

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Petrocronologia de zircão e monazita em
migmatitos: controles estruturais, texturais e geoquímicos na transição
anfíbolito – granulito**

LAÍSA DE ASSIS BATISTA

Tese apresentada ao Programa Mineralogia e
Petrologia para obtenção do título de Doutor em
Ciências

Área de concentração: Petrologia Metamórfica

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

Coorientador: Dr. David Edward Kelsey

SÃO PAULO
2022

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP

Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:
Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

DE ASSIS BATISTA, LAISA
Petrocronologia de zircão e monazita em
migmatitos: controles estruturais, texturais e
geoquímicos na transição anfíbolito-granulito / LAISA
DE ASSIS BATISTA; orientador Renato de Moraes;
coorientador David E. Kelsey. -- São Paulo, 2022.
215 p.

Tese (Doutorado - Programa de Pós-Graduação em
Mineralogia e Petrologia) -- Instituto de
Geociências, Universidade de São Paulo, 2022.

1. Petrocronologia. 2. Migmatitos. 3. Cadeia de
Montanhas. 4. Datação. 5. Gondwana. I. de Moraes,
Renato, orient. II. E. Kelsey, David, coorient.
III. Título.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

"Petrocronologia de zircão e monazita em migmatitos: controles estruturais, texturais e geoquímicos na transição anfibolito-granulito"

LAÍSA DE ASSIS BATISTA

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes
Coorientador: Prof. Dr. David Edward Kelsey

Tese de Doutorado

Nº 654

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Renato de Moraes

Dra. Adriana Alves

Dra. Mônica Heilbron

Dra. Maria Emilia Schutesky

Dr. George Luiz Luvizzotto

SÃO PAULO
2022

Dedico esta tese a Fidel, Melissa, Monique e Rafael. Companheiros de vida, de coração, e que estiveram/estão/estarão lado a lado comigo na vida, diariamente.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Renato de Moraes, pela paciência, confiança e todos os ensinamentos durante essa longa jornada. Obrigada por tanto.

Ao meu co-orientador Dave Kelsey agradeço também pela enorme paciência, generosidade e disponibilidade.

À minha mãe, meu pai, minha madrasta e meu padrasto. Rede de apoio essenciais. Às minhas irmãs, minhas tias, tios, primes e avós pelo apoio incondicional.

Amigues: Daniela, Patrícia, Diegos, Joice, Rafaela Gengo e Lucas Tesser, que também contribuíram com os trabalhos apresentados aqui. A galera APG, GeoMamas, ABMGeo e todas as pessoas muito importantes que estou esquecendo por obviamente estar a 1 segundo do prazo final.

Obrigada por tudo!

Seguimos! <3

(...)

*“Procura a ordem
que vês na pedra:
nada se gasta
mas permanece.*

*Essa presença
que reconheces
não se devora
tudo em que cresce.*

*Nem mesmo cresce
pois permanece
fora do tempo
que não a mede,*

*pesado sólido
que ao fluido vence,
que sempre ao fundo
das coisas desce.*

*Procura a ordem
desse silêncio
que imóvel fala:
silêncio puro.*

*De pura espécie,
voz de silêncio,
mais do que a ausência
que as vozes ferem.”*

Pequena ode mineral. João Cabral de Melo Neto. 1945.

APRESENTAÇÃO

O presente trabalho visa contribuir para a caracterização petrológica de migmatitos, com ênfase ao estabelecimento das relações de equilíbrio termodinâmico e isotópico de zircão e monazita, para a obtenção de trajetórias de pressão, temperatura e tempo (P-T-t) no contexto da zona de interferência tectônica entre o extremo sul do Orógeno Brasília e o Orógeno Ribeira Central.

A tese está organizada em três frentes: o primeiro capítulo introduz o conceito de petrocronologia através de uma revisão conceitual desde o aspecto filosófico da quantificação do tempo geológico até a contextualização da geologia regional estudada. Sob a perspectiva da paisagem do sul de Minas Gerais e de outras partes do mundo, o texto demonstra como o estudo de cadeias de montanhas ajuda a compreender a evolução da Terra. O detalhamento de dados bibliográficos, da metodologia utilizada na tese e do levantamento geológico em campo pode ser consultado nos apêndices I, II e III.

O segundo capítulo aborda as características de zircão e monazita como ferramentas geocronológicas em rochas migmatíticas de fácies anfibolito superior. Nesta seção, o sistema isotópico U-Pb é associado ao equilíbrio termodinâmico calculado para composições de rocha total e paragêneses associadas, bem como ao particionamento de elementos-traço com granada, considerando também a influência de outras fases acessórias e da retenção ou migração de fundido anatético. O capítulo em si foca na apresentação e discussão dos conceitos abordados, enquanto o detalhamento metodológico e de resultados é apresentado em forma de artigo nos apêndices IV e V.

Finalmente, o terceiro e quarto capítulo apresentam a discussão e considerações finais para o fechamento do corpo de texto da tese. Esta estrutura propõe uma leitura objetiva em distintos níveis de interesse e complexidade, contribuindo para a democratização do acesso ao conhecimento produzido pelas Geociências no Brasil, e prezando também pelo rigor científico que demanda a pesquisa acadêmica. A ideia é tornar o texto acessível, pelo menos em parte, à sociedade de forma geral, no sentido de contribuir com a divulgação da Geologia enquanto Ciência.

RESUMO

Batista, L.A, 2022, Petrocronologia de zircão e monazita em migmatitos: controles estruturais, texturais e geoquímicos na transição anfíbolito – granulito [Tese de Doutorado], Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 211pp.

A geocronologia U-Pb de zircão e monazita é uma ferramenta essencial para a reconstrução geodinâmica pré-cambriana, com grande aplicabilidade devido à ocorrência comum desses minerais em rochas crustais, alta temperatura de fechamento da difusão de Pb nas estruturas cristalinas, resistência ao intemperismo, capacidade de registro policíclico, e às três cadeias de decaimento datáveis para o sistema isotópico. A petrocronologia alia dados geocronológicos ao cálculo de equilíbrio termodinâmico de fases, refinando e detalhando as escalas de tempo (t) e condições *P-T* dos processos petrogenéticos crustais. Entretanto, ainda é um desafio a realização de geocronologia e petrocronologia em amostras que sofreram desequilíbrio e abertura do sistema geoquímico. Neste sentido, utilizamos análises discordantes e concordantes de zircão e monazita em domínios pobres e ricos em fundido de migmatitos pelíticos e máficos dentro da zona de interferência entre os orógenos Brasília (700–560 Ma) e Ribeira (600–492 Ma), SE Brasil, para discutir: (a) a confiabilidade das idades máximas de deposição para os protólitos sedimentares a partir do sistema U-Pb em núcleos de zircão e (b) a idade e a escala temporal dos eventos metamórficos registrados em sobrecrescimentos de zircão e monazita metamórfica. A conexão entre idade e geoquímica de zircão e monazita, aliada ao monitoramento do crescimento de granada, xenotímio e à evolução da fusão parcial nos metassedimentos; integrados à modelagem de discordância do zircão, modelagem 1-D do fluxo geotérmico e equilíbrios de fase nos sistemas (Y+P+F+REE)MNCKFMASHTO reconstituem o comportamento do sistema pelítico, que sofreu abertura parcial na transição anfíbolito-granulito. O aumento de temperatura e a extração de fundido favorecem a homogeneização isotópica nas rochas paraderivadas, enquanto a interação com o fundido das encaixantes dispara a fusão parcial e geração de zircão nas intercalações máficas da região. Como resultado, propomos: (a) idade máxima de deposição em 730 Ma para rochas relacionadas à unidade Santo Antônio na região de estudo, contrastante à idade criogeniana definida regionalmente; (b) pelo menos 120 Ma de evolução para o metamorfismo do Orógeno Brasília Meridional (680–560 Ma); e (c) a restrição do metamorfismo Ribeira a uma discreta sobreimpressão cambriana estática (c. 520 Ma) na área investigada. A reconstrução dos controles geoquímicos em diversos domínios de equilíbrio local demonstra a influência da paragênese acessória no equilíbrio da

monazita; e que núcleos e bordas de zircão não representam, exclusivamente, domínios de herança e metamorfismo em sistemas *suprasolidus*.

Palavras-chave: anatexia, geocronologia U-Pb, elementos-traço, elementos terras-raras, discordância, REE

ABSTRACT

Batista, L.A, 2022, Petrochronology of zircon and monazite in migmatites: structural, textural and geochemical controls in the amphibolite-granulite transition [PhD Thesis], Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 211pp

The U–Pb geochronology of zircon and monazite is one touchstone to the reconstruction of the Precambrian geodynamics due to the strong mineral resistance to weathering and capability of recording multiple growth cycles, high closure temperature of Pb diffusion, and the three datable isotopic chains of decay of the isotopic system. Petrochronology is concerned with linking age data to phase equilibria calculation, refining and detailing the timescales and conditions of crustal petrogenetic processes. However, a challenge still remains for conducting geochronology and petrochronology for samples that have undergone disequilibrium and partial isotopic reset. We address filling this gap by analysing discordant and concordant zircon and monazite from melt-poor and -rich domains of semipelitic, pelitic and mafic migmatites within the interference zone between the Brasília (700–560 Ma) and Ribeira (600–492 Ma) orogens, SE Brazil, in order to discuss (a) the maximum depositional ages for the protolith sediments and (b) the age and timescale of metamorphic events. We do this by linking age and geochemistry of zircon and monazite to the growth of garnet, xenotime, and the anatectic melt evolution; and use discordance modelling of zircon, 1-D modelling of the geothermal flow and phase equilibria in the (LREE, Mn)NCKFMASHTO system to “undo” partial reset/open system behaviour. As result, we propose: (a) a maximum deposition age of ca. 730 Ma, which contrasts with the Cryogenian age currently proposed for the semipelitic rocks in the studied area; (b) at least 120 Myrs of evolution for the Brasília-aged metamorphism (680–560 Ma); and (c) that the Ribeira orogeny is restricted to a discrete static Cambrian overprint (c. 520 Ma) in the area. Arriving at these interpretations by ‘seeing through’ the partial isotopic resetting requires careful assessment and processing of the datasets and highlights that zircon cores and rims do not exclusively represent inheritance and metamorphic domains, respectively.

Keywords: anatexis, discordance, garnet, REE, trace elements, U–Pb geochronology, monazite, zircon

SUMÁRIO

1	EVOLUÇÃO FILOSÓFICA E TECNO-CIENTÍFICA DA QUANTIFICAÇÃO TEMPORAL EM PROCESSOS GEOLÓGICOS: UM EXEMPLO NAS SERRAS DO SUL DE MINAS GERAIS	1
1.1	O CONCEITO DE TEMPO E SUA QUANTIFICAÇÃO	1
1.1.1	<i>Datação relativa</i>	2
1.1.2	<i>Datação absoluta</i>	2
1.1.3	<i>Geocronologia</i>	5
1.1.4	<i>Termocronologia</i>	7
1.1.5	<i>Petrocronologia</i>	9
1.2	PERSPECTIVAS SOB A OBSERVAÇÃO DE MONTANHAS: DO MISTICISMO PRÉ- E PÓS-CIENTÍFICO À PETROCRONOLOGIA METAMÓRFICA	10
1.2.1	<i>Montanhas como símbolos mitológicos</i>	10
1.2.2	<i>Importância das montanhas para a quantificação de processos geológicos</i>	13
1.3	TÉCNICAS MODERNAS PARA MONTANHAS ANTIGAS: MAIS DE 700 MILHÕES DE ANOS REGISTRADOS NAS SERRAS DO SUL DE MINAS GERAIS	16
1.3.1	<i>Contexto geotectônico do sul de Minas Gerais</i>	16
1.3.2	<i>Sistema de nappes Andrelândia, setor ocidental: a geologia entre São Tomé das Letras, Três Corações, Varginha e Três Pontas</i>	19
1.3.3	<i>Descrição de litotipos e relações estruturais</i>	22
1.4	PETROCRONOLOGIA U-Pb DE ZIRCÃO E MONAZITA NO SISTEMA DE NAPPES ANDRELÂNDIA OCIDENTAL	26
1.4.1	<i>Relações petrográficas e de metamorfismo</i>	26
1.4.2	<i>Geoquímica de rocha total e datação isotópica do sistema U-Pb</i>	29
2	PETROCRONOLOGIA DE ZIRCÃO E MONAZITA EM MIGMATITOS: CONTROLES NA TRANSIÇÃO ANFIBOLITO-GRANULITO	34
2.1	MODELAGEM METAMÓRFICA DE MIGMATITOS: PRINCÍPIOS DE TERMOBAROMETRIA OTIMIZADA	34
2.2	O SISTEMA ISOTÓPICO U-Pb EM MONAZITA E ZIRCÃO	37
2.3	PARTICIONAMENTO DE ELEMENTOS-TRAÇO: ZIRCÃO, RUTILITO E MONAZITA COMO FERRAMENTAS PETROCRONOLÓGICAS	39
2.4	MODELAGEM METAMÓRFICA NO OESTE DO SISTEMA ANDRELÂNDIA	41
3	DISCUSSÃO	43
3.1	ESTRUTURAS REGIONAIS E MIGRAÇÃO DE FUNDIDO NO SISTEMA ANDRELÂNDIA OCIDENTAL	43
3.2	EQUILÍBRIO DE FASES ACESSÓRIAS: FÁCIES GRANULITO <i>VERSUS</i> ANFIBOLITO	43
3.3	IMPLICAÇÕES REGIONAIS	46
4	CONSIDERAÇÕES FINAIS	48
5	REFERÊNCIAS	50

1 EVOLUÇÃO FILOSÓFICA E TECNO-CIENTÍFICA DA QUANTIFICAÇÃO TEMPORAL EM PROCESSOS GEOLÓGICOS: UM EXEMPLO NAS SERRAS DO SUL DE MINAS GERAIS

1.1 O Conceito De Tempo E Sua Quantificação

A percepção do tempo através dos ciclos naturais e o entendimento primitivo destes como a manifestação de divindades trouxeram à civilização a ideia de quantificação do tempo não apenas como uma ferramenta de organização, mas também como um marco de distância do momento da criação humana a partir do divino.

Na cosmologia hindu do Rigue Veda (coleção indiana de hinos religiosos, escrita entre 1700-1100 a.C.), por exemplo, cada dia na vida de Brahma (deus hindu) equivale a 4 bilhões de anos, num contexto de universo cíclico com centenas de trilhões de anos. Em contrapartida, no século XVI, a cronologia baseada no velho testamento da bíblia Cristã previa um espaço de pouco mais de 4000 anos até a noite anterior de um dia 23 de outubro, quando devia haver-se dado a Criação (Sagan, 1980; Arcebispo Ussher, Crônicas de Cooper, 1560 – *apud* Fairchild *et al.*, 2000).

As primeiras concepções e narrativas sobre a idade da Terra e do universo remontam aos babilônios, há mais de três mil anos (Sagan, 1980), sendo dos sumérios, há cerca de 2700 anos, o primeiro calendário de que se tem notícia. Ao longo da Idade Média e início da Idade Moderna, a necessidade de quantificação dos ciclos naturais da Idade Antiga deu lugar aos desdobramentos filosóficos do conceito de tempo na definição das relações humanas, com ênfase para as relações de trabalho e sua divisão em termos de classe, raça e gênero (*e.g.* Federici, 2004; Dutra *et al.*, 2015; Caxito, 2017).

O desenvolvimento do conceito de tempo geológico começa no século XVII, quando o dinamarquês Niels Stensen cunha os princípios da superposição, horizontalidade original e continuidade lateral, mostrando que a deposição de sedimentos acumula sucessões de camadas horizontais mais jovens rumo ao topo. No século seguinte, a ruptura deste padrão pelo caráter intrusivo de rochas magmáticas leva James Hutton a atentar-se ao fenômeno de discordância no registro geológico, estabelecendo uma importante relação temporal: inclusões e intrusões serão sempre mais novas que o corpo hospedeiro. Em “A Teoria da Terra” (1788), Hutton aborda o caráter cíclico do tempo através do registro de processos naturais em sucessões separadas por discordâncias, e estabelece os paradigmas temporais que definem a Geologia como ciência moderna (Fairchild *et al.*, 2000).

1.1.1 Datação relativa

No século XVIII, a sistematização dos seres vivos associada à definição de sucessões bióticas/faunísticas/florísticas no registro geológico origina a paleontologia, e com ela a datação relativa. Através do posicionamento estratigráfico relativo de camadas-guia estabelecidas pelo conteúdo fossilífero, os períodos desde o Paleozoico foram definidos entre 1822 e 1841, e divididos em épocas até 1850. Em contrapartida, devido à restrição dos sistemas biológicos mais antigos a organismos pequenos e sem partes duras, nenhum sistema Pré-Cambriano foi definido no século XIX (Fairchild *et al.*, 2000).

Em 1859, em “A origem das espécies”, Charles Darwin opõe-se à teoria catastrofista, na qual o registro fóssil representaria sucessivos eventos de criação e destruição por cataclismas de origem sobrenatural, e apresenta a teoria da evolução através de seleção natural ao longo do tempo. Considerando o uniformitarismo de Charles Lyell (“O presente é a chave do passado”), ele estima taxas de erosão marinha no litoral da Inglaterra e calcula em 300 milhões de anos (Ma) o tempo necessário para expor os fósseis cretáceos da região. Embora errado pela premissa de uniformidade dos processos sedimentares, seu trabalho é pioneiro ao considerar a idade do planeta na ordem de bilhões de anos.

No fim do século XIX, Lord Kelvin pondera a idade da Terra em ~460 Ma através da temperatura de fusão e propriedades de transporte térmico das rochas. Na virada do século XX, a descoberta da radioatividade e a demonstração do decaimento radioativo por Henry Becquerel, Marie Slodowska-Curie e Pierre Curie evidenciam uma fonte adicional de energia para o modelo de Kelvin, e possibilitam, entre outras importantes aplicações, a datação absoluta através de materiais radioativos (*e.g.* England *et al.*, 2007; Fairchild *et al.*, 2000; Rybach, 1971; Thorne e Satrapi, 2019).

1.1.2 Datação absoluta

O decaimento radioativo de um elemento químico ocorre quando um núcleo atômico instável tem sua massa alterada através da perda ou transformação de prótons e nêutrons. Este processo é espontâneo, ou seja, as taxas de decaimento dos elementos radioativos (constantes de desintegração) não dependem de parâmetros físico-químicos nem da massa do material original, apenas da probabilidade estatística de decaimento (*e.g.* Cardoso, 2000; Alves, 2014). Essa constante de desintegração é comumente expressa pela meia-vida: o tempo decorrido para que metade da quantidade original do elemento-pai (radioativo) se transforme em elemento-filho (radiogênico).

A datação absoluta tem como base o decaimento de isótopos radioativos. Isótopos são elementos químicos com mesmo número atômico (mesmo número de prótons, mesmo lugar na tabela periódica) e diferente número de massa. A razão atual entre os isótopos de um dado elemento é mensurável, e possibilita a aferência de uma curva de evolução cronológica do sistema com base no tempo de meia-vida do isótopo radioativo.

O aprisionamento de isótopos na estrutura de rochas, minerais e materiais orgânicos permite que o decaimento radioativo ocorra sem escape dos filhos radiogênicos, uma vez que o sistema se mantenha fechado. Neste contexto, com base no tempo de meia vida, a relação entre razões isotópicas e a quantificação dos produtos radiogênicos de um sistema permite o cálculo direto do intervalo de tempo passado desde seu fechamento (Tabela 1).

Tabela 1 - Sistemas isotópicos comumente usados em geocronologia e termocronologia. Ap, apatita; Bt, biotita; Cpx, clinopiroxênio; Grt, granada; Hbl, hornblenda; Kfs, K-feldspato; Ms, muscovita; Mz, monazita; Phl, flogopita; Rt, rutilo; Ttn, titanita; Xn, xenotima; Zcn, zircão. ^a $t_{1/2}$, a meia-vida do isótopo-pai é igual a $0.693/\lambda_p$. ^b Estes sistemas isotópicos também produzem ⁴He, constituindo a base da geocronologia (U-Th)/He. Minerais comumente analisados incluem Ap, Ttn e Zcn. Traduzido de Hodges (2013).

Reação	Minerais	λ_p (ano ⁻¹)	$t_{1/2}$ (Ga) ^a	Fonte
¹⁴⁷ Sm→ ¹⁴³ Nd ^b	Grt, Cpx	6.54×10^{-12}	106.0	Lugmair e Marti (1978)
⁸⁷ Rb→ ⁸⁷ Sr	Ms, Bt, Phl, Kfs	1.42×10^{-11}	48.8	Steiger e Jäger (1977)
¹⁷⁶ Lu→ ¹⁷⁶ Hf	Grt	1.867×10^{-11}	37.1	Söderlund <i>et al.</i> (2004)
²³² Th→ ²⁰⁸ Pb ^b	Mz	4.9475×10^{-11}	14.0	Steiger e Jäger (1977)
⁴⁰ K→ ⁴⁰ Ar	Hbl, Ms, Bt, Phl, Kfs	5.8×10^{-11}	11.9	Steiger e Jäger (1977); Min <i>et al.</i> (2000)
²³⁸ U→ ²⁰⁶ Pb ^b	Zcn, Mz, Xn, Ttn, Rt, Ap	1.55125×10^{-10}	4.5	Steiger e Jäger (1977)
²³⁸ U fissão	Zcn, Ap	8.5×10^{-17}	8.2×10^6	Yoshioka <i>et al.</i> (2005)
²³⁵ U→ ²⁰⁷ Pb ^b	Zcn, Mz, Xn, Ttn, Rt, Ap	9.8485×10^{-10}	0.7	Steiger e Jäger (1977)

A datação do sistema isotópico U-Pb, por exemplo, é um dos principais e mais antigos métodos de datação, e teve início no começo do século XX, quando Rutherford e Strutt identificaram partículas alfa oriundas do decaimento de U como átomos de He com carga positiva. Com essa premissa, minerais uraníferos foram datados em até 700 Ma a partir da quantificação do He radiogênico. Ainda no primeiro quarto dos anos 1900, Boltwood define o Pb como produto final do decaimento de U e suas três principais séries radioativas (Figura 1), com meia vida variando entre 4,5 e 14 bilhões de anos (Muench, 1950).

Até o fim dos anos 1920, a escala de tempo do Paleozoico e do Pré-Cambriano foi definida com aproximadamente 20% de acurácia para os limites do Fanerozoico (Holmes, 1911; Borell, 1917; Holmes e Lawson, 1927; *apud* Davis *et al.*, 2003), através da medida do Pb acumulado em minerais com alto U. Na década seguinte, a constatação da perda de até

50% do He proveniente do decaimento de U coloca em xeque o uso das datas obtidas por esse método até então.

Atualmente, entendendo-se as complexidades do decaimento radioativo, destacam-se para a datação geológica três processos principais: 1) decaimento ramificado (*branched decay*), que é a formação de dois isótopos-filhos a partir de um isótopo-pai (e.g. $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar} + ^{40}\text{Ca}$); 2) decaimento sequencial, quando os isótopos decaem em uma série de elementos-filhos radioativos antes de gerar o isótopo estável final (e.g. $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$, e $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$; Figura 1); 3) decaimento multiparental, que é a geração de um isótopo radiogênico por diferentes isótopos-pais, como o ^4He produzido das partículas alfa liberadas pelo decaimento do ^{147}Sm e do decaimento sequencial no sistema U-Th-Pb (Hodges, 2013).

Tendo em vista essas distintas cadeias de decaimento, o tempo de meia-vida de cada sistema isotópico, e as peculiaridades do objeto e das ferramentas disponíveis para estudo, a datação absoluta adota abordagens específicas. Nos tópicos a seguir, detalham-se os conceitos de geocronologia, termocronologia e petrocronologia, que diferem entre si pela abordagem em termos de abertura do sistema isotópico e nas relações de equilíbrio termodinâmico em escala mineral e de rocha total.

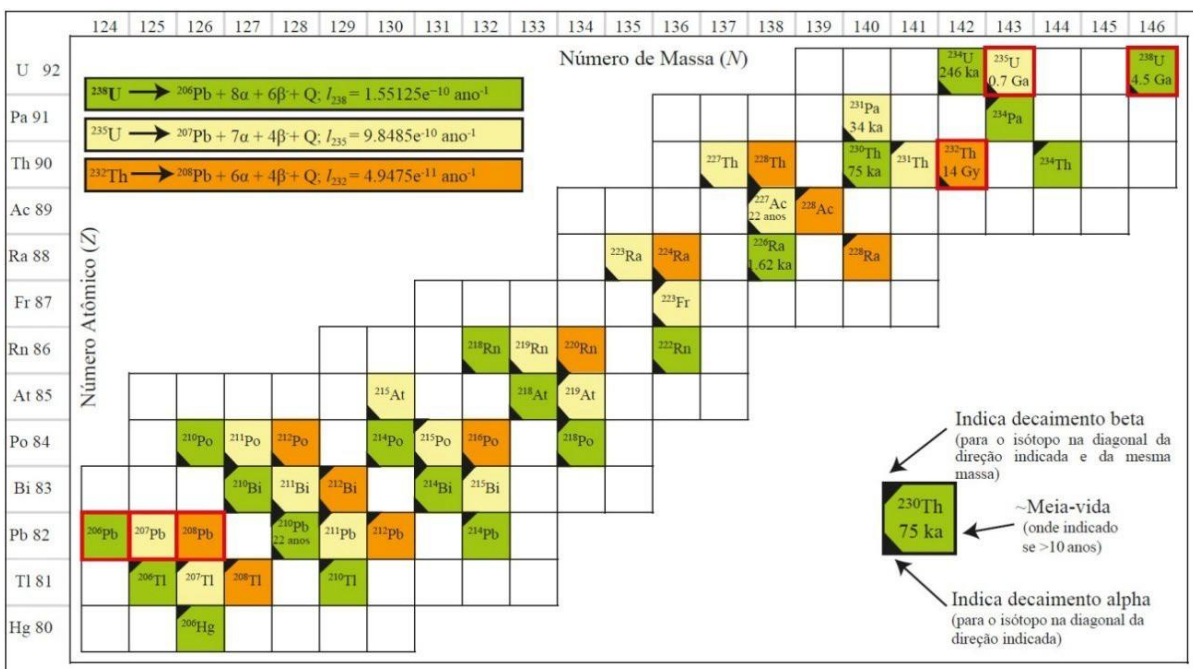


Figura 1 - Representação da cadeia de decaimento do sistema U-Th-Pb. Cada isótopo ocorrendo em uma dada cadeia de decaimento possui a cor de seu isótopo-pai, destacados em vermelho, assim como o isótopo-filho estável do Pb. No encarte, descrição dos símbolos usados em cada caixa. α é a partícula alfa, β é a partícula beta e Q é a energia liberada durante o decaimento. Traduzido de Schoene (2014).

1.1.3 Geocronologia

A geocronologia é o estudo da idade de cristalização de minerais e rochas (Hodges, 2013). O termo foi cunhado por Williams (1893; *apud* Davis *et al.*, 2003) para a aplicação da radiometria à geologia, nos primórdios dos cálculos da idade absoluta da Terra. Na década de 1930 o Conselho Nacional de Pesquisas dos Estados Unidos da América instala o “Comitê de Medição do Tempo Geológico”, e estudos sobre a mobilidade de U e Pb, a evolução de razões isotópicas e o uso de padrões para validação dos resultados de datação ganham força (*e.g.* Nier, 1938). Em torno de 1950, a idade da crosta terrestre era estimada entre dois e três bilhões de anos (Muench, 1950). Em 1956, Clair Patterson estabelece pela primeira vez a escala do tempo planetário como conhecemos, através da datação do Pb isotópico em meteoritos de 4550 ± 70 Ma (Davis *et al.*, 2003).

Embora existam diversos sistemas isotópicos (*e.g.* Tabela 1), a geocronologia U-Th-Pb é uma das mais utilizadas pelo caráter múltiplo de suas cadeias de decaimento (Figura 1), relacionadas entre si através do conceito de equilíbrio secular: “*o produto entre a abundância de um isótopo e sua constante de decaimento é igual para o elemento-pai e todos os elementos-filhos intermediários*” (Schoene, 2014).

Considerando a concentração do isótopo radioativo exclusivamente em função do momento de cristalização (em um sistema fechado), a equação fundamental da geocronologia também relaciona a quantidade de isótopos não radiogênicos compatíveis com os elementos-filhos gerados na cadeia de decaimento, quando do fechamento do sistema (*i.e.*, cristalização da rocha ou mineral; Hodges, 2013):

Equação 1 - Equação fundamental da geocronologia, conforme Hodges (2013). Legenda: t = tempo; λ_p = constante de decaimento do elemento-pai; n_p = quantidade do elemento-pai no momento de cristalização; n_f = quantidade do elemento-filho; n_{f0} = quantidade do elemento-filho no momento de cristalização.

$$t = \left(\frac{1}{\lambda_p}\right) \ln \left[\left(\frac{n_f - n_{f0}}{n_p} \right) + 1 \right]$$

Assim, para as principais cadeias de decaimento do sistema U-Th-Pb, temos como resultante as equações de idade apresentadas na Figura 2. Dada a premissa de sistema fechado a partir do momento de cristalização (*i.e.*, não há transferência de matéria entre o mineral e o meio externo), a idade resultante em cada uma das equações deve ser a mesma, e por isso elas recebem o nome de isócronas.

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right) (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right) (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}\right) (e^{\lambda_{232}t} - 1)$$

Figura 2 - Equações de idade (isócronas) considerando independentemente as três principais cadeias de decaimento do sistema U-Th-Pb (Extraído de Schoene, 2014). O índice 0 subscrito na razão isotópica de Pb indica o momento de fechamento do sistema (cristalização); λ_{238} , λ_{235} , e λ_{232} são as meias-vidas de ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th , respectivamente. Como em todo sistema de equações isócronas para datação isotópica, um isótopo estável do elemento-filho, neste caso o ^{204}Pb , é escolhido para normalização. A normalização por um isótopo-filho estável facilita o processo de datação pela maior facilidade e menor incerteza na medição de razões isotópicas em comparação às massas dos isótopos em si.

Nos últimos 70 anos, o aprimoramento de técnicas analíticas e de amostragem geoquímica para massas reduzidas até a décima sexta casa decimal possibilitou a quantificação de sistemas isotópicos em escala microscópica, através da ionização *in situ* ou dissolução fracionada de zonas de crescimento diretamente nos minerais de interesse (*e.g.* LA-ICP-MS, SIMS, TIMS; Figura 3. Revisão detalhada sobre metodologias em datação isotópica e do sistema U-Th-Pb em Schoene, 2014). Ao longo desse tempo, o desenvolvimento conjunto da microscopia óptica e eletrônica possibilitou a obtenção de imagens de alta resolução e o mapeamento composicional de texturas *in loco*, permitindo o detalhamento petrogenético dos sistemas isotópicos para além do conceito de cristalização em sistema fechado, adotado na geocronologia.

Entendendo a abertura de sistema como uma complexidade comum nos processos petrogenéticos (*e.g.* Figura 4), através de conceitos de equilíbrio relativo (*e.g.* *local equilibrium domains*, Lanari e Engi, 2017) e da exploração dos usos potenciais para sistemas isotópicos com diferentes cadeias de decaimento e tempos de meia vida, surgem a termocronologia (Hodges, 2013) e a petrocronologia (Engi *et al.*, 2017), descritas a seguir; bem como a cosmocronologia – datação da exposição de superfícies geomórficas através da medição de nuclídeos gerados por bombardeio de raios cósmicos (Gomes, *et al.*, 2018), que não será detalhada neste trabalho.

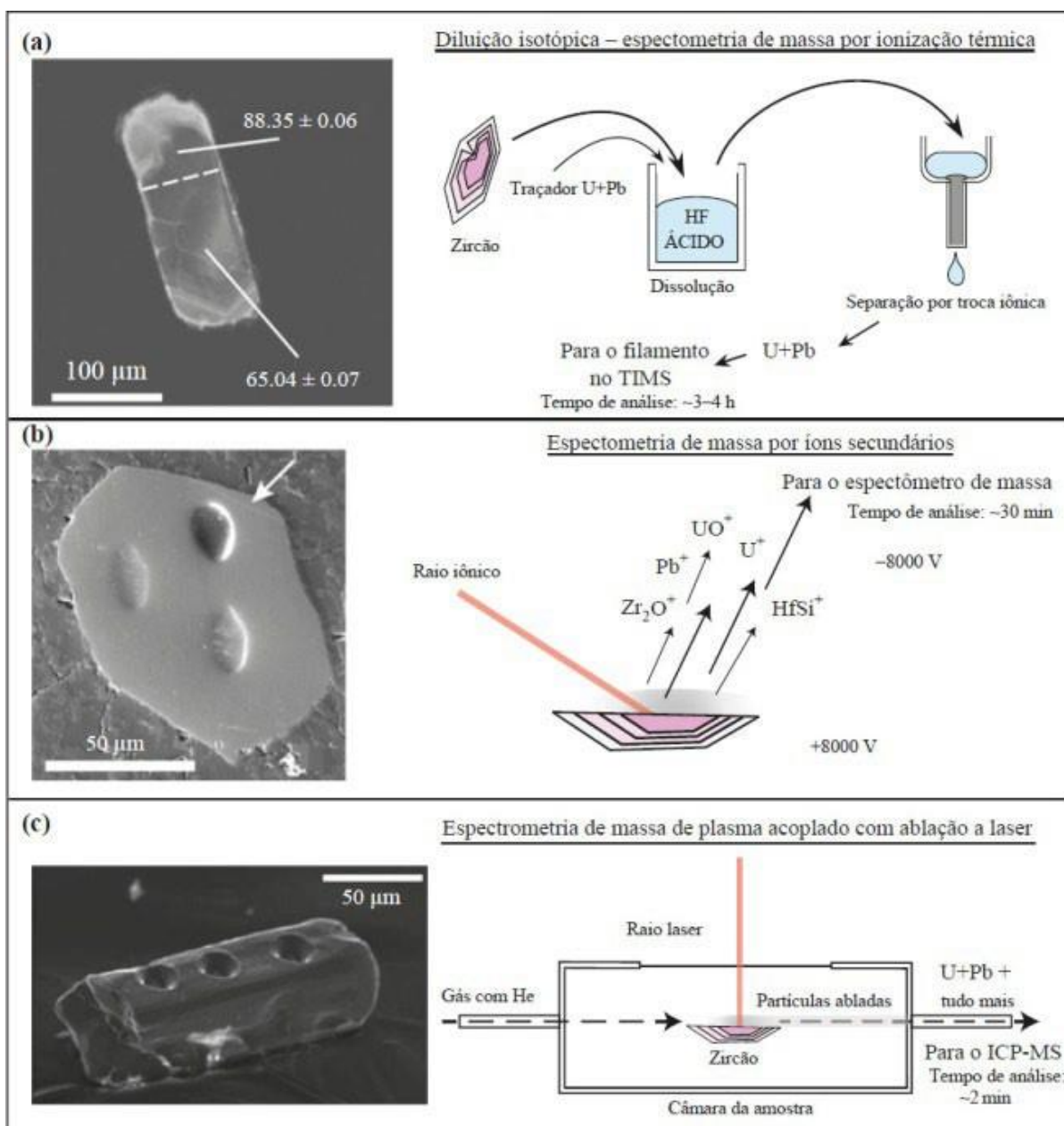


Figura 3: Esquemas dos três tipos mais comuns de análise isotópica do sistema U–Th–Pb. Cada método mostra a imagem de um zircão analisado como exemplo. Os diagramas à direita ilustram como o método funciona. (a) Diluição isotópica – espectrometria de massa por ionização térmica (ID-TIMS). Zircão de Gordon *et al.* (2010). (b) Espectrometria de massa de íons secundários (SIMS). Zircão lunar de Grange *et al.* (2011). (c) Espectrometria de massa de plasma acoplado com ablação a laser (LA-ICPMS). Imagem de Cottle *et al.* (2009). Traduzido de Schoene (2014).

1.1.4 Termocronologia

A termocronologia é o estudo da história termal das rochas pela investigação dos limites de abertura de sistema para isótopos radiogênicos contidos em minerais, bem como dos efeitos da recuperação (*annealing*) de estruturas cristalinas danificadas por radiação isotópica. Esta sessão baseia-se na revisão de Hodges (2013) e referências ali contidas, indicados para a

formalização adequada da termocronologia enquanto campo geoquímico de estudos e detalhamento das metodologias indicadas para sua realização.

Em contraste à abordagem geocronológica, em que idades de cristalização (idade ígnea) e recristalização (idade metamórfica) partem do pressuposto de que a) as constantes de decaimento não mudam com o tempo; b) que a quantidade de isótopos não-radiogênicos da amostra é conhecida ou quantificável; e c) de que o sistema permaneceu fechado quanto ao ganho ou perda de isótopos-filhos radiogênicos, a termocronologia usa a perda destes elementos-filhos como um histórico de temperatura, já que a mobilidade química mineral é controlada principalmente por difusão.

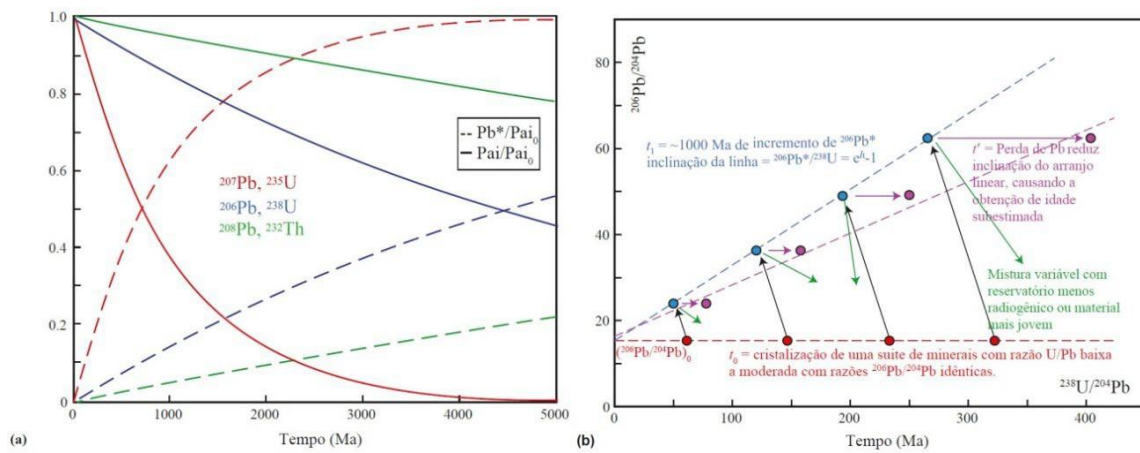


Figura 4: (a) Representação das diferentes meias-vidas do ^{232}Th , ^{238}U e ^{235}U através do decaimento do isótopo-pai e o incremento do isótopo-filho. Cor da curva indica o sistema isotópico; (b) Exemplo de um dos três possíveis diagramas de isócronas no sistema U-Th-Pb. t_0 , t_1 e t' referem-se a diferentes momentos na evolução dos sistemas, com os pontos migrando de acordo com o indicado pelas setas. Traduzido de Schoene (2014).

Difusão é a capacidade de mobilização de um elemento químico em um dado sistema, no caso dos minerais, através da estrutura cristalina. Embora controlada pela temperatura, a transferência química por difusão se manifesta pela diferença de potencial em um determinado volume (*i.e.* sítios preenchidos *versus* vacâncias na estrutura cristalina; diferenças químicas entre um mineral e a matriz circundante). Neste sentido, a difusão é também característica intrínseca do mineral, já que a presença de domínios estruturais anômalos está ligada à sua história termal e deformacional (Hodges, 2013).

Como a concentração de isótopos-filhos será resultado da competição entre processos espacialmente independente (o decaimento do isótopo-pai na amostra) e dependente (a perda de isótopos-filhos por difusão), sua taxa de difusão em um mineral será homogênea somente se o cristal estiver intacto, supondo que domínios cristalinos de difusão aumentada ou diminuída sejam desprezíveis. Como esta homogeneidade raramente corresponde aos processos naturais,

a termocronologia trabalha com o conceito de *temperatura de fechamento*, a partir da qual a energia do sistema é insuficiente para que haja trocas químicas por difusão (Figura 5). Assim, as idades calculadas são consideradas de resfriamento (fechamento do sistema), e podem variar ao longo de um mesmo cristal.

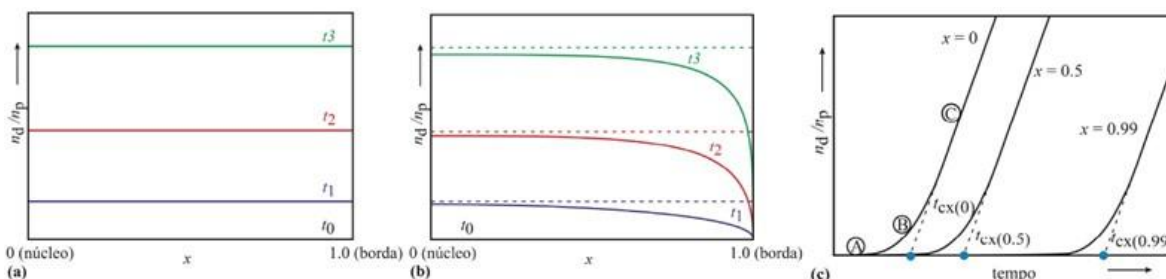


Figura 5: Evolução das razões filho/pai (n_d/n_p) com o tempo em um sistema isotópico mineral durante resfriamento. (a) em um sistema fechado em relação à perda por difusão de isótopos filhos, a razão n_d/n_p é uniforme em todo o cristal em qualquer instante. As curvas representam quatro momentos sucessivos (t_0 , t_1 , t_2 e t_3). Nesta imagem, assim como em (b), o eixo horizontal representa uma fração do raio de um grão esférico ideal (x). (b) com perda por difusão de isótopos filhos durante o resfriamento, n_d/n_p a qualquer momento é menor que o valor previsto, a depender da posição radial. (c) as mudanças na razão n_d/n_p com o tempo são mostradas para três posições radiais diferentes no cristal: o núcleo ($x = 0$), a borda ($x = 0,99$) e uma posição intermediária ($x = 0,5$). A curva $x = 0$ é rotulada para indicar os três estágios da evolução de n_d/n_p durante o resfriamento: comportamento de sistema aberto (A), comportamento de sistema parcialmente aberto (B) e comportamento de sistema fechado (C). A extrapolação dos segmentos de comportamento de sistema fechado das três curvas para o eixo do tempo indica as idades de fechamento para as três posições no cristal ($t_{cx(0)}$, $t_{cx(0,5)}$, $t_{cx(0,99)}$). Traduzido de Hodges (2013).

Além da cronologia direta ou indireta a partir dos sistemas isotópicos (*e.g.* datação por traço de fissão - contagem de danos por radiação isotópica na estrutura cristalina associada à quantidade do elemento-pai presente no mineral), pode-se utilizar também a luminescência opticamente estimulada, que quantifica a energia ionizante armazenada principalmente pelo quartzo (gerada por radiação), e liberada na forma de fótons sob estímulo de luz. Em sedimentos, a energia acumulada corresponde ao intervalo de tempo desde a última exposição à luz solar. Em rochas profundas, o acúmulo de energia pode corresponder à temperatura de fechamento do sistema (Hodges, 2013).

1.1.5 Petrocronologia

O termo petrocronologia, relacionando a geocronologia com as petrologias ígnea e metamórfica, foi cunhado por Fraser *et al.* (1997). Segundo Engi, *et al.* (2017), a petrocronologia se ocupa da reconstrução em termos petrológico, geoquímico e cronológico dos diversos processos de formação de rochas ígneas e metamórficas identificados através de estruturas, texturas e minerais em uma determinada amostra. Neste contexto, os autores definem essa área das geociências como uma irmã “quente” da termocronologia, na qual a premissa adotada é a de que uma rocha não tem uma idade *sensu stricto*, mas diversos estágios evolutivos e geracionais que podem ser evidentes e mensuráveis separadamente em uma mesma amostra.

A abordagem petrocronológica baseia-se em cinco aspectos (conforme Engi *et al.*, 2017): 1) identificação dos estágios evolutivos da amostra a partir da correlação de estruturas, texturas e mineralogia envolvidas; 2) estabelecimento das relações de fase a partir de imagens e da caracterização química dos minerais através de métodos analíticos adequados (*e.g.* microsonda eletrônica, espectrometria de massa); 3) adequação de um geocronômetro robusto para os estágios evolutivos identificados (*e.g.* U-Th-Pb), relacionado pelas composições (inclusive de elementos-traço) estabelecidas no passo 2; 4) cálculo das condições de pressão e temperatura para cada equilíbrio local, através de métodos como diagramas isoquímicos multi-equilíbrio (*e.g.* pseudosseções), termobarometria Raman, termobarometria empírica; 5) datação dos domínios identificados por técnicas *in situ* (*e.g.* SIMS, LA-ICP-MS) ou microamostragem (*e.g.* ID-TIMS).

A presente tese usa a abordagem petrocronológica para reconstruir parte dos processos que registram evolução geológica de rochas nas serras do sudoeste do estado de Minas Gerais, cuja reconstrução compõe uma das partes ocidentais do supercontinente Gondwana, uma aglutinação de massas continentais no final do Neoproterozoico.

1.2 Perspectivas Sob A Observação De Montanhas: Do Misticismo Pré- E Pós-Científico À Petrocronologia Metamórfica

1.2.1 Montanhas como símbolos mitológicos

Assim como o tempo materializado através dos ciclos naturais, a observação de paisagens montanhosas também foi ligada, dos primórdios da humanidade até hoje, à conexão a processos espirituais, entidades divinas e fenômenos sobrenaturais (Brito, 2007, 2008a, b).

Historicamente, essa correlação é dividida em 4 fases: 1) a noção Deus(a)-montanha, na qual a própria montanha é adorada como divindade; 2) a montanha-morada, um local de habitação de divindades e outros seres sobrenaturais; 3) a montanha-coluna/ eixo/ umbigo do mundo – um sustentáculo para os céus sobre a Terra, ligação entre o mundo dos seres humanos e o de divindades agora transcendidas para um plano superior; e 4) a montanha-caminho, um trajeto a ser percorrido pelos humanos para alcance de um estado mental de iluminação e conexão com o divino ou, atualmente, com a “entidade natureza” (Samivel, 1956 *apud* Brito, 2007; Brito 2008b). Embora essa evolução tenha sucedido da idade antiga rumo à modernidade, os limites entre um estágio e outro não são estanques no tempo, mas difusos e ramificados, de forma que os simbolismos permanecem e ainda hoje transcendem o imaginário popular (Brito 2007; 2008, a, b).

Na fronteira tríplice entre a China, Coreia do Norte e Coreia do Sul, por exemplo, o monte Paektu (Figura 6) simboliza o nacionalismo e a tradição oriental das duas Coreias. Por um lado, o simbolismo se dá pela transfiguração do espírito tradicional da montanha como “Mulher imortal do céu”: avatar contemporâneo para os imortais do leste-asiático na mitologia *GiCheon* sul-coreana. Por outro, a transfiguração traduz-se pela estreita ligação da montanha com a vida e atuação política da revolucionária Kim Chông-suk (primeira esposa de Kim Il-sông, o primeiro líder da Coreia do Norte), imortalizando-a como símbolo de identidade nacional (Winstanley-Chesters e Ten, 2016; Ten e Winstanley-Chesters, 2020).

No Brasil, as regiões montanhosas também tiveram papel importante na formação do ideário nacional. O condicionamento da colonização europeia à transposição da serra da Mantiqueira e dos mares de morros na região sudeste, por exemplo, atribuiu aos terrenos escarpados alguns símbolos sombrios relacionados às agruras e perigo de morte enfrentados durante a travessia, bem como à crueldade dos bandeirantes que enfrentavam esta jornada em busca de riquezas, e às custas da vida dos povos originários e estrangeiros, sobretudo africanos, escravizados (Portuguez e Wolf, 2020).



Figura 6 - Monte Paektu. A) Paisagem da cratera do vulcão intraplaca, que transfigura a imagem da "Mulher imortal do céu" na mitologia sul-coreana (imagem extraída de matéria online, disponível no endereço: <https://cepsongunbr.com/2019/10/16/o-que-representa-a-ida-de-kim-jong-un-ao-topo-de-uma-montanha/> em junho de 2022). B) Uma das diversas imagens retratando a revolucionária norte-coreana Kim Chông-suk no contexto da montanha, representando uma transfiguração nacionalista da paisagem (extraída de artigo online, disponível em <https://robertwinstanleychesters.files.wordpress.com/2015/02/kim-jong-suk-fighter-2.jpg> em junho de 2022).

Um exemplo regional dessa transfiguração é a lenda do “corpo seco”, pessoa tão ruim durante a vida que nem terra, céus ou inferno se dispôs a acolher após a morte. Segundo a

tradição, tal morto-vivo assombra as serras ao longo de rotas bandeirantes na divisa entre Minas-Gerais e São Paulo, e São Paulo-Paraná. A Serra do Corpo Seco, na cidade de Ituiutaba (MG), representa a última instância em transfiguração dessa lenda, que retrabalhada das tradições europeias, constituía também uma ferramenta de controle pelo medo no contexto colonial (Portuguez e Wolf, 2020).

Na área de estudo da presente tese, terra natal de expoentes nacionais como o cantor e compositor Milton Nascimento e o “rei do futebol” Pelé (Edson Arantes do Nascimento), as serras na região de Três Pontas, Varginha, Três Corações, Carmo da Cachoeira, Lambari e São Thomé das Letras são famosas desde o século XIX pela pujante economia cafeeicultora, movimentada através de expressiva malha ferroviária, atualmente abandonada (Martins, 2014a, b); e nos séculos XX e XXI pela inspiração de canções e correlação com fenômenos extraterrestres ou fantásticos, num paralelo com os mitos de tipo 3 e 4 – montanha como conexão a mundos exteriores e como fonte de iluminação (Figura 7).

Geologicamente, estas serras recordam uma evolução tão surpreendente quanto a mitologia que as envolve: as rochas ali expostas representam a raiz extremo-sul do Orógeno Brasília Meridional, uma cadeia de montanhas de proporções himalaianas formada entre os períodos Criogeniano e Ediacarano. Esta reconstrução geotectônica é fruto do refinamento das escalas de investigação em termos de petrologia e geocronologia, e da associação de diferentes abordagens que remontam entre cerca de 650 e 630 milhões de anos o ápice da construção do edifício montanhoso, como abordaremos nos capítulos a seguir.



Figura 7 - As serras do sul de Minas Gerais como símbolos místico, afetivo e de organização social: (A) serra de Três Pontas (imagem extraída de https://mardeminas.com.br/furnas/detalhes.php?id_busca=5&tag=Serra-de-Tres-Pontas); (B) homenageada na capa do icônico álbum Geraes, de Milton Nascimento (1976; imagem extraída de <https://hugovogado.blogspot.com/2015/09/geraes-de-milton-nascimento.html>); (C) estação de trem desativada na cidade de Carmo da Cachoeira (extraída de <http://www.ipatrimonio.org/carmo-da-cachoeira-estacao-ferroviaria/>); (D) Memorial do ET na cidade de Varginha (extraída de <https://memorialdoet.com.br/>), oficialmente designada como cidade dos extraterrestres; (E) monumento em homenagem a Pelé, localizado na entrada de Três Corações, às margens da rodovia BR-381 (imagem extraída de <http://s.glbimg.com/jo/g1/f/original/2014/06/21/pele.jpg>); (F) “mirâmide” na cidade de São Thomé das Letras, cujas serras possuem, segundo mitos populares locais, uma passagem mágica para a cidade de Machu Picchu (foto extraída de <https://opopularmm.com.br/sao-thome-das-letras-conheca-mais-sobre-a-cidade-mistica-21672>).

1.2.2 Importância das montanhas para a quantificação de processos geológicos

Orogênese é o nome dado ao principal processo geológico de formação de montanhas, e consiste na interação entre placas tectônicas convergentes através de subducção/acresção e colisão; ou pela inversão tectônica de domínios previamente distensivos em regiões intraplaca (François *et al.*, 2021; Figura 8). Este processo é caracterizado por perturbações geotérmicas cujas escalas de intensidade e tempo são definidas pelas propriedades mecânicas da litosfera. Estas, por sua vez, variam em função da composição, temperatura, presença de fluidos e taxa de deformação da região afetada (Figura 9). Assim, os orógenos (cadeia de montanhas formadas por orogênese) trazem à superfície rochas ígneas e metamórficas com informações detalhadas

sobre características e processos dominantes em grandes profundidades crustais, sobretudo tratando-se de terrenos antigos, cujo retrabalhamento por intemperismo e erosão ajudam na exposição de rochas originalmente inacessíveis à observação direta.

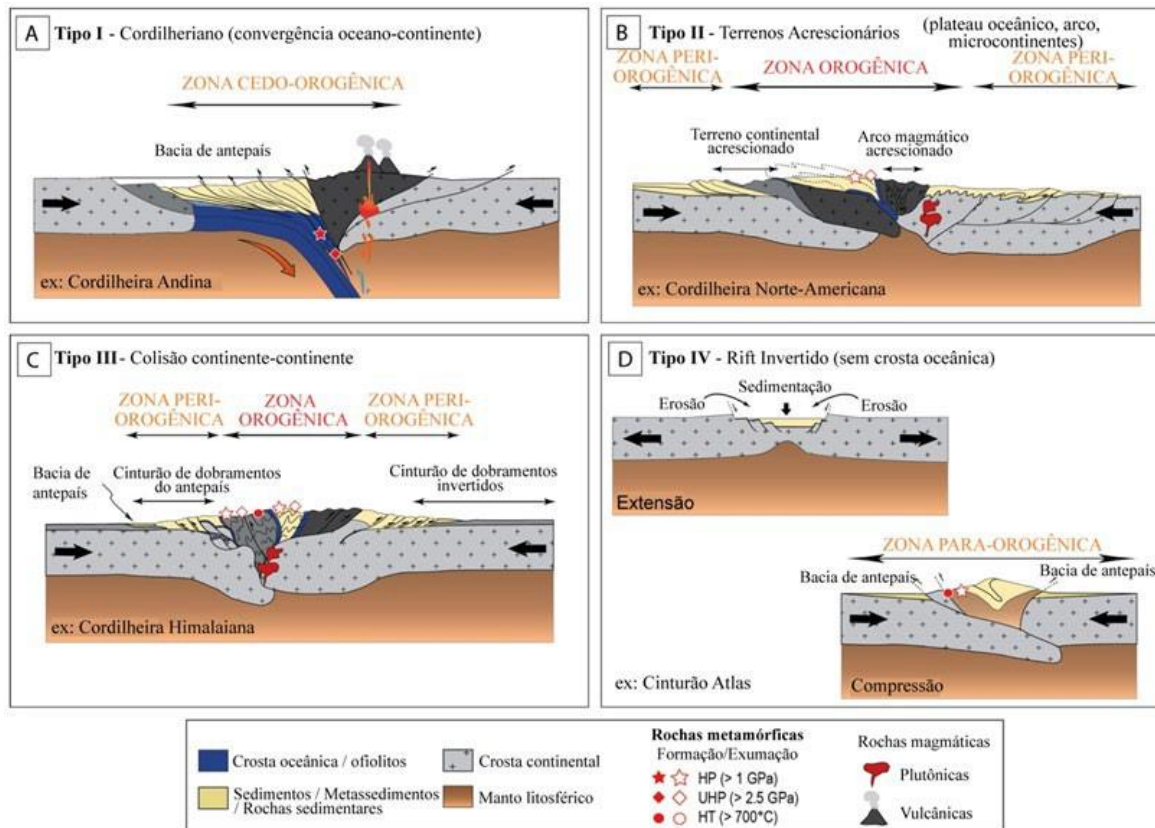


Figura 8 - Os diferentes tipos de orógenos. (A) De subducção, (B) de terrenos acrescionários, (C) de colisão continental e (D) intracontinental. Figura traduzida de François *et al.* (2021), modificada de Lagabrielle e Bodinier (2008) e Robert e Bousquet (2018). HP = alta pressão; UHP = pressão ultra-alta; HT = alta temperatura.

Neste contexto, o papel da petrologia metamórfica na formulação de modelos geodinâmicos consiste na decodificação do registro mineral e microestrutural relativo ao soterramento/aquecimento e exumação/resfriamento impresso em rochas sedimentares, ígneas e mesmo metamórficas submetidas à orogenia. Assim, a quantificação de trajetórias que associem pressão, temperatura e tempo a esses processos (trajetórias P-T-t) é sua principal contribuição para o entendimento de evolução da crosta terrestre (Brown, 2014).

Desde o fim do século XX são reconhecidas evidências de intensas condições PT em rochas crustais, sendo progressivamente demonstrada a importância de processos como fusão parcial e metassomatismo na evolução de orógenos e no retrabalhamento do manto litosférico. Brown (2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2014) apresenta uma revisão sistemática dos avanços obtidos nas últimas décadas no campo da petrologia metamórfica, e acopla um extenso banco de dados de trajetórias P-T-t do Neoarqueano ao Cenozoico, modelos de equilíbrio de fase para

a litosfera primitiva e modelos numéricos bidimensionais, evidenciando a atuação de três regimes geodinâmicos operantes em escala global, separados em dois períodos principais: 1) a transição do regime estático para o início dos processos de subducção e da tectônica de placas, entre o Arqueano superior e Paleoproterozoico; e 2) a mudança entre subducção rasa de crosta oceânica jovem para subducção de crosta oceânica fria no limite Ediacarano-Cambriano.

Através dessa síntese o autor demonstra que a evolução dos modelos geodinâmicos é resposta aos avanços no desenvolvimento de ferramentas para quantificação isotópica e geoquímica, como a modelagem termodinâmica de equilíbrio de fases e análise *in situ* da composição de elementos traço e isótopos em minerais.

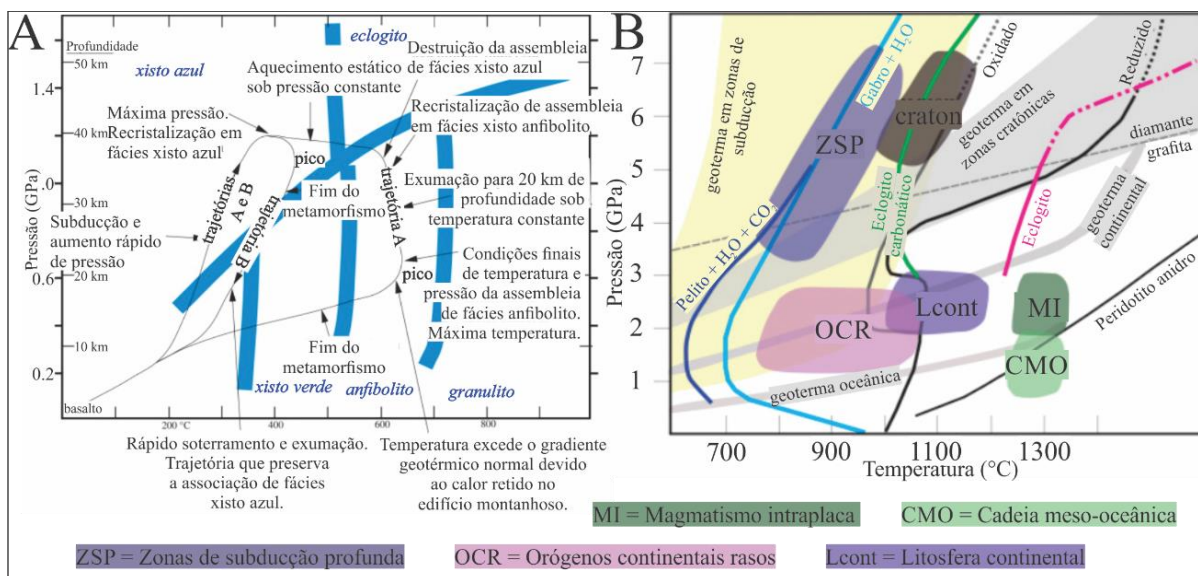


Figura 9 - (A) Trajetórias metamórficas hipotéticas: o percurso A atinge a *fácies* xisto azul, mas permanece em profundidade, onde continua a aquecer, atingindo a *fácies* anfibolito. As condições metamórficas de pico são cerca de 0,7 GPa (em torno de 21 km de profundidade) e 640°C. O caminho B atinge a *fácies* xisto azul e é imediatamente devolvido à superfície. O metamorfismo termina antes que a rocha saia do campo pressão-temperatura da *fácies* xisto azul. As condições metamórficas de pico são cerca de 1,1 GPa, ou cerca de 37 km de profundidade e 440°C. Traduzido de DiPietro, 2012. (B) Condições PT de fusão para vários ambientes geodinâmicos (coloridos/sombreados) em comparação com curvas para rochas do manto e componentes de *slabs* litosféricos em subducção, e exemplo de gradientes geotérmicos (linhas cinzas grossas). As regiões de dorsal meso-oceânica (CMO) e magmatismo intraplaca (MI) são determinadas pela ressurgência do manto astenosférico e situam-se acima dos pontos de fusão do eclogito. A litosfera continental (Lcont) fica próxima ao *solidus* e é controlada pela estabilidade do cálcio proveniente da fusão de anfibolitos e carbonatitos, que, portanto, aparecem com destaque em rochas não cratônicas do manto continental. A fusão abaixo dos crátons é limitada a altas pressões e favorecida em condições oxidantes. Subducção: ambientes divididos em (1) zonas de subducção profunda (ZSP), nas quais o peridotito não pode fundir, ao contrário dos componentes sedimentares do *slab* de subducção; e (2) orógenos colisionais rasos (OCR), nos quais o peridotito pode fundir após os componentes sedimentares do *slab*, à medida que o calor do manto acessa a nova litosfera no ambiente pós-colisional. Traduzido de Foley e Pintér (2018). (Pelito + H₂O + CO₂ de Mann e Schmidt (2015); gabro + H₂O de Lambert e Wyllie (1968); eclogito de Spandler *et al.* (2008); e eclogito carbonático de Dasgupta *et al.* (2004), conforme Foley e Pintér (2018).

1.3 Técnicas Modernas Para Montanhas Antigas: Mais De 700 Milhões De Anos Registrados Nas Serras Do Sul De Minas Gerais

1.3.1 Contexto geotectônico do sul de Minas Gerais

O Ciclo Panafricano-Brasiliano descreve o estabelecimento do paleocontinente Gondwana Ocidental (Fuck *et al.*, 2008), que viria a constituir, posteriormente, a porção sul de Pangea (entre 540 e 200 Ma atrás), e, atualmente, parte considerável do escudo cristalino dos continentes africano e sul-americano (Figuras 10 e 11). Esta dinâmica envolve a interação diacrônica entre a fragmentação do supercontinente Rodínia, ao longo de diferentes estágios do Toniano ao Ediacarano (de 1000 a 900 Ma, por volta de 750 Ma e há 600 Ma), e processos de subducção, formação de arcos magmáticos, colisão e aglutinação entre 840 e 490 Ma.

Neste contexto, o Cráton São Francisco, nos limites de Almeida (1977), é o referencial tectônico estável principal do Ciclo Brasiliano no Brasil central, sendo envolto pelos seguintes orógenos neoproterozoicos: Província Borborema a norte, a oeste a Província Tocantins e a leste pela Província Mantiqueira (Figura 10). A terminação sul da Província Tocantins, atualmente reconhecida como Orógeno Brasília Meridional (Figura 11), é objeto de estudos geológicos desde a década de 1950, quando das primeiras caracterizações de ortognaisses do embasamento por Barbosa (1954) e posterior mapeamento geológico sistemático iniciado por Ebert, cujos estudos se estenderam até a década de 1980 (1955, 1956a, 1956b, 1958, 1968, 1971, 1984), resultando no estabelecimento dos grupos São João Del Rei, Andrelândia e Varginha (Ebert, 1984).

A porção oriental da província foi compartimentada por Heilbron *et al.* (2000) nos domínios tectônicos Andrelândia, Juiz de Fora e Paraíba do Sul. O bloco ocidental, caracterizado por Paciullo *et al.* (2000), é compartimentado em três megassequências meso- a neoproterozóicas: São João del Rey, Carandaí e Andrelândia, embasadas em complexos gnáissicos e faixas tipo *greenstone belt*, com corpos ígneos associados.

Ao longo do tempo, múltiplas abordagens de datação relativa (*e.g.* correlações por estratigrafia de sequências, Andreis *et al.*, 1989a, b; Ribeiro *et al.*, 1990) e absoluta (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 1995) foram utilizadas para estabelecer a correlação entre os distintos litotipos metassedimentares, cujo alto grau metamórfico e deformacional se traduzem em desafios importantes para a reconstrução de ambientes deposicionais dos protólitos e das trajetórias de evolução ligadas ao evento orogênico Brasília.

Após mais de 70 anos de estudos, a reconstrução Orógeno Brasília Meridional evoluiu junto à Geo-, Termo- e Petrocronologia, resultando em dois modelos geotectônicos principais (resumidos na tabela 2 e detalhados no apêndice II- Revisão Bibliográfica): 1) bacia e orogenia em contexto intraplaca (Modelo I, tabela 2) *versus* amalgamação de distintos terrenos crustais em zona de convergência e colisão tectônica (Modelo II, tabela 2). Uma compilação da evolução do conhecimento e articulação das unidades geológicas regionais pode ser apreciada na tabela 3, bem como nas revisões de Coelho *et al.* (2017) e Kuster *et al.* (2020).



Figura 10 - Províncias estruturais do Brasil segundo Almeida (1977), modificado de Bizzi *et al.* (2003).

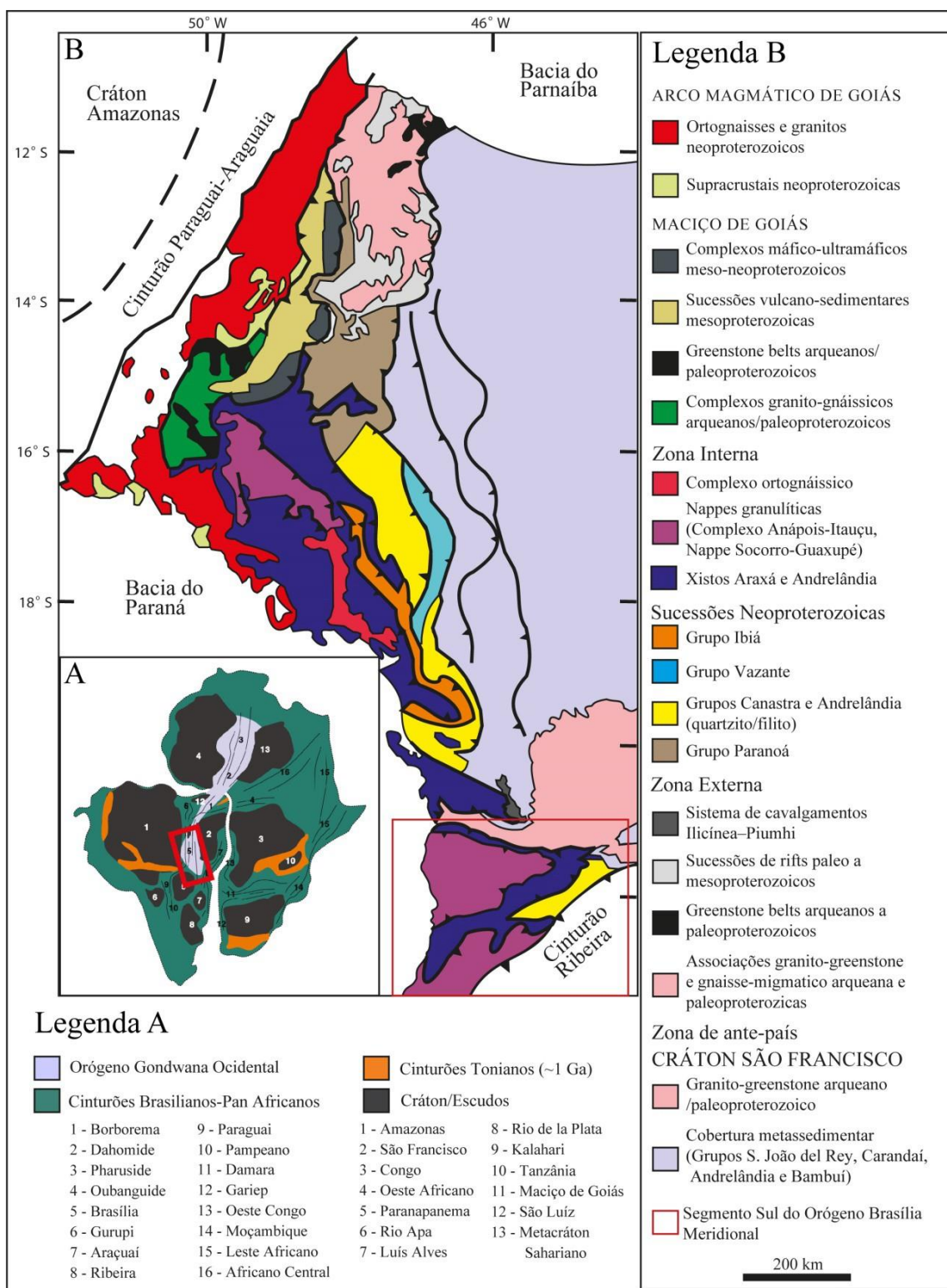


Figura 11 - (A) Principais blocos cratônicos e cinturões móveis do Gondwana na América do Sul e África (modificado de Ganade de Araújo *et al.*, 2014a, b; e de Wit *et al.*, 2008). (B) O Orógeno Brasília (após Dardenne, 2000; Pimentel, 2016; Pimentel e Fuck, 1992; Valeriano, 2017; Valeriano *et al.*, 2004a, b; e suas referências). A área estudada está inserida no contexto do Segmento Sul do Orógeno Brasília Meridional (demarcado pelo retângulo vermelho).

1.3.2 Sistema de *nappes* Andrelândia, setor ocidental: a geologia entre São Tomé das Letras, Três Corações, Varginha e Três Pontas

Considerando o levantamento deste trabalho sob a articulação das *nappes* de Campos Neto *et al.* (2007; Figura 12) e os dados geocronológicos e termobarométricos disponíveis na literatura (Tabela 3), pode-se dividir o Sistema Andrelândia ocidental em dois segmentos principais, de oeste para leste: o segmento a norte de Três Corações, que articula as *nappes* Três Pontas-Varginha e Carmo da Cachoeira; e o segmento a sul, articulando as *nappes* Liberdade e Andrelândia.

Tabela 2 - Principais unidades lito-estruturais do Orógeno Brasília Meridional com respectiva interpretação de acordo com os modelos geotectônicos I e II. Modificado de Kuster *et al.*, 2020, que apresenta uma minuciosa compilação de dados das sistemáticas U-Pb, Lu-Hf e Sm-Nd para zircões detríticos no Orógeno Brasília Meridional. Detalhamento do registro geocronológico na unidade Santo Antônio é apresentada na tabela 3.

Modelo I		Orógeno Brasília Meridional		Modelo II	
Bacia intraplaca invertida afetada pela interferência do Cinturão Ribeira				Orógeno de longa duração	
Intrusão de corpos graníticos relacionados à fusão crustal no Orógeno Ribeira		Intrusões magmáticas (580-560 Ma)		Fusão crustal e (re)cristalização durante o relaxamento térmico e resfriamento do orógeno	
Paleoplaca Paranapanema		Nappe Socorro-Guaxupé (granulitos de UHP derivados de arco magmático)			
Bacia intraplaca São Francisco	Sequencia Inferior (A6)	Sistema de <i>Nappes</i> Andrelândia	Nappe Três Pontas-Varginha e klipen associadas	Rochas metassedimentares de provenientes do ante-arco	Paleoplaca Paranapanema
			Liberdade Nappe		
	Sequencia Inferior (A6)		Serra da Boa Vista	<i>Flysch</i> sin-colisional	Front Colisional
Front Colisional	Sequencia Superior (A5)	Nappe Andrelândia	Santo Antônio	Metagrauvacas provenientes do arco de ilhas	Placa subductada
	Sequencia Inferior (A6)		Rio Capivari	Rochas metassedimentares pelágicas	
Bacia intraplaca São Francisco	Sequencia Inferior (A3, A4)	Sistema de <i>Nappes</i> Carrancas e Lima Duarte		Rochas metassedimentares psamopélicas	Margem passiva do <i>cráton</i> São Francisco
	Sequencia Inferior (A1, A2)	Complexo São Vicente		Infraestrutura paleoproterozoica	

O segmento norte apresenta estrutura estromática envolvendo rochas migmatíticas de composição pelítica, calciossilicática e máfica (Figura 12). O segmento sul, em contrapartida, tem composição predominantemente pelítica, também afetada por fusão parcial (Figura 13).

Tabela 3 - resumo dos dados petrocronológicos publicados para as rochas do Sistema de *nappes* Andrelândia.

Source	Method	Rock	PT	Age	Unit	Interpretation
Garcia and Campos Neto, 2003	TWEEQU	retroeclogite	820 °C; 18,5 kbar		Carmo da Cachoeira nappe	Metamorphic peak
		ky and sill gneiss	840–880 °C; 15–13 kbar		Três Pontas-Varginha nappe	
Santos et al., 2004	THERMOCALC	ky bearing schist	660 °C; 11 kbar	603 ± 13 Ma	Andrelândia nappe	Schistosity S2 equilibrium
			650 °C; 6–7,5 kbar			Beginning of the cooling trajectory in the ky-sill transition
Reno et al., 2009	Rb-Sr	granulitic paragneiss	800 °C	648 ± 12 Ma	Três Pontas-Varginha nappe	Retrometamorphic sillimanite crystallization
	U-Pb (SIMS and LA-ICPMS)	HP granulites				Post-peak suprasolidus breakdown of ilmenite during high-pressure close-to-isobaric cooling
	Ti in Zr	HP granulites				Metamorphic peak
Reno et al., 2010	Ar-Ar in bt	ru-ky-grt-fk granulite		542 ± 9 - 539 ± 2 Ma	Western Liberdade nappe	Age of cooling at 300 °C
				510 ± 2 Ma		Age of late heating due to structural positioning
Motta et al. 2010	THERMOCALC	sill-grt schist	688 ± 35 °C; 5,63 ± 0,9 kbar		Andrelândia nappe	Metamorphic peak
		st-ky-grt-bt schist	648 ± 23°C; 7,41 ± 1 kbar		Liberdade nappe	
		ru-ky-grt-fk granulite	845 ± 53 °C e 15,7 ± 5,2 kbar		Carvalhos klippe	
		mafic granulite	847 ± 45 °C; 13,6 ± 5,8 kbar			
Campos Neto et al., 2010	THERMOCALC, Zr in Ru geothermometer, TIMS in monazite	ru-ky-grt-fk granulite	825-850 °C, 12-15 kbar	617,7±1,3 Ma	Carvalhos klippe	PT: metamorphic peak; Age: cooling after decompression from high-P granulite facies metamorphism.
Coffi et al., 2012	Zr in Ru, ternary feldspar	HP granulites	850-900°C		Carvalhos klippe	Metamorphic peak
	GASP - grossular rich core		16kbar			Baric peak
Reno et al., 2012	(U–Th)–Pb in Mz	HP granulites	825–850 °C, 12–15 kbar	662 and 656 Ma	Três Pontas-Varginha nappe	Monazite into the rims of peritectic garnet immediately prior to the metamorphic peak.
				640-631 Ma		High temperature, close-to-isobaric retrograde evolution.
				620-588 Ma		Exhumation
				619–616 Ma	Carmo da Cachoeira nappe	High-temperature suprasolidus growth of foliation-forming biotite during close-to-isobaric cooling following peak temperatures.
				600–595 Ma		Recrystallization of monazite by dissolution–reprecipitation owing to release of fluid at the solidus during the early stage of exhumation of this nappe.
						Diachronism in the age of metamorphism for the HP granulites in the Três Pontas–Varginha Nappe or that the Carvalhos Klippe is part of the Occidental terrane within the Ribeira Belt
		595–592 and 585–580 Ma	Carvalhos klippe	Overprinting and dissolution–reprecipitation of monazite owing to ingress of aqueous fluid driven by orogenic loading associated with terrane accretion in the Ribeira Belt to the southeast.		
Martinez, 2015	Zr in Ru, Ti in Qtz and THERMOCALC; grt.cpx.pl based geothermobarometers	ru-ky-grt granulite	840–880 °C; 15–13 kbar		Três Pontas-Varginha nappe	Metamorphic peak
	conventional geothermobarometers, THERMOCALC	felsic granulite	950 °C; 11-13kbar KBAR		Três Pontas-Varginha nappe	
Coelho et al., 2017	U-Pb SHRIMP in zircon, geothermobarometers	retro-eclogite	700-825 °C; 12-16 kbar	624,9 ± 6,1 Ma	Andrelândia nappe	Collision of the Southern Brasília Orogen.
	U-Pb SHRIMP	grt-ms-sta-ky schist with leucosome		618 ± 5 Ma		Nappe emplacement accompanied by melting in the middle nappe
	U-Pb SHRIMP in zircon, geothermobarometers	anatectic tour-grt-ms bearing S-type granite	500-700 °C; 4-7 kbar	586 ± 9 Ma		Either the retrograde part of the main peak of metamorphism (e.g. Campos Neto et al., 2010, 2011) or as a second heat pulse under lower pressure conditions about 30 m.y. later, related to the thermal influence from the collision in the Central Ribeira Orogen
Motta et al., 2017	THERMOCALC, Zr in rutile	ru-ky-grt-fk-qtz HP granulite	800 °C, 13 kbar		Serra da Natureza klippe	Minimal estimative of metamorphic peak
		sta-ky bearing paragneiss	642 ± 28 °C, 7,5 ± 2,9 kbar		Serra da Natureza klippe - upper	Normal metamorphism pattern within the unit.
		sta-free and ky-leucosome bearing paragenesis	678 ± 60 °C; 8,4 ± 1,4 kbar		Serra da Natureza klippe -middle	
			714 ± 29 °C; 10,2 ± 1 kbar		Serra da Natureza klippe - lower	
		sta-ky bearing paragenesis	668 ± 15 °C at 9,1 ± 0,7 kbar,		Andrelândia Nappe	Metamorphic peak
	665 ± 17 °C at 10,4 ± 0,7 kbar					

Em ambos os domínios, a variação composicional local preserva a retenção parcial dos fundidos gerados próximo às fontes (leucossomas *in source* e *in situ*, conforme a classificação de Sawyer, 2008), e há afinidade composicional entre leucossoma e granitoides paralelizados à estrutura principal dos domínios migmatíticos (Figuras 15 e 16).

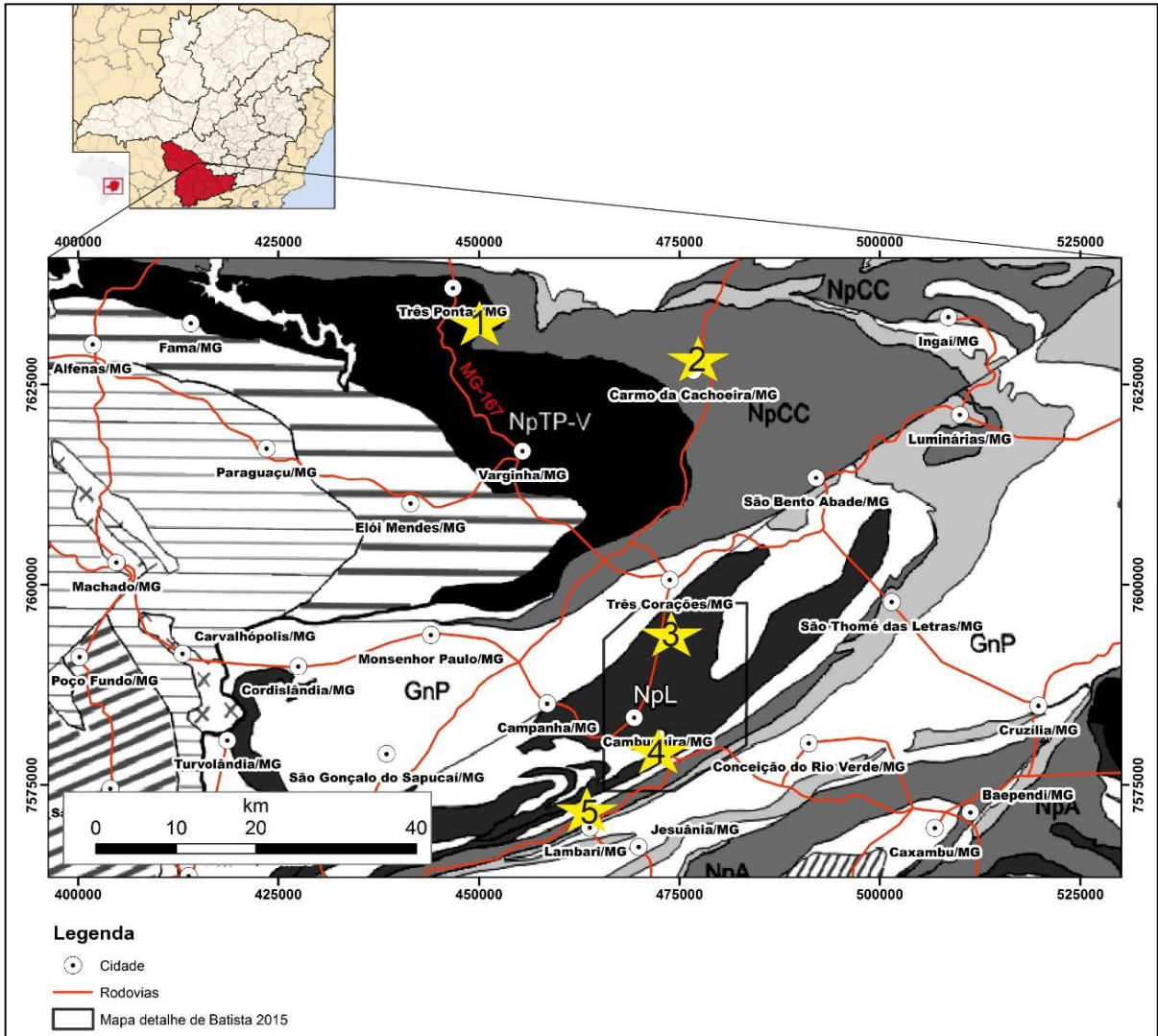


Figura 12 - Localização da área de estudos: sul do estado de Minas Gerais, região de Três Pontas, Varginha, Carmo da Cachoeira, Três Corações, Cambuquira e Lambari. Modificado de Campos Neto *et al.* (2007): GnP = Gnaisses Mantiqueira; NpTP-V = *nappe* Três Pontas-Varginha; NpCC = *nappe* Carmo da Cachoeira; NpL = *nappe* Liberdade; NpA = *nappe* Andrelândia. Hachuras correspondem a unidades da *nappe* Socorro-Guaxupé. Estrelas amarelas indicam a localização das amostras datadas neste trabalho: 1 – Pedreira Três Pontas (PTP); 2 – Afloramento de biotita-granada-muscovita-plagioclásio xisto (DO-18); 3 – Pedreira INCOPE (IC03); 4 – Pedreira desativada (IC01); 5 – Pedreira de Lambari (IC02).

As próximas seções apresentam as características estruturais e petrográficas gerais de cada *nappe* dos segmentos norte e sul, com ênfase na geoquímica e geocronologia de amostras dos litotipos principais. Neste contexto, comparam-se o comportamento geoquímico e geocronológico de zircão e monazita sob domínio anatético de composição máfica com leucossoma tonalítico (amostra PTP-8), e pelítica com bandamento estromático (amostra PTP-

BE) da *nappe* Três Pontas-Varginha; xisto feldspático das *nappes* Carmo da Cachoeira (amostra DO-18) e Andrelândia (amostra IC02); e xistos a metatexitos da *nappe* Liberdade (amostras IC01, IC03 e IC07).

O levantamento geológico na *nappe* Três Pontas-Varginha deu-se ao longo das rodovias BR-381, BR-491 e MG-167, além de estradas vicinais adjacentes. A investigação das rochas pertencentes à *nappe* Carmo da Cachoeira deu-se através das estradas MG-157 e a BR-381, Rodovia Fernão Dias, além de estradas adjacentes na região entre Varginha e Carmo da Cachoeira. O levantamento dos litotipos aflorantes na *nappe* Liberdade foi realizado ao longo das estradas MG-167, que liga as cidades de Cambuquira e Três Corações; BR-267, entre Cambuquira e Conceição do Rio Verde; e BR-460, entre as cidades de Cambuquira e Lambari (dados obtidos neste trabalho e em Batista 2011, 2015). A descrição detalhada da geologia local encontra-se disponível no Apêndice III – Levantamento de Dados Geológicos Regionais, que integra as informações coletadas em trabalhos de campo.

1.3.3 Descrição de litotipos e relações estruturais

A foliação das rochas é o parâmetro utilizado neste trabalho como referência para as relações de topo e base entre as *nappes* da porção ocidental do Sistema Andrelândia. Sendo assim, as rochas a oeste, mais próximas ao domínio de arco representado pelo sistema Socorro Guaxupé, são consideradas como topo estrutural; enquanto a base encontra-se a leste, rumo as unidades marginais ao segmento sul do cráton São Francisco, como os metassedimentos do Sistema de *nappes* Carrancas (Conforme Campos Neto et al., 2007; 2011).

As unidades apresentam como estrutura principal uma foliação anastomosada ou bandamento composicional definido pela alternância de domínios ricos em micas e associações quartzo-feldspáticas, respectivamente de textura lepidoblástica e granoblástica. A orientação varia entre NW-SE e SE-NW, de acordo com a *nappe* em questão, com mergulhos de baixo a médio ângulo predominantes ($> 50^\circ$, S_2) e domínios transpostos (sub)verticalizados subordinados (S_3 - detalhamento das relações estruturais apresentado no apêndice III). Dobras intrafoliais recumbentes, marcadas por veios de quartzo e micas, em arcos poligonais reliquiais, são feições internas comuns na estrutura principal, perturbada por dobras assimétricas de plano axial inclinado que transpõe a foliação e remobiliza o leucossoma nos estratos afetados por fusão parcial.

Estas estruturas são afetadas por ondulações regionais em formas suaves e abertas, sem recristalização mineral marcante. Intenso estiramento mineral, presença de pares SC destacados

em fitas de quartzo, sigmoides formados por porfiroblastos de granada e megacristais de micas e feldspatos atribuem caráter protomilonítico às rochas e sugerem a progressão de deformação não coaxial. Falhas com preenchimento de sericita e biotita marcam zonas tardias de cisalhamento.

1.3.3.1 Nappe Três Pontas-Varginha

O principal litotipo desta *nappe* é o cianita granada granulitos migmatizado, com intercalações calciossilicáticas e máficas, além de camadas subordinadas de quartzito com granada. São distintos dois domínios: a região de Três Pontas, a noroeste, onde predominam as intercalações máficas em meio ao pacote metapelítico principal, com bandas quartzíticas subordinadas; e Varginha, a sudeste, onde ocorrem espessas intercalações calciossilicáticas no cianita granada granulito predominante (Figura 13).

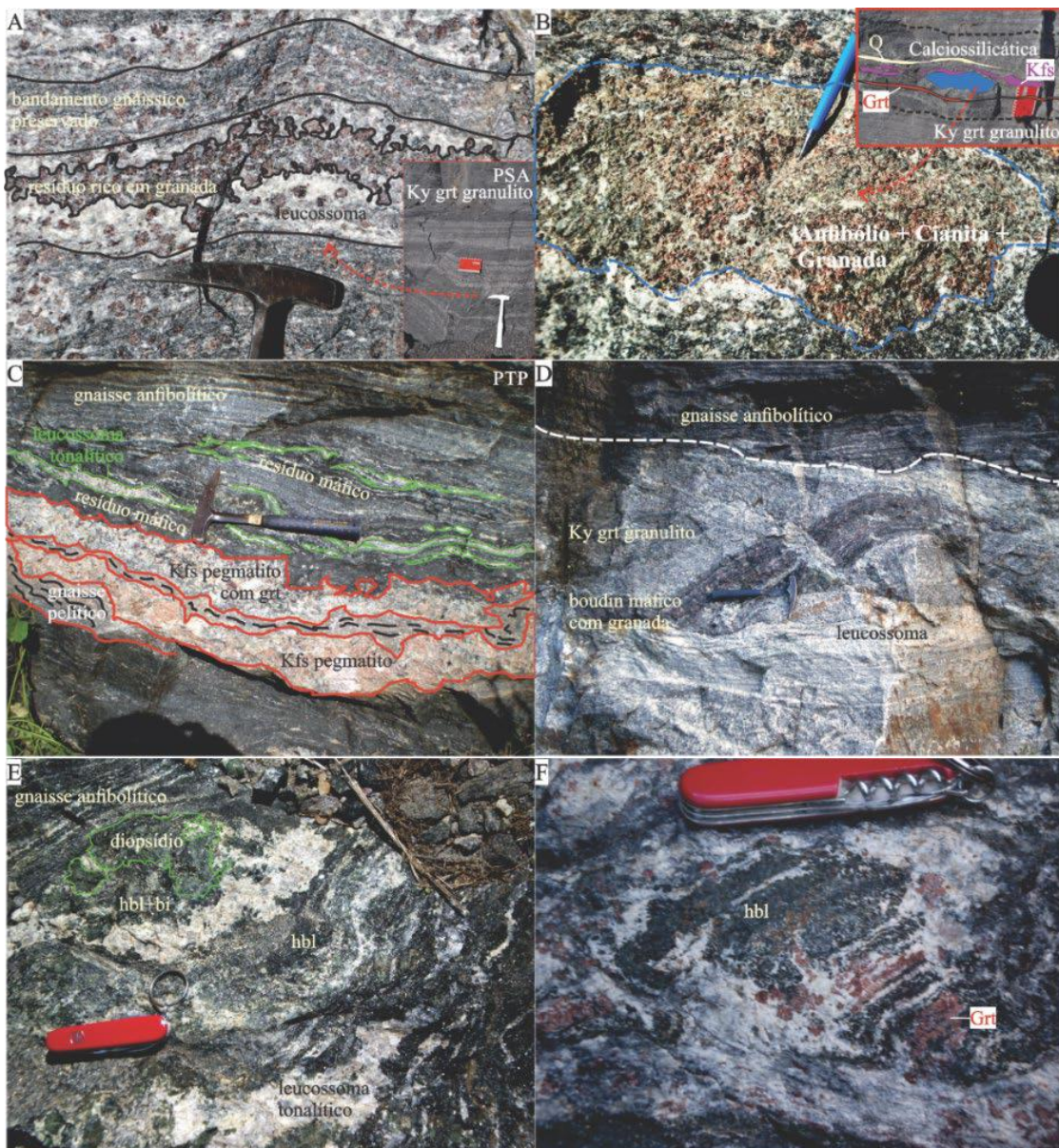


Figura 13 - Litotipos representativos da *nappe* Três Pontas-Varginha. (a) Pedreira Santo Antônio (PSA) – cianita-granada granulito com bandamento gnáissico preservado, leucossoma granítico rico em granada. (b) PSA – domínio cálciossilicático, com concentração de anfibólio, cianita e granada próximo a camadas monominerálicas de feldspato potássico. (c) Pedreira de Três Pontas (PTP) – domínio anfibolítico gnáissico, com leucossoma tonalítico, e banda pegmatítica paralelizada à estrutura principal S_2 . (d) PTP – contato entre gnaiss anfibolítico e cianita-granada granulito rico em leucossoma com estruturas de migração associado ao *neck* de *boudin* máfico. (e) PTP – domínio metamáfico com leucossoma tonalítico e megacristais de diopsídio parcialmente substituídos por hornblenda. (f) PTP – resíduo máfico (hornblenda) próximo a domínio pelítico diatexítico com geração de granada associada ao contato resíduo/ leucossoma. Abreviações de nomes de minerais: Ky –cianita, grt – granada, Kfs – feldspato potássico, hbl – hornblenda, bi – biotita, Q – quartzo.

1.3.3.2 *Nappe Carmo da Cachoeira*

Do topo para a base da *nappe*, ou seja, de oeste para leste, observa-se a transição de metapsamito com intercalações pelíticas ricas em muscovita e granada; para base metapelítica afetada por fusão, em *fácies* granulito definida pela associação cianita-granada-feldspato potássico, entretanto, a amostra coletada foi caracterizada como um biotita-granada-muscovita-plagioclásio xisto (Figura 14a).

1.3.3.3 *Nappe Liberdade*

Além dos metapelitos relacionados às unidades Arantina e Santo Antônio (Tabela 2, apêndice III), afloram na região gnaisses policíclicos da infraestrutura associada ao Complexo Mantiqueira, domínios metapsamíticos associados ao Sistema Carrancas e sequência composta por paragnaisses, metarritmitos e xistos do Complexo São Vicente.

Analizamos aqui os pelitos ricos em plagioclásio associados à unidade Santo Antônio, predominantes na *nappe*, definidos como biotita xisto/metatexitos com granada, cianita, rutilo, muscovita e ilmenita. De forma geral, apresentam foliação bem marcada por biotita ou com aspecto homogêneo granoblástico atribuído à maior porcentagem de plagioclásio e quartzo, com frequentes veios de quartzo paralelos ou discordantes da foliação principal (Figuras 14 b,c,d,e). Apatita, zircão e monazita são fases acessórias comuns.

A estrutura xistosa é protobandada, com alternância de lâminas de textura lepidoblástica definidas por biotita e lâminas quartzo-feldspáticas que definem porções granoblásticas, com granulação variando de fina a grossa. Cianita e granada associam-se às bandas lepidoblásticas de biotita, com muscovita subordinada (<5%), em quantidades e tamanhos variáveis ao longo do pacote, ocorrendo desde porções onde a cianita é fina e escassa (<0,3mm, <5%) até zonas em que este mineral se encontra homogêneamente distribuído, bem formado, com cristais euédricos de até 2 mm.

1.3.3.4 *Nappe Andrelândia*

A pedreira de Lambari, denominada neste trabalho como IC02, é o afloramento-tipo selecionado no segmento relacionado à porção oeste da *nappe* Andrelândia. A exposição

localiza-se na periferia sul da cidade de Lambari, na serra de mesmo nome, expondo rocha de cor cinza escura composta por quartzo, granada, muscovita, biotita, plagioclásio e cianita, além de turmalina e veios centimétricos de quartzo, eventualmente com associação de plagioclásio. Os veios se distribuem de forma aleatória na rocha, subparalelos ou eventualmente cortando a estrutura principal, dobrados ou não, e com contato brusco com a encaixante. A estrutura é xistosa, com textura lepidoblástica, definida por micas, além de cristais de cianita e granada que podem formar porfiroblastos. De forma geral, as rochas desta exposição são macroscopicamente semelhantes aos xistos feldspáticos das *nappes* Carmo da Cachoeira e Liberdade (Figura 14).

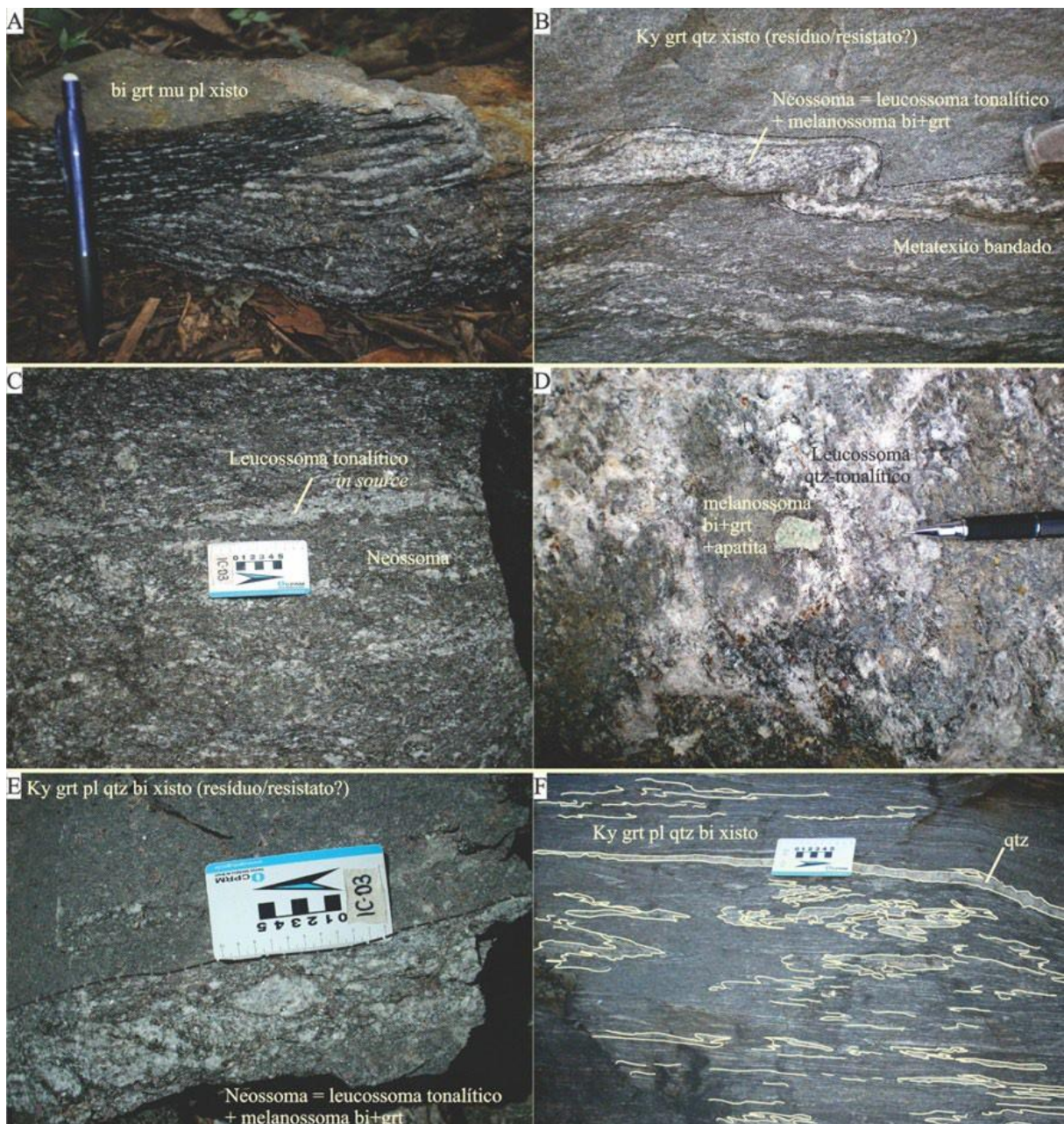


Figura 14 - (A) Biotita-granada-muscovita-plagioclásio xisto da *nappe* Carmo da Cachoeira. (B) Metatextito bandado no topo da *nappe* Liberdade (IC03). (C) IC03 – neossoma com segregação de leucossoma tonalítico. (D) *Nappe* Liberdade (topo) – contato entre leucossoma quartzo-tonalítico e melanossoma de biotita + granada com megacristal de apatita. (E) IC03 – contato entre neossoma e resíduo. (F) *Nappe* Liberdade (base, IC01) – cianita-granada-plagioclásio-quartzo-biotita xisto rico em veios de quartzo paralelizados à estrutura principal S₂. As abreviações minerais seguem a legenda da Figura 13.

1.4 Petrocronologia U-Pb De Zircão E Monazita No Sistema de *Nappes* Andrelândia Ocidental

1.4.1 Relações petrográficas e de metamorfismo

Considerando os modelos propostos para a evolução do Orógeno Brasília Meridional, resumidos na tabela 2, apresentam-se as relações de metamorfismo e contemporaneidade no sistema Andrelândia ocidental em duas etapas: 1) o registro de zircão e monazita sob o metamorfismo de alto grau no segmento norte do sistema, nas *nappes* Três Pontas-Varginha e Carmo da Cachoeira, discutidas neste capítulo; 2) e a influência da fusão parcial no equilíbrio dos minerais datados, abordada nas rochas da *nappe* Liberdade, detalhadas nos Capítulos a seguir. Os detalhes metodológicos de seleção e análise de amostras encontram-se disponíveis no apêndice I – Materiais e Métodos.

As amostras datadas na *nappe* Três Pontas Varginha foram um exemplar do granada-cianita granulito bandado (PTP BE) e uma amostra metamáfica (PTP 8) da base da Pedreira de Três Pontas. A amostra datada na *nappe* Carmo da Cachoeira (DO-18, Figura 15c) é um granada-biotita-muscovita xisto feldspático. As amostras são descritas a seguir:

PTPBE – Granada cianita granulito bandado

O bandamento composicional do granada cianita granulito alterna domínios granoblásticos de até 70 mm de espessura compostos principalmente por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico em proporções similares, com granada subordinada (~10%); e camadas nematolepidoblásticas de até 3 mm de espessura compostas por biotita (~10%) e cianita (~7%), onde também ocorre granada (Figura 15). O bandamento é anastomosado e apresenta estruturas S-C locais e bandas de cisalhamento extensionais, evidenciadas por fitas de quartzo.

Biotita e cianita são orientadas de acordo com a estrutura principal S₂. Quartzo, plagioclásio e feldspato potássico são predominantemente concordantes, embora megacristais com bordas sinuosas tornem essa estrutura menos marcada nas bandas granoblásticas. Neste local, o feldspato potássico é principalmente microclínio, e plagioclásio ocorre como megacristais saussuritizados ou com texturas de exsolução, e geminação em cristais menores. Inclusões arredondadas de quartzo e plagioclásio em megacristais de feldspato também são

comuns. O contato entre os cristais é bem definido entre faces alongadas, enquanto o contato entre vértices cristalinos é mais sinuoso. Grãos menores de feldspato potássico, plagioclásio geminado e antipertítico ocorrem intersticiais e com pequenos ângulos nas bordas em junções triplas de plagioclásio saussuritizado e megacristais de quartzo. O quartzo também ocorre como filmes envolvendo esses cristais menores de feldspato.

A granada nos domínios granoblásticos é euédrica, ora crescendo com discreto alongamento de acordo com a estrutura principal, ora perpendicular a ela, e na maioria das vezes como octaedros sem sombras de deformação. Possui inclusões de quartzo arredondadas, às vezes intersectadas por fraturas ao longo das quais podem ocorrer monazita e zircão, biotita e clorita. A granada dentro das camadas nematolepidoblásticas é rara e xenoblástica, discordante da estrutura principal quando alongada. A biotita que define esses domínios é decussada, até pseudo-ofítica, intersticial dentro da matriz granoblástica.

No contato com os domínios granoblásticos, a biotita ocorre como cristais grossos. Zircão e monazita são abundantes, associados às bandas granoblásticas e nematolepidoblásticas. Ambos os minerais se apresentam arredondados, com tamanho de até 0,05 mm, sendo o zircão mais abundante em relação à monazita (1,5:1). Ele também se apresenta prismático e, raramente, com xenotímio e monazita associado às suas bordas.

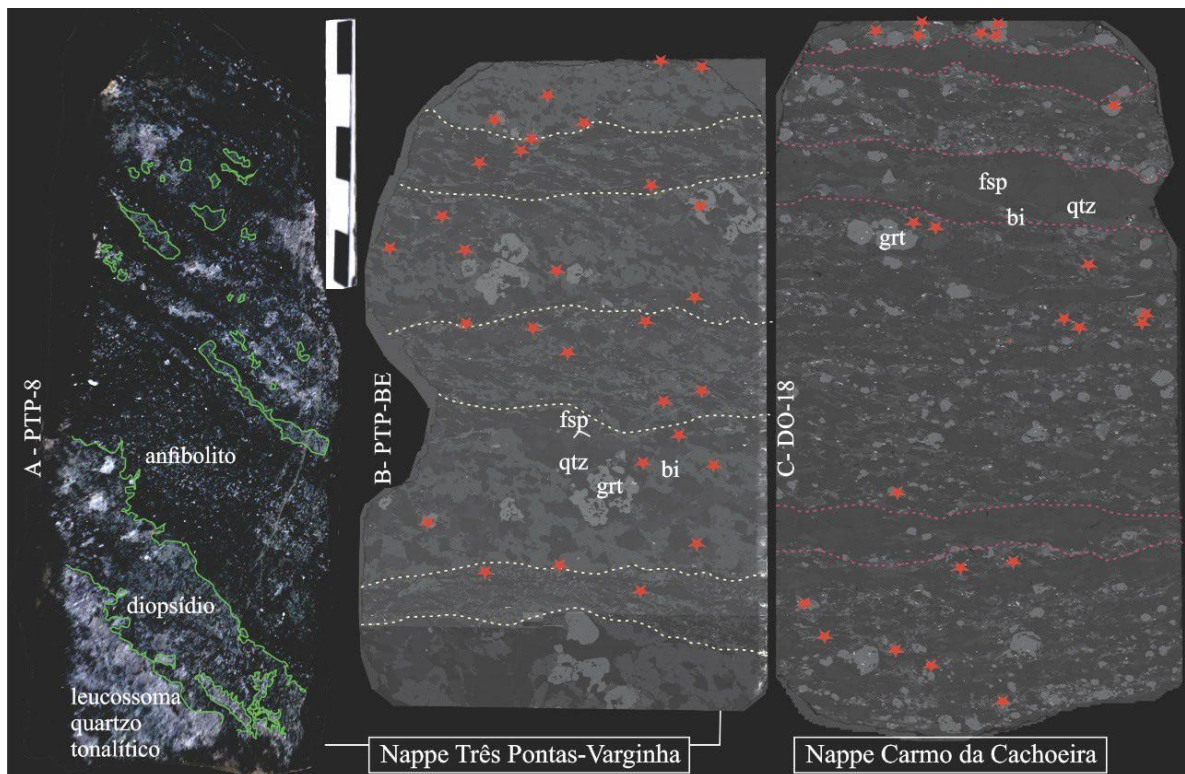


Figura 15 - Aspecto petrográfico das amostras datadas nas *nappes* Tres Pontas-Varginha: (A) PTP-8 – metamáfica com leucossoma tonalítico. (B) PTP-BE – cianita-granada granulito. (C) *Nappe* Carmo da Cachoeira (DO-18) – biotita-granada-muscovita-plagioclásio xisto. Vide texto para relações e descrições petrográficas.

PTP-8: Rocha metamáfica

Esta rocha apresenta de granulação média a grossa e apresenta textura nematoblástica definida por anfibólio (80%), com domínios granoblásticos subordinados compostos por plagioclásio (10%). A matriz mostra camadas composicionais que alternam domínios ricos em plagioclásio (até 50% de feldspato) versus domínios anfibolíticos (cerca de 90% de anfibólio). Megacristais centimétricos de clinopiroxênio ocorrem em toda a matriz e principalmente próximos ou envoltos por segregações tonalíticas (Figura 15a, 15b), parcialmente substituídos por anfibólios, localmente com núcleos preservados de ortopiroxênio. Encontram-se dispersos na matriz anfibolítica, podendo apresentar formas sinuosas e coroas de titanita, sombras de pressão e associação com *ribbons* de plagioclásio grosso com quartzo subordinado.

Ao microscópio, a ocorrência preferencial de zircão nas proximidades dos domínios feldspáticos, associada à textura tipo *soccer ball* (bola de futebol, do termo em inglês; Figura 16) observada em imagens de catodoluminescência, sugere a origem deste mineral por (re)cristalização em alto grau metamórfico (Corfu *et al.*, 2003).

DO-18: Granada-plagioclásio-biotita-muscovita xisto

A amostra pelítica da *nappe* Carmo da Cachoeira (DO-18, Figura 15c) é um granada-biotita-muscovita xisto feldspático, com microbandamento definido pela alternância de domínios milimétricos lepidoblásticos compostos por muscovita (60%) e biotita (40%), e domínios granoblásticos compostos por quartzo e plagioclásio (Figura 15c). Granada é abundante (até 10% em volume), com sombras de pressão pouco desenvolvidas; límpida ou com inclusões de muscovita, quartzo, plagioclásio; com fraturas às quais associam-se, eventualmente, zircão, monazita, e clorita tardia.

Apesar de ocorrerem de forma pervasiva na rocha, localmente como inclusões em granada ou biotita, o zircão é mais abundante que a monazita (proporção de 3:1). A despeito da similaridade macroscópica e química com os xistos observados nas *nappes* Liberdade e Andrelândia (Figuras 14 e 17), esta amostra não apresenta cianita, e tem epídoto preservado em inclusões de granada. Apatita e ilmenita também compõem a associação acessória, a primeira de forma pervasiva, geralmente intersticial em domínios granoblásticos, e mais abundante próximo às biotitas nas bandas lepidoblásticas; enquanto a ilmenita ocorre associada às micas, concordante com a foliação principal, ou como inclusões discordantes preservadas em granada.

Através dos diversos métodos e referências de modelagem sumarizados na Figura 16b e tabela 3, as condições de equilíbrio metamórfico reportadas por diversos autores em rochas calciossilicáticas e metapelíticas nas *nappes* Três Pontas Varginha, bem como em uma rocha metamáfica da *nappe* Carmo da Cachoeira, foram estimadas entre 850 e 950 °C com pressões de até 20 kbar (e.g. Martinez, 2015; Reno *et al.*, 2009, 2012; Garcia e Campos Neto, 2003). Essas relações metamórficas foram utilizadas para balizar os dados geocronológicos das amostras apresentadas nesta seção.

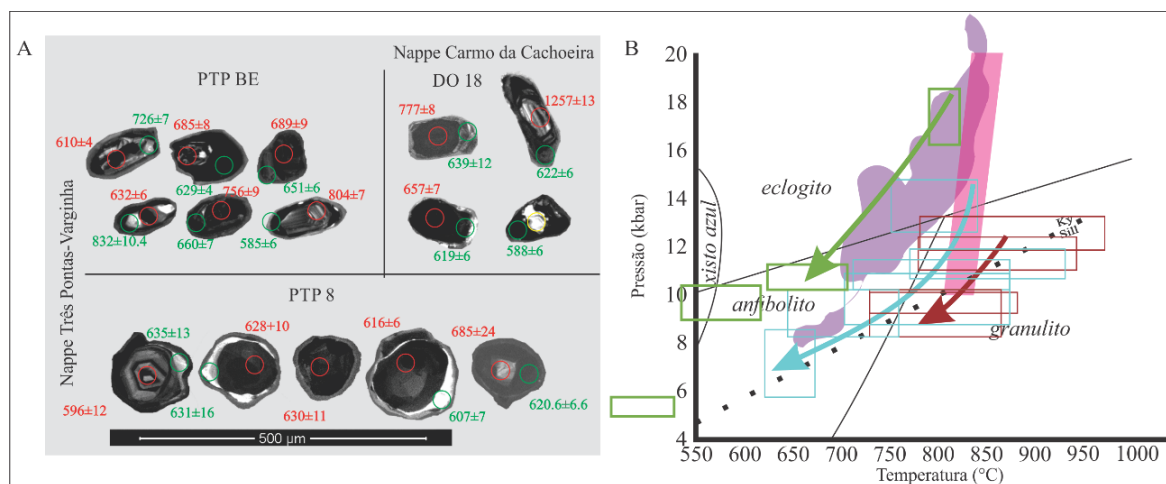


Figura 16: (a) Zircões tipo *soccer ball* da amostra PTP-8 vs. Zircões policíclicos das amostra PTB-BE e DO-18. (b) Condições de metamorfismo nas *nappes* Carmo da Cachoeira e Três Pontas-Varginha. Setas e retângulos indicam a trajetória calibrada via TWEEQU por Garcia e Campos Neto (2003): metamáfica *fácies* eclogito na *nappe* Carmo da Cachoeira e *fácies* granulito nas zonas da cianita e sillimanita para os metassedimentos da *nappe* Três Pontas-Varginha. A área sombreada em roxo indica a combinação de geotermobarômetros tradicionais em rochas calciossilicáticas, e o retângulo vermelho indica o termômetro de titânio em zircão (*Ti in Zr*) em rochas pelíticas da *nappe* Três Pontas-Varginha (Martinez, 2015; Tabela 3).

1.4.2 Geoquímica de rocha total e datação isotópica do sistema U-Pb

A Figura 17 apresenta as características químicas gerais das principais rochas metassedimentares, metaígneas e leucossomas que compõem o sistema migmatítico articulado nas *nappes* do sistema Andrelândia ocidental (detalhes sobre amostragem, processamento, análises e resultados estão disponíveis no apêndice I).

São rochas pelíticas a quartzo-feldspáticas no diagrama ACF de Eskola (*apud* Barth, 1959; Figura 17a), que se diferenciam em duas sequências composicionais representando os domínios pelíticos fundidos *versus* resíduos máficos (ricos em biotita) e calciossilicáticos das rochas metassedimentares da *nappe* Três Pontas-Varginha. Em comparação, os cianita-granada-plagioclásio biotita xistos da *nappe* Liberdade apresentam dispersão ao longo da face A-F do diagrama, com composições mais aluminosas com o aumento da fusão parcial. Os metassedimentos das *nappes* Carmo da Cachoeira e Andrelândia estão contidos nesta possível linha de evolução.

Ao longo deste trabalho, a datação isotópica do cronômetro U-Pb em monazita e zircão será referenciada individualmente como “data”, enquanto “idade” será o termo aplicado para dados com significado geológico definido. Os resultados obtidos nas amostras do oeste do sistema Andrelândia confirmam a articulação de duas sequências contrastando proveniência restrita ao Toniano para os metassedimentos da *nappe* Três Pontas-Varginha, com o registro de contribuições detríticas mais antigas para os metassedimentos das *nappes* Carmo da Cachoeira, Liberdade e Andrelândia, em concordância com as análises de proveniência reportadas para a área (Figuras 18 e 19; *e.g.* Tabela 3; Apêndice II – Revisão Bibliográfica).

O registro concomitante de zircões tipo *soccer ball* nas rochas metamáficas e o sobrecrecimento em cristais dos metassedimentos da *nappe* Três Pontas desde cerca de 650 milhões de anos é definido como marco de início do pico metamórfico no oeste do sistema Andrelândia. O equilíbrio de monazita a partir de 610 milhões de anos (Figura 18) é associado à recristalização da matriz e cristalização dos fundidos, contínua até pelo menos 600 milhões de anos, dado o registro contínuo dos zircões *soccer ball* e o caráter tardio da monazita.

A sobreposição contínua das datas de núcleos e bordas de zircão desde 700 milhões de anos, observada em todos os metassedimentos analisados, coloca em xeque possíveis idades máximas de deposição a partir de núcleos de zircão detrítico. Na região de estudo não há como garantir, sem um estudo petrocronológico específico, que tais heranças permaneceram como sistema fechado no contexto de fusão parcial. Além disso, idades de monazita e zircão rumo ao Cambriano podem indicar continuidade do processo metamórfico até pelo menos 560 milhões de anos atrás, ou datarem a interferência orogênica/sobreposição de registro causada pela colisão do cinturão Ribeira, a leste (*e.g.* Coelho *et al.*, 2017).

A Figura 19 apresenta as datas obtidas nas amostras das *nappes* Três Pontas-Varginha e Carmo da Cachoeira em comparação à assinatura geocronológica observada no setor sudoeste do sistema Andrelândia (*nappes* Liberdade e Andrelândia ocidental), bem como outras assinaturas representativas dos litotipos aflorantes nesta porção do Orógeno Brasília Meridional. Destaca-se também a produção de calor potencial característica dos diversos litotipos amostrados, um dos parâmetros que podem ser utilizados para considerar as fontes de energia disponíveis para o metamorfismo local (*e.g.* Alessio *et al.*, 2020).

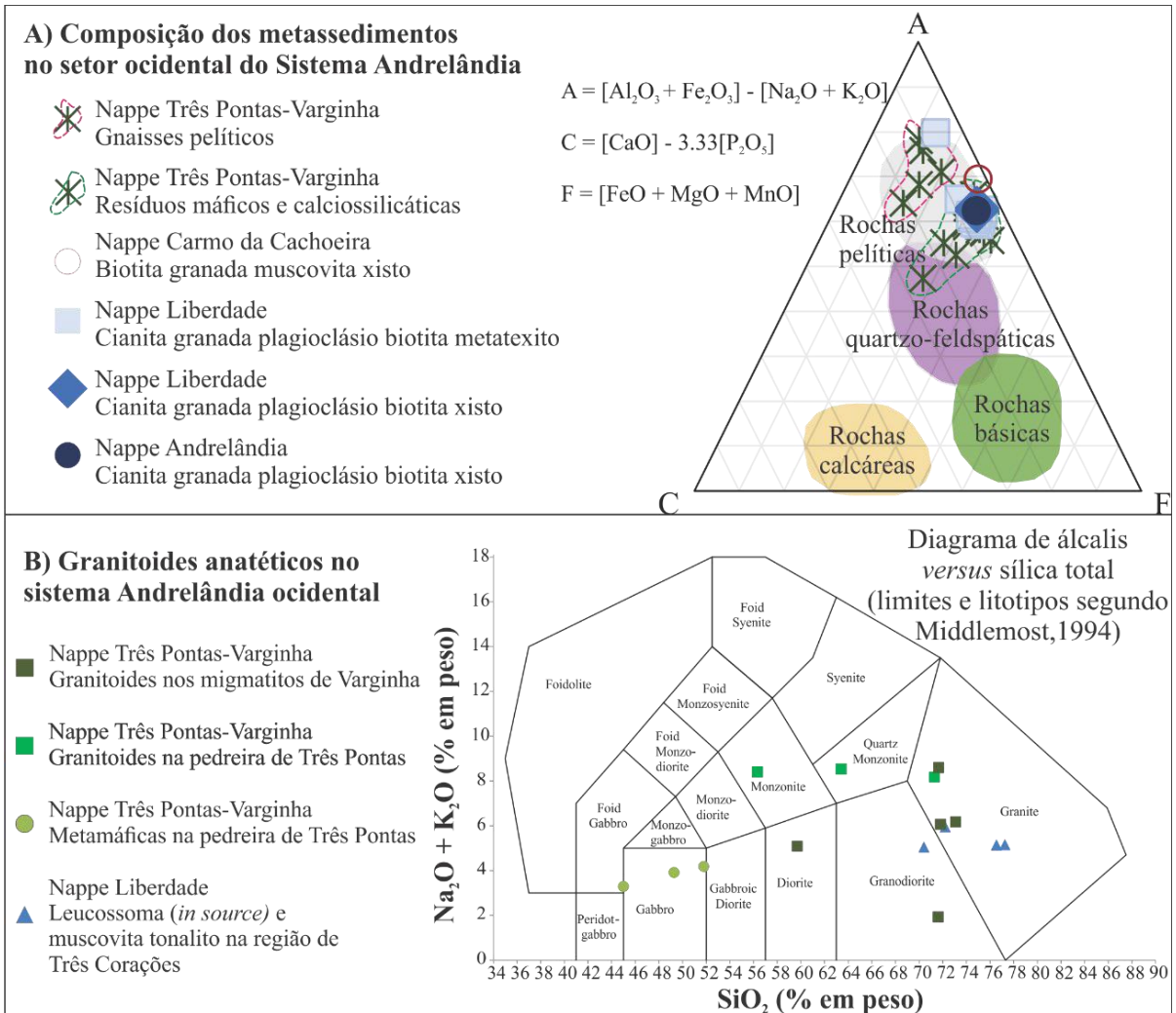


Figura 17 - (A) Composição das amostras analisadas segundo o diagrama ACF (Eskola, 1954). (B) Diagrama de Álcalis vs. Sílica total para os granitoides envolvidos na estrutura migmatítica da *nappes* estudadas.

Nos próximos capítulos, a partir da correlação entre geoquímica de rocha total e mineral, e das feições de fusão parcial observadas nos metassedimentos da *nappe* Liberdade ocidental, apresenta-se uma apreciação dos controles de equilíbrio de zircão e monazita sob metamorfismo *suprasolidus*. Através da quantificação dos registros de metamorfismo progressivo, de pico e retrogressão, espera-se contribuir para a reconstrução e classificação da antiga cadeia de montanhas cujas raízes compõem hoje o sudoeste de Minas Gerais.

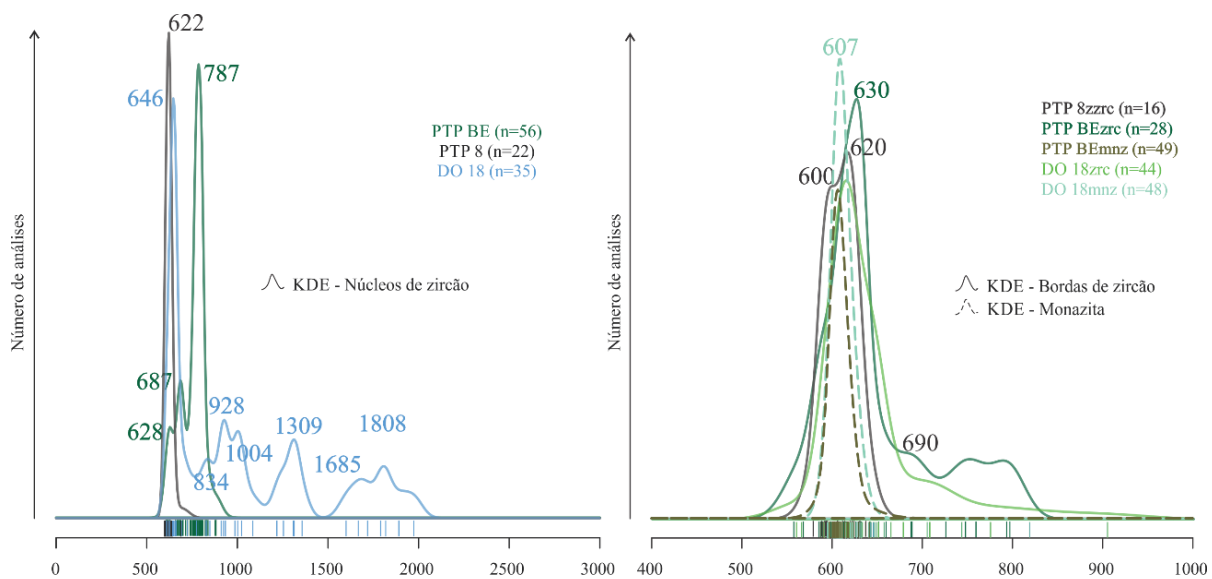


Figura 18 - À esquerda, *kernel density estimates* (KDE) com as datas obtidas em núcleos de zircão das amostras PTP-BE, PTP-8 (*nappe* Três Pontas-Varginha) e DO-18 (*nappe* Carmo da Cachoeira). À direita, KDE para bordas de zircão e monazita nas mesmas amostras. A espessura dos picos corresponde a 8 Ma, correspondente ao desvio padrão médio obtido para o banco de dados. As idades utilizadas encontram-se no intervalo de concordância isotópica de mais ou menos 10%.

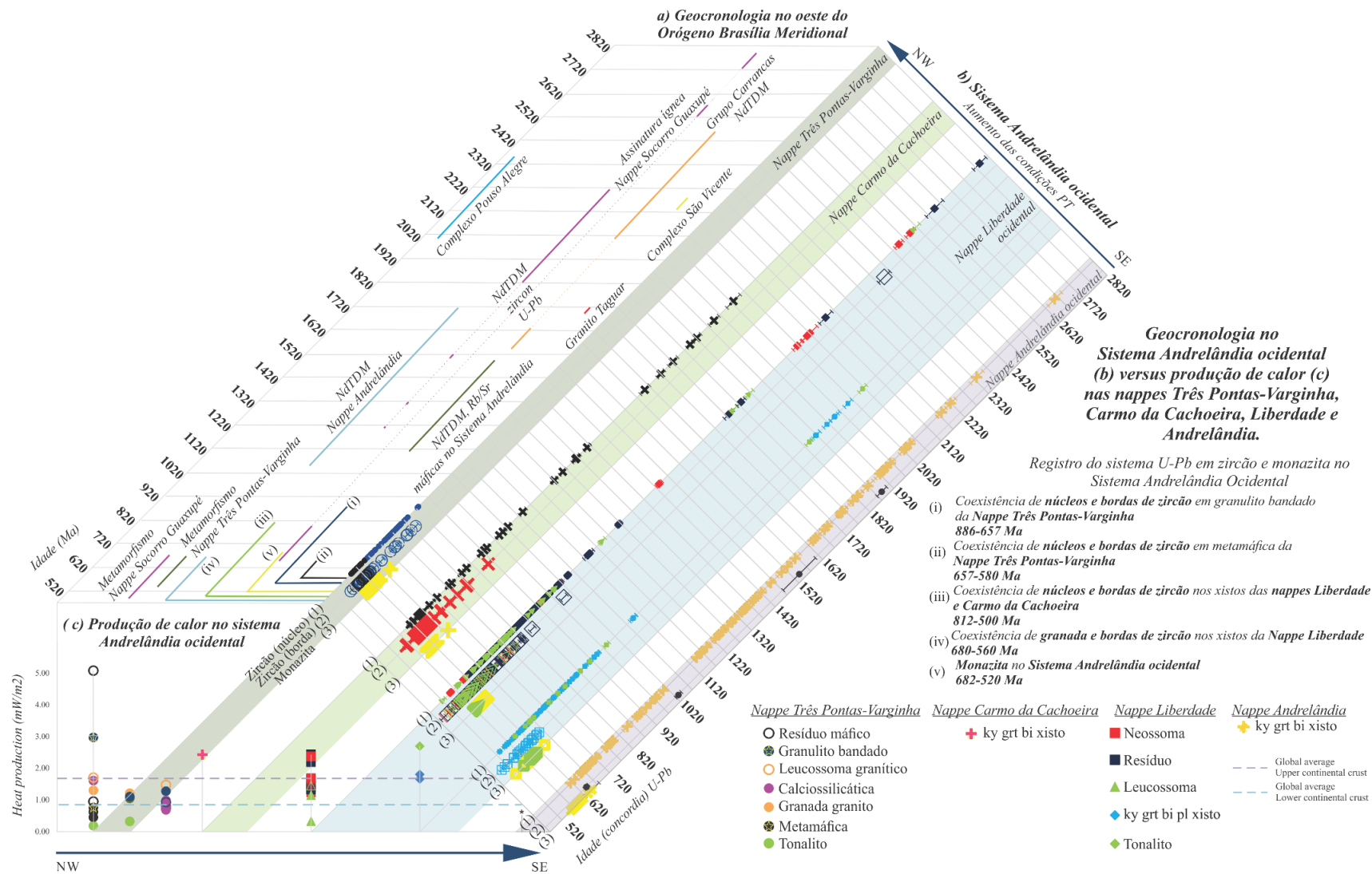


Figura 19: Relações de contemporaneidade entre marcos geocronológicos na porção oeste do Orógeno Brasília Meridional (a) e os dados obtidos neste trabalho (b). (c) Produção de calor estimada em 650 Ma para os distintos litotipos articulados na estrutura migmatítica do sistema de *nappes* Andrelândia Ocidental

2 PETROCRONOLOGIA DE ZIRCÃO E MONAZITA EM MIGMATITOS: CONTROLES NA TRANSIÇÃO ANFIBOLITO-GRANULITO

2.1 Modelagem Metamórfica de Migmatitos: Princípios de Termobarometria Otimizada

Segundo Powell (1978), a premissa para os estudos sobre equilíbrio termodinâmico aplicado à petrologia é a de que a rocha atinge momentos de equilíbrio em escala relativa ao longo de sua evolução e estes são registrados ou preservados através de feições texturais e composicionais específicas nos distintos litotipos. Neste contexto, entende-se por equilíbrio a condição de mínima energia para um dado sistema, e no caso dos sistemas geoquímicos, nos quais pressão e temperatura são características ambientais e podem ser consideradas constantes e superimpostas, a energia minimizada é a Energia Livre de Gibbs (ΔG). Dessa forma, o autor apresenta uma extensa revisão dos conceitos de termodinâmica, sua aplicação na quantificação dos processos ígneos e metamórficos e na construção de diagramas discriminantes que podem ser obtidos através das relações ali apresentadas.

Com base nesses preceitos, a termobarometria é a determinação das condições de pressão e temperatura (PT) de formação de uma associação mineral representativa de determinado equilíbrio, cuja composição química foi preservada. Em sua abordagem clássica utiliza-se a combinação da química da paragênese (associação mineral assumida como em equilíbrio) e o equilíbrio termodinâmico calculado para reações balanceadas entre os membros finais dos minerais envolvidos em uma rocha, considerando também a relação atividade-composição ($a-x$) de cada membro final da solução sólida.

Uma abordagem mais refinada é o cálculo de diagramas isoquímicos para determinação do equilíbrio mineral através da associação dos parâmetros termodinâmicos à composição de rocha total do litotipo em estudo (*e.g.* pseudosseções, Gengo *et al.*, 2021). Neste caso, o estabelecimento das condições PT se dá pelo reconhecimento do campo de equilíbrio e moda mineral observados na paragênese, bem como da compatibilidade entre a composição calculada para os minerais no diagrama e a obtida na associação real através da microsonda eletrônica, por exemplo (termobarometria otimizada).

Tendo em vista que ambas as abordagens utilizam os modelos termodinâmicos e de atividade-composição disponíveis na literatura, espera-se que as premissas de equilíbrio assumidas sejam as mesmas independentemente do método adotado, afim de que a aplicação

da termobarometria seja robusta e reprodutível, com resultados significativos independentemente do método aplicado (Powell e Holland, 2008).

O desenvolvimento dos modelos termodinâmicos e consequente melhoria nas relações $a-x$ têm seu refinamento a partir dos anos 1980 com a criação de bancos de dados internamente consistentes e *softwares* para modelagem quantitativa do equilíbrio de fases, como o TWEEQU (TWQ), AX, THERMOCALC, THERIAK-DOMINO e PERPLEX (*e.g.* Holland e Powell, 1985, 1998, 2011; Powell e Holland, 1988; Powell *et al.*, 1998; White *et al.*, 2007, 2014; Berman, 1988, 1991; Connolly, 1990, 2005, 2009; de Capitani e Petrakakis, 2010).

Powell *et al.* (2009) classificam as abordagens de modelo de equilíbrio mineral em modelagem inversa – observação e interpretação da paragênese, obtenção das composições envolvidas e restrição das condições PT por termobarometria clássica *single reaction* (diretamente calibrada, como termômetros e barômetros baseados em trocas catiônicas) ou *multiple reaction* (baseada em banco de dados internamente consistentes); e modelagem progressiva, através do cálculo de diagramas isoquímicos.

De acordo com os autores, a modelagem de equilíbrio requer junção da descrição termodinâmica dos membros finais e relações $a-x$; a composição de rocha total para o volume de equilíbrio considerado; escolha do método e *software* para cálculo do modelo. No que se refere a este último aspecto, duas abordagens são atualmente utilizadas: minimização da Energia Livre de Gibbs, eficiente no cálculo dos campos de estabilidade e limitado na interpolação/ definição de suas fronteiras (*e.g.* PERPLEX); e solução de equações não lineares, como o THERMOCALC, no qual o cálculo dos diagramas é feito linha a linha.

A pseudosseção PT é definida como um mapa das associações minerais potenciais para determinada composição de rocha ou de volume de equilíbrio, estabelecido ao longo de uma janela de temperatura e pressão; enquanto pseudosseções Px e Tx consistem em projeções semelhantes para um vetor composicional a pressão ou temperatura constante, respectivamente (Powell *et al.*, 2009; Gengo *et al.*, 2021).

Como características principais dessas projeções destacam-se a mudança contínua na moda e composição dos minerais de acordo com as condições PT : as linhas representam limites de equilíbrio e não reações, de forma que o número de fases muda em um componente de um lado para outro. A geometria geral consiste em campos de variância m , $m+2$ e dois $m+1$, delimitados por 4 linhas que emanam de pontos invariantes (Figura 20).

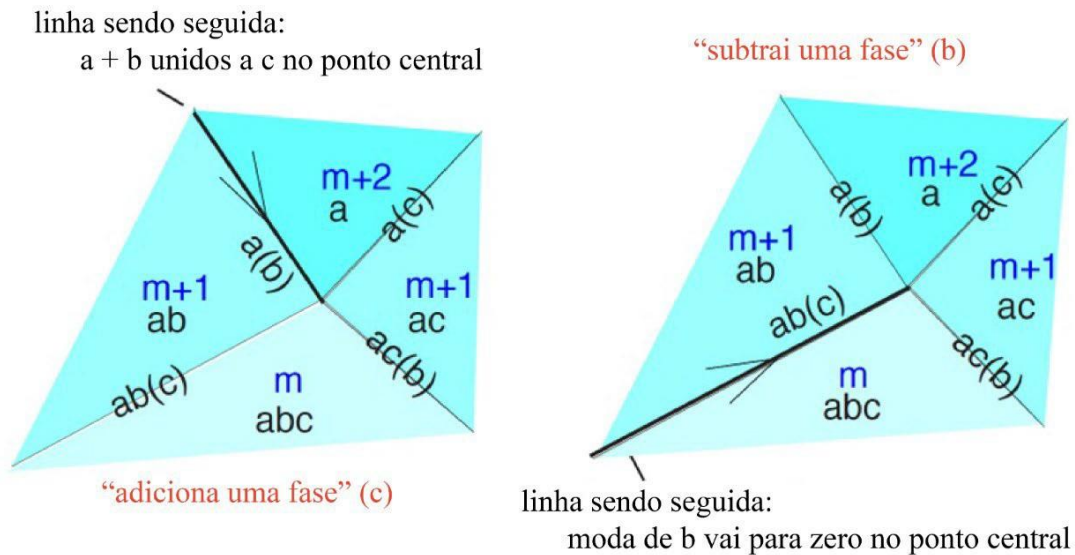


Figura 20 - Topologia de pseudosseções: relação de variância entre campos ao redor de um ponto invariante. Extraído de Powell *et al.* (2009).

De acordo com White (2009), o passo primordial para o êxito no cálculo de pseudosseções é a escolha do sistema químico, que terá influência direta na geometria dos campos de estabilidade calculados e deve ser o mais próximo possível ao observado na natureza. Igualmente importante é a definição da composição do volume de equilíbrio: de acordo com a rocha investigada deve-se estimar qual a extensão e representatividade do equilíbrio considerado para amostragem adequada da composição química a ser utilizada nos cálculos.

Se a escala permite, como no caso de litotipos de composição homogênea ou com variações passíveis de amostragem adequada, utiliza-se a abordagem por química de rocha total em amostras volumetricamente representativas, por Fluorescência de Raios-X por exemplo. Em contrapartida, em domínios heterogêneos os cálculos devem considerar as relações de contemporaneidade entre os distintos componentes. Nestes casos é necessária a composição de domínios menores, usualmente dada por mapas composicionais adequados à escala requerida, para reconstrução das composições de equilíbrio.

