

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTUDO COMPARATIVO DOS QUARTZITOS DO GRUPO CARRANCAS E
DO SEU EMBASAMENTO NA REGIÃO DA CIDADE DE CARRANCAS, MG

Mariângela Previato

Orientador: Prof.Dr. Gergely Andres Julio Szabó

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2013/37)

SÃO PAULO
2013

O Visconde de Sabugosa descobriu entre os livros de Dona Benta um tratado de geologia e pôs-se a estudar essa ciência – a história da terra, não da Terra-Mundo, mas a terra-terra, da terra-chão.

Monteiro Lobato (O poço do Visconde)

Agradecimentos

Agradeço em primeiro lugar a Deus que sempre esteve ao meu lado guiando meus passos. Em seguida ao meu pai e porte seguro, minha conselheira mãe, minha gêmula e cara metade Mariana, minha querida irmã Maristela a melhor companhia que poderia ter em São Paulo e aos meus avós que sempre intercederam por mim e por minhas irmãs, o amor que tenho por vocês quase não cabe em mim.

Agradeço minhas amigas Flávinha, Olívia e Mayara por tudo durante esses longos anos de amizade. Aos meus cunhados e ao pessoal do JOVIC por toda a torcida, levo cada um no coração, ao Paulinho que esteve ao meu lado quando pensei em desistir.

A minha segunda família, Tia Cleonice, Tio Zé e Telma que me acolheram de braços e corações abertos durante os dois primeiros anos de faculdade. A família do Rodolfo que em tantas reuniões fez eu me sentir mais perto de casa.

Aos meus amigos-irmãos Mussum, Dispaxo e Bruna, obrigado por cada momento compartilhado, vocês irão comigo pro resto da vida. A cada colega de sala, em especial a toda turma da Astenosfera com seus inúmeros agregados, criei uma história de vínculo com cada um.

Agradeço também ao meu querido orientador Gergely por toda dedicação e ensinamento. Ao Fofona companheiro de equipe, obrigado por todas “figurinhas trocadas”.

As pessoas que ajudaram e muito a confecção desta monografia: Maurício, Vasco, com a preparação dos cristais de zircão, Solange e Valter com a datação no ICP-MS depois de esperar tanto pelo seu funcionamento, Isaac por ter arrumado um tempinho para minhas amostras no Mev, Flávio pelas várias análises na DRX mesmo não sendo o mais esperado, Marcos por metalizar minhas lâminas e por ter esperança com a microsonda, mesmo não dando certo. Aos professores Mário e Basei e a Kenga pela ajuda e disponibilidade em discutir meus dados e todo o seu contexto.

Agradeço imensamente ao Rodolfo, que de Lesado se tornou o Bupo e que me ajudou em tudo até hoje. Obrigado pelas infindáveis discussões geológicas, pelo ombro nas inúmeras vezes que me desesperei e pela revisão de alguns textos.

E por último a todos que de alguma forma ou outra passaram em meu caminho e deixaram um pedacinho, obrigado por toda troca que é sempre muito bem vinda.

Não poderia deixar de agradecer também a todos os precursores e pensadores dessa ciência que sem dúvida alguma é foda pra caralho!

RESUMO

O Sistema de Nappes Carrancas corresponde a um domínio externo da Faixa Brasília Meridional, que bordeja a porção marginal sul do Cráton do São Francisco. É compreendido por uma sequência metassedimentar denominada Grupo Carrancas, que abrange a Formação São Tomé das Letras (quartzitos com mica verde) e a Formação Campestre (alternância de quartzitos e filitos/xistos grafitosos). Na literatura há uma controvérsia quanto a unidade do paragnaisse pertencer a base dessa sequência ou fazer parte do embasamento.

O embasamento constitui uma estrutura alóctone que cavalga a *Nappe* de Carrancas e é cavalgada pela *Nappe* de Luminárias, sendo composto pelos ortognaisses do Grupo Mantiqueira e pelas faixas de *greenstone belt* do Grupo Barbacena, com rochas metaultramáficas, metassedimentares e metabásicas.

Dentro desta estrutura alóctone ocorrem estreitas faixas de quartzito com porções de muscovita xistos em contato abrupto com ortognaisses bandados, milonitizados e migmatíticos, além de rochas ultramáficas e formações ferríferas.

A caracterização e comparação entre os quartzitos embutidos no embasamento, faixas do tipo *greenstone belt* ou associados ao paragnaisse, e os quartzitos (Formação São Tomé das Letras ou Formação Chapada das Perdizes) que constituem a base e o topo da Serra de Carrancas, são necessárias para um empilhamento metassedimentar mais adequado.

As descrições petrográficas não demonstraram diferenças mineralógicas e texturais evidentes que pudessem ser usadas para distinguí-los. As fases opacas e micáceas foram detalhadas em análises de difração de raio X e em química mineral qualitativa e semi-quantitativa por MEV-EDS. Os minerais opacos correspondem a agregados de hematita com exsolução de ilmenita e magnetitas martitizadas; as variações de muscovitas rosas, incolores e verdes correspondem a série de solução sólida da fengita.

A datação U/Pb em zircão detrítico por LA-ICP-MS mostra que o quartzito tido como *greenstone belt* ou associada ao paragnaisse possui duas populações principais, a mais expressiva Paleoproterozóica com pico em 2100 Ma (Riaciano), e uma outra Mesoproterozóica com pico em 1172 Ma (Esteniano). O quartzito denominado APq associado ao ortognaisse também apresenta duas populações principais, a mais significativa possui idades entre 907 e 1567 (Caliminiano a Toniano), e a segunda tem pico em 1800 período entre o Riacyano e o Estateriano. A população mais expressiva (mesoproterozóica) do primeiro quartzito pode ser correlacionada às idades obtidas para o paragnaisse, que variam de 2079 a 2189 Ma, indicando uma área fonte em comum. O segundo quartzito é correlato às lentes de quartzito em meio ao xisto da Formação Campestre, com idade máxima para deposição de 1045 Ma.

ABSTRACT

The Carrancas Nappe System corresponds to an external domain of the Southern Brasília Belt, which borders the southern marginal portion São Francisco Craton. It is comprised of a metasedimentary sequence called Carrancas Group, that is formed by the formation São Tomé das Letras (green mica quartzite) and Campestre Formation (alternating quartzite and graphite phyllite/schists). In the literature, there is a controversy about the unity of paragneiss belong to the basis of this sequence, or part of the basement.

The basement constitutes a allochthonous structure that thrusts the Carrancas Nappe and is thrust by the Nappe Luminárias, being composed of Group Mantiqueira orthogneiss and the pieces of Group Barbacena greenstone belt with metaultramafic, metasedimentary and metabasic rocks.

Within this structure allochthonous occurs narrow bands of quartzite with portions of muscovite schists in abrupt contact with mylonitic and migmatitic banded orthogneisses, ultramafic rocks and banded iron formations.

The characterization and comparison of the quartzites embedded in the embasament, the type greenstone belt tracks or associated paragneiss, and quartzites (São Tomé das Letras Formation, or Chapada das Perdizes Formation) that form the base and the top of the Carrancas Sierra, are necessary to a more appropriate metasedimentary stack.

The petrographic description showed no evident mineralogical and textural differences that could be used to distinguish them. The opaque and micaceous phases were detailed by X-ray diffraction and MEV-EDS mineral chemistry qualitative and semi -quantitative analysis. The opaque minerals corresponding to aggregates of hematite with exsolution of ilmenite and martitized magnetite; variations of rose, colorless and green muscovites correspond to the series of solid solution of phengite.

The U / Pb zircon dating by LA-ICP-MS shows that the considered Greenstone belt quartzite or paragneiss associated has two major populations, the most significant is paleoproterozoic with a peak at 2100 My (Riaciane) and another with Mesoproterozoic peak at 1172 My (Stenian). The quartzite called APQ associated with the orthogneisses also presents two major populations, the most significant has ages between 907 and 1567 (the Caliminian Tonian), and the second peak is in 1800 and the period between Riacciano and Estateriano. The most significant population (Mesoproterozoic) of the first quartzite can be correlated to obtained age for paragneiss, ranging from 2079 to 2189 My indicating a common source area. The second is correlated to the quartzite lenses between the Campestre Formation schist, with maximum deposition age of 1045 My.

Sumário

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. RESUMO.....	2
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	2
3.1. Contexto geológico regional.....	2
3.2. Contexto geológico local.....	5
3.3. Deformação e Metamorfismo.....	11
3.4. Geocronologia.....	12
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	13
4.1. Trabalho de campo.....	13
4.2. Micropetrografia.....	14
4.3. Difração de raios X.....	15
4.4. Microscopia eletrônica de varredura (MEV).....	15
4.5. Preparação das amostras para datação isotópica.....	16
4.6. Datação U/Pb em zircão detrítico.....	17
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	19
5.1. Geologia local.....	19
5.2. Mapa de pontos.....	21
5.3. Micropetrografia.....	23
5.4. Difração de raios X.....	26
5.5. Microscopia eletrônico de varredura (MEV).....	28
5.5.1. Quartzitos do Grupo Carrancas.....	28
5.5.1.1. LCM-19.....	28
5.5.1.2. LCM-149.....	29
5.5.2. Quartzito embutido no embasamento (LCM-154).....	31
5.5.3. Fengita.....	32
5.6. Datação U/Pb em zircão detrítico.....	33
5.6.1. Amostra LCM-03A.....	33
5.6.2. Amostra LCM-68.....	37
6. CONCLUSÕES.....	41
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	44
ANEXOS	
Anexo I: Mapa de pontos	
Anexo II: Tabelas com dados semi-quantitativos por EDS (MEV)	
Anexo III: Tabelas com razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ seus erros e concordâncias	

1. INTRODUÇÃO

Em terrenos que sofreram esforços convergentes a reconstituição paleogeográfica é muito difícil, pois as rochas passam por sucessivos dobramentos e recristalizações provocados pela deformação e metamorfismo, resultando muitas vezes em inversões estratigráficas, como é o caso do Sistema de Nappes Carrancas e dos terrenos gnáissicos-migmatíticos com os quais se encontram tectonicamente em contato na região da cidade de Carrancas, sul do Estado de Minas Gerais.

Nestes casos, os trabalhos de mapeamento não são suficientes, por si só, para empilhar as rochas em uma coluna litoestratigráfica coerente. Sendo assim, a datação isotópica atua como uma importante ferramenta na reconstrução dos ciclos das rochas. Análises de proveniência sedimentar compreendem um mecanismo de reconstrução paleoambiental na história de rochas sedimentares e metassedimentares.

Quartzitos são rochas metamórficas que possuem normalmente protólito sedimentar, podendo também ter origem ígnea a partir de rochas vulcânicas ricas em quartzo. A mineralogia acessória é diversificada e depende da composição da rocha mãe bem como das condições de temperatura, pressão e fluídos a que foi submetida.

Na formação de rochas sedimentares é frequente a presença de minerais pesados como rutilo, zircão, monazita, turmalina, dentre outros, importantes nos estudos isotópicos por possuírem elementos radiogênicos e por serem altamente estáveis às ações de diagênese, metamorfismo, hidrotermalismo e intemperismo.

A região de Carrancas foi alvo de inúmeros estudos geológicos desde o início do século XX por Derby, Ebert e Dayan, até a realização de trabalhos de mapeamento em detalhe na década de 1980 e 1990 (e.g. Trouw *et al.* 1980; Ribeiro & Heilbron 1982; Heilbron 1985; Paciullo *et al.* 1993 e Paciullo *et al.* 1996) e de modelamento estrutural, estratigráfico, metamórfico e isotópico realizados na última década (e.g. Coutinho, 2013; Silva, 2010; Teixeira 2011; Campo Neto *et al.* 2011 e Trouw *et al.* 2000).

Mesmo com a grande quantidade de trabalhos detalhados nessa região, alguns pormenores necessitam de um maior refinamento de informações, para um posicionamento mais confiável das rochas na coluna estratigráfica.

Visando melhorar a compreensão dos quartzitos associados às rochas gnáissicas-migmatíticas do embasamento nesta região, bem como o esclarecimento de suas relações com os quartzitos da Serra de Carrancas, uma abordagem envolvendo análise petrográfica, mineralógica e isotópica de proveniência sedimentar se faz necessária para possibilitar interpretações mais consistentes do empilhamento do pacote metassedimentar e sua relação com o embasamento.

2. OBJETIVOS

A monografia teve como objetivo o estudo, em termos comparativos, dos quartzitos que afloram em meio ao embasamento – Unidade Na₁₊₂ (Paciullo et al. 2002) ou Faixas do tipo *greenstone belts* (Coutinho 2012), acompanhados sistematicamente por rochas metaultramáficas, biotita gnaisses, anfibolitos e formações ferríferas; e dos quartzitos que afloram no topo e na base das principais serras da área – Unidade Na₃ (Paciullo et al. 2002) ou Formação São Tomé das Letras (Trouw et al. 1980) ou Formação Chapada das Perdizes (Coutinho 2012), com intercalações de mica xistos e ocorrências manganesíferas. O fato dos quartzitos ocorrerem em duas associações distintas levanta as seguintes hipóteses: (1) Trata-se de quartzitos de uma mesma sequência sedimentar, com ambientes deposicionais variados, eventualmente com contribuição vulcânica em parte do pacote; (2) Pertencem a duas sequências distintas, tectonicamente justapostas; (3) Pertencem a uma mesma sequência sedimentar, mas tectonicamente intercalados, em pedaços, a um embasamento envolvido na colocação da *Nappe*.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A região Sul de Minas Gerais vem sendo estudada desde os fins da década de sessenta por docentes da UFRJ como H. Dayan e da UNESP – Rio Claro como H. Ebert, e a partir da década de 80 até os anos 2000, vários pesquisadores da UFRJ, UERJ e USP vêm se destacando como F. V. P. Paciullo, A. Ribeiro, R. A. J. Trouw, M. Heilbron, M. C. Campos Neto dentre outros com o apoio de inúmeros mestrandos e doutorandos realizando trabalhos detalhados de mapeamento geológico, com análise estrutural, metamórfica, estratigráfica e isotópica.

3.1. Contexto geológico regional

A Colagem Orogênica Brasileira que resultou na construção do Gondwana Ocidental (Campos Neto *et al.* 2004), no suldeste brasileiro está relacionada a dois sistemas maiores a Província Tocantins e a Província Mantiqueira representando registros tectônico, magmáticos e sedimentares do neoproterozóico.

A Província Tocantins de Almeida (1977 *apud* Coutinho 2012) ou o Sistema Orogênico Tocantins de Brito Neves (1999) está localizada na região central, compartimentado em quatro terrenos - Faixa Paraguai, Faixa Araguaia e Faixa Brasília, sub-dividida em Faixa Brasília Setentrional e Meridional, como pode ser observado na figura 1. A Faixa Brasília Meridional ou Orógeno Tocantins Meridional bordeja a porção marginal sul do Cráton do São Francisco, e registra episódios de subducção e colisão neoproterozóicos, resultado do

fechamento do paleo-oceano Goianides a partir da convergência da Placa Sanfranciscana sobre a Placa Paranapanema (Campos Neto 2000). Já o Sistema Orogênico Mantiqueira reúne terrenos e microplacas relacionados ao fechamento do paleo-oceano Adamastor, subdividido em vários terrenos, como a Faixa Ribeira localizada na borda suldoeste do Cráton do São Francisco, de idade Arqueano-Paleoproterozóico.

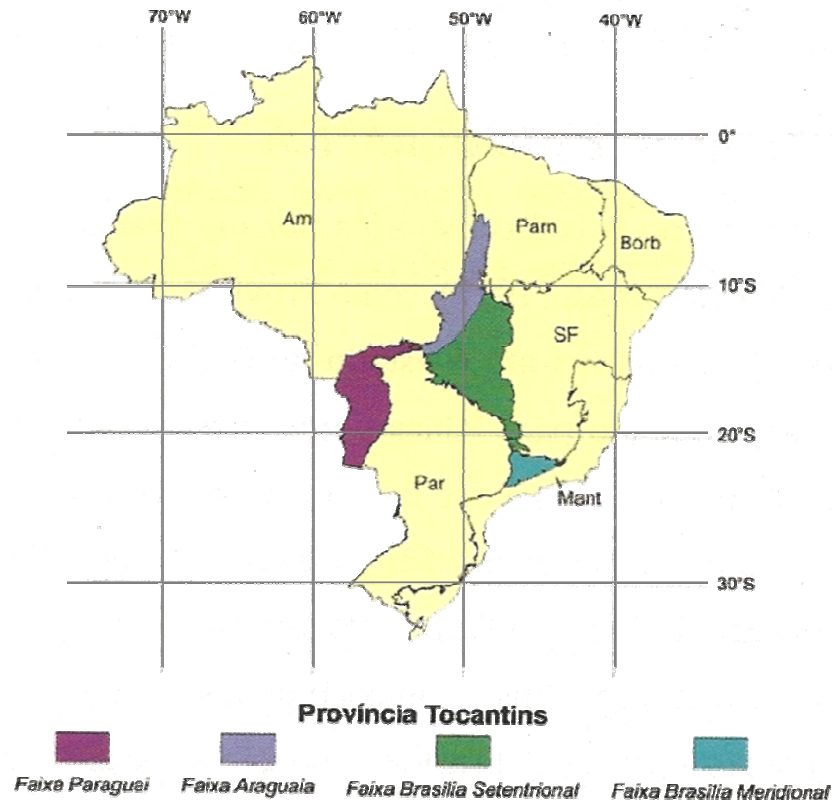


Figura 1. Compartimentação tectônica do Brasil. Extraído de Silva (2010) – (Base SIG – Brasil ao Milionésimo – CPRM_SGB, 2004). Legenda das Províncias: Am: Amazonas, Borb: Borborema, Mant: Mantiqueira, Par: Paraná, Parn: Parnaíba e SF: São Francisco.

Trouw *et al.* (1984) mostraram que as deformações observadas no Orógeno Tocantins Meridional eram similares ou cogenéticas às existentes no restante da Faixa Brasília, apresentando porém deformações posteriores associadas com o desenvolvimento e amalgamação da faixa Ribeira. Interpretando assim, a região como uma zona de interferência entre as faixas Brasília e Ribeira. Em trabalho recente Trouw *et al.* (2013) posicionam a sutura entre as duas faixas no topo do Sistema de Nappes Andreilândia.

Campos Neto *et al.* (2007) apresentam a região como uma pilha alóctone (Figura 2), constituída de *Nappes* em diferentes ambientes tectônicos organizando-se em domínios internos a W-SW aos externos a E-NE:

1. Nappe Socorro-Guaxupé (orógeno interno): Domínio de arco magmático na forma de uma espessa lasca neoproterozóica (ca. 15 km) com três distintas unidades de crosta continental profunda: Unidade Granulítica Basal, Unidade Diatexítica Intermediária e Unidade Migmatítica Superior descritos por Campos Netto e Caby (2000).

2. Sistemas de Nappes Andrelândia ou Terreno Andrelândia: Domínio continental subductado representado por um sistema de nappes (*superiores* - Três Pontas a Varginha, Pouso Alto e Klippe Carvalhos e *inferiores* - Carmo da Cachoeira e Aiuruoca a Andrelândia) de metassedimentos em fácies anfibolito e granulito de alta pressão, estirados e transportados para ENE e NE, sotopostas à Nappe Socorro-Guaxupé.

3. Sistemas de Nappes Carrancas e Nappe Lima Duarte: Domínio de margem continental passiva e/ou relacionado à Placa Sanfranciscana. A Nappe Lima Duarte constitui o terreno oriental do sistema orogênico e é cavalgada a SE pela Nappe Aiuruoca-Andrelândia. A Nappe Carrancas compreende uma sequência metassedimentar formada por duas unidades litológicas: Trouw *et al.* (1980) formaliza essas unidades como Formação São Tomé das Letras - quartzitos com mica esverdeada e Formação Campestre - alternância de quartzitos e filitos ou xistos grafitosos.

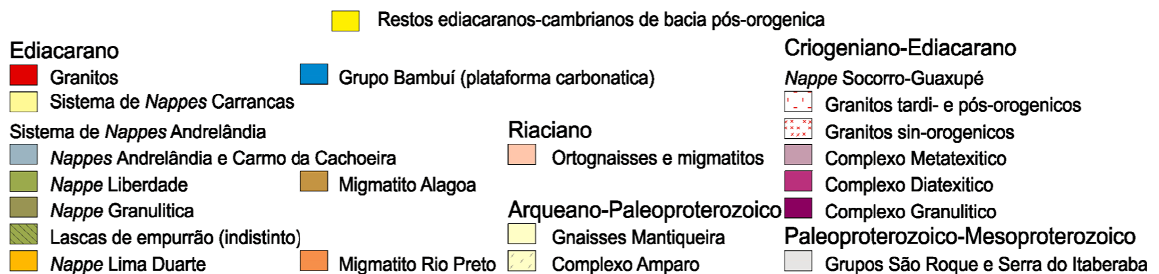
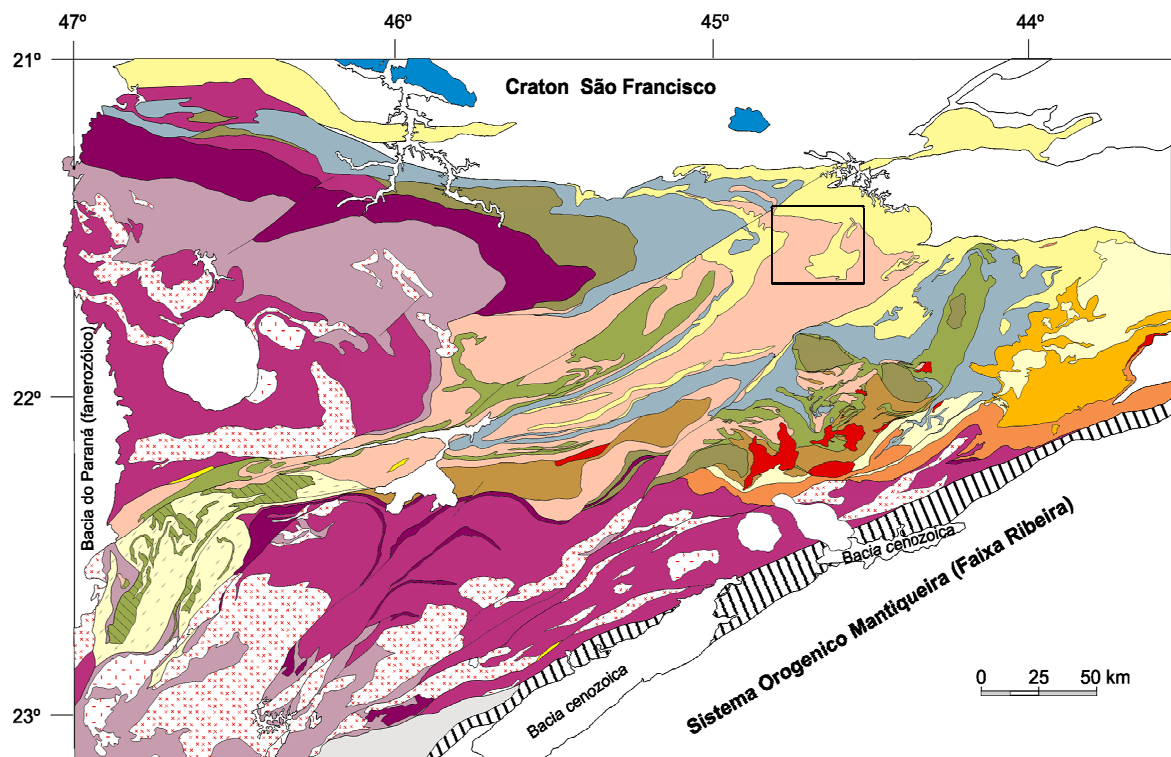


Figura 2. Compartimentação tectônica do Orógeno Brasília Meridional (Tocantins Meridional) segundo Campos Neto *et al.* (2011). Retângulo preto representa a área de estudo.

3.2. Contexto geológico local

Inicialmente os metassedimentos da porção sul do Estado de Minas Gerais foram divididos em Grupo São João Del Rei, Grupo Andrelândia (Ebert 1965a,b e 1968, *apud* Trouw *et al.* 1983) e Grupo Carrancas (Trouw *et al.* 1980), sendo este último uma associação intermediária entre os outros dois. Trouw *et al.* (1983) também considera que os três grupos foram depositados contemporaneamente em um mesmo ciclo sedimentar, apresentando porém certas diferenças faciológicas.

Na tabela 1 estão os resultados dos trabalhos de Trouw *et al.* (1980) e Trouw *et al.* (1983).

Tabela 1. Litotipos mapeados segundo Trouw *et al.* (1980) e Trouw *et al.* (1983). (extraído de Teixeira 2011).

GRUPO ANDRELÂNDIA	Xisto Cachoeira das Marias: Mineralogia: mesma que o xisto Santo Antônio, porém menos homogêneo. Ocorrem: alternância de níveis ricos em Ky e outros micáceos. Associação: lentes e <i>boudins</i> de anfibolitos e calciossilicáticas.
	Biotita xisto Santo Antônio: xisto com lentes de Qtz que gradam para um gnaiss fino. Mineralogia: Bt, Plag, Qtz, Grt, por vezes Ms, St, Ky ou Sil e Chl. Semelhante ao Bt Xisto São João Del Rei, porém este último contém menos plag e mais ms.
	Quartzito com xisto intercalado: quartzitos puros e xistos quartzosos. Mineralogia: Qtz, Ms, com Grt, Ky, St e Bt rara ou ausente. Semelhante à Formação São Tomé das Letras.
GRUPO CARRANCAS	Formação Campestre (Trouw <i>et al.</i> 1980): Quartzitos intercalados a filitos/xistos. Variam de Ctd-filitos grafitosos com Ms, Qtz, e localmente Turm e Grt a xistos com Grt, St e Ky.
	Formação São Tomé das Letras (Trouw <i>et al.</i> 1980): Ms verde quartzito. Variam de quartzito puro a Ms xisto. Apresenta níveis de Mt, Ti-Mt, Ill, Rt e Turm como acessório.
GRUPO SÃO JOÃO DEL REI	E: Bt-xisto ou filito homogêneo e rico em veios lentiformes de Qtz.
	D: Filitos com lentes de rochas calcárias. Gft rara na base e frequente no topo.
	C: Conglomerado intercalado com ardósia e quartzito.
	B: Ardósia branca.
	A: Quartzitos relativamente puros, com intercalações de microconglomerados e quartzito micáceo, com estreitificações cruzadas e marcas onduladas.
EMBASAMENTO*	

Legenda dos minerais da tabela 1: Ky - cianita, Qtz - quartzo, Bt - biotita, Plag – plagioclásio, Grt – granada, Ms – muscovita, St – estauroлита, Sil – silimanita, Chl – clorita, Ctd – cloritóide, Turm – turmalina, Mt – magnetita, Ti-Mt – titano-magnetita, Ill – ilmenita, Rt – rutilo, Gft – grafita.

