de porosidade possibilita a observação da frequência relativa da porosidade para zonas individuais da rocha. A porosidade total de uma dada área medida na amostra é obtida segundo a distribuição da porosidade com a utilização da média ponderada a partir da Eq. 7.6, onde Área_n é a área de um pixel n e ε_n é a porosidade associada a este mesmo pixel.

(Eq. 7.6)

$$\varepsilon_{total} = \frac{\sum_n \text{Área}_n \cdot \varepsilon_n}{\sum_n \text{Área}_n}$$

A intensidade dos níveis de cinza observados na autorradiografia é, portanto, proporcional à quantidade do traçador ^{14}C -PMMA nos espaços porosos da rocha. Os tons de cinza impressos na autorradiografia seguem uma escala logarítmica, na qual o nível mais intenso (preto) observado representa o valor equivalente a 100% de porosidade.

7.2 Microscopia eletrônica de varredura

Após a execução da autoradiografia, a superfície polida da rocha foi coberta com carbono para a observação petrográfica no MEV, com a utilização de um equipamento FEI® Quanta 400 com um sistema de microanálise química por dispersão de energia (EDS) Bruker® Quantax acoplado. Este sistema conta com espectrômetro de energia dispersiva Bruker® XFlash 4030, tecnologia SSD (*silicon drift detector*) que, com uma janela de 30 mm², permite contagens da ordem de 150 kcps com tempo morto de 8 a 10%, e resolução espectral melhor que 137 eV para Mn ka. O MEV foi operado em alto vácuo, tensão de aceleração de elétrons de 20 kV, e *spot size* de 5,0. Nas imagens de elétrons retro-espalhados (BSE) os níveis de cinza são proporcionais ao número atômico médio.

Os trabalhos no MEV compreenderam o estudo da composição mineralógica da rocha, a partir do mapeamento da distribuição de um ou mais elementos químicos (hipermapas), e obtenção de imagens representativas da mineralogia da rocha. Os hipermapas possuem sobreposição entre si ($\approx 50\%$), constituindo um mosaico visualmente comparável às imagens da autoradiografia e da própria amostra impregnada. Ao todo, foram obtidas 6 séries de hipermapas (de cinco elementos químicos, e todos estes juntos), cada uma com 144 imagens, totalizando uma área de cobertura de aproximadamente 8,4 cm². Os elementos escolhidos e os minerais por eles representados são: Ca (calcita), Cu (calcopirita), Na (plagioclásio), K (illita, feldspato potássico), S (pirita).

7.3 Microscopia ótica

Realizou-se o estudo petrográfico sob microscópio ótico (modelo Zeiss® Axioplan) de uma lâmina delgada do mesmo furo de sondagem da amostra analisada neste trabalho, porém a uma profundidade (39,4 m) em que a influência do veio sobre a encaixante é a menor possível para observações da condição inicial de porosidade da rocha (sem a influência de veios). Imagens representativas da amostra foram obtidas a partir de uma câmera Zeiss® AxioCam ICc3. Durante a análise petrográfica, realizou-se uma caracterização de aspectos como: mineralogia essencial, acessória e secundária (hidrotermal), índice de cor, granulação e principais feições de cada mineral. De acordo com as características observadas nos minerais e suas relações de contato uns com os outros, estabeleceu-se a ordem de cristalização. A composição modal da rocha foi feita por estimativa visual e posteriormente as percentagens

de Q, A, P e F foram normalizadas — de modo que sua soma correspondesse a 100% — para que pudessem ser plotadas, por meio do *software* GCDkit®, no diagrama QAPF de Streckeisen (1976) para rochas plutônicas com menos de 90% de minerais máficos.

A nomenclatura da rocha foi estabelecida a partir do diagrama acima mencionado. Os termos *euédrico*, *subédrico* e *anédrico* são puramente descritivos, seguindo a nomenclatura de Dana (1969), e, portanto, não possuem conotação genética. Em relação à terminologia utilizada para a granulação dos minerais, os tamanhos adotados neste trabalho foram: < 0,1 mm (*muito fina*), 0,1-1 mm (*fina*), 1-5 mm (*média*), 0,5-5 cm (*grossa*), > 5 cm (*muito grossa*). O Índice de Cor baseia-se na quantidade de minerais máficos presentes na rocha e segue a classificação de Streckeisen (1976) para rochas ígneas: *hololeucocrática* (0-5%), *leucocrática* (5-35%), *mesocrática* (35-65%), *melanocrática* (65-90%), *holomelanocrática* (95-100%). O termo “*sericita*” é uma generalização de uma variedade de composições químicas em filossilicatos dioctaédricos, incluindo muscovita, illita, fengita, paragonita, pirofilita, flogopita e uma grande quantidade de argilominerais interestratificados, como discutido por Beane (1982).

8. RESULTADOS

8.1 Petrografia

8.1.1 Descrição da lâmina VT-03-34,9mB

Trata-se de uma rocha hololeucocrática ($IC \approx 4\%$), com textura equigranular, isotrópica, de granulação predominantemente grossa (média $\approx 5,5$ mm, varia de 0,4 a 7 mm). Os minerais essenciais são feldspato potássico, quartzo e plagioclásio (raro); os acessórios constituem-se por rutilo, zircão, apatita e minerais opacos; os minerais secundários (hidrotermais) são calcita, epidoto, “sericita”, clorita e hematita. A composição modal encontra-se na Tabela 1 e a ordem proposta para a cristalização dos minerais é apresentada na Tabela 2.

O feldspato potássico é representado por microclina (rara) e ortoclásio. A primeira exibe geminação tartan característica; o segundo na maioria das vezes é pertítico, com lamelas de exsolução de plagioclásio (pertitas) finas e levemente sinuosas aproximadamente paralelas entre si (Fig. 6), e às vezes apresenta geminação do tipo *Carslbad* (Fig. 7b). Ambos alteram para “sericita” e hematita. O feldspato potássico apresenta-se, em geral, como cristais prismáticos e anédricos, de 1 a 6 mm, com inclusões de minerais opacos, rutilo e zircão.

O quartzo aparece geralmente em agregados, possui hábito granular, cristais anédricos a subédricos de 0,5 a 7 mm e, por vezes, apresenta extinção ondulante. Comumente preenche fraturas e interstícios entre os grãos e muitas vezes suas bordas possuem contatos interdigitados com feldspatos, preenchendo os espaços gerados pela dissolução destes. Apresenta inclusões de opacos, rutilo, zircão e apatita.

Identifica-se o plagioclásio por sua geminação polissintética característica, sendo possível observar, em alguns grãos, tanto a geminação na Lei da Periclina como na Lei da Albita (Fig 7a). Alguns cristais apresentam feição de dissolução acompanhando a geminação, geralmente preenchida por quartzo. Possui hábito prismático e grãos anédricos a subédricos de 0,5 a 6 mm. É frequentemente substituído por calcita (Fig. 7b), altera para “sericita” e hematita (Fig. 8) e possui inclusões de rutilo, zircão e opacos.

O zircão aparece como cristais diminutos e subédricos elipsoidais a levemente arredondados. Encontra-se como inclusão no quartzo e nos feldspatos (alcalino e plagioclásio). Os minerais opacos constituem cristais euédricos de granulação inferior a 0,5 mm, prismáticos, geralmente em agregados, e preenchem fraturas ou são inclusos nos minerais principais. O rutilo ocorre em cristais subédricos de coloração castanha-avermelhada e ocorre como inclusões submilimétricas no quartzo e nos feldspatos. A apatita constitui

cristais diminutos, euédricos a subédricos e ocorre sob seção prismática ou basal, inclusa no quartzo e no feldspato potássico.

Em relação à assembleia hidrotermal, a calcita aparece principalmente preenchendo microfraturas transgranulares e substituindo o plagioclásio; o epidoto apresenta-se sob a forma de cristais isolados e fraturados de até 0,4 mm, euédricos a subédricos, de hábito prismático, com zoneamento composicional (Fig. 9); a “sericita” é incolor e constitui alteração dos feldspatos potássicos e do plagioclásio, preenchendo planos de dissolução geralmente associados aos planos de clivagem; a clorita possui coloração esverdeada e aparece preenchendo microfraturas que atravessam os grãos; hematita possui coloração marrom e ocorre associada aos feldspatos, geralmente formando-se como resultado da alteração de óxidos inclusos neste.