No estudo dos migmatitos abordados nesta tese, nota-se uma dualidade na reconstrução das condições de metamorfismo: em domínios de fácies granulito, como a *nappe* Três Pontas, a alta taxa de fusão e migração do fundido dificulta a correlação entre o neossoma (associação fundido + minerais peritéticos gerados pela reação anatética) e o protólito, enviesando as projeções da geoquímica de rocha total e dificultando o cálculo de pseudosseções verdadeiramente representativas para os litotipos analisados. Por outro lado, a composição anidra das paragêneses residuais e a migração do líquido anatético, evitando assim o

retrometamorfismo pervasivo das sequências, podem possibilitar a preservação local das condições de pico metamórfico.

Já em caso de rochas em *fácies* anfibolito com fusão limitada e pouca segregação (<30% de leucossoma em volume), como na *nappe* Liberdade, a recuperação do caráter composicional da rocha original é mais factível e resulta em grades petrogenéticas mais confiáveis (como demonstrado pelas pseudosseções similares obtidas para diversos domínios do xisto Santo Antônio, conforme Batista, 2015 e as pseudosseções a seguir). Em contrapartida, o contato do líquido trapeado com a matriz do metatexito promove reequilíbrio pervasivo, dificultando o uso de paragêneses texturalmente selecionadas para os cálculos termobarométricos, principalmente no caso dos geobarômetros que envolvem micas.

Ainda assim, com uma abordagem individual e detalhada da geoquímica de minerais chave e sua correlação com os sítios texturais e estruturais, é possível a recuperação de informação sobre o pico metamórfico. Em ambos os casos o termômetro de Zr em rutilo mostrou-se como ferramenta de boa precisão para estimativa da temperatura de pico metamórfico (*e.g.* Batista, 2015; Martinez, 2015).

2.2 O Sistema Isotópico U-Pb em Monazita e Zircão

A abundância na crosta e manto terrestre de minerais com quantidades altas a moderadas de U fornece ampla gama de aplicações geo- e termo- e petrocronológicas para o sistema U-(Th)-Pb em estudos de diferenciação crustal. A revisão sistemática de metodologias de caracterização dos sistemas U-(Th)-Pb pode ser encontrada em trabalhos como Wheterill (1956), Jaffey *et al.* (1971), Tatsumoto *et al.* (1981), Hoskin e Schaltegger (2003), Dickin (2005) e Schoene (2014).

Como exemplos dos principais métodos de datação desse sistema, citamos no capítulo 2: 1) espectrometria via ID-TIMS, feita a partir de cristais dissolvidos em HF + HNO₃, cujo conteúdo de U e Pb é determinado a partir da separação em colunas catiônicas. Apesar da morosidade na obtenção dos resultados, idades obtidas com este método atingem precisão em torno de 0,1%. 2) A datação *in situ* e não destrutiva com microsonda iônica de alta resolução (SIMS), que atinge área de amostragem de 5 a 20 µm, profundidade de 1 a 2 µm e volume entre 0,2 e 3 ng, com obtenção de dados entre 10 e 15 minutos por análise, em média. 3) A espectrometria *in situ* com ablação a laser (LA-ICP-MS) tem dimensões de amostragem e precisão menos refinadas que os métodos anteriores - em geral com *spot* entre 30 e 40 µm de diâmetro, profundidade entre 20 e 30 µm e entre 50 e 200 ng de volume ionizado.

A precisão interna de ~1% do LA-ICP-MS é compensada por sua grande capacidade de obtenção de dados, já que o tempo de análise dura aproximadamente 2 minutos (Froude *et al.*, 1983; Kosler e Sylvester, 2003; Schmitz e Kuiper, 2013; Li *et al.*, 2015). Por esta razão, esta foi a metodologia utilizada aqui para a caracterização isotópica e de elementos-traço em zircão, monazita e granada (detalhes metodológicos disponíveis no apêndice IV – artigo sobre os resultados obtidos com a sistemática U-Pb em zircão, na seção *Supplemental File S1* e no apêndice V – artigo sobre os resultados obtidos com a sistemática U-Pb em monazita).

As fases minerais comumente utilizadas para a isotopia U-(Th)-Pb são zircão, monazita, apatita, xenotímio, titanita, rutilo, baddeleyita, allanita e perovskita (Schoene, 2014). Esta associação acessória concentra o reservatório de elementos-traço do sistema de rocha total, com destaque para os elementos terras-raras (ETR), e podem reter a composição de vários estágios da evolução crustal, registrados nas zonas de crescimento dos minerais. Por outro lado, a amostragem indiscriminada ou mistura desses setores pode enviesar o efeito de múltiplos estágios de crescimento, fornecendo como resultado uma mistura dos eventos registrados (Kemp, 2014).

Zircão e monazita são minerais acessórios comuns em rochas ígneas félsicas e rochas metamórficas pelíticas, e por isso muito utilizados na datação isotópica do sistema U-Pb em estudos crustais (Schoene, 2014). Potenciais, a resistência do zircão a temperaturas de até 900 °C e o registro de múltiplos estágios de crescimento da monazita ao longo de uma evolução P-T-t, aliados ao avanço das técnicas analíticas *in situ* entre os séculos XX e XXI, tornaram corriqueiro o uso dessas ferramentas para a obtenção de idades de eventos ígneos e metamórficos (Engi *et al.*, 2017).

Idades obtidas pelo sistema U-Pb em zircão podem ter significado diverso, com aplicação em estudos de proveniência através da definição de populações de idade em cristais detríticos de rochas (meta)sedimentares, idade de cristalização em rochas magmáticas, e eventos como recristalização, dissolução e reprecipitação registrados ao longo de trajetórias metamórficas (e.g. Cawood *et al.*, 2012; Beckman *et al.*, 2014).

A monazita, fosfato de elementos terras raras leves, é comum em rochas pelíticas e menos comum em rochas máficas e cálcicas, reconhecida na forma de cristais detríticos ou metamórficos, provenientes da desestabilização de allanita/titanita ou cristalizada a partir de argilas com alto conteúdo de ETR, oxi ou hidroxifosfatos, ou ainda óxidos de Th e ETR (Spear & Pyle, 2002). Sua ocorrência em diversos litotipos, alta concentração de Th e U e baixa

concentração de Pb comum, além de baixa difusão de Pb, a tornam um importante mineral para avaliação das taxas de processos metamórficos e tectônicos (Parrish, 1990).

Neste contexto, a aplicação do método U-Th_{total}-Pb ou datação U-(Th)-Pb por microsonda para monazita, por exemplo, permite o cálculo de idade através da composição química, sem quantificação isotópica. Embora haja limitações na concordância e ausência de Pb comum assumidas, este método apresenta excelente resolução espacial de até 1µm e pode ser o recurso mais adequado para rochas submetidas a mais de um estágio ou ciclo metamórfico, ou mesmo de crescimento de monazita em mais de um episódio no mesmo evento metamórfico (Parrish, 1990).

Por outro lado, fatores como crescimento e/ou recristalização contínuos durante um evento metamórfico; crescimento descontínuo e/ou recristalização durante evento ígneo ou metamórfico único ou múltiplo; perda de Pb por difusão durante o pico metamórfico em cristais oriundos de evento magmático ou metamórfico anterior; e/ou mistura de domínios gerados em tempos diferentes podem gerar dispersão das datas calculadas para a monazita (Foster *et al.*, 2002). De forma semelhante ao zircão, a amostragem adequada dos domínios de crescimento e significado metamórfico através de mapas composicionais e assinatura de elementos traço, principalmente ETR, são os meios de obter interpretações robustas para esses casos (*e.g.* Gonçalves *et al.*, 2005; Rocha *et al.* 2016).

Nos últimos 30 anos, a implementação de modelagem metamórfica e geodinâmica através de dados geoquímicos e geofísicos coletados *in situ* permitiram maior aproximação da complexidade dos sistemas naturais. Neste sentido, a petrocronologia correlaciona a datação isotópica em escala mineral à geoquímica em escala mesoscópica e regional através do cálculo de possíveis equilíbrios num espaço P-T(-x) (Engi *et al.*, 2017). A geoquímica regional também permite estimativas de fluxo térmico ao longo da escala de tempo, que aliadas ao registro litológico e geofísico possibilitam maior detalhamento e representatividade dos modelos geológicos calculados (Clark *et al.*, 2011; Alessio *et al.*, 2020).

2.3 Particionamento de Elementos-traço: Zircão, Rutilo e Monazita como Ferramentas Petrocronológicas

A utilização de zircão, rutilo e monazita como ferramentas petrocronológicas para o presente trabalho reside na capacidade de registro de eventos geodinâmicos tanto através do sistema U-Pb desses minerais, quanto pela correlação geoquímica entre seus reservatórios de

elementos-traço e o particionamento causado por metamorfismo (e.g. Hoskin and Ireland, 2000; Spear & Pyle, 2002; Bea et al., 2006; Watson et al., 2006).

Assim, a ocorrência comum dessas fases nos litotipos das unidades em estudo e sua potencial resposta aos distintos domínios de equilíbrio analisados, somados à ampla gama de dados geoquímicos e geocronológicos disponíveis na literatura regional (apêndice II – Revisão Bibliográfica), fornece uma abordagem multimineral para a calibração de trajetórias P-T-t no sistema Andrelândia ocidental.

A incorporação de Zr é comum nos minerais formadores de rocha, sendo as maiores concentrações encontradas em xenotímio, titanita, ilmenita, rutilo, allanita, anfibólio, clinopiroxênio, granada e magnetita, além de zircão. Por ser um cátion tetravalente sob condições relevantes de fugacidade de oxigênio, o Ti^{4+} pode substituir de forma isovalente tanto o Si^{4+} (preferencialmente, segundo Harrison et al., 2005) como o Zr^{4+} , e sua incorporação na estrutura mineral se dá em função da temperatura (Watson et al., 2006). Por isso, a termometria de Ti em zircão constitui uma ferramenta adicional para interpretação do significado petrológico deste mineral.

De forma similar ao descrito para o zircão, o termômetro de Zr em rutilo é baseado nos parâmetros de troca catiônica tetravalente com o Ti (Zack et al., 2004a; Watson et al., 2006; Ferry and Watson, 2007; Tomkins et al. 2007). Este mineral, muito comum em rochas metamórficas e ultraestável ao longo do ciclo sedimentar, pode incorporar até 200 ppm de U, o que permite a realização de datação U-Pb precisa, considerando a temperatura de fechamento estimada entre 400 e 630 °C (Mezger et al., 1989; Cherniak, 2000; Vry and Baker, 2006; Kooijman, 2010). Com instrumentação adequada e assinatura de elementos traço é possível, então, detalhar a trajetória de exumação e taxa de resfriamento do sistema estudado através desse mineral (e.g. Davis, 1997; Kylander-Clark et al., 2008; Luvizotto e Zack, 2008; Xia et al., 2013; Smye and Stockli, 2014).

Com base no particionamento Hf/Zr em diferentes minerais, Bea et al. (2006) demonstram que o crescimento de fases portadoras de Zr durante a fusão parcial não aumenta a quantidade de Zr no melt, mas sim a capacidade de assimilação de zircão, que tende a desaparecer mais rapidamente do protólito ou do fundido segregado. A presença desses minerais teria pequeno efeito no geotermômetro de zircão, resultando em temperaturas superiores entre 20 e 30 °C em rochas metaluminosas, além de reduzir a quantidade de Zr disponível no melt e, conseqüentemente, a temperatura para precipitação deste mineral, gerando

texturas diversas e de difícil interpretação. Em rochas metamórficas de alto grau, os padrões de zoneamento gerados por particionamento dos reservatórios de ETR podem ser ainda mais complexos e difíceis de amostrar, resultando em idades discordantes provenientes da amostragem indiscriminada de zonas crescidas em eventos distintos.

Tendo em vista essas peculiaridades e o problema a ser trabalhado, o ideal é que o método de quantificação adotado tenha resolução espacial adequada para amostragem dos distintos domínios composicionais, geralmente evidenciados por catodoluminescência, sendo mais eficiente a abordagem via microsonda iônica de alta resolução (SHRIMP) ou LA-ICP-MS com multicoletores em relação aos espectrômetros tipo quadrupolo, por exemplo (Johnston et al., 2008; Kröner et al., 2014).

Adicionalmente, a utilização de sistemas isotópicos complementares, como o índice de diferenciação dado pelo sistema Lu-Hf, por exemplo, pode ser aliada para o detalhamento do histórico de residência crustal de um dado sistema (e.g. Kinny e Maas, 2003; Hawkesworth e Kemp, 2006; Matteini et al., 2010). Junto à análise do padrão de fracionamento de elementos traço, principalmente dos ETR, essa abordagem pode ajudar a identificar e caracterizar os possíveis eventos recordados pelo registro geocronológico das populações de zircão (e.g. Hoskin and Ireland, 2000; Belousouva et al., 2002; Rubatto and Hermann 2007).

2.4 Modelagem Metamórfica no Oeste do Sistema Andrelândia

No segmento oeste do Sistema de *Nappes* Andrelândia, a variação composicional das unidades estudadas, o intenso grau de deformação e as altas condições de metamorfismo, com geração e migração de fundido ao longo das estruturas, são obstáculos importantes para a reconstrução da evolução petrogenética das rochas em questão. Assim, a ocorrência de domínios *sub* e *suprasolidus* nas rochas pelíticas da *nappe* Liberdade ocidental (amostras IC01 e IC03), contrastando feições locais de equilíbrio em fácies anfibolito superior, apesar da composição química regionalmente mais homogênea em comparação às rochas da *nappe* Três Pontas-Varginha, representa um potencial favorável para a modelagem metamórfica da área de estudo.

Rutilo + cianita + granada + biotita + plagioclásio + leucossoma compõem a paragênese principal dessas rochas, cujo equilíbrio é modelado através do cálculo de pseudosseções em diversos sistemas químicos, apresentados nos artigos dos apêndices IV e V. Além disso, utiliza-se a composição de domínios pré-, sin e tardi-cinemáticos em cristais de granada como referências de contemporaneidade para a datação U-Pb em zircão e monazita. As relações

petrográficas entre os minerais são exploradas através do mapeamento e datação *in situ* de seções delgadas. As assinaturas isotópicas e de elementos-traço foram obtidas simultaneamente via MC-LA-ICPMS, em amostras com fusão ausente ou limitada, fusão pervasiva com leucossoma *in situ* e fusão pervasiva com leucossoma *in source* (detalhes metodológicos disponíveis no apêndice IV – *Supplemental File S1* e no apêndice V).

De forma geral, a assinatura de Elementos Terras-Raras (ETR) nos distintos contextos anatéticos e texturais permite identificar pelo menos três processos: 1) cristalização de granada pré-cinemática enriquecida em ETR pesados, registro da incorporação preferencial desses elementos sem competição de outras fases; 2) crescimento de granada inter- a sin-cinemática sem fracionamento de ETR pesados, compatível com equilíbrio de fases potencialmente competidoras; e 3) empobrecimento em ETR pesados e concentração de ETR médio-pesados em granada sin- a tardi-cinemática, sugerindo reequilíbrio com sequestro desses elementos pelas demais fases assimiladoras.

O particionamento de ETR pesados observado em zircão e monazita sugere progressão da temperatura durante a geração da foliação principal, em equilíbrio com granada sin-cinemática, e resfriamento nos estágios finais de sua evolução, marcado pela reabsorção deste mineral sobretudo nos domínios com retenção de fundido. A geoquímica mineral aponta, ainda, a influência de rutilo e apatita nas relações de equilíbrio de zircão e monazita. Sillimanita intersticial e discordante da foliação principal registra estágios tardios de cristalização sob decompressão. As relações descritas indicam um processo metamórfico de longa duração, com progressão metamórfica desde ca. 680 Ma, pico entre 650 e 630 Ma e retrogressão entre ca. 610 e 560 Ma.

Raros cristais de zircão datados em torno de 520 Ma, cujo significado geológico ainda não é claro, apresentam sinais de coexistência com estágios finais do (re)equilíbrio de granada. Essas idades de metamorfismo são compatíveis com as reportadas para a unidade estudada ao longo do sistema de *nappes*, mas a restrição das condições de pico metamórfico e individualização das trajetórias progressiva, retrógrada e de um possível evento de sobreposição gerado pela interferência do Orógeno Ribeira, a leste, são temas que carecem maior detalhamento.

Estes dados são apresentados e discutidos no apêndice IV, na forma de artigo em fase de submissão para o periódico *Precambrian Research*. O trabalho aponta para o registro de continuidade entre os processos de aquecimento e resfriamento que geram e/ou modificam

granada, zircão e monazita, e gravam distintas assinaturas composicionais nestes minerais ao longo do ciclo metamórfico. No apêndice V, o artigo em fase de submissão para o periódico *Lithos*, detalha as relações de equilíbrio termodinâmico nas rochas estudadas, bem como sua influência para o registro geocronológico da monazita, tardia em relação ao zircão.

3 DISCUSSÃO

3.1 Estruturas Regionais e Migração de Fundido no Sistema Andrelândia ocidental.

Além do caráter predominante sub-horizontal da estrutura principal da unidade Santo Antônio, e dos indicadores cinemáticos que suportam a vergência para leste (Batista, 2011, 2015;), a análise estrutural sistemática da região de Três Corações sugere rotação da estrutura principal no sentido horário rumo à frente local leste da *nappe* Liberdade (IC01, mergulho predominante NW; Apêndice III). Ocorre também a intensificação do mergulho SE da foliação em direção a oeste (IC03), enfatizado pelas segregações de leucossomas subparalelos e discordantes em relação à estrutura principal (Apêndice III).

O volume de leucossoma está ligado à variação composicional da sequência metassedimentar e também ao aumento da temperatura de pico em direção à parte ocidental da *nappe* Liberdade (Batista, 2011, 2015). A alternância de subdomínios ricos e pobres em leucossoma, com segregação de fundido em micro e meso-escala ligada às microestruturas de vergência oposta ao transporte regional (ou seja, para oeste, rumo ao topo da estrutura) suporta a segregação de fusão através de uma rede multi-escalar de drenagem e transferência ao longo e através das camadas (como exemplificado por Sawyer, 2001). Essa transferência de fundido poderia engatilhar a fusão parcial de camadas adjacentes (e.g. Weinberg e Hasalová, 2015), como sugerido para as rochas metamáficas na região de Três Pontas e pela associação do início da fusão a veios de quartzo contidos na unidade Santo Antônio (Batista 2011, 2015).

O intervalo de datas de zircão e idades metamórficas vistas através da abordagem petrocronológica permite a vinculação dos modelos de metamorfismo de longa duração (Campos Neto et al., 2011; Frugis et al., 2018; Reno et al., 2012, 2010, 2009) e interferência (e.g. Coelho et al., 2017; Hackspacher et al., 2004; Trouw et al., 1994, 2013) através de uma possível herança de enfraquecimento estrutural relacionado à anatexia para a instalação da Zona de Cisalhamento de Três Corações.

3.2 Equilíbrio De Fases Acessórias: Fácies Granulito *Versus* Anfibolito

Neste trabalho, a datação isotópica de zircão e monazita associada à geoquímica mineral e de rocha total em domínios diversos de migmatitos de fácies anfibolito e granulito mostra que

a diferença de composição, temperatura e pressão resulta em processos distintos no controle da estabilidade dos minerais acessórios.

Em semipelitos de fácies anfíbolito, o menor volume de fusão e condições P-T moderadas permitem o registro prolongado e contínuo de múltiplos estágios de equilíbrio do zircão, com episódios de recristalização e crescimento durante as trajetórias progressiva, de pico metamórfico e retrógrada. Nessas rochas, o alto conteúdo de fósforo e limitações no reservatório de elementos terras-raras estabiliza fases acessórios como apatita e allanita em detrimento da monazita no metamorfismo progressivo. Este mineral se estabiliza, então, na trajetória retrometamórfica, em presença de xenotímio, através da cristalização do fundido saturado em LREE e após a desestabilização de ralos composicionais como a allanita.

Em fácies granulito e composições pelíticas, o grande volume de fundido aliado à alta temperatura do sistema favorece o desaparecimento de registros intermediários da evolução metamórfica, homogeneizados durante a retrogressão. A migração de fundido entre camadas aumenta a difusão local ao longo do sistema, mas o contraste composicional ajuda a traçar os diversos estágios metamórficos registrados pela sequência. Como exemplo, observa-se o *reset* parcial nos cianita granulitos da nappe Três Pontas-Varginha, cujo fundido dispara a fusão parcial e formação de zircão *soccer ball* nas rochas metamáficas associadas (Figura 20).

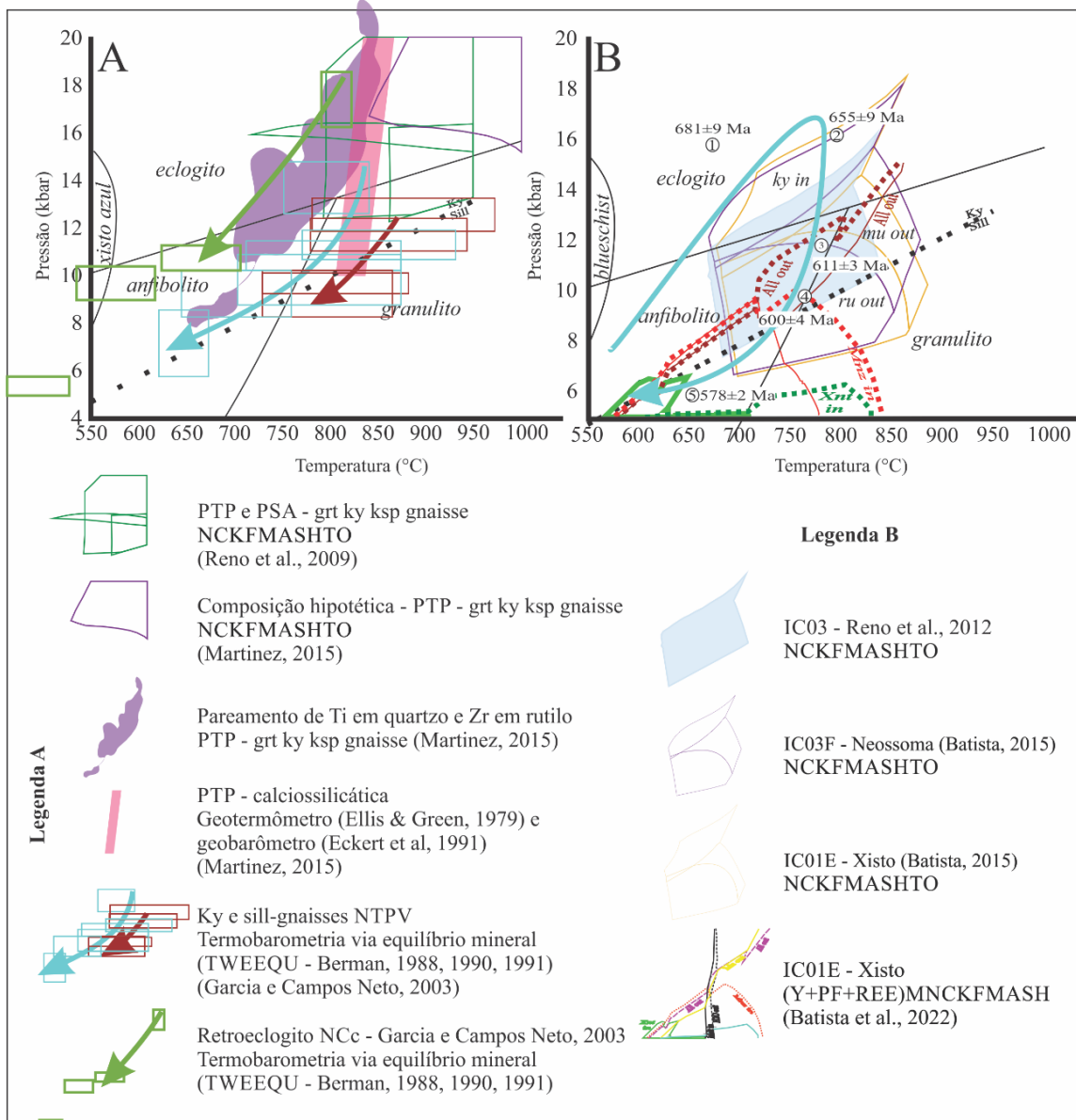


Figura 21 – Trajetória metamórficas no sistema Andrelândia Ocidental. (A) Trajetórias PT para rocha metamáfica eclogítica da *nappe* Carmo da Cachoeira (seta verde) e cianita (seta azul) – sillimanita (seta vermelha) - granada granulitos da *nappe* Três Pontas-Varginha. Esta evolução é datada entre 650 e 600 Ma pela relação entre os zircões metamórficos de domínios composicionais pelítico e máfico da Pedreira de Três Pontas (vide capítulo 1). (B) Campos de equilíbrio das paragêneses de pico metamórfico descrita para os pelitos da *nappe* Liberdade Ocidental (unidade Santo Antônio). A seta azul indica trajetória horária com metamorfismo progressivo em equilíbrio com granada desde 680 Ma, e pico metamórfico entre 650 e 620 Ma atrás. Nestas rochas, a granada é retrógrada, condicionada pela quebra de fases competidoras por ETR, como a allanita (vide apêndices IV e V).

3.3 Implicações Regionais

Através da modelagem unidimensional do fluxo geotérmico no Criogeniano, a comparação do registro isotópico nesses dois tipos de sistema permite detalhar os processos de metamorfismo vigentes no extremo sul do Orógeno Brasília. Nos metassedimentos analisados, a associação textural de zircão, monazita e xenotímio com os campos de equilíbrio termodinâmico e a evolução hipotética do fluxo termal baseado em valores médios de produção térmica há 650 Milhões de anos suporta a possibilidade de metamorfismo regional contínuo por mais de 100 milhões de anos, com prolongada convergência (>680-610 Ma) sucedida por movimentação lateral possivelmente por mudanças reológicas e de nível crustal (610-560 Ma). Um modelo esquemático de evolução geológica a partir dessas relações é apresentado na figura 22.

No sistema Andrelândia ocidental, o aumento da fusão e desenvolvimento da estrutura migmatítica e das temperaturas metamórficas é concordante com aumento da profundidade crustal rumo oeste no Orógeno Brasília mais meridional (e.g. Mota et al., 2017). Na *nappe* Liberdade, a rotação da estrutura principal no sentido horário pode indicar a zona de cisalhamento de Três Corações (TCSZ) uma marca da transição do regime acrescionário para lateral, de deformação dúctil para rúptil ao longo da exumação para níveis crustais mais rasos.

A ruptura de estruturas de cavalgamento (por exemplo, a sutura de Alterosa) pela TCSZ registra essa mudança na dinâmica tectônica, e é datada como evidência da zona de interferência do orógeno Ribeira (Trouw *et al.*, 2013, Motta *et al.*, 2017; vide apêndice II – Revisão Bibliográfica). Essa interpretação sobrepõe as idades de zircão e monazita relatadas neste trabalho. Entretanto, considerando o modelo aqui proposto, a geração de corpos leucograníticos (neste caso, tonalíticos), a presença de silimanita ou a mudança de regime tectônicos observados não exigem necessariamente uma fonte de calor externa (por exemplo, Coelho *et al.*, 2017b). Por outro lado, não se pode excluir a possibilidade de recristalização cambriana de zircão, evidenciada por raros cristais xenomórficos entre ~520 e 500 Ma, que poderia ser desencadeada por fluido e reativação da zona de cisalhamento pela atividade do Orógeno Ribeira Central, a leste.

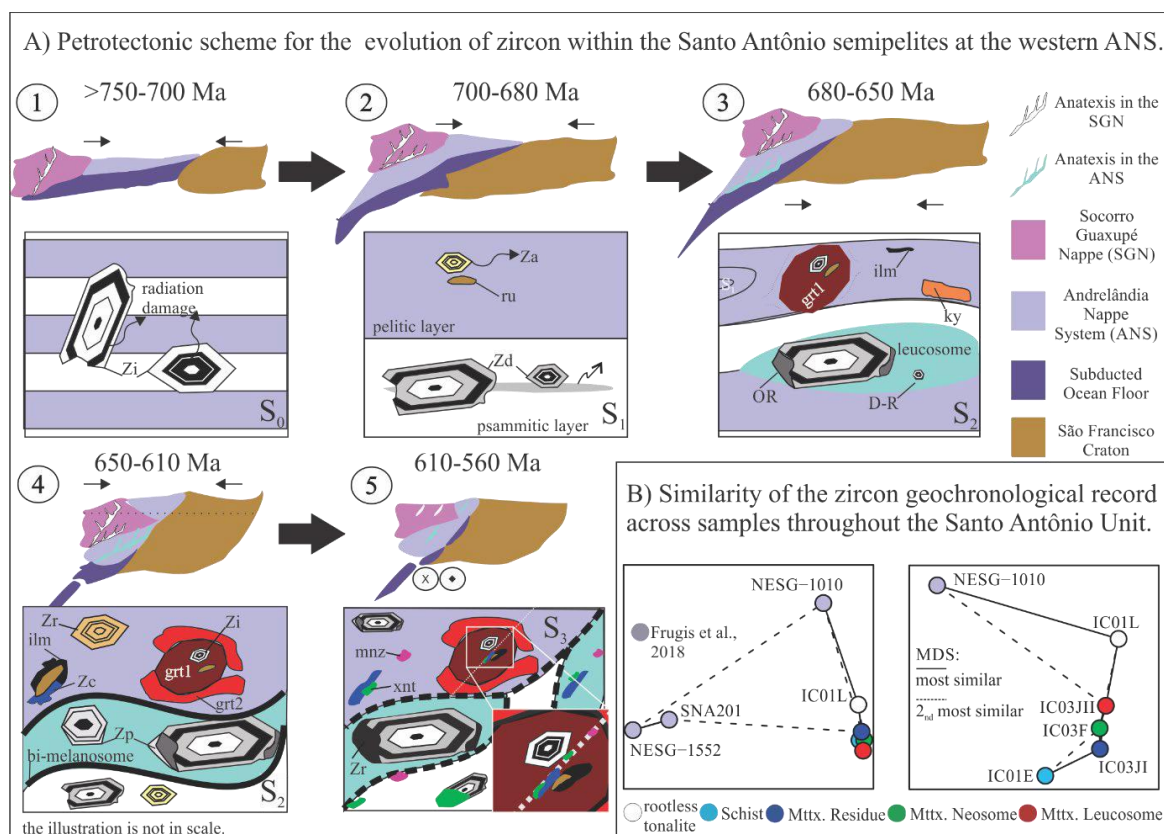


Figura 22 – (A) Proposta de esquema petrotectônico com base na evolução de zircão e monazita na unidade Santo Antonio. (A1) Deposição e rápido soterramento de pelo menos duas morfologias de zircão (prismas longos e curtos) expostos a dano por radiação (aumentado em micro-domínios ricos em U) contrabalanceado por recuperação/*annealing* (Ginster *et al.*, 2019). Zi = zircão detrítico ou herdado. (A2) Recristalização da matriz pelítica e desenvolvimento da foliação paralela ao bandamento composicional do protólito em ambiente de margem ativa (Frugis *et al.*, 2018). A liberação de fluidos aquosos do protólito sedimentar pode ter intensificado o lixiviamento de domínios danificados de zircão, gerando distúrbio no sistema U-Pb (*e.g.* Hay e Dempster, 2009), em contrapartida ao processo de *annealing*. Zd = zircão perturbado. Za = zircão recuperado. (A3) Desenvolvimento da granada (Grt1) em equilíbrio com rutilo, que pode ter origem detrítica. A segregação de veios de quartzo é seguida por fusão hidratada no contato entre os domínios composicionais, principalmente nas bordas de veios de quartzo e em domínios ricos em plagioclásio (Batista, 2011, 2015). A interação zircão-fundido promove processos de dissolução e reprecipitação (Geisler *et al.*, 2007), que, aliada a distribuição de tamanhos dos cristais, pode resultar no consumo de cristais menores (domínios subsaturados) e sobrecrecimento nos cristais maiores (crescimento tipo *Ostwald ripening*, Nemchik *et al.*, 2001). OR = zircão formado por *Ostwald ripening*. D-R = zircões pequenos, expostos a processos de dissolução/reprecipitação. (A4) Início da decompressão (*slab breakoff*?) e manutenção das temperaturas de pico até a desestabilização de muscovita e rutilo, gerando aumento de volume, saturação e migração do fundido. Granada (Grt2) cresce empobrecida em Mg e ETRP, possivelmente por causa do desenvolvimento de melanossoma de biotita, além do crescimento contemporâneo de ilmenita e zircão às expensas de rutilo. O zircão recuperado atinge total recristalização nos domínios lepidoblásticos (residuais). Reprecipitação ocorre nas bordas de zircão maiores e mais velhos nos domínios ricos em fusão. Zr = zircão recristalizado. Zp = zircão precipitado. Zc = zircão cristalizado. (A5) Equilíbrio de monazita e xenotímio nas texturas tardi- S₂, ao longo da clivagem espaçada S₃ e em fraturas de granada, registro da transição rúptil- dúctil, possivelmente induzida pela cristalização dos fundidos ao longo da trajetória de resfriamento. xmt = xenotímio. Mnz = monazita. Muscovita reequilibra com porfiroblastos neste estágio final. (B) Comparação do *dataset* U-Pb de zircões da unidade Santo Antônio neste estudo e em exemplares do leste do sistema (Frugis *et al.*, 2018). As amostras reportadas como um único *dataset* no sistema leste, apresentam dissimilaridade interna para o registro geocronológico da amostra NESG-1010, que por sua vez, é similar ao *dataset* das amostras estudadas aqui. Este comportamento suporta a possibilidade de particionamento causado por fusão parcial. MDS = *Multi Dimensional Scaling*: técnica de redução dimensional que utiliza como entrada a matriz de dissimilaridade pareadas (distância estatística dada pelo teste Komogorov-Smirnov - teste KS) de distribuições de idade e produz um mapa no qual amostras similares plotam próximas umas das outras (isoplot R; Vermeesch, 2012, 2013, 2018).

4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Embora tempo seja um conceito relativo, o registro da história humana desde as sociedades primitivas e em continuidade rumo ao presente trouxe à civilização a compreensão de escala, e com ela a possibilidade de quantificação dos fenômenos naturais e sociais. Sendo assim, a definição da escala de tempo geológica e cosmológica em conjuntos de anos (*i.e.*, milhões e bilhões de anos, anos-luz etc.) é relativa à concepção humana de tempo, mas não é subjetiva.

A identificação e quantificação de limitações em cada método geo/petro/termo/cosmocronológico permite maior controle das interpretações obtidas e dos sistemas investigados. Isso significa que não importa como mudará a nossa concepção do tempo no futuro; independentemente, poderemos converter e corrigir eventuais erros com base em parâmetros controláveis e reprodutíveis, como preconiza a Ciência. Resignificamos assim, também, os conceitos e parâmetros relativos de tempo, reflexão cujo impacto filosófico liga novamente o estudo das montanhas a um caráter transcendental.

A reconstrução petrogenética de rochas antigas, principalmente no caso de antigas bacias sedimentares, é um problema que envolve questões múltiplas como o estilo tectônico real, taxas de fluxo térmico, taxa de erosão e mudanças no magmatismo ao longo do tempo, além do grau de preservação posterior, correlacionado às taxas de deformação e metamorfismo, viés preservacional e limitação na obtenção de idades (e.g. Eriksson et al., 2001). Por outro lado, algumas ferramentas geoquímicas, seja em termos de composição de rocha total ou através de análises minerais *in situ*, podem fornecer informações úteis para elucidar a evolução das rochas desde sua deposição, mesmo quando submetidas ao metamorfismo e fusão parcial.

Para a reconstrução petrogenética de migmatitos, além de amostragem significativa dos domínios anatéticos e sua correlação espaço-temporal, é necessária a consideração de domínios locais de equilíbrio e as potenciais fases para a preservação de informações geológicas naquele contexto. Nas rochas do sistema Andrelândia ocidental, as composições ricas em fosfato e o tempo prolongado em equilíbrio *subsolidus* favorecem a recristalização contínua de zircão, principalmente em fácies anfíbolito, restringindo a monazita à cristalização retrógrada no processo de exumação.

Os dados concordam com a construção de uma imponente cadeia orogênica no sistema Brasília Meridional, entretanto o tempo prolongado definido pela cronologia do metamorfismo descrito neste trabalho aponta para afinidades de ambiente acrescionário no sistema

Andrelândia ocidental, representando um setor mais profundo em relação ao sistema de rápida exumação por *channel flow* descrito no setor leste do sistema de *nappes*.

5 REFERÊNCIAS

- Alessio, K. L., Hand, M., Hasterok, D., Morrissey, L. J., Kelsey, D. E., & Raimondo, T. (2020). Thermal modelling of very long-lived (> 140 Myr) high thermal gradient metamorphism as a result of radiogenic heating in the Reynolds Range, central Australia. *Lithos*, 352, 105280.
- Almeida, F. F. M. de., 1977. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências.*, v. 7, (4), p. 349 - 364.
- Alves, W. B. (2014). Sobre a datação por decaimento radioativo. *CONNECTION LINE-REVISTA ELETRÔNICA DO UNIVAG*, (5).
- Andreis, R.R., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P. 1989a. Ciclos deposicionais no Proterozóico das Folhas Barbacena e Divinópolis (setor sul), 1:250.000. I Simpósio de Geologia do Sudeste, boletim de resumos, p. 97-98, RJ.
- Andreis, R.R.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P. 1989b. Caracterização preliminar dos Ciclos Depositionais Proterozóicos do Sudeste de Minas Gerais (Folhas Barbacena e Divinópolis, 1:250.000). I Simpósio de Geologia do Sudeste, boletim de resumos, p. 101.
- Barbosa, O. 1954. Evolution du Geossinclinal Espinhaço. In: International Geological Congress, Argélia, Comptes Rendus, section xiii, 19 e session: 1-37.
- Batista, L. A., 2011. Investigação do início da fusão em rochas semi-pelíticas da fácies anfibolito superior. Monografia de Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Batista, L. A., 2015. Geração e transporte de fundidos em semi-pelitos: modelamento com dados de campo e pseudosseções. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Barth, T. F. (1959). Principles of classification and norm calculations of metamorphic rocks. *The Journal of Geology*, 67(2), 135-152.
- Bea, F., Montero, P., Orte, M., 2006. A LA-ICP-MS evaluation of Zr reservoirs in common crustal rocks: implications for Zr and Hf geochemistry, and zircon-forming processes. *The Canadian Mineralogist*, vol 44, pp. 693-714
- Beckman, V., Möller, C., Söderlund, U., Corfu, J., Chamberlain, K.C., 2014. Metamorphic zircon formation at the transition from gabbro to eclogite in Trollheimen–Surnadalen, Norwegian Caledonides. *Geological Society, London, Special Publications*, 390, 403-424.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I., 2002. Igneous Zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.* 143, 602-622.
- Berman, R.G., 1988. Internally-Consistent Thermodynamic Data for Minerals in the System Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*, vol 29, issue 2, pp 445-522.
- Berman, R.G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, vol 29, pp 833-855.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H., 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil : texto, mapas & SIG. 692 p. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Brasília.
- Brito, A. G. (2007). Mito, Inconsciente, Memória, Imaginário: representações antigas e modernas sobre as montanhas. *Anais do II Colóquio Nacional do Núcleo de Estudos em Espaço e Representações (NEER)*. Salvador, BA.
- Brito, A. G. (2008a). As montanhas e suas representações: buscando significados. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Paraná.
- Brito, A. G. (2008b). As montanhas e suas representações: buscando significados à luz da relação homem-natureza.

- Revista de Biologia e Ciências da Terra, 8(1), 1-20.
- Brown, M., 2006. Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoproterozoic. *Geology*, vol 34, pp.961-964.
- Brown, M., 2007. Metamorphic conditions in orogenic belts: a record of secular change. *International Geology Review*, vol 49, pp.193-234.
- Brown, M., 2008. Characteristic thermal regimes of plate tectonics and their metamorphic imprint throughout Earth history: when did Earth first adopt a plate tectonics mode of behavior? Condie, K., Pease, V.(Eds.), *When Did Plate Tectonics Begin?*, Geological Society of America Special Paper, vol. 440, pp.97-128.
- Brown, M., 2009. Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record.
- Brown, M., 2010. The spatial and temporal patterning of the deep crust and implications for the process of melt extraction. *Philosophical Transactions of the Royal Society, Series A*, vol 368, pp.11-51.
- Brown, M., 2014. The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics. *Geoscience Frontiers*, vol 5, issue 4, pp 553-569.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabo, G.A.J., Vasconcelos, P., 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: Um esboço da colagem Brasileira no sul do cráton do São Francisco, SE - Brasil. *Revista do Instituto de Geociências - USP, Geologia USP, Serie Científica*, 4, 13-40.
- Campos Neto, M.C., Cioffi, C., Renato Moraes, R., Motta, R.G., Siga Jr, O., Basei, M.A.S., 2010. Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: The Carvalhos Klippe example, from the oriental Andreândia Nappe System, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research*, vol 180, issues 3-4, 2010, pp 125-142.
- Campos Neto, M.C., Janasi, V.A., Basei, M.A.S., Siga Junior, O. 2007. Sistema de Nappes Andreândia, setor oriental: Litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências* 37 (4-suplemento), 47-60.
- Campos Neto, M. C., Basei, M. A. S., Janasi, V. A., Moraes, R., 2011. Orogen migration and tectonic setting of the Andreândia nappe system: an Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 393-406.
- Caxito, F. (2017). James Hutton e o Sublime Geológico: A Teoria da Terra entre o Iluminismo e o Romantismo. *Terræ Didática*, 13(3), 235-243.
- Clark, C., Fitzsimons, I.C.W., Healy, D., Harley, S.L., 2011. How does the continental crust get really hot? *Elements*; 7(4): 235–240. <https://doi.org/10.2113/gselements.7.4.235>.
- Cardoso, E. D. M. (2000). Radioatividade. Comissão Nacional de Energia Nuclear-CNEN.
- Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, vol 40, issue 10, pp 875-878.
- Cherniak, D., 2000. Pb diffusion in rutile. *Contrib Mineral Petrol* 139: 198.
- Coelho, M.B., Trouw, R.A.J., Ganade, C.E., Vinagre, R., Mendes, J.C., Sato, K., 2017. Constraining timing and P-T conditions of continental collision and late overprinting in the Southern Brasília Orogen (SE-

- Brazil): U-Pb zircon ages and geothermobarometry of the Andrelândia Nappe System. *Precambrian Research*, vol 292, pp 194-215.
- Connolly, J.A.D., 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters* 236:524-541.
- Connolly, J.A.D., 1990. Multivariable phase-diagrams - an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science* 290:666-718.
- Connolly, J.A.D., 2009. The geodynamic equation of state: what and how. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10:Q10014 DOI:10.1029/2009GC002540.
- Davis, W.J., 1997. U-Pb zircon and rutile ages from granulite xenoliths in the Slave province: Evidence for mafic magmatism in the lower crust coincident with Proterozoic dike swarms. *Geology*, vol 25, issue 4, pp 343-346.
- Davis, D. W., Krogh, T. E., & Williams, I. S. 2003. Historical development of zircon geochronology. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 145-181.
- Dardenne, M.A., 2000. The Brasília fold belt. In: *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro.
- Dasgupta, R., Hirschmann, M. M., & Withers, A. C. 2004. Deep global cycling of carbon constrained by the solidus of anhydrous, carbonated eclogite under upper mantle conditions. *Earth and Planetary Science Letters*, 227(1-2), 73-85.
- de Capitani, C. de & Petrakakis, K., 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95(7), pp. 1006-1016.
- de Wit, M.J., Stankiewicz, J., Reeves, C., 2008. Restoring pan-African-Brasiliano connections: More Gondwana control, less Trans-Atlantic corruption. *Geological Society, London, Special Publications*; 294(1): 399-412. <https://doi.org/10.1144/SP294.20>.
- DiPietro, J. A. (2012). *Landscape evolution in the United States: an introduction to the geography, geology, and natural history*. Newnes.
- Dickin, A.P., 2005. *Radiogenic isotope geology*. Cambridge University Press.
- Dutra, A. Guimarães, F. Carvalho W. 2015. Quanto tempo o tempo tem? Documentário. Netflix.
- Ebert, H. 1968. Ocorrências de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 40 (Supl.): 215-229.
- Ebert, H., 1955. Pesquisa na parte sudeste de Minas Gerais e Polígono das Secas. *Relatório Anual do Diretor-DGM/DNPM*, 79-89.
- Ebert, H., 1956a. Resumo dos resultados obtidos no ano de 1955 no sul do estado de Minas Gerais. *Relatório Anual do Diretor-DGM/DNPM*, 62-81.
- Ebert, H., 1956b. A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. *Relatório Anual do Diretor-DGM/DNPM*, 97-107.
- Ebert, H., 1958. Discordâncias pré-cambrianas em Carandaí, Minas Gerais. *Boletim* 183, DNPM-DGM, Rio de Janeiro, 48 p.
- Ebert, H., 1971. Os Paraibídes entre São João del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibídes e Araxáides. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, Resumo das

Comunicações, 1: 177-178.

- Ebert, H., 1984. Aspectos da geologia da região de São João del Rei - os Paraibides entre São João del Rei e Itapira e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. São Paulo, SBG/Núcleo São Paulo. 114p. (Publicação Especial, n. 12).
- Eckert, J.O. Jr, Newton, R.C. and Kleppa, O.J., 1991. The ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene- plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. *American Mineralogist*, 76, 148-160.
- Ellis, D.J. & Green, D.H., 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contr. Mineral. and Petrol.* 71: 13.
- Engi, M., Lanari, P., Kohn, M.J., 2017. Significant Ages-An Introduction to Petrochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1): 1-12. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.1>
- England, P. C., Molnar, P., & Richter, F. M. 2007. Kelvin, Perry and the Age of the Earth: Had scientists better appreciated one of Kelvin's contemporary critics, the theory of continental drift might have been accepted decades earlier. *American scientist*, 95(4), 342-349.
- Eriksson, P.G., Martins-Neto, M.A., Nelson, D.R., Aspler, L.B., Chiarenzelli, J.R., Catuneanu, O., Sarkar, S., Altermann, W., Rautenbach, C.J.de W., 2001. An introduction to Precambrian basins: their characteristics and genesis. *Sedimentary Geology*, vol 141
- Fairchild, T. R. 2000. A Terra: passado, presente e futuro. *Decifrando a terra*, 493-516.
- Federici, S. 2004. *Caliban and the Witch*. Autonomedia.
- François, C., Pubellier, M., Robert, C., Bulois, C., Jamaludin, S. N. F., Oberhänsli, R., ... & St-Onge, M. R. 2021. Temporal and spatial evolution of orogens: a guide for geological mapping. *Episodes Journal of International Geoscience*. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2021/021025>.
- Ferry, J. & Watson, E. B. (2007) New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, doi.10.1007/s00410-007-0201-0.
- Foley, S. F., & Pintér, Z. (2018). Primary melt compositions in the Earth's mantle. In *Magma Under Pressure* (pp. 3-42). Elsevier.
- Froude, D.O., Ireland, T.R., Kinny, P.D., Williams, I.S., Compston, W., Williams, I.R., Myers, J.S., 1983. Ion microprobe identification of 4,100-4,200 Myr-old terrestrial zircons. *Nature*, vol 304, pp 616-618.
- Frugis, G.L., Campos Neto, M.C., Lima, R.B., 2018. Eastern Paranapanema and southern São Francisco orogenic margins: Records of enduring Neoproterozoic oceanic convergence and collision in the southern Brasília Orogen. *Precambrian Research*; 308: 35–57. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.02.005>.
- Fuck, R.A., Brito Neves, B.B., Schobbenhaus, C., 2008. Rodinia Descendants in South America, *Precambrian Research*, 160, p108-126.
- Ganade de Araujo, C.E., Rubatto, D., Hermann, J., Cordani, U.G., Caby, R., Basei, M.A.S. 2014a. Ediacaran 2,500-km-long synchronous deep continental subduction in the West Gondwana Orogen. *Nature Communications*; 5: 5198. <https://doi.org/10.1038/ncomms6198>.
- Ganade de Araujo, C.E., Weinberg, R.F., Cordani, U.G., 2014b. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): A two-stage Neoproterozoic collision process. *Terra Nova*; 26(2): 157–68. <https://doi.org/10.1111/ter.12084>.

- Garcia, M.G.M., Campos Neto, M.C., 2003. Contrasting metamorphic conditions in the Neoproterozoic collision-related nappes south of Sao Francisco Craton, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*; 15(8): 853-870. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00147-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00147-5).
- Geisler, T., Schaltegger, U., Tomaschek, F., 2007. Re-equilibration of Zircon in Aqueous Fluids and Melts. *Elements*; 31(3): 43–50. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.43>.
- Gengo, R. M., Santos, C. A., Moraes, R., & Szabó, G. A. J. 2022. O uso de pseudosseções em Petrologia Metamórfica: conceitos básicos e aplicações, com ênfase em pelitos. *Geologia USP. Série Científica*, 22(1), 21-38.
- Ginster, U., Reiners, P.W., Nasdala, L., Chanmuang, N.C., 2019. Annealing kinetics of radiation damage in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; 249: 225–246. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.01.033>.
- Goncalves, P., Williams, M. & Jercinovic, M., 2015. Electron-microprobe age mapping of monazite. *American Mineralogist*, 90(4), pp. 578-585.
- Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Teixeira, W., Dantas, E.L., Ebert, H.D., Trouw, R.A.J., Vasconcelos, P., 2004. Final stages of the Brasiliano Orogenesis in SE Brazil: U–Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar evidence for overprinting of the Brasília Belt by the Ribeira Belt Tectonics. *Journal of the Virtual Explorer*; 17. <http://hdl.handle.net/11449/68016>.
- Harrison, T.M., Aikman, A., Holden, P., Walker, A.M., McFarlane, C., Rubatto, D., Watson, E.B., 2005. Testing the Ti-in-zircon thermometer. AGU Fall Meeting Abstracts.
- Hay, D. C., & Dempster, T. J., 2009. Zircon behaviour during low-temperature metamorphism. *Journal of Petrology*, 50(4), 571-589. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp047>.
- Heilbron M., Mohriak W. Valeriano C.M., Milani E., Almeida J.C.H., Tupinambá M. 2000. From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil. In: Talwani & Mohriak (eds) *Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 115:1-34.
- Hodges, K. 2013. Thermochronology in orogenic systems. In *The Crust* (pp. 281-308). Elsevier Inc.
- Holland, T. J. B., Powell, R., 2011. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of Metamorphic Geology*, vol 29, issue 3, pp 333-383. Blackwell Publishing Ltd.
- Holland, T.J.B., Powell, R., 1998. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 309-344.
- Holland, T. J. B., Powell, R., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2. Data and results. *Journal of Metamorphic Geology*, vol 3, issue 4, pp343-370. Blackwell Publishing Ltd.
- Hoskin, P.W.O., Ireland, T.R., 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*; 28 (7): 627-630.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; 53 (1): 27-62.
- Jaffey, A. H., Flynn, K. F., Glendenin, L. E., Bentley, W. C., Essling, A. M., 1971. Precision Measurement of Half-Lives and Specific Activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Phys. Rev. C*, vol 4, issue 5, pp 1889-1906. American Physical Society.
- Johnston, S., Gehrels, G., Valencia, V., Ruiz, J., 2008. Small-volume U-Pb zircon geochronology by laser ablation - multicollector - ICP - MS. *Chemical Geology*; 259(3-4), pp 218-229.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., 2014. Growth and Differentiation of the Continental Crust from Isotope Studies of Accessory Minerals-4.11.

- Kinny, P.D., Maas, R., 2003. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol 53, pp 327-341.
- Kooijman, E., Mezger, K., Berndt, J., 2010. Constraints on the U-Pb systematics of metamorphic rutile from in situ LA-ICP-MS analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, vol 293, issues 3-4, pp 321-330.
- Kosler, J., Sylvester, P.J., 2003. Present Trends and the Future of Zircon in Geochronology: Laser Ablation ICPMS. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; 53 (1): 243-275.
- Kröner, A., Wan, Y., Liu, X., Liu, D., 2014. Dating of zircon from high-grade rocks: Which is the most reliable method? *Geoscience Frontiers*; 5 (4): 515-523.
- Kuster, K., Ribeiro, A., Trouw, R.A.J., Dussin, I., Marimon, R.S., 2020. The Neoproterozoic Andrelândia group: Evolution from an intraplate continental margin to an early collisional basin south of the São Francisco craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*; 102: 102666. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102666>.
- Kylander-Clark, A.R.C., Hacker, B.R., Mattinson, J.M., 2008. Slow exhumation of UHP terranes: titanite and rutile ages of the Western Gneiss Region, Norway. *Earth Planet. Sci. Lett.* 272, 531–540.
- Lambert, I. B., & Wyllie, P. J. 1968. Stability of hornblende and a model for the low velocity zone. *Nature*, 219(5160), 1240-1241.
- Li, X., Liu, X., Liu, Y., Su, L., Sun, W., Huang, H., & Yi, K. 2015. Accuracy of LA-ICPMS zircon U-Pb age determination: An inter-laboratory comparison. *Science China Earth Sciences*, 58(10), 1722-1730. (Kemp, 2014)
- Luvizotto, G.L., Zack, T., 2009. Nb and Zr behavior in rutile during high-grade metamorphism and retrogression: An example from the Ivrea-Verbano Zone. *Chemical Geology*, vol 261, issues 3-4, pp 303-317.
- Mann, U., & Schmidt, M. W. (2015). Melting of pelitic sediments at subarc depths: 1. Flux vs. fluid-absent melting and a parameterization of melt productivity. *Chemical Geology*, 404, 150-167.
- Martins, M. L. 2014a. A marcha do café no Sul de Minas, décadas de 1880-1920: Alfenas, Guaxupé, Machado e Três Pontas. *Revista Territórios e Fronteiras*, 7(1), 287-320.
- Martins, M. L. 2014b. As paisagens do passado no Sul de Minas: os ambientes no município de Alfenas e seu entorno (décadas de 1870-1920). *Revista de História Regional*, 19(1).
- Martinez, R.B., 2015. Avaliação de métodos para cálculo e inferência de condições P-T em rochas da fácies Granulito: investigação das rochas das nappes Três Pontas-Varginha e Socorro-Graxupé. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo.
- Mezger, K., Hanson, G.N., Bohlen, S.R., 1989. U-Pb systematics of garnet: dating the growth of garnet in the late Archean Pikwitonei granulite domain at Cauchon and Natawahunan Lakes, Manitoba, Canada. *Contr. Mineral. and Petrol.* 101: 136.
- Middlemost, E. A. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-science reviews*, 37(3-4), 215-224.
- Motta, R.G., Moraes, R., 2017. Pseudo- and real-inverted metamorphism caused by the superposition and extrusion of a stack of nappes: a case study of the Southern Brasília Orogen, Brazil. *International Journal of Earth Sciences*; 106: 2407–2427. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1436-7>.
- Motta, R. G., de Moraes, R., Trouw, R. A. J. Campos Neto, M. C. 2010. Reconstrução e comparação de trajetórias PT no sistema de Nappes Andrelândia, sul da Faixa Brasília, MG. *Geologia USP. Série Científica*,

10(3), 79-96.

- Motta, J.G., Morales, N., Malagutti Filho, W., 2017. Geophysical perspective on the structural interference zone along the Neoproterozoic Brasília and Ribeira fold belts in West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*; 47: 3–19. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720160144>.
- Muench, O. B. 1950. Determining geologic age from radioactivity. *The Scientific Monthly*, v. 71, n. 5, p. 298-301, 1950.
- Nemchin, A. A., Giannini, L. M., Bodorkos, S., & Oliver, N. H. S., 2001. Ostwald ripening as a possible mechanism for zircon overgrowth formation during anatexis: theoretical constraints, a numerical model, and its application to pelitic migmatites of the Tickalara Metamorphics, northwestern Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(16), 2771-2788. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00622-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00622-6).
- Nier, A. O. 1938. Variations in the relative abundances of the isotopes of common lead from various sources. *Journal of the American Chemical Society*, 60(7), 1571-1576.
- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis, R. R., Trouw, R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intra- plate continental margin, southern Brasília belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 30: 200-202.
- Parrish, R.R., 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1990, 27(11): 1431-1450.
- Pimentel, M.M., 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: A geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*; 46: 67–82. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150004>.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*; 20: 375–379. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2).
- Portuguez, A. P., & Wolf, M. I. 2020. Serra do corpo-seco, Ituiutaba-MG O lugar, a assombração e o mito popular a partir da geografia das representações. *Brazilian Journal of Development*, 6(1), 1421-1475. Martins, 2014
- Powell, R., Holland, T.J.B., 1988 An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3: application methods, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology* 6, 173-204.
- Powell, R., Holland, T.J.B., 2008. On Thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 155-179.
- Powell, R., Holland, T. J. B., White, R., 2009. Thermocalc short-course: Prague. 20-23 July. Notas de aula disponíveis em <http://www.metamorph.geo.uni-mainz.de/thermocalc/index.html>.
- Reno, B.L., Brown, M., Kobayashi, K., Nakamura, E., Piccoli, P.M., Trouw, R.A.J., 2009, Eclogite-high-pressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the Southern Brasília Belt, Brazil, *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 166, 2009, pp. 1013-1032.
- Reno, B.L., Brown, M. & Piccoli, P.M., 2010. ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronology of high-pressure granulite nappes in the Southern Brasília Belt, Brazil: implications for nappe exhumation. *American Journal of Science*; 310, 1294–1332.
- Reno, B.L., Piccoli, P.M., Brown, M. e Trouw, R.A.J., 2012. In situ monazite (U-Th)- Pb ages from the Southern Brasília Belt, Brazil: constraints on the the hgh- temperature retrograde evolution of HP granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, doi:101111/ j.1525-1314.2011.00957.
- Ribeiro, A., Paciullo, F. V. P., Andreis, R. R., Trouw, R. A. J., Heilbron, M., 1990. Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton do São Francisco: análise da região de São João dei Rei e Andrelândia, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL, 36., Natal, 1990. Anais..., SBG, 6: 2605-2614

- Ribeiro, A., Trouw, R.A.J, Andreis, R.R., Paciullo, F.V.P., Valença J.G. 1995. Evolução das bacias Proterozóicas e o termo-tectonismo Brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 25: 235- 248.
- Rocha, B.C., Morae, R., Möller, A. Cioffi, C.R., Jercinovic, M.J., 2016. Timing of anatexis and melt crystallization in the Socorro–Guaxupé Nappe, SE Brazil: Insights from trace element composition of zircon, monazite and garnet coupled to U-Pb geochronology. *Lithos*, 277; 337-355.
- Rubatto, D., Hermann, J., 2007. Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks. *Chemical Geology*, vol 241, issues 1-2, pp 38-61.
- Rybach, L. (1971). *Radiometric Techniques*. In: Wainerdi, R.E., Uken, E.A. (eds) *Modern Methods of Geochemical Analysis. Monographs in Geoscience*. Springer, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/978-1-4684-1830-9_10.
- Sagan, C. 1980. *Cosmos*. Tradução de Maria Auta de Barros et al. Lisboa. 2001. Gradiva, 332-336.
- Samivel. *La Montagne des Mythes et des Légendes*. In: HERZOG, M. et al. *La montagne*. Paris: Larousse, 1956. P. 18-56.
- Santos, L.P. 2004. *Trajatórias metamórficas de ambientes colisionais: Domínios frontais das nappe Aiuruoca- Andrelândia e Lima Duarte, borda sul do Cráton do São Francisco, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 90 p.
- Sawyer, E.W., 2008. *Atlas of Migmatites*. Canadian Science Publishing; (9). <https://doi.org/10.1139/9780660197876>.
- Sawyer, E.W., 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*; 19(3): 291–309. <https://doi.org/10.1046/j.0263-4929.2000.00312.x>.
- Schmitz, M.D., Kuiper, K.F., 2013. High-Precision Geochronology. *Elements*: 9 (1): 25-30.
- Schoene, B., 2014. U-Th-Pb geochronology. *Treatise of Geochemistry*, 2nd ed., pp. 341-378, Elsevier, Oxford, U. K.
- Smye, A.J., Stockli, D.F., 2014. Rutile U-Pb age depth profiling: A continuous record of lithospheric thermal evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, vol 408, pp 171-182.
- Spandler, C., Yaxley, G., Green, D. H., & Rosenthal, A. 2008. Phase relations and melting of anhydrous K-bearing eclogite from 1200 to 1600 C and 3 to 5 GPa. *Journal of Petrology*, 49(4), 771-795.
- Spear, F.S., Pyle, J.M., 2002. Apatite, Monazite, and Xenotime in Metamorphic Rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48 (1): 293-335.
- Tatsumoto, M., Unruh, D.M., Patchett, P.J., 1981. U-Pb and Lu-Hf systematics of Antarctic meteorites. *Memoirs of National Institute of Polar Research*. Special issue. National Institute of Polar Research.
- Ten, V. Winstanley-Chesters, R. 2020. New Goddesses on Mt. Paektu: Transformation, Myth and Gender in Korean Landscape. In: *Paektu: Transformation, Myth and Gender in Korean Landscape* (December 24, 2020).
- Thorne, J. Satrapi, M. 2019. *Radioactive*. Filme biográfico baseado na novela gráfica de Lauren Redniss (2010). Working Title Films e Shoebox Films.

- Tomkins H.S., Powell R., Ellis D.J., 2007. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *J Metamorph Geol* 25: 703- 713.
- Trouw, R.A.J, Paciullo, F. V. P., Ribeiro, A., 1994. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 38 (3): 234-235.
- Trouw, R.A.J., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C.C., Fontainha, M., Kussama, H.H., 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*; 48: 43–57. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.012>.
- Valeriano, C.M., 2017. The Southern Brasília Belt. *In: Heilbron, M., Cordani, U., Alkmim, F.F., eds. São Francisco Craton, Eastern Brazil. Regional Geology Reviews. Springer, Cham.* https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_10.
- Valeriano, C.M., Dardenne, M.A., Fonseca, M.A., Simões, L.S.A., Seer, H.J., 2004a. A evolução tectônica da Faixa Brasília. *In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.R., Brito Neves, B.B, eds. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida., Beca, São Paulo., p. 575–92.*
- Valeriano, C.M., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C.S., Seer, H.J., Simões, L.S.A., 2004b. U–Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*; 130(1-4): 27-55. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.10.014>.
- Vermeesch, P., 2012. On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology*; 312–313:190–194. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.021>.
- Vermeesch, P., 2013. Multi-sample comparison of detrital age distributions. *Chemical Geology*; 341:140–146. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.01.010>.
- Vermeesch, P., 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*; 9(5): 1479-1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>.
- Vry, J.K., Baker, J.A., 2006. LA-MC-ICPMS Pb-Pb dating of rutile from slowly cooled granulites: Confirmation of the high closure temperature for Pb diffusion in rutile. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol 70, Issue 7, pp 1807-1820.
- Watson, E. B., Wark, D. A. & Thomas, J. B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151, 413-433.
- Weinberg, R.F., Hasalová, P., 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos*; 212–215: 158–188. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.021>.
- Wetherill, G.W., 1956. Discordant uranium-lead ages. *Transactions American Geophysical Union*, vol 37, issue 3, pp 320-326.
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B., 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of metamorphic Geology*, vol 25, ed 5, pp 511-527.
- White, R., 2009. Thermocalc short-course: Prague. 20-23 July. Notas de aula disponíveis em <http://www.metamorph.geo.uni-mainz.de/thermocalc/index.html>.
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B., Johnson, T.E. Green, E.C.R., 2014. New mineral activity-composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. *Journal of Metamorphic Geology*, vol 32, issue 3, pp 261-286.
- Winstanley-Chesters, R., & Ten, V. 2016. New Goddesses at Paektu Mountain: Two Contemporary Korean Myths. *통일인문학*, 2(1), 151-179.

- Xia, X., Chen, J., Braun, R., Tang, Y., 2013. Isotopic reversals with respect to maturity trends due to mixing of primary and secondary products in source rocks. *Chemical Geology*, vol 339, pp 205-212.
- Zack, T., Moraes, R. & Kronz, A., 2004a. Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148, 471-488.

APÊNDICE I

MATERIAIS E MÉTODOS

1. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste trabalho, a abordagem para execução de modelagem metamórfica de alta resolução nas rochas apresentadas baseia-se na investigação das relações estruturais, texturais e geoquímicas em distintas escalas, partindo da descrição de afloramentos e seções delgadas, esta etapa atualmente em finalização; até a obtenção de mapas composicionais, assinatura isotópica, de elementos-traço e datação *in situ* de minerais texturalmente selecionados.

Por representarem exposições de grande porte e abranger de forma representativa a estratigrafia estudada, os afloramentos tipo escolhidos como alvo dessa investigação foram nove pedreiras situadas nas cidades de Três Pontas (Pedreira de Três Pontas – PTP), Varginha (pedreiras Santo Antônio - PSA, Fazenda Remanso - PR, Aterro Sanitário - IC05 e pedreira abandonada - IC06), Três Corações (pedreiras INCOPE – IC03 e Souza Dias – IC07), Cambuquira (pedreira abandonada – IC01) e Lambari (pedreira abandonada – IC02), além de uma amostra de metagrauvaca da *Nappe* Carmo da Cachoeira, cujo afloramento se dá às margens do Ribeirão da Serra, na região da Fazenda da Serra, cidade de Carmo da Cachoeira. Além da descrição dos afloramentos tipo, os trabalhos de campo compreenderam também o levantamento de pontos regionais (identificados pela sigla DO + número do afloramento) ao longo das *nappes* estudadas.

Os trabalhos de campo foram realizados em quatro etapas: I) 15 a 16 de abril de 2016 – coleta de dados estruturais nas pedreiras IC01, IC03 e IC07, reconhecimento regional dos granulitos pelíticos da região de Varginha; II) 13 de julho – descrição e amostragem iniciais nas pedreiras de Três Pontas e Santo Antônio; III) 7 a 10 de março de 2017 – detalhamento da descrição e amostragem das pedreiras Três Pontas e Santo Antônio, descrição e coleta na pedreira Fazenda Remanso, pontos regionais nas *nappes* Três Pontas-Varginha e Carmo da Cachoeira; IV) 15 e 16 de julho de 2017 – detalhamento da descrição na pedreira Fazenda Remanso, pontos regionais na *Nappe* Carmo da Cachoeira, e tentativa de visita à pedreira de Lambari (IC02), impossibilitada pela ocorrência recente de acidentes com grandes colmeias de abelhas. Além dos dados obtidos nesses trabalhos, os levantamentos de campo de Batista (2011, 2015) e as descrições de Martinez (2015) e Furquim Junior (2011) foram também utilizados como base da tese em desenvolvimento. A localização dos pontos e orientação geográfica para os trabalhos de campo foram obtidas através do auxílio de Sistema Global de Posicionamento (GPS na sigla em inglês), por meio do equipamento Garmin ETREX™, base cartográfica do IBGE – folhas Lambari, Conceição do Rio Verde, Varginha, Três Corações, Elói Mendes e Ribeirão da Espera, escala 1:50.000 – e por imagens de satélite e mapas disponibilizados por

Google™ e Google Earth™. As fotografias dos afloramentos foram capturadas com câmera digital Nikon Coolpix™. A coleta e tratamento dos dados estruturais, cujas medidas são apresentadas como rumo de mergulho, foi realizada através de bússolas Brunton™ e Clar™ e dos *softwares* Open Stereo™ e Stereonet™.

A coleta sistemática de amostras representativas da variação composicional, estrutural e textural observada nos afloramentos tipo descritos permitiu correlacionar os distintos litotipos através da petrografia e geoquímica, estabelecendo as relações principais de metamorfismo. Para a realização deste estudo foram selecionadas 24 amostras de litotipos distintos das quatro *nappes* para quantificação de elementos maiores, menores e traço (incluindo ETR) em rocha total via FRX e ICP-MS, de forma a viabilizar a estimativa das composições adequadas para o cálculo das pseudosseções e suportar as inferências petrogenéticas assumidas para o modelo metamórfico. Neste mesmo sentido foi realizada a caracterização da química mineral de paragêneses pertinentes via microsonda eletrônica e LA-ICP-MS.

As amostras foram fatiadas, descritas e texturalmente selecionadas para obtenção de seções delgadas. A determinação das paragêneses, seleção de texturas significativas e caracterização do conjunto de minerais acessórios para estabelecimento das relações de equilíbrio metamórfico estão em andamento no Laboratório Microscopia Ótica do IGc-USP. A caracterização química das paragêneses selecionadas foi realizada durante estágio-sanduíche na Universidade de Adelaide (Janeiro a agosto de 2018) ou no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc-USP.

A geoquímica de rocha total para obtenção dos elementos maiores e menores por Fluorescência de Raios X (equipamento Philips, modelo PW2400), e elementos traço via ICP-MS (espectrômetro do tipo quadrupolo, modelo iCAP Q - *Thermo Scientific*) foi realizada nos laboratórios do IGc-USP (dados completos disponíveis no apêndice III). A preparação de amostras para essa finalidade consistiu na seguinte sequência: a) fragmentação com marreta e separação de porções alteradas; b) diminuição da granulação em prensa hidráulica; c) pulverização em moinho de anéis de ágata durante 30 min, resultando em um pó com granulação inferior a 200 *mesh*; c) separação de alíquotas de 7,0g, micronizadas em álcool com cilindros de ágata durante 20min, obtendo-se granulação menor do que 5 μm ; d) secagem em estufa a 60° C durante dois dias; e) adição de 1,4g de cera, homogeneização e prensagem, obtendo-se pastilhas com 40 mm de diâmetro para análise de elementos traço; f) separação (após a moagem) de alíquotas de 1,0g de amostra, com adição de 9,0g de fundente (mistura 4:1 de metaborato de lítio e tetraborato de lítio); g) fusão a temperatura de 1000 °C, resultando, após resfriamento, em discos de vidro com cerca de 40 mm de diâmetro para análise de

elementos maiores e menores. Vinte e quatro litotipos foram selecionados para análise de forma a representar a variação composicional das unidades da forma mais completa possível e durante todo o processo de preparação os equipamentos foram limpos a cada troca de amostra com álcool etílico ou acetona para evitar possíveis contaminações.

Tendo em vista a intenção de caracterização do processo anatético nas rochas representadas nas pedreiras, o processo de amostragem para geocronologia, assinatura isotópica e de elementos traço em zircão, monazita e rutilo foi guiado pela caracterização do neossoma, com ênfase no par leucossoma-resíduo e domínios menos afetados pela fusão nas rochas metassedimentares e metamáficas das *nappes* estudadas. Bolsões tonalíticos engajados na estrutura principal também foram selecionados para análise da extensão de geração de magmas e sua colocação nas *nappes*, além de metagrauvas em fácies anfibolito correlatas à unidade Santo Antônio, totalizando 17 amostras para essa finalidade, cujo preparo foi realizado no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo-USP).

A metodologia de preparo foi definida por Loios (2009): redução da rocha para dimensões de aproximadamente 1 cm em britador de mandíbulas; redução granulométrica graduada em moinho de disco; seleção granulométrica em conjunto de peneiras com malha apropriada para a associação mineral desejada – no caso de monazita, zircão e rutilo entre 0,150 e 0,063 mm, além da fração do pó < 0,063 mm; processamento em Mesa de Wiffley ou mesa de separação, que possui guias/canaletas (*wiffleys*) por onde o material é distribuído por fluxo de água controlado e movimentos horizontais constantes, permitindo a separação dos minerais. O material é coletado em recipientes denominados Caneca 1, onde se depositam os minerais mais densos, e Caneca 2, que retém os minerais de menor densidade. Ambas as canecas são banhadas em álcool e colocadas para secar em lâmpadas infravermelho.

Para separação de monazita, rutilo e zircão ($d > 3,32$) seguem-se os seguintes passos com o concentrado da Caneca 1: eliminação dos resíduos metálicos e minerais de grande sensibilidade magnética, utilizando-se do imã de mão; separação da fração magnética remanescente por separador eletromagnético FRANTZ com inclinação frontal de 10 graus e amperagem de 0,3A; separação dos minerais pesados da fração não magnética em líquidos densos – primeiro bromofórmio ($d = 2,82$) e depois o material pesado resultante em iodeto de metileno ($d = 3,32$); nova separação eletromagnética (FRANTZ) com amperagem de 1,0 A. No material não magnético ocorre a concentração de zircão e rutilo, além de apatita e sulfetos cuja eliminação é realizada com ácido clorídrico e ácido nítrico, respectivamente. A monazita fica retida no material magnético a 1,0 A, sendo encontrada preferencialmente entre 0,4A e 0,6A. A partir

dos concentrados minerais foram selecionados cristais para a montagem de corpos de prova com respectivo imageamento por catodoluminescência/elétrons retroespalhados para seleção dos alvos de análise *via* Quadrupolo e MC - LA - ICP – MS. A análise isotópica e de elementos-traço foram realizadas na Universidade de Adelaide.

A modelagem *PT* foi calculada com o *software* THERMOCALC (Powell e Holland, 1988) com banco de dados termodinâmicos internamente consistente de Holland e Powell (2011), a partir da composição dos metassedimentos da *nappe* Liberdade. Além de pseudosseções construídas *via* THERMOCALC, foram construídos também diagramas com os *softwares* THERIAK-DOMINO e GIBBS. Além de pseudosseções, média *PT* e isopletras composicionais, as condições metamórficas também foram estimadas com os termômetros de Zr em rutilo (*e.g.* Zack *et al.*, 2004a; Tomkins *et al.*, 2007).

A caracterização geoquímica, isotópica e geocronológica associada à modelagem *PT* foi realizada na Escola de Ciências Ambientais e da Terra da Universidade de Adelaide, Austrália, sob supervisão do Prof. Dr. David Kelsey. Trabalhos prévios de modelagem (Batista, 2015; Martinez, 2015; Reno *et al.*, 2009, 2010, 2012) também foram utilizados como informação de base do estudo aqui proposto.

APÊNDICE II

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

1 EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO NO ORÓGENO BRASÍLIA MERIDIONAL

Baseados nos conceitos de estratigrafia de seqüências, Andreis *et. al.* (1989, a, b) e Ribeiro *et. al.* (1990) definiram para o domínio metassedimentar do sul de Minas Gerais os ciclos deposicionais Andrelândia, Tiradentes, Lenheiro e Carandaí. De acordo com estes ciclos, Ribeiro *et. al.* (1995) reconheceram três bacias deposicionais proterozoicas na região: Bacia São João Del Rey (1,8-1,3 Ga), Bacia Carandaí (1,3-1,0 Ga) e Bacia Andrelândia (1,0-0,6 Ga). A Bacia Andrelândia representa margem passiva com associações de litofácies alóctones e autóctones, interpretadas como sucessões fluviais (associação 1); trato de sistema transgressivo associado a rifteamento incipiente com geração de magmatismo básico (associações 2 a 4); turbiditos representando períodos de mar baixo e instalação de geleiras (base da associação 5); e sedimentação pelítica gerada pela subida glacio-eustática do mar (xistos homogêneos do topo da associação 5).

Posteriormente, Paciullo *et al.* (2003) definem a Megassequencia Andrelândia como uma sucessão metassedimentar de idade neoproterozoica dividida por descontinuidade estratigráfica em duas seqüências deposicionais: uma alóctone no topo, e outra basal, autóctone, com rochas meta-ígneas associadas (Figura 1). Nessa abordagem, a Bacia Andrelândia teria sua evolução partindo de rifteamento (associação A1) com geração de proto-oceanos (associações A2 e A6) até estágios de margem continental passiva (associações A3, A4, A5 e A6); o fechamento da bacia se daria em dois estágios colisionais, o primeiro Brasileiro e associado com o desenvolvimento da porção sul da Faixa Brasília e outro posterior relacionado à implantação do Orógeno Ribeira. Do topo para a base os autores reconhecem a seguinte compartimentação: Sequência do Turvo - composta pelas unidades Na6 (biotita-xisto, gnaiss com rochas cálcio-silicáticas e anfíbolito intercalado) e Na5 (biotita-xisto); e Sequência Carrancas, com as unidades Na4 (xisto cinza, quartzito subordinado), Na3 (quartzito com mica verde, xisto), Na2 (paragnaisse, quartzito, xisto, anfíbolito) e Na1 (paragnaisse e anfíbolito), representadas pelas *nappes* Luminárias e São Tomé das Letras, e pela *klippe* Carrancas.

Sob outra perspectiva, o Orógeno Brasília Meridional representaria três domínios tectônicos amalgamados na pilha colisional de *nappes* (Figura 3): arco magmático desenvolvido na margem continental ativa da placa Paranapanema e representado pelas rochas de alto grau metamórfico da *Nappe* Socorro-Guaxupé; domínio continental subductado correspondente ao Sistema de *Nappes* Andrelândia e onde se localiza a área deste trabalho; e domínios com afinidades de margem passiva ou relacionados à placa Sanfranciscana, correspondentes à *Nappe* Lima Duarte e ao Sistema de *Nappes* Carrancas (Campos Neto *et al.*, 2004).

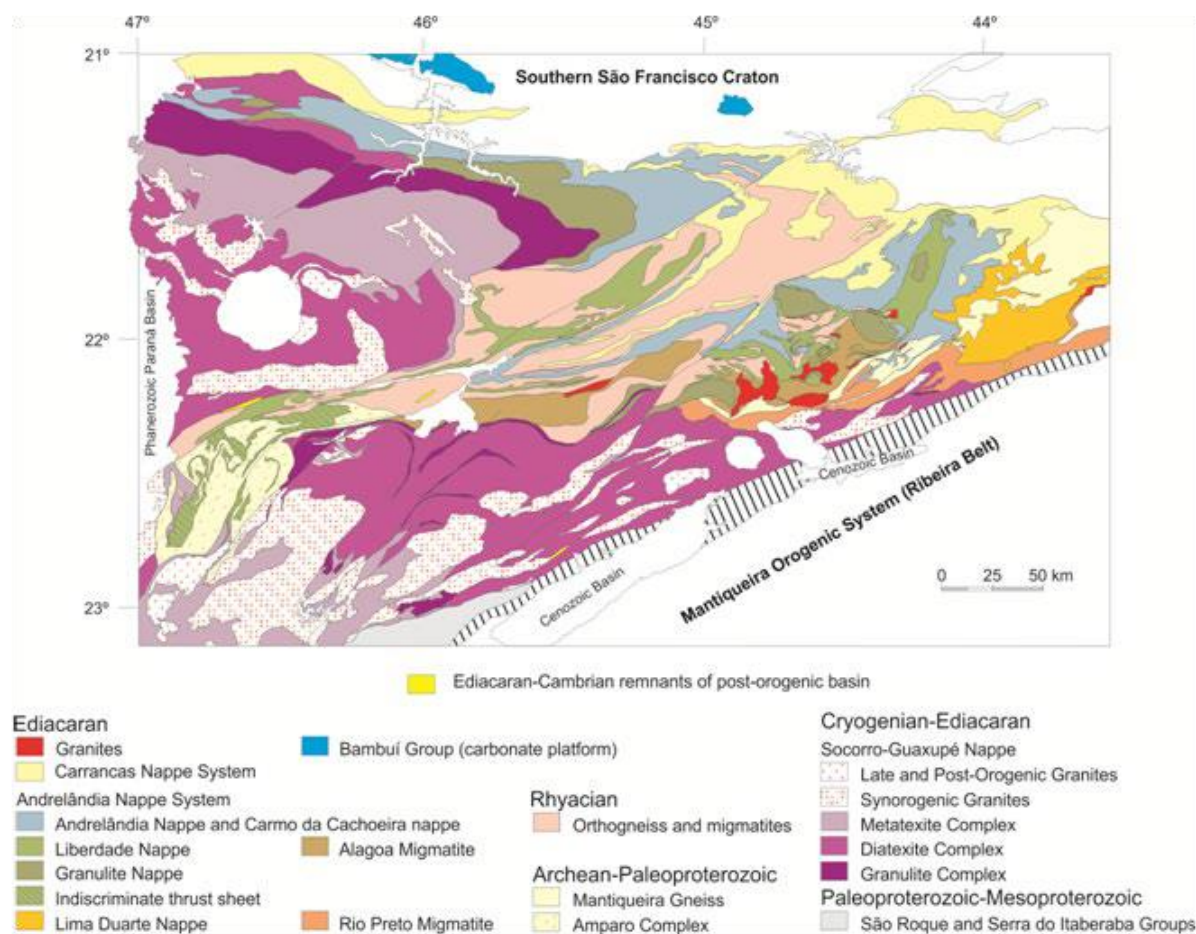


Figura 3 - Mapa tectônico do Orógeno Brasília Meridional (Extraído de Campos Neto *et al.*, 2010).

O Sistema de *Nappes* Andrelândia é dividido entre domínios leste e oeste, separados por uma grande janela NE-SW na qual afloram rochas paleoproterozoicas a arqueanas. No topo estrutural do domínio oeste afloram as rochas granulíticas de alta pressão da *Nappe* Três Pontas-Varginha, diretamente sobrepostas às rochas de fácies anfíbolito da *Nappe* Carmo da Cachoeira. Esta por sua vez superpõe-se a unidades de flysch mais jovem, sobre a infraestrutura paleoproterozoica do Complexo São Vicente ou diretamente sobre Sistema de *Nappes* Carrancas. Essas unidades são separadas pela Zona de Cisalhamento Três Corações (ZCTC)

das rochas de fácies anfibolito de alta pressão expostas a sul na Nappe Liberdade, que sobrepõe o Complexo São Vicente no front nordeste e rumo noroeste as faixas análogas à Nappe Carmo da Cachoeira ou a infraestrutura paleoproterozoica do Complexo Pouso Alegre. As unidades correspondentes ao setor leste do Sistema de Nappes Andrelândia são, no topo estrutural, os granulitos de alta pressão da Nappe Pouso alto e klippen Serra da Natureza, Caravalhos e Aiuruoca, além de faixas análogas à Nappe Liberdade e, na base, as rochas de fácies anfibolito da Nappe Andrelândia (Campos Neto *et al.*, 2007; Westin *et al.*, 2016).

A *Nappe* Três Pontas-Varginha e *klippen* associadas são representadas por rochas metapelíticas de fácies granulito em regime de alta pressão (Trouw & Castro, 1996) e apresentam leucogranitos associados, deformados ou não (Campos Neto *et al.*, 2007). As condições do pico metamórfico na unidade foram calculadas em 900 °C sob pressão de 15 kbar (Campos Neto *et al.*, 2004). A *Nappe* Liberdade (Trouw *et al.*, 2000), imediatamente sotoposta, registra o soterramento de crosta continental em zona de subducção, com profundidade mínima de 60 km registrada pelo reconhecimento de condições *PT* próximas a 680° C e 17 kbar (Campos Neto e Caby, 1999). A unidade é composta por sequência metapelítica, com metapsamitos e gnaisses calciossilicáticos subordinados, metamorfisados em condições de fácies anfibolito de alta pressão, e apresenta lascas de rochas metabásicas retroecológicas associadas a rochas metaultramáficas. A infraestrutura destas unidades é representada por ortognaisses paleoproterozoicos, ocorrendo domínio em que a anatexia neoproterozoica foi intensa, resultando no Migmatito Alagoa e intrusões de turmalina leucogranito (Campos Neto *et al.*, 2007).

A *Nappe* Andrelândia é definida por coluna litoestratigráfica com metapelitos dominantes na base, seguidos por metawackes na porção intermediária e sequência metapelito-psamítica no topo (Trouw *et al.*, 2000, Campos Neto *et al.*, 2007), com pico metamórfico em condições de 680 °C e 12 kbar (Santos, 2004). O pacote pode ser subdividido, da base para o topo, em três unidades litoestratigráficas (Campos Neto *et al.*, 2007):

Xisto Rio Capivari, correspondente à série metapelítica de até 750 m de espessura, com intercalações métricas esparsas de metapsamitos e rochas máficas, além de raras intercalações de rochas calciossilicáticas, de até 5 m, na porção oeste da *nappe*. Micaxisto porfiroblástico, com predomínio de biotita sobre muscovita e com porfiroblastos de granada e cianita caracterizam o litotipo mais representativo.

Xisto Santo Antônio, representado pelo pacote intermediário composto por metawackes, com intercalações esparsas e pouco espessas de metapsamitos e rochas máficas, sendo granada-biotita-plagioclásio- xisto/gnaissé o litotipo dominante na unidade, com textura granoblástica e granulação fina a média, em geral equigranular (Trouw *et al.*, 1983). Lentes decimétricas de quartzo, subparalelas à foliação, destacam-se na estrutura homogênea do xisto, enquanto em domínios de temperatura mais alta e nas *klippen* são observadas bandas centimétricas brancas, ricas em plagioclásio, ou a geração de leucossoma envelopado por melanossoma de biotita. Na área tipo, Serra de Santo Antônio, a unidade apresenta espessura média de 850 m; sua ocorrência pode se dar, também, em janelas estruturais sob a *Nappe* Liberdade e define, em *klippen* a SE de Aiuruoca, o *duplex* da *Nappe* Andrelândia (Campos Neto *et al.*, 2007).

Xisto Serra da Boa Vista, topo da coluna ocorrendo regionalmente sobre o Xisto Santo Antônio, podendo repousar sobre o Xisto Rio Capivari. O pacote tem espessura maior que 800 m, subdividido na unidade basal metapsamítica, com muscovita-quartzito e muscovita-quartzoxisto, reconhecida nas Serras da Boa Vista e Cataguazes; e unidade basal metapelítica, de 750 m, com clorita-cianita-granada-biotita-muscovita xisto porfiroblástico, que se alterna ritmicamente com camadas de quartzito com até centenas de quilômetros de extensão.

1.1. Sistema de *Nappes* Andrelândia – Modelos De Evolução Atualmente Propostos

Na porção ocidental do Sistema de *Nappes* Andrelândia estudos de metamorfismo e dos sistemas isotópicos U-(Th)-Pb e Lu-Hf em cristais de zircão e monazita, e Sm-Nd e Rb-Sr em rocha total e/ou concentrado de minerais têm fornecido informações importantes sobre a evolução P-T-t das unidades envolvidas, como estabelecimento de idades interpretadas como cristalização ígnea na fonte das metagrauvacas correlatas à unidade Santo Antônio e retrometamorfismo em intensas condições *PT* nas *nappes* Três Pontas-Varginha e Liberdade ocidental (Campos Neto *et al.*, 2007) ou Carmo da Cachoeira meridional (*e.g.* Santos, 2011; Reno, 2009, 2010, 2012).

Segundo Reno *et al.* (2009) a *Nappe* Três Pontas-Varginha, superior, teve pico metamórfico calculado em 12 kbar e 870 °C na base, 15 kbar e 840 °C na porção central, e 16 kbar e 900 °C, no topo da estrutura. Segundo os autores, idades U-Pb entre ~640 e 670 Ma foram obtidas *via* HR-SIMS e LA-ICP-MS em zircões do paragnaisse granulítico da Pedreira de Varginha (denominada IC05 no presente trabalho), considerada pelos autores como topo

estrutural, e de leucossoma granítico da Pedreira de Três Pontas, considerada como zona central da *nappe*; interpretados como registro da cristalização a partir de ilmenita, junto com líquido anatético residual, em trajetória retrometamórfica de alta temperatura. A caracterização do sistema Rb-Sr em concentrados minerais de rocha total, granada, biotita e quartzo + feldspato + sillimanita/cianita, obtidos de gnaiss granulítico da Pedreira Santo Antônio (interpretada pelos autores como base da *nappe*), apresentaram isócrona com idade aproximada de 602 Ma e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,7134 \pm 0,0020$, que dataria o evento de cristalização de sillimanita retrometamórfica (Reno *et al.*, 2009, 2012).

Ainda para os granulitos residuais de alta pressão da *Nappe* Três Pontas-Varginha, Reno *et al.* (2012) apresentam idades U-Th-Pb entre 662 e 665 Ma obtidas em monazita empobrecida em Y e associada a granada, interpretadas como registro de estágio tardio ao pico na evolução progressiva do metamorfismo; 648 Ma em inclusões de baixo Y na granada, como evento de recristalização através da interação com o *melt* em fraturas do mineral hospedeiro; 640-631 Ma em minerais de alto Y presentes tanto na forma de inclusões como associados à matriz das rochas, registro da quebra local de granada e troca de massa com o reservatório do *melt* da matriz ou crescimento no *melt* residual durante cristalização ao longo do resfriamento isobárico sob alta pressão, próximo ao *solidus*; e o intervalo de 620 a 588 Ma, correspondente a áreas de baixo Y em cristais de contexto textural diverso e interpretadas como registro da exumação da *nappe*, onde idades mais velhas representariam a interação da monazita com o fundido, próximo ao *solidus*, e as mais jovens a recristalização por dissolução e reprecipitação pela influência do ingresso de fluidos alcalinos provenientes da *Nappe* Carmo da Cachoeira, sotoposta. Idades *plateau* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotitas da *Nappe* Três Pontas-Varginha definem taxas $<1 \text{ }^\circ\text{C Ma}^{-1}$ para o resfriamento de 800 para 750 $^\circ\text{C}$ entre 648 e 590 Ma e $>20 \text{ }^\circ\text{C Ma}^{-1}$ até o alcance de temperaturas abaixo de 300 $^\circ\text{C}$ no intervalo de 591 a 567 Ma (Reno *et al.* 2009, 2010). O aumento na taxa de resfriamento é atribuído à exumação tectônica durante colapso orogênico, que seria engatilhado por extensão regional como efeito “*far field*” da subducção a leste da margem passiva, no lado leste do Cráton São Francisco, durante acreção de arco magmático relacionado ao Cinturão Ribeira.

Para as metagrauvas da *Nappe* Liberdade ocidental ou Carmo da Cachoeira meridional, a datação U-Pb via SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão da pedreira aqui denominada IC01 forneceu idade concórdia de $675,8 \pm 7,6$ Ma (Trouw, 2008) e idades concordantes entre $624,3 \pm 7,5$ e $1132,81 \pm 16,7$ Ma (Santos, 2011), interpretadas como cristalização ígnea na área fonte; e idades entre $599,2 \pm 20$ e $625,9 \pm 6,8$ Ma relacionadas ao metamorfismo brasileiro

(Santos, 2011). Na pedreira INCOPE, aqui denominada IC03, Santos (2011) apresenta idades concordantes entre $997,2 \pm 14,7$ e $641,8 \pm 11,3$ Ma e discordantes entre $2361,4 \pm 9,7$ e $1528,1 \pm 21,4$, relacionadas à cristalização ígnea na área fonte; além de uma idade de $595,4 \pm 17,5$ Ma atribuída ao metamorfismo brasileiro.

Ainda na pedreira INCOPE, Reno *et al.* (2012) apresentam geocronologia U-Th-Pb em monazita com idades entre 619 e 616 Ma representadas por domínios de alto Y e interpretadas como registro do crescimento concomitante à cristalização do *melt* próximo ao *solidus*, durante segmento quase isobárico de alta pressão da trajetória retrometamórfica, quando da formação da foliação principal definida por biotita; e domínios de baixo Y com idades de 600 a 595 Ma, atribuídas a eventos de recristalização por dissolução e reprecipitação engatilhados pela liberação de fluidos no *solidus* durante a exumação da *nappe*. Nessa localidade, Reno *et al.* (2010) apresentam idades *plateau* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita entre 542 ± 9 e 539 ± 2 Ma como registro de resfriamento a ~ 300 °C, enquanto uma idade de 510 ± 2 Ma obtida em biotita da pedreira IC01, considerada pelos autores como topo da *nappe*, é interpretada como registro do rejuvenescimento do sistema por deslocamento tardio característico do posicionamento estrutural.

Reno *et al.* (2009) reportam ainda a idade de 622 ± 28 Ma para a geração de zircão imediatamente pós-pico metamórfico na *Nappe* Socorro-Guaxupé, durante a cristalização de líquido anatético residual no *solidus*, com evidências de atividade de arco desde ~ 799 Ma; e 678 ± 29 Ma para zircão de lasca retroeclogítica do contato entre a *Klippe* Aiuruoca e faixas remanescentes da *Nappe* Liberdade, interpretada como registro da quebra de piroxênio ígneo com liberação de Zr no pico metamórfico e, portanto, tempo mínimo para o descolamento da *nappe* superior da placa em subducção, com início precoce da orogenia brasileira no Orógeno Brasília Meridional marcando os primeiros estágios de colagem do Gondwana ocidental (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**). Por outro lado, Rocha *et al.* (2016) apresentam idades entre 720 e 640 Ma como herança ígnea registrada em núcleos herdados de zircão e 631 ± 4 Ma para núcleos de monazita rica em Y, cujo crescimento seria registro do metamorfismo progressivo e limite superior do *timing* para as condições de fácies granulito na *Nappe* Socorro-Guaxupé.

Em comparação, estudos recentes de proveniência, geocronologia e modelagem metamórfica no setor oriental do Sistema de *Nappes* Andrelândia (*e.g.* Frugis, 2016; Coelho *et al.*, 2017) apontam para dois modelos de evolução geotectônica: orógeno colisional de longa

duração (Campos Neto *et al.*, 2011; Frugis, 2016) e zona de interferência em escala orogênica (Mendes *et al.*, 2006, Coelho *et al.*, 2017).

Frugis (2016) apresenta proveniência com afinidade de arco insular intraoceânico correlacionável aos arcos de Anicuns e Mara Rosa para as metagrauvacas da unidade Santo Antônio e de arco magmático em margem continental ativa para os metassedimentos da *Nappe* Liberdade, correlacionados ao Arco Magmático de Goiás e à *Nappe* Socorro-Guaxupé. A autora caracteriza a evolução da margem tectônica ativa da placa Paranapanema a partir do reconhecimento de processo de subducção de longa duração registrado entre 760 e 670 Ma em zircão de lascas retroeclogíticas do contato entre as *nappes*, com início da colisão entre 660 e 640 Ma registrado por sobrecrecimentos metamórficos e pela população mais jovem de zircões na unidade Santo Antônio; e migração sin-colisional do sistema de *nappes* da margem ativa no período de 635 a 610 Ma, com erosão do interior orogênico montanhoso resultando na deposição de *flysch* (xisto Serra da Boa Vista) sobre a margem passiva, alcançada pela migração deformacional entre 600 e 580 Ma (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

Alternativamente, Coelho *et al.* (2017) apresentam idade de 625 ± 6 Ma como idade do metamorfismo em fácies eclogito para lasca retroeclogítica do contato entre segmento oeste da *Nappe* Liberdade e a *Nappe* Socorro-Guaxupé e entre 632 ± 7 e 603 ± 6 Ma para o retroeclogito do contato entre a *Klippe* Auiruoca e faixa da *Nappe* Liberdade, também estudado por Reno *et al.* (2009). A idade de ~618 Ma obtida em borda metamórfica de zircão do xisto Arantina é interpretada pelos autores como registro do pico metamórfico com fusão incipiente durante a colocação da *Nappe* Liberdade; enquanto a colocação de leucogranito “tipo-S” com cristalização datada de $585,9 \pm 8,5$ Ma é correlacionada ao cinturão granítico de orientação NE-SW com idades entre 605 e 563 Ma atribuído à colisão do segmento central do Orógeno Ribeira. Esse segundo evento colisional seria corroborado também pela cristalização de sillimanita como resposta à perturbação térmica gerada pela interferência orogênica (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

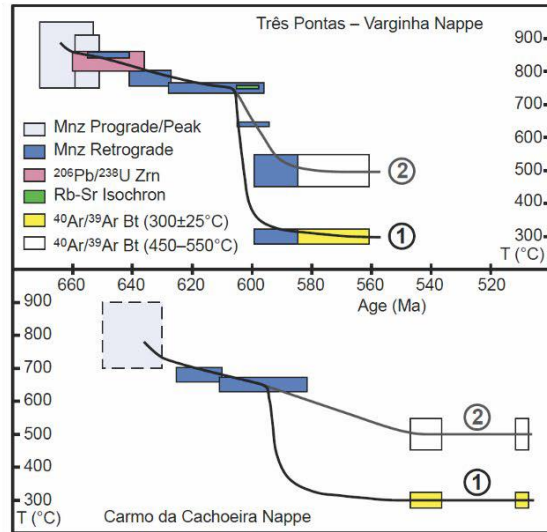


Fig. 12. $T-t$ plots for the Três Pontas-Varginha and Carmo da Cachoeira Nappes. Boxes show ages with uncertainties and assigned metamorphic temperatures with uncertainties, except for the metamorphic peak in the Carmo da Cachoeira Nappe, for which the age is inferred.

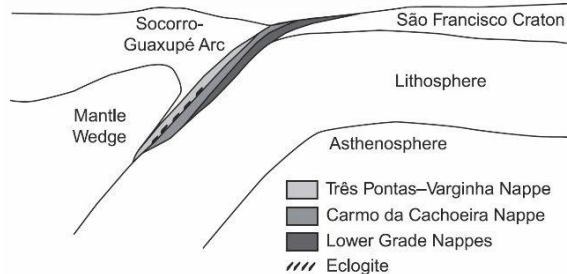


Fig. 13. Schematic tectonic sketch of nappe stacking by detachment from the downgoing plate and accretion to the hanging wall of the subduction system.

Figura 4 - Estudos geocronológicos realizados por Reno *et al.* (2009, 2010, 2012) na porção ocidental do Sistema de Nappes Andrelândia. Fig. 12. extraída de Reno *et al.*, 2012; Fig. 13. extraída de Reno *et al.*, 2009; Fig. 6. extraída de Reno *et al.*, 2010.

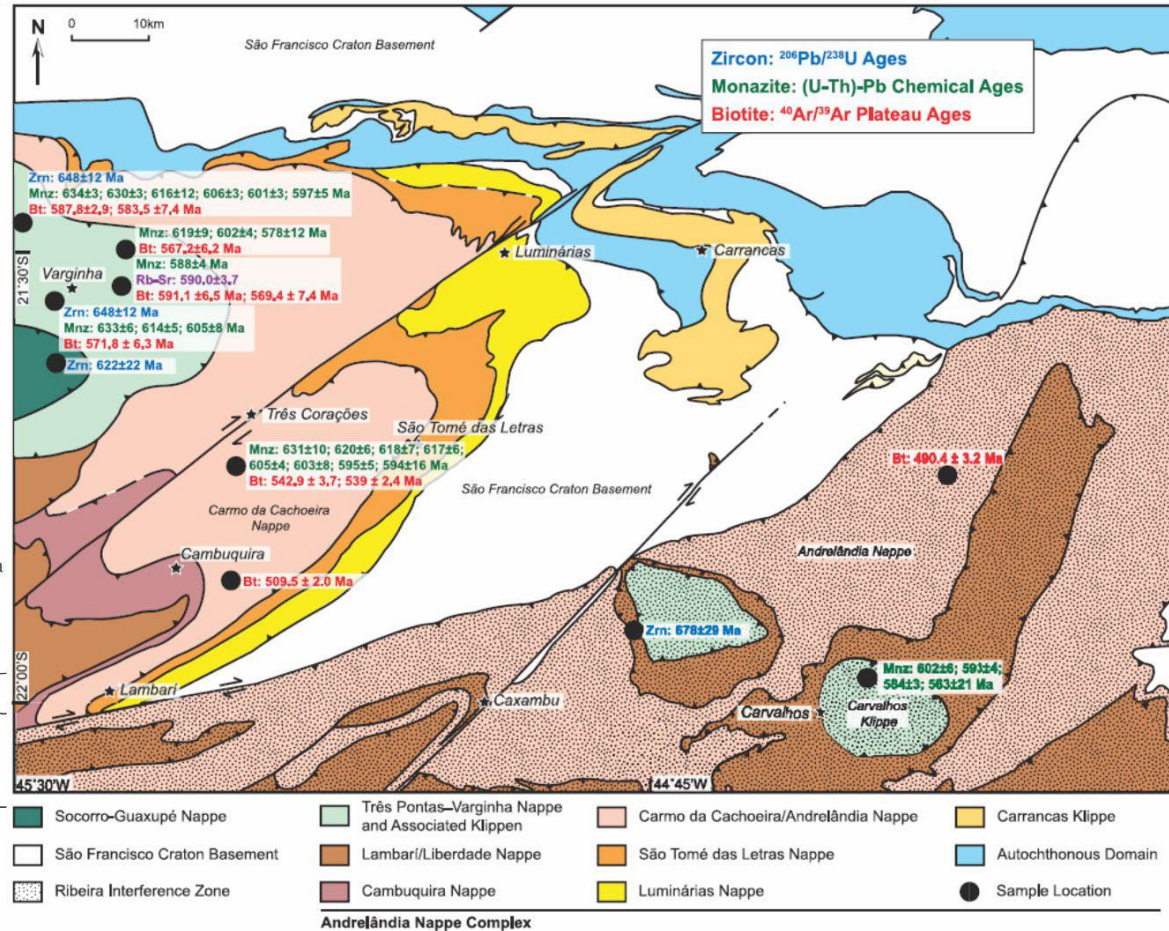


Fig. 6. Tectonic map with a summary of ages determined by Reno and others (zircon $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages (Zrn) from Reno and others, 2009; monazite (U-Th)-Pb chemical ages (Mnz) from Reno and others, in press; and, biotite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages (Bt) from this study).

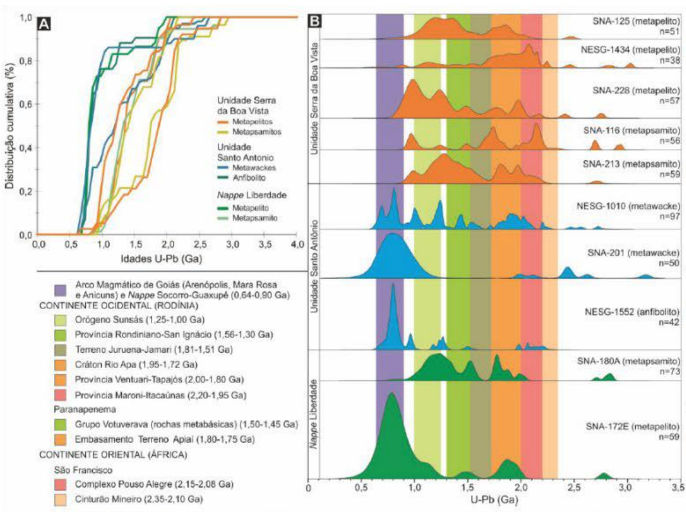
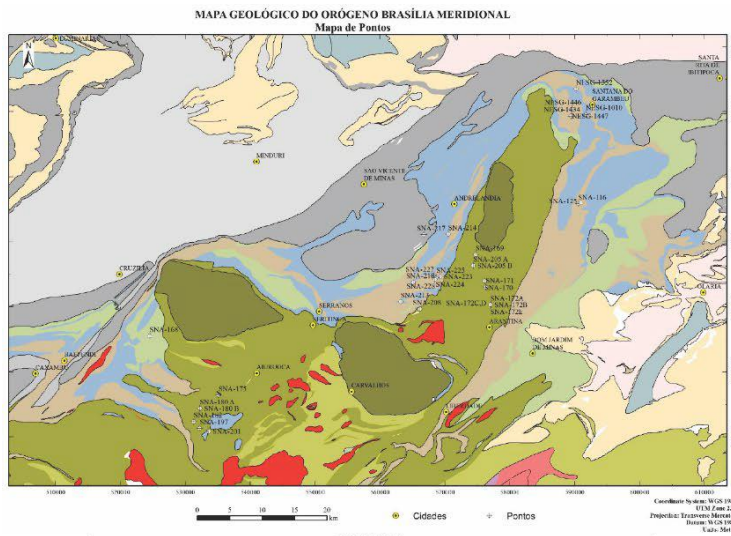


Figura 8-4. (A) Diagrama da idade versus distribuição cumulativa e (B) histograma das idades de todas as amostras da três unidades estudadas juntamente com os intervalos de idades das possíveis áreas-fonte dos sedimentos. Arco Magmático de Goiás (Arenópolis, Mara Rosa e Anicuns) (LAUX et al., 2004, 2005; PIMENTEL; FUCK; GIOIA, 2000; PIMENTEL; HEAMAN; FUCK, 1991; PIMENTEL et al., 1997); *Nappe* Socorro-Guaxupé (DUFFLES et al., 2016; GENGO, 2014; VINAGRE et al., 2014); Orógeno Sunsás (TEIXEIRA et al., 2010); Província Rondoniano-San Ignácio (BETTENCOURT et al., 2010; TEIXEIRA et al., 2010); Terreno Juruena-Jamari (SCANDOLARA et al., 2016); Cráton Rio Apa (CORDANI et al., 2010a; FALEIROS et al., 2016); províncias Ventuari-Tapajós e Maroni Itacauínas (CORDANI; TEIXEIRA, 2007); rochas metabásicas do Grupo Votuverava (CAMPANHA et al., 2015; FALEIROS et al., 2011; SIGA JR et al., 2011a); Embasamento do Terreno Apiaí (SIGA JR et al., 2011b, 2011c); Complexo Pouso Alegre (CIOFFI et al., 2016; WESTIN et al., 2016); Cinturão Mineiro (TEIXEIRA et al., 2015).

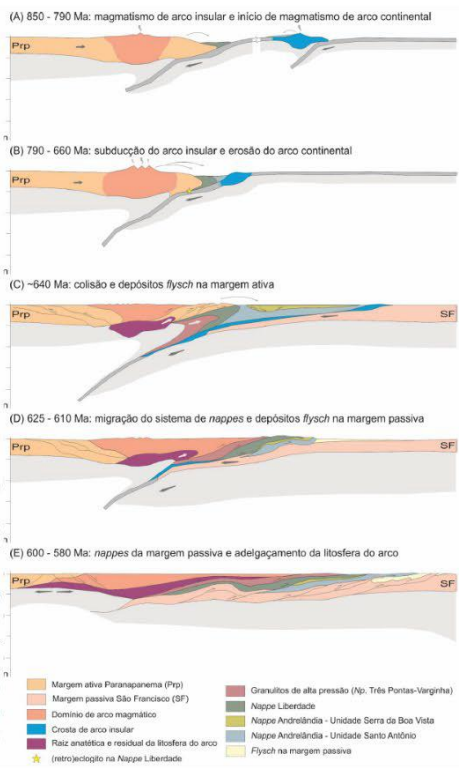


Figura 5 - Evolução geotectônica na porção oriental do Sistema de *Nappes* Antrelândia segundo Frugis, 2016 (figuras extraídas do referido trabalho)

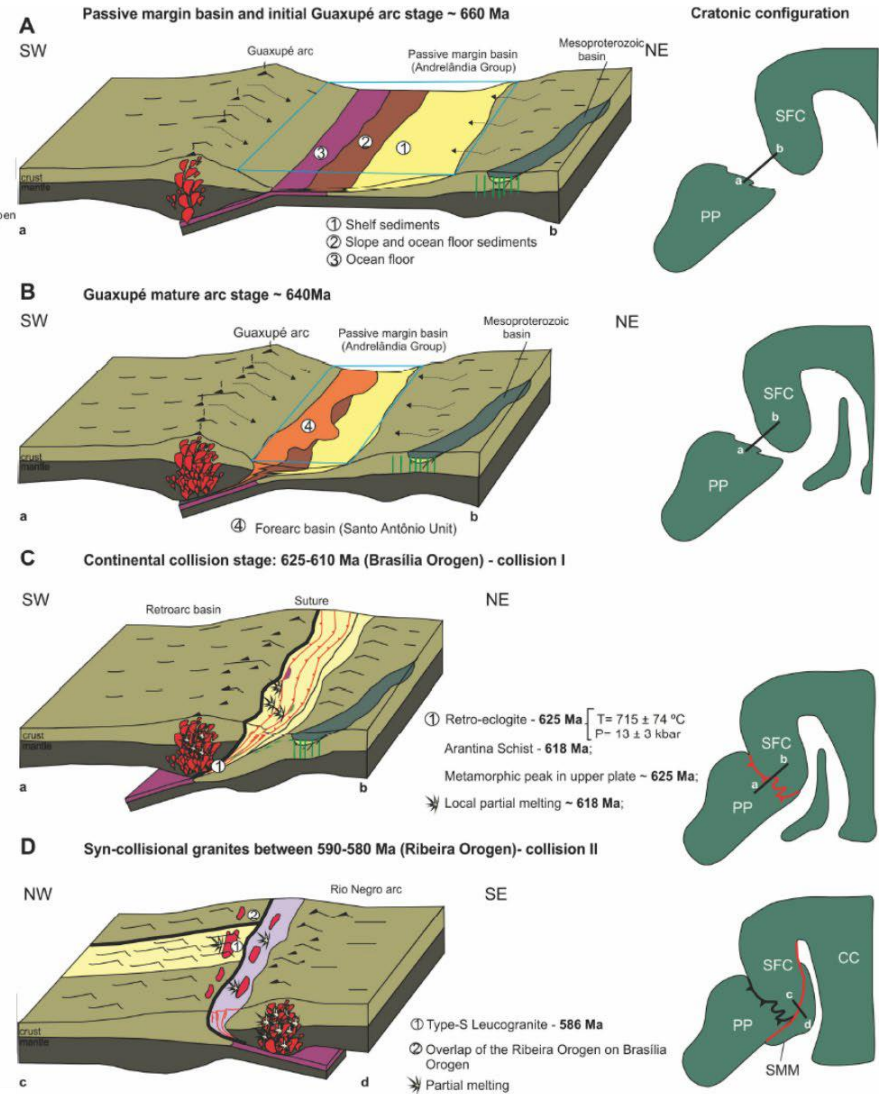
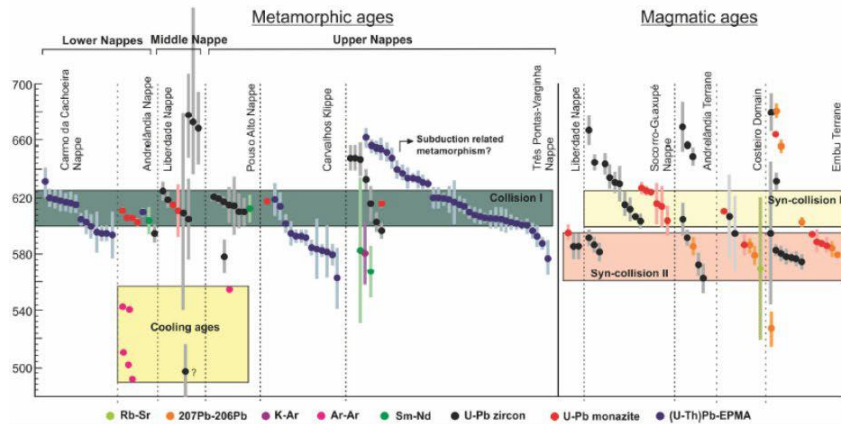
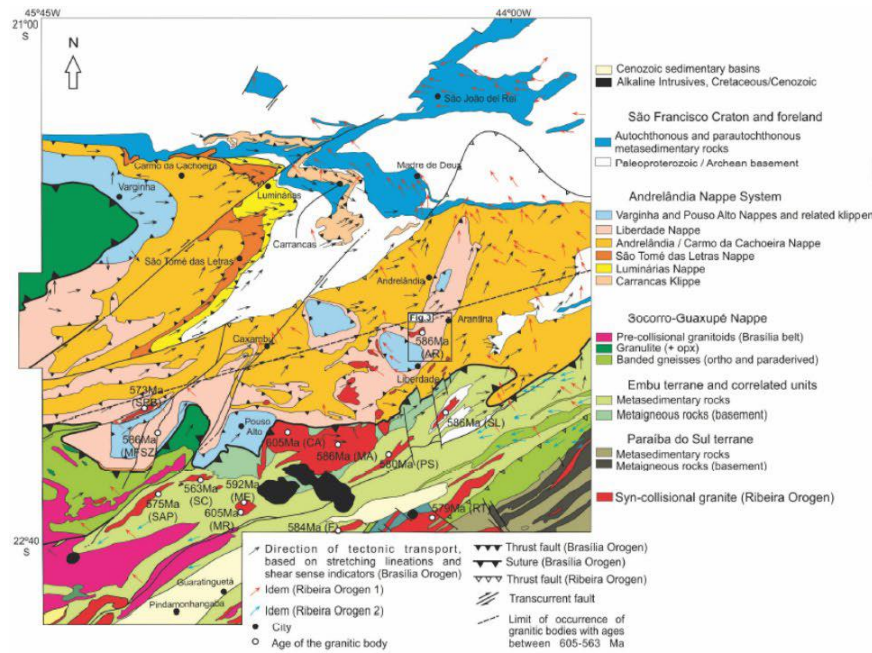


Figura 6 - Evolução geotectônica na porção oriental do Sistema de *Nappes* Andrelândia, extraído de Coelho *et al.*, 2017

1.2. Geocronologia, Geoquímica Isotópica E De Elementos-traço No Sistema Andrelândia

Para Reno *et al.* (2009, 2010, 2012) as idades U-Pb entre ~660 e 640 Ma obtidas em zircão dos metassedimentos das *Nappes* Três Pontas-Varginha e Carmo da Cachoeira meridional/Liberdade ocidental registram (re)cristalização no/do *melt* durante trajetória retrometamórfica em condições de alta temperatura e evidenciam o descolamento e extrusão precoces de margem continental passiva subductada sob o arco Socorro-Guaxupé, corroborados também pela idade de ~678 Ma atribuída ao início da descompressão registrada em retroeclogito do contato entre a *Nappe* Liberdade e a *Klippe* Aiuruoca. Idades *plateau* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita entre 600 e 540 Ma são interpretadas como resfriamento do sistema a ~300°C através da exumação durante colapso orogênico engatilhado por esforço “*far field*” da subducção na margem leste do Cráton São Francisco, com colisão do Arco Rio Negro e do Terreno Oriental no período de 580 a 550 Ma. O aumento da taxa de resfriamento de 1°C Ma⁻¹ no período entre 648 e 590 Ma para >20 °C Ma⁻¹ no intervalo 590 a 560 Ma nas rochas da *Nappe* Três Pontas é compatível com a exumação mais veloz de *nappes* superiores em ambiente de colapso orogênico.

Alternativamente, no setor oriental do sistema de *nappes*, Frugis (2016) interpreta as idades entre 760 e 670 Ma registradas como recristalização em fácies anfíbolito de zircão de retroeclogitos da *Nappe* Liberdade, evidência de subducção de longa duração; início da colisão entre 660 e 640 Ma marcada no sobrecrescimento metamórfico dos zircões de metagrauvacas; migração das *nappes* e deposição de *flysch* no *front* orogênico reconhecido entre 635 e 610 Ma; e alcance da deformação no domínio de margem passiva entre 600 e 580 Ma. Em contrapartida Coelho *et al.* (2017) reportam idade de ~625 ± 6 Ma para o metamorfismo em fácies eclogito no início da colisão, ~618 ± 5 Ma para (re)cristalização de zircão no pico metamórfico concomitante ao início da fusão em grt-ms-st-ky xisto anatético e ~586 ± 8 Ma para a cristalização de tur-grt-ms leucogranito “tipo-S” associado ao cinturão granítico de orientação NE-SW do Orógeno Ribeira.

No presente trabalho a investigação do processo anatético nos granulitos da *Nappe* Três Pontas-Varginha parte da análise do neossoma metapelítico das pedreiras de Três Pontas e Santo Antônio através de pares leucossoma + resíduo (amostras PTPN A e B; PSA 17 C e D) e domínios gnáissicos interpretados como possível paleossoma (PTP-BE, PSA-BPH); segregações tonalíticas das pedreiras de Três Pontas e Remanso (PTP-L, PR-L); e domínios

máficos com fusão limitada *in situ/in source* ou com neossoma segregado na Pedreira de Três Pontas (PTP-4B, PTP-8, respectivamente).

Apesar da interpretação de sobreposição de paragênese retrometamórfica durante decompressão quase isotérmica de alta T proposta por Reno *et al.* (2010, 2012) para as metagrauvas da *Nappe* Carmo da Cachoeira meridional/Liberdade ocidental, Batista (2011, 2015) apresenta dados de termobarometria otimizada compatíveis com pico metamórfico em torno de 750 °C e 13 kbar, na presença de rutilo, ilmenita e líquido anatético de composição tonalítica. Os autores diferem também na interpretação de topo e base, sendo que Batista (2011, 2015) considera as pedreiras IC03 e IC07 como representantes do topo estrutural metatexítico, com maior concentração de leucossoma *in situ* e *in source*, em oposição à base xistosa na qual aflora a pedreira IC01, que apresenta bolsões tonalíticos locais.

1.3. Modelagem Metamórfica No Sistema Andrelândia Ocidental

Além dos modelos metamórficos propostos por Reno e colaboradores (2009, 2010, 2012) apresentados no capítulo de revisão bibliográfica, estimativas de pressão e temperatura através da abordagem por geotermobarometria convencional, termômetros de Ti em quartzo e zircão e Zr em rutilo, e cálculo de pseudosseções, são apresentadas por Martinez (2015) para o metapelito da Pedreira de Três Pontas. O autor utiliza o geotermômetro de Ellis & Green (1979) com o par granada-clinopiroxênio e o geobarômetro GADS (Eckert *et al.*, 1991) com a associação granada-clinopiroxênio-plagioclásio, obtendo temperatura média de até 851,38 °C a 15 kbar e pressão média de até 14,54 kbar, respectivamente. A temperatura média obtida para os termômetros de Zr e Ti em rutilo e quartzo, respectivamente, é de 820 ± 30 °C e 837 ± 20 °C. Para o cálculo pareado Zr em rutilo/Ti em quartzo o autor define condições máximas de 844 °C e 21 kbar para cristais inclusos em manto de granada. Estes resultados são concordantes com o campo de estabilidade compatível com a composição do rutilo cianita granada granulito da Pedreira de Três Pontas calculado nas pseudosseções apresentadas pelo autor (Figuras **Erro! Fonte de referência não encontrada.** e **Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

Para o rutilo-cianita-granada-plagioclásio-biotita xisto/metatexito do domínio Liberdade, representado por amostras texturalmente homogêneas das pedreiras IC01 e IC03, Batista (2015) apresenta resultados de termobarometria convencional através do termômetro granada + biotita de Bhattacharya *et al.* (1992) e barômetros tipo GASP e GPMB (Spear, 1993; Holland & Powell, 1993). A autora também apresenta termobarometria otimizada via THERMOCALC “*average PT*” a partir da composição de equilíbrios selecionados através da afinidade química dos minerais envolvidos, resultados do termômetro Zr em rutilo e

compatibilidade de química mineral com os campos de equilíbrio calculados nas pseudosseções dos litotipos em questão (Figura 7 e Figura 8).

Os resultados para o termômetro grt+bi é de 616 °C para IC01 e 584,16 °C para IC03, enquanto os barômetros apontaram para pressões entre 6,4 e 7,7 kbar para IC01 e 6,4 a 7,76 para IC03. O cálculo individual por variável das médias de temperatura e pressão via THERMOCALC a partir de equilíbrio selecionado via química mineral forneceu valores máximos de 745 ± 22 °C e $11,56 \pm 1,04$ kbar para IC01, e 850 ± 24 °C e $8,71 \pm 0,91$ kbar para IC03. O teor de Zr em rutilo, por sua vez, resultou em temperaturas entre 713 °C a 10 kbar e 762 °C a 15 kbar para IC01; e 729 °C a 10 kbar e 753 °C para IC03. Finalmente, a química mineral de diversas fases mostra-se localmente compatível com o campo de estabilidade liq + bi + g + mu + pl + ilm + ru + ky + q, interpretado como de pico metamórfico para essas rochas.

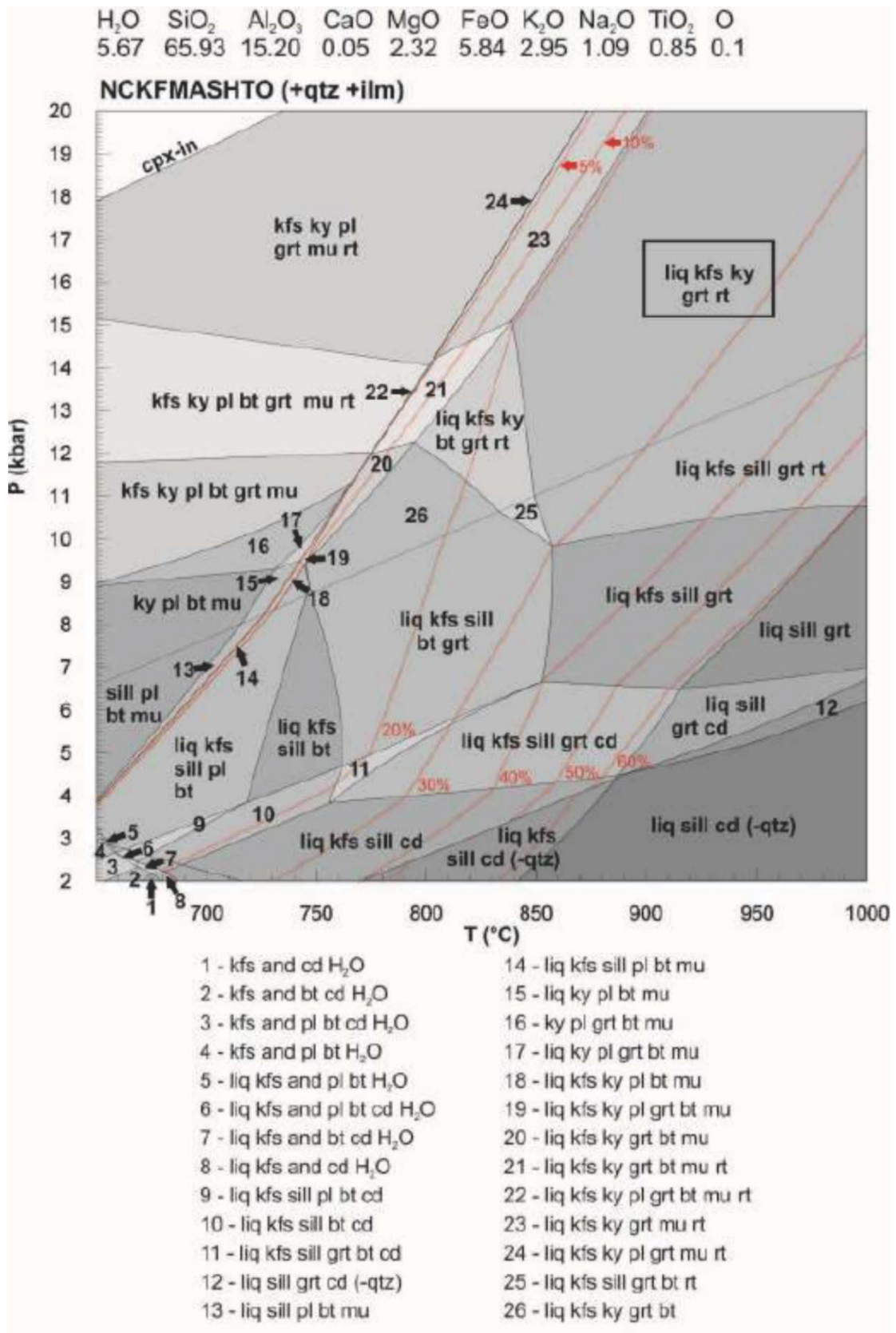


Figura 7 - Pseudosseção 1 (extraída de Martinez, 2015): sistema NCKFMASHTO com ilmenita e quartzo em excesso. Paragênese do ru-ky-grt granulito destacada no retângulo. Curvas em vermelho indicam proporção de fusão parcial.

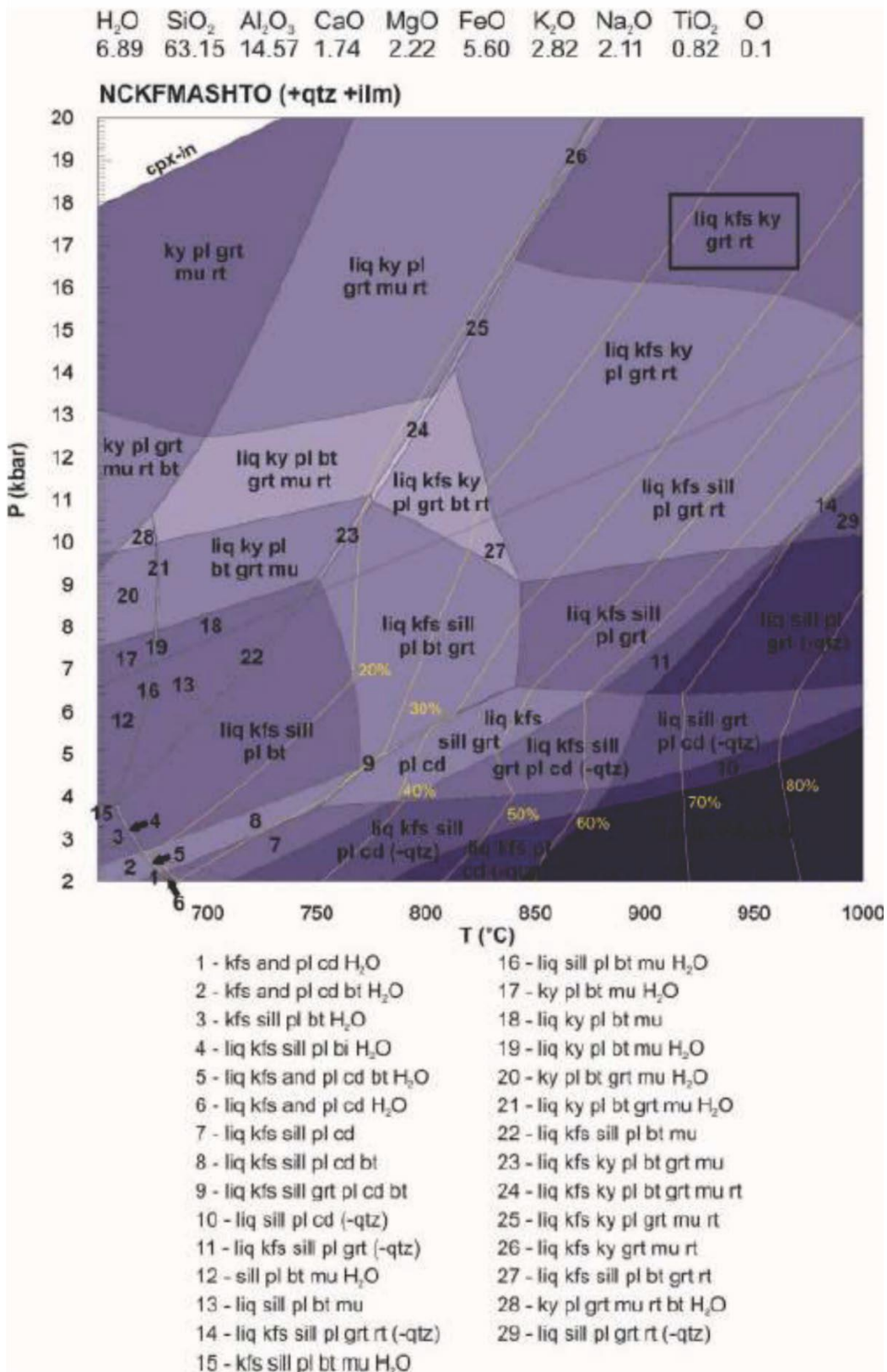


Figura 8 - Pseudosseção 2 (extraída de Martinez, 2015): sistema NCKFMASHTO com ilmenita e quartzo em excesso. Paragênese do ru-ky-grt granulito destacada no retângulo. Curvas em amarelo indicam proporção de fusão parcial.

APÊNDICE III

LEVANTAMENTO DE DADOS GEOLÓGICOS REGIONAIS

1. LEVANTAMENTO DE DADOS REGIONAIS

1.1. *Nappe* Três Pontas-Varginha

O reconhecimento dos litotipos na região de Três Pontas foi balizado entre as cidades de Pontalete, Três Pontas e Varginha, levantando-se os afloramentos localizados entre o Rio Verde e a rodovia MG-167, além das estradas vicinais associadas. Em geral as exposições apresentam elevado grau de alteração, muitas vezes formando solos residuais com preservação de estruturas e variação composicional ao longo do pacote (Figura 1). Alternam-se bandas de poucos centímetros até um metro de espessura variando tons de marrom, roxo, ocre e cinza, granulação média ora com predomínio de quartzo, ora de matriz argilosa, com presença de granada, biotita, caulim, sericita e muscovita. Nas exposições ocidentais, superiores na estrutura, nota-se caráter mais rítmico do bandamento e a ocorrência de bandas quartzíticas espessas de até 50 cm (Figuras 2 e 3), com presença pervasiva de granada; enquanto os afloramentos a leste mostram bandamento mais espesso e com maior participação de domínios máficos. Neste sentido aumenta também o grau de preservação das rochas, sendo a pedreira de Três Pontas a melhor exposição regional e, portanto, escolhida como afloramento-tipo para estudos de detalhe.

A pedreira de Três Pontas (Figura 4) expõe cerca de 60 metros de rocha bandada de granulação média a grossa, alternando domínios máficos anfibolíticos, leucocráticos graníticos e intermediários pelíticos, além de faixa calciossilicática subordinada, com espessuras em escala centimétrica a decamétrica variando ao longo do pacote. São acessíveis cerca de 15 metros da exposição por meio de dois patamares: o piso, onde se observa a alternância entre domínio basal de gnaiss metapelítico com faixa calciossilicática subordinada, e domínio máfico anfibolítico, ambos perfazendo cerca de 6 metros (Figura 4A); e o patamar superior onde destacam-se possantes *boudins* máficos, bandas compostas majoritariamente por feldspato alcalino e faixas leucocráticas com extensão e espessura variáveis em meio ao gnaiss metapelítico.

Visando elucidar as relações genéticas entre os domínios de composições distintas na pedreira de Três Pontas, ou seja, até que ponto a variação composicional reflete características do protólito, diferenciação por anatexia, intrusões ou mistura tectônica,

foram amostrados litotipos representantes dos domínios máficos com e sem granada, domínios graníticos peraluminosos, domínios tonalíticos, domínios gnáissicos pelíticos e domínio calciossilicático homogêneo (*e.g.* **Erro! Fonte de referência não encontrada.**D, H, S, T, U, V).

O domínio gnáissico basal (Figuras 4H, I, J) possui em média 3 metros de espessura, expondo rocha de cor cinza com estrutura bandada alternando níveis de composição granítica com granada, de espessura variável entre poucos milímetros até cerca de 20 cm na proximidade do contato com o domínio máfico sobrejacente (Figuras 4B', K); e níveis mesocráticos a máficos, espessos em média de 1 a 5 cm, compostos por cianita, biotita, granada, anfibólio, quartzo e feldspato (Figura 4G). Internas às bandas graníticas peraluminosas ocorrem, ainda, concentrações de cianita e granada com quartzo e feldspato subordinados.

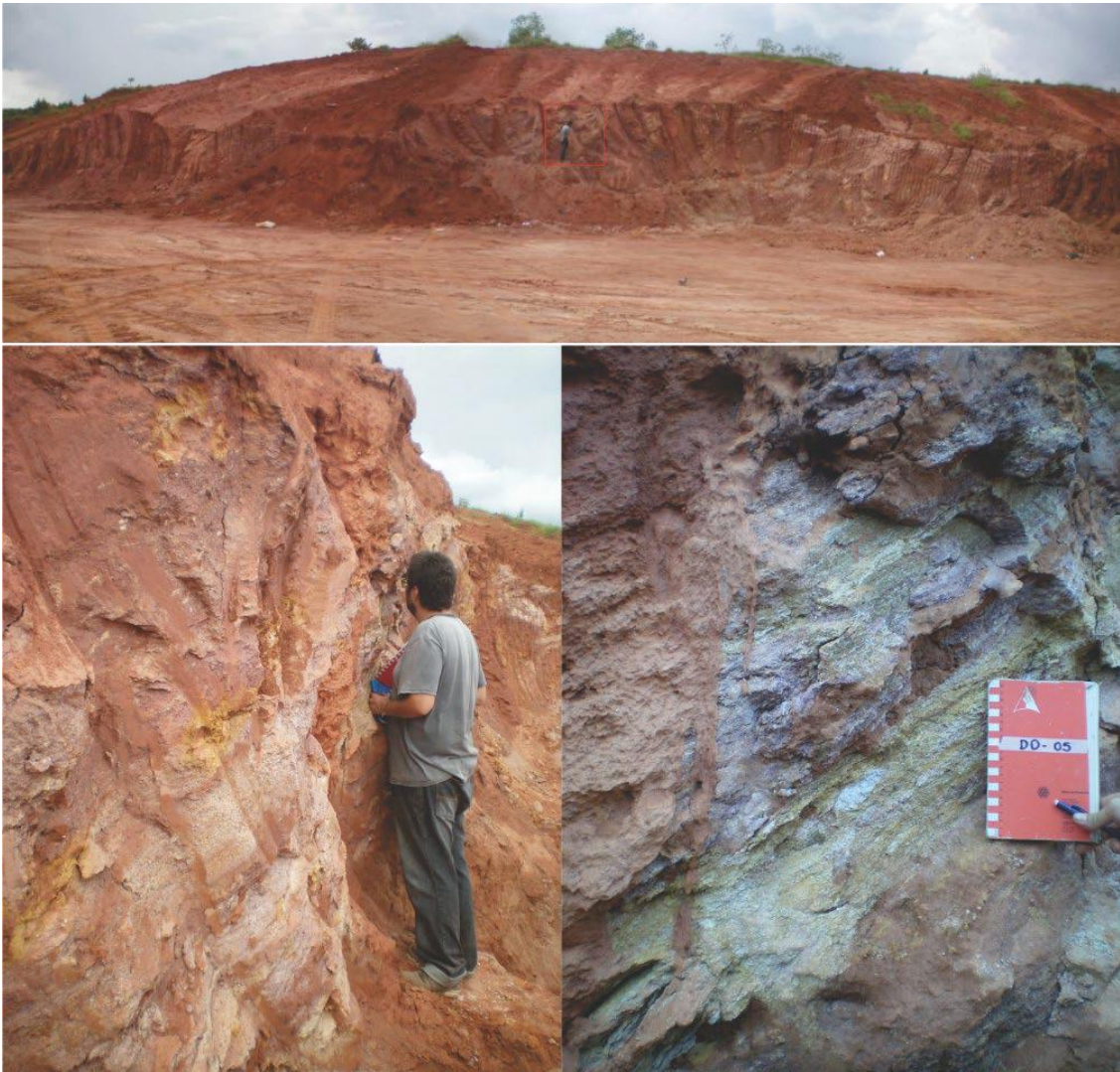


Figura 1 - Ponto DO-05: solo residual com bandamento composicional preservado pela alternância de domínios marrons argilosos; domínios roxos ricos em granada, quartzo, caulim e biotita; domínios ocreos argilosos ou ricos em quartzo; e domínios cinzas com granada, feldspato, biotita e muscovita.