Ribeiro & Heilbron (1982) separam as unidades em Grupo Andrelândia e Grupo Carrancas, subdividindo este último em metassedimentos alóctones e autóctones como pode ser observado na tabela 2.

Tabela 2. Unidades segundo Ribeiro & Heilbron (1982). (extraído de Teixeira 2011).

GRUPO ANDRELÂNDIA	Área de São Vicente de Minas e Andrelândia: Quartzitos, filitos e xistos grafitosos semelhantes ao do Gr. Carrancas e Bt xistos semelhante ao Bt xisto do Gr. São João Del Rei. Felds sedimentar e rochas máficas e ultramáficas nos sedimentos.		
	Região de Carmo da Cachoeira: Grt-Ky-Bt xisto que passa a gnaiss. Quartzito, Qtz-Grt-Mica branca xisto e lentes menores de calciossilicáticas, anfibolito e xisto ultramáfico ocorrem intercalados.		
GRUPO CARRANCAS	METASSEDIMENTOS ALÓCTONES	Fácies São Tomé das Letras-Conceição do Rio Verde: Transição entre Gr. Carrancas e Gr Andrelândia marcada pela diminuição de mica verde e grafita e aparecimento de Felds sedimentar e Bt nos metassedimentos.	
		Fácies Três Pontas-Luminárias: Gradações das Fm. Campestre e São Tomé das Letras. Predominância variável de uma sobre a outra.	
		Fácies sedimentar Itumirim-Carrancas-Minduri	Formação Campestre (Trouw <i>et al.</i> 1980).
		Formação São Tomé das Letras (Trouw <i>et al.</i> 1980).	
	METASSEDIMENTOS AUTÓCTONES	Fácies Sedimentar Autóctone: Bt xisto equilavente ao superior do Gr. São João Del Rei e quartzitos, filitos e xistos equivalentes à Formação Campestre. Sobrepostos através de uma zona de transição gradual aos filitos grafitosos. Conglomerados com seixos de granodiorito-gnaiss, metacalcáreo e quartzito e calciossilicáticas ocorrem no Bt-xisto.	
EMBASAMENTO*			

Legenda dos minerais da tabela 2: Bt - biotita, Grt – granada, Ky - cianita, Qtz – quartzo e Felds – feldspato.

Paciullo *et al.* (1993) agrupam os Grupos Carrancas e Andrelândia em um único ciclo deposicional denominado Ciclo Depositional Andrelândia. Paciullo *et al.* (1996) consideram que as sucessões sedimentares Proterozóicas que recobrem o embasamento registram dois eventos deposicionais separados por discordância, representados pelas sequências São Vicente de Minas e Andrelândia. A sequência deposicional Andrelândia é constituída da base para o topo por quatro unidades: mica verde quartzitos; xistos cinzentos ou grafitosos com intercalações quartzíticas; biotita xistos e uma sucessão de biotita-muscovita

xistos/gnaisses associados com quartzitos, rochas calciossilicáticas e gonditos, estes dois últimos em menor proporção.

Em trabalhos mais recentes, Paciullo *et al.* (2000) denominam o Ciclo Depositional Andrelândia ou mesmo a Sequência Depositional Andrelândia em Bacia Andrelândia formada por 6 unidades, detalhado na tabela 3.

Tabela 3. Seis unidades da Bacia Andrelândia segundo Paciullo *et al.* (2000). (extraído de Teixeira 2011).

BACIA ANDRELÂNDIA	A6: Gradação do Bt xisto A5 para paragnaisse. Contém intercalações de metachert e rochas calciossilicáticas.
	A5: Bt filitos e xistos feldspáticos. Porções basais contêm localmente blocos, seixos caídos e corpos de diamictitos, além de veios de Qtz, granitóides e fragmentos calciossilicáticos. A porção superior contém raras camadas de carbonatos.
	A4: Filitos e xistos cinza com intercalações de quartzitos.
	A3: Quartzitos micáceos e xistos laminados. Estratificações cruzadas e <i>Hummocky</i> são localmente preservadas. Metaconglomerados quartzosos ocorrem na área de Carrancas e as fácies mais finas predominam a SW, indicando a direção de aprofundamento da bacia.
	A2: Compreende a fácies A1 e quartzitos intercalados com xistos.
	A1: Bt gnaisse contendo Qtz, Felds e fragmentos quartzo-feldspáticos. Interpretados como arenitos feldspáticos. Obs: As associações A1 e A2 constituem a unidade de mapeamento A1+2 (Paciullo <i>et al.</i> 2002).
EMBASAMENTO*	

Legenda dos minerais da tabela 3: Bt – biotita, Qtz – quartzo e Felds – feldspato.

Paciullo *et al.* (2002) renomeiam a Bacia Andrelândia em Megassequência Andrelândia considerando duas sequências – Serra do Turvo e Carrancas (tabela 4), separadas por uma discordância interna de caráter regional, sendo que ambas gradam lateralmente para sucessões distais com contribuição de fácies hemipelágicas e pelágicas.

Tabela 4. Megassequência Andrelândia com as seis unidades separadas em duas sequências deposicionais. (extraído de Teixeira 2011).

	SEQUÊNCIA SERRA DO TURVO	Na₆: Bt-xisto/gnaisse com intercalações de Ms xistos, Qtz xistos, quartzitos micáceos e manganesíferos, metachert, anfibolitos e calciossilicáticas. Mineralogia: Grt, Ky e/ou Sil e Rt (rochas pelíticas e semi-pelíticas). Assemelha-se a Na ₅ , porém mais micáceos, de granulometria grossa e os minerais metamórficos maiores e mais abundantes. Na Nappe Liberdade exibem segregações de lentes de qtz-felds indicando início de fusão parcial. Nas nappes superiores aparecem em fácies granulito, originando a unidade Na _{6g} (gnaisses pelíticos e semi-pelíticos com K-felds + Ky, e rochas máficas com Cpx+Grt+Plag+Qtz). Metaultramáficas e retroeclogitos são comuns próximos às zonas de empurrão.

MEGASSEQUÊNCIA ANDRELÂNDIA		Na₅: Bt xisto feldspáticos (fácies xisto verde, na borda cratônica, até fácies anfibolito superior, no interior da faixa móvel). Em São João Del Rei é representada por Chl-Bt filitos; em Itumirim por Bt xisto; em Madre de Deus contém seixos caídos. Apesar do aspecto maciço, o Bt xisto é laminado - pela alternância de leitos Qtz-feldspáticos e leitos de Bt e Chl, ou estratificado (tabular) pelas camadas ricas em micas. Veios lenticulares de Qtz são típicos. Na Folha Andrelândia ocorrem na fácies anfibolito com Grt, St, Ky e/ou Sil. Rt, Ap e Turm são frequentes.
	SEQUÊNCIA CARRANCAS	Na₄: Filito/xisto cinzento com intercalações quartzíticas contendo Grt, Ctd, St, Ky e/ou Sil. Na Klippe Carrancas incluem intercalações de quartzito, xistos grafitosos e xistos ricos em Grt e St.
		Na₃: Quartzitos intercalados com xistos, ambos ricos em mica esverdeada. Ocorrem sustentando as principais serras. Além de fuchcita, é comum leitos de Mt, Ilm e Rt (acumulação de minerais pesados). Contato com a unidade Na ₄ pode ser brusco ou suave (começando com intercalações de quartzito e filitos cinzentados).
		Na₂: Paragneisses Na ₁ com intercalações de anfibolitos, quartzitos e xistos cinzentos, calciossilicáticas, mármore e gonditos. Quartzitos como camadas lenticulares, tabulares e estendidas, médias a espessas e separadas por contatos planos. Os xistos ocorrem associados aos quartzitos, em camadas delgadas ou lâminas, ou como raros pacotes de espessura métrica.
		Na₁: Paragneisses bandados constituídos por Bt gnaisses alternando leitos ricos em Qtz e Felds com leitos ricos em Bt e/ou Hbl possuindo intercalações de anfibolitos. Também aparecem lâminas e camadas delgadas pelíticas (Bt-Ms xisto e Bt xisto feldspático) e localmente lâminas ricas em Hbl, Plag, Qtz, Bt, +/- Hbl +/- Grt.
EMBASAMENTO*		

Legenda dos minerais da tabela 4: Bt – biotita, Ms – muscovita, Qtz - quartzo, Grt – granada, Ky - cianita, Sil – silimanita, Rt – rutilo, K-felds –feldspato potássico, Cpx – clinopiroxênio, Plag – plagioclásio, Chl – clorita, St – estaurolita, Ap - apatita , Turm – turmalina, Ctd – cloritóide, felds – Feldspato, Hbl – Hornblenda, Mt - magnetita e Ilm - ilmenita.

Campos Netto *et al.* (2007) consideram o termo Megassequência Andrelândia de Paciullo *et al.* (2002) inadequado, pois nele fica implícita uma continuidade litoestratigráfica entre as unidades da Nappe Andrelândia e da Nappe Carrancas que constituem sistemas alóctones. Eles demonstram em seus estudos que o conteúdo sedimentar, as sucessões

litoestratigráficas e as assinaturas geoquímicas e isotópicas mostram distintas paleogeografias e diferentes áreas de proveniência para os depósitos destes dois sistemas. Abaixo (Tabela 5) se encontra a síntese dos trabalhos de mapeamento de Campos Neto *et al.* (2004) com a divisão do Sistema Orogênico Tocantins Meridional em Terreno Andrelândia, Nappe Lima Duarte e Sistema de Nappes Carrancas; já na Tabela 6 (Campos Neto *et al.* 2007) consideram o Terreno Andrelândia como um sistema de nappes formada pelas Nappe Pouso Alto, Nappe Liberdade e Nappe Andrelândia, separando então deste terreno a Nappe Lima Duarte e o Sistema de Nappes Carrancas.

Tabela 5. Divisão do Sistema Orogênico Tocantins Meridional segundo Campos Neto *et al.* (2004). (extraído de Teixeira 2011).

SISTEMA OROGÊNICO TOCANTINS MERIDIONAL	TERRENO ANDRELÂNDIA (Sistemas de Nappes de alta pressão)	NAPPES SUPERIORES (↑P ↑T): Três Pontas-Varginha, Pouso Alto e Klippe Carvalhos.	Rt-(Sil)-Ky-Grt granulitos com Intercalações de (Ky-Grt-Bt) quartzitos, gnaisses além de leucossomas de Ky gnaiss granítico e veios de (Ky-Grt) leucogranito.
		NAPPES INFERIORES (↑P): Carmo da Cachoeira e Aiuruoca-Andrelândia	Quartzitos impuros e/ou sequência rítmica xisto-quartzítica. Lentes <i>boudinadas</i> de metabásicas e gnaisses calciossilicáticos são comuns nos metapelitos.
			Quartzitos com intercalações de micaxistos e gnaisses calciossilicáticos subordinados. Xisto Santo Antônio (Trouw <i>et al.</i> 1983) ocorre no interior de Rt-Al silicatos-Grt-Bt-Ms xistos.
	NAPPE LIMA DUARTE	Quartzitos miloníticos grossos, com predomínio de ortoquartzitos sobre quartzitos imaturos com fácies ferríferas bandadas restritas. Quartzitos ocorrem em lascas imbricadas com Sil-Grt-Bt gnaisses migmatíticos, com intercalações de gnaisses calciossilicáticos. Bt gnaiss e Grt-Bt gnaiss predominam na retaguarda.	
	SISTEMA DE NAPPES CARRANCAS – Grupo Carrancas (Trouw <i>et al.</i> 1980)	Nappe Luminárias, Klippe Carrancas – Itumirim, alóctono Serra da Bandeira: metapsamitos e metapelitos grafitosos.	
		Alóctono Madre de Deus: metapelitos, metarritmitos e níveis de metaconglomerados.	
EMBASAMENTO*			

Legenda dos minerais da tabela 5: Rt – rutilo, Sil – silimanita, Ky - cianita, Grt – granada, Bt – biotita, Al silicatos- aluminossilicatos e Ms – muscovita.

Tabela 6. Nova separação do Sistema Orogênico Tocantins Meridional por Campos Netto *et al.* (2007). (extraído de Teixeira 2011).

SISTEMA OROGÊNICO TOCANTINS MERIDIONAL (ORÓGENO BRASÍLIA MERIDIONAL)	SISTEMAS DE NAPPES ANDRELÂNDIA	Nappe Pouso Alto (e Klippe Aiuruoca, Carvalhos e Serra da Natureza)	Campos Neto <i>et al.</i> (2004)
		Nappe Liberdade	O seu limite com a Nappe Andrelândia se dá por meio de uma zona de cisalhamento sobrepondo rochas de nível crustal mais profundo (Nappe Liberdade) e supracrustais metamorfasadas em fácies anfibolito (Nappe Andrelândia).
		Nappe Andrelândia	Xisto Serra da Boa Vista: Ms quartzito e Ms-Qtz xisto, com lentes ortoquartzíticas e intercalações subordinadas de xisto porfiroblástico.
			Xisto Santo Antônio: <i>Metawackes</i> , com intercalações de metapsamitos e metamáficas.
			Xisto Rio Capivari: Série basal metassedimentar pelítica com intercalações de rochas metapsamíticas e metamáficas.
	Nappe Lima Duarte		Campos Neto <i>et al.</i> (2004)
	Sistemas de Nappes Carrancas		Campos Neto <i>et al.</i> (2004)
EMBASAMENTO*			

Legenda dos minerais da tabela 6: Qtz – quartzo e Ms – muscovita.

O embasamento (EMBASAMENTO* - referido nas tabelas acima) é representado por ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, bandados e compostos essencialmente por quartzo, plagioclásio e biotita, eventualmente com variações de microclínio e hornblenda. Em alguns locais podem expor feições migmatíticas resultantes de anatexia e/ou de injeção de veios e diques magmáticos, ou ainda feições miloníticas. Foram denominados por Ebert (1963 *apud* Trouw *et al.* 1983) e Pires (1978 *apud* Trouw *et al.* 1983) como Grupo Mantiqueira, Paciullo *et al.* (1996) consideram que estes gnaisses também se enquadram como cinturões granulito-gnáissicos arqueanos, domínios ou complexos gnáissico migmatíticos-granulíticos, sequências Trondjhemito-Tonalito-Granodiorito (TTG) ou como *gray gneiss*. Paciullo *et al.* (1996) se referem a sucessões supracrustais com interestratificações de rochas metaultramáficas, metabásicas e metassedimentares, estas últimas representada por faixas de filitos e quartzitos, constituindo um *greenstone belt* denominado de Grupo Barbacena por Pires *et al.* (1978). Associado a estes dois grupos

ocorrem rochas ultramáficas (clorita-tremolita-talco xistos, serpentinitos e peridotitos), rochas máficas (anfíbolitos, metagabros), gonditos, diques e veios de pegmatitos e aplitos.

3.3. Deformação e Metamorfismo

Há um consenso entre os autores à existência de no mínimo três fases de deformação (D1, D2 e D3), já Coutinho (2012) considera uma quarta fase de dobramento (D4). O metamorfismo, grosso modo, cresce de norte para sul.

A D1 segundo Trouw *et al.* (1983) é responsável por uma clivagem regional, poucas dobras e grandes movimentos de empurrão que causaram uma distribuição regional dos metassedimentos em escamas e *nappes*. Segundo Teixeira (2011) esta fase é marcada pelo início do metamorfismo com o crescimento e recristalização dos primeiros minerais metamórficos em condições de fácies xisto verde, tendo clorita, mica branca, biotita, opacos e cloritóides crescendo e se orientando segundo a clivagem ardosiana S1.

Os metassedimentos estão estruturados em uma *nappe* com auge de transporte sin-S2 para leste e sudeste, relacionado aos eventos contínuos e progressivos D1 e D2, por meio de zonas de cisalhamento dúctil com deformação não-coaxial e responsável pelas dobras isoclinais (D2). Também pertencentes a esta fase ocorrem dobras intrafoliais com intensa recristalização plano axial (início da geração de granada e estauroilita) constituindo a foliação principal S2 concomitante ao pico metamórfico (Trouw *et al.* 1983, Coutinho 2012 e Teixeira 2011).

O dobramento D3 é caracterizado por dobras em geral abertas, suaves a isoclinais, além de zonas de falhas com direção NE-SW. A S3 consiste em uma clivagem de crenulação; concomitante ou logo após esta fase houve um retrometamorfismo com formação de clorita, cloritóide, muscovita e quartzo (Trouw *et al.* 1983), o que para Heilbron (1985) poderia representar um segunda pico metamórfico em fácies xisto verde separado do pico metamórfico da D2.

O padrão em Z observado em mapa pela maioria dos autores é considerado como pertencente à D3, correspondendo a uma estrutura sinformal recumbente, porém para Coutinho (2012), este padrão evidencia uma compressão das rochas no sentido E-W e representa uma estrutura monoclinal correspondendo ao dobramento D4.

Este mesmo autor discorda do termo *Klippe* (metassedimentos do grupo Carrancas estruturalmente isolados na frente da *nappe* Luminárias) utilizado pelos professores da UERJ e UFRJ, para se referir à estrutura de Carrancas; desta forma ele readmite o termo *Nappe*, devido à inversão no contato tectônico.

O metamorfismo que afetou os metassedimentos e o embasamento é do tipo barroviano (de pressão intermediária) segundo Paciullo *et al.* (1996) e Ribeiro & Heilbron (1982). Para Campos Neto *et al.* (2004) as relações estruturais e metamórficas não são

compatíveis com uma trajetória do tipo barroviana e sinalizam uma grande aloctonia dos gnaisses em relação às rochas metassedimentares.

O aumento do grau metamórfico é progressivo: de forma simplificada, passa de fácies xisto verde médio (a norte) com biotita, cloritóide e localmente cianita, a xisto verde alto com granada, hornblenda e albita, chegando à fácies anfibolito (a sul) contendo estauroлита, plagioclásio, cianita e sillimanita (Paciullo *et al.* 1996).

Para Silva (2010) o regime é de alta pressão, e as condições de pico metamórfico dos metapelitos da Klippe Carrancas foram analisados a partir da junção de geotermobarometria e de pseudosseções, fornecendo resultados de $10,0 \pm 1,7$ kbar e 577 ± 8 °C para a associação mineral estauroлита-granada-clorita-cloritóide-muscovita-quartzo (Serra da Estância) e $12,95 \pm 1,05$ kbar e $608,5 \pm 19,5$ °C para a associação mineral cianita-estauroлита-granada-quartzo, com paragênese retrometamórfica estabilizada em $7 \pm 2,5$ kbar e $541,5 \pm 25,5$ °C.

3.4. Geocronologia

Paciullo *et al.* (2000) separam a Bacia Andrelândia em seis litofácies (A1 a A6 – descritos na tabela 4). Para eles, a idade mínima de abertura da bacia é de 1054 a 1184 Ma idade Sm/Nd T_{DM} (Ribeiro *et al.* 1995) de anfibolitos Andrelândia. Portanto segundo eles, o desenvolvimento desta bacia poderia estar relacionado ao suposto supercontinente Rodínia, tal processo poderia ter gerado uma junção tríplice que evoluiu para uma bacia de margem continental intraplaca.

Campos Neto *et al.* (2004) relatam que a idade de deposição da pilha metassedimentar do Sistema de Nappes Carrancas pode ser admitida do Neoproterozóico. Análises de U-Pb em zircões detríticos de dois níveis de quartzitos (Valadares *et al.* 2001) forneceram idades de até 1,04 Ga, sendo então a idade máxima indicada para a sedimentação. Este conjunto de rochas tem sido interpretado como margem passiva da borda sul da Placa Sanfranciscana por diversos autores como Ribeiro *et al.* (1995), Trouw *et al.* (2000) e Campos Neto (2000).

Teixeira (2011) demonstra que as razões isotópicas de Sr e Nd da Formação Campestre (Grupo Carrancas) não representam ambientes de margem passiva sendo compatíveis quimicamente com sedimentos depositados em ambientes de colisão continental, com a deposição ocorrendo em uma bacia relacionada a arcos magmáticos. Desta maneira a paleogeografia mais provável para o grupo Carrancas segundo ela é um ambiente de rifte, antecessor à deriva e ao estabelecimento de uma margem continental passiva.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

A revisão bibliográfica foi realizada a partir da consulta de doutorados e mestrados, de artigos em revistas científicas, anais de congressos e simpósios, livros textos e mapas. Os trabalhos de campo foram efetuados em três etapas. A petrografia consistiu nas descrições de amostras coletadas em campo, totalizando 48 lâminas referentes aos quartzitos. A partir da petrografia e das observações de campo, foram escolhidas 4 amostras destinada à difração de raio x, para detalhamento dos minerais opacos e das micas. Análises qualitativas e semi-quantitativas de três amostras foram realizadas em Mev com sistema EDS. Duas amostras dos quartzitos do embasamento foram selecionadas para datação U-Pb, a separação e catação dos cristais de zircão foram efetuadas pela aluna sobre a orientação dos técnicos responsáveis.

4.1. Trabalho de Campo

A área estuda localiza-se no sul/sudeste do estado de Minas Gerais (Figura 3) entre as coordenadas UTM, zona 23K - norte (7628000), sul (7602000), oeste (509000) e leste (546000) compreendendo uma quadrícula de aproximadamente 9,6Km² entre as Folhas de Caxambu (Folha SF.23-X-C-IV) - Trouw et al. (2002) e de Lavras (Folha SF.23-X-C-I) - Queméneur et al. (2002). Engloba a cidade de Carrancas a norte e a cidade de Minduri ao extremo sul/sudeste, Luminárias está posicionada na borda oeste/noroeste, porém fora da área delimitada.

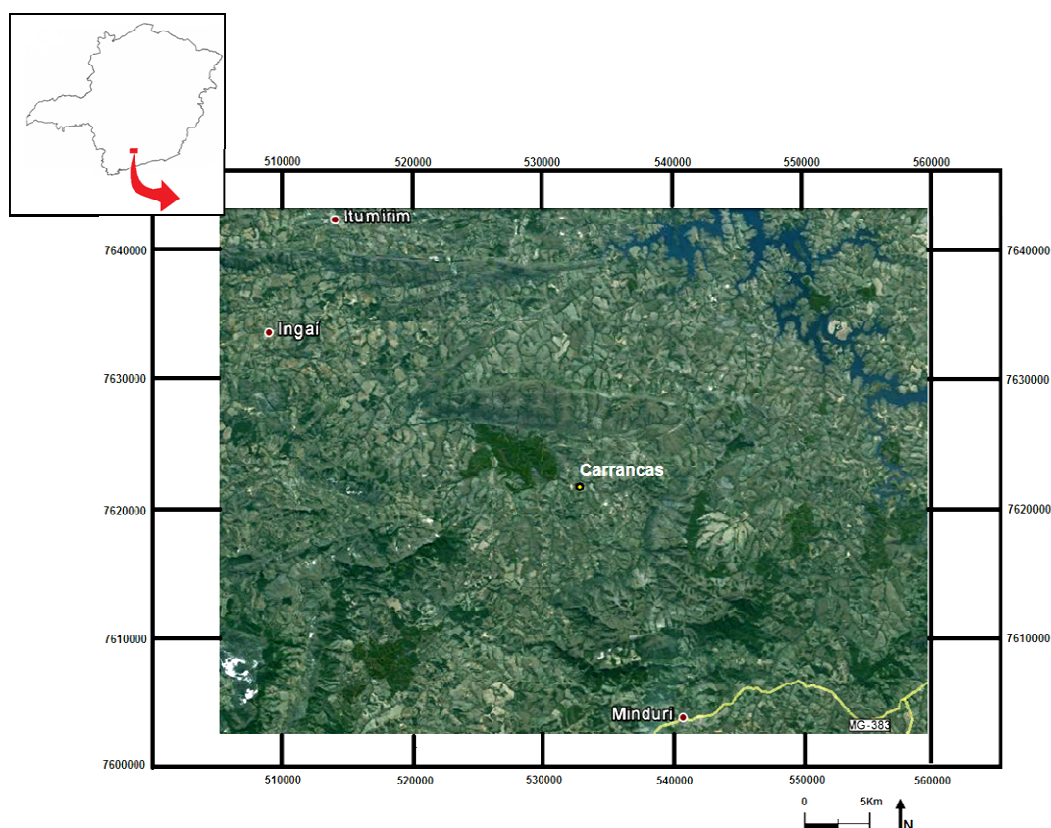


Figura 3. (A) Localização da área em Minas Gerais. (B) Quadrícula representa aproximadamente a área de estudo - notar estrutura em Z logo acima da área de estudo. Dados cartográficos retirados de Google, Earth e modificado no ArcGIS.

As expedições de campo foram realizadas sob a orientação do Prof. Dr. Gergely Andres Julio Szabó e acompanhadas do mestrando Caio Arthur Santos. Foram efetuadas 3 campanhas, totalizando 12 dias, durante julho e novembro de 2012 e março de 2013.

Este trabalho teve como enfoque o reconhecimento e identificação dos litotipos presentes bem como suas relações litoestratigráficas (contatos, interdigitações) e estruturais (foliações, lineações, dobramentos, falhas). Amostragem sistemática foi efetuada tanto para confecção das seções delgadas como para separação de minerais pesados destinados à datação isotópica.

4.2. Micropetrografia

Os diversos quartzitos observados em campo, totalizando 16 pontos, foram descritos em microscópio petrográfico de luz transmitida (34 seções delgadas) e luz refletida (14 seções polidas) na sala 108 do Instituto de Geociências em microscópio petrográfica Olympus BX-40, o estudo deu ênfase à composição mineralógica, às relações texturais e à microtectônica. A documentação digital foi obtida através de um sistema de aquisição de imagens instalado em foto-microscópio petrográfico modelo BXP-50.

