

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia

Gabriel Oliveira Sepulveda

Caracterização e geocronologia de sequências turbidíticas no leste do
greenstone belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Brasil

Nº 211

BELO HORIZONTE
DATA (20/02/2020)

Gabriel Oliveira Sepulveda

**CARACTERIZAÇÃO E GEOCRONOLOGIA DE SEQUÊNCIAS TURBIDÍTICAS NO
LESTE DO *GREENSTONE BELT* RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO,
BRASIL**

Versão final

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Área de concentração: Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Tiago Amâncio Novo

BELO HORIZONTE
2020

S479c
2020 Sepulveda, Gabriel Oliveira.
Caracterização e geocronologia de sequências turbidíticas no leste do *greenstone belt* Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Brasil [manuscrito] / Gabriel Oliveira Sepulveda. – 2020.
79 f.: il. (principalmente color.)

Orientador: Tiago Amâncio Novo

Co-orientador: Jorge Roncato Júnior.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2020.

Área de concentração: Geologia Regional.

Bibliografia: f. 51-58.

1. Cinturões verdes – Velhas, Rio das (MG) – Teses. 2. Tempo geológico – Teses. 3. Sedimentos (Geologia) – Teses. 4. Geologia – Quadrilátero Ferrífero (MG) – Teses. I. Novo, Tiago Amâncio. II. Roncato Júnior, Jorge. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 55(815)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



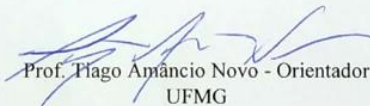
FOLHA DE APROVAÇÃO

Caracterização e geocronologia de sequências turbidíticas no leste do greenstone belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Brasil

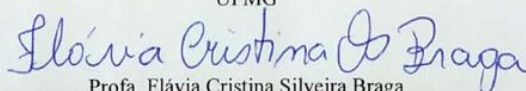
GABRIEL OLIVEIRA SEPULVEDA

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA REGIONAL.

Aprovada em 20 de fevereiro de 2020, pela banca constituída pelos membros:


Prof. Tiago Amâncio Novo - Orientador
UFMG


Profa. Rosaline Cristina Figueiredo e Silva
UFMG


Profa. Flávia Cristina Silveira Braga
UEMG

Belo Horizonte, 20 de fevereiro de 2020.

Agradecimentos

É com muita alegria que venho realizar mais essa conquista em uma vida de muitos sonhos realizados. Isso não seria possível sem a ajuda dos meus pais, José Luiz e Vera, e do meu irmão Lucas, que estão sempre ao meu lado me apoiando em todas as minhas decisões.

Agradeço ao meu orientador Tiago pelo apoio, paciência e ensinamentos durante essa jornada.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Agradeço à CAPES pelo suporte durante o período de mestrado, ao CNPq e à Petrobrás pelo auxílio à pesquisa. Agradeço aos Laboratórios de Separação Mineral de Alta Pureza (SEPURA) da UFMG e ao Laboratório de Geoquímica Isotópica (LOPAG) da UFOP pelas análises.

Agradeço à Ana, Bárbara e Matheus pela companhia, aprendizado e risadas nos trabalhos de campo. Vocês começaram tudo isso.

Agradeço ao Hektor (Danone) pela companhia e positividade nos trabalhos de campo.

Agradeço ao Thiago (Vigarista) pela recepção e hospitalidade durante as campanhas de campo.

Por fim, agradeço à UFMG e pós graduação da Geologia, em especial ao Marcinho, pela oportunidade, ensinamentos e suporte.

Joga na tela e confia!!!

A vida é uma loteria gigante, da qual só se vêm os ganhadores.
(Jostein Gaarder em O Dia do Coringa)

Resumo

Sequências turbidíticas pré-cambrianas em áreas cratônicas são comuns ao redor do planeta e o estudo desse tipo de sistema através de associação de litofácies é amplamente utilizado para caracterizar o ambiente deposicional e áreas fonte dessas sequências sedimentares. Os estudos de sequências turbidíticas em bacias retrabalhadas Arqueanas são de grande complexidade devido a rochas intensamente deformadas e afloramentos limitados. No Quadrilátero Ferrífero (QF), importante província mineral localizada no extremo sul do cráton São Francisco, não é diferente. A província possui sequências turbidíticas pré-cambrianas dentro da sequência meta-vulcano-sedimentar do *greenstone belt* Rio das Velhas (GBRV). A sequências metassedimentares estudadas no presente trabalho fazem parte da unidade Córrego do Sítio (CdS), sequência sedimentar de maior distribuição no GBRV, parte da associação de litofácies ressedimentada e que hospeda a mina de ouro homônima, uma das mais importantes do QF. As estruturas sedimentares identificadas levam a interpretação dessas sequências como turbiditos distais, correspondendo às fácies Tc e Te da clássica sequência de Bouma, depositadas por correntes de turbidez. Porém, essas estruturas também permitem a interpretação da unidade Córrego do Sítio como depósitos de corrente inferior (*bottom currents*). Os dados geocronológicos adquiridos identificaram a influência principal do evento magmático Rio das Velhas II na deposição das sequências turbidíticas do leste do QF, evidenciada pela idade de máxima deposição em 2818 ± 31 Ma. Os terrenos de complexos metamórficos mais próximos serviram como fontes durante a deposição das sequências sedimentares, provavelmente através de um aporte sedimentar ocidental, em um regime tectônico convergente para margem colisional (estágio de subducção).

Palavras-chave: *Greenstone Belt*; Sequências turbidíticas; Correntes inferiores (*bottom currents*); Quadrilátero Ferrífero; Associação de litofácies; Geocronologia

Abstract

The Quadrilátero Ferrífero (QF) is an important, polydeformed mineral province, located in the southernmost portion of São Francisco Craton. Ancient sedimentary sequences are present within the meta-volcano-sedimentary Rio das Velhas greenstone belt (RVGB). The Córrego do Sítio unit (CdS), the most widely distributed sedimentary sequence of the RVGB, is part of the resedimented lithofacies association and hosts an important gold deposit. The identified sedimentary structures led the interpretation of these sequences as distal turbidites, corresponding to Tc and Te facies of the classic Bouma Sequence, deposited by turbidity current mechanism. But those features also allowed the interpretation of a bottom currents setting for Córrego do Sítio unit. Geochronological data pointed the main influence of the Rio das Velhas II magmatic event in the deposition of the eastern QF metasedimentary sequence, as evidenced by the maximum depositional age at 2818 ± 31 Ma. The surrounding metamorphic complexes terrains may acted as source areas during the deposition of the sedimentary sequences, probably in a convergent to collisional marginal tectonic setting (subduction stage).

Keywords: Rio das Velhas Greenstone Belt; Turbidite sequences; Bottom currents deposits, Quadrilátero Ferrífero; Lithofacies association; Geochronology

Lista de Figuras

Figura 1 - Localização das seções estudadas em relação ao Rio Conceição e as cidades próximas....4	
Figura 2 - Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero com destaque para a área de estudo. Modificado de CPRM, 2014.9	9
Figura 3 - Coluna Estratigráfica da região do Quadrilátero Ferrífero (retirado de Freitas, 2019; com base nas propostas de Dorr, 1969; Alkmin e Martins-Neto, 2012; Dopico <i>et al.</i> , 2017)..... 11	11
Figura 4 - Elementos deposicionais de um ambiente submarino. Modificado de Posamentier & Walker, 2006..... 17	17
Figura 5- A) Sequência de Bouma. B) Distribuição aerial das fácies em leque submarino. Modificado de Bouma (1962)..... 18	18
Figura 6 - Componentes de leque submarino antigo clássico, com associação de fácies relacionada ao ambiente deposicional, proposto por Mutti & Ricci Lucchi (1972). Modificado de Shanmungam (2016)..... 19	19
Figura 7 - Sequência de turbiditos finos de correntes turbidíticas de baixa densidade proposto por Stow & Shanmungam (1980).....20	20
Figura 8 - Principais mudanças de fácies ao percorrer de dezenas de quilômetros. Modificado de Mutti & Normark (1987).....21	21
Figura 9 - Fluxo bipartido proposto por Sanders (1965) apresentando um perfil de velocidade de uma corrente turbidítica, que consiste de um fluxo basal, de maior velocidade, e um fluxo turbulento superior, mais lento.22	22
Figura 10 - Distribuição das fácies F2 a F9 segundo o modelo proposto por Mutti (1992) e Mutti <i>et al.</i> , (1999). Retirado de Costa (2018).....23	23
Figura 11 - Elementos deposicionais e mecanismos de deposição em ambiente submarino. Detalhe para as correntes inferiores e marinhas atuando no cânion. Retirado de Shanmungam (2003).....24	24
Figura 12 - The Quadrilátero Ferrífero with Nova Lima Group geochronology samples location and the studied area. Modified from Baltazar & Zucchetti (2007) and CPRM (2014).27	27
Figura 13 - Intercalation of orange psammitic and dark-gray pelitic layers32	32
Figura 14 - Detailed stratigraphic profiles of each studied outcrop.....33	33
Figura 15 - A) Section 1. B) Section 2. C) Section 4. Couplets are numbered from base to top.....34	34
Figura 16 - Structures of lithofacies A. A) Typical normal grading. B) Erosional contact with Lithofacies B. C) Mud drapes. D) Flaser bedding.35	35
Figura 17 - Structures of lithofacies B. A) Lenticular bedding. B) Ball & Pillow structure, e.g Miall, 2016. C) Convolution structure. D) Syndepositional sediments deformation.....36	36
Figura 18 - X-ray diffractometry analysis showing the main mineralogy.....37	37

Figura 19 - Lithological and gamma-ray logs (K, Ur and Th).....	39
Figura 20 - Cathodoluminescence images of zircon grains from sample S1-3C. *Specific scale.....	40
Figura 21 - Frequency histogram showing U–Pb age data from sample S1-3C and Nova Lima group meta sedimentary rocks references. SB = Santa Bárbara; RDVI = Rio das Velhas I; RDVII = Rio das Velhas II; MAM = Mamona	41
Figura 22 - Summary plots of the cumulative proportion of the difference between measured crystallization age for a detrital zircon and the depositional age of the succession where they occur based on Cawood <i>et al.</i> (2012).....	45

Lista de Tabelas

Tabela 1 - Associação de litofácies para o <i>greenstone belt</i> Rio das Velhas. Baseado em Baltazar & Zucchetti, 2007.....	13
Tabela 2 - Lithofacies association for Rio das Velhas greenstone Belt (Baltazar & Zucchetti, 2007)	29
Tabela 3 - Lithofacies characteristics	33

Sumário

1	CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1	Considerações iniciais	1
1.2	Estrutura da Dissertação	2
1.3	Objetivos e justificativa.....	2
1.4	Localização e acessos	3
1.5	Metodologia.....	4
1.5.1	Revisão Bibliográfica	4
1.5.2	Etapas de campo e levantamento das seções de detalhe	4
1.5.3	Difração de Raio-X.....	5
1.5.4	Gamma-ray logs.....	5
1.5.5	Análise U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão detrítico.....	6
2	CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL.....	8
2.1	Arcabouço tectônico.....	8
2.2	Estratigrafia do Quadrilátero Ferrífero.....	9
2.2.1	O <i>greenstone belt</i> Rio das Velhas.....	11
2.3	Acervo geocronológico.....	14
3	CAPÍTULO 3 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA: TURBIDITOS	16
3.1	Introdução.....	16
3.2	Turbiditos e sistemas turbidíticos.....	16
4	CAPÍTULO 4 – ARTIGO.....	25
4.1	Abstract.....	25
4.2	Introduction	26
4.3	Geological Framework.....	28
4.1	Rio das Velhas Greenstone Belt	28
4.2	Material and Methods.....	30
4.2.1	Mapping.....	30
4.2.2	X-Ray Diffraction	30

4.2.3	Gamma Radiation Spectrometer.....	30
4.2.4	Geochronology.....	31
4.3	Results	32
4.3.1	Field data.....	32
4.3.2	X-ray difracction.....	36
4.3.3	Gamma-radiation.....	37
4.3.4	Geochronology.....	40
4.4	Discussion.....	41
4.4.1	Sedimentology characterization.....	41
4.4.2	Maximum depositional age, provenance and tectonic setting	42
4.4.3	Insights from X-Ray Diffraction and Gamma-Ray	45
4.5	Conclusion.....	46
4.6	Acknowledgements	46
5	CAPÍTULO 5 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	47
5.1	Discussões	47
5.1.1	Caracterização das sequências metassedimentares.....	47
5.1.2	Idade de máxima deposição, proveniência e contexto tectônico.....	49
5.2	Conclusões.....	50
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	51

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 Considerações iniciais

Seqüências turbidíticas antigas em áreas cratônicas são comuns ao redor do planeta, como por exemplo na Província Superior, Canada; no craton Dharwar, Índia; no Escudo da Guiana, Suriname; no craton Yilgarn e no bloco Pilbara, Austrália; no craton Kaapvaal, África do Sul; no craton Atlântico Norte, Groelândia; entre outros (Henderson, 1972; Nutman *et al.*, 1984; Gibbs & Barron, 1993; Eriksson *et al.*, 1994; Lowe, 1994; Ferguson *et al.*, 2005; Ugarkar, 2016). O estudo desse tipo de sistema através de associação de litofácies é amplamente utilizado para determinar o ambiente deposicional das seqüências sedimentares e suas áreas fonte. A reconstrução de seqüências turbidíticas em zonas não deformadas pode ser estudada e caracterizada. Porém, essa tarefa se torna muito complexa em bacias Arqueanas retrabalhadas, onde as rochas encontram-se intensamente deformadas e com afloramentos limitados resultando em um complicado entendimento a respeito da morfologia dos depósitos e da natureza da área fonte. (Mutti & Normak, 1987).

No Quadrilátero Ferrífero (QF – Dorr, 1957; Figura 2), importante província mineral localizada no extremo sul do craton São Francisco (CSF – Almeida, 1977), ocorrem seqüências turbidíticas pré-cambrianas dentro da seqüência meta-vulcano-sedimentar do *greenstone belt* Rio das Velhas (GBRV - Mueller *et al.*, 1989; Thurson & Chivers, 1990; Eriksson *et al.*, 1994; Jackson *et al.*, 1994; Lowe, 1994; Baltazar & Zucchetti, 2007). Essa dissertação tem como foco as rochas da unidade Córrego do Sítio (CdS), seqüência sedimentar de maior distribuição no GBRV, parte da associação de litofácies ressedimentada (Baltazar *et al.*, 1994; Pedreira & Silva, 1996; Baltazar & Pedreira, 1996, 1998; Zucchetti & Baltazar 2000; Baltazar & Zucchetti, 2007) que hospeda a mina de ouro homônima (Lobato *et al.*, 2001b), uma das mais importantes do QF. A unidade representa um importante marcador estratigráfico sobreposta às rochas máfica-ultramáficas do Grupo Quebra Ossos na base e subjacente à associação não-marinha do grupo Maquiné no topo do *greenstone belt*, marcando singular estágio de evolução do GBRV.

O mapeamento geológico realizado na região do vale do Rio Conceição, à sudoeste da cidade de Santa Bárbara, com o intuito de identificar afloramentos bem preservados das seqüências turbidíticas e executar um estudo sedimentar de detalhe, produziu dados de campo, litogeoquímicos (radiação gamma, difração de raio-x (DRX) e geocronológicos (LA-ICP-MS em zircão detrítico) relevantes para a interpretação dos contextos associados ao ambiente

deposicional dessas sequências sedimentares, além da idade de máxima deposição e suas possíveis áreas fonte.

Os trabalhos de campo e despesas laboratoriais, foram custeados pelo contrato do Projeto de Recursos Humanos (PRB-PB 238) da Petrobrás, assim como auxílios à pesquisa do CNPq (processo 9643561900442045) e pelo Laboratório de Separação Mineral de Alta Pureza (SEPURA) do CPMTc-UFMG, coordenados pelo orientador (Tiago). A bolsa de mestrado do autor foi concedida pela CAPES através do programa de Pós Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais.

1.2 Estrutura da Dissertação

Esta dissertação está organizada e apresentada ao longo de seis capítulos:

Capítulo 1 – Introdução: apresenta ao leitor as considerações gerais sobre o tema, a localização e acessos da área em estudo, a natureza do problema, os objetivos do trabalho e a metodologia aplicada durante a pesquisa;

Capítulo 2 – Geologia Regional: discorre sobre o contexto geológico regional do Quadrilátero Ferrífero e do *greenstone belt* Rio das Velhas;

Capítulo 3 – Revisão bibliográfica: turbiditos: apresenta a revisão bibliográfica referente às sequências turbidíticas;

Capítulo 4 – Artigo: apresenta os resultados da pesquisa desenvolvida ao longo do mestrado através do artigo científico intitulado: “Characterization and geochronology of Archean metasedimentary sequences in eastern portion of Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil”. O artigo foi submetido ao periódico *Journal of South America Earth Sciences*;

Capítulo 5 – Conclusões: apresenta as conclusões da pesquisa realizada;

Capítulo 6 – Referências bibliográficas: lista as referências bibliográficas utilizadas durante todo o desenvolvimento da pesquisa.

1.3 Objetivos e justificativa

O objetivo geral da dissertação de mestrado foi a obtenção das idades geocronológicas de zircões detríticos presentes nas sequências metaturbidíticas da unidade Córrego do Sítio, além da

caracterização sedimentológica dessas sequências, visando contribuir para o conhecimento dessas rochas na região do vale do Rio Conceição.

As idades geocronológicas das unidades do *greenstone belt* Rio das Velhas adquiridas em trabalhos anteriores são em localidades distintas das obtidas no presente. Considerando a escassez desses estudos na área da pesquisa, foram propostas a aplicação de análises LA-ICP-MS e a descrição detalhada das seções turbidíticas, buscando obter uma idade máxima de deposição e identificar as áreas fonte da unidade, além da caracterização sedimentológica das rochas, e assim, a partir dos resultados obtidos, aprofundar nas discussões sobre a classificação dos turbiditos, os mecanismos de deposição e as idades registradas. Portanto, o trabalho visa determinar os eventos magmáticos sin-cronológicos ao processo de deposição dessas rochas, seu contexto geotectônico e as possíveis áreas fontes.

1.4 Localização e acessos

A área de estudo está localizada a leste do Quadrilátero Ferrífero, região central de Minas Gerais, ao sul da cidade de Santa Bárbara e Barão de Cocais. A região do vale do Rio Conceição apresenta ocorrência expressiva de rochas da unidade Córrego do Sítio. A área engloba a estrada do Rio Conceição desde a rodovia MG-129 na saída sul de Barão de Cocais, ao norte, até a bifurcação com a estrada para Rio Acima, ao sul (Figura 1).

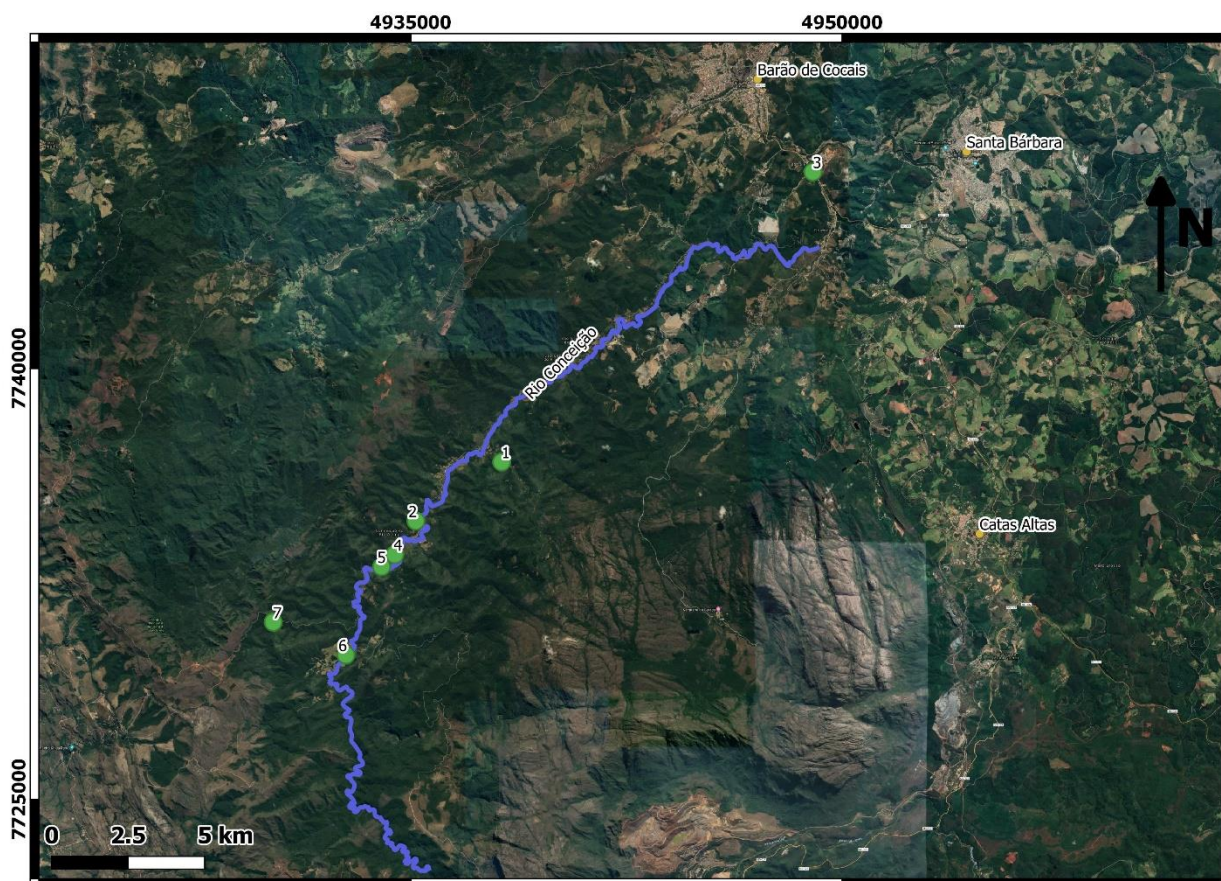


Figura 1 - Localização das seções estudadas em relação ao Rio Conceição e as cidades próximas.

1.5 Metodologia

1.5.1 Revisão Bibliográfica

O presente estudo teve início com a pesquisa bibliográfica de trabalhos sobre a geologia regional e local do Quadrilátero Ferrífero. Foram compilados dissertações, artigos, mapas geológicos e imagens geofísicas da região do Quadrilátero Ferrífero, com foco em trabalhos que tratam do *greenstone belt* Rio das Velhas e seus aspectos geocronológicos. Seguiu-se com levantamento bibliográfico de referências metodológicas quanto a geocronologia, a petrografia, a sedimentologia, a geoquímica e a geofísica buscando um bom embasamento teórico para as etapas seguintes. Esse trabalho de compilação de referências foi contínuo ao longo de todo o período de duração do mestrado para acompanhar a publicação de trabalhos recentes.

1.5.2 Etapas de campo e levantamento das seções de detalhe

A primeira etapa de campo, com duração de 12 dias, foi realizada concomitantemente a etapa de campo do Projeto de Recursos Humanos (PRB-PB 238) da Petrobrás, visando reconhecimento, descrição e amostragem das rochas da região do vale do Rio Conceição.

Na segunda etapa, de apenas 2 dias, foram determinados os afloramentos a serem detalhadamente estudados.

A terceira etapa, realizada em 5 dias, foi dedicada ao levantamento das 7 seções de detalhe em escala 1:100, que variam de 4 a 8 m de comprimento, onde foram descritas sua granulometria, comprimento das camadas e estruturas sedimentares presentes.

1.5.3 Difração de Raio-X

Foram coletadas duas amostras por seção nas seções 3, 4 e 6, totalizando 6 amostras para identificação mineral. As amostras foram secas, pulverizadas, homogeneizadas e introduzidas no Difratorômetro X-Pert Pro com os seguintes parâmetros:

Parâmetros	Condições
Radiação	Cu ($\lambda = 1,54060 \text{ \AA}$),
Tensão	40 kV
Corrente	45 mA
Faixa angular de varredura (2θ)	5° to 70°
Passo angular (2θ)	0.025°
Tempo de varredura por passo	0,5 seg
Tempo de varredura total	35 min
Máscara	10 mm

Os dados foram adquiridos no Laboratório de Difração e Raio-X do Centro e Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa (CPMTC) na Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). Os dados gerados durante a leitura das amostras no difratômetro foram coletados, processados e armazenados pelo software Data Collector da PANalytical. Este software apresenta os dados coletados pelo detector na forma de difratogramas a serem interpretados/caracterizados.

1.5.4 Gamma-ray logs

Foram realizados levantamentos de radiação gamma em seis seções de detalhe (não foi possível aplicar a técnica em uma das sessões devido ao alto grau de deformação e forte hidrotermalismo no local) com o objetivo de comparar relativamente as fácies através da evolução dos ciclos deposicionais dentro de cada afloramento em busca de um padrão entre o início e o fim de cada ciclo. A aquisição dos dados foi feita através do uso do espectrômetro portátil:

Fabricante	Radiation Solutions Inc
Modelo	XP-13-16-RS125/230
Aplicação	Aquisição das concentrações de Potássio (%), Urânio (ppm) e Tório (ppm)
Faixa de energia	30 keV - 3000 keV

Os dados foram adquiridos por medidas do aparelho em contato com cada litofácies (variando a distância entre as medidas dependendo do tamanho de cada fácies) pelo tempo de integração de 120 segundos. Os dados foram corrigidos pela redução do valor de cada elemento pelo resultado de uma “medida de correção” feita para determinar a influência da atmosfera nas medidas. Essa “medida de correção” foi realizada em em uma distância de 2 metros de uma lâmina d’água de cerca de 1 metro de profundidade.

1.5.5 Análise U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão detrítico

A análise geocronológica foi realizada em uma amostra coletada na base da seção 1. A amostra foi preparada no CPMTIC da UFMG e os dados (LA-ICP-MS) foram adquiridos no Laboratório de Geoquímica Isotópica na Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) e estão disponíveis no Anexo 1. As amostras foram secas em estufa entre 50 e 70°C, a seguir foram britadas e moídas em um moinho de disco. Foi foram utilizadas peneiras de 100 e 250 meshes no peneiramento e o material de granulometria entre 100 e 250 meshes foi concentrado na bateia. A fração pesada adquirida foi submetida a uma separação magnética utilizando um ímã manual e o Frantz, este com amperagem até 0,5. Em seguida os minerais não magnéticos foram colocados em uma solução de Bromofórmio (densidade 2,81-2,84). Os minerais que precipitaram na solução foram levados para seleção de zircão em lupa binocular e foram utilizados para confeccionar uma pastilha com resina epoxy, posteriormente polida utilizando alumina em pó.

Após a preparação das amostras e confecção do mount, foram obtidas imagens de Cathodoluminiscência dos grãos de zircão utilizando um Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) JEOL 6510. As análises U-Pb foram obtidas por um LA-SF-ICP-MS (Element 2 Thermo Finnigan) acoplado a um Sistema de Laser de $\lambda = 193$ nm da Proton Machines. Os dados foram adquiridos através de medidas de 20 segundos e 30 micrômetros de spot. Os zircões padrões GJ-1

(Jackson *et al.*, 2004) e Plešovice (Sláma *et al.* 2008) foram utilizados nas rotinas analíticas do LAMC-ICP-MS. Os dados foram reduzidos do Software GLITTER. As correções comuns foram aplicadas utilizando a planilha em Software MS Excell (Gerdes & Zeh, 2006) baseada no modelo de composição Pb de Stacey & Kramers (1975) e o Isoplot (Ludwig 2001) com erros de 2 sigma. A tabela de resultados foi construída de acordo com Horstwood *et al.* (2016) onde foram descartadas as análises de grãos que apresentaram discordância maior que 10%.

CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Arcabouço tectônico

O cráton São Francisco (CSF) é definido por Almeida (1977) como uma região estável após o evento Arqueano Jequié, ocorrido entre 2,9 e 2,7 Ga, com suas bordas retrabalhadas nos ciclos orogênicos Transamazônico e Brasileiro. O evento Transamazônico (Hurley *et al.*, 1967) é interpretado como o mais importante evento de formação da crosta continental, desenvolvido no Paleoproterozoico entre 2,1 e 1,9 Ga. No extremo sul do CSF está localizado o Quadrilátero Ferrífero (QF) (Dorr, 1969 - Figura 2) que ocupa uma área de aproximadamente 7.000 km² e é definido, simplificada, pela área retangular formada pelas mega-estruturas da Serra do Curral, a norte, Sinclinal Moeda, a oeste, Sinclinal Dom Bosco, a sul e pelas serras do Caraça e Gandarela, a leste. Essa geometria é resultado de uma estruturação na forma de Domos & Quilhas (Alkmim & Marshak, 1998) associada a grandes sistemas de falhas de natureza compressional, transcorrente e extensional, geradas durante o evento Transamazônico. O arranjo estratigráfico do QF segue as propostas de Dorr (1969), Alkmim & Marshak (1998), Baltazar & Zucchetti (2007) e Alkmim & Martins-Neto (2012) é subdividido em: i) granitos-gnaisses do embasamento cristalino agrupados em complexos metamórficos Arqueanos; ii) sequências metavulcano-sedimentares do Arqueano *greenstone belt* Rio das Velhas; iii) unidades metassedimentares Proterozoicas do Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi

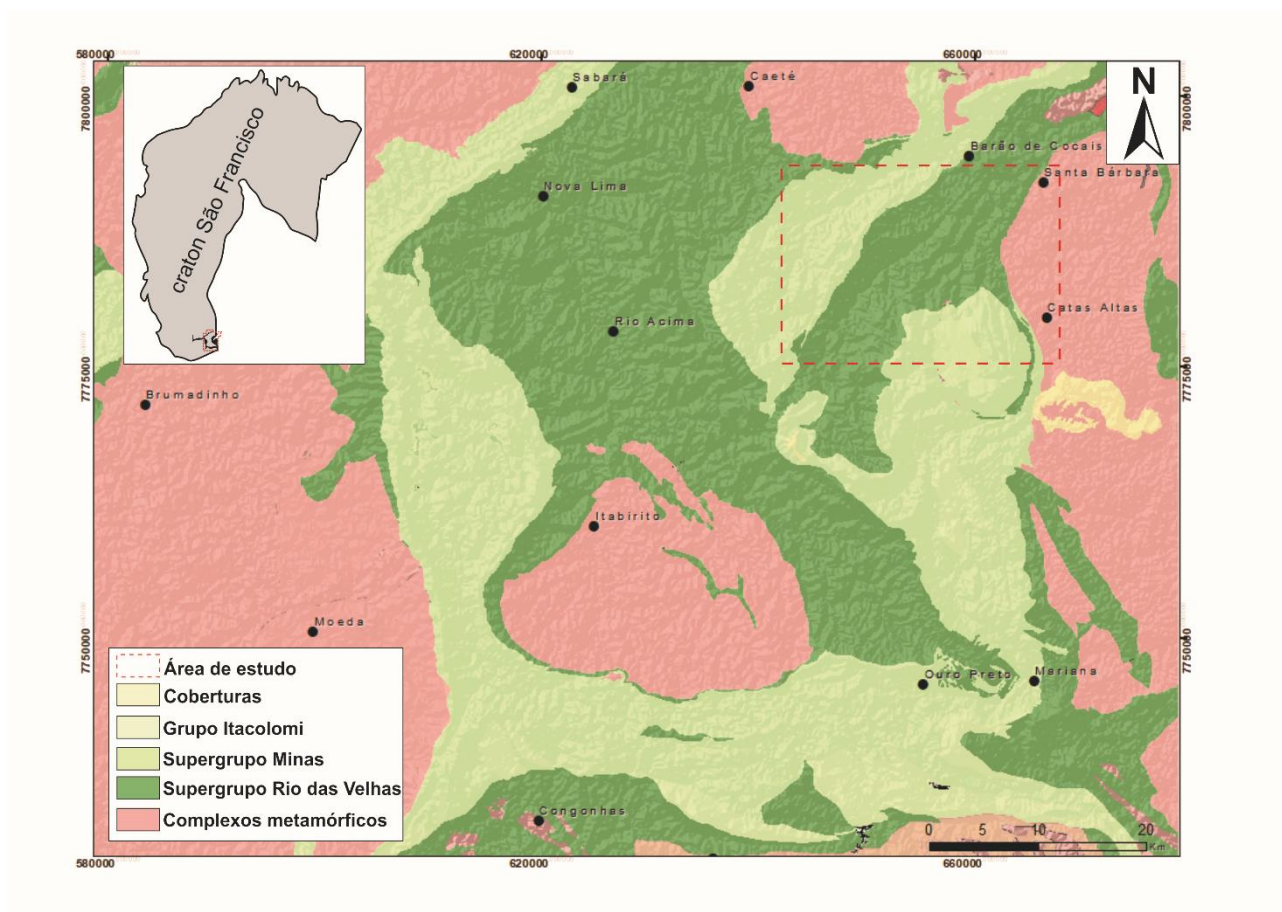


Figura 2 - Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero com destaque para a área de estudo. Modificado de CPRM, 2014.

2.2 Estratigrafia do Quadrilátero Ferrífero

Complexos Metamórficos

Os complexos granito-gnáissico são constituídos por conjunto de granitos de composição trondhjemítica-tonalítica-granodiorítica (TTG) intrudidos por corpos volumosos de granitoides potássicos (Lana *et al.* 2013) e são expostos em estruturas dômicas, representados pelos complexos Bonfim, Caeté, Belo Horizonte, Bação e Santa Bárbara (Hertz 1970). Os complexos metamórficos foram originados em quatro períodos principais: no período de, aproximadamente, 3200 a 2770 Ma ocorreram os eventos Santa Bárbara (SB), Rio das Velhas I (RVI) e Rio das Velhas II (RVII) (Lana *et al.* 2013) e entre 2750 a 2680 Ma ocorreu o evento Mamona, representado por granitos potássicos (Romano *et al.*, 2013; Farina *et al.*, 2015b).

Supergrupo Rio das Velhas

O Grupo Nova Lima contempla uma vasta assembleia litológica com metarenitos, metagrauvas, metaconglomerados, metapelitos, metabasalto e metakomatiito (Baltazar & Zucchetti, 2007) e representa as porções basais e intermediárias de uma sequência greenstone. Possui rochas magmáticas máficas e ultramáficas em suas unidades basais compatíveis com rochas de filiação mantélica e basaltos modernos tipo N-MORB (*Normal Mid-Ocean Ridge Basalt*). Essas unidades associam-se com metassedimentos químico-exalativos como formação ferrífera bandada, e rochas metassedimentares marinhas de granulometria fina, como metapelitos carbonosos. A idade máxima de deposição dessas sequências variam entre 2749 ± 7 Ma (Hartmann *et al.*, 2006) e em 2679 ± 20 Ma (Dopico *et al.*, 2017).

O Grupo Maquiné sobrepõe as unidades do Grupo Nova Lima através de contatos gradacionais (Dorr, 1969) e é representado por unidades clásticas de fonte continental e vulcanogênica. Possui seu ambiente deposicional interpretado como fluvial de rio entrelaçado em uma bacia convergente (Baltazar & Zucchetti, 2007) em aproximadamente 2730 Ma (Moreira *et al.*, 2016).

Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas sobrepõe as rochas do Supergrupo Rio das Velhas por contatos erosivos e angulares e é subdividido em quatro grupos (Dorr, 1969). O Grupo Caraça está na base, e é composto por rochas essencialmente clásticas. Sobreposto ao Grupo Caraça, o Grupo Itabira é constituído por sedimentos químicos. O Grupo Piracicaba apresenta novamente sedimentação clástica e, subordinadamente, sedimentos químicos e vulcanismo associado. Por fim, o Grupo Sabará constitui o topo estratigráfico e é constituído por rochas clásticas. A bacia Minas evoluiu inicialmente de um rifteamento continental para uma margem passiva, ao final gradando para uma bacia de antepaís, com sedimentação entre, aproximadamente, 2680 a 2120 Ma (Renger *et al.*, 1995; Machado *et al.*, 1996; Alkmim & Martins-Neto, 2012; Dopico *et al.*, 2017)

Grupo Itacolomi

Compreende uma sequência sin-orogénica riaciana, composta por filitos e metarenitos depositados em ambiente fluvial em bacia de antepaís em 2059 ± 58 ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões detríticos, Machado *et al.*, 1996) ou 2143 ± 16 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões detríticos, Hartmann *et al.*, 2006).

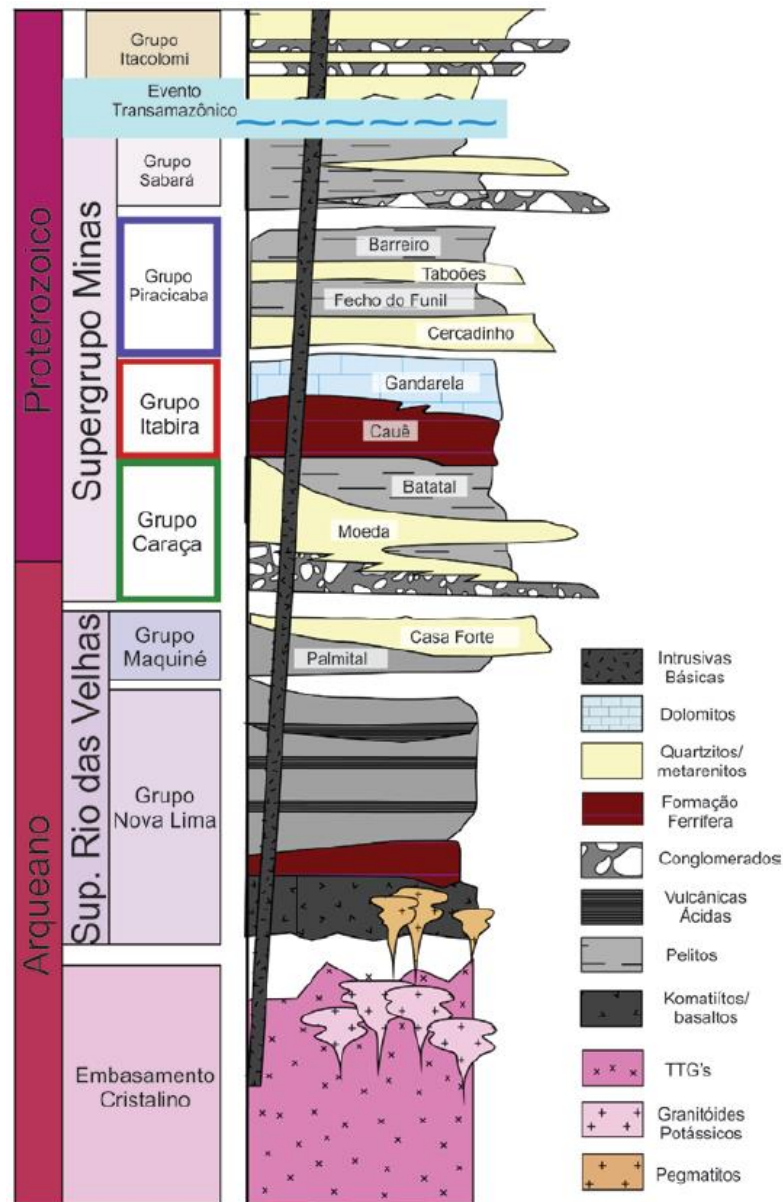


Figura 3 - Coluna Estratigráfica da região do Quadrilátero Ferrífero (retirado de Freitas, 2019; com base nas propostas de Dorr, 1969; Alkmin e Martins-Neto, 2012; Dopico *et al.*, 2017).

2.2.1 O *greenstone belt* Rio das Velhas

A primeira divisão estratigráfica do Supergrupo Rio das Velhas foi formulada por Dorr *et al.* (1957) que separam os xistos da Série Rio das Velhas sob a base da Série Minas de acordo com a proposta de Barbosa (1954) em dois grupos, Nova Lima (base) e Maquiné (topo). Após a primeira proposta, o Supergrupo Rio das Velhas passou por diversas divisões por diferentes autores (Dorr 1957; Dorr 1969; Ladeira, 1980; Oliveira *et al.*, 1983; Vieira *et al.*, 1991; Vieira & Oliveira, 1998).

Zucchetti & Baltazar (1998) dividiram o GBRV em quatro blocos litotectônicos, caracterizados por distintos domínios estruturais e colunas litoestratigráficas, delimitados por zonas de cisalhamento. São eles os blocos Nova Lima e Caeté ao norte; Santa Bárbara ao leste; e São Bartolomeu ao sul.

Uma nova abordagem de estudo do *greenstone belt* através de associação de litofácies foi desenvolvida por Baltazar *et al.* (1994), Pedreira & Silva (1996), Baltazar & Pedreira (1996, 1998), Zucchetti & Baltazar (2000), e Baltazar & Zucchetti (2007) subdividindo o Supergrupo em unidades litoestratigráficas informais. Através do reconhecimento das características de litotipos, fácies sedimentares e vulcano-sedimentares em associação com suas correlações estratigráficas (Lowe 1994; Eriksson *et al.*, 1994), foram definidas quatorze unidades estratigráficas que compreendem sete associações de litofácies (Tabela 1):

- 1) **Máfica-ultramáfica:** Composta por lavas máficas e ultramáficas, com intrusões de gabro, peridotito e anortosito, além de intercalações de formação ferrífera bandada (FFB), chert ferruginoso, pelitos carbonosos, turbiditos e, raramente, rochas vulcanoclásticas félsicas. Correspondente ao grupo Quebra Ossos e unidade Ouro Fino do Gr. Nova Lima.
- 2) **Vulcanossedimentar química:** Formada por rochas toleíticas intercaladas com FFB's e chert ferruginoso, e, em menor proporção, rochas sedimentares clásticas com turbiditos, pelitos carbonosos intercalados com rochas sedimentares químicas. Corresponde a unidade Morro Vermelho.
- 3) **Sedimentar clástica-química:** Caracterizada por alternância entre rochas sedimentares químicas e clásticas de granulometria fina. Pelitos (xistos micáceos e cloríticos) intercalam finas camadas de FFB e, subordinadamente, xistos carbonosos e chert. Corresponde à unidade Santa Equitéria.
- 4) **Vulcanoclástica:** Constitui-se de rochas vulcanoclásticas félsicas e máficas compreendidas em brechas monomíticas e polimíticas; grauvasas conglomeráticas; arenitos grauvaquianos; argilito grauvaquiano. Corresponde às unidades Ribeirão Vermelho e Mestre Caetano.
- 5) **Ressedimentada:** Amplamente distribuída no QF e inclui três diferentes sequências de grauvasa-argilito: duas metamorfasadas em fácies xisto verde no setores Norte e Leste, correspondendo às unidades Mindá e **Córrego do Sítio**, e uma em fácies anfíbolito no

Sul, correspondendo às unidades Catarina Mendes, Fazenda Velha, Córrego da Paina; e à unidade Rio de Pedras da Formação Palmital do Grupo Maquiné.

- 6) **Costeira:** Limitada a uma pequena área no Noroeste do Complexo do Bação é constituída por 4 litofácies: i) arenito com estratificação de médio a grande porte; ii) arenito com marcas de onda; iii) arenito com estrato cruzado tipo espinha de peixe; iv) arenitos e siltitos. Corresponde às unidades Pau D'Óleo e Andaimés.
- 7) **Não-marinha:** Formada por arenitos conglomeráticos, arenito grosseiro, arenito fino a médio. Corresponde às unidades Chica Dona, Jaraguá, Córrego do Engenho e Capanema, da Formação Casa Forte do Grupo Maquiné.

Tabela 1 - Associação de litofácies para o *greenstone belt* Rio das Velhas. Baseado em Baltazar & Zucchetti, 2007.

Grupo	Unidade	Rochas	Associação de Litofácies	Ciclo
Grupo Quebra Osso		Lavas máficas-ultramáficas, com intrusões de gabro, peridotito e anortosito, (FFB), chert ferruginoso, pelito carbonoso e turbiditos	Vulcânica máfica-ultramáfica	I
	Ouro Fino			
Nova Lima	Morro Vermelho	Rochas toleíticas intercaladas com FFB e chert ferruginoso	Vulcanossedimentar química	II
	Santa Equitéria	Alternância entre mica- e clorita-xisto com finas camadas de FFB	Sedimentar clástica-química	
	Ribeirão Vermelho; Mestre Caetano	Rochas vulcânicas máficas e félsicas	Vulcanoclástica	
	Mindá; Córrego do Sítio; Catarina Mendes; Fazenda Velha; Córrego da Paina	Sequências de grauvaça-argillitos (Turbiditos)	Ressedimentada	
Maquiné - Fm. Palmital	Rio das Pedras	Arenitos com estruturas primárias preservadas	Costeira	III
	Pau D'Óleo; Andaimés			
Maquiné - Fm. Casa Forte	Chica Dona; Jaraguá; Córrego do Engenho; Capanema	Arenitos conglomeráticos, arenitos grosseiros e arenitos médios/finos	Não-marinha	IV

Baltazar & Zucchetti (2007) propõem o desenvolvimento das bacias sedimentares que originaram as associações de litofácies e seus contextos tectônico associados em quatro ciclos sedimentares. O Ciclo I está associado a um regime de tectônica extensional de espalhamento oceânico; as rochas do Ciclo II foram depositadas durante a fase de espalhamento de bacia oceânica e início de subducção; os sedimentos do Ciclo III estão associados a um ambiente orogênico depositados em contexto de trincheiras, back-arc e fore-arc durante subducção; e o Ciclo IV é interpretado como deposição em bacia tipo retroarco-antepaís.

2.3 Acervo geocronológico

Os principais eventos tectono-magmáticos ocorridos durante a formação do Quadrilátero Ferrífero são evidenciados pela recorrência de alguns intervalos de populações observadas em diagramas de idades U-Pb de zircões detríticos. São eles:

- Mamona I (MI) (2750 ~ 2700 Ma) e II (MII) (2650 ~ 2580 Ma) – Intrusões graníticas nos complexos Bação, Bonfim e Belo Horizonte com metamorfismo associado (Machado *et al.*, 1996; Romano *et al.*, 2013; Farina *et al.*, 2015; Dopico *et al.*, 2017);
- Rio das Velhas II (RVII) (2800 ~ 2770 Ma) – Granitogênese potássica em corpos de dimensões variadas no interior de domos graníticos (Romano *et al.*, 2013; Farina *et al.*, 2015);
- Rio das Velhas I (RVI) (2930 ~ 2900 Ma) – Núcleos graníticos no interior e nas adjacências do Quadrilátero Ferrífero (domos Bonfim, Bação e Belo Horizonte) marcando acreção de magma TTG à crosta Paleoarqueana sob atividade máfica e ultramáfica (Lana *et al.*, Farina *et al.*, 2016);
- 3000 ~ 2900 Ma – Produção crustal (Farina *et al.*, 2016);
- Santa Bárbara (SB) (*ca.* 3200 Ma) e pré-Santa Bárbara (>3200 Ma) – Núcleo granítico (Complexo Santa Bárbara) sob sucessivos pulsos magmáticos e erosivos (Lana *et al.*, 2013).

A respeito do Grupo Nova Lima, Machado *et al.* (1992) apresenta duas idades de análises U-Pb em zircão detrítico de duas amostras de rochas vulcânicas félsicas em 2776 ± 23 Ma e 2772 ± 6 Ma. Os dados de LA-ICP-MS $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de sedimentos turbidíticos de Machado & Shrank (1996) obtiveram o grão mais jovem em 2996 ± 38 Ma. Noce *et al.* (2005) apresenta idades de SHRIMP e ID-TIMS U-Pb em zircões de grauvacas datando eventos eruptivos em 2792 ± 11 Ma, 2773 ± 7 Ma e 2751 ± 9 Ma, sugerindo aproximadamente 40 Ma de magmatismo félsico. Grãos de zircão de rochas metassedimentares possuem idade de máxima deposição apresentadas por Hartmann *et al.* (2006) em 2749 ± 7 Ma. Coelho (2015) limitou idades U-Pb (LA-ICP-MS) em 2744 ± 6 Ma e 2761 ± 4 Ma de anfibolitos e granada-xistos, respectivamente. Dopico *et al.* (2017) apresentaram a idade 2679 ± 20 Ma para o grupo de grãos de zircões mais jovens de metaquartzito. Os eventos SB, RVI e RVII são

registrados nas rochas do Grupo Nova Lima, sendo o evento RVII o principal período de magmatismo preservado nas rochas sedimentares (Farina *et al.*, 2016).

As idades U-Pb de zircões detríticos do Grupo Maquiné sugerem que a principal fonte de suas sequências clásticas sejam rochas geradas no evento RVII, cuja idade máxima de deposição é em aproximadamente 2730 Ma (Moreira *et al.*, 2016).

O Supergrupo Minas possui a idade dos metassedimentos Caraça-Itabira estimada entre 2.614 Ma e 2.420 Ma (Noce, 1995; Babinski *et al.*, 1995; Machado *et al.*, 1996). A idade de 2919±19 Ma apresentada por Babinski *et al.* (1995) é atribuída a deposição da Formação Gandarela (Grupo Itabira). As rochas do Grupo Sabará apresentam idade entre 2125 e 2030 Ma (Machado *et al.*, 1996).

O Grupo Itacolomi possui idades em 2143±16 Ma (Hartmann *et al.*, 2006) e 2059±58 Ma (Machado *et al.*, 1996).

CAPÍTULO 3 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA: TURBIDITOS

3.1 Introdução

O conceito de turbidito evoluiu demasiadamente desde sua definição original por Kuenen & Migliorini (1950) de depósitos por correntes de turbidez exemplificado pelas sucessões *flysch* ao norte da Cordilheira dos Apeninos, e hoje é utilizado para definir uma variedade de depósitos. A alternância rítmica entre arenitos e folhelhos teve sua primeira definição pelo termo *flysch* por Studer (1827) para descrever uma associação de folhelhos escuros e arenitos subordinadamente intercalados com brechas, conglomerados e rochas carbonáticas de unidades Cenozoicas dos Alpes Suíços (Mutti *et al.*, 2009; Shangungam, 2016). A grande quantidade de trabalhos realizados nos anos de 1950 e 1960 passaram a entender os depósitos *flysch* como turbiditos e estes termos passaram a ser utilizados indiscriminadamente como sinônimos (Costa, 2018). Os depósitos *flysch* são em sua maioria, de fato, depósitos turbidíticos, porém inúmeras sucessões turbidíticas não possuem relação com sedimentos *flysch* (Mutti *et al.*, 2009). Atualmente, o termo *flysch* é caracterizado como um depósito tectonicamente controlado associado ao preenchimento sin-orogênico de bacias formadas em contexto geológico de orógeno colisional (Mutti *et al.*, 2009). Já o termo turbidito designa o conjunto de rochas acamadadas e gradadas composto por associação rítmica entre arenitos e folhelhos, depositados por correntes de turbidez com sentido de transporte orientado para o centro da bacia (Mutti *et al.*, 1999; 2002).

3.2 Turbiditos e sistemas turbidíticos

Os turbiditos são responsáveis pelos maiores sistemas deposicionais do planeta, sendo representado por leques submarinos, i.e., Leque de Indus, Bengal e Amazônia (Bouma *et al.* 1985 *apud* Miall 2016). Os leques submarinos são resultado da acumulação por fluxo de gravidade em cânions submarinos gerando grande variedade de padrões deposicionais, em geral, referidos como sistemas turbidíticos. O típico ambiente deposicional submarino consiste nos elementos apresentados na Figura 4. O material advém de diferentes processos (i.e., fluvial, eólico e costeiro) e é depositado na área de acumulação que varia de acordo com o nível do mar. A área de acumulação é conectada ao ambiente submarino através de cânions e/ou canais de talude que conduzem os transportes de massa. Os elementos deposicionais incluem canais em dique, *crevasse splay*, ondas de sedimentos e *splays* frontais ou lóbulos (Posamentier & Walker, 2006).

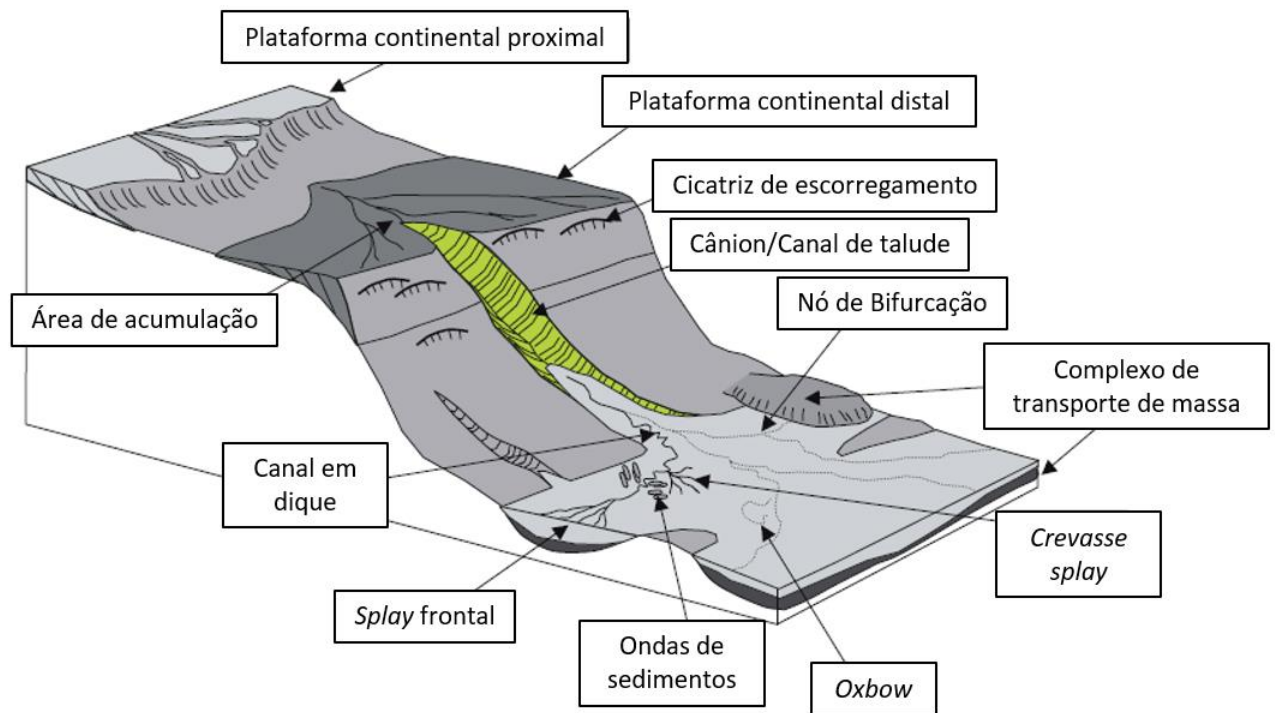


Figura 4 - Elementos deposicionais de um ambiente submarino. Modificado de Posamentier & Walker, 2006.

Shanumgan (2016) realizou uma revisão sobre ambientes de leque submarino e sumarizou 29 modelos de fácies e associações turbidíticas diferentes entre 1928 e 2014, evidenciando a imensa variedade de distintas interpretações sobre o assunto.

O primeiro reconhecimento de leques submarinos modernos foi realizado por Menard (1955) e a primeira sugestão de associação leque-turbidito em leques antigos por Bouma (1962). As observações de Bouma (1962) sobre os turbiditos da Formação Annot Sandstone, nos Alpes Franceses, resultaram na definição da Sequência de Bouma. Esta sequência é composta por cinco unidades (Bouma, 1962) e é definida por granulometria decrescendo para o topo e sucessão vertical de estruturas sedimentares:

- Ta – camada basal sem estrutura interna e gradação normal para o topo;
- Tb – camada arenosa com laminações plano-paralelas (raras laminações convolutas);
- Tc – camadas com laminações plano-paralelas (raras laminações convolutas) gradam camadas com *ripples*;
- Td – camadas de silte ou argila com laminações plano-paralelas e;
- Te – pelitos depositados pelo fluxo turbidítico, cobertas por camadas ou lâminas formadas por decantação em ambiente marinho.

De acordo com a definição de Bouma (1962), a distribuição das unidades contendo as fácies por ele caracterizadas, individualmente e em associações, se dispõem arranjas em um cone deposicional (Fig. 2.1B). Esta distribuição decorre do fato da corrente de turbidez ser móvel, não uniforme e que desacelera com o tempo e a distância.