Figura 2 - Ponto DO-10: corte na BR-167 com exposição de solo residual com bandamento composicional rítmico alternando domínios de cor ocre, branca (caulim) e cinza (rico em quartzo com granadas (sub)milimétricas) espessos de 1 a 5 centímetros.



Figura 3 - Ponto DO-11: banda de quartzito com granada preservada em meio a solo vermelho.

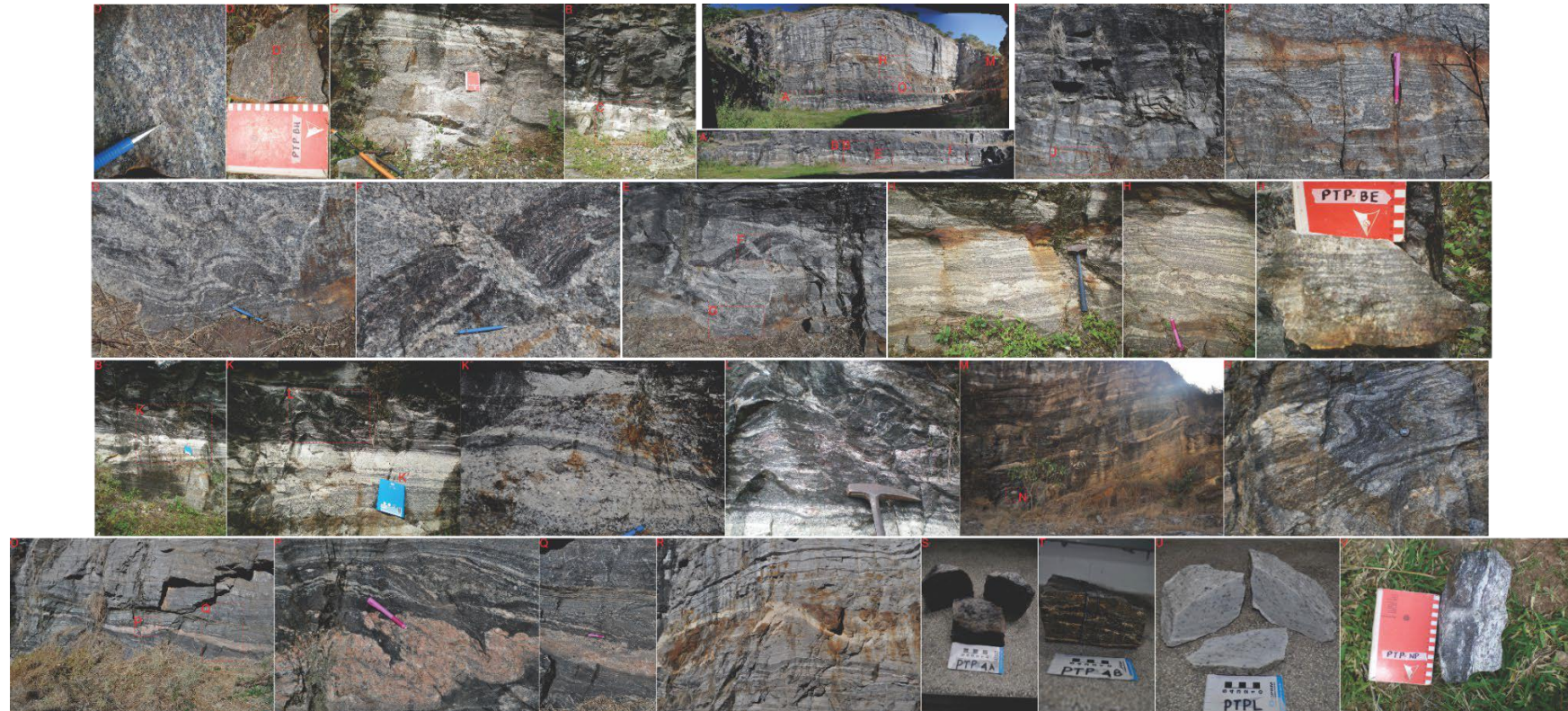


Figura 4 - Pedreira de Três Pontas: (A) domínio basal; (B) contato com faixa leucocrática entre domínio gnáissico e domínio máfico; (C) domínio calciossilicático homogêneo subjacente ao domínio gnáissico; (D), (D') detalhe de amostra do domínio calciossilicático com megacristais de feldspato alcalino marrom; (E) boudin máfico oblíquo ao bandamento principal; (F) detalhe de migração da líquido granítico para o neck do boudin máfico; (G) dobras assimétricas no domínio gnáissico com plano axial paralelo ao neck do boudin máfico; (H), (I), (J) detalhes do bandamento gnáissico e respectiva amostra; (B') destaque da transição entre o domínio gnáissico e o domínio máfico; (K) detalhe do contato entre faixa leucocrática e domínio máfico; (K') detalhe da composição granítica peraluminosa da faixa leucocrática com bandas mesocráticas com cianita, anfibólio e biotita e bandas ricas em granada e cianita subordinada; (L) detalhe do domínio máfico próximo ao contato com a faixa leucocrática, com líquido granítico trapeado em descontinuidades e presença pervasiva de granada; (M) parede no patamar superior com bandamento de caráter estromático e possantes boudins máficos; (N) bandamento com dobras assimétricas alternando domínios máficos e mesocráticos, fragmento leucocrático anguloso paralelizado à estrutura principal; (O) parede no patamar superior com faixas monominerálicas de feldspato potássico róseo intercalado em bandas máficas; (P) detalhe do domínio de feldspato potássico; (Q) detalhe do zoneamento do domínio de feldspato potássico; (R) faixa leucocrática intercalada no domínio mesocrático superior da pedreira; (S), (T), (U), (V) amostras destacando domínios máficos e graníticos.

Em meio à matriz gnáissica notam-se ainda fragmentos máficos angulosos, com ou sem granada, subparalelos a discretamente discordantes do bandamento principal, localmente rompidos e com migração de líquido granítico para as discontinuidades estruturais (Figuras 4E e F). Subjacente a esse domínio ocorre faixa calciosilicática local com espessura de até 1 metro, rica em quartzo, com estrutura foliada e aspecto homogêneo quebrado por concentrações locais de megacristais de feldspato alcalino marrom (Figuras 4C, D, D').

Sobreposta ao domínio gnáissico ocorre faixa máfica anfibolítica com espessura média de 3 metros, estrutura foliada nas porções de composição homogênea e bandada em locais com acumulações graníticas ricas em granada (Figuras 4B e E) e preenchendo discontinuidades estruturais (Figura 4L), geralmente associadas ao contato basal com o domínio gnáissico. Algumas bandas são formadas por resíduo de fusão em que a rocha perdeu quase todo quartzo e plagioclásio sendo constituída de hornblenda e diopsídio, com rara granada. No patamar superior, além da intercalação entre o gnaiss metapelítico e as faixas ou *boudins* máficos em diversas escalas, ocorrem faixas leucocráticas extensas de até 4 metros, sem granada, apresentando-se localmente como fragmentos angulosos em meio à matriz bandada (Figuras 4M, N, R). Destacam-se ainda bandas locais compostas majoritariamente por feldspato alcalino com quartzo e anfibólio subordinados, espessas de até 20 cm e intercaladas entre bandas máficas, com zoneamento granulométrico (e composicional?) alternando, da borda para o centro, domínio de cor amarelada composto por cristais grossos de feldspato alcalino, com quartzo, anfibólio e granada (?) subordinados; domínio róseo acinzentado de granulação média composto por feldspato potássico, quartzo e anfibólio subordinados; e domínio central pegmatítico composto majoritariamente por megacristais de feldspato potássico rosa (Figuras 4O, P, Q). Esta variação granulométrica/composicional também é observada lateralmente, com os domínios de feldspato alcalino amarelado transicionando para domínios de pegmatito rosa, podendo a relação núcleo/borda estar invertida, com o pegmatito na porção externa da estrutura.

A presença de faixas graníticas peraluminosas associadas ao gnaiss em diversas escalas, desde lâminas ou bandas contidas na estrutura estromática até domínios segregados mais possantes, sugere a geração desses litotipos a partir de fusão parcial *in situ/in source*. Esta relação é reforçada pela compatibilidade composicional observada

nas rochas envolvidas, já que no gnaisse a associação cianita + granada + feldspato potássico evidencia metamorfismo em fácies granulito, ou seja, condições suficientes para desidratação de minerais como muscovita e biotita com geração de líquido granítico e resíduo aluminoso. Neste caso os domínios estromáticos representariam o neossoma pouco segregado e/ou intensamente deformado; os granitos peraluminosos, leucossoma; e os domínios de cianita + granada + feldspato + quartzo, o resíduo da fusão. A ausência de feições de fusão na exposição calciossilicática local sugere que esta fácies atuou como resistato no processo anatético, embora esta interpretação seja preliminar e limitada pela falta de exposição destes domínios.

Os domínios máficos podem ser divididos em dois grupos: anfibolitos com segregações tonalíticas contidas na estrutura foliada/bandada ou alojadas em descontinuidades estruturais, sendo comum nesses sítios a ocorrência de megacristais de diopsídio parcialmente substituídos por hornblenda (Figura 5); e anfibolitos com granada, em cujas descontinuidades alojam-se segregações graníticas peraluminosas (Figura 6). De forma geral o primeiro grupo é relacionado aos corpos máficos maiores, enquanto o segundo ocorre em faixas mais restritas, normalmente nas proximidades do domínio pelítico. A não coexistência entre diopsídio e granada nos domínios máficos indica dois processos: a fusão de lentes máficas com geração e migração limitada de leucossoma tonalítico; e a interação dessas rochas máficas com o líquido gerado nas camadas pelíticas adjacentes, cujo excesso de alumínio favoreceria a geração de granada.

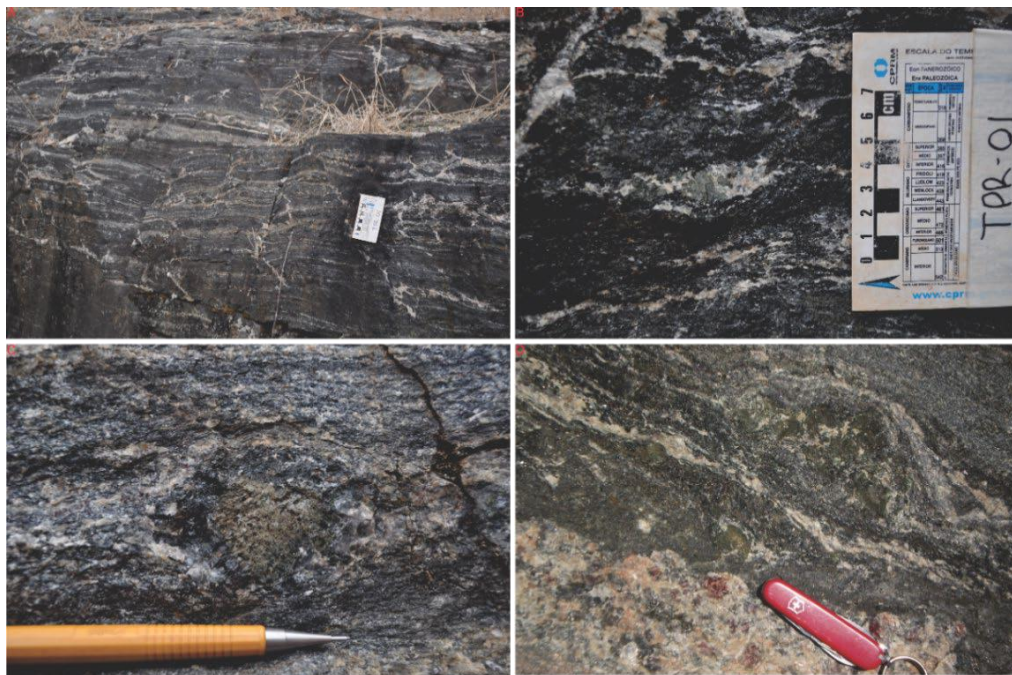


Figura 5 - Domínio máfico com presença de diopsídio: A) segregações tonalíticas in situ e in source; B) megacristais de diopsídio associado às segregações tonalíticas; C) megacristal de diopsídio com coroa e substituição parcial por hornblenda; D) contato entre domínio máfico com megacristal de diopsídio e domínio de feldspato potássico.

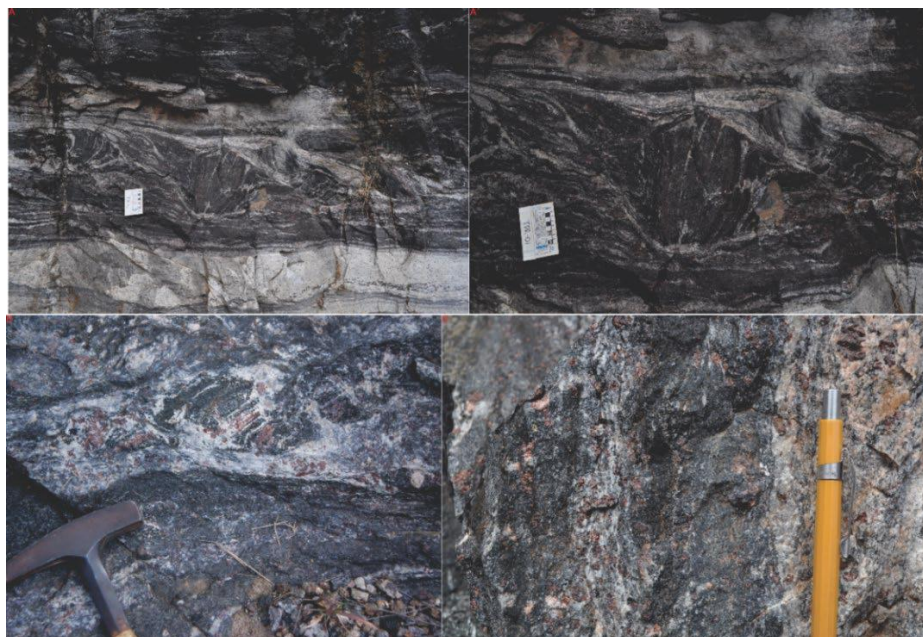


Figura 6 - Domínio máfico com granada: A) fragmento máfico sigmoidal próximo ao contato com o domínio gnáissico metapelítico, com possante segregação granítica peraluminosa; B) zoom no fragmento máfico sigmoidal, rico em granada; C) assimilação de fragmentos máficos em meio às segregações peraluminosas; D) contato entre domínio máfico e domínio granítico peraluminoso.

Na região de Varginha predominam afloramentos na forma de colinas suaves expondo cianita biotita granada granulitos de granulação grossa e estrutura foliada a

bandada, alternando domínios granoblásticos quartzo-feldspáticos e domínios ricos em granada e biotita, localmente lepidoblásticos. Quatro pedreiras foram tomadas como afloramentos-tipo, nas quais observa-se, além dos granulitos pelíticos, intercalações de rochas máficas, calciossilicáticas e segregações graníticas peraluminosas. Na saída noroeste, rumo à cidade de Elói Mendes (BR-491), encontram-se as pedreiras aqui denominadas IC05 (localizada no aterro sanitário da cidade de Varginha), a leste, e IC06, a oeste. Entre as cidades de Varginha e Carmo da Cachoeira encontram-se as pedreiras Santo Antônio, próxima à estrada de ferro a sul, e Fazenda Remanso, na estrada para Carmo da Cachoeira, a norte.

A pedreira IC06 expõe rocha estromática de cor acinzentada na qual alternam-se bandas félsicas de composição granítica peraluminosa e bandas máficas compostas por biotita com granada, além de faixas monominerálicas destes minerais. Pode-se dividi-la em três domínios: patamar inferior – topo e base – e patamar superior. Na base do patamar inferior predomina faixa com até 5 metros de espessura de leucogranito peraluminoso composto por quartzo, feldspato, muscovita, biotita e granada, e bandas de comprimento métrico e espessura de até 15 cm compostas por granada e biotita, com bordas ora difusas, ora retilíneas, além de lâminas de comprimento decimétrico a métrico compostas por granada, com até 5 cm de espessura. Sobre este pacote, ainda no patamar inferior, intercalam-se lentes do leucogranito peraluminoso com até 70 cm e leitos máficos de até 45 cm de espessura compostos por biotita e granada com quartzo e feldspatos subordinados. No patamar superior afloram rochas de cor cinza clara, com estrutura estromática na qual se alternam bandas de espessura milimétrica e textura granoblástica compostas por plagioclásio, feldspato potássico e quartzo subordinado, e bandas de textura lepidoblástica, compostas por biotita com granada associada (Figura 7K).

O leucogranito é bandado, com granulação grossa e textura granoblástica definida pela alternância entre *ribbons* de quartzo espessos de até 2 mm e concentrações de feldspatos sigmoidais espessas de até 5 mm, além de lâminas monominerálicas formadas por granada, com espessura milimétrica e comprimento decimétrico (Figura 7I). As lentes máficas são foliadas com textura lepidoblástica definida por biotita, podendo ser monominerálicas ou com porfiroblastos de granada e feldspato potássico com até 5 mm de diâmetro, exibindo texturas de coalescência quando envoltos por filmes quartzo-feldspáticos e coroas de biotita (Figuras 7L, M). Cianita subordinada associa-se a estes

domínios e em alguns planos preferenciais observa-se também porfiroblastos de sillimanita sem orientação (Figura 7J). Ocorrem ainda lentes locais de rocha máfica composta por hornblenda e plagioclásio (Figura 7H).

As rochas expostas na pedreira IC05 apresentam cor variável entre tons de rosa e cinza, granulação grossa e composição com proporções variáveis de quartzo, feldspato potássico, granada, biotita, cianita, rutilo e sillimanita. A estrutura é definida pela alternância entre domínios quartzo-feldspáticos distintos pela predominância de um destes minerais sobre o outro; e domínios com menor granulação e aumento na quantidade modal de biotita, com quartzo e feldspato potássico subordinados; todos com porfiroblastos de granada, além de cianita (Figura 8A, B, C). A textura granoblástica é predominante e gerada pela grande quantidade de quartzo e feldspatos, embora nas porções de granulação mais fina a biotita defina domínios de textura lepidoblástica (Figura 8C). Concentrações de sillimanita e biotita ocorrem em planos paralelos à foliação (Figura 8D).



Figura 7 - IC-06: (A) a (G) aspecto geral do corte e estruturação dos afloramentos, alternando lentes máficas e félsicas de diversas espessuras; (H) porção anfibolítica intercalada no resíduo; (I) porção félsica com lâminas de granaditos; (J) ocorrência de sillimanita em planos preferenciais; (K) porfiroblastos de plagioclastótipo phi; (L) alternância entre bandas de leucossoma e resíduo com megacristais de k-feldspato e granada associada; (M) resíduo com porfiroblastos de granada e k-feldspato com filmes de fusão associados.

Nas bandas em que feldspato potássico é o mineral dominante, os porfiroblastos de granada ocorrem em grande quantidade e alcançam até 2 cm de diâmetro, com biotita disposta nas bordas destes minerais e nos limites das próprias bandas. A cianita é incolor, abundante e de menor granulação em relação à granada. A sillimanita, muitas vezes

porfiroblástica e em geral associada a biotita, é confinada aos planos de foliação e apresenta distribuição aleatória. As bandas leucocráticas onde o quartzo é mais abundante também apresentam granada com coroas de biotita e feldspato potássico subordinado, muitas vezes associado às bordas da estrutura, às quais associam-se filmes milimétricos de biotita.

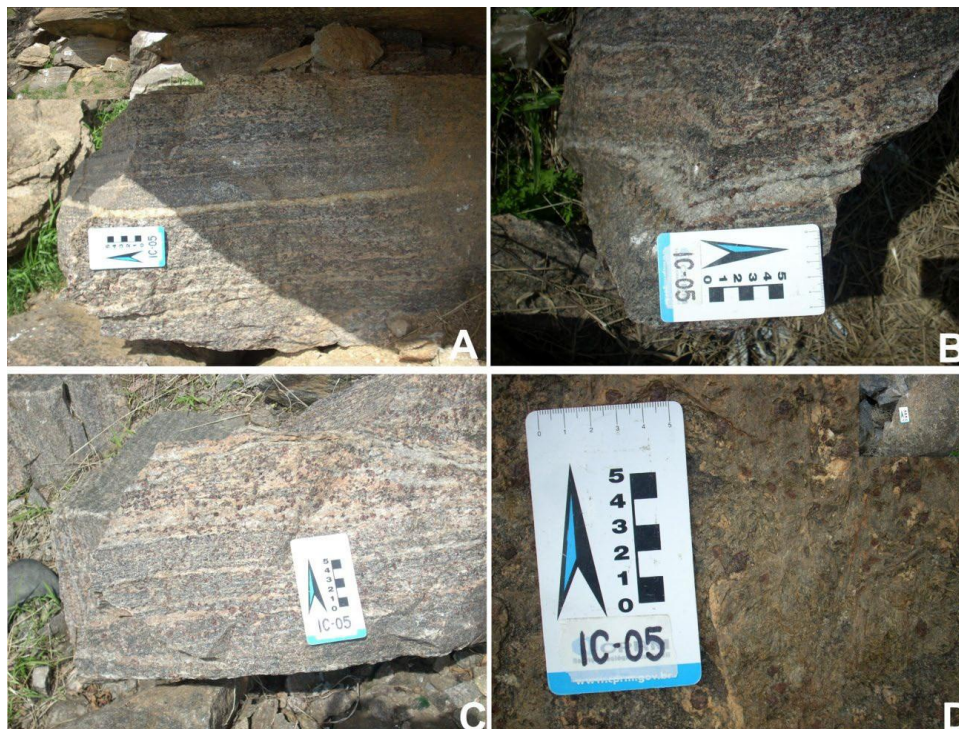


Figura 8 - IC-05: (A) aspecto geral do bandamento; (B) relação entre bandas ricas em quartzo, feldspato potássico e biotita; (C) contraste de granulação entre bandas máficas e leucocráticas; (D) plano de concentração de sillimanita centimétrica no patamar superior da pedreira.

A pedreira Santo Antônio expõe rochas de cor cinza e estrutura bandada alternando domínios pelíticos com espessura entre 40 cm a 1 metro e domínios calciossilicáticos espessos de até 40 cm, com domínios monominerálicos locais, subordinados, compostos por quartzo, feldspato ou granada, espessos em média de 1 cm (Figuras 9A, B e C). No domínio metapelítico o bandamento tem escala centimétrica alternando bandas cinzas de até 10 cm de espessura compostas por quartzo, feldspato, anfibólio, biotita, granada e cianita, com textura granonematoblástica gerada pelo estiramento de quartzo e orientação de anfibólio concordantes com a estrutura principal; bandas leucocráticas de composição granítica peraluminosa espessas de 1 a 8 cm (Figura 9D). Ocorrem faixas subordinadas e descontínuas, em geral paralelas e localmente oblíquas à estrutura principal, compostas majoritariamente por quartzo ou feldspato, espessas de 1 cm e às quais associam-se megacristais de feldspato rotacionado e em cujas

bordas é comum a concentração de minerais máficos, incluindo granada (Figura 9E). Tais concentrações máficas podem formar domínios locais espessos de até 5 cm.

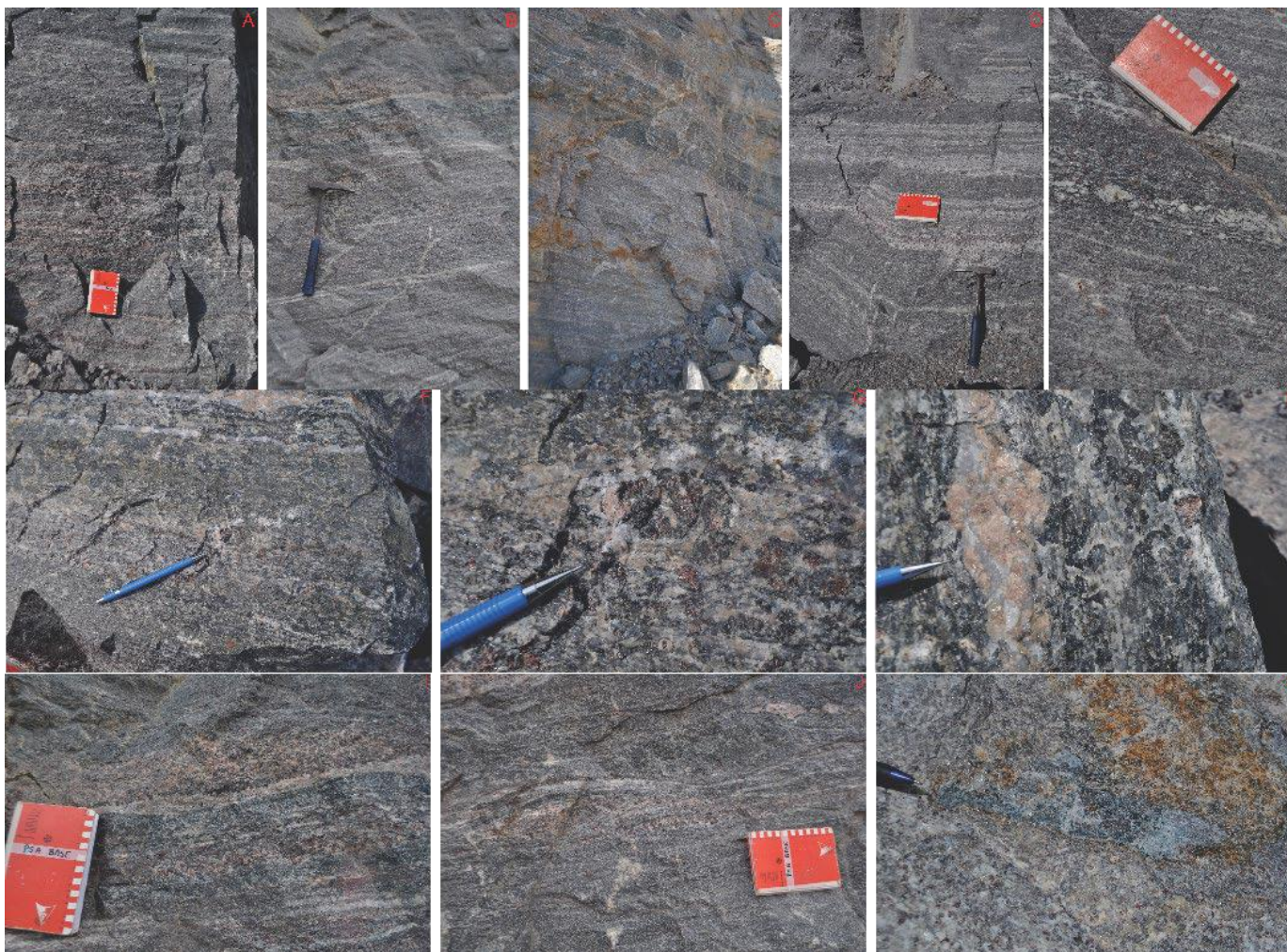


Figura 9 - Pedreira Santo Antônio: A) bandamento composicional no domínio basal, alternância entre camadas em tons de cinza claro, cinza escuro e rosa; B) intercalação de lâminas leucocráticas paralelas ao bandamento principal e veio leucocráticos discordantes; C) predominância de composição pelítica (domínio cinza claro) em relação às bandas calciossilicáticas (cinza escuro) subordinadas; D) bandamento em domínio pelítico do patamar superior da pedreira, alternando bandas leucograníticas peraluminosas e bandas pelíticas com biotita, cianita e granada; E) destaque de domínio rico biotita, granada e megacristais de feldspato no pacote metapelítico; F) contato entre domínio pelítico e calciossilicático em bloco não patamar basal da pedreira; G) destaque para concentração de granada, biotita, feldspato alcalino e quartzo no contato entre os domínios pelítico e calciossilicático apresentados na imagem “F”; H) concentração de quartzo e feldspato alcalino no contato entre domínio quartzoso e domínio rico em anfibólio da banda calciossilicática do bloco na imagem “F”; I) domínios ricos em granada e feldspato alcalino e lâminas monominerálicas de quartzo intercaladas entre bandas calciossilicáticas; J) domínios de quartzo, granada e feldspato alcalino intercalados em matriz pelítica homogênea; K) concentração de cianita em plano da foliação no domínio pelítico.

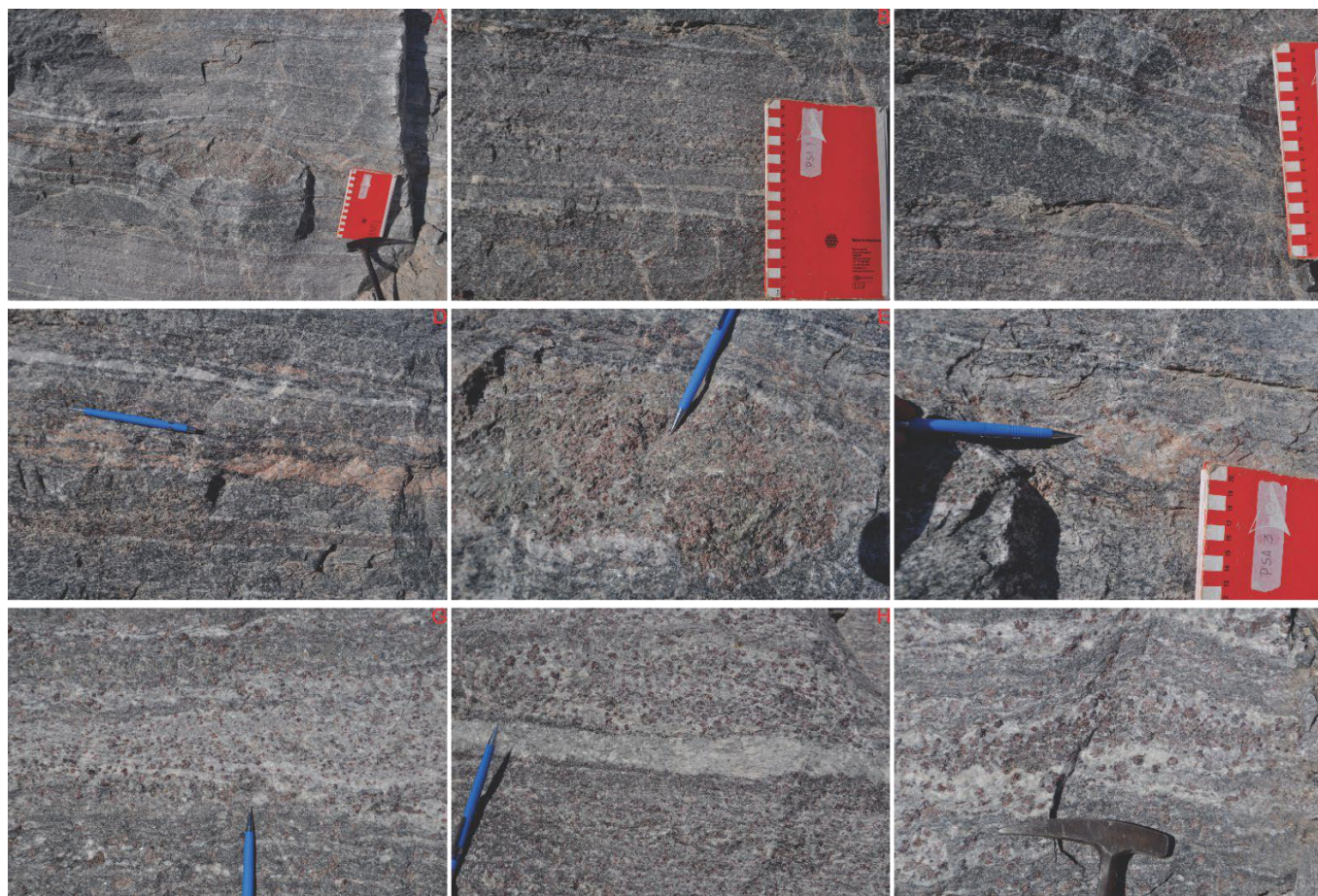


Figura 10 - Pedreira Santo Antônio, detalhes do bandamento composicional: (A) alternância entre domínio basal de composição pelítica e bandamento e domínio superior calciosilicático com concentração de granadas e feldspato alcalino; (B) destaque do domínio basal bandado alternando faixas espessas de até 10 cm compostas por quartzo, feldspato, cianita, granada, biotita e anfibólio, e lâminas subordinadas com até 1 cm de espessura compostas majoritariamente por quartzo e/ou feldspato, em cujas bordas ocorre concentração de minerais máficos; (C) faixa calciosilicática espessa de até 15 cm composta majoritariamente por quartzo e anfibólio, com lâminas de quartzo ou máficos localmente intercaladas; (D) concentração de feldspato alcalino grosso próximo ao contato com a faixa calciosilicática; (E) concentração de granada com cianita (alterada para muscovita) e anfibólio próximo ao contato com a faixa calciosilicática ; (F) intercrescimento de feldspato, granada e quartzo próximo à concentração de granada; (G) segregação granítica peraluminosa no domínio pelítico do patamar superior; (H) faixa monomineralica de quartzo associada às segregações graníticas no domínio pelítico do patamar superior; (I) concentração de granada em segregação granítica no domínio pelítico do patamar superior.

Os domínios calciossilicáticos apresentam aspecto homogêneo e são compostos por quartzo e anfibólio, podendo conter granada. O contato com os domínios pelíticos ocorre ora de forma transicional, com aumento na quantidade de quartzo e anfibólio e associação de concentrações monominerálicas de quartzo, feldspato alcalino e granada (Figuras 9F, G, H); ora de forma abrupta, podendo ocorrer bandamento entre as faixas calciossilicáticas e aquelas ricas em quartzo, feldspato alcalino e máficos (Figuras 9I, J). Concentrações de cianita também ocorrem localmente em planos paralelos à estrutura principal nos domínios pelíticos (Figura 9K). Nos domínios calciossilicáticos mais possantes, recorrentes nas porções inferiores da pedreira, nota-se o espessamento dos domínios de quartzo, feldspato potássico e principalmente de máficos, estes chegando a espessuras de até 15 cm (Figuras 9A a F); enquanto nos domínios pelíticos mais desenvolvidos, predominantes nos patamares superiores, observa-se segregações graníticas peraluminosas com concentração de máficos geralmente nas porções internas e de quartzo nas bordas (Figuras 10G a I).

A íntima associação entre bandas pelíticas e calciossilicáticas sugere que o bandamento composicional das rochas observadas na região de Varginha, sobretudo na pedreira Santo Antônio, é herança do protólito sedimentar. Assim como na região de Três Pontas, a associação cianita + granada + feldspato potássico nos metapelitos indica metamorfismo em fácies granulito e condições suficientes para desidratação de minerais como muscovita e biotita, de forma que as segregações graníticas peraluminosas relacionadas a esse litotipo seriam representantes do leucossoma e os domínios máficos e/ou ricos em quartzo e feldspato alcalino, resíduo. A presença de bandamento nos domínios calciossilicáticos alternando regiões mais ricas em quartzo, anfibólio, feldspato alcalino ou granada sugere que o processo anatético foi pervasivo em todo o pacote metassedimentar, embora seja mais difícil estabelecer quais porções do neossoma correspondem a resíduo, leucossoma e zonas de interação com os domínios pelíticos. Em princípio assume-se as porções ricas em quartzo com anfibólio subordinado como leucossoma, enquanto as concentrações máficas, de quartzo e feldspato devem corresponder ao resíduo.

A norte da pedreira Santo Antônio está a pedreira Fazenda Remanso, que expõe em 4 patamares rocha de cor cinza, granulação grossa e estrutura bandada alternando domínios quartzo-feldspáticos granoblásticos e lâminas lepidoblásticas definidas por biotita, além da associação de cianita, anfibólio e distribuição pervasiva de granada

porfiroblástica em ambos os domínios (Figura 11). A homogeneidade do bandamento é interrompida por segregações graníticas peraluminosas espessas de até 50 cm, com granulação mais fina em relação à matriz gnáissica, além de bandas ricas em biotita com hornblenda, cianita e megaporfiroblastos de granada associados, com espessura de até 7 cm (Figura 11C). Localmente ocorre intercalação de faixas espessas de até 30 cm, com cor de alteração avermelhada, compostas por quartzo, epídoto e rica em sulfetos, apresentando contato abrupto com zonas de segregação do granito peraluminoso (Figuras 11E a H).



Figura 11 - Pedreira Fazenda Remanso: (A) disposição dos 4 patamares; (B) aspecto geral do bandamento gnáissico; (C) megacristal de granada associada a domínio máfico mais desenvolvido; (D) contato abrupto entre o gnaisse e ocorrência arredondada de rocha gabróica; (E) intercalação entre domínio gnáissico, granito peraluminoso e rocha escura com alteração avermelhada; (F) detalhe do contato entre o granito peraluminoso e a rocha de alteração vermelha, com tingimento do granito no contato; (G) detalhe do granito peraluminoso com distribuição pervasiva de granada; (H) detalhe da rocha com alteração vermelha – cor verde nas porções preservada, rica em sulfetos; (I) contato entre gnaisse e leucogranito com máficos esparsos; (J) granito peraluminoso com granadas substituídas por biotita; (K) fragmento calciossilicático angular em meio à matriz gnáissica; (L) detalhe do fragmento calciossilicático angular.

Pontualmente, no piso do patamar inferior da pedreira, ocorre contato abrupto entre os domínios ricos em biotita e de granito peraluminoso com bolsões arredondados de rocha máfica (IC~50) equigranular grossa rica em anfibólio e plagioclásio, com textura ofítica, com certa interação com o halo leucocrático e alguma assimilação de granadas da encaixante. Rumo ao topo as bandas máficas ricas em biotita alcançam espessura de até 50 cm e as granadas nas segregações graníticas peraluminosas são parcialmente substituídas por biotita (Figura 11D), ocorrendo também segregações leucocráticas sem granada (Figura 11I), além de fragmentos angulosos pontuais de rocha calciossilicática em meio à matriz gnáissica granulítica (Figuras 11K, L).

Além do bandamento principal como evidência do processo anatético e, conseqüentemente, suporte de conjecturas a respeito do metamorfismo progressivo, as pedreiras Santo Antônio, Remanso e Três Pontas apresentam planos de falha/fratura preenchidos por biotita e/ou quartzo, indicando evento deformacional rúptil tardio de temperatura relativamente alta.

1.2. *Nappe* Carmo da Cachoeira

Próximo ao contato com a *Nappe* Três Pontas-Varginha, a oeste, afloram rochas muito alteradas com tons vermelhos a amarelos, ricas em quartzo tanto na composição da matriz quanto em veios monominerálicos, com bandamento composicional em escala centimétrica alternando domínios avermelhados, acinzentados e ocre, ou, nos domínios mais ricos em quartzo, foliação definida principalmente pelo estiramento deste mineral. A granulação é fina nos domínios ocre e vermelhos, e grossa nos domínios cinzas ricos em quartzo, em ambos os casos com presença de granada (Figura 12).

Nas proximidades da cidade de Carmo da Cachoeira predominam intercalações de quartzito ora micáceo, de granulação grossa, estrutura foliada com discreto bandamento composicional evidenciado por lâminas de biotita, ora em bancos mais puros, sem micas e de granulação fina, com faixas de cianita granada biotita plagioclásio xistos de estrutura granolepidoblástica gerada pela orientação de quartzo, plagioclásio e biotita de granulação média a grossa (Figura 13). Rumo a leste predominam rochas muito alteradas e de cor vermelha, com bandamento composicional intercalando domínios brancos, além de domínios locais com quartzo abundante (Figura 14). A presença de granada é pervasiva nessas rochas e texturas de coalescência são comuns quando estão associadas aos domínios brancos, caulíníticos. Em afloramentos localmente mais preservados é possível reconhecer cianita e feldspato potássico.



Figura 12 - Rochas da Nappe Carmo da Cachoeira próximas ao contato com a Nappe Três Pontas-Varginha: (A) e (B) aspecto geral dos afloramentos com alto grau de alteração, com bancos psamíticos e veios de quartzo mais evidentes (A = DO-25, B = DO-24); (C) detalhe do afloramento DO-24 expondo intercalação entre domínios vermelho, ocre, cinza e veio de quartzo; (D) piso no afloramento DO-24 expondo domínio rico em quartzo e granadas porfiroblásticas; (E) afloramento DO-23 expondo rocha de cor cinza e composição rica em quartzo; (F) detalhe do afloramento DO-23 com destaque do predomínio de quartzo na composição, com máficos e plagioclásio (alteração caulínítica) subordinados.



Figura 13 - Aspecto geral das rochas da Nappe Carmo da Cachoeira nas proximidades da Fazenda da Serra: (A) lajes no Ribeirão da Serra expondo intercalação entre quartzito micáceo (B, ponto DO-17) e cianita granada biotita plagioclásio xisto (C, ponto DO-18); D) banco de quartzito micáceo com granulação grossa e muscovita porfiroblástica (DO-19); E, F) banco psamítico mais puro e com granulação mais fina (DO-19).

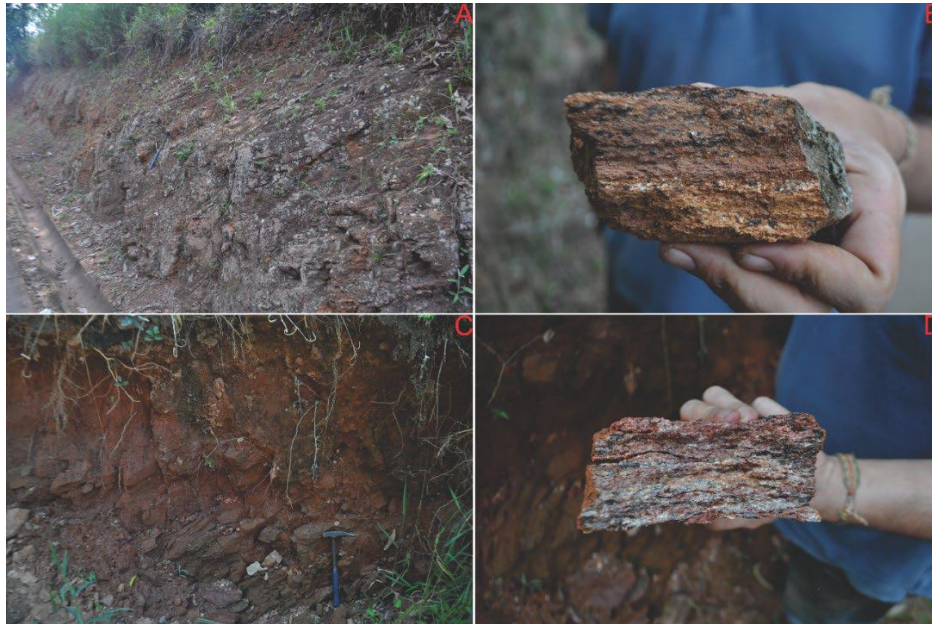


Figura 14 - Rochas no setor leste da Nappe Carmo da Cachoeira: (A),(B) rochas de cor avermelhada com intercalações de bandas caulínicas e distribuição pervasiva de granada; (C),(D) domínios ricos em quartzo.

1.3. *Nappe* Liberdade Ocidental

A granada ocorre como porfiroblastos que variam entre 0,5 mm e 1 cm de diâmetro, em quantidades de 5 a 15%. Quartzo e plagioclásio perfazem de 30 a 60% da rocha, enquanto a biotita varia entre 20 e 40%. Esta variação modal condiciona o aspecto do afloramento das rochas desta unidade, sendo que nas regiões de baixada, com afloramentos escassos e bastante alterados, ocorrem os xistos com foliação proeminente, franca predominância de biotita e subordinação das fases granoblásticas; enquanto domínios homogêneos, com maior quantidade de quartzo e plagioclásio, afloram nas encostas e por vezes compõem os topos das serras, como lajes arredondadas e de dimensões métricas.

São comuns megacristais de plagioclásio dispersos na matriz, por vezes sigmoidais, e porfiroblastos de granada com feições de coalescência, envoltas por coroas/filmes de plagioclásio, interpretadas como cristalização de filmes de fusão *in situ*; ou com coroas de biotita, interpretadas como retrometamorfismo durante a cristalização de fusão *in situ*. Veios de quartzo de espessura centimétrica e comprimentos variáveis, às vezes com mais de 1 metro, concordantes ou truncando a estrutura principal da rocha, muitas vezes em dobras intrafoliais ou formas sigmoidais, são penetrativos em todo o pacote. A ocorrência destas estruturas concordante e discordantemente da estrutura principal evidencia a diacronicidade de geração de fluidos em relação à fase de deformação principal.

Variações na estrutura, granulação e moda dos minerais associadas às feições de fusão *in situ* e *in source* são interpretadas como oriundas de processo anatético incipiente a moderado, do topo para a base do pacote. A caracterização desse processo decorre do estudo em detalhe das pedreiras IC01, IC03 e IC07, iniciado nos trabalhos de Batista (2011, 2015) e em continuidade na presente tese. A pedreira IC01 encontra-se na estrada de ferro abandonada, próxima ao ponto de cruzamento entre o Rio Lambari e a BR-267, nas cercanias da intersecção com a BR-460, expondo rochas de cor cinza escura, com foliação anastomosada, homogênea, com lentes ou veios de quartzo recorrentes ao longo do pacote (Figura 15). A textura da rocha é lepidogranoblástica e sua composição é dada por quartzo, plagioclásio e biotita, compondo a matriz, enquanto a muscovita está associada às bordas de veios de quartzo ou em planos preferenciais paralelos ao bandamento; cianita, como cristais incolores de até 4 mm, e porfiroblastos de granada, com diâmetro médio de 5 mm e máximo de 8 mm, ocorrem associados à biotita em domínios lepidoblásticos. Variações locais na proporção de biotita, quartzo e plagioclásio podem imprimir à rocha bandamento composicional discreto. Cristais de cianita estão dispostos no plano da foliação, mas nem sempre acompanham a direção da lineação mineral definida por muscovita e biotita, paralela a eixos de crenulação que deformam a estrutura principal. Cristais maiores de plagioclásio são comuns e podem ser remanescentes de grãos detríticos (Figura 15G). A paragênese quartzo + muscovita + plagioclásio + cianita + biotita, típica da zona da cianita, acima das condições de quebra da estauroлита, indica metamorfismo em fácies anfíbolito.

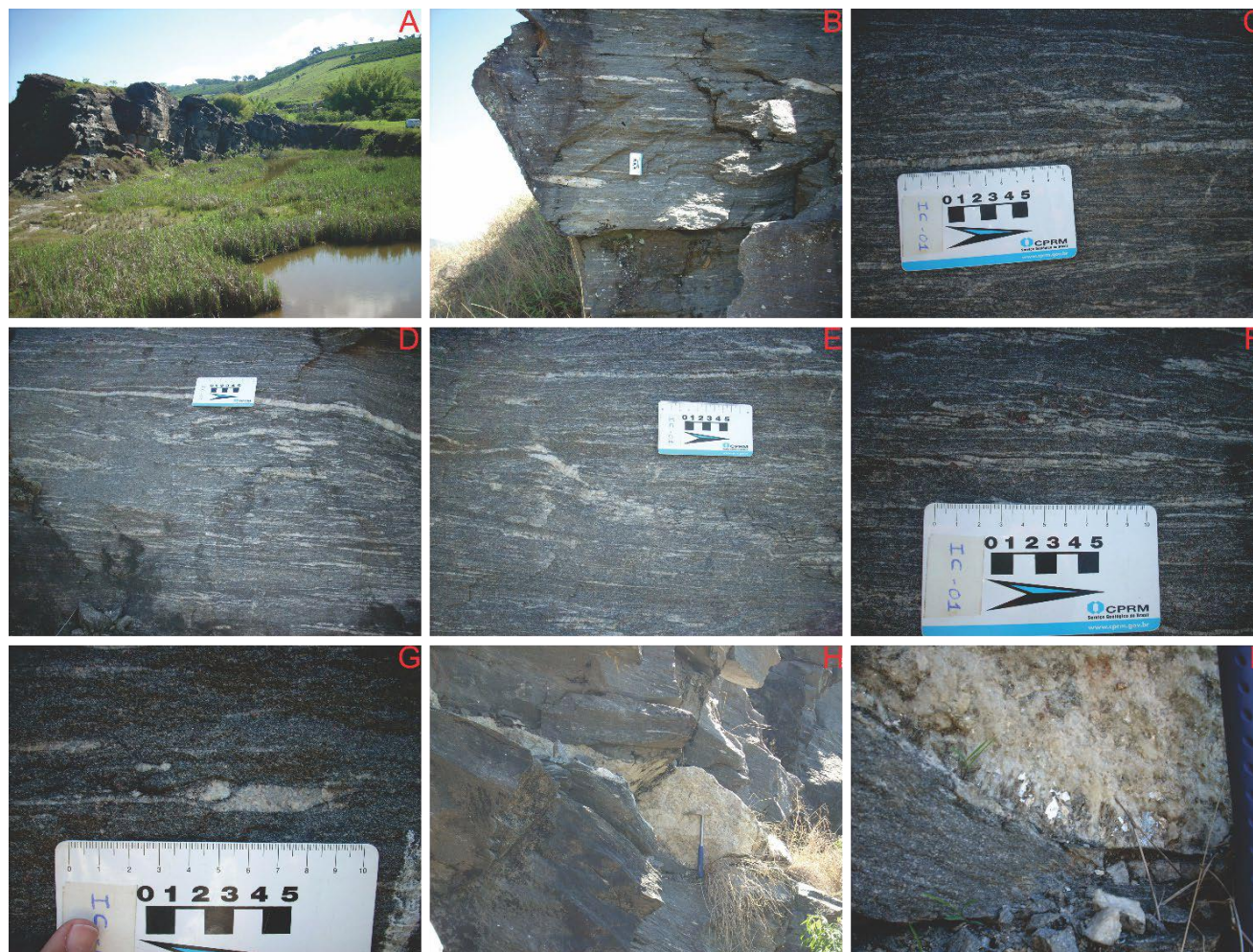


Figura 15 - Pedreira IC01: A) aspecto geral da exposição; B) aspecto geral da estrutura; C-F) ocorrência pervasiva de veios de quartzo, paralelos ou discordantes da estrutura principal; G) porfiroclastos de plagioclásio na matriz xistosa; H) bolsão tonalítico sigmoidal; I) detalhe do bolsão tonalítico com borda rica em muscovita porfiroblástica.

A pedreira IC03 fica localizada na saída sul de Três Corações, nas cercanias da rodovia MG-167 rumo a Cambuquira. A rocha é cinza clara, de granulação grossa a muito grossa, com veios de quartzo ou de composição tonalítica subparalelos à foliação e pequenas lentes quartzo-feldspáticas disformes com contatos transicionais com a matriz. A textura é lepidogranoblástica, gerada pelo notável aumento na quantidade de plagioclásio e quartzo em relação à pedreira IC-01, bem como pela maior granulação, embora porções mais finas ainda preservem bandamento composicional discreto, paralelo à estrutura principal. A foliação em todo o pacote é anastomosada, com leitões lepidoblásticos ricos em biotita ou localmente muscovita tardia envolvendo domínios ricos em quartzo ou quartzo + plagioclásio. Os porfiroblastos de granada apresentam alteração para biotita quando próximos às segregações quartzo-feldspáticas, sendo que estas também ocorrem envelopadas por biotita. Granada e cianita são abundantes e os cristais são maiores que em IC01, com até 2 cm, distribuídos na matriz da rocha. A muscovita apresenta menor proporção modal, subordinada às bandas com textura lepidoblástica ou na forma de porfiroblastos com até 5 cm contidos nos planos de foliação, com orientação levemente discordante da estrutura principal.

Os veios de quartzo apresentam contato retilíneo com a encaixante, enquanto aqueles de composição tonalítica exibem contatos transicionais com a matriz. Neste caso, filmes milimétricos de biotita com até 5 mm de espessura, além de cristais de cianita e granada, podem se associar às bordas das estruturas. Estas segregações estão dispersas na rocha de forma aleatória (Figura 16), formando veios, bolsões e/ou lentes de um a oito centímetros de espessura, contínuos ou descontínuos, com 1 a 50 centímetros de comprimento, em geral paralelos à foliação. Em alguns casos, a presença de cristais de plagioclásio de 1 a 2 cm nas bordas dos veios de quartzo indicam o aproveitamento destas estruturas para a nucleação dos veios/bolsões quartzo-feldspáticos.

A pedreira IC07 encontra-se próxima à IC03 e apresenta características semelhantes a esta e também à IC01, com intercalação de domínios de granulação grossa e com segregações tonalíticas e bancos xistosos com maior quantidade de biotita (Figura 17). Os domínios xistosos possuem granulação fina a média e composição dada por cianita, granada, biotita, plagioclásio, quartzo e muscovita, além de ilmenita, apatita e localmente turmalina. Intercalados aos bancos xistosos, as bandas com segregação apresentam granulação grossa com mais quartzo e plagioclásio e com presença de muscovita porfiroblástica contida na foliação.

No patamar superior da pedreira a rocha exposta trata-se de cianita plagioclásio granada biotita xisto com lentes centimétricas de quartzo grosso paralelas à estrutura principal. Na borda das lentes de quartzo são frequentes *spots* centimétricos de composição tonalítica com biotita euédrica porfiroblástica. Lentes tonalíticas subcentimétricas a centimétricas ocorrem também isoladas em veios de quartzo, em meio a níveis mais micáceos e com granadas maiores, sendo que os níveis mais granoblásticos possuem granadas de tamanho constante (~0,4cm) e presença de porfiroclastos de plagioclásio isolados.

No paredão principal os níveis granoblásticos perfazem cerca de 50% da exposição, separados por domínios com frequentes veios de quartzo, lentes de composição tonalítica e biotita abundante. Na base do paredão, ocorre nível xistoso com megacristais de apatita verde de até 5 cm (Figura 18). No patamar inferior ocorre alternância de níveis xistosos com níveis segregados, sendo mais frequentes os veios e bolsões tonalíticos com espessura média de 2 cm. Neste patamar o domínio superior é composto por cianita granada biotita xisto homogêneo de granulação fina e textura granoblástica, e bandas com segregações tonalíticas de até 5 cm de espessura; rumo à base observa-se contraste reológico na alternância de bandas de até 80 cm de xisto fino com bandas tonalíticas segregadas de mesma espessura. Localmente pode-se acompanhar a continuidade das acumulações tonalíticas engajadas na estrutura principal, com acúmulo de biotita no contato destas estruturas com a matriz xistosa.

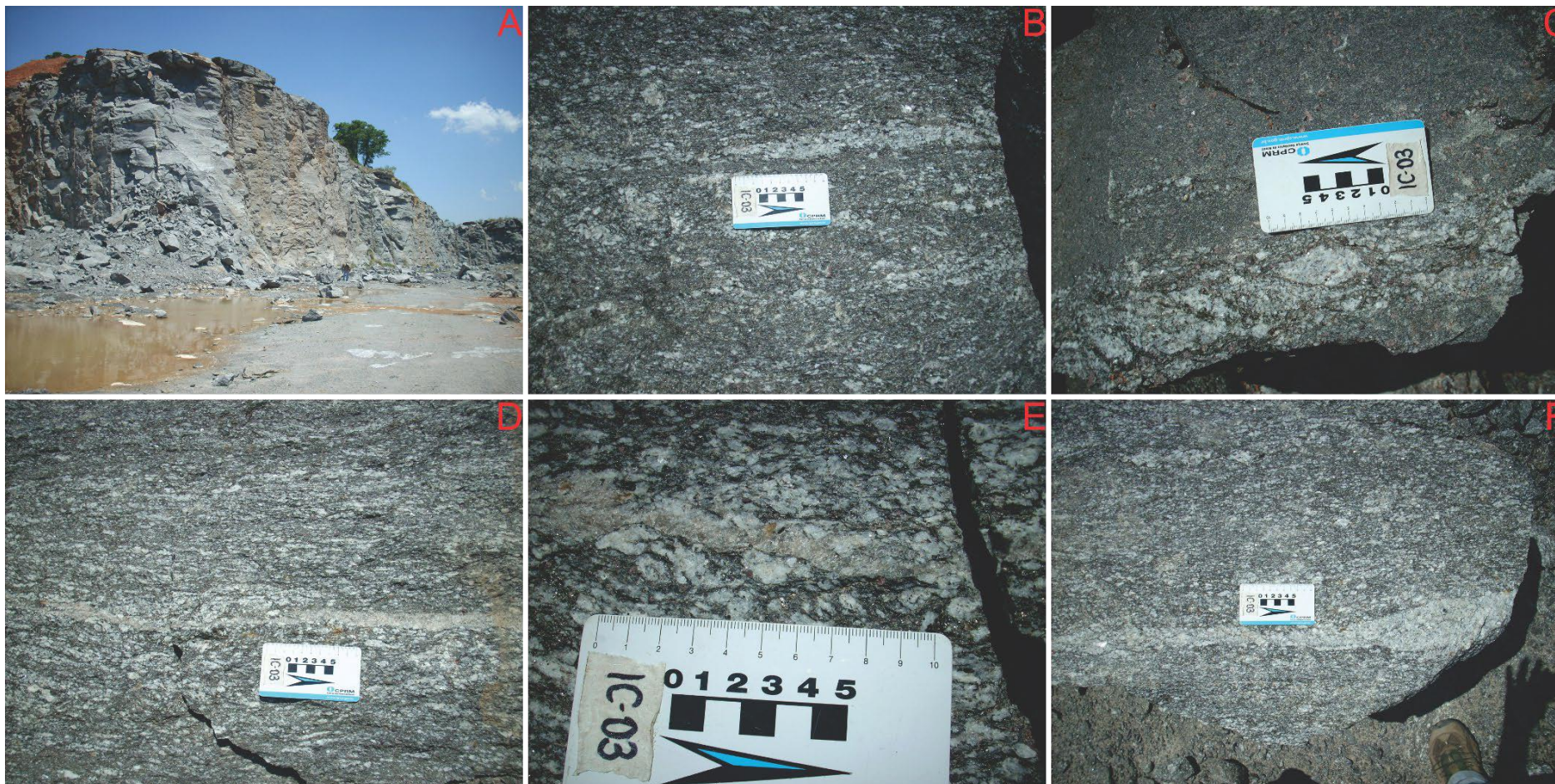


Figura 16 - Pedreira IC03: A) aspecto geral da exposição; B) aumento na granulação e quantidade de quartzo e plagioclásio em relação à pedreira IC01; C) contraste entre domínio xistoso homogêneo fino e domínio grosso com segregações tonalíticas; D) veio de quartzo na matriz grossa; E) plagioclásio associado às bordas de veio de quartzo; E) veio tonalítico na matriz grossa.

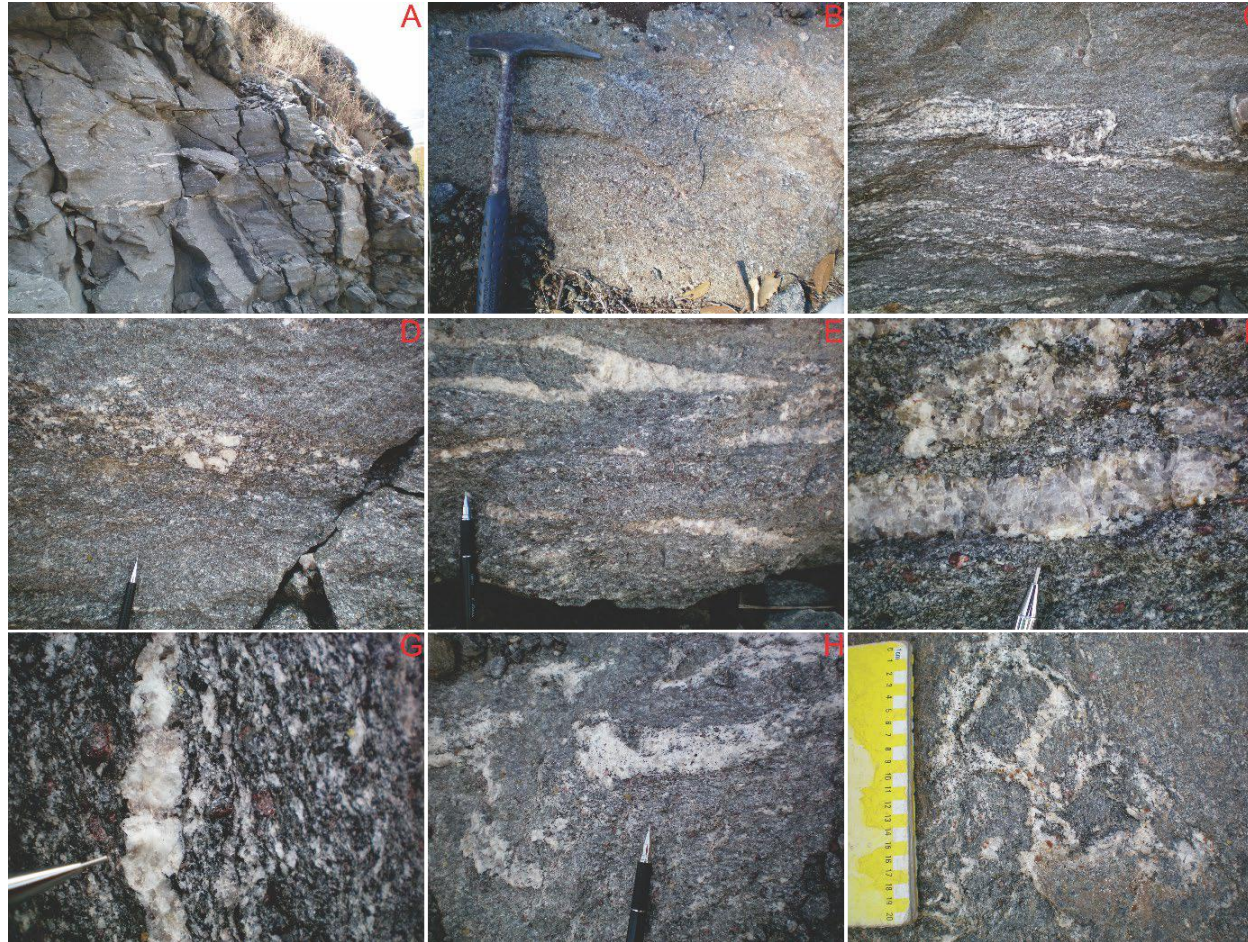


Figura 17 - Pedreira IC07: A) aspecto geral da exposição; B) domínio xistoso homogêneo e de granulação fina, com granadas distribuídas homogêneamente; C) contraste entre domínio xistoso fino e domínio grosso rico em plagioclásio; D) porfiroclastos de plagioclásio em domínio grosso subordinado na matriz xistosa; E) veios de quartzo paralelos à estrutura principal; F) plagioclásio associado às bordas de veio de quartzo; G) segregação de plagioclásio com quartzo associado às bordas; H) segregações tonalíticas; I) envelopamento de segregações tonalíticas por biotita com granada associada.

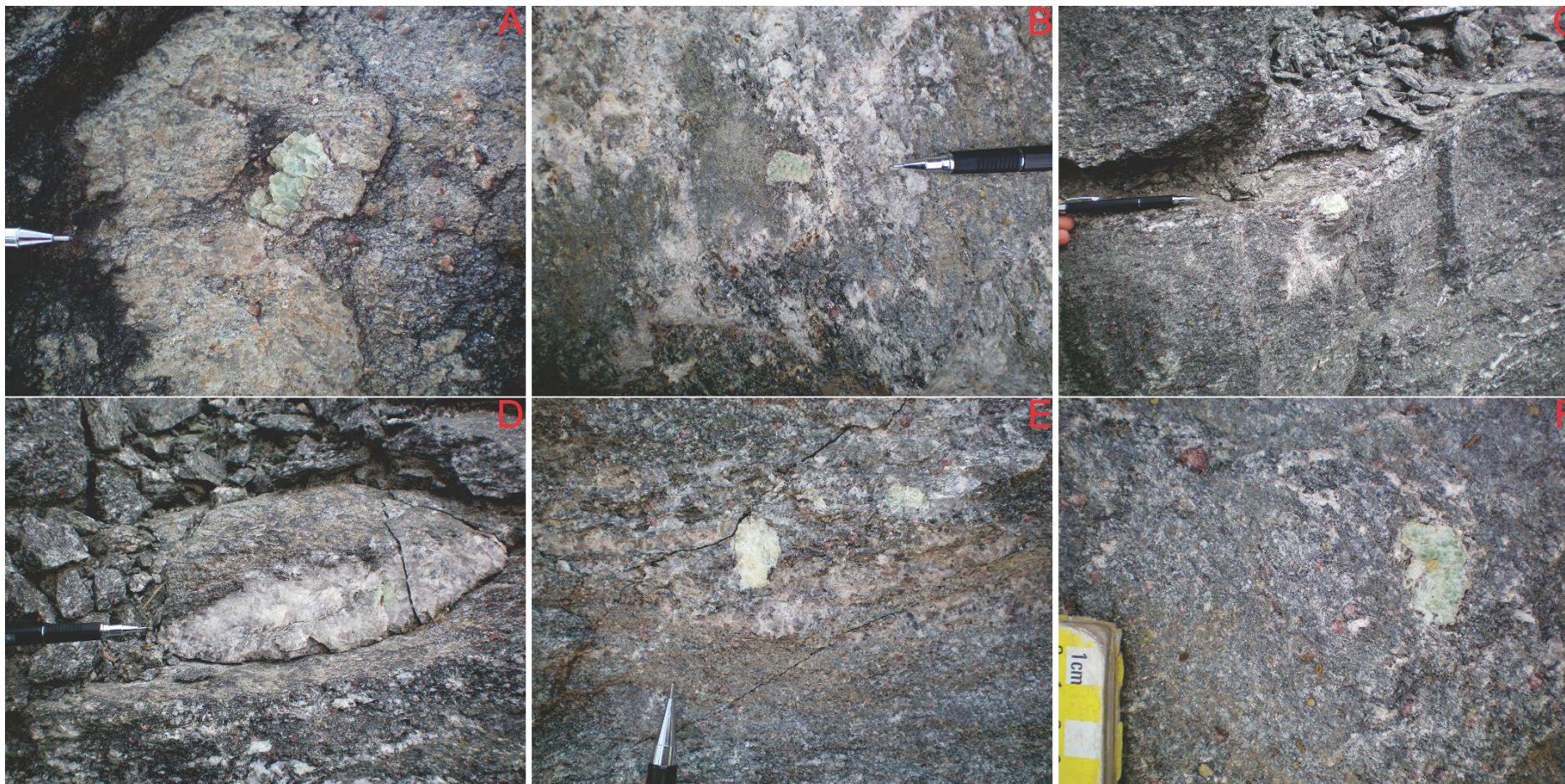


Figura 18 - Megacristsais de apatita em IC07: A) no plano de foliação, mais rico em muscovita; B) associado a domínio máfico envolvendo segregação tonalítica; C) na matriz de granulação grossa; D) interno em vio de quartzo; E) em domínio rico em quartzo da matriz de granulação grossa; F) no domínio xistoso de granulação mais fina.

1.4. *Nappe* Andrelândia

A pedreira de Lambari, denominada neste trabalho como IC02, é o afloramento-tipo selecionado no segmento relacionado à porção oeste da *Nappe* Andrelândia (Campos Neto *et al.*, 2007). A exposição localiza-se na periferia sul da cidade de Lambari (Figura 19), na serra de mesmo nome, expondo rocha de cor cinza escura composta por quartzo, granada, muscovita, biotita, plagioclásio e cianita, além de turmalina e veios centimétricos de quartzo, eventualmente com associação de plagioclásio. Os veios se distribuem de forma aleatória na rocha, subparalelos ou eventualmente cortando a estrutura principal, dobrados ou não, e com contato brusco com a encaixante. A estrutura é xistosa, com textura lepidoblástica, definida por micas, além de cristais de cianita e granada que podem formar porfiroblastos. De forma geral, as rochas desta exposição são semelhantes àsquelas observadas na pedreira IC01, salvo o caráter mais verticalizado da foliação e maior quantidade de muscovita.



Figura 19 - Pedreira de Lambari.

1.5. Geologia Estrutural

Apresentam-se, do topo para a base, as pedreiras analisadas no oeste do Sistema de *Nappes* Andrelândia: IC06, IC05, PSA, PR, PTP (*Nappe* Três Pontas-Varginha); e IC07, IC03 e IC01 (*Nappe* Liberdade, vide Batista, 2015), além da pedreira de Lambari, IC02, localizada na faixa basal associada à *Nappe* Andrelândia.

A maioria das feições aqui descritas é reconhecível nas figuras de detalhamento da geologia local, sendo o foco deste capítulo a projeção das estruturas em estereogramas tipo rede de Schmidt.

Na região de Três Pontas a foliação principal (S_n) apresenta-se ondulada, com direção variando entre NW-SE e NE-SW e mergulho entre 5° e 50° para SSW ou SSE (Figura 20). A dispersão NW-SE dos polos das camadas reflete a sobreposição de crenulação com eixo destacado pela orientação de biotita e estiramento de quartzo paralelos, e cuja clivagem (S_{n+1}), em geral espaçada e com maior inclinação, resulta da transposição da estrutura prévia em planos NNE-SSW com mergulho entre 40° e 90° para NW (Figura 21). Na pedreira de Três Pontas a estrutura principal é NW-SE mergulhando ora para NE, ora para NW, perturbada em escala milimétrica a métrica por *boudins* cujos *necks* concordam com a vergência SSW de dobras assimétricas com plano axial WNW-ESE e para onde hospeda leucossoma (Figura 22). Além da conspícua clivagem de crenulação com eixos bem marcados por lineação mineral e de estiramento, observa-se também a presença de lineação de intersecção compatível com a interferência gerada por S_{n+1} (Figura 23). Destacam-se também estruturas tardias como planos de deslocamento sinuosos e subverticais, com orientação NE-SW, pervasivos ao longo de toda a exposição, e espelhos de falha marcados por degraus destacados em planos com mais quartzo, com estrias indicando movimentação sinistral (Figura 24).

Na região de Varginha a orientação da estrutura principal (S_n) é NW-SE com mergulho de ângulo variável para SW, como mostra a dispersão NE-SW dos polos de S_n (Figura 25). Devido à granulação grossa que confere aspecto textural homogêneo aos granulitos observados neste domínio, o reconhecimento de estruturas superimpostas é mais difícil, embora nos litotipos com mais quartzo seja reconhecível clivagem espaçada de caráter rúptil gerada pela crenulação da foliação principal, com orientação NE-SW e mergulho para NW. Observa-se ainda a colocação de veios graníticos de espessura centimétrica e granulação fina, posteriores a essas estruturas, com orientação ENE-WSW e mergulho para SSW.

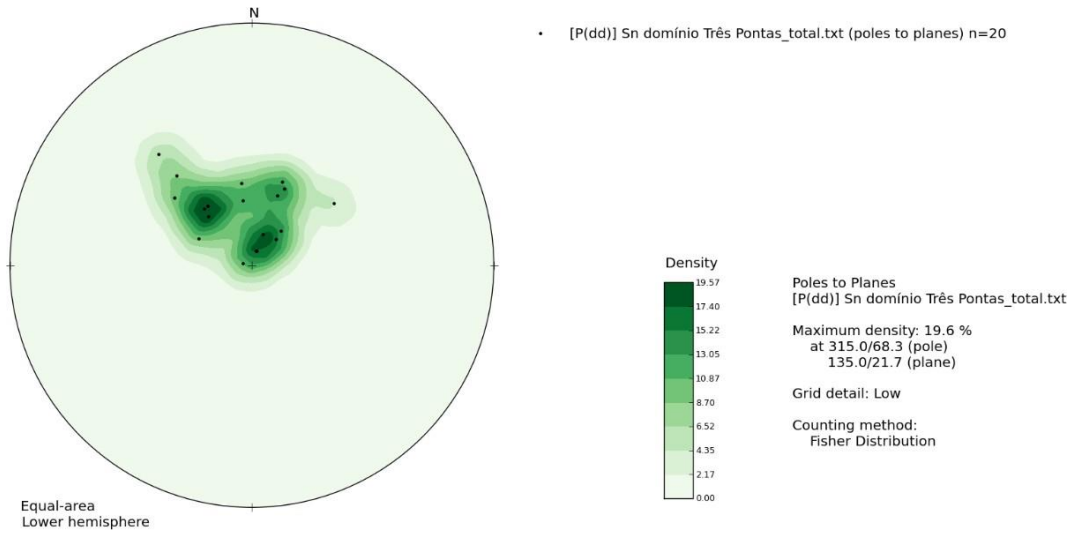


Figura 20 – Rede de Schmidt com projeção dos polos da estrutura principal (S_n) na região de Três Pontas. Destaque para espalhamento NW-SE.

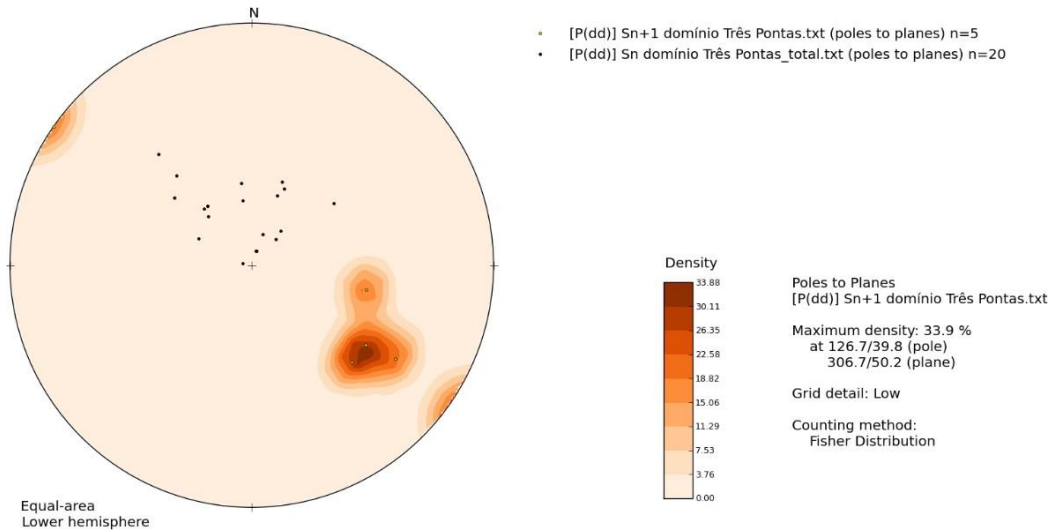


Figura 21 - Rede de Schmidt com projeção dos polos da estrutura principal (S_n) e clivagem de crenulação (S_{n+1}) na região de Três Pontas. Destaque para o alinhamento NW-SE dos polos de ambas as fases deformacionais.

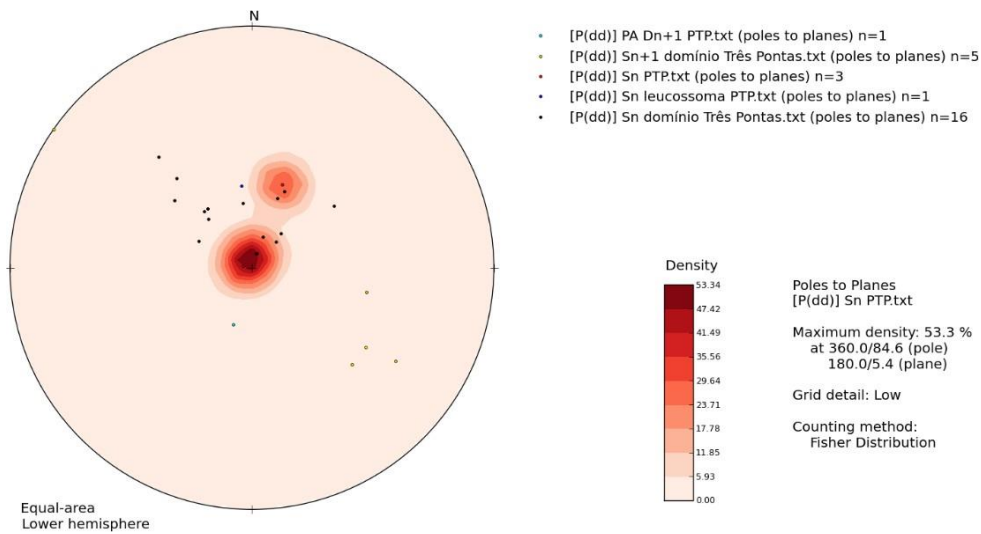


Figura 22 – Rede de Schmidt com dispersão dos polos evidenciando o contraste entre a orientação de Sn e Sn+1 regionalmente e na pedreira de Três Pontas. Destaque para o alinhamento NE-SW dos polos da estrutura da pedreira.

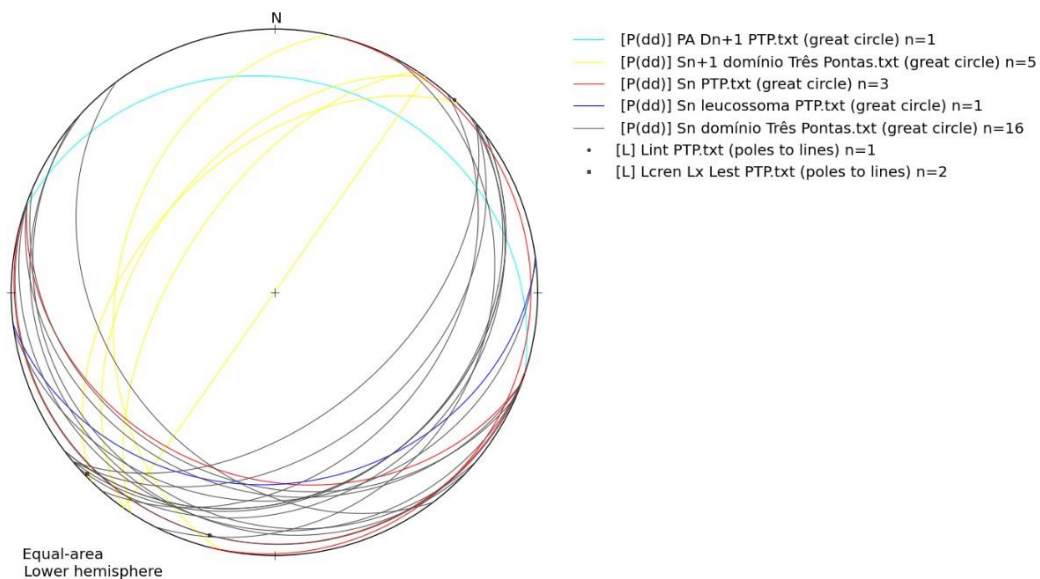


Figura 23 - Rede de Schmidt com projeção dos planos da Sn regional e na pedreira de Três Pontas, da clivagem de crenulação regional, de colocação de leucossoma e plano axial de dobra assimétrica na pedreira de Três Pontas, onde são reconhecidas, também, lineações de estiramento, orientação e estiramento contidas em Sn, e lineação de intersecção entre Sn (regional e pedreira) e Sn+1 (regional). PA = plano axial; PTP = Pedreira de Três Pontas.

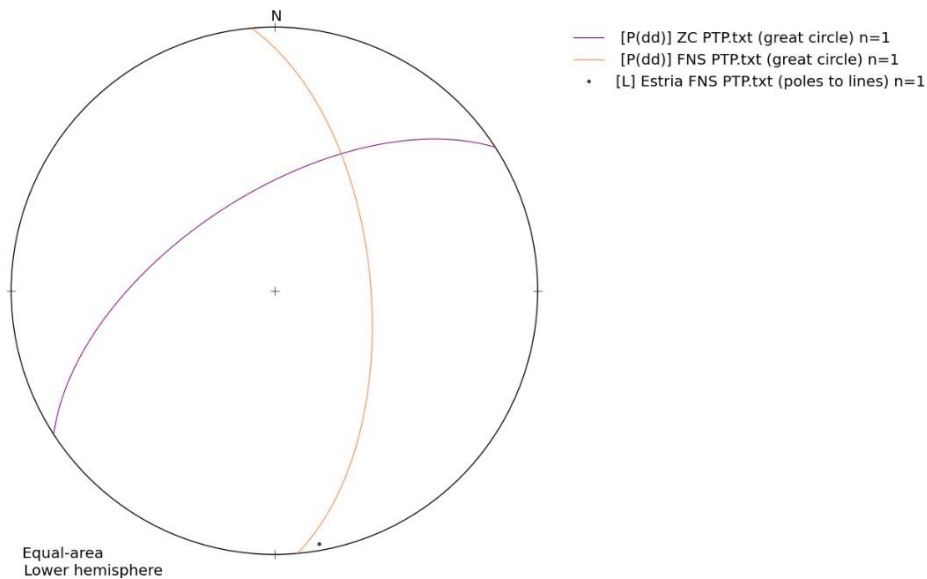


Figura 24 - Rede de Schmidt com projeção dos planos de estruturas tardias (ZC = plano de deslocamento anastomosado subvertical; FNS = falha normal sinistral; PTP = Pedreira de Três Pontas).

Falhas de alto ângulo com preenchimento de biotita e estrias indicando movimento normal, ora sinistral ora dextral, este subordinado, são recorrentes ao longo das pedreiras Santo Antônio e Remanso (Figura 27). Localmente encontram-se também estruturas E-W tardias, com preenchimento de sericita.

A Figura 27 mostra que a estrutura principal de ambos os domínios é compatível, sendo a S_n média 206/15 paralela ao plano axial de guirlanda de dobra cilíndrica com orientação 028/75 e polo 208/15. Apesar de escassos, os dados de S_{n+1} mostram plano médio com orientação 304/44 e guirlanda de dobra cilíndrica semelhante à de S_n , com orientação 041/80 e polo 221/01, sugerindo coaxialidade entre ambas as fases. Lineações de minerais e estiramento apresentam baixo ângulo com caimento para WSW-SW e estão contidas no plano 207/12, paralelo ao plano médio da foliação, enquanto eventuais lineações de intersecção apresentam caimento para SSW. As estruturas verticalizadas e com preenchimento de biotita observadas nas pedreiras de Três Pontas e Santo Antônio apresentam compatibilidade na orientação N-S/NE-SW, enquanto na Fazenda Remanso as fraturas tardias têm orientação NW-SE (Figura 29).

A estrutura principal das rochas descritas na *Nappe Carmo* da Cachoeira apresenta plano médio com orientação 223/19 formando guirlanda de dobra cilíndrica orientada em 047/71 com polo 227/18 (Figura 28). As lineações de estiramento reconhecidas neste setor possuem caimento de baixo ângulo para sudeste e estão espalhadas ao longo do plano 220/15, paralelo à S_n média, sugerindo redobramento desta fase. Na *Nappe Liberdade* ocidental a S_n possui

orientação média de 206/04 e guirlanda de dobra cilíndrica orientada em 056/86 com polo em 236/04 (Figura 28).

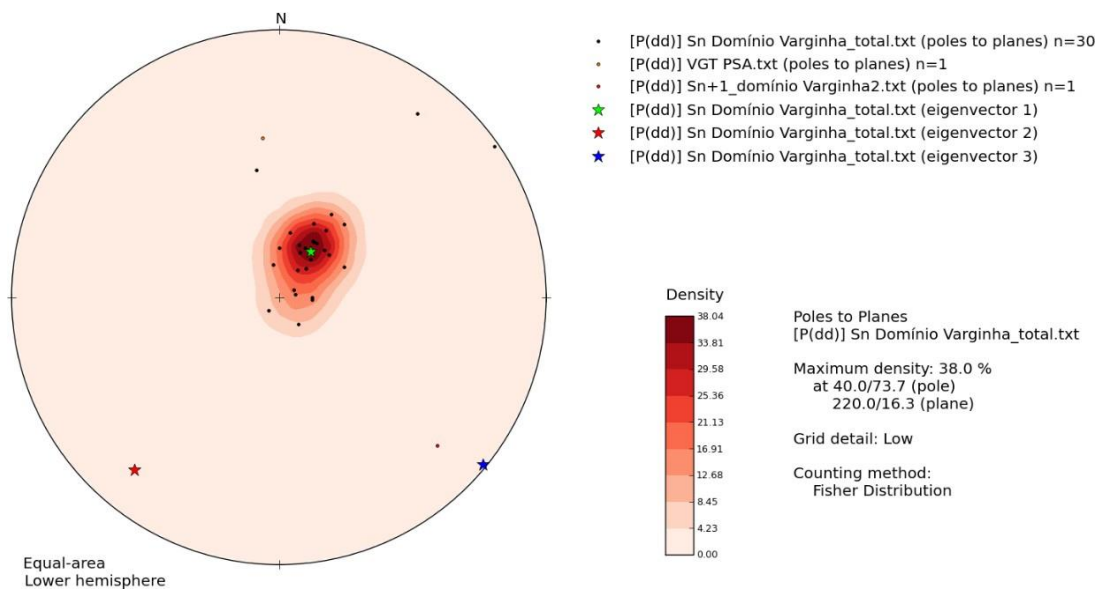


Figura 25 - Rede de Schmidt com projeção dos polos e vetores de esforços relacionados à estrutura principal (Sn) das rochas no domínio Varginha. VGT = veio granítico tardio; PSA = Pedreira Santo Antônio. σ_1 = verde, σ_2 = vermelho e σ_3 = azul.

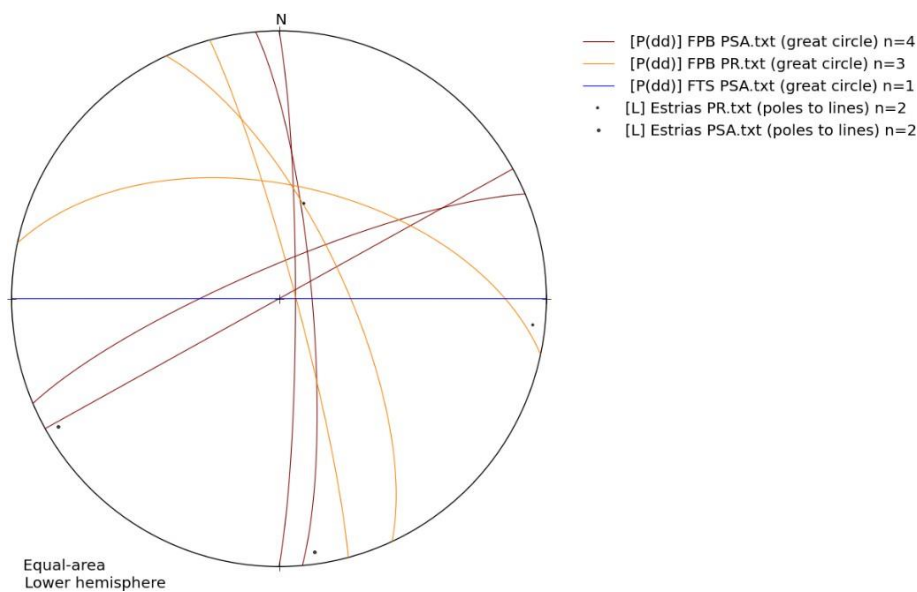


Figura 26 - Rede de Schmidt com projeção dos planos de falha e estrias tardios nas pedreiras Santo Antônio e Remanso, na região leste de Varginha. Destaque para o deslocamento para NW-SE do sistema presente na pedreira Remanso (a norte) em relação à pedreira Santo Antônio (a sul), cujas falhas apresentam direções N-S e NE-SW. FPB = fratura preenchida por biotita; FTS = fratura tardia com sericita; PR = Pedreira Remanso; PSA = Pedreira Santo Antônio.

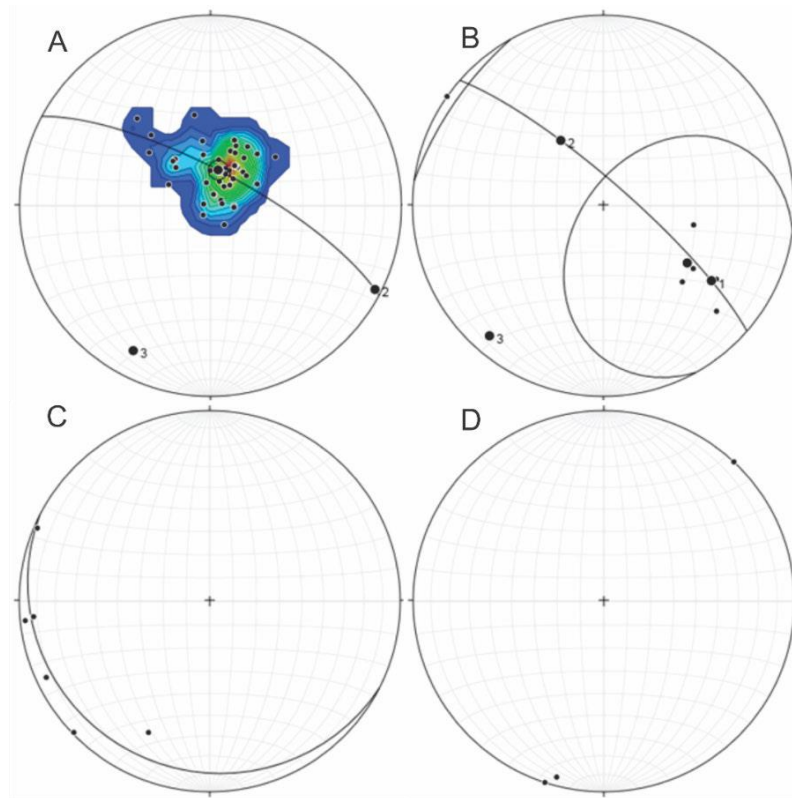


Figura 27 - Estruturas na Nappe Três Pontas-Varginha: A) Polos de S_n ($n=48$) com guirlanda de dobra cilíndrica; B) Polos de S_{n+1} com guirlanda de dobra cilíndrica ($n=6$); C) Lineações de orientação/estiramento mineral ($n=9$); D) Lineações de intersecção ($n=3$). Projeções em Rede de Schmidt.

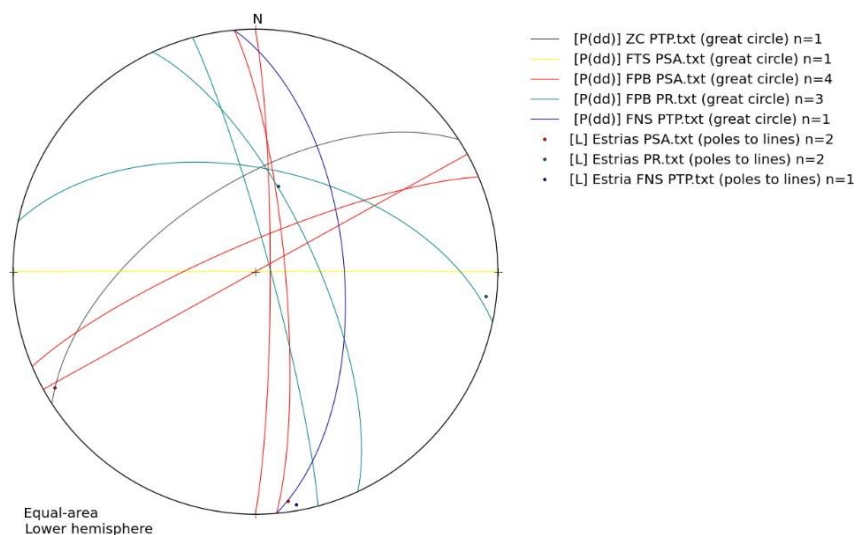


Figura 28 - Rede de Schmidt com os planos das estruturas rúpteis presentes nas pedreiras de Três Pontas, Santo Antônio e Fazenda Remanso. Destaque para a orientação N-S/NE-SW compatível nos extremos N e S, pedreiras Três Pontas e Santo Antônio, respectivamente, em contraste com os planos NW-SE da pedreira Fazenda Remanso. ZC = plano de deslocamento anastomosado subvertical; PTP = Pedreira de Três Pontas; FTS = fratura tardia com sericita; PSA = Pedreira Santo Antônio; FPB = fratura preenchida com biotita; PR = Pedreira Remanso; FNS = Falha normal sinistral.

Nessas *nappes*, inferiores, o padrão estrutural dominante nas metagrauvacas é definido por xistosidade marcada pela orientação de biotita com muscovita, granada e/ou cianita

associadas, evoluindo para bandamento composicional alternando domínios granoblásticos de quartzo e plagioclásio; enquanto os bancos quartzíticos têm foliação definida pelo estiramento do quartzo e orientação de micas nos domínios lepidoblásticos subordinados. No caso da *Nappe Carmo da Cachoeira*, a estrutura principal da base de alto grau é definida pelo bandamento em escala centimétrica alternando porções gnáissicas e graníticas muito alteradas, mas nas quais ainda é possível reconhecer a associação cianita + granada + feldspato potássico.

A similaridade entre as guirlandas formadas pelo espalhamento dos polos de Sn nas três *nappes* mostra o caráter pervasivo dessa estrutura, sendo que as *nappes* Carmo da Cachoeira e Liberdade ocidental/Carmo da Cachoeira meridional apresentam correspondência ainda maior – similaridade de nível crustal? (Figuras 30, 31 e 32).

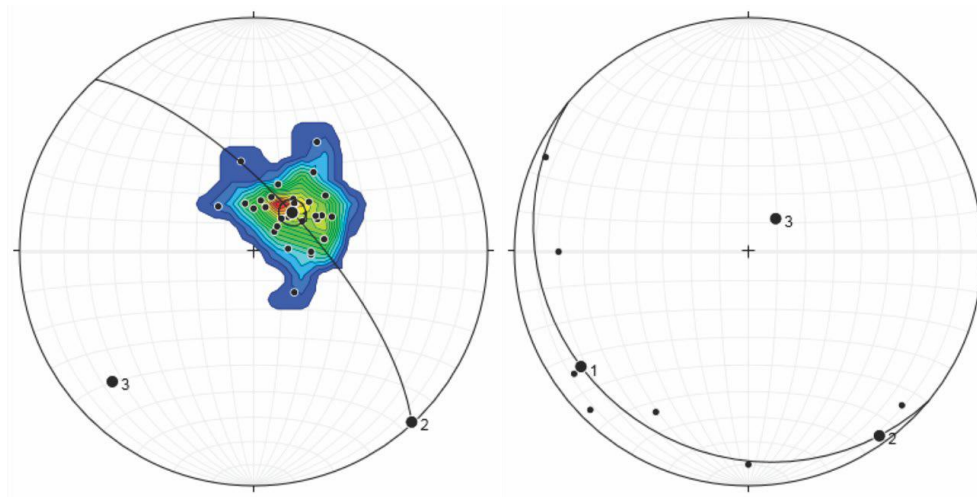


Figura 29 - Rede de Schmidt com projeção dos polos e guirlanda da Sn (n=48, à esquerda); e lineações de estiramento com plano de espalhamento (à direita, n=7) na Nappe Carmo da Cachoeira.

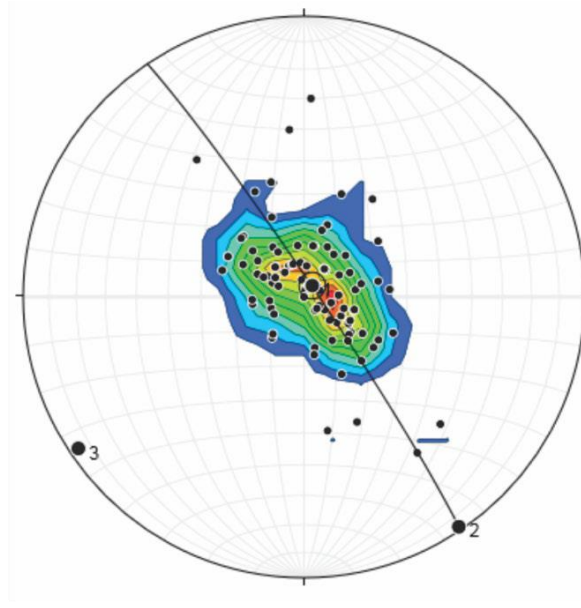


Figura 30 - Rede de Schmidt com projeção dos polos e guirlanda da Sn da Nappe Liberdade ocidental/Carmo da Cachoeira meridional (n=96).

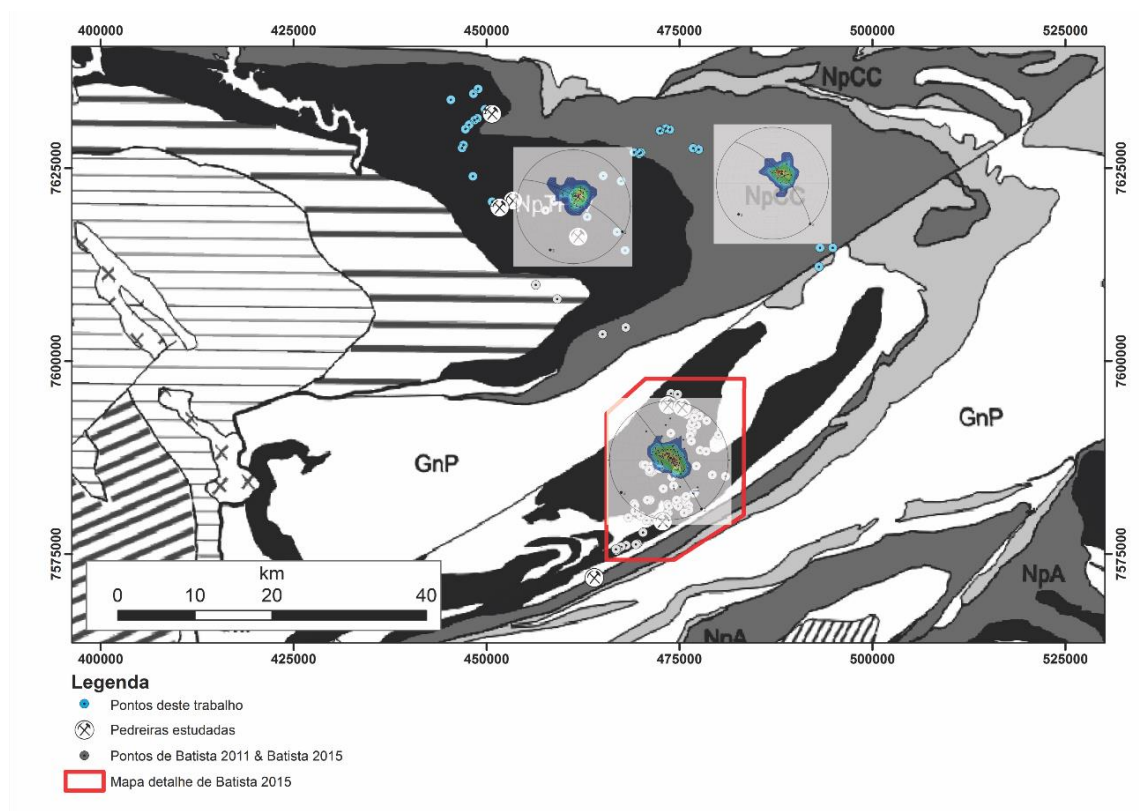


Figura 31 – Distribuição dos polos e guirlandas de Sn nas nappes Três Pontas-Varginha, Carmo da Cachoeira e Liberdade ocidental/Carmo da Cachoeira meridional.

1.6. Petrografia

A petrografia dos litotipos da pedreira de Três Pontas é descrita com riqueza de detalhes no trabalho de Martinez (2015), que os classifica em rutilo-cianita-granada granulito (predominante), rocha residual máfica e rochas calciossilicáticas. Além desses dados, nova coleta de litotipos das distintas fácies aflorantes foi realizada afim de aprofundar as interpretações petrológicas e a correlação entre os domínios composicionais. Estas amostras foram caracterizadas junto aos exemplares selecionados nas pedreiras Santo Antônio e Remanso.

As rochas associadas ao domínio Liberdade encontram-se detalhadamente descritas nos trabalhos de Batista (2011, 2015), e foram alvo de detalhamento petrográfico das fases acessórias, com ênfase às associações texturais envolvendo rutilo, monazita e zircão. Exemplares de quartzito e cianita-granada-biotita xisto da Nappe Carmo da Cachoeira também se encontram nos materiais em fase de caracterização.

As rochas metamáficas da Pedreira de Três Pontas apresentam estrutura foliada a bandada, com granulação fina a grossa, de acordo com o domínio em questão: em geral predomina matriz fina a média composta majoritariamente por hornblenda, biotita, plagioclásio e quartzo subordinado, com ou sem clinopiroxênio reliquiar, em contraste com segregações tonalíticas de granulação grossa com megacristais de clinopiroxênio. Rutilo, titanita, escapolita e ilmenita são as fases acessórias mais comuns, com epidoto, zircão, carbonato, allanita, apatita e monazita subordinados.

Em domínios anfibolíticos homogêneos (*e.g.* PTP9) a estrutura principal é definida por foliação nematoblástica gerada pela orientação de hornblenda euédrica, rica em inclusões de rutilo, ilmenita, quartzo, plagioclásio, zircão, escapolita e monazita. Plagioclásio e quartzo são intersticiais e menos idiomórficos em relação aos anfibólios, sendo comum a formação de *strings* na borda destes minerais. A biotita ocorre na forma de ripas intersticiais concordantes com a estrutura principal ou substituindo a hornblenda em domínios retrometamórficos nos quais nota-se também aumento relativo na quantidade de minerais félsicos. Pequenas segregações tonalíticas isoladas encontram-se pontualmente preservadas.

Mais comum, o bandamento alternando domínios tonalíticos e anfibolíticos ocorre de escala centimétrica a decimétrica, destacando porfiroblastos e/ou relíquias de clinopiroxênio em distintos contextos texturais. As bandas quartzo-feldspáticas, apesar de contínuas e concordantes com a foliação principal, são subordinadas à matriz anfibolítica, com transição

gradual ou abrupta de domínios nematoblásticos homogêneos mais espessos, definidos por hornblenda euédrica com biotita decussada, plagioclásio e quartzo intersticiais para domínios enriquecidos em biotita e félsicos. Nestes últimos o bandamento é mais evidente, alternado faixas quartzo-feldspáticas granoblásticas e faixas nematolepidoblásticas nas quais a hornblenda apresenta diminuição em quantidade e granulação, com feições de desequilíbrio e substituição por biotita, carbonato e minerais opacos (*e.g.* PTP4B). Além de escapolita, rutilo, quartzo e plagioclásio, a hornblenda apresenta inclusões finas, arredondadas ou localmente euédricas, de zircão. Este mineral também pode ocorrer nos domínios granoblásticos como pequenos cristais arredondados intersticiais ou na forma de inclusões.

Megacristais esqueléticos de clinopiroxênio parcialmente substituídos por hornblenda com quartzo, plagioclásio e escapolita associados ocorrem com orientação discretamente discordante da foliação principal nos domínios nematoblásticos, nos quais é comum a ocorrência de gotículas e estruturas vermiformes quartzo-feldspáticas. Embora mais frequente na associação intersticial ou inclusões em hornblenda, com ou sem coroas de titanita ou ilmenita, o rutilo pode ocorrer também nos domínios granoblásticos como inclusões em plagioclásio, sem texturas coroníticas. Nos domínios nematoblásticos encontram-se, ainda, pseudomorfos de rutilo compostos por ilmenita com coroas de titanita. Nos domínios félsicos encontram-se cristais robustos, euédricos e alongados de zircão incluso em quartzo, com até 0,1 mm de comprimento no eixo maior, quanto cristais menores e mais finos encontram-se pontualmente associados aos restos de piroxênio, além de cristais arredondados com diâmetro de até 0,12 mm, de cor verde intensamente pleocróica – turmalina? Localmente, associados às inclusões de zircão na hornblenda, encontram-se cristais arredondados de monazita com diâmetro de até 0,05 mm (*e.g.* PTPM1A).

Nas regiões enriquecidas em biotita e félsicos é comum a ocorrência de arcos poligonais da mica concordantes à estrutura principal, enquanto se restringe o aparecimento de coroas de titanita nos cristais de rutilo. Relíquias de piroxênio também ocorrem nesses sítios, apresentando hornblenda arredondada na porção interna dos cristais, além da usual substituição de bordas junto a quartzo, plagioclásio e escapolita – retrometamorfismo através da penetração por micro/nanofraturas ou relíquia de metamorfismo progressivo (*e.g.* PTPM1B). Nos domínios lepidonematoblásticos locais é possível reconhecer ondulação aberta da estrutura principal com orientação de biotita paralela ao plano-axial da estrutura superimposta e recristalização marcada pela ocorrência subordinada de arcos poligonais também concordantes (*e.g.* PTPM2A).

Menos comuns, ocorrem também domínios granonematoblásticos de granulação grossa com clinopiroxênio, hornblenda, plagioclásio, quartzo, escapolita e carbonato, sem rutilo preservado, apenas pseudomorfos de ilmenita, enquanto o piroxênio é o principal mineral máfico e apresenta-se como cristais subédricos com bordas corroídas por opacos e escapolita associados, em meio a matriz de plagioclásio subédrico com bordas sinuosas e quartzo arredondado subordinado. O piroxênio apresenta eixo maior em média de 0,3 mm, podendo formar *clusters* com até 3 mm de diâmetro, que às vezes parecem grandes cristais recristalizados, apresentando inclusive continuidade óptica. Pode conter inclusões de zircão com hábito predominantemente arredondado, embora haja um ou outro cristal mais alongado, e aparentemente alguma monazita. Pode também estar parcialmente substituído hornblenda (*e.g.* PTPM2B). Segregações félsicas, geralmente controladas por *necks* de *boudins*, dominadas por plagioclásio, ricas em escapolita e com quartzo subordinado, apresentam, nestes dois minerais, inclusões arredondadas de zircão e monazita (*e.g.* PTPM2C).

Nos locais onde essas segregações são mais possantes pode ocorrer assimilação importante de máficos, preservando localmente a transição retrometamórfica para hornblenda, além de escapolita. Este mineral também ocorre na forma de megacristais com apatita associada, nas zonas de contato com os domínios máficos anfibolíticos (*e.g.* PTPM4A,B; PTP3). Ainda em relação às bordas dessas segregações, observa-se maior grau de recristalização da fração quartzo feldspática e granulação menor em relação aos cristais das porções mais internas dessas estruturas (*e.g.* PTP2B).

A allanita pode ocorrer tanto intersticial na matriz ou como inclusões em hornblenda e biotita dos domínios anfibolíticos, quanto inclusas em cristais de clinopiroxênio nas segregações tonalíticas (*e.g.* TPR01E1). Quando associado à matriz anfibolítica, o clinopiroxênio apresenta feições de desequilíbrio como simplectitos com substituição por hornblenda e titanita associada, enquanto nas segregações tonalíticas preservam-se megacristais euédricos, sendo comum a associação de escapolita às suas bordas (*e.g.* TPR01L). Além de cristais intersticiais, inclusões e *strings* nos domínios nematoblásticos, os cristais de quartzo apresentam-se muito estirados, formando *ribbons* com extinção ondulante nas bandas granoblásticas, ou xenomórficos a subidiomórficos de granulação média a grossa em domínios tonalíticos, ocorrendo também zonas de intensa recristalização nas quais apresenta contatos retilíneos com ângulo de 120° com plagioclásio, formando textura em mosaico (*e.g.* PTP8).

APÊNDICE IV

ARTIGO:

**ZIRCON U-PB PETROCHRONOLOGY – UNRAVELLING ZIRCON PB-LOSS,
EPISODIC AND LONG-LIVED METAMORPHISM IN UPPER AMPHIBOLITE FACIES
MIGMATITES**

ABSTRACT

In suprasolidus metasedimentary rocks, the preservation degree of detrital/xenocrystic crystals, the bulk and local composition, the temperature of equilibrium, and the presence of melt will control zircon behaviour and consequently the timing recorded by its U–Pb isotopic clock. In cases where discordance is a major characteristic of the zircon geochronology database, an outcome is that zircon cores and rims cannot be straightforwardly considered as inherited and metamorphic components, respectively. In this sense, anatexis, discordance and apparent overlapping of detrital and (re)crystallization ages in sub-horizontal allochthons widely spread within ancient orogenic roots can make igneous, depositional, metamorphic and Pb-loss events challenging to isolate. This is the case for zircons within the interference zone between the southernmost Brasília (700–560 Ma) and central Ribeira (600–492 Ma) orogens. This study provides insight to the record of each orogeny through linking the U–Pb age to trace-element signature (‘petrochronology’) of zircon and garnet within sub- to suprasolidus domains of the main semipelitic unit of the area, in order to resolve its maximum age of deposition and the timescale of metamorphism, both of which remain debatable despite numerous studies. We distinguish Pb-loss, recrystallization or growth in equilibrium with garnet and melt through geochemical, thermodynamic and statistical modelling. The signature of zircon cores and rims from the melt-poor schist of the unit and a hosted anatectic muscovite-bearing tonalite parallel to its foliation; and from the residue, the in-source tonalitic leucosome, and the unsegregated neosome of the metatexitic domain illustrates this mineral as an open or closed system, depending on the context. Detrital Upper-Tonian zircons (~ 750 Ma) define the youngest source to the protolith, reflecting either previous (inherited) disturbance or open-system behaviour that is not in equilibrium with garnet neither linked to anatexis. The Brasília orogeny is linked to the main foliation and structure, formed at pressures up to 17 kbar, with metamorphic peak between 770 and 800 °C, in the equilibrium field of quartz + plagioclase + biotite + garnet + kyanite + rutile + ilmenite + melt; and to retrogression with re-equilibrium of muscovite in H₂O-rich subsolidus conditions, developing a spaced cleavage and widespread recrystallization at ~9 kbar and ~550 °C. Decoupled recrystallization of zircon cores and rims in the anatectic quartz-rich granitoids and in the metatexitic matrix record the beginning of suprasolidus differentiation at 700 Ma, also prior to the equilibrium with garnet. Zircon/garnet HREE partitioning arrays indicate prograde-to-peak equilibrium from 680 Ma until 650 Ma, period of

the maximum burial. The peak temperature is sustained between 650 and 620 Ma, associated with pressure decrease in the kyanite stability field. Widespread zircon and monazite crystallization between 613 and 580 Ma records the melt REE saturation, concomitant to the destabilization of muscovite and to the replacement of rutile by ilmenite. Zircon rims and cores between 580 and 560 Ma record late recrystallization and disturbance by fluid-release at the solidus, the period in which muscovite re-equilibrates. Burial depths to between 50 and 70 km and a slow pressure decrease path to 20–30 km depth over a period of 90 Myrs are compatible with slow exhumation rates and timescales reported from modern and ancient accretionary systems. The Ribeira orogeny relates to interstitial crystallization of tiny, randomly oriented fibrolite in quartz-feldspathic domains, which could support static re-heating up to 700 °C below 6.5 kbar. Rare Cambrian (520–500 Ma) zircon is coeval with the Ar/Ar system reset in mica reported by other studies, and suggests that the overprinting might have sustained near-solidus conditions in the studied area. Garnet resorption and local replacement by chlorite, zircon replacement by xenotime and the late, static sillimanite crystallization define the late cooling stage of this event. ‘Seeing through’ the widespread partial isotopic resetting indicates that simplistic textural interpretation of zircon coupled with arbitrary adjusted concordant populations is misleading and can be incorrect or incomplete in upper amphibolite facies migmatites, where multiple equilibria domains may coexist.

KEYWORDS: anatexis, discordance, garnet, REE, trace elements, U–Pb geochronology

1 INTRODUCTION

In South America and Africa, the Neoproterozoic record comprises the Gondwana-related Brasiliano–Pan-African orogenic cycle, as well as older belts up to 1000 Ma (Figure 1A). These rocks record diachronous interactions of subduction, magmatic and collisional processes (e.g. Basei et al., 2018; Brito Neves, 2003; Fuck, Brito Neves and Schobbenhaus, 2008; Li et al., 2008). In this context, the Brasília Orogen (670–560 Ma, Figure 1B) sheds light on the late stages of the Rodinia collage (Frugis, Campos Neto and Lima 2018) and the early assembly of the western Gondwana landmasses (Reno et al., 2009; Valeriano, 2017).

The thermal, temporal and tectonic reconstruction of ancient orogens require a framework linking P – T conditions recorded by metamorphic paragenesis to geochronological information ideally available from the same equilibrium volume (e.g. Brown, 2009; Engi, Lanari and Kohn, 2017). Petrochronology is the integration of a geochronometer age data, chemistry and morphology with features including trace element partitioning with potentially coexisting minerals from which P – T information can be extracted (Kohn, Engi and Lanari, 2017). This approach depends on unravelling the paragenetic sequence of mineral growth, which might reflect thermodynamic equilibration (e.g. Lanari and Engi, 2017; Powell, 1978; Powell and Holland, 2008; Yakymchuk, Clark and White, 2017).

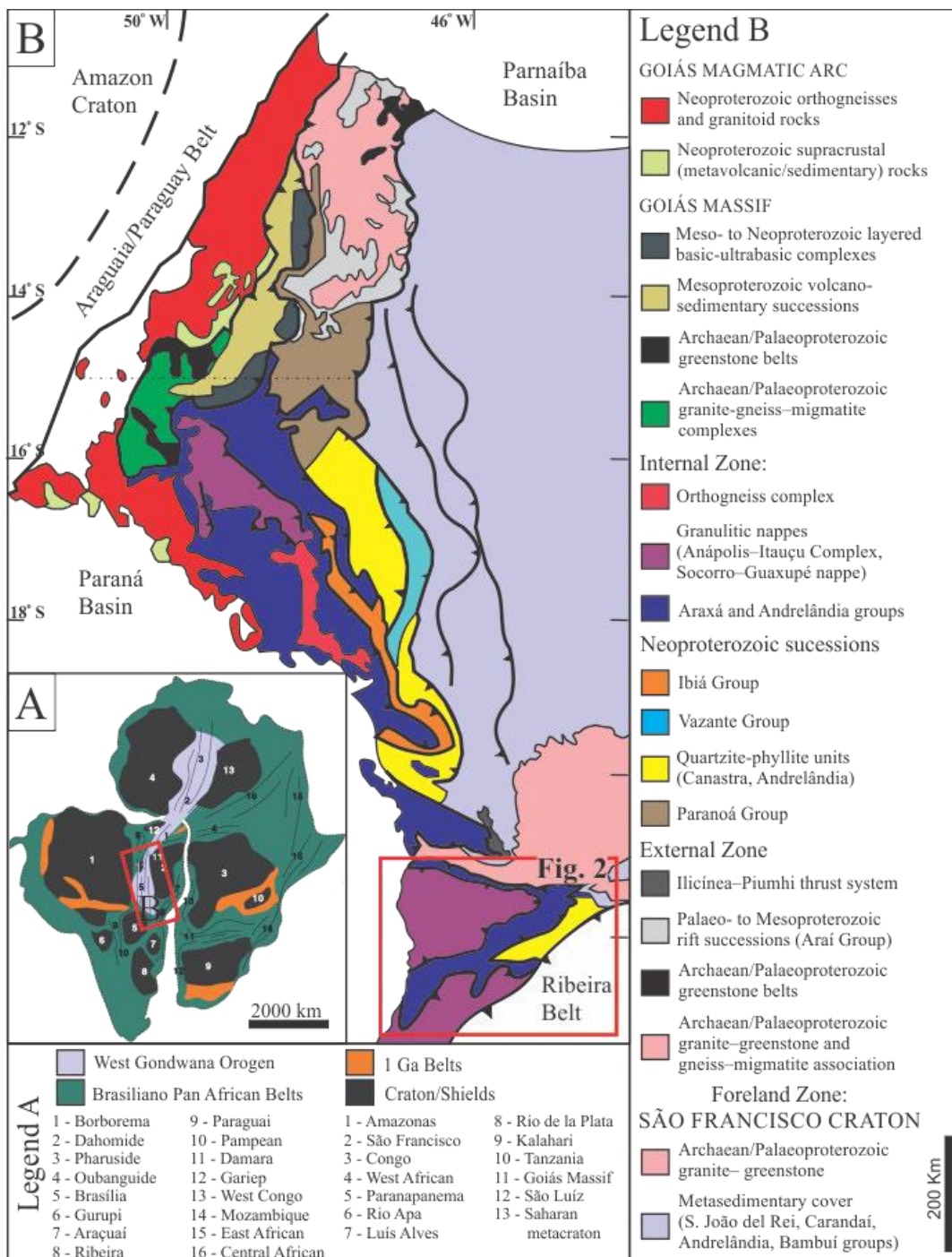


Figure 1 – (A) Main cratonic blocks and mobile belts of Gondwana in south America and Africa (after Ganade de Araujo et al., 2014a, b; and de Wit et al., 2008). (B) The Brasília Orogen (after Dardenne, 2000; Pimentel, 2016; Pimentel and Fuck, 1992; Valeriano, 2017; Valeriano et al., 2004a, b; and references therein). Dot-dashed line: northern limit of the southern Brasília Orogen (Valeriano, 2017). The studied area is detailed in Figure 2.

We use petrochronology to address the significance of scattered zircon datasets from semipelites at the southernmost edge of the Brasília Orogen, a crustal puzzle of similar metasedimentary allochthons with contrasting interpretations about their sources and metamorphism because of the high degree of deformation, and limitation on the assessment of thermodynamic equilibrium (Figure 2; Table 1). The thermal and metamorphic influence of the

overprinting Ribeira Orogen (606–530 Ma) is a debatable question in the studied region. An orogenic interference zone is proposed (e.g. Trouw et al., 2013a; Trouw, Paciullo and Ribeiro, 1994), but the timing of the protoliths deposition, the Brasília metamorphism and the Ribeira overprint are still a work in progress developed by several research groups (Table 1).

The investigation of metamorphic zircon equilibria within the partially melted semipelites, that reach temperatures up to ~800 °C in the western Andrelândia Nappe System (Figures 2 and 3), approaches the local anatexis differentiation in a high strain context, where the presence of detrital cores, open-system behaviour and poorly developed metamorphic rims are drawbacks for addressing the timing of partial melting, metamorphism (recrystallization) and melt crystallization of zircon.

The combination of U–Pb isotope geochronology with Y and REE behaviour in zircon and garnet is used for delineating detrital versus metamorphic records, and to assess the duration of the Neoproterozoic metamorphism in the southernmost Brasília Orogen. Garnet is a major reservoir for Y + HREE, and, depending on the trend in changes to imposed P – T conditions, may represent a source or sink interacting with zircon during metamorphism. The coexistence of these minerals generates specific and predictable partitioning patterns with potentiality to geothermometry, promoting a stronger link for age interpretation within a P – T path (Rubatto and Hermann, 2007; Taylor et al., 2017, 2015).

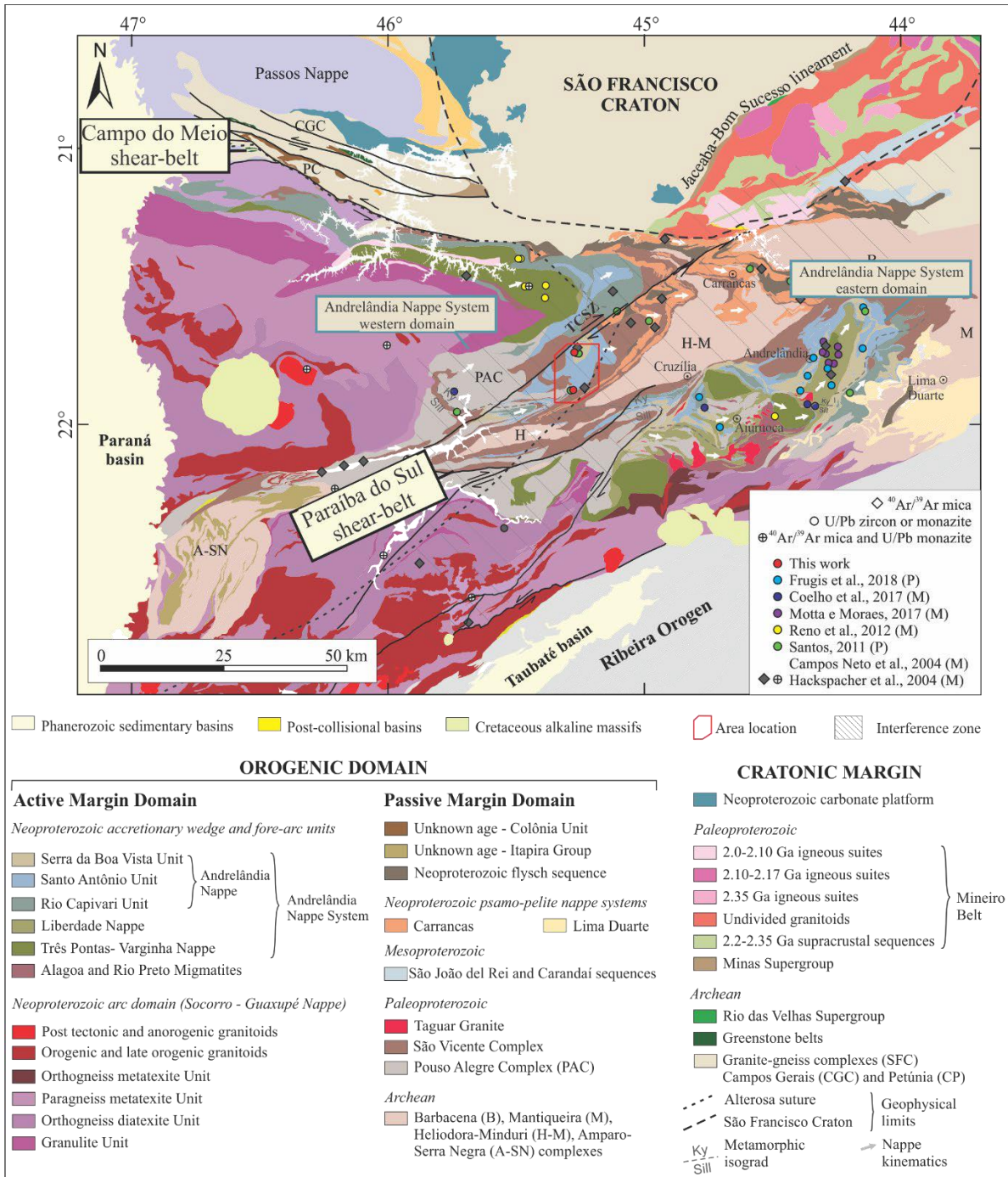


Figure 2 - The southernmost Brasília Orogen: main Neoproterozoic nappe systems after Frugis et al. (2018), Campos Neto & Caby (2000); Campos Neto et al. (2011); Cioffi et al. (2012, 2016); Valeriano (2017); Westin and Campos Neto (2013); Westin et al. (2019, 2016). Campo do Meio Shear belt as in Gengo (2020) and Julião (2016). Mineiro belt after Cioffi et al. (2016) and Teixeira et al. (2015). The Alterosa suture: gravimetric anomaly from Malagutti et al., 1996. TCSZ = Três Corações Shear Zone. Spots: key geochronological studies on provenance (P) and metamorphism (M) of the Andrelândia Nappe System. Studied quarries also analyzed in Hackspacher et al. (2004), Trouw (2008), Santos (2011), Reno et al. (2012), and Westin et al., 2021.

This method linked the disturbance of inherited zircon to melt and garnet interaction in the studied rocks. The textural equilibrium of zircon with melt, garnet, rutile, monazite and xenotime in different microstructures, coupled with comparison of the U–Pb discordant dataset in each analysed sample, support the duration of the Brasília metamorphism from the late

Cryogenian throughout the Ediacaran, restraining to the Cambrian the possibility of the interference of the Ribeira Orogen.

Table 1 - Major litho-structural units of the southernmost Brasília Orogen with respective interpretation according to the geotectonic models I and II detailed in session 2. Modified from Kuster et al., 2020, which presents a thorough compilation of reports on the U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd systematics for detrital zircon at the SBO. Detailing of the geochronological record in the Santo Antônio Unit is presented in Table 2.

<i>Model I</i>		Southernmost Brasília Orogen		<i>Model II</i>	
Inverted intraplate margin affected by interference of the Ribeira Orogen				Long-lived orogen	
Intrusion of granitic bodies related to crustal melting in the Ribeira Orogen		Magmatic emplacement (580-560 Ma)		Crustal melting and (re)crystallization during the orogen thermal relaxation and cooling	
Paranapanema paleoplate		Socorro-Guaxupé Nappe (Arc-derived UHT granulites)		Paranapanema paleoplate	
São Francisco intraplate margin	Lower Sequence (A6)	Andrelândia Nappe System	Três Pontas-Varginha and associated klippen	Forearc metasedimentary rocks	Collisional front
	Lower Sequence (A6)		Liberdade Nappe		
Collisional front	Upper sequence (A5)	Andrelândia Nappe	Serra da Boa Vista	Syn-collisional flysch	Subducting slab
São Francisco intraplate margin	Lower Sequence (A6)		Santo Antônio unit	Island-arc-derived metagreywackes	
	Lower sequence (A3, A4)	Rio Capivari unit	Pelagic metasedimentary rocks		
	Lower Sequence (A1, A2)	Carrancas and Lima Duarte Nappe Systems	Psammopelitic metasedimentary rocks	São Francisco passive margin	
		São Vicente Complex		Paleoproterozoic infrastructure	

It can be a hard task to constrain an unbiased approach to detrital zircon in upper amphibolite facies suprasolidus semipelites formed during regional metamorphism. Although most zircon crystals analysed here have preserved cores with their igneous textures, an important parcel of them seem to have been affected by the metamorphism, i.e. they are opened systems or have recrystallized. In the same way, the textural decoupling of zircon cores and rims can be inherited from both igneous and metamorphic sources, an additional complexity to deal with while separating concordant/cogenetic populations.

The concomitance between anatexis and deformation in the studied semipelites creates local compositional domains to which zircon will respond differently, according to the availability and preservation degree of detrital crystals. Early segregated leucosomes (i.e. the muscovite-bearing quartz-rich granitoid) will carry detrital zircon which will be damaged by dissolution in water-rich but undersaturated REE suprasolidus conditions. The migration of this

melt could induce anatexis in throughout the semipelitic unit in order to adjust its water content towards equilibrium (e.g. Weinberg and Hasalova, 2015).

The synchronous deformation could enhance melt migration, favouring zircon recrystallization in the left residue and in the in source segregated leucosome, whereas melt retention in the metatexite matrix would promote dissolution-reprecipitation processes (e.g. the Ostwald ripening mechanism of Nemchik et al., 2001). The association of inherited textural complexities from non-cogenetic sources and the geochemical subsystems which control zircon metamorphism and anatectic crystallization demands an approach that integrates such disturbances throughout the time. In the investigated area, this has a direct impact on the maximum depositional ages constrained to the semipelites, and to the timing of the Brasília and Ribeira orogens.

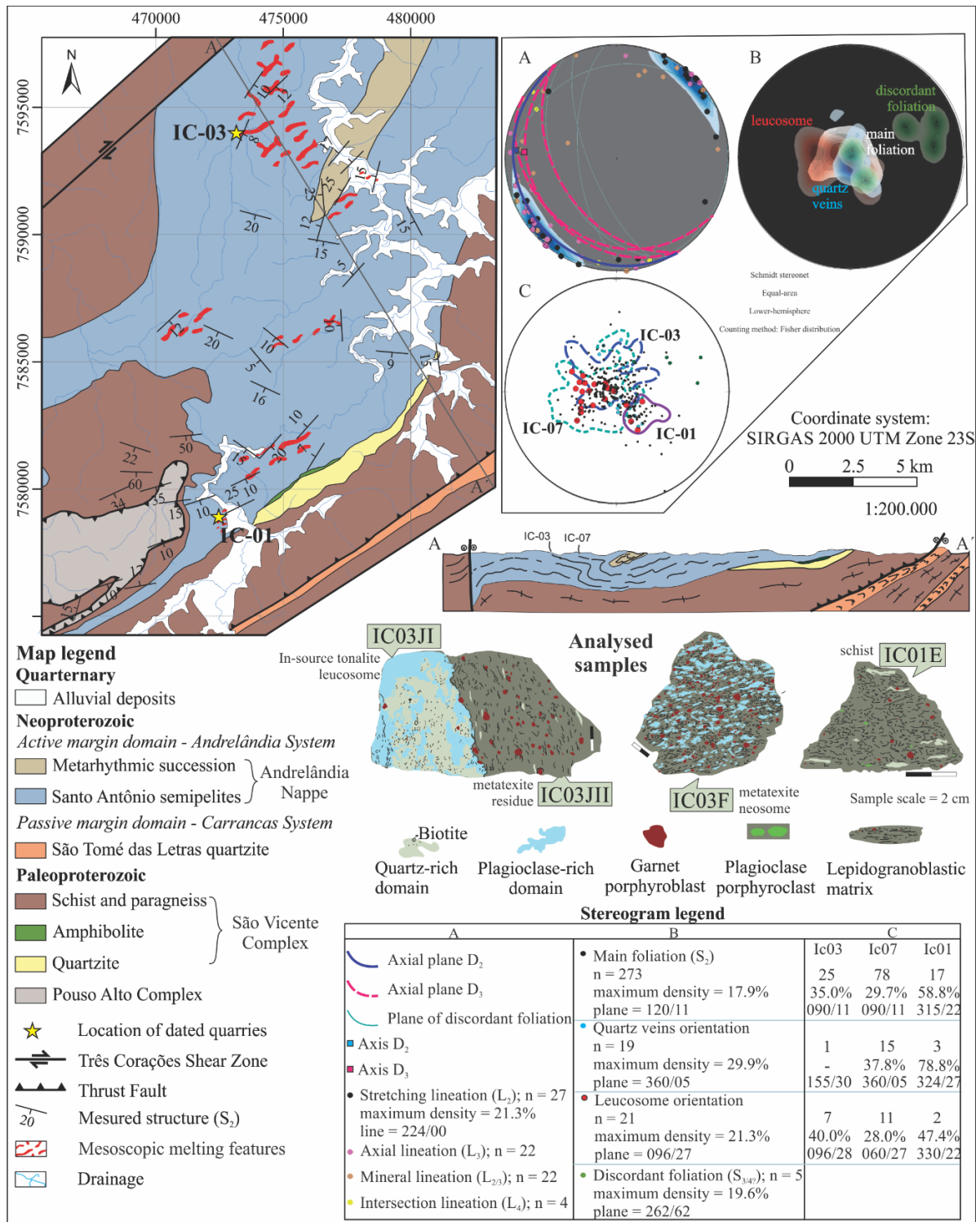


Figure 3 - Geological map and section of the western domain of the Andrelândia Nappe modified from Trouw et al. (2007). Compilation of the local geology with measured main structures from Batista (2011, 2015) and Lima (2016). IC01 and IC03 are the analysed quarries, which dated samples are schematically illustrated. IC07 refers to a third quarry at the western nappe rear, geologically similar to the IC03 described in this work. The direction of the anastomosed main foliation (S₂) is parallel to the spaced cleavage marked by extensional shear bands and local asymmetric folds (S₃, D₃), both containing mineral and stretching lineations, and disturbed by a third discordant structure (stereograms A and B). The quartz veins are predominantly concordant to S₂, more preserved in the nappe front (IC01), whereas the leucosome, abundant at the nappe rear (IC03 and IC07), is preferentially discordant (stereogram C). Samples: IC01E = schist; IC03F = metatexite neosome; IC03JI = in source tonalitic leucosome; IC03JII = residue.

2 GEOLOGICAL CONTEXT

2.1 The Southernmost Brasília Orogen

The southern end of the Brasília Orogen displays a west-dipping stack of nappes bounded to the north by the meridional edge of the São Francisco Craton (SFC), to the west by the Paranapanema Plate—covered by the Paraná Basin (Mantovani and Brito Neves, 2005; Mantovani et al., 2005)—and to the east by the Ribeira Orogen (606–530 Ma; Fernandes et al., 2015; Heilbron and Machado, 2003; Machado et al., 1996; Figures 1 and 2).

The sinistral Campo do Meio Shear Belt (E–W trending) delimits the north of the Southernmost Brasília Orogen (SBO), and the dextral Paraíba do Sul Shear Zone (NE–SW trending) defines its south-eastern end (Ebert and Hasui, 1998; Figure 2). The Alterosa Suture comprises the boundary between the Paranapanema and São Francisco paleoplates. It is a gravimetric discontinuity characterised by granulites and ophiolite-related mafic–ultramafic rocks near the base of the Paranapanema edge (Malagutti Filho et al., 1996; Motta *et al.*, 2017; Zanardo et al., 2006).

Two main end-member ideas constrain the causative tectonics of the SBO to the interval between 670 and 560 Ma (Table 1). Model I, intraplate: postulates the inversion of an intracontinental basin at the São Francisco margin between 640 and 620 Ma, maximum depositional age considered to the semipelites studied here and most accepted age of metamorphic peak to the Andrelândia Nappe System, respectively (Kuster et al., 2020; Marimon, 2021; Paciullo et al., 2000; Paciullo, Trouw and Ribeiro, 2003; Ribeiro et al., 1995). This model features a thermal overprint between 600 and 560 Ma due to collision of the eastern Ribeira Orogen (Coelho et al., 2017), creating the interference zone with the Brasília Orogen (Trouw et al., 2013; Trouw, Paciullo and Ribeiro, 1994).

Model II, plate margin: depicts a long-lived orogen with protracted and continuous evolution of orogenic accretion prior to the continental collision between the Paranapanema and São Francisco paleoplates, based on the interpretation of maximum depositional ages at 680 Ma for the semipelites studied here (Frugis et al., 2018) and eclogite facies metamorphism at ca. 670 Ma based on zircon geochronology (Reno et al., 2009). It separates three major crustal segments ('nappe systems') with metamorphic peak at ca. 630 Ma (Figure 2; Campos Neto et al., 2011). The westward increase of coeval (610–580 Ma) anatexis in the subduction-related (Andrelândia) nappe system to post-orogenic plutonic magmatism in the upper arc domain (Nappe Socorro-Guaxupé, Campos Neto et al., 2004 and references therein), allied with

continuous eastward decrease of the metamorphic and magmatic ages, are interpreted as evidence of channel flow extrusion in the front of the continental collision, between 620–580 Ma, during the collapse of the SBO. This mechanism would be responsible for the nappes horizontal migration along ~400 km, with cooling ages towards the Cambrian (Campos Neto et al., 2011, 2004; Campos Neto and Caby, 2000; Frugis, Campos Neto and Lima, 2018; Pimentel, 2016; Pimentel and Fuck, 1992; Westin et al., 2021, 2019, 2016; Westin and Campos Neto, 2013).

The orogenic overprint at the southernmost Brasília Orogen was mainly investigated by structural analysis linking the Campo do Meio and Paraíba do Sul shear belts to the proximity of the Ribeira Orogen, and supported by a SW–NE-trending sillimanite isograd that overprints the E-directed thrust vergence of the SBO (Figure 2; Ebert and Hasui, 1998; Peternel, Trouw and Schimitt, 2005; Trouw et al., 2000; Trouw, Paciullo and Ribeiro, 1994, Vinagre et al., 2016). Another evidence for a later thermal overprint resides on the contemporaneity between a NE–SW-trending igneous belt near the boundary of the Ribeira Orogen (605–560 Ma; Coelho et al., 2017 and references therein) and the shear-related metamorphism in the Paraíba do Sul shear belt (590–500 Ma, Hackspacher et al., 2004).