De acordo com a classificação de Streckeisen (1976), a rocha é denominada de sienogranito (Fig. 10).

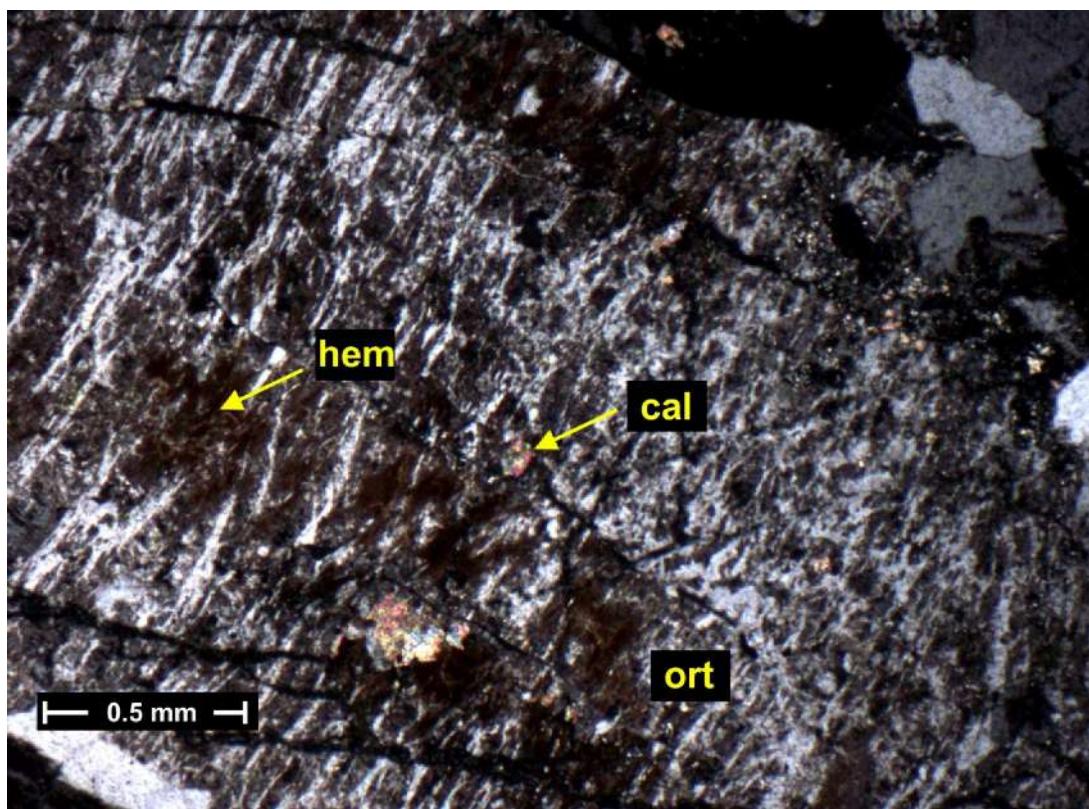


Figura 6: Ortoclásio pertítico (ort) com alteração para hematita (hem). Algumas lamelas de exsolução de plagioclásio apresentam substituição por calcita (cal). Imagem a nicóis cruzados.

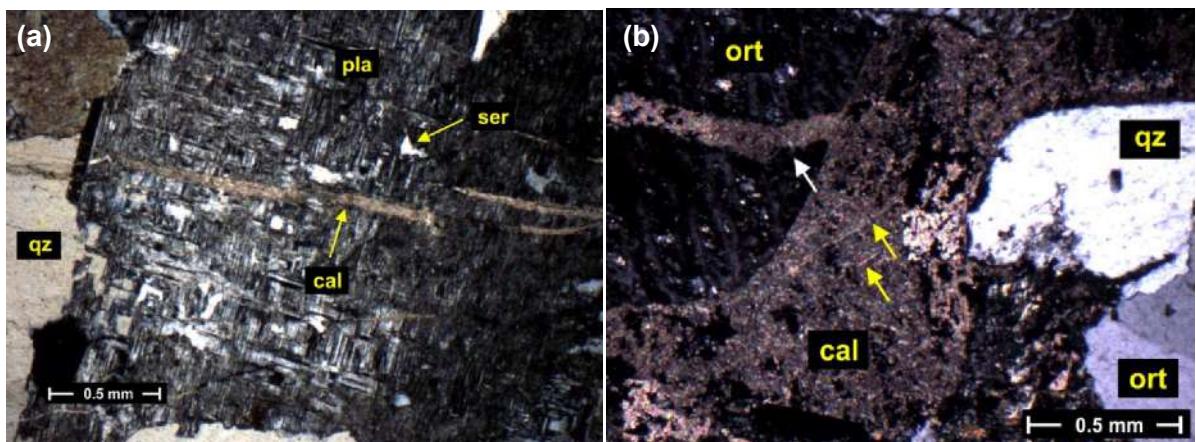


Figura 7: **a)** Plagioclásio (pla) exibindo geminações segundo a Lei da Albita e a Lei da Periclina, alterado para sericita (ser) e com microfraturas preenchidas por calcita (cal). **b)** Calcita preenchendo microfratura (seta branca) em grão de ortoclásio pertítico (ort) e substituindo plagioclásio no centro da imagem: notar geminação polissintética característica deste destacada pelas setas em amarelo. À direita, cristais de quartzo (qz) e ortoclásio (ort) com geminação do tipo *Carslbad*. Imagens a nicóis cruzados.

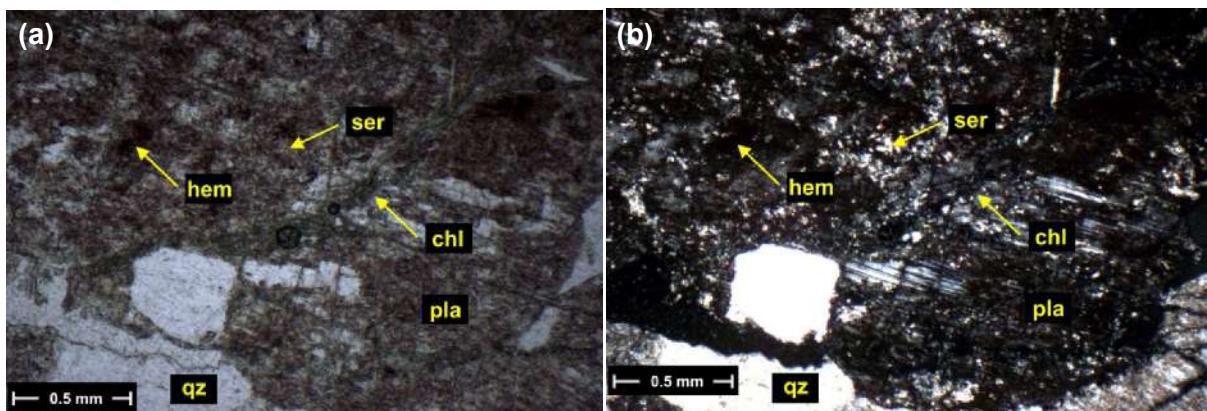


Figura 8: Plagioclásio (pla) intensamente alterado para hematita (hem) e sericita (ser), em contato com quartzo (qz), e com fraturas preenchidas por clorita (chl). Imagens a nicóis paralelos (**a**) e a nicóis cruzados (**b**).

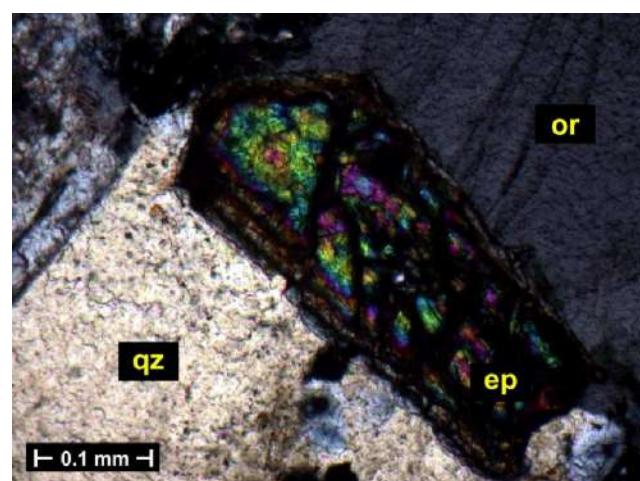


Figura 9: Epidoto (ep) exibindo zoneamento composicional em contato com ortoclásio (or) e quartzo (qz). Imagem a nicóis cruzados.