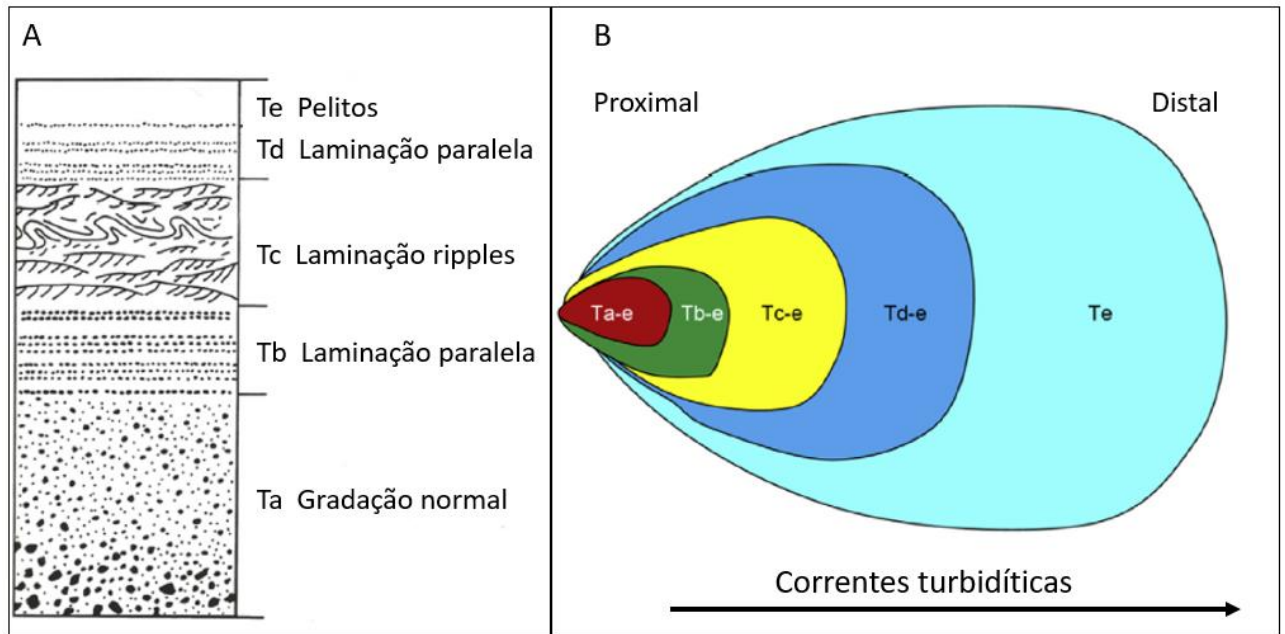


Figura 5- A) Sequência de Bouma. B) Distribuição aerial das fácies em leque submarino. Modificado de Bouma (1962).

O estudo de fácies turbidíticas no norte dos Apeninos por Mutti & Ricci Lucchi (1972) resultou na interpretação e definição de um padrão de litofácies e suas associações para turbiditos antigos. Cada tipo de fácies reflete um ou mais processos deposicionais, onde a associação de fácies pode ser interpretada em termos de ambiente deposicional. As principais fácies identificadas foram: A) Arenitos conglomeráticos; B) Arenitos; C) Arenitos intercalado com folhelhos D) Folhelhos intercalados com arenitos I; E) Folhelhos intercalados com arenitos II; F) Depósitos caóticos; e G)

Folhelhos pelágico/hemipelágicos. Os principais tipos de associações de fácies identificados foram:
 I) Talude; II) Leque Submarino; e III) Planície da bacia.

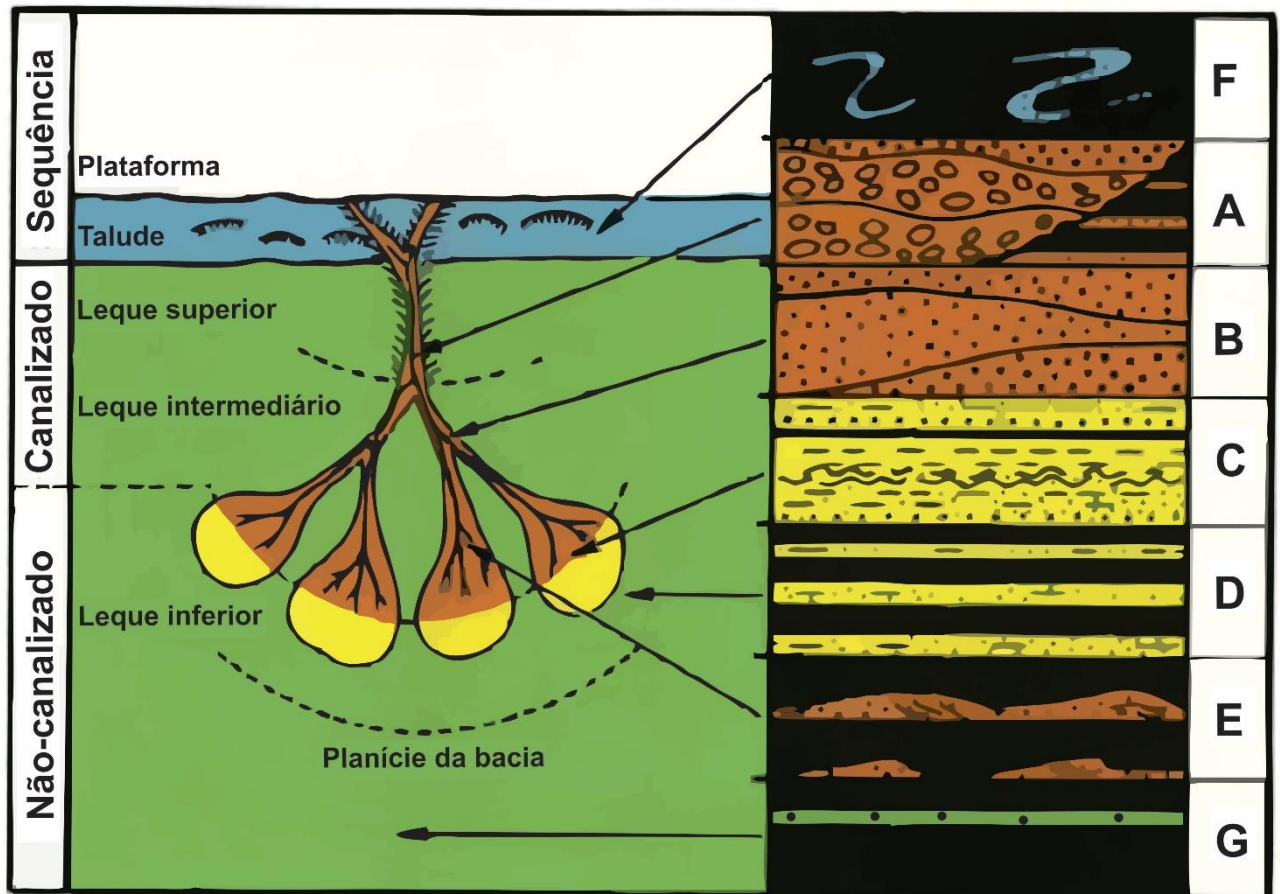


Figura 6 - Componentes de leque submarino antigo clássico, com associação de fácies relacionada ao ambiente deposicional, proposto por Mutti & Ricci Lucchi (1972). Modificado de Shanmungam (2016).

Através do estudo comparativo de estruturas sedimentares em turbiditos antigos e modernos, Stow & Shanmungam (1980) propuseram uma sequência padrão para turbiditos finos, análoga às subdivisões Tc, Td, e Te da sequência de Bouma (1962). A sequência completa é composta por 9 subdivisões de T₀ a T₈ (Figura 7). A subdivisão inferior (T₀) compreende laminação de silte com contato basal abrupto, erosivo ou com estruturas de carga, laminação interna plano-paralela e cruzada (análogo à Tc da sequência de Bouma). A sequência sobrejacente apresenta gradação textural e composicional alternando em silte e lama. Uma subdivisão de laminação convoluta (T₁), é sobreposta por *climbing ripples* de baixa amplitude (T₂), laminações finas regulares (T₃), laminações finas indistintas (T₄), e laminações convolutas finas (T₅). No topo as três subdivisões consistem lama gradativa (T₆), lama homogênea (T₇) e lama bioturbada (T₈). O reconhecimento desses detalhes microestruturais presentes em sequências antigas preservadas é importante para a determinação dos processos deposicionais e interpretação do paleoambiente.

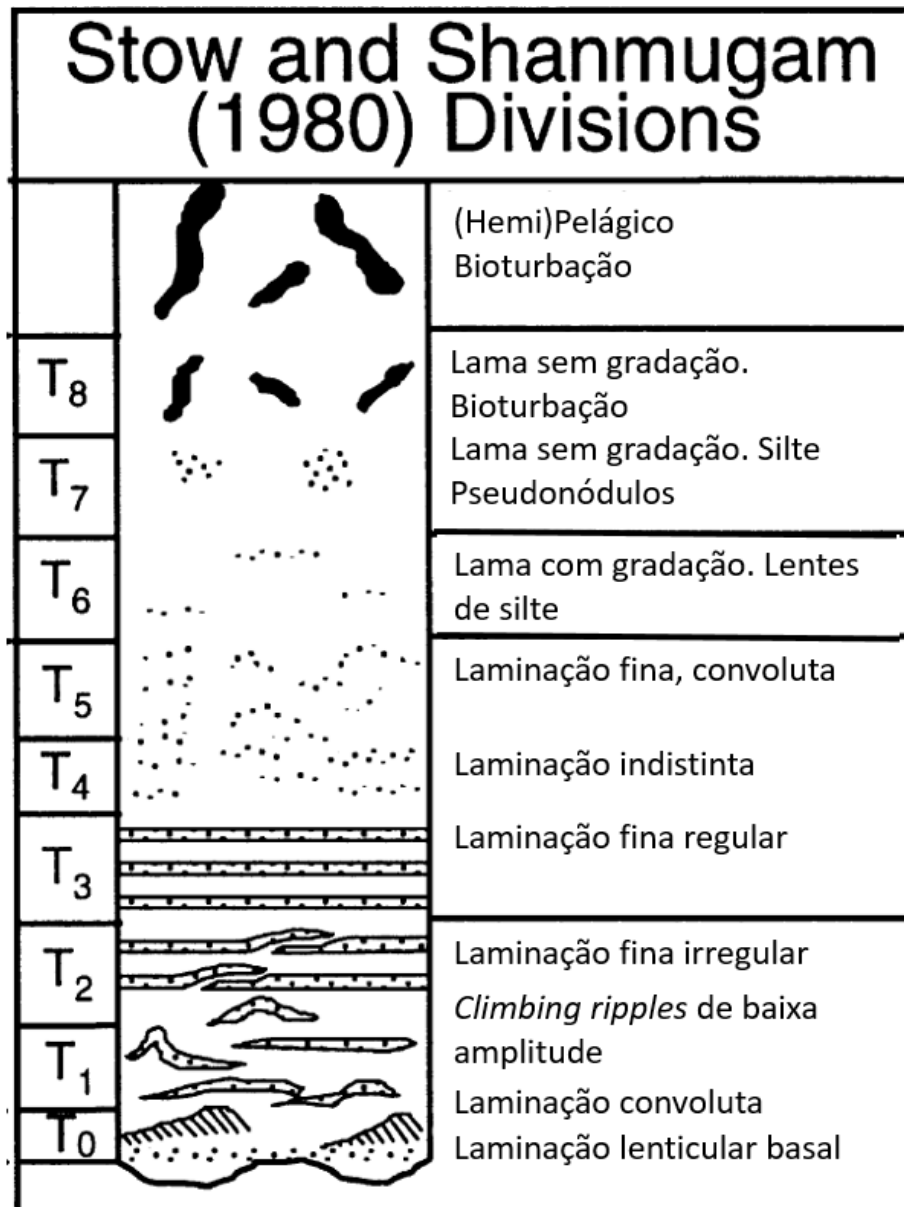


Figura 7 - Sequência de turbiditos finos de correntes turbidíticas de baixa densidade proposto por Stow & Shanmungam (1980).

Mutti & Normark (1987) apresentam uma comparação entre exemplos de turbiditos modernos e antigos baseado em características como tipo de bacia, tamanho da fonte de sedimentos, escala física e temporal, e estágios de desenvolvimento. Eles destacam como principais problemas na aquisição de dados de depósitos turbiditos antigos a ausência de informação a respeito da morfologia do depósito, a limitação de afloramentos e influência das deformações estruturais na bacia, e a necessidade de se deduzir a natureza da fonte de proveniência (por exemplo, delta, leque aluvial, etc) dos próprios sedimentos presentes. Apesar das dificuldades acerca desse estudo, um modelo de depósito em lóbulo antigo é definido por sua ocorrência em corpos isolados, com sucessões verticais

de centenas de metros de corpos arenosos alternando com pelitos variados. A Figura 8 exemplifica a variação das feições de depósitos em lóbulo em direção ao fim do fluxo.

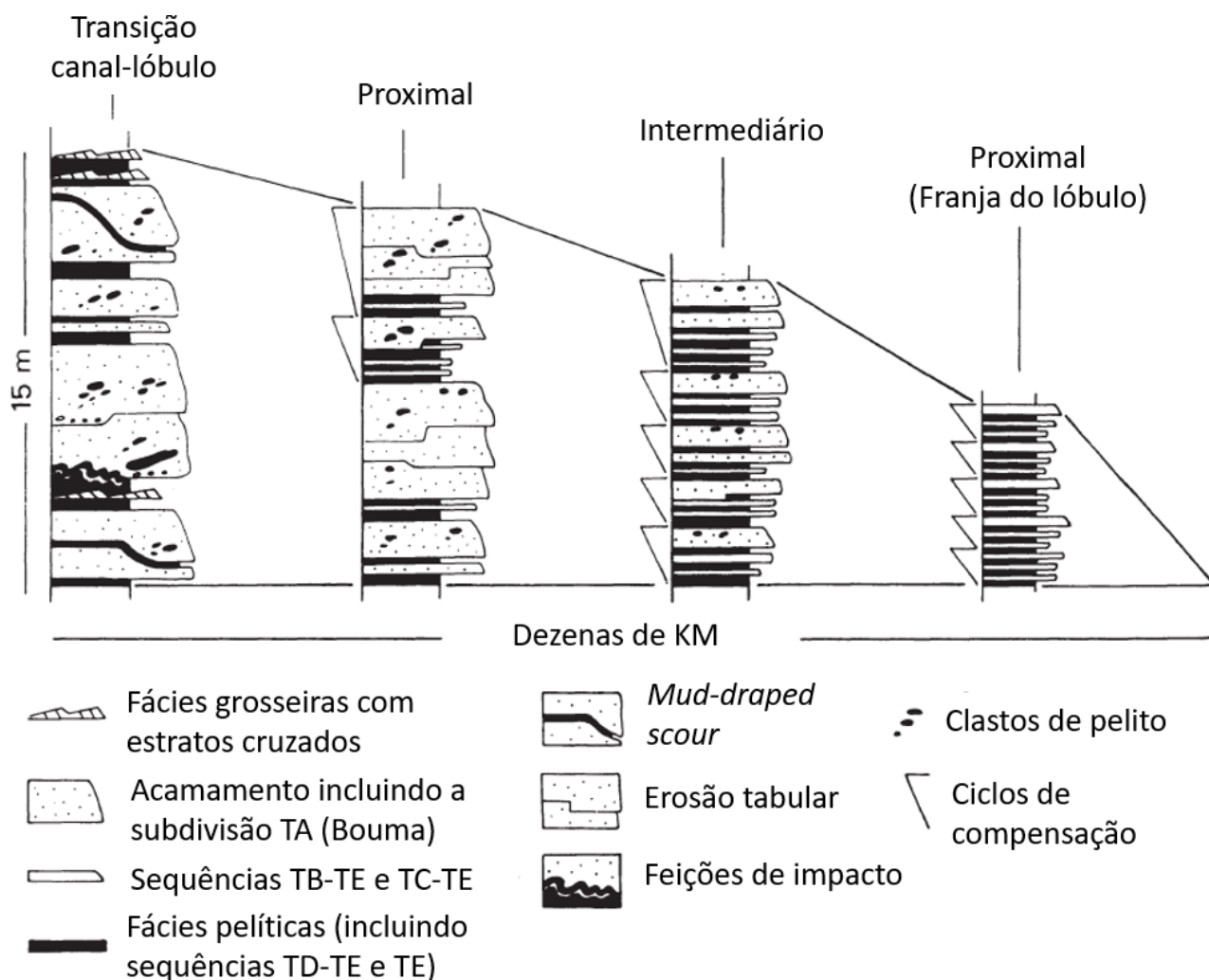


Figura 8 - Principais mudanças de fácies ao percorrer de dezenas de quilômetros. Modificado de Mutti & Normark (1987).

Middleton & Hampton (1973) descrevem o meio em que correntes turbidíticas se propagam e desenvolvem o conceito de fluxo gravitacional, individualizando quatro tipos de fluxos distintos baseados em seus comportamentos. São esses fluxos: i) fluxo de detritos; ii) corrente de turbidez; fluxo sedimentar fluidizado e; iv) fluxo de grãos. A corrente de turbidez é definida como fluxo de sedimentos de reologia Newtoniana e estágio turbulento, no qual o sedimento é suportado pela turbidez do fluido onde ocorre a deposição através do assentamento do material em suspensão (Shanmungam 2016 e referências nele contidas). Este fluxo constitui membros distais em áreas basais e pode ocorrer em qualquer parte do sistema (por exemplo, borda de plataforma, talude e bacia).

Lowe (1982) propõe as correntes de turbidez de alta densidade, onde o fluxo turbidítico se originaria a partir de fluxo de detritos. A partir destas propostas Mutti *et al.* (1999, 2009) definem o fluxo turbidítico como uma corrente bipartida, composta por uma parte inferior com excesso de pressão de fluidos dirigida pela inércia de fluxo denso e de maior velocidade, subjacente a um fluxo turbulento de menor densidade (Figura 9).

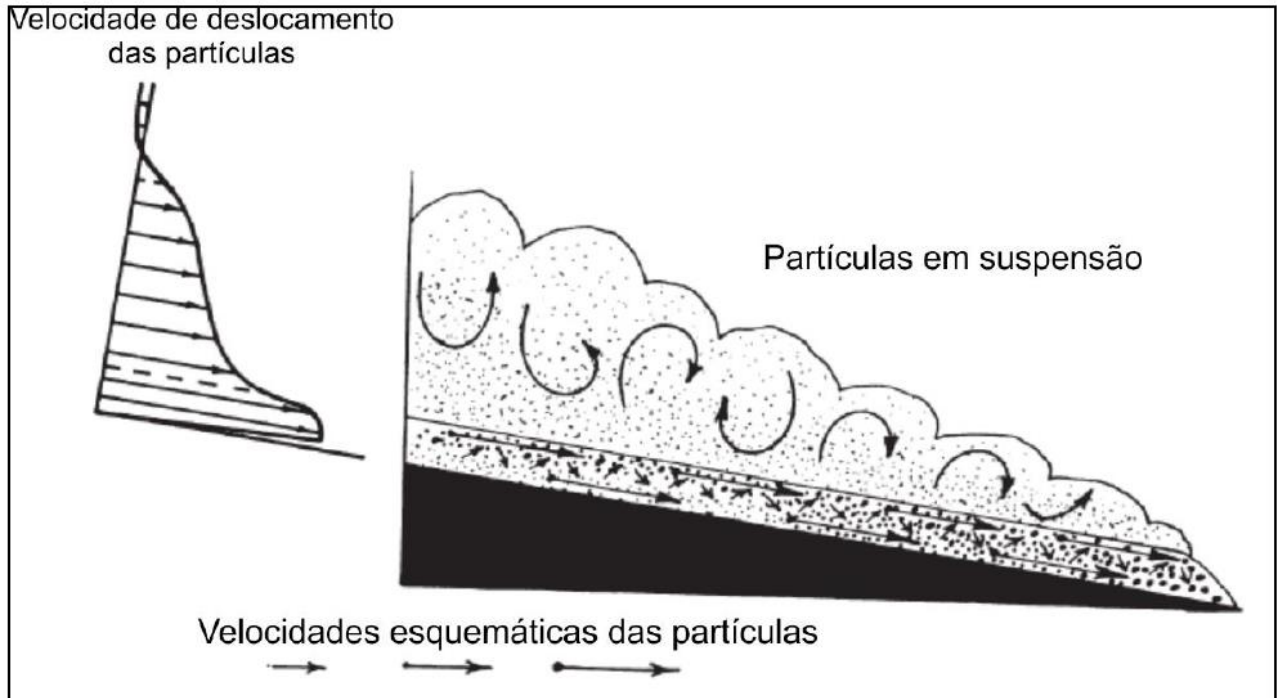


Figura 9 - Fluxo bipartido proposto por Sanders (1965) apresentando um perfil de velocidade de uma corrente turbidítica, que consiste de um fluxo basal, de maior velocidade, e um fluxo turbulento superior, mais lento.

Cada fácies turbidítica representa o depósito de um conjunto sedimentar particular do fluxo gravitacional, em um local específico ao longo do seu caminho no sítio deposicional. Mutti (1992) e Mutti *et al.* (1999) propõem a discriminação de fácies turbidíticas através de uma aproximação entre o caráter descritivo e suas implicações genéticas ao fazer uma análise de fácies orientada pelo processo. As fácies F2, F3, F5, F6 e F7 são geradas em regime de fluxo granular (laminar), enquanto as fácies F8 e F9 são originadas em fluxo turbulento, sendo as fácies F2 e F3 compostas por grãos maiores que seixo pequeno e as fácies F5, F6, F7, F8 e F9 compostas por grãos entre seixo pequeno e areia grossa (Figura 10).

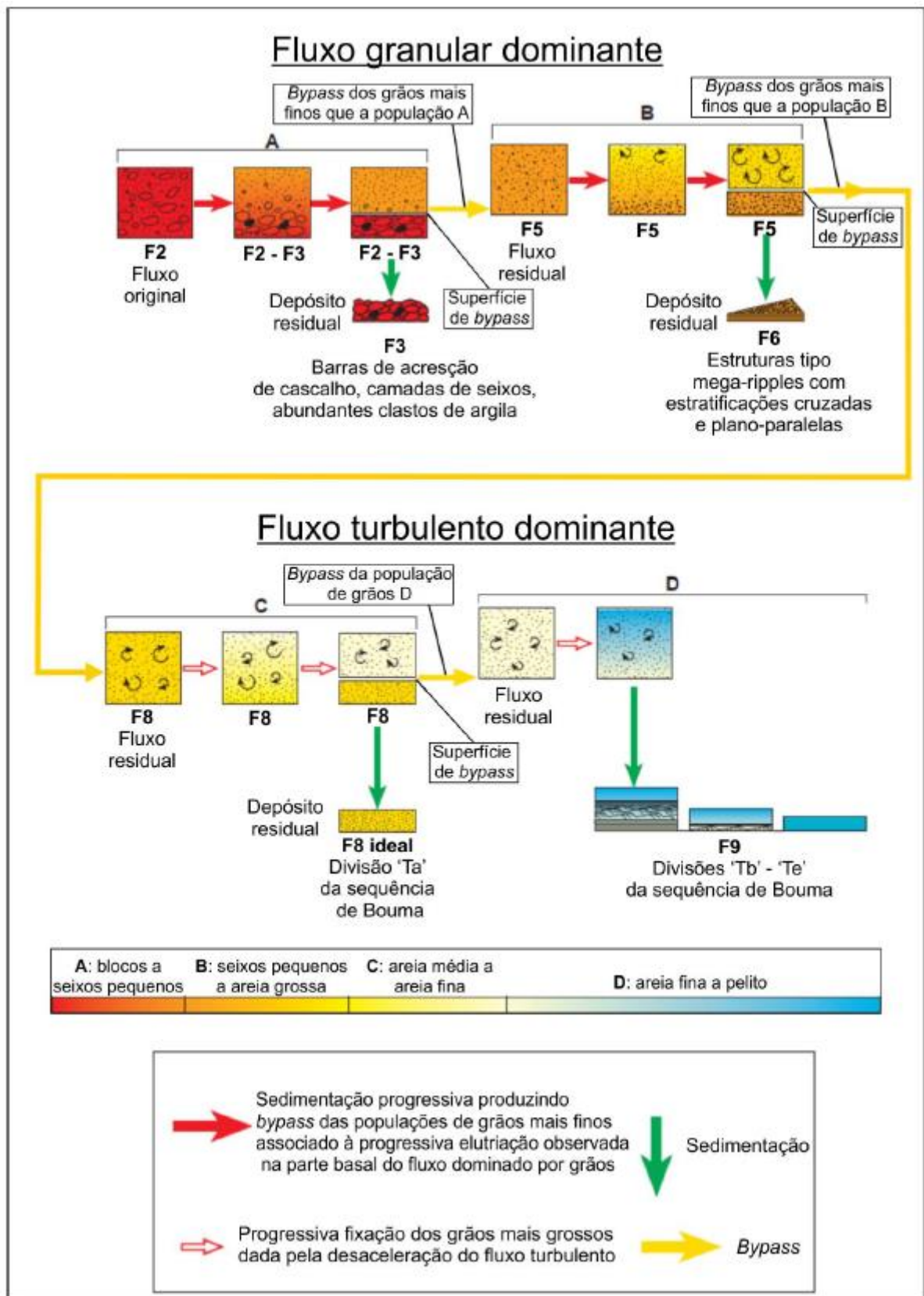


Figura 10 - Distribuição das fácies F2 a F9 segundo o modelo proposto por Mutti (1992) e Mutti *et al.*, (1999). Retirado de Costa (2018).

Em geral, ambientes marinho rasos (plataforma) são caracterizados por ondas e marés, e ambientes marinho profundos (cânion, talude e planície de bacia) são caracterizados por fluxos de massa (escorregamentos, deslizamentos, fluxos de grãos e fluxo de detritos), correntes inferiores (*bottom currents*) e deposição pelágica/hemipelágica (Shanmungam, 2013). Correntes de turbidez são raras em cânions submarinos, mas comuns em contextos de planícies de bacia. Cânions submarinos são elementos deposicionais únicos porque são operados tanto correntes marinhas quanto fluxos de massa. Shepard *et al.* (1979) documentaram a coexistência de fluxos de massa e correntes marinhas dentro de cânions submarinos modernos. Klein (1975) sugere que micro-estruturas como *ripples* de corrente, *mud drapes*, laminação paralela, acamamento flaser e lenticular, refletem alternância entre tração e suspensão por processos de maré em ambiente marinho profundo.

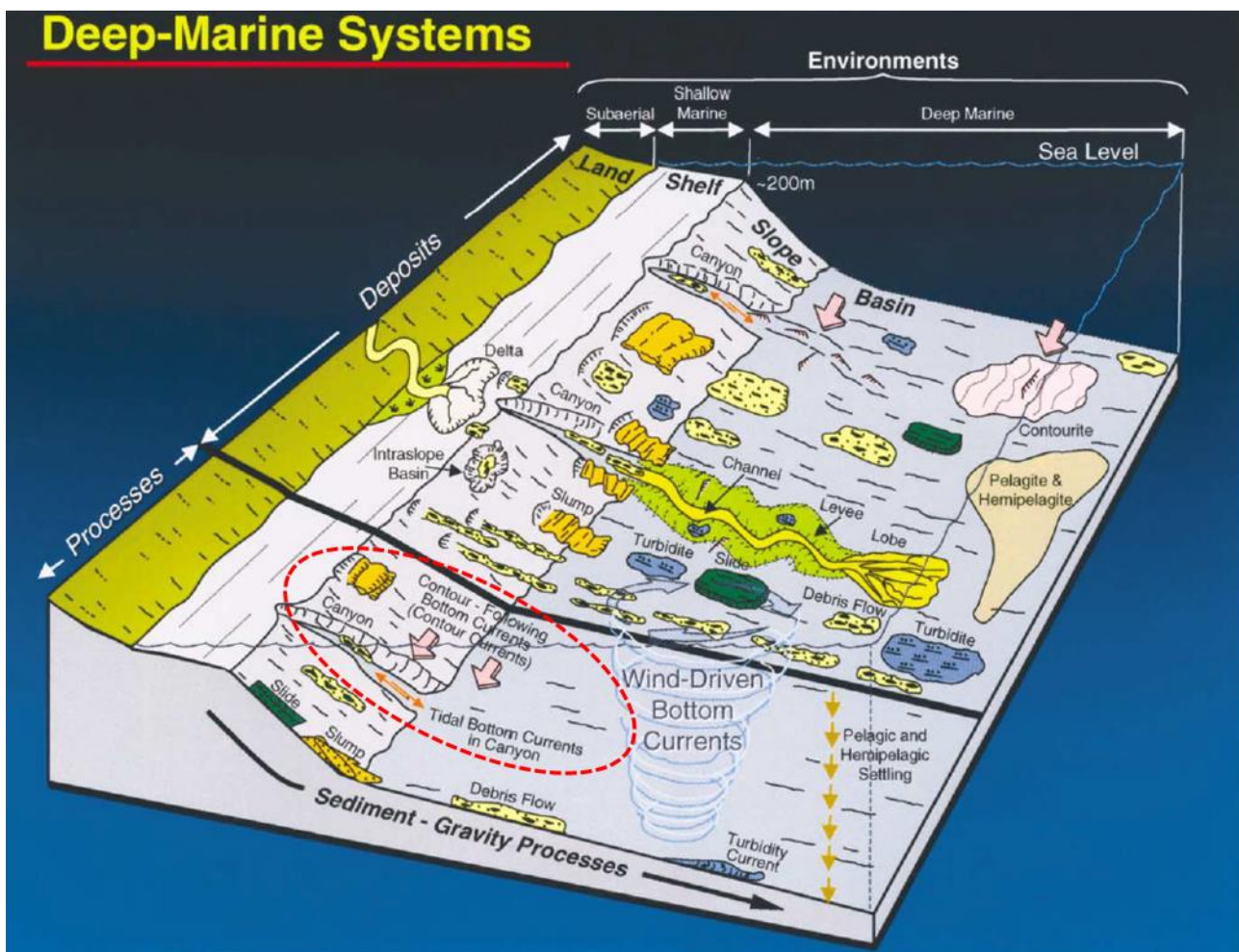


Figura 11 - Elementos deposicionais e mecanismos de deposição em ambiente submarino. Detalhe para as correntes inferiores e marinhas atuando no cânion. Retirado de Shanmungam (2003).

