

Petrocronologia de rochas metapelíticas: uma revisão de conceitos-chave

Petrochronology of metapelitic rocks: a review of key concepts

Paulo Augusto de Paiva-Silva¹ , Gláucia Queiroga¹ , Renato de Moraes² 

¹Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas, Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Morro do Cruzeiro, Campus Morro do Cruzeiro, s/n, Bauxita, CEP: 35400-000, Ouro Preto, MG, BR (gutopaivasilva@gmail.com; glauciaqueiroga@ufop.edu.br)

²Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, SP, BR (rmoraes@usp.br)

Recebido em 13 de junho de 2022; aceito em 31 de janeiro de 2023.

Resumo

Rochas metapelíticas são importantes marcadores petrocronológicos, não apenas pelas variadas e sensíveis paragéneses minerais e presença de fases datáveis, mas também por sua ampla e contínua distribuição ao longo de terrenos, permitindo, assim, estudos integrados e detalhados do metamorfismo e eventos em diferentes regiões. O presente trabalho visou sintetizar aspectos relevantes à caracterização petrológica e geocronológica de metapelitos para regimes de pressão média. Considerando o sistema químico KFMASH (K_2O , FeO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O), minerais como clorita, muscovita, cloritóide, biotita, estauroлита, granada, cordierita, andaluzita, cianita, sillimanita e feldspato potássico são típicos da paragénesis de metapelitos para baixas ou médias pressões, desde que haja disponibilidade química e condições P - T para sua formação. De forma geral, tem-se como distintivas, com o aumento das condições P - T e o aparecimento dos respectivos minerais-índice, as zonas metamórficas da clorita, biotita, granada, estauroлита, cianita, sillimanita e sillimanita + ortoclásio. Para a determinação petrogenética e das condições do metamorfismo desses litotipos, estudos macro- e microestruturais, associados com análises de química mineral e de rocha total, propiciam a aplicação de métodos termobarométricos diversos, desde os convencionais, passando pelos otimizados e diagramas isoquímicos de fases e chegando nos termômetros monoelementares, cada qual com suas especificidades e aplicações. De modo a promover um estudo petrocronológico dos litotipos, fases minerais como zircão, granada, monazita e rutilo, em seus respectivos sistemas isotópicos, possibilitam atribuir idades a esses eventos metamórficos e, com a integração e interpretação dos dados obtidos, construir a trajetória P - T - t - d de formação dessas rochas e dos eventos/estágios dos processos envolvidos. Uma abordagem sistemática, de acordo com as particularidades da rocha, deve ser empregada, garantindo, assim, a acurácia dos resultados obtidos.

Palavras-chave: Metamorfismo; Petrologia; Metapelitos; Modelagem metamórfica; Geocronologia.

Abstract

Metapelitic rocks are key petrochronological markers, not only for their varied and sensitive mineral paragenesis and presence of datable phases but also due to their broad and continuous distribution along terrains, thus supporting integrated and detailed studies of the metamorphism and events that took place in different regions. Therefore, the present work aimed to synthesize relevant aspects to the petrological and geochronological characterization of metapelites for medium pressure regimes. Considering the KFMASH (K_2O , FeO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O) system, minerals such as chlorite, muscovite, chloritoid, biotite, staurolite, garnet, cordierite, andalusite, kyanite, sillimanite, and potassium feldspar are distinctive of these rocks paragenesis in low to medium pressure regimes, as long as there is chemical availability and sufficient P - T conditions for their formation. With the increase in P - T conditions and the appearance of the respective index-minerals, the indicative metamorphic zones are as follow: chlorite, biotite, garnet, staurolite, kyanite, sillimanite, and sillimanite + orthoclase. For the petrogenetic and metamorphic conditions of characterization of such lithotypes, macro- and microstructural studies, associated with mineral chemistry and bulk-rock rock analysis, favor the application of different thermobarometric methods, from conventional ones through optimized and isochemical phase-diagrams, to single-element thermometers, each one with its particularities and application possibilities. To promote a petrochronological study, mineral phases such as zircon, garnet, monazite, and rutile, using their respective isotopic systems, allow assigning ages to these metamorphic events and, with the integration and interpretation of the data obtained, constraining the P - T - t - d trajectory of rocks formation. A systematic approach must be employed, in accordance with the particularities of the studied rock, hence guaranteeing the accuracy of the results obtained.