Tabela 1: Estimativa modal da lâmina VT-03-34,9mB.

Mineral	Moda estimada (%)
Feldspato potássico	50
Quartzo	35
Plagioclásio	7
Calcita	3
Epidoto, zircão, rutilo, clorita, hematita, “sericita”, apatita, opacos	5

Tabela 2: Ordem de cristalização dos minerais que constituem o sienogranito.

Mineral	Cristalização primária	Hidrotermal
Zircão	-----	
Apatita	-----	
Rutilo	-----	
Opacos	-----	
Plagioclásio	-----	
Feldspato potássico	-----	
Quartzo	-----	
Calcita		-----
Epidoto		-----
“Sericita”		-----
Hematita		-----
Clorita		-----

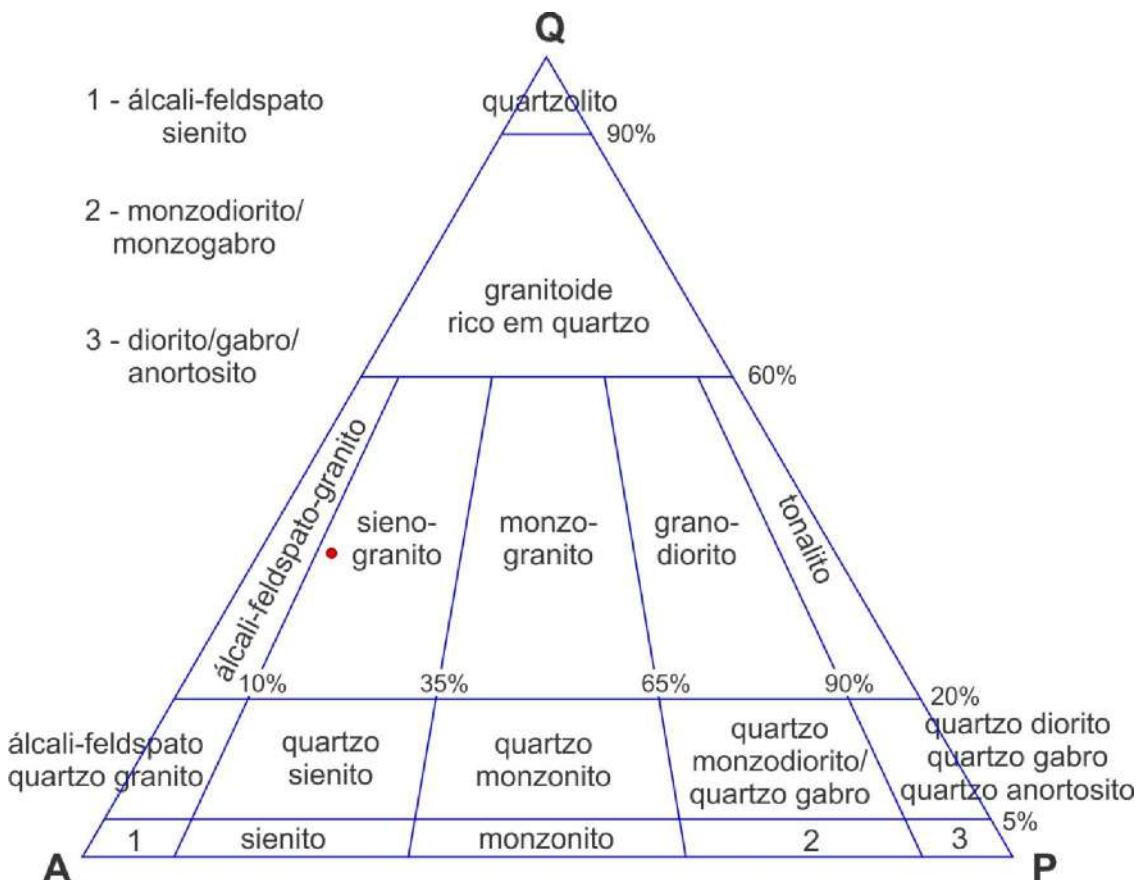


Figura 10: Classificação da rocha, de acordo com o diagrama QAP de Streckeisen (1976). Pela localização do ponto vermelho, observa-se que a rocha é um sienogranito. A parte inferior do gráfico original foi omitida, pois não há feldspatoides presentes na amostra.

8.1.2 Estudo mineralógico ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

Em complemento à análise petrográfica sob microscópio ótico, foi feito um estudo da mineralogia da rocha nas proximidades do veio de quartzo em escala de maior detalhe, através do MEV, visando uma melhor caracterização da amostra em estudo, de modo a propiciar uma associação mais acurada entre a mineralogia presente e a porosidade encontrada.

Alguns minerais não identificados na etapa anterior, em decorrência de possuírem granulação muito fina, podem ser observados na Fig. 11a através do contraste entre seus tons de cinza na imagem. Nesta, verifica-se um cristal de pirita (em tom cinza claro) contendo illita (cinza escuro), calcopirita (tom levemente mais claro que o da pirita) e, internamente à matriz de illita, observam-se núcleos de ortoanfibólito, identificado por não possuir Ca (em tom cinza médio). Na Fig. 11b, é possível observar diminutos cristais de galena (pontos brancos) inclusos em um grão de pirita envolto por uma matriz de illita e calcita (cinza médio). Além desses minerais, identificaram-se também scheelita e xenotímio.

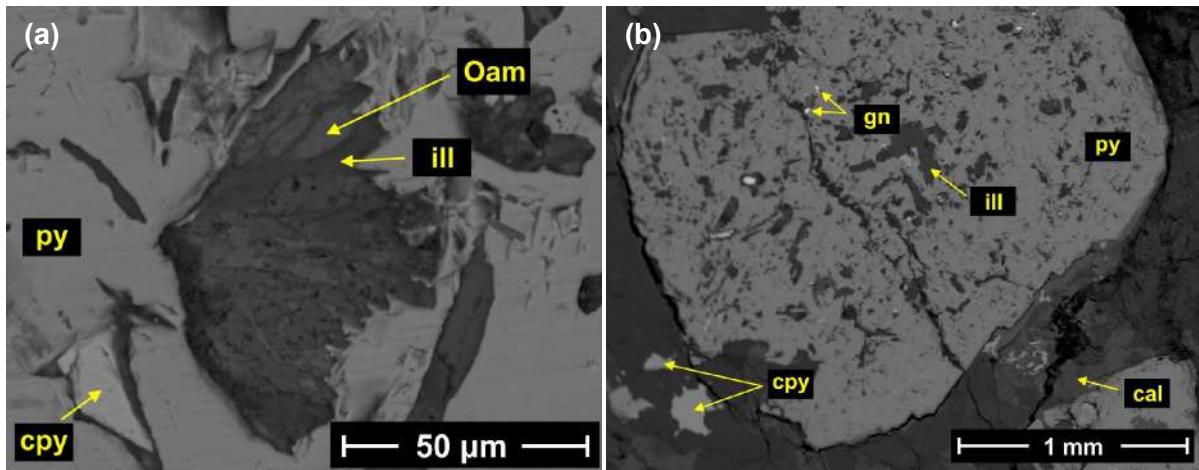


Figura 11: Em (a) observa-se um cristal de pirita (py) com inclusões de calcopirita (cpy) e illita (ill) por vezes com núcleos de ortoanfibólio (Oam). A imagem (b) apresenta um cristal de pirita (próximo a dois cristais de calcopirita no canto inferior esquerdo), com inclusões de illita e pequenos cristais de galena (gn), em meio a uma matriz de calcita (cal) e illita.