CAPÍTULO 4 – ARTIGO

O artigo intitulado “Characterization and geochronology of Archean metasedimentary sequences in eastern portion of Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil” foi submetido para o periódico *Journal of South America Earth Sciences*.

4.1 Abstract

The Quadrilátero Ferrífero (QF) is an important, polydeformed mineral province, located in the southernmost portion of São Francisco Craton. Ancient sedimentary sequences are present within the meta-volcano-sedimentary Rio das Velhas greenstone belt (RVGB). The Córrego do Sítio unit (CdS), the most widely distributed sedimentary sequence of the RVGB, is part of the resedimented lithofacies association and hosts an important gold deposit. The identified sedimentary structures led the interpretation of these sequences as distal turbidites, corresponding to Tc and Te facies of the classic Bouma Sequence, deposited by turbidity current mechanism. But those features also allowed the interpretation of a bottom currents setting for Córrego do Sítio unit. Geochronological data pointed the main influence of the Rio das Velhas II magmatic event in the deposition of the eastern QF metasedimentary sequence, as evidenced by the maximum depositional age at 2818 ± 31 Ma. The surrounding metamorphic complexes terrains may acted as source areas during the deposition of the sedimentary sequences, probably in a convergent to collisional marginal tectonic setting (subduction stage).

Keywords: Rio das Velhas Greenstone Belt; Turbidite sequences; Bottom currents deposits, Quadrilátero Ferrífero; Lithofacies association; Geochronology

4.2 Introduction

Archean sedimentary sequences within old cratonic areas are common across the world, e.g., Yellow Knife greenstone belt, Slave Province, Canada; Barberton greenstone belt, Kaapval craton, South Africa; Gadag greenstone belt, Dharwar craton, India; and others (Henderson, 1972; Gibbs & Barron, 1993; Eriksson et al., 1994; Ferguson et al., 2005; Ugarkar, 2016). The study of ancient systems through lithofacies association is broadly used to determine the depositional environment of the sedimentary sequences and their source areas (Thurson & Chivers, 1990; Eriksson et al., 1994; Jackson et al., 1994; Lowe et al., 1994). The reconstruction and understanding of the sedimentary setting is easily detected and characterized when it comes from undeformed domains. But it becomes much more complex in highly weathered, deformed and reworked terrains, in which the outcrops are limited, making it harder to understand the morphology of the deposits and the nature of the source area (Mutti & Normak, 1987). In addition to looking for the less deformed outcrops (that still have sedimentary features preserved), a fundamental tool for the analysis of tectonized sedimentary sequences is U-Pb dating on zircon grains. Besides the maximum depositional age, the analyses of the zircon age spectra may reflect the tectonic setting, affording important hints for palaeogeographic elucidations (Cawood et al. 2012).

The Quadrilátero Ferrífero (QF - Door, 1957; Figure 1) is an important mineral province located in the extreme south of the São Francisco craton (CSF - Almeida, 1977), it hosts an Archean metasedimentary sequence within the Rio das Velhas greenstone belt (RVGB; Baltazar & Zucchetti, 2007). This paper focuses on the Córrego do Sítio unit, the most widely distributed sedimentary sequence of the RVGB, part of the resedimented lithofacies association, interpreted as a turbidite sequence (Baltazar & Silva, 1996). It hosts the homonym gold mine, one of the most important of the QF (Lobato et al., 2001b), and represents an important stratigraphic marker overlying the mafic-ultramafic Quebra Ossos Group in the base and underlying the non-marine association of Maquiné Group on the top of the greenstone belt, marking an important stage of the evolution of the RVGB.

This paper focuses on detailed sedimentology study from the metasedimentary Córrego do Sítio unit, eastern QF. Our field, lithochemical (gamma-radiation logs and x-ray diffraction-XRD) and geochronological (LA-ICP-MS in detrital zircon) studies provide evidence for a new interpretation of the Córrego do Sítio unit. The current literature interprets Córrego do Sítio unit as a distal turbidite sequence (Baltazar & Silva, 1996; Baltazar & Zucchetti, 2007; Lima, 2011), but we show evidence that it could also represent a turbiditic and bottom currents mixed deposits.

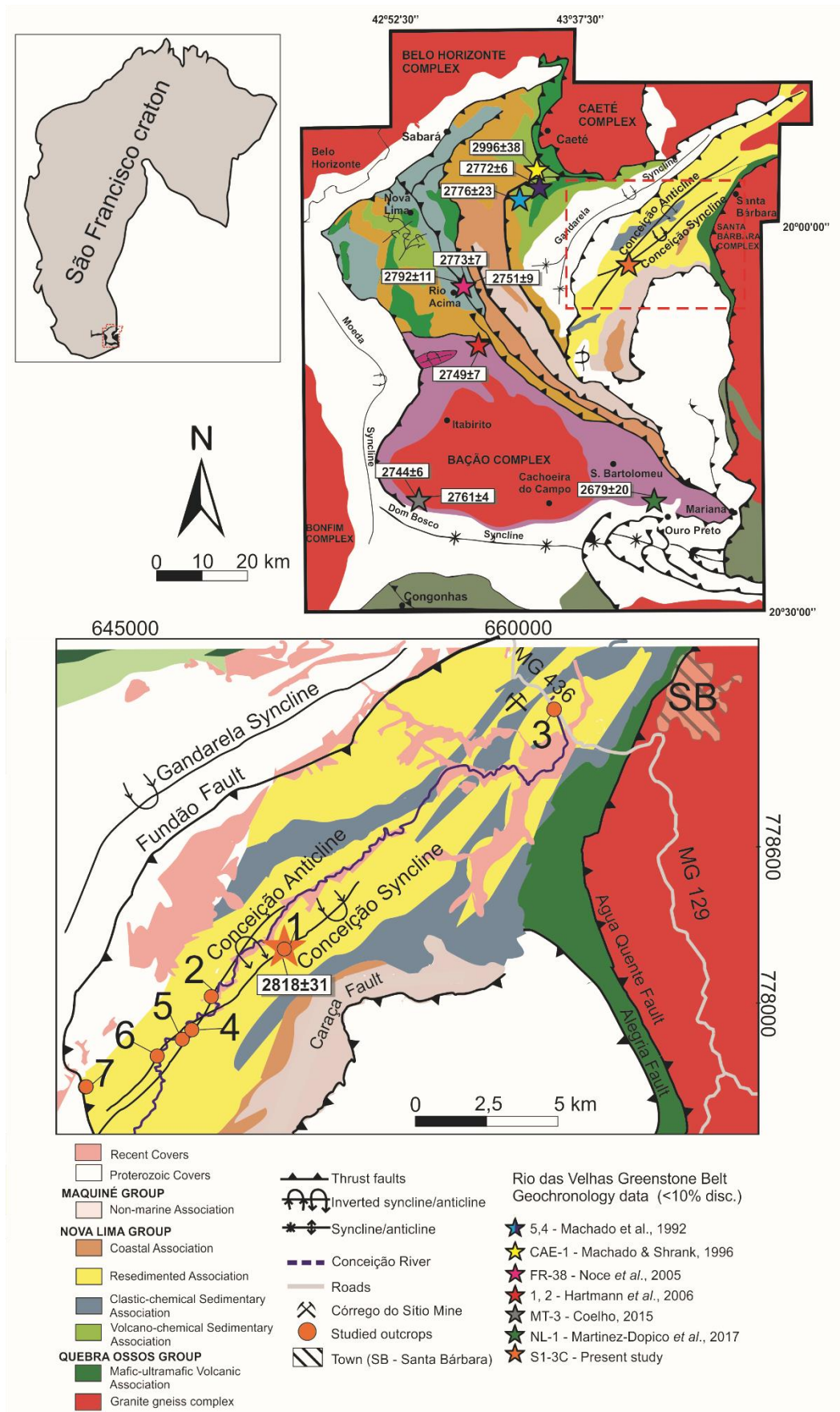


Figura 12 - The Quadrilátero Ferrífero with Nova Lima Group geochronology samples location and the studied area. Modified from Baltazar & Zucchetti (2007) and CPRM (2014).

4.3 Geological Framework

The Quadrilátero Ferrífero region is subdivided into Archean metamorphic complexes; Archean Rio das Velhas greenstone belt; and Proterozoic metasedimentary units of Minas Supergroup and Itacolomi Group. The metamorphic complexes consist of a TTG/calc-alkaline basement that formed during four main periods: extending from ca. 3200 to 2770 Ma are the Santa Bárbara (SB), Rio das Velhas I (RVI) and Rio das Velhas II (RVII) events (Lana *et al.*, 2013) and the Mamona event represented by K-rich granite dated between 2750 and 2680 Ma (Romano *et al.*, 2013; Farina *et al.*, 2015).

Meta-volcano-sedimentary rocks that compose the Rio das Velhas greenstone belt are subdivided into Nova Lima and Maquiné Groups (Dorr, 1969). Concerning the Nova Lima Group, Machado *et al.*, (1992) presented two U-Pb zircon ages from two felsic volcanic rocks at 2776 ± 23 Ma and 2772 ± 6 Ma. The LA-ICPMS $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ data from metasedimentary rocks of Machado & Shrank (1996) obtained 2996 ± 38 Ma as the youngest detrital zircon age. Noce *et al.* (2005) presented SHRIMP and ID-TIMS U-Pb zircon ages of volcanoclastic greywacke samples dating eruptive events at 2792 ± 11 Ma, 2773 ± 7 Ma and 2751 ± 9 Ma suggesting a range of ca. 40 Ma of felsic magmatism. Zircon grains of metasedimentary rocks have the maximum depositional age proposed by Hartmann *et al.* (2006) at 2749 ± 7 Ma. Coelho (2015) yielded a crystallization zircon age at 2744 ± 6 Ma for an amphibolite and a maximum depositional age at 2761 ± 4 Ma for a garnet shale. Dopico *et al.* (2017) presented the maximum depositional age for a quartzite at 2679 ± 20 Ma. The clastic rocks of Maquiné Group overlie the Nova Lima Group along an angular unconformity and have the maximum depositional age at ca. 2730 Ma (Moreira *et al.*, 2016).

The Minas Supergroup overlies the Rio das Velhas greenstone belt along an erosive and angular unconformity, is subdivided into the Tamanduá, Caraça, Itabira, Piracicaba and Sabará groups (Dorr, 1969) and represents a continental marginal sequence, with sedimentation between ca. 2680 to 2120 Ma (Machado *et al.*, 1996; Dopico *et al.*, 2017). The metasedimentary rocks of Itacolomi Group are the youngest unit in the QF supracrustal sequence with minimum zircon ages at ca. 2059 ± 58 Ma (Machado *et al.*, 1996).

4.1 Rio das Velhas Greenstone Belt

The Rio das Velhas Supergroup was subdivided several times by different authors (Dorr 1957; Dorr 1969; Ladeira, 1980; Oliveira *et al.*, 1983; Vieira *et al.*, 1991; Vieira & Oliveira, 1998;). A new approach developed by Baltazar *et al.* (1994), Pedreira & Silva (1996), Baltazar & Pedreira (1996,

1998), Zucchetti & Baltazar (2000), and Baltazar & Zucchetti (2007) subdivided the supergroup into informal lithostratigraphic units. The stratigraphic units were defined that comprise seven lithofacies associations (Table 1) based on recognizable characteristics of volcano-sedimentary and sedimentary lithofacies in association with their stratigraphic relations and grouping associations. Baltazar & Zucchetti (2007) proposed the development of the sedimentary basins that originated the lithofacies associations in four sedimentary cycles and associated tectonic setting. Cycle I is related to an extensional tectonic regime of a spreading oceanic crust; the rocks of Cycle II were deposited during final stages of ocean basin extensional phase and the onset of a subduction phase; Cycle III meta-sedimentary rocks are associated with orogenic basins (trenches, back-arc and fore-arc settings) formed during subduction; and Cycle IV is related to meta-sedimentary rocks ascribed to a retroarc foreland basin.

Tabela 2 - Lithofacies association for Rio das Velhas greenstone Belt (Baltazar & Zucchetti, 2007)

Group	Unity	Rocks	Lithofacies association	Cycle
Maquiné - Fm. Casa Forte	Chica Dona; Jaraguá; Córrego do Engenho; Capanema	Conglomeratic sandstone, coarse-grained sandstone and medium-to thin-grained sandstones	Non-marine	IV
Maquiné - Fm. Palmital	Pau D'Óleo; Andaimés	Sandstones with preserved structures	Coastal	III
Nova Lima	Rio das Pedras	Graywacke-argillite sequences (turbidites)	Resedimented	II
	Mindá; Córrego do Sítio; Catarina Mendes; Fazenda Velha; Córrego da Paina			
	Ribeirão Vermelho; Mestre Caetano			
	Santa Equitéria	Alternation of mica and chlorite schists with thin BIF layers	Clastic-chemical-sedimentary	
	Morro Vermelho	Tholeiitic rocks intercalated with BIF and ferruginous chert	Volcano-chemical-sedimentary	
Quebra Ossos group	Ouro Fino	Mafic-ultramafic lavas, with gabbro, peridotite and anorthosite intrusions, (BIF), ferruginous chert, carbonaceous pelite, turbidites	Mafic ultramafic volcanic	I

The resedimented lithofacies association is divided into three graywacke-argillite sequences: two of them metamorphosed in greenschist facies that occur into the N and E sectors of the QF, and one one metamorphosed into amphibolite facies that outcrops in the southern area of the QF. According to Baltazar & Silva (1996), the resedimented facies association is the most widely

distributed lithofacies association in RVGB and in E sector consist mainly of graywackes, quartz wackes, sandstones and siltstones, with couplets layers and sharp basal contacts between the cycles (Baltazar & Zucchetti, 2007). Sedimentary structures led to the interpretation of the mechanism of deposition as turbidity currents of low and high densities (Mutti, 1992) in distal marine environment (Baltazar & Silva, 1996; Baltazar & Zucchetti, 2007). The Córrego do Sítio unit comprises most of the resedimented facies association and generally consists of quartz-carbonate-mica schist, metamorphosed in greenschist facies (Baltazar & Silva, 1996). Lima (2011) proposed a lithostratigraphic subdivision of three sequences: i) lower sub-unit: thick carbonaceous phyllite and graywacke sequence, with subordinate metric-decimetric BIF layers; ii) intermediary sub-unit: carbonaceous metapelites characterized by an anastomosing schistosity; and iii) upper sub-unit: metagraywackes with subordinated carbonaceous phyllite with incomplete Bouma cycles with upward fining.

4.2 Material and Methods

4.2.1 Mapping

Seven geological sections were chosen during the geological mapping of the study area based on deformation grade, quality of the exposures and recognizable structures. The cycles were divided into two individual lithofacies based on the updated concept of Miall (2016) and several sedimentary structures were carefully described.

4.2.2 X-Ray Diffraction

Six samples were collected, three of each lithofacies, in sections 3, 4 and 6, for mineralogical identification. The samples were dried, crushed, homogenized and analysed by an x-ray Diffractometer X-PERT Pro, with the following parameters: radiation anode material Cu ($\lambda = 1,54060 \text{ \AA}$), 40kV tension, 45 mA current, angular scan between 5° to 70° , 0.02° step size, 0.5 s scan step time and 35 minutes of total scan time.

4.2.3 Gamma Radiation Spectrometer

The Gamma Ray is used to record the intensity of radioactive elements presented in the mineralogical composition of rock section (Nazeer et al., 2016) with main output the concentration change on potassium (%), uranium (ppm), and thorium (ppm). These important geochemical information are used for facies identification, stratigraphic correlation and sequence-stratigraphic analysis through the interpretation of parameters such as clay content, grain size, detrital composition and porosity (Šimíček et al., 2012).

In the present study, the author applied this geophysics technic to do a relative comparison between the logs of each facies through the evolution of the cycles within each outcrop to find a pattern about the beginning and end of each cycle. The studied rocks show high weathering grade with large contents of clay and secondary minerals, thus the GR data are compared with the grain size and mineralogical composition. Gamma-ray logs were measured using a portable gamma-ray spectrometer (XP-13-16-RS125/230) in 6 sections (it was not possible to apply the technic in section 2 due the strong local hydrothermal alteration), logged by measuring gamma-radiation in contact with the middle of each facies (varying the range depending on the thickness of each facies) over 120 seconds of time integration. The acquired data were corrected by reduction of each element value by the result of a “correction measure” made aiming the spectrometer to a 2-meter-deep water blade and logging over 120 seconds of time integration.

4.2.4 Geochronology

One sample of a metapsamite from Córrego do Sítio unit collected in Section 1, was prepared and analyzed for U-Pb isotopes in the Isotopic Geochemistry Laboratory in the Federal University of Ouro Preto (UFOP), Brazil, by using the laser ablation sector field inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-SF-ICP-MS) equipment. The sample was crushed and undergo through a disk mill. The obtained material was then concentrated using a pan, dried between 50 and 70 degrees Celsius and its magnetic fraction was separated using a neodymium magnet. The non-magnetic fraction of the concentrated material was separated in a portion with density superior than 3,31 and other with density inferior than 3,31 using a decantation funnel and diiodomethane. The denser material passed through a Frantz magnetic separator machine for the segregation in diamagnetic and paramagnetic portions. Diamagnetic material were mounted in acrylic resin and polished using alumina powder. Cathodoluminescence (CL) images were obtained in a Scanning Electron Microscope (SEM) JEOL 6510. U-Pb analysis were obtained using an Element 2 Thermo Finnigan coupled with a Photon-Machines 193nm laser system. Data were acquired using peak jumping mode with background measurement during 20 seconds, zircon ablation during 20 seconds and 30 micrometers spot size. GJ-1 (Jackson et al., 2004) and Plešovice (Sláma et al. 2008) standard zircons were used in LAMC-ICP-MS analytical routines. GLITTER Software was used for data reduction. Common lead correction was applied using Ms Excel spreadsheet program (Gerdes and Zeh, 2006) based on Stacey & Kramers (1975) Pb composition model. Isoplot (Ludwig, 2001) was used and the errors were presented in 2 sigma. The results table was built according to Horstwood *et al.* (2016).

4.3 Results

4.3.1 Field data

The studied outcrops (Figura 12) present the Córrego do Sítio unit metasedimentary rocks occurring as a succession of interbedded metapsamites and metapelites (Figura 13). Psamites comprise orange (alteration color), fine to coarse-grained metagraywackes that occur as massive, centimeter to decimeter thick layers containing millimetric lens of carbonaceous metapelites. Mineralogical composition was estimated through DRX analysis (shown in the next section) due to deep chemical alteration of the exposures that precluded thin-section preparation.

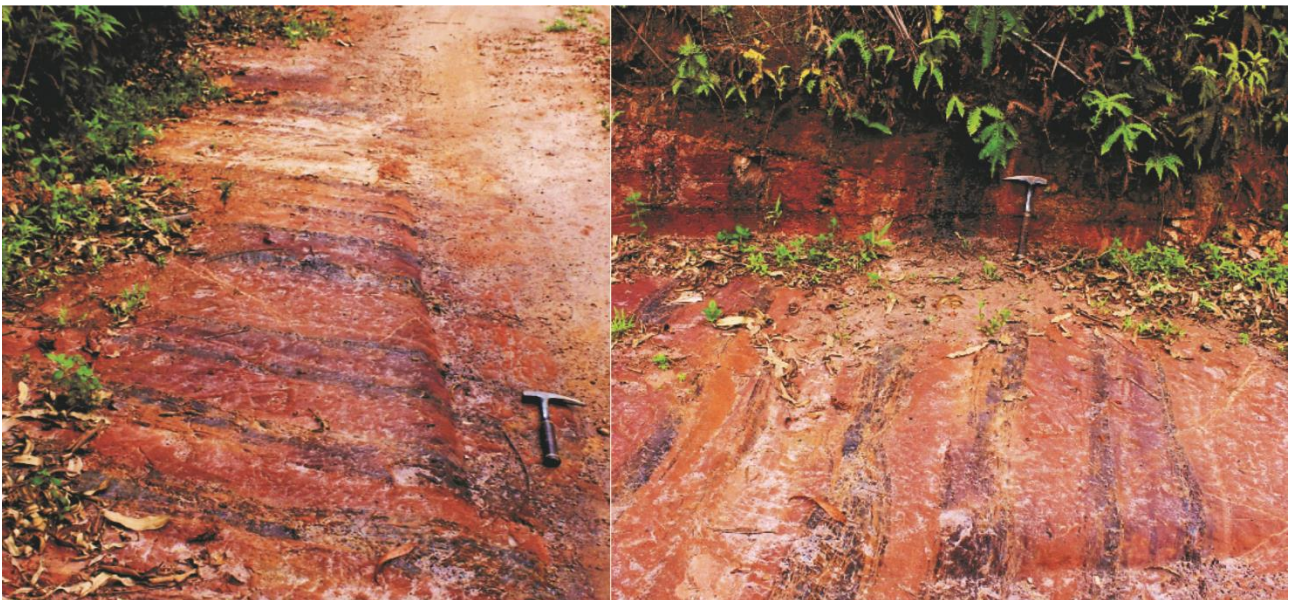


Figura 13 - Intercalation of orange psammitic and dark-gray pelitic layers

Detailed stratigraphic studies resulted in seven profiles to better understand the variation of thickness of cycles, variety in grain size and sedimentary structures (Figura 14).

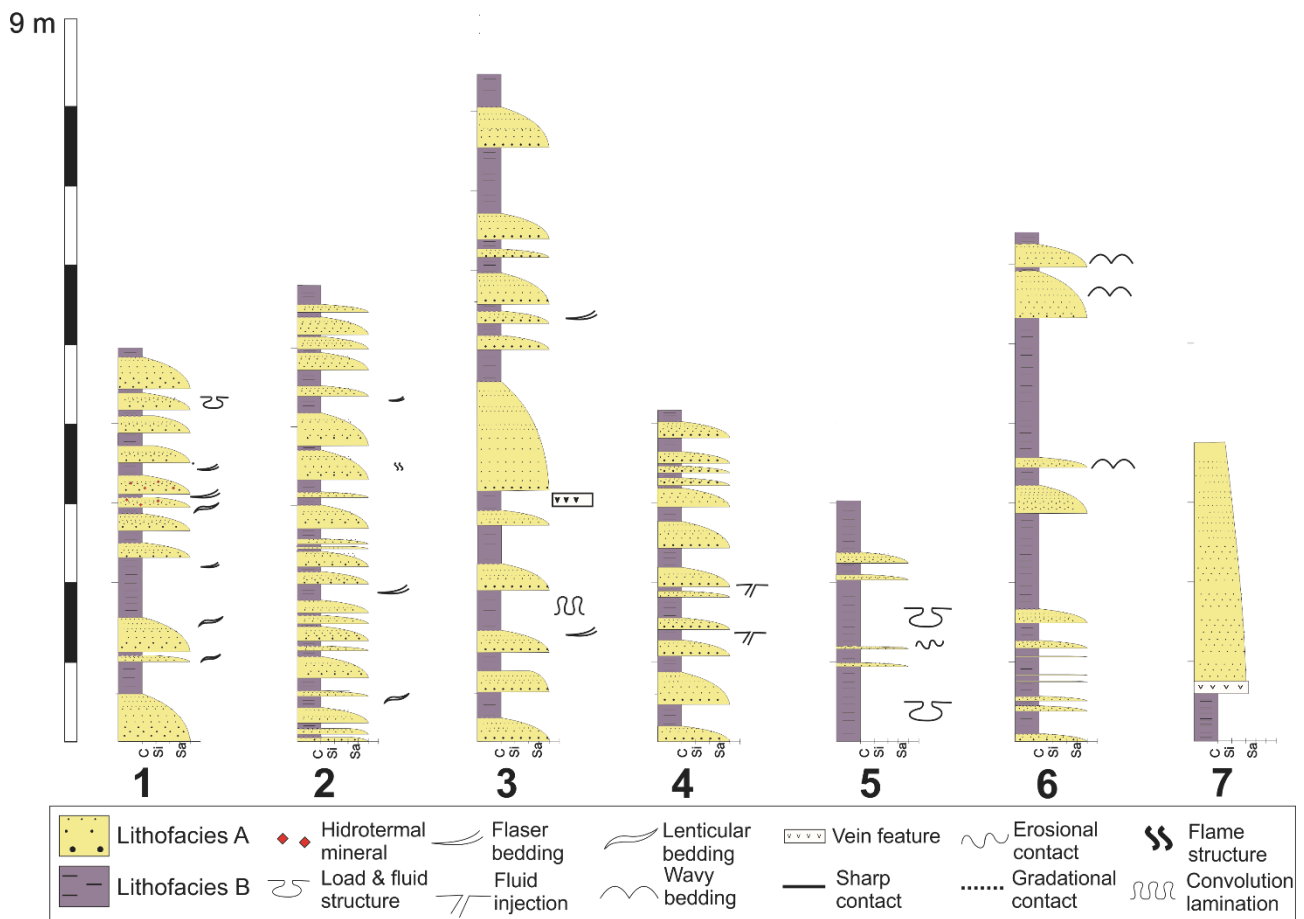


Figure 14 - Detailed stratigraphic profiles of each studied outcrop.

4.3.1.1 Lithofacies

The psammite greywackes was defined as Lithofacies A and the carbonaceous metapelites as Lithofacies B (Tabela 3; Figura 15). The Lithofacies were defined based on grain size, structures, texture and composition were characterized based on Bouma (1962), Stow & Shanmugam (1980) and Posamentier (2006).

Tabela 3 - Lithofacies characteristics

*Defined by XRD

Facies	Mineralogy*	Sedimentary structures
A Graded meta-graywackes	Quartz, muscovite, kaolinite, microcline	Flaser bedding, convolute lamination, ball & pillow, mud drapes
B Carbonaceous pelites	Quartz, muscovite, kaolinite, microcline, chlorite	Lenticular bedding, syndepositional deformation, ball & pillow

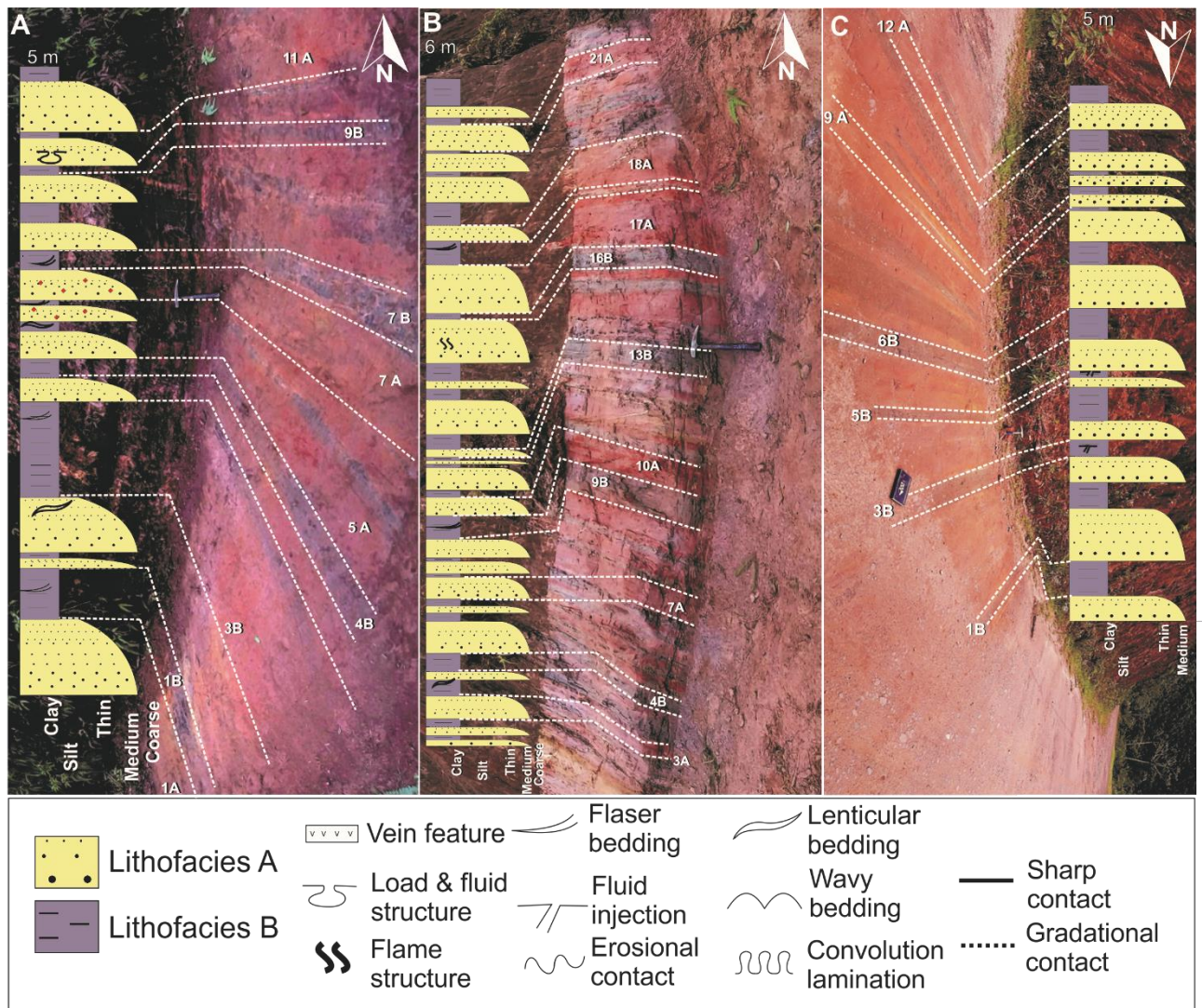


Figure 15 - A) Section 1. B) Section 2. C) Section 4. Couplets are numbered from base to top.