In agreement, geophysical forward modelling on gravimetry and magnetometry shows displacement of the Alterosa Suture parallel to the NE–SW-trending shear zones, implying a deep crustal influence of the post-collisional shearing (Motta *et al.*, 2017). Mica thermochronology also evidence a gap between the Fortunian cooling ages associated to the SBO and an upper Cambrian reset linked to the Ribeira influence (e.g. Hackspacher et al., 2004; Reno et al., 2010; Westin et al., 2021). As the timing of the Brasília Orogen collision and the onset of the Ribeira interference are still debatable (Coelho et al., 2017), this contribution focus on unravelling each process through the investigation of zircon conditional equilibrium.

2.2 The Andrelândia Nappe System

The Andrelândia Nappe System (ANS) is interpreted either as the high- and low-stand system tracts and distal sequences related to the intraplate basin south of the SFC (Model I, e.g. Kuster et al., 2020; Paciullo et al., 2003, 2000; Söllner and Trouw, 1997); or as flysch and mélangé deposits recording subduction and collision during the convergence between the São Francisco and the Paranapanema paleoplates (Model II, Belém et al., 2011; Campos Neto et al., 2011; Frugis, Campos Neto and Lima, 2018; Westin et al., 2016). It comprises of at least 4.5 km thick metamorphic pile composed of three Neoproterozoic nappes, and is divided into western and eastern domains by an intervening structural window of Archean to

Paleoproterozoic basement of the SFC (Campos Neto et al., 2011, 2007; Cioffi et al., 2012, 2016; Figure 2).

In the ANS eastern domain, the peak temperatures related to the Brasília Orogeny are 650 to 800 °C at 620 Ma (e.g. Coelho et al., 2017; Frugis, Campos Neto and Lima, 2018; Motta and Moraes, 2017; Santos et al., 2004). Late equilibrium between 500 and 700 °C at 590 Ma is attributed to a second heat pulse due to collision of the Ribeira Orogen (606-530 Ma), with generation and emplacement of leucogranite between 605 and 563 Ma (Coelho et al., 2017).

2.3 The Study Area

The subject of this study is at the structural base of the western ANS, in the western limit of the proposed zone of orogenic interference, southeast of the Três Corações dextral shear zone (TCSZ, Figure 2). The focus is on samples from two quarries in the local bottom and top of the Santo Antônio plagioclase-rich metatexite, the main unit of the ANS.

Data of previous geochronological studies conducted in these quarries are summarized in Table 2. The oldest detrital zircon dates are Neoproterozoic, and the dominant zircon dates are Neoproterozoic (Santos, 2011; Trouw, 2008; Trouw, Medeiros and Trouw, 2007). The distinction of metamorphic versus detrital zircon was mainly based on textural selection using cathodoluminescence imagery, and the analysed crystals were considered in subsolidus equilibrium, meaning that the zircon isotopic system was assumed to have remained closed and did not affect detrital cores. The beginning of metamorphism recorded by zircon is constrained at ca. 626 Ma on the basis of the oldest zircon rims. Datasets of discordant zircon younger lower dates towards the Ediacaran are presented but not discussed in these previous studies (Table 2).

Reno, Brown and Picolli (2010) presented the first petrochronological approach with forward metamorphic modelling of suprasolidus conditions for the Santo Antônio Unit in the area. These rocks are characterized by a high-pressure isobaric cooling path marked by monazite crystallization at ca. 619 Ma, and recrystallization at the solidus at ca. 600 Ma. However, their study using chemical dating did not depict the timing of prograde metamorphism, nor the relationships of monazite with the growth of previously reported metamorphic zircon (Table 2).

Table 2 - Previous geochronological studies in the analysed quarries (IC01 – melt-poor nappe front; IC03 – melt-rich nappe rear; Figure 2). Zircon U–Pb ages were reported within the discordance interval of $\pm 10\%$. The number of concordant analyses against the whole dataset is given within brackets.

Location (Sample prefix in this study)	Method	Age in Ma	Interpretation	Reference	Interpretation from this work
IC01 (Nappe front)	U-Pb zircon SHRIMP, LA-ICPMS	2532 \pm 8 to 1685 \pm 21 (n=6/61)	Zircon cores - crystallization in the igneous source (textural interpretation)	Santos, 2011. Sample PM-09	Prograde anatexis and zircon annealing since 705 \pm 16 Ma (IC01L, n=4). Prograde dissolution-reprecipitation/recrystallization since 672 \pm 12 Ma (sample IC01E; n = 5). Peak recrystallization between 650 and 620 Ma (Scarce single ages in equilibrium with garnet). Retrograde crystallization between 613 and 560 Ma (main event at 611 \pm 3 Ma, sample IC01E, n = 5). Cambrian reset or final equilibration (scarce single dates).
	U-Pb zircon SHRIMP, LA-ICPMS	1956 \pm 23 to 665 \pm 7 (n=13)	Zircon cores - crystallization in the igneous source (textural interpretation)	Trouw, 2008. Sample BX-CAM	
	U-Pb zircon SHRIMP, LA-ICPMS	1133 \pm 17 to 624 \pm 7 (n=45/61)	Zircon cores - crystallization in the igneous source (textural interpretation)	Santos, 2011. Sample PM-09	
	U-Pb zircon SHRIMP, LA-ICPMS	676 \pm 8 Ma (n=6/13)	Concordia age - younger igneous event	Trouw, 2008. Sample BX-CAM	
	U-Pb zircon SHRIMP, LA-ICPMS	626 \pm 7 to 599 \pm 20 (n=4/61)	Metamorphic zircon (textural interpretation) - Brasiliano metamorphism	Santos, 2011. Sample PM-09	
	U-Pb zircon SHRIMP, LA-ICPMS	607 \pm 5 to 532 \pm 12 (n=4/61)	Zircon cores - crystallization in the igneous source (textural interpretation); contamination or analytical problems (geological interpretation)	Santos, 2011. Sample PM-09	
	Ar-Ar(ms/bt)	557 \pm 2 to 510 \pm 2	Cooling at \sim 300 $^{\circ}$ C - orogen exhumation	Hackspacher et al., 2004 (Sample H687); Reno et al., 2010. Sample 05b-5-17; Westin et al., 2021. Sample 1569	
IC03 (Nappe rear)	U-Pb zircon SHRIMP, LA-ICPMS	2361 \pm 10 to 1528 \pm 21 (n=3/49)	Zircon cores - crystallization in the igneous source (textural interpretation)	Santos, 2011. Sample PM-08	Prograde anatexis and zircon annealing since 708 \pm 9 Ma (IC03JII, n=9). Prograde dissolution-reprecipitation/recrystallization since 688 \pm 9 Ma (sample IC03F; n = 4). Peak recrystallization between 655 \pm 9 and 626 \pm 3 Ma (sample IC03JII; n = 6 and 9, respectively. Ages in equilibrium with garnet). Main events of retrograde crystallization at 610 \pm 4 (sample IC03JL, n = 8), 602 \pm 4 (IC03JII, n = 8) and 582 \pm 8 Ma (IC03JL, n = 5). Cambrian reset or final equilibration (scarce single dates).
	U-Pb zircon SHRIMP, LA-ICPMS	997 \pm 15 to 642 \pm 11 (n=38/49)	Zircon cores - crystallization in the igneous source (textural interpretation)	Santos, 2011. Sample PM-08	
	U-Th-Pbmnz	619 to 616	Near solidus crystallization, high-pressure near-isobaric cooling, concomitant to the biotite-defined main foliation	Reno et al., 2012. Samples 04-5-6; 05b-5-22; 05b-5-23; GR-05-4b	
	U-Th-Pbmnz	600 to 595	Recrystallization by fluid-triggered dissolution and reprecipitation at solidus, triggered by fluid release during the nappe exhumation	Reno et al., 2012. Samples 04-5-6; 05b-5-22; 05b-5-23; GR-05-4b	
	U-Pbzrc SHRIMP, LAICPMS	595 \pm 17 (n=1/49)	Younger zircon core - Brasiliano metamorphism (textural interpretation)	Santos, 2011. Sample PM-08	
	Ar-Ar(ms/bt)	542 \pm 9 to 539 \pm 2	Cooling at \sim 300 $^{\circ}$ C - orogen exhumation	Hackspacher et al., 2004 (Sample H690); Reno et al., 2010. Samples 05b-5-23; GR-05-3	

Early Ediacaran muscovite and biotite cooling ages (table 2) suggest rejuvenation of the argon system towards the top of the ANS, interpreted as the effect of upward late deformation (Reno, Brown and Picolli, 2010), and the consequence of overriding colder cratonic sequences during the period of nappe migration (Campos Neto et al., 2004). Another possibility to the general eastward decrease of metamorphic ages until ca. 490 Ma (Figure 2, Table 2) is a deeper burial in this direction (Reno, Brown and Picolli, 2010), which could be increased by the collision of the Ribeira Orogen at east (Hackspacher et al., 2004).

3 MATERIALS AND METHODS

The study is based on zircon LA-ICP-MS U–Pb geochronology with geochemistry of trace-elements, also measured in garnet. In order to detail the extent of melt influence on the zircon record, we compare samples of the Santo Antônio semipelites where the melting features are minimal (IC01 – schist domain) and those where it is predominant (IC03 – metatexite domain). Detailed sample description, data acquisition, processing, quoted uncertainties and isotopic ratios are described in the Supplemental file S1.

Migmatite terminology follows Sawyer (2008), and mineral abbreviations are adapted from Holland and Powell (2004). The calculation of forward and inverse metamorphic phase equilibria used whole-rock and mineral geochemistry obtained by X-Ray Fluorescence and ion microprobe, and was performed with the software THERMOCALC 3.33 (Supplemental files S1 and S2). The methodology and software for modelling of zircon discordance follows Reimink et al. (2016). The assessment of equilibrium between zircon and garnet is based on the partitioning arrays of Taylor et al. (2017). The methodology for 1-dimensional thermal modelling is in Clark et al. (2011), after England and Thompson (1984), and used the MatLab code of Healy (2020).

4 RESULTS

4.1 Petrographic Relationships And Estimated P-T Conditions

In the studied area, the semipelites of the Santo Antônio Unit constitute a sub-horizontal stack with anastomosed foliation (S_2) defined by biotite, quartz and plagioclase. Kyanite, garnet and muscovite associate with biotite-rich lepidoblastic layers. Quartz and plagioclase define granoblastic domains. Quartz veins and tonalitic leucosome occur parallel to S_2 or located in dilation zones (e.g. spaced cleavage formed by extensional shear bands (S_3), fold hinges and axial planes; Figures 3 and 4). Rutile, ilmenite, apatite, tourmaline, monazite, xenotime and zircon are the main accessory phases present in the rock (Figure 5).

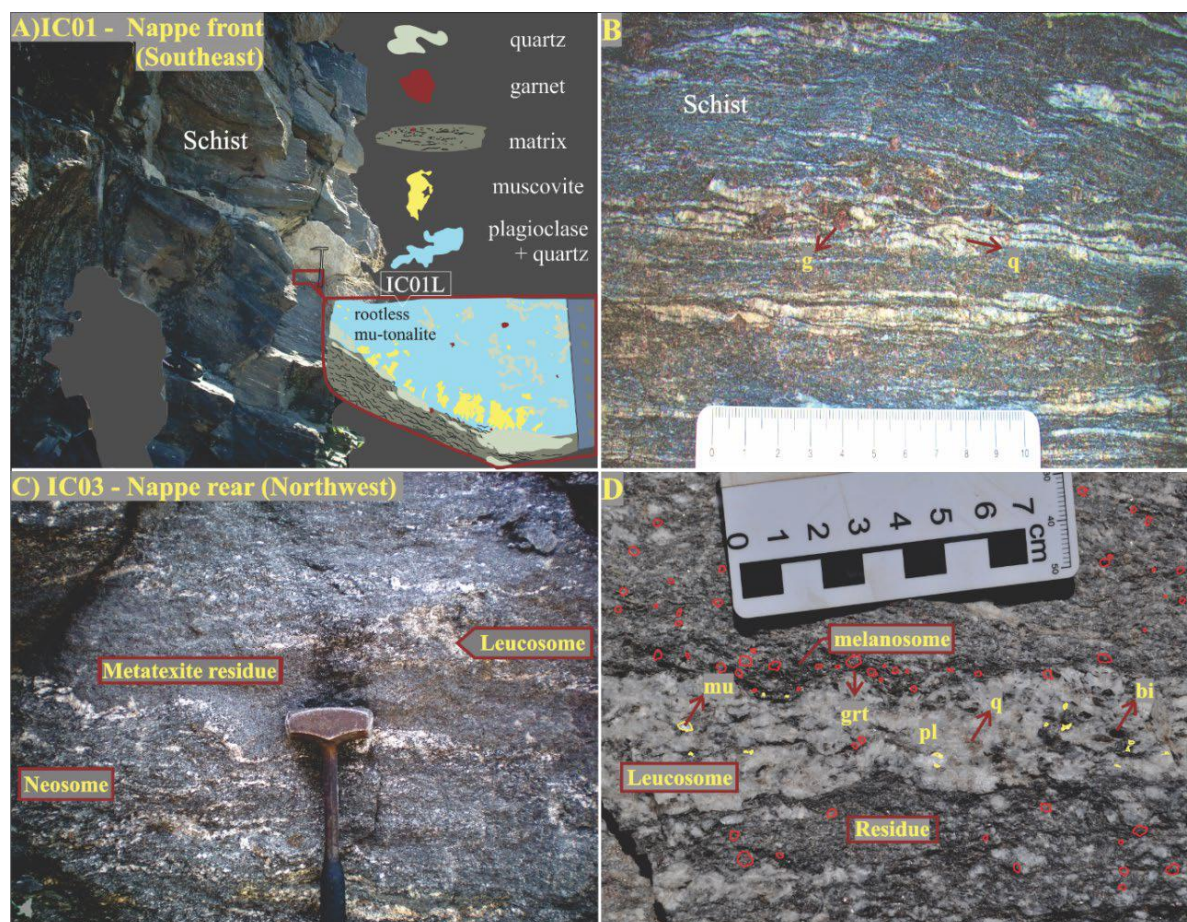


Figure 4 - Mesoscopic features of the Santo Antônio semipelites. (A) IC01: predominant homogeneous granolepidoblastic matrix of the kyanite-muscovite-garnet-plagioclase-biotite schist with a rootless sigmoidal muscovite-tonalite involved by the foliation. (B) IC01: quartz veins-rich domain of the schist with porphyroblastic garnet. (C) IC03: layered metatexite with thicker lepidogranoblastic melt-rich domains (neosome) and subordinated biotite-rich/melt-poor lepidoblastic layers (residue). D) IC03: macroscopic domain with muscovite porphyroblasts within the segregated (in source) tonalitic leucosome, which is enveloped by garnet-rich biotite melanosome. For detailed sample description see the Supplemental file S1.

Increase of grain size accompanies thickening and segregation of tonalitic pods, patches, veins and layers upwards in the regional structure, and marks the transition from the subsolidus schist to a layered metatexite towards the nappe western rear (Figures 3 and 4). The inactive quarry sampled at the local nappe front exposes the schist without mesoscopic features of in situ anatexis (sample IC01E – schist), with a decimetric sigmoidal body of muscovite-bearing tonalite involved in the foliation (sample IC01L, figure 4). The active quarry at the nappe rear provided samples of the layered metatexite (samples IC03F = neosome; IC03J3I = in-source leucosome; IC03J3II = residue).

Zircon occurs in diverse textures in all samples, associated with garnet, biotite, rutile and kyanite in the main S_2 structure; and monazite, xenotime, and ilmenite in S_3 . Two or three morphological families occur without clear relationships with age (see below) except that older

and/or more concordant crystals tend to be larger, and smaller zircon tends to be younger (section 4.2). Also, larger zircon is dominantly from the metatexites in western domain.

The petrography of each sample is detailed in the Supplemental file S1 and illustrated in Figure 5. Inverse thermobarometry for the mineral association in the lepidoblastic matrix of the schist and unsegregated neosome provided average P-T conditions of 685 ± 20 °C/ 8.8 ± 1.1 kbar and 803 ± 35 °C/ 10.5 ± 1.3 kbar (1sd), respectively. Forward metamorphic modelling of P-T pseudosections was also performed for these samples, which result in similar topologies and was used to discuss the zircon metamorphic record (Supplemental File S2).

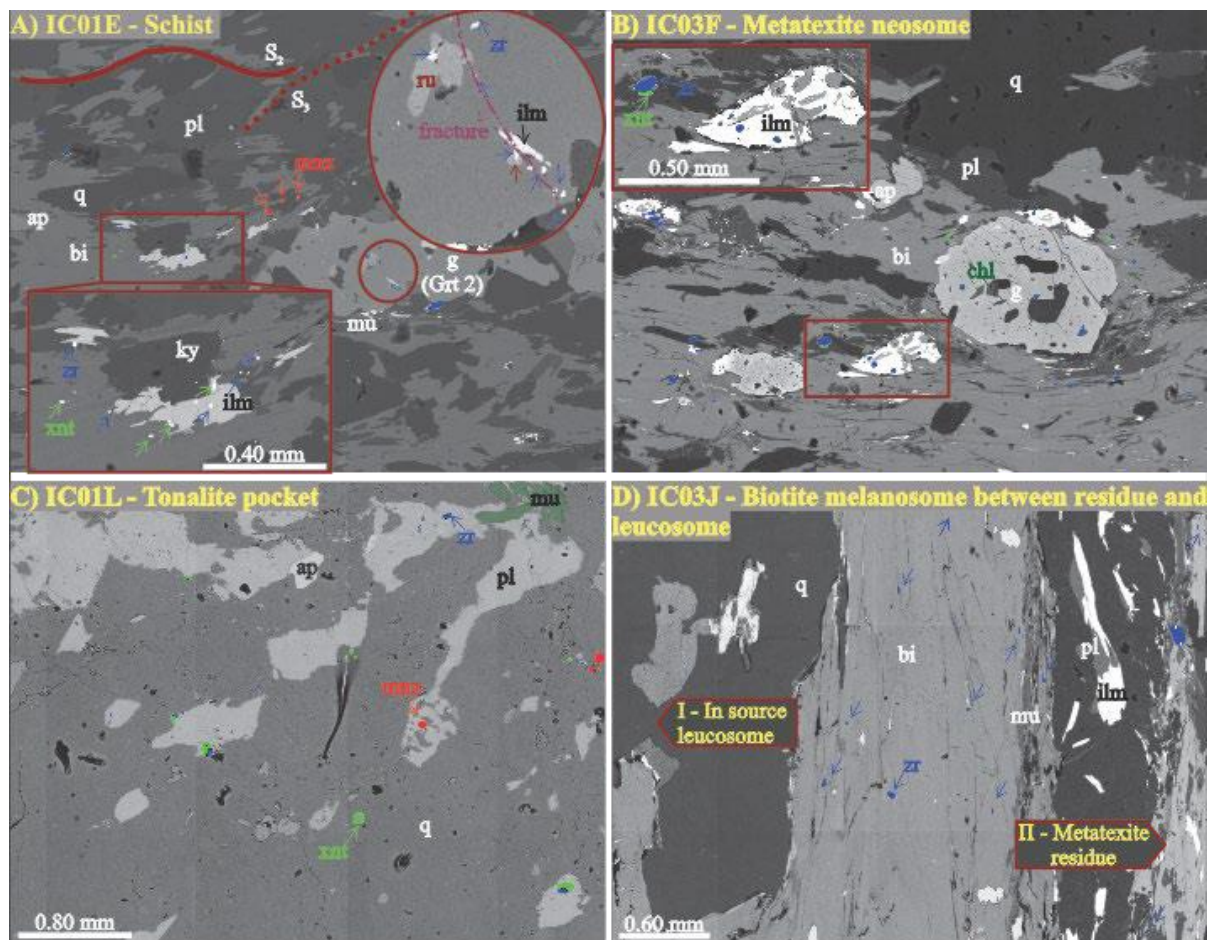


Figure 5 - Zircon textural context. (A) Schist lepidogranoblastic matrix (sample IC01E): zircon near the rims of rutile inclusions and late ilmenite within a fractured syn-kinematic garnet (zoom in the circle at Grt2, described in the section 4.6, Figure 15). Zircon also occurs at the rims of Grt2. It can be interstitial in the schist matrix and associated with ilmenite and xenotime (rectangular detail) along a spaced cleavage formed by extensional shear bands of the anastomosed main foliation (where monazite is also common). (B) Metatexite neosome (sample IC03F): coarser crystals enhance the compositional layering of this sample, and zircon occurs preferentially in biotite-rich domains, where it is associated with xenotime and ilmenite. Rarely, late chlorite occurs near the garnet fractures. (C) Scarce zircon in a quartz-rich domain of the rootless muscovite-tonalite (Sample IC01L), where zircon is involved by coarser xenotime or included in plagioclase. (D) Concentration of zircon in the biotite melanosome at the contact between the metatexite residue and the in-source leucosome. For detailing of sample description, see the supplemental file S1.

As well as other compositionally segregated samples from the schist and metatextitic quarries, P-T estimations with the matrix minerals from the residue did not produce reliable results, suggesting the existence of local (dis)equilibrium domains, mainly when considering the mica composition, which may lower the obtained P-T conditions down to ~580 °C and 7.5 kbar (Supplemental File S2).

4.2. Zircon U–Pb Geochronology

The zircon U–Pb record of the schist and metatextite samples display a similar continuous range of concordant dates along the Concordia line (concordant taken here to be within the interval of a concordia distance of $\pm 10\%$). Discordance is high in all samples (25 to 84% of the analysed crystals), increased in the melt poor quarry and unsegregated neosome datasets, and towards the rims for crystals of all samples, except the leucosome. There are 45 and 68% of discordant zircon cores and rims in the schist; 84% of discordant zircon in the muscovite-bearing sigmoidal tonalite; 37 and 27% of discordant cores and rims in the tonalitic leucosome; 25 and 41% of discordant cores and rims in the residue; and 39 and 56% of discordant cores and rims in the neosome (Figures 6-9).

The scattering of concordant dates recorded in cores and rims of all samples (weighted mean and concordia/discordia ages with $MSWD \gg 1$ and $p \ll 0.05$ for the confidence interval of 95%) suggests the coexistence of different zircon populations, addressed through KDE (kernel density estimates) peaks (Figures 6 to 9) and its corresponded weighted mean age (Figure 10). Widespread Pb-loss of the system is also considered given the numerous discordant analyses in all samples, mainly for the highly disturbed zircon of the sigmoidal tonalite (sample IC01L, figure 7).

Concordant single zircon data (e.g. core, rim; referred in the text as “single concordant ages” or “dates”) are quoted as the concordia age (i.e. “the maximum likelihood intersection between the Wheterill concordia line and the ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) error ellipse”; Vermeesch, 2018) with twice the standard deviation (2 sd). The quoted zircon populations refer to $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ weighted mean ages (μ) obtained to KDE groups, with the standard deviation ($\sigma = 1$ sd), within the concordia distance of $\pm 10\%$. The report of $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ages was based on the best statistical fit caused by bigger errors in comparison with the $^{208}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$ ratios (e.g. Vermeesch, 2021).

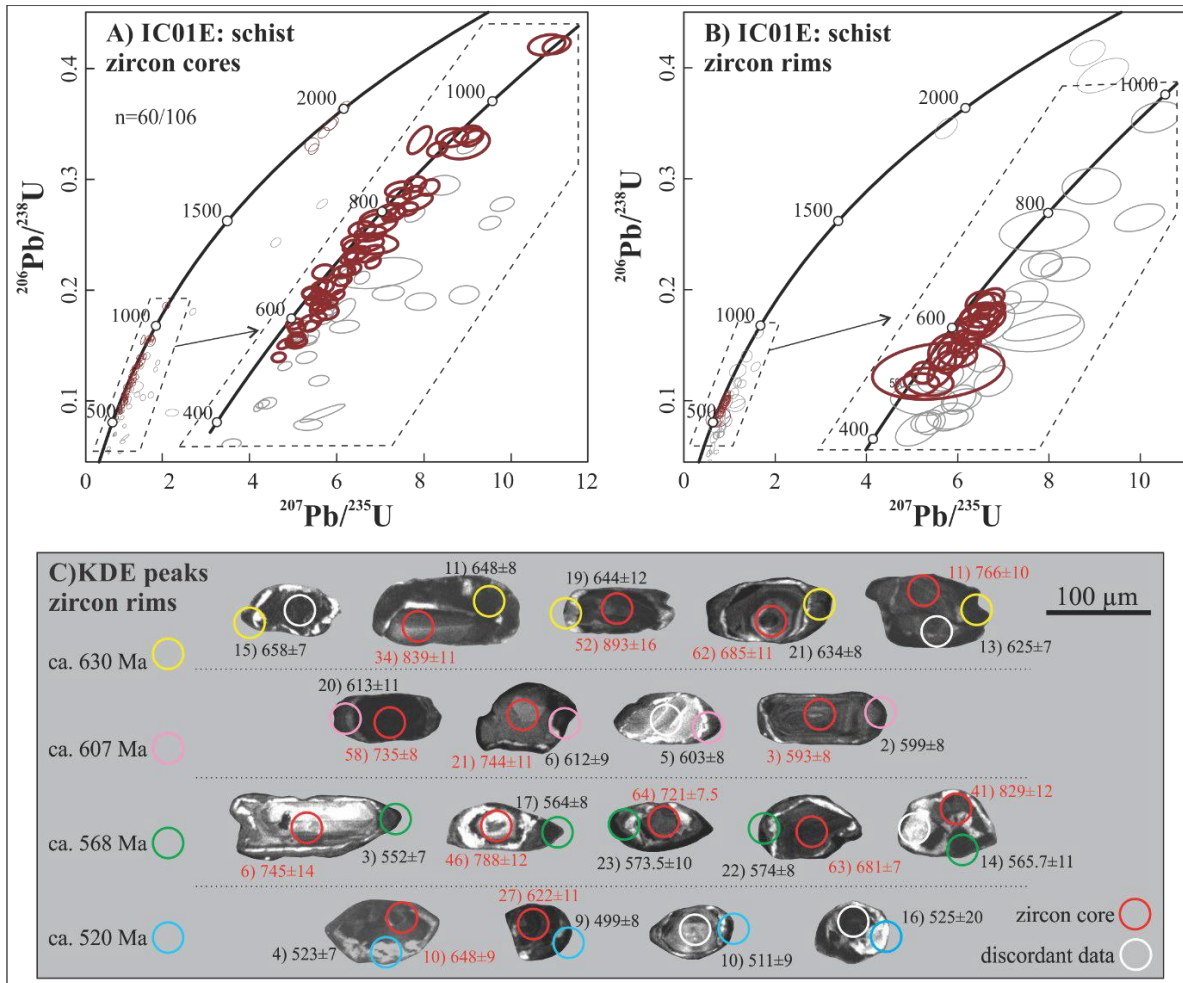


Figure 6 - Wheterill concordia diagrams of U–Pb analyses in zircon cores (A) and rims (B) from the schist (sample IC01E3). Grey ellipses represent data with discordance higher than $\pm 10\%$. C) Representative crystals with concordant dates of rims, grouped according to the distribution of KDE peaks obtained to this dataset. The adjustment of possible Discordia lines was iteratively addressed in the section 4.4 (see figures 11 and 12). Concordant/Total analyses: cores = 60/109; rims = 19/59. Value of KDE peaks for zircon cores: 644, 726, 812, 934, and 1097 Ma.

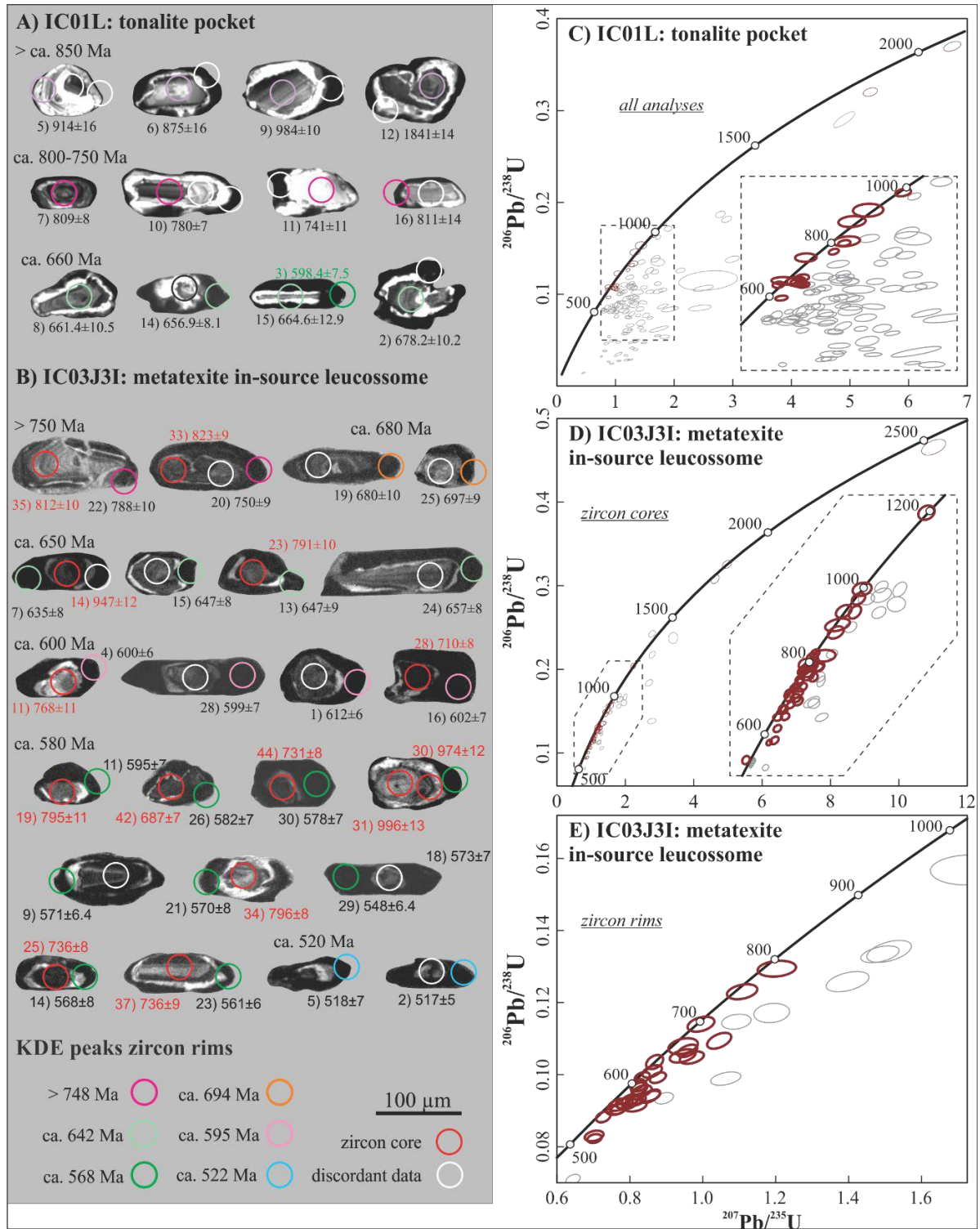


Figure 7 - Wheterill concordia diagrams of U–Pb analyses in zircon from the rootless muscovite-tonalite (A and C, sample IC01L) and zircon cores (D) and rims (E) from the metatexite in-source leucosome (B, sample IC03JI). Grey ellipses represent data with discordance higher than ±10%. At left, representative crystals with concordant dates, grouped according to the distribution of KDE peaks obtained to each dataset. The adjustment of possible Discordia lines was iteratively addressed in the section 4.4 (see figures 11 and 12). Concordant/Total analyses: IC01L = 13/79; IC03JI cores = 46/73; rims = 30/41. Value of KDE peaks for zircon cores (IC03JI): 715, 792, 944, 1194, 1779, and 2512 Ma.

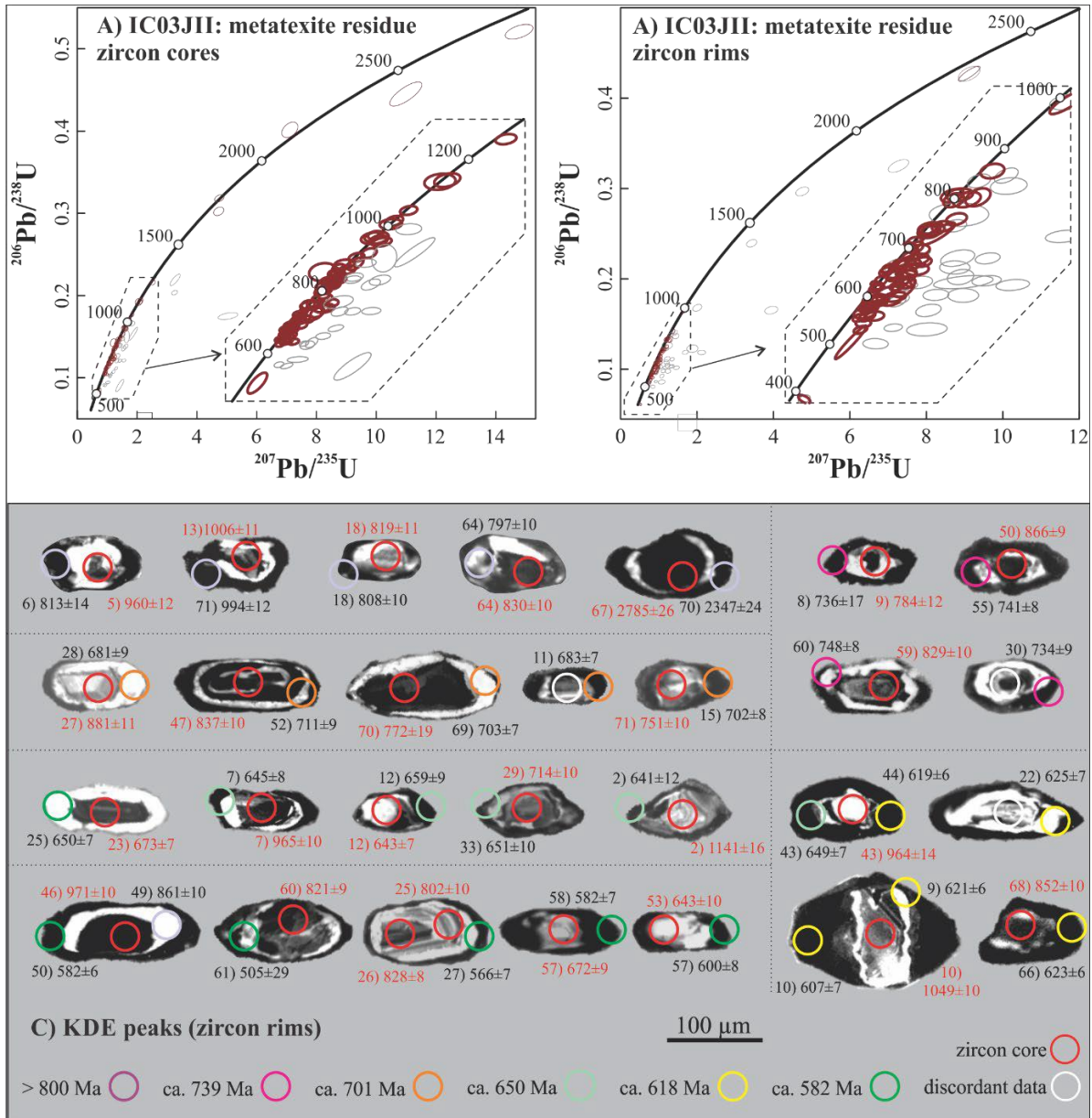


Figure 8 - Wheterill concordia diagrams of U–Pb analyses in zircon cores (A) and rims (B) from the residue (sample IC03JII). Grey ellipses represent data with discordance higher than $\pm 10\%$. C) Representative crystals with concordant dates of rims, grouped according to the distribution of KDE peaks obtained to this dataset. The adjustment of possible Discordia lines was iteratively addressed in the section 4.4 (see figures 11 and 12). Concordant/Total analyses: cores = 72/96; rims = 59/100. Value of KDE peaks for zircon cores: 710, 827, 959, 1753, 2135, and 2715 Ma.

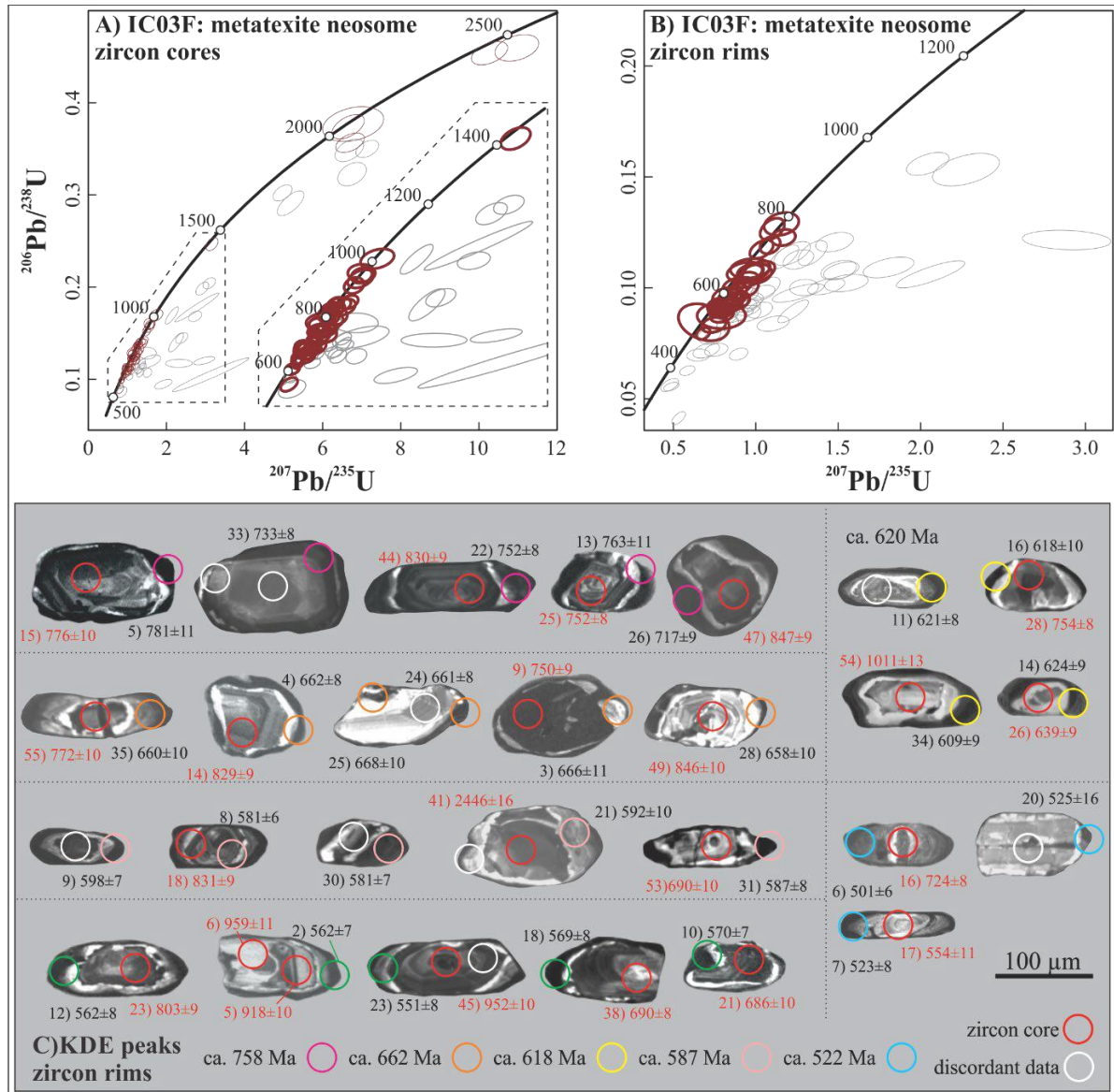


Figure 9 - Wheterill concordia diagrams of U–Pb analyses in zircon cores (A) and rims (B) from the metatexite neosome (sample IC03F). Grey ellipses represent data with discordance higher than $\pm 10\%$. C) Representative crystals with concordant dates of rims, grouped according to the distribution of KDE peaks obtained to this dataset. The adjustment of possible Discordia lines was iteratively addressed in the section 4.4 (see figures 11 and 12). Concordant/Total analyses: cores = 54/88; rims = 35/79. Value of KDE peaks for zircon cores: 680, 746, 812, 944, 1418, 2038 and 2384 Ma.

The sigmoidal muscovite-bearing tonalite (IC01L) involved in the schist foliation provided thirteen concordant dates from 73 analysed zircon cores, ranging from 2065 ± 15 to 598 ± 7 Ma, and two concordant dates from 46 sampled rims, 665 ± 13 and 914 ± 16 Ma (Figure 7C). Four analyses provided a $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ weighted mean age of 705 ± 6 Ma (number of concordant analyses/complete sample dataset (N=4/13; figure 10).

To the schist and metatexite, a similar chronological record was observed, and each sample is detailed by the figures 6-9, 13 and 14. Concordant dates from zircon cores range from ca. 520 to ca. 2780 Ma, with a continuous record from ca. 520 to 1000 Ma in the schist (IC01E,

Figure 6), metatexite neosome (IC03F, Figure 9), and in source leucosome (IC03JI, Figure 7). The youngest date for a zircon core in the residue (IC03JII, Figure 8) is 633 ± 7 Ma, from which follows the continuous record up to ca. 1100 Ma. Concordant dates older than 1100 Ma are scarce but reach ca. 1900 Ma in the schist (IC01E), 2500 Ma in the metatexite neosome (IC03F) and in-source leucosome (IC03JI), and 2780 Ma in the residue (IC03JII). The populations of cores and rims with similar $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ weighted mean age are detailed below and in Figure 10.

The dates of concordant zircon rims range from ca. 2340 to 501 Ma, both extremes occurring in the metatexite residue (IC03JII) and neosome (IC03F), respectively. The oldest population correspond to 806 ± 4 Ma in predominantly dark-CL overgrowths on ca. 960 to 820 Ma cores of varying shape and zonation in the metatexite residue (IC03JII, N=5/59). Contemporary zircon cores of 799 ± 4 Ma (N=8/74) also occur in this sample (Figures 8 and 10).

Zircon rims of 750 ± 5 Ma (N=5/59) from the residue overlap the timing of core populations from the neosome (764 ± 3 Ma, N=8/56) and in-source leucosome (756 ± 3 Ma, N=8/47). An age of 706 ± 3 Ma (N=9/59) occurs in predominantly bright- to dark-CL rims overgrowing ca. 860 to 780 Ma dark-CL or oscillatory zoned cores in the residue, with commonly corroded or disturbed boundaries (Figure 8). This population is ca. 20 Ma younger than the nearest core population of the sample, dated at 728 ± 3 Ma (N=10/73); but is similar to the age recovered from the rootless muscovite-bearing tonalite (IC01L, 705 ± 6 ; N=4/13) and to the youngest core population in the metatexite in-source leucosome (697 ± 3 ; N=4/43).

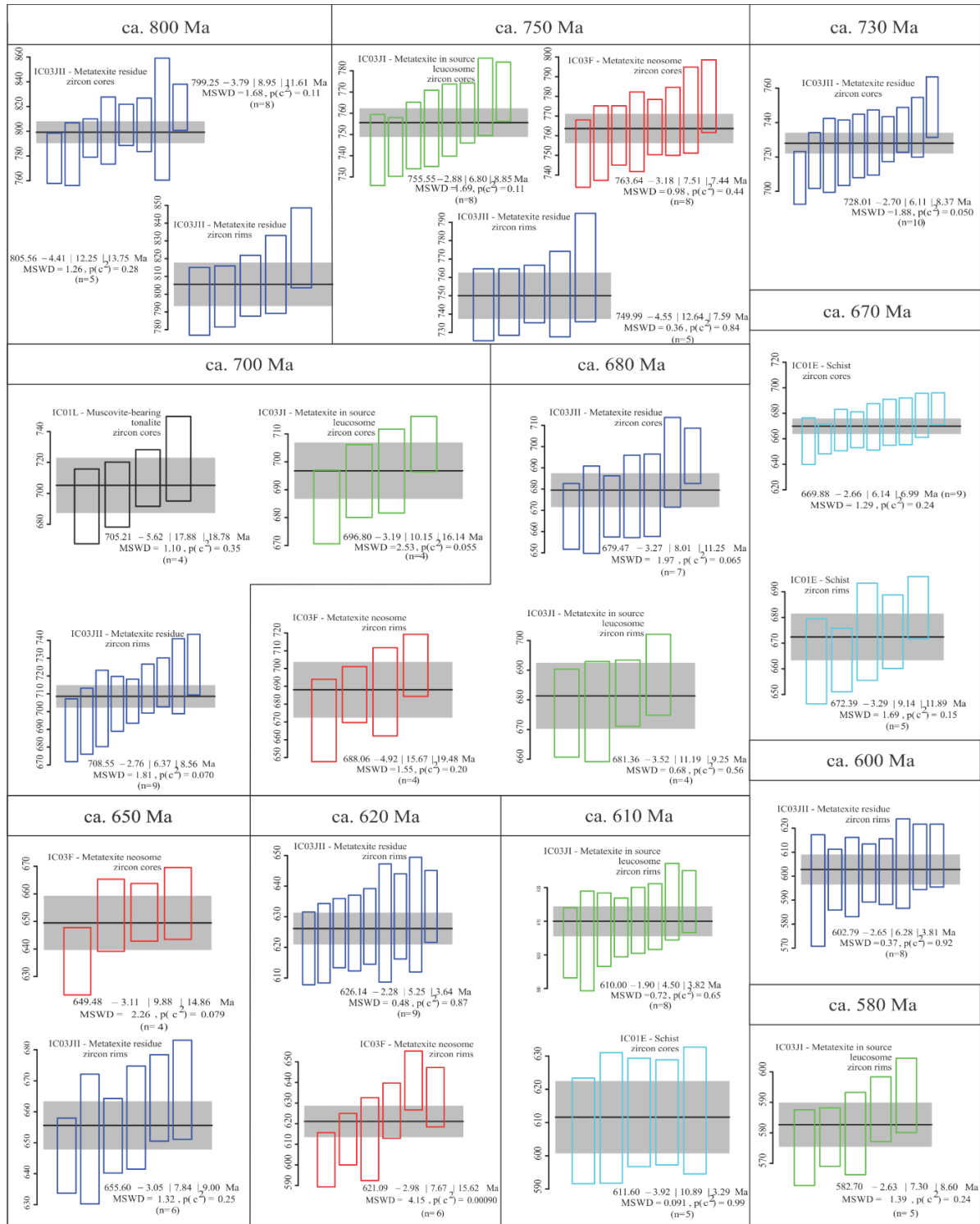


Figure 10 - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ weighted mean ages (μ) of zircon contemporaneous core and rim populations are given as $\mu \pm x | y | z$. x = the estimated uncertainty (1 sd) within the concordia distance of $\pm 10\%$; y = 95% confidence interval; z = the confidence interval considering overdispersion; MSWD = the Mean Square of the Weighted Deviates; p = the Chi-squared p -value (Vermeesch, 2018, 2021). The complete U-Pb dataset is in the supplemental file S3.

Zircon rims from the metatexite neosome (IC03F) show scarce dates between 780 and 720 Ma for bright- to dark-CL overgrowths of oscillatory and sector zoned cores, which boundaries can be straight, diffuse or convoluted (Figure 9). In addition, four zircon rims from

the metatexite in-source leucosome date from 680 to 750 Ma (IC03JI, Figure 10B, E). Zircon rims with $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ weighted mean ages of 688 ± 5 (IC03F, N=4/35) and 681 ± 3 Ma (IC03JI, N=4/30) Ma are compatible with the youngest population of zircon cores in the residue (679 ± 3 ; N=7/74). In the schist, the age of the oldest population of zircon rims is 672 ± 3 Ma (N=5/24), in agreement with the youngest core population of this sample (670 ± 3 Ma, N=9/67).

A continuous record of concordant dates from ca. 660 to 500 Ma occurs in zircon rims from the schist (IC01E, Figure 6), metatexite neosome (IC03F, Figure 9) and in source leucosome (IC03JI, Figure 7B). The lower limit of dates in zircon rims is slightly older for the residue, which youngest record is 534 ± 6 Ma (IC03JII, Figure 8). In this sample, zircon rims of 656 ± 3 Ma (N=6/59) are similar to the youngest group of zircon cores in the metatexite neosome (649 ± 3 Ma, N=4/35). Both residue and neosome have a population of zircon rims of ca. 620 Ma (626 ± 2 Ma (N=9/59, residue) and 621 ± 3 (N=6/35, neosome)). The age of 610 ± 2 Ma (N=8/30) of zircon rims from the in-source leucosome is compatible with the youngest group of zircon cores in the schist. The youngest populations of zircon rims are dated in 603 ± 3 in the metatexite residue (n=8/59) and 583 ± 3 in the in-source leucosome (n=5/30; Figure 10).

4.3. Discordance Modelling

In Wetherill U–Pb space, each population defined by KDE peaks consist of a near concordant data composing a discrete discordia line with negative/recent lower intercept. The correction of common lead through the isochron intercept of these lines or from the Stacey & Kramers two-stage evolution model (Vermeesch, 2021) results in the spread of concordant data along the concordia line. Considering the important parcel of discordant crystals, and age overlapping of zircon cores and rims in all samples, an approach is required to investigate: a) if there is a general Pb-loss in the recent; b) if this recent Pb-loss occurs, how reliable is still the concordant data; c) if the recent lower intercepts are meaningless, caused by the near-concordant character (i.e. within a concordia distance of $\pm 10\%$) and/or mixing of non-cogenetic zircon populations; and d) if the lower intercepts are meaningless, can the continuous spread of coeval cores and rims along the concordia indicate the duration of a single event instead of the KDE and correspondent weighted mean age populations?

The discordance modelling of Reimink et al. (2016) is an iterative, semi-quantitative definition of the most likely discordia lines within mixed geochronological datasets, through the crossing of individual date ellipses by theoretical lines across the U–Pb space. In comparison to the mean age of zircon populations, we analysed the upper and lower intercepts

calculated by this method to individual and mixed datasets of zircon cores and rims, either for each sample or considering the schist (IC01E), unsegregated neosome (IC03F) and residue (IC03JII) as a single dataset, with and without the statistical weight of discordance and the use of a $\pm 10\%$ discordance filter (Figures 11 and 12).

The analysed datasets provided similar results for the schist and metatexite samples (Figures 11 and 12), with main sources in the Tonian (i.e. upper intercept, zircon (re)crystallization and onset (or reset) of the U-Pb system) identified with and without considering concordance, and also evident in the restricted concordant dataset of the muscovite-bearing tonalite (IC01L). However, the modelling of all zircon analyses in this sample revealed possible Calymian, Rhyacian and Siderian sources (depending on the dealing with discordance), which were eventually recognized in the modelling weighted for discordance of zircon rims from the leucosome (IC03JI, figure 11) and cores of the metatexite residue and unsegregated neosome (Figures 11 and 12).

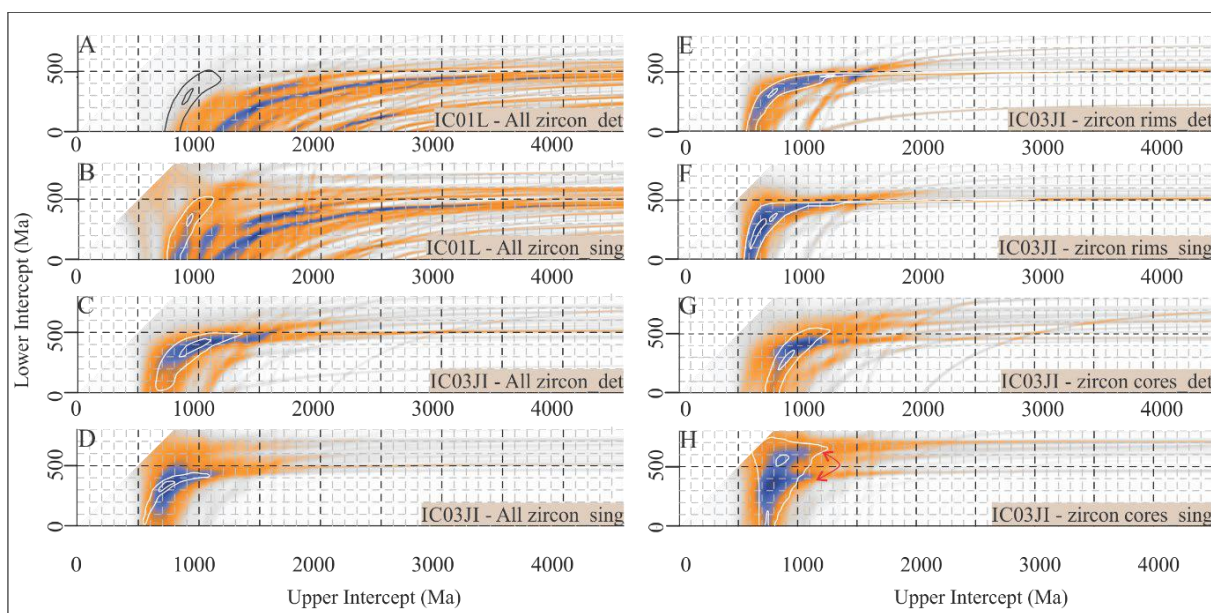


Figure 11 - Discordance modelling: 2-D map of likelihood for discordia lines using the detrital (_det) or single (_sing) approach of discordance to zircon in the tonalitic samples (IC01L = rootless muscovite-bearing tonalite; IC03JI = in-source tonalitic leucosome). The shift from orange to blue indicates the increase of likelihood for discordia lines which upper and lower intercepts correspond to the x and y axis, respectively. The white line contouring the high likelihood areas (black in A for better visualization) correspond to the maximum likelihood modelled to data with concordance higher than 90%. The red arrows point to discordia lines with the same upper intercept and two possible lower intercepts.

The 2-D map of likelihood for discordia lines shows the translation of the main upper intercept from the upper Tonian to the upper Cryogenian, accompanied by decreasing of the lower intercept since ca. 700 Ma towards the recent (Figures 11 and 12). The maps of zircon cores from the metatexite residue and neosome show two likely lower intercepts between ca.

500 and 600 Ma for lines with similar upper intercepts (Figure 12). The split of lower intercepts also occurs for lines modelled in the schist and leucosome datasets, although younger ages are calculated in these cases. The recent lower intercept is less pronounced in zircon cores from the metatextite leucosome, where the most concordant dates occur (Figure 11).

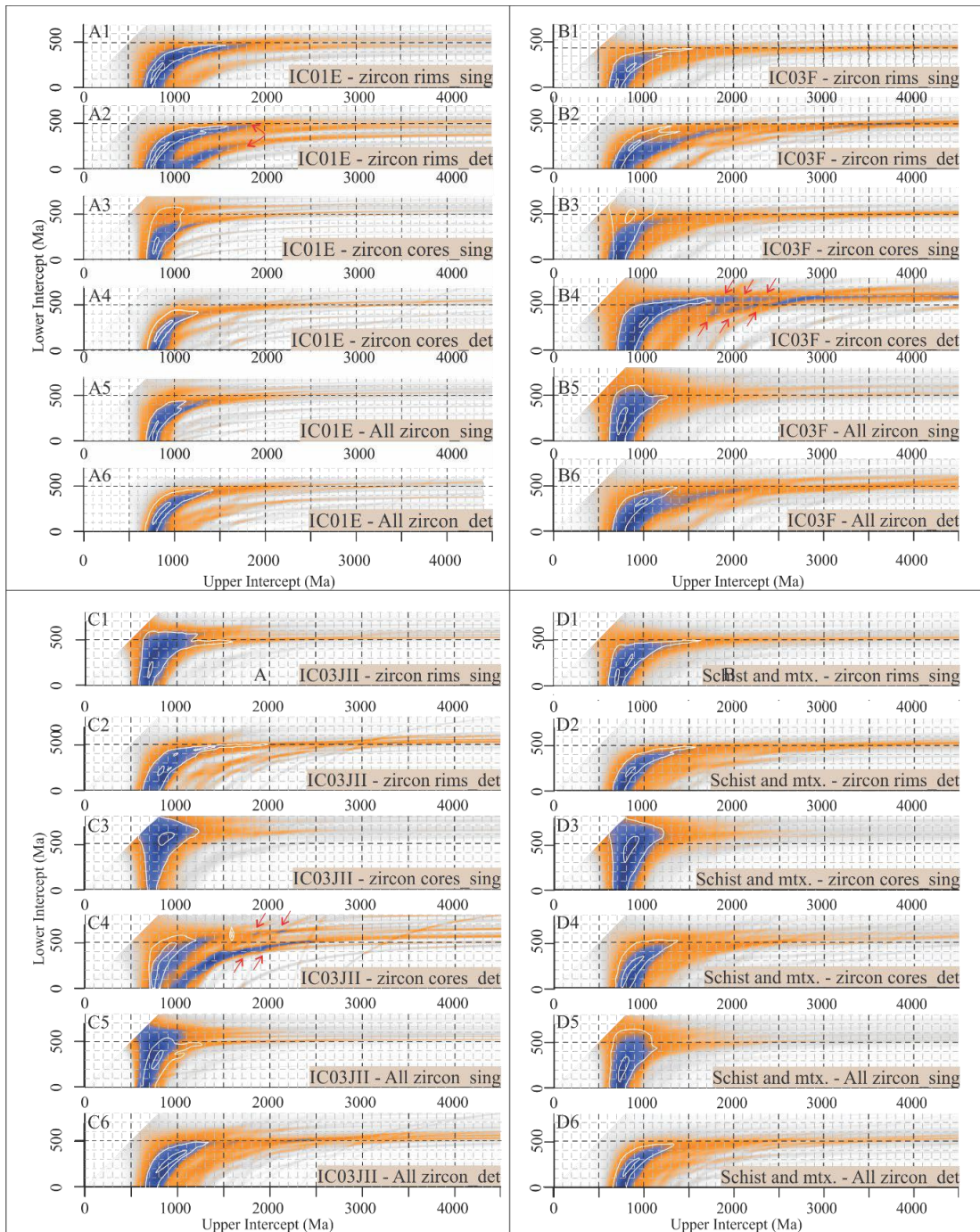


Figure 12 - Discordance modelling: 2-D map of likelihood for discordia lines using the detrital (_det) or single (_sing) approach of discordance to zircon in the schist, metatextite residue and neosome (see the text for more information). The shift from orange to blue indicates the increase of likelihood for discordia lines which upper and lower intercepts correspond to the x and y axis, respectively. The white line contouring the high likelihood areas correspond to the maximum likelihood modelled to data with concordance higher than 90%. The red arrows point to discordia lines with the same upper intercept and two possible lower intercepts.

Despite the occurrence of zircon core populations as young as ca. 611 Ma recorded in the schist (Figure 10), the youngest modelled age for an upper intercept is recovered from zircon rims of the metatextitic samples, at ca. 780 Ma (Figures 11 and 12). The oldest modelled age for a lower intercept is ca. 689 Ma, recovered from zircon cores of the metatextite residue (Figure 12). Although the decreasing age of modelled lower intercepts shows values as young as 18 Ma (wide peaks from lines with young upper intercepts, as the Tonian populations in Table 3), the most well-defined peaks for likely lower ages are between 560 and 530 Ma—compatible to the youngest dates recorded in zircon cores and rims—, for lines with older upper intercepts (Figures 11 and 12, Table 3).

Table 3 - Most likely discordia lines in the discordance modelling of Reimink et al. (2016), considering zircon analyses from the schist, metatextite residue and neosome as the same dataset, without a discordance filter. The peak width of each intercept corresponds to the distribution of the probability curve. For all the modelled scenarios see the supplemental file S3 and figures 11 and 12.

Sample	Domain	Discordance weight	Upper Age (Ma)	Upper Peak Width (Ma)	Upper Number of Points Used	Upper Sum of Squared Deviates	Lower Age (Ma)	Lower Peak Width (Ma)	Lower Number of Points Used	
All samples	cores	Single	902	145	29	0.024306	344	405	81	
		Detrital	2401	75	15	0.0495	535	25	5	
		Single	1989	45	9	0.038951	665	45	9	
	rims	Detrital	900	215	43	0.040203	129	225	45	
		Single	816	125	25	0.041861	82	285	57	
		Detrital	1935	125	25	0.040317	519	65	13	
	all	Single	1967	45	9	0.007724	545	35	7	
		Detrital	906	165	33	0.016158	118	145	29	
		Single	839	95	19	0.024627	122	185	37	
		Detrital	1957	65	13	0.034987	514	45	9	
			Single	1987	45	9	0.401071	550	45	9

The compatibility between models of filtered and raw data indicates a homogenized system to the semipelitic samples, whereas the discrepancy between the tonalite datasets indicates disequilibrium. The recent lower intercept is restricted to the sources in the Tonian-Cryogenian limit recorded in all samples, indicating widespread opening of the U-Pb system at this time. In this way, the method provided an iterative approach to the age of the youngest source (i.e. the youngest upper intercept, ca. 780 Ma) and the possible timing of zircon metamorphism (i.e. interval between the oldest and youngest lower intercepts, ca. 689-530 Ma), to be evaluated in the next sessions.

4.4 Zircon Geochemistry

The Th/U ratio presents a broad decrease from zircon cores to rims and towards younger ages in all samples. However, there is prevalent overlapping of ratios between 1 and 0.01 across the sample suite, with occurrence of few cores with values higher than unity (Figures 13 and 14).

The metatexite neosome presents the widest range and the highest value of Th/U in zircon cores (Figure 13b and c), varying between 0.006 and 3.308. In the residue (IC03JII), the ratio ranges between 0.018 and 1.096; 0.028 and 2.008 in the tonalitic leucosome; 0.051 and 1.426 in the schist (IC01E); and 0.007 and 1.169 in the concordant zircon of the rootless muscovite-bearing tonalite (IC01L). Zircon rims present Th/U < 1.0 in all samples (Figures 14b and c), with highest values in the schist (0.007 to 0.859) and metatexite neosome (0.004 to 0.883), followed by the residue (0.003 to 0.725) and the leucosome (0.004 to 0.460).

The concentration of REE broadly increases from zircon cores to rims in the schist (IC01E) and metatexite neosome (IC03F), whereas it decreases in the residue (IC03JII) and in-source leucosome (IC03JI, Figure 13a). In the cores, the range of REE concentration is similar through dates and different samples, whereas it decreases towards younger rims in the residue and in-source leucosome (Figure 13b).

The measured REE content (Σ_{REE}) in zircon cores varies from 61 to 1615 ppm in the schist (IC01E); 211 to 1706 ppm in the muscovite-bearing tonalite (IC01L); 202 to 2043 ppm in the metatexite neosome (IC03F); 89 to 2254 ppm in the residue (IC03JII); and 137 and 1692 ppm to the in-source leucosome (IC03JI). At zircon rims, the Σ_{REE} varies from 1357 to 9232 ppm in the schist; 69 to 4228 ppm in the neosome; a main cluster between 124 and 1000 ppm, with up to 5306 ppm in the residue; and from 164 to 1670 ppm in the leucosome.

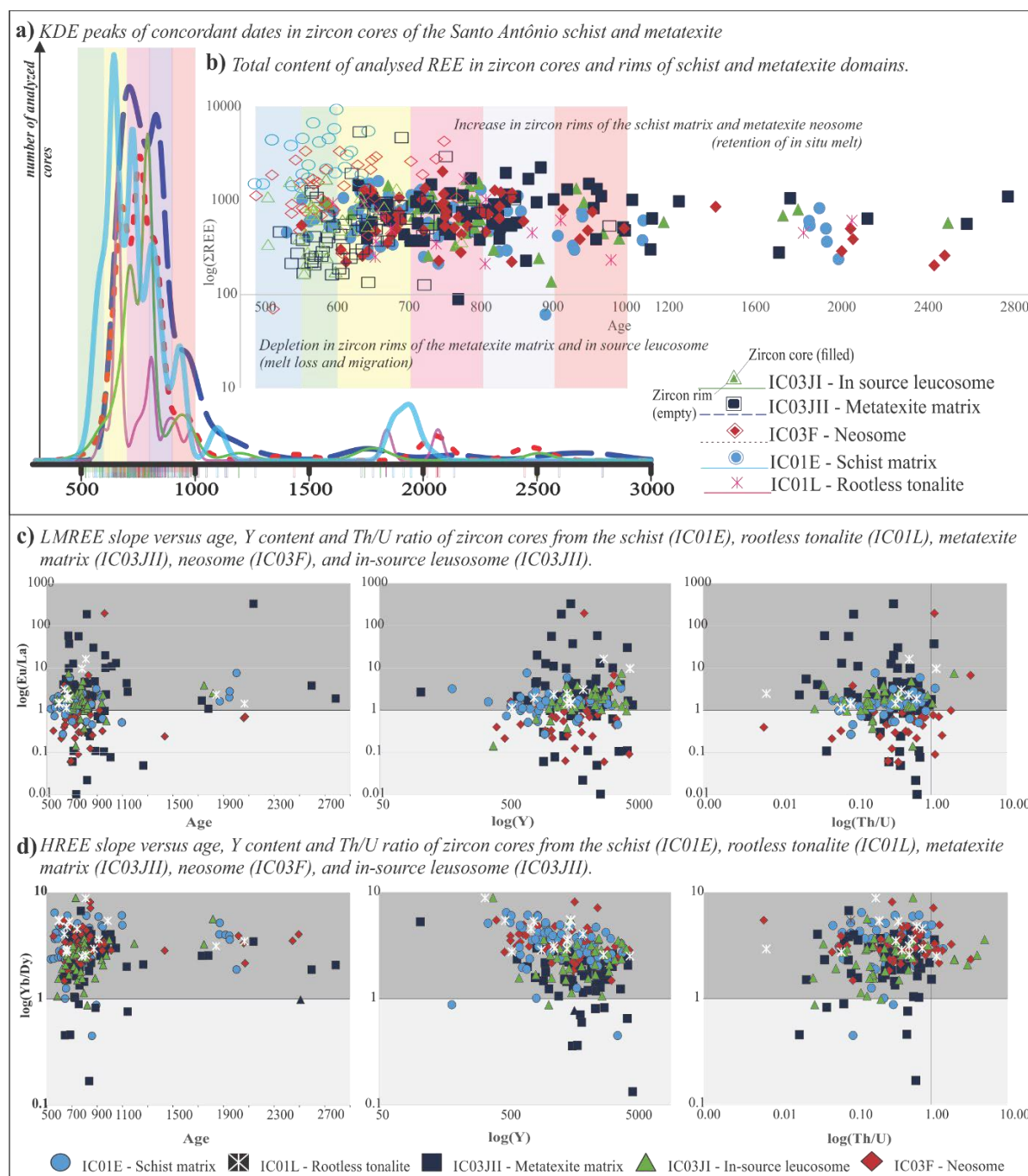


Figure 13 – Geochemistry of zircon cores with U–Pb single ages within the concordia distance of $\pm 10\%$ (Veermesch 2021, Supplemental files S1 and S2). a) Distribution of zircon core single ages in kernel density estimates (KDE) with peak width as the maximum 2 standard deviation of each sample. b) Comparison of the REE content and single ages of zircon cores and rims: enriched zircon rims from the schist and metatexite neosome; depleted rims from the residue and in-source leucosome. The REE decoupling of zircon cores and rims begins at ca. 750 Ma. The fractionation of c) LMREE (Eu/La) and d) HREE (Yb/Dy) is compared to single ages, Yttrium content and the Th/U ratio of zircon cores from each sample. Zircon cores from the metatexitic samples incorporate larger amounts of LREE. Value of KDE peaks: IC01E = 644, 726, 812, 934, 1097 and 1937 Ma. IC03JII = 710, 827, 959, 1753, 2135, and 2715 Ma. IC03F = 680, 746, 812, 944, 1418, 2038 and 2384 Ma. IC03JII = 715, 792, 944, 1194, 1779, and 2512 Ma.

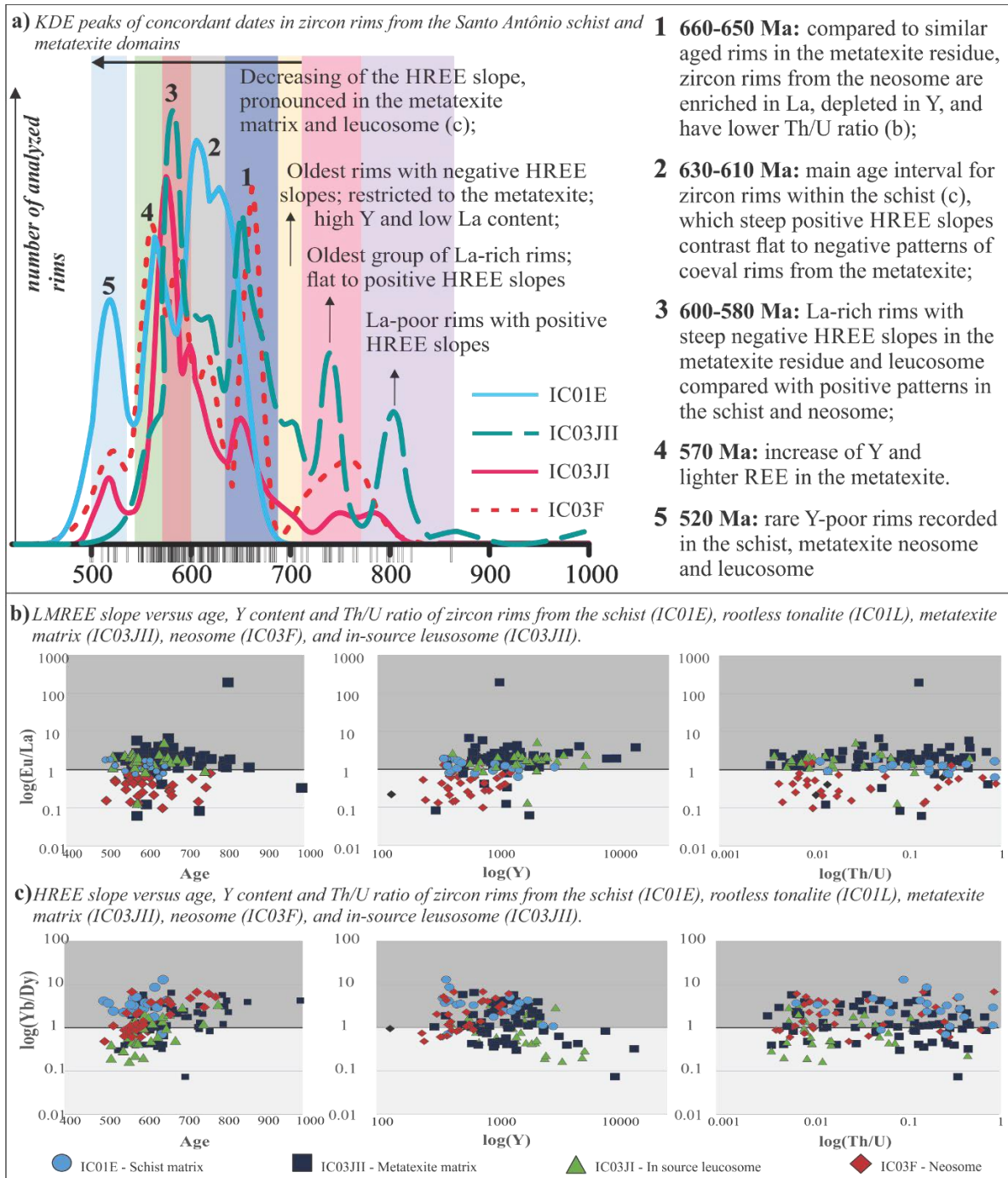


Figura 14 - Geochemistry of zircon rims with U–Pb single ages within the concordia distance of $\pm 10\%$ (Veermesch 2021, supplemental files S1 and S2) in the schist (IC01E), rootless muscovite-tonalite (IC01L), metatexite residue (IC03JII), in source tonalitic leucosome (IC03JI) and the metatexite neosome (IC03F). a) Distribution of zircon rim single ages in KDE with peak width as the average 2 standard deviation of each sample. b) LMREE (Eu/La) and c) HREE (Yb/Dy) fractionation compared to single ages, Yttrium content and the Th/U ratio at each sample. Zircon rims from the neosome incorporate larger amounts of LREE, whereas the HREE slope decreases with age in all samples. Zircon rims from the residue and in-source leucosome are richer in Y. Value of KDE peaks: IC01E = 630, 607, 568 and 520 Ma; IC03F = 758, 662, 618, 587, 562 and 522 Ma; IC03JII = 994, 861, 804, 739, 701, 650, 618, 603 and 582 Ma; IC03JI = 811, 748, 694, 642, 595, 568, and 511 Ma.

The Eu/La ratio shows no systematic variation of the LREE to MREE in zircon cores from the schist and metatexite in-source leucosome; high variation in cores from the residue; La enrichment in the metatexite neosome; and a negative correlation with dates in the scarce concordant analyses of the muscovite-bearing tonalite (Figure 13c). Zircon rims from the metatexite neosome are up to one order of magnitude richer in LREE than rims in the schist, residue and in-source leucosome, with slight enrichment in Eu (Figure 14b).

The HREE slope (Yb/Dy) is positive for the majority of analysed cores, with exception of few crystals in the schist and residue (Figure 13d). The Yb/Dy ratio of zircon rims decreases towards younger ages and segregated domains of the metatexite (i.e. the residue and in-source leucosome, Figure 14c).

The yttrium content of zircon cores is higher in the residue and in-source leucosome, and increases in crystals with lower Yb/Dy ratio (Figure 11d). Its compositional range is 187 to 4154 ppm in the schist (IC01E); 342 to 4755 ppm in the rootless muscovite-bearing tonalite (IC01L); 420 and 4690 ppm in the metatexite neosome (IC03F); 105 to 5000 ppm in the residue (IC3JII); and 395 to 4414 ppm in the leucosome. To zircon rims, the interval for yttrium concentration is 383 to 3204 ppm in the schist; 69 to 4228 ppm in the neosome; 434 to 5940 ppm in the leucosome; and 312 ppm to up to 1.5% in the residue, although most analyses are lower than 3000 ppm in this sample.

4.5 Garnet Geochemistry

The investigation of garnet composition across the semipelitic samples targeted porphyroblasts with pre- and inter-kinematic cores (Grt1) versus syn-kinematic rims and smaller crystals parallel to the main foliation (Grt2). The major element composition is provided in terms of the respective end members almandine, pyrope, grossular and spessartine (Figures 15–17).

In the schist (IC01E) and metatexite neosome (IC03F), pre/inter-kinematic cores with discordant inclusion trails (Grt1, Figures 15 and 17) are Ca- and Mn-rich (up to 20% of grossular and spessartine), and show the lowest concentration of almandine (~ 60%). Crystals parallel to the main foliation (Grt2, Figures 15 and 17), also analysed in the residue (IC03JII, Figure 16), record higher Fe and Mg content with up to 80% of almandine and 17% of pyrope.

The yttrium concentration generally mirrors the HREE behaviour in pre-kinematic garnet (Grt1), whereas both components behave in similar patterns in the syn-kinematic domains (Grt2). A steep positive slope marks the enrichment of HREE in Grt1 from the schist (Yb/Dy

= 3.27 – 9.26, Figure 15). In this site, the LREE distribution displays distinctive anomalies (normalized composition (“Element”N)/chondrite composition (“Element”*)) of Eu (0.64 – 1.51), Nd (0.16 – 0.64) and Ce (0.83 – 1.40) when compared to the Grt2 (EuN/Eu* = 0.47 – 0.86; NdN/Nd* = 0.10 – 0.74; CeN/Ce* = 1.04 – 2.34). Grt2 presents flat HREE patterns that contrast richer inclusion-free inner areas (Yb/Dy = 1.47 – 3.32) versus outer depleted poikiloblastic or skeletal rims (Yb/Dy = 0.49 – 2.42, Figure 15).

In the metatextite neosome (IC03F), Grt1 records an overall positive slope for the REE distribution (Figure 17), which becomes flat for the heaviest elements (Lu/Yb = 0.72 – 1.16). Garnet of the neosome has a HREE-enriched composition near poikilitic areas (Yb/Dy = 4.80 – 19.10), depletion towards outer inclusion-free domains (Yb/Dy = 2.02 – 8.38), and changes to pronounced negative HREE slopes towards the syn-kinematic Grt2 (Yb/Dy = 0.15 – 1.67).

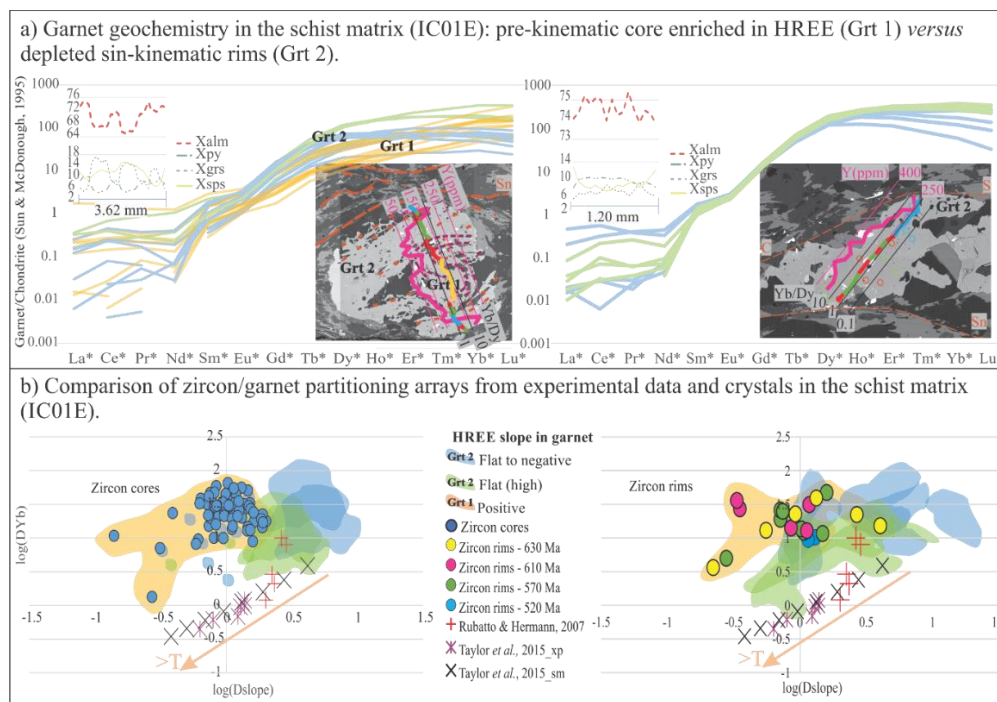


Figure 15 - Garnet geochemistry (a) and (b) partitioning with zircon cores and rims from the schist (Sample IC01E3). (a) REE chondrite-normalized patterns (chondrite values of McDonough and Sun, 1995), which colours are linked to the Yb/Dy profile in the BSE images of garnet, at right. Red zones in the Yb/Dy profile represent the accidental analysis of inclusions, excluded from the spidergrams and calculations. The pink profile refers to the Y content. At left, the content of major components of garnet, with inclusion-disturbed analyses. (b) The partitioning arrays of Taylor et al. (2017): $DYb = Yb_{zircon}/Yb_{garnet}$; $Dslope = (Yb_{zircon}/Yb_{garnet})/(Dy_{zircon}/Dy_{garnet})$. Experimental data in equilibrium at 20 and 7 kbar from 850 to 1000 °C (Rubatto & Hermann, 2007; Taylor et al., 2015, respectively); lattice strain-modelled partitioning at 7 kbar from 750 to 1100 °C (Taylor et al., 2017). Lower values along the positive-sloped array correspond to higher temperatures at the experimental equilibrium partitioning. Data from the analysed samples represent the partitioning of zircon cores and rims with garnet domains of positive, flat and negative HREE slopes. Individual circles represent zircon cores and rims normalized by the domain of positive HREE slope in Grt1, whereas the areas in green (flat garnet) and blue (negative garnet) represent the partitioning with Grt2. There is no covariance between garnet and zircon cores (at left), but zircon rims array in a positive sloped line formed by older dates, which approximates to the experimental equilibrium reference when compared to outer/syn-kinematic garnet domains with flat HREE slopes (Grt2). Rims younger than 613 Ma display a discrete negative-sloped array.

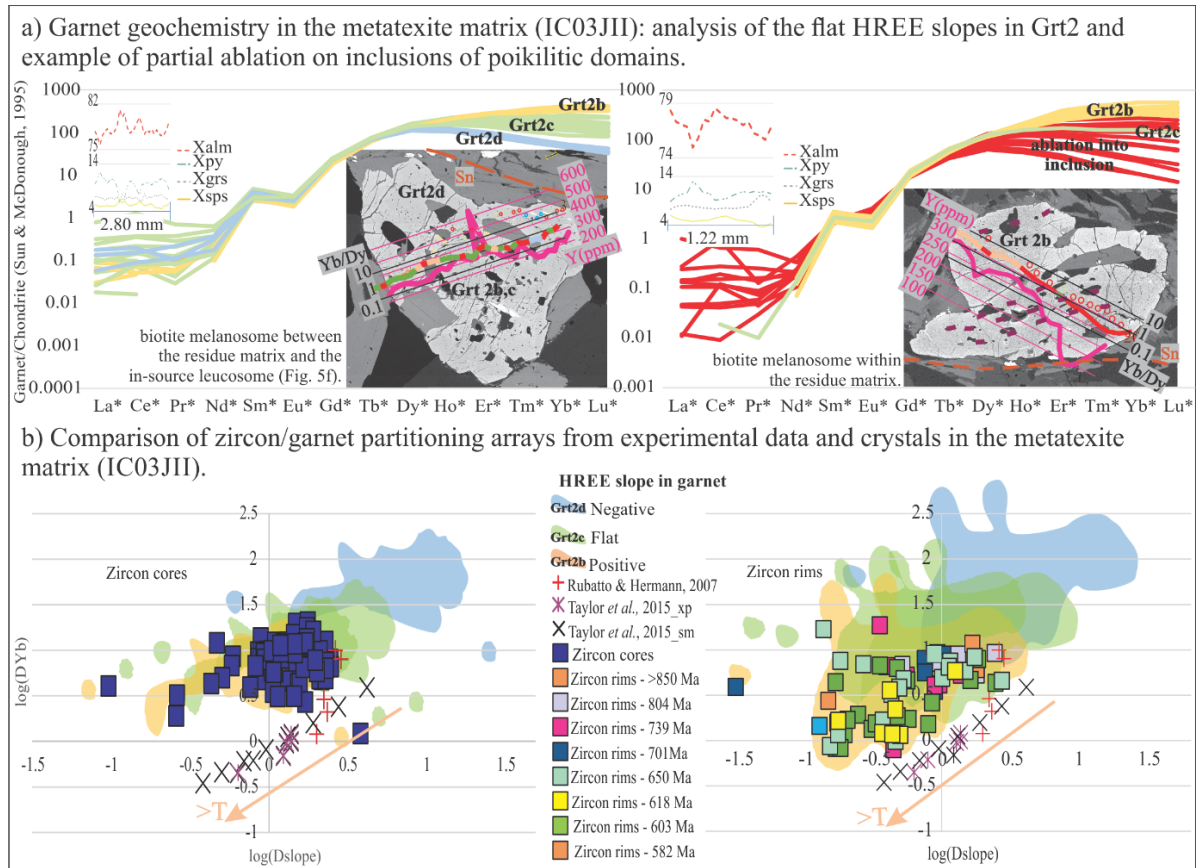


Figure 16 - Garnet geochemistry (a) and (b) partitioning with zircon cores and rims from the metatextite residue (Sample IC03JII). (a) REE chondrite-normalized patterns (chondrite values of McDonough and Sun, 1995), which colours are linked to the Yb/Dy profile in the BSE images of garnet, at right. Red zones in the Yb/Dy profile represent the accidental analysis of inclusions, excluded from the spidergram of the porphyroblast at left, and from calculations. The pink profile refers to the Y content. At left, the content of major components of garnet, with inclusion-disturbed analyses also represented in red at the right spidergram. (b) The partitioning arrays of Taylor *et al.*, 2017 (for more information see Figure 15). Individual squares represent zircon cores and rims normalized by the domain of positive HREE slope of Grt2, whereas the partitioning with other compositional garnet domains is represented by the areas in green (flat garnet) and blue (negative garnet). Contrarily to the cores, the majority of zircon rims from the residue arrange in a positive sloped array for dates up to 650 Ma, which approximates to the equilibrium reference when compared to positive HREE slopes of syn-kinematic garnet. Although the positive Yb/Dy ratio, the slopes for heavier REE of garnet are always flat in this sample.

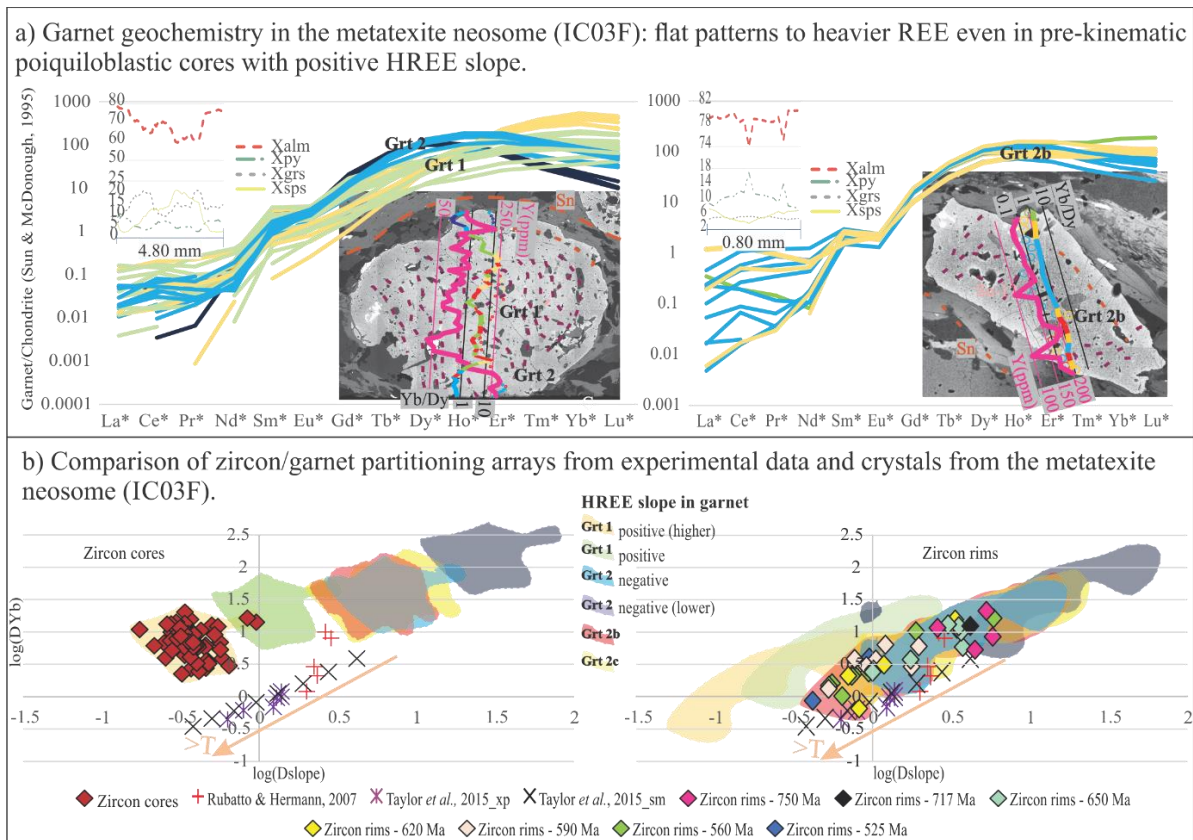


Figure 17 - Garnet geochemistry (a) and (b) partitioning with zircon cores and rims in the metatexite neosome (Sample IC03F). (a) REE chondrite-normalized patterns (chondrite values of McDonough and Sun, 1995), which colours are linked to the Yb/Dy profile in the BSE images of garnet, at right. Red zones in the Yb/Dy profile represent the accidental analysis of inclusions, excluded from the spidergrams and calculation. The pink profile refers to the Y content. At left, the major components of garnet, with inclusion-disturbed analyses. (b) The partitioning arrays of Taylor et al., 2017 (for more information, see Figure 15). Individual diamond-shapes represent zircon cores normalized by the HREE positive slope of Grt1, and rims normalized by the domain of positive HREE slope in Grt2b, whereas the partitioning with other compositional domains of Grt1, Grt2, and a third syn-kinematic garnet (Grt2c) is represented by the colours indicated in the legend. Contrarily to the cores, all zircon rims from the metatexite neosome arrange a positive sloped array for dates up to 650 Ma, which approximates to the equilibrium reference when compared to flat and negative HREE slopes of syn-kinematic garnet. Despite the positive Yb/Dy ratio observed in Grt1, the slopes for heavier REE are always flat in garnet from this sample.

Garnet in the biotite melanosome between the metatexite residue and in-source leucosome shows predominant flat slopes for the HREE patterns (Grt2b,c; Yb/Dy = 0.60 – 2.31, Figure 16). It has higher positive slopes in sites near fractures and coarse-grained inclusions of quartz and feldspar (Grt2b, Yb/Dy = 2.36 – 3.11), and negative slope at the inclusion-poor domain near the rim (Grt2d, Yb/Dy = 0.40 – 0.43). The analysis of Grt2 poikiloblastic domains often resulted in the ablation of subsurface inclusions (Figure 16). One inclusion-free spot recovered from that area defines a flat HREE slope (Grt2c, Yb/Dy = 1.24) contrasting with Grt2 inclusion-free inner regions of positive HREE trends (Grt2b, Yb/Dy = 2.61 – 4.67) and flattening of slope for the heaviest elements (Lu/Yb = 0.93 – 1.04).

4.6 Trace Element Partitioning Between Zircon And Garnet

In the absence of the complete REE zircon composition, the partitioning array of Taylor et al. (2017) is a visualization tool that permits simultaneous assessing of HREE partitioning between zircon and garnet, and the slope produced by its potential REE chondrite-normalized patterns (e.g. Rubatto, 2002; Rubatto and Hermann, 2007).

The cartesian system involves the zircon/garnet partitioning of the “heaviest” HREE (DYb in the present work, y axis in Figures 15b, 16b and 17b) compared to the ratio between the HREE slope of zircon and garnet ($D_{slope} = (D_{Yb}/D_{Dy_zircon})/(D_{Yb}/D_{Dy_garnet})$); x axis in the Figures 15–17). The array generates positively sloped lines for zircon and garnet grown in experimental equilibrium; and indicates a thermometer potentiality for this plotting, as higher equilibrium temperatures plot towards negative values of the array (Taylor et al., 2017, 2015).

The arrays between concordant zircon cores and rims and Grt1 and 2 are given with respect to the average Dy and Yb content described for the semipelitic samples (IC01E, IC03JII and IC03F, respectively; Figures 15–17). There is no linear array between garnet and zircon cores, although a clustering near to low-temperature equilibrium values is observed when normalizing to Grt2.

Zircon rims from the schist show a steep positive array for dates between 650 and 620 Ma, with a minor subset involving dates between 613 and 520 Ma in a negative slope. In comparison to the experimental arrays, the partitioning of zircon rims with the flat HREE slopes of Grt2 seems compatible with values expected for equilibrium (Figure 15b).

In zircon rims of the metatexite residue, dates of ca. 690, 740, 800 Ma and older do not display linear arrays of partitioning with garnet. Younger rims define a positively sloped array parallel to the experimental equilibrium values, with crystals of ca. 650 Ma and 585 Ma arranging along the array, whereas crystals of ca. 620 Ma align preferentially in the lowest extremity of the line. Partitioning of zircon rims with flat REE slope domains of garnet (Grt2b,c) results in arrays closer to the equilibrium values, as shown in Figure 16b.

In the metatexite neosome, all analyses of zircon rims array in a positive slope which overlaps the equilibrium values of experimental data, with decreasing of dates clustering towards the array origin. The compatibility of the analyses array with experimental equilibrium patterns increases with normalization to Grt2b,c (Figure 17b).

5 DISCUSSION

Geochronological and trace element partitioning geochemical data has been presented above for five samples covering the temperature range of ~800–580 °C in the southernmost Brasilia Orogen (Figure 18, supplemental file S2). We now discuss what the significance of these results may be in relation to answering the outstanding questions of what is the nature of zircon (igneous, detrital or metamorphic) and regional metamorphism (episodic versus continuous) in this part of the orogen.

5.1 Degree Of Equilibrium And Significance Of Zircon Age Data

The record of equilibrium partitioning arrays between garnet (Grt2) and concordant zircon rims continuously spread along the concordia line (680-560 Ma) indicates long-lived metamorphism of the Santo Antônio semipelites. However, the negative zircon/garnet array displayed by younger zircon rims of the melt-poor domain (i.e. 613-500 Ma, sample IC01E) suggests that a third HREE source might have influenced the system (e.g. Taylor et al., 2017). Additionally, the highly discordant datasets (25 to 84% discordant, depending on the sample) and the age overlap between concordant zircon core and rims from 1000 to 500 Ma throughout the samples requires the assurance that the whole system is not compromised by recent Pb-loss.

The discordance modelling shows that partial reset in detrital zircon results in different models for concordant and discordant datasets, revealing potential ages that were biased when a concordance filter was placed (e.g. maximum discordance of $\pm 10\%$; Reimink et al., 2016). This approach allowed a semiquantitative appreciation of the isotopic system in terms of disturbance (discrepancy between models obtained for concordant and discordant datasets in the same sample) and metamorphic differentiation (discrepancy between models obtained to cores and rims at each sample across the unit).

The similar discordance models produced by all datasets from different samples of the semipelitic matrix (i.e. schist, residue, unsegregated neosome, and all of them as a single dataset) and the in-source leucosome indicates a homogenized isotopic system, despite the metamorphic differentiation. Zircon cores and rims are related by the spread of the main upper intercepts, which lower correspondent intercepts become progressively younger and loosely defined (i.e. not reliable) towards younger ages.

The consistent and homogeneous spread of zircon modelled upper intercepts from the semipelitic dataset is interpreted as metamorphic reset (e.g. Reimink, 2016). This indicates that zircon cores and rims, respectively, do not represent, exclusively, inherited (igneous) and

metamorphic stages. It also means that the confident interpretation of maximum depositional and metamorphic ages by simple inspection of concordant core and rim CL imagery-separated populations is not possible for these complex grains.

The discrepancy between concordant and discordant models obtained to zircon of the rootless muscovite-bearing tonalite suggests open system behaviour in this sample. The local weathering at the humid subtropical climate (Alvares et al., 2013) could explain a recent Pb-loss in damaged zircon, despite the selection of fresh samples for the analyses. However, the compatibility of discordance models obtained to the concordant dataset of the rootless muscovite-bearing tonalite and all the semipelitic datasets suggests that these samples are linked through the same event of (partial) isotopic reset. Given the exclusive tying of garnet geochemistry and 680-560 Ma zircon rims, despite the occurrence of same aged zircon cores; and the zircon geochemical differences considered in the context of anatectic segregation, we assume a compositional-controlled character of the isotopic reset, instead of generalized recent Pb-loss.

The zircon rim populations older than 800 Ma, recorded in the metatexite residue, have igneous geochemical signature (e.g. steep positive HREE slopes and higher Th/U, Hoskin and Schaltegger, 2003). The geochemical compatibility with similar aged cores (Figures 13 and 14) suggest that these older rims are inherited (igneous/detrital). In agreement, the discordance modelling of the semipelites as a whole dataset finds the youngest upper intercept at ca. 780 Ma, more than 100 Ma older than the youngest mean age obtained from zircon cores, adjusted from the melt-poor schist dataset (611 Ma, sample IC01E, Figure 10).

In the same way, the oldest modelled lower intercept, at ca. 689 Ma, do not correspond to the eldest rims of the semipelites, but is compatible with the beginning of zircon/garnet equilibrium defined by the HREE partitioning arrays, which is interpreted as the interval of zircon near-to-peak metamorphic growth/recrystallization. In this way, the transition of modelled upper intercepts from the main Tonian towards the Cryogenian, with correspondent decrease of lower intercepts from the Cryogenian to the recent, is interpreted as the record of progressive/prolonged metamorphic overprint.

In the metatexites, zircon rims dated between 750 and 700 Ma with high La content and flat HREE slopes mark the beginning of geochemical decoupling (i.e. different behaviour) from the cores, indicating interaction with melt and competitive accessory phases. These crystals

cluster with 800 Ma detrital rims in the low temperature sector of the partitioning arrays with garnet (see section 4.6), which could suggest partial reset in the early prograde metamorphism.

Considering the inherent underestimation of discordance modelled lower intercepts (i.e. the ages must be seen as a minimum – Reimink et al., 2016) and the compatibility between concordant ages in the metatexite and the tonalite, the beginning of zircon reset is considered at 700 Ma, prior to the garnet equilibrium. However, the local split of similar modelled upper intercepts in two lines with different lower intercepts could also indicate the posterior stages or events of reset or growth, mainly around 600 and 500 Ma (Figure 12 A2, B4 and C4).

The most well-defined lower intercepts of the modelling (between ca. 690 and ca. 530 Ma; Table 3), recovered from older discordant populations and compatible with the concordant spread of coeval zircon cores and rims from all samples, agree with the metamorphic evolution defined through the garnet and zircon geochemistry.

The similarity of the main modelled discordia line with Tonian upper intercepts for zircon cores and rims of the semipelitic samples and the in-source leucosome, with and without the $\pm 10\%$ discordance filter (section 4.3), supports that metamorphic zircon was preferentially modified from detrital phases than episodically crystallized during the metamorphic/anatectic segregation. Complementary, the distinctive models obtained for the discordant data from the rootless muscovite-bearing tonalite indicates that the zircon metamorphic reset was controlled by local equilibrium conditions, and that recrystallization and anatexis may have erased older, perhaps more altered zircon crystals in the semipelitic matrix.

The partitioning arrays with syn-kinematic flat garnet (Grt2) suggest equilibrium of zircon rims and the main foliation since at least ca. 680 Ma, and sustenance of peak metamorphic conditions from 650 until 620 Ma in the schist and metatexite residue. Flat to negative HREE slopes support prolonged communication of Grt2 and zircon rims until 560 Ma in the melt-rich nappe rear. By contrast, the negative partitioning slope recorded for garnet and zircon rims between 613 to 500 Ma in the melt-poor nappe front could indicate the coexistence of a third HREE competing source in this period (e.g. Taylor et al., 2017).

Melt retention increases the communication of zircon with the garnet reservoir, as denotes the increased similarity of the partitioning arrays from data of the neosome and of reported experimental equilibrium (Figure 17, section 4.6). The difference between the semipelitic metatexite and the tonalite datasets evidences the efficiency of the discordance modelling on seeing through the extension of isotopic disturbance and recovery, despite the apparent

undiscriminated Pb-loss of all samples. Also, the similarity of the concordant datasets suggest that these rocks are linked by metamorphic evolution and that the tonalite may represent the earliest anatectic segregation of the unit.

The increased geochemical affinity between Grt2 and the identified metamorphic rims starting at 680 Ma supports the pervasive disturbance of the U–Pb isotopic system in the late Cryogenian due to metamorphism. At the same time, the absence of partitioning arrays supporting communication for zircon cores and garnet, the homogenized equilibrium arrays for zircon rims in the neosome, and the predominance of disturbed zircon in the tonalite point to the coexistence of multiple mechanisms governing the stability of detrital and metamorphic zircon, some of them discussed below.

5.2 P–T–t Evolution Of Metamorphic Zircon

The constraint of P – T – t paths through the dates and geochemistry of zircon rims uses the temporal relationships given by structural and textural contemporaneity with melt, garnet, rutile, monazite and xenotime in the Santo Antônio semipelites. Garnet pre- and inter-kinematic domains (Grt1) provide connection with the prograde evolution. Rutile and kyanite record the high-pressure peak conditions with syn-kinematic garnet (Grt2). The replacement of rutile by ilmenite, association of monazite and xenotime with the late spaced cleavage (S_3), and disequilibrium textures such as skeletal crystals in garnet cracks, relate these minerals to the retrograde path. Zircon is in all these domains, and, in agreement, zircon age data shows a prolonged metamorphic evolution.

The major element garnet chemistry indicates a path of pressure decrease within the equilibrium field calculated for the suprasolidus peak paragenesis (Figure 18). The P – T path is further constrained in the high-pressure upper amphibolite facies realm by isopleths of Zr-in-rutile and K content of plagioclase (~730–770 °C and 15–17 kbar). In this context, the equilibrium arrays of garnet and zircon rims set the prograde conditions between 680 and 650 Ma (maximum burial), and the metamorphic peak between 650 and 620 Ma, with recrystallization as the dominant process.

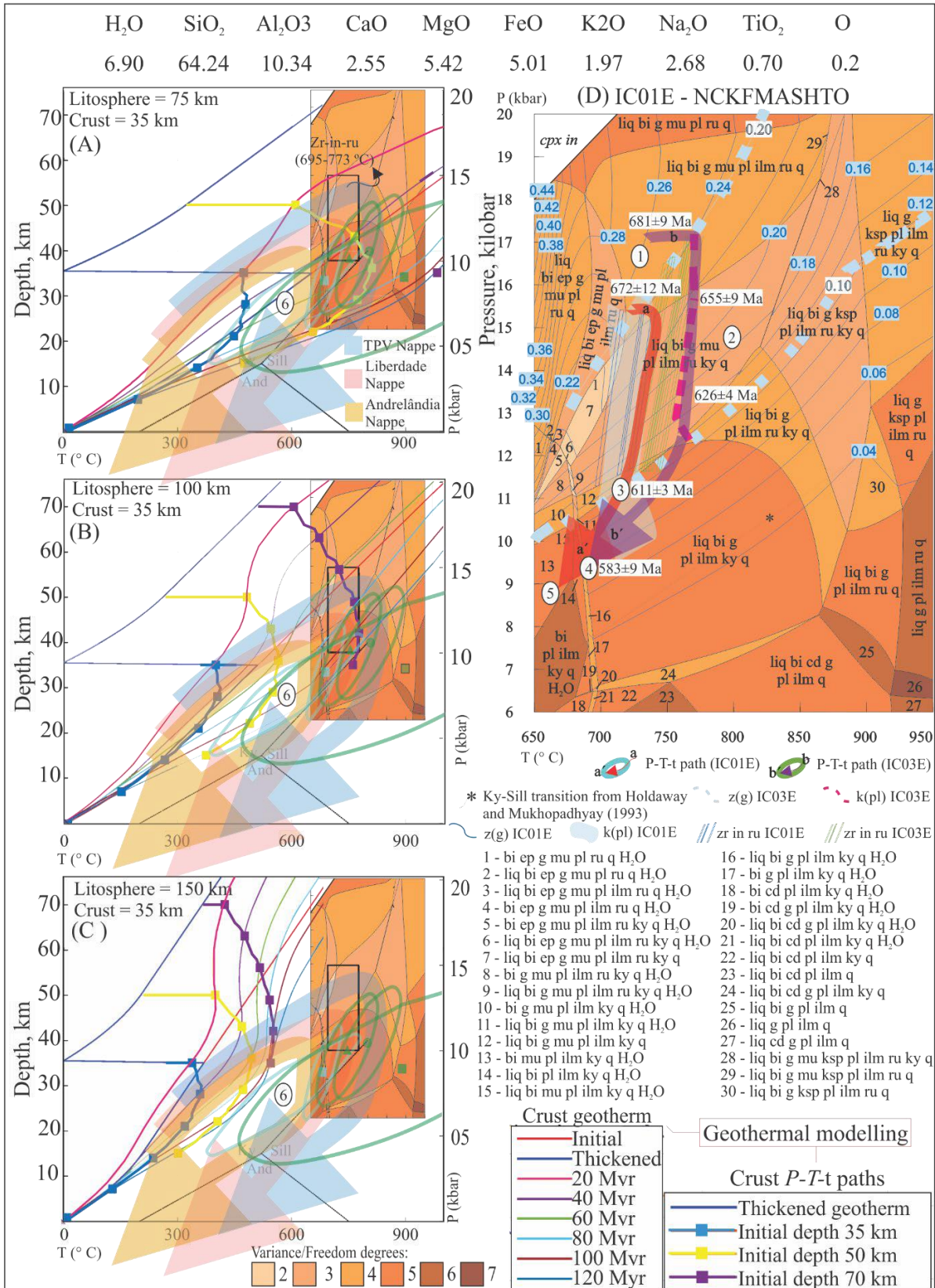


Figure 18 - At left (A, B, C), the 1-D geothermal modelling for an evolution of 120 Ma (Clark et al., 2011; 2015; Healey, 2020; after England and Thompson, 1984), considering lithosphere thicknesses of 75, 100 or 150 km, and a 35 km thick crust (based on the local average crustal thickness from Assumpção et al., 2013). The heat production of $1.7 \mu\text{W}/\text{m}^3$ at 650 Ma was based on the whole-rock composition of the neosome (sample IC03F), intermediary between values of different samples across the quarries (Supplemental File S2). The arrows indicate P - T paths reported from the Andrelândia Nappe System (Coelho et al., 2017; and references therein). Included for

comparison, the schematic *P-T* pseudosection calculated with whole-rock composition of the schist (sample IC01E), results of inverse thermobarometry (light blue – IC01 and green – IC03 ellipses), and the (rectangle) Zr-in-rutile thermometer (Tomkins et al., 2007) between 10 and 15 kbar (Supplemental file S2). At right (D), detailing of the forward metamorphic modelling is linked to the proposed zircon evolution. Zircon populations between 700 and 670 Ma (1) are likely to represent prograde partial reset, dissolution-reprecipitation, and Ostwald-ripening growth (Nemchik et al., 2001) in early suprasolidus stages. The garnet composition indicates a wide decrease of pressure from Ca and Mg-rich Grt1 to almandine-rich Grt2, defining the peak interval with coupling of the Zr-in-rutile thermometer and isopleths of K in the plagioclase. Suprasolidus zircon recrystallization in equilibrium with rutile and garnet in the metamorphic peak is compatible with ages from 650 to 620 Ma (2). Substitution of rutile by zircon and ilmenite, destabilization of muscovite and local metastable sillimanite define the retrograde evolution and compose a clockwise metamorphic evolution. In this way, the consuming of rutile (and maybe apatite or other HREE source) may be linked to the xenotime stabilization since ca. 613 Ma (3), as denotes the disturbance in the zircon-garnet partitioning of the schist (Figure 15). Post-peak melt-saturation is marked by zircon crystallization at ca. 580 Ma in the leucosome (4). Crossing of the solidus with final crystallization, re-stabilization of muscovite and release of fluid may have triggered partial reset and endured recrystallization of zircon until ca. 560 Ma (5). The results of inverse thermobarometry (A, B, C) evidence disequilibrium between peak-garnet and mica (Supplemental file S2), which is likely to have been re-homogenized during the retrograde path. The optimized thermobarometry with mineral composition at the lepidogranoblastic matrix in a quartz vein-rich sample of IC01 indicates final equilibrium at 583 ± 80 °C, 7.5 ± 1.4 kbar (6), compatible with the closure temperatures of reported mica which Ar-Ar age is coeval with Cambrian zircon reported here (Table 2).

The widespread replacement of rutile by ilmenite and destabilisation of muscovite records the reaching of shallower depths of ~10 kbar (~40 km). The enrichment of yttrium towards younger leucosome-related zircon and outer syn-kinematic garnet rims suggests either garnet resorption or the breakdown of a source other than xenotime and monazite (rutile? apatite?), which are texturally stable in these sites (Figures 5, 13 and 14).

The recognition of a third HREE source influencing the zircon partitioning arrays of rims younger than ca. 613 Ma in the schist is linked to the equilibrium of xenotime in the spaced cleavage (S₃) observed in microscopic scale (Figure 5). The widespread record of ages between 613 and 560 Ma would then indicate the period of HREE (+Y) saturation of the melt, resulting in zircon growth during migration and retrograde crystallization towards the solidus.

Zircon rims of 580 Ma mark the main stage of crystallization in the metatexite in-source leucosome (sample IC03JI), and lower intercepts and scarce single ages towards ca. 560 Ma indicate continued crystallization towards the solidus crossing in crustal depths about 7.5 kbar, back into the kyanite–muscovite-bearing stability field (Figure 18). This period of melt crystallization (613–560 Ma) is compatible with isotopic U–Pb ages of monazite from the same samples/quarries analysed here (Batista, unpublished; Reno et al., 2012).

The presence of late muscovite porphyroblasts in all samples indicate re-stabilization of this mineral along the retrograde path, with recrystallization of the lepidogranoblastic matrix calculated at ~580 °C and 7.5 kbar (Figure 18). This stage is likely to follow the release of fluids after final melt crystallization— another likely cause to the widespread discordance of zircon cores and rims—resulting in the likely lower intercepts and single concordant ages towards the

Cambrian. Retrograde rehydration and resetting of mineral chemistry also explains the discrepancy between results of inverse thermobarometry and P – T conditions estimated by compositional isopleths and forward metamorphic modelling (Figure 18). The homogenized HREE arrays of zircon rims and different garnet domains from the metatexite neosome illustrates this retrograde overprint in melt-rich sites.

Although the contemporaneity between syn- and post-collisional granitoids could suggest an early interference between the southernmost Brasília and Ribeira orogens (Coelho et al., 2017), the gap between Ediacaran (Ar,K)/Ar ages (590–560 Ma) related to exhumation of the SBO and the Cambrian reset of the Ar/Ar system (530–490 Ma) towards the orogen southeast places a younger limit to the far-field reactivation (Campos Neto et al., 2004; Hackspacher et al., 2004, Reno et al., 2009).

The interval between 540 and 509 Ma marks the closure of the Ar/Ar system in the biotite of the Santo Antônio metatexitic domain (IC03 quarry, Table 2), at ~6 kbar and 300–550 °C (Reno, Brown and Picolli, 2010; Westin et al., 2021; and references therein), in agreement with the matrix equilibrium of the studied samples (Figure 18, supplemental file S2). This indicates enhancement of the cooling rate from less than one unity to more than 7 °C.Ma⁻¹ in this period, despite the near constant rate of pressure decrease between ~0.20 to 0.18 mm per year (Figure 18).

The scarce concordant zircon dates between 530 and 500 Ma, compatible with U–Pb monazite and mica (K,Ar)/Ar ages at temperatures between 350 and 550 °C in the area (Table 2), suggests (re)crystallization below the solidus in a fluid-rich environment (e.g. Geisler et al., 2001a, b; Hay and Dempster, 2009). The local presence of tiny randomly oriented sillimanite needles (< 10 µm) interstitial or included in quartz in granoblastic domains could represent late metastable (re)crystallization of former Al-rich pools of melt. In this context, the compatibility of this late reequilibrium with the known age range of the Ribeira Orogeny suggests that its overprinting effect must have been restricted to some tectonic reworking (e.g. shearing, faulting) and exhumation, but did not lead to partial melting and pervasive high grade metamorphism, at least in the study area.

5.3 Long-lived Versus Episodic Metamorphism: Implications To Geodynamic Models Of The Southernmost Brasília Orogen

The proposed evolution for metamorphism based on zircon supports prolonged orogenesis in the southernmost Brasília Orogen (e.g. Tedeschi et al., 2016; Frugis, Campos Neto and Lima, 2018), at least over the period from 700 to 560 Ma. As a consequence, it does not interpret detrital Cryogenian sources (Santos, 2011), fast exhumation patterns (Westin et al., 2021), nor the isobaric cooling followed by isothermal decompressive P – T paths previously described to the studied rocks (Reno, Brown and Picolli, 2010; Reno et al., 2012).

Instead, we suggest a slow process evolving from deep burial (~70 km) to peak conditions along a steep near-isothermal decompressive path, with beginning of melt crystallization, cooling and retrogression from depths of 40 km to upwards (Figure 18). Furthermore, the Ribeira Orogen tectonic overprint is recognized as a Cambrian reset (530–500 Ma) recorded by scarce zircon dates, mica recrystallization and increased cooling rates in the area of study.

The youngest inherited zircon age population (728 ± 8 Ma), recovered from zircon cores of the residue, is almost compatible with the maximum depositional age of 757 ± 20 Ma defined for the sources of metasedimentary rocks in the upper units of the Andrelândia Nappe System (Frugis, Campos Neto and Lima, 2018), and to the upper Tonian magmatism in the arc-related Socorro Guaxupé Nappe (790–640 Ma; Rocha et al., 2018; Tedeschi et al., 2018), suggesting a connection between the upper nappe systems at the western domain of the SBO.

The maximum depositional ages of 680 and 640 Ma attributed to the Santo Antônio unit (Frugis, Campos Neto and Lima, 2018; Kuster et al., 2020; Santos, 2011) are compatible with the period of magmatism in the Socorro-Guaxupé Nappe (Rocha et al., 2018; Tedeschi et al., 2018), but should also be considered under the possibility of suprasolidus disturbance and recrystallization in the presence of garnet, at least in the western domain of the Andrelândia System. The reported juvenile character suggested by these semipelites whole-rock Nd contrasts a wide spread of zircon Hf signatures (Frugis, Campos Neto and Lima, 2018), that could indicate metamorphic disturbance of the isotopic systems (e.g. Ayres and Harris, 1997; Chen, Gao and Zheng, 2015; Zeng, Sleeby and Asimow, 2005; Zeng, Asimow and Saleeby, 2005; and references therein).

Long-term metamorphism (from 30 up to 200 Myrs of duration) is described in different tectonic sets, related to perturbed geothermal gradients induced by magmatic emplacement; high rates of heat production; slow cooling rates in regions of thickened crust either under

compression or extension; and often involves a period of ultrahigh temperature metamorphism that results in extensive isotopic reset and protracted melt crystallization (e.g. Alessio et al., 2020; Clark et al., 2018; Korhonen et al., 2013; Tucker et al., 2018).

Smearred U-Pb ages along the concordia line is linked to prolonged metamorphism in collisional belts such as the Indian Eastern Ghats, where the anatectic differentiation promotes the record of prograde and retrograde growth through compositional partitioning of the zircon-forming reservoirs (e.g. Clark et al., 2018), and heterogenization of the solidus throughout the resultant local equilibrium domains (e.g. Korhonen et al., 2013). In the southernmost Brasília Orogen, the articulation of metamorphic ages and P-T conditions along the stack of nappes indicates protracted convergence (eclogite-facies metamorphism since 670 Ma), collision (UHT metamorphism at 630 Ma with protracted melt crystallization until 590 Ma) and cooling histories (earliest closure of the (K/Ar)-Ar system at 560 Ma). However, the present work recognize the continuous record of this metamorphic evolution in zircon from a single petrologic unit.

The reset of zircon since 700 Ma, registered by recrystallization in the tonalitic samples (in-source leucosome and sigmoidal muscovite-bearing tonalite), and continuous equilibrium with garnet from 680 to 560 Ma, would imply the sustaining of perturbed thermal conditions for more than 100 Myr in the SBO (e.g. Alessio et al., 2018). Although moderate, the heterogeneous heat production calculated for the beginning of metamorphic peak in the Santo Antônio semipelites (650 Ma) – 1.23 to 2.37 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ depending on the melt rate and segregation (average 1.56 $\mu\text{W}/\text{m}^3$), and 2.70 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ in the tonalite within the melt-poor nappe front (Sample IC01L) – supports the coexistence of local equilibrium domains with different solidus temperatures, which allied to the burial under the UHT Socorro-Guaxupé nappe may have favoured slow-cooling rates that allowed the zircon protracted record.

Zircon petrochronology supports a clockwise evolution with suprasolidus peak along a pressure-decreasing path of less than 0.3 km (0.1 kbar) and 10 $^{\circ}\text{C}.\text{Myr}^{-1}$ (Figure 18). In agreement, considering the heat production calculated at 650 Ma for the investigated rocks (Supplemental file 2), the unidimensional thermal modelling of heat flow for a thrust regime doubling a 35 km thick crust shows that the burial at depths of 70 km would require about 120 Ma, depending on the lithosphere thickness, to evolve from metamorphic peak conditions in the amphibolite–granulite facies transition to re-equilibration by pressure decrease and cooling near the limit of the kyanite–sillimanite–muscovite stability fields (Figure 18).

The proposed metamorphic path is compatible with a lithospheric thickness between 75 to 100 km in the 1D thermal model, and compatible with slow exhumation rates reported from ancient and modern accretionary margins (e.g. Gapais et al., 2009; Guillot et al., 2009; Ring and Brandon, 2008). As an example, the arid climate in the Andean Plate Boundary, South America, contributes to exhumation rates between 0.05 and 0.6 km/Myr (Avdievitch, Ehlers and Glotzbach, 2017; Ruiz et al., 2009). Similarly, the whole rock geochemistry and low index of chemical alteration reported to the Santo Antônio unit supports deposition in an active margin context governed by physical weathering at dry conditions (Frugis, Campos Neto and Lima, 2018; Westin and Campos Neto, 2013).

The geodynamic models with exhumation by multiple activation of regional structures proposed for the syn and post-collisional evolution of the SBO invoke an important role of metamorphic fluids and anatectic melts enhancing nappe emplacement and migration (e.g. Campos Neto et al., 2011; Coelho et al., 2017; Frugis, Campos Neto and Lima, 2018; Motta and Moraes, 2017). The interval between ca. 650 and 620 Ma defined for peak temperatures in suprasolidus upper amphibolite facies supports the timing of collision ascribed to the orogen (e.g. Campos Neto et al., 2011; Coelho et al., 2017; Motta and Moraes, 2017). This is the period of the main foliation development.

6 CONCLUSIONS

6.1 Findings

The main findings are:

- Samples of high-pressure, partially melted metasedimentary gneiss and schist are from a west-dipping nappe stack that features increasing amounts of partial melting structurally upwards;
- Much of the zircon geochronology data is smeared along concordia or strongly discordant;
- It is possible to see through the effect of discordance in zircon age datasets, so as to determine geologically meaningful timelines for datasets;
- It is possible to establish communication (or not) between garnet and zircon via REE partitioning arrays from data that has been processed via discordance modelling;
- CL imagery alone is insufficient/misleading for assigning zircon type, potentially resulting in misinterpretations by existing studies for the maximum deposition age and age of metamorphism;

- Maximum deposition age is here constrained to be 728 ± 8 Ma;
- Metamorphism in terms of the zircon record commenced at 680 Ma;
- Peak metamorphism (peak T and maximum pressure) occurred at 650 Ma, and near-isothermal decrease of pressure occurred until ca. 620 Ma;
- Retrograde metamorphism (decreasing temperature and lower rates of pressure decrease) characterizes the period continued until 560 Ma;
- The timeframe younger than 560 Ma is interpreted as involving modification of zircon by late fluids or can be related to the interference of the Ribeira Orogeny.

6.2 Implications Of Zircon Protracted Metamorphism To The Southernmost Brasília Orogen

- The prolonged suprasolidus metamorphism caused partial reset of the zircon U-Pb isotopic system, overlapping the age of recrystallized inherited cores and metamorphic zircon rims within the Santo Antônio semipelites;
- Modelling of discordance and geochemical decoupling of zircon cores and rims within the metatexite define a maximum depositional age of 730 Ma, with beginning of metamorphic recrystallization and anatectic segregation at 700 Ma supported by annealed zircon of the rootless muscovite-bearing tonalite;
- Zircon/garnet partitioning arrays support metamorphic growth since 680 Ma, and peak conditions in upper amphibolite facies from ca. 650 to 620 Ma;
- Disturbance of the zircon/garnet array linked to the equilibrium with xenotime and monazite along the S_3 records retrograde saturation of the system at ca. 613 Ma, enhancing the cooling and melt crystallization – a likely cause to change in rheology and onset of deep lateral shearing;
- Extensive zircon record until 580 Ma in the in-source leucosome marks the main period of zircon crystallization, with scattered dates towards the Ediacaran-Cambrian boundary possibly due continued recrystallization triggered by fluid release at the solidus;
- This model fits a protracted geodynamic evolution from accretion to continental collision and collapse of the southernmost Brasília Orogen;
- Rare upper Cambrian zircon indicates a late stage of recrystallization, which coupled with regional thermochronology from the literature defines the onset of the Ribeira orogenic interference in the studied area.

7 CREDIT AUTHOR STATEMENT

Laísa de Assis Batista: conceptualization; data curation; formal analysis; funding acquisition; investigation; methodology; project administration; resources; validation; visualization; writing - original draft, review & editing.

Renato Moraes: conceptualization; funding acquisition; methodology; project administration; resources; supervision; writing - review & editing.

David E. Kelsey: conceptualization; data curation; formal analysis; methodology; resources; supervision; writing - review & editing.

Rafaela Machado Gengo: visualization; writing - review & editing.

Rafael Bittencourt Lima: visualization, resources, writing - review & editing.

8 ACKNOWLEDGEMENTS

Laísa de A. Batista thanks P. Vermeesch, D. Healy and J. Reimink for helping with the modelling softwares. The author also thanks the Crustal Evolution Research Group (CERG) and Sarah Gilbert at Adelaide Microscopy, the University of Adelaide; as well as NAP-Geoanalitica and the CPGeo facilities at the IGc-USP for helping with the analytical procedures.

9 FUNDING AND RESOURCES

This work was funded by the FAPESP project 16/22627-3. Laísa de A. Batista was funded with PhD and PhD-sandwich scholarships from the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES), which allowed international travel and the research development presented here.

10 REFERENCES

- Avdievitch, N. N., Ehlers, T. A., & Glotzbach, C., 2018. Slow long-term exhumation of the West Central Andean plate boundary, Chile. *Tectonics*, 37(7), 2243-2267.
- Alvares, C. A., Stape, J. L., Sentelhas, P. C., Gonçalves, J. D. M., & Sparovek, G., 2013. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, 22(6), 711-728. DOI 10.1127/0941-2948/2013/0507.
- Assumpção, M., Bianchi, M., Julià, J., Dias, F.L., Sand França, G., Nascimento, R., Drouet, S., Pavão, C.G., Albuquerque, D.F., Lopes, A.E.V., 2013. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*; 43: 74–85. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.009>.
- Ayres, M., Harris, N., 1997. REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: constraints from Himalayan leucogranites. *Chemical Geology*; 139(1-4): 249-269. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00038-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00038-7).
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Campos Neto, M.C., Ganade de Araujo, C.E., Castro, N.A., Passarelli, C.R., 2018. The Tectonic History of the Southern Adamastor Ocean Based on a Correlation of the Kaoko and Dom Feliciano Belts. In: Siegesmund, S., Basei, M., Oyhantçabal, P., Oriolo, S., eds. *Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews*. Springer, Cham; 63-85. https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_3.
- Batista, L.A., 2011. Investigação do início da fusão em rochas semi-pelíticas da fácies anfibolito superior. Undergraduate Thesis, Institute of Geosciences, University of São Paulo, USP.
- Batista, L.A., 2015. Geração e transporte de fundidos em semi-pelitos: modelagem com dados de campo e pseudosseções. Master Thesis. Institute of Geosciences, University of São Paulo, USP. <https://doi.org/10.11606/D.44.2015.tde-17062015-093751>.
- Belém, J., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Silva, L.C., Armstrong, R., Fleck, A., Gradim, C., Queiroga, G., 2011. Bacia precursora versus bacias orogênicas: exemplos do Grupo Andrelândia com base em datações U–Pb (LA-ICP-MS) em zircão e análises litoquímicas. *Geonomos*; 19: 224-243. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v19i2.55>.
- Blereau, E., Clark, C., Kinny, P. D., Sansom, E., Taylor, R. J., & Hand, M., 2021. Probing the history of ultra-high temperature metamorphism through rare earth element diffusion in zircon. *Journal of Metamorphic Geology*.
- Boehnke, P., Watson, E. B., Trail, D., Harrison, T. M., & Schmitt, A. K., 2013. Zircon saturation re-revisited. *Chemical Geology*, 351, 324-334.
- Brito Neves, B.B., 2003. A saga dos descendentes de Rodínia na construção de Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*; 33:77–88. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/9883>.
- Brown, M., 2009. Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record. *Geological Society Special Publication*; 318:37–74. <https://doi.org/10.1144/SP318.2>.

- Campos Neto, M.C., Caby, R., 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. *Tectonics*; 19(4): 669–687. <https://doi.org/10.1029/1999TC900065>.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabó, A.G.J., Vasconcelos, P., 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem brasileira no Sul do Cráton do São Francisco, SE - Brasil. *Geologia USP, Série Científica*; 4(1): 13-40. <https://doi.org/10.5327/S1519-874x2004000100002>.
- Campos Neto, M.C., Janasi, V.A., Basei, M.A.S., 2007. Sistema de Nappes Andrelândia, setor oriental: Litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*; 37: 47–60. <http://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/9222>
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Janasi, V.A., Moraes, R., 2011. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: An Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences*; 32: 393–406. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.006>.
- Chen, Y.X., Gao, P., Zheng, Y.F., 2015. The anatexis effect on the zircon Hf isotope composition of migmatites and associated granites. *Lithos*; 238:174-184. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.026>.
- Cioffi, C.R., Campos Neto, M.C., Rocha, B.C., Moraes, R., Henrique-Pinto, R., 2012. Geochemical signatures of metasedimentary rocks of high-pressure granulite facies and their relation with partial melting: Carvalhos Klippe, Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*; 40:63–76. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.09.007>.
- Cioffi, C.R., Campos Neto, M.C., Möller, A., Rocha, B.C., 2016. Paleoproterozoic continental crust generation events at 2.15 and 2.08Ga in the basement of the southern Brasília Orogen, SE Brazil. *Precambrian Research*; 275: 176–96. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.01.007>.
- Clark, C., Fitzsimons, I.C.W., Healy, D., Harley, S.L., 2011. How does the continental crust get really hot? *Elements*; 7(4): 235–240. <https://doi.org/10.2113/gselements.7.4.235>.
- Clark, C., Taylor, R. J., Kylander-Clark, A. R., & Hacker, B. R., 2018. Prolonged (> 100 Ma) ultrahigh temperature metamorphism in the Napier Complex, East Antarctica: A petrochronological investigation of Earth's hottest crust. *Journal of Metamorphic Geology*, 36(9), 1117-1139.
- Coelho, M.B., Trouw, R.A.J., Ganade de Araujo, C.E., Vinagre, R., Mendes, J.C., Sato, K. 2017. Constraining timing and P-T conditions of continental collision and late overprinting in the Southern Brasília Orogen (SE-Brazil): U–Pb zircon ages and geothermobarometry of the Andrelândia Nappe System. *Precambrian Research*; 292: 194–215. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.001>.
- Corfu, F., 2013. A century of U–Pb geochronology: The long quest towards concordance. *Bulletin of the Geological Society of America*; 125(1-2): 33–47. <https://doi.org/10.1130/B30698.1>.
- Dardenne, M.A., 2000. The Brasília fold belt. In: *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro.
- de Wit, M.J., Stankiewicz, J., Reeves, C., 2008. Restoring pan-African-Brasiliano connections: More Gondwana control, less Trans-Atlantic corruption. *Geological Society, London, Special Publications*; 294(1): 399–412. <https://doi.org/10.1144/SP294.20>.

- Ebert, H.D., Hasui, Y., 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. Geological Society, London, Special Publications;135(1): 231. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.135.01.15>.
- Engi, M., Lanari, P., Kohn, M.J., 2017. Significant Ages-An Introduction to Petrochronology. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 83(1): 1-12. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.1>
- Fernandes, G.L.F., Schmitt, R.S., Bongiolo, E.M., Basei, M.A.S., Mendes, J.C., 2015. Unraveling the tectonic evolution of a Neoproterozoic-Cambrian active margin in the Ribeira Orogen (SE Brazil): U–Pb and Lu–Hf provenance data. Precambrian Research; 266: 337–360. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.017>.
- Frugis, G.L., Campos Neto, M.C., Lima, R.B., 2018. Eastern Paranapanema and southern São Francisco orogenic margins: Records of enduring Neoproterozoic oceanic convergence and collision in the southern Brasília Orogen. Precambrian Research; 308: 35–57. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.02.005>.
- Fuck, R.A., Brito Neves, B.B., Schobbenhaus, C., 2008. Rodinia descendants in South America. Precambrian Research;160: 108–26. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.018>.
- Fumes, R., Luvizotto, G., Moraes, R., Vlach, S., Heilbron, M., 2019. Metamorphic modeling and petrochronology of metapelitic rocks from the Luminárias Nappe, southern Brasília belt (SE Brazil). Brazilian Journal of Geology; 49(2). <https://doi.org/10.1590/2317-4889201920180114>.
- Fumes, R. A., Luvizotto, G. L., Moraes, R., Lanari, P., Valeriano, C. D. M., Zack, T., & Simões, L. S. A., 2021. Petrochronology of high-pressure granulite facies rocks from Southern Brasília Orogen, SE Brazil: combining quantitative compositional mapping, single-element thermometry and geochronology. Journal of Metamorphic Geology. <https://doi.org/10.1111/jmg.12637>.
- Ganade de Araujo, C.E., Rubatto, D., Hermann, J., Cordani, U.G., Caby, R., Basei, M.A.S. 2014a. Ediacaran 2,500-km-long synchronous deep continental subduction in the West Gondwana Orogen. Nature Communications; 5: 5198. <https://doi.org/10.1038/ncomms6198>.
- Ganade de Araujo, C.E., Weinberg, R.F., Cordani, U.G., 2014b. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): A two-stage Neoproterozoic collision process. Terra Nova; 26(2): 157–68. <https://doi.org/10.1111/ter.12084>.
- Gapais, D., Cagnard, F., Gueydan, F., Barbey, P., & Balleuvre, M., 2009. Mountain building and exhumation processes through time: inferences from nature and models. Terra Nova, 21(3), 188-194.
- Geisler, T., Ulonska, M., Schleicher, H., Pidgeon, R. T., & van Bronswijk, W., 2001. Leaching and differential recrystallization of metamict zircon under experimental hydrothermal conditions. Contributions to Mineralogy and Petrology, 141(1), 53-65.
- Geisler, T., Pidgeon, R. T., Van Bronswijk, W., & Pleyzier, R., 2001. Kinetics of thermal recovery and recrystallization of partially metamict zircon: a Raman spectroscopic study. European Journal of Mineralogy, 13(6), 1163-1176.
- Geisler, T., Pidgeon, R.T., 2002. Raman scattering from metamict zircon: comments on “Metamictisation of natural zircon: accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage” by Nasdala et al. 2001 (Contribution to Mineralogy and Petrology)141: 125–144. Contributions to Mineralogy and Petrology; 143: 750–755. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0378-1>.
- Geisler, T., Schaltegger, U., Tomaschek, F., 2007. Re-equilibration of Zircon in Aqueous Fluids and Melts. Elements; 31(3): 43–50. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.43>.

- Gengo, R.M., 2020. Complexo Petúnia: registro de múltiplos estágios evolutivos na borda sul do Cráton São Francisco. Master Thesis, Institute of Geosciences, University of São Paulo, USP.
- GINSTER, U., REINERS, P.W., NASDALA, L., CHANMUANG, N.C., 2019. Annealing kinetics of radiation damage in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; 249: 225–246. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.01.033>.
- Guillot, S., Hattori, K., Agard, P., Schwartz, S., & Vidal, O., 2009. Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: a review. *Subduction zone geodynamics*, 175-205.
- Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Teixeira, W., Dantas, E.L., Ebert, H.D., Trouw, R.A.J., Vasconcelos, P., 2004. Final stages of the Brasiliano Orogenesis in SE Brazil: U–Pb and ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar evidence for overprinting of the Brasília Belt by the Ribeira Belt Tectonics. *Journal of the Virtual Explorer*; 17. <http://hdl.handle.net/11449/68016>.
- Halpin, J.A., Daczko, N.R., Milan, L.A., Clarke, G.L., 2012. Decoding near-concordant U–Pb zircon ages spanning several hundred million years: Recrystallisation, metamictisation or diffusion? *Contributions to Mineralogy and Petrology*; 163: 67–85. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0659-7>.
- Hay, D. C., & Dempster, T. J., 2009. Zircon behaviour during low-temperature metamorphism. *Journal of Petrology*, 50(4), 571-589. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp047>.
- Healy, D., 2020. met1D_GL3520: a MATLAB program for exploring metamorphic geothermal gradients and P–T–t paths. DaveHealy-Aberdeen/met1D_teaching. https://github.com/DaveHealy-Aberdeen/met1D_teaching.
- Heilbron, M., Machado, N., 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*; 125: 87–112. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00082-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00082-2).
- Hobbs, B.E., Ord, A., Regenauer-Lieb, K., 2011. The thermodynamics of deformed metamorphic rocks: A review. *Journal of Structural Geology*; 33(5):758–818. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.01.013>.
- Holland, T.J.B., Powell R., 2004. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*;16(3): 309-343. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x>.
- Hoskin, P.W.O., 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; 69(3): 637-648. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006>
- Hoskin, P.W.O., Black, L.P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*; 18(4): 423-439. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00266.x>.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; 53(1): 27–62. <https://doi.org/10.2113/0530027>.
- Julião, E.L., 2016. Análise estrutural e petrologia metamórfica do Complexo Campos Gerais na região entre Alfenas e Areado (MG). Undergraduate Thesis, Institute of Geosciences, University of São Paulo, USP.
- Kelsey, D.E., Clark, C., Hand, M., 2008. Thermobarometric modelling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: Examples using model metapelitic and metapsammitic granulites. *Journal of Metamorphic Geology*; 26(2): 199–212. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00757.x>.
- Kelsey, D.E., Powell, R., 2011. Progress in linking accessory mineral growth and breakdown to major mineral evolution in metamorphic rocks: A thermodynamic approach in the Na₂O–CaO–K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–

- SiO₂-H₂O-TiO₂-ZrO₂ system. *Journal of Metamorphic Geology*; 29(1): 151–166. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00910.x>.
- Kohn, M.J., Corrie, S.L., Markley, C., 2015. The fall and rise of metamorphic zircon. *American Mineralogist*; 100(4): 897–908. <https://doi.org/10.2138/am-2015-5064>.
- Kohn, M.J., Engi, M., Lanari, P., eds., 2017. *Petrochronology, Methods and Applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83, De Gruyter; 582. <https://doi.org/10.1515/9783110561890>.
- Kramers, J., Frei, R., Newville, M., Kober, B., & Villa, I., 2009. On the valency state of radiogenic lead in zircon and its consequences. *Chemical Geology*, 261(1-2), 4-11.
- Kuster, K., Ribeiro, A., Trouw, R.A.J., Dussin, I., Marimon, R.S., 2020. The Neoproterozoic Andrelândia group: Evolution from an intraplate continental margin to an early collisional basin south of the São Francisco craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*; 102: 102666. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102666>.
- Lanari, P., Engi, M., 2017. Local Bulk Composition Effects on Metamorphic Mineral Assemblages. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; 83(1): 55–102. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.3>.
- Lee, J.K.W., Williams, I.S., Ellis, D.J., 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*; 390: 159–162. <https://doi.org/https://doi.org/10.1038/36554>.
- Li, Z.X., Bogdanova, S., Collins, A.S., Davidson, A., de Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochubi, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lul, S., Natapov, L.M., Peasen, V., Pisarevskaya, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*; 160: 179–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>.
- Lima, J. M. Análise do controle estrutural da migração do leucossoma na região entre Cambuquira e Três Corações, MG., 2016. Undergraduate thesis, Institute of Geosciences, University of São Paulo, USP.
- Loios, V.A.P., 2004. Laboratório de preparação e separação de minerais - Centro de Pesquisas Geocronológicas - IGC – USP. Simpósio 40 anos de Geocronologia no Brasil. Boletim de Resumos São Paulo, CPGeo/IGC-USP.
- Machado, N., Valladares, C., Heilbron, M., Valeriano, C., 1996. U–Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*; 79(3–4): 347–361. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00103-4](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00103-4).
- Malagutti Filho, W., Ebert, H.D., Hasui, Y., Haralyi, N.L.E., Hackspacher, P.C., Sturaro, J.R., 1996. Gravimetria e compartimentação crustal no sul de Minas Gerais. *Revista Geociências*; 15: 199–217.
- Mantovani, M.S.M., Brito Neves, B.B., 2005. The Paranapanema Lithospheric Block: Its Importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) Supercontinent Theories. *Gondwana Research*; 8(3): 303–315. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71137-0](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71137-0).
- Mantovani, M.S.M., Quintas, M.C.L., Shukowsky, W., Brito Neves, B.B., 2005. Delimitation of the Paranapanema Proterozoic block: A geophysical contribution. *Episodes*; 28(1): 18–22. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2005/v28i1/002>.
- Marimon, R.S., Trouw, R.A.J., Dantas, E.L., Ribeiro, A., 2020. U-Pb and Lu-Hf isotope systematics on detrital zircon from the southern São Francisco Craton's Neoproterozoic passive margin: Tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, vol 100, 102539, ISSN 0895-9811, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102539>.