8.2 Análise da autorradiografia

8.2.1 Obtenção das densidades óticas

A amostra VT-03 impregnada (Fig. 12a) e padrões conhecidos de atividade do traçador ^{14}C -PMMA tiveram suas autorradiografias escaneadas (Fig. 12b). Estas imagens possuem orientação espelhada em relação à amostra original por constituirem “impressões” desta, sendo posteriormente reorientadas digitalmente de modo a facilitar a comparação visual com a rocha. A partir de histogramas realizados pelo programa Adobe® Photoshop (Fig. 13) na imagem digital resultante, obtiveram-se a média e a mediana das intensidades de níveis de cinza sobre cada padrão (I) bem como do ruído de fundo (I_0 , *background*) associado. Estes valores foram organizados na Tabela 3, onde também calcularam-se suas respectivas densidades óticas (D) por meio da Eq. 7.1. Os valores de I correspondem às medianas dos níveis de cinza sobre cada padrão. Em relação aos níveis de cinza do *background* (I_0), obtidos através de diversas medidas feitas sobre a imagem, a mediana máxima encontrada foi 180 e as médias mínima e máxima foram 165,42 e 180,09, respectivamente.

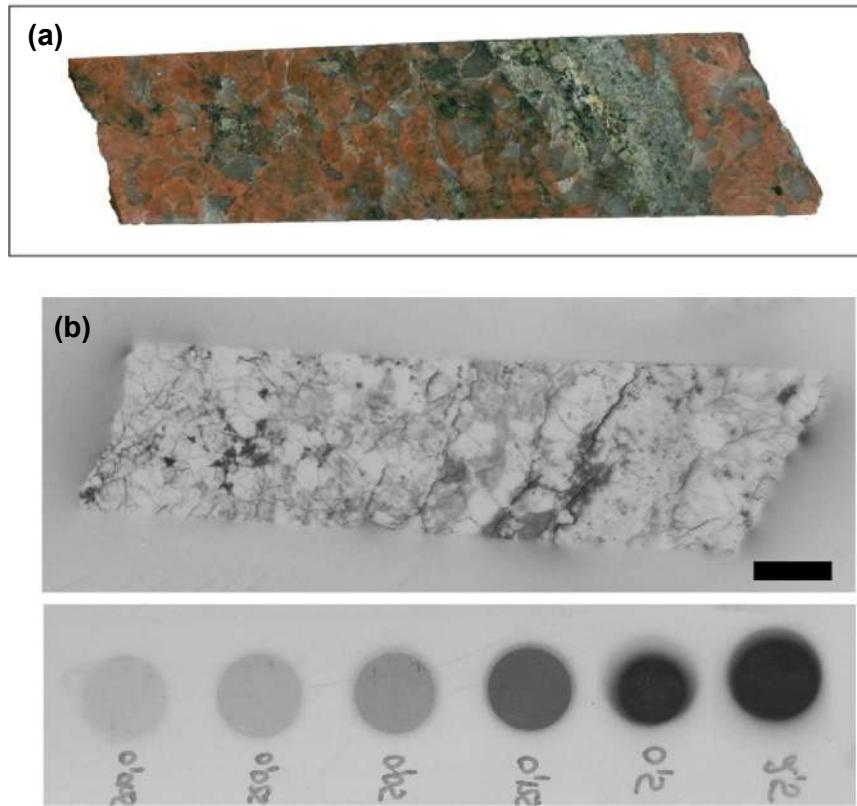


Figura 12: Imagens **(a)** da amostra VT-03 impregnada e **(b)** das autorradiografias desta e de padrões conhecidos de atividade do traçador ^{14}C -PMMA. Notar que a autorradiografia possui orientação espelhada em relação à amostra original, pois constitui uma "impressão" desta. Barra de escala representa 1 cm.

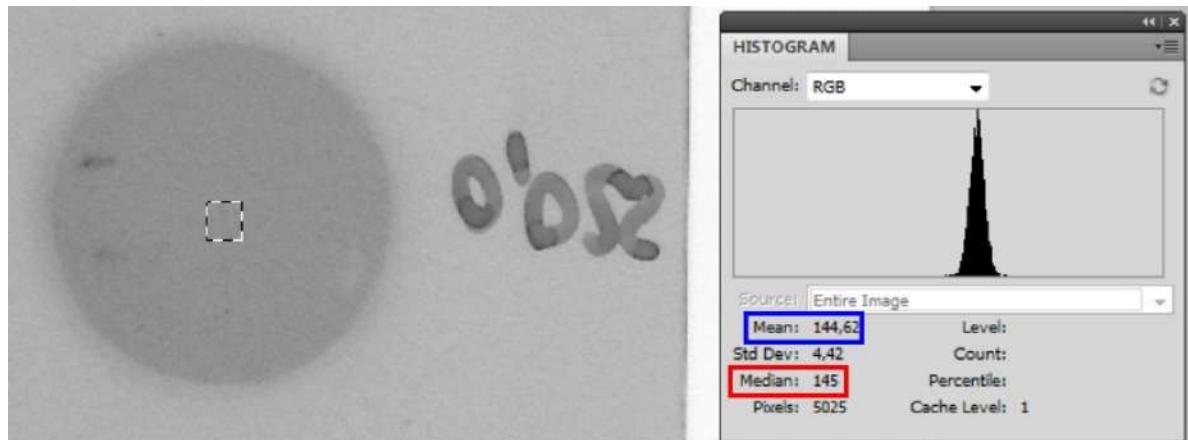


Figura 13: Histograma de um padrão de atividade conhecida ($0,025 \mu\text{Ci/ml}$) do traçador ^{14}C -PMMA, com seus valores de média (em azul) e mediana (em vermelho) destacados.

Tabela 3: Intensidades de níveis de cinza sobre os padrões (I , mediana) e seus ruídos de fundo associados (I_0), e as respectivas densidades óticas relativas aos valores da mediana e das médias máxima e mínima do *background*, obtidos a partir do histograma realizado na imagem da autorradiografia da amostra. Os valores sublinhados correspondem ao D_{max} relativo à mediana e às médias máxima e mínima de I_0 .

PADRÃO	Atividade (Ci/ml)	I/I_0			DENSIDADE ÓTICA (D) = - log₁₀ (I/I_0)		
		$I_0 = 165,42$ (Média Mín.)	$I_0 = 180,09$ (Média Máx.)	$I_0 = 180$ (Mediana Máx.)	$I_0 = 165,42$ (Média Mín.)	$I_0 = 180,09$ (Média Máx.)	$I_0 = 180$ (Mediana Máx.)
12,5	153	0,924918390	0,849575212	0,850000000	0,033896586	0,070798167	0,070581074
25	145	0,876556644	0,805152979	0,805555556	0,057220014	0,094121596	0,093904503
50	119	0,719380970	0,660780721	0,661111111	0,143041055	0,179942637	0,179725544
125	68	0,411074840	0,377588983	0,377777778	0,386079104	0,422980685	0,422763592
500	38	0,229718293	0,211005608	0,211111111	0,638804420	0,675706001	0,675488908
2500	33	0,199492202	0,183241712	0,183333333	<u>0,700074077</u>	<u>0,736975658</u>	<u>0,736758565</u>

8.2.2 Definição da curva de calibração

Uma vez estabelecidas as densidades óticas correspondentes às atividades conhecidas do traçador ^{14}C -PMMA, elaboraram-se três gráficos correlacionando essas duas grandezas, cada um referente a um valor de ruído de *background* (mediana máxima e médias máxima e mínima de I_0). Através de cálculos iterativos (Eq. 7.2) que usam os parâmetros de valores iniciais conhecidos k , D_{max} e D_0 , fazendo variar os dois primeiros (Fig. 14), obteve-se uma curva de calibração para cada gráfico (Fig. 15), por meio do software Microcal® Origin. Neste estudo, os valores iniciais utilizados foram: $k = 0,00112$, $D_0 = 0$. D_{max} possui três valores: um relativo à mediana máxima (0,736758565) e os outros dois às médias máxima (0,736975658) e mínima (0,736758565) de I_0 , conforme calculado na Tabela 3.

Os valores recalculados de k , D_{max} e D_0 para a elaboração das curvas de calibração, bem como os valores do ruído de fundo (I_0) e da atividade inicial da resina usada na impregnação da amostra ($A_0 = 14.000 \mu\text{Ci/ml}$), são necessários para a conversão das atividades em porosidades pelo programa Autoradio®. Dentre as três curvas de calibração, opta-se por utilizar os parâmetros daquela cujo *background* for mais saturado (maior I_0), que, neste caso, corresponde à curva de calibração referente à média máxima de I_0 (Fig. 15b). A partir desta, cujo I_0 é igual a 180,09, obtiveram-se os valores $k = 0,00426$, $D_{max} = 0,73678$, $D_0 = 0$, como ilustrado na Fig. 14b.