Lithofacies A

This lithofacies comprises orange (alteration color) meta-graywackes, disposed in centimeter- to decimeter-thick fine-grained sandstone to siltstone beds (Figure 16A). It has a sharp and erosional contact (Figure 16B) at the base and transitional contact towards the top with Lithofacies B. Locally it present mud drapes (Figure 16C). The occurrence of lens of clay preserved within the meta-graywacke layer presents a feature similar to flaser bedding (Figure 16D).

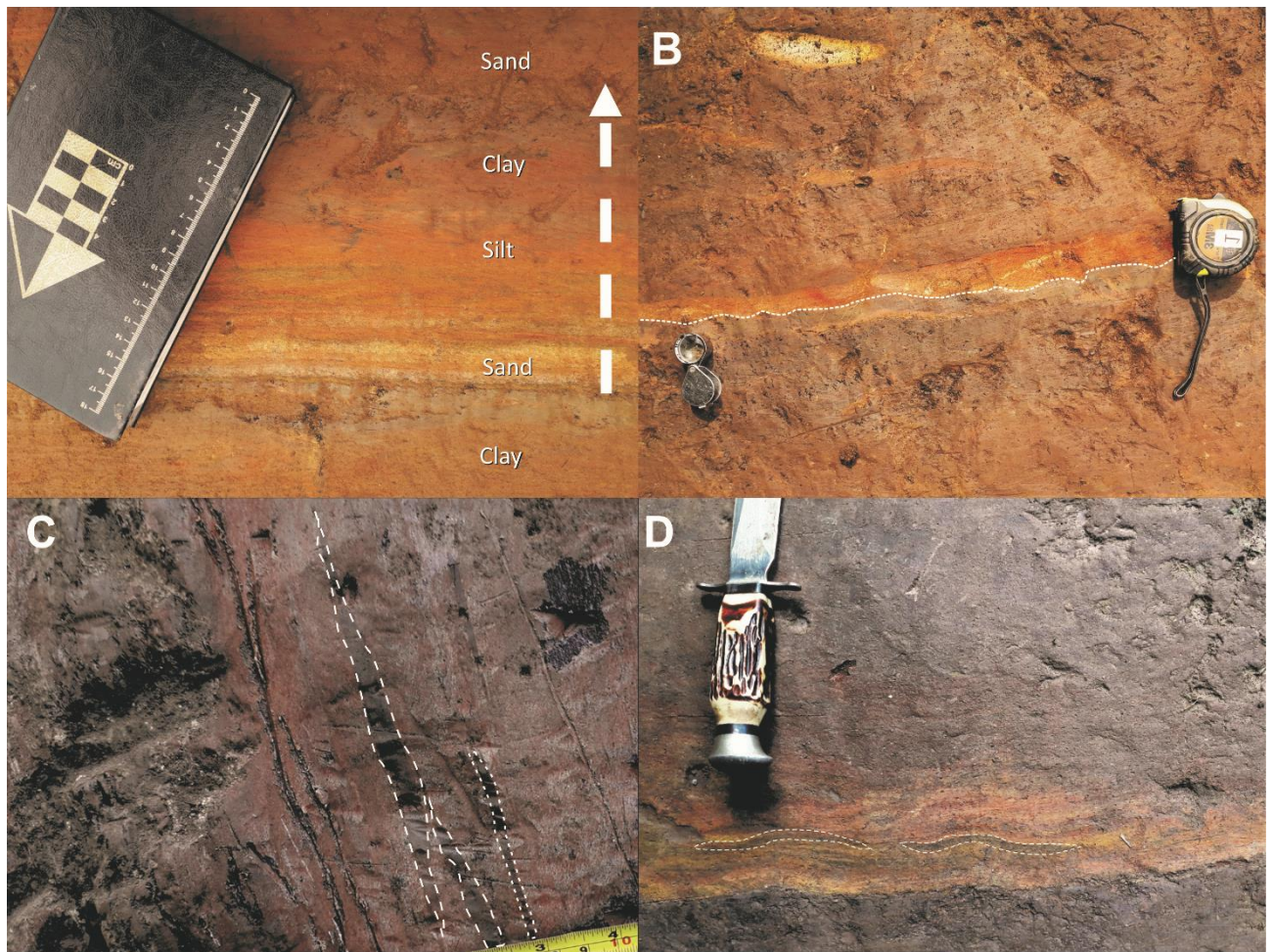


Figura 16 - Structures of lithofacies A. A) Typical normal grading. B) Erosional contact with Lithofacies B. C) Mud drapes. D) Flaser bedding.

Lithofacies B

The lithofacies B is carbonaceous, grayish meta-pelite, with thickness varying from centimeter to decameter of massive layers. It displays transitional (base) and erosional (top) contacts. The transition is represented by the increasing of clay and lens of graywacke sandstone within the base of the carbonaceous clay layers presenting a feature similar to lenticular beddings (Figura 17A). This lithofacies locally shows rounded sand clasts comparable to ball & pillow structures (Figura 17B), aspects of syndepositional folding presenting a convolute lamination (Figura 17C) and a syndepositional deformation (Figura 17D).

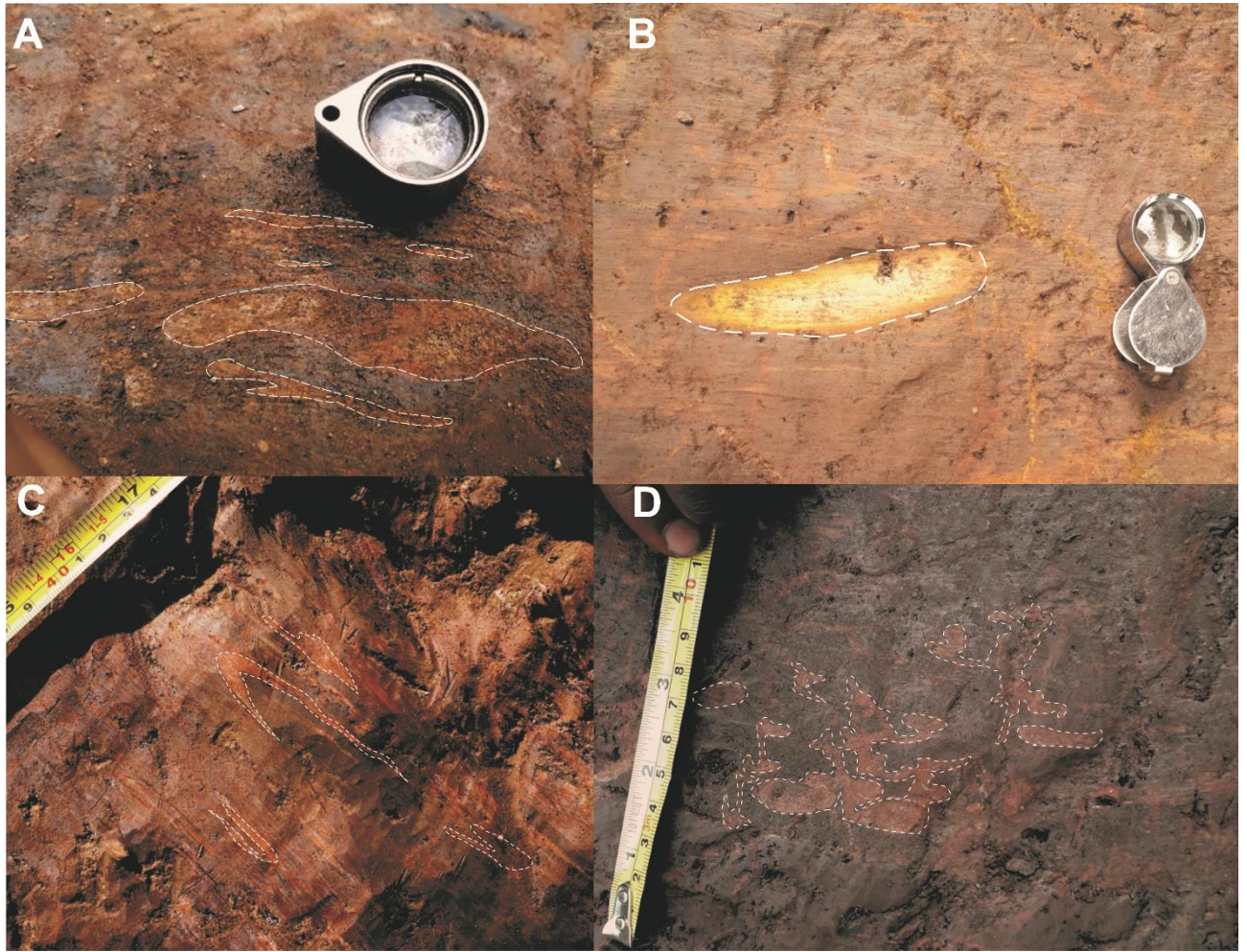


Figura 17 - Structures of lithofacies B. A) Lenticular bedding. B) Ball & Pillow structure, e.g Miall, 2016. C) Convulation structure. D) Syndepositional sediments deformation

4.3.2 X-ray difracction

X-ray diffraction analysis of the Córrego do Sítio fine-grained metagraywackes provide XRD patterns for presence/absence of relevant peaks identifying 5 main minerals (Figura 18): Quartz, Muscovite and Kaolinite were identified in all samples; Microcline in two; and Chlorite in one sample.

Metagraywackes are composed essentially of quartz, muscovite, kaolinite and microcline whereas the carbonaceous metapelite consist of kaolinite, muscovite, quartz, chlorite and carbonaceous matter.

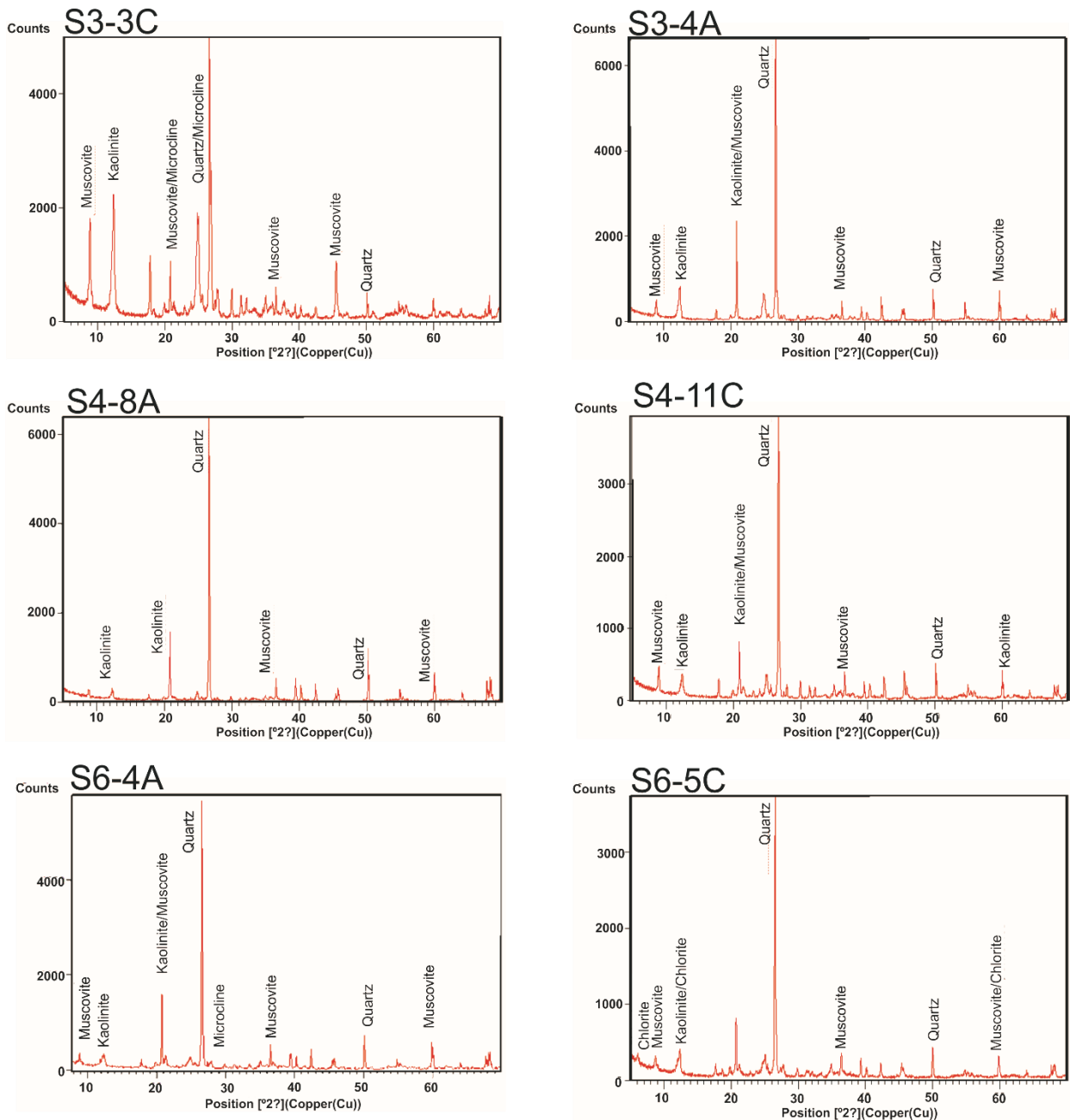


Figura 18 - X-ray diffractometry analysis showing the main mineralogy.

4.3.3 Gamma-radiation

Gamma-ray interpretation is based on the existence of an inverse relationship between grain size and clay content and a direct correlation between gamma-radiation and clay content (Krassay, 1998) *i.e.* low or high gamma-ray values indicate coarser- or finer-grained rocks, respectively. However, this is not a rule for all lithologies, since each type of mineralogical composition shows different responses (Rider 1986, 1990).

Due to the weathering, local hydrothermal processes and several deformations events, the acquired logs are not entirely accurate. In general, K and Th values increase and U value decreases in clay-rich layers. The relative values present distinct patterns for each section as presented in Figure 19. The profiles show both smooth and serrated tooth shape type of log. In spite of this variation in the type of the log, the inter-bedding of pelite and sands is roughly recognizable by the irregular pattern/spikes (Naazeer *et al.*, 2016), mainly seen in Log 1, 3, 4 and 5.

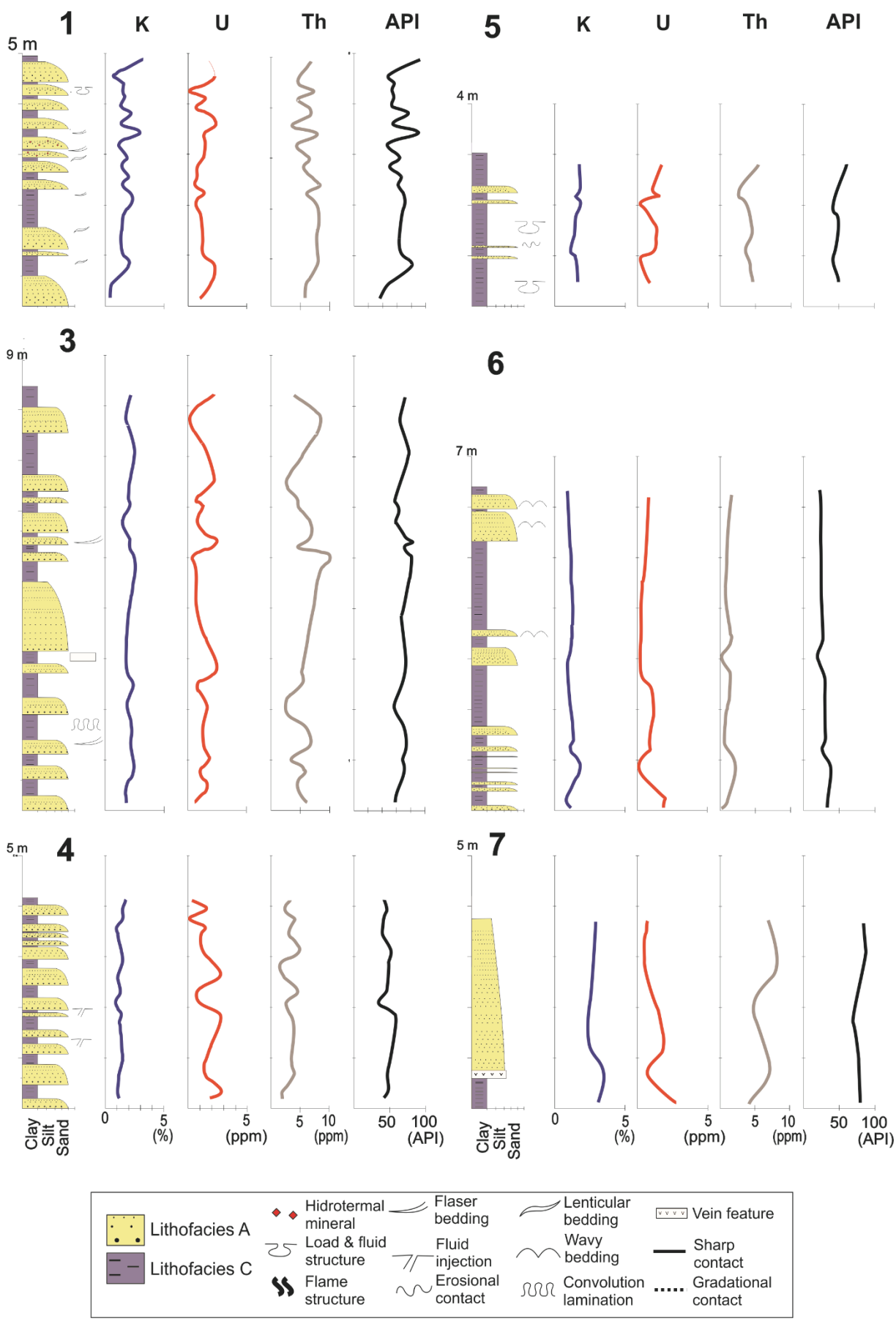


Figura 19 - Lithological and gamma-ray logs (K, Ur and Th).

4.3.4 Geochronology

One sample of the Córrego do Sítio unit was collected from lithofacies C in Section 1 (Figura 12). The age of this sedimentary sequence is important not only to define sedimentary provenance, but to understand part of the evolution of eastern part of Rio das Velhas Greenstone Belt and its metallogenetic potential.

It is important to note that the references detrital ages acquired from sedimentary sequences of the Nova Lima group are from samples collected in the northern (Machado *et al.*, 1996), in the central portion (Hartmann *et al.*, 2006) and at the southeast (Dopico *et al.*, 2017) parts of the QF (Figura 12), which means former different sampling locations than that analyzed in the present study.

The 97 analyzed zircon grains from sample S1-3C are subrounded to prismatic, short to elongated, with a maximum length of 150 μm (Figura 20). Few grains present a pronounced zoning texture, some of them showing a rounded core (S-16 in Figura 20). After data reduction, that excluded grains with discordance larger than 10%, 60 spots were used for age calculations.


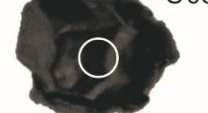
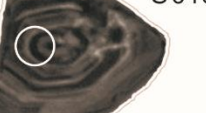







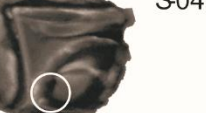



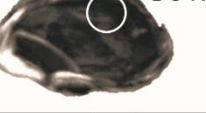

206Pb/238U			206Pb/238U			206Pb/238U			206Pb/238U		
Group 1			Group 2			Group 3			Group 4		
2817.9±31			2991±18			3131±28			3269±15		
S-017 			S-051 			S-016 			S-040* 		
2741±82	1	0,49	2960±84	0	0,12	3136±91	0	0,54	3271±92	0	0,39
S-037 			S-076 			S-067 			S-048 		
2877±83	0	0,70	2980±90	1	0,59	3133±94	1	0,70	3332±93	0	0,62
S-097 			S-099 			S-049 			S-071 		
2744±78	0	0,83	2999±87	0	0,69	3186±89	0	0,81	3213±91	0	0,53
S-127 			S-077 			S-047 			S-050 		
2806±82	0	0,70	3041±85	0	0,51	3195±95	0	0,27	3278±94	0	0,44
										N°	
										CL image	
										25µ	
			Age (ma)			Dis (%)			Th/U		

Figura 20 - Cathodoluminescence images of zircon grains from sample S1-3C. *Specific scale

The U-Pb age data is presented in Figura 21. The youngest zircon analyzed (S-97; 99,5 % concordant) register the age of 2758 ± 33 . Representing 10% (Figura 21) of the analyzed zircon grains, the statistic peak around 2818 ± 31 Ma embraces the youngest grains of the sample, representing the younger component of the source and indicating the maximum depositional age. Two main important ages are indicated by the peaks around 2991.1 ± 18 Ma and 3269 ± 15 Ma, representing 30% and 42% of the sample (Figura 21), respectively. Another important source is demonstrated by the subordinate peak around $3131. \pm 28$ Ma.

. Another important source is demonstrated by the subordinate peak around $3131. \pm 28$ Ma.

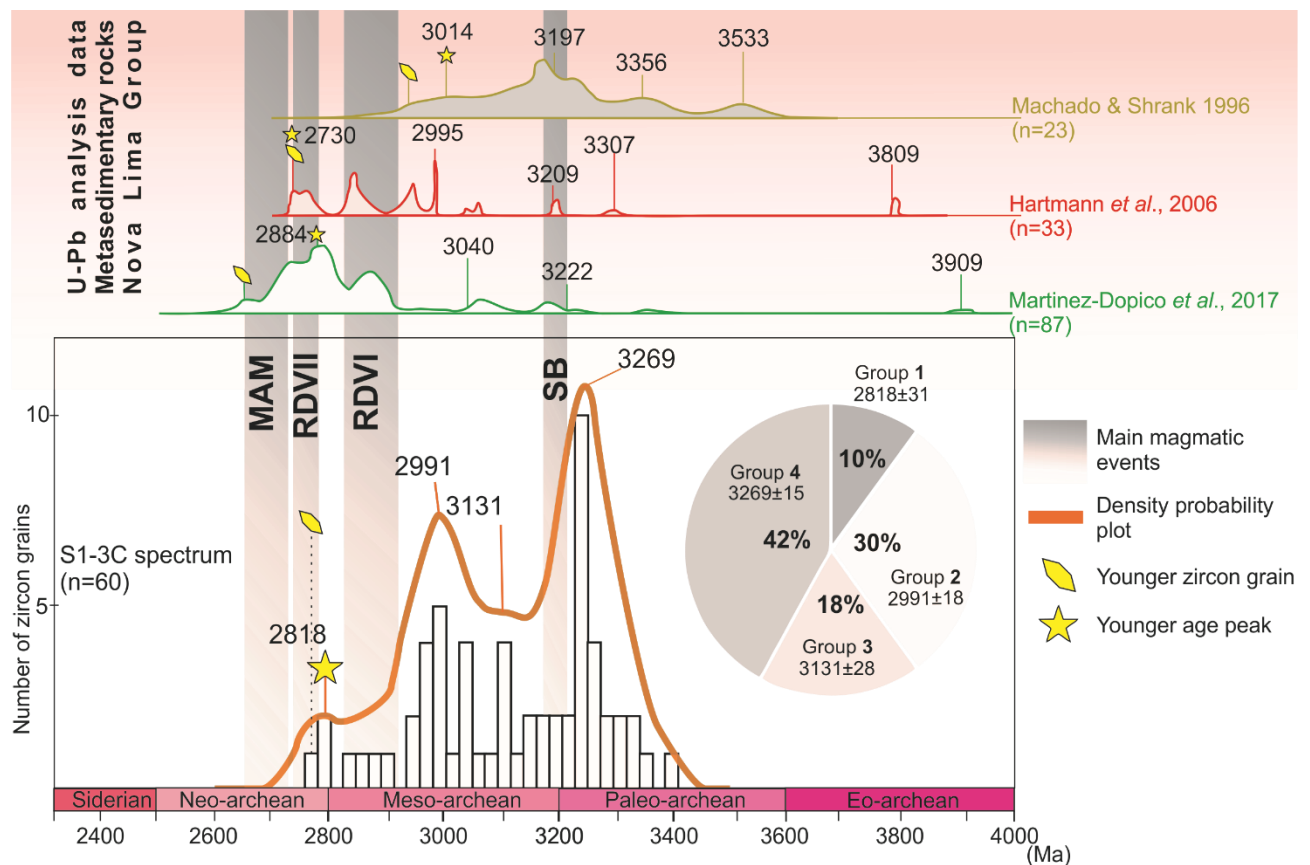


Figura 21 - Frequency histogram showing U–Pb age data from sample S1-3C and Nova Lima group meta sedimentary rocks references. SB = Santa Bárbara; RDVI = Rio das Velhas I; RDVII = Rio das Velhas II; MAM = Mamona

4.4 Discussion

4.4.1 Sedimentology characterization

In deep-water processes the sediment-gravity flows are composed of four types: i) debris flow; ii) turbidity current; iii) fluidized sediment flow; and iv) grain flow (Middleton & Hampton, 1973; Shanmugam, 2016). The turbidity currents constitute a distal end member of basinal areas and

consist of a sediment flow with Newtonian rheology and turbulent state in which sediment is supported by fluid turbulence and from which deposition occurs through suspension settling (Sanders, 1965; Shanmugam, 1996, 2006a, 2016). Despite the dramatic changes of atmosphere and oceans compositions, the deposition in Archean deep-water environments may be ruled by similar mechanisms of modern analogs (Ferguson et al., 2005).

The bibliography about the eastern sedimentary sequences of GBRV is unanimous to classify the Córrego do Sitio unit as distal turbidites deposit in an ancient submarine fan environment (Golia, 1997; Guitarrari, 1999; Baltazar & Zucchetti, 2007; Lima, 2011). However, the interpretation of part of these deep-water deposits do not fits the Bouma Sequence, allowing the interpretation of deep-water units containing traction and suspension features (e.g. mud drappes, climbing ripples, sigmoidal cross-beds with mud drapes, double mud layers, rhythmical bedding, flaser bedding, and lenticular bedding) as deposits of bottom currents (Shanmungam, 1993a, 2003 and references within).

The detailed logs analysis shows that the Córrego do Sítio unit is mainly composed of intercalation of metapsamites and metapelites. The absence of geopetal structures allows an interpretation of both inverse and normal grading, depending on whether the sequence is inverted or not. In addition, the presence of quartz granules suggest typical features of mass flow deposits, that cannot be explained from waning turbidity currents. (Sanders, 1965; Shanmungam, 2002). Klein (1975) studied modern (Mesozoic and Tertiary) deep-marine sequences and suggested a combination of turbidity and resedimenting ocean bottom currents for the depositional model. Small-scale sedimentary structures, such as flaser and lenticular bedding, would be associated with tidal processes, while sharp basal contact and graded bedding, could be evidence of turbidity current deposition. In the present study, features as rhythmical bedding, mud-drapes, quartz granule, flaser and lenticular bedding, may be associated to both turbiditic and bottom current deposition processes. Thus, Córrego do Sitio unit metasedimentary sequences could be interpreted as a mix of turbidity and bottom currents deposits. It is a plausible and expected scenario, as the distal turbidite sequences are commonly reworked by tidal currents after its emplacement (Klein, 1975; Shamungam, 2003; and Shanmungam, 2016).