4.3. Difração de Raios X

Em difração de raios X (DRX) o comprimento de onda desta radiação é da mesma ordem de grandeza das distâncias interatômicas dos retículos cristalinos, e isto provoca fenômenos de interferência, ou difração do feixe de raios X. Planos reticulares com maior densidade atômica funcionam como “superfícies refletoras” dos raios X, e produzem interferências construtivas quando os ângulos incidentes obedecem a lei de Bragg para as distâncias interplanares, realçando a intensidade dos raios X difratados. O conjunto de distâncias entre famílias de planos de maior densidade atômica é característico para cada mineral; medindo-se os ângulos destes raios X difratados com maior intensidade, ou picos, obtém-se um padrão de difração que permite identificar o mineral em questão (Formoso 1984).

O feixe de raio X deve incidir em uma amostra pulverizada, sendo o método do pó o mais indicado, onde a amostra é desfragmentada em moinho de ágata, a uma granulometria muito fina, da ordem de poucos micrometros, e exposta ao feixe de raios X.

As análises de Difração de Raios X apresentadas neste trabalho foram realizadas no Laboratório GGG/IGc – USP, nos equipamentos SIEMENS-D5000 com radiação Cu K α e BRUKER-D8 ADVANCE com detetor Lynyeye pelo técnico Flávio Machado de Souza Carvalho.

4.4. Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

A microscopia eletrônica de varredura utiliza a incidência de um feixe de elétrons no mineral analisado, em condições de vácuo, para formar uma imagem que representa, em tons de cinza, o mapeamento e a contagem de elétrons secundários (SE – secondary electrons) e retroespalhados (BSE – backscattering electrons) emitidos pelo material analisado (Duarte *et al.* 2003).

As imagens de SE tem como objetivo verificar detalhes na superfície do mineral, enquanto as imagens BSE demonstram diferenças composicionais na região ionizada do mineral. As imagens BSE são representadas em tons de cinza, onde os tons mais claros correspondem a porções com maior número atômico médio que aquelas com tons mais escuros (Duarte et al 2003).

Tal equipamento pode ser utilizado com um sistema EDS (Energy Dispersive System), com limites de detecção da ordem de 1%, que possibilita a determinação da composição qualitativa e semi-quantitativa das amostras. Neste caso, as análises são obtidas pela comparação da emissão de raios X de um elemento padrão (como cobalto) com raios X característicos de cada elemento.

As amostras precisam ser preparadas em seções polidas e consequentemente metalizadas com película de material condutor (carbono) para possibilitar a condução da corrente elétrica.

As imagens obtidas nesse trabalho foram realizadas no laboratório de MEV do IGc-USP, utilizando o aparelho Leo 440E em condições analíticas de 20kv com distância de 25mm e espectrômetro de energia dispersiva (EDS) com detetor de estado sólido Si(Li) da marca OXFORD e *softer Inca 300*.

4.5. Preparação das amostras para datação isotópica

Para datação isotópica de zircão detrítico pelo método U-Pb duas amostras foram selecionadas.

A preparação realizou-se no laboratório de Separação do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) sobre orientação de Vasco Antonio P. Loios técnico responsável pela separação e segundo as seguintes etapas:

- 1- Fragmentação por meio de martelo;
- 2- Britagem em britador de mandíbulas de aço, obtendo amostras menores do que 1 cm;
- 3- Moagem em moinho de disco de tungstênio;
- 4- Peneiramento em mesa vibratória para separação de frações entre 100 μm e 200 μm e frações menores do que 200 μm ;
- 5- Separação dos minerais por densidade em mesa vibratória do tipo *Wiffley*;
- 6- Separação por densidade em capela de exaustão por meio de bromofórmio separando os minerais mais densos do que 2,89 g/cm³;
- 7- Passagem do imã de mão seguida por passagem em separador magnético do tipo Frantz a 1A e 2A;
- 8- Porção não magnética levada à capela de exaustão e submetida a filtragem em lodeto de Metileno para separação dos minerais mais densos do que 3,32 g/cm³;
- 9- Observação em lupa Leica para averiguar a existência (ou não) de cristais de zircão.

Sobre a orientação do técnico Maurício Dias de Souza as amostras foram encaminhadas para catação dos cristais de zircão em lupa, escolhendo os variados tipos existentes; em seguida fez-se a montagem dos *mounts* utilizando resina *epoxy* e imagens de elétrons secundários e retroespalhados para identificação de microfraturas, inclusões e sobrecrecimento e para reconhecimento interno das diferenças composicionais dos cristais.

4.6. Datação Isotópica U/Pb em zircão detrítico

Em datação absoluta as idades são obtidas a partir do decaimento de isótopos radiogênicos. O sistema U/Pb (Urânio-Chumbo) é um dos métodos mais utilizados por ser muito dinâmico, podendo datar eventos metamórficos, cristalização de minerais ígneos, bem como proveniência sedimentar, abrangendo assim todos os tipos de rochas.

Neste sistema, o mineral mais analisado é o zircão, devido à sua alta estabilidade perante a ação do intemperismo, diagênese, metamorfismo e processos hidrotermais ou ainda porque incorpora, durante sua formação, quantidades altas de urânio em detrimento de chumbo. Desta maneira, em sistemas ideais, todo o chumbo presente seria radiogênico, produto do decaimento radioativo dos isótopos pais (U e Th). A desintegração dos isótopos pais, bem como suas respectivas meias-vidas e constantes de decaimento são apresentadas na tabela 7.

Equação de decaimento	T(1/2) – tempo de meia vida	λ ano ⁻¹ – Constante de decaimento
$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$	4,47 Ga	$1,55125 \times 10^{-10}$
$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$	704 Ma	$9,8485 \times 10^{-10}$
$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$	14,1 Ga	$0,49475 \times 10^{-10}$
^{204}Pb = isótopo estável de referência		

Tabela 7. Desintegração dos isótopos pais nos filhos, tempo de meia vida e constantes de decaimento.

Pb tem quatro isótopos de ocorrência natural: ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Pb . O ^{204}Pb é o único não radioativo, pois não provém do decaimento de isótopos pais (U e Th), sendo incorporado durante a cristalização do mineral. Se há a incorporação inicial de ^{204}Pb pressupõe-se que pode haver a incorporação dos demais isótopos, ^{206}Pb e ^{207}Pb . Desta maneira, não há a garantia de que todo o chumbo é radiogênico.

Por outro lado, como o ^{204}Pb não provém da desintegração radioativa tem papel como isótopo de referência. É então utilizado para calcular as quantidades de chumbo original (chumbo comum - ^{206}Pb e ^{207}Pb) incorporado durante a formação do zircão. Possibilitando a correção dos dados por ^{204}Pb (Faure 1977), como demonstrado nas equações da figura 4.

$$\begin{array}{c}
 \begin{array}{l}
 \frac{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})}{\downarrow} = \frac{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i}{\downarrow} + \frac{^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}}{\downarrow} (e^{\lambda_{238}t} - 1) \\
 \text{Razões} \\ \text{Isotópicas do} \\ \text{momento da} \\ \text{análise}
 \end{array}
 \quad
 \begin{array}{l}
 \frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})}{\downarrow} = \frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i}{\downarrow} + \frac{^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}}{\downarrow} (e^{\lambda_{235}t} - 1) \\
 \text{Razões} \\ \text{isotópicas} \\ \text{incorporadas} \\ \text{durante a} \\ \text{formação do} \\ \text{mineral}
 \end{array}
 \quad
 \begin{array}{l}
 \frac{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})}{\downarrow} = \frac{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i}{\downarrow} + \frac{^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}}{\downarrow} (e^{\lambda_{238}t} - 1) \\
 \text{Razões} \\ \text{Isotópicas do} \\ \text{momento da} \\ \text{análise}
 \end{array}
 \quad
 \begin{array}{l}
 \frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})}{\downarrow} = \frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i}{\downarrow} + \frac{^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}}{\downarrow} (e^{\lambda_{235}t} - 1) \\
 \lambda = \text{constante de} \\ \text{decaimento} \\ t = \text{tempo desde o} \\ \text{fechamento do} \\ \text{mineral em U, Th} \\ \text{e Pb e todos os} \\ \text{filhos} \\ \text{intermediários.}
 \end{array}
 \end{array}$$

Figura 4: Equações correlacionando as razões obtidas nas análises e as razões durante a formação do mineral.

Os dados são plotados em diagramas isocrônicos. O eixo das ordenadas é representado pela razão de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e o eixo das abscissas pela razão de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

Quando o mineral a ser datado manteve-se fechado para U e para todos seus isótopos filhos e quando as devidas correções são feitas para o Pb inicial (incorporado no momento da formação), os dados definem uma curva denominada concórdia (concórdia de Wetherill). Essa curva também pode ser construída a partir de dados já disponíveis que contam com os valores de $e^{\lambda_1 t} - 1$ e $e^{\lambda_2 t} - 1$ para diferentes valores de t (Faure 1977).

Dados que apresentam perda de chumbo comum, indicando abertura do sistema, sofrem uma dispersão (Faure 1977). Neste caso utiliza-se de regressão linear para traçar a reta que melhor interpola os dados, esta denominada discórdia. O intercepto superior da reta discórdia com a curva concórdia representará a idade de cristalização do mineral, já o intercepto inferior pode indicar a idade do metamorfismo ou não exibir significado geológico (Faure 1977).

O processo de perda de chumbo pode ocorrer no momento da formação do mineral ou durante eventos termais, devido à abertura do sistema por microfraturas ou pelo rompimento do retículo cristalino, como em zircão metamítico.

As idades são tomadas a partir das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. A razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é utilizado porque se aproxima mais do tempo de cristalização, sendo menos afetada por perdas recentes de Pb comum ou U (Faure 1977).

O grupo de minerais conhecidos como ZTR (zircão-turmalina-rutilo) apresentam alta maturidade em depósitos sedimentares. E são extremamente importantes como assembleia de pesados utilizados na determinação de proveniência e na reconstrução de paleogeografias (Fedo et al. 2003).

Zircão pode ser encontrado em todos os depósitos sedimentares e metassedimentares. As razões de U/Pb obtidas a partir desse mineral comumente são apresentadas em diagramas univariáveis como histogramas de distribuição de probabilidade e densidade (Fedo et al. 2003), pois facilita a visualização e interpretação dos dados.

Como zircão é um mineral refratário, idades U-Pb de proveniência dão informações sobre a fonte inicial, mas não sobre jovens fontes recentemente recicladas (Fedo et al. 2003).

O método escolhido para obtenção das razões U/Pb em cristais de zircão detrítico foi o LA-MC-ICP-MS (*laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry*), pois permite grande quantidade de dados em análises de proveniência em um curto período de tempo (Fedo et al. 2003).

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1. Geologia local

Os quartzitos da Formação São Tomé das Letras, dispostos na base da pilha metassedimentar, e da Formação Chapada das Perdizes, dispostos no topo, são mais resistentes ao intemperismo e formam extensos corpos que sustentam as principais serras da região (figura 5).

Essas rochas afloram de diferentes maneiras: como lajes por vezes muito extensas, com até 50 metros, em cortes e canaletas das estradas de terra e nas margens e leitos de córregos, rios e cachoeiras (como no Complexo da Zilda e Cachoeira da Fumaça - foto 01).

São caracterizados como quartzitos impuros com variação na quantidade de muscovita; exibem gradação tanto lateral quanto vertical de pacotes centimétricos a decamétricos de quartzito com muscovita (foto 02), muscovita quartzo-xistos, quartzo-muscovita xistos e muscovita xistos (foto 03).

A mineralogia principal é constituída por quartzo e muscovita. O quartzo ocorre recristalizado com granulometria fina a média-grossa, com textura granoblástica a lepidogranoblástica e subordinadamente lepidoblástica. A muscovita, na maioria das vezes, exibe coloração verde claro característica, mas também pode ser encontrada prateada e rosada, principalmente quando associada a minerais opacos.

Os minerais opacos (hematita e magnetita) ocorrem dispersos aleatoriamente em meio aos cristais de quartzo (foto 04), ou como agregados na forma de franjas e leitos no plano da foliação principal (foto 05), subparalelos ao bandamento composicional, marcando os antigos leitos de concentração de minerais pesados.

A mineralogia acessória é representada por cianita, granada, estaurolita, biotita, grafita, turmalina e feldspato, por vezes caulinizado.

A foliação principal é comumente sub-horizontal, marcada principalmente pelos leitos e bandas ricas em muscovita (foto 06), que também podem exibir lineações de estiramento mineral; localmente a foliação ocorre inclinada a sub-vertical. Nos quartzitos também é possível observar dobras parasitas com padrões em “S” e em “Z”, dobras com flancos rompidos (foto 07), pares S/C e *boudins* (foto 08), resultado dos vários eventos deformacionais, além de fraturas como pares conjugados.

Nas porções de topo os quartzitos associam-se aos xistos da Formação Campestre (muscovita xistos grafitosos +/- porfiroblásticos com cloritóide, granada, cianita e estaurolita). A passagem do quartzito para o xisto se dá através de intercalações graduais e variáveis.

Nas porções da base, os quartzitos estão associados aos ortognaisses migmatíticos e miloníticos do substrato, através de contatos abruptos.

Os ortognaisses que constituem a *Nappe* do substrato ocorrem na baixada a sul da Serra de Carrancas e oeste da Serra das Bicas. Essas rochas tipicamente afloram em ravinas e voçorocas e subordinadamente no chão e canaletas das estradas de terra além de pequenas cachoeiras. Os afloramentos são descontínuos e de difícil mapeamento devido ao alto grau de alteração, sendo muitas vezes possível identificar apenas saprólitos rosados a arroxeados com porções caulinizadas (foto 09).

A rocha fresca tem composição tonalítica a granodiorítica, ora exibindo bandamento gnáissico simples, por vezes cisalhado (foto 10), ora feições migmatíticas (foto 11), com faixas quartzo-feldspáticas milimétricas a centimétricas representando os leucossomas e com faixas de biotita milimétricas a decamétricas (de até 0,5 metro) compreendendo os melanossomas, que por vezes dão uma característica xistosa a rocha. A mineralogia acessória é constituída por hornblenda, muscovita, granada e minerais opacos.

Associado a estes gnaisses ocorrem rochas ultramáficas na forma de lajes e matacões, com alteração de coloração laranja-ocre característica. A leste da Serra de Carrancas, o metassomatismo é mais intenso e as rochas são representadas por talco-clorita xistos com carbonato e serpentinitos com carbonato, talco e pseudomorfos fibrorradiados de antofilita (foto 12); porém, a oeste da Serra, as rochas encontram-se menos alteradas, compreendendo anfibólio-clorita fels e olivina-hornblenda-ortopiroxênio fels (Gengo 2010).

Além das rochas ultramáficas ocorrem pequenos corpos de granitóides, anfibolitos e quartzitos.

Os quartzitos mais expressivos afloram entre o sul da Serra de Carrancas e o leste da Serra das Bicas, na forma de faixas descontínuas, característica que dificulta seu mapeamento.

As faixas são relativamente homogêneas, porém apresentam algumas características distintas de associação litológica e mineralógica. No afloramento LCM-03 o quartzito ocorre puro, com textura granoblástica e granulação fina a fina-média, em contato com um corpo de talco-xisto e de clorita-xisto com magnetita.

Em outro local (LCM-15), na borda oeste da faixa principal, o quartzito mostra-se com uma foliação sub-horizontal (foto 13), com bandamento definido por porções brancas e vermelhas, devido à presença de um mineral máfico prismático (cummingtonita-grunerita) e textura granoblástica a nematogranoblástica. Em contato com este corpo ocorre uma associação de talco xisto, anfibolito, turmalinito e formação ferrífera.

A norte/nordeste da faixa principal, na forma de extensas lajes, com aproximadamente 15 metros, aflora um quartzito (LCM-154) impuro contendo porções xistosas compostas por muscovita rosa com magnetita (foto 14), cujas bandas micáceas marcam o plano de foliação

principal, que exibe uma crenulação espaçada. Este quartzito ocorre associado a gnaisses migmatíticos muito alterados, além de talco-xisto, clorita-tremolita xisto e serpentinito.

Nos pontos LCM-159 e 160, localizados a oeste/sudoeste na faixa principal, foi observado um muscovita-quartzo xisto de coloração rosada, dobrado e crenulado, com indicadores cinemáticos amendoados do tipo *sigma* e *ribbons* de quartzo, feições típicas de cisalhamento, que encontra-se justaposto a um talco-tremolita-clorita xisto.

Na porção centro sul da área, na altura da Serra do Moleque, ocorre uma estreita faixa de quartzito embutido no substrato ortognáissico (LCM-86), na forma de lajes ressaltadas em meio ao pasto (foto 15). O quartzito tem textura granoblástica com porções granolepidoblásticas marcada pelos leitos de muscovita que também definem a foliação, possui minerais opacos associados e por vezes muscovita com coloração rosada.

Em direção a norte/nordeste, dentro do mesmo corpo o quartzito aflora em uma pedreira de pequeno porte para uso em construções locais. O quartzito (LCM-90) contém leitos milimétricos de muscovita xisto, além de quantidade significativa de feldspatos, exibindo textura granoblástica com leitos lepidoblásticos. No plano de foliação, alguns cristais de quartzo estão orientados a levemente estirados marcando uma lineação mineral de estiramento; alguns planos também exibem pequenas dobras (foto 16) com vergência concordante com a direção da lineação.

A rocha que ocorre ao redor desta faixa de quartzito é um gnaisse migmatítico bandado a fortemente foliado com intercalações de muscovita-quartzo-biotita xistos.

5.2. Mapa de pontos

O mapa de pontos em escala 1:100.000, que encontra-se no anexo I, foi confeccionado a partir da integração dos dados obtidos nos trabalhos de campo, tratados em programa ArcGis 10 sobre base topográfica e geológica das Folhas de Caxambu (Folha SF.23-X-C-IV) - Trouw *et al.* (2002) e de Lavras (Folha SF.23-X-C-I) - Queméneur *et al.* (2002).

Para facilitar a localização uma cópia do mapa de pontos com os domínios que serão discutidos a seguir encontra-se na figura 6.

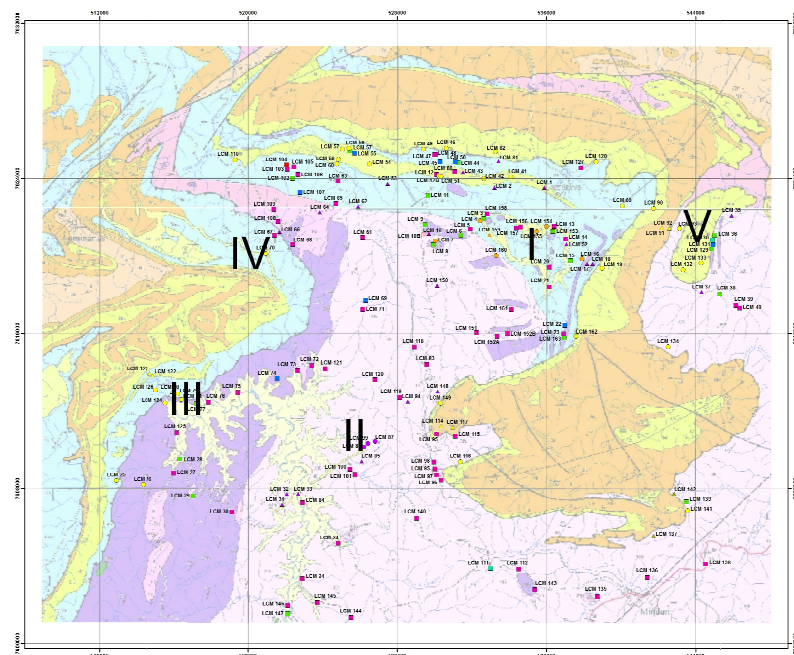


Figura 6. Mapa de referência com os domínios.

Domínio I: Compreende o quartzito (Na1+2q) pertencente à unidade Na1+2 base da Megassequência Andrelândia segundo Paciullo *et al.* (2002) ou denominado por Coutinho (2012) como faixas do tipo *greenstone belt*. A primeira interpretação, como pertencente à unidade Na1+2, está baseada na sua associação com paragneisses bandados (coloração azul claro no mapa), porém as atividades de campo permitiram constatar que essas rochas localizam-se em uma área restrita entre a Serra de Carrancas (a norte) e a faixa alóctone do quartzito São Tomé das Letras (com elongação paralela a cota de 7624000). Também foi verificado que o quartzito ocorre como faixas descontínuas de difícil mapeamento devido ao processo avançado de alteração.

Domínio II: Compreende o quartzito associado ao ortogneisse migmatítico do embasamento denominado por Trouw *et al.* (2002) como APq. Ocorre como uma faixa estreita e isolada na altura das serras de Traituba e Moleque.

Domínio III: Os trabalhos de mapeamento mostraram que nesta região o quartzito São Tomé das Letras se estende até mais a S/SE estando em contato direto com os ortogneisses do embasamento desta forma, a faixa azul referente ao paragneisse e a faixa roxa às rochas metaultramáficas são ausentes, pelo menos neste trecho.

Domínio IV: Esta faixa de quartzito é tida como unidade Na1+2, porém corresponde a uma continuação do quartzito São Tomé das Letras, que sustenta a base da *Nappe* Luminárias.

Domínio V: O corpo de quartzito com formato arredondado encontra-se em contato direto com as rochas da Serra das Bicas desta forma, não há embasamento (representado em rosa) entre os dois.

5.3. Micropetrografia

Para facilitar a compreensão as amostras foram classificadas em três grupos:

I– Quartzitos que afloram na base e no topo da Serra de Carrancas (unidade Na3 ou Formação São Tomé das Letras e ainda Formação Chapada das Perdizes respectivamente);

II– Quartzitos tidos como base da megassequência Andrelândia (unidade Na1+2) ou como faixas do tipo *greenstone belt* (relacionadas ao embasamento);

III– Quartzitos relacionados ao embasamento migmatítico.

I- A Formação São Tomé das Letras ou unidade Na3 ou ainda Formação Chapada das Perdizes corresponde predominantemente a muscovita quartzito com variações no teor de muscovita exibindo porções centimétricas a métricas de muscovita - quartzo xisto e muscovita xistos. Representam então três fácies sedimentares transicionais da formação São Tomé das Letras.

Muscovita quartzito: rocha inequigranular levemente seriada média a muito fina, estrutura levemente foliada a bandada alternando leitos submilimétricos lepidoblásticos (fotomicrografia 1) e bandas subcentimétricas granoblásticas a lepidogranoblásticas (fotomicrografia 2). Quartzo (85%-80%) ocorre com contatos interlobados a amebóides localmente serrilhados, alguns exibem extinção ondulante, *bulging* (fotomicrografia 3), domínios de sub-grãos, migração da borda de grão (tipo janela ou draga) e contatos retos/poligonizados; evidenciando vestígios de deformação intracristalina e recristalização estática, porém com predominância de recristalização dinâmica. Muscovita (10%-15%) ocorre tabular por vezes com as bordas corroídas, nos leitos lepidoblásticos descontínuos e levemente crenulados forma-se pares SC (fotomicrografia 4) e mica *fish* (principalmente do grupo 4, mas também do grupo 2 e 6) fotomicrografia 5 indicando cisalhamento simples não coaxial. Os acessórios são constituídos por feldspato fotomicrografia 6, biotita, turmalina e cianita dispersos pela matriz, e pelos minerais opacos, rutilo e zircão (fotomicrografia 7) que frequentemente formam leitos junto à textura lepidoblástica. Os opacos quando granulares e/ou lamelares correspondem à hematita com exsolução de ilmenita na forma de lamelas e gotas; há ainda seções losangulares de magnetitas em estágios diferentes de martitização – substituição por hematita a partir da direção cristalográfica {111}. Os feldspatos ocorrem frequentemente fraturados e alongados com orientação concordante aos leitos lepidoblásticos, exibem as bordas alteradas de coloração esverdeada, a maioria é plagioclásio com lei da albita (fotomicrografia 8), em menor quantidade ocorre também microclínio com geminação em grade.

Muscovita-quartzo xisto: rocha inequigranular levemente seriada média fina a muito fina, estrutura foliada alternando leitos lepidoblásticos e leitos granoblásticos a lepidogranoblásticos homogeneamente espaçados. Quartzo (80%-70%) exhibe desde

contatos interlobados a retos/poligonizados, alguns cristais apresentam singela extinção ondulante, *bulging* e migração da borda de grão (tipo janela ou draga) com localmente domínios de sub-grãos e *ribbons*; evidenciando transição de recristalização dinâmica para estática. Muscovita (25%-20%) tabular marca os leitos lepidoblásticos crenulados onde forma-se pares SC e mica *fish* (principalmente do grupo 4) indicando cisalhamento simples não coaxial. A mineralogia acessória é constituída por opacos (hematita), feldspato (albita e microclínio), biotita, turmalina, rutilo e zircão.

Muscovita xisto: rocha inequigranular levemente seriada média fina a muito fina, estrutura xistosa, textura lepidoblástica com poucos leitos granoblásticos. Muscovita (65%-99%) ocorre levemente esverdeada e define a xistosidade e a textura lepidoblástica crenulada com desenvolvimento de arcos poligonais (fotomicrografia 9), pares SC e mica *fish* (grupo 1, 2, 3, 4 e 6) indicando cisalhamento simples não coaxial. Quartzo (30%-0%) marca transição desde deformação intracristalina, com extinção ondulante, passando por recristalização dinâmica evidenciada pelos contatos interlobados a amebóides, *bulging* e localmente domínios de sub-grãos chegando à recristalização estática com migração da borda de grão (tipo janela e draga) e contatos retos/poligonizados. A mineralogia acessória é constituída por opacos (hematita com exsolução de ilmenita na forma de lamelas e gotas) (fotomicrografia 10), feldspato (albita e microclínio), rutilo e zircão.

II- O quartzito associado às faixas do tipo *greenstone belt* segundo Coutinho (2012) e denominado por Paciullo *et al.* (2002) como pertencente à **unidade Na1+2** base da Megassequência Andrelândia; corresponde a um quartzito com porções de muscovita-quartzo xisto, estando associados a rochas ultramáficas, formações ferríferas e anfibolitos.