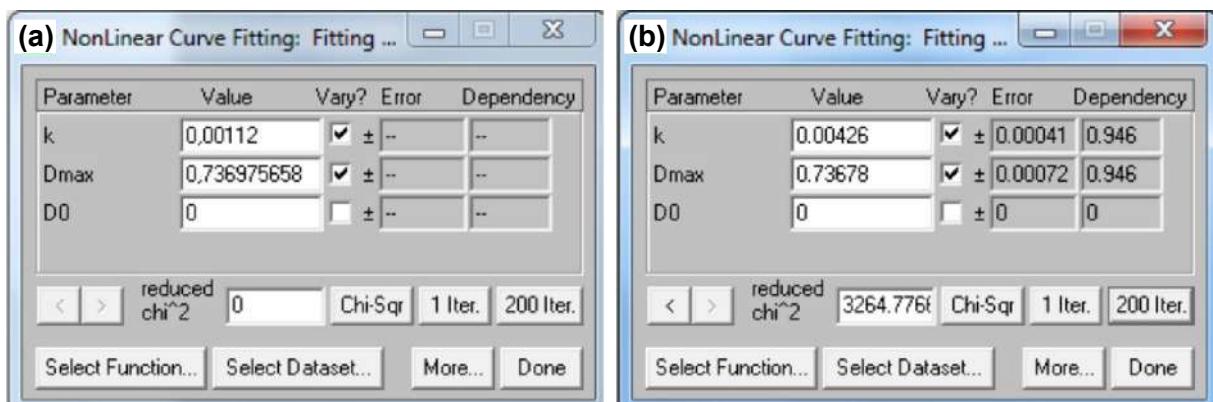


Figura 14: Parâmetros k , D_{max} e D_0 iniciais (a) e após os cálculos iterativos para a elaboração da curva de calibração (b), no software Microcal® Origin. D_{max} referente à média máxima de I_0 .

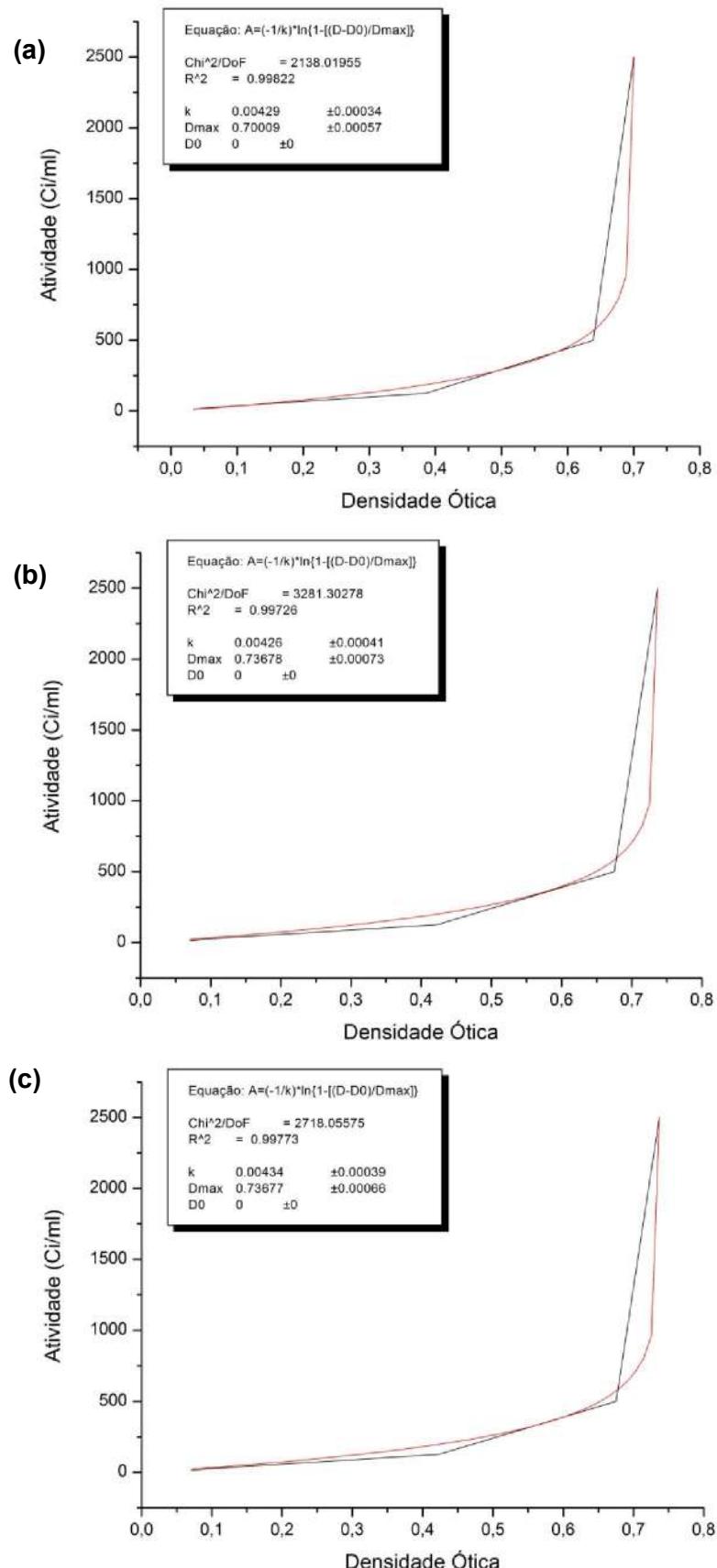


Figura 15: Gráficos correlacionando atividades conhecidas (padrões) com as densidades óticas correspondentes à média mínima **(a)**, à média máxima **(b)** e à mediana máxima **(c)** do *background* da imagem da autoradiografia. Em preto, a curva com os valores conhecidos de atividade de cada padrão e de suas respectivas densidades óticas; em vermelho, a curva de calibração calculada.

8.2.3 Quantificação da porosidade

Como os níveis de cinza da autorradiografia encontram-se em escala logarítmica, dificultando a estimativa visual das diferenças de valores de porosidade nas diversas áreas da rocha, o programa Autoradio® possibilita a transformação da imagem original em um mapa de porosidade total cujos níveis de cinza seguem escala linear. Entretanto, esta conversão resulta na inversão das tonalidades da autorradiografia, de modo que, no mapa de porosidade total, as zonas de maior porosidade (10%) apresentam-se mais claras e as mais escuras correspondem a áreas pouco porosas (Fig. 16). Os pontos vermelhos no mapa representam píxeis não computados pelo programa durante o cálculo da porosidade total, pois correspondem a zonas com porosidade nula, onde a resina não penetrou.