- Merdith, A.S., Collins, A.S., Williams, S.E., Pisarevsky, S., Foden, J.D., Archibald, D.B., Blades, M.L., Alessio, B.L., Armistead, S., Plavsa, D., Clark, C.R., Müller, D., 2017. A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic. *Gondwana Research*; 50: 84–134. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.001>.
- Mezger, K., & Krogstad, E. J., 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *Journal of metamorphic Geology*, 15(1), 127-140.
- Moraes, R., Nicollet, C., Barbosa, J.S.F., Fuck, R.A., Sampaio, A.R., 2015. Applications and limitations of thermobarometry in migmatites and granulites using as an example rocks of the araquáí orogen in southern bahia, including a discussion on the tectonic meaning of the current results. *Brazilian Journal of Geology*; 45: 517–39. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201520150026>.
- Motta, J.G., Morales, N., Malagutti Filho, W., 2017. Geophysical perspective on the structural interference zone along the Neoproterozoic Brasília and Ribeira fold belts in West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*; 47: 3–19. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720160144>.
- Motta, R.G., Moraes, R., 2017. Pseudo- and real-inverted metamorphism caused by the superposition and extrusion of a stack of nappes: a case study of the Southern Brasília Orogen, Brazil. *International Journal of Earth Sciences*; 106: 2407–2427. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1436-7>.
- Nasdala, L., Pidgeon, R. T., Wolf, D., Irmer, G., 1998. Metamictization and U-Pb isotopic discordance in single zircons: a combined Raman microprobe and SHRIMP ion probe study. *Mineralogy and Petrology*, 62(1), 1-27.
- Nasdala, L., Wenzel, M., Vavra, G., Irmer, G., Wenzel, T., Kober, B., 2001. Metamictisation of natural zircon: Accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; 141: 125–144. <https://doi.org/10.1007/s004100000235>.
- Nasdala, L., Wenzel, M., Vavra, G., Irmer, G., Wenzel, T., Kober, B., 2002. Erratum to: Metamictisation of natural zircon: accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; 143: 767–768. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0390-5>.
- Nasdala, L., Hanchar, J.M., Rhede, D., Kennedy, A.K., Váczi, T., 2010. Retention of uranium in complexly altered zircon: An example from Bancroft, Ontario. *Chemical Geology*; 269: 290–300. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.10.004>.
- Nemchin, A. A., Giannini, L. M., Bodorkos, S., & Oliver, N. H. S., 2001. Ostwald ripening as a possible mechanism for zircon overgrowth formation during anatexis: theoretical constraints, a numerical model, and its application to pelitic migmatites of the Tickalara Metamorphics, northwestern Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(16), 2771-2788. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00622-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00622-6).
- Paciullo, F.V.P., Ribeiro, A., Andreis, R.R., Trouw, R.A.J., 2000. The Andrelândia basin, a Neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasilia belt, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*; 30(1): 200-202. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/10975>.
- Paciullo, F.V.P., Trouw, R.A.J., Ribeiro, A., 2003. Geologia da Folha Andrelândia. In: Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Trouw, R.A.J., Heilbron, M., eds. *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro, Projeto Sul de Minas*; 1: 84–120.
- Peternel, R., Trouw, R.A.J., Schmitt, R.S., 2005. Interferência entre duas faixas móveis Neoproterozoicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*; 35(3): 297–310. <http://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/9410>.
- Pidgeon, R. T., Nemchin, A. A., & Cliff, J. (2013). Interaction of weathering solutions with oxygen and U–Pb

- isotopic systems of radiation-damaged zircon from an Archean granite, Darling Range Batholith, Western Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(2), 511–523. DOI 10.1007/s00410-013-0888-z.
- Pimentel, M.M., 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: A geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*; 46: 67–82. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150004>.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*; 20: 375–379. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2).
- Powell, R., 1978. Equilibrium Thermodynamics in Petrology - An Introduction. *Geological Magazine*; 117(1): 87–88. <https://doi.org/10.1017/S0016756800033136>.
- Powell, R., Holland, T.J.B., 2008. On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*; 26: 155–179. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00756.x>.
- Reimink, J.R., Davies, J.H.F.L., Waldron, J.W.F., Rojas, X., 2016. Dealing with discordance: a novel approach for analysing U–Pb detrital zircon datasets. Geological Society of London. Collection. <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.c.2182197.v3>.
- Reno, B.L., Brown, M., Kobayashi, K., Nakamura, E., Piccoli, P.M., Trouw, R.A.J., 2009. Eclogite-high-pressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: New data from the Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of the Geological Society*; 166(6): 1013–1032. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-140>.
- Reno, B.L., Brown, M., Piccoli, P.M., 2010. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of high-pressure granulite nappes in the southern Brasília Belt, Brazil: Implications for nappe exhumation. *American Journal of Science*; 310(10): 1294–1332. <https://doi.org/10.2475/10.2010.04>.
- Reno, B.L., Piccoli, P.M., Brown, M., Trouw, R.A.J., 2012. In situ monazite (U–Th)–Pb ages from the Southern Brasília Belt, Brazil: Constraints on the high-temperature retrograde evolution of HP granulites. *Journal of Metamorphic Geology*; 30: 81–112. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2011.00957.x>.
- Ribeiro, A., Trouw, R.A.J., Andreis, R.R., Paciullo, V.P., Valença, J.G., 1995. Evolução das bacias proterozoicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*; 25(4): 235–248. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11533>.
- Ring, U., & Brandon, M. T., 2008. Exhumation settings, Part I: Relatively simple cases. *International Geology Review*, 50(2), 97–120.
- Rocha, B.C., Moraes, R., Möller, A., Cioffi, C.R., 2018. Magmatic inheritance vs. UHT metamorphism: Zircon petrochronology of granulites and petrogenesis of charnockitic leucosomes of the Socorro–Guaxupé nappe, SE Brazil. *Lithos*; 314–315: 16–39. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.05.014>.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*; 184(1–2): 123–138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2).
- Rubatto, D., 2017. Zircon: The Metamorphic Mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; 83(1): 261–295. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.9>
- Rubatto, D., Hermann, J., 2007. Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks. *Chemical Geology*; 241: 38–61. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.01.027>.
- Ruiz, G. M., Carlotto, V., Van Heiningen, P. V., & Andriessen, P. A. (2009). Steady-state exhumation pattern in

- the Central Andes–SE Peru. Geological Society, London, Special Publications, 324(1), 307-316.
- Santos, P.S., 2011. Geocronologia, Área Fonte e Ambiente Tectônico da Unidade Santo Antônio – Megassequência Andrelândia. Master Thesis, Institute of Geosciences, Federal University of Rio de Janeiro, UFRJ.
- Sawyer, E.W., 2008. Atlas of Migmatites. Canadian Science Publishing; (9). <https://doi.org/10.1139/9780660197876>.
- Schmidt, C., Rickers, K., Wirth, R., Nasdala, L., Hanchar, J.M., 2006. Low-temperature Zr mobility: An in situ synchrotron-radiation XRF study of the effect of radiation damage in zircon on the element release in $H_2O + HCl \pm SiO_2$ fluids. *American Mineralogist*; 91(8-9): 1211–1215. <https://doi.org/10.2138/am.2006.2244>.
- Söllner, F., Trouw, R.A.J., 1997. The Andrelândia Depositional Cycle (Minas Gerais/Brazil), a Post-Transamazonian Sequence South of the São Francisco Craton: Evidence from U–Pb Dating on Zircons of a Metasediment. *Journal of South American Earth Sciences*; 10(1): 21–28. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00002-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00002-3).
- Stüwe, K., 1995. Thermal buffering effects at the solidus. Implications for the equilibration of partially melted metamorphic rocks. *Tectonophysics*, 248(1-2), 39-51.
- Taylor, R.J.M., Harley, S.L., Hinton, R.W., Elphick, S., Clark, C., Kelly, N.M., 2015. Experimental determination of REE partition coefficients between zircon, garnet and melt: A key to understanding high-T crustal processes. *Journal of Metamorphic Geology*; 33: 231–248. <https://doi.org/10.1111/jmg.12118>.
- Taylor, R.J.M., Clark, C., Harley, S.L., Kylander-Clark, A.R.C., Hacker, B.R., Kinny, P.D., 2017. Interpreting granulite facies events through rare earth element partitioning arrays. *Journal of Metamorphic Geology*; 35: 759–775. <https://doi.org/10.1111/jmg.12254>.
- Teixeira, W., Ávila, C.A., Dussin, I.A., Corrêa Neto, A.V., Bongioiolo, E.M., Santos, J.O., Bar-bosa, N.S., 2015. A juvenile accretion episode (2.35-2.32Ga) in the Mineiro Belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U–Pb–Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*; 256: 148–169. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.11.009>.
- Tedeschi, M., Pedrosa-Soares, A.C., Dussin, I., Lanari, P., Novo, T., Pinheiro, M.A.P., Lana, C., Peters, D., 2018. Protracted zircon geochronological record of UHT garnet-free granulites in the Southern Brasília orogen (SE Brazil): Petrochronological constraints on magmatism and metamorphism. *Precambrian Research*; 316: 103–126. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.07.023>.
- Tichomirowa, M., Whitehouse, M. J., & Nasdala, L., 2005. Resorption, growth, solid state recrystallisation, and annealing of granulite facies zircon—a case study from the Central Erzgebirge, Bohemian Massif. *Lithos*, 82(1-2), 25-50.
- Trouw, C.C., 2008. Mapeamento da Folha Virgínia-MG. Geocronologia U–Pb (SHRIMP) em zircão e interpretação geotectônica. PhD Thesis, Institute of Geosciences, Federal University of Rio de Janeiro, UFRJ.
- Trouw, C.C., Medeiros, F.F.F., Trouw, R.A.J., 2007. Evolução tectônica da Zona de Cisalhamento Caxambu, MG. *Revista Brasileira de Geociências*; 37(4): 767-776. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/9248>.
- Trouw, R.A.J, Paciullo, F. V. P., Ribeiro, A., 1994. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 38 (3): 234-235.

- Trouw, R.A.J., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Andreis, R., 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A., eds. Tectonic evolution of South America, Rio de Janeiro; 287–310.
- Trouw, R.A.J., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C.C., Fontainha, M., Kussama, H.H., 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*; 48: 43–57. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.012>.
- Tucker, N. M., Hand, M., Kelsey, D. E., Taylor, R., Clark, C., & Payne, J. L., 2018. A tripartite approach to unearthing the duration of high temperature conditions versus peak metamorphism: An example from the Bunger Hills, East Antarctica. *Precambrian Research*, 314, 194-220. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.06.006>.
- Valeriano, C.M., 2017. The Southern Brasília Belt. In: Heilbron, M., Cordani, U., Alkmim, F.F., eds. São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Regional Geology Reviews*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_10.
- Valeriano, C.M., Dardenne, M.A., Fonseca, M.A., Simões, L.S.A., Seer, H.J., 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.R., Brito Neves, B.B, eds. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, São Paulo., p. 575–92.
- Valeriano, C.M., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C.S., Seer, H.J., Simões, L.S.A., 2004. U–Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*; 130(1-4): 27-55. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.10.014>.
- Vermeesch, P., 2012. On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology*; 312–313: 190–194. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.021>.
- Vermeesch, P., 2013. Multi-sample comparison of detrital age distributions. *Chemical Geology*; 341: 140–146. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.01.010>.
- Vermeesch, P., Garzanti, E., 2015. Making geological sense of “Big Data” in sedimentary provenance analysis. *Chemical Geology*; 409: 20–27. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.05.004>.
- Vermeesch, P., 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*; 9(5): 1479-1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>.
- Vermeesch, P., 2021. On the treatment of discordant detrital zircon U–Pb data. *Geochronology*, 3(1), 247-257. <https://doi.org/10.5194/gchron-3-247-2021>.
- Vinagre, R., Trouw, R.A.J., Kussama, H., Peternel, R., Mendes, J.C., Duffles, P., 2016. Superposition of structures in the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt in the region SW of Itajubá (MG), SE Brazil. *Brazilian Journal of Geology*; 46(4). <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620160034>.
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*; 64(2): 295-304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X).

- Watson, E.B., 1996. Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: kinetic principals, geological models and implications for isotopic inheritance. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, Third Hutton Symposium. The Origin of Granites and Related Rocks*; 87(1-2): 43-56. <https://doi.org/10.1017/S0263593300006465>.
- Westin, A., Campos Neto, M.C., 2013. Provenance and tectonic setting of the external nappe of the Southern Brasília Orogen. *Journal of South American Earth Sciences*; 48: 220–239. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.08.006>.
- Westin, A., Campos Neto, M.C., Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., Dhuime, B., Delavault, H., 2016. A paleoproterozoic intra-arc basin associated with a juvenile source in the Southern Brasilia Orogen: Application of U–Pb and Hf-Nd isotopic analyses to provenance studies of complex areas. *Precambrian Research*; 276: 178–193. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.02.004>.
- Westin, A., Campos Neto, M.C., Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., Delavault H., 2019. The Neoproterozoic southern passive margin of the São Francisco craton: Insights on the pre-amalgamation of West Gondwana from U–Pb and Hf-Nd isotopes. *Precambrian Research*; 320: 454–471. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.11.018>.
- Westin, A., Neto, M. C. C., Hollanda, M. H. B., Salazar-Mora, C. A., Queiroga, G. N., Frugis, G. L., & de Castro, M. P., 2021. The fast exhumation pattern of a Neoproterozoic nappe system built during West Gondwana amalgamation: Insights from thermochronology. *Precambrian Research*, 355, 106115. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106115>.
- Yakymchuk, C., Brown, M., Clark, C., Korhonen, F.J., Piccoli, P.M., Siddoway, C.S., Taylor, R.J.M, Vervoort, J.D., 2015. Decoding polyphase migmatites using geochronology and phase equilibria modelling. *Journal of Metamorphic Geology*; 33(2): 203–230. <https://doi.org/10.1111/jmg.12117>.
- Yakymchuk, C., Clark, C., White, R.W., 2017. Phase Relations, Reaction Sequences and Petrochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; 83(1): 13–53. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.2>.
- Yakymchuk, C., Kirkland, C. L., & Clark, C., 2018. Th/U ratios in metamorphic zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 36(6), 715-737. <https://doi.org/10.1111/jmg.12307>.
- Zanardo, A., Morales, N., Aurélio, Farias de Oliveira, M.A., Del Lama, E.A., 2006. Tectono-Lithologic associations of the Alterosa paleo suture zone – Southeastern Brazil. *Revista UnG – Geociências* 5(1): 103-117. <http://revistas.ung.br/index.php/geociencias/article/viewFile/99/191>.
- Zeng, L., Saleeby, J.B., Asimow, P., 2005. Nd isotope disequilibrium during crustal anatexis: A record from the Goat Ranch migmatite complex, southern Sierra Nevada batholith, California. *Geology* ; 33(1): 53–56. <https://doi.org/10.1130/G20831.1>.
- Zeng, L., Asimow, P.D., Saleeby, J.B., 2005. Coupling of anatectic reactions and dissolution of accessory phases and the Sr and Nd isotope systematics of anatectic melts from a metasedimentary source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; 69(14): 3671-3682. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.02.035>.”

APÊNDICE V

ARTIGO:

ANATEXIS EVOLUTION IN UPPER-AMPHIBOLITE METATEXITES:
CONTROLS ON MAJOR AND ACCESSORY MINERAL EQUILIBRIA

ANATEXIS EVOLUTION IN UPPER-AMPHIBOLITE METATEXITES: CONTROLS ON MAJOR AND ACCESSORY MINERAL EQUILIBRIA.

Laísa de Assis Batista¹, Renato de Moraes¹, David Edward Kelsey², Lucas Ramos Tesser¹, Rafael Bittencourt Lima³

Highlights

- Syn-deformational water-fluxed anatexis creates equilibria subsystems and triggers zircon disturbance and recrystallization in upper-amphibolite facies;
- White mica breakdown generates tonalitic leucosome with biotite melanosome;
- Apatite and allanite act as phosphorus and REE sinks, preventing the prograde growth of monazite;
- The allanite breakdown promotes monazite and xenotime retrograde crystallization.

Abstract

This work addresses the regional prograde, peak and retrograde metamorphic paths characterized by the monazite U–Pb isotopic system behaviour in melt-rich and poor metatextitic semipelites in the accretion zone of the southernmost Brasília Orogen (SBO), at the southernmost edge of the São Francisco Craton, coupled with forward metamorphic modelling based on major and trace-elements composition and our previously presented zircon petrochronology. Our model describes a water/rock-buffered system that controls zircon open-system behaviour and recrystallization, and in which protracted apatite and allanite equilibrium reduces the stability field of monazite. Water-fluxed melting of plagioclase-rich protolith (greywacke?) progresses to white mica breakdown and generates tonalitic leucosome with biotite-rich melanosome. The calcium content of plagioclase increases with the allanite destabilization in the retrograde path, and apatite, tourmaline and melt assimilate the released water, and the sodium available from the white mica breakdown. Compiled EPMA chemical dates from monazite commonly relate to the timing of suprasolidus metamorphic peak at ca. 630–620 Ma in the active-margin domain of the southernmost Brasília Orogen (SBO), SE Brazil. However, our zircon and monazite petrochronology data for the main metasedimentary unit within the subducted continental crust of the orogen indicates an early beginning to the suprasolidus peak conditions (~17 kbar, 750 °C), at c. 650 Ma, during which monazite was not stable. Monazite stabilised later along the P – T path, during the late stages of a slow and steep decompressional path that resulted in melt crystallization between ca. 620 and 570 Ma. Xenotime incorporated yttrium released from allanite, which disappearance was also related to

richer yttrium compositions in late-grown garnet, zircon and monazite. The analysed monazites comprise a concordant range from 620 to 570 Ma, with a main population at 580 Ma recorded in all analysed domains. The continuity between our previously reported zircon evolution and the prolonged cooling history documented by monazite described here disagrees with the fast extrusion proposed in existing tectonic reconstructions of the Brasília Orogen evolution, as well as the timing of the orogenic interference of the Cambrian Ribeira Belt in the studied area.

KEYWORDS: ANATEXIS, MONAZITE, REE-MnNCKFMASHTOPF, SEMIPELITE, U-Th-Pb

1 INTRODUCTION

Metamorphic rocks portray the history of ancient deep Earth and its evolution towards the present surface (Brown, 2014, François et al., 2021). Through the understanding of metamorphism, the reconstruction of geological processes and the rates by which they operate, it is possible to address the planet ever changing geodynamics in order to explain the phenomena that control major landscape features, such as the mountain building processes recorded by high grade ductile metamorphism. In this sense, the recognition of metamorphic partial melting as an important mechanism to crustal differentiation (Sawyer, 2008; Brown, 2014; Weinberg & Hasalova, 2015) and a trigger to the exhumation that elevates mountainous terranes such as the Himalayas (Godin, 2006) has been a major step in petrotectonic terms.

The involving of accessory minerals in the mass balance of metamorphic reactions is a breakthrough point to the geochronology of metamorphic rocks: beyond the important constraints provided by whole-rock and major mineral dating of different isotopic systems, the forward equilibrium modelling and obtention of in situ ages from zircon, monazite, titanite, rutile, xenotime and others allowed a thorough description of prograde and retrograde metamorphic processes (e.g. Kelsey & Powell, 2011), further accurate than the dual “open versus closed system behaviour” or “generation versus reset events”, approaches that prevailed in the metamorphic geochronology of the XX century.

Petrochronology is, therefore, the technique of tying geochronological and petrological information through the equilibrium modelling of the analyzed metamorphic association (Kohn et al., 2017; Engi et al., 2017), and is utilized here to discuss the geodynamic evolution of a Neoproterozoic mountain root exposed in SE Brazil.

Zircon and monazite are by far the most common dated minerals in metasedimentary rocks, both because of their common occurrence in the continental crust; each of them associated with distinct processes for detrital preservation, dissolution and/or (re)crystallization involving, respectively, the remobilization of HREE and LREE (Schoene, 2014). The factors controlling the potential prograde and retrograde records of metamorphic zircon and monazite in metasedimentary rocks are: a) the rock bulk and local compositions; b) the presence of detrital phases; c) the P-T conditions; d) the presence of fluid and melt phases; and d) the solubility of the mineral in that context. In suprasolidus conditions, the bulk rock composition, the presence of mineral sources and sinks, and its partitioning between residue and melt will

have dramatic influence on whether these minerals are stable or not along a P-T-t metamorphic evolution.

Assuming a domain of textural equilibrium as the record of thermodynamic steadiness, the reverse thermobarometry through balanced reactions and cationic exchanges involving the paragenesis end-members (e.g. Gordon, 1992; GASP – Ghent, 1976; Zr and Ti in rutile and zircon – Watson et al., 2006; Tomkins et al., 2007) is the simplest way to quantifying *P-T* conditions of a metamorphic rock. Contrarily, the forward thermodynamic modelling applies an internally consistent activity-composition dataset to the bulk rock composition and calculates the attainable equilibrium fields along a *P-T-X* window (e.g. pseudosections), its respective mineral modes and compositional isopleths. This methodology also optimizes the conventional thermobarometry through the utilization of consistent thermodynamic dataset, providing accuracy to the calculation of *P-T* conditions (e.g. Powell & Holland, 1988, 1990, 1994, 1998, 2008; Holland & Powell, 1985, 1990, 1993, 1998, 2001, 2004, 2011; Powell et al., 2014; Berman, 1988, 1991, 1997; de Capitani & Brown, 1987; de Capitani & Petrakakis, 2010; Connolly, 1990, 2005, 2009).

Recent focus on modelling the role of water influx in crustal anatexis and differentiation has been a complementary step to the achievements of more than 20 years of studies detailing high-grade dehydration of suprasolidus systems, once the former process is more common and also generates magmas capable to ascend towards the surface (Weinberg & Hasalová, 2015; and references therein).

Based on the haplogranite system of Johannes and Holtz (1996), in which the increase of water content is the overcome to the extreme high temperatures requested for the partial melting of igneous rocks, Weinberg & Hasalová (2015) demonstrate with several examples in the literature that aqueous influx, besides triggering anatexis by lowering the solidus conditions, is likely to induce the generation of mobile undersaturated melts. Wet-melts, supposable to be trapped in lower crustal levels, would rather tend to lose the excess of water by further melting the country-rock, in order to reach the H₂O content dictated by the liquidus curve for the correspondent P-T conditions. Therefore, they conclude, special attention must be driven to this mechanism and its potentiality to production of voluminous magma and effective contribution to crust differentiation.

In the southernmost Brasília Orogen (SBO), the evolution towards the orogen foreland from voluminous granitic to small and discontinuous leucogranitic and tonalitic anatectic

bodies relate either to the collapse of the orogenic building (e.g. Campos Neto et al., 2004, 2007; Frugis et al., 2018) or to the heat overprint caused by the eastern collision of the Central Ribeira Orogen (Paciullo et al., 2000; Trouw et al., 2013; Coelho et al., 2017). However, there are few works which explore the compatibility between these anatexic bodies and the fertility of their sources; or the potential heat flow of the orogen compared to the established timing of metamorphism; and which couple multiple dating techniques to equivalent multiple domains of equilibrium, specifically to constrain the limits between these two different geotectonic events. The present work contributes to the discussion by modelling the anatexis evolution of the widest pelitic unit of the SBO, where it is possible to recognize different stages of melt generation and segregation. Its relationships with monazite and zircon were investigated through dating of the isotopic U-Pb system and characterization of the REE content, both analysed via LA-ICP-MS.

The Santo Antônio unit, kyanite garnet biotite plagioclase schists and metatexites at the western domain of the Andrelândia Nappe System (ANS), preserve the transition of subsolidus conditions to local features of water-fluxed anatexis evolving to widespread melting with evidence of white mica breakdown, generating tonalitic leucosome and structural differentiation (Batista 2011, 2015; Apêndice IV). Here, we demonstrate that the anatexis in upper-amphibolite facies (i.e., prior to conditions of biotite dehydration) coupled with synchronous regional deformation enhances the melt extraction, and favours the individualization of small anatexic bodies of tonalitic composition.

2 MATERIALS AND METHODS

The location of zircon, monazite and xenotime via Mineral Liberation Analysis (MLA) through Scanning Electron Microprobe (SEM) provided the textural context and contemporaneity of the accessory mineral parageneses across the rock structural and textural heterogeneities. The monazite U-Pb isotopic dates and REE composition were acquired in situ and are compared to the zircon and garnet evolution described for the same samples in Batista et al. (2022, Apêndice IV).

Monazite in situ analyses were carried out on features located through mineral liberation analysis (MLA) mapping of thin-sections, using the FEI Quanta600 SEM mentioned in Batista et al (2022). Imaging operational conditions included acceleration voltage of 25 kV, spot size of 7 μm and working distance of 15 mm for zircon and 10 mm for monazite. U-Pb isotopes and trace elements were synchronously measured on a Resonetics (currently Australian Scientific

Instruments) M-50-LR 193 nm Excimer laser microprobe, in a He ablation atmosphere coupled to an Agilent 7700cx Quadrupole ICP–MS. Each analysis was pre-ablated with five laser pulses to removal of surface contamination.

Total acquisition time was 60 seconds: 30 seconds on background and 30 seconds of laser ablation, with spot size of 13 and 19 μm , repetition rate of 5 Hz, and 40 mJ of laser energy. Each analysis involved simultaneous acquisition of U-Pb isotopes and trace-elements, with measurement of P^{31} , Ca^{43} , Y^{89} , Zr^{90} , La^{139} , Ce^{140} , Pr^{141} , Nd^{146} , Sm^{147} , Eu^{153} , Gd^{157} , Tb^{159} , Dy^{163} , Ho^{165} , Er^{166} , Tm^{169} , Yb^{172} , Lu^{175} , Hg^{202} , Pb^{204} , Pb^{206} , Pb^{207} , Pb^{208} , Th^{23} , U^{238} . The correction of mass bias, instrument drift and elemental fractionation used the monazite standard MAdel. Data accuracy was monitored using repeated analysis in-house monazite standards 222 and AMBAT. Eight standards (2 NIST-610; 3 MAdel; 1 Ambat; 2 222) preceded blocks of 20 monazite analyses.

Table 1 – Analytical conditions for zircon, garnet and monazite (zircon and garnet data from Batista et. al., 2022)

Garnet		Monazite		Zircon	
Element	Dwell time (ms)	Element	Dwell time (ms)	Element	Dwell time (ms)
Li^7 , Ti^{49} , Cr^{53} , Y^{89} , Zr^{90} , La^{139} , Ce^{140} , Pr^{141} , Nd^{146} , Sm^{147} , Eu^{151} , Eu^{153} , Gd^{157} , Tb^{159} , Dy^{163} , Ho^{165} , Er^{166} , Tm^{169} , Yb^{172} , Lu^{175}	20	Pb^{207}	60	Pb^{206} , Pb^{207}	30
Hf^{178} , Pb^{208} , Th^{232} , U^{238}	10	Pb^{206}	30	Hg^{202} , Pb^{204} , U^{238}	20
K^{39} , Mn^{55} , Fe^{57}	5	Hg^{202} , Pb^{204}	20	Y^{89} , La^{139} , Eu^{153} , Dy^{163} , Yb^{172} , Pb^{208} , Th^{232}	10
Na^{23}	4	Zr^{90} , Eu^{153} , Tb^{159} , Dy^{163} , Ho^{165} , Er^{166} , Tm^{169} , Yb^{172} , Lu^{175} , Pb^{208} , U^{238}	10	La^{139}	10
Mg^{24} , Al^{27} , Si^{29} , P^{31} , Ca^{43}	2	Si^{29} , P^{31} , Ca^{43} , Y^{89} , La^{139} , Ce^{140} , Pr^{141} , Nd^{146} , Sm^{147} , Gd^{157} , Th^{23}	5	Zr^{90}	5
Total cycle/Total Dwell (ms)	530/469		343/295		220/195

Table 2 – Results for Pb/U standards for monazite and zircon, this work and Batista et al. (2022).

U-Pb Standards	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ weighted mean age	Reference value
Madel	518.36±0.73 Ma (n = 66, MSWD = 0.75)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age = 518.37 ± 0.99 Ma (Kelsey et al., 2017)
Ambat	519.72 ± 1.97 Ma (n = 18, MSWD = 1.3)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ w. mean age = 514.7 ± 3.1 Ma (Varga, 2016)
222	454.02 ± 3.43 Ma (n = 12, MSWD = 2.32)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age = 449.7 ± 3.4 Ma (Payne et al., 2008)
GJ1	601.81 ± 0.57 Ma (n = 136, MSWD = 0.82)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ w. mean age = 600.44 ± 2.05 Ma (Jackson et al., 2004)
Plesovice	339.26 ± 0.62 Ma (n = 34, MSWD = 3.29)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age = 337.1 ± 0.4 Ma (Slàma et al., 2008)
91500	1058.18 ± 2.23 Ma (n = 68, MSWD = 1.45)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age = 1062.4 ± 0.4 Ma (Wiedenbeck et al. , 1995)

3 RESULTS

3.1 Field And Sample Description

In the region of study, the Santo Antônio Unit comprises rocks with kyanite, garnet, muscovite, quartz, biotite, plagioclase, and minor apatite, ilmenite, rutile, zircon and monazite; plus quartz and quartz-feldspathic veins and patches which vary in thickness and distribution, attributing more or less heterogeneity to the main structure. These rocks constitute a flat sub-horizontal package articulated through WNW-ESE dipping anastomosed foliation defined by biotite, quartz and plagioclase; with quartz and quartz-feldspathic segregations parallel to the main structure or allocated in transpositional zones (i.e. extensional shear bands, folds hinges and axial planes).

Three quarries at structural basal and top domains reunite the main features of semipelites outcropping in the area and are presented here as three sample datasets: IC01 – schist with variable amounts of quartz veins, located in the eastern front; IC03 – metatexite, where segregations are predominantly quartz-feldspathic and rock alternates up to 2 m thick domains similar to previously described schist with up to 5 m coarser grained layers with “granitoid” aspect given by increased felsic contribution; and IC07 – the upper metatexite domain where thickness of layers are more even and thinner, alternating up to 1 m thick layers of schist and granitoid. The last two datasets represent the western rear of the regional structure.

The samples analysed here are described in Batista et al. (Apêndice IV, Figure 1). We present the textural features involving monazite, and use the bulk-rock and mineral geochemistry of Batista (2015) to perform the forward metamorphic modelling and calibration of P-T-t conditions. In this work we use the migmatite nomenclature of Sawyer (2008) for compositional domains of both the melt-poor nappe front (IC01) and the residue in the melt-rich rear (IC03).

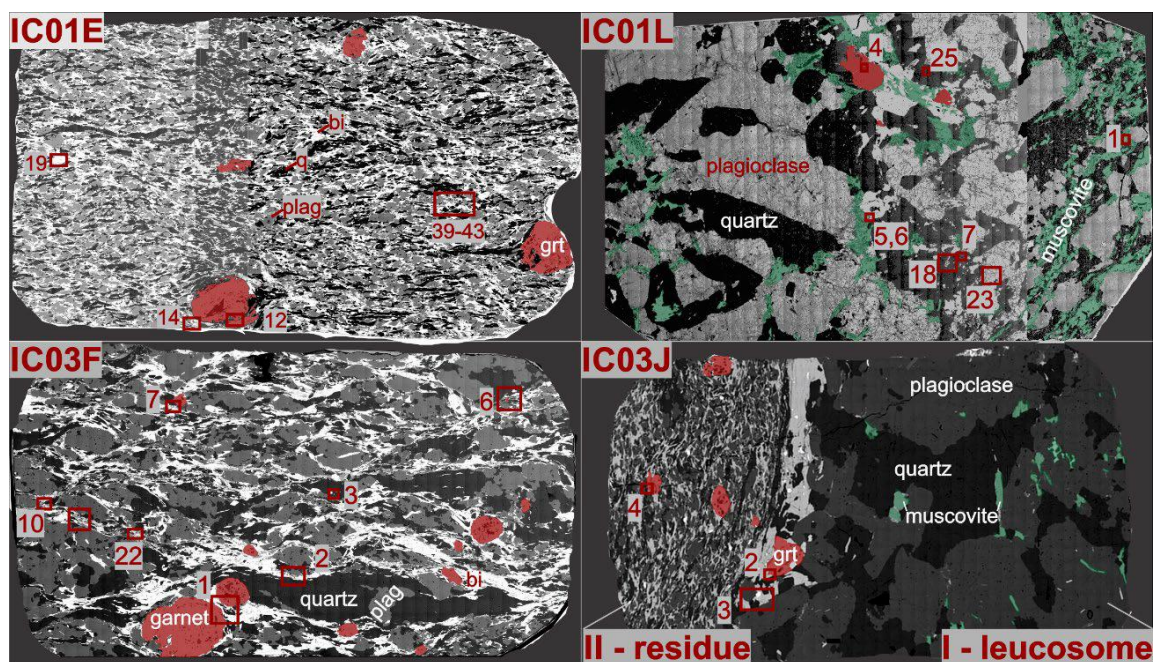


Figure 1 – Sample and location of monazite analysis. Textural features in Figure 9.

3.2 Bulk-rock Composition

The correlation between schist, metatexite and leucosome samples in Harker diagrams shows silica progressive enrichment from the paleosome to the neosome and leucosome, respectively, and decreasing in Al, Ti, Fe, Mn, Mg, and K (Figure 2). This behavior reflects decreasing in mica, garnet, kyanite, rutile and ilmenite in metatexite portions and limitation of these minerals in leucosome. In contrast, the Na, Ca and Sr increase in the leucosome reflects plagioclase concentration. Also, more sodic compositions in the neosome indicate albite as an important melt component.

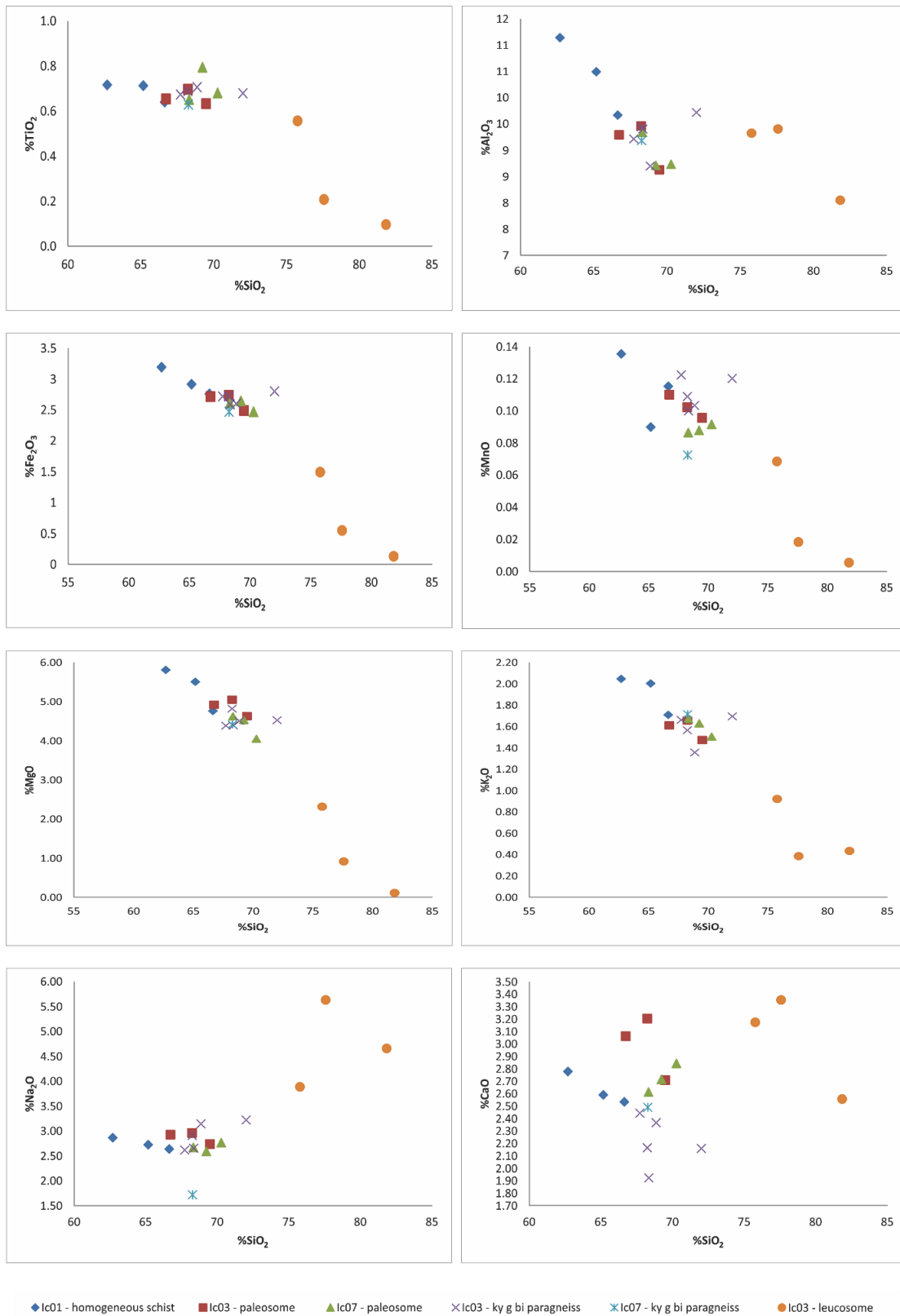


Figure 2 – Bulk-rock composition for major components of different compositional domains of the Santo Antônio Unit, Data from Batista (2015).

The spidergrams in figure 3 presents the Rare Earth Elements distribution in the different compositional domains of the semipelites normalized by the basal homogeneous schist

of the melt-poor nappe front. The neosome and paleosome present a very close composition, whereas the leucosome shows decreasing in all elements except Eu. This partitioning indicates retention of accessories phases such as monazite, zircon and biotite in the pelitic (residual) matrix, and also the plagioclase concentration in the leucosome. The similarity between compositions of the metatexite and homogeneous schist indicates limited melt segregation.

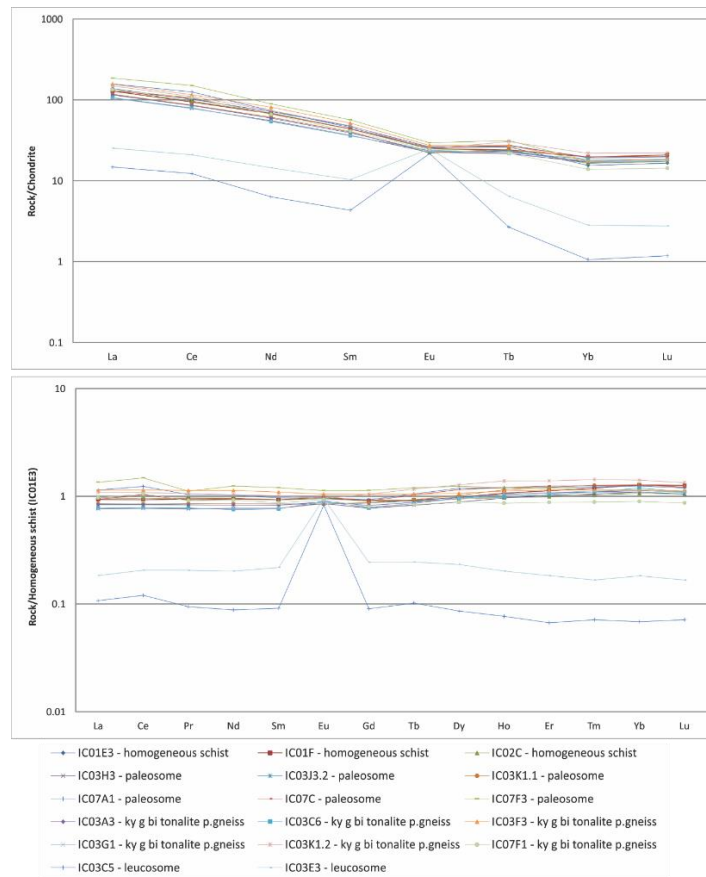


Figure 3 – Schist normalized REE spidergrams for different compositional domains of the Santo Antonio Unit. Data from Batista (2015).

3.3 Phase Equilibria Modelling

Calculated stability fields and associated mineral and compositional isopleths are compatible with field observations and mineral chemistry evolution, with Na-rich muscovite as the main fusible phase in presence of water. Two samples were modeled: IC01E3, homogeneous schist from the bottom of the unit, and IC03F2, homogeneous / unsegregated metatexite, from the superior domain. Water and oxygen were set to saturate the solidus, which occurred at concentrations of 7 and 0.2%, respectively, in both cases. Models were performed with THERMOCALC and GIBBS, which

For the basal homogeneous schist, the pseudosection topology shows wide tri- to pentavariant and smaller uni- to heptavariant stability fields (IC01E3, figure 4). This

composition allows the persistence of epidote up to 700 °C in high pressure conditions, above 10 kbar, even in the presence of melt. Garnet enters the system in high pressure conditions, becoming stable in melt presence, at temperatures above 700 °C. Rutile and ilmenite are pressure dependent; quartz and plagioclase are stable all along the calculated *PT* window (6-20 kbar, 650-950 °C).

Anatexis is water triggered at about 700 °C and muscovite is consumed since early stages, even before melting takes place in moderate pressures, below 10 kbar. Muscovite breakdown gives the widest melt stability fields and no k-feldspar is observed in calculated assemblages until conditions above 800 °C and 10 kbar. The biotite breakdown is temperature controlled and takes place at temperatures higher than 850 °C. At lower pressures, about 6 kbar, garnet and cordierite do not coexist until kyanite is consumed and stabilizes both phases, at temperatures close to 750 °C. At high *PT* conditions, above 850 °C and 10 kbar, kyanite consumption allied to the muscovite breakdown allows conditions to the increase potassic feldspar crystallization, before the biotite breakdown.

Although minor changes are present, a similar topology is observed for homogeneous metatexite modeling (IC03F2, figure 5), except for the garnet stability all along the *PT* window (6-20 kbar, 600-1000 °C). For both samples, in low temperature domains, ilmenite and epidote curves show curved patterns that are interpreted as influence of jadeite clinopyroxen at high pressure conditions, up 18 to 20 kbar, which was represented in homogeneous schist and unquoted in the homogeneous metatexite models.

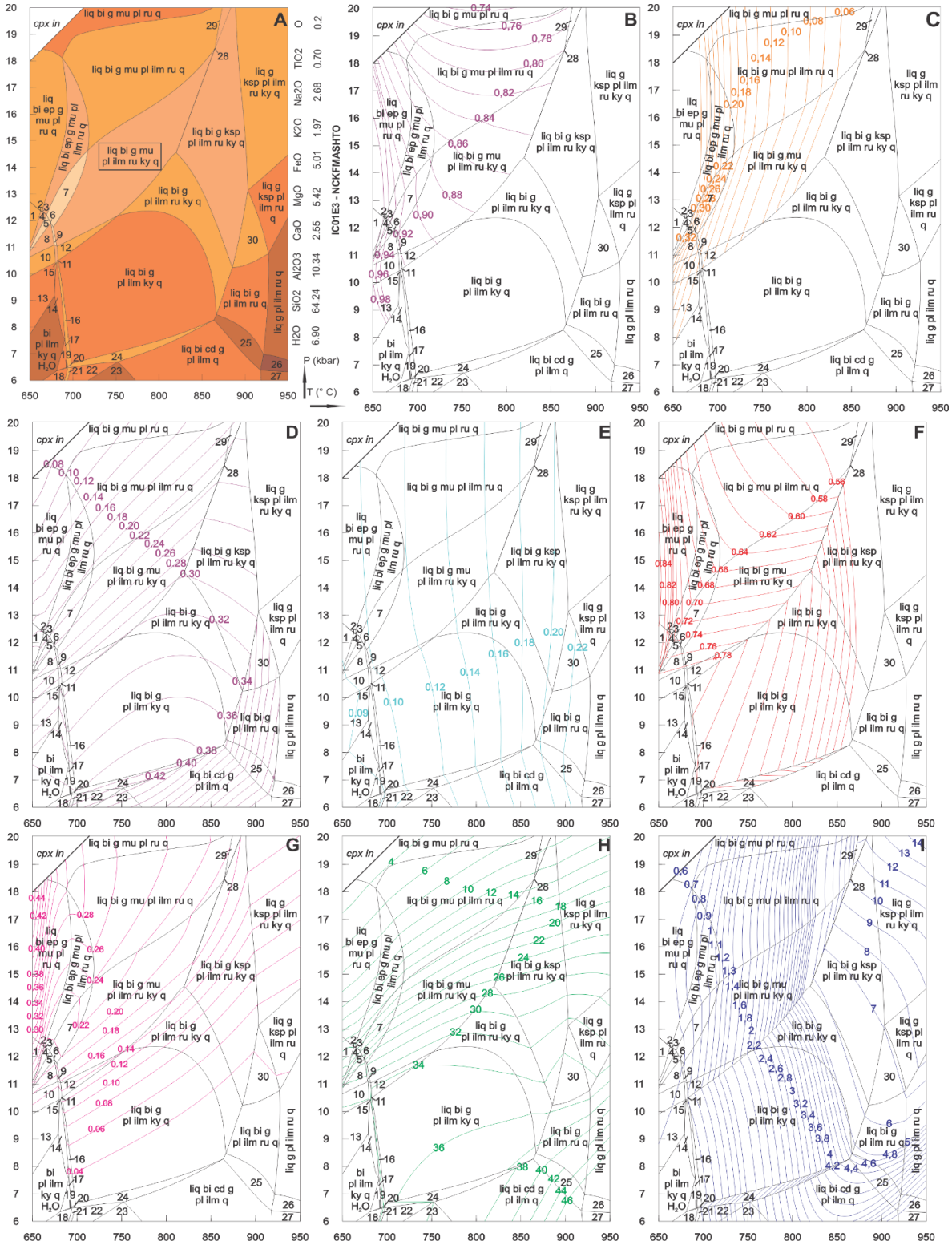


Figure 4 - Pseudosection model for homogeneous schist from the bottom of the unit (IC01E3) showing wide tri- to pentavariant and smaller uni- to heptavariant stability fields. (A) IC01E: pseudosection in the NCKFMASH system detailed in Batista (2015) and Batista et al. (2022); from (B) to (I): mineral compositional isopleths. (B) Al in muscovite; (C) Na in muscovite; (D) Fe in biotite; (E) Ti in biotite; (F) Fe in garnet; (G) Ca in garnet; (H) Ca in plagioclase; (I) k in plagioclase.

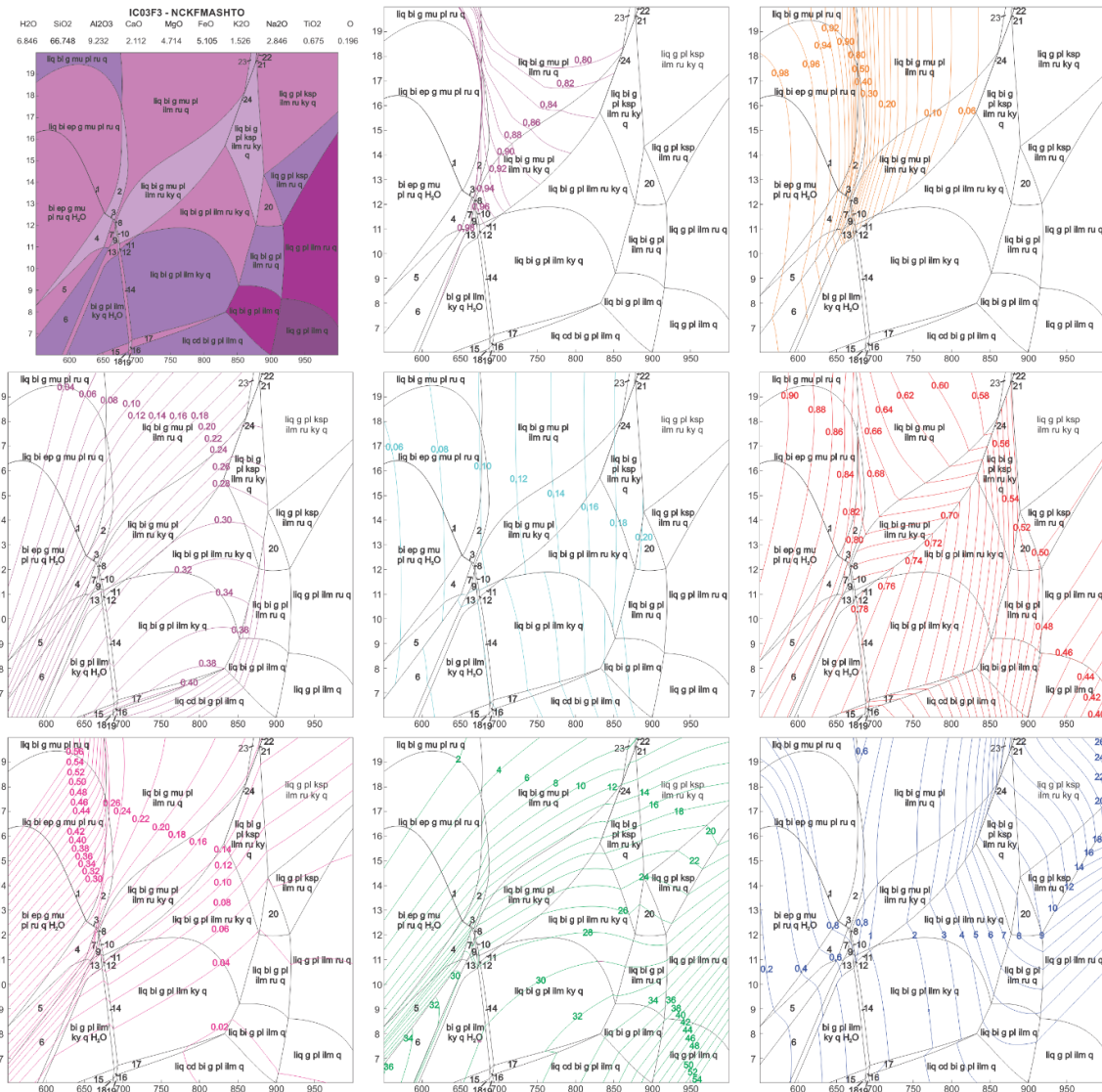


Figure 5 - Pseudosection model for homogeneous metatexite from the top of the unit (IC03F3) showing wide tri- to pentavariant and smaller uni- to heptavariant stability fields. (A) IC03F: pseudosection in the NCKFMASH system detailed in Batista (2015) and Batista et al. (2022); from (B) to (I): mineral compositional isopleths. (B) Al in muscovite; (C) Na in muscovite; (D) Fe in biotite; (E) Ti in biotite; (F) Fe in garnet; (G) Ca in garnet; (H) Ca in plagioclase; (I) K in plagioclase.

3.4 Major Mineral Geochemistry

The compatibility between mineral chemistry and calculated compositional isopleths was used as optimized thermobarometric tools. Muscovite isopleths show decreasing in Fe# toward high-pressure conditions, with high Fe# (0.54-0.68) in the nappe front (IC01) indicating low pressure recrystallization of this mineral (Figure 6). At this level, progressive Fe-enrichment of specimens from schist to leucosome portions suggests that melt evolved in a decompressional path. At the nappe rear (IC03), muscovite shows decreasing in the Fe# (0.16-0.52), which is compatible with an increasing pressure towards the top of the unit (Figure 7).

Although most Fe# compositions concentrate in the 0.35-0.52 range, a 0.16 muscovite core preserved in the nappe rear paleosome agrees with a decompressional evolution for this

phase (Figure 7). The incompatibility between modeled isopleths values and those empirically measured in selected samples reflects thermocalc limitation for Fe model, which does not consider, directly, Fe trapping during porphyroblast growth, such as garnet.

Before the transition to the granulite facies, muscovite sodium isopleths behave as thermometers (Figure 7). Muscovite from the nappe front shows two sodium groups: one related to the homogeneous schist, indicating low temperature ($X_{Na}=0.15-0.16$ a.p.f.u.); and high temperature recorded by composition in a leucosome rich sample ($X_{Na}=0.07-0.09$ a.p.f.u.; Figure 7). At the nappe rear, Na in the muscovite varies in a wide range ($X_{Na}=0.08-0.26$ a.p.f.u.), with the richer compositions associated with the unsegregated neosome.

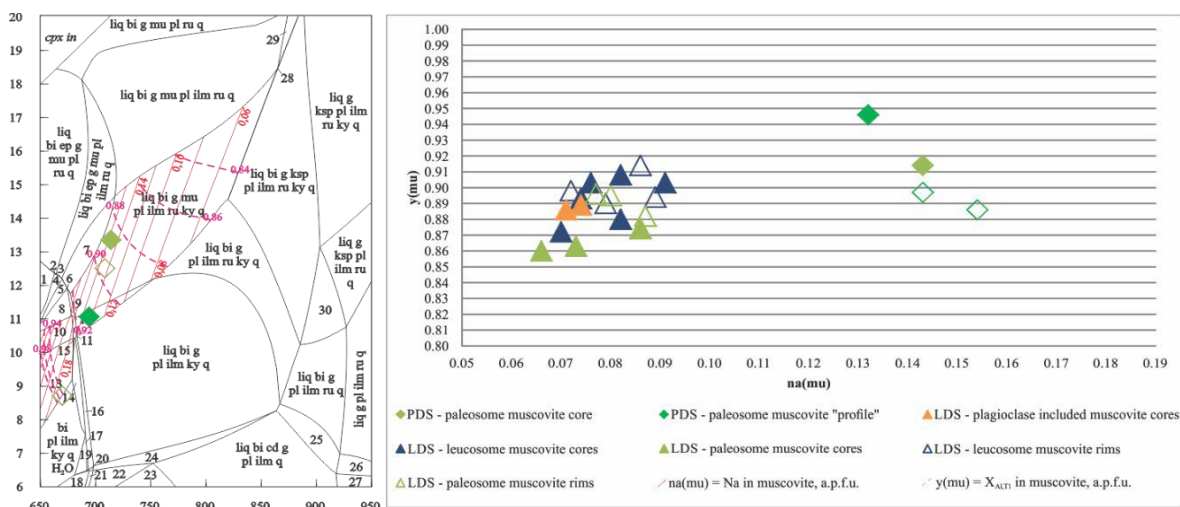


Figure 6 – IC01E relationships between muscovite compositional isopleths (A) and mineral composition (B) in different domains of the melt-poor nappe front (IC01).

The plagioclase at the nappe front shows anorthite (An) content between 20 and 44% for matrix crystals; 13 and 31% in the leucosome associated crystals; and 40 to 30% in a core-rim zonation, respectively, observed in one garnet inclusion. In the metatextitic domain of the nappe rear, the plagioclase composition is An_{15-35} for matrix crystals, An_{19-31} in the leucosome, and An_{24-36} for garnet inclusions. At the top of the structure, although compositional homogeneity is conspicuous between matrix and leucosome crystals (An_{26-34}), a wide range is observed in garnet inclusions (An_{16-48}). These data shows decreasing of anorthite content inclusions towards the matrix and leucosome domains, respectively, and from the bottom (front) to the top (rear) of the nappe.

Homogenizing of compositions observed towards the top, associated with the increasing of melt in the same direction, is interpreted as increasing of temperature from the structural bottom to the top. Compositional isopleths from plagioclase in the nappe rear agree with the decompressive signatures of muscovite (Figure 7). The multimineral compositional equilibrium

for the paragenesis in the schist of the nappe front support metamorphic peak in the field $liq + bi + mu + g + ilm + ru + ilm + pl + q$ (Figure 8).

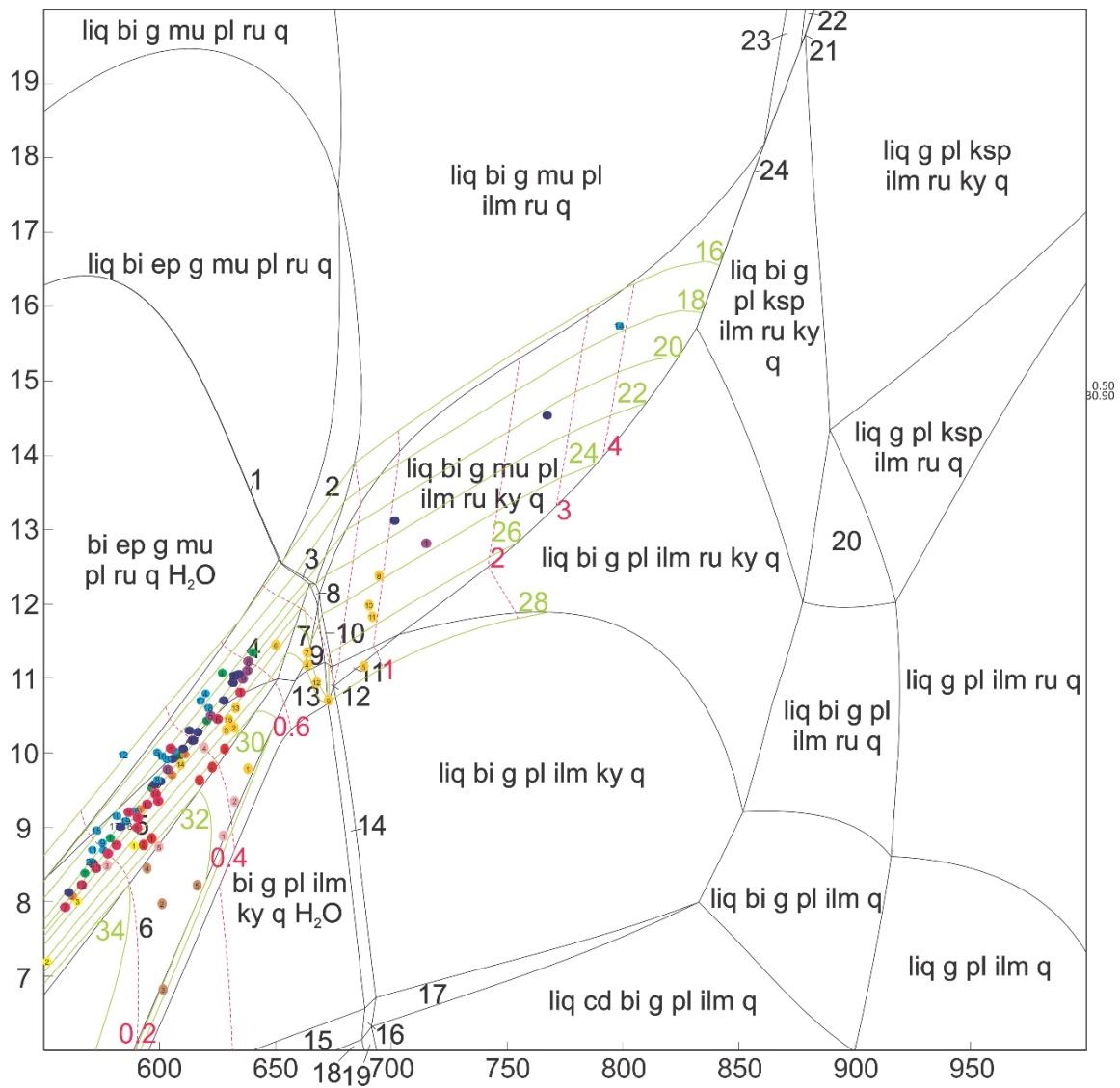


Figure 7 - IC01E relationships between compositional isopleths and plagioclase of the melt-rich nappe rear (IC03).

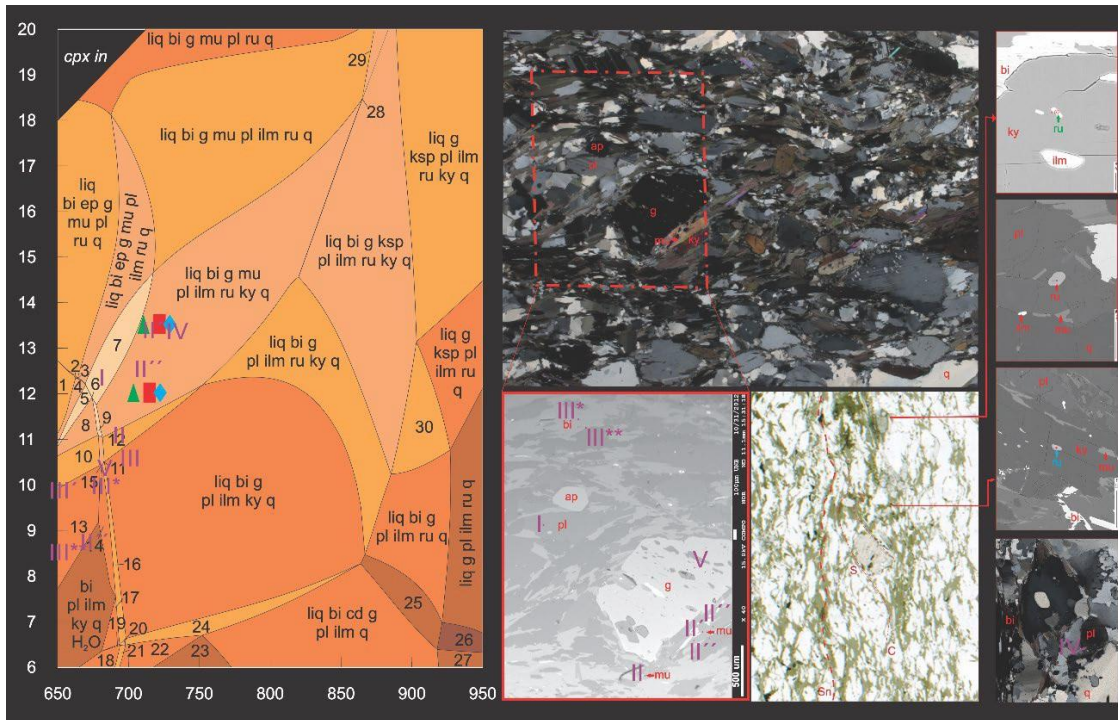


Figure 8 – Relationships between composition isopleths and mineral in different textures of the homogeneous schist in the melt-poor nappe front (IC01)

3.5 Monazite U-Pb geochronology

3.5.1 Schist domain

Forty-seven monazite crystals from the kyanite muscovite garnet quartz biotite plagioclase schist (IC01E) provided fifty-six dates with discordance under $\pm 10\%$. Most of these crystals are homogeneous through BSE images and interstitial in the schist matrix, at the contacts of quartz, biotite, plagioclase, kyanite and ilmenite, recording continuous range of dates between 562 ± 6 and 599 ± 9 Ma (Figures 9 and 10). One single date of 520 ± 10 (96% concordant) is recorded on a stubby oval crystal at biotite and ilmenite contact. It occurs near one smaller similar monazite interstitial between quartz and biotite domains, dated in 584 ± 10 Ma (99% concordant).

Four crystals provided dates older than 600 Ma: 1) 602 ± 12 Ma in a core of quartz-included homogeneous BSE-grey monazite, with associated rim dated in 598 ± 15 Ma; 2) 608 ± 16 Ma in a homogeneous BSE-gray core of prismatic crystal inside fractured interstitial domain between quartz and plagioclase; 3) 613 ± 20 Ma, in a dark-BSE sector of sinuous shaped inner domain of monazite aggregate, involving ilmenite and kyanite in a biotite layer, and contrasting a BSE-bright and well developed prismatic rim dated in 579 ± 8 Ma (Figures 9 and 10, site 19); and 4) 643 ± 20 Ma in the core of an oval monazite engulfed by apatite,

which rim at the restrict contact with external plagioclase in the matrix was dated in 599.12 ± 9.58 Ma (Figures 9 and 10, site 43).

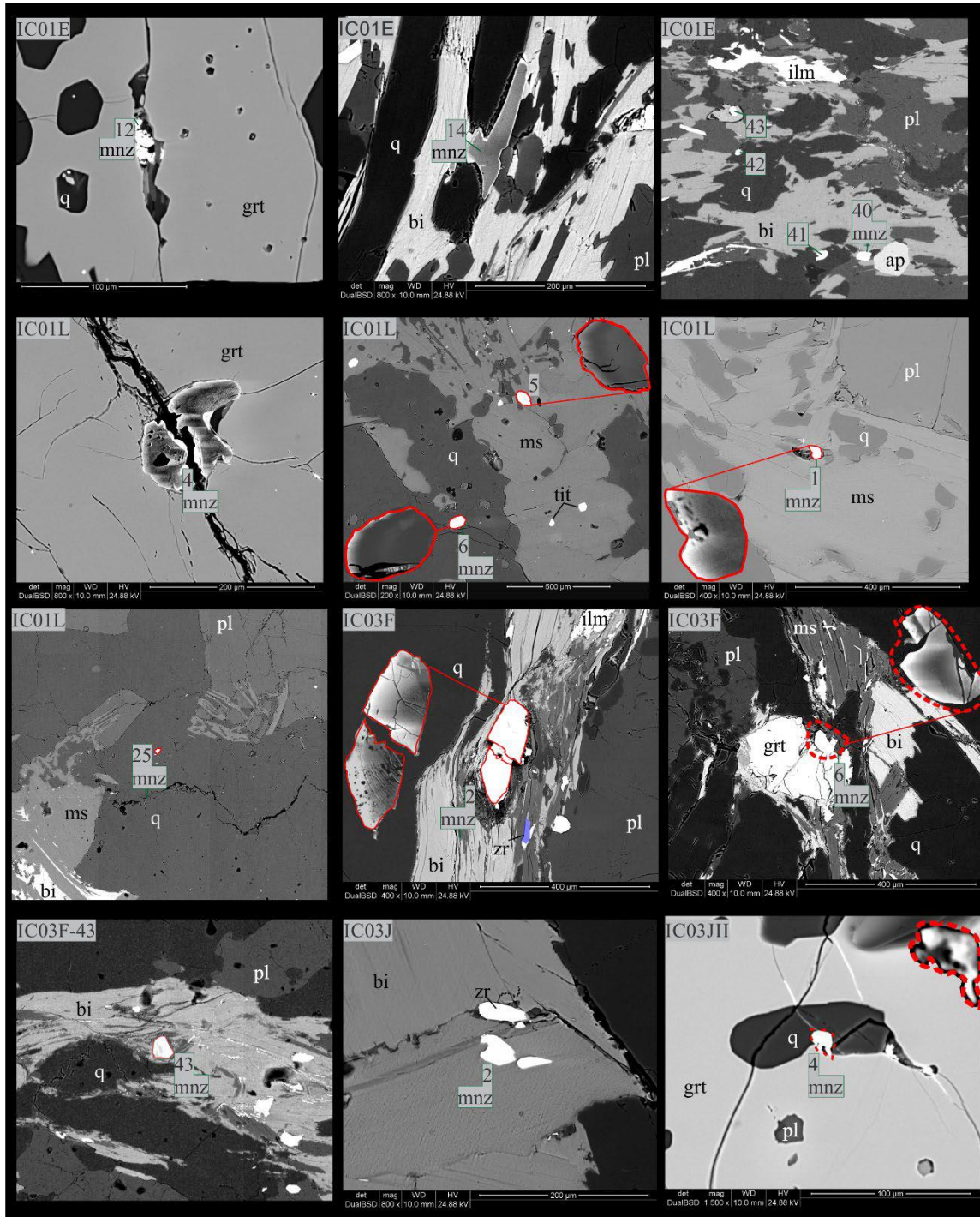


Figure 9 – Monazite textures from the thin section domains indicated in figure 1. Monazite occurs as oval crystals interstitial in the matrix or associated with biotite-rich melanosomes, depending on the sample. It also occurs in garnet fractures and rims.

Six idioblastic monazite with homogeneous to weakly sectored grey colour on BSE images were dated at cores and rims, with one “hammer” shaped cluster inside a lepidoblastic layer providing a date of 599 ± 9 Ma at the bright elongated domain in contact with plagioclase

and quartz, parallel to the main foliation; and 575 ± 5 Ma at a darker domain in the transition to fractured sigmoidal discordant termination (site 14, figures 9 and 10). The other five crystals with core-rim analyses gave dates overlapped within the 2 sigma error, between 570 ± 6 Ma and 581 ± 6 Ma. With exception of the ca. 640 and 520 Ma outliers, and considering the limit of no overlapping dates in paired core-rim analyses as a guide for separation of cogenetic data, the weighted mean age for the main monazite population is 578.33 ± 2.16 Ma ($n = 45$, MSWD = 3.80), with a subordinated population at 599.93 ± 3.83 Ma ($n = 8$, MSWD = 0.53) recorded in the core-rim dataset.

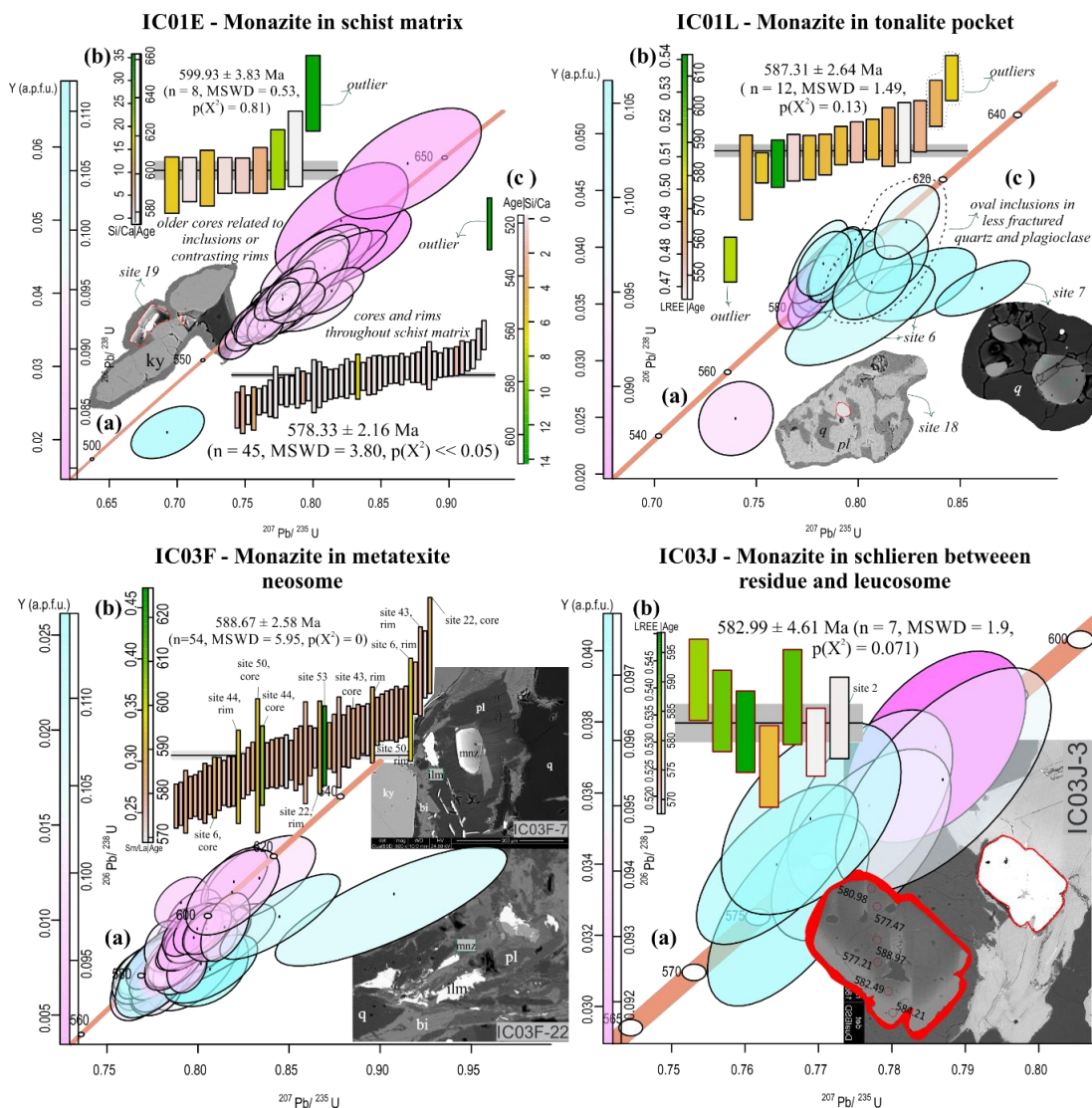


Figure 10 – Summary of monazite geochronological data showing Y enrichment towards discordant, fracture-related crystals.

The rootless muscovite-bearing tonalite involved in the schist main structure (IC01L, referred in the figures as tonalite pocket) provided 16 analyses with discordancy <10%. They correspond to 15 oval to sub-rounded crystals with homogeneous grey to weakly developed

sector zoning on BSE response; occur interstitial at quartz and muscovite or plagioclase contacts, commonly associated with fractures and less frequently as inclusions in these major minerals. The weighted mean age for these analyses is 587 ± 3 Ma (MSWD = 1.49), with three outlier dates: 555 ± 7 Ma from an oval monazite inclusion in a small poikilitic plagioclase inside a quartz domain (Figures 9 and 10, site 18); 602 ± 7 Ma from an oval monazite in fractured core of plagioclase megacrystal (Figure x, site 23); and 609 ± 7 from an oval monazite inclusion in quartz domain (Figure 9, site 25).

No concordant dates were recorded in skeletal and xenomorphic monazite crystals of outer garnet cracks; neither in spongy textured domains of idiomorphic monazite crystals in the matrix of both schist and tonalite samples (IC01E and IC01L, respectively; figure 9). One sub-rounded BSE-gray cluster segmented by discontinuities in the core of radial fractures inside quartz domain of tonalite (IC01L, site 7 figures x and y) record core with discordant dates higher than 4.0 Ga (Pb remobilization or contamination by the surroundings?), values eventually observed in other discordant crystals, and external domain dated in 586 ± 7 Ma.

3.5.2 Metatexite domain

In the metatexite neosome (IC03F) thirty-two monazite crystals were dated in eleven single domains, and twenty-one core-rim sets, both comprising 54 analyses with discordance lower than $\pm 10\%$. U-Pb dates vary continuously between 577 ± 5 and 614 ± 11 Ma. The eldest date relates to the core of a prismatic crystal interstitial between quartz and biotite in the contact of granoblastic and lepidoblastic domains, and overlaps the age of its rim in the error interval (590 ± 11 Ma, site 22, figures x and y). The younger date of ca. 577 Ma belongs to the inner domain of a prismatic monazite associated with prismatic biotite in the core of a plagioclase megacrystal, inside a lepidoblastic layer (site 7). Slightly brighter on BSE images, the external domain of this monazite was dated at 588 ± 7 . Overlapping of dates within the 2σ error is observed for all analysed core-rim sets.

Neither of the twenty-three analyses from twenty monazites in metatexite residue (IC03J-II) yielded dates less than 10% discordant, mostly because of the small size of crystals, often leading to mixture with the matrix surroundings. In the melanosome at the contact between the leucosome and the residue, two crystals yielded seven analyses with Concordia age of 592 ± 4 Ma (MSWD): 1) profile of six spots along prismatic porphyroblast with straight to cusped shaped rims, interstitial between biotite and plagioclase (IC03J, site 3, figures 9 and

10), with dates varying between 577 ± 5 and 589 ± 7 Ma; and 2) sub-idiomorphic monazite dated in 589 ± 5 Ma, included in biotite (IC03J, site 2, figures 9 and 10).

3.6 Monazite geochemistry

The characterisation of monazite geochemistry follows the major compositional relationships of metamorphic data compiled in Spear & Pyle (2002) with additional measurement of Zr and considering the elements proportion in the cationic site. In the schist matrix (sample IC01E), monazite composition is given by P = 0.19-0.32, REE = 0.29-0.61, Y = 0.02-0.07, Si = 0.001-0.23, Ca = 0.008-0.33, Th = 0.03-0.09, U = 0.006-0.02, and Zr = 0.00-0.14 atom per formula unit (a.p.f.u.). Silicon displays negative correlation with phosphorus content, and Si/Ca ratio shows positive correlation with U-Pb dates. Average LREE comprise 0.51 a.p.f.u. against ca. 0.05 a.p.f.u. for MREE and HREE. REE show positive correlation with Y, and slightly negative trend with dates. Chondrite normalization shows homogeneous REE pattern with LREE enrichment in more than five orders of magnitude, negative Eu anomaly (Eu_N/Eu^* between 0.45 and 0.52), and steep negative slope of MHREE (Lu_N/Gd_N between 0.01 and 0.21, Figure 11).

In the tonalite body, monazite has P = 0.26-0.28, REE = 0.54-0.56, Y = 0.02-0.05, Si = 0.00-0.23, Ca = 0.01-0.02, Th = 0.07-0.09, U = 0.009-0.02, and Zr = 0.00-0.003 a.p.f.u. LREE comprise average 0.49 a.p.f.u. against 0.005 and 0.062 a.p.f.u. of HREE and MREE, respectively. The content of Th+U shows positive correlation with Si + Ca and negative correlation with REE and Y. These last heavy elements also display negative correlation with each other. LREE concentration shows negative trend with quartz domain-related older dates (sites 7, 19, 24, 23, 25; figure 9). In comparison to chondrite, the IC01L monazite is more than five orders of magnitude richer in LREE, has negative Eu anomaly (Eu_N/Eu^* between 0.07 and 0.13) and a steep negative slope of MHREE (Lu_N/Gd_N between 0.007 and 0.02), with one oval crystal involved by quartz film in the core of radial fractured domain in plagioclase with $Lu_N/Gd_N = 0.001$.

Monazite in the metatexite unsegregated matrix (IC03F) has composition of P = 0.24-0.30, REE = 0.56-0.63, Y = 0.004-0.025, Si = 0.001-0.089, Ca = 0.008-0.017, Th = 0.04-0.08, U = 0.006-0.019, and Zr = 0.000-0.002 a.p.f.u. LREE comprise average 0.57 a.p.f.u. whereas HREE and MREE represent average 0.001 and 0.04 a.p.f.u., respectively. It shows positive correlation between Th+U and Si+Ca content, and REE fractionation favouring heavier elements towards younger ages (IC03F-a, figure x). LREE fractionation marks groups of decreasing trend towards younger ages, delimited within each other by peaks of heavier

composition (IC03F-b). Chondrite normalisation shows enrichment of LREE in more than five orders of magnitude, negative Eu anomaly (Eu_N/Eu^* between 0.24 and 0.41), and highly depleted MHREE composition (Lu_N/Gd_N between 0.0005 and 0.004).

The monazite porphyroblast at the transition between the metatexite residual matrix and in source leucosome (IC03J, site 3, figure 9) has $P = 0.28-0.29$, $REE = 0.57-0.60$, $Y = 0.035-0.041$, $Si = 0.0017-0.0021$, $Ca = 0.01-0.015$, $Th = 0.04-0.08$, and $U = 0.01-0.03$, with similar values for the concordant crystal included in biotite from the same transitional domain (IC03J, site 2, figure 9). $Th+U$ ratio presents positive correlation with Ca and negative correlation with P . Y content is directly proportional to LREE concentration and show slightly negative correlation for medium- to HREE. Total content of REE and LREE present positive correlation with obtained dates, whereas HREE, Y and Ca display discrete negative features with increasing date values. Older concordant dates related to skeletal and xenomorphic crystals in cracks of garnet have $P \ll 0.01$ and up to 0.8 a.p.f.u of Si or LREE content, far from the range expected for monazite composition.

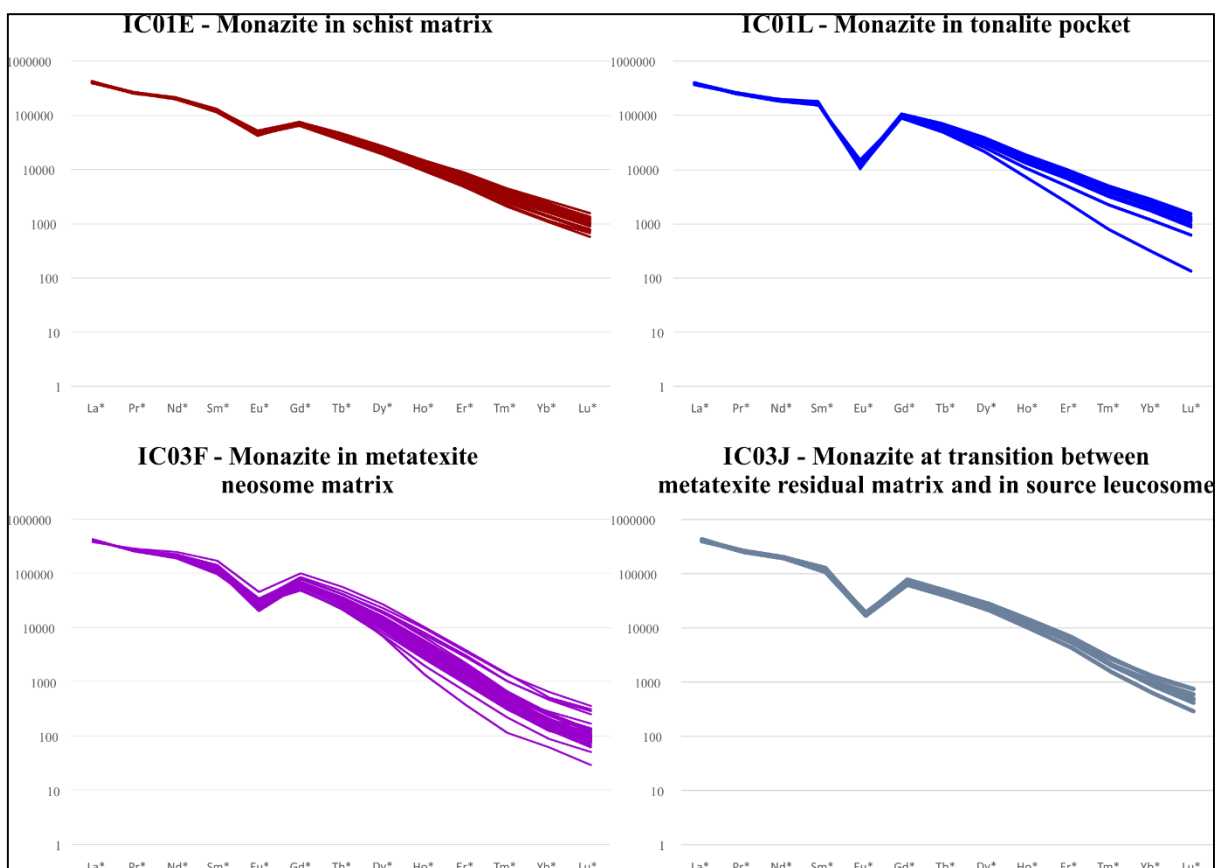


Figure 11 – Monazite REE composition showing widespread HREE fractionation in all samples.

4 DISCUSSION

4.1 Constraints From Monazite And Zircon Of The Santo Antônio Metatexite

The assessment of bulk-rock versus reactive-bulk compositions refines the link between the investigated equilibrium volume and calculated P - T - t paths (Lanari and Engi, 2017). In the Santo Antônio semipelites, the moderate peak temperatures and retention of in situ and in source leucosome with heterogeneous distribution emphasizes a rock-dominated system compatible with models of water-fluxed migmatites (e.g. Sawyer, 2010; Weinberg and Hasalová, 2015). The occurrence of biotite melanosome and limitation of muscovite in the main structure whereas occurring as post-kinematic porphyroblasts, very common in the leucosome (Figure 4), suggest biotite as a possible peritectic phase, and also the partial consuming and back-reaction of muscovite. Plagioclase may also be peritectic, as indicated by increasing of the Eu content in zircon from the residue, and compositional change from albite-rich crystals near the in situ leucosome to more calcic members in residual microdomains (Batista, 2015). Garnet and kyanite complete the major mineral residual assemblage.

Sample selection according to the volume and distribution of leucosome within the structure of the semipelites addressed the mesoscopic potential of chemical equilibrium: although the similarity of bulk-rock composition of schist and metatexite could approximate a closed-system behaviour, differences of mineral geochemistry according to each investigated sample support the influence of local equilibrium (Batista, 2015, this work). The coupling of geochemical partitioning between zircon and zoned or homogeneous garnet from the different equilibrium volumes allowed the investigation of porphyroblast growth influence on the reactive-bulk composition in comparison with leucosome retention, addressed in mesoscopic scale. The comparison of isotopic and geochemical behaviour of cores and rims in each context provided grain-scale insight on the equilibrium mechanisms influencing the stability of zircon.

As the anatectic segregation increases, the geochronological record becomes older and more concordant in the western metatexite domain, in agreement with the increasing of temperature (Batista, 2015; Apêndice IV) and crustal depth (Motta et al., 2017). The comparison between samples where the schistosity is preserved (i.e. schist and residue, samples IC01E and IC03JII, respectively) and presents a sharp contact with tonalitic segregations (i.e. tonalite pocket and in-source leucosome, samples IC01L and IC03JI) with the patchy metatexite neosome (sample IC03F), where the contact among components is transitional, demonstrates the promotion of chemical communication through melt interaction.

The residue records the widest range of dates for zircon cores and rims, and geochemistry of zircon cores, suggesting that melt extraction favoured the preservation of equilibrium microdomains with detrital and prograde relics (see discussion in the Apêndice IV). The most concordant dates and REE depletion in zircon rims from the metatexite in source leucosome and residue, comparatively to its cores and to zircon from the schist and metatexite neosome, indicates that isotopic recovery was favoured by segregation (IC03JI and II, Figures 9, 10e, 11 and 12).

The characteristics described above and discussed in the Apêndice IV indicates stability of zircon in the in-source leucosome (IC03JII), which was not attained in the tonalite pocket, as denotes the disturbed zircon of that sample (IC01L). Given the similarity of the zircon concordant record across samples and that Zr bulk composition is similar in the schist, metatexite neosome and residue (170-190 ppm, Batista, 2015), the compositional shift between the tonalite pocket and the in-source leucosome might be linked to the peak temperatures achieved in the nappe front and rear, resulting in more or less efficient dissolution of trace-elements sources; or the effect of leucosome partial retention versus early migration. At the other hand, late textures and more homogeneous geochemistry and geochronology of monazite support its relationship with widespread melt crystallization during retrogression.

4.2 Compositional Buffer, Anatectic Segregation And Equilibrium Of Accessory Phases In Semipelitic “Low grade” Migmatites

The stability of zircon has consequences to the equilibrium of monazite and xenotime: at thin section scale, these minerals are abundant in the tonalite pocket, but scarce in the leucosome, which zircon rims are enriched in Y and Dy (Apêndice IV). The partitioning between zircon and garnet in the schist indicates a third source interacting with the HREE reservoir, and the discrepancy of H₂O and CaO contents between the tonalite pocket (higher) and in source leucosome (lower) bulk compositions (Supplementary material - S1, Apêndice IV) indicates that minerals such as apatite or allanite could have influenced the equilibrium of accessory phases (e.g. Williams et al., 2018; Yakymchuk, 2017).

Apatite is a common mineral in the analysed samples and can retain HREE+Y in peraluminous systems (Chu et al., 2009). The phase equilibrium modelling in the (Y+P+F)MNCKFMASH supports the interference of accessory phases controlling monazite equilibrium. In this model, allanite is the main REE sink competing with monazite, which crystallizes only after the allanite destabilization. In water-rich contents, the equilibrium of

monazite is even smaller, whereas xenotime is favoured by hydrous compositions (Figure 12).

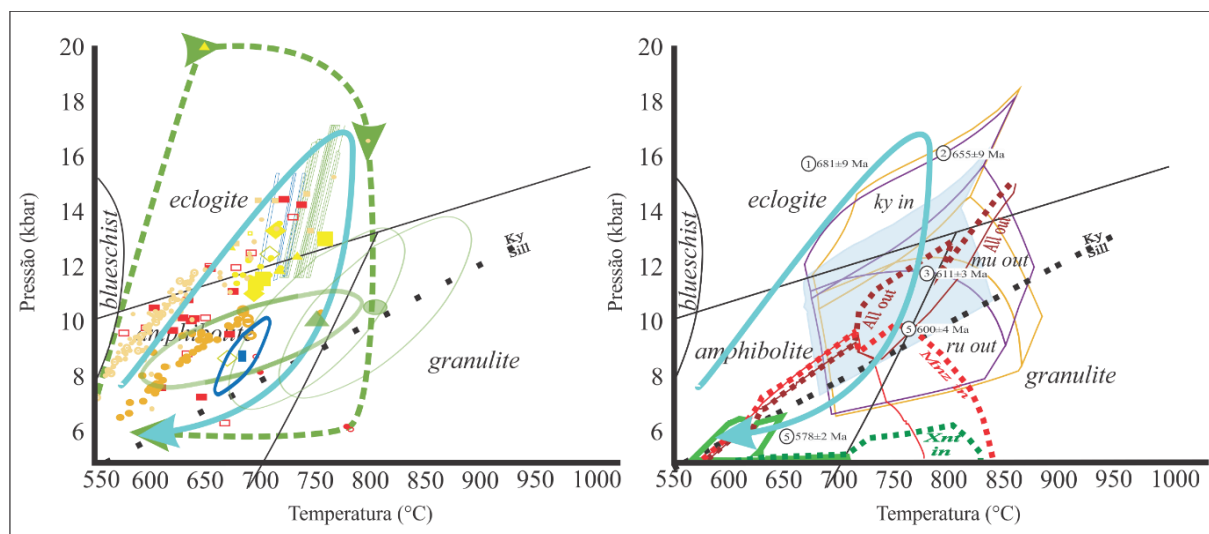


Figure 12 – At left: P-T paths constrained from mineral isopleths. Dashed line represents extreme (reliquiar?) compositions and the blue arrow represents the clockwise evolution adjusted from multiminerall compositions and inverse thermobarometry (data from Batista, 2015). At right: the peak related equilibrium fields calculated by Reno et al., 2012 (area shaded in blue) and Batista, 2015 (purple and pink contours). Dashed lines: allanite (dark red); monazite (red); xenotime (green).

5 CONCLUSIONS

Similar geochemistry and resultant pseudosection topologies for homogeneous schist and metatexite demonstrate limitation on the bulk-composition effects of the anatexis segregation. The wide and similar equilibrium fields calculated from different softwares and compositional systems agree with the similar lithotypes observed in the field. This makes of the Santo Antônio semipelites one useful geological unit to observe initial features of partial melting, but require further investigation for the local equilibrium domains.

The similarity of concordant zircon ages from the pelitic rocks and the leucosome and rootless tonalite described in the area suggests that all samples were recrystallized in the same context, but with local response of minerals controlled local anatexis differentiation. Coupled pseudosection and compositional isopleth-based thermobarometry allow the restriction of metamorphic peak up to 17 kbar and 750-800 °C. Petrography, geochemistry and numerical modeling association results in an evolutionary model compatible with field interpretations: generation of tonalite-trondhjemite liquid by water-influx triggered anatexis, as shows *in situ* leucosomes associated to quartz veins rims, evolving to muscovite breakdown, suggested by retrometamorphic crystallization of this mineral in leucosome, interpreted as a back reaction product.

Since the XX Century late decades, many studies have demonstrated active margin affinity for the Santo Antônio and Santo Antônio *like* metasediments in the Andrelândia Nappe System. Whole-rock geochemistry and isotopic signatures, age ranging and other provenance characteristics attest proximal origin to these metasediments what is compatible with the immature characteristics they present, as high mica and feldspar content.

We show, however, that even apparently melt-free domains undetectable by bulk-rock geochemistry differentiation are subjected by some degree of anatectic differentiation in the western Andrelândia Nappe System, demanding caution to the reconstruction of these rocks depositional sources. As tonalite-trondhjemite liquids are generated in a protracted clockwise evolution, plagioclase, rutile and muscovite composition change, and may be useful tracers for melting evolution and temporal reference for zircon and monazite isotopic systems.

6 REFERENCES

- Batista, L. A., 2011. Investigação do início da fusão em rochas semi-pelíticas da fácies anfibolito superior. Monografia de Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Batista, L. A., 2015. Geração e transporte de fundidos em semi-pelitos: modelamento com dados de campo e pseudosseções. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Berman, R.G., 1988. Internally-Consistent Thermodynamic Data for Minerals in the System Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*, vol 29, issue 2, pp 445-522.
- Berman, R.G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, vol 29, pp 833-855.
- Berman, R. (1997). Programm TWQ version 2.02.
- Brown, M., 2014. The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics. *Geoscience Frontiers*, vol 5, issue 4, pp 553-569.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabo, G.A.J., Vasconcelos, P., 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: Um esboço da colagem Brasileira no sul do cráton do São Francisco, SE - Brasil. *Revista do Instituto de Geociências - USP, Geologia USP, Serie Científica*, 4, 13-40.
- Campos Neto, M.C., Janasi, V.A., Basei, M.A.S., Siga Junior, O. 2007. Sistema de Nappes Andrelândia, setor oriental: Litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências* 37 (4-suplemento), 47-60.
- Chu, M.F., Wang, K.L., Griffin, W.L., Chung, S.L., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., Iizuka, Y., 2009. Apatite composition: Tracing petrogenetic processes in Transhimalayan granitoids. *Journal of Petrology*; 50(10): 1829–1855. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg054>.
- Coelho, M.B., Trouw, R.A.J., Ganade, C.E., Vinagre, R., Mendes, J.C., Sato, K., 2017. Constraining timing and P-T conditions of continental collision and late overprinting in the Southern Brasília Orogen (SE-Brazil): U-Pb zircon ages and geothermobarometry of the Andrelândia Nappe System. *Precambrian Research*, vol 292, pp 194-215.
- Connolly, J.A.D., 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters* 236:524-541.
- Connolly, J.A.D., 1990. Multivariable phase-diagrams - an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science* 290:666-718.
- Connolly, J.A.D., 2009. The geodynamic equation of state: what and how. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10:Q10014 DOI:10.1029/2009GC002540.
- de Capitani, C., & Brown, T. H. (1987). The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(10), 2639-2652.
- de Capitani, C. de & Petrakakis, K., 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95(7), pp. 1006-1016.
- Engi, M., Lanari, P., Kohn, M.J., 2017. Significant Ages-An Introduction to Petrochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1): 1-12. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.1>.

- François, C., Pubellier, M., Robert, C., Bulois, C., Jamaludin, S. N. F., Oberhänsli, R., ... & St-Onge, M. R. (2021). Temporal and spatial evolution of orogens: a guide for geological mapping. *Episodes Journal of International Geoscience*. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2021/021025>.
- Frugis, G.L., 2018. O sistema de Nappes Andrelândia Oriental-proveniência sedimentar e evolução tectônica. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo.
- Ghent, E. D. (1976). Plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz; a potential geobarometer-geothermometer. *American Mineralogist*, 61(7-8), 710-714.
- Godin, L., Grujic, D., Law, R.D., Searle, M.P., 2006. Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones: an introduction. Geological Society, London, Special Publications; 268(1): 1-23. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.268.01.01>.
- Gordon, T. M. (1992). Generalized thermobarometry: solution of the inverse chemical equilibrium problem using data for individual species. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(5), 1793-1800.
- Holland, T. I. M., & Powell, R. (2001). Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset. *Journal of Petrology*, 42(4), 673-683.
- Holland, T.J.B., Powell R., 2004. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*;16(3): 309-343. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x>.
- Holland, T. J. B., & Powell, R. (2011). An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of metamorphic Geology*, 29(3), 333-383.
- Johannes, W., & Holtz, F. (1996). Formation of granitic magmas by dehydration melting. In *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks* (pp. 264-301). Springer, Berlin, Heidelberg. Kelsey, D.E., Powell, R., 2011. Progress in linking accessory mineral growth and breakdown to major mineral evolution in metamorphic rocks: A thermodynamic approach in the Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-ZrO₂ system. *Journal of Metamorphic Geology*; 29(1): 151-166. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00910.x>.
- Kohn, M.J., Engi, M., Lanari, P., eds., 2017. *Petrochronology, Methods and Applications*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83, De Gruyter; 582. <https://doi.org/10.1515/9783110561890>.
- Lanari, P., Engi, M., 2017. Local Bulk Composition Effects on Metamorphic Mineral Assemblages. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; 83(1): 55-102. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.3>.
- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis, R. R., Trouw, R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intra-plate continental margin, southern Brasília belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 30: 200-202.
- Parrish, R.R., 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1990, 27(11): 1431-1450.
- Powell, R., Holland, T.J.B., 1988 An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3: application methods, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology* 6, 173-204.
- Powell, R., & Holland, T. (1990). Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O). *American Mineralogist*, 75(3-4), 367-380.
- Powell, R., & Holland, T. (1994). Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, 79(1-2), 120-133.

- Powell, R., Holland, T.J.B., 2008. On Thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 155-179
- Powell, R., Holland, T. J. B., Worley, B., 1998. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 577-588.
- Powell, R., White, R.W., Green, E.C.R., Holland, T.J.B., Diener, J.F.A., 2014. On parameterizing thermodynamic descriptions of minerals for petrological calculations. *J. metamorphic Geol.*, 32, 245-260.
- Reno, B.L., Brown, M., Kobayashi, K., Nakamura, E., Piccoli, P.M., Trouw, R.A.J., 2009, Eclogite-high-pressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the Southern Brasília Belt, Brazil, *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 166, 2009, pp. 1013-1032.
- Reno, B.L., Brown, M. & Piccoli, P.M., 2010. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology of high-pressure granulite nappes in the Southern Brasília Belt, Brazil: implications for nappe exhumation. *American Journal of Science*; 310, 1294–1332.
- Reno, B.L., Piccoli, P.M., Brown, M. e Trouw, R.A.J., 2012. In situ monazite (U-Th)- Pb ages from the Southern Brasília Belt, Brazil: constraints on the the hgh- temperature retrograde evolution of HP granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, doi:10.1111/j.1525-1314.2011.00957.
- Rocha, B.C., Moraes, R., Möller, A. Cioffi, C.R., Jercinovic, M.J., 2016. Timing of anatexis and melt crystallization in the Socorro–Guaxupé Nappe, SE Brazil: Insights from trace element composition of zircon, monazite and garnet coupled to U-Pb geochronology. *Lithos*, 277; 337-355.
- Sawyer, E.W., 2008. Atlas of Migmatites. Canadian Science Publishing; (9). <https://doi.org/10.1139/9780660197876>.
- Sawyer, E.W., 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluid. *Lithos*; 116: 273–286. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.07.003>.
- Schoene, B., 2014. U-Th-Pb Geochronology. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. *Treatise on Geochemistry: Second Edition*; (4): 341–378. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00310-7>.
- Spear, F.S., Pyle, J.M., 2002. Apatite, Monazite, and Xenotime in Metamorphic Rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48 (1): 293-335.
- Tomkins H.S., Powell R., Ellis D.J., 2007. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *J Metamorph Geol* 25: 703- 713.
- Trouw, R.A.J., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C.C., Fontainha, M., Kussama, H.H., 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*; 48: 43–57. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.012>.
- Watson, E. B., Wark, D. A., & Thomas, J. B. (2006). Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(4), 413-433.
- Williams, M.A., Kelsey, D.E., Baggs, T., Hand, M., Alessio, K.L., 2018. Thorium distribution in the crust: Outcrop and grain-scale perspectives. *Lithos*; 320–321: 222–235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.09.016>.
- Yakymchuk, C. (2017). Behaviour of apatite during partial melting of metapelites and consequences for prograde suprasolidus monazite growth. *Lithos*, 274, 412-426.
- Weinberg, R.F., Hasalová, P., 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos*; 212–215: 158–188. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.021>.

APÊNDICE I

MATERIAIS E MÉTODOS

1. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste trabalho, a abordagem para execução de modelagem metamórfica de alta resolução nas rochas apresentadas baseia-se na investigação das relações estruturais, texturais e geoquímicas em distintas escalas, partindo da descrição de afloramentos e seções delgadas, esta etapa atualmente em finalização; até a obtenção de mapas composicionais, assinatura isotópica, de elementos-traço e datação *in situ* de minerais texturalmente selecionados.

Por representarem exposições de grande porte e abranger de forma representativa a estratigrafia estudada, os afloramentos tipo escolhidos como alvo dessa investigação foram nove pedreiras situadas nas cidades de Três Pontas (Pedreira de Três Pontas – PTP), Varginha (pedreiras Santo Antônio - PSA, Fazenda Remanso - PR, Aterro Sanitário - IC05 e pedreira abandonada - IC06), Três Corações (pedreiras INCOPE – IC03 e Souza Dias – IC07), Cambuquira (pedreira abandonada – IC01) e Lambari (pedreira abandonada – IC02), além de uma amostra de metagrauvaca da *Nappe* Carmo da Cachoeira, cujo afloramento se dá às margens do Ribeirão da Serra, na região da Fazenda da Serra, cidade de Carmo da Cachoeira. Além da descrição dos afloramentos tipo, os trabalhos de campo compreenderam também o levantamento de pontos regionais (identificados pela sigla DO + número do afloramento) ao longo das *nappes* estudadas.

Os trabalhos de campo foram realizados em quatro etapas: I) 15 a 16 de abril de 2016 – coleta de dados estruturais nas pedreiras IC01, IC03 e IC07, reconhecimento regional dos granulitos pelíticos da região de Varginha; II) 13 de julho – descrição e amostragem iniciais nas pedreiras de Três Pontas e Santo Antônio; III) 7 a 10 de março de 2017 – detalhamento da descrição e amostragem das pedreiras Três Pontas e Santo Antônio, descrição e coleta na pedreira Fazenda Remanso, pontos regionais nas *nappes* Três Pontas-Varginha e Carmo da Cachoeira; IV) 15 e 16 de julho de 2017 – detalhamento da descrição na pedreira Fazenda Remanso, pontos regionais na *Nappe* Carmo da Cachoeira, e tentativa de visita à pedreira de Lambari (IC02), impossibilitada pela ocorrência recente de acidentes com grandes colmeias de abelhas. Além dos dados obtidos nesses trabalhos, os levantamentos de campo de Batista (2011, 2015) e as descrições de Martinez (2015) e Furquim Junior (2011) foram também utilizados como base da tese em desenvolvimento. A localização dos pontos e orientação geográfica para os trabalhos de campo foram obtidas através do auxílio de Sistema Global de Posicionamento (GPS na sigla em inglês), por meio do equipamento Garmin ETREX™, base cartográfica do IBGE – folhas Lambari, Conceição do Rio Verde, Varginha, Três Corações, Elói Mendes e Ribeirão da Espera, escala 1:50.000 – e por imagens de satélite e mapas disponibilizados por

Google™ e Google Earth™. As fotografias dos afloramentos foram capturadas com câmera digital Nikon Coolpix™. A coleta e tratamento dos dados estruturais, cujas medidas são apresentadas como rumo de mergulho, foi realizada através de bússolas Brunton™ e Clar™ e dos *softwares* Open Stereo™ e Stereonet™.

A coleta sistemática de amostras representativas da variação composicional, estrutural e textural observada nos afloramentos tipo descritos permitiu correlacionar os distintos litotipos através da petrografia e geoquímica, estabelecendo as relações principais de metamorfismo. Para a realização deste estudo foram selecionadas 24 amostras de litotipos distintos das quatro *nappes* para quantificação de elementos maiores, menores e traço (incluindo ETR) em rocha total via FRX e ICP-MS, de forma a viabilizar a estimativa das composições adequadas para o cálculo das pseudosseções e suportar as inferências petrogenéticas assumidas para o modelo metamórfico. Neste mesmo sentido foi realizada a caracterização da química mineral de paragêneses pertinentes via microsonda eletrônica e LA-ICP-MS.

As amostras foram fatiadas, descritas e texturalmente selecionadas para obtenção de seções delgadas. A determinação das paragêneses, seleção de texturas significativas e caracterização do conjunto de minerais acessórios para estabelecimento das relações de equilíbrio metamórfico estão em andamento no Laboratório Microscopia Ótica do IGc-USP. A caracterização química das paragêneses selecionadas foi realizada durante estágio-sanduíche na Universidade de Adelaide (Janeiro a agosto de 2018) ou no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc-USP.

A geoquímica de rocha total para obtenção dos elementos maiores e menores por Fluorescência de Raios X (equipamento Philips, modelo PW2400), e elementos traço via ICP-MS (espectrômetro do tipo quadrupolo, modelo iCAP Q - *Thermo Scientific*) foi realizada nos laboratórios do IGc-USP (dados completos disponíveis no anexo III). A preparação de amostras para essa finalidade consistiu na seguinte sequência: a) fragmentação com marreta e separação de porções alteradas; b) diminuição da granulação em prensa hidráulica; c) pulverização em moinho de anéis de ágata durante 30 min, resultando em um pó com granulação inferior a 200 *mesh*; c) separação de alíquotas de 7,0g, micronizadas em álcool com cilindros de ágata durante 20min, obtendo-se granulação menor do que 5 μm ; d) secagem em estufa a 60° C durante dois dias; e) adição de 1,4g de cera, homogeneização e prensagem, obtendo-se pastilhas com 40 mm de diâmetro para análise de elementos traço; f) separação (após a moagem) de alíquotas de 1,0g de amostra, com adição de 9,0g de fundente (mistura 4:1 de metaborato de lítio e tetraborato de lítio); g) fusão a temperatura de 1000 °C, resultando, após resfriamento, em discos de vidro com cerca de 40 mm de diâmetro para análise de elementos maiores e menores. Vinte e quatro

litotipos foram selecionados para análise de forma a representar a variação composicional das unidades da forma mais completa possível e durante todo o processo de preparação os equipamentos foram limpos a cada troca de amostra com álcool etílico ou acetona para evitar possíveis contaminações.

Tendo em vista a intenção de caracterização do processo anatético nas rochas representadas nas pedreiras, o processo de amostragem para geocronologia, assinatura isotópica e de elementos traço em zircão, monazita e rutilo foi guiado pela caracterização do neossoma, com ênfase no par leucossoma-resíduo e domínios menos afetados pela fusão nas rochas metassedimentares e metamáficas das *nappes* estudadas. Bolsões tonalíticos engajados na estrutura principal também foram selecionados para análise da extensão de geração de magmas e sua colocação nas *nappes*, além de metagrauvas em fácies anfibolito correlatas à unidade Santo Antônio, totalizando 17 amostras para essa finalidade, cujo preparo foi realizado no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo-USP).

A metodologia de preparo foi definida por Loios (2009): redução da rocha para dimensões de aproximadamente 1 cm em britador de mandíbulas; redução granulométrica graduada em moinho de disco; seleção granulométrica em conjunto de peneiras com malha apropriada para a associação mineral desejada – no caso de monazita, zircão e rutilo entre 0,150 e 0,063 mm, além da fração do pó < 0,063 mm; processamento em Mesa de Wiffley ou mesa de separação, que possui guias/canaletas (*wiffleys*) por onde o material é distribuído por fluxo de água controlado e movimentos horizontais constantes, permitindo a separação dos minerais. O material é coletado em recipientes denominados Caneca 1, onde se depositam os minerais mais densos, e Caneca 2, que retém os minerais de menor densidade. Ambas as canecas são banhadas em álcool e colocadas para secar em lâmpadas infravermelho.

Para separação de monazita, rutilo e zircão ($d > 3,32$) seguem-se os seguintes passos com o concentrado da Caneca 1: eliminação dos resíduos metálicos e minerais de grande sensibilidade magnética, utilizando-se do imã de mão; separação da fração magnética remanescente por separador eletromagnético FRANTZ com inclinação frontal de 10 graus e amperagem de 0,3A; separação dos minerais pesados da fração não magnética em líquidos densos – primeiro bromofórmio ($d = 2,82$) e depois o material pesado resultante em iodeto de metileno ($d = 3,32$); nova separação eletromagnética (FRANTZ) com amperagem de 1,0 A. No material não magnético ocorre a concentração de zircão e rutilo, além de apatita e sulfetos cuja eliminação é realizada com ácido clorídrico e ácido nítrico, respectivamente. A monazita fica retida no material magnético a 1,0 A, sendo encontrada preferencialmente entre 0,4A e 0,6A. A partir

dos concentrados minerais foram selecionados cristais para a montagem de corpos de prova com respectivo imageamento por catodoluminescência/elétrons retroespalhados para seleção dos alvos de análise *via* Quadrupolo e MC - LA - ICP – MS. A análise isotópica e de elementos-traço foram realizadas na Universidade de Adelaide.

A modelagem *PT* foi calculada com o *software* THERMOCALC (Powell e Holland, 1988) com banco de dados termodinâmicos internamente consistente de Holland e Powell (2011), a partir da composição dos metassedimentos da *nappe* Liberdade. Além de pseudosseções construídas *via* THERMOCALC, foram construídos também diagramas com os *softwares* THERIAK-DOMINO e GIBBS. Além de pseudosseções, média *PT* e isopletras composicionais, as condições metamórficas também foram estimadas com os termômetros de Zr em rutilo (*e.g.* Zack *et al.*, 2004a; Tomkins *et al.*, 2007).

A caracterização geoquímica, isotópica e geocronológica associada à modelagem *PT* foi realizada na Escola de Ciências Ambientais e da Terra da Universidade de Adelaide, Austrália, sob supervisão do Prof. Dr. David Kelsey. Trabalhos prévios de modelagem (Batista, 2015; Martinez, 2015; Reno *et al.*, 2009, 2010, 2012) também foram utilizados como informação de base do estudo aqui proposto.

APÊNDICE II
REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

1 EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO NO ORÓGENO BRASÍLIA MERIDIONAL

Baseados nos conceitos de estratigrafia de seqüências, Andreis *et. al.* (1989, a, b) e Ribeiro *et. al.* (1990) definiram para o domínio metassedimentar do sul de Minas Gerais os ciclos deposicionais Andrelândia, Tiradentes, Lenheiro e Carandaí. De acordo com estes ciclos, Ribeiro *et. al.* (1995) reconheceram três bacias deposicionais proterozoicas na região: Bacia São João Del Rey (1,8-1,3 Ga), Bacia Carandaí (1,3-1,0 Ga) e Bacia Andrelândia (1,0-0,6 Ga). A Bacia Andrelândia representa margem passiva com associações de litofácies alóctones e autóctones, interpretadas como sucessões fluviais (associação 1); trato de sistema transgressivo associado a rifteamento incipiente com geração de magmatismo básico (associações 2 a 4); turbiditos representando períodos de mar baixo e instalação de geleiras (base da associação 5); e sedimentação pelítica gerada pela subida glacio-eustática do mar (xistos homogêneos do topo da associação 5).

Posteriormente, Paciullo *et al.* (2003) definem a Megassequencia Andrelândia como uma sucessão metassedimentar de idade neoproterozoica dividida por descontinuidade estratigráfica em duas seqüências deposicionais: uma alóctone no topo, e outra basal, autóctone, com rochas meta-ígneas associadas (Figura 1). Nessa abordagem, a Bacia Andrelândia teria sua evolução partindo de rifteamento (associação A1) com geração de proto-oceanos (associações A2 e A6) até estágios de margem continental passiva (associações A3, A4, A5 e A6); o fechamento da bacia se daria em dois estágios colisionais, o primeiro Brasileiro e associado com o desenvolvimento da porção sul da Faixa Brasília e outro posterior relacionado à implantação do Orógeno Ribeira. Do topo para a base os autores reconhecem a seguinte compartimentação: Sequência do Turvo - composta pelas unidades Na6 (biotita-xisto, gnaiss com rochas cálciossilicáticas e anfíbolito intercalado) e Na5 (biotita-xisto); e Sequência Carrancas, com as unidades Na4 (xisto cinza, quartzito subordinado), Na3 (quartzito com mica verde, xisto), Na2 (paragnaisse, quartzito, xisto, anfíbolito) e Na1 (paragnaisse e anfíbolito), representadas pelas *nappes* Luminárias e São Tomé das Letras, e pela *klippe* Carrancas.

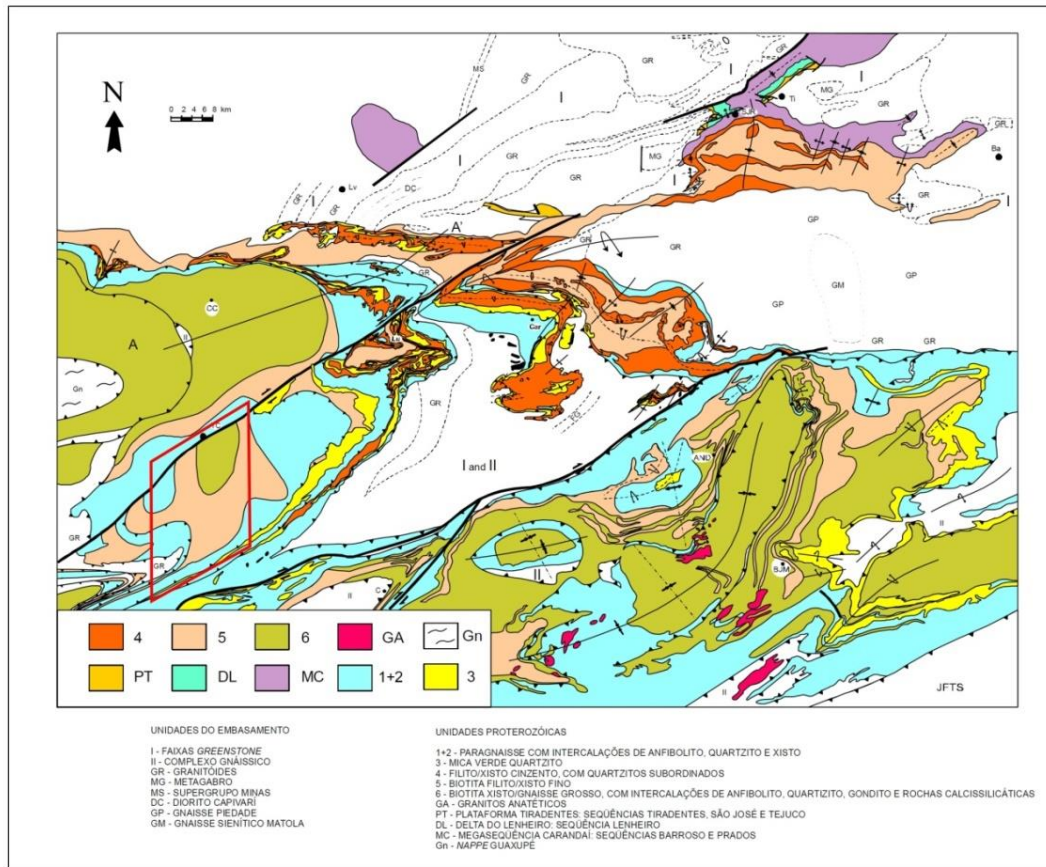


Figura 1 - Mapa geológico regional com ênfase na distribuição da Megassequência Andrelândia, com área de estudo demarcada. Extraído e modificado de Paciullo *et al.*, (2003).

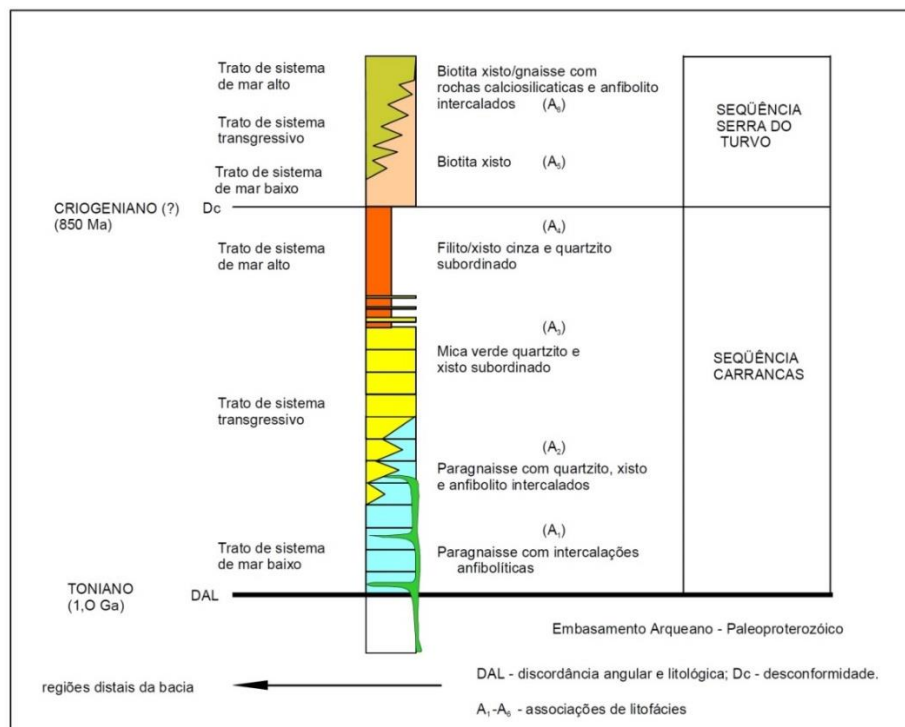


Figura 2 - Estratigrafia da Megassequência Andrelândia (modificado de Paciullo, 1997, em Paciullo *et al.*, 2003).

das rochas de fácies anfibolito de alta pressão expostas a sul na Nappe Liberdade, que sobrepõe o Complexo São Vicente no front nordeste e rumo noroeste as faixas análogas à Nappe Carmo da Cachoeira ou a infraestrutura paleoproterozoica do Complexo Pouso Alegre. As unidades correspondentes ao setor leste do Sistema de Nappes Andrelândia são, no topo estrutural, os granulitos de alta pressão da Nappe Pouso alto e klippen Serra da Natureza, Carvalhos e Aiuruoca, além de faixas análogas à Nappe Liberdade e, na base, as rochas de fácies anfibolito da Nappe Andrelândia (Campos Neto *et al.*, 2007; Westin *et al.*, 2016).

A *Nappe* Três Pontas-Varginha e *klippen* associadas são representadas por rochas metapelíticas de fácies granulito em regime de alta pressão (Trouw & Castro, 1996) e apresentam leucogranitos associados, deformados ou não (Campos Neto *et al.*, 2007). As condições do pico metamórfico na unidade foram calculadas em 900 °C sob pressão de 15 kbar (Campos Neto *et al.*, 2004). A *Nappe* Liberdade (Trouw *et al.*, 2000), imediatamente sotoposta, registra o soterramento de crosta continental em zona de subducção, com profundidade mínima de 60 km registrada pelo reconhecimento de condições *PT* próximas a 680° C e 17 kbar (Campos Neto e Caby, 1999). A unidade é composta por sequência metapelítica, com metapsamitos e gnaisses calciossilicáticos subordinados, metamorfisados em condições de fácies anfibolito de alta pressão, e apresenta lascas de rochas metabásicas retroecológicas associadas a rochas metaultramáficas. A infraestrutura destas unidades é representada por ortognaisses paleoproterozoicos, ocorrendo domínio em que a anatexia neoproterozoica foi intensa, resultando no Migmatito Alagoa e intrusões de turmalina leucogranito (Campos Neto *et al.*, 2007).

A *Nappe* Andrelândia é definida por coluna litoestratigráfica com metapelitos dominantes na base, seguidos por metawackes na porção intermediária e sequência metapelito-psamítica no topo (Trouw *et al.*, 2000, Campos Neto *et al.*, 2007), com pico metamórfico em condições de 680 °C e 12 kbar (Santos, 2004). O pacote pode ser subdividido, da base para o topo, em três unidades litoestratigráficas (Campos Neto *et al.*, 2007):

Xisto Rio Capivari, correspondente à série metapelítica de até 750 m de espessura, com intercalações métricas esparsas de metapsamitos e rochas máficas, além de raras intercalações de rochas calciossilicáticas, de até 5 m, na porção oeste da *nappe*. Micaxisto porfiroblástico, com predomínio de biotita sobre muscovita e com porfiroblastos de granada e cianita caracterizam o litotipo mais representativo.

Xisto Santo Antônio, representado pelo pacote intermediário composto por metawackes, com intercalações esparsas e pouco espessas de metapsamitos e rochas máficas, sendo granada-biotita-plagioclásio- xisto/gnaiss o litotipo dominante na unidade, com textura granoblástica e granulação fina a média, em geral equigranular (Trouw *et al.*, 1983). Lentes decimétricas de quartzo, subparalelas à foliação, destacam-se na estrutura homogênea do xisto, enquanto em domínios de temperatura mais alta e nas *klippen* são observadas bandas centimétricas brancas, ricas em plagioclásio, ou a geração de leucossoma envelopado por melanossoma de biotita. Na área tipo, Serra de Santo Antônio, a unidade apresenta espessura média de 850 m; sua ocorrência pode se dar, também, em janelas estruturais sob a *Nappe* Liberdade e define, em *klippen* a SE de Aiuruoca, o *duplex* da *Nappe* Andrelândia (Campos Neto *et al.*, 2007).

Xisto Serra da Boa Vista, topo da coluna ocorrendo regionalmente sobre o Xisto Santo Antônio, podendo repousar sobre o Xisto Rio Capivari. O pacote tem espessura maior que 800 m, subdividido na unidade basal metapsamítica, com muscovita-quartzito e muscovita-quartzo-xisto, reconhecida nas Serras da Boa Vista e Cataguazes; e unidade basal metapelítica, de 750 m, com clorita-cianita-granada-biotita-muscovita xisto porfiroblástico, que se alterna ritmicamente com camadas de quartzito com até centenas de quilômetros de extensão.

1.1. Sistema de *Nappes* Andrelândia – Modelos De Evolução Atualmente Propostos

Na porção ocidental do Sistema de *Nappes* Andrelândia estudos de metamorfismo e dos sistemas isotópicos U-(Th)-Pb e Lu-Hf em cristais de zircão e monazita, e Sm-Nd e Rb-Sr em rocha total e/ou concentrado de minerais têm fornecido informações importantes sobre a evolução P-T-t das unidades envolvidas, como estabelecimento de idades interpretadas como cristalização ígnea na fonte das metagrauvas correlatas à unidade Santo Antônio e retrometamorfismo em intensas condições *PT* nas *nappes* Três Pontas-Varginha e Liberdade ocidental (Campos Neto *et al.*, 2007) ou Carmo da Cachoeira meridional (*e.g.* Santos, 2011; Reno, 2009, 2010, 2012).

Segundo Reno *et al.* (2009) a *Nappe* Três Pontas-Varginha, superior, teve pico metamórfico calculado em 12 kbar e 870 °C na base, 15 kbar e 840 °C na porção central, e 16 kbar e 900 °C, no topo da estrutura. Segundo os autores, idades U-Pb entre ~640 e 670 Ma foram obtidas *via* HR-SIMS e LA-ICP-MS em zircões do paragnaisse granulítico da Pedreira de Varginha (denominada IC05 no presente trabalho), considerada pelos autores como topo

estrutural, e de leucossoma granítico da Pedreira de Três Pontas, considerada como zona central da *nappe*; interpretados como registro da cristalização a partir de ilmenita, junto com líquido anatético residual, em trajetória retrometamórfica de alta temperatura. A caracterização do sistema Rb-Sr em concentrados minerais de rocha total, granada, biotita e quartzo + feldspato + sillimanita/cianita, obtidos de gnaiss granulítico da Pedreira Santo Antônio (interpretada pelos autores como base da *nappe*), apresentaram isócrona com idade aproximada de 602 Ma e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,7134 \pm 0,0020$, que dataria o evento de cristalização de sillimanita retrometamórfica (Reno *et al.*, 2009, 2012).

Ainda para os granulitos residuais de alta pressão da *Nappe* Três Pontas-Varginha, Reno *et al.* (2012) apresentam idades U-Th-Pb entre 662 e 665 Ma obtidas em monazita empobrecida em Y e associada a granada, interpretadas como registro de estágio tardio ao pico na evolução progressiva do metamorfismo; 648 Ma em inclusões de baixo Y na granada, como evento de recristalização através da interação com o *melt* em fraturas do mineral hospedeiro; 640-631 Ma em minerais de alto Y presentes tanto na forma de inclusões como associados à matriz das rochas, registro da quebra local de granada e troca de massa com o reservatório do *melt* da matriz ou crescimento no *melt* residual durante cristalização ao longo do resfriamento isobárico sob alta pressão, próximo ao *solidus*; e o intervalo de 620 a 588 Ma, correspondente a áreas de baixo Y em cristais de contexto textural diverso e interpretadas como registro da exumação da *nappe*, onde idades mais velhas representariam a interação da monazita com o fundido, próximo ao *solidus*, e as mais jovens a recristalização por dissolução e reprecipitação pela influência do ingresso de fluidos alcalinos provenientes da *Nappe* Carmo da Cachoeira, sotoposta. Idades *plateau* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotitas da *Nappe* Três Pontas-Varginha definem taxas $<1 \text{ }^\circ\text{C Ma}^{-1}$ para o resfriamento de 800 para 750 $^\circ\text{C}$ entre 648 e 590 Ma e $>20 \text{ }^\circ\text{C Ma}^{-1}$ até o alcance de temperaturas abaixo de 300 $^\circ\text{C}$ no intervalo de 591 a 567 Ma (Reno *et al.* 2009, 2010). O aumento na taxa de resfriamento é atribuído à exumação tectônica durante colapso orogênico, que seria engatilhado por extensão regional como efeito “*far field*” da subducção a leste da margem passiva, no lado leste do Cráton São Francisco, durante acreção de arco magmático relacionado ao Cinturão Ribeira.

Para as metagrauvacas da *Nappe* Liberdade ocidental ou Carmo da Cachoeira meridional, a datação U-Pb via SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão da pedreira aqui denominada IC01 forneceu idade concórdia de $675,8 \pm 7,6 \text{ Ma}$ (Trouw, 2008) e idades concordantes entre $624,3 \pm 7,5$ e $1132,81 \pm 16,7 \text{ Ma}$ (Santos, 2011), interpretadas como cristalização ígnea na área fonte; e idades entre $599,2 \pm 20$ e $625,9 \pm 6,8 \text{ Ma}$ relacionadas ao metamorfismo brasileiro

(Santos, 2011). Na pedreira INCOPE, aqui denominada IC03, Santos (2011) apresenta idades concordantes entre $997,2 \pm 14,7$ e $641,8 \pm 11,3$ Ma e discordantes entre $2361,4 \pm 9,7$ e $1528,1 \pm 21,4$, relacionadas à cristalização ígnea na área fonte; além de uma idade de $595,4 \pm 17,5$ Ma atribuída ao metamorfismo brasileiro.

Ainda na pedreira INCOPE, Reno *et al.* (2012) apresentam geocronologia U-Th-Pb em monazita com idades entre 619 e 616 Ma representadas por domínios de alto Y e interpretadas como registro do crescimento concomitante à cristalização do *melt* próximo ao *solidus*, durante segmento quase isobárico de alta pressão da trajetória retrometamórfica, quando da formação da foliação principal definida por biotita; e domínios de baixo Y com idades de 600 a 595 Ma, atribuídas a eventos de recristalização por dissolução e reprecipitação engatilhados pela liberação de fluidos no *solidus* durante a exumação da *nappe*. Nessa localidade, Reno *et al.* (2010) apresentam idades *plateau* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita entre 542 ± 9 e 539 ± 2 Ma como registro de resfriamento a ~ 300 °C, enquanto uma idade de 510 ± 2 Ma obtida em biotita da pedreira IC01, considerada pelos autores como topo da *nappe*, é interpretada como registro do rejuvenescimento do sistema por deslocamento tardio característico do posicionamento estrutural.

Reno *et al.* (2009) reportam ainda a idade de 622 ± 28 Ma para a geração de zircão imediatamente pós-pico metamórfico na *Nappe* Socorro-Guaxupé, durante a cristalização de líquido anatético residual no *solidus*, com evidências de atividade de arco desde ~ 799 Ma; e 678 ± 29 Ma para zircão de lasca retroeclogítica do contato entre a *Klippe* Aiuruoca e faixas remanescentes da *Nappe* Liberdade, interpretada como registro da quebra de piroxênio ígneo com liberação de Zr no pico metamórfico e, portanto, tempo mínimo para o descolamento da *nappe* superior da placa em subducção, com início precoce da orogenia brasileira no Orógeno Brasília Meridional marcando os primeiros estágios de colagem do Gondwana ocidental (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**). Por outro lado, Rocha *et al.* (2016) apresentam idades entre 720 e 640 Ma como herança ígnea registrada em núcleos herdados de zircão e 631 ± 4 Ma para núcleos de monazita rica em Y, cujo crescimento seria registro do metamorfismo progressivo e limite superior do *timing* para as condições de fácies granulito na *Nappe* Socorro-Guaxupé.

Em comparação, estudos recentes de proveniência, geocronologia e modelagem metamórfica no setor oriental do Sistema de *Nappes* Andrelândia (*e.g.* Frugis, 2016; Coelho *et al.*, 2017) apontam para dois modelos de evolução geotectônica: orógeno colisional de longa

duração (Campos Neto *et al.*, 2011; Frugis, 2016) e zona de interferência em escala orogênica (Mendes *et al.*, 2006, Coelho *et al.*, 2017).

Frugis (2016) apresenta proveniência com afinidade de arco insular intraoceânico correlacionável aos arcos de Anicuns e Mara Rosa para as metagrauvacas da unidade Santo Antônio e de arco magmático em margem continental ativa para os metassedimentos da *Nappe* Liberdade, correlacionados ao Arco Magmático de Goiás e à *Nappe* Socorro-Guaxupé. A autora caracteriza a evolução da margem tectônica ativa da placa Paranapanema a partir do reconhecimento de processo de subducção de longa duração registrado entre 760 e 670 Ma em zircão de lascas retroeclogíticas do contato entre as *nappes*, com início da colisão entre 660 e 640 Ma registrado por sobrecrecimentos metamórficos e pela população mais jovem de zircões na unidade Santo Antônio; e migração sin-colisional do sistema de *nappes* da margem ativa no período de 635 a 610 Ma, com erosão do interior orogênico montanhoso resultando na deposição de *flysch* (xisto Serra da Boa Vista) sobre a margem passiva, alcançada pela migração deformacional entre 600 e 580 Ma (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

Alternativamente, Coelho *et al.* (2017) apresentam idade de 625 ± 6 Ma como idade do metamorfismo em fácies eclogito para lasca retroeclogítica do contato entre segmento oeste da *Nappe* Liberdade e a *Nappe* Socorro-Guaxupé e entre 632 ± 7 e 603 ± 6 Ma para o retroeclogito do contato entre a *Klippe* Auiruoca e faixa da *Nappe* Liberdade, também estudado por Reno *et al.* (2009). A idade de ~ 618 Ma obtida em borda metamórfica de zircão do xisto Arantina é interpretada pelos autores como registro do pico metamórfico com fusão incipiente durante a colocação da *Nappe* Liberdade; enquanto a colocação de leucogranito “tipo-S” com cristalização datada de $585,9 \pm 8,5$ Ma é correlacionada ao cinturão granítico de orientação NE-SW com idades entre 605 e 563 Ma atribuído à colisão do segmento central do Orógeno Ribeira. Esse segundo evento colisional seria corroborado também pela cristalização de sillimanita como resposta à perturbação térmica gerada pela interferência orogênica (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

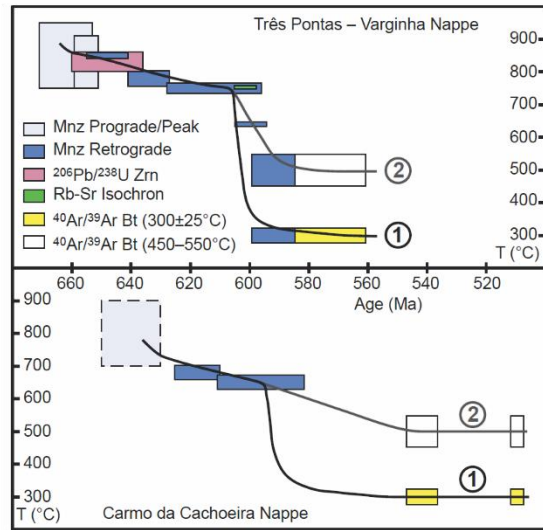


Fig. 12. $T-t$ plots for the Três Pontas-Varginha and Carmo da Cachoeira Nappes. Boxes show ages with uncertainties and assigned metamorphic peak temperatures with uncertainties, except for the metamorphic peak in the Carmo da Cachoeira Nappe, for which the age is inferred.