Quartzito: rocha inequigranular fina a muito fina, estrutura levemente bandada alternando bandas granoblásticas (fotomicrografia 11) com finos leitos lepidoblásticos ou lepidogranoblásticos. Quartzo (95%-90%) exibe frequentemente contato reto/poligonizado indicando recristalização estática; em alguns locais os contatos são interlobados, há singela extinção ondulante, *bulging*, domínios de sub-grãos e migração da borda de grão (tipo janela e draga) indicando resquícios de recristalização dinâmica. A muscovita (~5%) ocorre como finos leitos lepidoblásticos ou lepidogranoblásticos descontínuos na forma de pequenas palhetas, ou ainda mais raramente como uma massa amorfa entre os cristais de quartzo, se amoldando a eles. Os acessórios correspondem a opacos, feldspato (fotomicrografia 12), biotita (fotomicrografia 13) e pseudomorfos de anfibólio (fotomicrografia 14).

Muscovita-quartzo xisto: rocha inequigranular fina a muito fina, estrutura xistosa e textura lepidoblásticas (fotomicrografia 15) com finos leitos granoblásticos a lepidogranoblásticos. A muscovita (90%) ocorre levemente rósea e define os leitos lepidoblásticos crenulados formando arcos poligonais, pares SC e mica *fish* (grupo 4 principalmente, além de 2 e 6). Quartzo (7%) ocorre em finos leitos com contato interlobados a retos, por vezes com extinção ondulante ou na forma de *ribbons*. Opacos ocorrem como

acessórios, estão associados à muscovita, são euédricos a subeuédricos na forma de seções losangulares correspondendo a pseudomorfos de magnetita martitzada (fotomicrografia 16), ou seja, substituída por hematita segundo os planos cristalográficos ficando como aspecto de treliça.

III- O **quartzito** que ocorre como uma faixa estreita na altura da serra de Traituba, **associado ao ortogneisse migmatítico** do embasamento, e denominado por Trouw et al. (2002) como APq corresponde a um quartzito impuro e variável, ora contendo muscovita ora feldspato.

Quartzito com muscovita: rocha inequigranular média-fina a muito fina, estrutura levemente bandada alternando bandas lepidogranoblásticas com finos leitos lepidoblásticos (fotomicrografia 17). Quartzo (90%) exibe uma transição de recristalização dinâmica para estática devido à predominância de contato reto/poligonizado, exibindo alguns locais com contatos interlobados, migração da borda de grão, extinção ondulante singela, *bulgin* e domínios em sub-grãos. A muscovita (~8%) ocorre como finos leitos lepidoblásticos marcando o bandamento, alguns cristais estão totalmente ou parcialmente envoltos por quartzo devido ao processo avançado de migração da borda de grão (fotomicrografia 18). A assembleia de minerais acessórios é representada principalmente pelos opacos, a maioria com formato lamelar (hematita) ou como seções losangulares ou triangulares (magnetita) (fotomicrografia 19); ocorre ainda rutilo e zircão.

Quartzito feldspático (Metarcóseo): rocha equigranular a levemente inequigranular fina a muito fina, estrutura levemente bandada marcada pela alternância de leitos submilimétricos de feldspato e opacos com bandas centimétricas de quartzo e feldspato (fotomicrografia 20). Quartzo (80%) é o mineral que marca a textura granoblástica, tem contatos retos a interlobados, há ainda uma singela preservação de recristalização dinâmica devido à presença em alguns cristais de extinção ondulante, bulging e domínios de sub-grãos, a orientação principal de alongação dos cristais é oblíqua aos leitos ricos em feldspato e opacos. Feldspato (20%) (fotomicrografia 21) são arredondados a alongados, com as bordas alteradas e frequentemente fraturados; plagioclásio (10%) ocorre em maior quantidade ora sem geminação, ora com lei da albita simples ou em duas direções (geminação em grade), microclínio (5%) ocorre com geminação típica em grade e normalmente como cristais menores e arredondados. Os acessórios são representados por opacos como lamelas corroídas ou subeuédricos como seções losangulares/quadradas junto aos cordões de feldspatos ou dispersos em meio ao quartzo; além de rutilo, zircão e finas palhetas de muscovita.

5.4. Difração de Raios X

Decidiu-se pela análise das amostras, pois durante as atividades de campo e de petrografia notou-se que alguns minerais opacos poderiam ser diferentes dos diagnosticados (hematita e magnetita), suspeitava-se em minerais contendo manganês (pirolusita, por exemplo) presente na região segundo alguns autores. Já as fases micáceas, por apresentarem variações na coloração (branca, verde e rósea) e na abertura do ângulo 2V da figura de eixo óptico (desde baixo em torno de 30° até alto próximo a 55°).

As análises das amostras do quartzito São Tomé das Letras (LCM-19 e LCM-93) (Figura 7) apenas reforçou as observações ao microscópio, confirmando que os minerais opacos correspondem à hematitas com exsolução de ilmenita, e que as micas brancas e rosadas a priori pertencem ao grupo da muscovita.

O resultado referente ao muscovita-xisto (LCM-154) (Figura 8) associado ao *greenstone belt* ou a unidade Na1+2 demonstrou que a mica rósea também pertence ao grupo da muscovita, além de conter quartzo, magnetita, hematita como observado em microscópio.

A análise do quartzito associado ao ortogneisse do embasamento (LCM-86) (Figura 9) também condiz com as descrições petrográficas contendo quartzo, hematita, rutilo e três variações micáceas pertencentes ao grupo das muscovitas.

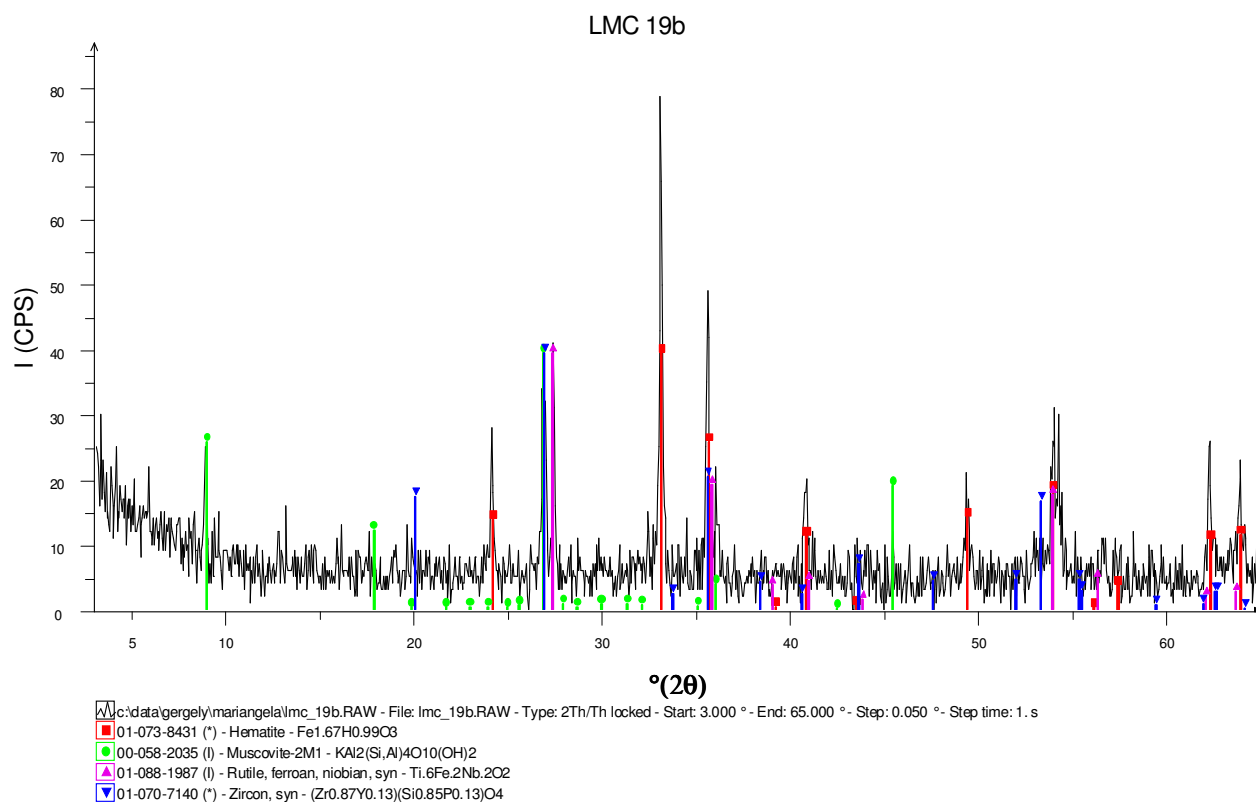


Figura 7: Análise de difração de raios x indicando hematita, rutilo, zircão e mica pertencente ao grupo da muscovita.

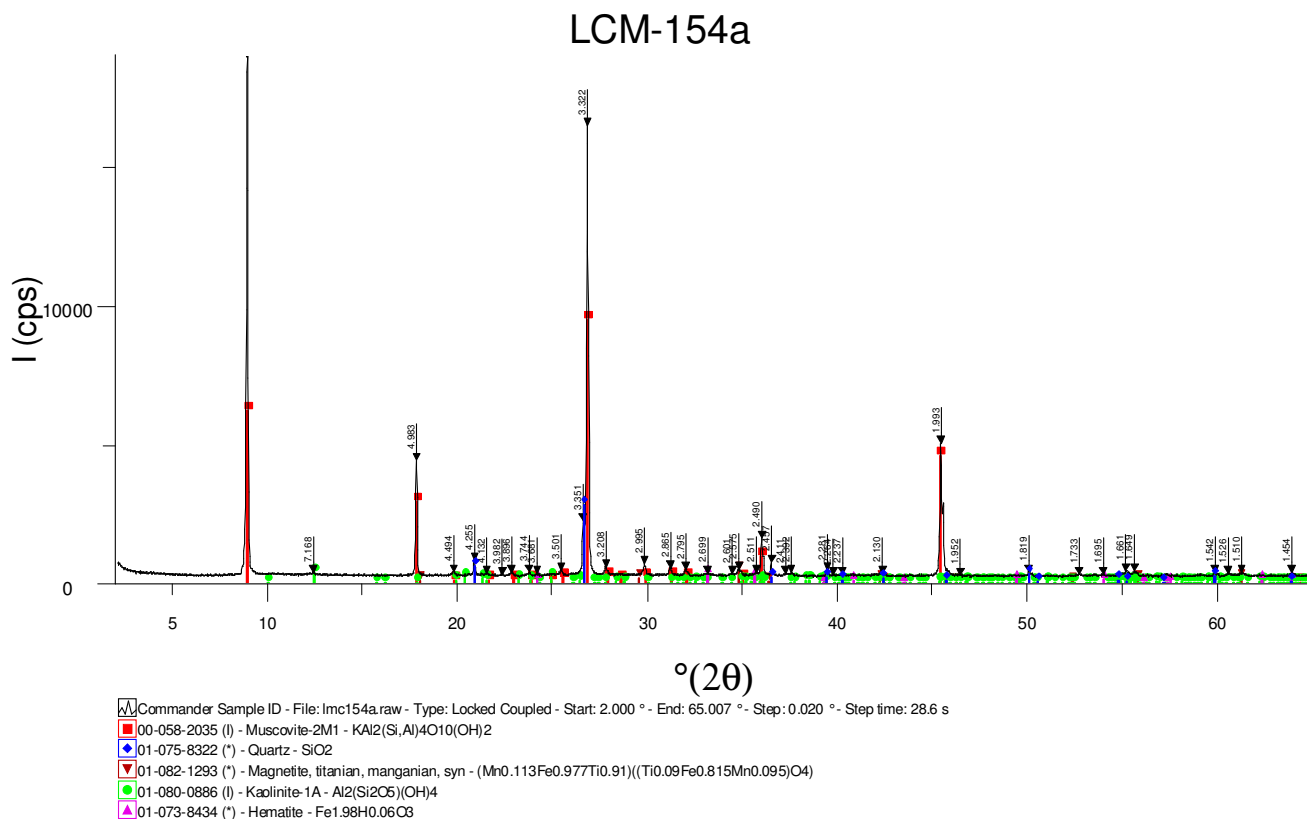


Figura 8: Análise de difração de raios x indicando magnetita, hematita, quartzo, muscovita e caulinita.

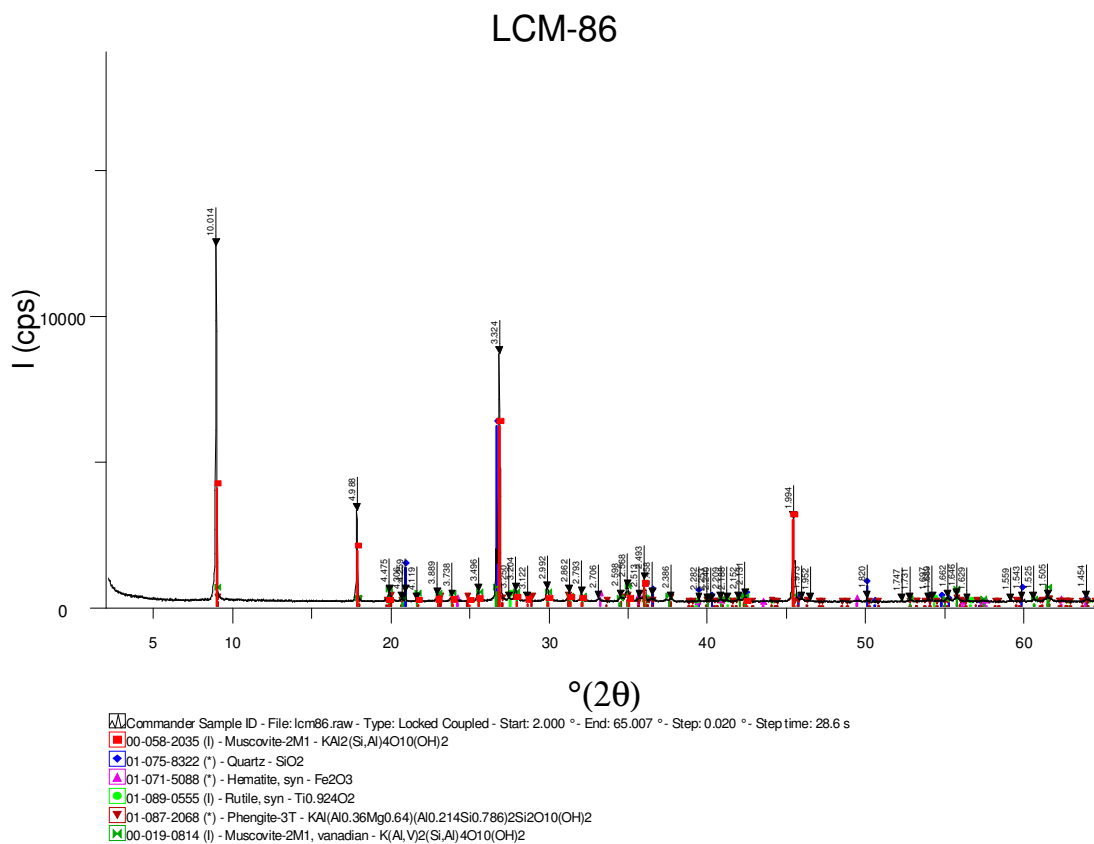


Figura 9: Análise de difração de raios x indicando quartzo, hematita, rutilo e três micas do grupo da muscovita.

5.5. Microscopia eletrônica de varredura (Mev)

Com a finalidade de complementar as descrições petrográficas optou-se por análise mineral semi-quantitativa por MEV (microscopia eletrônica de varredura).

Desta maneira, três amostras foram selecionadas por exibirem diferenças nas tonalidades da muscovita (verde e rosa). Além das fases micáceas, também foram analisados minerais opacos e acessórios.

O estudo contou com imagens de elétrons retroespalhados que marcam diferenças composicionais em tons de cinza. Para análise qualitativa e semi-quantitativa foi utilizado sistema EDS, que fornece os picos de raio X característicos de cada elemento químico.

As tabelas com dados semi-quantitativos, porcentagens atômicas e em peso dos elementos, encontram-se em anexo II.

5.5.1. Quartzitos do Grupo Carrancas

As amostras LCM-19I e LCM-149C representam um quartzito com porções micáceas que constitui uma sequência localizada no topo da *Nappe Carrancas*.

Segundo Coutinho (2012), esta sequência corresponde à Formação Chapada das Perdizes, diferente da Formação São Tomé das Letras unicamente por representar o topo do Grupo Carrancas e não a base. Como (Trouw *et al.* 1980) não fazem distinção da posição estratigráfica dos quartzitos com mica esverdeada, acabam por denominar todos como São Tomé das Letras ou unidade Na₃ (Paciullo *et al.* 2002).

5.5.1.1. LCM-19

A amostra LCM-19 I está localizada na Serra das Bicas, ocorre como um afloramento contínuo e extenso com aproximadamente 50m, exibindo um quartzito intercalado a pacotes de muscovita verde-quartzo xistos com esporádico feldspato caulinizado e porfiroblastos de granada.

No estudo micropetrográfico a muscovita esverdeada exibia ângulo de figura de eixo óptica (2V) baixo, em torno de 30°, sugerindo tratar-se de fengita de acordo com Tröger (1979).

Para constatar essa hipótese, foi selecionada uma seção basal da muscovita figura 10. Em análise EDS, a porcentagem em peso dos elementos foram normalizados com base em 11 oxigênios, resultando na fórmula química aproximada $K_{0,94}Mg_{0,11}Fe_{0,34}Al_{1,08}Al_{1,00}Si_{2,96}O_{10}(OH)_2$ compatível com fengita assim como o esperado.

As análises de EDS possibilitaram também o reconhecimento de apatita ($Ca_5(PO_4)_3(F,OH,Cl)$), cristais de zircão ($ZrSiO_4$) e óxidos de ferro. Em microscopia de luz

refletida foi possível observar que apesar do seu formato subédrico, sugestivo de magnetita, o óxido de ferro corresponde a um agregado granular de hematita.

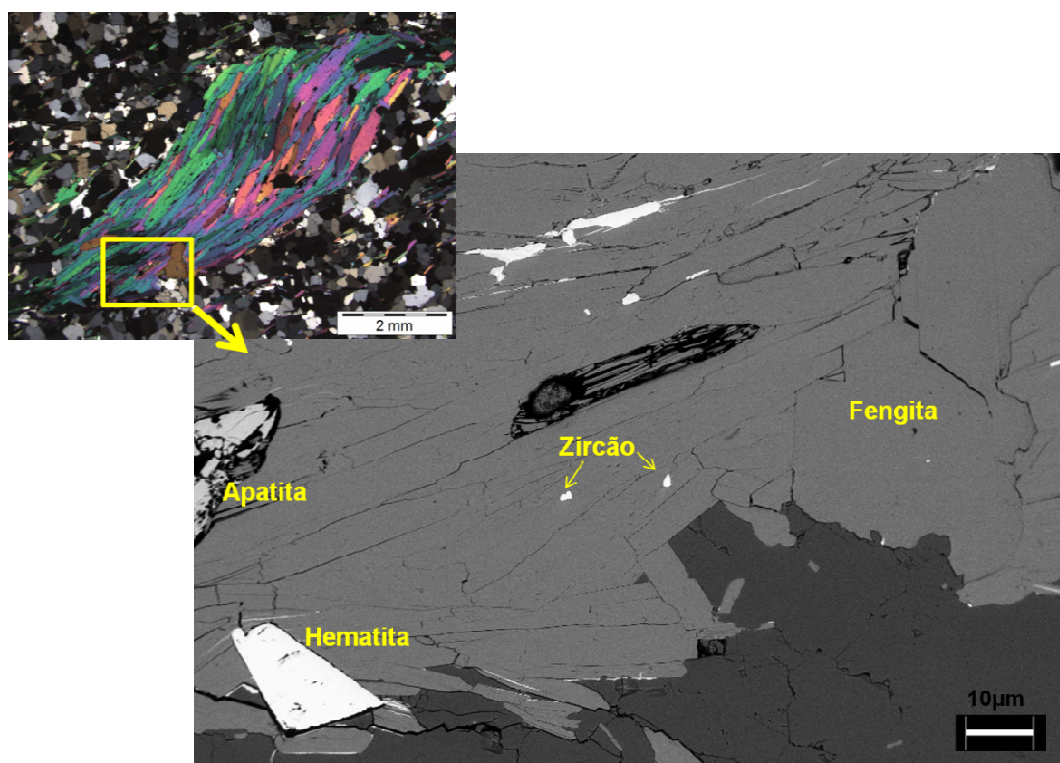


Figura 10. A- Fotomicrografia da amostra LCM-191, quadrado amarelo representa a área onde foi feita a imagem seguinte. B- Imagem de elétrons retroespalhados com minerais analisados indicado em amarelo.

5.5.1.2. LCM-149

Esta amostra está procedente na Serra do Moleque, o quartzito ocorre na forma de extensas lajes ao lado de uma cachoeira na fazendo Bananal de baixo. Trata-se de um quartzito com bandas milimétricas a centimétricas de muscovita verde-quartzo xistos com hematita, magnetita e esporadicamente estaurolita e feldspato. Apesar da muscovita ocorrer principalmente verde, em alguns locais quando associada aos opacos mostrava-se rosa.

Nas análises semi-quantitativas da muscovita (figura 11) a porcentagem em peso dos elementos foram normalizadas com base em 11 oxigênios, resultando na fórmula aproximada $K_{0,95}Mg_{0,11}Fe_{0,33}Al_{1,13}Al_{1,00}Si_{3,00}O_{10}(OH)_2$ correspondendo a fengita.

Talvez a coloração avermelhada tenha sido produto de alteração devido à proximidade com os óxidos de ferro (hematita e magnetita), ou representa a coloração original da fengita que também pode ocorrer em tons claros de vermelho (rosa) e marrom, apesar de ocorrer comumente verde (Fleet 2003).

Os opacos (figura 12) assim como relatado em microscopia de luz refletida são caracterizados por hematita granular com exsolução de ilmenita na forma de gotas e lamelas contínuas a descontínuas.

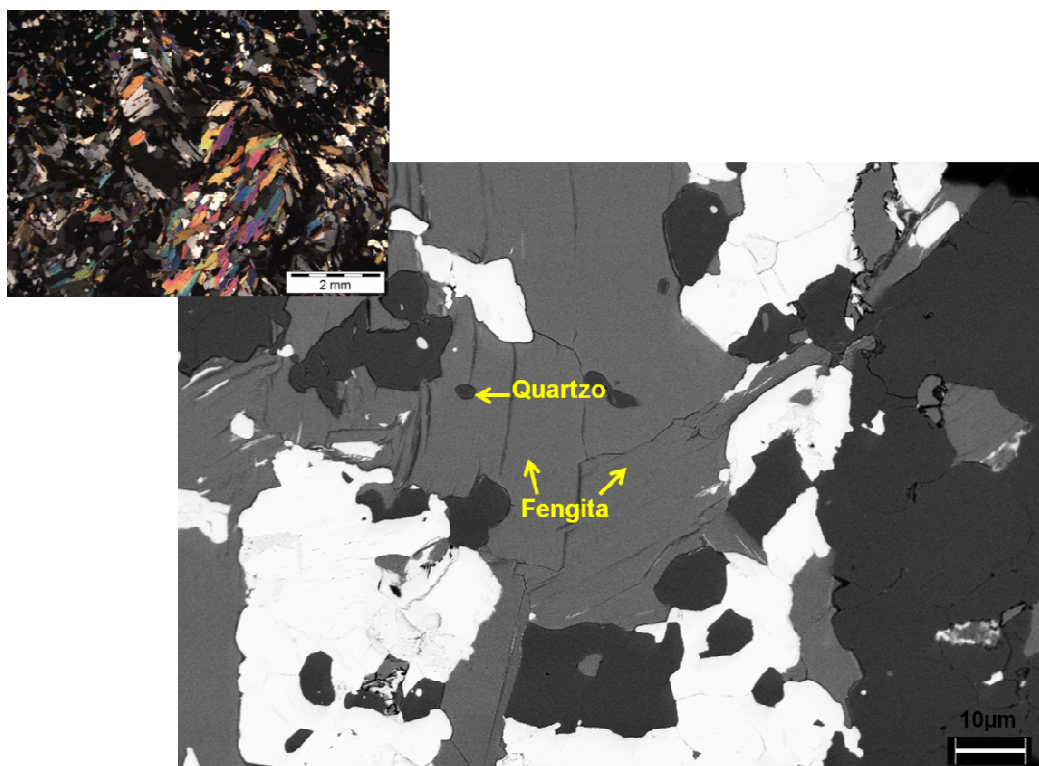


Figura 11. A- Fotomicrografia de arcos poligonais da amostra LCM-149. **B-** Imagem de elétrons retroespalhados, fengita ocorre no tom de cinza médio, quartzo como cinza escuro e minerais opacos como branco.

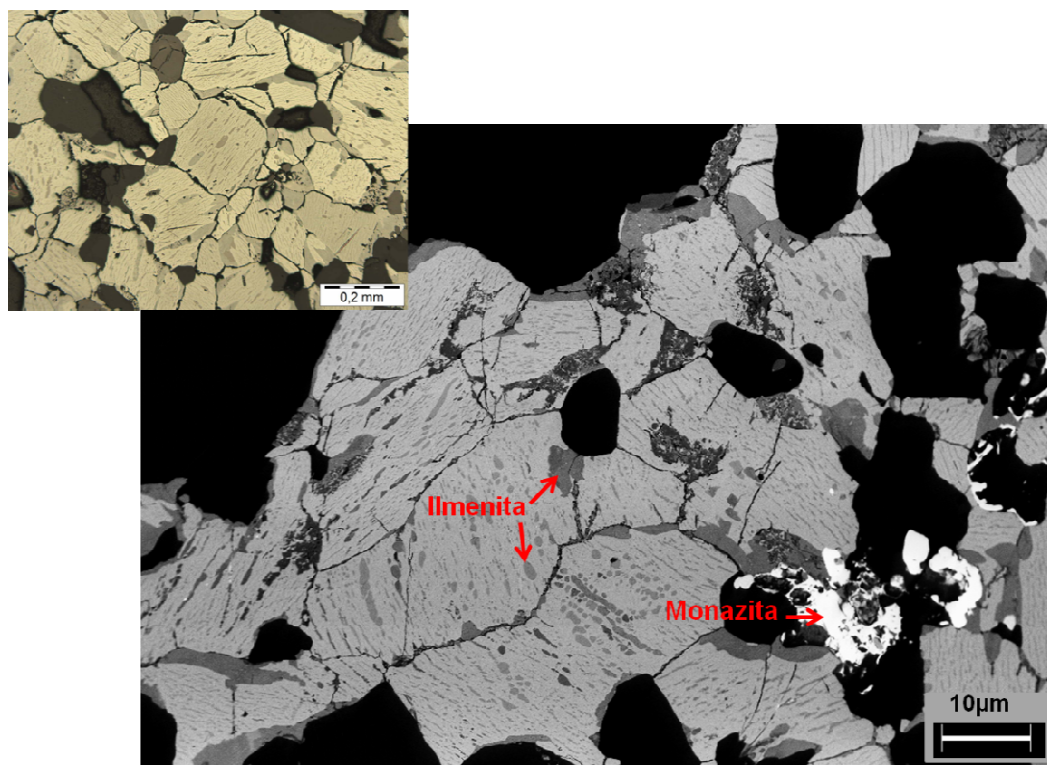


Figura 12. A- Fotomicrografia de agregado granular de opacos da amostra LCM-149. **B-** Imagem de elétrons retroespalhados exibindo exsolução de hematita na forma de gotas e lamelas contínuas a descontínuas de ilmenita.