4.4.2 Maximum depositional age, provenance and tectonic setting

U-Pb ages of detrital zircons in clastic sedimentary rocks are potential indicators of sedimentary provenance and crustal evolution (Andersen, 2005) and the detrital zircon spectra reflect the tectonic setting of the basin in which they were deposited (Cawood et al., 2012). Based on multiple grain ages of the youngest zircons it is possible to achieve a consistent maximum depositional age

(Dickinson & Gehrels, 2009). Therefore, through geochronological data it is possible to define the source, tectonic environment and the maximum depositional age of the metasedimentary sequence studied here.

The maximum depositional age is an important tool to produce stratigraphic correlations of a sedimentary unity. However, when analyzing statistically U-Pb analysis the data treatment needs precaution to avoid an age youngest than the real depositional age, like Pb loss, analysis methods errors and an inappropriate number of information (Vermeesch, 2004; Andersen 2005; Dickinson & Gehrels 2009; Spencer et al. 2016). Thus, the youngest zircon population of the sample (frequency (n) higher than 3) is used in the present study. The maximum depositional age of the Córrego do Sítio metapsamite is important to separate this gold-host sedimentary unit from other sedimentary sequences of RVGB. The mean value of the youngest age population recorded by the peak around 2817.9 ± 14 Ma, on the threshold between the Meso and the Neoproterozoic. A plausible primary source could be the RDVII magmatic event, that register ages between 2760 Ma and 2800 Ma (Lana et al., 2013; Romano et al., 2013; Farina et al., 2015). Also, this event may be associated with the same magmatic event that produces the well-defined detrital age peak at 2800 Ma from African detrital zircon grains spectra (Condie et al., 2009).

The peak at 2991.1 ± 8 Ma and 3140.2 ± 10 Ma may be within the context of the magmatism suggested by Lana et al. (2013; Figura 21) that was developed around the margins of a continental block during the period of 3200-2900 Ma, which indicates the crustal reworking beginning in the Mesoarchean and increasing toward the Neoproterozoic (Moreira et al., 2016). Further, suggests the evolution of the granite greenstone terrain during Jequié Cycle (Hartmann et al., 2006) identified in several Archean cratonic areas around the world, such Barbeton greestone belt in Kaapval Craton, Southern Africa (Lowe, 1994; Eglinton & Armstrong, 2004). The most representative peak at 3273.8 ± 7 Ma is older than the emplacement of the Santa Bárbara TTG rocks (3210 Ma), which suggests that a large segment of a Paleoproterozoic TTG crust, older than 3200, was exposed and probably reworked or eroded during tectonic denudation and RVI and RVII magmatic events (Lana et al., 2013). Further, it corroborates with the widespread hypothesis of relative larger continental growth during the Mesoarchean and Neoproterozoic than before due to the absence of older zircons in older metasediments (Nutman, 2001; Hartmann et al., 2006; Condie et al., 2009).

Previous U-Pb data (Machado & Shrank, 1996; Hartmann et al., 2006; and Dopico et al., 2017) suggest that the Archean metamorphic complexes in the surrounding area may act as a primary source during the deposition of the RVGB sedimentary sequences (Figura 21). The geochronology data

compilation of the TTG-granite complexes made by Brando-Soares et al. (2019), and therein references, present the influence of Rio das Velhas II event in Bação, Belo Horizonte, Bonfim, Passa Tempo and Campo Belo complexes. Thus, the sedimentary sequences provenance may be associated with these Archean metamorphic cores. Golia (1997) and Guitarrari (1999) presented petrographical and geochemical data of eastern graywackes sequences of QF and suggest a continental to island arc setting as secondary reworked sources. Baltazar & Zucchetti (2007) proposes the deposition of these sedimentary sequences during the final stages of the ocean basin extensional phase, at the beginning of subduction and onset of felsic volcanism.

Detrital zircon spectra reflect the tectonic setting of the basin where they are deposited. This is possible through the analysis of the relation between grain crystallization age (CA) and exclude estimated depositional age (DA) of the sedimentary unit (Cawood *et al.*, 2012). The cumulative distribution of zircon ages of the S1-3C sample versus the difference between CA and DA is presented in Figura 22. Four samples belonging to Nova Lima Group sedimentary rocks are shown for comparison (Machado *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 2006; Dopico *et al.*, 2017). With the exception of sample S2, the Córrego do Sítio turbidite and the sedimentary rocks of Nova Lima group present a pattern consistent with a collisional margin setting. This is because generally basin formed in this context contain only minor amounts of zircons with ages approximating the depositional age of the sediment (10% in this paper), but contain a significant proportion (between 10 and 50%) of grains with ages within 150 Ma of the host sediment (Cawood *et al.*, 2012). This pattern reflects the variable amount of zircon detritus from syn-collisional magmatism and the pre-existing magmatic arc associated with subduction as well as input from older sources.

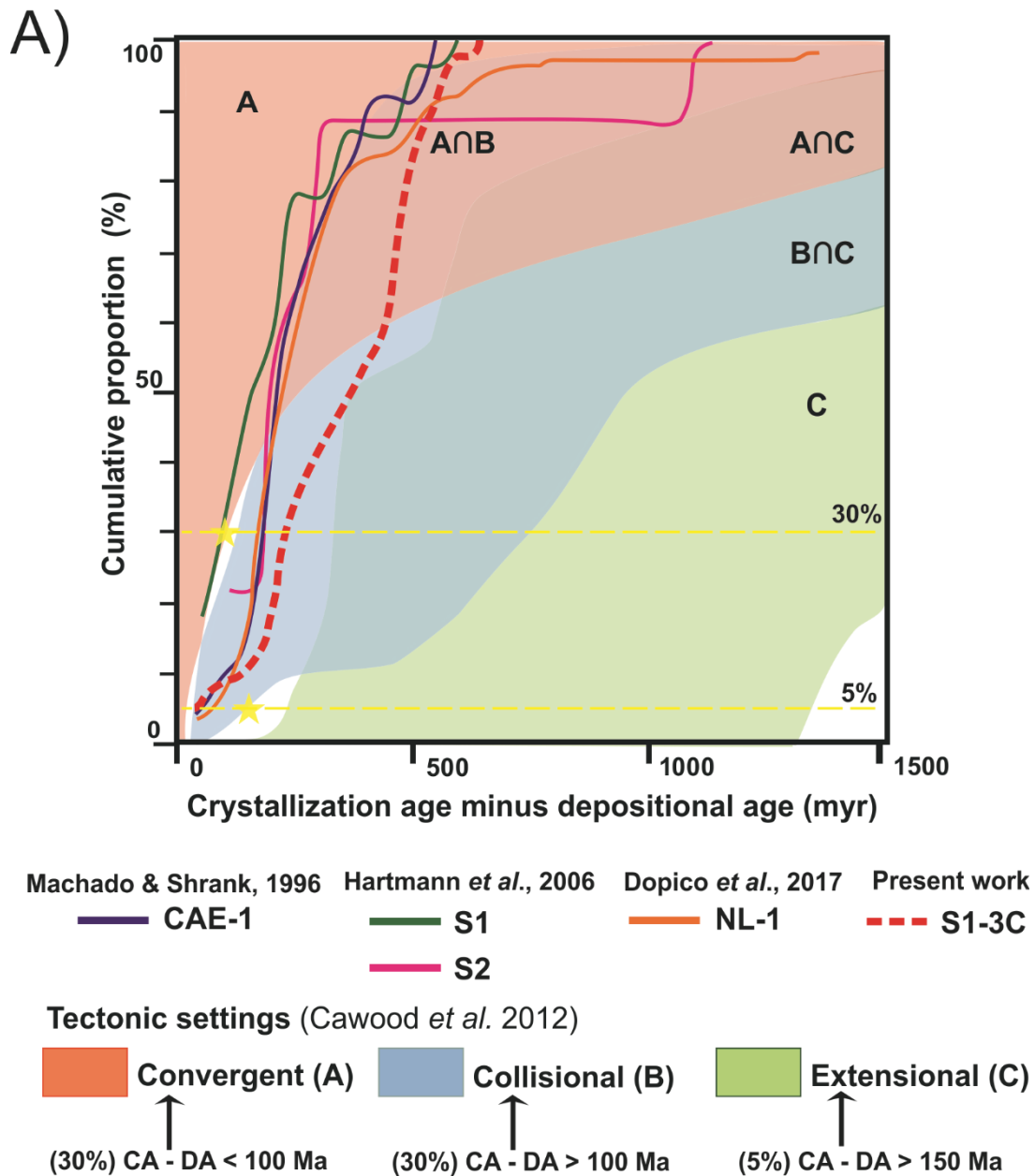


Figura 22 - Summary plots of the cumulative proportion of the difference between measured crystallization age for a detrital zircon and the depositional age of the succession where they occur based on Cawood *et al.* (2012).

4.4.3 Insights from X-Ray Diffraction and Gamma-Ray

The interpretations of modern turbidite successions is mainly derived from shallow-penetration techniques of sea-floor investigation whereas ancient turbidites are usually studied in vertical or sub-vertical measure sections (Ferguson *et al.*, 2005). Thus the application of modern technologies and technics is essential to characterize these old sedimentary sequences.

The X-Ray Diffraction is an important tool for crystal material characterization and the technic is mainly applied in geosciences for mineral identification (Silva, 2013). The XRD analysis pointed

out that the studied rocks are constituted essentially by quartz, muscovite, chlorite, kaolinite and microcline, therefore agreeing with Lima (2011) detailed descriptions. Quartz is present in all samples demonstrating the high mineralogical maturity. Kaolinite that also occurs in all samples, suggests the high level of local alteration. Muscovite and chlorite could be result of greenschist facies metamorphism. The presence of microcline may be associated with a felsic igneous source of the sediments (Rogers, 2015).

Despite the present gamma-ray logs present a slight relative increasing of the K and Th values and decreasing of the U in lithofacies B, the comparison between the profiles does not show a defined pattern (Figura 19). The reason may be due to the high hydrothermal influence and the intense chemical weathering level present in the studied area that modifies the remaining mineralogy and reduces the accuracy of the logs. The presence of kaolinite reinforces this suggestion

4.5 Conclusion

The data provided herein has led to the following conclusions for the Córrego do Sítio unit:

- Characterization of the sedimentary sequences as distal turbidites and bottom currents deposits. The sequences were deposited on distal portions of an ancient submarine fan environment by turbidity current mechanisms and reworked by bottom currents;
- The Rio das Velhas II event is a plausible primary source to mark the maximum depositional age of the metapsamite from Córrego do Sítio unit (2818 ± 31 Ma interval);
- The Baçõ, Belo Horizonte, Bonfim, Passa Tempo and Campo Belo metamorphic complexes terrains could act as primary source during the deposition of the sedimentary sequences.

4.6 Acknowledgements

We thank Petrobras for support through the PRH-PB 2017 program and therein students members, and AIR-G Applied Isotopic Research Group.

CAPÍTULO 5 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

5.1 Discussões

5.1.1 Caracterização das sequências metassedimentares

As rochas da unidade Córrego do Sítio estudadas ocorrem em sequências acamadadas cíclicas de metapelitos e metapsammitos em um pacote com espessura de pelo menos 1100 m (Lima, 2011). Os metapsammitos são classificados como metagrauvas em camadas com granoascendência de granulometria fina a média, de cor laranja de alteração. Já as camadas metapelíticas são definidas como metapelitos carbonáticos maciços, de coloração cinza escura.

A Difração de Raio-X utilizada para identificação mineralógica das rochas identificou a presença de quartzo, muscovita, clorita, caolinita e microclina, corroborando com as descrições detalhadas de Lima (2011). Quartzo está presente em todas as amostras demonstrando alta maturidade mineralógica. A caolinita também ocorre em todas as amostras e sugere alto grau de alteração intempérica na área estudada. Muscovite e clorita podem ser resultado de metamorfismo de fácies xisto verde. A presença de microclina pode ser associada com fontes ígneas félsicas dos sedimentos (Rogers, 2015).

Os levantamentos de radiação gamma apresentaram leve crescimento nos valores de K e Th e redução de U nas litofácies C em comparação com as litofácies A, e apesar dos perfis levantados exibirem o tipo de levantamento “dente serrilhado”, indicando variação de picos característicos em resposta à alternância entre areias e folhelos (Nazeer *et al.*, 2016), não foram observados padrões definidos na comparação relativa entre os levantamentos de cada seção. Esse resultado negativo está associado à alta influência hidrotermal e elevado grau de alteração na área estudada, ocorrências que modificam a mineralogia remanescente e reduz a acurácia dos levantamentos, ideia reforçada pela presença de clorita na mineralogia dos turbiditos.

As sequências metassedimentares da porção leste do QF estudadas no trabalho podem ser associadas aos turbiditos finos de Stow & Shanmugam (1980). A litofácies A, é interpretada como a subdivisão T₀, com contato abrupto, base irregular, gradação normal e estruturas de carga & fluxo. A litofácies C representa as subdivisões T₆-T₇, apresentando estrutura lenticular evidenciada pelas lentes de grauvaça dentro do pelito homogêneo e com rara presença de pseudonódulos grosseiros interpretados como estrutura *ball & pillow*. Essa sequência de turbiditos finos T₀-T₈ é análoga a sequência de Bouma (1962) e representa as divisões T_c-T_e. As porções inferiores da sequência (T₀-T₄) depositada próximo aos canais e leques, e as partes superiores (T₅-T₈) ocorrem longe dos canais em dique e áreas entre os canais em ambiente de leque inferior e planícies abissais. A repetição das

duas litofácies resulta de uma susseção de depósitos de alta energia próximo aos canais e baixa energia nas planícies abissais. Assim, as litofácies A e C são associadas a turbiditos distais, concordando com interpretações anteriores a respeito do ambiente deposicional das grauvacas da porção leste do QF (Golia, 1997; Guitarrari, 1999; Baltazar & Zucchetti, 2007; Lima, 2011). Se tratando de um turbidito pré-cambriano, a sequência pode ser interpretada como uma porção distal (franja de lóbulo) de um depósito de corrente de turbidez definida por Mutti & Ricci Lucchi (1972) e Mutti & Normark (1987). Apesar das grandes mudanças nas composições da atmosfera e dos oceanos, os depósitos em ambiente marinho profundo do Arqueano podem ter sido controlados pelos mesmos mecanismos análogos atuais (Ferguson *et al.*, 2005), reforçando a interpretação dos mecanismos de deposição das sequências metassedimentares estudadas definidos como correntes de turbidez.

A bibliografia sobre as sequências metassedimentares do leste do GBRV é unânime em classificar a unidade Córrego do Sítio como turbiditos distais depositados em ambiente de leque submarino (Golia, 1997; Guitarrari, 1999; Baltazar & Zucchetti, 2007; Lima, 2012). Porém, a interpretação de parte desses depósitos submarino profundos não se encaixa na sequência de Bouma, o que permite a interpretação dessas unidades contendo estruturas de tração e suspensão (*e.g. mud drapes, ripples*, estrato cruzado sigmoidal com *mud drapes*, camadas duplas de lama, acamamento rítmico, acamamento flaser e lenticular) como depósitos de correntes inferiores (Shanmungam, 1993a, 2003 e referências contidas).

Klein (1975) estudou sequências marinho profundas modernas (Mesozoico e Terciário) e sugeriu a combinação de depósitos de correntes de turbidez e correntes inferiores em seu modelo deposicional. Estruturas sedimentares de pequena escala, como acamamento flaser e lenticular, podem ser associados a processos de correntes inferiores, em quanto contatos basais abruptos e gradação normal, podem evidenciar depósitos por correntes de turbidez. Nas sequências estudadas no presente trabalho, estruturas como acamamento rítmico, *mud drapes*, grânulo de quartzo, acamamento flaser e lenticular, podem ser associadas a ambos processos de deposição de correntes inferiores e correntes de turbidez. Assim, as sequências da unidade Córrego do Sítio podem ser interpretadas como uma mistura de depósitos turbidíticos e de correntes inferiores, uma vez que sequências turbidíticas distais comumente são retrabalhadas por correntes marinhas inferiores. (Klein, 1975; Shanmungam, 2003; and Shanmungam, 2016).

5.1.2 Idade de máxima deposição, proveniência e contexto tectônico

A população de zircões detríticos mais jovem apresentou pico em 2817.9 ± 14 Ma indicando a deposição associada ao evento magmático Rio das Velhas II e sugerindo um envelhecimento deste evento, previamente registrado entre 2760 Ma a 2800 Ma (Lana *et al.*, 2013; Romano *et al.*, 2013; Farina *et al.*, 2015).

Os picos em 2991 ± 8 Ma e 3140.2 ± 10 Ma podem estar dentro do contexto de sistema de arco vulcânico proposto por Lana *et al.*, (2013) que foi desenvolvido na margem de um bloco continental entre o período de 3200 Ma a 2900 Ma, o que indica o retrabalhamento crustal com início no Mesoarqueano e progredindo no Neoarqueano (Moreira *et al.*, 2016). Além disso, sugere a evolução do terreno granito-*greenstone* durante o Ciclo Jequié (Hartmann *et al.*, 2006) identificado em diversas áreas cratônicas Arqueanas ao redor do planeta, como no *greenstone belt* Barbeton no craton Kaapval, África do Sul (Lowe, 1994; Eglinton & Armstrong, 2004). O pico mais representativo em 3273.8 ± 7 Ma é mais antigo que as rochas TTG do Complexo Santa Bárbara (3210 Ma), o que sugere a ocorrência de extensos segmentos de crosta TTG Paleoarqueana com idade superior a 3200 Ma que foram expostas, retrabalhadas ou erodidas durante uma denudação tectônica e os eventos magmáticos RVI e RVII (Lana *et al.*, 2013).

O agregado de dados das idades dos grãos detríticos do GBRV de Machado & Shrank (1996), Hartmann *et al.* (2006) e Dopico *et al.* (2017) definiu um espectro variando de 2680 Ma a 3900 Ma (Figura 21), sugerindo os terrenos dos complexos metamórficos Arqueanos como fonte durante a deposição das sequências sedimentares estudadas no presente trabalho. A compilação de dados geocronológicos dos complexos metamórficos do QF realizado por Brando-Soares *et al.* (2010), e referências nele contidas, apresenta a influência do evento Rio das Velhas II nos complexos Bação, Belo Horizonte, Bonfim, Passa Tempo e Campo Belo. Assim, a provável proveniência das sequências sedimentares da unidade Córrego do Sítio pode ser associada a estes núcleos metamórficos Arqueanos.

Os dados petrográficos e geoquímicos das sequências turbidíticas do leste do QF foram apresentadas por Golia (1997) e Guitarrari (1999) definindo sua deposição associada a arco de ilha continental e como contexto continental transicionando para arco de ilha, respectivamente. Baltazar & Zucchetti (2007) sugere a deposição dessas sequências sedimentares em estágios finais da fase extensional de uma bacia oceânica, em começo do estágio de subducção e início de vulcanismo félsico. Por fim, Golia (1997), Guitarrari (1999) e Baltazar & Zucchetti (2007) interpretam os turbiditos do leste do QF como advindos de fontes félsicas e mistas.

5.2 Conclusões

Os dados e informações apresentados e discutidos levaram as seguintes conclusões:

- A caracterização das sequências metassedimentares como turbiditos distais e depósitos de correntes inferiores. Os turbiditos distais subdivididos em Litofácies A interpretada como subdivisão T_0 de Stow & Shanmungam (1980) e a Litofácies B como as subdivisões T_6 - T_7 e na clássica sequência de Bouma (1962), como as fácies T_c e T_e , respectivamente. As sequências foram depositadas em franja de lóbulo na porção inferior de leque submarino por mecanismo de correntes de turbidez. E os depósitos de correntes inferiores como resultado do retrabalhamento dos turbiditos distais.

- A principal influência do evento magmático Rio das Velhas II na deposição das sequências turbidíticas da porção leste do QF da unidade Córrego do Sítio, do grupo Nova Lima, evidenciada pela idade de máxima deposição em 2818 ± 31 Ma.

- Os complexos metamórficos Bação, Belo Horizonte, Bonfim, Passa Tempo e Campo Belo como fonte durante a deposição das sequências sedimentares, com provável aporte sedimentar ocidental, em um contexto tectônico convergente para margem colisional (estágio de subducção).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-364. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1977349364>

Alkmim, F.F., Marshak, S., 1998. The Transamazonian orogeny in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: Paleoproterozoic Collision and Collapse in the Southern São Francisco Craton region. *Precambrian Research*. 90, 29–58. [https://doi.org/10.1016/s0301-9268\(98\)00032-1](https://doi.org/10.1016/s0301-9268(98)00032-1)

Alkmim F.F., Martins-Neto M.A., 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33: 127-139. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.011>

Andersen, T. (2005). Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology*, 216(3-4), 249-270. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.11.013>

Barbosa O., 1954. Evolution du geosynclinal Espinhaço. In: Intern. Geol. Cong., 19, Atas, p: 17-36.

Baltazar, O.F., Corrêa Neto, A.V., Silva, S.L., Zucchetti, M., Carvalho, J.B., Raposo, F.O., 1994. Uma tentativa preliminar de aplicação da estratigrafia de seqüências ao greenstone belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero (MG). 38th Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Camboriú, 82–83.

Baltazar, O.F., Pedreira, A.J., 1996. Associações de litofácies. In: CPRM–Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Projeto Rio das Velhas–Texto Explicativo do Mapa Geológico Integrado, escala 1:100.000. Departamento Nacional de Produção Mineral/CPRM–Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, 43–48.

Baltazar, O.F., Silva, S.L., 1996. Projeto Rio das Velhas: Mapa Geológico Integrado do Supergrupo Rio das Velhas, escala 1:100.000. Departamento Nacional de Produção Mineral/CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte.

Baltazar, O.F., Pedreira, A.J., 1998. Associações litofaciológicas. In: M. Zucchetti and O.F. Baltazar (Eds.), Projeto Rio das Velhas–Texto Explicativo do Mapa Geológico Integrado, escala 1:100.000. 2nd edition, Departamento Nacional de Produção Mineral/CPRM–Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, 43–47.

Baltazar, O. F., & Zucchetti, M., 2007. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews*, 32(3-4), 471-499. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2005.03.021>

Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., 1995. The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Res.* 72, 235–245.

Brando-Soares, M. B., Neto, A. V., Fabricio-Silva, W., 2019. The development of a Meso- to Neoproterozoic rifting-convergence-collision-collapse cycle over an ancient thickened protocontinent in

the south São Francisco craton, Brazil. *Gondwana Research* 77 (2020), 40–66. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.06.017>

Bouma, A.H., 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits*. Elsevier, Amsterdam. 198

Cawood, P. A., Hawkesworth, C. J., & Dhuime, B., 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, 40(10), 875-878. <https://doi.org/10.1130/g32945.1>

Coelho, V. V. 2015. Modelagem metamórfica e geocronologia de xistos e anfibolitos do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, EM/UFOP. <https://doi.org/10.1130/g32945.1>

Condie, K.C., Belousova, E., Griffin, W.L., Sircombe, K.N., 2009. Granitoid events in space and time: constraints from igneous and detrital zircon age spectra. *Gondwana Res.* 15, 228–242. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.06.001>

Costa, F. G. D. D., Alkmim, F. F. D., & Magalhães, P. M. (2018). The Ediacaran Salinas turbidites, Araçuaí Orogen, MG: tectonics and sedimentation interplay in a syn-orogenic basin. *Brazilian Journal of Geology*, 48(4), 783-804. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820180020>

CPRM, 2014. Mapa geológico do estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000. Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil.

Dickinson, W. R., & Gehrels, G. E., 2009. Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(1-2), 115-125. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.09.013>

Dopico, C. I. M., Lana, C., Moreira, H. S., Cassino, L. F., & Alkmim, F. F. (2017). U–Pb ages and Hf-isotope data of detrital zircons from the late Neoproterozoic Minas Basin, SE Brazil. *Precambrian Research*, 291, 143-161. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.026>

Dorr II, J.V., Gair, J.E., Pomerene, J.B., Rynearson, G.A., 1957. Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero, Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Fomento da Produção Mineral, Avulso, vol. 81, 31.

Dorr II, J.V.N., 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geological Survey Professional Paper 641-A, 110.

Eglington, B. M., & Armstrong, R. A., 2004. The Kaapvaal Craton and adjacent orogens, southern Africa: a geochronological database and overview of the geological development of the craton. *South African Journal of Geology*, 107(1-2), 13-32. <https://doi.org/10.2113/107.1-2.13>

Eriksson, K.A., Krapez, B., Fralick, P.W., 1994. Sedimentology of Archean greenstone belts: signatures of tectonic evolution. *Earth-Science Reviews* 37, 1–88. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90025-6](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90025-6)

Farina, F., Albert, C., Lana, C., 2015. The Neoproterozoic transition between medium and high-K granitoids: clues from the Southern São Francisco Craton (Brazil). *Precambrian Res.* 266, 375–394. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.038>.

Farina, F., Albert, C., Lana, C. 2015b. The Neoproterozoic transition between medium- and high-K granitoids: Clues from the Southern São Francisco Craton (Brazil). *Precambrian Research*, 266: 375–394. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.038>

Farina, F., Albert, C., Martínez Dopico, C., Aguilar Gil, C., Moreira, H., Hippertt, J., Cutts, K., Alkmim, F., Lana, C., 2016. The Archean Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Brazil): current models and open questions. *J. South Am. Earth Sci.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.015>

Ferguson, M. E., Waldron, J. W., & Bleeker, W., 2005. The Archean deep-marine environment: turbidite architecture of the Burwash Formation, Slave Province, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42(6), 935-954. <https://doi.org/10.1139/e04-070>

Freitas, F. M., 2019. Geocronologia U-Pb em zircões detríticos e caracterização litoestratigráfica das rochas metassedimentadas da Unidade Catarina Mendes-implicações quanto a evolução geotectônica do Quadrilátero Ferrífero. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Minas Gerais.

Gerdes, A., & Zeh, A. (2006). Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC-) ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(1-2), 47-61. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.039>

Golia, A., 1997. Petrografia e geoquímica dos metassedimentos do Grupo Nova Lima, greenstone belt Rio das Velhas na região de São Bartolomeu: modelagem de área-fonte, proveniência e ambiente tectônico. MSc thesis, Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto, Brasil, 142.

Gibbs, A. K., & Barron, C. N., 1993. The geology of the Guiana Shield. Oxford University Press, 58(392), 528. <https://doi.org/10.1180/minmag.1994.058.392.29>

Guitarrari M.M. 1999. Petrografia e Geoquímica dos Metassedimentos Turbidíticos dos Grupos Nova Lima e Sabará no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 101.

Hartmann, L.A., Endo, I., Suita, M.T.F., Santos, J.O.S., Frantz, J.C., Carneiro, M.A., Naughton, N.J., Barley, M.E., 2006. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U-Pb isotopes. *J. South Am. Earth Sci.* 20, 273–285. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.07.015>

Henderson, J. B., 1972. Sedimentology of Archean turbidites at Yellowknife, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 9(7), 882-902. <https://doi.org/10.1139/e72-071>

Herz, N., 1970. Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. United States Geological Survey Professional Paper 641-B. 58 pp.

Horstwood, M. S., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S. E., McLean, N. M., Paton, C., Bowring, J. F., 2016. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-(Th-) Pb geochronology—Uncertainty

propagation, age interpretation and data reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 40(3), 311-332. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.2016.00379.x>

Hurley, P. M., Almeida, F. F. M., Melcher, G. E., Cordani, U. G., Rand, J. R., Kawashita, K., Vadoros, P., Pinson Jr., W. H.; Fairbarn, H. W., 1967. Test of continental drift by means of radiometric ages. *Science*, 157(3788):495-500.

Jackson, S.L., Fyon, J.A., Corfu, F., 1994. Review of Archean supracrustal assemblages of the southern Abitibi greenstone belt in Ontario, Canada: products of microplate interaction within a largescale plate-tectonic setting. *Precambrian Research* 65, 183–205. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)90105-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90105-8)

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* 211, 47–69.

Krassay, A. A., 1998. Outcrop and drill core gamma-ray logging integrated with sequence stratigraphy: examples from Proterozoic sedimentary successions of northern Australia. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17, 285-300.

Klein, G. dev. (1975). Resedimented pelagic carbonate and volcanoclastic sediments and sedimentary structures in Leg 30 DSDP cores from the western equatorial Pacific. *Geology*, 3, 39–42.

Kuenen, Ph.H. and Migliorini, C.I. (1950) Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol.*, 58, 91–127.

Ladeira, E.A., 1980. Metallogenesis of Gold at the Morro Velho Mine and in Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Ph.D. Thesis, University of Western Ontario. Department of Geology, London, Canada, 272 pp.