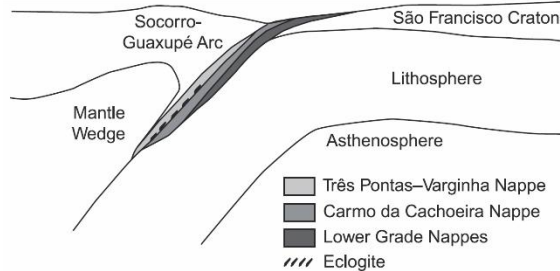


Fig. 13. Schematic tectonic sketch of nappe stacking by detachment from the downgoing plate and accretion to the hanging wall of the subduction system.

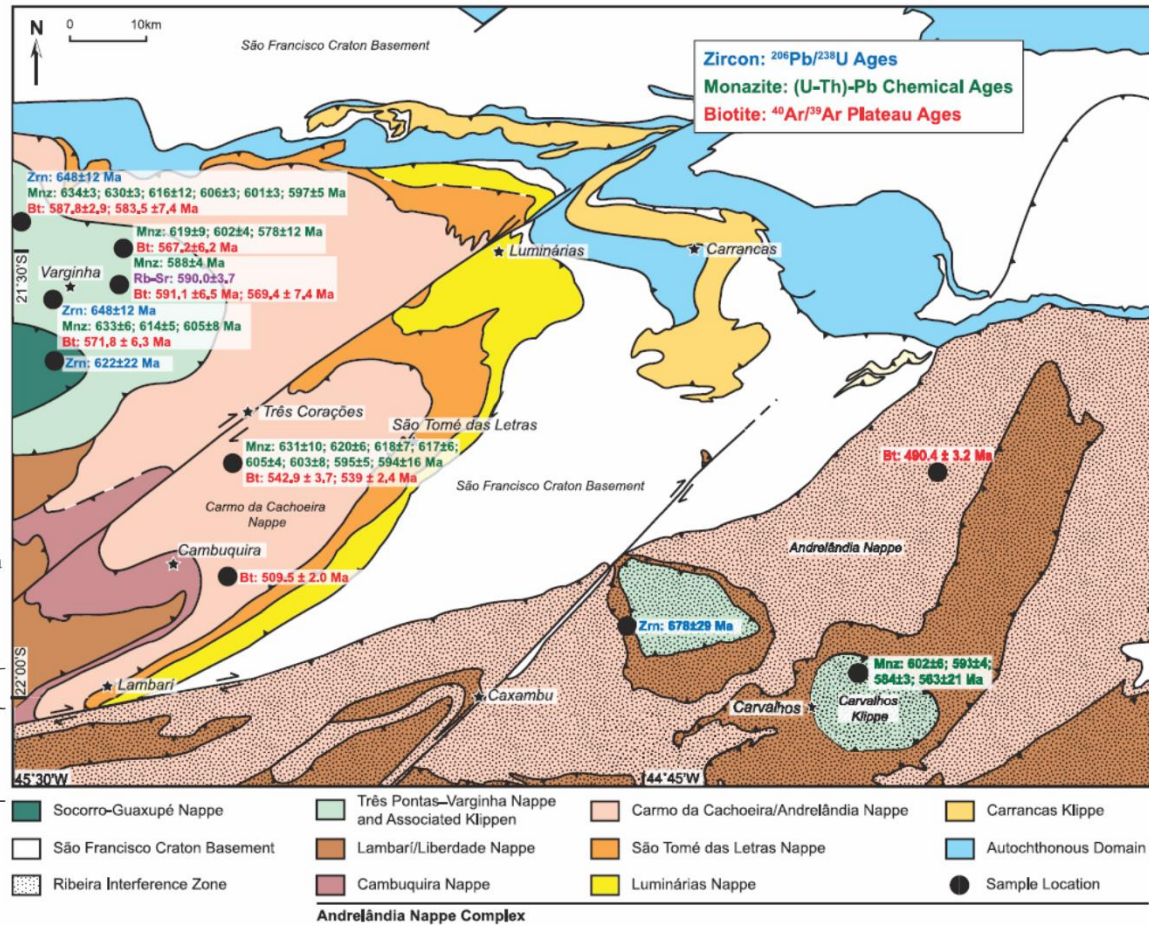


Fig. 6. Tectonic map with a summary of ages determined by Reno and others (zircon $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages (Zrn) from Reno and others, 2009; monazite (U-Th)-Pb chemical ages (Mnz) from Reno and others, in press; and, biotite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages (Bt) from this study).

Figura 4 - Estudos geocronológicos realizados por Reno *et al.* (2009, 2010, 2012) na porção ocidental do Sistema de Nappes Andrelândia. Fig. 12. extraída de Reno *et al.*, 2012; Fig. 13. extraída de Reno *et al.*, 2009; Fig. 6. extraída de Reno *et al.*, 2010.

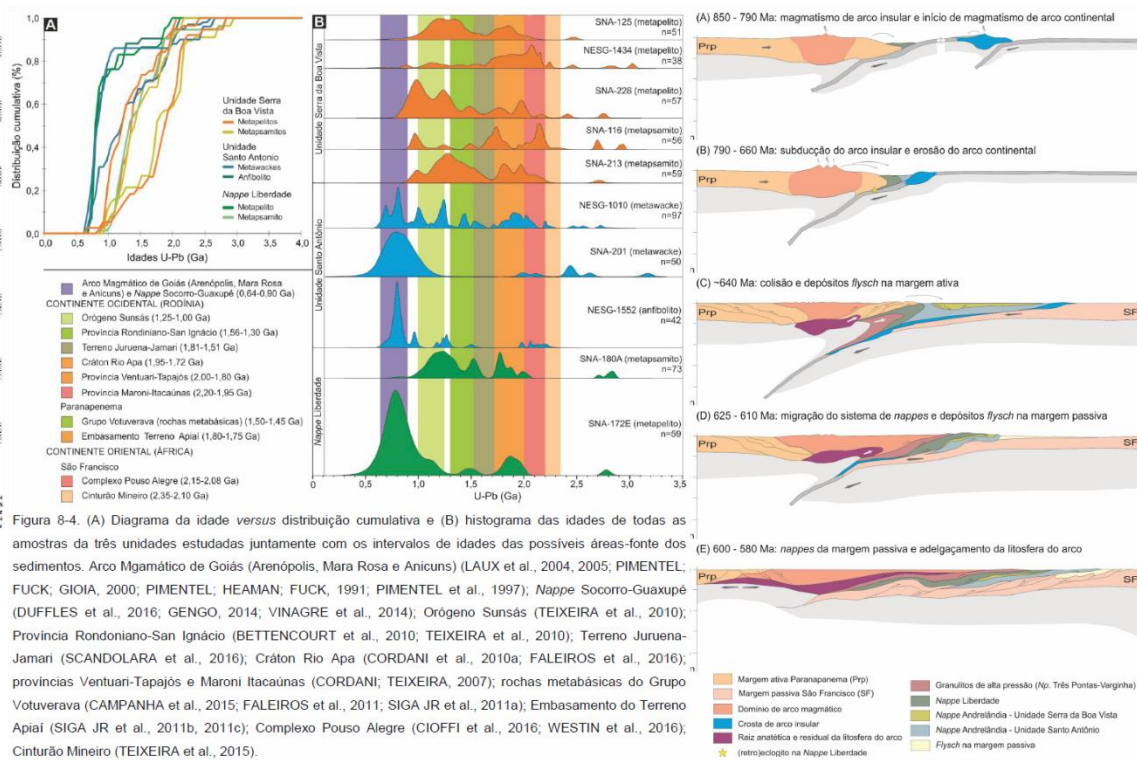
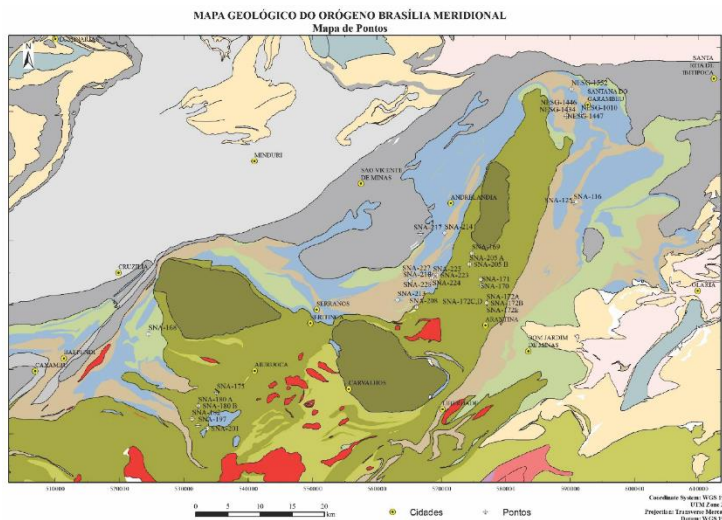


Figura 8-4. (A) Diagrama da idade versus distribuição cumulativa e (B) histograma das idades de todas as amostras da três unidades estudadas juntamente com os intervalos de idades das possíveis áreas-fonte dos sedimentos. Arco Magmático de Goiás (Arenópolis, Mara Rosa e Anicuns) (LAUX et al., 2004, 2005; PIMENTEL; FUCK; GIOIA, 2000; PIMENTEL; HEAMAN; FUCK, 1991; PIMENTEL et al., 1997); *Nappe Socorro-Guaxupé* (DUFFLES et al., 2016; GENGO, 2014; VINAGRE et al., 2014); Orogênio Sunsás (TEIXEIRA et al., 2010); Província Rondoniano-San Ignácio (BETTENCOURT et al., 2010; TEIXEIRA et al., 2010); Terreno Jurueña-Jamari (SCANDOLARA et al., 2016); Cráton Rio Apa (CORDANI et al., 2010a; FALEIROS et al., 2016); províncias Ventuari-Tapajós e Maroni Itacauínas (CORDANI; TEIXEIRA, 2007); rochas metabásicas do Grupo Votuverava (CAMPANHA et al., 2015; FALEIROS et al., 2011; SIGA JR et al., 2011a); Embasamento do Terreno Apiai (SIGA JR et al., 2011b, 2011c); Complexo Póvo Alegre (CIOFFI et al., 2016; WESTIN et al., 2016); Cinturão Mineiro (TEIXEIRA et al., 2015).

Figura 5 - Evolução geotectônica na porção oriental do Sistema de *Nappes* Andreilândia segundo Frugis, 2016 (figuras extraídas do referido trabalho)

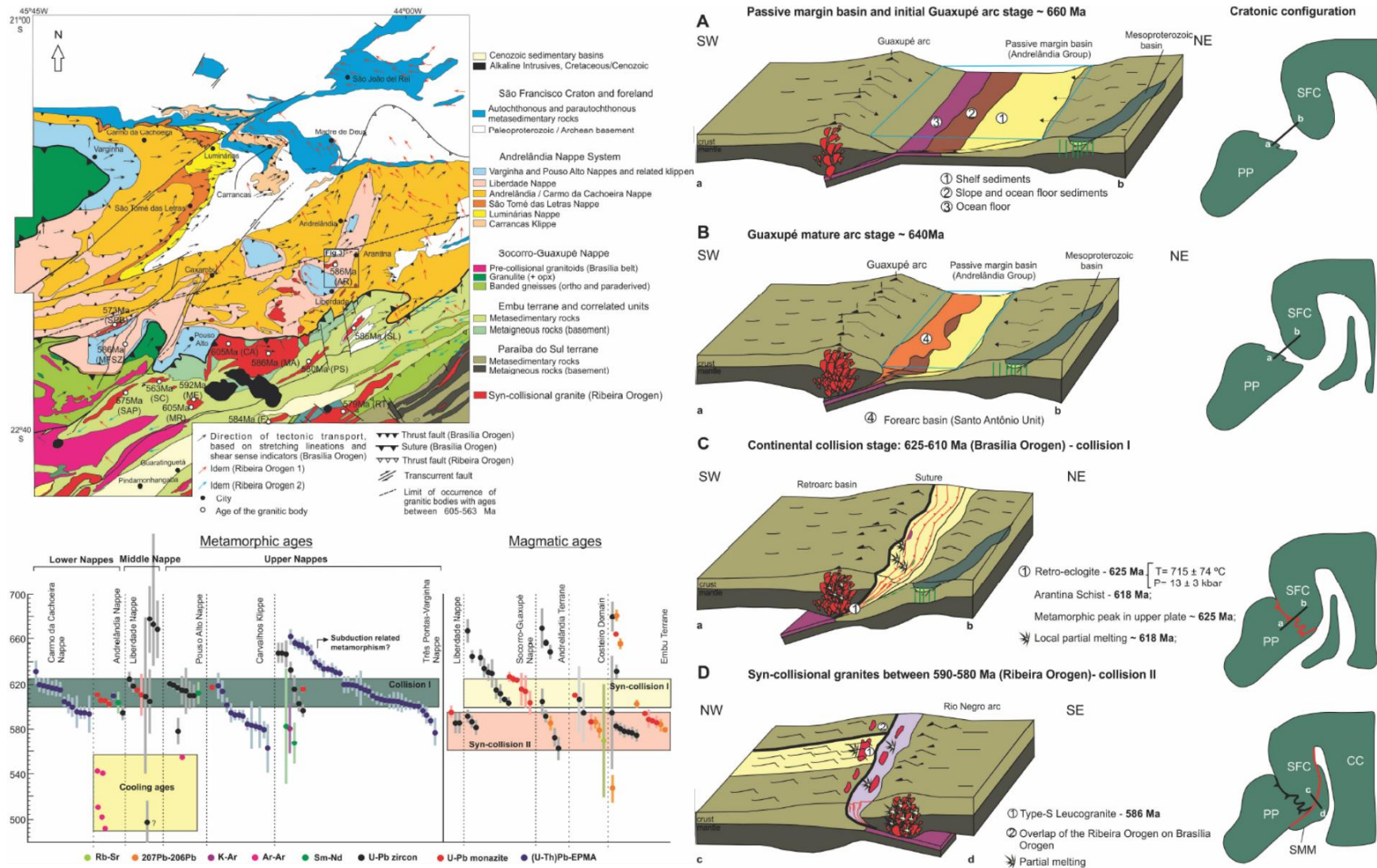


Figura 6 - - Evolução geotectônica na porção oriental do Sistema de *Nappes* Andrelândia, extraído de Coelho *et al.*, 2017

1.2. Geocronologia, Geoquímica Isotópica E De Elementos-traço No Sistema Andrelândia

Para Reno *et al.* (2009, 2010, 2012) as idades U-Pb entre ~660 e 640 Ma obtidas em zircão dos metassedimentos das *Nappes* Três Pontas-Varginha e Carmo da Cachoeira meridional/Liberdade ocidental registram (re)cristalização no/do *melt* durante trajetória retrometamórfica em condições de alta temperatura e evidenciam o descolamento e extrusão precoces de margem continental passiva subductada sob o arco Socorro-Guaxupé, corroborados também pela idade de ~678 Ma atribuída ao início da descompressão registrada em retroeclogito do contato entre a *Nappe* Liberdade e a *Klippe* Aiuruoca. Idades *plateau* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita entre 600 e 540 Ma são interpretadas como resfriamento do sistema a ~300°C através da exumação durante colapso orogênico engatilhado por esforço “*far field*” da subducção na margem leste do Cráton São Francisco, com colisão do Arco Rio Negro e do Terreno Oriental no período de 580 a 550 Ma. O aumento da taxa de resfriamento de 1°C Ma⁻¹ no período entre 648 e 590 Ma para >20 °C Ma⁻¹ no intervalo 590 a 560 Ma nas rochas da *Nappe* Três Pontas é compatível com a exumação mais veloz de *nappes* superiores em ambiente de colapso orogênico.

Alternativamente, no setor oriental do sistema de *nappes*, Frugis (2016) interpreta as idades entre 760 e 670 Ma registradas como recristalização em fácies anfibolito de zircão de retroeclogitos da *Nappe* Liberdade, evidência de subducção de longa duração; início da colisão entre 660 e 640 Ma marcada no sobrecrescimento metamórfico dos zircões de metagrauvas; migração das *nappes* e deposição de *flysch* no *front* orogênico reconhecido entre 635 e 610 Ma; e alcance da deformação no domínio de margem passiva entre 600 e 580 Ma. Em contrapartida Coelho *et al.* (2017) reportam idade de ~625 ± 6 Ma para o metamorfismo em fácies eclogito no início da colisão, ~618 ± 5 Ma para (re)cristalização de zircão no pico metamórfico concomitante ao início da fusão em grt-ms-st-ky xisto anatético e ~586 ± 8 Ma para a cristalização de tur-grt-ms leucogranito “tipo-S” associado ao cinturão granítico de orientação NE-SW do Orógeno Ribeira.

No presente trabalho a investigação do processo anatético nos granulitos da *Nappe* Três Pontas-Varginha parte da análise do neossoma metapelítico das pedreiras de Três Pontas e Santo Antônio através de pares leucossoma + resíduo (amostras PTPN A e B; PSA 17 C e D) e domínios gnáissicos interpretados como possível paleossoma (PTP-BE, PSA-BPH); segregações tonalíticas das pedreiras de Três Pontas e Remanso (PTP-L, PR-L); e domínios

máficos com fusão limitada *in situ/in source* ou com neossoma segregado na Pedreira de Três Pontas (PTP-4B, PTP-8, respectivamente).

Apesar da interpretação de sobreposição de paragênese retrometamórfica durante descompressão quase isotérmica de alta T proposta por Reno *et al.* (2010, 2012) para as metagrauvacas da *Nappe* Carmo da Cachoeira meridional/Liberdade ocidental, Batista (2011, 2015) apresenta dados de termobarometria otimizada compatíveis com pico metamórfico em torno de 750 °C e 13 kbar, na presença de rutilo, ilmenita e líquido anatético de composição tonalítica. Os autores diferem também na interpretação de topo e base, sendo que Batista (2011, 2015) considera as pedreiras IC03 e IC07 como representantes do topo estrutural metatexítico, com maior concentração de leucossoma *in situ* e *in source*, em oposição à base xistosa na qual aflora a pedreira IC01, que apresenta bolsões tonalíticos locais.

1.3. Modelagem Metamórfica No Sistema Andrelândia Ocidental

Além dos modelos metamórficos propostos por Reno e colaboradores (2009, 2010, 2012) apresentados no capítulo de revisão bibliográfica, estimativas de pressão e temperatura através da abordagem por geotermobarometria convencional, termômetros de Ti em quartzo e zircão e Zr em rutilo, e cálculo de pseudosseções, são apresentadas por Martinez (2015) para o metapelito da Pedreira de Três Pontas. O autor utiliza o geotermômetro de Ellis & Green (1979) com o par granada-clinopiroxênio e o geobarômetro GADS (Eckert *et al.*, 1991) com a associação granada-clinopiroxênio-plagioclásio, obtendo temperatura média de até 851,38 °C a 15 kbar e pressão média de até 14,54 kbar, respectivamente. A temperatura média obtida para os termômetros de Zr e Ti em rutilo e quartzo, respectivamente, é de 820 ± 30 °C e 837 ± 20 °C. Para o cálculo pareado Zr em rutilo/Ti em quartzo o autor define condições máximas de 844 °C e 21 kbar para cristais inclusos em manto de granada. Estes resultados são concordantes com o campo de estabilidade compatível com a composição do rutilo cianita granada granulito da Pedreira de Três Pontas calculado nas pseudosseções apresentadas pelo autor (Figuras **Erro! Fonte de referência não encontrada.** e **Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

Para o rutilo-cianita-granada-plagioclásio-biotita xisto/metatexito do domínio Liberdade, representado por amostras texturalmente homogêneas das pedreiras IC01 e IC03, Batista (2015) apresenta resultados de termobarometria convencional através do termômetro granada + biotita de Bhattacharya *et al.* (1992) e barômetros tipo GASP e GPMB (Spear, 1993; Holland & Powell, 1993). A autora também apresenta termobarometria otimizada via THERMOCALC “*average PT*” a partir da composição de equilíbrios selecionados através da afinidade química dos minerais envolvidos, resultados do termômetro Zr em rutilo e

compatibilidade de química mineral com os campos de equilíbrio calculados nas pseudosseções dos litotipos em questão (Figura 7 e Figura 8).

Os resultados para o termômetro grt+bi é de 616 °C para IC01 e 584,16 °C para IC03, enquanto os barômetros apontaram para pressões entre 6,4 e 7,7 kbar para IC01 e 6,4 a 7,76 para IC03. O cálculo individual por variável das médias de temperatura e pressão via THERMOCALC a partir de equilíbrio selecionado via química mineral forneceu valores máximos de 745 ± 22 °C e $11,56 \pm 1,04$ kbar para IC01, e 850 ± 24 °C e $8,71 \pm 0,91$ kbar para IC03. O teor de Zr em rutilo, por sua vez, resultou em temperaturas entre 713 °C a 10 kbar e 762 °C a 15 kbar para IC01; e 729 °C a 10 kbar e 753 °C para IC03. Finalmente, a química mineral de diversas fases mostra-se localmente compatível com o campo de estabilidade liq + bi + g + mu + pl + ilm + ru + ky + q, interpretado como de pico metamórfico para essas rochas.

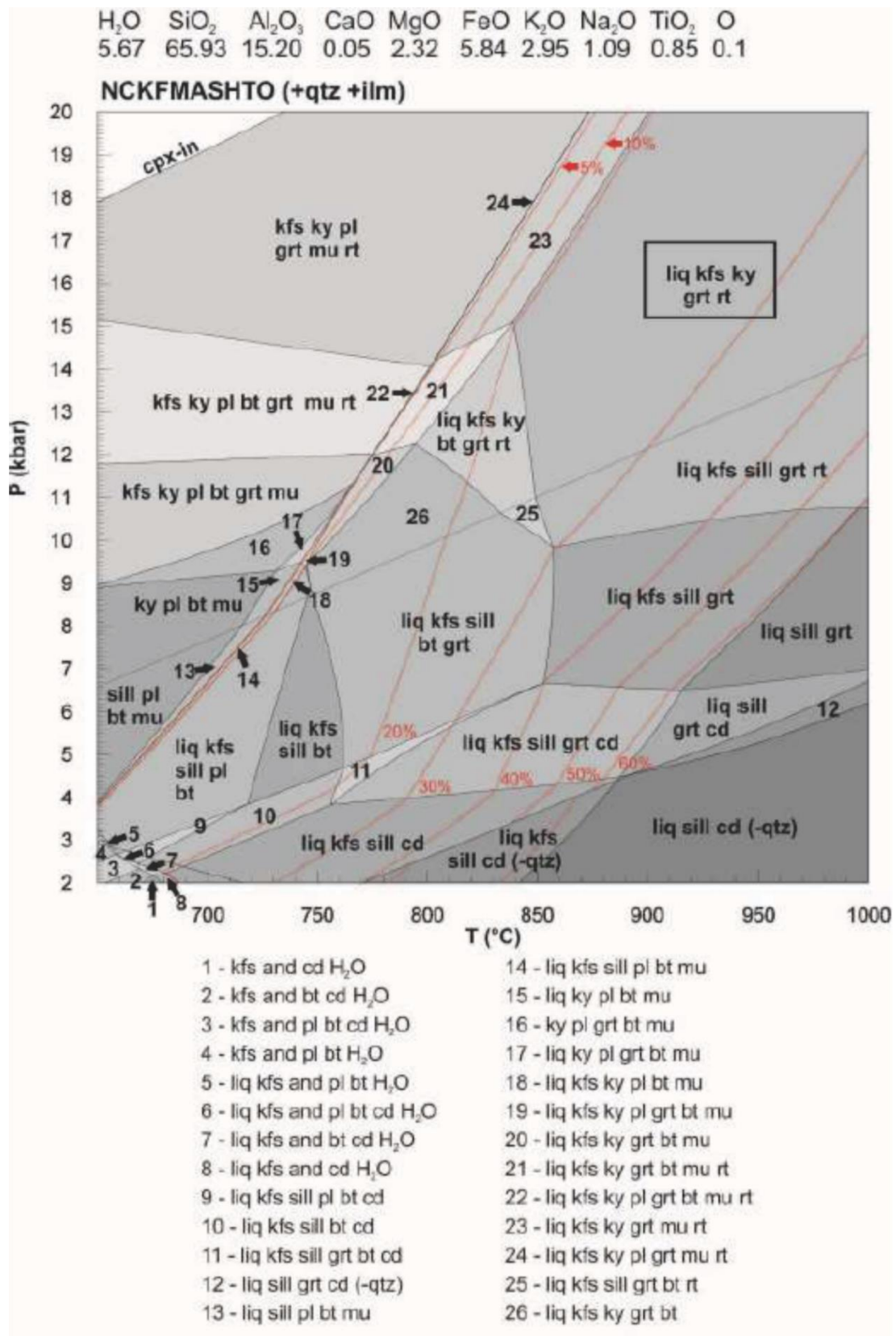


Figura 7 - Pseudosseção 1 (extraída de Martinez, 2015): sistema NCKFMASHTO com ilmenita e quartzo em excesso. Paragênese do ru-ky-grt granulito destacada no retângulo. Curvas em vermelho indicam proporção de fusão parcial.

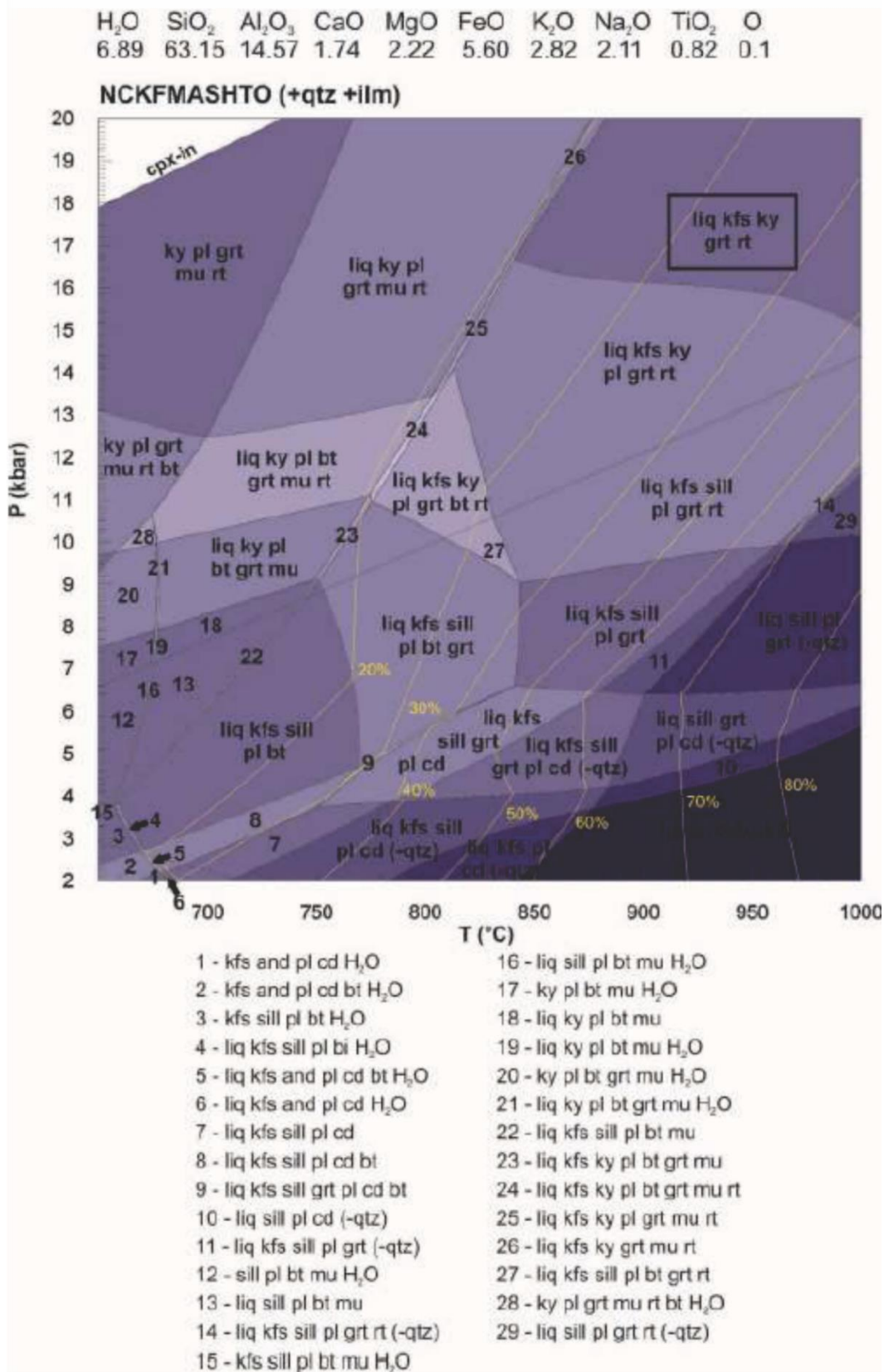


Figura 8 - Pseudosseção 2 (extraída de Martinez, 2015): sistema NCKFMASHTO com ilmenita e quartzo em excesso. Paragênese do ru-ky-grt granulito destacada no retângulo. Curvas em amarelo indicam proporção de fusão parcial.

APÊNDICE III

LEVANTAMENTO DE DADOS GEOLÓGICOS REGIONAIS

1. LEVANTAMENTO DE DADOS REGIONAIS

1.1. *Nappe* Três Pontas-Varginha

O reconhecimento dos litotipos na região de Três Pontas foi balizado entre as cidades de Pontalete, Três Pontas e Varginha, levantando-se os afloramentos localizados entre o Rio Verde e a rodovia MG-167, além das estradas vicinais associadas. Em geral as exposições apresentam elevado grau de alteração, muitas vezes formando solos residuais com preservação de estruturas e variação composicional ao longo do pacote (Figura 1). Alternam-se bandas de poucos centímetros até um metro de espessura variando tons de marrom, roxo, ocre e cinza, granulação média ora com predomínio de quartzo, ora de matriz argilosa, com presença de granada, biotita, caulim, sericita e muscovita. Nas exposições ocidentais, superiores na estrutura, nota-se caráter mais rítmico do bandamento e a ocorrência de bandas quartzíticas espessas de até 50 cm (Figuras 2 e 3), com presença pervasiva de granada; enquanto os afloramentos a leste mostram bandamento mais espesso e com maior participação de domínios máficos. Neste sentido aumenta também o grau de preservação das rochas, sendo a pedreira de Três Pontas a melhor exposição regional e, portanto, escolhida como afloramento-tipo para estudos de detalhe.

A pedreira de Três Pontas (Figura 4) expõe cerca de 60 metros de rocha bandada de granulação média a grossa, alternando domínios máficos anfibolíticos, leucocráticos graníticos e intermediários pelíticos, além de faixa calciossilicática subordinada, com espessuras em escala centimétrica a decamétrica variando ao longo do pacote. São acessíveis cerca de 15 metros da exposição por meio de dois patamares: o piso, onde se observa a alternância entre domínio basal de gnaiss metapelítico com faixa calciossilicática subordinada, e domínio máfico anfibolítico, ambos perfazendo cerca de 6 metros (Figura 4A); e o patamar superior onde destacam-se possantes *boudins* máficos, bandas compostas majoritariamente por feldspato alcalino e faixas leucocráticas com extensão e espessura variáveis em meio ao gnaiss metapelítico.

Visando elucidar as relações genéticas entre os domínios de composições distintas na pedreira de Três Pontas, ou seja, até que ponto a variação composicional reflete características do protólito, diferenciação por anatexia, intrusões ou mistura tectônica,

foram amostrados litotipos representantes dos domínios máficos com e sem granada, domínios graníticos peraluminosos, domínios tonalíticos, domínios gnáissicos pelíticos e domínio calciossilicático homogêneo (*e.g.* **Erro! Fonte de referência não encontrada.**D, H, S, T, U, V).

O domínio gnáissico basal (Figuras 4H, I, J) possui em média 3 metros de espessura, expondo rocha de cor cinza com estrutura bandada alternando níveis de composição granítica com granada, de espessura variável entre poucos milímetros até cerca de 20 cm na proximidade do contato com o domínio máfico sobrejacente (Figuras 4B', K); e níveis mesocráticos a máficos, espessos em média de 1 a 5 cm, compostos por cianita, biotita, granada, anfibólio, quartzo e feldspato (Figura 4G). Internas às bandas graníticas peraluminosas ocorrem, ainda, concentrações de cianita e granada com quartzo e feldspato subordinados.

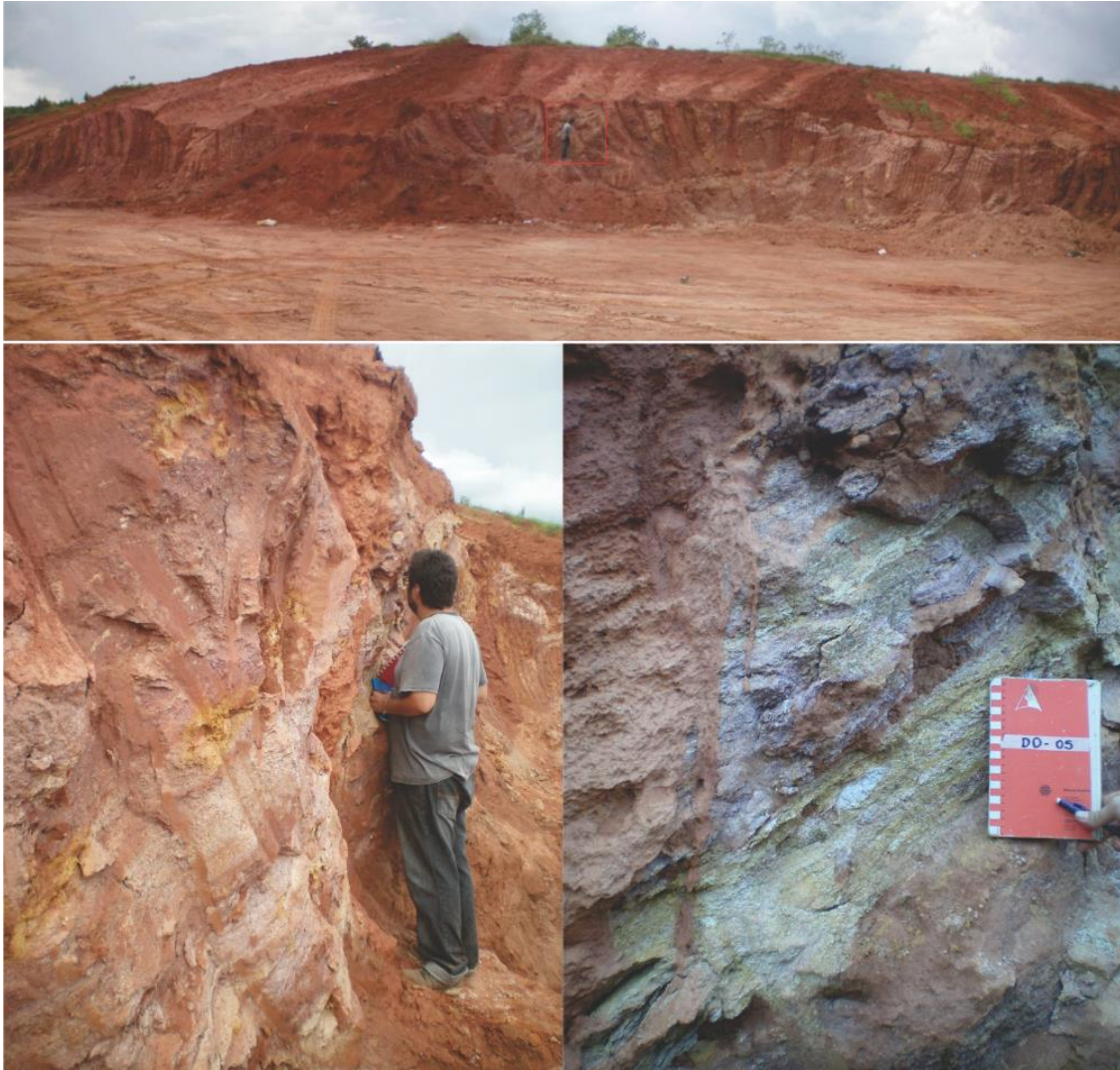


Figura 1 - Ponto DO-05: solo residual com bandamento composicional preservado pela alternância de domínios marrons argilosos; domínios roxos ricos em granada, quartzo, caulim e biotita; domínios ocreos argilosos ou ricos em quartzo; e domínios cinzas com granada, feldspato, biotita e muscovita.



Figura 2 - Ponto DO-10: corte na BR-167 com exposição de solo residual com bandamento composicional rítmico alternando domínios de cor ocre, branca (caulim) e cinza (rico em quartzo com granadas (sub)milimétricas) espessos de 1 a 5 centímetros.



Figura 3 - Ponto DO-11: banda de quartzito com granada preservada em meio a solo vermelho.



Figura 4 - Pedreira de Três Pontas: (A) domínio basal; (B) contato com faixa leucocrática entre domínio gnáissico e domínio máfico; (C) domínio calciossilicático homogêneo subjacente ao domínio gnáissico; (D), (D') detalhe de amostra do domínio calciossilicático com megacristais de feldspato alcalino marrom; (E) boudin máfico oblíquo ao bandamento principal; (F) detalhe de migração da líquido granítico para o neck do boudin máfico; (G) dobras assimétricas no domínio gnáissico com plano axial paralelo ao neck do boudin máfico; (H), (I), (J) detalhes do bandamento gnáissico e respectiva amostra; (B') destaque da transição entre o domínio gnáissico e o domínio máfico; (K) detalhe do contato entre faixa leucocrática e domínio máfico; (K') detalhe da composição granítica peraluminosa da faixa leucocrática com bandas mesocráticas com cianita, anfibólio e biotita e bandas ricas em granada e cianita subordinada; (L) detalhe do domínio máfico próximo ao contato com a faixa leucocrática, com líquido granítico trapeado em discontinuidades e presença pervasiva de granada; (M) parede no patamar superior com bandamento de caráter estromático e possantes boudins máficos; (N) bandamento com dobras assimétricas alternando domínios máficos e mesocráticos, fragmento leucocrático anguloso paralelizado à estrutura principal; (O) parede no patamar superior com faixas monominerálicas de feldspato potássico róseo intercalado em bandas máficas; (P) detalhe do domínio de feldspato potássico; (Q) detalhe do zoneamento do domínio de feldspato potássico; R) faixa leucocrática intercalada no domínio mesocrático superior da pedreira; (S), (T), (U), (V) amostras destacando domínios máficos e graníticos.

Em meio à matriz gnáissica notam-se ainda fragmentos máficos angulosos, com ou sem granada, subparalelos a discretamente discordantes do bandamento principal, localmente rompidos e com migração de líquido granítico para as discontinuidades estruturais (Figuras 4E e F). Subjacente a esse domínio ocorre faixa calciossilicática local com espessura de até 1 metro, rica em quartzo, com estrutura foliada e aspecto homogêneo quebrado por concentrações locais de megacristais de feldspato alcalino marrom (Figuras 4C, D, D').

Sobreposta ao domínio gnáissico ocorre faixa máfica anfibolítica com espessura média de 3 metros, estrutura foliada nas porções de composição homogênea e bandada em locais com acumulações graníticas ricas em granada (Figuras 4B e E) e preenchendo discontinuidades estruturais (Figura 4L), geralmente associadas ao contato basal com o domínio gnáissico. Algumas bandas são formadas por resíduo de fusão em que a rocha perdeu quase todo quartzo e plagioclásio sendo constituída de hornblenda e diopsídio, com rara granada. No patamar superior, além da intercalação entre o gnaiss metapelítico e as faixas ou *boudins* máficos em diversas escalas, ocorrem faixas leucocráticas extensas de até 4 metros, sem granada, apresentando-se localmente como fragmentos angulosos em meio à matriz bandada (Figuras 4M, N, R). Destacam-se ainda bandas locais compostas majoritariamente por feldspato alcalino com quartzo e anfibólio subordinados, espessas de até 20 cm e intercaladas entre bandas máficas, com zoneamento granulométrico (e composicional?) alternando, da borda para o centro, domínio de cor amarelada composto por cristais grossos de feldspato alcalino, com quartzo, anfibólio e granada (?) subordinados; domínio róseo acinzentado de granulação média composto por feldspato potássico, quartzo e anfibólio subordinados; e domínio central pegmatítico composto majoritariamente por megacristais de feldspato potássico rosa (Figuras 4O, P, Q). Esta variação granulométrica/composicional também é observada lateralmente, com os domínios de feldspato alcalino amarelado transicionando para domínios de pegmatito rosa, podendo a relação núcleo/borda estar invertida, com o pegmatito na porção externa da estrutura.

A presença de faixas graníticas peraluminosas associadas ao gnaiss em diversas escalas, desde lâminas ou bandas contidas na estrutura estromática até domínios segregados mais possantes, sugere a geração desses litotipos a partir de fusão parcial *in situ/in source*. Esta relação é reforçada pela compatibilidade composicional observada

nas rochas envolvidas, já que no gnaisse a associação cianita + granada + feldspato potássico evidencia metamorfismo em fácies granulito, ou seja, condições suficientes para desidratação de minerais como muscovita e biotita com geração de líquido granítico e resíduo aluminoso. Neste caso os domínios estromáticos representariam o neossoma pouco segregado e/ou intensamente deformado; os granitos peraluminosos, leucossoma; e os domínios de cianita + granada + feldspato + quartzo, o resíduo da fusão. A ausência de feições de fusão na exposição calciossilicática local sugere que esta fácies atuou como resistato no processo anatético, embora esta interpretação seja preliminar e limitada pela falta de exposição destes domínios.

Os domínios máficos podem ser divididos em dois grupos: anfibolitos com segregações tonalíticas contidas na estrutura foliada/bandada ou alojadas em descontinuidades estruturais, sendo comum nesses sítios a ocorrência de megacristais de diopsídio parcialmente substituídos por hornblenda (Figura 5); e anfibolitos com granada, em cujas descontinuidades alojam-se segregações graníticas peraluminosas (Figura 6). De forma geral o primeiro grupo é relacionado aos corpos máficos maiores, enquanto o segundo ocorre em faixas mais restritas, normalmente nas proximidades do domínio pelítico. A não coexistência entre diopsídio e granada nos domínios máficos indica dois processos: a fusão de lentes máficas com geração e migração limitada de leucossoma tonalítico; e a interação dessas rochas máficas com o líquido gerado nas camadas pelíticas adjacentes, cujo excesso de alumínio favoreceria a geração de granada.

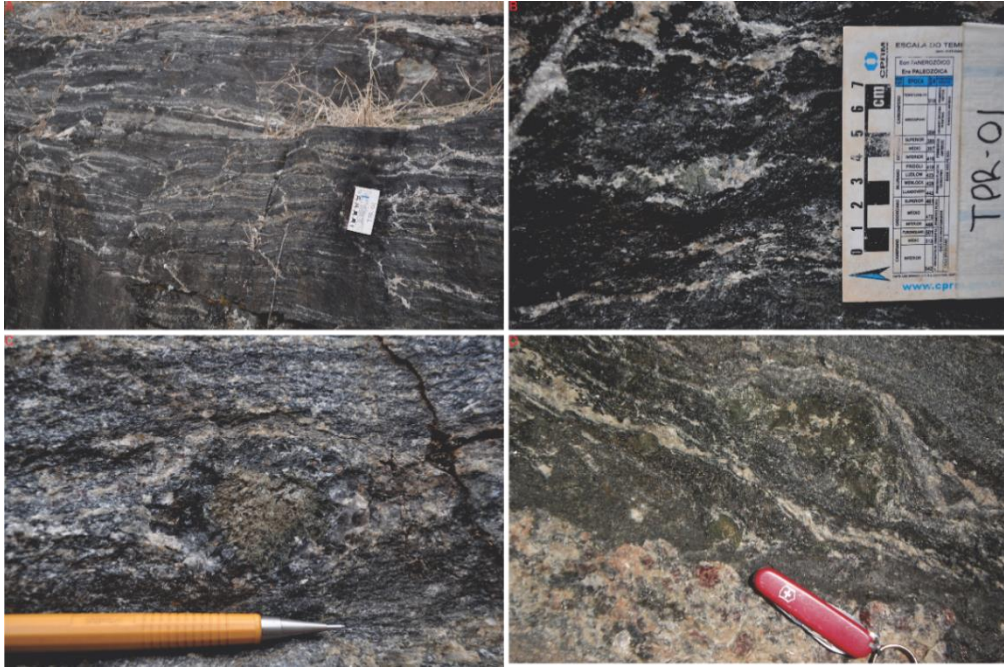


Figura 5 - Domínio máfico com presença de diopsídio: A) segregações tonalíticas in situ e in source; B) megacristais de diopsídio associado às segregações tonalíticas; C) megacristal de diopsídio com coroa e substituição parcial por hornblenda; D) contato entre domínio máfico com megacristal de diopsídio e domínio de feldspato potássico.

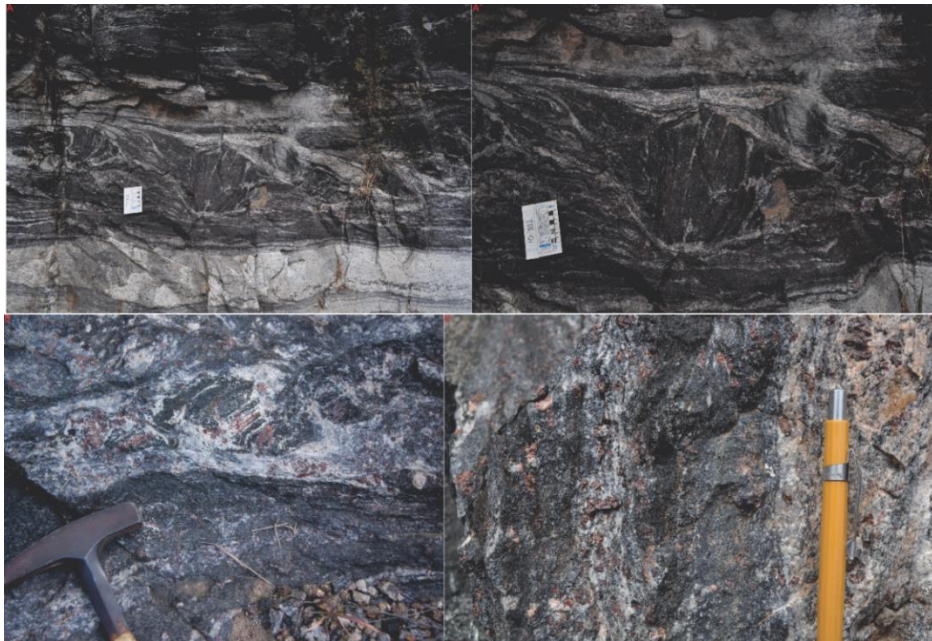


Figura 6 - Domínio máfico com granada: A) fragmento máfico sigmoidal próximo ao contato com o domínio gnáissico metapelítico, com possante segregação granítica peraluminosa; B) zoom no fragmento máfico sigmoidal, rico em granada; C) assimilação de fragmentos máficos em meio às segregações peraluminosas; D) contato entre domínio máfico e domínio granítico peraluminoso.

Na região de Varginha predominam afloramentos na forma de colinas suaves expondo cianita biotita granada granulitos de granulação grossa e estrutura foliada a

bandada, alternando domínios granoblásticos quartzo-feldspáticos e domínios ricos em granada e biotita, localmente lepidoblásticos. Quatro pedreiras foram tomadas como afloramentos-tipo, nas quais observa-se, além dos granulitos pelíticos, intercalações de rochas máficas, calciossilicáticas e segregações graníticas peraluminosas. Na saída noroeste, rumo à cidade de Elói Mendes (BR-491), encontram-se as pedreiras aqui denominadas IC05 (localizada no aterro sanitário da cidade de Varginha), a leste, e IC06, a oeste. Entre as cidades de Varginha e Carmo da Cachoeira encontram-se as pedreiras Santo Antônio, próxima à estrada de ferro a sul, e Fazenda Remanso, na estrada para Carmo da Cachoeira, a norte.

A pedreira IC06 expõe rocha estromática de cor acinzentada na qual alternam-se bandas félsicas de composição granítica peraluminosa e bandas máficas compostas por biotita com granada, além de faixas monominerálicas destes minerais. Pode-se dividi-la em três domínios: patamar inferior – topo e base – e patamar superior. Na base do patamar inferior predomina faixa com até 5 metros de espessura de leucogranito peraluminoso composto por quartzo, feldspato, muscovita, biotita e granada, e bandas de comprimento métrico e espessura de até 15 cm compostas por granada e biotita, com bordas ora difusas, ora retilíneas, além de lâminas de comprimento decimétrico a métrico compostas por granada, com até 5 cm de espessura. Sobre este pacote, ainda no patamar inferior, intercalam-se lentes do leucogranito peraluminoso com até 70 cm e leitos máficos de até 45 cm de espessura compostos por biotita e granada com quartzo e feldspatos subordinados. No patamar superior afloram rochas de cor cinza clara, com estrutura estromática na qual se alternam bandas de espessura milimétrica e textura granoblástica compostas por plagioclásio, feldspato potássico e quartzo subordinado, e bandas de textura lepidoblástica, compostas por biotita com granada associada (Figura 7K).

O leucogranito é bandado, com granulação grossa e textura granoblástica definida pela alternância entre *ribbons* de quartzo espessos de até 2 mm e concentrações de feldspatos sigmoidais espessos de até 5 mm, além de lâminas monominerálicas formadas por granada, com espessura milimétrica e comprimento decimétrico (Figura 7I). As lentes máficas são foliadas com textura lepidoblástica definida por biotita, podendo ser monominerálicas ou com porfiroblastos de granada e feldspato potássico com até 5 mm de diâmetro, exibindo texturas de coalescência quando envoltos por filmes quartzo-feldspáticos e coroas de biotita (Figuras 7L, M). Cianita subordinada associa-se a estes

domínios e em alguns planos preferenciais observa-se também porfiroblastos de sillimanita sem orientação (Figura 7J). Ocorrem ainda lentes locais de rocha máfica composta por hornblenda e plagioclásio (Figura 7H).

As rochas expostas na pedreira IC05 apresentam cor variável entre tons de rosa e cinza, granulação grossa e composição com proporções variáveis de quartzo, feldspato potássico, granada, biotita, cianita, rutilo e sillimanita. A estrutura é definida pela alternância entre domínios quartzo-feldspáticos distintos pela predominância de um destes minerais sobre o outro; e domínios com menor granulação e aumento na quantidade modal de biotita, com quartzo e feldspato potássico subordinados; todos com porfiroblastos de granada, além de cianita (Figura 8A, B, C). A textura granoblástica é predominante e gerada pela grande quantidade de quartzo e feldspatos, embora nas porções de granulação mais fina a biotita defina domínios de textura lepidoblástica (Figura 8C). Concentrações de sillimanita e biotita ocorrem em planos paralelos à foliação (Figura 8D).

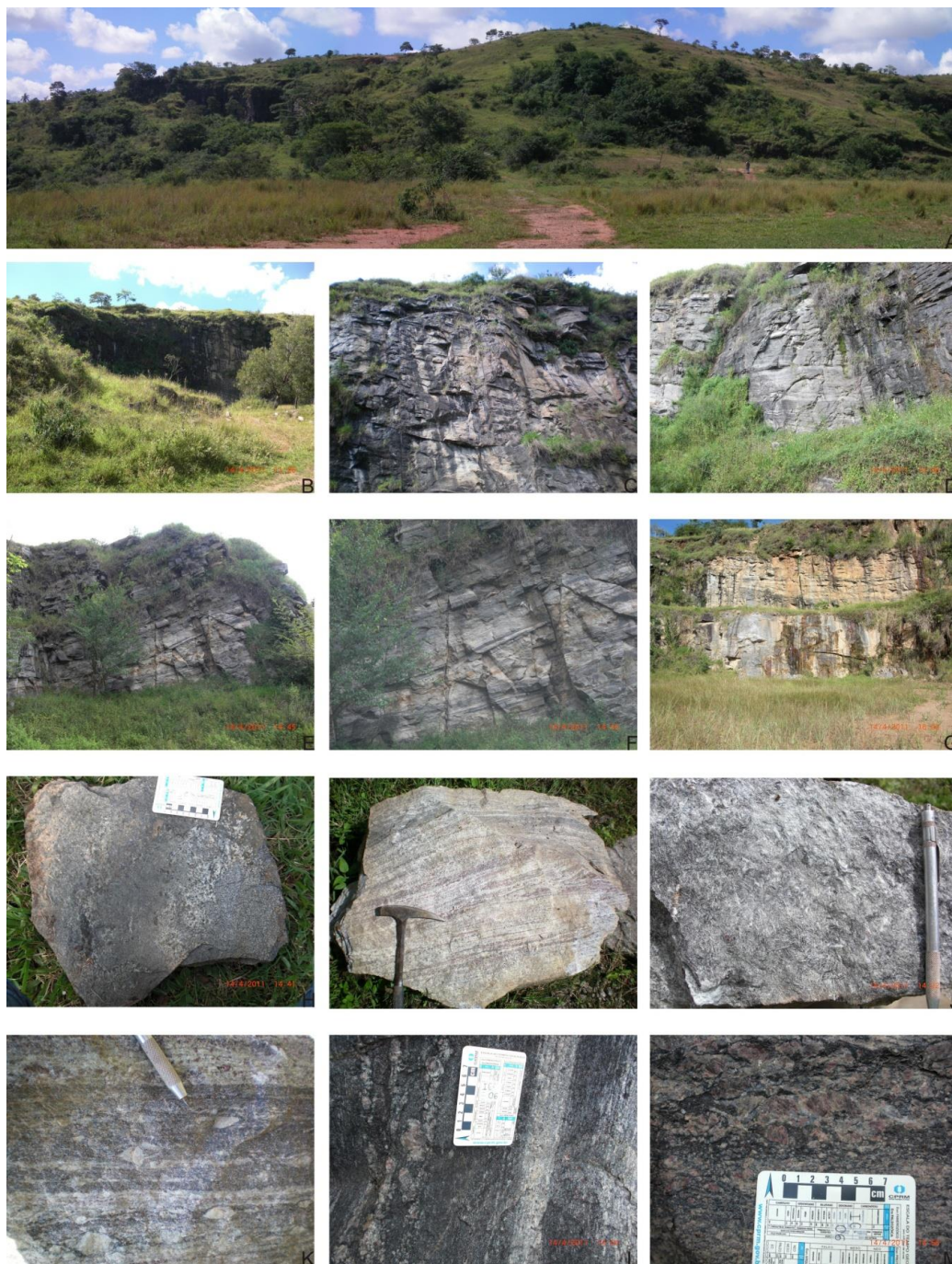


Figura 7 - IC-06: (A) a (G) aspecto geral do corte e estruturação dos afloramentos, alternando lentes máficas e félsicas de diversas espessuras; (H) porção anfibolítica intercalada no resíduo; (I) porção félsica com lâminas de granaditos; (J) ocorrência de sillimanita em planos preferenciais; (K) porfiroblastos de plagioclásio tipo phi; (L) alternância entre bandas de leucossoma e resíduo com megacristais de k-feldspato e granada associada; (M) resíduo com porfiroblastos de granada e k-feldspato com filmes de fusão associados.

Nas bandas em que feldspato potássico é o mineral dominante, os porfiroblastos de granada ocorrem em grande quantidade e alcançam até 2 cm de diâmetro, com biotita disposta nas bordas destes minerais e nos limites das próprias bandas. A cianita é incolor, abundante e de menor granulação em relação à granada. A sillimanita, muitas vezes

porfiroblástica e em geral associada a biotita, é confinada aos planos de foliação e apresenta distribuição aleatória. As bandas leucocráticas onde o quartzo é mais abundante também apresentam granada com coroas de biotita e feldspato potássico subordinado, muitas vezes associado às bordas da estrutura, às quais associam-se filmes milimétricos de biotita.

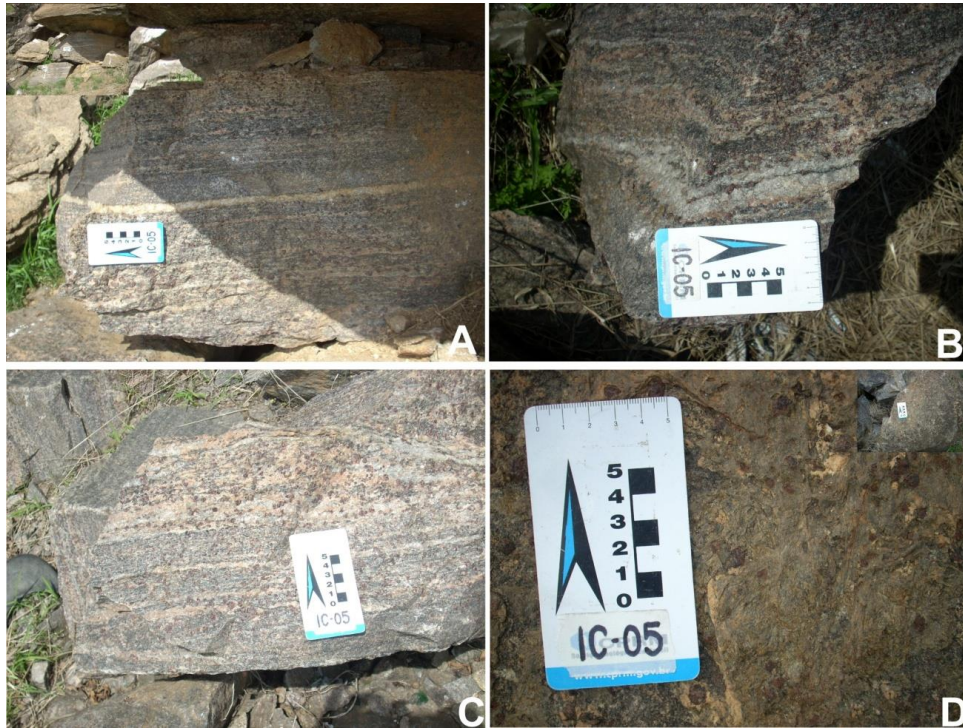


Figura 8 - IC-05: (A) aspecto geral do bandamento; (B) relação entre bandas ricas em quartzo, feldspato potássico e biotita; (C) contraste de granulação entre bandas máficas e leucocráticas; (D) plano de concentração de sillimanita centimétrica no patamar superior da pedreira.

A pedreira Santo Antônio expõe rochas de cor cinza e estrutura bandada alternando domínios pelíticos com espessura entre 40 cm a 1 metro e domínios calciossilicáticos espessos de até 40 cm, com domínios monominerálicos locais, subordinados, compostos por quartzo, feldspato ou granada, espessos em média de 1 cm (Figuras 9A, B e C). No domínio metapelítico o bandamento tem escala centimétrica alternando bandas cinzas de até 10 cm de espessura compostas por quartzo, feldspato, anfibólio, biotita, granada e cianita, com textura granonematoblástica gerada pelo estiramento de quartzo e orientação de anfibólio concordantes com a estrutura principal; bandas leucocráticas de composição granítica peraluminosa espessas de 1 a 8 cm (Figura 9D). Ocorrem faixas subordinadas e descontínuas, em geral paralelas e localmente oblíquas à estrutura principal, compostas majoritariamente por quartzo ou feldspato, espessas de 1 cm e às quais associam-se megacristais de feldspato rotacionado e em cujas

bordas é comum a concentração de minerais máficos, incluindo granada (Figura 9E). Tais concentrações máficas podem formar domínios locais espessos de até 5 cm.

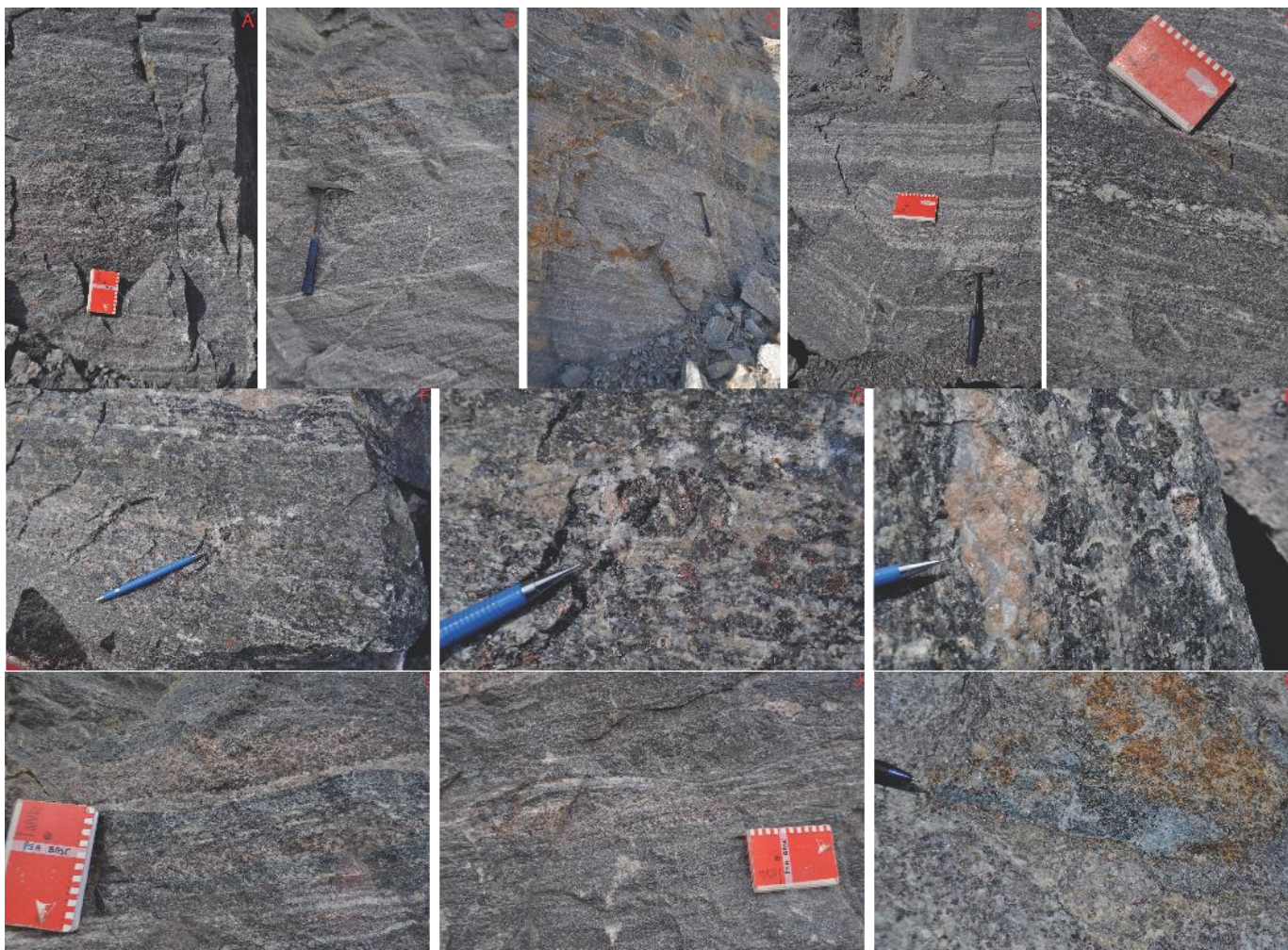


Figura 9 - Pedreira Santo Antônio: A) bandamento composicional no domínio basal, alternância entre camadas em tons de cinza claro, cinza escuro e rosa; B) intercalação de lâminas leucocráticas paralelas ao bandamento principal e veio leucocráticos discordantes; C) predominância de composição pelítica (domínio cinza claro) em relação às bandas calciossilicáticas (cinza escuro) subordinadas; D) bandamento em domínio pelítico do patamar superior da pedreira, alternando bandas leucograníticas peraluminosas e bandas pelíticas com biotita, cianita e granada; E) destaque de domínio rico biotita, granada e megacristais de feldspato no pacote metapelítico; F) contato entre domínio pelítico e calciossilicático em bloco não patamar basal da pedreira; G) destaque para concentração de granada, biotita, feldspato alcalino e quartzo no contato entre os domínios pelítico e calciossilicático apresentados na imagem “F”; H) concentração de quartzo e feldspato alcalino no contato entre domínio quartzoso e domínio rico em anfibólio da banda calciossilicática do bloco na imagem “F”; I) domínios ricos em granada e feldspato alcalino e lâminas monominerálicas de quartzo intercaladas entre bandas calciossilicáticas; J) domínios de quartzo, granada e feldspato alcalino intercalados em matriz pelítica homogênea; K) concentração de cianita em plano da foliação no domínio pelítico.

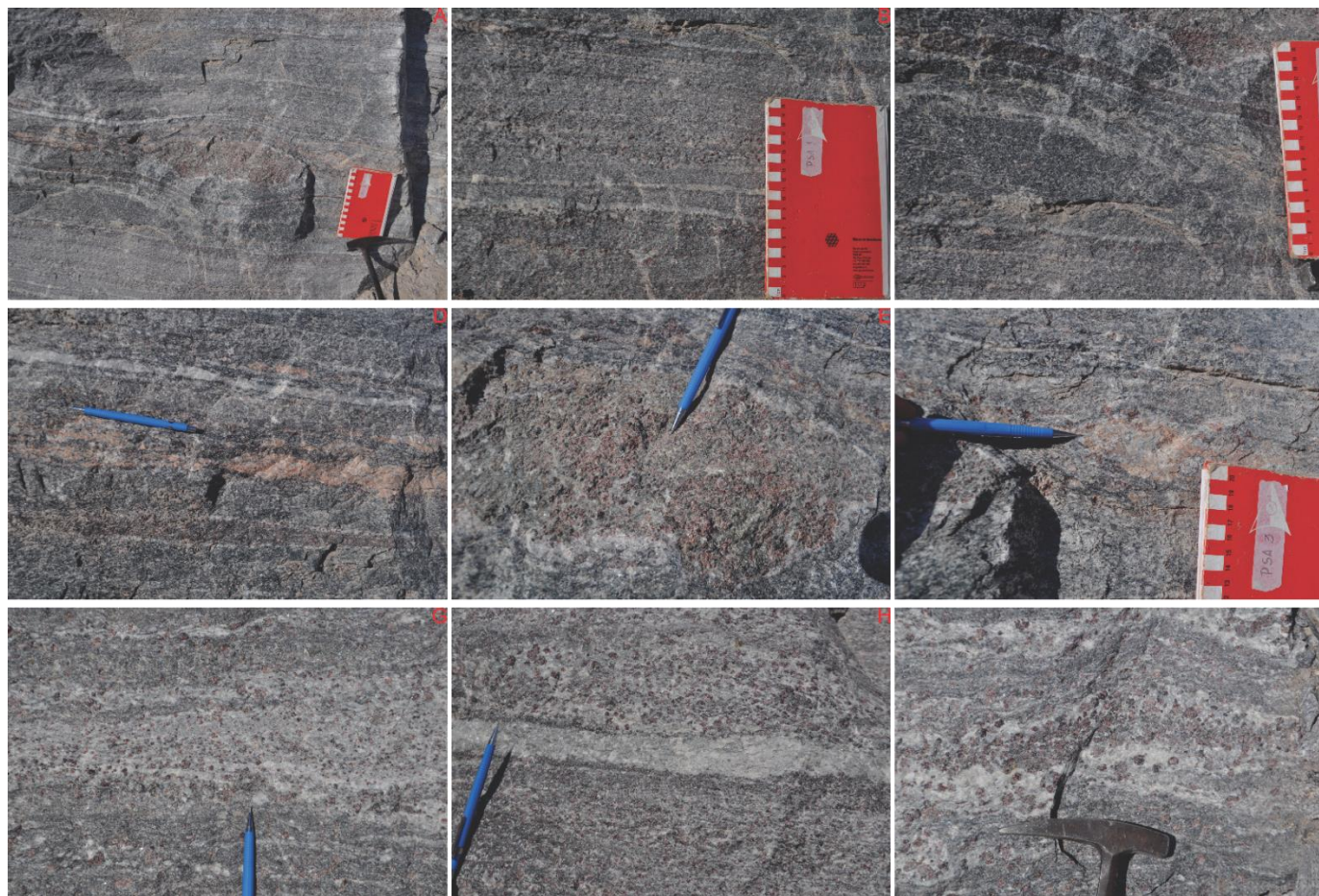


Figura 10 - Pedreira Santo Antônio, detalhes do bandamento composicional: (A) alternância entre domínio basal de composição pelítica e bandamento e domínio superior calciosilicático com concentração de granadas e feldspato alcalino; (B) destaque do domínio basal bandado alternando faixas espessas de até 10 cm compostas por quartzo, feldspato, cianita, granada, biotita e anfibólio, e lâminas subordinadas com até 1 cm de espessura compostas majoritariamente por quartzo e/ou feldspato, em cujas bordas ocorre concentração de minerais máficos; (C) faixa calciosilicática espessa de até 15 cm composta majoritariamente por quartzo e anfibólio, com lâminas de quartzo ou máficos localmente intercaladas; (D) concentração de feldspato alcalino grosso próximo ao contato com a faixa calciosilicática; (E) concentração de granada com cianita (alterada para muscovita) e anfibólio próximo ao contato com a faixa calciosilicática; (F) intercrescimento de feldspato, granada e quartzo próximo à concentração de granada; (G) segregação granítica peraluminosa no domínio pelítico do patamar superior; (H) faixa monomineralica de quartzo associada às segregações graníticas no domínio pelítico do patamar superior; (I) concentração de granada em segregação granítica no domínio pelítico do patamar superior.

Os domínios calciossilicáticos apresentam aspecto homogêneo e são compostos por quartzo e anfibólio, podendo conter granada. O contato com os domínios pelíticos ocorre ora de forma transicional, com aumento na quantidade de quartzo e anfibólio e associação de concentrações monominerálicas de quartzo, feldspato alcalino e granada (Figuras 9F, G, H); ora de forma abrupta, podendo ocorrer bandamento entre as faixas calciossilicáticas e aquelas ricas em quartzo, feldspato alcalino e máficos (Figuras 9I, J). Concentrações de cianita também ocorrem localmente em planos paralelos à estrutura principal nos domínios pelíticos (Figura 9K). Nos domínios calciossilicáticos mais possantes, recorrentes nas porções inferiores da pedreira, nota-se o espessamento dos domínios de quartzo, feldspato potássico e principalmente de máficos, estes chegando a espessuras de até 15 cm (Figuras 9A a F); enquanto nos domínios pelíticos mais desenvolvidos, predominantes nos patamares superiores, observa-se segregações graníticas peraluminosas com concentração de máficos geralmente nas porções internas e de quartzo nas bordas (Figuras 10G a I).

A íntima associação entre bandas pelíticas e calciossilicáticas sugere que o bandamento composicional das rochas observadas na região de Varginha, sobretudo na pedreira Santo Antônio, é herança do protólito sedimentar. Assim como na região de Três Pontas, a associação cianita + granada + feldspato potássico nos metapelitos indica metamorfismo em fácies granulito e condições suficientes para desidratação de minerais como muscovita e biotita, de forma que as segregações graníticas peraluminosas relacionadas a esse litotipo seriam representantes do leucossoma e os domínios máficos e/ou ricos em quartzo e feldspato alcalino, resíduo. A presença de bandamento nos domínios calciossilicáticos alternando regiões mais ricas em quartzo, anfibólio, feldspato alcalino ou granada sugere que o processo anatético foi pervasivo em todo o pacote metassedimentar, embora seja mais difícil estabelecer quais porções do neossoma correspondem a resíduo, leucossoma e zonas de interação com os domínios pelíticos. Em princípio assume-se as porções ricas em quartzo com anfibólio subordinado como leucossoma, enquanto as concentrações máficas, de quartzo e feldspato devem corresponder ao resíduo.

A norte da pedreira Santo Antônio está a pedreira Fazenda Remanso, que expõe em 4 patamares rocha de cor cinza, granulação grossa e estrutura bandada alternando domínios quartzo-feldspáticos granoblásticos e lâminas lepidoblásticas definidas por biotita, além da associação de cianita, anfibólio e distribuição pervasiva de granada

porfiroblástica em ambos os domínios (Figura 11). A homogeneidade do bandamento é interrompida por segregações graníticas peraluminosas espessas de até 50 cm, com granulação mais fina em relação à matriz gnáissica, além de bandas ricas em biotita com hornblenda, cianita e megaporfiroblastos de granada associados, com espessura de até 7 cm (Figura 11C). Localmente ocorre intercalação de faixas espessas de até 30 cm, com cor de alteração avermelhada, compostas por quartzo, epídoto e rica em sulfetos, apresentando contato abrupto com zonas de segregação do granito peraluminoso (Figuras 11E a H).

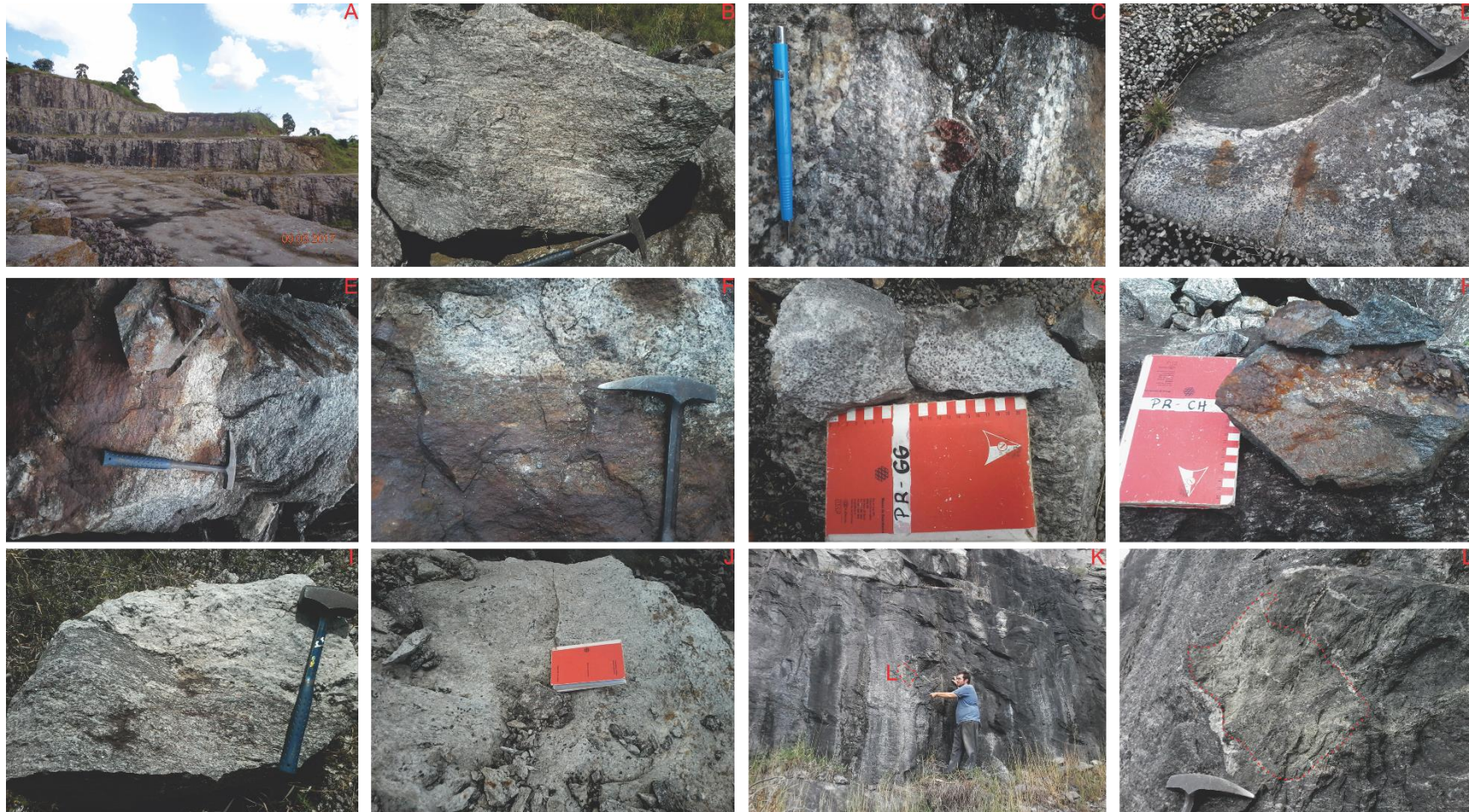


Figura 11 - Pedreira Fazenda Remanso: (A) disposição dos 4 patamares; (B) aspecto geral do bandamento gnáissico; (C) megacristal de granada associada a domínio máfico mais desenvolvido; (D) contato abrupto entre o gnaisse e ocorrência arredondada de rocha gabróica; (E) intercalação entre domínio gnáissico, granito peraluminoso e rocha escura com alteração avermelhada; (F) detalhe do contato entre o granito peraluminoso e a rocha de alteração vermelha, com tingimento do granito no contato; (G) detalhe do granito peraluminoso com distribuição pervasiva de granada; (H) detalhe da rocha com alteração vermelha – cor verde nas porções preservada, rica em sulfetos; (I) contato entre gnaisse e leucogranito com máficos esparsos; (J) granito peraluminoso com granadas substituídas por biotita; (K) fragmento calciossilicático anguloso em meio à matriz gnáissica; (L) detalhe do fragmento calciossilicático anguloso.

Pontualmente, no piso do patamar inferior da pedreira, ocorre contato abrupto entre os domínios ricos em biotita e de granito peraluminoso com bolsões arredondados de rocha máfica (IC~50) equigranular grossa rica em anfibólio e plagioclásio, com textura ofítica, com certa interação com o halo leucocrático e alguma assimilação de granadas da encaixante. Rumo ao topo as bandas máficas ricas em biotita alcançam espessura de até 50 cm e as granadas nas segregações graníticas peraluminosas são parcialmente substituídas por biotita (Figura 11D), ocorrendo também segregações leucocráticas sem granada (Figura 11I), além de fragmentos angulosos pontuais de rocha calciossilicática em meio à matriz gnáissica granulítica (Figuras 11K, L).

Além do bandamento principal como evidência do processo anatético e, conseqüentemente, suporte de conjecturas a respeito do metamorfismo progressivo, as pedreiras Santo Antônio, Remanso e Três Pontas apresentam planos de falha/fratura preenchidos por biotita e/ou quartzo, indicando evento deformacional rúptil tardio de temperatura relativamente alta.

1.2. *Nappe* Carmo da Cachoeira

Próximo ao contato com a *Nappe* Três Pontas-Varginha, a oeste, afloram rochas muito alteradas com tons vermelhos a amarelos, ricas em quartzo tanto na composição da matriz quanto em veios monominerálicos, com bandamento composicional em escala centimétrica alternando domínios avermelhados, acinzentados e ocre, ou, nos domínios mais ricos em quartzo, foliação definida principalmente pelo estiramento deste mineral. A granulação é fina nos domínios ocre e vermelhos, e grossa nos domínios cinzas ricos em quartzo, em ambos os casos com presença de granada (Figura 12).

Nas proximidades da cidade de Carmo da Cachoeira predominam intercalações de quartzito ora micáceo, de granulação grossa, estrutura foliada com discreto bandamento composicional evidenciado por lâminas de biotita, ora em bancos mais puros, sem micas e de granulação fina, com faixas de cianita granada biotita plagioclásio xistos de estrutura granolepidoblástica gerada pela orientação de quartzo, plagioclásio e biotita de granulação média a grossa (Figura 13). Rumo a leste predominam rochas muito alteradas e de cor vermelha, com bandamento composicional intercalando domínios brancos, além de domínios locais com quartzo abundante (Figura 14). A presença de granada é pervasiva nessas rochas e texturas de coalescência são comuns quando estão associadas aos domínios brancos, caulíníticos. Em afloramentos localmente mais preservados é possível reconhecer cianita e feldspato potássico.



Figura 12 - Rochas da Nappe Carmo da Cachoeira próximas ao contato com a Nappe Três Pontas-Varginha: (A) e (B) aspecto geral dos afloramentos com alto grau de alteração, com bancos psamíticos e veios de quartzo mais evidentes (A = DO-25, B = DO-24); (C) detalhe do afloramento DO-24 expondo intercalação entre domínios vermelho, ocre, cinza e veio de quartzo; (D) piso no afloramento DO-24 expondo domínio rico em quartzo e granadas porfiroblásticas; (E) afloramento DO-23 expondo rocha de cor cinza e composição rica em quartzo; (F) detalhe do afloramento DO-23 com destaque do predomínio de quartzo na composição, com máficos e plagioclásio (alteração caulínica) subordinados.



Figura 13 - Aspecto geral das rochas da Nappe Carmo da Cachoeira nas proximidades da Fazenda da Serra: (A) lajes no Ribeirão da Serra expondo intercalação entre quartzito micáceo (B, ponto DO-17) e cianita granada biotita plagioclásio xisto (C, ponto DO-18); D) banco de quartzito micáceo com granulação grossa e muscovita porfiroblástica (DO-19); E, F) banco psamítico mais puro e com granulação mais fina (DO-19).



Figura 14 - Rochas no setor leste da Nappe Carmo da Cachoeira: (A),(B) rochas de cor avermelhada com intercalações de bandas caulíníticas e distribuição pervasiva de granada; (C),(D) domínios ricos em quartzo.

1.3. *Nappe* Liberdade Ocidental

A granada ocorre como porfiroblastos que variam entre 0,5 mm e 1 cm de diâmetro, em quantidades de 5 a 15%. Quartzo e plagioclásio perfazem de 30 a 60% da rocha, enquanto a biotita varia entre 20 e 40%. Esta variação modal condiciona o aspecto do afloramento das rochas desta unidade, sendo que nas regiões de baixada, com afloramentos escassos e bastante alterados, ocorrem os xistos com foliação proeminente, franca predominância de biotita e subordinação das fases granoblásticas; enquanto domínios homogêneos, com maior quantidade de quartzo e plagioclásio, afloram nas encostas e por vezes compõem os topos das serras, como lajes arredondadas e de dimensões métricas.

São comuns megacristais de plagioclásio dispersos na matriz, por vezes sigmoidais, e porfiroblastos de granada com feições de coalescência, envoltas por coroas/filmes de plagioclásio, interpretadas como cristalização de filmes de fusão *in situ*; ou com coroas de biotita, interpretadas como retrometamorfismo durante a cristalização de fusão *in situ*. Veios de quartzo de espessura centimétrica e comprimentos variáveis, às vezes com mais de 1 metro, concordantes ou truncando a estrutura principal da rocha, muitas vezes em dobras intrafoliais ou formas sigmoidais, são penetrativos em todo o pacote. A ocorrência destas estruturas concordante e discordantemente da estrutura principal evidencia a diacronicidade de geração de fluidos em relação à fase de deformação principal.

Variações na estrutura, granulação e moda dos minerais associadas às feições de fusão *in situ* e *in source* são interpretadas como oriundas de processo anatético incipiente a moderado, do topo para a base do pacote. A caracterização desse processo decorre do estudo em detalhe das pedreiras IC01, IC03 e IC07, iniciado nos trabalhos de Batista (2011, 2015) e em continuidade na presente tese. A pedreira IC01 encontra-se na estrada de ferro abandonada, próxima ao ponto de cruzamento entre o Rio Lambari e a BR-267, nas cercanias da intersecção com a BR-460, expondo rochas de cor cinza escura, com foliação anastomosada, homogênea, com lentes ou veios de quartzo recorrentes ao longo do pacote (Figura 15). A textura da rocha é lepidogranoblástica e sua composição é dada por quartzo, plagioclásio e biotita, compondo a matriz, enquanto a muscovita está associada às bordas de veios de quartzo ou em planos preferenciais paralelos ao bandamento; cianita, como cristais incolores de até 4 mm, e porfiroblastos de granada, com diâmetro médio de 5 mm e máximo de 8 mm, ocorrem associados à biotita em domínios lepidoblásticos. Variações locais na proporção de biotita, quartzo e plagioclásio podem imprimir à rocha bandamento composicional discreto. Cristais de cianita estão dispostos no plano da foliação, mas nem sempre acompanham a direção da lineação mineral definida por muscovita e biotita, paralela a eixos de crenulação que deformam a estrutura principal. Cristais maiores de plagioclásio são comuns e podem ser remanescentes de grãos detríticos (Figura 15G). A paragênese quartzo + muscovita + plagioclásio + cianita + biotita, típica da zona da cianita, acima das condições de quebra da estauroлита, indica metamorfismo em fácies anfíbolito.

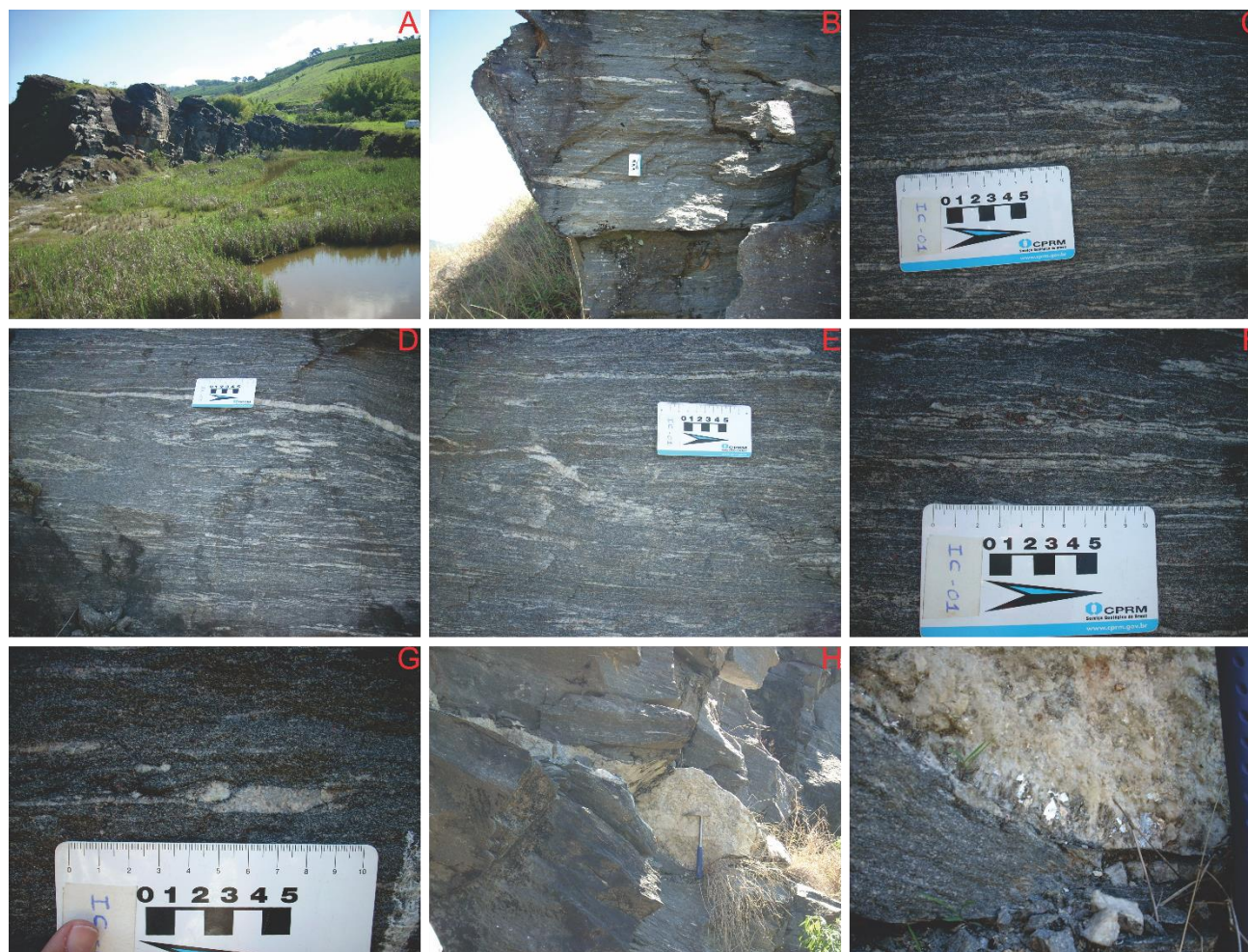


Figura 15 - Pedreira IC01: A) aspecto geral da exposição; B) aspecto geral da estrutura; C-F) ocorrência pervasiva de veios de quartzo, paralelos ou discordantes da estrutura principal; G) porfiroclastos de plagioclásio na matriz xistosa; H) bolsão tonalítico sigmoidal; I) detalhe do bolsão tonalítico com borda rica em muscovita porfiroblástica.

A pedreira IC03 fica localizada na saída sul de Três Corações, nas cercanias da rodovia MG-167 rumo a Cambuquira. A rocha é cinza clara, de granulação grossa a muito grossa, com veios de quartzo ou de composição tonalítica subparalelos à foliação e pequenas lentes quartzo-feldspáticas disformes com contatos transicionais com a matriz. A textura é lepidogranoblástica, gerada pelo notável aumento na quantidade de plagioclásio e quartzo em relação à pedreira IC-01, bem como pela maior granulação, embora porções mais finas ainda preservem bandamento composicional discreto, paralelo à estrutura principal. A foliação em todo o pacote é anastomosada, com leitões lepidoblásticos ricos em biotita ou localmente muscovita tardia envolvendo domínios ricos em quartzo ou quartzo + plagioclásio. Os porfiroblastos de granada apresentam alteração para biotita quando próximos às segregações quartzo-feldspáticas, sendo que estas também ocorrem envelopadas por biotita. Granada e cianita são abundantes e os cristais são maiores que em IC01, com até 2 cm, distribuídos na matriz da rocha. A muscovita apresenta menor proporção modal, subordinada às bandas com textura lepidoblástica ou na forma de porfiroblastos com até 5 cm contidos nos planos de foliação, com orientação levemente discordante da estrutura principal.

Os veios de quartzo apresentam contato retilíneo com a encaixante, enquanto aqueles de composição tonalítica exibem contatos transicionais com a matriz. Neste caso, filmes milimétricos de biotita com até 5 mm de espessura, além de cristais de cianita e granada, podem se associar às bordas das estruturas. Estas segregações estão dispersas na rocha de forma aleatória (Figura 16), formando veios, bolsões e/ou lentes de um a oito centímetros de espessura, contínuos ou descontínuos, com 1 a 50 centímetros de comprimento, em geral paralelos à foliação. Em alguns casos, a presença de cristais de plagioclásio de 1 a 2 cm nas bordas dos veios de quartzo indicam o aproveitamento destas estruturas para a nucleação dos veios/bolsões quartzo-feldspáticos.

A pedreira IC07 encontra-se próxima à IC03 e apresenta características semelhantes a esta e também à IC01, com intercalação de domínios de granulação grossa e com segregações tonalíticas e bancos xistosos com maior quantidade de biotita (Figura 17). Os domínios xistosos possuem granulação fina a média e composição dada por cianita, granada, biotita, plagioclásio, quartzo e muscovita, além de ilmenita, apatita e localmente turmalina. Intercalados aos bancos xistosos, as bandas com segregação apresentam granulação grossa com mais quartzo e plagioclásio e com presença de muscovita porfiroblástica contida na foliação.

No patamar superior da pedreira a rocha exposta trata-se de cianita plagioclásio granada biotita xisto com lentes centimétricas de quartzo grosso paralelas à estrutura principal. Na borda das lentes de quartzo são frequentes *spots* centimétricos de composição tonalítica com biotita euédrica porfiroblástica. Lentes tonalíticas subcentimétricas a centimétricas ocorrem também isoladas em veios de quartzo, em meio a níveis mais micáceos e com granadas maiores, sendo que os níveis mais granoblásticos possuem granadas de tamanho constante (~0,4cm) e presença de porfiroclastos de plagioclásio isolados.

No paredão principal os níveis granoblásticos perfazem cerca de 50% da exposição, separados por domínios com frequentes veios de quartzo, lentes de composição tonalítica e biotita abundante. Na base do paredão, ocorre nível xistoso com megacristais de apatita verde de até 5 cm (Figura 18). No patamar inferior ocorre alternância de níveis xistosos com níveis segregados, sendo mais frequentes os veios e bolsões tonalíticos com espessura média de 2 cm. Neste patamar o domínio superior é composto por cianita granada biotita xisto homogêneo de granulação fina e textura granoblástica, e bandas com segregações tonalíticas de até 5 cm de espessura; rumo à base observa-se contraste reológico na alternância de bandas de até 80 cm de xisto fino com bandas tonalíticas segregadas de mesma espessura. Localmente pode-se acompanhar a continuidade das acumulações tonalíticas engajadas na estrutura principal, com acúmulo de biotita no contato destas estruturas com a matriz xistosa.

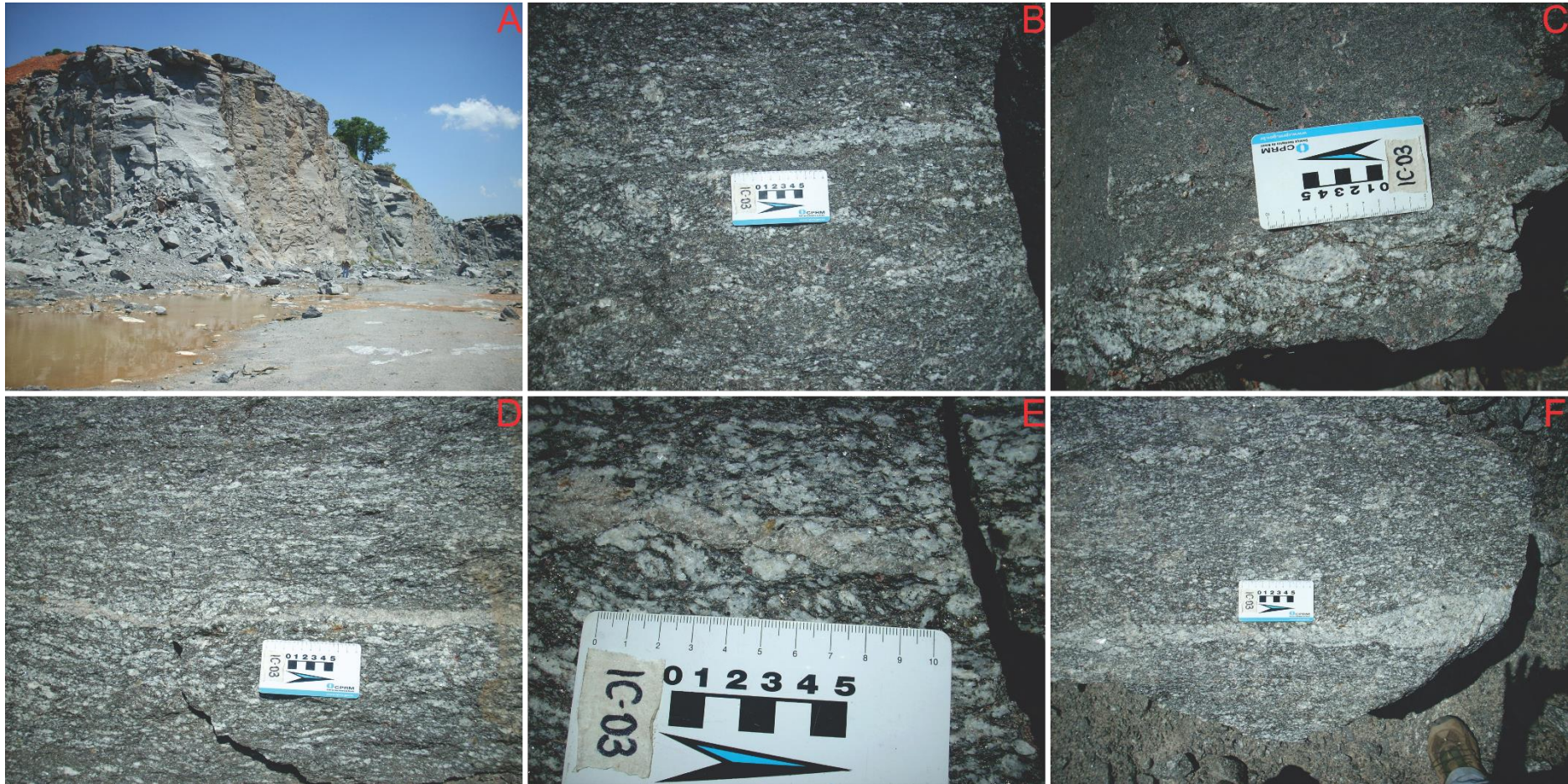


Figura 16 - Pedreira IC03: A) aspecto geral da exposição; B) aumento na granulação e quantidade de quartzo e plagioclásio em relação à pedreira IC01; C) contraste entre domínio xistoso homogêneo fino e domínio grosso com segregações tonalíticas; D) veio de quartzo na matriz grossa; E) plagioclásio associado às bordas de veio de quartzo; F) veio tonalítico na matriz grossa.

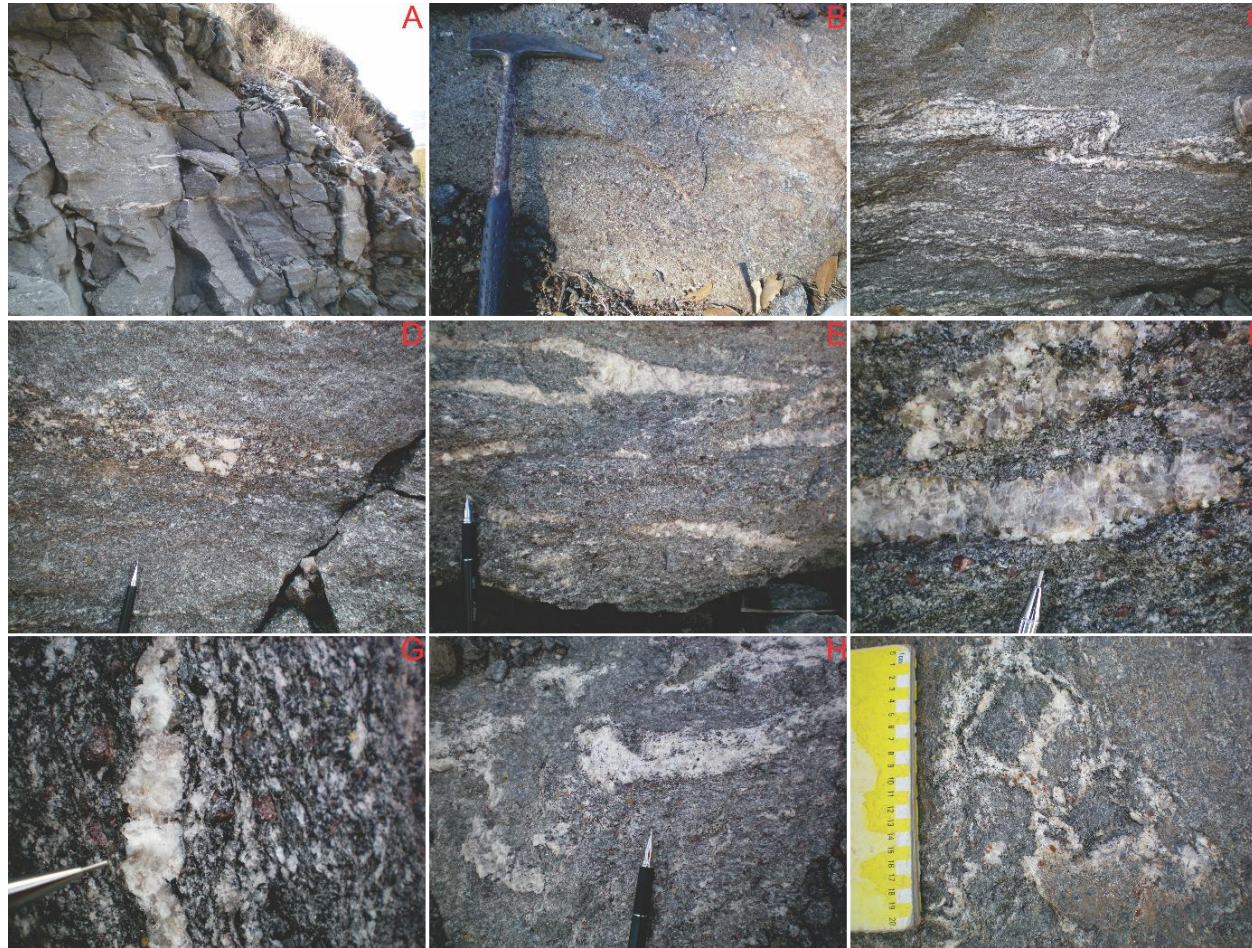


Figura 17 - Pedreira IC07: A) aspecto geral da exposição; B) domínio xistoso homogêneo e de granulação fina, com granadas distribuídas homogêneamente; C) contraste entre domínio xistoso fino e domínio grosso rico em plagioclásio; D) porfiroclastos de plagioclásio em domínio grosso subordinado na matriz xistosa; E) veios de quartzo paralelos à estrutura principal; F) plagioclásio associado às bordas de veio de quartzo; G) segregação de plagioclásio com quartzo associado às bordas; H) segregações tonalíticas; I) envelopamento de segregações tonalíticas por biotita com granada associada.

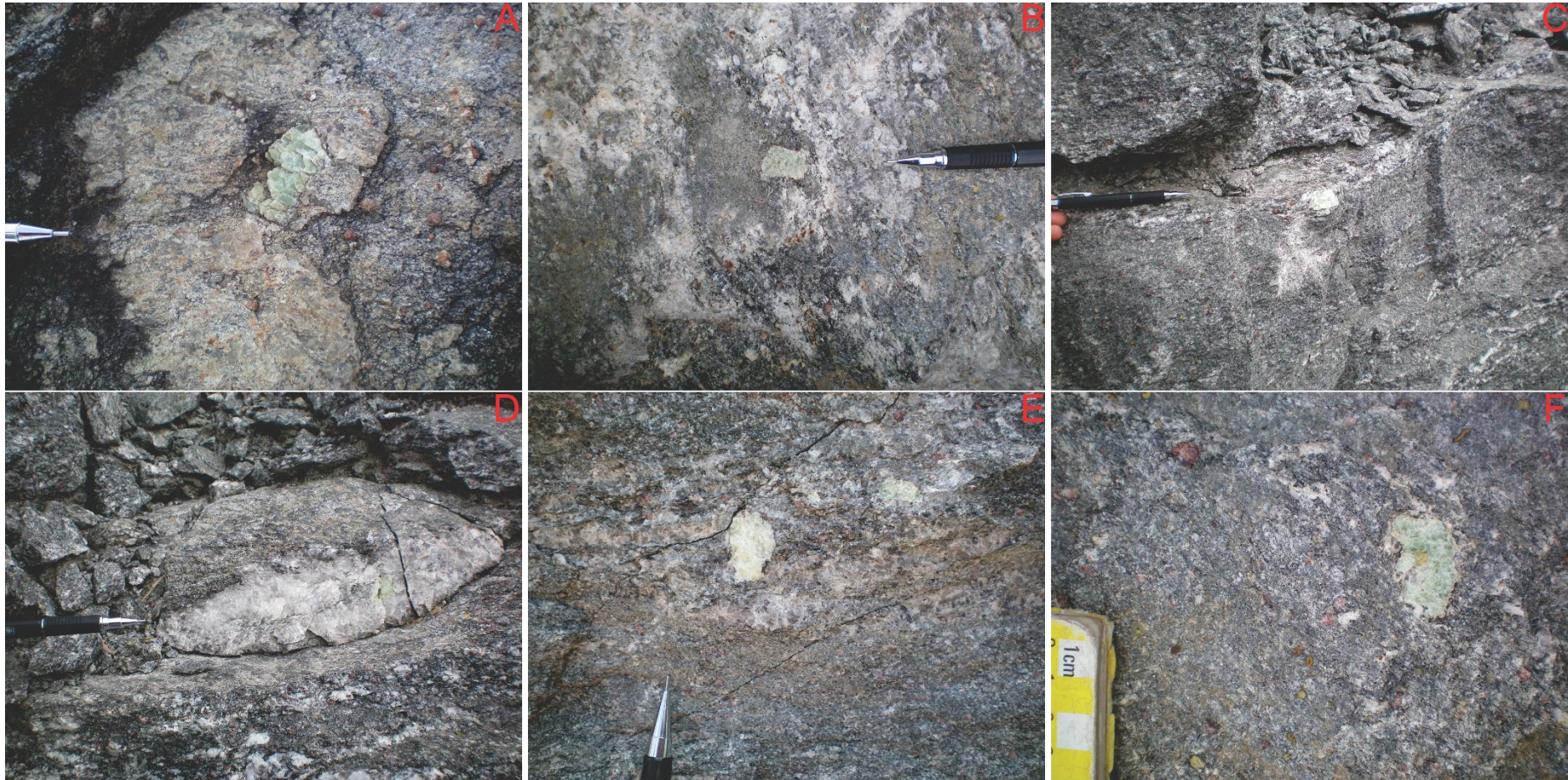


Figura 18 - Megacristais de apatita em IC07: A) no plano de foliação, mais rico em muscovita; B) associado a domínio máfico envolvendo segregação tonalítica; C) na matriz de granulação grossa; D) interno em vio de quartzo; E) em domínio rico em quartzo da matriz de granulação grossa; F) no domínio xistoso de granulação mais fina.

1.4. *Nappe* Andrelândia

A pedreira de Lambari, denominada neste trabalho como IC02, é o afloramento-tipo selecionado no segmento relacionado à porção oeste da *Nappe* Andrelândia (Campos Neto *et al.*, 2007). A exposição localiza-se na periferia sul da cidade de Lambari (Figura 19), na serra de mesmo nome, expondo rocha de cor cinza escura composta por quartzo, granada, muscovita, biotita, plagioclásio e cianita, além de turmalina e veios centimétricos de quartzo, eventualmente com associação de plagioclásio. Os veios se distribuem de forma aleatória na rocha, subparalelos ou eventualmente cortando a estrutura principal, dobrados ou não, e com contato brusco com a encaixante. A estrutura é xistosa, com textura lepidoblástica, definida por micas, além de cristais de cianita e granada que podem formar porfiroblastos. De forma geral, as rochas desta exposição são semelhantes àsquelas observadas na pedreira IC01, salvo o caráter mais verticalizado da foliação e maior quantidade de muscovita.



Figura 19 - Pedreira de Lambari.

1.5. Geologia Estrutural

Apresentam-se, do topo para a base, as pedreiras analisadas no oeste do Sistema de *Nappes* Andrelândia: IC06, IC05, PSA, PR, PTP (*Nappe* Três Pontas-Varginha); e IC07, IC03 e IC01 (*Nappe* Liberdade, vide Batista, 2015), além da pedreira de Lambari, IC02, localizada na faixa basal associada à *Nappe* Andrelândia.

A maioria das feições aqui descritas é reconhecível nas figuras de detalhamento da geologia local, sendo o foco deste capítulo a projeção das estruturas em estereogramas tipo rede de Schmidt.

Na região de Três Pontas a foliação principal (S_n) apresenta-se ondulada, com direção variando entre NW-SE e NE-SW e mergulho entre 5° e 50° para SSW ou SSE (Figura 20). A dispersão NW-SE dos polos das camadas reflete a sobreposição de crenulação com eixo destacado pela orientação de biotita e estiramento de quartzo paralelos, e cuja clivagem (S_{n+1}), em geral espaçada e com maior inclinação, resulta da transposição da estrutura prévia em planos NNE-SSW com mergulho entre 40° e 90° para NW (Figura 21). Na pedreira de Três Pontas a estrutura principal é NW-SE mergulhando ora para NE, ora para NW, perturbada em escala milimétrica a métrica por *boudins* cujos *necks* concordam com a vergência SSW de dobras assimétricas com plano axial WNW-ESE e para onde hospeda leucossoma (Figura 22). Além da conspícua clivagem de crenulação com eixos bem marcados por lineação mineral e de estiramento, observa-se também a presença de lineação de intersecção compatível com a interferência gerada por S_{n+1} (Figura 23). Destacam-se também estruturas tardias como planos de deslocamento sinuosos e subverticais, com orientação NE-SW, pervasivos ao longo de toda a exposição, e espelhos de falha marcados por degraus destacados em planos com mais quartzo, com estrias indicando movimentação sinistral (Figura 24).

Na região de Varginha a orientação da estrutura principal (S_n) é NW-SE com mergulho de ângulo variável para SW, como mostra a dispersão NE-SW dos polos de S_n (Figura 25). Devido à granulação grossa que confere aspecto textural homogêneo aos granulitos observados neste domínio, o reconhecimento de estruturas superimpostas é mais difícil, embora nos litotipos com mais quartzo seja reconhecível clivagem espaçada de caráter rúptil gerada pela crenulação da foliação principal, com orientação NE-SW e mergulho para NW. Observa-se ainda a colocação de veios graníticos de espessura centimétrica e granulação fina, posteriores a essas estruturas, com orientação ENE-WSW e mergulho para SSW.

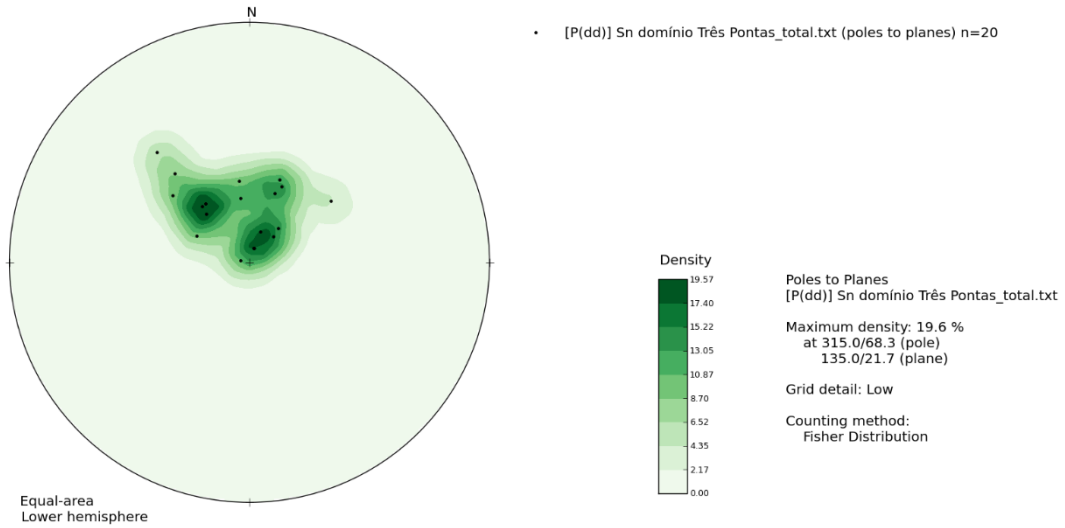


Figura 20 – Rede de Schmidt com projeção dos polos da estrutura principal (Sn) na região de Três Pontas. Destaque para espalhamento NW-SE.

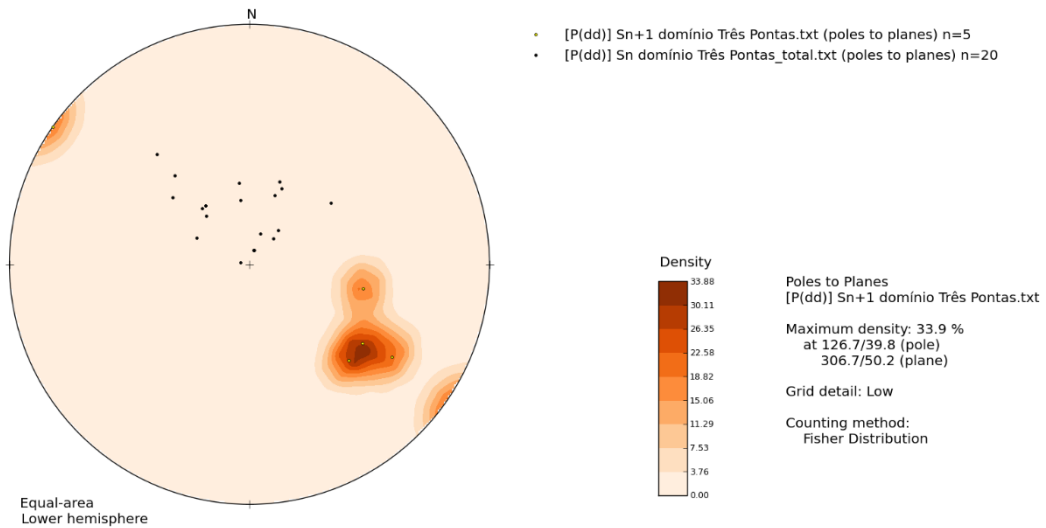


Figura 21 - Rede de Schmidt com projeção dos polos da estrutura principal (Sn) e clivagem de crenulação (Sn+1) na região de Três Pontas. Destaque para o alinhamento NW-SE dos polos de ambas as fases deformacionais.

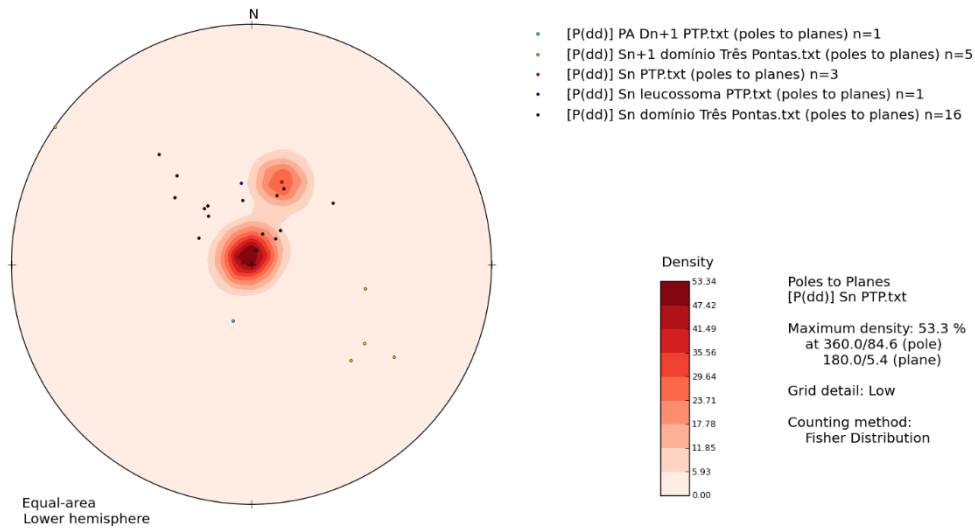


Figura 22 – Rede de Schmidt com dispersão dos polos evidenciando o contraste entre a orientação de Sn e Sn+1 regionalmente e na pedreira de Três Pontas. Destaque para o alinhamento NE-SW dos polos da estrutura da pedreira.

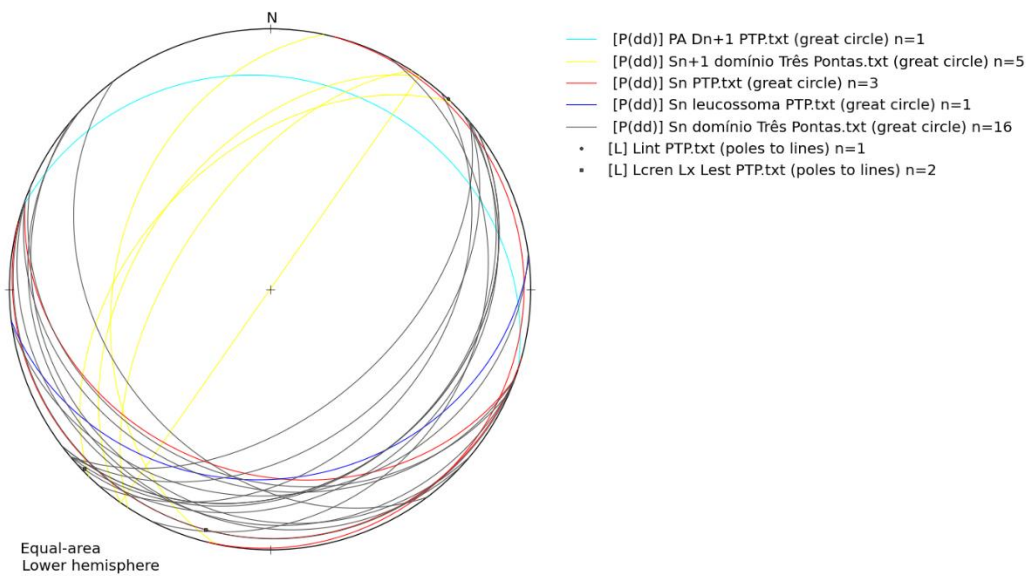


Figura 23 - Rede de Schmidt com projeção dos planos da Sn regional e na pedreira de Três Pontas, da clivagem de crenulação regional, de colocação de leucossoma e plano axial de dobra assimétrica na pedreira de Três Pontas, onde são reconhecidas, também, lineações de estiramento, orientação e estiramento contidas em Sn, e lineação de intersecção entre Sn (regional e pedreira) e Sn+1 (regional). PA = plano axial; PTP = Pedreira de Três Pontas.

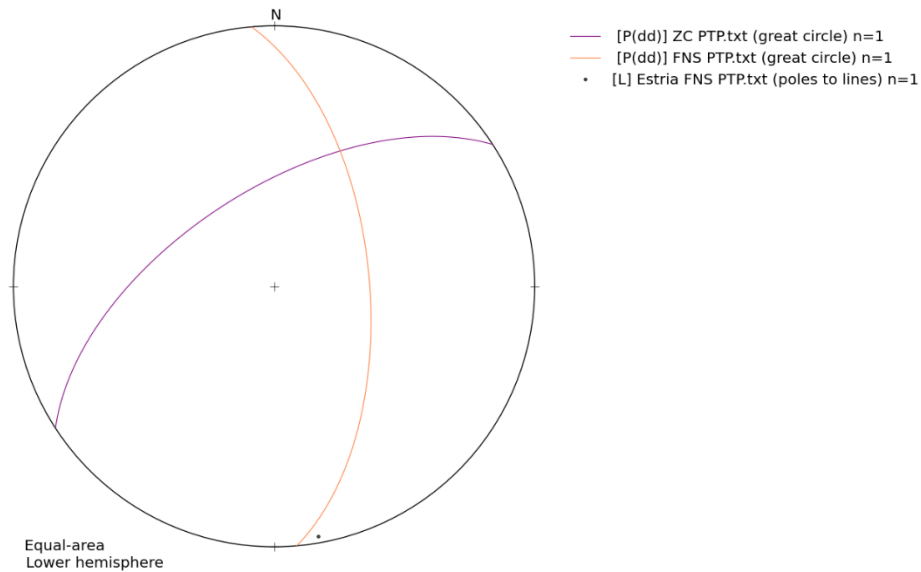


Figura 24 - Rede de Schmidt com projeção dos planos de estruturas tardias (ZC = plano de deslocamento anastomosado subvertical; FNS = falha normal sinistral; PTP = Pedreira de Três Pontas).

Falhas de alto ângulo com preenchimento de biotita e estrias indicando movimento normal, ora sinistral ora dextral, este subordinado, são recorrentes ao longo das pedreiras Santo Antônio e Remanso (Figura 27). Localmente encontram-se também estruturas E-W tardias, com preenchimento de sericita.

A Figura 27 mostra que a estrutura principal de ambos os domínios é compatível, sendo a S_n média 206/15 paralela ao plano axial de guirlanda de dobra cilíndrica com orientação 028/75 e polo 208/15. Apesar de escassos, os dados de S_{n+1} mostram plano médio com orientação 304/44 e guirlanda de dobra cilíndrica semelhante à de S_n , com orientação 041/80 e polo 221/01, sugerindo coaxialidade entre ambas as fases. Lineações de minerais e estiramento apresentam baixo ângulo com caimento para WSW-SW e estão contidas no plano 207/12, paralelo ao plano médio da foliação, enquanto eventuais lineações de intersecção apresentam caimento para SSW. As estruturas verticalizadas e com preenchimento de biotita observadas nas pedreiras de Três Pontas e Santo Antônio apresentam compatibilidade na orientação N-S/NE-SW, enquanto na Fazenda Remanso as fraturas tardias têm orientação NW-SE (Figura 29).

A estrutura principal das rochas descritas na *Nappe Carmo* da Cachoeira apresenta plano médio com orientação 223/19 formando guirlanda de dobra cilíndrica orientada em 047/71 com polo 227/18 (Figura 28). As lineações de estiramento reconhecidas neste setor possuem caimento de baixo ângulo para sudeste e estão espalhadas ao longo do plano 220/15, paralelo à S_n média, sugerindo redobramento desta fase. Na *Nappe Liberdade* ocidental a S_n possui

orientação média de 206/04 e guirlanda de dobra cilíndrica orientada em 056/86 com polo em 236/04 (Figura 28).

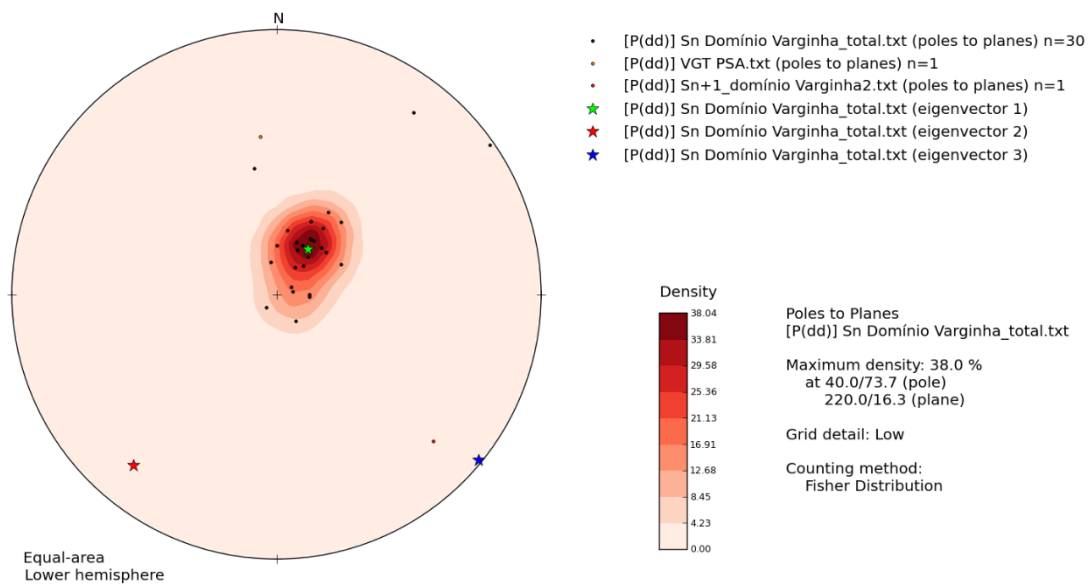


Figura 25 - Rede de Schmidt com projeção dos polos e vetores de esforços relacionados à estrutura principal (Sn) das rochas no domínio Varginha. VGT = veio granítico tardio; PSA = Pedreira Santo Antônio. σ_1 = verde, σ_2 = vermelho e σ_3 = azul.

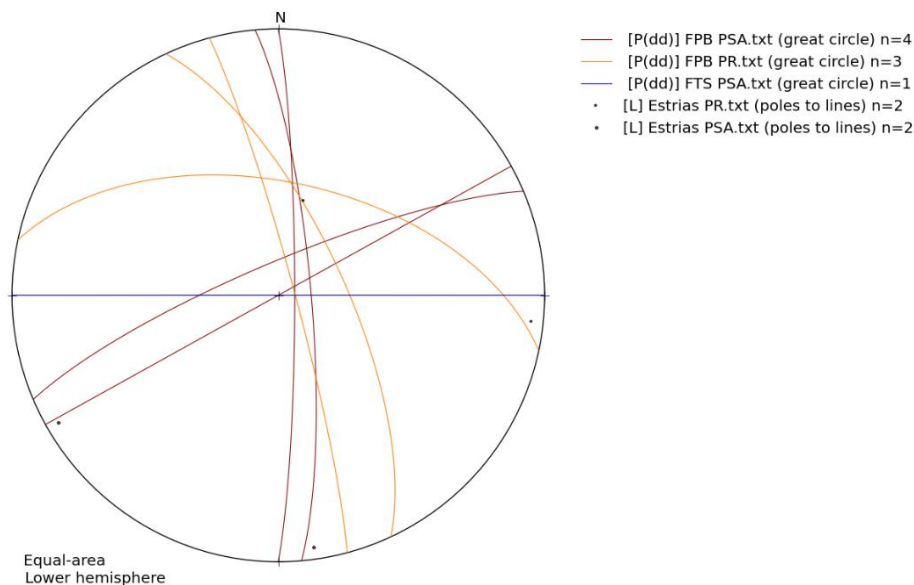


Figura 26 - Rede de Schmidt com projeção dos planos de falha e estrias tardios nas pedreiras Santo Antônio e Remanso, na região leste de Varginha. Destaque para o deslocamento para NW-SE do sistema presente na pedreira Remanso (a norte) em relação à pedreira Santo Antônio (a sul), cujas falhas apresentam direções N-S e NE-SW. FPB = fratura preenchida por biotita; FTS = fratura tardia com sericita; PR = Pedreira Remanso; PSA = Pedreira Santo Antônio.

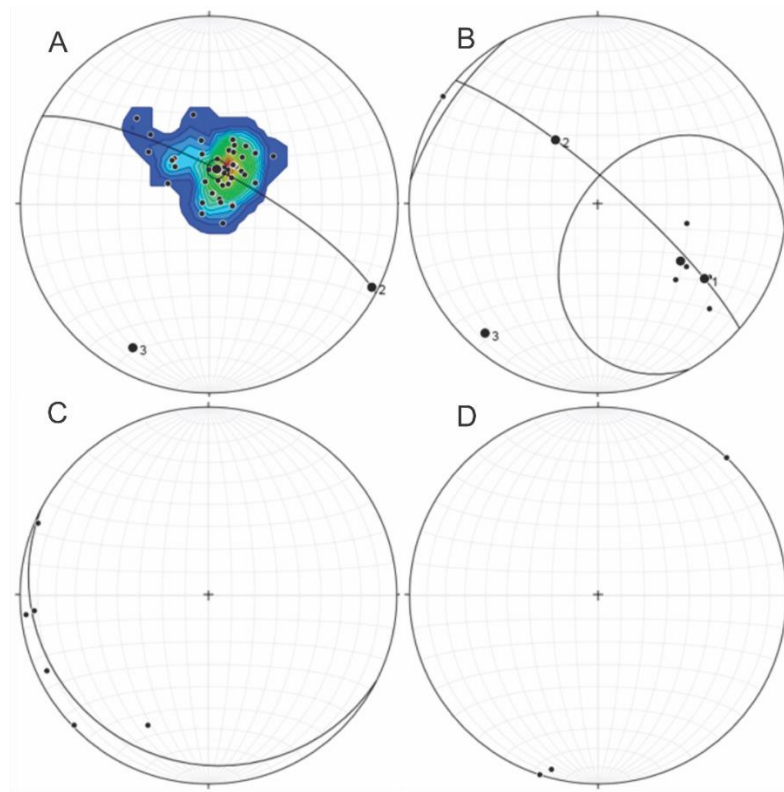


Figura 27 - Estruturas na Nappe Três Pontas-Varginha: A) Polos de Sn (n=48) com guirlanda de dobra cilíndrica; B) Polos de Sn+1 com guirlanda de dobra cilíndrica (n=6); C) Lineações de orientação/estiramento mineral (n=9); D) Lineações de intersecção (n=3). Projeções em Rede de Schmidt.

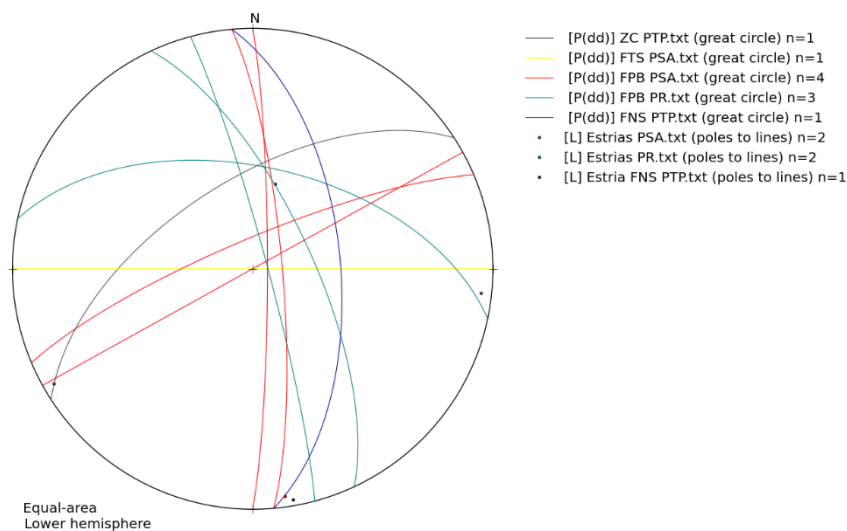


Figura 28 - Rede de Schmidt com os planos das estruturas rúpteis presentes nas pedreiras de Três Pontas, Santo Antônio e Fazenda Remanso. Destaque para a orientação N-S/NE-SW compatível nos extremos N e S, pedreiras Três Pontas e Santo Antônio, respectivamente, em contraste com os planos NW-SE da pedreira Fazenda Remanso. ZC = plano de deslocamento anastomosado subvertical; PTP = Pedreira de Três Pontas; FTS = fratura tardia com sericita; PSA = Pedreira Santo Antônio; FPB = fratura preenchida com biotita; PR = Pedreira Remanso; FNS = Falha normal sinistral.

Nessas *nappes*, inferiores, o padrão estrutural dominante nas metagrauvacas é definido por xistosidade marcada pela orientação de biotita com muscovita, granada e/ou cianita

associadas, evoluindo para bandamento composicional alternando domínios granoblásticos de quartzo e plagioclásio; enquanto os bancos quartzíticos têm foliação definida pelo estiramento do quartzo e orientação de micas nos domínios lepidoblásticos subordinados. No caso da *Nappe Carmo da Cachoeira*, a estrutura principal da base de alto grau é definida pelo bandamento em escala centimétrica alternando porções gnáissicas e graníticas muito alteradas, mas nas quais ainda é possível reconhecer a associação cianita + granada + feldspato potássico.

A similaridade entre as guirlandas formadas pelo espalhamento dos polos de Sn nas três *nappes* mostra o caráter pervasivo dessa estrutura, sendo que as *nappes* Carmo da Cachoeira e Liberdade ocidental/Carmo da Cachoeira meridional apresentam correspondência ainda maior – similaridade de nível crustal? (Figuras 30, 31 e 32).

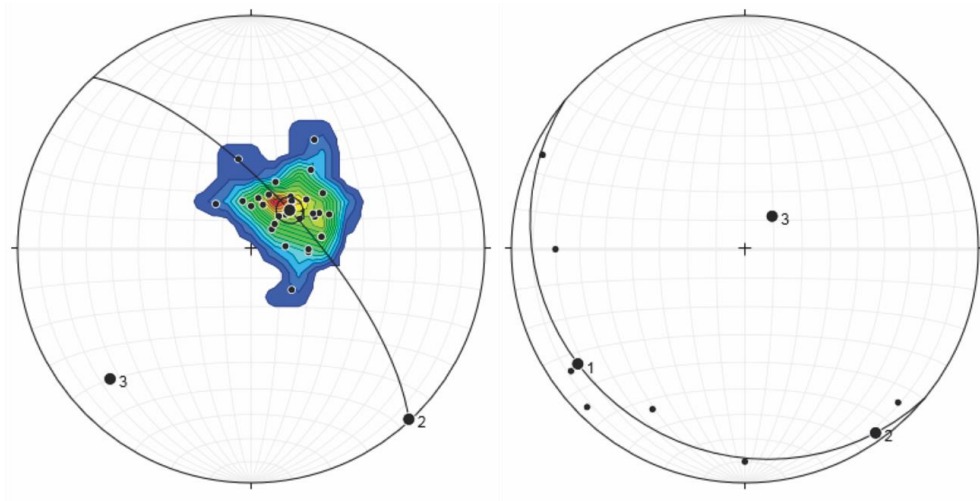


Figura 29 - Rede de Schmidt com projeção dos polos e guirlanda da Sn (n=48, à esquerda); e lineações de estiramento com plano de espalhamento (à direita, n=7) na *Nappe Carmo da Cachoeira*.

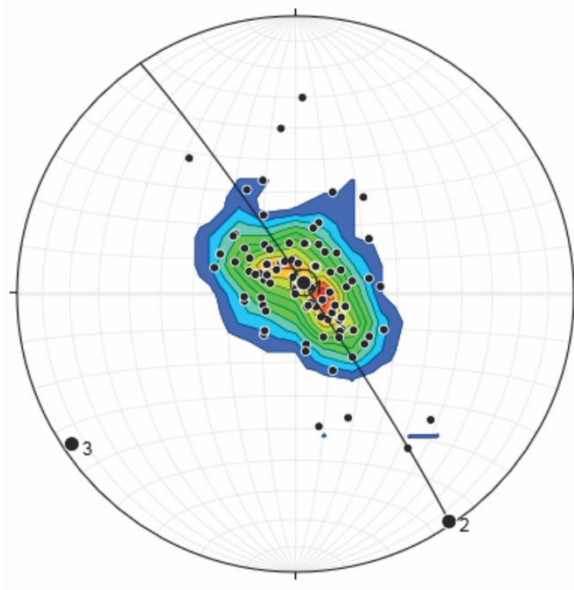


Figura 30 - Rede de Schmidt com projeção dos polos e guirlanda da Sn da Nappe Liberdade ocidental/Carmo da Cachoeira meridional (n=96).

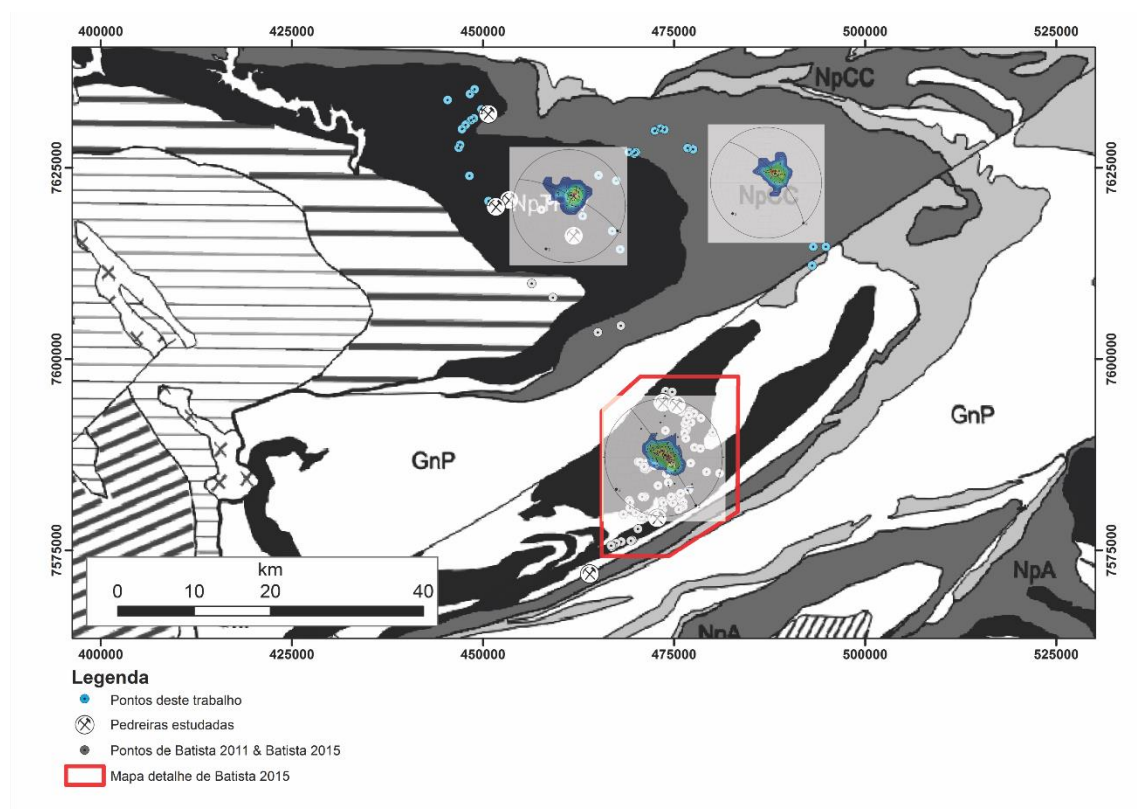


Figura 31 – Distribuição dos polos e guirlandas de Sn nas nappes Três Pontas-Varginha, Carmo da Cachoeira e Liberdade ocidental/Carmo da Cachoeira meridional.