5.5.2. Quartzito embutido no embasamento (LCM-154A)

Este corpo localiza-se a sul da Serra de Carrancas e ocorre como faixas métricas descontínuas embutidas no substrato. Segundo (Paciullo *et al.* 2002), representa um quartzito associado ao paragneisse basal da Sequência Carrancas, denominado $\text{Na}_{1+2\text{q}}$; porém, para Coutinho (2012) trata-se de uma faixa do tipo *greenstone belt* arqueana/paleoproterozóica associada ao embasamento ortognáissico migmatítico.

Compreende um quartzito na forma de lajes, com porções centimétricas de muscovita rosa-quartzo xisto com magnetita.

Assim como nas demais análises de muscovita por EDS, a porcentagem em peso dos elementos foram normalizados com base em 11 oxigênios, resultando na fórmula química aproximada $\text{K}_{0,98}\text{Mg}_{0,16}\text{Fe}_{0,31}\text{Al}_{1,13}\text{Al}_{1,00}\text{Si}_{3,12}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ correspondendo também a fengita (figura 13).

Os opacos são representados por magnetita martitizada - pseudomorfos de magnetita substituídos a partir da borda por hematita, alguns exibindo núcleo preservado por vezes com padrão de treliça (figura 14). Análises semi-quantitativas por Mev não conseguem distinguir estados de oxidação do ferro (Fe^{+2} de Fe^{+3}), consequentemente não é possível diferenciar magnetita de hematita por este método.

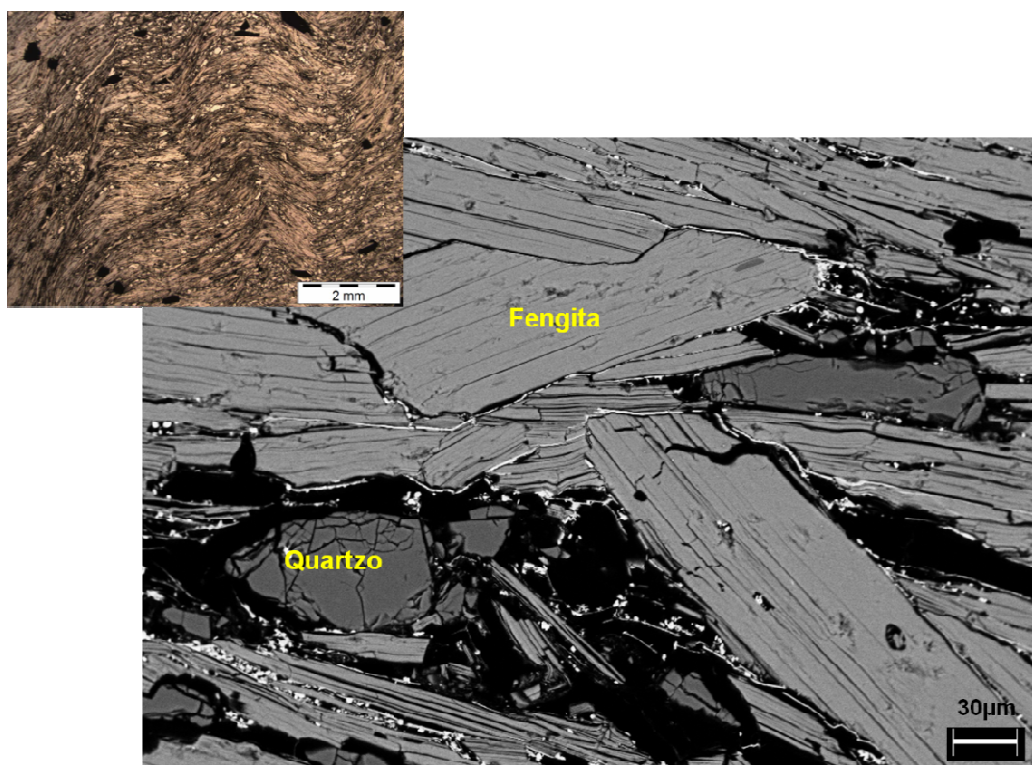


Figura 13. A- Fotomicrografia da muscovita crenulada na amostra LCM-154A. **B-** Imagem de elétrons retroespalhados com fengita em tons de cinza claro e quartzo em tons de cinza médio.

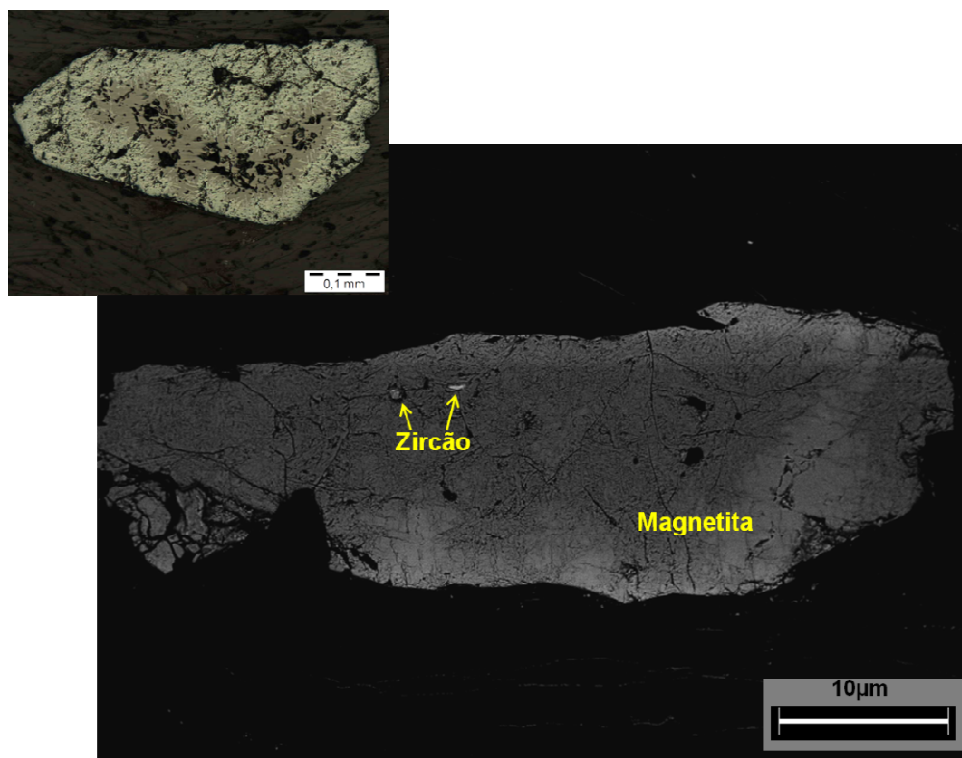


Figura 14. A- Fotomicrografia de magnetita martitizada referente à amostra LCM-154A. **B-** Imagem de elétrons retroespalhados exibindo um cristal de mineral opaco (magnetita) com inclusões de zircão.

5.5.3. Fengita

Fengita é definida como uma variedade de muscovita rica em silício considerada um membro final da solução sólida de muscovita - (aluminoceladonita-celadonita-ferro-aluminoceladonita-ferrocefalodonita) (Fleet 2003).

Assim, Fengita pode ser distinguida de muscovita pelo alto conteúdo de Si, Fe e Mg em detrimento de Al. O equilíbrio das cargas é dado pela substituição Tschermak ($\text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}} \leftrightarrow \text{Mg}^{\text{VI}}\text{Si}^{\text{IV}}$, e $\text{Fe} \leftrightarrow \text{Mg}$), que não se limita aos cátions trivalentes (Fe, Al) ou divalentes (Mg, Fe, Mn, etc) sendo possível uma mistura de substituintes (Tappert *et al.* 2013)

Tappert *et al.* (2013) desenvolveram um diagrama ternário com os três membros finais, muscovita ($[\text{K}(\text{Al}_2)\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2]_2$), e dois elementos terminais hipotéticos $[\text{KFe}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2]_2$ e $[\text{KMg}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2]_2$ exposto na figura 15. Este diagrama mostra a localização da fengita em relação a muscovita e a celadonita considerando a quantidade de cátions de silício por fórmula unitária (pfu) calculada a partir de 11 oxigênios, sendo $3,0 < \text{muscovita} < 3,1$; $3,1 < \text{fengita} < 3,5$ e $3,5 < \text{celadonita} < 4,0$.

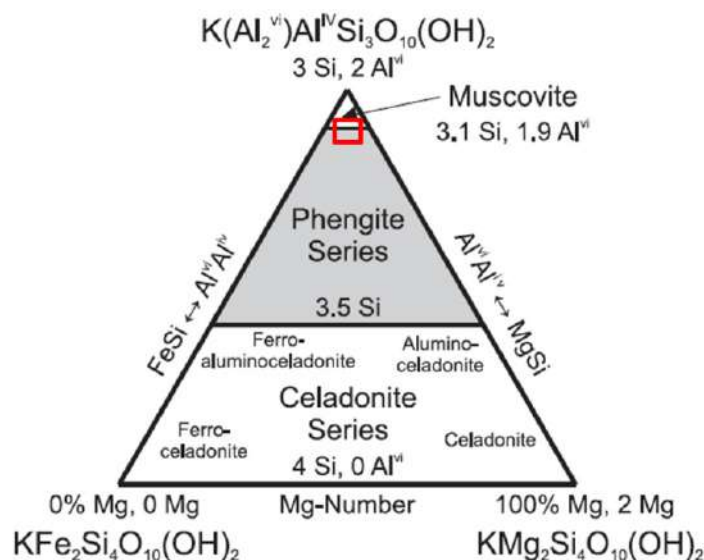


Figura 15. Diagrama ternário que separa as séries da Celadonita, Fengita e Muscovita em campos de acordo com a quantidade de cátions de silício por fórmula unitária. Retângulo vermelho representa a área de interface entre muscovita e fengita, campo onde plotam as três amostras analisadas. Extraído de Tappert *et al.* (2013).

A quantidade de cátions de sílica por fórmula unitária das três amostras variou entre 2,96pfu a 3,12pfu correspondendo a interface entre a série da fengita e da muscovita, representado na figura 15 por um retângulo vermelho.

5.6. Datação U/Pb em zircão detrítico

A classificação dos cristais de zircão teve como ferramenta imagens de elétrons retroespalhados obtidos em MEV (microscópio eletrônico de varredura) que permite visualizar diferenças composicionais no interior do cristal.

Devido às composições heterogêneas que um mesmo cristal pode apresentar a classificação se refere à região onde a incidência do *laser (spot)* foi marcado. As descrições são baseadas na posição do spot (núcleo, meio ou borda), na forma do grão (prismático, arredondado, oval, equidimensional, fragmento ou anedral) e na estrutura interna (zoneamento oscilatório, zeton zonado, núcleo herdado, sobrecrecimento, homogêneo branco e homogêneo escuro).

As tabelas com as idades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ seus erros e concordâncias estão disponíveis no anexo III.

5.6.1. Amostra LCM-03A

A amostra LCM-03A corresponde a uma faixa descontínua de quartzito com porções micáceas, segundo Coutinho (2012) esta faixa representa um *greenstone belts*, estando

associada a rochas ultramáficas, formações ferríferas e anfibolitos, para Paciullo (2003) ocorre associado ao paragnaisse (Na_{1+2} - unidade basal da Megassequência Andrelândia), sendo denominado de Na_{1+2q} .

Foram separados 175 grãos de zircão sendo 88 selecionados para datação U/Pb por LA-MC-ICPMS, totalizando 91 análises visto que 3 cristais possuíam dois *spots* cada um. Dessas análises 89% (equivalente a 81 *spots*) exibiam idades com concordância entre 95% e 100%, os demais 11% (10 *spots*) foram desconsiderados, uma vez que 2 *spots* apresentaram concordância menor do que 95% e os outros 8 devido a grande quantidade de Pb total comum (< 6%).

Os cristais analisados variavam de 109 μm a 312 μm , e a população pôde ser dividida em seis grupos principais (figura 16).

O primeiro grupo contou com 33 cristais com formato prismático, a maioria exibindo bordas arredondadas, tendo o *spot* localizado em região com coloração homogênea, onde 15 grãos são homogêneos brancos indicando alta concentração de Urânio, e 7 grãos são homogêneos escuros devido a maior concentração de Chumbo.

O segundo grupo é formado por 23 grãos arredondados a subarredondados (ovais) indicando provavelmente um maior retrabalhamento desde a área fonte. O *spot* foi marcado em região exibindo coloração homogênea, 15 são homogêneos brancos e 6 são homogêneos escuros.

O terceiro grupo é constituído por 7 grãos apresentando formato prismático com *spot* locado em zoneamento oscilatório concêntrico, característica típica de cristais de origem ígnea.

O quarto grupo compreende 6 fragmentos de grãos com a única borda ora arredonda, ora prismática, sendo o *spot* localizado em região homogênea, 4 são homogêneos brancos e 2 homogêneos escuros.

O quinto grupo abrange 4 grãos que tem como característica comum o *spot* localizado em um setor interno zonado, destes, 2 são cristais com formato prismático, 1 oval e 1 fragmento.

O sexto grupo é formado por 3 grãos arredondados a subarredondados (ovais) que exibem interno zoneamento oscilatório concêntrico, característica de cristais ígneos que possivelmente sofreram maior transporte desde a área fonte.

Um único cristal não se enquadra nos demais grupos, pois apresenta formato equidimensional (*equant*) com *spot* sobre setor homogêneo.

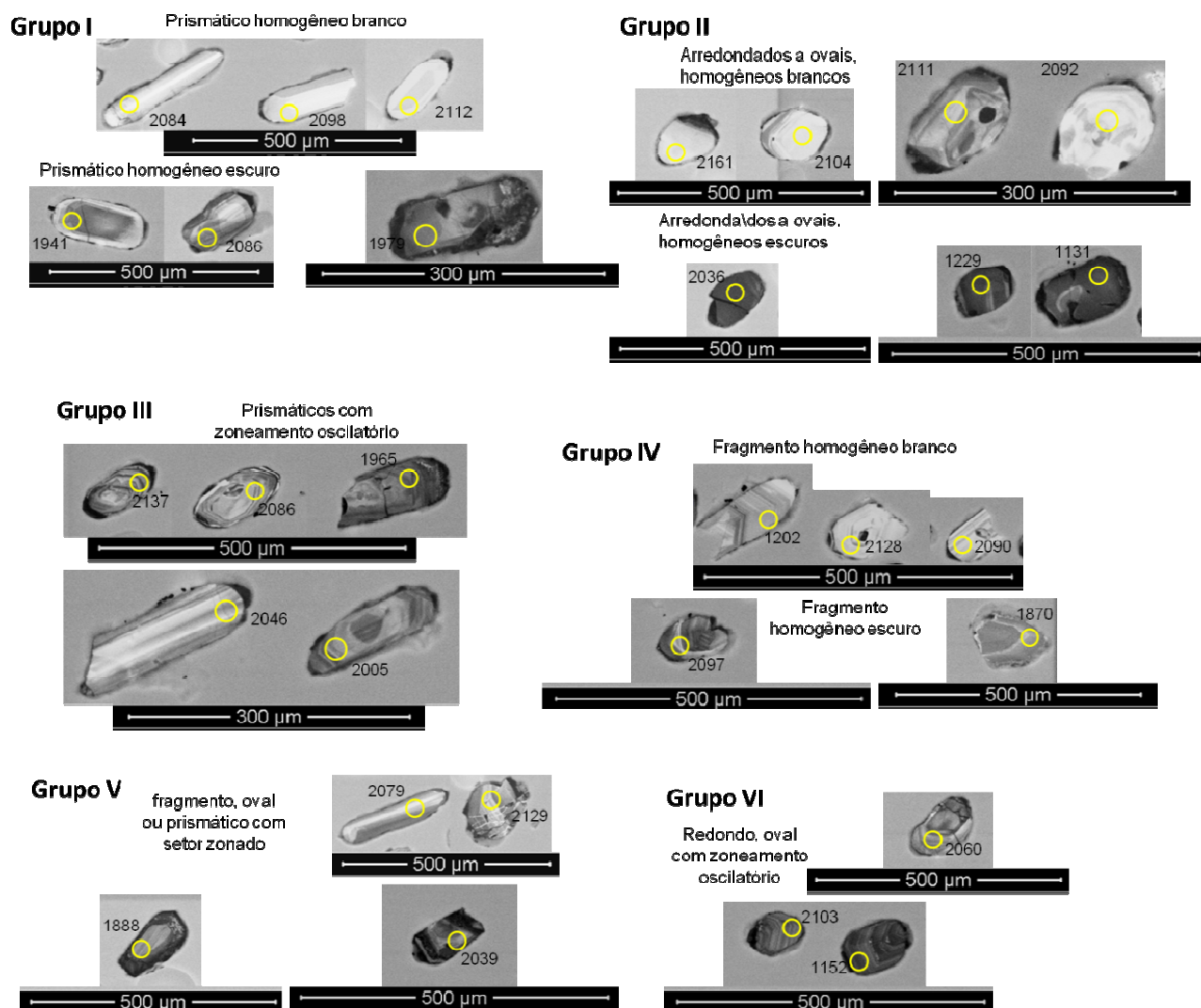


Figura 16: Imagens de elétrons retroespalhados dos cristais de zircão da amostra LCM-03A. Seis grupos foram separados por exibirem características comuns. O círculo amarelo representa a posição do *spot* (incidência do raio *laser*) acompanhado de sua respectiva idade.

As figuras 17 mostram a distribuição dos cristais de zircão em duas população principais, com predomínio de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, visto que a grande maioria das análises possui idades superiores 1300 Ma.

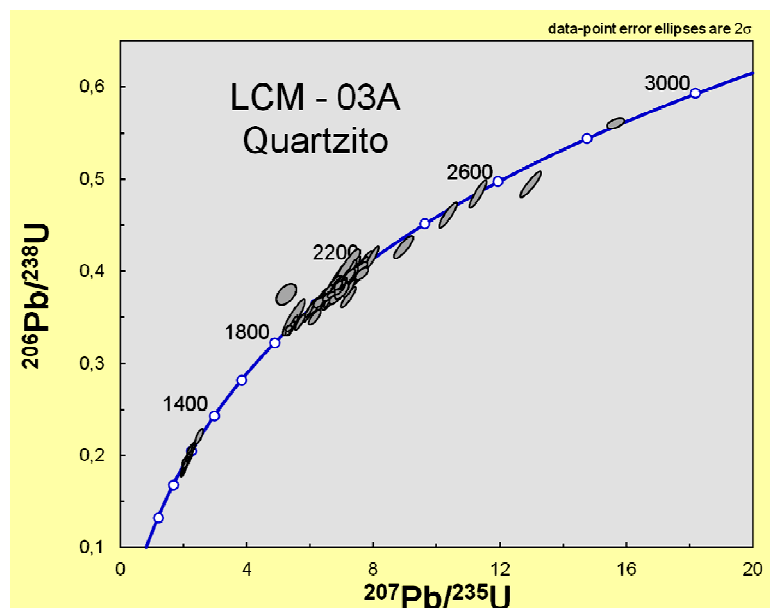
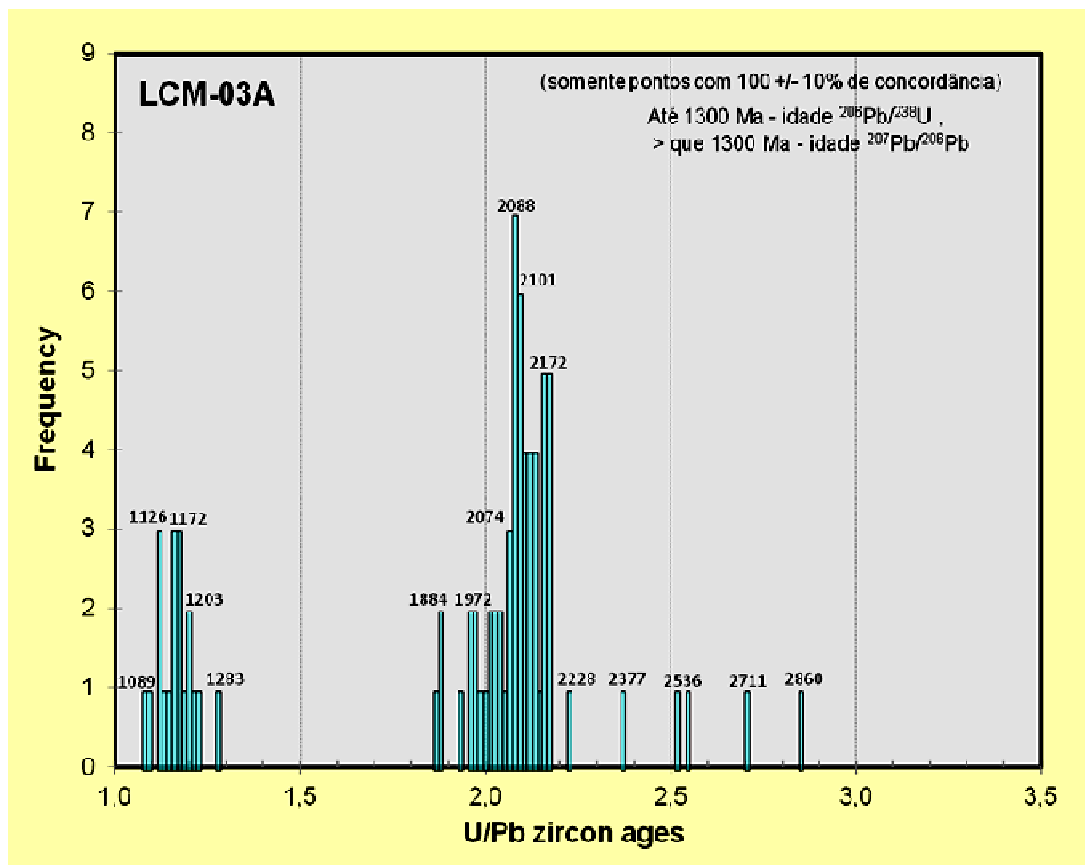


Figura 17: A- Histograma da amostra LCM -03A com distribuição das idades e picos das principais populações. **B-** Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ marcando duas populações principais, uma anterior a 1400 Ma e outra entre 1800 – 2200 Ma.

A população mais expressiva abrange 56 cristais variando de 1877 a 2228 Ma com pico de frequência em 2088 – 2101 Ma referentes ao Paleoproterozóico com destaque para o Riáciano (2300 – 2050 Ma).

A outra população tem idade principal em 1172 Ma tendo 19 cristais variando de 1089 – 1283 Ma, referentes ao Mesoproterozóico, com destaque para o Esteniano (1200 – 1000 Ma).

Cinco cristais forneceram idades que variam de 2377 a 2860 Ma, tais análises poderiam ser negligenciadas, pois possivelmente correspondem a núcleos de zircões herdados, sendo precedentes em relação à área fonte em questão.

Desta maneira, este quartzito tem duas fontes principais de proveniência, a mais significativa no meio do Paleoproterozóico e a outra no final do Mesoproterozóico, sendo a idade máxima para a sedimentação de 1089 Ma (idade Esteniana).

A população mais expressiva (paleoproterozóica) pode ser correlacionada às idades obtidas para o paragnaisse basal da pilha metassedimentar, que variam de 2079 a 2189 Ma, sugerindo deposição da sequência iniciada após 2,0 Ga segundo Westin e Campos Neto (2013 a). Indício que de possivelmente as duas rochas tiveram uma mesma área fonte.

Idades arqueanas e paleoproterozóicas são facilmente encontradas no Cráton do São Francisco. Idades de 2227 ± 22 Ma e 2211 ± 22 Ma (Ávila *et al.* 2010) são admitidas para a cristalização de rochas granodioríticas e granofíricas do corpo plutônico Brumadinho de Cima que pertence a suíte magmática Serrinha, localizada no Cinturão Mineiro. Essas rochas possivelmente poderiam representar áreas fontes para o quartzito LCM-03A.

5.6.2. Amostra LCM-86

A amostra LCM-86 corresponde a um quartzito impuro que ocorre como uma faixa estreita embutida no ortognaisse migmatítico do substrato, sendo denominado por Trouw *et al.* (2002) como APq.

Desta amostra foram separados 140 grãos de zircão, onde 88 foram selecionados para datação U/Pb em LA-MC-ICPMS, totalizando 91 análises visto que 3 cristais possuíam dois *spots* cada um. Dessas análises 86,8% (equivalente a 76 *spots*) exibiram idades com concordância entre 95% e 100%, os demais 13,2% (12 *spots*) foram desconsiderados, pois exibiam grande quantidade de Pb total comum (< 8%).

Os grãos analisados tinham tamanho variável de 90µm a 425µm, essa população foi dividida em seis grupos principais (figura 18).

O primeiro grupo é composto por 23 cristais com formato prismático, a maioria exibindo bordas arredondadas, o *spot* foi localizado em uma área com coloração homogênea, sendo 9 homogêneos brancos e 8 homogêneos escuros.

O segundo grupo abrange 17 cristais prismáticos com zoneamento interno oscilatório concêntrico, característica típica de cristais ígneos, as bordas apresentam certo arredondamento.