Lana, C., Alkmim, F. F., Armstrong, R., Scholz, R., Romano, R., & Nalini Jr, H. A., 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Research*, 231, 157-173. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.03.008>

Lima, L. C. (2011). Geologia do depósito LODE Au-As-Sb Laranjeiras, em metaturbitos do Grupo Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Minas Gerais.

Lobato, L.M., Ribeiro-Rodrigues, L.C., Zucchetti, M., Noce, C.M., Baltazar, O.F., Silva, L.C., Pinto, C.P., 2001b. Brazil's premier gold province: Part I. The tectonic, magmatic, and structural setting of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita* 36, 228–248. <https://doi.org/10.1007/s001260100179>

Lobato, L. M., Achstschin, A. B., Timbó, M. A., Baltazar, O. F., Silva, S. L., Reis, L. B., & Baars, F. J., 2004. Geologia do Quadrilátero Ferrífero: integração e correção cartográfica em SIG. Codemig. Universidade Federal Minas Gerais, Belo Horizonte, CD-room.

Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows, II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279-297.

Lowe, D.R., 1994. Archean greenstone-related sedimentary rocks. In: Condie, K.C. (Ed.), *Archean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam, 121–169. [https://doi.org/10.1016/s0166-2635\(08\)70222-6](https://doi.org/10.1016/s0166-2635(08)70222-6)

Ludwig, K. R., 2001. *Isoplot/Ex version 2.49: A geochronology toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 55.

Machado, N., Carneiro, M.A., 1992. U-Pb evidence of Late Archean tectonothermal activity in southern São Francisco shield Brazil. *Can. J. Earth Sci.* 29, 2341–2346. <https://doi.org/10.1139/e92-182>

Machado, N., Schrank, A., Noce, C.M., Gauthier, G., 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.* 141, 259–276. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(96\)00054-4](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(96)00054-4)

Menard, H.W., 1955. Deep-sea channels, topography, and sedimentation. *AAPG Bulletin* 39, 236e255.

Miall, A. D., 2016. *Stratigraphy: the modern synthesis*. Springer, Cham. 311-370. https://doi.org/10.1007/978-3-319-24304-7_7

Middleton, G.V., Hampton, M.A., 1973. Sediment gravity flows, mechanics of flow and deposition. In: Middleton, G.V., Bouma, A.H. (Eds.), *Turbidites and Deep-water Sedimentation*. California, Los Angeles, pp. 1e38. Pacific Section SEPM. <https://doi.org/10.2110/scn.84.03.0008>

Moreira, H., Lana, C., Nalini, H.A., 2016. The detrital zircon record of an Archaean convergent basin in the Southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Res.* 275, 84–99. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2015.12.015>.

Mutti, E., & Ricci Lucchi, F., 1978. Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis. *International geology review*, 20(2), 125-166. <https://doi.org/10.1080/00206817809471524>

Mutti, E., & Normark, W. R., 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. *Marine clastic sedimentology*, 1-38. https://doi.org/10.1007/978-94-009-3241-8_1

Mutti E. 1992. *Turbidite sandstone*. San Donato Milanese, AGIP, Instituto di Geologia, Università di Parma. 275p.

Mutti, E., Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S., & Fava, L. (1999). An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective: American Association of Petroleum Geologists. *Continuing Education Course Note Series*, 39, 96.

Mutti E., Ricci Lucchi F., Roveri M., 2002. Revisiting turbidites of the Marnoso-arenacea Formation and their basin-margin equivalents: problems with classic models. In: *EAGE Conference and Exhibition*, 64, Florence, Excursion Guidebook.

Mutti E., Bernoulli D., Lucchi F. R., Tinterri R., 2009. Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch' to the exploration of continental margins. *Sedimentology*, 56(1):267-318. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01019.x>

Nazeer, A., Abbasi, S. A., & Solangi, S. H., 2016. Sedimentary facies interpretation of Gamma Ray (GR) log as basic well logs in Central and Lower Indus Basin of Pakistan. *Geodesy and Geodynamics*, 7(6), 432-443. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2016.06.006>

Noce, C., Zuccheti, M., Baltazar, O., Armstrong, R., Dantas, E., Renger, F., Lobato, L., 2005. Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas Greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U-Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes. *Precambrian Res.* 141, 67–82. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2005.08.002>.

Nutman, A. P., 2001. On the scarcity of > 3900 Ma detrital zircons in \geq 3500 Ma metasediments. *Precambrian Research*, 105(2-4), 93-114. [https://doi.org/10.1016/s0301-9268\(00\)00106-6](https://doi.org/10.1016/s0301-9268(00)00106-6)

Pedreira, A.J., Silva, S.L., 1996. Sistemas deposicionais do greenstone belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. 39th Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador, 138–140.

Posamentier, H. W., Walker, R. G., 2006. Deep-water turbidites and submarine fans. Facies models revisited, 397-520. <https://doi.org/10.2110/pec.06.84.0399>

Renger F.E., Noce C.M., Romano A.W., Machado N., 1995. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma. de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, 2(1):1-11

Rogers, N. (2015). The composition and origin of magmas. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 93-112). Academic Press.

Rider, M.H., 1986. *The geological interpretation of well logs*. Blackie, Halsted Press, New York, 175.

Rider, M.H., 1990. Gamma-ray log shape used as a facies indicator: critical analysis of an oversimplified methodology. In: Hurst, A., Lovell, M.A. & Morton, A.C. (editors), *Geological applications of wireline logs*. Geological Society, London, Special Publication 48, 27- 37. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1990.048.01.04>

Romano, R., Lana, C., Alkmim, F.F., Stevens, G.S., Armstrong, R., 2013. Stabilization of the southern portion of the São Francisco Craton SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. *Precambrian Res.* 224, 143–159. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.09.002>

Šimíček, D., Bábek, O., & Leichmann, J., 2012. Outcrop gamma-ray logging of siliciclastic turbidites: Separating the detrital provenance signal from facies in the foreland-basin turbidites of the Moravo-Silesian basin, Czech Republic. *Sedimentary Geology*, 261, 50-64. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.003>

Sanders, J.E., 1965. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. In: Middleton, G.V. (Ed.), *Primary Sedimentary Structures and Their*

Hydrodynamic Interpretation, 12. SEPM Special Publication, Tulsa, OK, 192-219. <https://doi.org/10.2110/pec.65.08.0192>

Shanmugam, G., Spalding, T.D., Rofheart, D.H., 1993a. Process sedimentology and reservoir quality of deep-marine bottomcurrent reworked sands (sandy contourites), an example from the Gulf of Mexico. AAPG Bulletin 77, 1241e1259. <https://doi.org/10.1306/bdff8e52-1718-11d7-8645000102c1865d>

Shanmugam, G., 1996. High-density turbidity currents, are they sandy debris flows? Journal of Sedimentary Research 66, 2-10. <https://doi.org/10.1306/d426828e-2b26-11d7-8648000102c1865d>

Shanmugam, G. (2002). Ten turbidite myths. Earth-Science Reviews, 58, 311–341. [https://doi.org/10.1016/s0012-8252\(02\)00065-x](https://doi.org/10.1016/s0012-8252(02)00065-x)

Shanmugam, G., 2006a. Deep-water Processes and Facies Models, Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs, vol. 5. Elsevier, Handbook of Petroleum Exploration and Production,

Amsterdam, 476. [https://doi.org/10.1016/s1567-8032\(06\)x8001-1](https://doi.org/10.1016/s1567-8032(06)x8001-1)

Shanmugam, G., 2016. Submarine fans: a critical retrospective (1950–2015). Journal of Palaeogeography, 5(2), 110-184. <https://doi.org/10.1016/j.jop.2015.08.011>

Shepard, F. P., Marshall, N. F., McLoughlin, P. A., & Sullivan, G. G., 1979. Currents in submarine canyons and other sea valleys. American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology No. 8. Tulsa, Oklahoma, 173 pp.

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. 2008. Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. Chemical Geology, 249:1-35.

Silva, A. L., 2013. Caracterização mineralógica por difração de raios X e determinação de terras raras por ICP-MS de rochas da região sul da Bahia. Dissertação de Mestrado, Ciências e Técnicas Nucleares, UFMG.

Spencer, C. J., Kirkland, C. L., & Taylor, R. J., 2016. Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U–Pb zircon geochronology. Geoscience Frontiers, 7(4), 581-589. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.11.006>

Stacey, J. T., & Kramers, I., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth and planetary science letters, 26(2), 207-221. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821x(75)90088-6)

Stow, D. A., & Shanmugam, G., 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. Sedimentary Geology, 25(1-2), 23-42. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(80\)90052-4](https://doi.org/10.1016/0037-0738(80)90052-4)

Studer, B., 1827. Remarques géognostiques sur quelques parties de la chaîne septentrionale des Alpes. Annales Des Sciences Naturelles, Paris 11, 1e47.

Oliveira, G. A. E.; Clemente, P. L. C.; Vial, D. S. 1983. Excursão a Minas de Ouro de Morro Velho. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais, SBG, Bol. 3, 497-505.

Thurston, P.C., Chivers, K.M., 1990. Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada. *Precambrian Research* 46, 21–58. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(90\)90065-x](https://doi.org/10.1016/0301-9268(90)90065-x)

Ugarkar, A. G., Malapur, M. A., & Kumar, B. C., 2016. Archean turbidite hosted orogenic gold mineralization in the Gadag greenstone belt, Western Dharwar Craton, Peninsular India. *Ore Geology Reviews*, 72, 1224-1242. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.06.020>

Vermeesch, P., 2004. How many grains are needed for a provenance study? *EarthPlanet. Sci. Lett.* 224, 441–451. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.037>

Vieira, F.W.R., 1991. Textures and processes of hydrothermal alteration and mineralization in the Nova Lima Group, Minas Gerais, Brazil. In: Ladeira, E.A. (Ed.), *Proceedings of Brazil Gold 91*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 319–325.

Vieira, F. W. R. & Oliveira, G. A. I. 1998. Geologia do Distrito Aurífero de Nova Lima, Minas Gerais. In: Shobbenhaus, C. & Coelho, C. E. S., coord. *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v.3, p. 377-391.

Zucchetti, M., Baltazar, O.F. (Eds.), 1998. Projeto Rio das Velhas– Texto explicativo do mapa geológico integrado, escala 1:100,000. 2nd ed. Departamento Nacional da Produção Mineral/CPRM– Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, Brazil, 121 pp.

Zucchetti, M., Baltazar, O.F., 2000. Rio das Velhas Greenstone Belt lithofacies associations, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, CD-ROM.

ANEXOS

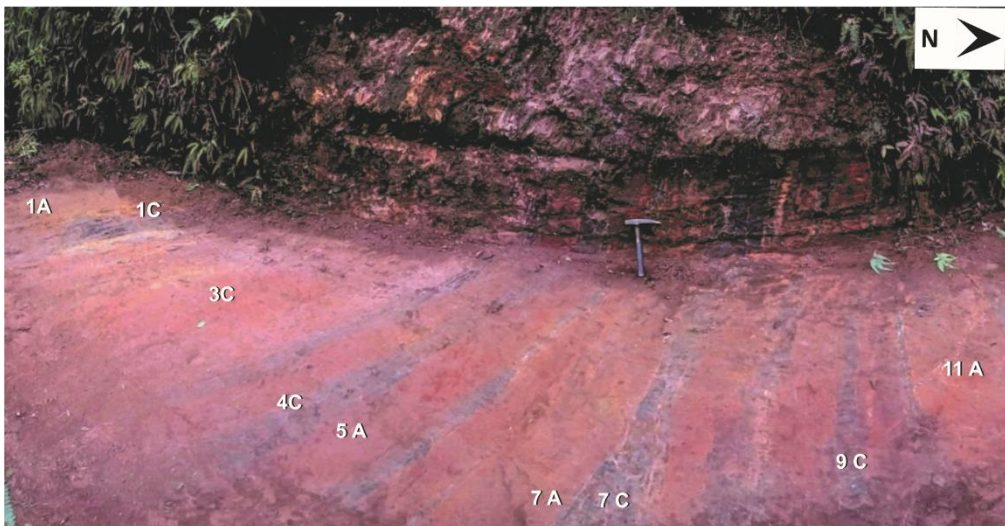
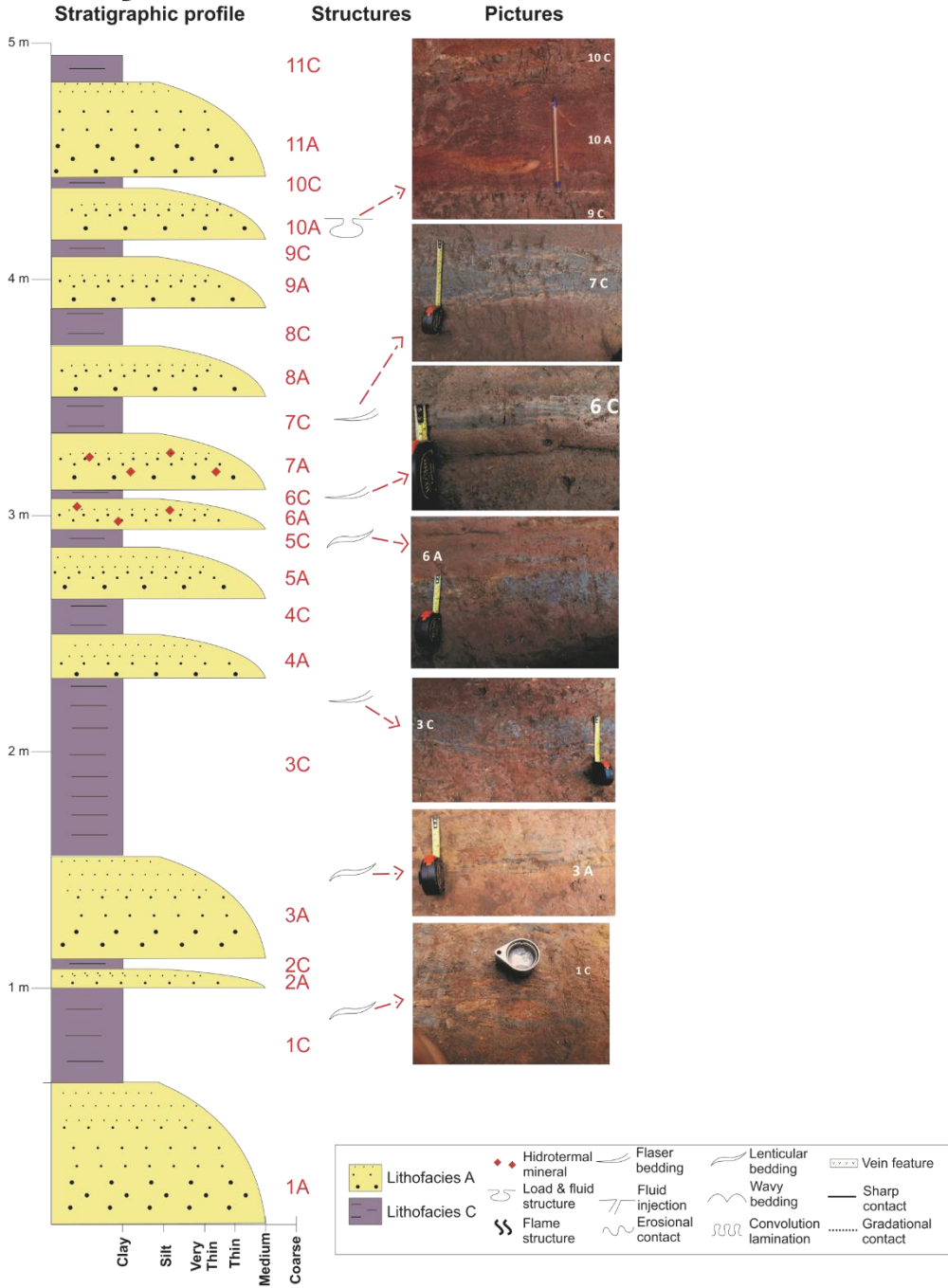
Amostra S1-3C / Seção 1

a concentration uncertainty ca. 20%; b data not corrected for common-Pb; c data corrected/not corrected for common-Pb; d Concordance calculated as (206Pb-238U age/207Pb-206Pb age)*100

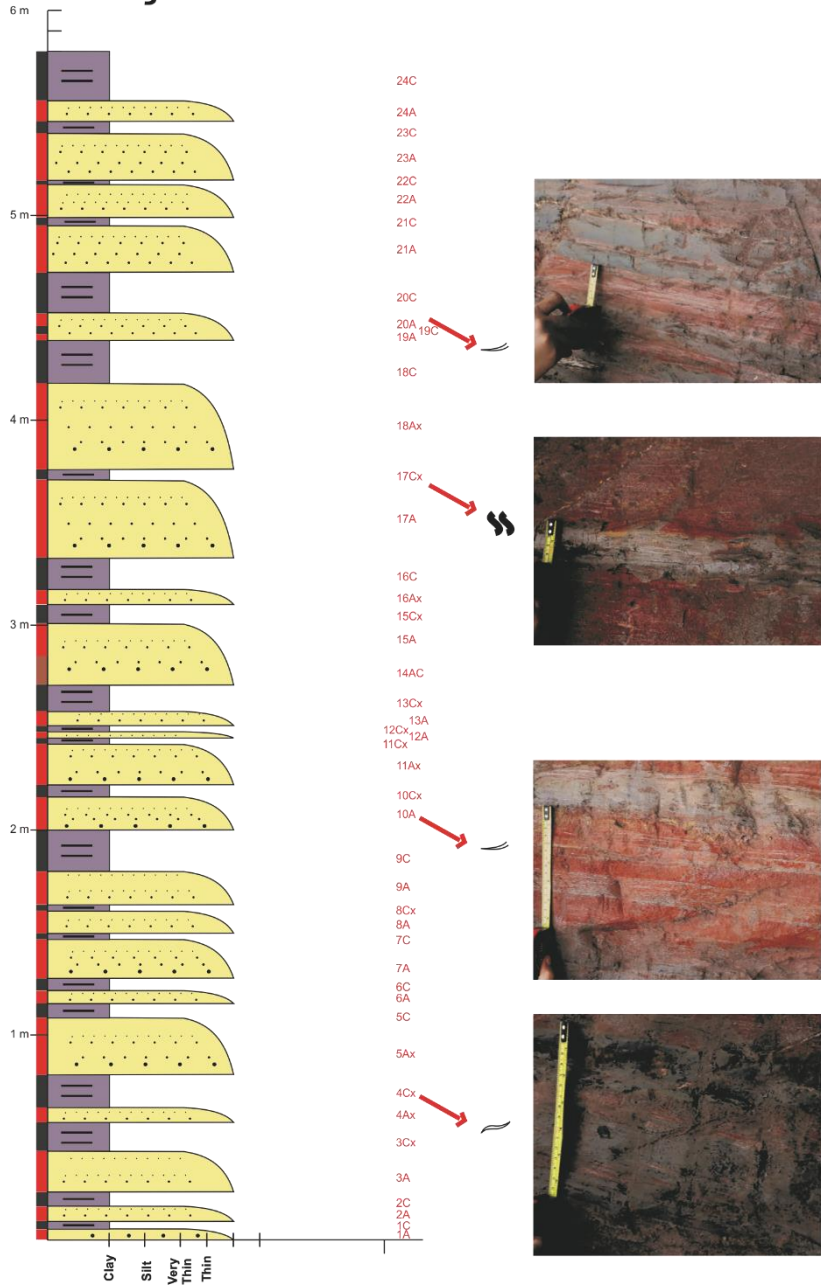
Grain	f ^{206c}	206Pb / 207Pb		Th/U	Ratios b								Dates c								% conc _d	
		CPS	CPS		206Pb/204Pb	207Pb/206Pb	1s	206Pb/238U	1s	207Pb/235U	1s	208Pb/232Th	1s	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U	2s	208Pb/232Th	2s		
														abs	abs	abs	abs	abs	abs			
S-013	1	2237565	530187	0.1825	3213.25263	0.23692	0.002	0.614745	0.01	20.08159	0.011	0.17139	0.002	3099.585	34.612	3088.974	87.27	3095.41	40.996	3197.3	74.12	99.558203
S-014	0.00847	1815896	431257	0.2942	1111.48681	0.23751	0.002	0.602687	0.01	19.7367	0.011	0.09403	0.001	3103.226	32.076	3040.653	89.35	3078.46	41.282	1816.5	50.12	98.539611
S-016	0.16356	2044090	487963	0.5495	378.265903	0.23911	0.002	0.626633	0.01	20.65913	0.012	0.1712	0.002	3111.449	31.831	3136.259	91.58	3121.15	41.313	3194.2	65.22	100.2487
S-017	0.01695	2119340	412227	0.4997	1201.82672	0.19454	0.002	0.529903	0.01	14.21368	0.01	0.09654	9E-04	2780.651	32.187	2741.044	82.92	2763.91	40.538	1862.8	32.46	98.945352
S-027	0.01857	2203121	612750	1.1782	1303.72431	0.27818	0.003	0.681228	0.01	26.12881	0.012	0.17368	0.003	3352.455	31.463	3349.07	90.07	3351.19	39.689	3236.9	87.46	99.699544
S-031	0	339067	79131	0.5068	79131.4565	0.23338	0.002	0.60746	0.01	19.5471	0.011	0.12656	0.001	3075.373	31.758	3059.823	90.96	3069.22	41.563	2408.7	46.6	99.460475
S-035	0	161013	42325	0.2483	215.946364	0.26287	0.003	0.657312	0.01	23.82395	0.012	0.14226	0.002	3263.989	31.601	3256.708	95.72	3261.22	42.112	2688.5	63.24	99.62561
S-036	0.02335	1835488	452856	0.8236	1204.40388	0.24678	0.002	0.630914	0.01	21.46748	0.011	0.13782	0.002	3163.856	32.011	3153.201	88.92	3159.72	40.42	2609.6	73.28	99.559014
S-037	0.07747	1098904	223146	0.7008	520.154617	0.20322	0.002	0.562552	0.01	15.76268	0.01	0.14825	0.002	2850.971	32.743	2877.164	83.7	2861.78	40.09	2794	62.42	100.30623
S-038	0.00322	2138270	507566	0.0324	1819.23352	0.23738	0.002	0.624804	0.01	20.4498	0.012	0.11447	0.002	3102.437	31.288	3129.007	97.56	3112.84	43.323	2190.6	55.5	100.28394
S-040	0.0367	933575	242668	0.3932	1155.56341	0.26003	0.003	0.66109	0.01	23.70202	0.012	0.18047	0.002	3246.309	31.641	3271.388	92.35	3255.86	40.831	3353.5	75.48	100.23995
S-047	1	1166342	293004	0.2727	1220.85155	0.25117	0.003	0.638993	0.01	22.12916	0.012	0.08342	0.001	3192.449	34.15	3185.057	94.73	3189.59	42.945	1619.5	41.62	99.622448
S-048	1	2210623	606572	0.6215	3863.51378	0.27435	0.003	0.676796	0.01	25.60143	0.012	0.17116	0.002	3331.289	33.382	3332.055	92.9	3331.58	41.336	3193.4	75.96	99.777196
S-049	0.03204	1448402	361898	0.8118	1198.3365	0.24994	0.003	0.639455	0.01	22.03673	0.011	0.16623	0.002	3183.879	31.812	3186.874	88.85	3185.04	40.143	3108.1	76.22	99.822173
S-050	0.04593	579783	150535	0.4422	530.054	0.25976	0.003	0.662859	0.01	23.74075	0.012	0.17946	0.002	3244.527	31.562	3278.248	94.06	3257.36	41.341	3336.1	73.24	100.40399
S-051	0.01228	2030699	436567	0.1269	1287.80842	0.21501	0.002	0.58279	0.01	17.27714	0.01	0.14235	0.002	2943.493	32.459	2960.123	84.36	2950.23	39.845	2689.9	66.74	100.10277
S-052	0.06763	545556	148912	0.4106	557.724259	0.27314	0.003	0.676003	0.01	25.45862	0.013	0.16859	0.002	3323.085	31.452	3329.002	95.04	3325.31	41.434	3149	70.46	99.873818
S-053	0.0037	1597771	354996	0.5669	2275.61301	0.22219	0.002	0.592196	0.01	18.14224	0.011	0.11002	0.001	2996.57	31.843	2998.317	89.69	2997.27	41.433	2109.8	41.04	99.802065
S-055	1	1303975	339292	0.1145	2609.93686	0.26015	0.003	0.662537	0.01	23.76486	0.012	0.03749	5E-04	3247.906	33.616	3277.001	94.88	3258.98	42.285	744	19.08	100.31592
S-057	0.02588	1158791	256837	0.482	757.63261	0.2217	0.002	0.576318	0.01	17.6169	0.011	0.10338	0.001	2992.662	31.788	2933.712	87.61	2968.8	41.145	1988.4	37.54	98.587487
S-058	0.03531	509203	131776	0.5252	813.431322	0.25888	0.003	0.661884	0.01	23.62553	0.012	0.16694	0.002	3239.346	31.677	3274.468	93.01	3252.72	41.035	3120.5	73.26	100.43124
S-059	0.02721	1321878	353057	0.5478	1000.16076	0.26716	0.003	0.670928	0.01	24.71431	0.012	0.17696	0.002	3289.005	31.513	3309.454	92.9	3296.73	40.799	3293.3	77.7	100.14858
S-067	1	508516	124514	0.7036	655.336485	0.24469	0.002	0.62603	0.01	21.12091	0.012	0.13351	0.002	3151.818	34.31	3133.869	93.64	3144.82	42.907	2533	57.42	99.417327
S-069	0.00593	635285	164643	0.5925	968.490103	0.25918	0.003	0.650428	0.01	23.24354	0.012	0.1468	0.002	3241.635	31.622	3229.878	93.5	3237.14	41.501	2768.7	63.24	99.540048
S-071	1	958377	240230	0.5354	996.803348	0.25063	0.003	0.646188	0.01	22.33022	0.012	0.17323	0.002	3188.958	34.235	3213.293	91.14	3198.33	41.54	3229.2	79.2	100.23155
S-073	0.04157	2053201	457017	0.6164	840.104099	0.22268	0.002	0.587442	0.01	18.03632	0.011	0.12916	0.002	2999.502	32.216	2979.044	86.66	2991.27	40.593	2455.2	58.5	99.359132