1.6. Petrografia

A petrografia dos litotipos da pedra de Três Pontas é descrita com riqueza de detalhes no trabalho de Martinez (2015), que os classifica em rutilo-cianita-granada granulito (predominante), rocha residual máfica e rochas calciossilicáticas. Além desses dados, nova coleta de litotipos das distintas fácies aflorantes foi realizada afim de aprofundar as interpretações petrológicas e a correlação entre os domínios composicionais. Estas amostras foram caracterizadas junto aos exemplares selecionados nas pedreiras Santo Antônio e Remanso.

As rochas associadas ao domínio Liberdade encontram-se detalhadamente descritas nos trabalhos de Batista (2011, 2015), e foram alvo de detalhamento petrográfico das fases acessórias, com ênfase às associações texturais envolvendo rutilo, monazita e zircão. Exemplares de quartzito e cianita-granada-biotita xisto da Nappe Carmo da Cachoeira também se encontram nos materiais em fase de caracterização.

As rochas metamáficas da Pedreira de Três Pontas apresentam estrutura foliada a bandada, com granulação fina a grossa, de acordo com o domínio em questão: em geral predomina matriz fina a média composta majoritariamente por hornblenda, biotita, plagioclásio e quartzo subordinado, com ou sem clinopiroxênio reliquiar, em contraste com segregações tonalíticas de granulação grossa com megacristais de clinopiroxênio. Rutilo, titanita, escapolita e ilmenita são as fases acessórias mais comuns, com epídoto, zircão, carbonato, allanita, apatita e monazita subordinados.

Em domínios anfibolíticos homogêneos (*e.g.* PTP9) a estrutura principal é definida por foliação nematoblástica gerada pela orientação de hornblenda euédrica, rica em inclusões de rutilo, ilmenita, quartzo, plagioclásio, zircão, escapolita e monazita. Plagioclásio e quartzo são intersticiais e menos idiomórficos em relação aos anfibólios, sendo comum a formação de *strings* na borda destes minerais. A biotita ocorre na forma de ripas intersticiais concordantes com a estrutura principal ou substituindo a hornblenda em domínios retrometamórficos nos quais nota-se também aumento relativo na quantidade de minerais félsicos. Pequenas segregações tonalíticas isoladas encontram-se pontualmente preservadas.

Mais comum, o bandamento alternando domínios tonalíticos e anfibolíticos ocorre de escala centimétrica a decimétrica, destacando porfiroblastos e/ou relíquias de clinopiroxênio em distintos contextos texturais. As bandas quartzo-feldspáticas, apesar de contínuas e concordantes com a foliação principal, são subordinadas à matriz anfibolítica, com transição

gradual ou abrupta de domínios nematoblásticos homogêneos mais espessos, definidos por hornblenda euédrica com biotita decussada, plagioclásio e quartzo intersticiais para domínios enriquecidos em biotita e félsicos. Nestes últimos o bandamento é mais evidente, alternado faixas quartzo-feldspáticas granoblásticas e faixas nematolepidoblásticas nas quais a hornblenda apresenta diminuição em quantidade e granulação, com feições de desequilíbrio e substituição por biotita, carbonato e minerais opacos (*e.g.* PTP4B). Além de escapolita, rutilo, quartzo e plagioclásio, a hornblenda apresenta inclusões finas, arredondadas ou localmente euédricas, de zircão. Este mineral também pode ocorrer nos domínios granoblásticos como pequenos cristais arredondados intersticiais ou na forma de inclusões.

Megacristais esqueletais de clinopiroxênio parcialmente substituídos por hornblenda com quartzo, plagioclásio e escapolita associados ocorrem com orientação discretamente discordante da foliação principal nos domínios nematoblásticos, nos quais é comum a ocorrência de gotículas e estruturas vermiformes quartzo-feldspáticas. Embora mais frequente na associação intersticial ou inclusões em hornblenda, com ou sem coroas de titanita ou ilmenita, o rutilo pode ocorrer também nos domínios granoblásticos como inclusões em plagioclásio, sem texturas coroníticas. Nos domínios nematoblásticos encontram-se, ainda, pseudomorfos de rutilo compostos por ilmenita com coroas de titanita. Nos domínios félsicos encontram-se cristais robustos, euédricos e alongados de zircão incluso em quartzo, com até 0,1 mm de comprimento no eixo maior, quanto cristais menores e mais finos encontram-se pontualmente associados aos restos de piroxênio, além de cristais arredondados com diâmetro de até 0,12 mm, de cor verde intensamente pleocróica – turmalina? Localmente, associados às inclusões de zircão na hornblenda, encontram-se cristais arredondados de monazita com diâmetro de até 0,05 mm (*e.g.* PTPM1A).

Nas regiões enriquecidas em biotita e félsicos é comum a ocorrência de arcos poligonais da mica concordantes à estrutura principal, enquanto se restringe o aparecimento de coroas de titanita nos cristais de rutilo. Relíquias de piroxênio também ocorrem nesses sítios, apresentando hornblenda arredondada na porção interna dos cristais, além da usual substituição de bordas junto a quartzo, plagioclásio e escapolita – retrometamorfismo através da penetração por micro/nanofraturas ou relíquia de metamorfismo progressivo (*e.g.* PTPM1B). Nos domínios lepidonematoblásticos locais é possível reconhecer ondulação aberta da estrutura principal com orientação de biotita paralela ao plano-axial da estrutura superimposta e recristalização marcada pela ocorrência subordinada de arcos poligonais também concordantes (*e.g.* PTPM2A).

Menos comuns, ocorrem também domínios granonematoblásticos de granulação grossa com clinopiroxênio, hornblenda, plagioclásio, quartzo, escapolita e carbonato, sem rutilo preservado, apenas pseudomorfos de ilmenita, enquanto o piroxênio é o principal mineral máfico e apresenta-se como cristais subédricos com bordas corroídas por opacos e escapolita associados, em meio a matriz de plagioclásio subédrico com bordas sinuosas e quartzo arredondado subordinado. O piroxênio apresenta eixo maior em média de 0,3 mm, podendo formar *clusters* com até 3 mm de diâmetro, que às vezes parecem grandes cristais recristalizados, apresentando inclusive continuidade óptica. Pode conter inclusões de zircão com hábito predominantemente arredondado, embora haja um ou outro cristal mais alongado, e aparentemente alguma monazita. Pode também estar parcialmente substituído hornblenda (*e.g.* PTPM2B). Segregações félsicas, geralmente controladas por *necks* de *boudins*, dominadas por plagioclásio, ricas em escapolita e com quartzo subordinado, apresentam, nestes dois minerais, inclusões arredondadas de zircão e monazita (*e.g.* PTPM2C).

Nos locais onde essas segregações são mais possantes pode ocorrer assimilação importante de máficos, preservando localmente a transição retrometamórfica para hornblenda, além de escapolita. Este mineral também ocorre na forma de megacristais com apatita associada, nas zonas de contato com os domínios máficos anfibolíticos (*e.g.* PTPM4A,B; PTP3). Ainda em relação às bordas dessas segregações, observa-se maior grau de recristalização da fração quartzo feldspática e granulação menor em relação aos cristais das porções mais internas dessas estruturas (*e.g.* PTP2B).

A allanita pode ocorrer tanto intersticial na matriz ou como inclusões em hornblenda e biotita dos domínios anfibolíticos, quanto inclusas em cristais de clinopiroxênio nas segregações tonalíticas (*e.g.* TPR01E1). Quando associado à matriz anfibolítica, o clinopiroxênio apresenta feições de desequilíbrio como simplectitos com substituição por hornblenda e titanita associada, enquanto nas segregações tonalíticas preservam-se megacristais euédricos, sendo comum a associação de escapolita às suas bordas (*e.g.* TPR01L). Além de cristais intersticiais, inclusões e *strings* nos domínios nematoblásticos, os cristais de quartzo apresentam-se muito estirados, formando *ribbons* com extinção ondulante nas bandas granoblásticas, ou xenomórficos a subidiomórficos de granulação média a grossa em domínios tonalíticos, ocorrendo também zonas de intensa recristalização nas quais apresenta contatos retilíneos com ângulo de 120° com plagioclásio, formando textura em mosaico (*e.g.* PTP8).

APÊNDICE IV

ARTIGO:

**ZIRCON U-PB PETROCHRONOLOGY – UNRAVELLING ZIRCON PB-LOSS,
EPISODIC AND LONG-LIVED METAMORPHISM IN UPPER AMPHIBOLITE FACIES
MIGMATITES**

ABSTRACT

In suprasolidus metasedimentary rocks, the preservation degree of detrital/xenocrystic crystals, the bulk and local composition, the temperature of equilibrium, and the presence of melt will control zircon behaviour and consequently the timing recorded by its U–Pb isotopic clock. In cases where discordance is a major characteristic of the zircon geochronology database, an outcome is that zircon cores and rims cannot be straightforwardly considered as inherited and metamorphic components, respectively. In this sense, anatexis, discordance and apparent overlapping of detrital and (re)crystallization ages in sub-horizontal allochthons widely spread within ancient orogenic roots can make igneous, depositional, metamorphic and Pb-loss events challenging to isolate. This is the case for zircons within the interference zone between the southernmost Brasília (700–560 Ma) and central Ribeira (600–492 Ma) orogens. This study provides insight to the record of each orogeny through linking the U–Pb age to trace-element signature (‘petrochronology’) of zircon and garnet within sub- to suprasolidus domains of the main semipelitic unit of the area, in order to resolve its maximum age of deposition and the timescale of metamorphism, both of which remain debatable despite numerous studies. We distinguish Pb-loss, recrystallization or growth in equilibrium with garnet and melt through geochemical, thermodynamic and statistical modelling. The signature of zircon cores and rims from the melt-poor schist of the unit and a hosted anatectic muscovite-bearing tonalite parallel to its foliation; and from the residue, the in-source tonalitic leucosome, and the unsegregated neosome of the metatexitic domain illustrates this mineral as an open or closed system, depending on the context. Detrital Upper-Tonian zircons (~ 750 Ma) define the youngest source to the protolith, reflecting either previous (inherited) disturbance or open-system behaviour that is not in equilibrium with garnet neither linked to anatexis. The Brasília orogeny is linked to the main foliation and structure, formed at pressures up to 17 kbar, with metamorphic peak between 770 and 800 °C, in the equilibrium field of quartz + plagioclase + biotite + garnet + kyanite + rutile + ilmenite + melt; and to retrogression with re-equilibrium of muscovite in H₂O-rich subsolidus conditions, developing a spaced cleavage and widespread recrystallization at ~9 kbar and ~550 °C. Decoupled recrystallization of zircon cores and rims in the anatectic quartz-rich granitoids and in the metatexitic matrix record the beginning of suprasolidus differentiation at 700 Ma, also prior to the equilibrium with garnet. Zircon/garnet HREE partitioning arrays indicate prograde-to-peak equilibrium from 680 Ma until 650 Ma, period of

the maximum burial. The peak temperature is sustained between 650 and 620 Ma, associated with pressure decrease in the kyanite stability field. Widespread zircon and monazite crystallization between 613 and 580 Ma records the melt REE saturation, concomitant to the destabilization of muscovite and to the replacement of rutile by ilmenite. Zircon rims and cores between 580 and 560 Ma record late recrystallization and disturbance by fluid-release at the solidus, the period in which muscovite re-equilibrates. Burial depths to between 50 and 70 km and a slow pressure decrease path to 20–30 km depth over a period of 90 Myrs are compatible with slow exhumation rates and timescales reported from modern and ancient accretionary systems. The Ribeira orogeny relates to interstitial crystallization of tiny, randomly oriented fibrolite in quartz-feldspathic domains, which could support static re-heating up to 700 °C below 6.5 kbar. Rare Cambrian (520–500 Ma) zircon is coeval with the Ar/Ar system reset in mica reported by other studies, and suggests that the overprinting might have sustained near-solidus conditions in the studied area. Garnet resorption and local replacement by chlorite, zircon replacement by xenotime and the late, static sillimanite crystallization define the late cooling stage of this event. ‘Seeing through’ the widespread partial isotopic resetting indicates that simplistic textural interpretation of zircon coupled with arbitrary adjusted concordant populations is misleading and can be incorrect or incomplete in upper amphibolite facies migmatites, where multiple equilibria domains may coexist.

KEYWORDS: anatexis, discordance, garnet, REE, trace elements, U–Pb geochronology

1 INTRODUCTION

In South America and Africa, the Neoproterozoic record comprises the Gondwana-related Brasiliano–Pan-African orogenic cycle, as well as older belts up to 1000 Ma (Figure 1A). These rocks record diachronous interactions of subduction, magmatic and collisional processes (e.g. Basei et al., 2018; Brito Neves, 2003; Fuck, Brito Neves and Schobbenhaus, 2008; Li et al., 2008). In this context, the Brasília Orogen (670–560 Ma, Figure 1B) sheds light on the late stages of the Rodinia collage (Frugis, Campos Neto and Lima 2018) and the early assembly of the western Gondwana landmasses (Reno et al., 2009; Valeriano et al., 2017).

The thermal, temporal and tectonic reconstruction of ancient orogens require a framework linking P – T conditions recorded by metamorphic paragenesis to geochronological information ideally available from the same equilibrium volume (e.g. Brown, 2009; Engi, Lanari and Kohn, 2017). Petrochronology is the integration of a geochronometer age data, chemistry and morphology with features including trace element partitioning with potentially coexisting minerals from which P – T information can be extracted (Kohn, Engi and Lanari, 2017). This approach depends on unravelling the paragenetic sequence of mineral growth, which might reflect thermodynamic equilibration (e.g. Lanari and Engi, 2017; Powell, 1978; Powell and Holland, 2008; Yakymchuk, Clark and White, 2017).

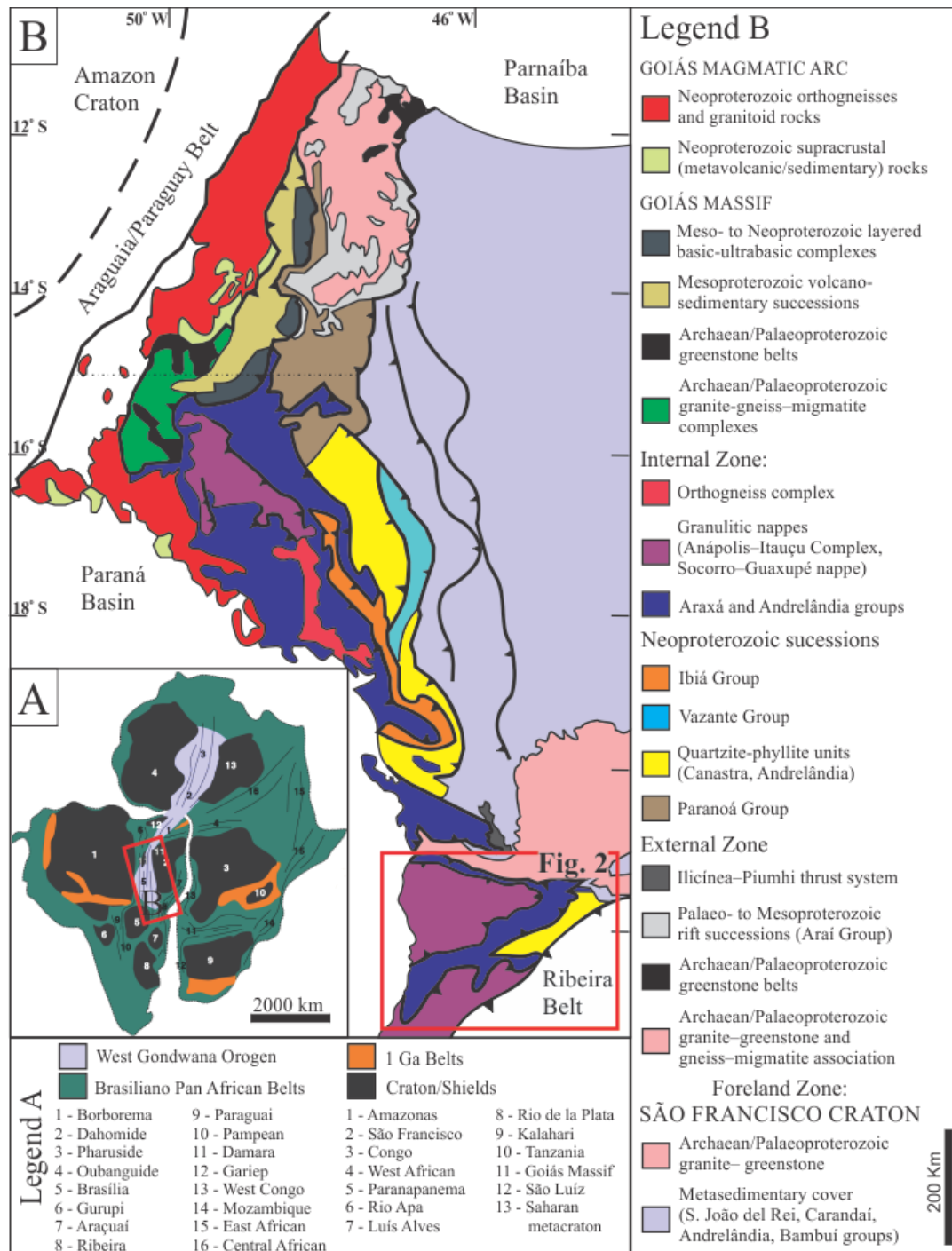


Figure 1 – (A) Main cratonic blocks and mobile belts of Gondwana in south America and Africa (after Ganade de Araujo et al., 2014a, b; and de Wit et al., 2008). (B) The Brasília Orogen (after Dardenne, 2000; Pimentel, 2016; Pimentel and Fuck, 1992; Valeriano, 2017; Valeriano et al., 2004a, b; and references therein). Dot-dashed line: northern limit of the southern Brasília Orogen (Valeriano, 2017). The studied area is detailed in Figure 2.

We use petrochronology to address the significance of scattered zircon datasets from semipelites at the southernmost edge of the Brasília Orogen, a crustal puzzle of similar metasedimentary allochthons with contrasting interpretations about their sources and metamorphism because of the high degree of deformation, and limitation on the assessment of thermodynamic equilibrium (Figure 2; Table 1). The thermal and metamorphic influence of the

overprinting Ribeira Orogen (606–530 Ma) is a debatable question in the studied region. An orogenic interference zone is proposed (e.g. Trouw et al., 2013a; Trouw, Paciullo and Ribeiro, 1994), but the timing of the protoliths deposition, the Brasília metamorphism and the Ribeira overprint are still a work in progress developed by several research groups (Table 1).

The investigation of metamorphic zircon equilibria within the partially melted semipelites, that reach temperatures up to ~800 °C in the western Andrelândia Nappe System (Figures 2 and 3), approaches the local anatexis differentiation in a high strain context, where the presence of detrital cores, open-system behaviour and poorly developed metamorphic rims are drawbacks for addressing the timing of partial melting, metamorphism (recrystallization) and melt crystallization of zircon.

The combination of U–Pb isotope geochronology with Y and REE behaviour in zircon and garnet is used for delineating detrital versus metamorphic records, and to assess the duration of the Neoproterozoic metamorphism in the southernmost Brasília Orogen. Garnet is a major reservoir for Y + HREE, and, depending on the trend in changes to imposed P – T conditions, may represent a source or sink interacting with zircon during metamorphism. The coexistence of these minerals generates specific and predictable partitioning patterns with potentiality to geothermometry, promoting a stronger link for age interpretation within a P – T path (Rubatto and Hermann, 2007; Taylor et al., 2017, 2015).

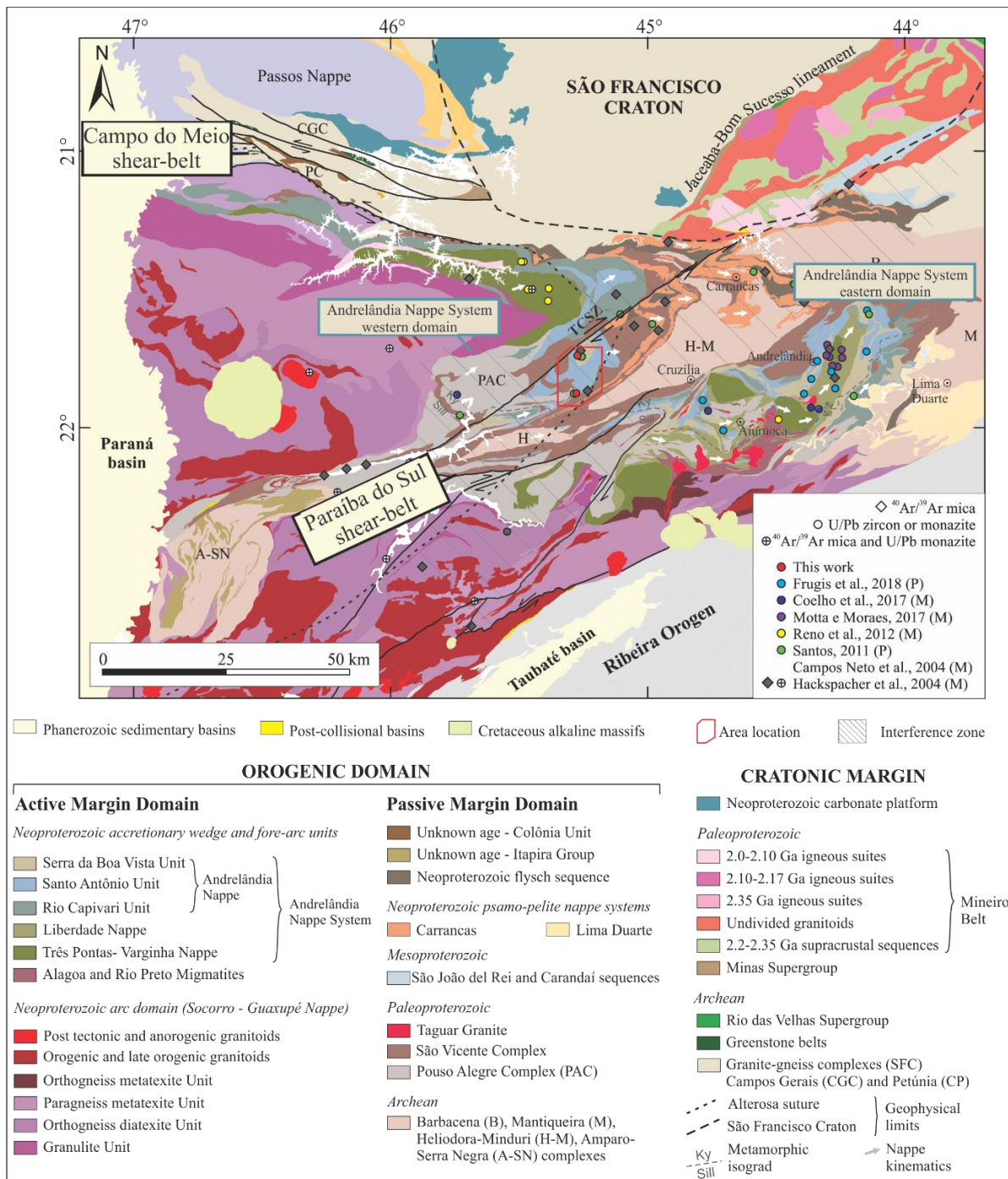


Figure 2 - The southernmost Brasília Orogen: main Neoproterozoic nappe systems after Frugis et al. (2018), Campos Neto & Caby (2000); Campos Neto et al. (2011); Cioffi et al. (2012, 2016); Valeriano (2017); Westin and Campos Neto (2013); Westin et al. (2019, 2016). Campo do Meio Shear belt as in Gengo (2020) and Julião (2016). Mineiro belt after Cioffi et al. (2016) and Teixeira et al. (2015). The Alterosa suture: gravimetric anomaly from Malagutti et al., 1996. TCSZ = Três Corações Shear Zone. Spots: key geochronological studies on provenance (P) and metamorphism (M) of the Andrelândia Nappe System. Studied quarries also analyzed in Hackspacher et al. (2004), Trouw (2008), Santos (2011), Reno et al. (2012), and Westin et al., 2021.

This method linked the disturbance of inherited zircon to melt and garnet interaction in the studied rocks. The textural equilibrium of zircon with melt, garnet, rutile, monazite and xenotime in different microstructures, coupled with comparison of the U–Pb discordant dataset in each analysed sample, support the duration of the Brasília metamorphism from the late

Cryogenian throughout the Ediacaran, restraining to the Cambrian the possibility of the interference of the Ribeira Orogen.

Table 1 - Major litho-structural units of the southernmost Brasília Orogen with respective interpretation according to the geotectonic models I and II detailed in session 2. Modified from Kuster et al., 2020, which presents a thorough compilation of reports on the U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd systematics for detrital zircon at the SBO. Detailing of the geochronological record in the Santo Antônio Unit is presented in Table 2.

<i>Model I</i>		Southernmost Brasília Orogen		<i>Model II</i>		
Inverted intraplate margin affected by interference of the Ribeira Orogen				Long-lived orogen		
Intrusion of granitic bodies related to crustal melting in the Ribeira Orogen		Magmatic emplacement (580-560 Ma)		Crustal melting and (re)crystallization during the orogen thermal relaxation and cooling		
Paranapanema paleoplate		Socorro-Guaxupé Nappe (Arc-derived UHT granulites)		Paranapanema paleoplate		
São Francisco intraplate margin	Lower Sequence (A6)	Andrelândia Nappe System	Três Pontas-Varginha and associated klippen	Forearc metasedimentary rocks	Paranapanema paleoplate	
	Lower Sequence (A6)		Liberdade Nappe			
Collisional front	Upper sequence (A5)		Andrelândia Nappe	Serra da Boa Vista	Syn-collisional flysch	Collisional front
São Francisco intraplate margin	Lower Sequence (A6)			Santo Antônio unit	Island-arc-derived metagreywackes	Subducting slab
	Lower sequence (A3, A4)	Rio Capivari unit	Pelagic metasedimentary rocks			
	Lower Sequence (A1, A2)	Carrancas and Lima Duarte Nappe Systems	Psammopelitic metasedimentary rocks	São Francisco passive margin		
		São Vicente Complex		Paleoproterozoic infrastructure		

It can be a hard task to constrain an unbiased approach to detrital zircon in upper amphibolite facies suprasolidus semipelites formed during regional metamorphism. Although most zircon crystals analysed here have preserved cores with their igneous textures, an important parcel of them seem to have been affected by the metamorphism, i.e. they are opened systems or have recrystallized. In the same way, the textural decoupling of zircon cores and rims can be inherited from both igneous and metamorphic sources, an additional complexity to deal with while separating concordant/cogenetic populations.

The concomitance between anatexis and deformation in the studied semipelites creates local compositional domains to which zircon will respond differently, according to the availability and preservation degree of detrital crystals. Early segregated leucosomes (i.e. the muscovite-bearing quartz-rich granitoid) will carry detrital zircon which will be damaged by dissolution in water-rich but undersaturated REE suprasolidus conditions. The migration of this

melt could induce anatexis in throughout the semipelitic unit in order to adjust its water content towards equilibrium (e.g. Weinberg and Hasalova, 2015).

The synchronous deformation could enhance melt migration, favouring zircon recrystallization in the left residue and in the in source segregated leucosome, whereas melt retention in the metatexite matrix would promote dissolution-reprecipitation processes (e.g. the Ostwald ripening mechanism of Nemchim et al., 2001). The association of inherited textural complexities from non-cogenetic sources and the geochemical subsystems which control zircon metamorphism and anatectic crystallization demands an approach that integrates such disturbances throughout the time. In the investigated area, this has a direct impact on the maximum depositional ages constrained to the semipelites, and to the timing of the Brasília and Ribeira orogens.

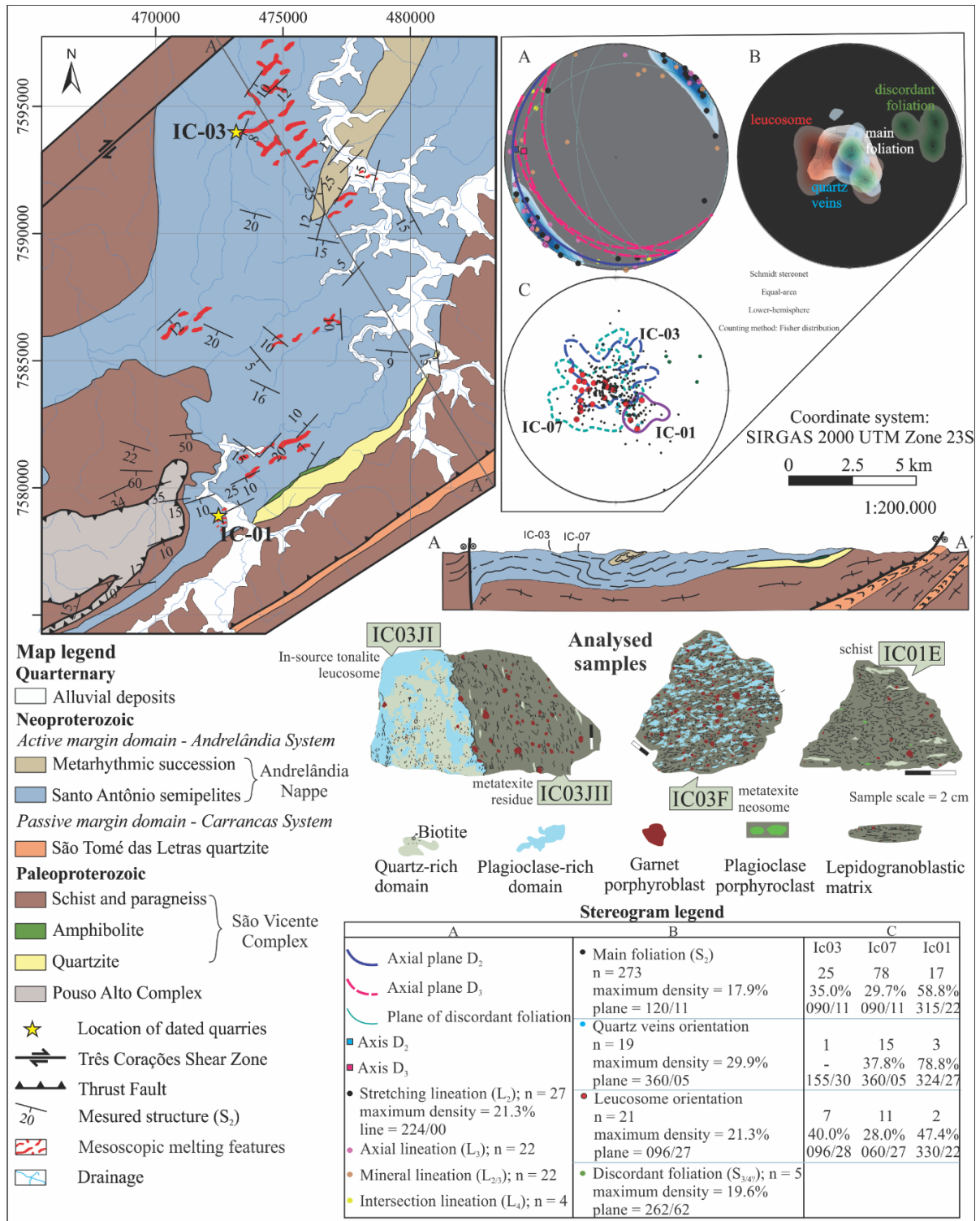


Figure 3 - Geological map and section of the western domain of the Andrelândia Nappe modified from Trouw et al. (2007). Compilation of the local geology with measured main structures from Batista (2011, 2015) and Lima (2016). IC01 and IC03 are the analysed quarries, which dated samples are schematically illustrated. IC07 refers to a third quarry at the western nappe rear, geologically similar to the IC03 described in this work. The direction of the anastomosed main foliation (S_2) is parallel to the spaced cleavage marked by extensional shear bands and local asymmetric folds (S_3 , D_3), both containing mineral and stretching lineations, and disturbed by a third discordant structure (stereograms A and B). The quartz veins are predominantly concordant to S_2 , more preserved in the nappe front (IC01), whereas the leucosome, abundant at the nappe rear (IC03 and IC07), is preferentially discordant (stereogram C). Samples: IC01E = schist; IC03F = metatexite neosome; IC03JI = in source tonalitic leucosome; IC03JII = residue.

2 GEOLOGICAL CONTEXT

2.1 The Southernmost Brasília Orogen

The southern end of the Brasília Orogen displays a west-dipping stack of nappes bounded to the north by the meridional edge of the São Francisco Craton (SFC), to the west by the Paranapanema Plate—covered by the Paraná Basin (Mantovani and Brito Neves, 2005; Mantovani et al., 2005)—and to the east by the Ribeira Orogen (606–530 Ma; Fernandes et al., 2015; Heilbron and Machado, 2003; Machado et al., 1996; Figures 1 and 2).

The sinistral Campo do Meio Shear Belt (E–W trending) delimits the north of the Southernmost Brasília Orogen (SBO), and the dextral Paraíba do Sul Shear Zone (NE–SW trending) defines its south-eastern end (Ebert and Hasui, 1998; Figure 2). The Alterosa Suture comprises the boundary between the Paranapanema and São Francisco paleoplates. It is a gravimetric discontinuity characterised by granulites and ophiolite-related mafic–ultramafic rocks near the base of the Paranapanema edge (Malagutti Filho et al., 1996; Motta, Morales and Malagutti, 2017; Zanardo et al., 2006).

Two main end-member ideas constrain the causative tectonics of the SBO to the interval between 670 and 560 Ma (Table 1). Model I, intraplate: postulates the inversion of an intracontinental basin at the São Francisco margin between 640 and 620 Ma, maximum depositional age considered to the semipelites studied here and most accepted age of metamorphic peak to the Andrelândia Nappe System, respectively (Kuster et al., 2020; Paciullo et al., 2000; Paciullo, Trouw and Ribeiro, 2003; Ribeiro et al., 1995). This model features a thermal overprint between 600 and 560 Ma due to collision of the eastern Ribeira Orogen (Coelho et al., 2017), creating the interference zone with the Brasília Orogen (Trouw et al., 2013; Trouw, Paciullo and Ribeiro, 1994).

Model II, plate margin: depicts a long-lived orogen with protracted and continuous evolution of orogenic accretion prior to the continental collision between the Paranapanema and São Francisco paleoplates, based on the interpretation of maximum depositional ages at 680 Ma for the semipelites studied here (Frugis et al., 2018) and eclogite facies metamorphism at ca. 670 Ma based on zircon geochronology (Reno et al., 2009). It separates three major crustal segments (‘nappe systems’) with metamorphic peak at ca. 630 Ma (Figure 2; Campos Neto et al., 2011). The westward increase of coeval (610–580 Ma) anatexis in the subduction-related (Andrelândia) nappe system to post-orogenic plutonic magmatism in the upper arc domain (Nappe Socorro-Guaxupé, Campos Neto et al., 2004 and references therein), allied with

continuous eastward decrease of the metamorphic and magmatic ages, are interpreted as evidence of channel flow extrusion in the front of the continental collision, between 620–580 Ma, during the collapse of the SBO. This mechanism would be responsible for the nappes horizontal migration along ~400 km, with cooling ages towards the Cambrian (Campos Neto et al., 2011, 2004; Campos Neto and Caby, 2000; Frugis, Campos Neto and Lima, 2018; Pimentel, 2016; Pimentel and Fuck, 1992; Westin et al., 2021, 2019, 2016; Westin and Campos Neto, 2013).

The orogenic overprint at the southernmost Brasília Orogen was mainly investigated by structural analysis linking the Campo do Meio and Paraíba do Sul shear belts to the proximity of the Ribeira Orogen, and supported by a SW–NE-trending sillimanite isograd that overprints the E-directed thrust vergence of the SBO (Figure 2; Ebert and Hasui, 1998; Peternel, Trouw and Schmitt, 2005; Trouw et al., 2000; Trouw, Paciullo and Ribeiro, 1994, Vinagre et al., 2016). Another evidence for a later thermal overprint resides on the contemporaneity between a NE–SW-trending igneous belt near the boundary of the Ribeira Orogen (605–560 Ma; Coelho et al., 2017 and references therein) and the shear-related metamorphism in the Paraíba do Sul shear belt (590–500 Ma, Hackspacher et al., 2004).

In agreement, geophysical forward modelling on gravimetry and magnetometry shows displacement of the Alterosa Suture parallel to the NE–SW-trending shear zones, implying a deep crustal influence of the post-collisional shearing (Motta, Morales and Malagutti, 2017). Mica thermochronology also evidence a gap between the Fortunian cooling ages associated to the SBO and an upper Cambrian reset linked to the Ribeira influence (e.g. Hackspacher et al., 2004; Reno et al., 2010; Westin et al., 2021). As the timing of the Brasília Orogen collision and the onset of the Ribeira interference are still debatable (Coelho et al., 2017), this contribution focus on unravelling each process through the investigation of zircon conditional equilibrium.

2.2 The Andrelândia Nappe System

The Andrelândia Nappe System (ANS) is interpreted either as the high- and low-stand system tracts and distal sequences related to the intraplate basin south of the SFC (Model I, e.g. Kuster et al., 2020; Paciullo et al., 2003, 2000; Söllner and Trouw, 1997); or as flysch and mélangé deposits recording subduction and collision during the convergence between the São Francisco and the Paranapanema paleoplates (Model II, Belém et al., 2011; Campos Neto et al., 2011; Frugis, Campos Neto and Lima, 2018; Westin et al., 2016). It comprises of at least 4.5 km thick metamorphic pile composed of three Neoproterozoic nappes, and is divided into western and eastern domains by an intervening structural window of Archean to

Paleoproterozoic basement of the SFC (Campos Neto et al., 2011, 2007; Cioffi et al., 2012, 2016; Figure 2).

In the ANS eastern domain, the peak temperatures related to the Brasília Orogeny are 650 to 800 °C at 620 Ma (e.g. Coelho et al., 2017; Frugis, Campos Neto and Lima, 2018; Motta and Moraes, 2017; Santos et al., 2004). Late equilibrium between 500 and 700 °C at 590 Ma is attributed to a second heat pulse due to collision of the Ribeira Orogen (606-530 Ma), with generation and emplacement of leucogranite between 605 and 563 Ma (Coelho et al., 2017).

2.3 The Study Area

The subject of this study is at the structural base of the western ANS, in the western limit of the proposed zone of orogenic interference, southeast of the Três Corações dextral shear zone (TCSZ, Figure 2). The focus is on samples from two quarries in the local bottom and top of the Santo Antônio plagioclase-rich metatexite, the main unit of the ANS.

Data of previous geochronological studies conducted in these quarries are summarized in Table 2. The oldest detrital zircon dates are Neoproterozoic, and the dominant zircon dates are Neoproterozoic (Santos, 2011; Trouw, 2008; Trouw, Medeiros and Trouw, 2007). The distinction of metamorphic versus detrital zircon was mainly based on textural selection using cathodoluminescence imagery, and the analysed crystals were considered in subsolidus equilibrium, meaning that the zircon isotopic system was assumed to have remained closed and did not affect detrital cores. The beginning of metamorphism recorded by zircon is constrained at ca. 626 Ma on the basis of the oldest zircon rims. Datasets of discordant zircon younger lower dates towards the Ediacaran are presented but not discussed in these previous studies (Table 2).

Reno, Brown and Picolli (2010) presented the first petrochronological approach with forward metamorphic modelling of suprasolidus conditions for the Santo Antônio Unit in the area. These rocks are characterized by a high-pressure isobaric cooling path marked by monazite crystallization at ca. 619 Ma, and recrystallization at the solidus at ca. 600 Ma. However, their study using chemical dating did not depict the timing of prograde metamorphism, nor the relationships of monazite with the growth of previously reported metamorphic zircon (Table 2).

Table 2 - Previous geochronological studies in the analysed quarries (IC01 – melt-poor nappe front; IC03 – melt-rich nappe rear; Figure 2). Zircon U–Pb ages were reported within the discordance interval of $\pm 10\%$. The number of concordant analyses against the whole dataset is given within brackets.

Location (Sample prefix in this study)	Method	Age in Ma	Interpretation	Reference	Interpretation from this work
IC01 (Nappe front)	U-Pb zircon SHRIMP, LA-ICPMS	2532 \pm 8 to 1685 \pm 21 (n=6/61)	Zircon cores - crystallization in the igneous source (textural interpretation)	Santos, 2011. Sample PM-09	Prograde anatexis and zircon annealing since 705 \pm 16 Ma (IC01L, n=4). Prograde dissolution-reprecipitation/recrystallization since 672 \pm 12 Ma (sample IC01E; n = 5). Peak recrystallization between 650 and 620 Ma (Scarce single ages in equilibrium with garnet). Retrograde crystallization between 613 and 560 Ma (main event at 611 \pm 3 Ma, sample IC01E, n = 5). Cambrian reset or final equilibration (scarce single dates).
	U-Pb zircon SHRIMP, LA-ICPMS	1956 \pm 23 to 665 \pm 7 (n=13)	Zircon cores - crystallization in the igneous source (textural interpretation)	Trouw, 2008. Sample BX-CAM	
	U-Pb zircon SHRIMP, LA-ICPMS	1133 \pm 17 to 624 \pm 7 (n=45/61)	Zircon cores - crystallization in the igneous source (textural interpretation)	Santos, 2011. Sample PM-09	
	U-Pb zircon SHRIMP, LA-ICPMS	676 \pm 8 Ma (n=6/13)	Concordia age - younger igneous event	Trouw, 2008. Sample BX-CAM	
	U-Pb zircon SHRIMP, LA-ICPMS	626 \pm 7 to 599 \pm 20 (n=4/61)	Metamorphic zircon (textural interpretation) - Brasiliano metamorphism	Santos, 2011. Sample PM-09	
	U-Pb zircon SHRIMP, LA-ICPMS	607 \pm 5 to 532 \pm 12 (n=4/61)	Zircon cores - crystallization in the igneous source (textural interpretation); contamination or analytical problems (geological interpretation)	Santos, 2011. Sample PM-09	
	Ar-Ar(ms/bt)	557 \pm 2 to 510 \pm 2	Cooling at \sim 300 °C - orogen exhumation	Hackspacher et al., 2004 (Sample H687); Reno et al., 2010. Sample 05b-5-17; Westin et al., 2021. Sample 1569	
IC03 (Nappe rear)	U-Pb zircon SHRIMP, LA-ICPMS	2361 \pm 10 to 1528 \pm 21 (n=3/49)	Zircon cores - crystallization in the igneous source (textural interpretation)	Santos, 2011. Sample PM-08	Prograde anatexis and zircon annealing since 708 \pm 9 Ma (IC03JII, n=9). Prograde dissolution-reprecipitation/recrystallization since 688 \pm 9 Ma (sample IC03F; n = 4). Peak recrystallization between 655 \pm 9 and 626 \pm 3 Ma (sample IC03JII; n = 6 and 9, respectively. Ages in equilibrium with garnet). Main events of retrograde crystallization at 610 \pm 4 (sample IC03JI, n = 8), 602 \pm 4 (IC03JII, n = 8) and 582 \pm 8 Ma (IC03J, n = 5). Cambrian reset or final equilibration (scarce single dates).
	U-Pb zircon SHRIMP, LA-ICPMS	997 \pm 15 to 642 \pm 11 (n=38/49)	Zircon cores - crystallization in the igneous source (textural interpretation)	Santos, 2011. Sample PM-08	
	U-Th-Pbmnz	619 to 616	Near solidus crystallization, high-pressure near-isobaric cooling, concomitant to the biotite-defined main foliation	Reno et al., 2012. Samples 04-5-6; 05b-5-22; 05b-5-23; GR-05-4b	
	U-Th-Pbmnz	600 to 595	Recrystallization by fluid-triggered dissolution and reprecipitation at solidus, triggered by fluid release during the nappe exhumation	Reno et al., 2012. Samples 04-5-6; 05b-5-22; 05b-5-23; GR-05-4b	
	U-Pbzrc SHRIMP, LAICPMS	595 \pm 17 (n=1/49)	Younger zircon core - Brasiliano metamorphism (textural interpretation)	Santos, 2011. Sample PM-08	
	Ar-Ar(ms/bt)	542 \pm 9 to 539 \pm 2	Cooling at \sim 300 °C - orogen exhumation	Hackspacher et al., 2004 (Sample H690); Reno et al., 2010. Samples 05b-5-23; GR-05-3	

Early Ediacaran muscovite and biotite cooling ages (table 2) suggest rejuvenation of the argon system towards the top of the ANS, interpreted as the effect of upward late deformation (Reno, Brown and Picolli, 2010), and the consequence of overriding colder cratonic sequences during the period of nappe migration (Campos Neto et al., 2004). Another possibility to the general eastward decrease of metamorphic ages until ca. 490 Ma (Figure 2, Table 2) is a deeper burial in this direction (Reno, Brown and Picolli, 2010), which could be increased by the collision of the Ribeira Orogen at east (Hackspacher et al., 2004).

3 MATERIALS AND METHODS

The study is based on zircon LA-ICP-MS U–Pb geochronology with geochemistry of trace-elements, also measured in garnet. In order to detail the extent of melt influence on the zircon record, we compare samples of the Santo Antônio semipelites where the melting features are minimal (IC01 – schist domain) and those where it is predominant (IC03 – metatexite domain). Detailed sample description, data acquisition, processing, quoted uncertainties and isotopic ratios are described in the Supplemental file S1.

Migmatite terminology follows Sawyer (2008), and mineral abbreviations are adapted from Holland and Powell (2004). The calculation of forward and inverse metamorphic phase equilibria used whole-rock and mineral geochemistry obtained by X-Ray Fluorescence and ion microprobe, and was performed with the software THERMOCALC 3.33 (Supplemental files S1 and S2). The methodology and software for modelling of zircon discordance follows Reimink et al. (2016). The assessment of equilibrium between zircon and garnet is based on the partitioning arrays of Taylor et al. (2017). The methodology for 1-dimensional thermal modelling is in Clark et al. (2011), after England and Thompson (1984), and used the MatLab code of Healy (2020).

4 RESULTS

4.1 Petrographic Relationships And Estimated P-T Conditions

In the studied area, the semipelites of the Santo Antônio Unit constitute a sub-horizontal stack with anastomosed foliation (S_2) defined by biotite, quartz and plagioclase. Kyanite, garnet and muscovite associate with biotite-rich lepidoblastic layers. Quartz and plagioclase define granoblastic domains. Quartz veins and tonalitic leucosome occur parallel to S_2 or located in dilation zones (e.g. spaced cleavage formed by extensional shear bands (S_3), fold hinges and axial planes; Figures 3 and 4). Rutile, ilmenite, apatite, tourmaline, monazite, xenotime and zircon are the main accessory phases present in the rock (Figure 5).

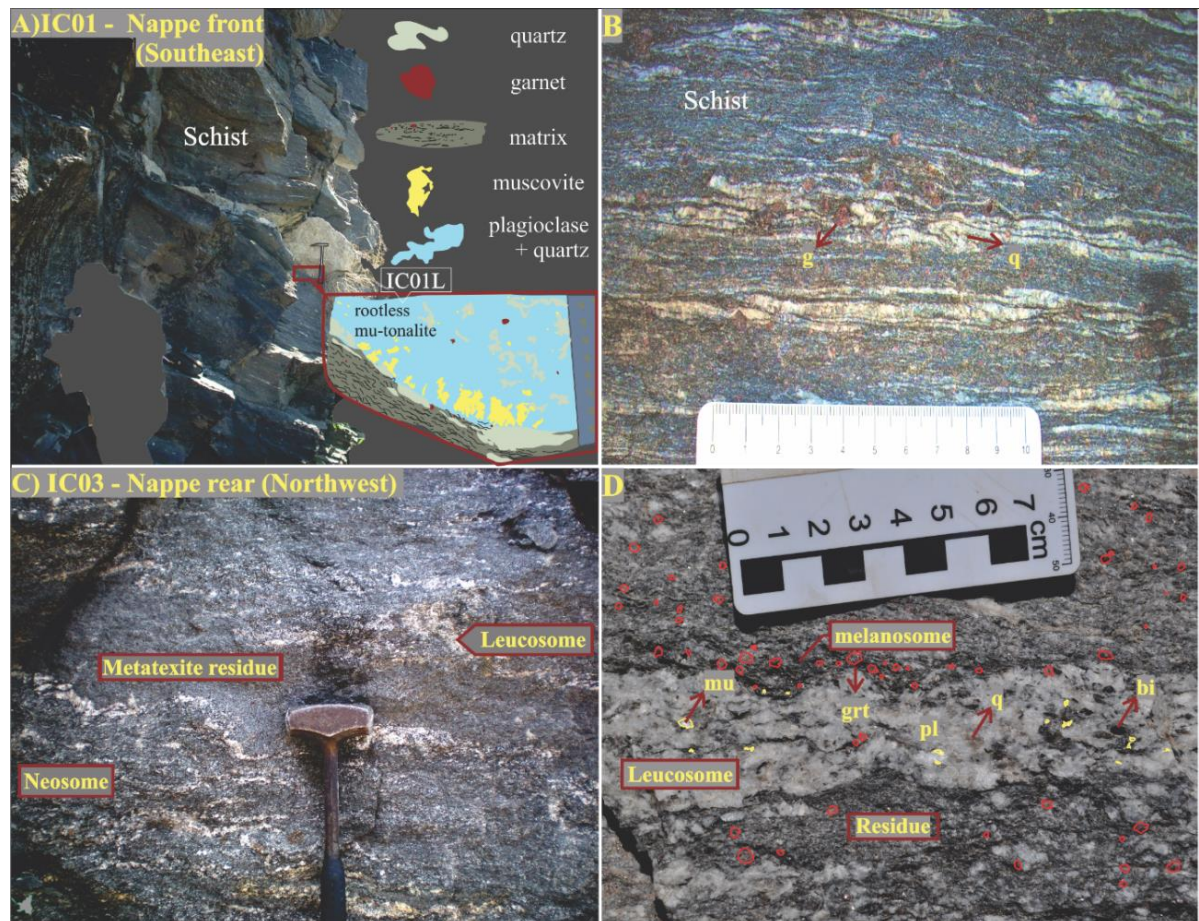


Figure 4 - Mesoscopic features of the Santo Antônio semipelites. (A) IC01: predominant homogeneous granolepidoblastic matrix of the kyanite-muscovite-garnet-plagioclase-biotite schist with a rootless sigmoidal muscovite-tonalite involved by the foliation. (B) IC01: quartz veins-rich domain of the schist with porphyroblastic garnet. (C) IC03: layered metatexite with thicker lepidogranoblastic melt-rich domains (neosome) and subordinated biotite-rich/melt-poor lepidoblastic layers (residue). (D) IC03: macroscopic domain with muscovite porphyroblasts within the segregated (in source) tonalitic leucosome, which is enveloped by garnet-rich biotite melanosome. For detailed sample description see the Supplemental file S1.

Increase of grain size accompanies thickening and segregation of tonalitic pods, patches, veins and layers upwards in the regional structure, and marks the transition from the subsolidus schist to a layered metatexite towards the nappe western rear (Figures 3 and 4). The inactive quarry sampled at the local nappe front exposes the schist without mesoscopic features of in situ anatexis (sample IC01E – schist), with a decimetric sigmoidal body of muscovite-bearing tonalite involved in the foliation (sample IC01L, figure 4). The active quarry at the nappe rear provided samples of the layered metatexite (samples IC03F = neosome; IC03J3I = in-source leucosome; IC03J3II = residue).

Zircon occurs in diverse textures in all samples, associated with garnet, biotite, rutile and kyanite in the main S_2 structure; and monazite, xenotime, and ilmenite in S_3 . Two or three morphological families occur without clear relationships with age (see below) except that older

and/or more concordant crystals tend to be larger, and smaller zircon tends to be younger (section 4.2). Also, larger zircon is dominantly from the metatexites in western domain.

The petrography of each sample is detailed in the Supplemental file S1 and illustrated in Figure 5. Inverse thermobarometry for the mineral association in the lepidoblastic matrix of the schist and unsegregated neosome provided average P-T conditions of 685 ± 20 °C/ 8.8 ± 1.1 kbar and 803 ± 35 °C/ 10.5 ± 1.3 kbar (1sd), respectively. Forward metamorphic modelling of P-T pseudosections was also performed for these samples, which result in similar topologies and was used to discuss the zircon metamorphic record (Supplemental File S2).

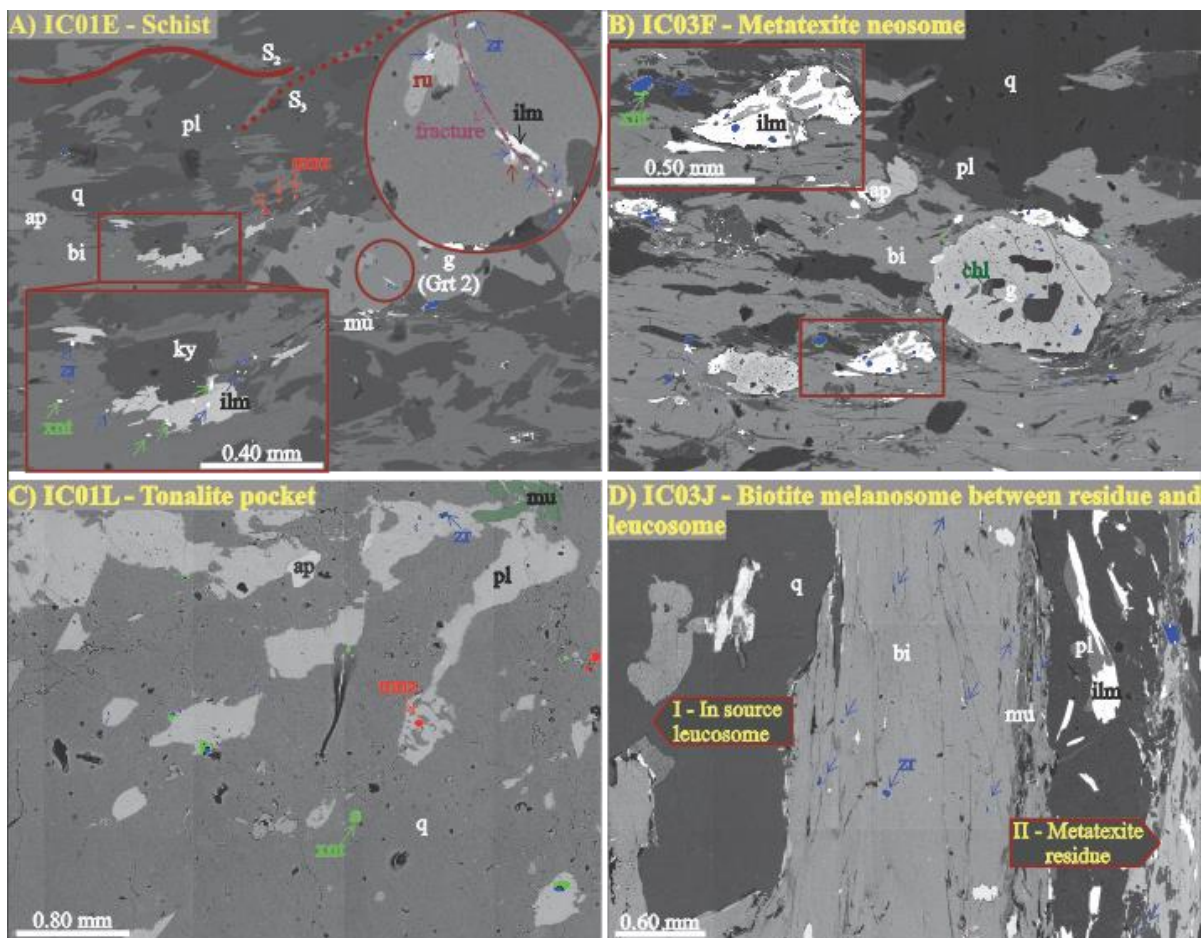


Figure 5 - Zircon textural context. (A) Schist lepidogranoblastic matrix (sample IC01E): zircon near the rims of rutile inclusions and late ilmenite within a fractured syn-kinematic garnet (zoom in the circle at Grt2, described in the section 4.6, Figure 15). Zircon also occurs at the rims of Grt2. It can be interstitial in the schist matrix and associated with ilmenite and xenotime (rectangular detail) along a spaced cleavage formed by extensional shear bands of the anastomosed main foliation (where monazite is also common). (B) Metatexite neosome (sample IC03F): coarser crystals enhance the compositional layering of this sample, and zircon occurs preferentially in biotite-rich domains, where it is associated with xenotime and ilmenite. Rarely, late chlorite occurs near the garnet fractures. (C) Scarce zircon in a quartz-rich domain of the rootless muscovite-tonalite (Sample IC01L), where zircon is involved by coarser xenotime or included in plagioclase. (D) Concentration of zircon in the biotite melanosome at the contact between the metatexite residue and the in-source leucosome. For detailing of sample description, see the supplemental file S1.

As well as other compositionally segregated samples from the schist and metatextic quarries, P-T estimations with the matrix minerals from the residue did not produce reliable results, suggesting the existence of local (dis)equilibrium domains, mainly when considering the mica composition, which may lower the obtained P-T conditions down to ~580 °C and 7.5 kbar (Supplemental File S2).

4.2. Zircon U–Pb Geochronology

The zircon U–Pb record of the schist and metatextite samples display a similar continuous range of concordant dates along the Concordia line (concordant taken here to be within the interval of a concordia distance of $\pm 10\%$). Discordance is high in all samples (25 to 84% of the analysed crystals), increased in the melt poor quarry and unsegregated neosome datasets, and towards the rims for crystals of all samples, except the leucosome. There are 45 and 68% of discordant zircon cores and rims in the schist; 84% of discordant zircon in the muscovite-bearing sigmoidal tonalite; 37 and 27% of discordant cores and rims in the tonalitic leucosome; 25 and 41% of discordant cores and rims in the residue; and 39 and 56% of discordant cores and rims in the neosome (Figures 6-9).

The scattering of concordant dates recorded in cores and rims of all samples (weighted mean and concordia/discordia ages with $MSWD \gg 1$ and $p \ll 0.05$ for the confidence interval of 95%) suggests the coexistence of different zircon populations, addressed through KDE (kernel density estimates) peaks (Figures 6 to 9) and its corresponded weighted mean age (Figure 10). Widespread Pb-loss of the system is also considered given the numerous discordant analyses in all samples, mainly for the highly disturbed zircon of the sigmoidal tonalite (sample IC01L, figure 7).

Concordant single zircon data (e.g. core, rim; referred in the text as “single concordant ages” or “dates”) are quoted as the concordia age (i.e. “the maximum likelihood intersection between the Wheterill concordia line and the ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) error ellipse”; Vermeesch, 2018) with twice the standard deviation (2 sd). The quoted zircon populations refer to $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ weighted mean ages (μ) obtained to KDE groups, with the standard deviation ($\sigma = 1$ sd), within the concordia distance of $\pm 10\%$. The report of $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ages was based on the best statistical fit caused by bigger errors in comparison with the $^{208}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$ ratios (e.g. Vermeesch, 2021).

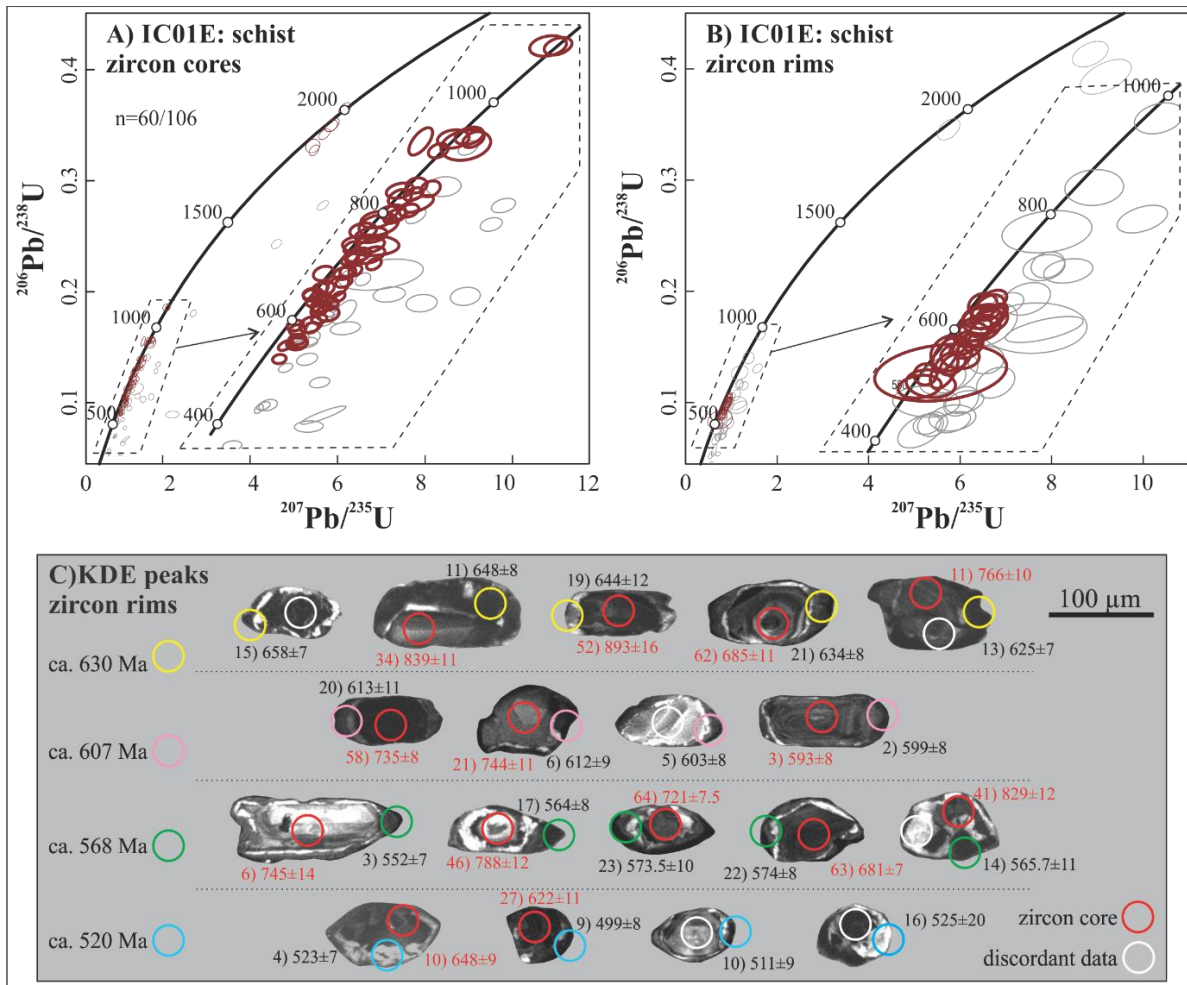


Figure 6 - Wheterill concordia diagrams of U–Pb analyses in zircon cores (A) and rims (B) from the schist (sample IC01E3). Grey ellipses represent data with discordance higher than $\pm 10\%$. C) Representative crystals with concordant dates of rims, grouped according to the distribution of KDE peaks obtained to this dataset. The adjustment of possible Discordia lines was iteratively addressed in the section 4.4 (see figures 11 and 12). Concordant/Total analyses: cores = 60/109; rims = 19/59. Value of KDE peaks for zircon cores: 644, 726, 812, 934, and 1097 Ma.

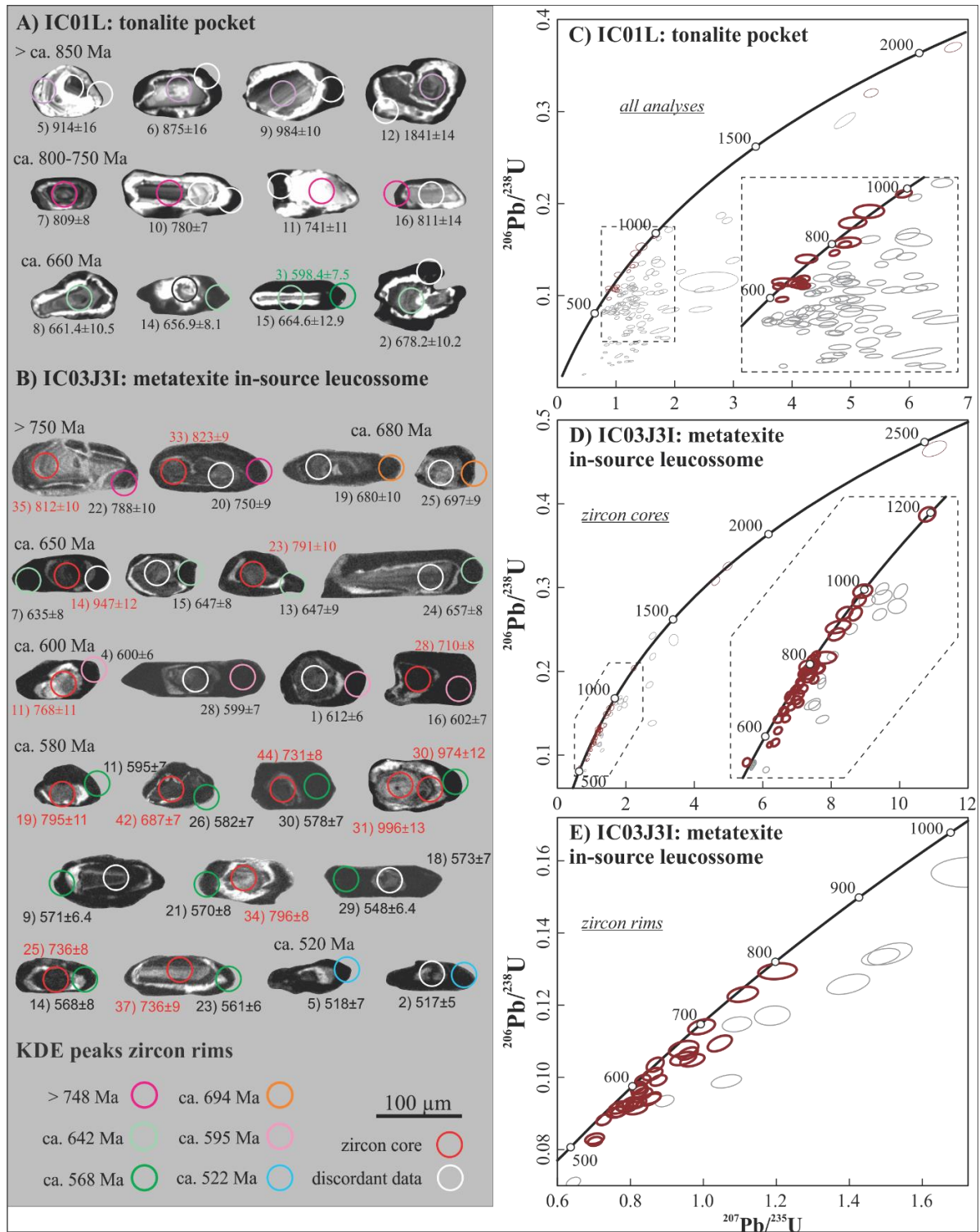


Figure 7 - Wheterill concordia diagrams of U–Pb analyses in zircon from the rootless muscovite-tonalite (A and C, sample IC01L) and zircon cores (D) and rims (E) from the metatexite in-source leucosome (B, sample IC03JI). Grey ellipses represent data with discordance higher than $\pm 10\%$. At left, representative crystals with concordant dates, grouped according to the distribution of KDE peaks obtained to each dataset. The adjustment of possible Discordia lines was iteratively addressed in the section 4.4 (see figures 11 and 12). Concordant/Total analyses: IC01L = 13/79; IC03JI cores = 46/73; rims = 30/41. Value of KDE peaks for zircon cores (IC03JI): 715, 792, 944, 1194, 1779, and 2512 Ma.

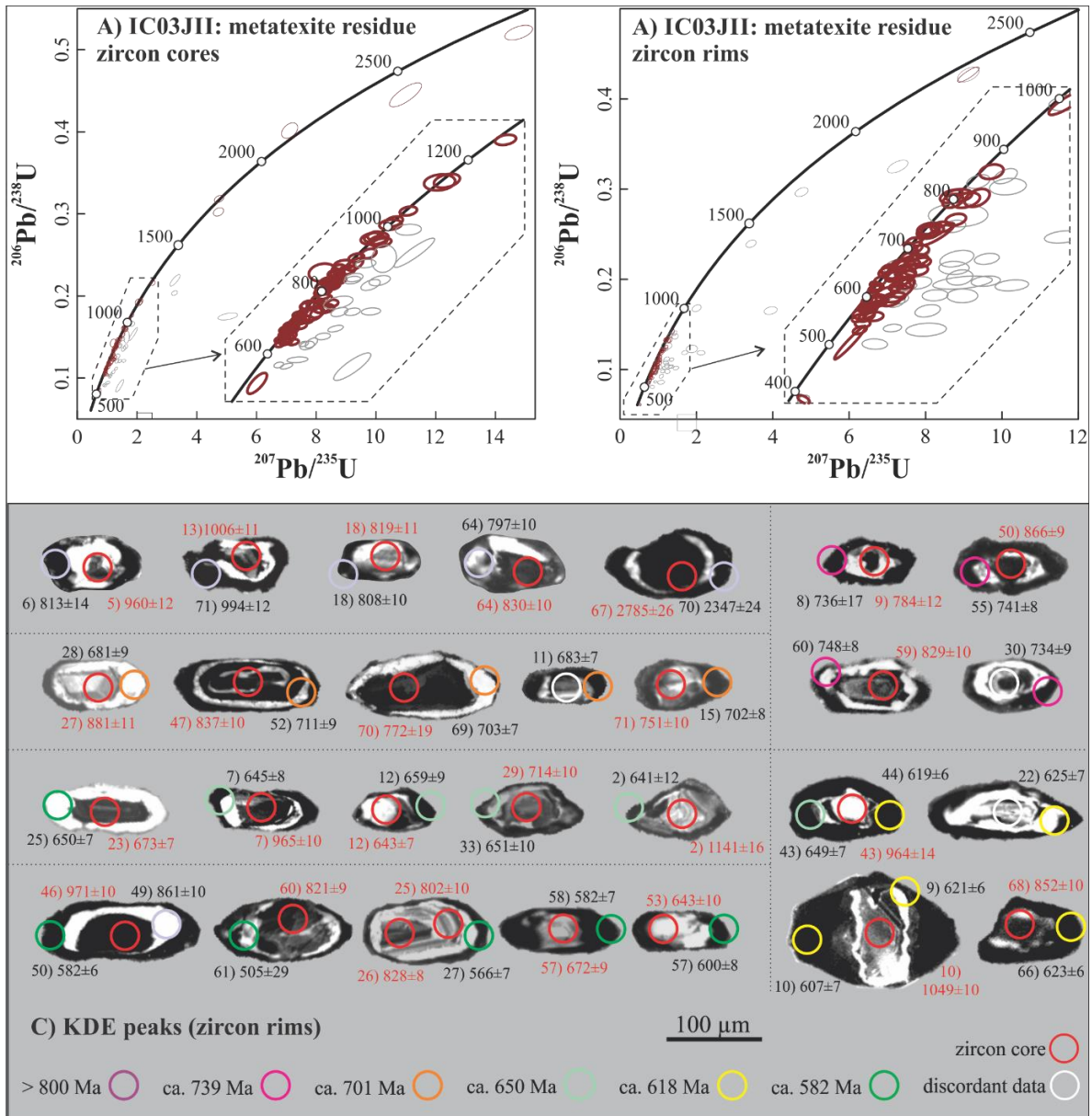


Figure 8 - Wheterill concordia diagrams of U–Pb analyses in zircon cores (A) and rims (B) from the residue (sample IC03JII). Grey ellipses represent data with discordance higher than $\pm 10\%$. C) Representative crystals with concordant dates of rims, grouped according to the distribution of KDE peaks obtained to this dataset. The adjustment of possible Discordia lines was iteratively addressed in the section 4.4 (see figures 11 and 12). Concordant/Total analyses: cores = 72/96; rims = 59/100. Value of KDE peaks for zircon cores: 710, 827, 959, 1753, 2135, and 2715 Ma.

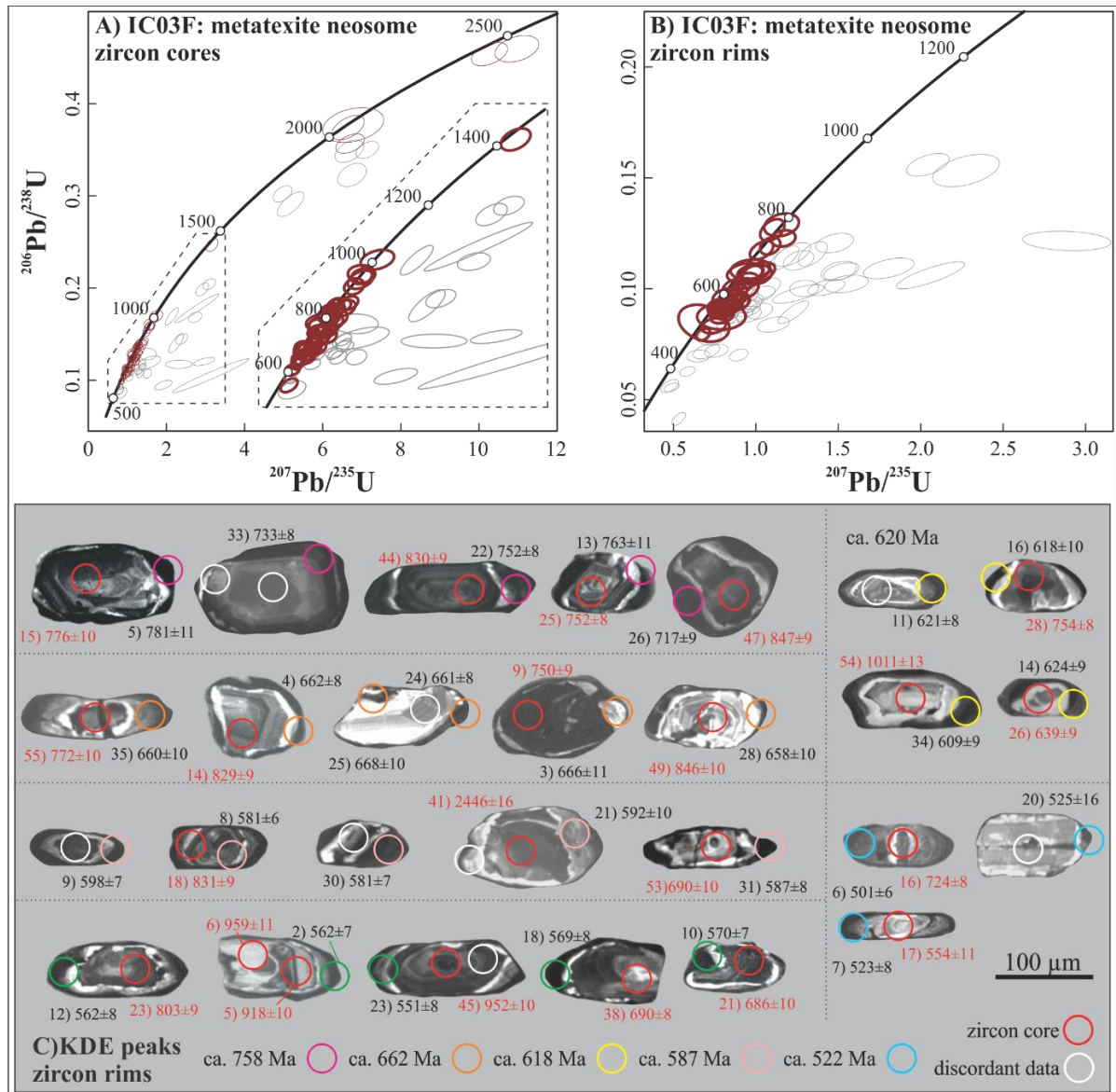


Figure 9 - Wetherill concordia diagrams of U–Pb analyses in zircon cores (A) and rims (B) from the metatexite neosome (sample IC03F). Grey ellipses represent data with discordance higher than $\pm 10\%$. C) Representative crystals with concordant dates of rims, grouped according to the distribution of KDE peaks obtained to this dataset. The adjustment of possible Discordia lines was iteratively addressed in the section 4.4 (see figures 11 and 12). Concordant/Total analyses: cores = 54/88; rims = 35/79. Value of KDE peaks for zircon cores: 680, 746, 812, 944, 1418, 2038 and 2384 Ma.

The sigmoidal muscovite-bearing tonalite (IC01L) involved in the schist foliation provided thirteen concordant dates from 73 analysed zircon cores, ranging from 2065 ± 15 to 598 ± 7 Ma, and two concordant dates from 46 sampled rims, 665 ± 13 and 914 ± 16 Ma (Figure 7C). Four analyses provided a $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ weighted mean age of 705 ± 6 Ma (number of concordant analyses/complete sample dataset (N=4/13; figure 10).

To the schist and metatexite, a similar chronological record was observed, and each sample is detailed by the figures 6-9, 13 and 14. Concordant dates from zircon cores range from ca. 520 to ca. 2780 Ma, with a continuous record from ca. 520 to 1000 Ma in the schist (IC01E,

Figure 6), metatexite neosome (IC03F, Figure 9), and in source leucosome (IC03JI, Figure 7). The youngest date for a zircon core in the residue (IC03JII, Figure 8) is 633 ± 7 Ma, from which follows the continuous record up to ca. 1100 Ma. Concordant dates older than 1100 Ma are scarce but reach ca. 1900 Ma in the schist (IC01E), 2500 Ma in the metatexite neosome (IC03F) and in-source leucosome (IC03JI), and 2780 Ma in the residue (IC03JII). The populations of cores and rims with similar $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ weighted mean age are detailed below and in Figure 10.

The dates of concordant zircon rims range from ca. 2340 to 501 Ma, both extremes occurring in the metatexite residue (IC03JII) and neosome (IC03F), respectively. The oldest population correspond to 806 ± 4 Ma in predominantly dark-CL overgrowths on ca. 960 to 820 Ma cores of varying shape and zonation in the metatexite residue (IC03JII, N=5/59). Contemporary zircon cores of 799 ± 4 Ma (N=8/74) also occur in this sample (Figures 8 and 10).

Zircon rims of 750 ± 5 Ma (N=5/59) from the residue overlap the timing of core populations from the neosome (764 ± 3 Ma, N=8/56) and in-source leucosome (756 ± 3 Ma, N=8/47). An age of 706 ± 3 Ma (N=9/59) occurs in predominantly bright- to dark-CL rims overgrowing ca. 860 to 780 Ma dark-CL or oscillatory zoned cores in the residue, with commonly corroded or disturbed boundaries (Figure 8). This population is ca. 20 Ma younger than the nearest core population of the sample, dated at 728 ± 3 Ma (N=10/73); but is similar to the age recovered from the rootless muscovite-bearing tonalite (IC01L, 705 ± 6 ; N=4/13) and to the youngest core population in the metatexite in-source leucosome (697 ± 3 ; N=4/43).

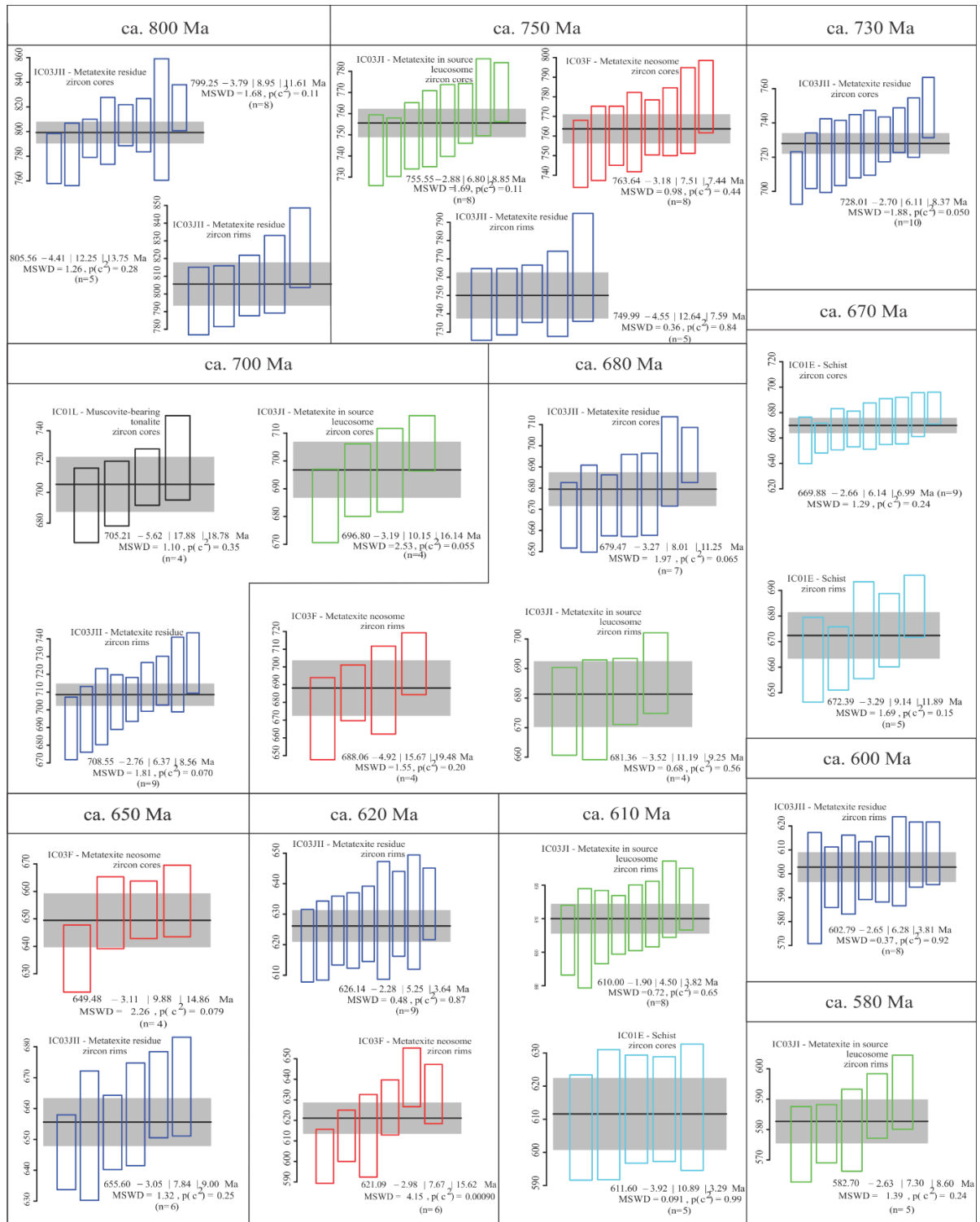


Figure 10 - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ weighted mean ages (μ) of zircon contemporaneous core and rim populations are given as $\mu \pm x | y | z$. x = the estimated uncertainty (1 sd) within the concordia distance of $\pm 10\%$; y = 95% confidence interval; z = the confidence interval considering overdispersion; MSWD = the Mean Square of the Weighted Deviates; p = the Chi-squared p-value (Vermeesch, 2018, 2021). The complete U-Pb dataset is in the supplemental file S3.

Zircon rims from the metatexite neosome (IC03F) show scarce dates between 780 and 720 Ma for bright- to dark-CL overgrowths of oscillatory and sector zoned cores, which boundaries can be straight, diffuse or convoluted (Figure 9). In addition, four zircon rims from

the metatexite in-source leucosome date from 680 to 750 Ma (IC03JI, Figure 10B, E). Zircon rims with $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ weighted mean ages of 688 ± 5 (IC03F, N=4/35) and 681 ± 3 Ma (IC03JI, N=4/30) Ma are compatible with the youngest population of zircon cores in the residue (679 ± 3 ; N=7/74). In the schist, the age of the oldest population of zircon rims is 672 ± 3 Ma (N=5/24), in agreement with the youngest core population of this sample (670 ± 3 Ma, N=9/67).

A continuous record of concordant dates from ca. 660 to 500 Ma occurs in zircon rims from the schist (IC01E, Figure 6), metatexite neosome (IC03F, Figure 9) and in source leucosome (IC03JI, Figure 7B). The lower limit of dates in zircon rims is slightly older for the residue, which youngest record is 534 ± 6 Ma (IC03JII, Figure 8). In this sample, zircon rims of 656 ± 3 Ma (N=6/59) are similar to the youngest group of zircon cores in the metatexite neosome (649 ± 3 Ma, N=4/35). Both residue and neosome have a population of zircon rims of ca. 620 Ma (626 ± 2 Ma (N=9/59, residue) and 621 ± 3 (N=6/35, neosome)). The age of 610 ± 2 Ma (N=8/30) of zircon rims from the in-source leucosome is compatible with the youngest group of zircon cores in the schist. The youngest populations of zircon rims are dated in 603 ± 3 in the metatexite residue (n=8/59) and 583 ± 3 in the in-source leucosome (n=5/30; Figure 10).

4.3. Discordance Modelling

In Wetherill U–Pb space, each population defined by KDE peaks consist of a near concordant data composing a discrete discordia line with negative/recent lower intercept. The correction of common lead through the isochron intercept of these lines or from the Stacey & Kramers two-stage evolution model (Vermeesch, 2021) results in the spread of concordant data along the concordia line. Considering the important parcel of discordant crystals, and age overlapping of zircon cores and rims in all samples, an approach is required to investigate: a) if there is a general Pb-loss in the recent; b) if this recent Pb-loss occurs, how reliable is still the concordant data; c) if the recent lower intercepts are meaningless, caused by the near-concordant character (i.e. within a concordia distance of $\pm 10\%$) and/or mixing of non-cogenetic zircon populations; and d) if the lower intercepts are meaningless, can the continuous spread of coeval cores and rims along the concordia indicate the duration of a single event instead of the KDE and correspondent weighted mean age populations?

The discordance modelling of Reimink et al. (2016) is an iterative, semi-quantitative definition of the most likely discordia lines within mixed geochronological datasets, through the crossing of individual date ellipses by theoretical lines across the U–Pb space. In comparison to the mean age of zircon populations, we analysed the upper and lower intercepts

calculated by this method to individual and mixed datasets of zircon cores and rims, either for each sample or considering the schist (IC01E), unsegregated neosome (IC03F) and residue (IC03JII) as a single dataset, with and without the statistical weight of discordance and the use of a $\pm 10\%$ discordance filter (Figures 11 and 12).

The analysed datasets provided similar results for the schist and metatexite samples (Figures 11 and 12), with main sources in the Tonian (i.e. upper intercept, zircon (re)crystallization and onset (or reset) of the U-Pb system) identified with and without considering concordance, and also evident in the restricted concordant dataset of the muscovite-bearing tonalite (IC01L). However, the modelling of all zircon analyses in this sample revealed possible Calymian, Rhyacian and Siderian sources (depending on the dealing with discordance), which were eventually recognized in the modelling weighted for discordance of zircon rims from the leucosome (IC03JI, figure 11) and cores of the metatexite residue and unsegregated neosome (Figures 11 and 12).

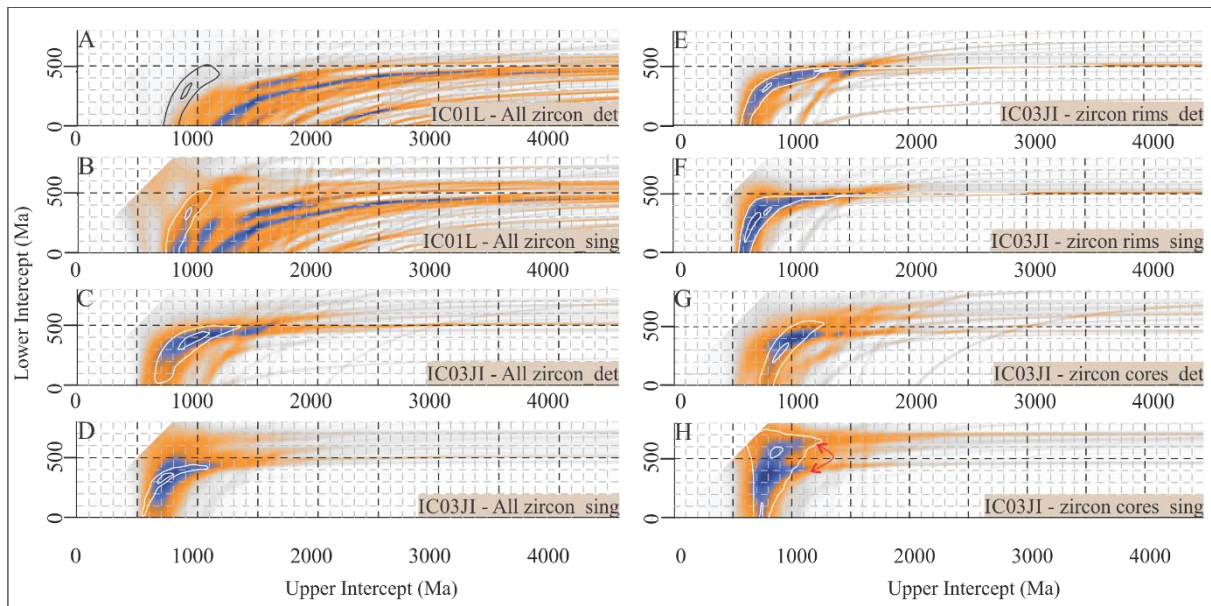


Figure 11 - Discordance modelling: 2-D map of likelihood for discordia lines using the detrital (_det) or single (_sing) approach of discordance to zircon in the tonalitic samples (IC01L = rootless muscovite-bearing tonalite; IC03JI = in-source tonalitic leucosome). The shift from orange to blue indicates the increase of likelihood for discordia lines which upper and lower intercepts correspond to the x and y axis, respectively. The white line contouring the high likelihood areas (black in A for better visualization) correspond to the maximum likelihood modelled to data with concordance higher than 90%. The red arrows point to discordia lines with the same upper intercept and two possible lower intercepts.

The 2-D map of likelihood for discordia lines shows the translation of the main upper intercept from the upper Tonian to the upper Cryogenian, accompanied by decreasing of the lower intercept since ca. 700 Ma towards the recent (Figures 11 and 12). The maps of zircon cores from the metatexite residue and neosome show two likely lower intercepts between ca.

500 and 600 Ma for lines with similar upper intercepts (Figure 12). The split of lower intercepts also occurs for lines modelled in the schist and leucosome datasets, although younger ages are calculated in these cases. The recent lower intercept is less pronounced in zircon cores from the metatextite leucosome, where the most concordant dates occur (Figure 11).

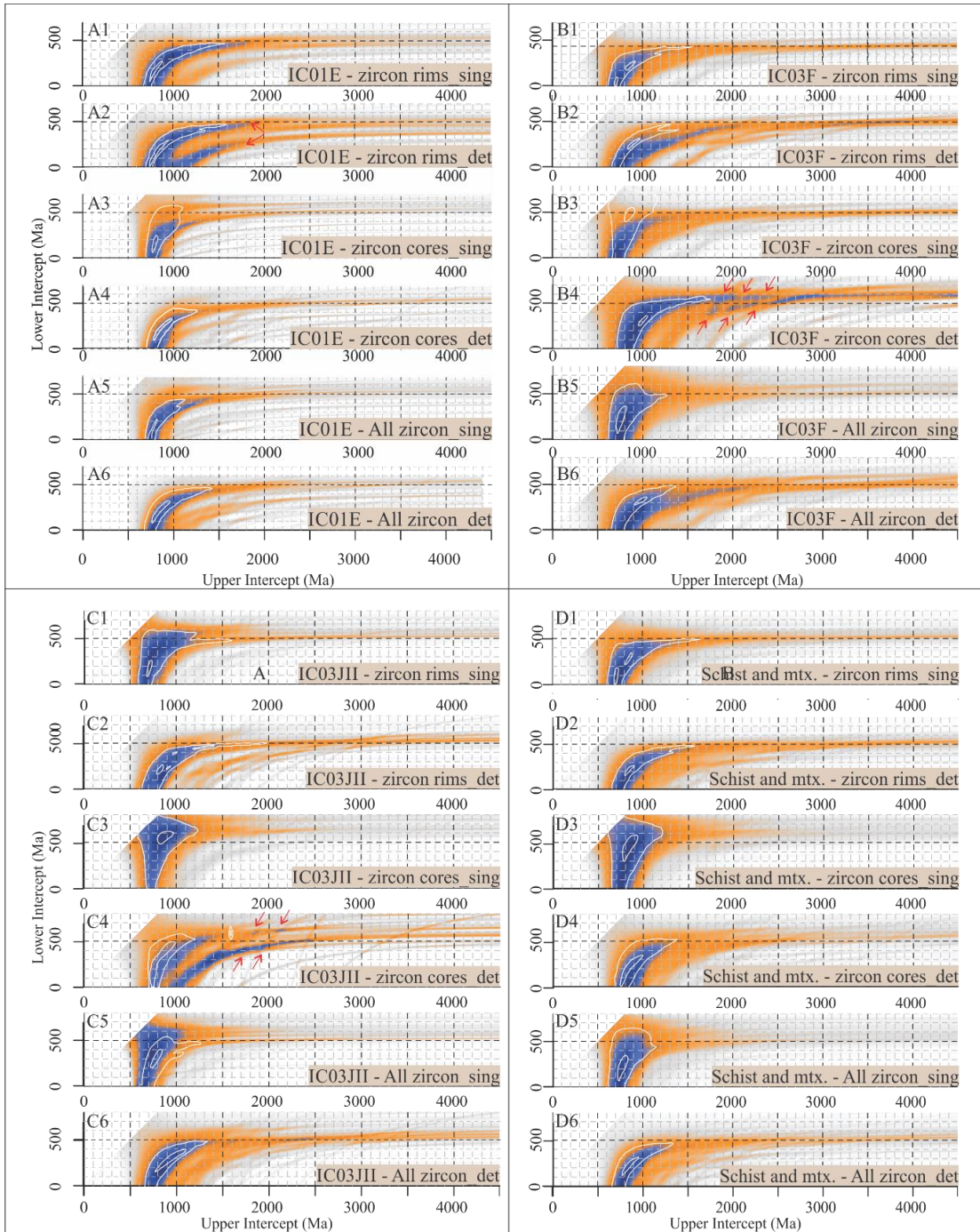


Figure 12 - Discordance modelling: 2-D map of likelihood for discordia lines using the detrital (_det) or single (_sing) approach of discordance to zircon in the schist, metatextite residue and neosome (see the text for more information). The shift from orange to blue indicates the increase of likelihood for discordia lines which upper and lower intercepts correspond to the x and y axis, respectively. The white line contouring the high likelihood areas correspond to the maximum likelihood modelled to data with concordance higher than 90%. The red arrows point to discordia lines with the same upper intercept and two possible lower intercepts.

Despite the occurrence of zircon core populations as young as ca. 611 Ma recorded in the schist (Figure 10), the youngest modelled age for an upper intercept is recovered from zircon rims of the metatextitic samples, at ca. 780 Ma (Figures 11 and 12). The oldest modelled age for a lower intercept is ca. 689 Ma, recovered from zircon cores of the metatextite residue (Figure 12). Although the decreasing age of modelled lower intercepts shows values as young as 18 Ma (wide peaks from lines with young upper intercepts, as the Tonian populations in Table 3), the most well-defined peaks for likely lower ages are between 560 and 530 Ma—compatible to the youngest dates recorded in zircon cores and rims—, for lines with older upper intercepts (Figures 11 and 12, Table 3).

Table 3 - Most likely discordia lines in the discordance modelling of Reimink et al. (2016), considering zircon analyses from the schist, metatextite residue and neosome as the same dataset, without a discordance filter. The peak width of each intercept corresponds to the distribution of the probability curve. For all the modelled scenarios see the supplemental file S3 and figures 11 and 12.

Sample	Domain	Discordance weight	Upper Age (Ma)	Upper Peak Width (Ma)	Upper Number of Points Used	Upper Sum of Squared Deviates	Lower Age (Ma)	Lower Peak Width (Ma)	Lower Number of Points Used
All samples	cores	Single	902	145	29	0.024306	344	405	81
		Detrital	2401	75	15	0.0495	535	25	5
		Single	1989	45	9	0.038951	665	45	9
	rims	Detrital	900	215	43	0.040203	129	225	45
		Single	816	125	25	0.041861	82	285	57
		Detrital	1935	125	25	0.040317	519	65	13
		Single	1967	45	9	0.007724	545	35	7
	all	Detrital	906	165	33	0.016158	118	145	29
		Single	839	95	19	0.024627	122	185	37
		Detrital	1957	65	13	0.034987	514	45	9
		Single	1987	45	9	0.401071	550	45	9

The compatibility between models of filtered and raw data indicates a homogenized system to the semipelitic samples, whereas the discrepancy between the tonalite datasets indicates disequilibrium. The recent lower intercept is restricted to the sources in the Tonian-Cryogenian limit recorded in all samples, indicating widespread opening of the U-Pb system at this time. In this way, the method provided an iterative approach to the age of the youngest source (i.e. the youngest upper intercept, ca. 780 Ma) and the possible timing of zircon metamorphism (i.e. interval between the oldest and youngest lower intercepts, ca. 689-530 Ma), to be evaluated in the next sessions.

4.4 Zircon Geochemistry

The Th/U ratio presents a broad decrease from zircon cores to rims and towards younger ages in all samples. However, there is prevalent overlapping of ratios between 1 and 0.01 across the sample suite, with occurrence of few cores with values higher than unity (Figures 13 and 14).

The metatexite neosome presents the widest range and the highest value of Th/U in zircon cores (Figure 13b and c), varying between 0.006 and 3.308. In the residue (IC03JII), the ratio ranges between 0.018 and 1.096; 0.028 and 2.008 in the tonalitic leucosome; 0.051 and 1.426 in the schist (IC01E); and 0.007 and 1.169 in the concordant zircon of the rootless muscovite-bearing tonalite (IC01L). Zircon rims present Th/U < 1.0 in all samples (Figures 14b and c), with highest values in the schist (0.007 to 0.859) and metatexite neosome (0.004 to 0.883), followed by the residue (0.003 to 0.725) and the leucosome (0.004 to 0.460).

The concentration of REE broadly increases from zircon cores to rims in the schist (IC01E) and metatexite neosome (IC03F), whereas it decreases in the residue (IC03JII) and in-source leucosome (IC03JI, Figure 13a). In the cores, the range of REE concentration is similar through dates and different samples, whereas it decreases towards younger rims in the residue and in-source leucosome (Figure 13b).

The measured REE content (Σ_{REE}) in zircon cores varies from 61 to 1615 ppm in the schist (IC01E); 211 to 1706 ppm in the muscovite-bearing tonalite (IC01L); 202 to 2043 ppm in the metatexite neosome (IC03F); 89 to 2254 ppm in the residue (IC03JII); and 137 and 1692 ppm to the in-source leucosome (IC03JI). At zircon rims, the Σ_{REE} varies from 1357 to 9232 ppm in the schist; 69 to 4228 ppm in the neosome; a main cluster between 124 and 1000 ppm, with up to 5306 ppm in the residue; and from 164 to 1670 ppm in the leucosome.

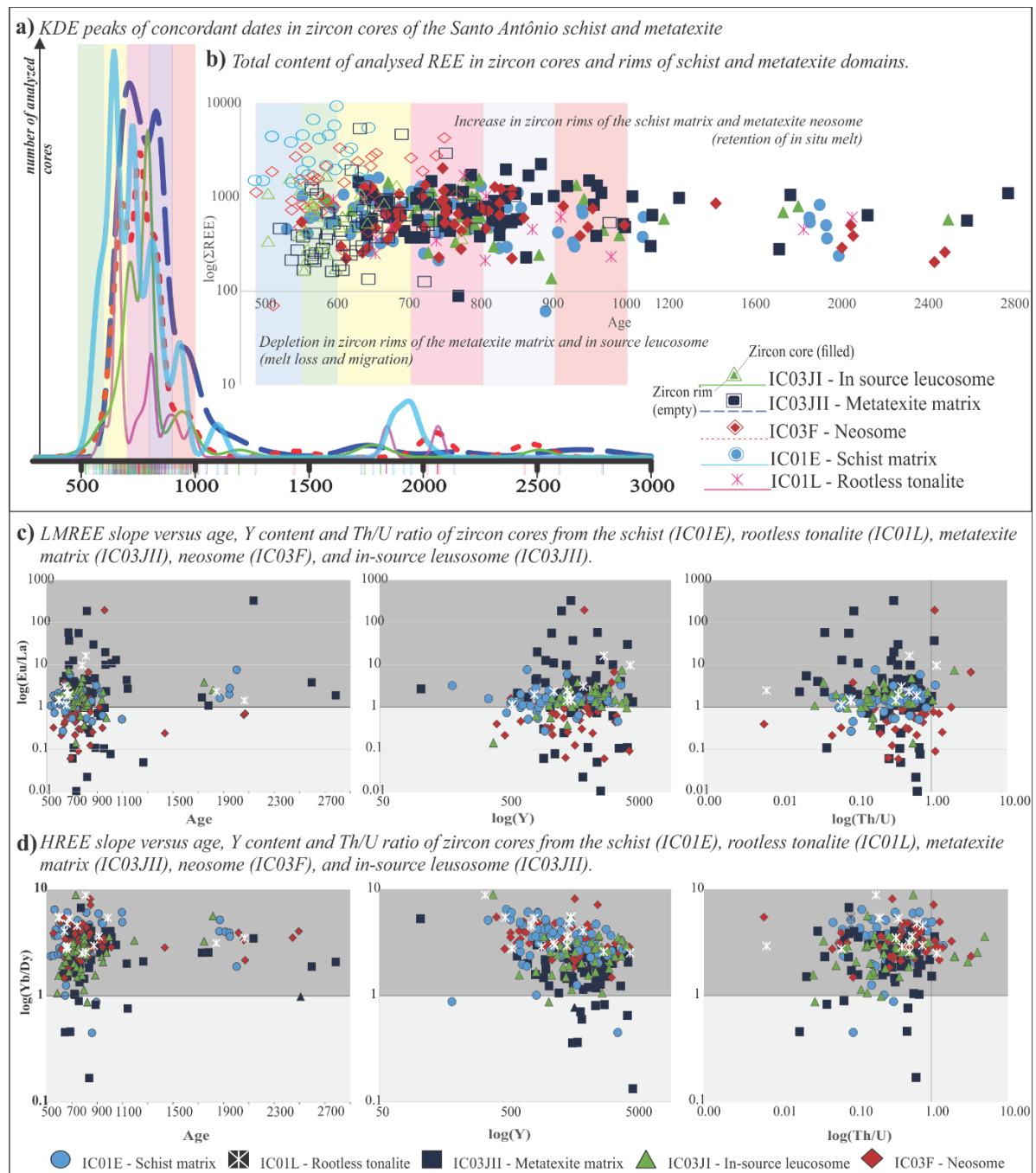


Figure 13 – Geochemistry of zircon cores with U–Pb single ages within the concordia distance of $\pm 10\%$ (Veermesch 2021, Supplemental files S1 and S2). a) Distribution of zircon core single ages in kernel density estimates (KDE) with peak width as the maximum 2 standard deviation of each sample. b) Comparison of the REE content and single ages of zircon cores and rims: enriched zircon rims from the schist and metatexite neosome; depleted rims from the residue and in-source leucosome. The REE decoupling of zircon cores and rims begins at ca. 750 Ma. The fractionation of c) LMREE (Eu/La) and d) HREE (Yb/Dy) is compared to single ages, Yttrium content and the Th/U ratio of zircon cores from each sample. Zircon cores from the metatextitic samples incorporate larger amounts of LREE. Value of KDE peaks: IC01E = 644, 726, 812, 934, 1097 and 1937 Ma. IC03JII = 710, 827, 959, 1753, 2135, and 2715 Ma. IC03F = 680, 746, 812, 944, 1418, 2038 and 2384 Ma. IC03JI = 715, 792, 944, 1194, 1779, and 2512 Ma.

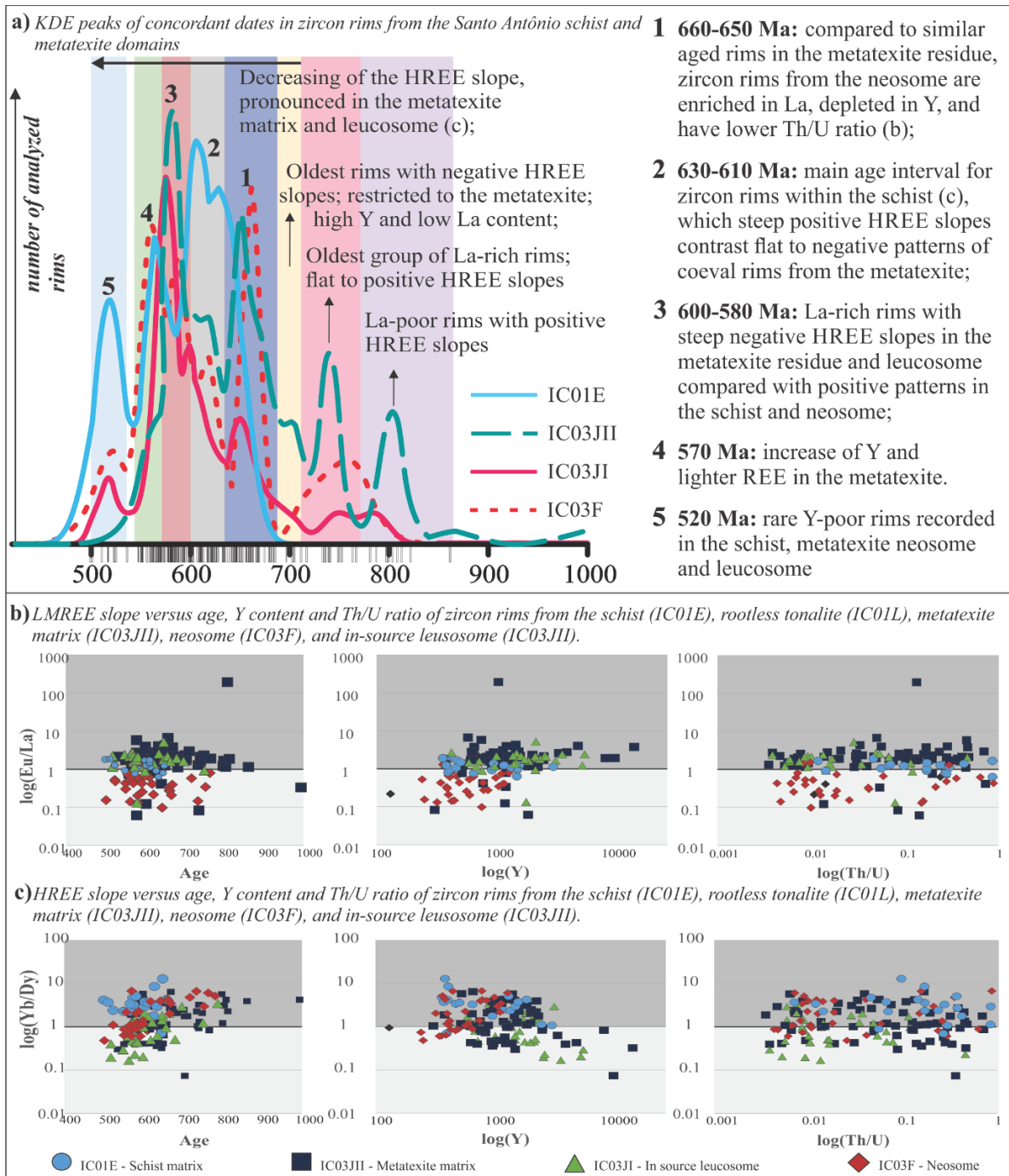


Figura 14 - Geochemistry of zircon rims with U–Pb single ages within the concordia distance of $\pm 10\%$ (Veermesch 2021, supplemental files S1 and S2) in the schist (IC01E), rootless muscovite-tonalite (IC01L), metatexite residue (IC03JII), in source tonalitic leucosome (IC03JI) and the metatexite neosome (IC03F). a) Distribution of zircon rim single ages in KDE with peak width as the average 2 standard deviation of each sample. b) LMREE (Eu/La) and c) HREE (Yb/Dy) fractionation compared to single ages, Yttrium content and the Th/U ratio at each sample. Zircon rims from the neosome incorporate larger amounts of LREE, whereas the HREE slope decreases with age in all samples. Zircon rims from the residue and in-source leucosome are richer in Y. Value of KDE peaks: IC01E = 630, 607, 568 and 520 Ma; IC03F = 758, 662, 618, 587, 562 and 522 Ma; IC03JII = 994, 861, 804, 739, 701, 650, 618, 603 and 582 Ma; IC03JI = 811, 748, 694, 642, 595, 568, and 511 Ma.

The Eu/La ratio shows no systematic variation of the LREE to MREE in zircon cores from the schist and metatexite in-source leucosome; high variation in cores from the residue; La enrichment in the metatexite neosome; and a negative correlation with dates in the scarce concordant analyses of the muscovite-bearing tonalite (Figure 13c). Zircon rims from the metatexite neosome are up to one order of magnitude richer in LREE than rims in the schist, residue and in-source leucosome, with slight enrichment in Eu (Figure 14b).

The HREE slope (Yb/Dy) is positive for the majority of analysed cores, with exception of few crystals in the schist and residue (Figure 13d). The Yb/Dy ratio of zircon rims decreases towards younger ages and segregated domains of the metatexite (i.e. the residue and in-source leucosome, Figure 14c).

The yttrium content of zircon cores is higher in the residue and in-source leucosome, and increases in crystals with lower Yb/Dy ratio (Figure 11d). Its compositional range is 187 to 4154 ppm in the schist (IC01E); 342 to 4755 ppm in the rootless muscovite-bearing tonalite (IC01L); 420 and 4690 ppm in the metatexite neosome (IC03F); 105 to 5000 ppm in the residue (IC3JII); and 395 to 4414 ppm in the leucosome. To zircon rims, the interval for yttrium concentration is 383 to 3204 ppm in the schist; 69 to 4228 ppm in the neosome; 434 to 5940 ppm in the leucosome; and 312 ppm to up to 1.5% in the residue, although most analyses are lower than 3000 ppm in this sample.

4.5 Garnet Geochemistry

The investigation of garnet composition across the semipelitic samples targeted porphyroblasts with pre- and inter-kinematic cores (Grt1) versus syn-kinematic rims and smaller crystals parallel to the main foliation (Grt2). The major element composition is provided in terms of the respective end members almandine, pyrope, grossular and spessartine (Figures 15–17).

In the schist (IC01E) and metatexite neosome (IC03F), pre/inter-kinematic cores with discordant inclusion trails (Grt1, Figures 15 and 17) are Ca- and Mn-rich (up to 20% of grossular and spessartine), and show the lowest concentration of almandine (~ 60%). Crystals parallel to the main foliation (Grt2, Figures 15 and 17), also analysed in the residue (IC03JII, Figure 16), record higher Fe and Mg content with up to 80% of almandine and 17% of pyrope.

The yttrium concentration generally mirrors the HREE behaviour in pre-kinematic garnet (Grt1), whereas both components behave in similar patterns in the syn-kinematic domains (Grt2). A steep positive slope marks the enrichment of HREE in Grt1 from the schist (Yb/Dy

= 3.27 – 9.26, Figure 15). In this site, the LREE distribution displays distinctive anomalies (normalized composition (“Element”N)/chondrite composition (“Element”*)) of Eu (0.64 – 1.51), Nd (0.16 – 0.64) and Ce (0.83 – 1.40) when compared to the Grt2 (EuN/Eu* = 0.47 – 0.86; NdN/Nd* = 0.10 – 0.74; CeN/Ce* = 1.04 – 2.34). Grt2 presents flat HREE patterns that contrast richer inclusion-free inner areas (Yb/Dy = 1.47 – 3.32) versus outer depleted poikiloblastic or skeletal rims (Yb/Dy = 0.49 – 2.42, Figure 15).

In the metatexite neosome (IC03F), Grt1 records an overall positive slope for the REE distribution (Figure 17), which becomes flat for the heaviest elements (Lu/Yb = 0.72 – 1.16). Garnet of the neosome has a HREE-enriched composition near poikilitic areas (Yb/Dy = 4.80 – 19.10), depletion towards outer inclusion-free domains (Yb/Dy = 2.02 – 8.38), and changes to pronounced negative HREE slopes towards the syn-kinematic Grt2 (Yb/Dy = 0.15 – 1.67).

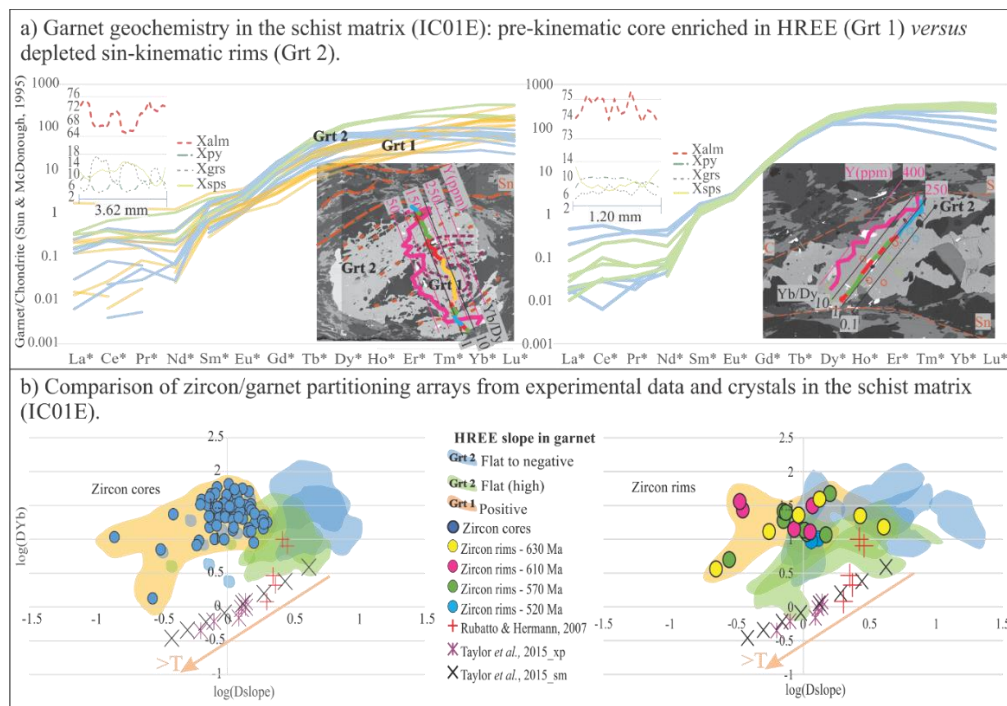


Figure 15 - Garnet geochemistry (a) and (b) partitioning with zircon cores and rims from the schist (Sample IC01E3). (a) REE chondrite-normalized patterns (chondrite values of McDonough and Sun, 1995), which colours are linked to the Yb/Dy profile in the BSE images of garnet, at right. Red zones in the Yb/Dy profile represent the accidental analysis of inclusions, excluded from the spidergrams and calculations. The pink profile refers to the Y content. At left, the content of major components of garnet, with inclusion-disturbed analyses. (b) The partitioning arrays of Taylor et al. (2017): $DYb = Yb_{zircon}/Yb_{garnet}$; $Dslope = (Yb_{zircon}/Yb_{garnet})/(Dy_{zircon}/Dy_{garnet})$. Experimental data in equilibrium at 20 and 7 kbar from 850 to 1000 °C (Rubatto & Hermann, 2007; Taylor et al., 2015, respectively); lattice strain-modelled partitioning at 7 kbar from 750 to 1100 °C (Taylor et al., 2017). Lower values along the positive-sloped array correspond to higher temperatures at the experimental equilibrium partitioning. Data from the analysed samples represent the partitioning of zircon cores and rims with garnet domains of positive, flat and negative HREE slopes. Individual circles represent zircon cores and rims normalized by the domain of positive HREE slope in Grt1, whereas the areas in green (flat garnet) and blue (negative garnet) represent the partitioning with Grt2. There is no covariance between garnet and zircon cores (at left), but zircon rims array in a positive sloped line formed by older dates, which approximates to the experimental equilibrium reference when compared to outer/syn-kinematic garnet domains with flat HREE slopes (Grt2). Rims younger than 613 Ma display a discrete negative-sloped array.

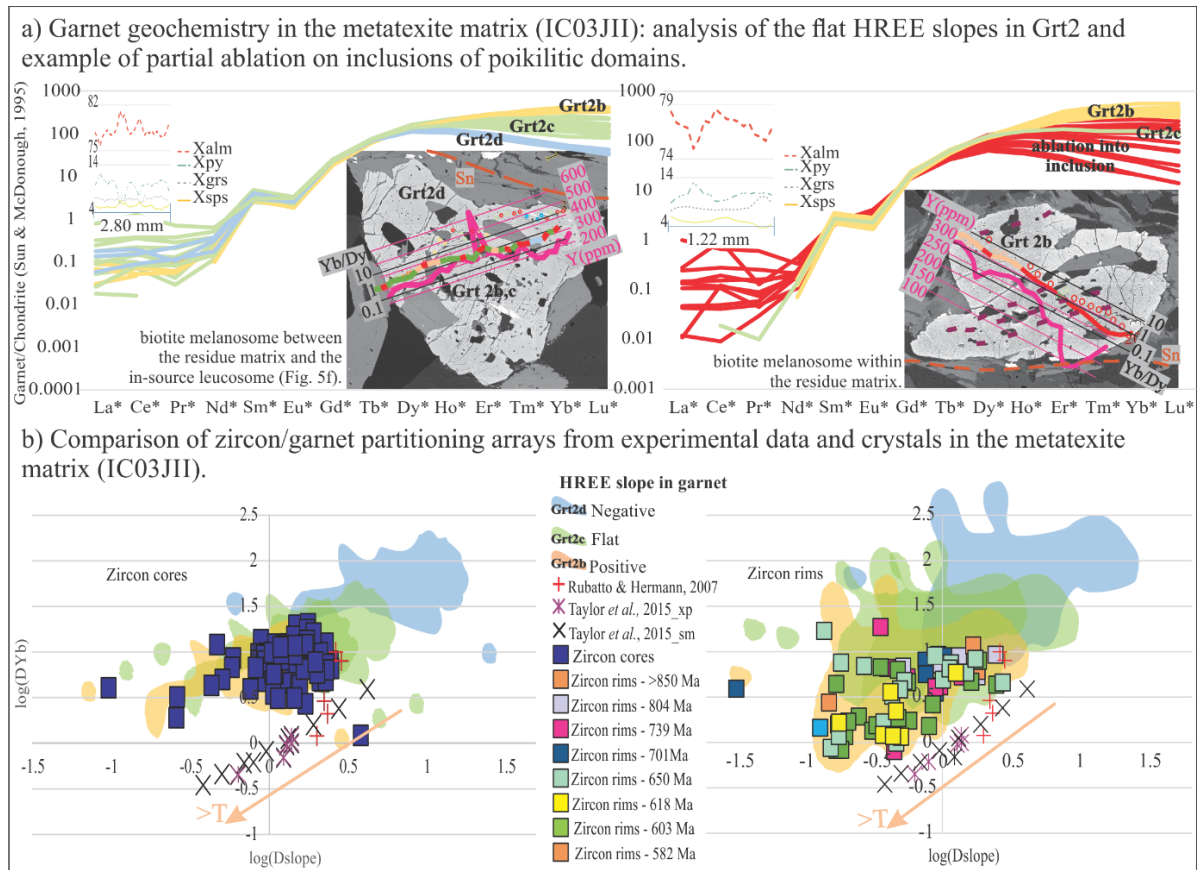


Figure 16 - Garnet geochemistry (a) and (b) partitioning with zircon cores and rims from the metatexite residue (Sample IC03JII). (a) REE chondrite-normalized patterns (chondrite values of McDonough and Sun, 1995), which colours are linked to the Yb/Dy profile in the BSE images of garnet, at right. Red zones in the Yb/Dy profile represent the accidental analysis of inclusions, excluded from the spidergram of the porphyroblast at left, and from calculations. The pink profile refers to the Y content. At left, the content of major components of garnet, with inclusion-disturbed analyses also represented in red at the right spidergram. (b) The partitioning arrays of Taylor et al., 2017 (for more information see Figure 15). Individual squares represent zircon cores and rims normalized by the domain of positive HREE slope of Grt2, whereas the partitioning with other compositional garnet domains is represented by the areas in green (flat garnet) and blue (negative garnet). Contrarily to the cores, the majority of zircon rims from the residue arrange in a positive sloped array for dates up to 650 Ma, which approximates to the equilibrium reference when compared to positive HREE slopes of syn-kinematic garnet. Although the positive Yb/Dy ratio, the slopes for heavier REE of garnet are always flat in this sample.

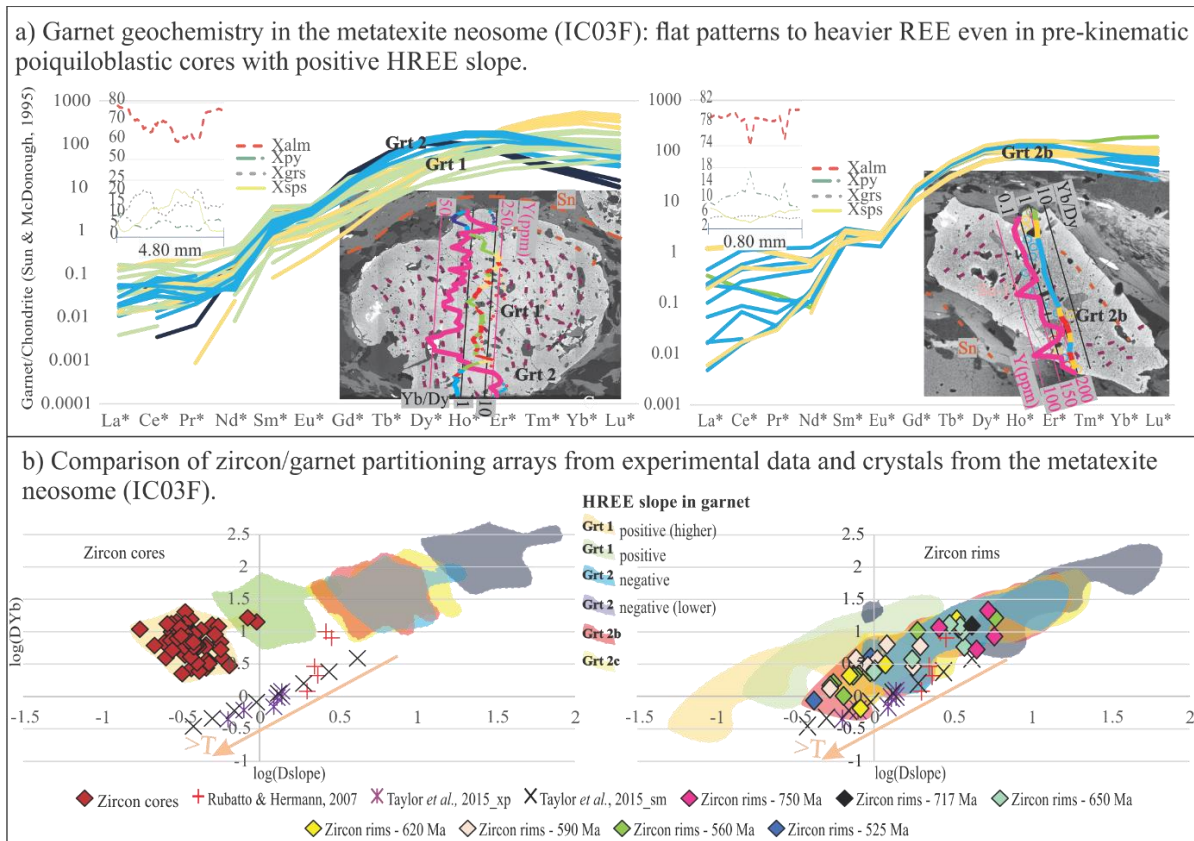


Figure 17 - Garnet geochemistry (a) and (b) partitioning with zircon cores and rims in the metatexite neosome (Sample IC03F). (a) REE chondrite-normalized patterns (chondrite values of McDonough and Sun, 1995), which colours are linked to the Yb/Dy profile in the BSE images of garnet, at right. Red zones in the Yb/Dy profile represent the accidental analysis of inclusions, excluded from the spidergrams and calculation. The pink profile refers to the Y content. At left, the major components of garnet, with inclusion-disturbed analyses. (b) The partitioning arrays of Taylor et al., 2017 (for more information, see Figure 15). Individual diamond-shapes represent zircon cores normalized by the HREE positive slope of Grt1, and rims normalized by the domain of positive HREE slope in Grt2b, whereas the partitioning with other compositional domains of Grt1, Grt2, and a third syn-kinematic garnet (Grt2c) is represented by the colours indicated in the legend. Contrarily to the cores, all zircon rims from the metatexite neosome arrange a positive sloped array for dates up to 650 Ma, which approximates to the equilibrium reference when compared to flat and negative HREE slopes of syn-kinematic garnet. Despite the positive Yb/Dy ratio observed in Grt1, the slopes for heavier REE are always flat in garnet from this sample.

Garnet in the biotite melanosome between the metatexite residue and in-source leucosome shows predominant flat slopes for the HREE patterns (Grt2b,c; Yb/Dy = 0.60 – 2.31, Figure 16). It has higher positive slopes in sites near fractures and coarse-grained inclusions of quartz and feldspar (Grt2b, Yb/Dy = 2.36 – 3.11), and negative slope at the inclusion-poor domain near the rim (Grt2d, Yb/Dy = 0.40 – 0.43). The analysis of Grt2 poikiloblastic domains often resulted in the ablation of subsurface inclusions (Figure 16). One inclusion-free spot recovered from that area defines a flat HREE slope (Grt2c, Yb/Dy = 1.24) contrasting with Grt2 inclusion-free inner regions of positive HREE trends (Grt2b, Yb/Dy = 2.61 – 4.67) and flattening of slope for the heaviest elements (Lu/Yb = 0.93 – 1.04).

4.6 Trace Element Partitioning Between Zircon And Garnet

In the absence of the complete REE zircon composition, the partitioning array of Taylor et al. (2017) is a visualization tool that permits simultaneous assessing of HREE partitioning between zircon and garnet, and the slope produced by its potential REE chondrite-normalized patterns (e.g. Rubatto, 2002; Rubatto and Hermann, 2007).

The cartesian system involves the zircon/garnet partitioning of the “heaviest” HREE (DYb in the present work, y axis in Figures 15b, 16b and 17b) compared to the ratio between the HREE slope of zircon and garnet ($D_{slope} = (D_{Yb}/D_{Dy_zircon})/(D_{Yb}/D_{Dy_garnet})$; x axis in the Figures 15–17). The array generates positively sloped lines for zircon and garnet grown in experimental equilibrium; and indicates a thermometer potentiality for this plotting, as higher equilibrium temperatures plot towards negative values of the array (Taylor et al., 2017, 2015).

The arrays between concordant zircon cores and rims and Grt1 and 2 are given with respect to the average Dy and Yb content described for the semipelitic samples (IC01E, IC03JII and IC03F, respectively; Figures 15–17). There is no linear array between garnet and zircon cores, although a clustering near to low-temperature equilibrium values is observed when normalizing to Grt2.

Zircon rims from the schist show a steep positive array for dates between 650 and 620 Ma, with a minor subset involving dates between 613 and 520 Ma in a negative slope. In comparison to the experimental arrays, the partitioning of zircon rims with the flat HREE slopes of Grt2 seems compatible with values expected for equilibrium (Figure 15b).

In zircon rims of the metatexite residue, dates of ca. 690, 740, 800 Ma and older do not display linear arrays of partitioning with garnet. Younger rims define a positively sloped array parallel to the experimental equilibrium values, with crystals of ca. 650 Ma and 585 Ma arranging along the array, whereas crystals of ca. 620 Ma align preferentially in the lowest extremity of the line. Partitioning of zircon rims with flat REE slope domains of garnet (Grt2b,c) results in arrays closer to the equilibrium values, as shown in Figure 16b.

In the metatexite neosome, all analyses of zircon rims array in a positive slope which overlaps the equilibrium values of experimental data, with decreasing of dates clustering towards the array origin. The compatibility of the analyses array with experimental equilibrium patterns increases with normalization to Grt2b,c (Figure 17b).

5 DISCUSSION

Geochronological and trace element partitioning geochemical data has been presented above for five samples covering the temperature range of ~800–580 °C in the southernmost Brasilia Orogen (Figure 18, supplemental file S2). We now discuss what the significance of these results may be in relation to answering the outstanding questions of what is the nature of zircon (igneous, detrital or metamorphic) and regional metamorphism (episodic versus continuous) in this part of the orogen.

5.1 Degree Of Equilibrium And Significance Of Zircon Age Data

The record of equilibrium partitioning arrays between garnet (Grt2) and concordant zircon rims continuously spread along the concordia line (680-560 Ma) indicates long-lived metamorphism of the Santo Antônio semipelites. However, the negative zircon/garnet array displayed by younger zircon rims of the melt-poor domain (i.e. 613-500 Ma, sample IC01E) suggests that a third HREE source might have influenced the system (e.g. Taylor et al., 2017). Additionally, the highly discordant datasets (25 to 84% discordant, depending on the sample) and the age overlap between concordant zircon core and rims from 1000 to 500 Ma throughout the samples requires the assurance that the whole system is not compromised by recent Pb-loss.

The discordance modelling shows that partial reset in detrital zircon results in different models for concordant and discordant datasets, revealing potential ages that were biased when a concordance filter was placed (e.g. maximum discordance of $\pm 10\%$; Reimink et al., 2016). This approach allowed a semiquantitative appreciation of the isotopic system in terms of disturbance (discrepancy between models obtained for concordant and discordant datasets in the same sample) and metamorphic differentiation (discrepancy between models obtained to cores and rims at each sample across the unit).

The similar discordance models produced by all datasets from different samples of the semipelitic matrix (i.e. schist, residue, unsegregated neosome, and all of them as a single dataset) and the in-source leucosome indicates a homogenized isotopic system, despite the metamorphic differentiation. Zircon cores and rims are related by the spread of the main upper intercepts, which lower correspondent intercepts become progressively younger and loosely defined (i.e. not reliable) towards younger ages.

The consistent and homogeneous spread of zircon modelled upper intercepts from the semipelitic dataset is interpreted as metamorphic reset (e.g. Reimink, 2016). This indicates that zircon cores and rims, respectively, do not represent, exclusively, inherited (igneous) and

metamorphic stages. It also means that the confident interpretation of maximum depositional and metamorphic ages by simple inspection of concordant core and rim CL imagery-separated populations is not possible for these complex grains.

The discrepancy between concordant and discordant models obtained to zircon of the rootless muscovite-bearing tonalite suggests open system behaviour in this sample. The local weathering at the humid subtropical climate (Alvares et al., 2013) could explain a recent Pb-loss in damaged zircon, despite the selection of fresh samples for the analyses. However, the compatibility of discordance models obtained to the concordant dataset of the rootless muscovite-bearing tonalite and all the semipelitic datasets suggests that these samples are linked through the same event of (partial) isotopic reset. Given the exclusive tying of garnet geochemistry and 680-560 Ma zircon rims, despite the occurrence of same aged zircon cores; and the zircon geochemical differences considered in the context of anatectic segregation, we assume a compositional-controlled character of the isotopic reset, instead of generalized recent Pb-loss.

The zircon rim populations older than 800 Ma, recorded in the metatexite residue, have igneous geochemical signature (e.g. steep positive HREE slopes and higher Th/U, Hoskin and Schaltegger, 2003). The geochemical compatibility with similar aged cores (Figures 13 and 14) suggest that these older rims are inherited (igneous/detrital). In agreement, the discordance modelling of the semipelites as a whole dataset finds the youngest upper intercept at ca. 780 Ma, more than 100 Ma older than the youngest mean age obtained from zircon cores, adjusted from the melt-poor schist dataset (611 Ma, sample IC01E, Figure 10).

In the same way, the oldest modelled lower intercept, at ca. 689 Ma, do not correspond to the eldest rims of the semipelites, but is compatible with the beginning of zircon/garnet equilibrium defined by the HREE partitioning arrays, which is interpreted as the interval of zircon near-to-peak metamorphic growth/recrystallization. In this way, the transition of modelled upper intercepts from the main Tonian towards the Cryogenian, with correspondent decrease of lower intercepts from the Cryogenian to the recent, is interpreted as the record of progressive/prolonged metamorphic overprint.

In the metatexites, zircon rims dated between 750 and 700 Ma with high La content and flat HREE slopes mark the beginning of geochemical decoupling (i.e. different behaviour) from the cores, indicating interaction with melt and competitive accessory phases. These crystals

cluster with 800 Ma detrital rims in the low temperature sector of the partitioning arrays with garnet (see section 4.6), which could suggest partial reset in the early prograde metamorphism.

Considering the inherent underestimation of discordance modelled lower intercepts (i.e. the ages must be seen as a minimum – Reimink et al., 2016) and the compatibility between concordant ages in the metatexite and the tonalite, the beginning of zircon reset is considered at 700 Ma, prior to the garnet equilibrium. However, the local split of similar modelled upper intercepts in two lines with different lower intercepts could also indicate the posterior stages or events of reset or growth, mainly around 600 and 500 Ma (Figure 12 A2, B4 and C4).