O terceiro grupo compreende 15 grãos de zircão arredondados a subarredondados (ovais) com *spot* posicionado em local com coloração homogênea, sendo 4 homogêneo branco e 6 homogêneo escuro; estas características provavelmente são reflexo de transporte.

O quarto grupo é representado por 11 fragmentos de grãos exibindo zoneamento interno oscilatório, correspondendo provavelmente a cristais originais ígneos que sofreram abrasão durante o transporte a partir da área fonte.

O quinto grupo é formado por 7 fragmentos de grãos com *spot* locado em região de coloração homogênea, sendo 1 homogêneo branco e 5 homogêneo escuro; este formato possivelmente foi causado por abrasão durante o transporte.

O sexto grupo conta com 4 cristais de zircão com formato arredondado a subarredondado (oval) e estrutura interna exibindo zoneamento oscilatório concêntrico; demonstrando que possivelmente os cristais originais eram ígneos e sofreram transporte moldando assim suas faces.

Dois grãos não se enquadram nos grupos descritos acima, um tem formato redondo e o *spot* foi marcado na borda em cima de um sobrecrecimento, o outro grão tem formato equidimensional com zoneamento oscilatório concêntrico.

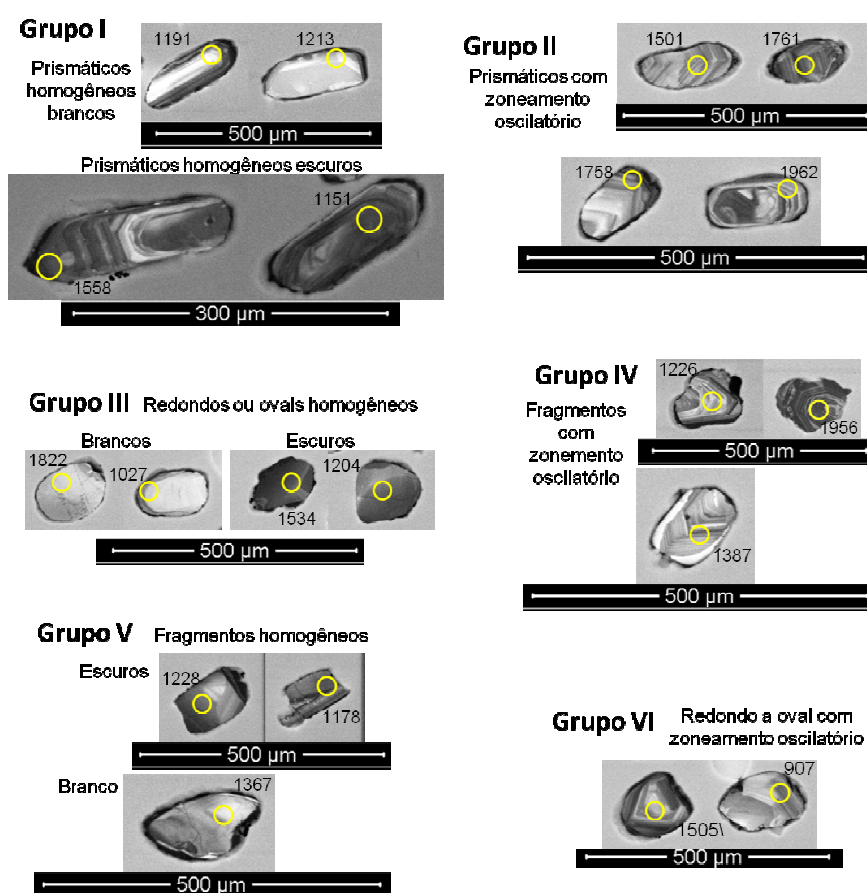


Figura 18: Imagens de elétrons retroespalhados dos cristais de zircão, referentes à amostra LCM – 86. Seis grupos foram separados por apresentarem características semelhantes. O círculo amarelo representa a posição do *spot* (incidência do raio *laser*) acompanhado de sua respectiva idade.

A figura 19 mostra que os cristais desse quartzito também estão distribuídos em duas populações principais, com destaque para idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ uma vez que a maioria das análises apresenta idade superior a 1300 Ma.

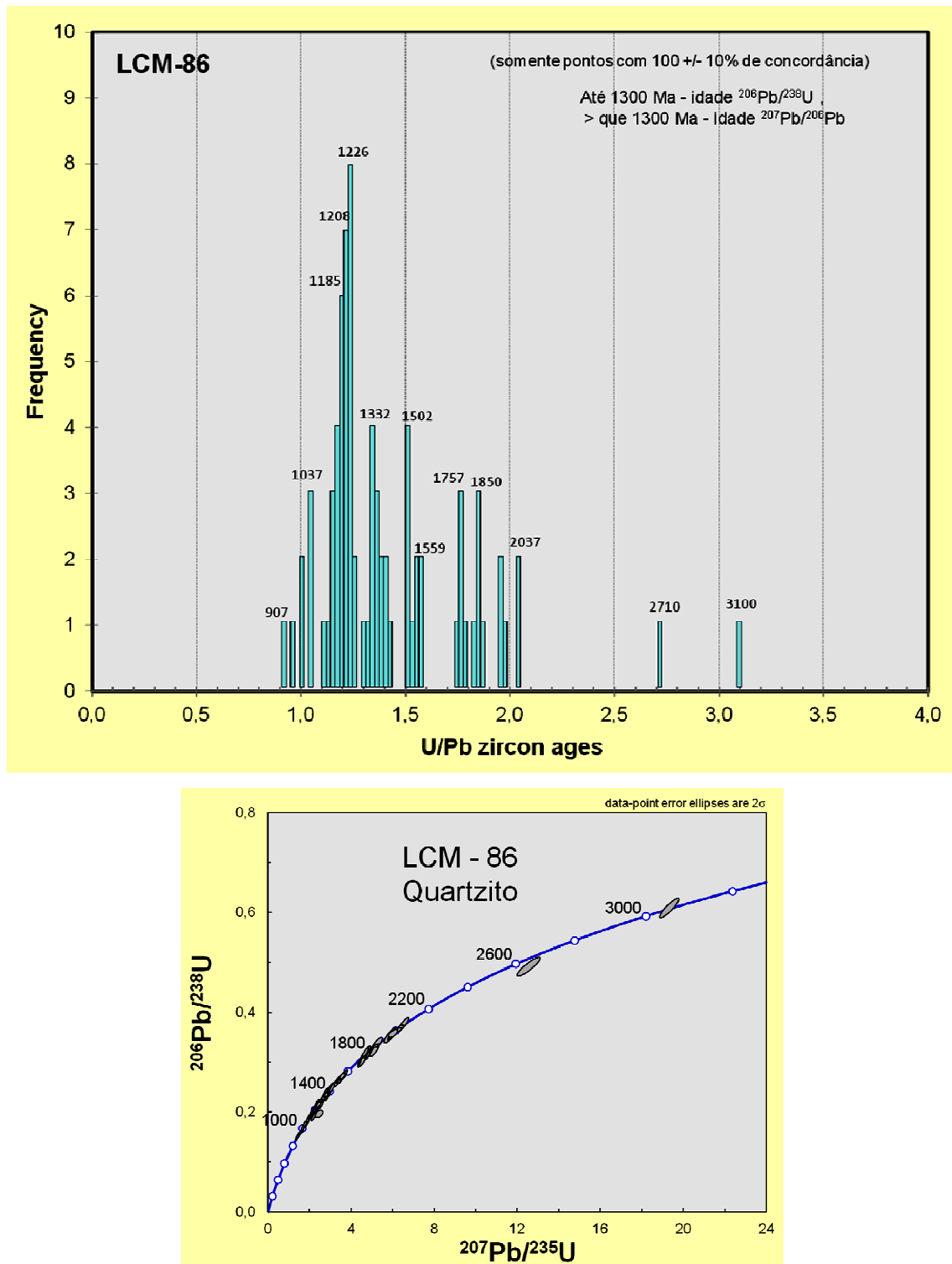


Figura 19: A- Histograma da amostra LCM -86 com distribuição das idades e picos das principais populações. **B-** Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ também marcando duas populações principais.

A população mais significativa possui idades entre 907 e 1567 Ma, compreendendo desde o Caliminiano (1600 – 1400 Ma no Mesoproterozóico) até o Toniano (1000 – 850 Ma no Neoproterozóico) estando distribuídos em 4 picos principais. Dentre eles, o mais jovem tem idade de 992 Ma (Toniano) contando com 7 cristais; seguido pelo pico mais expressivo de 1193 Ma (Esteniano, chegando a interface do Ectasiano) com 32 cristais, o terceiro possui pico de 1355 (Ectasiano) com 14 cristais e o último e mais velho compreende o pico de 1531 Ma (Caliminiano) com 9 cristais.

A segunda população possui idades entre 1746 a 2043 Ma correspondendo ao período entre o Riacciano e o Estateriano (2300 – 1600 Ma), exibindo 10 cristais em torno de 1804 Ma e 5 cristais em torno de 1993 Ma.

Há ainda 2 cristais que não se enquadram nessas duas populações, um apresenta idade de 2710 Ma e o outro de 3100 Ma, tais idades possivelmente correspondem a cristais que seriam anteriores a área fonte, desta maneira podem ser desconsiderados no estudo de proveniência.

Este quartzito apresenta duas fontes principais para a proveniência, a mais expressiva é do final do Mesoproterozóico, sendo a outra representada pelo final do Paleoproterozóico, com idade máxima para a deposição dos sedimentos de 907 Ma (idade Toniana).

As idades do quartzito LCM-86 são correlatas as lentes de quartzito encontrado em meio ao xisto da Formação Campestre que exibem idades máxima para deposição admitidas por Valadares et al. (2004) como 1045 Ma e por Westin e Campos Neto (2013 b) como 981 Ma.

Assim como indicado por Teixeira (2011) o quartzito pode também ser correlacionado ao Grupo Canastra do Orógeno Brasília, com idades Arqueanas/Paleoproterozóicas e idades Mesoproterozóicas representado pelas formações Chapada dos Pilões e Paracatu respectivamente, como pode ser observado na figura 20.

Idades mesoproterozóicas referentes ao evento mundialmente conhecido como Grenviliano foi recentemente registrado por Chaves et al. (2013) na Serra do Espinhaço Meridional, a rocha compreende uma brecha vulcânica de composição básica a intermediária, onde um grupo de idades com um intervalo restrito de 1200 a 1250 Ma sugere cristalização *in situ*.

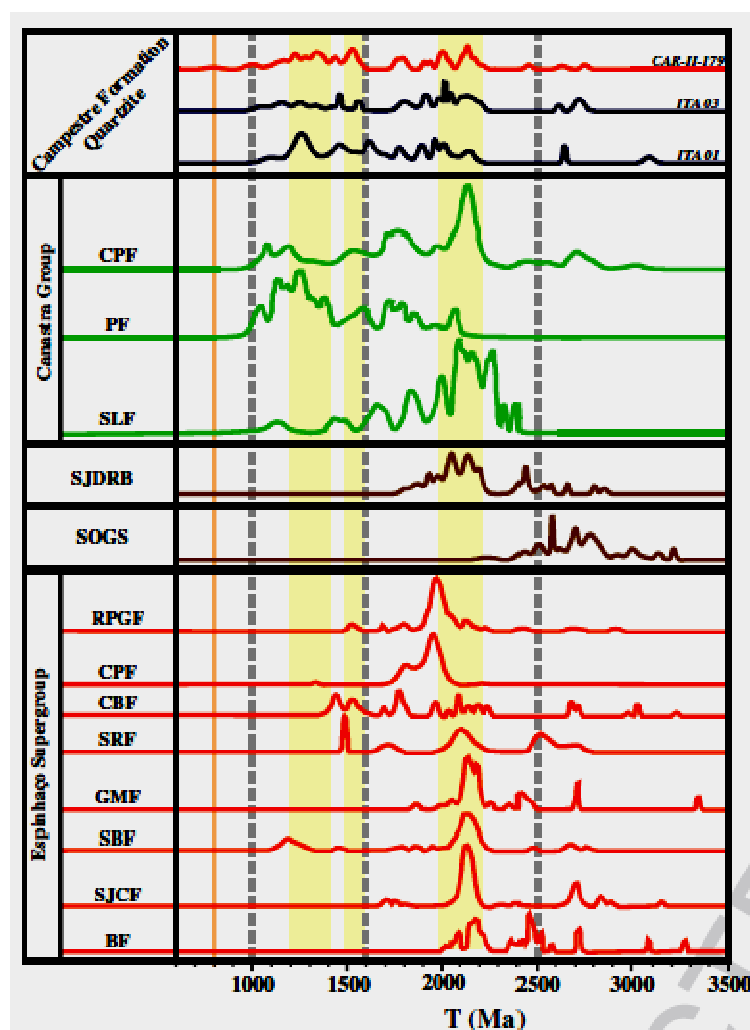


Figura 10: Comparação entre as idades U-Pb de zircão detrítico de quartzitos da Formação Campestre, Grupo Canastra, Bacia São João del Rei, Sequência Serra do Ouro Grosso e Supergrupo Espinhaço. Linha vertical laranja corresponde a idade mais jovem obtida no quartzito da Fm. Campestre. Barras verticais amarelas correspondem aos intervalos de idades mais representativos. Valores de ITA 01 e ITA 03 são exemplos da Fm Campestre, além deles, os exemplos da Bacia de São João del Rei e da Seq. Serra do Ouro Grosso foram extraídos de Valladares et al. (2004). As idades de proveniência do Gr. Canastra são de Rodrigues et al. (2010) e as idades das formações do Supergrupo Espinhaço foram retirados de Chemale et al. (2012). CPF: Formação Chapada dos Pilões, PF: Formação Paracatu, SLF: Formação Serra do Landim, SJDRB: Formação São João del Rei, SOGS: Sequência Serra do Ouro Grosso, RPGF: Formação Rio Pardo Grande, CPF: Formação Córrego Pereira, CBF: Formação Córrego da Bandeira, SRF: Formação Santa Rita, GMF: Formação Galho do Miguel, SBF: Formação Sopa-Brumadinho, SJCF: Formação São João da Chapada, BF: Formação Bandeirinhas. Extraído de Westin e Campos Neto (2013 b).

6. CONCLUSÕES

Os trabalhos de campo, revisão bibliográfica, estudo micropetrográfico, química mineral semi-quantitativa por MEV e datação U/Pb em zircão detrítico das três unidades de quartzitos possibilitaram as seguintes conclusões:

Os quartzitos que compõem as serras principais da região merecem atenção quanto à sua posição estratigráfica dentro da *Nappe* Carrancas, uma vez que constituem tanto a base da sequência, denominada originalmente como Formação São Tomé das Letras, quanto o topo da mesma, denominado então de Formação Chapada das Perdizes, conforme proposto por Coutinho (2012).

O quartzito denominado por Paciullo (2002) como Na1+2q por estar associado ao paragneisse rico em biotita está em contato direto e abrupto com ortogneisses migmatíticos, bandados ou cisalhados, com rochas ultramáficas e formações ferríferas. Sendo assim, este paragneisse não se estende até as faixas de quartzitos, estando localizado entre a Serra de Carrancas e a faixa alongada alóctone de quartzitos São Tomé das Letras.

O quartzito que aflora como uma faixa isolada e estreita em meio ao embasamento mais a sul da área, na altura da Serra do Moleque, também merece atenção, pois ocorre em contato direto e abrupto com ortogneisses intercalados a muscovita-quartzo-biotita xistos do embasamento.

Devido aos vários nomes e interpretações atribuídos aos quartzitos que ocorrem em meio ao embasamento, foi considerado menos arbitrário o uso de suas posições geográficas como referências para citá-los em meio a todo o texto.

Mineralogicamente, os três quartzitos mencionados acima são muito parecidos, tanto nos componentes principais quanto nos acessórios; desta maneira, seu mapeamento baseia-se nas rochas a que estão associados. A mineralogia básica é constituída por quartzo, muscovita com grande variação de porcentagem, formando até leitos de micaxistos, e minerais opacos representados por hematita com exsolução de ilmenita na forma de lamelas e gotas, além de magnetita por vezes como martita. Os leitos ricos em opacos, rutilo e zircão possivelmente correspondem às concentrações sedimentares de minerais pesados, porém não permitem qualificar o ambiente sedimentar. Os acessórios são mais variados e vão desde rutilo, zircão e monazita, que formam leitos associados aos minerais opacos, a turmalina, cianita, biotita, estaurolita, granada e pseudomorfos de anfibólios, dependendo da proximidade com outras rochas que exibem tais composições, como os xistos da Formação Campestre ou as formações ferríferas.

Em relação à microtectônica, houve uma singela diferença entre os quartzitos que afloram nas serras (Formação São Tomé das Letras e Formação Chapada das Perdizes) com os dois quartzitos que se encontram embutidos em meio ao embasamento. Os primeiros mostraram uma transição gradual com aumento da recrystalização, exibindo desde vestígios de deformação intracristalina (quartzo com extinção ondulante incipiente, contato levemente amebóide, *bulging* e domínios de subgrãos) passando por uma recrystalização

dinâmica (cristais de quartzo com contato interlobado e migração da borda de grão do tipo janela e draga) chegando a uma recristalização estática (cristais de quartzo com contato reto a poligonizado). As porções que contém muscovita exibem feições de cisalhamento simples não-coaxial por meio de pares S-C e *mica fish* (tipos 2, 4 e 6). Os quartzitos do embasamento possuem vestígios de recristalização dinâmica (contatos interlobados incipientes e migração da borda de grão do tipo draga e janela), sendo a estática a mais evidente (contato reto a poligonizado com palhetas de muscovita parcial ou totalmente englobadas pelo quartzo); as porções xistosas, através dos pares SC e das *micas fish* (grupo 2,4 e 6), também marcam cisalhamento simples não-coaxial.

As análises de química mineral qualitativa e semi-quantitativa por MEV, usadas para detalhar as fases opacas e micáceas, serviram para confirmar as observações micropetrográficas dos minerais opacos e, em relação à muscovita, possibilitaram o cálculo das fórmulas químicas aproximadas com base em 11 oxigênios, resultando em fengita (solução sólida da muscovita rica em Si e Fe-Mg).

As imagens de elétrons retroespalhados referentes às populações de zircão dos dois quartzitos datados (LCM-03A e LCM-86) permitiram a classificação dos mesmos, tendo em comum cristais originalmente ígneos com formato prismático e zoneamento interno oscilatório, além de cristais arredondados, ovais e alguns fragmentos, indicando possivelmente maior transporte e abrasão desde a área fonte.

Na datação isotópica U/Pb de zircão detrítico por LA-ICP-MS, o quartzito que ocorre entre as Serras de Carrancas e das Bicas (LCM-03A), em meio ao embasamento ortognáissico, teve a distribuição dos seus cristais em duas populações muito bem marcadas, separadas por um hiato de aproximadamente 600 Ma. A mais expressiva varia de 1877 a 2228 Ma, com pico de frequência em 2088 – 2101 Ma, referente ao Paleoproterozóico, com destaque para o Riáciano. A segunda população varia de 1089 a 1283 Ma, com pico em 1172 Ma, referente ao Mesoproterozóico, com destaque para o Esteniano, sendo a idade máxima para a sedimentação de 1089 Ma (idade Esteniana), balizada pelo cristal mais jovem.

O quartzito (LCM-86), que ocorre embutido no embasamento na altura da Serra do Moleque, teve seus cristais de zircão distribuídos de maneira mais homogênea; mesmo assim, foi possível distinguir duas populações, separadas por um hiato de apenas 200 Ma. A população mais significativa possui idades entre 907 e 1567 Ma, desde o Caliminiano até o Toniano, distribuídos em 4 picos principais (992 Ma, 1193 Ma, 1355 Ma e 1531 Ma); a segunda população possui idades entre 1746 a 2043 Ma (período entre o Riáciano e o Estateriano), exibindo idade máxima para a sedimentação de 907 Ma (idade Toniana).

Levando em consideração que a Faixa Brasília é o produto da colisão entre a margem passiva do paleocontinente do São Francisco a leste, com a margem ativa do bloco do Paranapanema a oeste, e sabendo que o Sistema de Nappes Carrancas é considerado como pertencente a este orógeno, as possíveis áreas fontes para este sistema devem estar relacionadas com o atual Cráton do São Francisco.

Idades arqueanas e paleoproterozóicas são amplamente encontradas no Cráton do São Francisco e nas suas margens, como no cinturão mineiro; tais rochas são potencialmente as fontes para a população mais antiga do quartzito LCM-03A.

A população mais antiga do quartzito referente à amostra LCM-03A pode ser correlacionada aos paragneisses ricos em biotita com idades que variam de 2079 a 2189 Ma (Westin e Campos Neto 2013a); desta maneira, uma área fonte em comum pode ser atribuída para as duas rochas. Mas isso não significa que os quartzitos estão associados a estes paragneisses, mesmo porque a população mais jovem indica que esta rocha só pode ter sido formada em uma bacia antecessora, possivelmente Neoproterozóica. Esta idade também demonstra que tais quartzitos não podem pertencer a faixas do tipo *greenstone belt* arqueanas e paleoproterozóicas, como interpretadas em alguns trabalhos.

A faixa isolada de quartzito (LCM-86), que aflora na altura da Serra do Moleque, é correlacionada aos quartzitos que ocorrem em meio ao xisto da Formação Campestre (datados por Valadares et al. 2004 e Teixeira 2011) com idades máxima para sedimentação de 1040 Ma e 981 Ma, respectivamente. Idades grenvillianas foram recentemente encontradas no cráton do São Francisco e poderiam, junto a novas descobertas, representar uma possível área fonte para essas rochas. Sendo assim, esta faixa é interpretada como correspondente ao mesmo quartzito presente nas serras da região (Formações São Tomé das Letras e Chapada das Perdizes) e possivelmente foi tectonicamente embutido no embasamento com o cavalgamento das *Nappes*.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ávila C.A., Teixeira W., Cordani U.G., Moura C.A.V., Pereira R.M. 2010. Rhyacian (2.23–2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *Journal of South American earth Sciences*, **29**: 464-482.

- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C., Fuck R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana, an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**: 155-166.
- Campos Neto M.C. & Caby R. 2000. Terrane accretion and upward extrusion of highpressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, **2**: 669-687.
- Campos Neto M.C. 2000. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic in Southwestern Brazil. *In*: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos S, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, 31, International Geological Congress, p.335-365.
- Campos Neto M.C., Basei M.A.S., Vlach S.R.F., Caby R., Szabó G.A.J., Vasconcelos P. 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem brasiliense no sul do Cráton do São Francisco, SE – Brasil. *Revista do Instituto de Geociências*, **4**: 13 - 40.
- Campos Neto M.C., Janasi V.A., Basei M.A.S., Siga Jr O. 2007. Sistema de Nappes Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Rev. Bras. Geoc.*, **37**: 47- 60.
- Campos Neto M.C., Basei M.A.S., Janasi V.A., Moraes R. 2011. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: an Ediacaran western gondwana collage, south of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences*, dez. Vol. 32, Issue 4, p.393–406.
- Chaves M.L.S.C., Silva M.C.R., Scholz R., Babinski M. 2013. Grenvillian age magmatism in the Southern Espinhaço Range (Minas Gerais): evidence from U-Pb zircon ages. *Braz. J. Geol.*, São Paulo, **43**(3):477-486.
- Coutinho L. 2012. *Estrutura, litoestratigrafia e metamorfismo do grupo Carrancas na frente orogênica da Faixa Brasília Meridional*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 141p.
- Duarte L.C., Juchem P.L., Pulz G.M., Brum T.M.M. 2003. Aplicações de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e sistemas de energia dispersiva (EDS) no estudo de gemas: exemplos brasileiros. *Pesquisa em Geociências*, IG, UFRGS. **30**(2): 3-15.
- Faure G. (ed.) 1977. *Principles of Isotope Geology* 2ªed. 1986.
- Fedo C.M., Shircombe K.N., Rainbird R.H. 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. *In*: Hancher J.M., Hoskin P.W.O. (eds.) *Zircon – Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Mineralogical Society of America and Geochemical Society. V.53, p.277-303.
- Fleet M.E. 2003. Sheet silicates: Micas. *In*: Deer, Howie e Zussman (eds.) *Rock-forming minerals*. London, The Geological Society, p. 1-758.

- Formoso M.L.L. 1984. Difractometria de raios X. *In: Gomes C.B. (ed.) Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia. Pró-minério*, p.1-43.
- Gengo, R.M. 2010. Petrografia das rochas metaultramáficasda região entre as serras de Carrancas, Bicas e Moleque, sul de Minas Gerais. Monografia do trabalho de formatura, Instituto de geociências, Universidade de São Paulo, 43p.
- Heilbron M. 1985. O metamorfismo da área de Itutinga- Madre de Deus- MG. *In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 3, Núcleo Sudeste*, p. 23.
- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis R.R. 1993. Reconstrução de uma bacia fragmentada: o caso do Ciclo Depositional Andrelândia. *In: Simpósio do Cráton do São Francisco, 2*, p. 3.
- Paciullo F.V.P., Fonseca A.C., Andreis R.R., Ribeiro A., Trouw R.A.J., Wiedemann C.M. 1996. Contribuição à geologia do Sul de Minas Gerias edição das folhas 1:50.000 Itumirim, Itutinga, Madre de Deus, Luminárias, Minduri e Andrelândia. *Anuário do Instituto de Geociências.*, **19**: 123-142.
- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis R.R., Trouw R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília Belt, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**: 200-202.
- Paciullo F.V.P., Trouw R.A.J., Ribeiro A. 2002. Geologia da Folha Andrelândia. *In: A.C. Pedrosa-Soares, C.M. Noce, R.A.J. Trouw, M. Heilbron (orgs.), Projeto sul de Minas – Etapa I. COMIG, UFRJ e UFMG. Cap. 4, 34 p.*
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J.(eds.) 2005. *Microtectonics*. New York, Springer Berlin Heiderberg 366p.
- Quéméneur J.J.G., Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Heilbron M., Trouw R.A.J., Valença J.G., Noce C.M. 2002. Mapa geológico – Folha Lavras. SF 23-X-C-I. Projeto Sul de Minas: COMIG, escala 1:100.000.
- Ribeiro A., Trouw R.A.J., Andreis R.R., Paciullo F.V.P., Valença J. 1995. Evolução das bacias Proterozóicas e o termo tectonismo-brasiliano na margem sul do cráton São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **25**: 235-248.
- Ribeiro A. & Heilbron M. 1982. Estratigrafia e metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador,32, 9 p.*
- Silva M.P. 2010. *Modelamento metamórfico de rochas das fácies xisto verde e anfibolito com uso de pseudosseções: exemplo das rochas da Klippe Carrancas, sul de Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 147 p.
- Tappert M.C., Rivard B., Giles D., Tappert R., Mauger A. 2013. The mineral chemistry, near-infrared, and mid-infrared reflectance spectroscopy of phengite from the Olympic Dam IOCG deposit, South Australia. *Ore Geology Reviews*, **53**: 26-38.