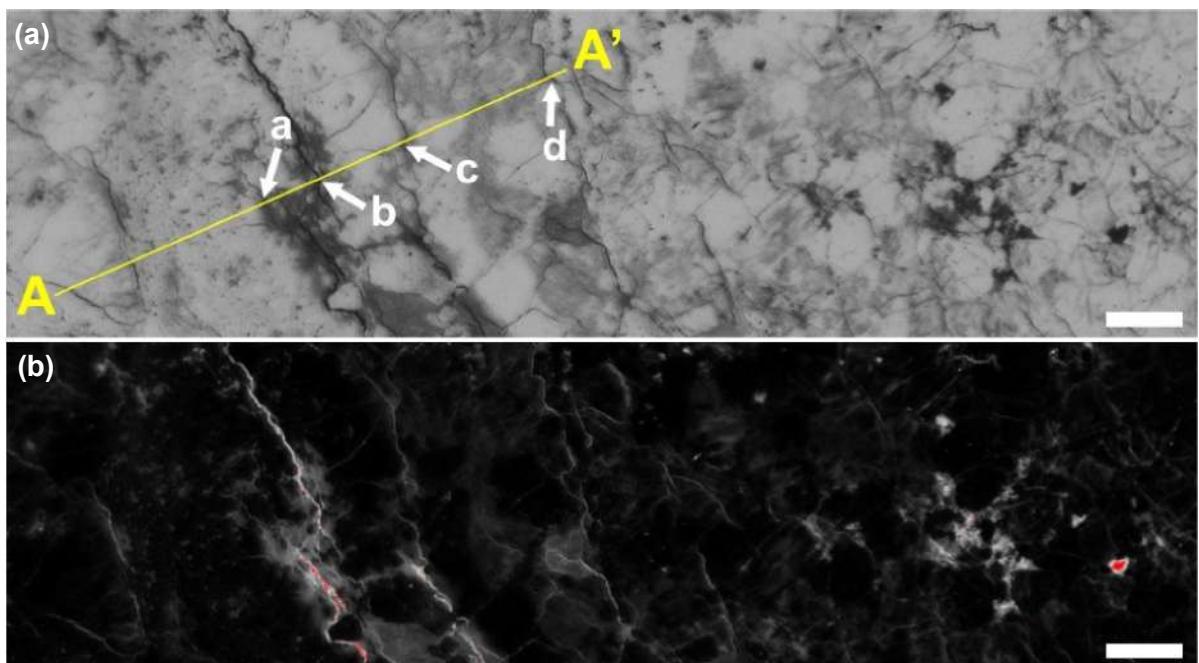


Figura 16: a) Autoradiografia da rocha, com níveis de cinza em escala logarítmica. Níveis de cinza mais escuros correspondem a maiores valores de porosidade. b) Mapa de porosidade total da amostra, com tonalidades de cinza em escala linear e inversas às da autorradiografia, de modo que a maior porosidade (10%) é associada às zonas mais claras, enquanto as áreas mais escuras são pouco porosas. Os pontos vermelhos possuem porosidade negativa e não são computados pelo programa. Barra de escala equivale a 0,5 cm. As letras a, b, c, d representam picos de porosidade mostrados na Fig. 19 ao longo do perfil A-A' (linha amarela).

O valor calculado para a porosidade total conectada medida em $19,1 \text{ cm}^2$ de superfície da rocha amostrada é 0,8%. Analisando-se a área abaixo da curva de porosidade no gráfico apresentado na Fig. 17, verifica-se que a grande maioria dos píxeis computados possui porosidade inferior a 1,5%, enquanto alguns têm até 3% de poros, e muito raramente atingem-se valores superiores a este.

Tal observação encontra-se melhor ilustrada na Fig. 18, onde apresentam-se as distribuições espacial e quantitativa da porosidade da rocha. Porosidades de até 0,5% predominam na amostra e são atribuídas aos cristais de quartzo e aos feldspatos potássicos pouco alterados. Valores acima disto relacionam-se a limites de grãos, microfraturas e ao grau de alteração da mineralogia primária da rocha, de forma que, quanto maior a presença de minerais hidrotermais como calcita e illita, maior a porosidade. Porosidades acima de 3% concentram-se em duas áreas principais: uma interna ao veio de quartzo e outra na extremidade oposta da amostra, ambos locais onde verifica-se uma quantidade significativa de minerais hidrotermais. Os valores mais altos de porosidade devem-se a microfraturas associadas ao veio de quartzo presente na rocha (Fig. 16a; Fig. 19) e geralmente superam 4%, chegando a ultrapassar, em raros casos, 10%.

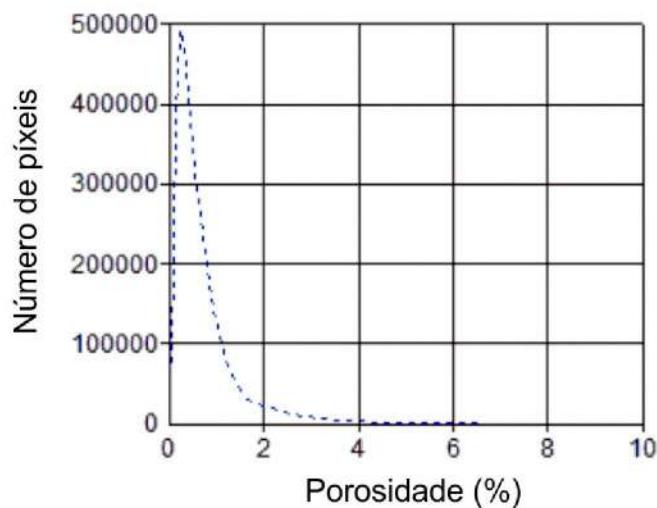


Figura 17: Gráfico gerado a partir do cálculo da porosidade total na amostra estudada, relacionando o número de pixels computados com sua respectiva porosidade. A porosidade total conectada da rocha é de 0,8%.

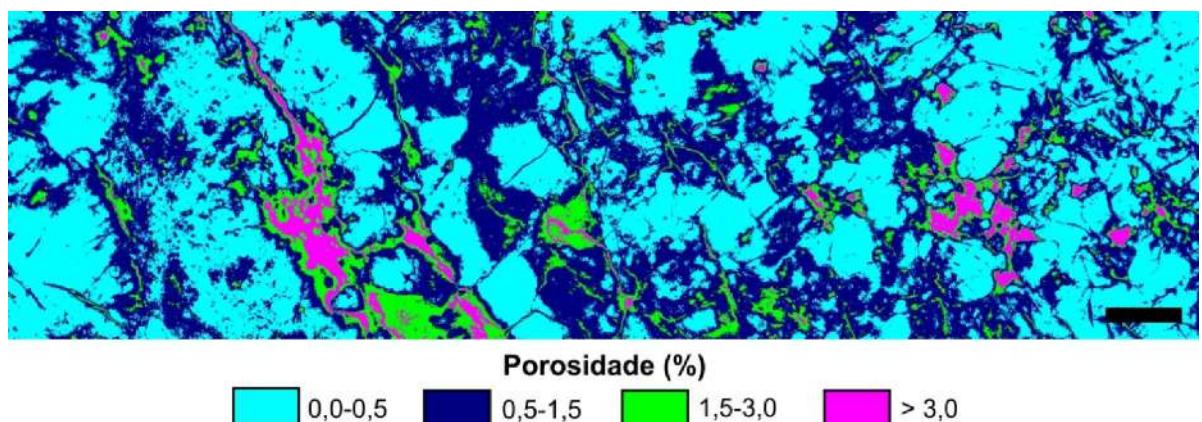


Figura 18: Imagem mostrando a distribuição de diferentes intervalos de porosidade sobre a superfície da amostra estudada. Os intervalos de classe escolhidos baseiam-se na correspondência com os quatro principais tons de cinza da autorradiografia. A barra de escala representa 0,5 cm.

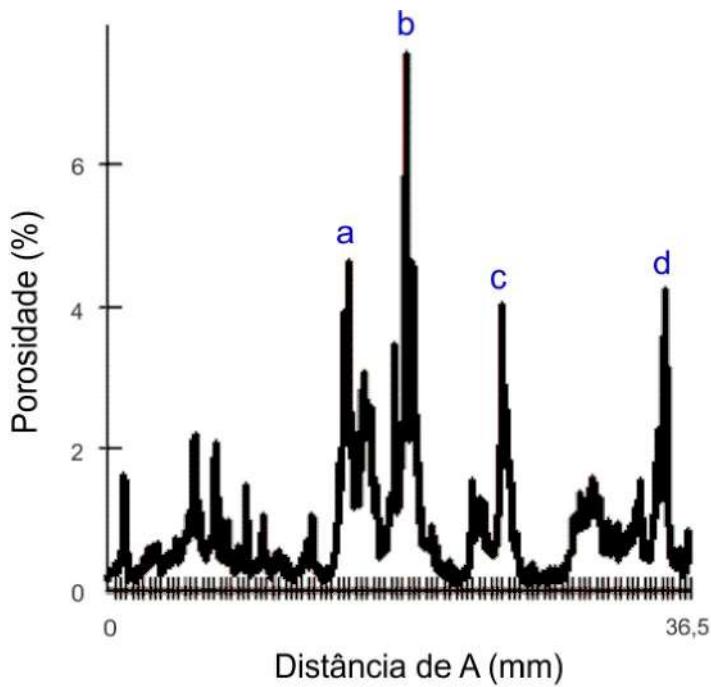


Figura 19: Perfil de porosidade ao longo da linha A-A' mostrada na Fig. 16a. Observa-se que os picos de porosidade acima de 4% (a-d) associam-se às microfraturas destacadas pelas setas em branco na imagem da autorradiografia.