The most well-defined lower intercepts of the modelling (between ca. 690 and ca. 530 Ma; Table 3), recovered from older discordant populations and compatible with the concordant spread of coeval zircon cores and rims from all samples, agree with the metamorphic evolution defined through the garnet and zircon geochemistry.

The similarity of the main modelled discordia line with Tonian upper intercepts for zircon cores and rims of the semipelitic samples and the in-source leucosome, with and without the $\pm 10\%$ discordance filter (section 4.3), supports that metamorphic zircon was preferentially modified from detrital phases than episodically crystallized during the metamorphic/anatectic segregation. Complementary, the distinctive models obtained for the discordant data from the rootless muscovite-bearing tonalite indicates that the zircon metamorphic reset was controlled by local equilibrium conditions, and that recrystallization and anatexis may have erased older, perhaps more altered zircon crystals in the semipelitic matrix.

The partitioning arrays with syn-kinematic flat garnet (Grt2) suggest equilibrium of zircon rims and the main foliation since at least ca. 680 Ma, and sustenance of peak metamorphic conditions from 650 until 620 Ma in the schist and metatexite residue. Flat to negative HREE slopes support prolonged communication of Grt2 and zircon rims until 560 Ma in the melt-rich nappe rear. By contrast, the negative partitioning slope recorded for garnet and zircon rims between 613 to 500 Ma in the melt-poor nappe front could indicate the coexistence of a third HREE competing source in this period (e.g. Taylor et al., 2017).

Melt retention increases the communication of zircon with the garnet reservoir, as denotes the increased similarity of the partitioning arrays from data of the neosome and of reported experimental equilibrium (Figure 17, section 4.6). The difference between the semipelitic metatexite and the tonalite datasets evidences the efficiency of the discordance modelling on seeing through the extension of isotopic disturbance and recovery, despite the apparent

undiscriminated Pb-loss of all samples. Also, the similarity of the concordant datasets suggest that these rocks are linked by metamorphic evolution and that the tonalite may represent the earliest anatectic segregation of the unit.

The increased geochemical affinity between Grt2 and the identified metamorphic rims starting at 680 Ma supports the pervasive disturbance of the U–Pb isotopic system in the late Cryogenian due to metamorphism. At the same time, the absence of partitioning arrays supporting communication for zircon cores and garnet, the homogenized equilibrium arrays for zircon rims in the neosome, and the predominance of disturbed zircon in the tonalite point to the coexistence of multiple mechanisms governing the stability of detrital and metamorphic zircon, some of them discussed below.

5.2 P–T–t Evolution Of Metamorphic Zircon

The constraint of *P–T–t* paths through the dates and geochemistry of zircon rims uses the temporal relationships given by structural and textural contemporaneity with melt, garnet, rutile, monazite and xenotime in the Santo Antônio semipelites. Garnet pre- and inter-kinematic domains (Grt1) provide connection with the prograde evolution. Rutile and kyanite record the high-pressure peak conditions with syn-kinematic garnet (Grt2). The replacement of rutile by ilmenite, association of monazite and xenotime with the late spaced cleavage (S_3), and disequilibrium textures such as skeletal crystals in garnet cracks, relate these minerals to the retrograde path. Zircon is in all these domains, and, in agreement, zircon age data shows a prolonged metamorphic evolution.

The major element garnet chemistry indicates a path of pressure decrease within the equilibrium field calculated for the suprasolidus peak paragenesis (Figure 18). The *P–T* path is further constrained in the high-pressure upper amphibolite facies realm by isopleths of Zr-in-rutile and K content of plagioclase (~730–770 °C and 15–17 kbar). In this context, the equilibrium arrays of garnet and zircon rims set the prograde conditions between 680 and 650 Ma (maximum burial), and the metamorphic peak between 650 and 620 Ma, with recrystallization as the dominant process.

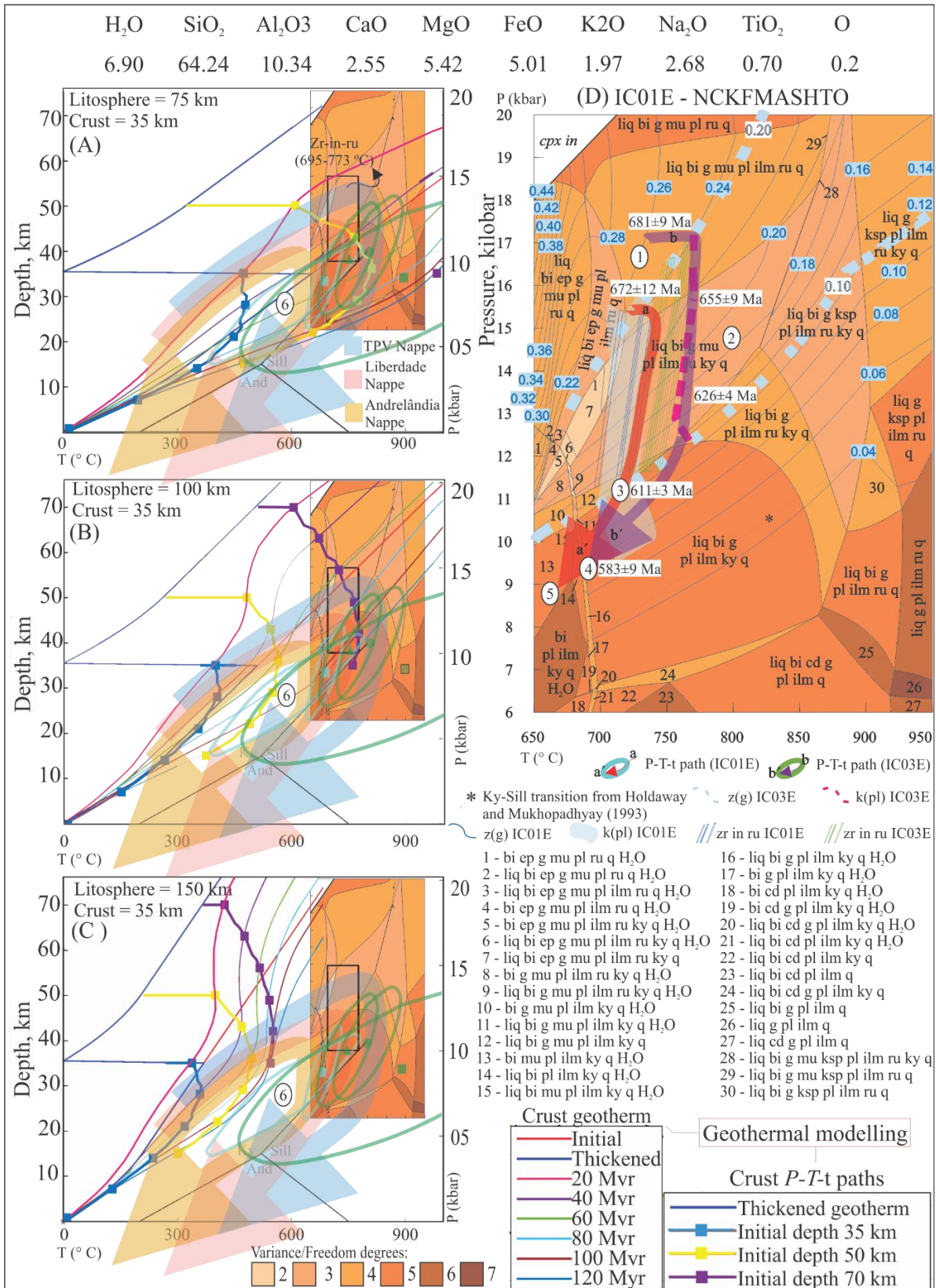


Figure 18 - At left (A, B, C), the 1-D geothermal modelling for an evolution of 120 Ma (Clark et al., 2011; 2015; Healey, 2020; after England and Thompson, 1984), considering lithosphere thicknesses of 75, 100 or 150 km, and a 35 km thick crust (based on the local average crustal thickness from Assumpção et al., 2013). The heat production of $1.7 \mu\text{W/m}^3$ at 650 Ma was based on the whole-rock composition of the neosome (sample IC03F), intermediary between values of different samples across the quarries (Supplemental File S2). The arrows indicate P - T paths reported from the Andrelândia Nappe System (Coelho et al., 2017; and references therein). Included for

comparison, the schematic *P-T* pseudosection calculated with whole-rock composition of the schist (sample IC01E), results of inverse thermobarometry (light blue – IC01 and green – IC03 ellipses), and the (rectangle) Zr-in-rutile thermometer (Tomkins et al., 2007) between 10 and 15 kbar (Supplemental file S2). At right (D), detailing of the forward metamorphic modelling is linked to the proposed zircon evolution. Zircon populations between 700 and 670 Ma (1) are likely to represent prograde partial reset, dissolution-reprecipitation, and Ostwald-ripening growth (Nemchik et al., 2001) in early suprasolidus stages. The garnet composition indicates a wide decrease of pressure from Ca and Mg-rich Grt1 to almandine-rich Grt2, defining the peak interval with coupling of the Zr-in-rutile thermometer and isopleths of K in the plagioclase. Suprasolidus zircon recrystallization in equilibrium with rutile and garnet in the metamorphic peak is compatible with ages from 650 to 620 Ma (2). Substitution of rutile by zircon and ilmenite, destabilization of muscovite and local metastable sillimanite define the retrograde evolution and compose a clockwise metamorphic evolution. In this way, the consuming of rutile (and maybe apatite or other HREE source) may be linked to the xenotime stabilization since ca. 613 Ma (3), as denotes the disturbance in the zircon-garnet partitioning of the schist (Figure 15). Post-peak melt-saturation is marked by zircon crystallization at ca. 580 Ma in the leucosome (4). Crossing of the solidus with final crystallization, re-stabilization of muscovite and release of fluid may have triggered partial reset and endured recrystallization of zircon until ca. 560 Ma (5). The results of inverse thermobarometry (A, B, C) evidence disequilibrium between peak-garnet and mica (Supplemental file S2), which is likely to have been re-homogenized during the retrograde path. The optimized thermobarometry with mineral composition at the lepidogranoblastic matrix in a quartz vein-rich sample of IC01 indicates final equilibrium at 583 ± 80 °C, 7.5 ± 1.4 kbar (6), compatible with the closure temperatures of reported mica which Ar-Ar age is coeval with Cambrian zircon reported here (Table 2).

The widespread replacement of rutile by ilmenite and destabilisation of muscovite records the reaching of shallower depths of ~10 kbar (~40 km). The enrichment of yttrium towards younger leucosome-related zircon and outer syn-kinematic garnet rims suggests either garnet resorption or the breakdown of a source other than xenotime and monazite (rutile? apatite?), which are texturally stable in these sites (Figures 5, 13 and 14).

The recognition of a third HREE source influencing the zircon partitioning arrays of rims younger than ca. 613 Ma in the schist is linked to the equilibrium of xenotime in the spaced cleavage (S₃) observed in microscopic scale (Figure 5). The widespread record of ages between 613 and 560 Ma would then indicate the period of HREE (+Y) saturation of the melt, resulting in zircon growth during migration and retrograde crystallization towards the solidus.

Zircon rims of 580 Ma mark the main stage of crystallization in the metatexite in-source leucosome (sample IC03JI), and lower intercepts and scarce single ages towards ca. 560 Ma indicate continued crystallization towards the solidus crossing in crustal depths about 7.5 kbar, back into the kyanite–muscovite-bearing stability field (Figure 18). This period of melt crystallization (613-560 Ma) is compatible with isotopic U–Pb ages of monazite from the same samples/quarries analysed here (Batista, unpublished; Reno et al., 2012).

The presence of late muscovite porphyroblasts in all samples indicate re-stabilization of this mineral along the retrograde path, with recrystallization of the lepidogranoblastic matrix calculated at ~580 °C and 7.5 kbar (Figure 18). This stage is likely to follow the release of fluids after final melt crystallization— another likely cause to the widespread discordance of zircon cores and rims—resulting in the likely lower intercepts and single concordant ages towards the

Cambrian. Retrograde rehydration and resetting of mineral chemistry also explains the discrepancy between results of inverse thermobarometry and P – T conditions estimated by compositional isopleths and forward metamorphic modelling (Figure 18). The homogenized HREE arrays of zircon rims and different garnet domains from the metatexite neosome illustrates this retrograde overprint in melt-rich sites.

Although the contemporaneity between syn- and post-collisional granitoids could suggest an early interference between the southernmost Brasília and Ribeira orogens (Coelho et al., 2017), the gap between Ediacaran (Ar,K)/Ar ages (590–560 Ma) related to exhumation of the SBO and the Cambrian reset of the Ar/Ar system (530–490 Ma) towards the orogen southeast places a younger limit to the far-field reactivation (Campos Neto et al., 2004; Hackspacher et al., 2004, Reno et al., 2009).

The interval between 540 and 509 Ma marks the closure of the Ar/Ar system in the biotite of the Santo Antônio metatexitic domain (IC03 quarry, Table 2), at ~6 kbar and 300–550 °C (Reno, Brown and Picolli, 2010; Westin et al., 2021; and references therein), in agreement with the matrix equilibrium of the studied samples (Figure 18, supplemental file S2). This indicates enhancement of the cooling rate from less than one unity to more than 7 °C.Ma⁻¹ in this period, despite the near constant rate of pressure decrease between ~0.20 to 0.18 mm per year (Figure 18).

The scarce concordant zircon dates between 530 and 500 Ma, compatible with U–Pb monazite and mica (K,Ar)/Ar ages at temperatures between 350 and 550 °C in the area (Table 2), suggests (re)crystallization below the solidus in a fluid-rich environment (e.g. Geisler et al., 2001a, b; Hay and Dempster, 2009). The local presence of tiny randomly oriented sillimanite needles (< 10 µm) interstitial or included in quartz in granoblastic domains could represent late metastable (re)crystallization of former Al-rich pools of melt. In this context, the compatibility of this late reequilibrium with the known age range of the Ribeira Orogeny suggests that its overprinting effect must have been restricted to some tectonic reworking (e.g. shearing, faulting) and exhumation, but did not lead to partial melting and pervasive high grade metamorphism, at least in the study area.

5.3 Long-lived Versus Episodic Metamorphism: Implications To Geodynamic Models Of The Southernmost Brasília Orogen

The proposed evolution for metamorphism based on zircon supports prolonged orogenesis in the southernmost Brasília Orogen (e.g. Tedeschi et al., 2016; Frugis, Campos Neto and Lima, 2018), at least over the period from 700 to 560 Ma. As a consequence, it does not interpret detrital Cryogenian sources (Santos, 2011), fast exhumation patterns (Westin et al., 2021), nor the isobaric cooling followed by isothermal decompressive P – T paths previously described to the studied rocks (Reno, Brown and Picolli, 2010; Reno et al., 2012).

Instead, we suggest a slow process evolving from deep burial (~70 km) to peak conditions along a steep near-isothermal decompressive path, with beginning of melt crystallization, cooling and retrogression from depths of 40 km to upwards (Figure 18). Furthermore, the Ribeira Orogen tectonic overprint is recognized as a Cambrian reset (530–500 Ma) recorded by scarce zircon dates, mica recrystallization and increased cooling rates in the area of study.

The youngest inherited zircon age population (728 ± 8 Ma), recovered from zircon cores of the residue, is almost compatible with the maximum depositional age of 757 ± 20 Ma defined for the sources of metasedimentary rocks in the upper units of the Andrelândia Nappe System (Frugis, Campos Neto and Lima, 2018), and to the upper Tonian magmatism in the arc-related Socorro Guaxupé Nappe (790–640 Ma; Rocha et al., 2018; Tedeschi et al., 2018), suggesting a connection between the upper nappe systems at the western domain of the SBO.

The maximum depositional ages of 680 and 640 Ma attributed to the Santo Antônio unit (Frugis, Campos Neto and Lima, 2018; Kuster et al., 2020; Santos, 2011) are compatible with the period of magmatism in the Socorro-Guaxupé Nappe (Rocha et al., 2018; Tedeschi et al., 2018), but should also be considered under the possibility of suprasolidus disturbance and recrystallization in the presence of garnet, at least in the western domain of the Andrelândia System. The reported juvenile character suggested by these semipelites whole-rock Nd contrasts a wide spread of zircon Hf signatures (Frugis, Campos Neto and Lima, 2018), that could indicate metamorphic disturbance of the isotopic systems (e.g. Ayres and Harris, 1997; Chen, Gao and Zheng, 2015; Zeng, Sleeby and Asimow, 2005; Zeng, Asimow and Saleeby, 2005; and references therein).

Long-term metamorphism (from 30 up to 200 Myrs of duration) is described in different tectonic sets, related to perturbed geothermal gradients induced by magmatic emplacement; high rates of heat production; slow cooling rates in regions of thickened crust either under

compression or extension; and often involves a period of ultrahigh temperature metamorphism that results in extensive isotopic reset and protracted melt crystallization (e.g. Alessio et al., 2020; Clark et al., 2018; Korhonen et al., 2013; Tucker et al., 2018).

Smearred U-Pb ages along the concordia line is linked to prolonged metamorphism in collisional belts such as the Indian Eastern Ghats, where the anatectic differentiation promotes the record of prograde and retrograde growth through compositional partitioning of the zircon-forming reservoirs (e.g. Clark et al., 2018), and heterogenization of the solidus throughout the resultant local equilibrium domains (e.g. Korhonen et al., 2013). In the southernmost Brasília Orogen, the articulation of metamorphic ages and P-T conditions along the stack of nappes indicates protracted convergence (eclogite-facies metamorphism since 670 Ma), collision (UHT metamorphism at 630 Ma with protracted melt crystallization until 590 Ma) and cooling histories (earliest closure of the (K/Ar)-Ar system at 560 Ma). However, the present work recognize the continuous record of this metamorphic evolution in zircon from a single petrologic unit.

The reset of zircon since 700 Ma, registered by recrystallization in the tonalitic samples (in-source leucosome and sigmoidal muscovite-bearing tonalite), and continuous equilibrium with garnet from 680 to 560 Ma, would imply the sustaining of perturbed thermal conditions for more than 100 Myr in the SBO (e.g. Alessio et al., 2018). Although moderate, the heterogeneous heat production calculated for the beginning of metamorphic peak in the Santo Antônio semipelites (650 Ma) – 1.23 to 2.37 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ depending on the melt rate and segregation (average 1.56 $\mu\text{W}/\text{m}^3$), and 2.70 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ in the tonalite within the melt-poor nappe front (Sample IC01L) – supports the coexistence of local equilibrium domains with different solidus temperatures, which allied to the burial under the UHT Socorro-Guaxupé nappe may have favoured slow-cooling rates that allowed the zircon protracted record.

Zircon petrochronology supports a clockwise evolution with suprasolidus peak along a pressure-decreasing path of less than 0.3 km (0.1 kbar) and 10 $^{\circ}\text{C}.\text{Myr}^{-1}$ (Figure 18). In agreement, considering the heat production calculated at 650 Ma for the investigated rocks (Supplemental file 2), the unidimensional thermal modelling of heat flow for a thrust regime doubling a 35 km thick crust shows that the burial at depths of 70 km would require about 120 Ma, depending on the lithosphere thickness, to evolve from metamorphic peak conditions in the amphibolite–granulite facies transition to re-equilibration by pressure decrease and cooling near the limit of the kyanite–sillimanite–muscovite stability fields (Figure 18).

The proposed metamorphic path is compatible with a lithospheric thickness between 75 to 100 km in the 1D thermal model, and compatible with slow exhumation rates reported from ancient and modern accretionary margins (e.g. Gapais et al., 2009; Guillot et al., 2009; Ring and Brandon, 2008). As an example, the arid climate in the Andean Plate Boundary, South America, contributes to exhumation rates between 0.05 and 0.6 km/Myr (Avdievitch, Ehlers and Glotzbach, 2017; Ruiz et al., 2009). Similarly, the whole rock geochemistry and low index of chemical alteration reported to the Santo Antônio unit supports deposition in an active margin context governed by physical weathering at dry conditions (Frugis, Campos Neto and Lima, 2018; Westin and Campos Neto, 2013).

The geodynamic models with exhumation by multiple activation of regional structures proposed for the syn and post-collisional evolution of the SBO invoke an important role of metamorphic fluids and anatectic melts enhancing nappe emplacement and migration (e.g. Campos Neto et al., 2011; Coelho et al., 2017; Frugis, Campos Neto and Lima, 2018; Motta and Moraes, 2017). The interval between ca. 650 and 620 Ma defined for peak temperatures in suprasolidus upper amphibolite facies supports the timing of collision ascribed to the orogen (e.g. Campos Neto et al., 2011; Coelho et al., 2017; Motta and Moraes, 2017). This is the period of the main foliation development.

6 CONCLUSIONS

6.1 Findings

The main findings are:

- Samples of high-pressure, partially melted metasedimentary gneiss and schist are from a west-dipping nappe stack that features increasing amounts of partial melting structurally upwards;
- Much of the zircon geochronology data is smeared along concordia or strongly discordant;
- It is possible to see through the effect of discordance in zircon age datasets, so as to determine geologically meaningful timelines for datasets;
- It is possible to establish communication (or not) between garnet and zircon via REE partitioning arrays from data that has been processed via discordance modelling;
- CL imagery alone is insufficient/misleading for assigning zircon type, potentially resulting in misinterpretations by existing studies for the maximum deposition age and age of metamorphism;

- Maximum deposition age is here constrained to be 728 ± 8 Ma;
- Metamorphism in terms of the zircon record commenced at 680 Ma;
- Peak metamorphism (peak T and maximum pressure) occurred at 650 Ma, and near-isothermal decrease of pressure occurred until ca. 620 Ma;
- Retrograde metamorphism (decreasing temperature and lower rates of pressure decrease) characterizes the period continued until 560 Ma;
- The timeframe younger than 560 Ma is interpreted as involving modification of zircon by late fluids or can be related to the interference of the Ribeira Orogeny.

6.2 Implications Of Zircon Protracted Metamorphism To The Southernmost Brasília Orogen

- The prolonged suprasolidus metamorphism caused partial reset of the zircon U-Pb isotopic system, overlapping the age of recrystallized inherited cores and metamorphic zircon rims within the Santo Antônio semipelites;
- Modelling of discordance and geochemical decoupling of zircon cores and rims within the metatexite define a maximum depositional age of 730 Ma, with beginning of metamorphic recrystallization and anatectic segregation at 700 Ma supported by annealed zircon of the rootless muscovite-bearing tonalite;
- Zircon/garnet partitioning arrays support metamorphic growth since 680 Ma, and peak conditions in upper amphibolite facies from ca. 650 to 620 Ma;
- Disturbance of the zircon/garnet array linked to the equilibrium with xenotime and monazite along the S_3 records retrograde saturation of the system at ca. 613 Ma, enhancing the cooling and melt crystallization – a likely cause to change in rheology and onset of deep lateral shearing;
- Extensive zircon record until 580 Ma in the in-source leucosome marks the main period of zircon crystallization, with scattered dates towards the Ediacaran-Cambrian boundary possibly due continued recrystallization triggered by fluid release at the solidus;
- This model fits a protracted geodynamic evolution from accretion to continental collision and collapse of the southernmost Brasília Orogen;
- Rare upper Cambrian zircon indicates a late stage of recrystallization, which coupled with regional termochronology from the literature defines the onset of the Ribeira orogenic interference in the studied area.

7 CREDIT AUTHOR STATEMENT

Laísa de Assis Batista: conceptualization; data curation; formal analysis; funding acquisition; investigation; methodology; project administration; resources; validation; visualization; writing - original draft, review & editing.

Renato Moraes: conceptualization; funding acquisition; methodology; project administration; resources; supervision; writing - review & editing.

David E. Kelsey: conceptualization; data curation; formal analysis; methodology; resources; supervision; writing - review & editing.

Rafaela Machado Gengo: visualization; writing - review & editing.

Rafael Bittencourt Lima: visualization, resources, writing - review & editing.

8 ACKNOWLEDGEMENTS

Laísa de A. Batista thanks P. Vermeesch, D. Healy and J. Reimink for helping with the modelling softwares. The author also thanks the Crustal Evolution Research Group (CERG) and Sarah Gilbert at Adelaide Microscopy, the University of Adelaide; as well as NAP-Geoanalitica and the CPGeo facilities at the IGc-USP for helping with the analytical procedures.

9 FUNDING AND RESOURCES

This work was funded by the FAPESP project 16/22627-3. Laísa de A. Batista was funded with PhD and PhD-sandwich scholarships from the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES), which allowed international travel and the research development presented here.

10 REFERENCES

- Avdievitch, N. N., Ehlers, T. A., & Glotzbach, C., 2018. Slow long-term exhumation of the West Central Andean plate boundary, Chile. *Tectonics*, 37(7), 2243-2267.
- Alvares, C. A., Stape, J. L., Sentelhas, P. C., Gonçalves, J. D. M., & Sparovek, G., 2013. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, 22(6), 711-728. DOI 10.1127/0941-2948/2013/0507.
- Assumpção, M., Bianchi, M., Julià, J., Dias, F.L., Sand França, G., Nascimento, R., Drouet, S., Pavão, C.G., Albuquerque, D.F., Lopes, A.E.V., 2013. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*; 43: 74–85. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.009>.
- Ayres, M., Harris, N., 1997. REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: constraints from Himalayan leucogranites. *Chemical Geology*; 139(1-4): 249-269. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00038-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00038-7).
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Campos Neto, M.C., Ganade de Araujo, C.E., Castro, N.A., Passarelli, C.R., 2018. The Tectonic History of the Southern Adamastor Ocean Based on a Correlation of the Kaoko and Dom Feliciano Belts. In: Siegesmund, S., Basei, M., Oyhantçabal, P., Oriolo, S., eds. *Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews*. Springer, Cham; 63-85. https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_3.
- Batista, L.A., 2011. Investigação do início da fusão em rochas semi-pelíticas da fácies anfibolito superior. Undergraduate Thesis, Institute of Geosciences, University of São Paulo, USP.
- Batista, L.A., 2015. Geração e transporte de fundidos em semi-pelitos: modelagem com dados de campo e pseudosseções. Master Thesis. Institute of Geosciences, University of São Paulo, USP. <https://doi.org/10.11606/D.44.2015.tde-17062015-093751>.
- Belém, J., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Silva, L.C., Armstrong, R., Fleck, A., Gradim, C., Queiroga, G., 2011. Bacia precursora versus bacias orogênicas: exemplos do Grupo Andrelândia com base em datações U–Pb (LA-ICP-MS) em zircão e análises litoquímicas. *Geonomos*; 19: 224-243. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v19i2.55>.
- Blereau, E., Clark, C., Kinny, P. D., Sansom, E., Taylor, R. J., & Hand, M., 2021. Probing the history of ultra-high temperature metamorphism through rare earth element diffusion in zircon. *Journal of Metamorphic Geology*.
- Boehnke, P., Watson, E. B., Trail, D., Harrison, T. M., & Schmitt, A. K., 2013. Zircon saturation re-revisited. *Chemical Geology*, 351, 324-334.
- Brito Neves, B.B., 2003. A saga dos descendentes de Rodínia na construção de Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*; 33:77–88. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/9883>.
- Brown, M., 2009. Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record. *Geological Society Special Publication*; 318:37–74. <https://doi.org/10.1144/SP318.2>.

- Campos Neto, M.C., Caby, R., 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. *Tectonics*; 19(4): 669–687. <https://doi.org/10.1029/1999TC900065>.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabó, A.G.J., Vasconcelos, P., 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem brasileira no Sul do Cráton do São Francisco, SE - Brasil. *Geologia USP, Série Científica*; 4(1): 13-40. <https://doi.org/10.5327/S1519-874x2004000100002>.
- Campos Neto, M.C., Janasi, V.A., Basei, M.A.S., 2007. Sistema de Nappes Andrelândia, setor oriental: Litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*; 37: 47–60. <http://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/9222>
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Janasi, V.A., Moraes, R., 2011. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: An Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences*; 32: 393–406. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.006>.
- Chen, Y.X., Gao, P., Zheng, Y.F., 2015. The anatectic effect on the zircon Hf isotope composition of migmatites and associated granites. *Lithos*; 238:174-184. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.026>.
- Cioffi, C.R., Campos Neto, M.C., Rocha, B.C., Moraes, R., Henrique-Pinto, R., 2012. Geochemical signatures of metasedimentary rocks of high-pressure granulite facies and their relation with partial melting: Carvalhos Klippe, Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*; 40:63–76. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.09.007>.
- Cioffi, C.R., Campos Neto, M.C., Möller, A., Rocha, B.C., 2016. Paleoproterozoic continental crust generation events at 2.15 and 2.08Ga in the basement of the southern Brasília Orogen, SE Brazil. *Precambrian Research*; 275: 176–96. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.01.007>.
- Clark, C., Fitzsimons, I.C.W., Healy, D., Harley, S.L., 2011. How does the continental crust get really hot? *Elements*; 7(4): 235–240. <https://doi.org/10.2113/gselements.7.4.235>.
- Clark, C., Taylor, R. J., Kylander-Clark, A. R., & Hacker, B. R., 2018. Prolonged (> 100 Ma) ultrahigh temperature metamorphism in the Napier Complex, East Antarctica: A petrochronological investigation of Earth's hottest crust. *Journal of Metamorphic Geology*, 36(9), 1117-1139.
- Coelho, M.B., Trouw, R.A.J., Ganade de Araujo, C.E., Vinagre, R., Mendes, J.C., Sato, K. 2017. Constraining timing and P-T conditions of continental collision and late overprinting in the Southern Brasília Orogen (SE-Brazil): U–Pb zircon ages and geothermobarometry of the Andrelândia Nappe System. *Precambrian Research*; 292: 194–215. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.001>.
- Corfu, F., 2013. A century of U–Pb geochronology: The long quest towards concordance. *Bulletin of the Geological Society of America*; 125(1-2): 33–47. <https://doi.org/10.1130/B30698.1>.
- Dardenne, M.A., 2000. The Brasília fold belt. In: *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro.
- de Wit, M.J., Stankiewicz, J., Reeves, C., 2008. Restoring pan-African-Brasiliano connections: More Gondwana control, less Trans-Atlantic corruption. *Geological Society, London, Special Publications*; 294(1): 399–412. <https://doi.org/10.1144/SP294.20>.

- Ebert, H.D., Hasui, Y., 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*;135(1): 231. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.135.01.15>.
- Engi, M., Lanari, P., Kohn, M.J., 2017. Significant Ages-An Introduction to Petrochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1): 1-12. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.1>
- Fernandes, G.L.F., Schmitt, R.S., Bongiolo, E.M., Basei, M.A.S., Mendes, J.C., 2015. Unraveling the tectonic evolution of a Neoproterozoic-Cambrian active margin in the Ribeira Orogen (SE Brazil): U–Pb and Lu–Hf provenance data. *Precambrian Research*; 266: 337–360. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.017>.
- Frugis, G.L., Campos Neto, M.C., Lima, R.B., 2018. Eastern Paranapanema and southern São Francisco orogenic margins: Records of enduring Neoproterozoic oceanic convergence and collision in the southern Brasília Orogen. *Precambrian Research*; 308: 35–57. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.02.005>.
- Fuck, R.A., Brito Neves, B.B., Schobbenhaus, C., 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*;160: 108–26. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.018>.
- Fumes, R., Luvizotto, G., Moraes, R., Vlach, S., Heilbron, M., 2019. Metamorphic modeling and petrochronology of metapelitic rocks from the Luminárias Nappe, southern Brasília belt (SE Brazil). *Brazilian Journal of Geology*; 49(2). <https://doi.org/10.1590/2317-4889201920180114>.
- Fumes, R. A., Luvizotto, G. L., Moraes, R., Lanari, P., Valeriano, C. D. M., Zack, T., & Simões, L. S. A., 2021. Petrochronology of high-pressure granulite facies rocks from Southern Brasília Orogen, SE Brazil: combining quantitative compositional mapping, single-element thermometry and geochronology. *Journal of Metamorphic Geology*. <https://doi.org/10.1111/jmg.12637>.
- Ganade de Araujo, C.E., Rubatto, D., Hermann, J., Cordani, U.G., Caby, R., Basei, M.A.S. 2014a. Ediacaran 2,500-km-long synchronous deep continental subduction in the West Gondwana Orogen. *Nature Communications*; 5: 5198. <https://doi.org/10.1038/ncomms6198>.
- Ganade de Araujo, C.E., Weinberg, R.F., Cordani, U.G., 2014b. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): A two-stage Neoproterozoic collision process. *Terra Nova*; 26(2): 157–68. <https://doi.org/10.1111/ter.12084>.
- Gapais, D., Cagnard, F., Gueydan, F., Barbey, P., & Balleve, M., 2009. Mountain building and exhumation processes through time: inferences from nature and models. *Terra Nova*, 21(3), 188-194.
- Geisler, T., Ulonska, M., Schleicher, H., Pidgeon, R. T., & van Bronswijk, W., 2001. Leaching and differential recrystallization of metamict zircon under experimental hydrothermal conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141(1), 53-65.
- Geisler, T., Pidgeon, R. T., Van Bronswijk, W., & Pleyzier, R., 2001. Kinetics of thermal recovery and recrystallization of partially metamict zircon: a Raman spectroscopic study. *European Journal of Mineralogy*, 13(6), 1163-1176.
- Geisler, T., Pidgeon, R.T., 2002. Raman scattering from metamict zircon: comments on “Metamictisation of natural zircon: accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage” by Nasdala et al. 2001 (*Contribution to Mineralogy and Petrology*)141: 125–144. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; 143: 750–755. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0378-1>.
- Geisler, T., Schaltegger, U., Tomaschek, F., 2007. Re-equilibration of Zircon in Aqueous Fluids and Melts. *Elements*; 31(3): 43–50. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.43>.

- Gengo, R.M., 2020. Complexo Petúnia: registro de múltiplos estágios evolutivos na borda sul do Cráton São Francisco. Master Thesis, Institute of Geosciences, University of São Paulo, USP.
- Ginster, U., Reiners, P.W., Nasdala, L., Chanmuang, N.C., 2019. Annealing kinetics of radiation damage in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; 249: 225–246. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.01.033>.
- Guillot, S., Hattori, K., Agard, P., Schwartz, S., & Vidal, O., 2009. Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: a review. *Subduction zone geodynamics*, 175-205.
- Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Teixeira, W., Dantas, E.L., Ebert, H.D., Trouw, R.A.J., Vasconcelos, P., 2004. Final stages of the Brasiliano Orogenesis in SE Brazil: U–Pb and ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar evidence for overprinting of the Brasília Belt by the Ribeira Belt Tectonics. *Journal of the Virtual Explorer*; 17. <http://hdl.handle.net/11449/68016>.
- Halpin, J.A., Daczko, N.R., Milan, L.A., Clarke, G.L., 2012. Decoding near-concordant U–Pb zircon ages spanning several hundred million years: Recrystallisation, metamictisation or diffusion? *Contributions to Mineralogy and Petrology*; 163: 67–85. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0659-7>.
- Hay, D. C., & Dempster, T. J., 2009. Zircon behaviour during low-temperature metamorphism. *Journal of Petrology*, 50(4), 571-589. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp047>.
- Healy, D., 2020. met1D_GL3520: a MATLAB program for exploring metamorphic geothermal gradients and P–T–t paths. DaveHealy-Aberdeen/met1D_teaching. https://github.com/DaveHealy-Aberdeen/met1D_teaching.
- Heilbron, M., Machado, N., 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*; 125: 87–112. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00082-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00082-2).
- Hobbs, B.E., Ord, A., Regenauer-Lieb, K., 2011. The thermodynamics of deformed metamorphic rocks: A review. *Journal of Structural Geology*; 33(5):758–818. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.01.013>.
- Holland, T.J.B., Powell R., 2004. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*;16(3): 309-343. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x>.
- Hoskin, P.W.O., 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; 69(3): 637-648. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006>
- Hoskin, P.W.O., Black, L.P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*; 18(4): 423-439. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00266.x>.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; 53(1): 27–62. <https://doi.org/10.2113/0530027>.
- Julião, E.L., 2016. Análise estrutural e petrologia metamórfica do Complexo Campos Gerais na região entre Alfenas e Areado (MG). Undergraduate Thesis, Institute of Geosciences, University of São Paulo, USP.
- Kelsey, D.E., Clark, C., Hand, M., 2008. Thermobarometric modelling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: Examples using model metapelitic and metapsammitic granulites. *Journal of Metamorphic Geology*; 26(2): 199–212. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00757.x>.
- Kelsey, D.E., Powell, R., 2011. Progress in linking accessory mineral growth and breakdown to major mineral evolution in metamorphic rocks: A thermodynamic approach in the Na₂O–CaO–K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–

- SiO₂-H₂O-TiO₂-ZrO₂ system. *Journal of Metamorphic Geology*; 29(1): 151–166. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00910.x>.
- Kohn, M.J., Corrie, S.L., Markley, C., 2015. The fall and rise of metamorphic zircon. *American Mineralogist*; 100(4): 897–908. <https://doi.org/10.2138/am-2015-5064>.
- Kohn, M.J., Engi, M., Lanari, P., eds., 2017. *Petrochronology, Methods and Applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83, De Gruyter; 582. <https://doi.org/10.1515/9783110561890>.
- Kramers, J., Frei, R., Newville, M., Kober, B., & Villa, I., 2009. On the valency state of radiogenic lead in zircon and its consequences. *Chemical Geology*, 261(1-2), 4-11.
- Kuster, K., Ribeiro, A., Trouw, R.A.J., Dussin, I., Marimon, R.S., 2020. The Neoproterozoic Andrelândia group: Evolution from an intraplate continental margin to an early collisional basin south of the São Francisco craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*; 102: 102666. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102666>.
- Lanari, P., Engi, M., 2017. Local Bulk Composition Effects on Metamorphic Mineral Assemblages. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; 83(1): 55–102. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.3>.
- Lee, J.K.W., Williams, I.S., Ellis, D.J., 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*; 390: 159–162. <https://doi.org/https://doi.org/10.1038/36554>.
- Li, Z.X., Bogdanova, S., Collins, A.S., Davidson, A., de Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochubi, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lul, S., Natapov, L.M., Peasen, V., Pisarevskaya, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*; 160: 179–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>.
- Lima, J. M. Análise do controle estrutural da migração do leucossoma na região entre Cambuquira e Três Corações, MG., 2016. Undergraduate thesis, Institute of Geosciences, University of São Paulo, USP.
- Loios, V.A.P., 2004. Laboratório de preparação e separação de minerais - Centro de Pesquisas Geocronológicas - IGC – USP. Simpósio 40 anos de Geocronologia no Brasil. Boletim de Resumos São Paulo, CPGGeo/IGC-USP.
- Machado, N., Valladares, C., Heilbron, M., Valeriano, C., 1996. U–Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*; 79(3–4): 347–361. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00103-4](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00103-4).
- Malagutti Filho, W., Ebert, H.D., Hasui, Y., Haralyi, N.L.E., Hackspacher, P.C., Sturaro, J.R., 1996. Gravimetria e compartimentação crustal no sul de Minas Gerais. *Revista Geociências*; 15: 199–217.
- Mantovani, M.S.M., Brito Neves, B.B., 2005. The Paranapanema Lithospheric Block: Its Importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) Supercontinent Theories. *Gondwana Research*; 8(3): 303–315. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71137-0](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71137-0).
- Mantovani, M.S.M., Quintas, M.C.L., Shukowsky, W., Brito Neves, B.B., 2005. Delimitation of the Paranapanema Proterozoic block: A geophysical contribution. *Episodes*; 28(1): 18–22. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2005/v28i1/002>.
- Merdith, A.S., Collins, A.S., Williams, S.E., Pisarevsky, S., Foden, J.D., Archibald, D.B., Blades, M.L., Alessio, B.L., Armistead, S., Plavsa, D., Clark, C.R., Müller, D., 2017. A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic. *Gondwana Research*; 50: 84–134. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.001>.

- Mezger, K., & Krogstad, E. J., 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *Journal of metamorphic Geology*, 15(1), 127-140.
- Moraes, R., Nicollet, C., Barbosa, J.S.F., Fuck, R.A., Sampaio, A.R., 2015. Applications and limitations of thermobarometry in migmatites and granulites using as an example rocks of the araçuáí orogen in southern bahia, including a discussion on the tectonic meaning of the current results. *Brazilian Journal of Geology*; 45: 517–39. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201520150026>.
- Motta, J.G., Morales, N., Malagutti Filho, W., 2017. Geophysical perspective on the structural interference zone along the Neoproterozoic Brasília and Ribeira fold belts in West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*; 47: 3–19. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720160144>.
- Motta, R.G., Moraes, R., 2017. Pseudo- and real-inverted metamorphism caused by the superposition and extrusion of a stack of nappes: a case study of the Southern Brasília Orogen, Brazil. *International Journal of Earth Sciences*; 106: 2407–2427. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1436-7>.
- Nasdala, L., Pidgeon, R. T., Wolf, D., Irmer, G., 1998. Metamictization and U-Pb isotopic discordance in single zircons: a combined Raman microprobe and SHRIMP ion probe study. *Mineralogy and Petrology*, 62(1), 1-27.
- Nasdala, L., Wenzel, M., Vavra, G., Irmer, G., Wenzel, T., Kober, B., 2001. Metamictisation of natural zircon: Accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; 141: 125–144. <https://doi.org/10.1007/s004100000235>.
- Nasdala, L., Wenzel, M., Vavra, G., Irmer, G., Wenzel, T., Kober, B., 2002. Erratum to: Metamictisation of natural zircon: accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; 143: 767–768. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0390-5>.
- Nasdala, L., Hanchar, J.M., Rhede, D., Kennedy, A.K., Váczi, T., 2010. Retention of uranium in complexly altered zircon: An example from Bancroft, Ontario. *Chemical Geology*; 269: 290–300. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.10.004>.
- Nemchin, A. A., Giannini, L. M., Bodorkos, S., & Oliver, N. H. S., 2001. Ostwald ripening as a possible mechanism for zircon overgrowth formation during anatexis: theoretical constraints, a numerical model, and its application to pelitic migmatites of the Tickalara Metamorphics, northwestern Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(16), 2771-2788. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00622-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00622-6).
- Paciullo, F.V.P., Ribeiro, A., Andreis, R.R., Trouw, R.A.J., 2000. The Andrelândia basin, a Neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasilia belt, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*; 30(1): 200-202. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/10975>.
- Paciullo, F.V.P., Trouw, R.A.J., Ribeiro, A., 2003. Geologia da Folha Andrelândia. In: Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Trouw, R.A.J., Heilbron, M., eds. *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro, Projeto Sul de Minas*; 1: 84–120.
- Peternel, R., Trouw, R.A.J., Schmitt, R.S., 2005. Interferência entre duas faixas móveis Neoproterozoicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*; 35(3): 297–310. <http://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/9410>.
- Pidgeon, R. T., Nemchin, A. A., & Cliff, J. (2013). Interaction of weathering solutions with oxygen and U–Pb isotopic systems of radiation-damaged zircon from an Archean granite, Darling Range Batholith, Western Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(2), 511-523. DOI 10.1007/s00410-013-0888-z.

- Pimentel, M.M., 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: A geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*; 46: 67–82. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150004>.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*; 20: 375–379. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2).
- Powell, R., 1978. Equilibrium Thermodynamics in Petrology - An Introduction. *Geological Magazine*; 117(1): 87–88. <https://doi.org/10.1017/S0016756800033136>.
- Powell, R., Holland, T.J.B., 2008. On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*; 26: 155–179. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00756.x>.
- Reimink, J.R., Davies, J.H.F.L., Waldron, J.W.F., Rojas, X., 2016. Dealing with discordance: a novel approach for analysing U–Pb detrital zircon datasets. Geological Society of London. Collection. <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.c.2182197.v3>.
- Reno, B.L., Brown, M., Kobayashi, K., Nakamura, E., Piccoli, P.M., Trouw, R.A.J., 2009. Eclogite-high-pressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: New data from the Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of the Geological Society*; 166(6): 1013–1032. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-140>.
- Reno, B.L., Brown, M., Piccoli, P.M., 2010. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of high-pressure granulite nappes in the southern Brasília Belt, Brazil: Implications for nappe exhumation. *American Journal of Science*; 310(10): 1294–1332. <https://doi.org/10.2475/10.2010.04>.
- Reno, B.L., Piccoli, P.M., Brown, M., Trouw, R.A.J., 2012. In situ monazite (U-Th)-Pb ages from the Southern Brasília Belt, Brazil: Constraints on the high-temperature retrograde evolution of HP granulites. *Journal of Metamorphic Geology*; 30: 81–112. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2011.00957.x>.
- Ribeiro, A., Trouw, R.A.J., Andreis, R.R., Paciullo, V.P., Valença, J.G., 1995. Evolução das bacias proterozoicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*; 25(4): 235–248. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11533>.
- Ring, U., & Brandon, M. T., 2008. Exhumation settings, Part I: Relatively simple cases. *International Geology Review*, 50(2), 97–120.
- Rocha, B.C., Moraes, R., Möller, A., Cioffi, C.R., 2018. Magmatic inheritance vs. UHT metamorphism: Zircon petrochronology of granulites and petrogenesis of charnockitic leucosomes of the Socorro–Guaxupé nappe, SE Brazil. *Lithos*; 314–315: 16–39. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.05.014>.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*; 184(1–2): 123–138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2).
- Rubatto, D., 2017. Zircon: The Metamorphic Mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; 83(1): 261–295. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.9>
- Rubatto, D., Hermann, J., 2007. Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks. *Chemical Geology*; 241: 38–61. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.01.027>.
- Ruiz, G. M., Carlotto, V., Van Heiningen, P. V., & Andriessen, P. A. (2009). Steady-state exhumation pattern in the Central Andes–SE Peru. *Geological Society, London, Special Publications*, 324(1), 307–316.

- Santos, P.S., 2011. Geocronologia, Área Fonte e Ambiente Tectônico da Unidade Santo Antônio – Megassequência Andrelândia. Master Thesis, Institute of Geosciences, Federal University of Rio de Janeiro, UFRJ.
- Sawyer, E.W., 2008. Atlas of Migmatites. Canadian Science Publishing; (9). <https://doi.org/10.1139/9780660197876>.
- Schmidt, C., Rickers, K., Wirth, R., Nasdala, L., Hanchar, J.M., 2006. Low-temperature Zr mobility: An in situ synchrotron-radiation XRF study of the effect of radiation damage in zircon on the element release in H₂O + HCl ± SiO₂ fluids. *American Mineralogist*; 91(8-9): 1211–1215. <https://doi.org/10.2138/am.2006.2244>.
- Söllner, F., Trouw, R.A.J., 1997. The Andrelândia Depositional Cycle (Minas Gerais/Brazil), a Post-Transamazonian Sequence South of the São Francisco Craton: Evidence from U–Pb Dating on Zircons of a Metasediment. *Journal of South American Earth Sciences*; 10(1): 21–28. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00002-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00002-3).
- Stüwe, K., 1995. Thermal buffering effects at the solidus. Implications for the equilibration of partially melted metamorphic rocks. *Tectonophysics*, 248(1-2), 39-51.
- Taylor, R.J.M., Harley, S.L., Hinton, R.W., Elphick, S., Clark, C., Kelly, N.M., 2015. Experimental determination of REE partition coefficients between zircon, garnet and melt: A key to understanding high-T crustal processes. *Journal of Metamorphic Geology*; 33: 231–248. <https://doi.org/10.1111/jmg.12118>.
- Taylor, R.J.M., Clark, C., Harley, S.L., Kylander-Clark, A.R.C., Hacker, B.R., Kinny, P.D., 2017. Interpreting granulite facies events through rare earth element partitioning arrays. *Journal of Metamorphic Geology*; 35: 759–775. <https://doi.org/10.1111/jmg.12254>.
- Teixeira, W., Ávila, C.A., Dussin, I.A., Corrêa Neto, A.V., Bongiolo, E.M., Santos, J.O., Bar-bosa, N.S., 2015. A juvenile accretion episode (2.35-2.32Ga) in the Mineiro Belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U–Pb–Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*; 256: 148–169. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.11.009>.
- Tedeschi, M., Pedrosa-Soares, A.C., Dussin, I., Lanari, P., Novo, T., Pinheiro, M.A.P., Lana, C., Peters, D., 2018. Protracted zircon geochronological record of UHT garnet-free granulites in the Southern Brasília orogen (SE Brazil): Petrochronological constraints on magmatism and metamorphism. *Precambrian Research*; 316: 103–126. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.07.023>.
- Tichomirowa, M., Whitehouse, M. J., & Nasdala, L., 2005. Resorption, growth, solid state recrystallisation, and annealing of granulite facies zircon—a case study from the Central Erzgebirge, Bohemian Massif. *Lithos*, 82(1-2), 25-50.
- Trouw, C.C., 2008. Mapeamento da Folha Virgínia-MG. Geocronologia U–Pb (SHRIMP) em zircão e interpretação geotectônica. PhD Thesis, Institute of Geosciences, Federal University of Rio de Janeiro, UFRJ.
- Trouw, C.C., Medeiros, F.F.F., Trouw, R.A.J., 2007. Evolução tectônica da Zona de Cisalhamento Caxambu, MG. *Revista Brasileira de Geociências*; 37(4): 767-776. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/9248>.
- Trouw, R.A.J., Paciullo, F. V. P., Ribeiro, A., 1994. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. .In: SBG, Cong. Bras. Geol., 38 (3): 234-235.

- Trouw, R.A.J., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Andreis, R., 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A., eds. Tectonic evolution of South America, Rio de Janeiro; 287–310.
- Trouw, R.A.J., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C.C., Fontainha, M., Kussama, H.H., 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*; 48: 43–57. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.012>.
- Tucker, N. M., Hand, M., Kelsey, D. E., Taylor, R., Clark, C., & Payne, J. L., 2018. A tripartite approach to unearthing the duration of high temperature conditions versus peak metamorphism: An example from the Bunger Hills, East Antarctica. *Precambrian Research*, 314, 194-220. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.06.006>.
- Valeriano, C.M., 2017. The Southern Brasília Belt. In: Heilbron, M., Cordani, U., Alkmim, F.F., eds. São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Regional Geology Reviews*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_10.
- Valeriano, C.M., Dardenne, M.A., Fonseca, M.A., Simões, L.S.A., Seer, H.J., 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.R., Brito Neves, B.B, eds. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, São Paulo., p. 575–92.
- Valeriano, C.M., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C.S., Seer, H.J., Simões, L.S.A., 2004. U–Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*; 130(1-4): 27-55. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.10.014>.
- Vermeesch, P., 2012. On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology*; 312–313: 190–194. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.021>.
- Vermeesch, P., 2013. Multi-sample comparison of detrital age distributions. *Chemical Geology*; 341: 140–146. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.01.010>.
- Vermeesch, P., Garzanti, E., 2015. Making geological sense of “Big Data” in sedimentary provenance analysis. *Chemical Geology*; 409: 20–27. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.05.004>.
- Vermeesch, P., 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*; 9(5): 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>.
- Vermeesch, P., 2021. On the treatment of discordant detrital zircon U–Pb data. *Geochronology*, 3(1), 247-257. <https://doi.org/10.5194/gchron-3-247-2021>.
- Vinagre, R., Trouw, R.A.J, Kussama, H., Peternel, R., Mendes, J.C., Duffles, P., 2016. Superposition of structures in the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt in the region SW of Itajubá (MG), SE Brazil. *Brazilian Journal of Geology*; 46(4). <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620160034>.
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*; 64(2): 295-304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X).

- Watson, E.B., 1996. Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: kinetic principals, geological models and implications for isotopic inheritance. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, Third Hutton Symposium. The Origin of Granites and Related Rocks*; 87(1-2): 43-56. <https://doi.org/10.1017/S0263593300006465>.
- Westin, A., Campos Neto, M.C., 2013. Provenance and tectonic setting of the external nappe of the Southern Brasília Orogen. *Journal of South American Earth Sciences*; 48: 220–239. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.08.006>.
- Westin, A., Campos Neto, M.C., Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., Dhuime, B., Delavault, H., 2016. A paleoproterozoic intra-arc basin associated with a juvenile source in the Southern Brasilia Orogen: Application of U–Pb and Hf–Nd isotopic analyses to provenance studies of complex areas. *Precambrian Research*; 276: 178–193. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.02.004>.
- Westin, A., Campos Neto, M.C., Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., Delavault H., 2019. The Neoproterozoic southern passive margin of the São Francisco craton: Insights on the pre-amalgamation of West Gondwana from U–Pb and Hf–Nd isotopes. *Precambrian Research*; 320: 454–471. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.11.018>.
- Westin, A., Neto, M. C. C., Hollanda, M. H. B., Salazar-Mora, C. A., Queiroga, G. N., Frugis, G. L., & de Castro, M. P., 2021. The fast exhumation pattern of a Neoproterozoic nappe system built during West Gondwana amalgamation: Insights from thermochronology. *Precambrian Research*, 355, 106115. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106115>.
- Yakymchuk, C., Brown, M., Clark, C., Korhonen, F.J., Piccoli, P.M., Siddoway, C.S., Taylor, R.J.M, Vervoort, J.D., 2015. Decoding polyphase migmatites using geochronology and phase equilibria modelling. *Journal of Metamorphic Geology*; 33(2): 203–230. <https://doi.org/10.1111/jmg.12117>.
- Yakymchuk, C., Clark, C., White, R.W., 2017. Phase Relations, Reaction Sequences and Petrochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; 83(1): 13–53. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.2>.
- Yakymchuk, C., Kirkland, C. L., & Clark, C., 2018. Th/U ratios in metamorphic zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 36(6), 715-737. <https://doi.org/10.1111/jmg.12307>.
- Zanardo, A., Morales, N., Aurélio, Farias de Oliveira, M.A., Del Lama, E.A., 2006. Tectono-Lithologic associations of the Alterosa paleo suture zone – Southeastern Brazil. *Revista UnG – Geociências* 5(1): 103-117. <http://revistas.ung.br/index.php/geociencias/article/viewFile/99/191>.
- Zeng, L., Saleeby, J.B., Asimow, P., 2005. Nd isotope disequilibrium during crustal anatexis: A record from the Goat Ranch migmatite complex, southern Sierra Nevada batholith, California. *Geology* ; 33(1): 53–56. <https://doi.org/10.1130/G20831.1>.
- Zeng, L., Asimow, P.D., Saleeby, J.B., 2005. Coupling of anatectic reactions and dissolution of accessory phases and the Sr and Nd isotope systematics of anatectic melts from a metasedimentary source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; 69(14): 3671-3682. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.02.035>.”

APÊNDICE V

ARTIGO:

**ANATEXIS EVOLUTION IN UPPER-AMPHIBOLITE METATEXITES:
CONTROLS ON MAJOR AND ACCESSORY MINERAL EQUILIBRIA**

ANATEXIS EVOLUTION IN UPPER-AMPHIBOLITE METATEXITES: CONTROLS ON MAJOR AND ACCESSORY MINERAL EQUILIBRIA.

Laísa de Assis Batista¹, Renato de Moraes¹, David Edward Kelsey², Lucas Ramos Tesser¹, Rafael Bittencourt Lima³

Highlights

- Syn-deformational water-fluxed anatexis creates equilibria subsystems and triggers zircon disturbance and recrystallization in upper-amphibolite facies;
- White mica breakdown generates tonalitic leucosome with biotite melanosome;
- Apatite and allanite act as phosphorus and REE sinks, preventing the prograde growth of monazite;
- The allanite breakdown promotes monazite and xenotime retrograde crystallization.

Abstract

This work addresses the regional prograde, peak and retrograde metamorphic paths characterized by the monazite U–Pb isotopic system behaviour in melt-rich and poor metatextitic semipelites in the accretion zone of the southernmost Brasília Orogen (SBO), at the southernmost edge of the São Francisco Craton, coupled with forward metamorphic modelling based on major and trace-elements composition and our previously presented zircon petrochronology. Our model describes a water/rock-buffered system that controls zircon open-system behaviour and recrystallization, and in which protracted apatite and allanite equilibrium reduces the stability field of monazite. Water-fluxed melting of plagioclase-rich protolith (greywacke?) progresses to white mica breakdown and generates tonalitic leucosome with biotite-rich melanosome. The calcium content of plagioclase increases with the allanite destabilization in the retrograde path, and apatite, tourmaline and melt assimilate the released water, and the sodium available from the white mica breakdown. Compiled EPMA chemical dates from monazite commonly relate to the timing of suprasolidus metamorphic peak at ca. 630–620 Ma in the active-margin domain of the southernmost Brasília Orogen (SBO), SE Brazil. However, our zircon and monazite petrochronology data for the main metasedimentary unit within the subducted continental crust of the orogen indicates an early beginning to the suprasolidus peak conditions (~17 kbar, 750 °C), at c. 650 Ma, during which monazite was not stable. Monazite stabilised later along the P – T path, during the late stages of a slow and steep decompressional path that resulted in melt crystallization between ca. 620 and 570 Ma. Xenotime incorporated yttrium released from allanite, which disappearance was also related to

richer yttrium compositions in late-grown garnet, zircon and monazite. The analysed monazites comprise a concordant range from 620 to 570 Ma, with a main population at 580 Ma recorded in all analysed domains. The continuity between our previously reported zircon evolution and the prolonged cooling history documented by monazite described here disagrees with the fast extrusion proposed in existing tectonic reconstructions of the Brasília Orogen evolution, as well as the timing of the orogenic interference of the Cambrian Ribeira Belt in the studied area.

KEYWORDS: ANATEXIS, MONAZITE, REE-MnNCKFMASHTOPF, SEMIPELITE, U-Th-Pb

1 INTRODUCTION

Metamorphic rocks portray the history of ancient deep Earth and its evolution towards the present surface (Brown, 2014, François et al., 2021). Through the understanding of metamorphism, the reconstruction of geological processes and the rates by which they operate, it is possible to address the planet ever changing geodynamics in order to explain the phenomena that control major landscape features, such as the mountain building processes recorded by high grade ductile metamorphism. In this sense, the recognition of metamorphic partial melting as an important mechanism to crustal differentiation (Sawyer, 2008; Brown, 2014; Weinberg & Hasalova, 2015) and a trigger to the exhumation that elevates mountainous terranes such as the Himalayas (Godin, 2006) has been a major step in petrotectonic terms.

The involving of accessory minerals in the mass balance of metamorphic reactions is a breakthrough point to the geochronology of metamorphic rocks: beyond the important constraints provided by whole-rock and major mineral dating of different isotopic systems, the forward equilibrium modelling and obtention of in situ ages from zircon, monazite, titanite, rutile, xenotime and others allowed a thorough description of prograde and retrograde metamorphic processes (e.g. Kelsey & Powell, 2011), further accurate than the dual “open versus closed system behaviour” or “generation versus reset events”, approaches that prevailed in the metamorphic geochronology of the XX century.

Petrochronology is, therefore, the technique of tying geochronological and petrological information through the equilibrium modelling of the analyzed metamorphic association (Kohn et al., 2017; Engi et al., 2017), and is utilized here to discuss the geodynamic evolution of a Neoproterozoic mountain root exposed in SE Brazil.

Zircon and monazite are by far the most common dated minerals in metasedimentary rocks, both because of their common occurrence in the continental crust; each of them associated with distinct processes for detrital preservation, dissolution and/or (re)crystallization involving, respectively, the remobilization of HREE and LREE (Schoene, 2014). The factors controlling the potential prograde and retrograde records of metamorphic zircon and monazite in metasedimentary rocks are: a) the rock bulk and local compositions; b) the presence of detrital phases; c) the P-T conditions; d) the presence of fluid and melt phases; and d) the solubility of the mineral in that context. In suprasolidus conditions, the bulk rock composition, the presence of mineral sources and sinks, and its partitioning between residue and melt will

have dramatic influence on whether these minerals are stable or not along a P-T-t metamorphic evolution.

Assuming a domain of textural equilibrium as the record of thermodynamic steadiness, the reverse thermobarometry through balanced reactions and cationic exchanges involving the paragenesis end-members (e.g. Gordon, 1992; GASP – Ghent, 1976; Zr and Ti in rutile and zircon – Watson et al., 2006; Tomkins et al., 2007) is the simplest way to quantifying *P-T* conditions of a metamorphic rock. Contrarily, the forward thermodynamic modelling applies an internally consistent activity-composition dataset to the bulk rock composition and calculates the attainable equilibrium fields along a *P-T-X* window (e.g. pseudosections), its respective mineral modes and compositional isopleths. This methodology also optimizes the conventional thermobarometry through the utilization of consistent thermodynamic dataset, providing accuracy to the calculation of *P-T* conditions (e.g. Powell & Holland, 1988, 1990, 1994, 1998, 2008; Holland & Powell, 1985, 1990, 1993, 1998, 2001, 2004, 2011; Powell et al., 2014; Berman, 1988, 1991, 1997; de Capitani & Brown, 1987; de Capitani & Petrakakis, 2010; Connolly, 1990, 2005, 2009).

Recent focus on modelling the role of water influx in crustal anatexis and differentiation has been a complementary step to the achievements of more than 20 years of studies detailing high-grade dehydration of suprasolidus systems, once the former process is more common and also generates magmas capable to ascend towards the surface (Weinberg & Hasalová, 2015; and references therein).

Based on the haplogranite system of Johannes and Holtz (1996), in which the increase of water content is the overcome to the extreme high temperatures requested for the partial melting of igneous rocks, Weinberg & Hasalová (2015) demonstrate with several examples in the literature that aqueous influx, besides triggering anatexis by lowering the solidus conditions, is likely to induce the generation of mobile undersaturated melts. Wet-melts, supposable to be trapped in lower crustal levels, would rather tend to lose the excess of water by further melting the country-rock, in order to reach the H₂O content dictated by the liquidus curve for the correspondent P–T conditions. Therefore, they conclude, special attention must be driven to this mechanism and its potentiality to production of voluminous magma and effective contribution to crust differentiation.

In the southernmost Brasília Orogen (SBO), the evolution towards the orogen foreland from voluminous granitic to small and discontinuous leucogranitic and tonalitic anatectic

bodies relate either to the collapse of the orogenic building (e.g. Campos Neto et al., 2004, 2007; Frugis et al., 2018) or to the heat overprint caused by the eastern collision of the Central Ribeira Orogen (Paciullo et al., 2000; Trouw et al., 2013; Coelho et al., 2017). However, there are few works which explore the compatibility between these anatectic bodies and the fertility of their sources; or the potential heat flow of the orogen compared to the established timing of metamorphism; and which couple multiple dating techniques to equivalent multiple domains of equilibrium, specifically to constrain the limits between these two different geotectonic events. The present work contributes to the discussion by modelling the anatexis evolution of the widest pelitic unit of the SBO, where it is possible to recognize different stages of melt generation and segregation. Its relationships with monazite and zircon were investigated through dating of the isotopic U-Pb system and characterization of the REE content, both analysed via LA-ICP-MS.

The Santo Antônio unit, kyanite garnet biotite plagioclase schists and metatexites at the western domain of the Andrelândia Nappe System (ANS), preserve the transition of subsolidus conditions to local features of water-fluxed anatexis evolving to widespread melting with evidence of white mica breakdown, generating tonalitic leucosome and structural differentiation (Batista 2011, 2015; Anexo IV). Here, we demonstrate that the anatexis in upper-amphibolite facies (i.e., prior to conditions of biotite dehydration) coupled with synchronous regional deformation enhances the melt extraction, and favours the individualization of small anatectic bodies of tonalitic composition.

2 MATERIALS AND METHODS

The location of zircon, monazite and xenotime via Mineral Liberation Analysis (MLA) through Scanning Electron Microprobe (SEM) provided the textural context and contemporaneity of the accessory mineral parageneses across the rock structural and textural heterogeneities. The monazite U-Pb isotopic dates and REE composition were acquired in situ and are compared to the zircon and garnet evolution described for the same samples in Batista et al. (2022, Anexo IV).

Monazite in situ analyses were carried out on features located through mineral liberation analysis (MLA) mapping of thin-sections, using the FEI Quanta600 SEM mentioned in Batista et al (2022). Imaging operational conditions included acceleration voltage of 25 kV, spot size of 7 μm and working distance of 15 mm for zircon and 10 mm for monazite. U-Pb isotopes and trace elements were synchronously measured on a Resonetics (currently Australian Scientific

Instruments) M-50-LR 193 nm Excimer laser microprobe, in a He ablation atmosphere coupled to an Agilent 7700cx Quadrupole ICP–MS. Each analysis was pre-ablated with five laser pulses to removal of surface contamination.

Total acquisition time was 60 seconds: 30 seconds on background and 30 seconds of laser ablation, with spot size of 13 and 19 μm , repetition rate of 5 Hz, and 40 mJ of laser energy. Each analysis involved simultaneous acquisition of U-Pb isotopes and trace-elements, with measurement of P^{31} , Ca^{43} , Y^{89} , Zr^{90} , La^{139} , Ce^{140} , Pr^{141} , Nd^{146} , Sm^{147} , Eu^{153} , Gd^{157} , Tb^{159} , Dy^{163} , Ho^{165} , Er^{166} , Tm^{169} , Yb^{172} , Lu^{175} , Hg^{202} , Pb^{204} , Pb^{206} , Pb^{207} , Pb^{208} , Th^{232} , U^{238} . The correction of mass bias, instrument drift and elemental fractionation used the monazite standard MAdel. Data accuracy was monitored using repeated analysis in-house monazite standards 222 and AMBAT. Eight standards (2 NIST-610; 3 MAdel; 1 Ambat; 2 222) preceded blocks of 20 monazite analyses.

Table 1 – Analytical conditions for zircon, garnet and monazite (zircon and garnet data from Batista et. al., 2022)

Garnet		Monazite		Zircon	
Element	Dwell time (ms)	Element	Dwell time (ms)	Element	Dwell time (ms)
Li^7 , Ti^{49} , Cr^{53} , Y^{89} , Zr^{90} , La^{139} , Ce^{140} , Pr^{141} , Nd^{146} , Sm^{147} , Eu^{151} , Eu^{153} , Gd^{157} , Tb^{159} , Dy^{163} , Ho^{165} , Er^{166} , Tm^{169} , Yb^{172} , Lu^{175}	20	Pb^{207}	60	Pb^{206} , Pb^{207}	30
Hf^{178} , Pb^{208} , Th^{232} , U^{238}	10	Pb^{206}	30	Hg^{202} , Pb^{204} , U^{238}	20
K^{39} , Mn^{55} , Fe^{57}	5	Hg^{202} , Pb^{204}	20	Y^{89} , La^{139} , Eu^{153} , Dy^{163} , Yb^{172} , Pb^{208} , Th^{232}	10
Na^{23}	4	Zr^{90} , Eu^{153} , Tb^{159} , Dy^{163} , Ho^{165} , Er^{166} , Tm^{169} , Yb^{172} , Lu^{175} , Pb^{208} , U^{238}	10	La^{139}	10
Mg^{24} , Al^{27} , Si^{29} , P^{31} , Ca^{43}	2	Si^{29} , P^{31} , Ca^{43} , Y^{89} , La^{139} , Ce^{140} , Pr^{141} , Nd^{146} , Sm^{147} , Gd^{157} , Th^{232}	5	Zr^{90}	5
Total cycle/Total Dwell (ms)	530/469		343/295		220/195

Table 2 – Results for Pb/U standards for monazite and zircon, this work and Batista et al. (2022).

U-Pb Standards	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ weighted mean age	Reference value
Madel	518.36±0.73 Ma (n = 66, MSWD = 0.75)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age = 518.37 ± 0.99 Ma (Kelsey et al., 2017)
Ambat	519.72 ± 1.97 Ma (n = 18, MSWD = 1.3)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ w. mean age = 514.7 ± 3.1 Ma (Varga, 2016)
222	454.02 ± 3.43 Ma (n = 12, MSWD = 2.32)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age = 449.7 ± 3.4 Ma (Payne et al., 2008)
GJ1	601.81 ± 0.57 Ma (n = 136, MSWD = 0.82)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ w. mean age = 600.44 ± 2.05 Ma (Jackson et al., 2004)
Plesovice	339.26 ± 0.62 Ma (n = 34, MSWD = 3.29)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age = 337.1 ± 0.4 Ma (Slàma et al., 2008)
91500	1058.18 ± 2.23 Ma (n = 68, MSWD = 1.45)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age = 1062.4 ± 0.4 Ma (Wiedenbeck et al. , 1995)

3 RESULTS

3.1 Field And Sample Description

In the region of study, the Santo Antônio Unit comprises rocks with kyanite, garnet, muscovite, quartz, biotite, plagioclase, and minor apatite, ilmenite, rutile, zircon and monazite; plus quartz and quartz-feldspathic veins and patches which vary in thickness and distribution, attributing more or less heterogeneity to the main structure. These rocks constitute a flat sub-horizontal package articulated through WNW-ESE dipping anastomosed foliation defined by biotite, quartz and plagioclase; with quartz and quartz-feldspathic segregations parallel to the main structure or allocated in transpositional zones (i.e. extensional shear bands, folds hinges and axial planes).

Three quarries at structural basal and top domains reunite the main features of semipelites outcropping in the area and are presented here as three sample datasets: IC01 – schist with variable amounts of quartz veins, located in the eastern front; IC03 – metatexite, where segregations are predominantly quartz-feldspathic and rock alternates up to 2 m thick domains similar to previously described schist with up to 5 m coarser grained layers with “granitoid” aspect given by increased felsic contribution; and IC07 – the upper metatexite domain where thickness of layers are more even and thinner, alternating up to 1 m thick layers of schist and granitoid. The last two datasets represent the western rear of the regional structure.

The samples analysed here are described in Batista et al. (Anexo IV, Figure 1). We present the textural features involving monazite, and use the bulk-rock and mineral geochemistry of Batista (2015) to perform the forward metamorphic modelling and calibration of P-T-t conditions. In this work we use the migmatite nomenclature of Sawyer (2008) for compositional domains of both the melt-poor nappe front (IC01) and the residue in the melt-rich rear (IC03).

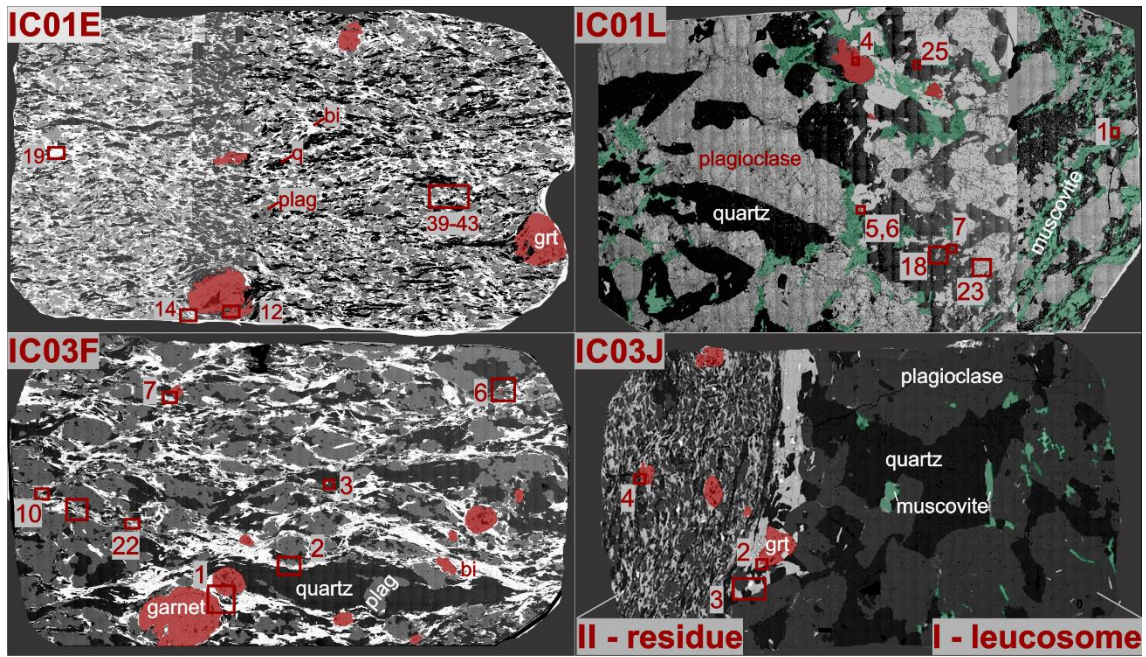


Figure 1 – Sample and location of monazite analysis. Textural features in Figure 9.

3.2 Bulk-rock Composition

The correlation between schist, metatexite and leucosome samples in Harker diagrams shows silica progressive enrichment from the paleosome to the neosome and leucosome, respectively, and decreasing in Al, Ti, Fe, Mn, Mg, and K (Figure 2). This behavior reflects decreasing in mica, garnet, kyanite, rutile and ilmenite in metatexite portions and limitation of these minerals in leucosome. In contrast, the Na, Ca and Sr increase in the leucosome reflects plagioclase concentration. Also, more sodic compositions in the neosome indicate albite as an important melt component.

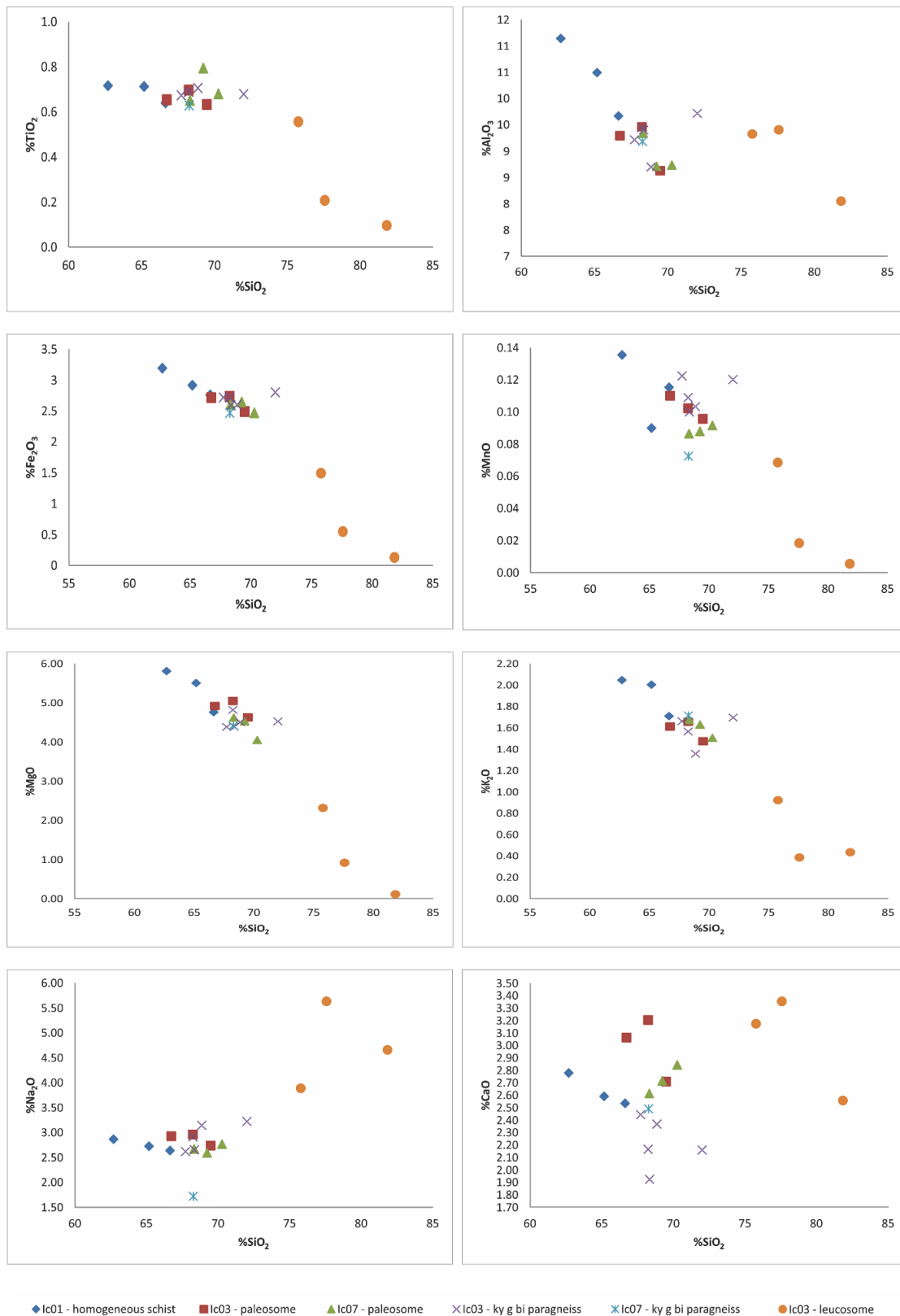


Figure 2 – Bulk-rock composition for major components of different compositional domains of the Santo Antônio Unit, Data from Batista (2015).

The spidergrams in figure 3 presents the Rare Earth Elements distribution in the different compositional domains of the semipelites normalized by the basal homogeneous schist

of the melt-poor nappe front. The neosome and paleosome present a very close composition, whereas the leucosome shows decreasing in all elements except Eu. This partitioning indicates retention of accessories phases such as monazite, zircon and biotite in the pelitic (residual) matrix, and also the plagioclase concentration in the leucosome. The similarity between compositions of the metatexite and homogeneous schist indicates limited melt segregation.

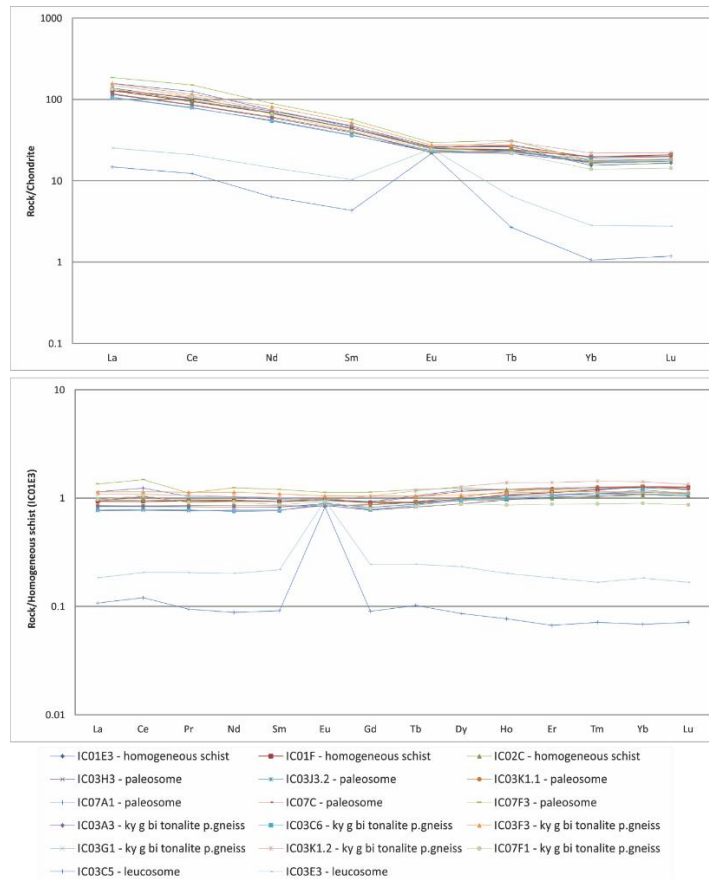


Figure 3 – Schist normalized REE spidergrams for different compositional domains of the Santo Antonio Unit. Data from Batista (2015).

3.3 Phase Equilibria Modelling

Calculated stability fields and associated mineral and compositional isopleths are compatible with field observations and mineral chemistry evolution, with Na-rich muscovite as the main fusible phase in presence of water. Two samples were modeled: IC01E3, homogeneous schist from the bottom of the unit, and IC03F2, homogeneous / unsegregated metatexite, from the superior domain. Water and oxygen were set to saturate the solidus, which occurred at concentrations of 7 and 0.2%, respectively, in both cases. Models were performed with THERMOCALC and GIBBS, which

For the basal homogeneous schist, the pseudosection topology shows wide tri- to pentavariant and smaller uni- to heptavariant stability fields (IC01E3, figure 4). This

composition allows the persistence of epidote up to 700 °C in high pressure conditions, above 10 kbar, even in the presence of melt. Garnet enters the system in high pressure conditions, becoming stable in melt presence, at temperatures above 700 °C. Rutile and ilmenite are pressure dependent; quartz and plagioclase are stable all along the calculated *PT* window (6-20 kbar, 650-950 °C).

Anatexis is water triggered at about 700 °C and muscovite is consumed since early stages, even before melting takes place in moderate pressures, below 10 kbar. Muscovite breakdown gives the widest melt stability fields and no k-feldspar is observed in calculated assemblages until conditions above 800 °C and 10 kbar. The biotite breakdown is temperature controlled and takes place at temperatures higher than 850 °C. At lower pressures, about 6 kbar, garnet and cordierite do not coexist until kyanite is consumed and stabilizes both phases, at temperatures close to 750 °C. At high *PT* conditions, above 850 °C and 10 kbar, kyanite consumption allied to the muscovite breakdown allows conditions to the increase potassic feldspar crystallization, before the biotite breakdown.

Although minor changes are present, a similar topology is observed for homogeneous metatexite modeling (IC03F2, figure 5), except for the garnet stability all along the *PT* window (6-20 kbar, 600-1000 °C). For both samples, in low temperature domains, ilmenite and epidote curves show curved patterns that are interpreted as influence of jadeite clinopyroxen at high pressure conditions, up 18 to 20 kbar, which was represented in homogeneous schist and unquoted in the homogeneous metatexite models.

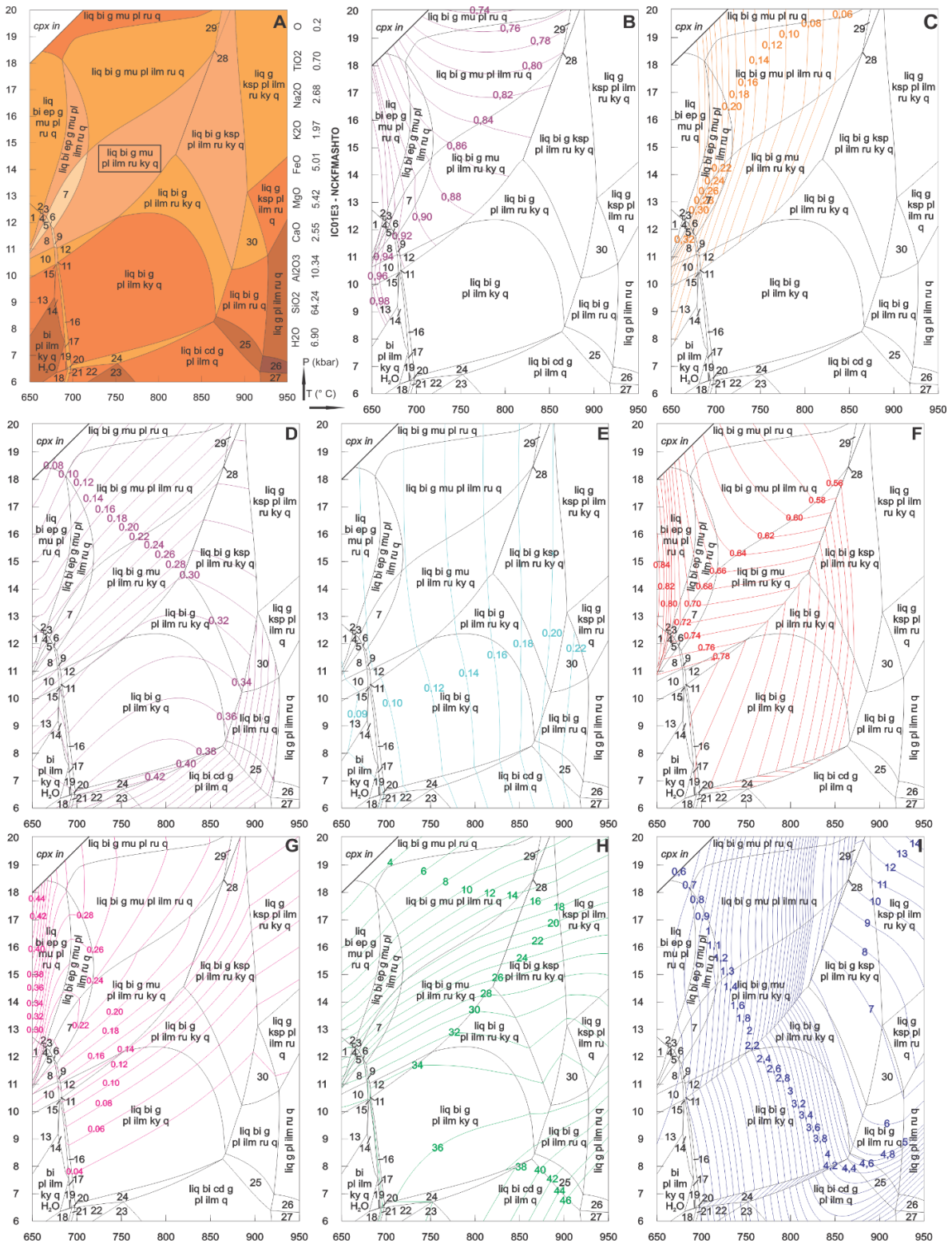


Figure 4 - Pseudosection model for homogeneous schist from the bottom of the unit (IC01E3) showing wide tri- to pentavariant and smaller uni- to heptavariant stability fields. (A) IC01E: pseudosection in the NCKFMASH system detailed in Batista (2015) and Batista et al. (2022); from (B) to (I): mineral compositional isopleths. (B) Al in muscovite; (C) Na in muscovite; (D) Fe in biotite; (E) Ti in biotite; (F) Fe in garnet; (G) Ca in garnet; (H) Ca in plagioclase; (I) k in plagioclase.

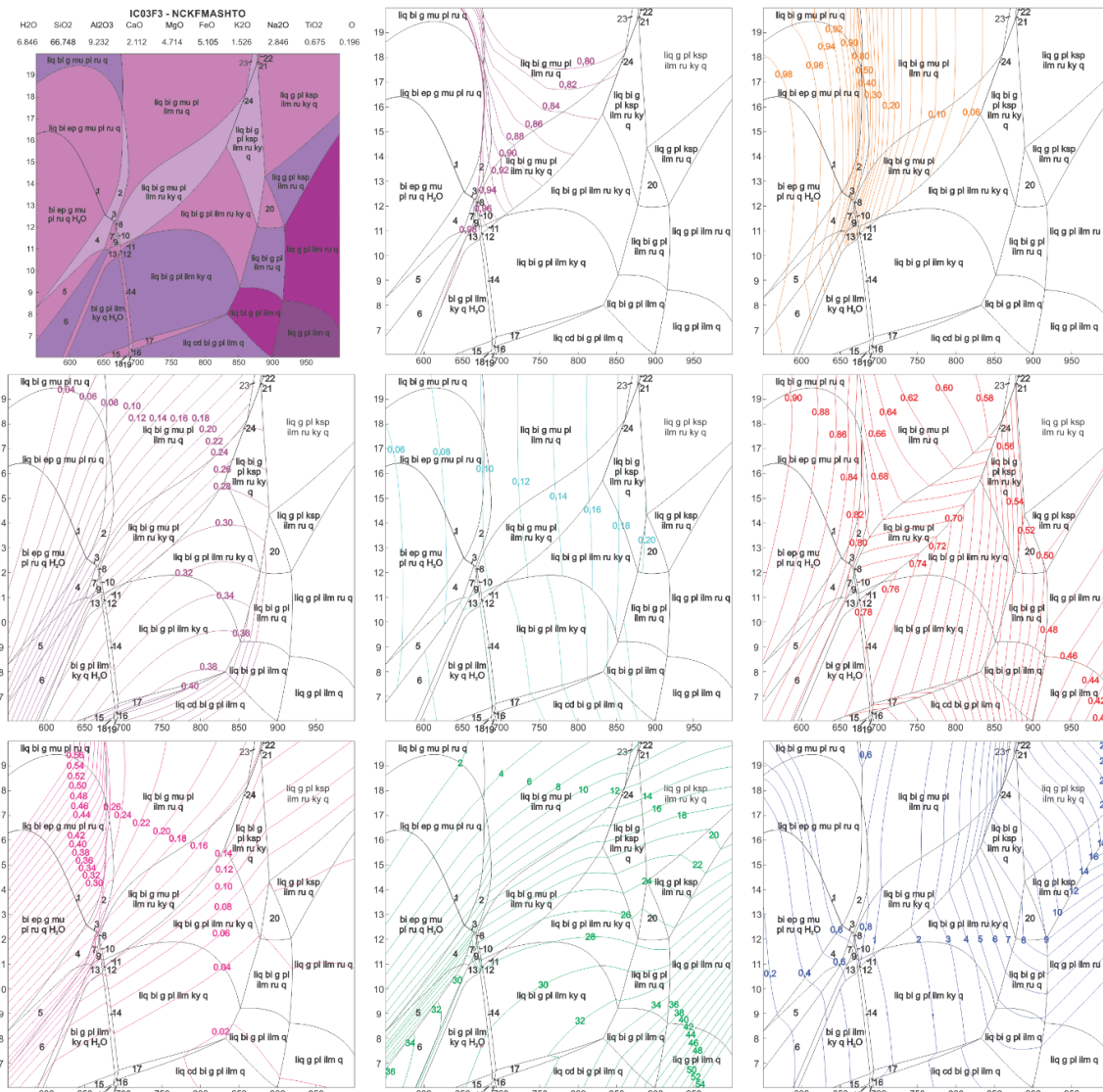


Figure 5 - Pseudosection model for homogeneous metatexite from the top of the unit (IC03F3) showing wide tri- to pentavariant and smaller uni- to heptavariant stability fields. (A) IC03F: pseudosection in the NCKFMASH system detailed in Batista (2015) and Batista et al. (2022); from (B) to (I): mineral compositional isopleths. (B) Al in muscovite; (C) Na in muscovite; (D) Fe in biotite; (E) Ti in biotite; (F) Fe in garnet; (G) Ca in garnet; (H) Ca in plagioclase; (I) k in plagioclase.

3.4 Major Mineral Geochemistry

The compatibility between mineral chemistry and calculated mineral compositional isopleths was used as optimized thermobarometric tools. Muscovite isopleths show decreasing in Fe# toward high-pressure conditions, with high Fe# (0.54–0.68) in the nappe front (IC01) indicating low pressure recrystallization of this mineral (Figure 6). At this level, progressive Fe-enrichment of specimens from schist to leucosome portions suggests that melt evolved in a decompressional path. At the nappe rear (IC03), muscovite shows decreasing in the Fe# (0.16–0.52), which is compatible with an increasing pressure towards the top of the unit (Figure 7).

Although most Fe# compositions concentrate in the 0.35–0.52 range, a 0.16 muscovite core preserved in the nappe rear paleosome agrees with a decompressional evolution for this

for the paragenesis in the schist of the nappe front support metamorphic peak in the field liq + bi + mu + g + ilm + ru + ilm + pl + q (Figure 8).

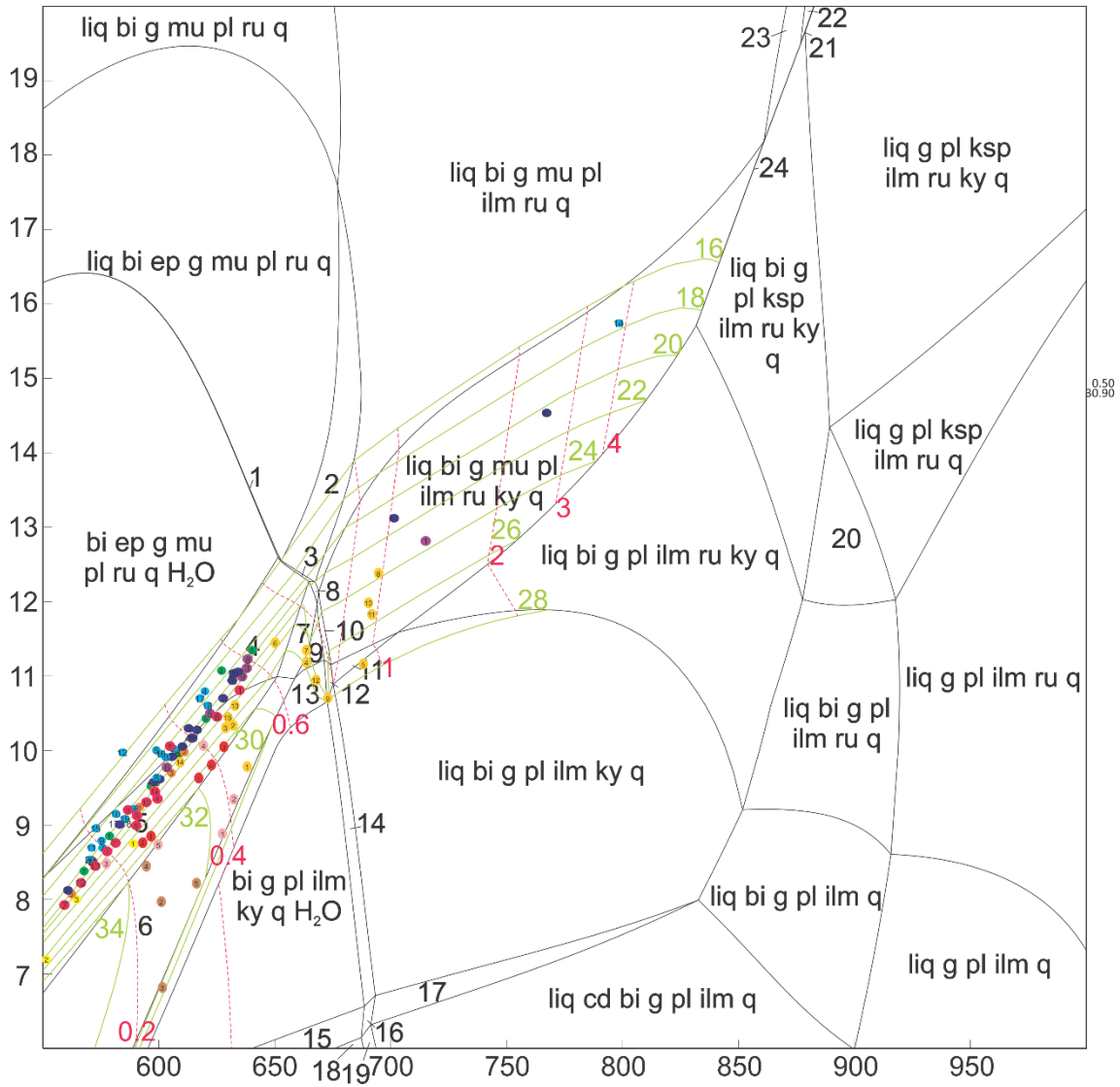


Figure 7 - IC01E relationships between compositional isopleths and plagioclase of the melt-rich nappe rear (IC03).

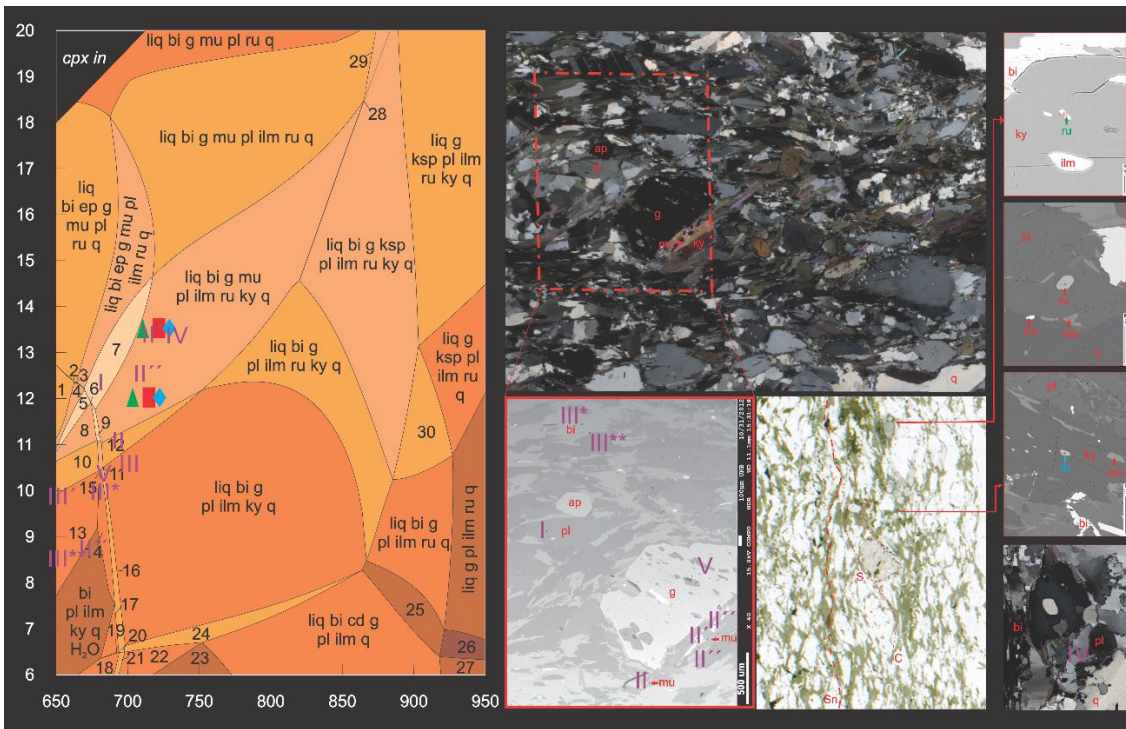


Figure 8 – Relationships between composition isopleths and mineral in different textures of the homogeneous schist in the melt-poor nappe front (IC01)

3.5 Monazite U-Pb geochronology

3.5.1 Schist domain

Forty-seven monazite crystals from the kyanite muscovite garnet quartz biotite plagioclase schist (IC01E) provided fifty-six dates with discordance under $\pm 10\%$. Most of these crystals are homogeneous through BSE images and interstitial in the schist matrix, at the contacts of quartz, biotite, plagioclase, kyanite and ilmenite, recording continuous range of dates between 562 ± 6 and 599 ± 9 Ma (Figures 9 and 10). One single date of 520 ± 10 (96% concordant) is recorded on a stubby oval crystal at biotite and ilmenite contact. It occurs near one smaller similar monazite interstitial between quartz and biotite domains, dated in 584 ± 10 Ma (99% concordant).

Four crystals provided dates older than 600 Ma: 1) 602 ± 12 Ma in a core of quartz-included homogeneous BSE-grey monazite, with associated rim dated in 598 ± 15 Ma; 2) 608 ± 16 Ma in a homogeneous BSE-gray core of prismatic crystal inside fractured interstitial domain between quartz and plagioclase; 3) 613 ± 20 Ma, in a dark-BSE sector of sinuous shaped inner domain of monazite aggregate, involving ilmenite and kyanite in a biotite layer, and contrasting a BSE-bright and well developed prismatic rim dated in 579 ± 8 Ma (Figures 9 and 10, site 19); and 4) 643 ± 20 Ma in the core of an oval monazite engulfed by apatite,

which rim at the restrict contact with external plagioclase in the matrix was dated in 599.12 ± 9.58 Ma (Figures 9 and 10, site 43).

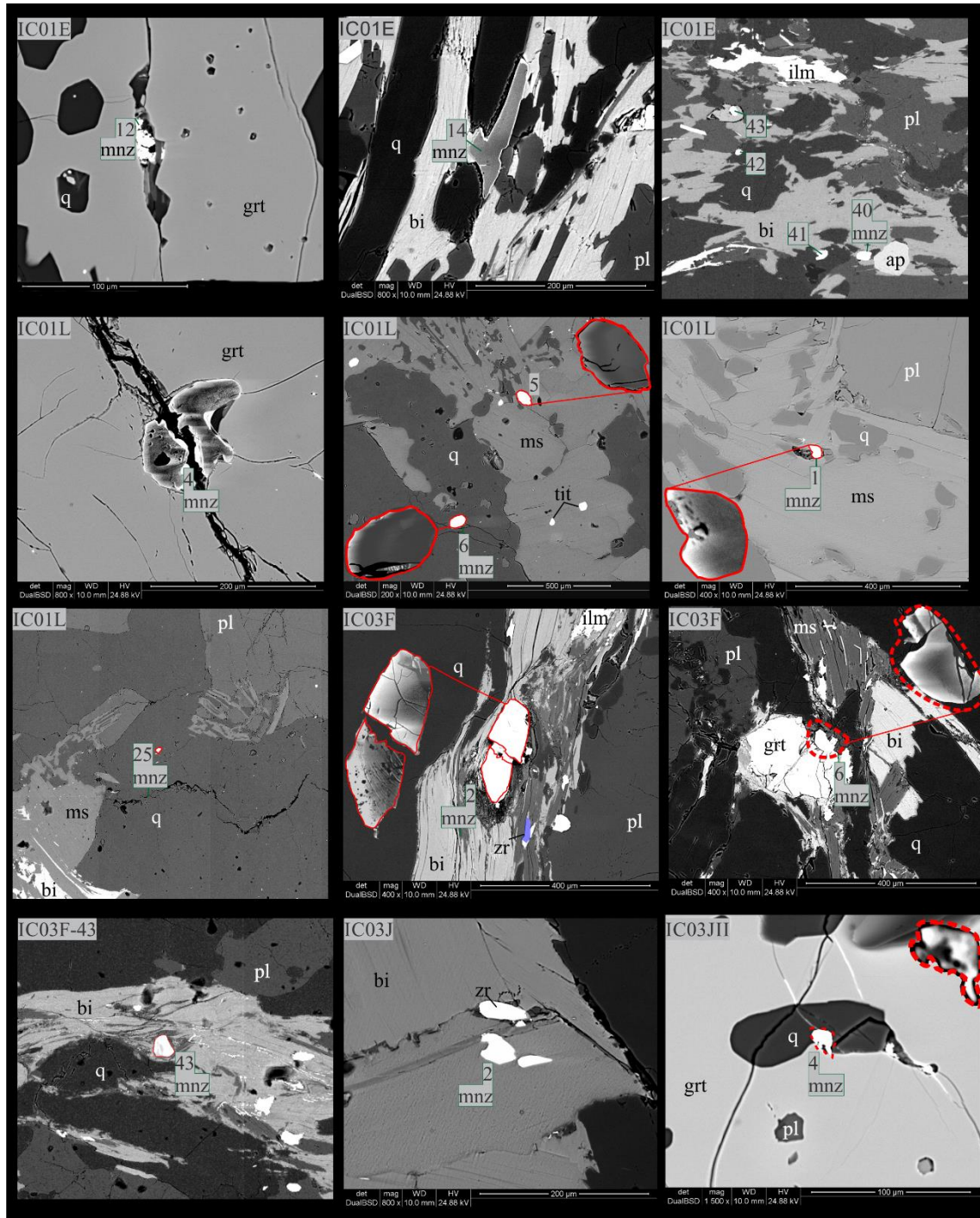


Figure 9 – Monazite textures from the thin section domains indicated in figure 1. Monazite occurs as oval crystals interstitial in the matrix or associated with biotite-rich melanosomes, depending on the sample. It also occurs in garnet fractures and rims.

Six idioblastic monazite with homogeneous to weakly sectored grey colour on BSE images were dated at cores and rims, with one “hammer” shaped cluster inside a lepidoblastic layer providing a date of 599 ± 9 Ma at the bright elongated domain in contact with plagioclase

and quartz, parallel to the main foliation; and 575 ± 5 Ma at a darker domain in the transition to fractured sigmoidal discordant termination (site 14, figures 9 and 10). The other five crystals with core-rim analyses gave dates overlapped within the 2 sigma error, between 570 ± 6 Ma and 581 ± 6 Ma. With exception of the ca. 640 and 520 Ma outliers, and considering the limit of no overlapping dates in paired core-rim analyses as a guide for separation of cogenetic data, the weighted mean age for the main monazite population is 578.33 ± 2.16 Ma ($n = 45$, MSWD = 3.80), with a subordinated population at 599.93 ± 3.83 Ma ($n = 8$, MSWD = 0.53) recorded in the core-rim dataset.

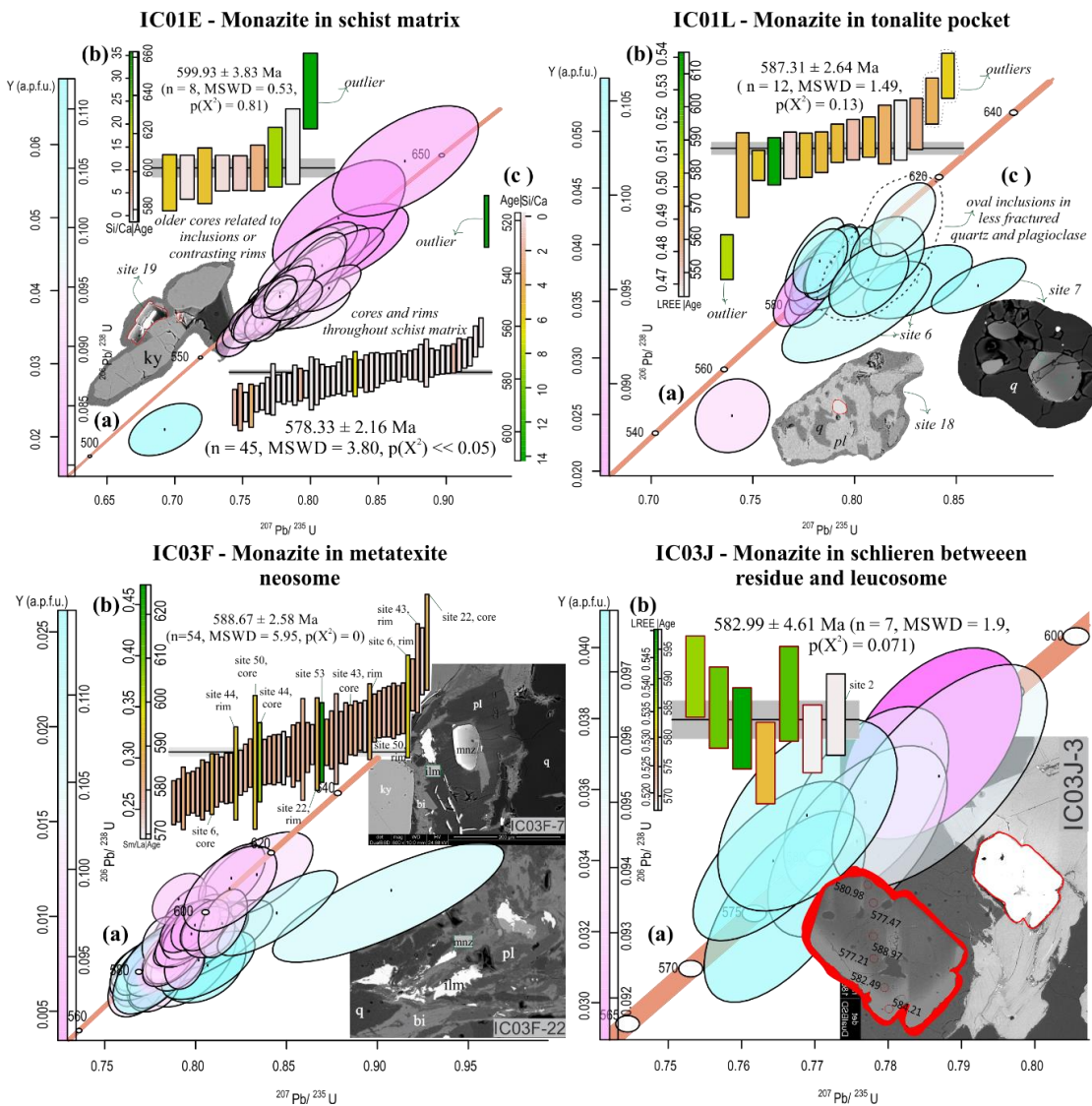


Figure 10 – Summary of monazite geochronological data showing Y enrichment towards discordant, fracture-related crystals.

The rootless muscovite-bearing tonalite involved in the schist main structure (IC01L, referred in the figures as tonalite pocket) provided 16 analyses with discordancy <10%. They correspond to 15 oval to sub-rounded crystals with homogeneous grey to weakly developed

sector zoning on BSE response; occur interstitial at quartz and muscovite or plagioclase contacts, commonly associated with fractures and less frequently as inclusions in these major minerals. The weighted mean age for these analyses is 587 ± 3 Ma (MSWD = 1.49), with three outlier dates: 555 ± 7 Ma from an oval monazite inclusion in a small poikilitic plagioclase inside a quartz domain (Figures 9 and 10, site 18); 602 ± 7 Ma from an oval monazite in fractured core of plagioclase megacrystal (Figure x, site 23); and 609 ± 7 from an oval monazite inclusion in quartz domain (Figure 9, site 25).

No concordant dates were recorded in skeletal and xenomorphic monazite crystals of outer garnet cracks; neither in spongy textured domains of idiomorphic monazite crystals in the matrix of both schist and tonalite samples (IC01E and IC01L, respectively; figure 9). One sub-rounded BSE-gray cluster segmented by discontinuities in the core of radial fractures inside quartz domain of tonalite (IC01L, site 7 figures x and y) record core with discordant dates higher than 4.0 Ga (Pb remobilization or contamination by the surroundings?), values eventually observed in other discordant crystals, and external domain dated in 586 ± 7 Ma.

3.5.2 Metatexite domain

In the metatexite neosome (IC03F) thirty-two monazite crystals were dated in eleven single domains, and twenty-one core-rim sets, both comprising 54 analyses with discordance lower than $\pm 10\%$. U-Pb dates vary continuously between 577 ± 5 and 614 ± 11 Ma. The eldest date relates to the core of a prismatic crystal interstitial between quartz and biotite in the contact of granoblastic and lepidoblastic domains, and overlaps the age of its rim in the error interval (590 ± 11 Ma, site 22, figures x and y). The younger date of ca. 577 Ma belongs to the inner domain of a prismatic monazite associated with prismatic biotite in the core of a plagioclase megacrystal, inside a lepidoblastic layer (site 7). Slightly brighter on BSE images, the external domain of this monazite was dated at 588 ± 7 . Overlapping of dates within the 2σ error is observed for all analysed core-rim sets.

Neither of the twenty-three analyses from twenty monazites in metatexite residue (IC03J-II) yielded dates less than 10% discordant, mostly because of the small size of crystals, often leading to mixture with the matrix surroundings. In the melanosome at the contact between the leucosome and the residue, two crystals yielded seven analyses with Concordia age of 592 ± 4 Ma (MSWD): 1) profile of six spots along prismatic porphiroblast with straight to cusped shaped rims, interstitial between biotite and plagioclase (IC03J, site 3, figures 9 and

10), with dates varying between 577 ± 5 and 589 ± 7 Ma; and 2) sub-idiomorphic monazite dated in 589 ± 5 Ma, included in biotite (IC03J, site 2, figures 9 and 10).

3.6 Monazite geochemistry

The characterisation of monazite geochemistry follows the major compositional relationships of metamorphic data compiled in Spear & Pyle (2002) with additional measurement of Zr and considering the elements proportion in the cationic site. In the schist matrix (sample IC01E), monazite composition is given by P = 0.19-0.32, REE = 0.29-0.61, Y = 0.02-0.07, Si = 0.001-0.23, Ca = 0.008-0.33, Th = 0.03-0.09, U = 0.006-0.02, and Zr = 0.00-0.14 atom per formula unit (a.p.f.u.). Silicon displays negative correlation with phosphorus content, and Si/Ca ratio shows positive correlation with U-Pb dates. Average LREE comprise 0.51 a.p.f.u. against ca. 0.05 a.p.f.u. for MREE and HREE. REE show positive correlation with Y, and slightly negative trend with dates. Chondrite normalization shows homogeneous REE pattern with LREE enrichment in more than five orders of magnitude, negative Eu anomaly (Eu_N/Eu^* between 0.45 and 0.52), and steep negative slope of MHREE (Lu_N/Gd_N between 0.01 and 0.21, Figure 11).

In the tonalite body, monazite has P = 0.26-0.28, REE = 0.54-0.56, Y = 0.02-0.05, Si = 0.00-0.23, Ca = 0.01-0.02, Th = 0.07-0.09, U = 0.009-0.02, and Zr = 0.00-0.003 a.p.f.u. LREE comprise average 0.49 a.p.f.u. against 0.005 and 0.062 a.p.f.u. of HREE and MREE, respectively. The content of Th+U shows positive correlation with Si + Ca and negative correlation with REE and Y. These last heavy elements also display negative correlation with each other. LREE concentration shows negative trend with quartz domain-related older dates (sites 7, 19, 24, 23, 25; figure 9). In comparison to chondrite, the IC01L monazite is more than five orders of magnitude richer in LREE, has negative Eu anomaly (Eu_N/Eu^* between 0.07 and 0.13) and a steep negative slope of MHREE (Lu_N/Gd_N between 0.007 and 0.02), with one oval crystal involved by quartz film in the core of radial fractured domain in plagioclase with $Lu_N/Gd_N = 0.001$.

Monazite in the metatexite unsegregated matrix (IC03F) has composition of P = 0.24-0.30, REE = 0.56-0.63, Y = 0.004-0.025, Si = 0.001-0.089, Ca = 0.008-0.017, Th = 0.04-0.08, U = 0.006-0.019, and Zr = 0.000-0.002 a.p.f.u. LREE comprise average 0.57 a.p.f.u. whereas HREE and MREE represent average 0.001 and 0.04 a.p.f.u., respectively. It shows positive correlation between Th+U and Si+Ca content, and REE fractionation favouring heavier elements towards younger ages (IC03F-a, figure x). LREE fractionation marks groups of decreasing trend towards younger ages, delimited within each other by peaks of heavier

composition (IC03F-b). Chondrite normalisation shows enrichment of LREE in more than five orders of magnitude, negative Eu anomaly (Eu_N/Eu^* between 0.24 and 0.41), and highly depleted MHREE composition (Lu_N/Gd_N between 0.0005 and 0.004).

The monazite porphyroblast at the transition between the metatexite residual matrix and in source leucosome (IC03J, site 3, figure 9) has $P = 0.28-0.29$, $REE = 0.57-0.60$, $Y = 0.035-0.041$, $Si = 0.0017-0.0021$, $Ca = 0.01-0.015$, $Th = 0.04-0.08$, and $U = 0.01-0.03$, with similar values for the concordant crystal included in biotite from the same transitional domain (IC03J, site 2, figure 9). $Th+U$ ratio presents positive correlation with Ca and negative correlation with P . Y content is directly proportional to LREE concentration and show slightly negative correlation for medium- to HREE. Total content of REE and LREE present positive correlation with obtained dates, whereas HREE, Y and Ca display discrete negative features with increasing date values. Older concordant dates related to skeletal and xenomorphic crystals in cracks of garnet have $P \ll 0.01$ and up to 0.8 a.p.f.u of Si or LREE content, far from the range expected for monazite composition.

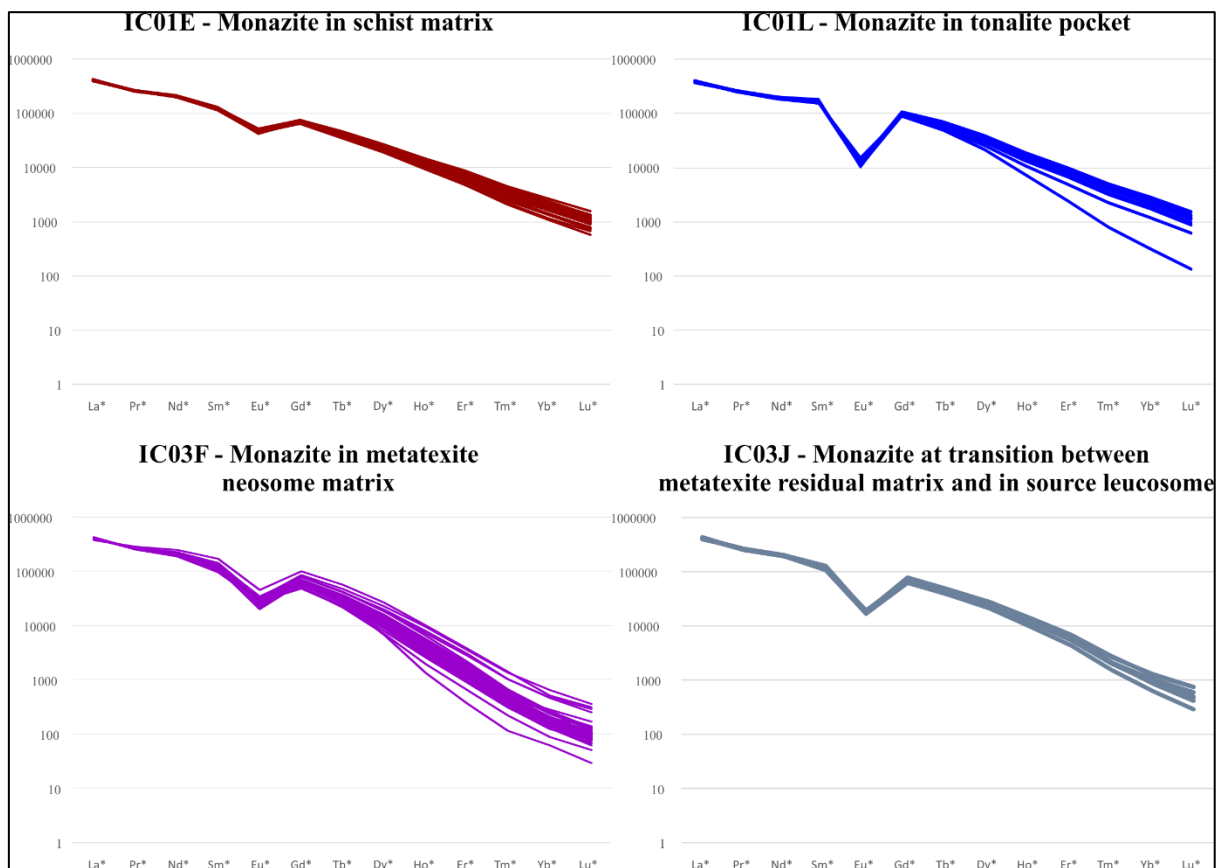


Figure 11 – Monazite REE composition showing widespread HREE fractionation in all samples.

4 DISCUSSION

4.1 Constraints From Monazite And Zircon Of The Santo Antônio Metatexite

The assessment of bulk-rock versus reactive-bulk compositions refines the link between the investigated equilibrium volume and calculated P - T - t paths (Lanari and Engi, 2017). In the Santo Antônio semipelites, the moderate peak temperatures and retention of in situ and in source leucosome with heterogeneous distribution emphasizes a rock-dominated system compatible with models of water-fluxed migmatites (e.g. Sawyer, 2010; Weinberg and Hasalová, 2015). The occurrence of biotite melanosome and limitation of muscovite in the main structure whereas occurring as post-kinematic porphyroblasts, very common in the leucosome (Figure 4), suggest biotite as a possible peritectic phase, and also the partial consuming and back-reaction of muscovite. Plagioclase may also be peritectic, as indicated by increasing of the Eu content in zircon from the residue, and compositional change from albite-rich crystals near the in situ leucosome to more calcic members in residual microdomains (Batista, 2015). Garnet and kyanite complete the major mineral residual assemblage.

Sample selection according to the volume and distribution of leucosome within the structure of the semipelites addressed the mesoscopic potential of chemical equilibrium: although the similarity of bulk-rock composition of schist and metatexite could approximate a closed-system behaviour, differences of mineral geochemistry according to each investigated sample support the influence of local equilibrium (Batista, 2015, this work). The coupling of geochemical partitioning between zircon and zoned or homogeneous garnet from the different equilibrium volumes allowed the investigation of porphyroblast growth influence on the reactive-bulk composition in comparison with leucosome retention, addressed in mesoscopic scale. The comparison of isotopic and geochemical behaviour of cores and rims in each context provided grain-scale insight on the equilibrium mechanisms influencing the stability of zircon.

As the anatectic segregation increases, the geochronological record becomes older and more concordant in the western metatexite domain, in agreement with the increasing of temperature (Batista, 2015; Anexo IV) and crustal depth (Motta et al., 2017). The comparison between samples where the schistosity is preserved (i.e. schist and residue, samples IC01E and IC03JII, respectively) and presents a sharp contact with tonalitic segregations (i.e. tonalite pocket and in-source leucosome, samples IC01L and IC03JI) with the patchy metatexite neosome (sample IC03F), where the contact among components is transitional, demonstrates the promotion of chemical communication through melt interaction.

The residue records the widest range of dates for zircon cores and rims, and geochemistry of zircon cores, suggesting that melt extraction favoured the preservation of equilibrium microdomains with detrital and prograde relics (see discussion in the Anexo IV). The most concordant dates and REE depletion in zircon rims from the metatexite in source leucosome and residue, comparatively to its cores and to zircon from the schist and metatexite neosome, indicates that isotopic recovery was favoured by segregation (IC03JI and II, Figures 9, 10e, 11 and 12).

The characteristics described above and discussed in the Anexo IV indicates stability of zircon in the in-source leucosome (IC03JII), which was not attained in the tonalite pocket, as denotes the disturbed zircon of that sample (IC01L). Given the similarity of the zircon concordant record across samples and that Zr bulk composition is similar in the schist, metatexite neosome and residue (170-190 ppm, Batista, 2015), the compositional shift between the tonalite pocket and the in-source leucosome might be linked to the peak temperatures achieved in the nappe front and rear, resulting in more or less efficient dissolution of trace-elements sources; or the effect of leucosome partial retention versus early migration. At the other hand, late textures and more homogeneous geochemistry and geochronology of monazite support its relationship with widespread melt crystallization during retrogression.

4.2 Compositional Buffer, Anatectic Segregation And Equilibrium Of Accessory Phases In Semipelitic “Low grade” Migmatites

The stability of zircon has consequences to the equilibrium of monazite and xenotime: at thin section scale, these minerals are abundant in the tonalite pocket, but scarce in the leucosome, which zircon rims are enriched in Y and Dy (Anexo IV). The partitioning between zircon and garnet in the schist indicates a third source interacting with the HREE reservoir, and the discrepancy of H₂O and CaO contents between the tonalite pocket (higher) and in source leucosome (lower) bulk compositions (Supplementary material - S1, Anexo IV) indicates that minerals such as apatite or allanite could have influenced the equilibrium of accessory phases (e.g. Williams et al., 2018; Yakymchuk, 2017).

Apatite is a common mineral in the analysed samples and can retain HREE+Y in peraluminous systems (Chu et al., 2009). The phase equilibrium modelling in the (Y+P+F)MNCKFMASH supports the interference of accessory phases controlling monazite equilibrium. In this model, allanite is the main REE sink competing with monazite, which crystallizes only after the allanite destabilization. In water-rich contents, the equilibrium of

monazite is even smaller, whereas xenotime is favoured by hydrous compositions (Figure 12).

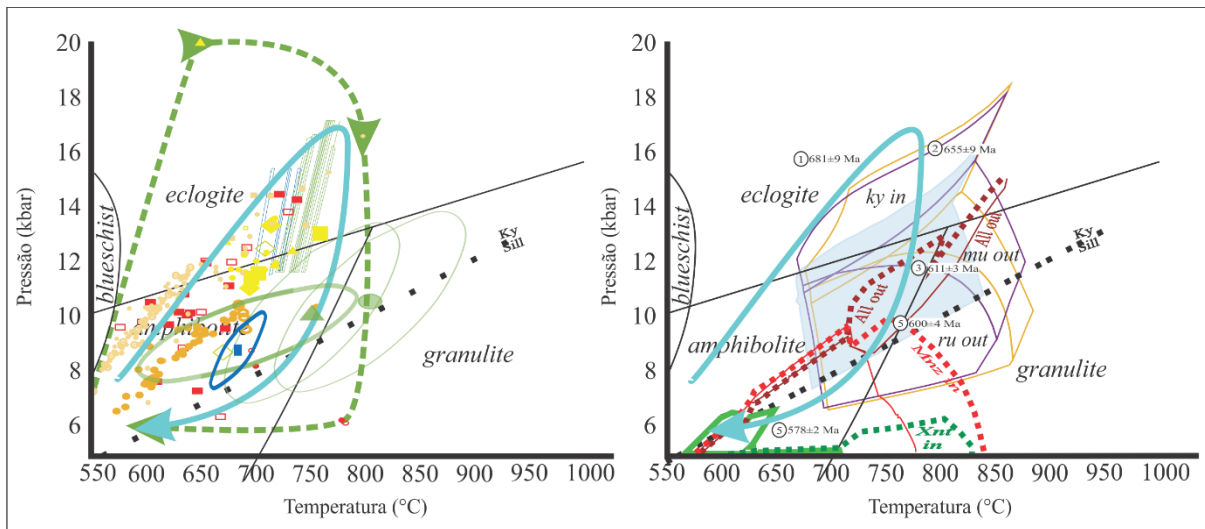


Figure 12 – At left: P-T paths constrained from mineral isopleths. Dashed line represents extreme (reliquiar?) compositions and the blue arrow represents the clockwise evolution adjusted from multiminerall compositions and inverse thermobarometry (data from Batista, 2015). At right: the peak related equilibrium fields calculated by Reno et al., 2012 (area shaded in blue) and Batista, 2015 (purple and pink contours). Dashed lines: allanite (dark red); monazite (red); xenotime (green).

5 CONCLUSIONS

Similar geochemistry and resultant pseudosection topologies for homogeneous schist and metatexite demonstrate limitation on the bulk-composition effects of the anatexis segregation. The wide and similar equilibrium fields calculated from different softwares and compositional systems agree with the similar lithotypes observed in the field. This makes of the Santo Antônio semipelites one useful geological unit to observe initial features of partial melting, but require further investigation for the local equilibrium domains.

The similarity of concordant zircon ages from the pelitic rocks and the leucosome and rootless tonalite described in the area suggests that all samples were recrystallized in the same context, but with local response of minerals controlled local anatexis differentiation. Coupled pseudosection and compositional isopleth-based thermobarometry allow the restriction of metamorphic peak up to 17 kbar and 750-800 °C. Petrography, geochemistry and numerical modeling association results in an evolutionary model compatible with field interpretations: generation of tonalite-trondhjemite liquid by water-influx triggered anatexis, as shows *in situ* leucosomes associated to quartz veins rims, evolving to muscovite breakdown, suggested by retrometamorphic crystallization of this mineral in leucosome, interpreted as a back reaction product.

Since the XX Century late decades, many studies have demonstrated active margin affinity for the Santo Antônio and Santo Antônio *like* metasediments in the Andrelândia Nappe System. Whole-rock geochemistry and isotopic signatures, age ranging and other provenance characteristics attest proximal origin to these metasediments what is compatible with the immature characteristics they present, as high mica and feldspar content.

We show, however, that even apparently melt-free domains undetectable by bulk-rock geochemistry differentiation are subjected by some degree of anatectic differentiation in the western Andrelândia Nappe System, demanding caution to the reconstruction of these rocks depositional sources. As tonalite-trondhjemite liquids are generated in a protracted clockwise evolution, plagioclase, rutile and muscovite composition change, and may be useful tracers for melting evolution and temporal reference for zircon and monazite isotopic systems.

6 REFERENCES

- Batista, L. A., 2011. Investigação do início da fusão em rochas semi-pelíticas da fácies anfibolito superior. Monografia de Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Batista, L. A., 2015. Geração e transporte de fundidos em semi-pelitos: modelamento com dados de campo e pseudosseções. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Berman, R.G., 1988. Internally-Consistent Thermodynamic Data for Minerals in the System Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*, vol 29, issue 2, pp 445-522.
- Berman, R.G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, vol 29, pp 833-855.
- Berman, R. (1997). Programm TWQ version 2.02.
- Brown, M., 2014. The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics. *Geoscience Frontiers*, vol 5, issue 4, pp 553-569.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabo, G.A.J., Vasconcelos, P., 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: Um esboço da colagem Brasileira no sul do cráton do São Francisco, SE - Brasil. *Revista do Instituto de Geociências - USP, Geologia USP, Serie Científica*, 4, 13-40.
- Campos Neto, M.C., Janasi, V.A., Basei, M.A.S., Siga Junior, O. 2007. Sistema de Nappes Andrelândia, setor oriental: Litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências* 37 (4-suplemento), 47-60.
- Chu, M.F., Wang, K.L., Griffin, W.L., Chung, S.L., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., Iizuka, Y., 2009. Apatite composition: Tracing petrogenetic processes in Transhimalayan granitoids. *Journal of Petrology*; 50(10): 1829–1855. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp054>.
- Coelho, M.B., Trouw, R.A.J., Ganade, C.E., Vinagre, R., Mendes, J.C., Sato, K., 2017. Constraining timing and P-T conditions of continental collision and late overprinting in the Southern Brasília Orogen (SE-Brazil): U-Pb zircon ages and geothermobarometry of the Andrelândia Nappe System. *Precambrian Research*, vol 292, pp 194-215.
- Connolly, J.A.D., 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters* 236:524-541.
- Connolly, J.A.D., 1990. Multivariable phase-diagrams - an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science* 290:666-718.
- Connolly, J.A.D., 2009. The geodynamic equation of state: what and how. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10:Q10014 DOI:10.1029/2009GC002540.
- de Capitani, C., & Brown, T. H. (1987). The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(10), 2639-2652.
- de Capitani, C. de & Petrakakis, K., 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95(7), pp. 1006-1016.
- Engi, M., Lanari, P., Kohn, M.J., 2017. Significant Ages-An Introduction to Petrochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1): 1-12. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.1>.

- François, C., Pubellier, M., Robert, C., Bulois, C., Jamaludin, S. N. F., Oberhänsli, R., ... & St-Onge, M. R. (2021). Temporal and spatial evolution of orogens: a guide for geological mapping. *Episodes Journal of International Geoscience*. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2021/021025>.
- Frugis, G.L., 2018. O sistema de Nappes Andrelândia Oriental-proveniência sedimentar e evolução tectônica. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo.
- Ghent, E. D. (1976). Plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz; a potential geobarometer-geothermometer. *American Mineralogist*, 61(7-8), 710-714.
- Godin, L., Grujic, D., Law, R.D., Searle, M.P., 2006. Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*; 268(1): 1-23. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.268.01.01>.
- Gordon, T. M. (1992). Generalized thermobarometry: solution of the inverse chemical equilibrium problem using data for individual species. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(5), 1793-1800.
- Holland, T. I. M., & Powell, R. (2001). Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset. *Journal of Petrology*, 42(4), 673-683.
- Holland, T.J.B., Powell R., 2004. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*; 16(3): 309-343. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x>.
- Holland, T. J. B., & Powell, R. (2011). An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of metamorphic Geology*, 29(3), 333-383.
- Johannes, W., & Holtz, F. (1996). Formation of granitic magmas by dehydration melting. In *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks* (pp. 264-301). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Kelsey, D.E., Powell, R., 2011. Progress in linking accessory mineral growth and breakdown to major mineral evolution in metamorphic rocks: A thermodynamic approach in the Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-ZrO₂ system. *Journal of Metamorphic Geology*; 29(1): 151-166. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00910.x>.
- Kohn, M.J., Engi, M., Lanari, P., eds., 2017. *Petrochronology, Methods and Applications*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83, De Gruyter; 582. <https://doi.org/10.1515/9783110561890>.
- Lanari, P., Engi, M., 2017. Local Bulk Composition Effects on Metamorphic Mineral Assemblages. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; 83(1): 55-102. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.3>.
- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis, R. R., Trouw, R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intra-plate continental margin, southern Brasília belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 30: 200-202.
- Parrish, R.R., 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1990, 27(11): 1431-1450.
- Powell, R., Holland, T.J.B., 1988 An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3: application methods, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology* 6, 173-204.
- Powell, R., & Holland, T. (1990). Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O). *American Mineralogist*, 75(3-4), 367-380.
- Powell, R., & Holland, T. (1994). Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, 79(1-2), 120-133.

- Powell, R., Holland, T.J.B., 2008. On Thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 155-179
- Powell, R., Holland, T. J. B., Worley, B., 1998. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 577-588.
- Powell, R., White, R.W., Green, E.C.R., Holland, T.J.B., Diener, J.F.A., 2014. On parameterizing thermodynamic descriptions of minerals for petrological calculations. *J. metamorphic Geol.*, 32, 245-260.
- Reno, B.L., Brown, M., Kobayashi, K., Nakamura, E., Piccoli, P.M., Trouw, R.A.J., 2009, Eclogite-high-pressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the Southern Brasília Belt, Brazil, *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 166, 2009, pp. 1013-1032.
- Reno, B.L., Brown, M. & Piccoli, P.M., 2010. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology of high-pressure granulite nappes in the Southern Brasília Belt, Brazil: implications for nappe exhumation. *American Journal of Science*; 310, 1294–1332.
- Reno, B.L., Piccoli, P.M., Brown, M. e Trouw, R.A.J., 2012. In situ monazite (U-Th)- Pb ages from the Southern Brasília Belt, Brazil: constraints on the the hgh- temperature retrograde evolution of HP granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, doi:10.1111/j.1525-1314.2011.00957.
- Rocha, B.C., Morae, R., Möller, A. Cioffi, C.R., Jercinovic, M.J., 2016. Timing of anatexis and melt crystallization in the Socorro–Guaxupé Nappe, SE Brazil: Insights from trace element composition of zircon, monazite and garnet coupled to U-Pb geochronology. *Lithos*, 277; 337-355.
- Sawyer, E.W., 2008. Atlas of Migmatites. Canadian Science Publishing; (9). <https://doi.org/10.1139/9780660197876>.
- Sawyer, E.W., 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluid. *Lithos*; 116: 273–286. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.07.003>.
- Schoene, B., 2014. U-Th-Pb Geochronology. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. *Treatise on Geochemistry: Second Edition*; (4): 341–378. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00310-7>.
- Spear, F.S., Pyle, J.M., 2002. Apatite, Monazite, and Xenotime in Metamorphic Rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48 (1): 293-335.
- Tomkins H.S., Powell R., Ellis D.J., 2007. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *J Metamorph Geol* 25: 703- 713.
- Trouw, R.A.J., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C.C., Fontainha, M., Kussama, H.H., 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*; 48: 43–57. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.012>.
- Watson, E. B., Wark, D. A., & Thomas, J. B. (2006). Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(4), 413-433.
- Williams, M.A., Kelsey, D.E., Baggs, T., Hand, M., Alessio, K.L., 2018. Thorium distribution in the crust: Outcrop and grain-scale perspectives. *Lithos*; 320–321: 222–235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.09.016>.
- Yakymchuk, C. (2017). Behaviour of apatite during partial melting of metapelites and consequences for prograde suprasolidus monazite growth. *Lithos*, 274, 412-426.
- Weinberg, R.F., Hasalová, P., 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos*; 212–215: 158–188. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.021>.