- Teixeira W.A. 2011. *O Grupo Carrancas e a frente da Nappe Andrelândia na borda sul do Cráton do São Francisco: Proveniência sedimentar e implicações tectônicas*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 154 p.
- Tröger W.G. 1979. Optical determination of rock forming mineral.
- Trouw R.A.J., Ribeiro A., Paciullo F.V.P. 1980. Evolução estrutural e metamórfica de uma área a Se de Lavras – Minas Gerais. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. Balneário de Camboriú*, 31, 11 p.
- Trouw R.A.J., Ribeiro A., Paciullo F.V.P. 1983. Geologia estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. *In: Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 55, p. 14.
- Trouw R.A.J., Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Heilbron M. 1984. Os Grupo São João del Rei, Carrancas e Andrelândia interpretados como uma continuação dos Grupos Araxá e Canastra. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, 9 p.
- Trouw R.A.J., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Valeriano C.M., Almeida H.C.J., Tupinambá M., Andreis R.R. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. *In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) Tectonic Evolution of South America*, 31, International Geological Congress, p.335-365.
- Trouw R.A.J., Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Bittar S., Almeida J.C.H. 2002. Mapa geológico – Folha Caxambu. SF 23-X-C-IV. Projeto Sul de Minas: COMIG, escala 1:100.000.
- Trouw R.A.J., Peternel R., Ribeiro A., Heilbron M., Vinagre R., Duffles P., Trouw C.C., Fontainha M., Kussama H.H. 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American earth Sciences*, **48**: 43-57
- Valladares C.S., Machado N., Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Heilbron M., Gauthier G. 2004. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions of the Brasília Belt, southern border of São Francisco craton: implications for the evolution of Proterozoic basins. *In: South American Symposium on Isotope geology*, 3, Santiago, p. 3.
- Westin A. & Campos Neto M.C. 2013a. New U-PB age and ϵ_{HF} signature data of metasedimentary and metabasic rocks of the front of the Southern Brasília Orogen, south of São Francisco Craton, Brazil. *In: Mineralogical Magazine, Goldschmidt Conference, Itália*. **77**(5)2483. p. 49.
- Westin A. & Campos Neto M.C., 2013b. Provenance and tectonic setting of the external nappe of the Southern Brasília Orogen. *Journal of South American earth Sciences*, **48**: 220-239.

Mapa de pontos - Sistema de Nappes Carrancas

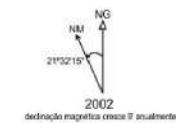


Legenda

Litologias

- Fm ferrífera
- Gnaiss
- Granito
- Metabásica
- Metaconglomerado
- ▲ Ms-xisto (Gr Carr)
- ▲ Ms-xisto (Na1+2)
- Quartzito (Gr Carr)
- Quartzito (Na1+2)
- Quartzito (embas)
- Ultramáfica
- ▲ Xisto (Fm. Campestre)
- ▲ Xisto (embas.)

Escala Numérica
1:100.000



Mapa de base topográfico e geológico referente à Folha Caxambu (SF 23-X-C-IV) de Trouw et. al. 2002 e a Folha Lavras (SF 23-X-C-I) de Quéméneur et. al. 2002

Neste anexo encontram-se as análises semi-quantitativas obtidas por MEV via EDS em três amostras (LCM-19I, LCM-149C e LCM-154A). Todos os dados das muscovitas são expressos em porcentagem por peso e porcentagem em peso atômico, este último usado para calcular as fórmulas químicas das fengitas; os demais minerais (opacos, zircão, monazita e apatita) possuem os dados em porcentagem em peso.

Tabela com os dados referentes à **muscovita-fengita**.

	LCM-19I	LCM-19I	LCM - 149C	LCM - 149C	LCM - 154A	LCM - 154A
	% em peso	% em peso atômico	% em peso	% em peso atômico	% em peso	% em peso atômico
O	44.99	62.86	44.74	62.47	43.94	61.93
Mg	0.71	0.65	0.67	0.61	0.97	0.90
Al	14.34	11.88	14.62	12.10	14.33	11.98
Si	21.29	16.94	21.50	17.10	21.87	17.56
K	9.39	5.37	9.45	5.40	9.24	5.33
Ti	0.73	0.34	0.95	0.44	0.66	0.31
Fe	4.90	1.96	4.67	1.87	4.40	1.78
Na	n.a	n.a	n.a	n.a	0.22	0.21
Total	96.35	100	96.60	99.99	95.64	100

Legenda: n.a - não analisado. Os dados de peso atômico foram normalizados com base em 11 oxigênios, resultando na fórmula química de fengita.

Tabela com os dados dos **minerais opacos**.

	LCM-19I	LCM-149C	LCM-149C	LCM-154A
O	28.90	30.42	31.22	24.85
Fe	70.99	63.71	39.01	72.08
Ti	n.a	6.75	29.37	n.a
Mn	n.a	n.a	1.47	n.a
Total	100.87	101.07	100.32	96.93

Tabela com dados de **zircão**.

	LCM-19I	LCM-154A
O	33.61	33.54
A	0.66	0.81
Si	15.59	11.11
Fe	2.23	5.80
Sr	0.49	0.33
Zr	50.94	45.63
Hf	1.00	1.15
Total	105.09	101.00

Tabela com dados de **monazita**.

	LCM-149C
O	22.21
Si	1.36
P	10.96
Ca	0.51
Fe	0.68
La	6.97
Ce	19.09
Nd	7.96
Sm	1.28
Gd	1.56
Th	13.25
Total	85.83

Tabela com dados de **apatita**.

	LCM-19I
O	38.38
F	2.11
P	20.60
Ca	40.62
Total	101.71

Ponto	Classificação	²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U Idade (Ma)	erro (1σ)	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U Idade (Ma)	erro (1σ)	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb Idade (Ma)	erro (1σ)	conc. (%)
1.1	c,p,h	2493,07	50,51	1282,58	18,38	1285,78	15,03	100
2.1	m,p,h	6948,11	90,73	2101,74	16,18	2105,45	8,43	100
3.1	c,eq,hd	2062,68	30,64	1121,98	10,47	1135,37	12,26	99
4.1	e,p,osc	7001,63	91,61	2066,90	16,26	2158,38	8,47	96
5.1	e,ov,h	2140,57	27,90	1160,42	9,55	1173,80	9,68	99
6.1	e,ov,sz	6815,65	90,52	2042,91	16,12	2128,86	8,42	96
7.1	m,p,osc	2195,01	28,31	1176,74	9,58	1182,03	9,46	100
8.1	e,p,hb	6913,91	91,35	2085,03	16,27	2121,37	8,80	98
9.1	e,p,hb	6881,66	91,32	2094,13	16,47	2097,72	8,60	100
10.1	m,p,hb	6704,95	122,67	2081,54	27,14	2083,97	9,13	100
11.1	m,p,sz	6872,12	89,98	2082,09	16,55	2078,61	8,48	100
12.1	m,p,h	6305,30	119,41	2011,86	30,26	2013,45	10,14	100
13.1	e,p,h	2034,18	33,73	1138,82	10,41	1136,91	18,75	100
14.1	e,p,h	2059,93	67,59	1125,91	31,75	1122,18	13,59	100
16.1	e,ov,h	7527,84	78,93	2161,05	23,86	2167,75	8,40	100
17.1	m,ov,hb	7391,20	79,21	2182,47	24,76	2184,51	11,92	100
18.1	m,ov,h	7317,15	73,64	2154,80	23,62	2162,54	8,79	100
19.1	e,rd,h	11313,42	112,60	2542,46	26,88	2550,53	8,32	100
20.1	m,p,h	7621,78	137,54	2181,59	36,27	2180,57	8,30	100
21.1	c,ov,hb	7064,91	75,17	2080,97	23,13	2135,63	9,20	97
22.1	e,p,h	10362,28	113,70	2441,00	25,66	2520,94	8,70	97
23.1	c,ov,hb	2038,17	20,65	1099,40	12,91	1184,19	10,07	93
23.2	e,ov,hd	2207,20	51,99	1184,89	25,59	1183,88	11,24	100
24.1	c,p,hb	7401,62	76,34	2145,06	24,03	2145,61	8,94	100
25.1	m,ov,hd	2202,41	22,69	1186,02	13,84	1185,46	10,26	100
26.1	e,ov,hb	7319,15	81,94	2152,04	16,43	2161,26	7,77	100
27.1	e,p,hb	7024,37	66,98	2105,53	12,34	2111,59	6,71	100
28.1	c,rd,hb	7044,63	84,30	2100,24	17,17	2103,59	7,59	100
29.1	e,rd,hb	7626,95	84,01	2156,27	12,93	2160,57	9,45	100
30.1	c,rd,hb	6928,24	69,67	2080,35	13,14	2090,40	8,92	100
31.1	e,fr,hd	5371,38	59,27	1876,54	14,84	1869,66	5,78	100
32.1	e,ov,hb	6124,29	83,48	1991,94	16,88	1995,37	7,52	100
33.1	e,ov,hb	6937,20	76,26	2104,96	15,62	2112,56	6,27	100
34.1	e,ov,osc	6132,27	79,52	1932,16	16,53	2059,53	6,30	94
35.1	e,p,hd	5495,41	143,82	1932,64	39,23	1941,24	15,20	100
36.1	e,p,hb	7565,01	97,14	2169,64	18,23	2171,91	9,84	100
37.1	m,ov,hd	6429,52	62,30	2027,22	11,96	2035,66	6,01	100
39.1	e,p,hb	2169,63	49,86	1161,28	20,45	1210,95	23,00	96
41.1	m,p,sz	5449,33	65,24	1890,27	20,71	1887,77	12,66	100
42.1	e,p,hd	6811,05	78,32	2086,82	22,39	2086,05	12,69	100
43.1	m,p,hb	1955,30	26,56	1088,81	12,52	1089,14	26,64	100
44.1	m,ov,h	6596,23	69,55	2029,08	19,71	2067,20	13,21	98
45.1	e,r,hb	7241,67	75,49	2083,12	20,00	2174,34	12,17	96
46.1	e,ov,hb	6747,69	71,97	2081,95	20,40	2076,64	13,41	100
47.1	e,p,hd	7216,90	91,42	2036,61	20,95	2180,50	14,21	93
48.1	e,p,hd	7219,73	78,00	2110,31	20,56	2099,33	13,24	101
49.1	e,p,osc	5943,59	67,13	1957,83	20,20	1965,39	12,52	100
50.1	e,p,hd	12974,67	137,67	2587,40	24,25	2711,08	11,98	95

Ponto	Classificação	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ Idade (Ma)	erro (1 σ)	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ Idade (Ma)	erro (1 σ)	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ Idade (Ma)	erro (1 σ)	conc. (%)
52.1	m,rd,hb	7951,63	84,19	2234,98	23,04	2227,70	8,95	100
53.1	e,p,hb	2191,19	23,15	1163,26	12,84	1167,27	11,00	100
54.1	e,p,hd	7065,99	88,50	2119,96	24,79	2115,04	6,58	100
55.1	e,p,osc	6812,31	69,46	2054,98	20,94	2085,05	7,15	99
56.1	c,ov,hb	6022,44	72,08	1972,22	20,51	1978,48	9,59	100
57.1	e,fr,hb	7278,55	76,11	2170,45	22,04	2127,80	8,98	102
58.1	e,p,hb	5944,30	56,87	1955,96	19,71	1965,66	6,63	100
59.1	e,p,hb	2267,26	27,07	1192,62	15,08	1190,60	9,36	100
60.1	e,p,hb	7074,26	203,13	2147,43	52,75	2143,49	11,28	100
61.1	e,fr,sz	6454,75	98,37	2034,86	27,24	2038,61	7,05	100
62.1	m,p,hb	7071,52	71,19	2122,72	21,66	2129,94	6,20	100
63.1	e,rd,osc	6970,53	67,04	2098,09	21,42	2102,55	6,10	100
64.1	e,ov,osc	2112,34	18,16	1151,53	5,72	1163,45	9,49	99
65.1	e,fr,hd	6983,47	56,16	2105,78	8,51	2097,49	7,38	100
66.1	e,p,h	2289,24	21,51	1216,44	6,57	1217,25	9,57	100
67.1	e,p,h	5323,63	38,36	1875,51	5,66	1880,41	7,05	100
68.1	c,p,hb	6256,56	64,15	2007,95	9,82	2014,83	11,24	100
70.1	e,rd,h	15660,16	112,93	2868,08	8,79	2859,77	6,61	100
71.1	c,rd,hd	2332,85	18,11	1228,61	4,78	1223,03	8,70	100
72.1	e,fr,hb	6664,63	49,42	2048,98	6,66	2090,33	7,54	98
73.1	m,p,h	6884,54	54,71	2095,59	8,93	2091,74	6,82	100
74.1	c,p,h	6544,15	60,82	2040,80	10,24	2043,22	7,78	100
75.1	m,p,osc	7226,09	80,10	2143,59	14,92	2136,76	8,41	100
76.1	e,ov,hd	2116,97	28,48	1130,87	11,99	1133,39	13,02	100
77.1	e,ov,h	2197,75	30,38	1204,59	12,59	1210,17	13,62	100
78.1	e,fr,hb	2249,35	33,26	1202,34	14,80	1199,48	13,96	100
79.1	c,p,hb	7584,69	95,16	2186,74	21,83	2178,50	11,27	100
80.1	e,p,hd	5994,83	62,83	1973,01	15,77	1978,85	10,20	100
82.1	c,ov,hb	6897,45	214,71	2109,51	55,92	2110,50	11,77	100
83.1	c,rd,hb	6821,97	74,14	2084,78	16,91	2091,60	10,84	100
84.1	e,fr,hb	8951,41	124,16	2287,86	22,51	2377,26	11,59	96
86.1	e,p,osc	5696,96	70,65	1910,23	18,12	2005,00	11,12	95
87.1	e,p,osc	5250,41	129,55	2050,27	21,29	2045,75	11,01	100
38.1	e,p,hd	12182,96	146,77	2440,48	17,65	2750,97	8,80	89
47.2	e,p,hb	1673,07	33,08	838,27	11,46	1386,81	22,61	60
15.1	e,ov,osc	7115,86	69,16	2117,88	22,78	2126,32	8,41	100
40.1	e,rd,hd	701,18	19,39	543,52	7,44	542,19	46,41	100
51.1	e,fr,hd	6710,49	65,39	2080,82	21,15	2086,70	6,54	100
69.1	m,p,hb	7144,57	147,09	2164,75	31,26	2162,63	15,83	100
74.2	e,p,osc	6728,85	76,49	2088,45	14,57	2085,45	7,81	100
81.1	e,eq,r	7110,48	208,23	2121,56	45,57	2131,30	13,69	100
85.1	e,p,hd	318,03	20,96	491,79	16,52	497,82	24,89	99
88.1	m,p,hd	2745,22	87,44	1385,07	40,44	1379,07	13,64	100

Tabela da amostra **LCM-03A**: idades isotópicas Pb/U, respectivos erros e concordância. Porção rachurada representa dados com alta concentração de Pb comum ou com baixa concordância.

Ponto	Classificação	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ Idade (Ma)	erro (1 σ)	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ Idade (Ma)	erro (1 σ)	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ Idade (Ma)	erro (1 σ)	conc. (%)
1.1	m,fr,hd	2194,63	48,27	1123,57	18,91	1182,49	8,59	95
2.1	c,fr,osc	2337,85	53,48	1225,97	20,82	1220,23	11,55	100
3.1	m,fr,osc	2920,65	63,19	1380,04	22,57	1375,79	8,34	100
4.1	e,ov,osc	2747,95	59,89	1334,75	21,96	1331,25	9,45	100
5.1	m,p,hd	5231,87	112,29	1860,75	29,31	1854,27	6,67	100
6.1	m,p,h	2271,86	48,61	1204,24	19,94	1201,27	7,85	100
7.1	e,ov,hd	2327,37	50,46	1218,12	20,13	1213,01	9,79	100
10.1	e,fr,hd	2345,42	50,44	1211,12	19,99	1211,87	8,22	100
11.1	m,p,osc	2213,06	53,60	1188,54	20,40	1192,69	20,23	100
12.1	e,p,hd	2294,24	49,58	1213,85	20,28	1212,14	7,00	100
13.1	c,fr,osc	5907,27	126,75	1951,72	30,77	1956,22	6,27	100
14.1	m,p,hb	3638,74	55,12	1553,36	12,53	1555,56	8,50	100
14.2	e,p,hd	3597,67	53,32	1554,28	12,51	1556,65	6,02	100
15.1	e,ov,h	2194,68	33,33	1173,96	9,80	1173,30	9,24	100
16.1	e,p,hb	2249,35	35,28	1191,11	10,53	1190,53	11,31	100
18.1	m,p,h	6023,89	89,64	1973,76	15,37	1971,16	5,90	100
19.1	e,p,hb	2329,02	37,59	1230,73	13,13	1233,59	8,81	100
20.1	m,rd,hd	2229,31	34,00	1188,27	10,05	1192,48	7,59	100
21.1	m,fr,osc	2453,09	36,59	1255,81	10,62	1257,49	6,64	100
22.1	m,p,hb	2248,65	35,57	1213,10	10,78	1212,54	13,99	100
23.1	m,p,osc	2260,48	34,10	1200,74	9,99	1203,11	8,05	100
24.1	c,p,hd	2721,83	50,36	1346,16	16,04	1343,93	15,46	100
25.1	m,fr,osc	2795,46	41,62	1353,46	11,06	1359,82	6,80	100
26.1	m,p,hb	3372,96	33,12	1508,30	7,09	1506,77	8,75	100
26.2	m,p,osc	3300,23	29,68	1489,42	3,98	1495,25	7,72	100
27.1	e,fr,osc	6426,97	56,90	2038,46	5,20	2031,67	6,38	100
28.1	m,p,psc	3403,22	29,79	1497,50	4,49	1500,69	7,93	100
29.1	e,p,hd	2742,28	24,71	1335,85	3,58	1365,51	7,72	98
30.1	m,fr,osc	5177,29	47,18	1847,33	5,66	1855,67	7,24	100
31.1	e,p,h	1554,90	19,70	947,85	4,36	944,66	18,82	100
33.1	e,eq,osc	2105,51	23,15	1168,66	5,03	1164,36	11,14	100
34.1	m,p,hd	1779,33	32,47	1044,96	10,15	1045,35	40,04	100
35.1	e,p,hb	2305,60	20,79	1207,60	3,31	1223,11	8,30	99
37.1	e,p,hd	4597,32	40,40	1743,24	4,43	1746,10	6,65	100
38.1	e,ov,hb	1746,64	34,78	1027,12	16,63	1030,86	13,56	100
39.1	e,ov,osc	1432,33	28,94	907,33	13,98	915,61	14,38	99
40.1	m,rd,osc	3360,33	65,68	1499,74	22,25	1505,00	10,14	100
41.1	m,p,osc	4536,92	87,57	1704,82	24,37	1760,62	6,96	97
42.1	m,rd,hd	3497,20	67,34	1530,82	22,18	1533,95	6,47	100
43.1	c,rd,hd	2332,86	46,44	1204,27	18,11	1227,93	9,89	98
44.1	e,ov,h	5146,85	98,76	1811,79	25,58	1871,55	5,88	97
45.1	m,p,osc	1676,87	36,70	997,70	15,90	998,80	15,59	100
46.1	e,rd,osc	1821,04	37,20	1039,90	15,94	1043,60	13,05	100
47.1	e,ov,hd	3084,80	59,18	1433,19	20,85	1428,41	6,79	100
48.1	m,fr,hd	2310,22	46,44	1227,81	18,63	1227,68	8,35	100
50.1	m,ov,hb	2199,74	43,50	1178,07	17,69	1176,30	8,73	100
51.1	e,fr,hd	2793,53	27,30	1356,66	16,14	1360,70	14,60	100
52.1	e,rd,hb	4812,55	47,15	1764,18	20,27	1822,14	13,80	97

Ponto	Classificação	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ Idade (Ma)	erro (1 σ)	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ Idade (Ma)	erro (1 σ)	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ Idade (Ma)	erro (1 σ)	conc. (%)
53.1	e,p,osc	2857,83	29,50	1363,64	16,68	1362,27	14,07	100
55.1	e,rd,hb	2038,00	20,54	1133,03	13,79	1132,99	15,88	100
57.1	e,p,h	2335,58	25,82	1221,72	15,81	1219,45	14,99	100
58.1	c,ov,h	19304,18	189,90	3061,40	32,29	3100,32	11,44	99
59.1	m,rd,hb	1698,98	18,30	985,02	12,41	981,62	17,42	100
60.1	e,fr,hb	2450,02	76,67	1154,47	16,68	1151,58	26,19	100
61.1	e,p,osc	5914,21	54,93	1960,50	22,25	1961,51	12,74	100
62.1	e,p,osc	2193,78	21,71	1159,87	14,08	1201,95	15,02	96
63.1	e,p,osc	4437,06	41,99	1701,27	19,84	1758,06	13,01	97
64.1	e,rd,r	2259,67	62,18	1191,23	31,68	1190,70	13,46	100
66.1	e,p,osc	2356,26	63,66	1224,94	32,50	1228,44	12,30	100
67.1	m,fr,hb	2951,90	82,26	1391,51	37,02	1397,30	12,88	100
68.1	e,rd,h	2298,74	62,69	1224,21	32,37	1223,09	13,88	100
70.1	e,p,h	4638,49	124,56	1746,38	44,33	1753,69	11,05	100
71.1	e,p,osc	2343,91	63,58	1231,79	32,73	1232,32	12,57	100
73.1	m,p,hb	2677,23	74,96	1328,38	36,51	1327,35	11,69	100
74.1	e,fr,osc	2906,30	78,79	1382,49	36,10	1386,92	12,53	100
75.1	e,ov,h	1936,11	52,28	1091,89	29,15	1089,81	13,31	100
77.1	e,ov,h	4649,53	83,79	1771,16	25,15	1777,04	10,06	100
78.1	m,p,osc	2539,11	42,84	1288,97	18,08	1291,14	10,21	100
79.1	e,p,hb	6506,61	110,62	2052,27	27,49	2043,12	9,01	100
80.1	e,p,osc	3682,70	63,31	1565,25	21,57	1566,83	10,22	100
80.2	e,p,hb	3559,73	60,06	1548,20	21,24	1557,76	9,68	99
81.1	e,p,hb	12549,24	230,41	2576,15	34,72	2709,90	10,15	95
82.1	c,p,osc	2670,65	46,02	1324,57	18,70	1327,26	11,23	100
83.1	e,p,osc	2040,81	35,51	1137,00	16,78	1138,76	10,48	100
84.1	m,ov,osc	2242,60	38,10	1172,53	16,66	1219,44	11,07	96
85.1	m,fr,osc	2559,41	44,45	1257,63	17,70	1285,87	11,12	98
86.1	m,fr,osc	2609,99	46,03	1315,27	18,82	1316,98	11,66	100
87.1	m,p,hb	5133,02	125,52	1834,14	37,22	1840,66	14,27	100
88.1	m,p,hb	2102,52	37,13	1150,64	16,71	1154,24	11,02	100
8.1	e,p,h	2681,51	58,42	1306,44	21,74	1309,02	9,59	100
9.1	e,ov,hb	2070,99	45,04	1156,66	19,65	1153,57	13,74	100
17.1	e,p,hb	2374,09	114,02	1230,09	31,66	1225,38	102,16	100
32.1	e,p,hb	4639,28	49,35	1740,19	6,58	1740,13	10,56	100
36.1	e,p,hb	2063,35	23,16	1149,11	4,24	1148,18	10,52	100
49.1	m,ov,hb	4126,18	81,36	1666,21	25,02	1674,03	14,58	100
54.1	e,ov,osc	1552,29	20,28	933,35	12,28	936,65	24,22	100
56.1	e,p,hb	2214,55	22,50	1181,27	14,65	1179,35	15,72	100
65.1	e,p,osc	3671,56	99,93	1568,29	40,40	1572,64	13,24	100
69.1	m,rd,osc	3383,11	91,82	1506,78	39,11	1513,15	11,86	100
72.1	e,p,osc	2210,12	62,19	1197,09	32,15	1201,67	17,79	100
76.1	e,p,osc	2606,38	70,60	1304,18	34,25	1306,50	13,31	100

Tabela da amostra **LCM-86**: idades isotópicas Pb/U, respectivos erros e concordância. Porção rachurada compreende dados com alta concentração de Pb comum.