A porosidade específica dos minerais foi estimada nas autorradiografias por meio da delimitação de áreas retangulares sobre zonas de nível de cinza homogêneo em cada fase mineral identificada. Quartzo e feldspato alcalino apresentam entre 0,1 e 0,3% de porosidade. Calcita e illita possuem porosidades de 2 a 7%. Minerais acessórios como pirita e calcopirita têm porosidade média entre 0,3 e 0,8%.

8.2.4 Delimitação do halo de alteração do veio de quartzo

Através da observação dos hipermapas obtidos durante a análise da amostra estudada no MEV, foi possível delimitar o halo de alteração ao redor do veio na amostra. Este limite foi definido de acordo com a área até a qual, a partir do veio, observa-se uma grande quantidade de Ca, representando o mineral de alteração hidrotermal calcita. Este critério foi escolhido a partir da análise visual dos hipermapas relativos aos elementos Na, K, Cu, S e Ca em comparação uns com os outros e com o hipermapa multicomposicional. Também notou-se que a presença de S (sulfetos: pirita > calcopirita) obedece ao limite definido. Na Fig. 20 apresenta-se o mapa multicomposicional da superfície analisada da rocha, um pouco menor

do que a área da autoradiografia, porém ainda bastante representativa da amostra. A comparação com a Fig. 18, na qual é possível verificar a distribuição espacial e quantitativa da porosidade, permite observar que os maiores valores desta encontram-se predominantemente na área atribuída ao veio e seu halo de alteração, associados a microfraturas e minerais secundários (calcita + illita). A espessura estimada para o halo de alteração do veio de quartzo foi de 3,11 cm.

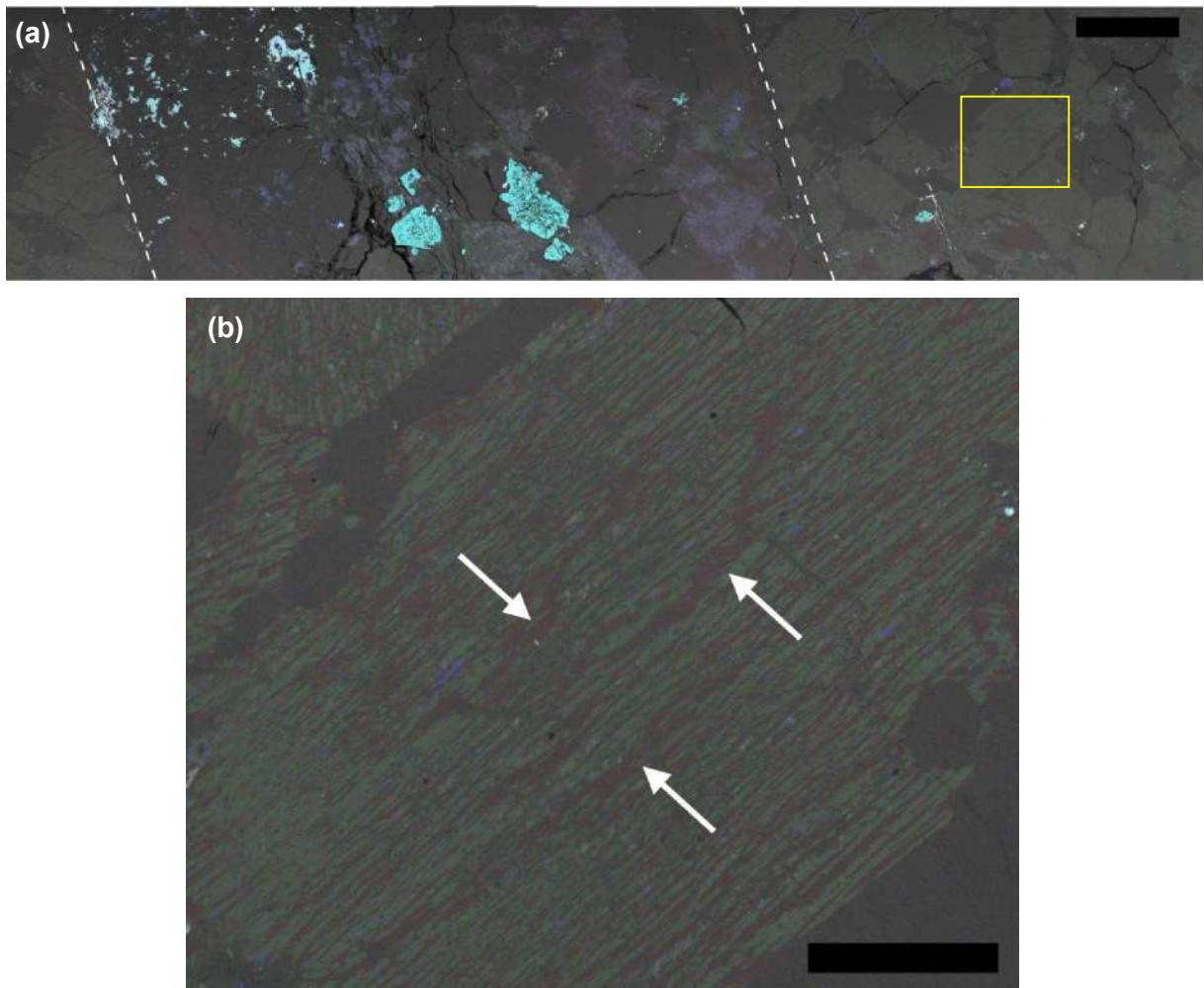


Figura 20: a) Hipermapa multicomposicional da superfície amostrada da rocha e delimitação do halo de alteração (linhas brancas tracejadas) do veio de quartzo. As cores azul-clara (S), verde (K), lilás (Ca), vermelha (Na) e cinza (nenhum destes elementos) representam respectivamente os minerais pirita, feldspato potássico/illita, calcita, plagioclásio e quartzo. A diferenciação entre feldspato potássico e illita pode ser feita pelo fato de que o primeiro possui contorno definido e lamelas de plagioclásio, ocorrendo principalmente fora do halo de alteração, enquanto o segundo ocorre frequentemente associado a calcita e dentro dos limites do halo. Retângulo em amarelo corresponde à área detalhada em (b). Barra de escala representa 5 mm. b) Em detalhe, um feldspato potássico (verde) com intercrescimento pertítico. Lamelas de plagioclásio (em vermelho) indicadas pelas setas brancas. Barra de escala representa 1 mm.

9. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A autorradiografia da amostra estudada realizada através do método ^{14}C -PMMA, quando analisada em conjunto com dados obtidos por meio de estudos petrográficos, permite a caracterização e a quantificação da porosidade total e local da superfície da rocha.

A distribuição espacial da porosidade depende da mineralogia presente na rocha, tanto primária quanto secundária. As maiores porosidades encontradas localizam-se predominantemente dentro dos limites do halo de alteração do veio de quartzo, que foi estimado em 3,11 cm. Valores diferentes de porosidade para um mesmo mineral devem-se ao seu grau de alteração. Em contrapartida, minerais com pouca ou nenhuma alteração (quartzo e feldspato potássico) possuem porosidades praticamente constantes.

Porosidades maiores (2-7%) associam-se aos minerais de alteração (hidrotermais) como calcita e illita, enquanto quartzo e feldspato potássico apresentam valores baixos (0,1-0,3%) de porosidade. Microfraturas associadas ao veio de quartzo presente na rocha são responsáveis pelos valores mais altos de porosidade, em geral acima de 4% e podendo atingir valores superiores a 10%.