S-075	0.04844	1602050	348421	0.5498	804.667921	0.21759	0.002	0.577112	0.01	17.31413	0.011	0.08524	9E-04	2962.161	31.893	2936.957	88.31	2951.94	41.343	1653.4	34.48	99.26129
S-076	0.11008	1060484	237170	0.5918	444.972764	0.22389	0.002	0.587794	0.01	18.14518	0.011	0.11948	0.002	3007.109	32.651	2980.472	89.78	2996.4	41.865	2281.3	70.52	99.23638
S-077	0.02908	1239094	281155	0.5166	884.136654	0.22697	0.002	0.602898	0.01	18.86745	0.011	0.16235	0.002	3030.338	32.366	3041.502	84.93	3034.78	39.632	3040.8	85.14	99.98768
S-078	0.03399	2310159	659511	0.4657	1388.44427	0.28558	0.003	0.691578	0.01	27.23142	0.013	0.17821	0.002	3393.175	31.324	3388.634	94.32	3391.49	40.873	3314.7	84.58	99.678224
S-079	0.04605	732163	187216	0.407	659.210307	0.25582	0.003	0.657342	0.01	23.18607	0.012	0.14128	0.002	3220.42	31.492	3256.825	93.82	3234.34	41.341	2671	56.82	100.45828
S-087	0.00325	1831722	496051	0.2859	1417.28772	0.27082	0.003	0.673239	0.01	25.13919	0.012	0.18523	0.002	3310.728	31.489	3318.365	94.02	3313.61	41.151	3434.8	84.68	99.906461
S-089	0.00907	1369543	284196	0.9967	811.987214	0.20753	0.002	0.567988	0.01	16.25254	0.01	0.15156	0.002	2886.207	32.701	2899.554	82.4	2891.68	39.518	2852.4	79.94	100.04077
S-090	0.01508	2148568	562496	0.8921	1913.25241	0.26184	0.003	0.662005	0.01	23.90002	0.012	0.16191	0.003	3257.573	32.227	3274.936	88.67	3264.18	39.773	3033.2	111.9	100.09275
S-091	1	2722756	701600	0.0696	8769.99434	0.25761	0.003	0.64671	0.01	22.97067	0.012	0.15127	0.003	3232.577	34.443	3215.339	91.19	3225.96	41.702	2847.2	102.9	99.435172
S-092	0.03983	1245055	338483	0.2549	924.816151	0.27197	0.003	0.671048	0.01	25.1638	0.012	0.16802	0.002	3316.796	31.587	3309.919	92.34	3314.2	40.682	3139.2	84.16	99.633968
S-095	0.03979	1132174	272214	0.2897	979.185517	0.24053	0.002	0.608495	0.01	20.18029	0.011	0.10397	0.001	3122.847	31.504	3063.973	90.57	3099.65	41.415	1999.2	43.12	98.616365
S-097	0.10801	1510146	289786	0.8302	438.40504	0.1921	0.002	0.530677	0.01	14.0559	0.009	0.12985	0.002	2758.45	33.426	2744.303	78.01	2752.46	38.945	2467.6	79.54	99.475722
S-098	1	1357758	358377	0.4553	2059.63554	0.26391	0.003	0.663572	0.01	24.146	0.012	0.13171	0.002	3270.422	33.748	3281.013	94.27	3274.44	42.139	2500.9	62.56	99.963858
S-099	0.79732	995123	220064	0.6905	85.8284602	0.22292	0.002	0.592417	0.01	18.20864	0.011	0.18478	0.003	2989.029	34.599	2999.212	86.64	2993.12	41.152	3427.1	88.4	99.970542
S-100	1	1777590	468475	0.5348	3718.0516	0.26354	0.003	0.663612	0.01	24.11361	0.012	0.14027	0.002	3268.022	33.695	3281.169	94.27	3273.01	42.115	2653.2	65.66	100.0123
S-108	0.02496	1652305	441931	0.7736	1693.22197	0.26753	0.003	0.668114	0.01	24.64475	0.012	0.15149	0.002	3291.213	31.581	3298.59	93.13	3294	40.977	2851	76.82	99.902304
S-109	1	964048	248313	0.3478	5173.18509	0.25739	0.003	0.653262	0.01	23.18357	0.012	0.12227	0.001	3231.924	33.659	3240.937	93.91	3235.37	42.189	2331.5	51.7	99.935701
S-110	0.00906	1762130	371053	0.2795	1427.12793	0.21059	0.002	0.560291	0.01	16.26868	0.011	0.11097	0.002	2909.944	33.082	2867.83	86.33	2892.63	41.382	2126.9	76.24	98.912822
S-111	0.00537	1465246	296301	1.0772	1322.77108	0.20223	0.002	0.557487	0.01	15.54467	0.01	0.11358	0.002	2844.191	33.199	2856.236	85.48	2849.18	41.032	2174.4	70.82	100.0171
S-112	0.00115	1580083	345781	0.2306	2336.36098	0.21884	0.002	0.583564	0.01	17.60825	0.011	0.11167	0.001	2972.157	31.808	2963.273	87.29	2968.57	40.759	2139.7	46.26	99.589595
S-113	0.02463	2314141	568884	0.3664	1703.24543	0.24589	0.003	0.624713	0.01	21.17986	0.011	0.14206	0.002	3158.104	32.271	3128.648	89.5	3146.62	40.866	2684.8	85.8	99.194721
S-114	0.01251	952321	218816	0.2473	1176.43021	0.2298	0.002	0.605691	0.01	19.19122	0.011	0.15617	0.002	3050.455	32.185	3052.727	88.77	3051.36	40.908	2933	76.46	99.811225
S-116	0.01914	533152	116493	0.3084	761.390503	0.21854	0.002	0.585563	0.01	17.64437	0.011	0.07958	0.001	2969.657	32.161	2971.409	90.57	2970.36	41.997	1547.7	43	99.802774
S-117	1	621276	160648	0.1102	1912.47886	0.25854	0.003	0.655543	0.01	23.36847	0.012	0.20115	0.003	3238.061	34.195	3249.825	91.49	3242.55	41.5	3704.5	111.6	99.987748
S-118	0.01238	2151686	468902	0.4234	1789.70225	0.21795	0.002	0.587252	0.01	17.64746	0.01	0.12599	0.002	2965.408	32.996	2978.269	83.38	2970.6	39.578	2398.4	85.32	100.0255
S-127	0.06406	844783	164779	0.7023	621.808127	0.19518	0.002	0.545408	0.01	14.67771	0.01	0.11066	0.001	2785.26	32.771	2806.048	82.85	2793.97	40.168	2121.3	50.54	100.20251
S-131	0	979070	223257	0.5872	223257.332	0.22803	0.002	0.612283	0.01	19.25066	0.011	0.16692	0.003	3038.272	32.744	3079.138	85.97	3054.46	39.876	3120.1	107.8	100.57299
S-132	0.01219	2012077	457048	0.3381	1437.25784	0.22718	0.002	0.607018	0.01	19.01396	0.011	0.15821	0.003	3032.092	32.747	3058.05	85.52	3042.41	39.851	2968.7	102.9	100.27993
S-133	0.02744	627514	138586	0.2217	1372.13981	0.22091	0.002	0.596456	0.01	18.1675	0.011	0.16228	0.003	2986.894	32.938	3015.544	84.7	2998.38	39.817	3039.6	105.5	100.33875
S-134	0.06558	998179	256862	0.6078	638.961269	0.2575	0.003	0.659834	0.01	23.42681	0.012	0.16872	0.003	3230.441	32.008	3266.512	91.39	3244.2	40.625	3151.2	96.98	100.45049
S-137	0.0218	1416614	325325	0.3523	1204.90836	0.2297	0.002	0.605882	0.01	19.18891	0.011	0.16069	0.002	3049.609	32.344	3053.493	88.35	3051.15	40.8	3011.8	85.66	99.843042
S-138	0.048	1394831	298797	0.6705	607.310133	0.21432	0.002	0.572078	0.01	16.90515	0.011	0.0448	1E-03	2937.722	33.353	2916.346	86.1	2929.01	41.065	885.9	36.58	99.336649
S-139	0.0388	1615167	418844	0.2679	1250.2805	0.25942	0.003	0.653875	0.01	23.38835	0.012	0.16107	0.003	3242.576	32.455	3243.327	91.17	3242.86	40.871	3018.6	112.1	99.778137
S-140	0.06063	1284823	330307	1.1951	683.866415	0.25724	0.003	0.646369	0.01	22.92556	0.012	0.06339	0.001	3228.925	32.164	3214.002	94.29	3223.2	42.031	1242.3	43.42	99.479195

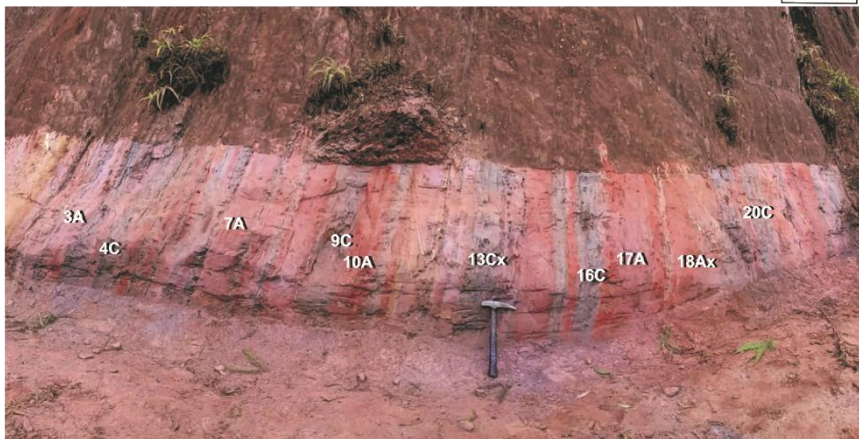
Seção 1



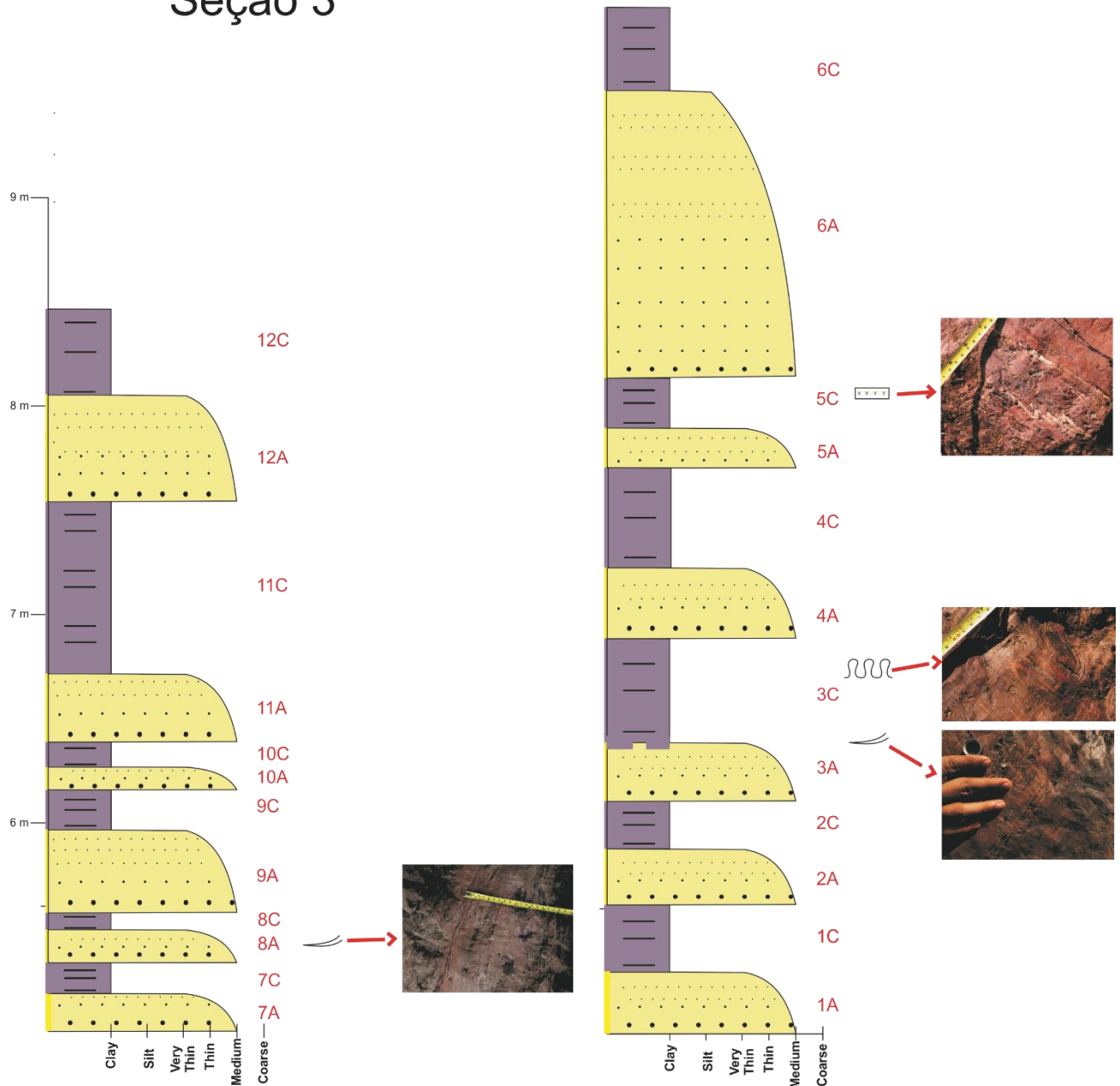
Seção 2



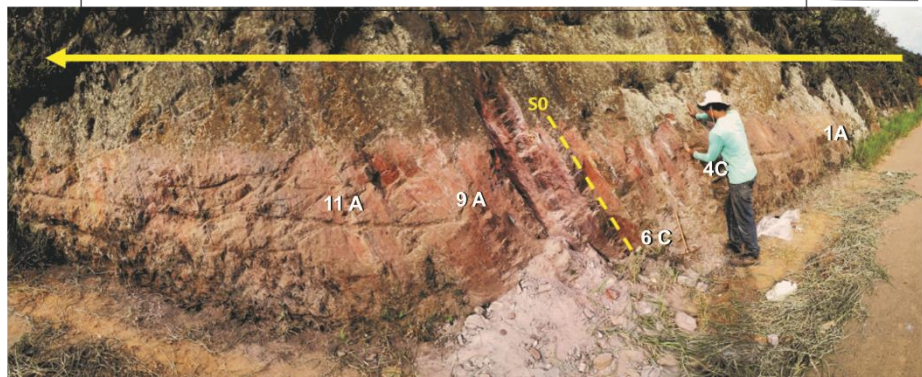
Lithofacies A	Hidrotermal mineral	Flaser bedding	Lenticular bedding	Vein feature
Lithofacies C	Load & fluid structure	Fluid injection	Wavy bedding	Sharp contact
	Flame structure	Erosional contact	Convolution lamination	Gradational contact



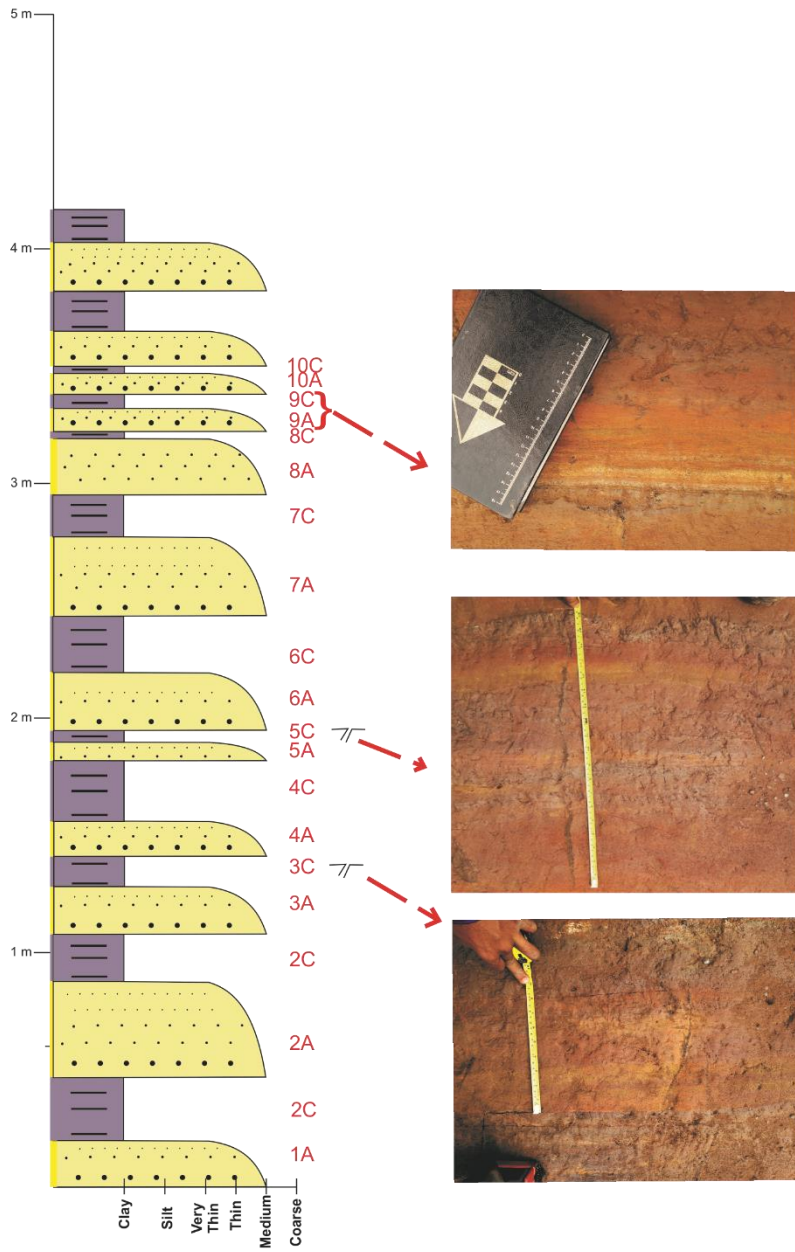
Seção 3



Lithofacies A	Hidrothermal mineral	Flaser bedding	Lenticular bedding	Vein feature
Lithofacies C	Load & fluid structure	Fluid injection	Wavy bedding	Sharp contact
Flame structure	Erosional contact	Convolution lamination	Gradational contact	N



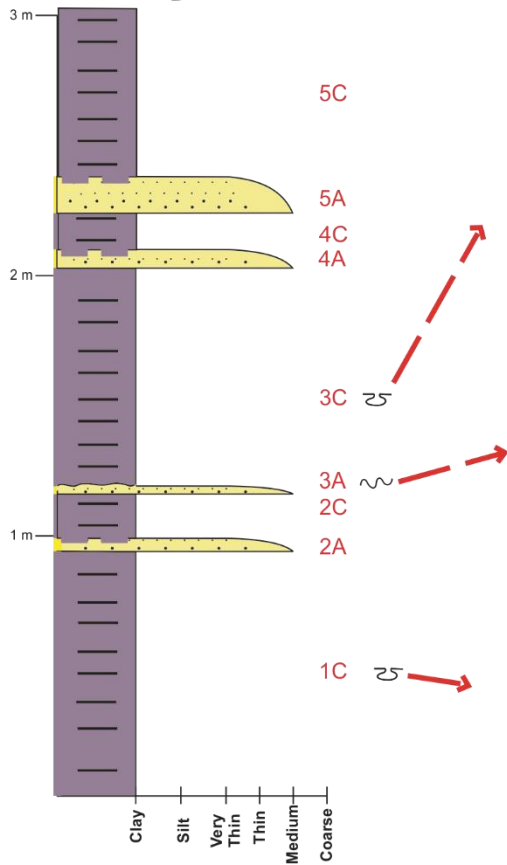
Seção 4



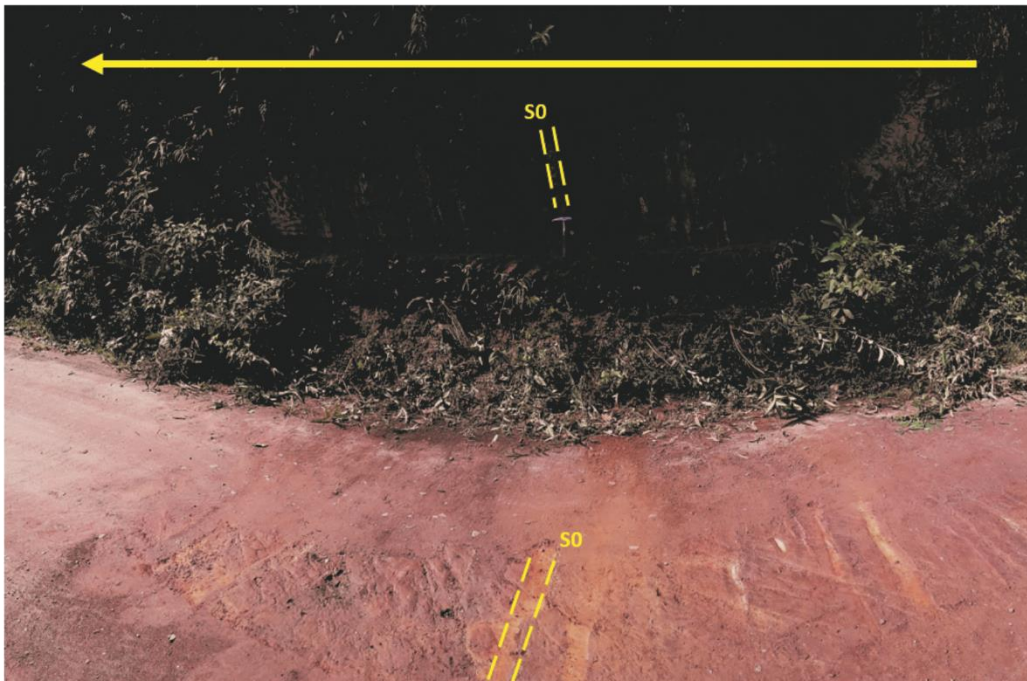
Lithofacies A	Hidrotermal mineral	Flaser bedding	Lenticular bedding	Vein feature
Lithofacies C	Load & fluid structure	Fluid injection	Wavy bedding	Sharp contact
Flame structure	Erosional contact	Convolution lamination	Gradational contact	



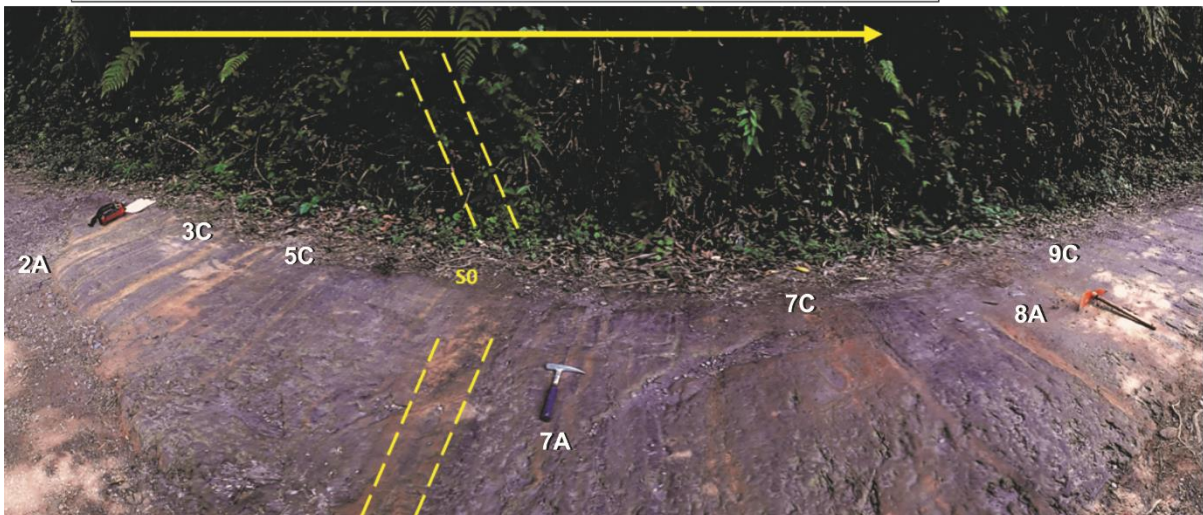
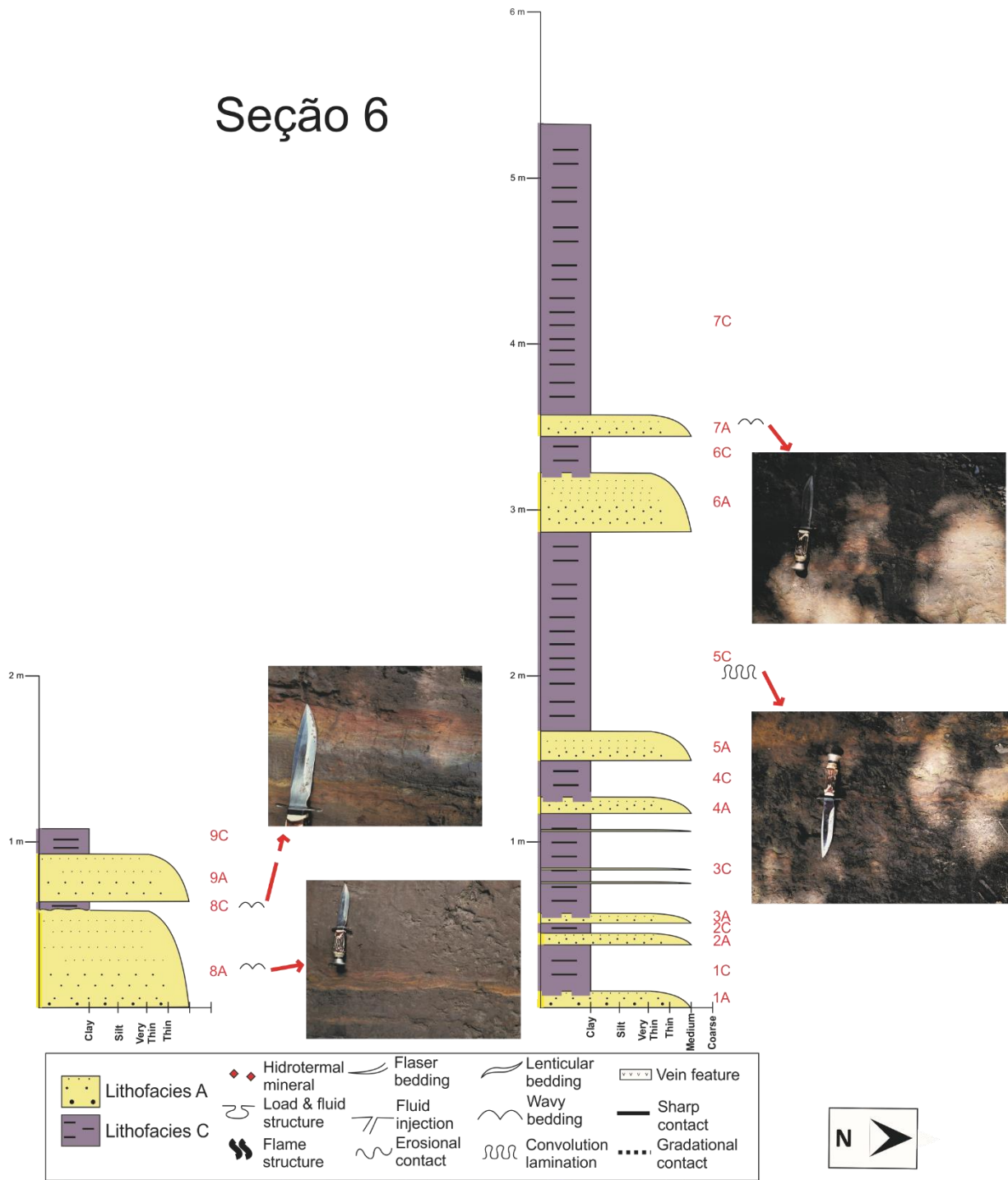
Seção 5



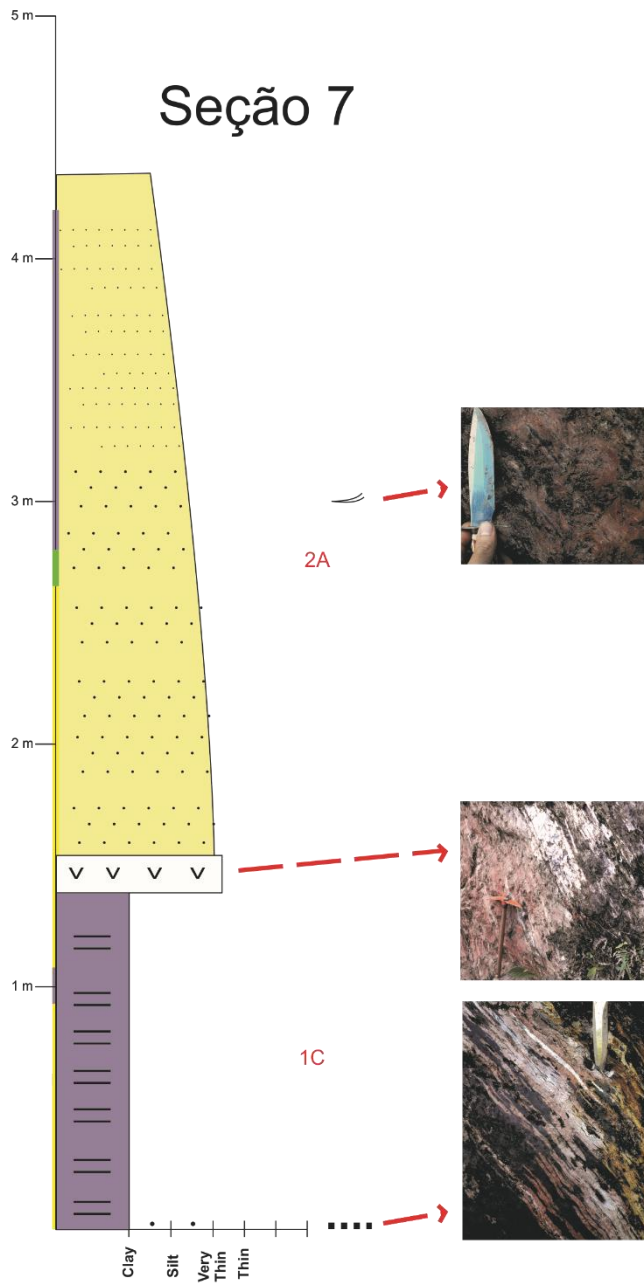
Lithofacies A	Hidrothermal mineral	Flaser bedding	Lenticular bedding	Vein feature
Lithofacies C	Load & fluid structure	Fluid injection	Wavy bedding	Sharp contact
	Flame structure	Erosional contact	Convolution lamination	Gradational contact



Seção 6



Seção 7



Lithofacies A	Hidrothermal mineral	Flaser bedding	Lenticular bedding	Vein feature
Lithofacies C	Load & fluid structure	Fluid injection	Wavy bedding	Sharp contact
	Flame structure	Erosional contact	Convolution lamination	Gradational contact