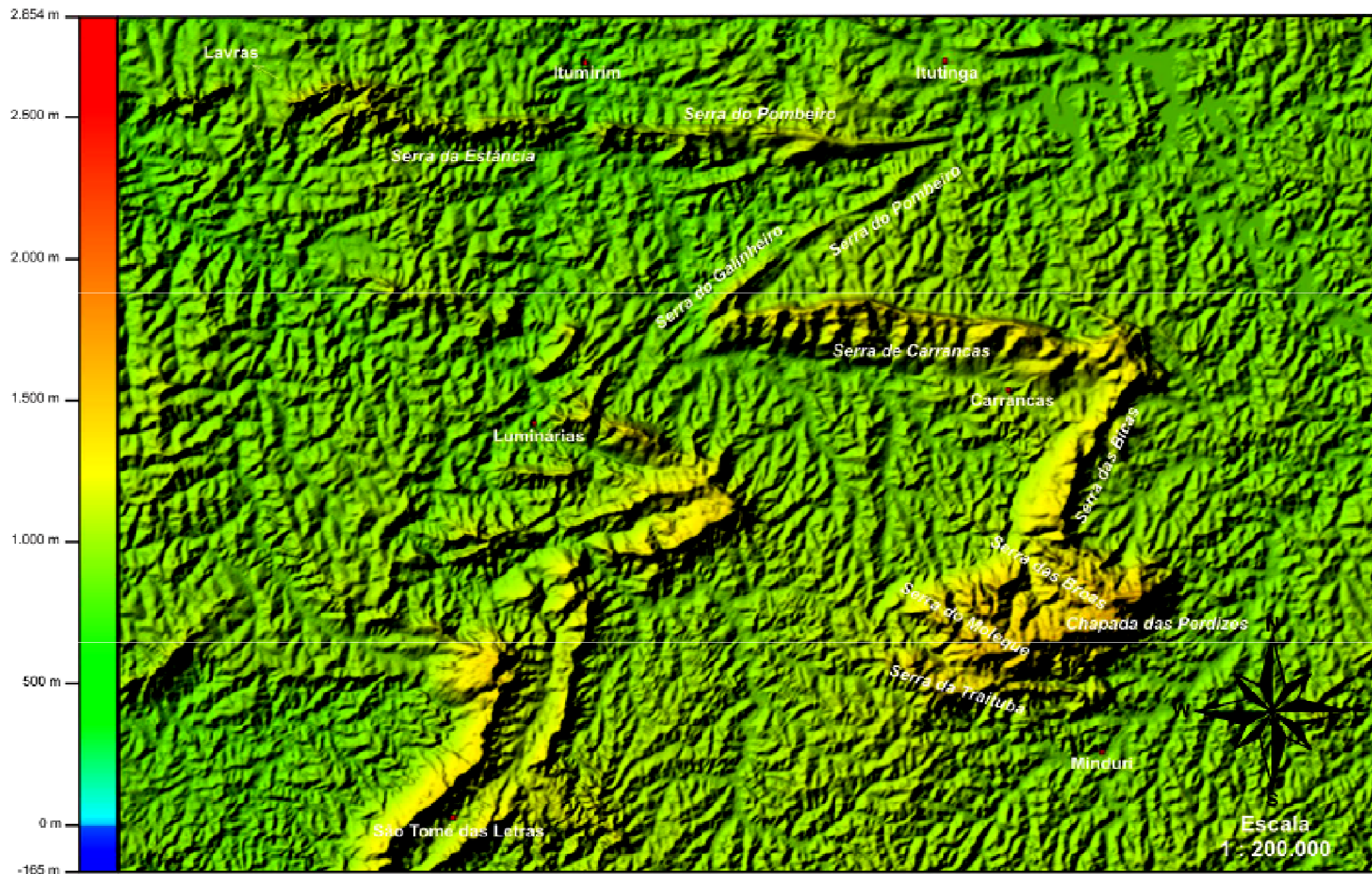
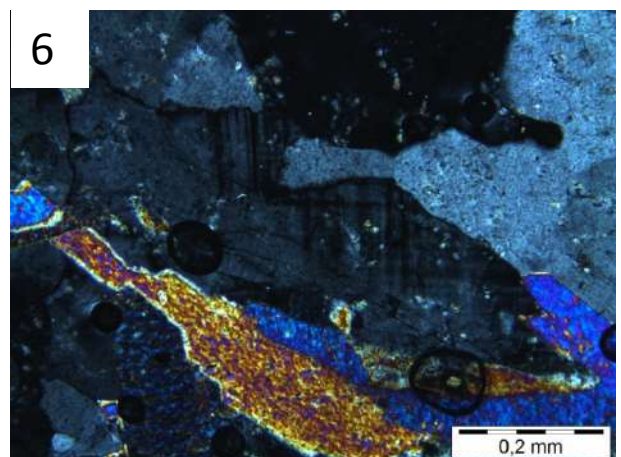
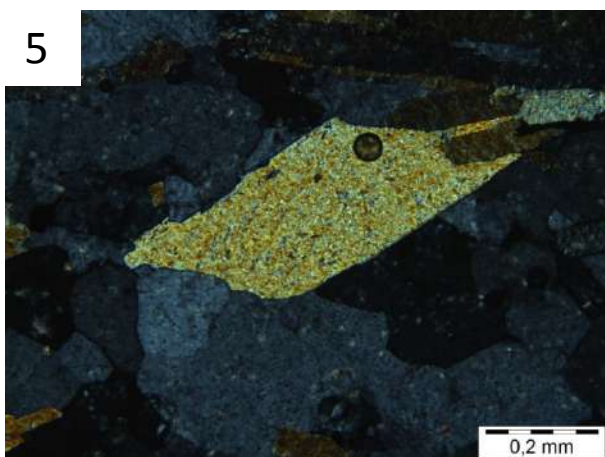
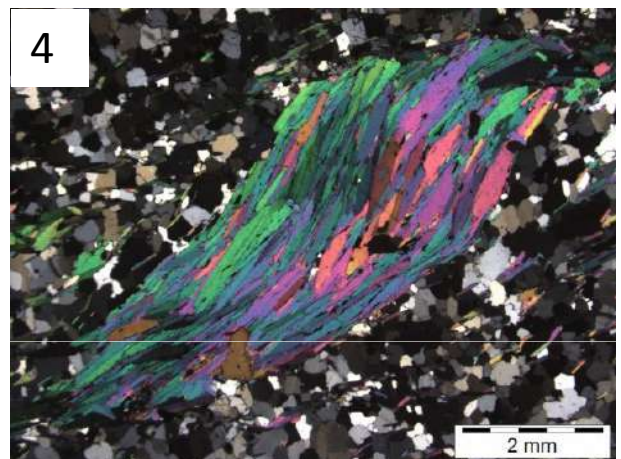
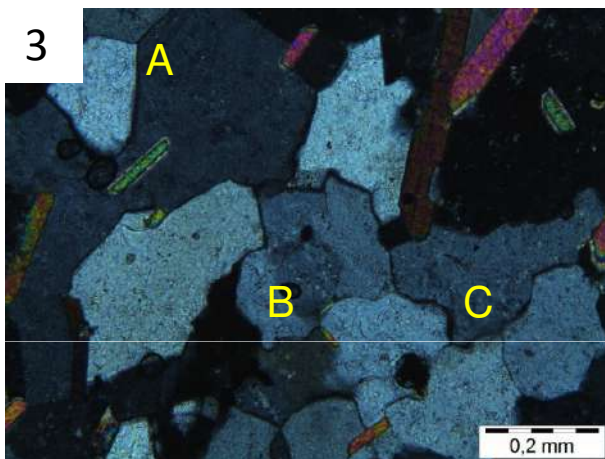
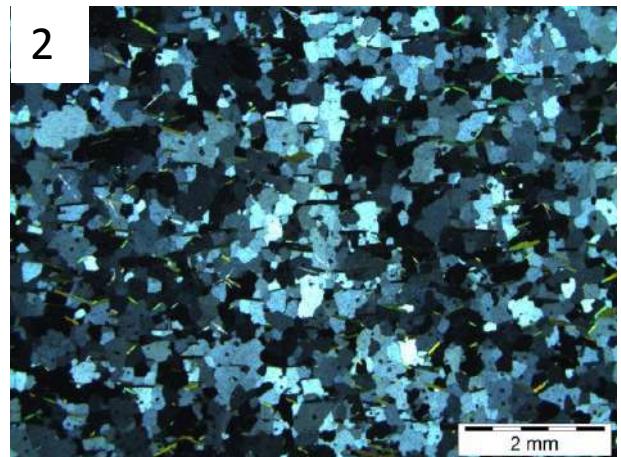
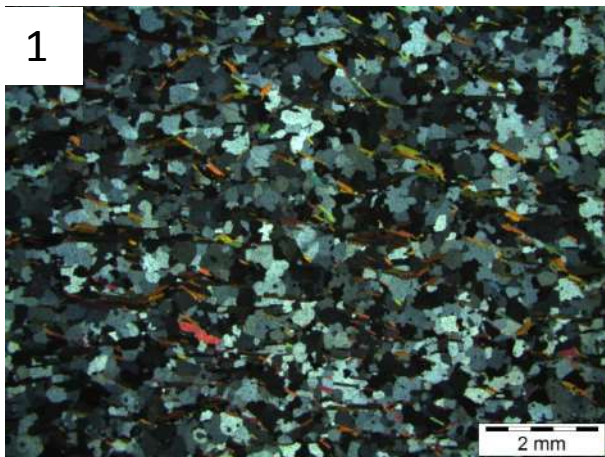


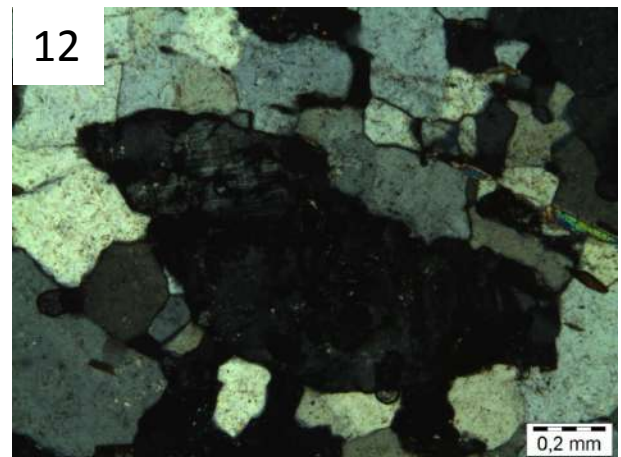
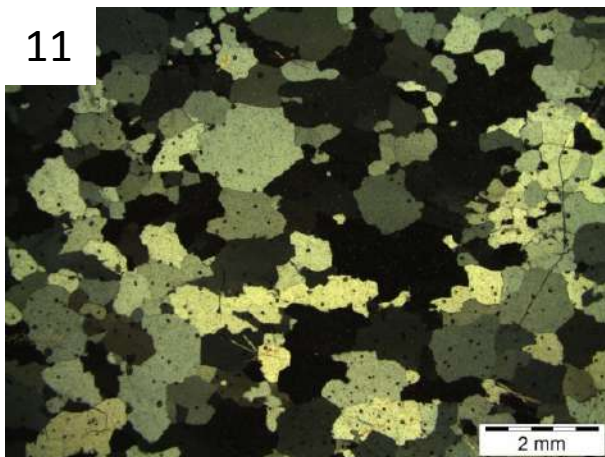
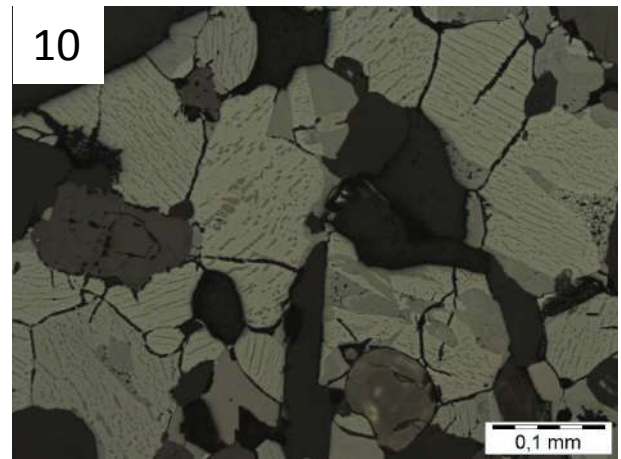
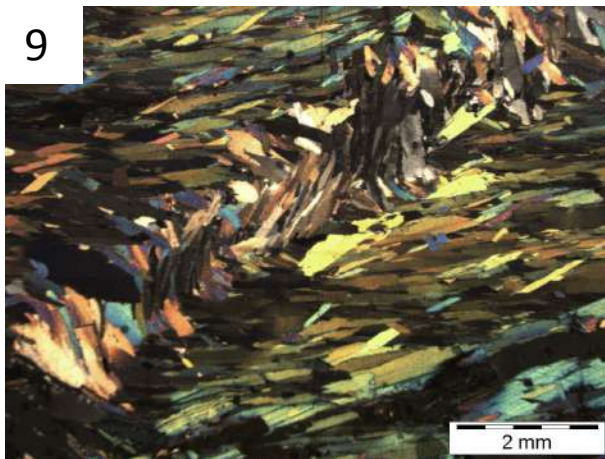
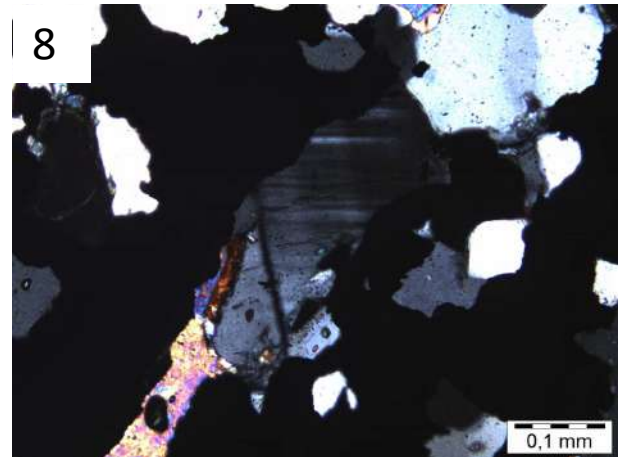
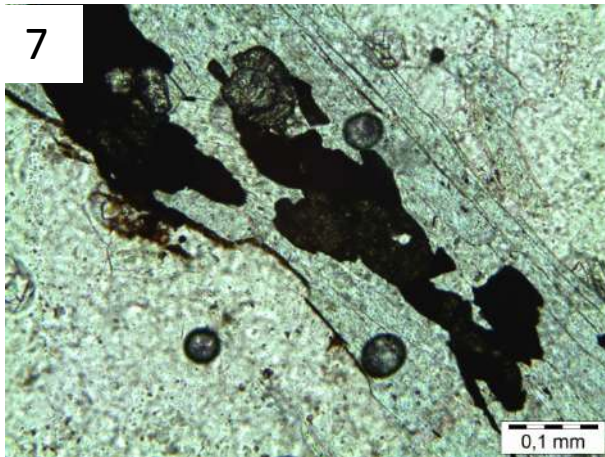
Figura 5. Imagem SRTM plano-altimétrica do programa *Global Mapper* com a disposição das principais serras. Extraído de Coutinho (2012).

Prancha de fotomicrografia I



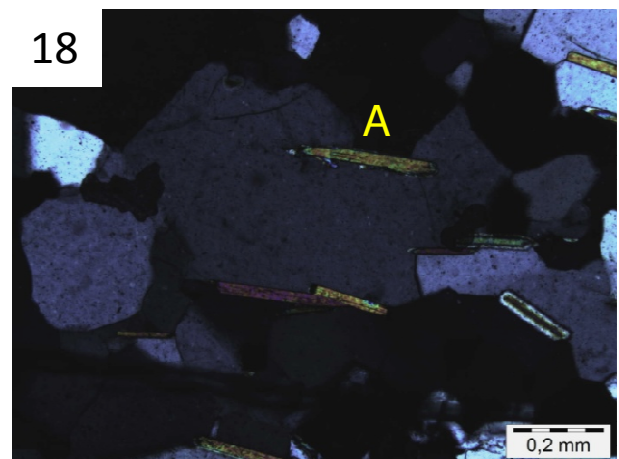
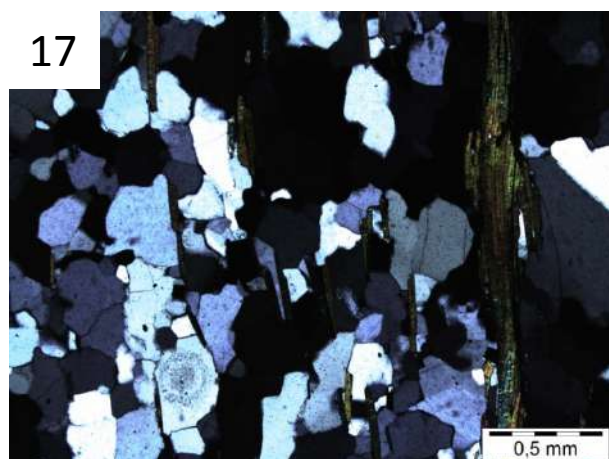
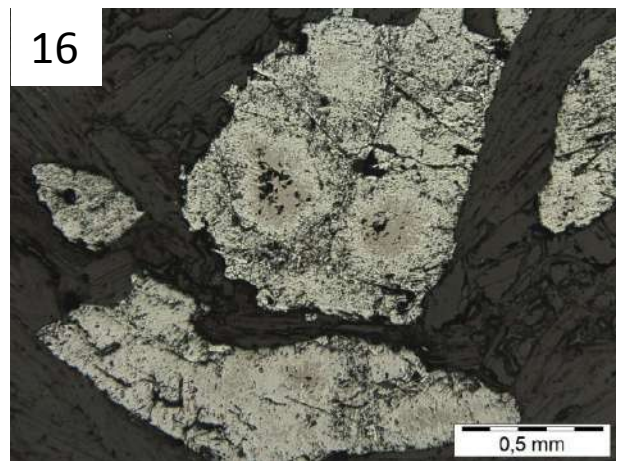
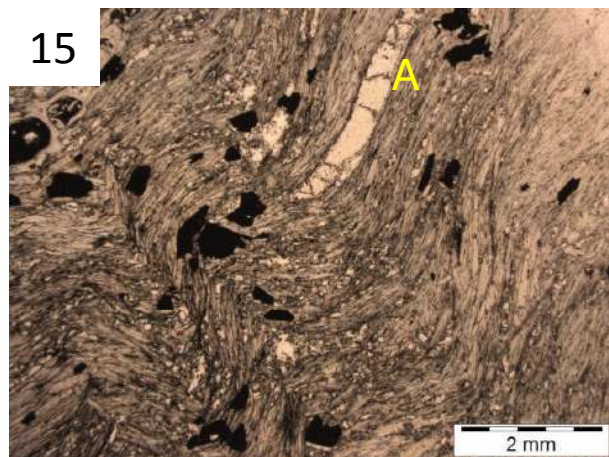
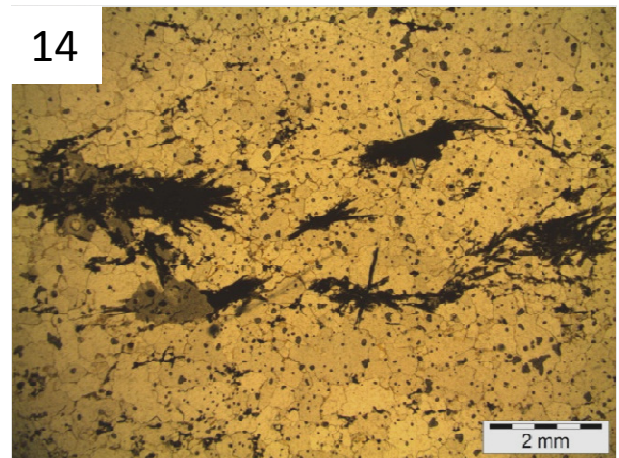
Legenda: 1- (LCM-19C) Leitos lepidoblástico, 2- (LCM-19I) Porção lepidogranoblásticas, 3- (LCM-19D) A- contato poligonizado, B- *bulging*, C- contato interlobado, 4- (LCM-19I) Leito lepidoblástico como par SC, 5- (LCM-19J) Mica *fish* do grupo 4, 6- (LCM-6) Feldpato como acessório.

Prancha de fotomicrografia II



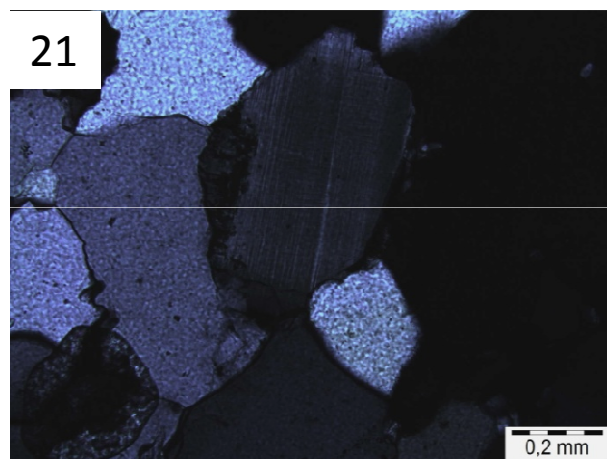
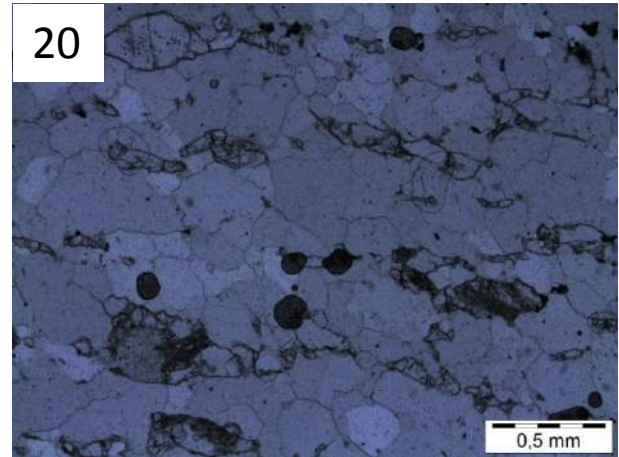
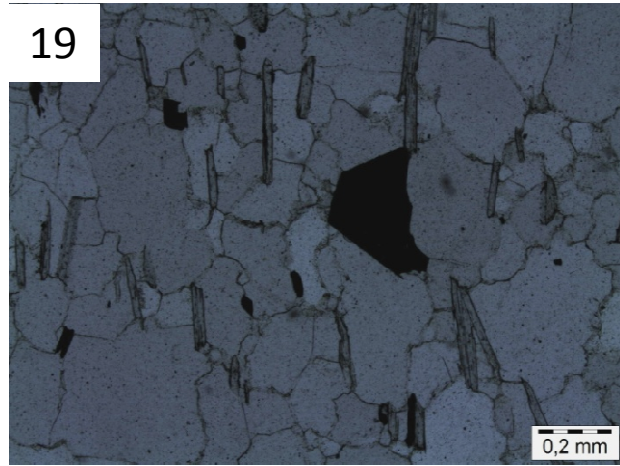
Legenda: 7- (LCM-19J) Rutilo e zircão associado aos minerais opacos. 8- (LCM-149) Plagioclásio como acessório, 9- (LCM-93) Textura lepidoblástica crenulada com arcos poligonais, 10- (LCM-149) Hematita com lamelas e gotas de ilmenita, 11- (LCM-15C) Textura granoblástica, 12- (LCM-15D) Feldspato como acessório.

Prancha de fotomicrografia III



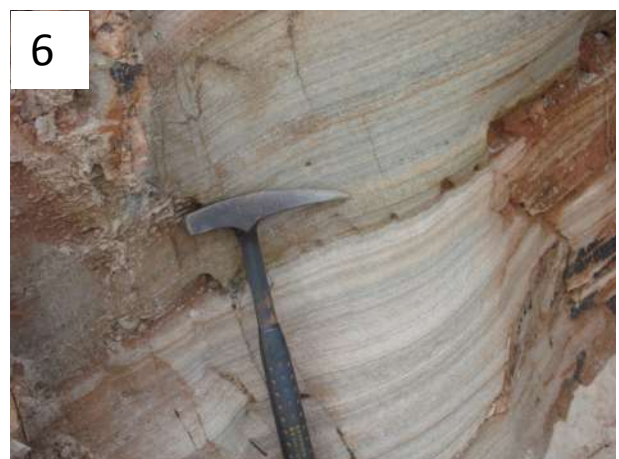
Legenda: 13- (LCM-15D) Biotita sajenítica, com inclusão de rutilo acicular. 14- (LCM-15B1) Pseudomorfos de anfibólio com textura fibroradiada. 15- (LCM-154) Leito lepidoblástico, A- *ribbon* de quartzo; 16- (LCM-154) magnetita substituída por hematita. 17- (LCM-86) Bandas lepidogranoblásticas com leitos lepidoblásticos, 18- (LCM-86) A-palheta de muscovita envolta por quartzo.

Prancha de fotomicrografia IV



Legenda: **19-** (LCM-86) Seção de magnetita, **20-** (LCM-90) Leitos de feldspato em meio a matriz granoblástica. **21-** (LCM-90) Feldspato com geminação polissintética.

Prancha de fotos I



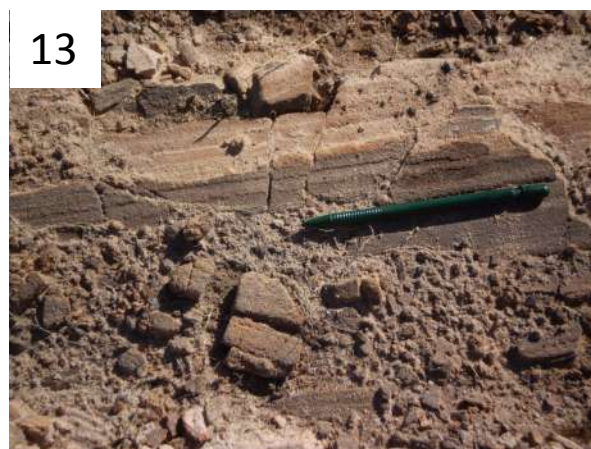
Legenda: 1- (LCM-82) Quartzito na Cachoeira da Fumaça (Serra de Carrancas). 2- (LCM-70) Quartzito com muscovita, 3- (LCM-93) Muscovita xisto, 4- (LCM-51) Cristais de magnetita dispersas no quartzito com muscovita, 5- (LCM-149) Leito de opacos no plano da foliação principal, 6- (LCM-123) Foliação marcada pelas bandas de muscovita.

Prancha de fotos II



Legenda: 7- (LCM-51) Quartzito exibindo dobramento com flanco rompido. 8- (LCM-123) Quartzito *boudinado*, A- representa a zona surréica 9- (LCM-88) Saprolito com coloração rosa/roxo típico, A- banda caulinitica 10- (LCM-67) ortogneisse bandado e cisalhado, 11- (LCM-96) ortogneisse migmatítico

Prancha de fotos III



Legenda: **12-** (LCM-151) Pseudomorfo de antofilita fibrorradiada. **13-** (LCM-15) Quartzito com foliação subhorizontal. **14-** (LCM-154) Muscovita xisto rosado. **15-** (LCM-68) Lajes ressaltadas de quartzito. **16-** (LCM-90) Dobras parasitas no quartzito da pequena pedreira.