Os estudos de porosidade realizados na mesma área por Bongiolo *et al.* (2007) mostraram que granitoides não alterados têm cerca de 0,5 a 0,6% de porosidade, enquanto rochas fracamente propilitizadas possuem porosidade conectada na ordem de 1,7 a 1,8%. O valor de porosidade esperado para a amostra estudada neste trabalho seria, portanto, superior a estes, tendo em vista o maior grau de alteração desta rocha em relação às estudadas pelos autores mencionados. A porosidade relativamente baixa calculada (0,8%) se explica pelo fato de não refletir a porosidade original da rocha, pois a injeção de veio de quartzo, mineral cuja porosidade é quase nula, reduz muito este valor. De fato, o espaço ocupado pelo veio representava 100% de porosidade à época de cristalização da rocha, antes de ser preenchido pelo mesmo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M. de; Hasuy I.; Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 8, *Atas*, p.:363-391.
- Babinski M., Chemale Jr. F., Hartmann L.A., Van Schmus W.R., Silva L.C. da. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, **24**(5):439-442.
- Beane R.E. 1982. Hydrothermal alteration in silicate rocks, southwestern North America. In: Advances in Geology of the porphyry copper deposits (S.R. Titley, editor). SNA University of Arizona Press, Tucson, Arizona. p.:117-137.
- Bongiolo E.M., Mexias A.S., Santos J.O.S., Hartmann L.A., Conceição R.V., Gomes M.E.B., Formoso M.L.L. 2003. Geocronologia do hidrotermalismo *versus* magmatismo no Distrito Aurífero de Lavras do Sul. In: SBG, Encontro Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias, 1, *Anais*, p.:83-88.
- Bongiolo E.M. 2006. Integração de dados mineralógicos, isótopos estáveis (O, H) e porosidade de rochas (^{14}C -PMMA) no reconhecimento da evolução da alteração no sistema hidrotermal de Lavras do Sul/RS, Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 179 p.
- Bongiolo E.M., Bongiolo D.E., Sardini P., Mexias A.S., Siitari-Kauppi M., Gomes M.E.B., Formoso M.L.L. 2007. Quantification of porosity evolution from unaltered to propylitic-altered granites: the ^{14}C -PMMA method applied on the hydrothermal system of Lavras do Sul, Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.*, **79**(3):503-517.
- Bongiolo E.M., Patrier-Mas P., Mexias A.S., Beaufort D., Formoso M.L.L. 2008. Spatial and temporal evolution of hydrothermal alteration at Lavras do Sul/Brazil: evidence from dioctahedral clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, **56**:222-243.
- Bongiolo E.M., Renac C., Mexias A.S., Gomes M.E.B., Ronchi L.H., Patrier-Mas P. 2011. Evidence of Ediacaran glaciation in southernmost Brazil through magmatic to meteoric fluid circulation in the porphyry-epithermal Au-Cu deposits of Lavras do Sul. *Precambrian Research*, **188**:1-20.

Borba A.W. 2006. Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozoico e Paleozoico Inferior do Escudo Sul-rio-grandense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 110 p.

Carvalho P.F. de. 1932. Reconhecimento Geológico do Rio Grande do Sul, Rio de Janeiro, *Boletim do Instituto Geológico de Mineração Brasileira*, **66**:1-72.

Chemale Jr. F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: M. Holz & L.F. De Ros (eds.). *Geologia e Estratigrafia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Editora Gráfica da UFRGS, p.:3-44.

Chemale Jr. F., Hartmann L.A., Silva L.C. 1995. Stratigraphy and tectonism of Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Comm. Geol. Surv. Namibia*, **10**:151-166.

Dana J.D. 1969. *Manual de mineralogia; revisto por Cornelius S. Hurlbut, Jr., tradução de Rui Ribeiro Franco*. Rio de Janeiro, Livros Técnicos e Científicos, 642 p.

Dubois C., Couchot P., Alvarez Calleja A., Boeglin E., Chambaudet A. 1998. Specific mercury porosimetry for low-porosity materials. *Meas. Sci. Technol.*, **9**:2016-2022.

Fernandes L.A.D., Menegat R., Costa A.F.U., Koester E., Porcher C.C., Tommasi A., Kraemer G., Ramgrab G., Camozzato E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I – Uma contribuição a partir do registro geológico. *Rev. Bras. Geoc.*, **25**(4):351-374.

Fragoso-Cesar A.R.S. 1991. Tectônica de placas no Ciclo Brasiliano: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 367 p.

Gastal M.C.P. 1997. Suíte Intrusiva Saibro, RS: Avaliação de um modelo petrológico. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 395 p.

Gastal M.C.P. & Lafon J.M., 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do escudo Sul-riograndense: Geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**(1):11-28.

Gastal M.C.P., Lafon J.M., Fonseca F.J., Magro F.U.S., Remus M.V.D., Sommer C.A. 2006. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas vulcâno-plutônicos de subsidência. Parte 1: Geologia, Geofísica e Geocronologia ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). *Rev. Bras. Geoc.*, **36**(1):99-113.

Hellmuth K-H., Siitari-Kauppi M., Lindberg A. 1993. Study of porosity and migration pathways in crystalline rocks by impregnation with ^{14}C -polymethylmethacrylate. *J. of Contam. Hydrol.*, **13**:403-418.

Lima E.F. & Nardi L.V.S. 1991. Os lamprófiros espessartíticos da Associação Shoshonítica Lavras do Sul, RS. *Geochimica Brasiliensis*, **5**:117-130.

Lima E.F. & Nardi L.V.S. 1996. Leucodioritos cumuláticos da Associação Shoshonítica Lavras do Sul: uma evidência de cristalização fracionada. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, *Anais*, **2**:43-44.

Mexias A.S., Formoso M.L.L., Meunier A., Beaufort D. 1990a. O Sistema Hidrotermal Fóssil de Volta Grande – Lavras do Sul/RS. Parte I – Petrografia do Hidrotermalismo. *Geochimica Brasiliensis*, **4**(2):139-157.

Nardi L.V.S. 1984. Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Universidade de Londres, 268 p.

Nardi L.V.S. & Hartmann L.A. 1979. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico do Escudo Sul-rio-grandense. *Acta Geol. Leop.*, **6**:45-75.

Nardi L.V.S. & Lima, E.F. 1985. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Rev. Bras. Geoc.*, **15**(2):139-46.

Nardi L.V.S. & Lima E.F. 2000. Hybridisation of mafic microgranular enclaves in the Lavras Granite Complex, Southern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **13**:67-78.

Oila E., Sardini P., Siitari-Kauppi M., Hellmuth K-H. 2005. The ^{14}C -polymethylmethacrylate (PMMA) impregnation method and image analysis as a tool for porosity characterization of rock-forming minerals. In: P.K. Harvey *et al.* (Eds) *Petrophysical properties of crystalline rocks*. Special Publications, 240, Geological Society of London, p.335–342.

Paim P.S.G., Lopes R.C., Chemale Jr. F. 1995. Aloestratigrafia, Sistemas Deposicionais e Evolução Paleogeográfica, da Bacia do Camaquã – Vendiano Superior/Ordoviciano Inferior do RS. In: SBG, Simp. Sul-Bras.GeoL., 6, *Resumos expandidos*, p.39-47.

Paim P.S.G., Chemale Jr. F., Lopes R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: M. Holz & L.F De Ros (eds.). *Geologia e Estratigrafia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Editora Gráfica da UFRGS, p.:231-274.

Prêt D. 2003. Nouvelles méthodes quantitatives de cartographie de la minéralogie et de la porosité dans les minéraux argileux: application aux bentonites compactées des barrières ouvrageées. Tese de Doutorado, Universidade de Poitiers, 257 p.

Remus M.V.D., McNaughton N.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R. 1997. Zircon SHRIMP U/Pb and Nd isotope data of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence for an Archean/paleoproterozoic basement. In: International Symposium of Granites and Associated Mineralizations, *Extended Abstracts and Program*, 1, p. 271-272.

Ribeiro M. 1983. Informes sobre a Formação Maricá. *Iheringia Série Geologia*, **9**:3-50.

Ribeiro M. & Fantinel L.M. 1978. Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-riograndense: I – Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas no Rio Grande do Sul. *Iheringia Série Geologia*, **5**:19-54.

Sardini P., Siitari-Kauppi M., Beaufort D., Hellmuth K-H. 2006. On the connected porosity of mineral aggregates in crystalline rocks. *Am. Miner.* **91**:1069-1080.

Siitari-Kauppi M. 2002. Development of ^{14}C -polymethylmethacrylate method for the characterization of low porosity media: application to rocks in geological barriers of nuclear waste storage. Tese de Doutorado, Universidade de Helsinki, 156 p.

Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Review*, **12**:1-33.

Treutler H.C. & Freyer K. 1988. Die quantitative autoradiographie als methode der radioaktivitatsmessung. *Isotopenpraxis*, **24**:220-223.

Yue Z.Q., Shang Y.J., Hu R.L., Tu X.B. 2004. Five test methods for porosity of completely decomposed granite in Hong Kong. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **41**(3):1-8.