Keywords: Metamorphism; Petrology; Metapelites; Metamorphic modelling; Geochronology.

INTRODUÇÃO

Rochas metapelíticas são formadas pelo metamorfismo — processo geológico de modificação da mineralogia, textura, estrutura e, por vezes, composição das rochas, como resposta a alterações de suas condições de temperatura e pressão, associadas frequentemente aos diferentes processos geodinâmicos atuantes na crosta e no manto — de sedimentos ou rochas sedimentares ricas em argila, ou mesmo de sedimentos ou rochas siltsosas, especialmente de sedimentos clásticos de granulação muito fina ($< 2 \mu\text{m}$), resultantes do intemperismo e da erosão da crosta continental (Winter, 2010; Bucher e Grapes, 2011). Yardley (2004) pontua que o termo “rochas metapelíticas” é, por vezes, utilizado de maneira irrestrita na definição de litotipos xistosos portadores de minerais micáceos em grande proporção, sugerindo a utilização desse termo apenas para rochas de origem sedimentar que, de fato, possuam alto teor de Al e sejam empobrecidas em Ca.

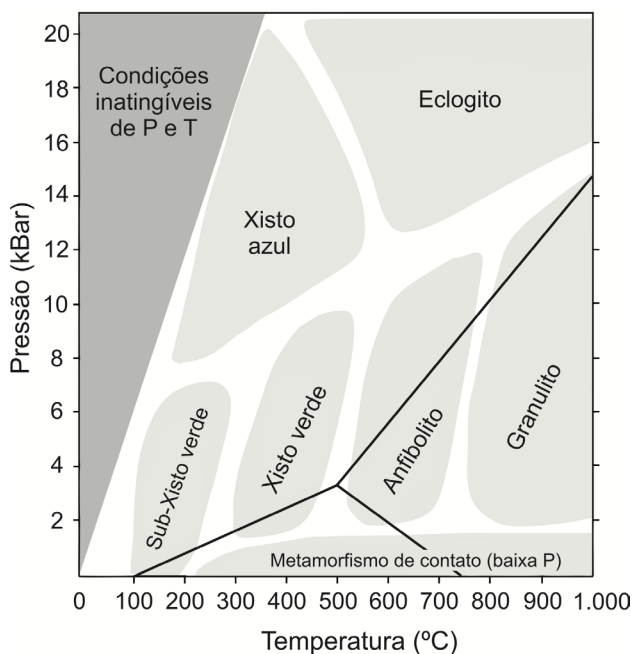
Os sedimentos originais se apresentam com mineralogia majoritariamente composta por argilominerais ricos em alumínio e potássio, apresentando ainda quartzo, feldspato, clorita e, em alguns casos, óxidos e hidróxidos de ferro e titânio (hematita, ilmenita, goethita etc.), zeólitas, carbonatos, sulfetos e matéria orgânica. Desse modo, os (meta)pelitos podem ser representados, de forma geral, pelo sistema KFMASH ($\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$). Essa ampla presença de elementos químicos possibilita o desenvolvimento de associações minerais diversas, a depender da disponibilidade química do protólito e das condições de pressão e temperatura, por exemplo, com a formação de clorita, muscovita, cloritoide, biotita, estauroilita, granada, cordierita, polimorfos de Al_2SiO_5 (andaluzita, cianita e sillimanita) e feldspato potássico, como os seus principais minerais (Mason, 1990; Spear, 1995; Yardley, 2004; Winter, 2010; Bucher e Grapes, 2011).

Do ponto de vista petrogenético, metapelitos apresentam crucial importância para o entendimento do metamorfismo regional em cinturões orogênicos — oriundos da formação e deformação, em larga escala, da crosta e manto superior —, haja vista a sensibilidade das paragêneses minerais (associações minerais formadas em um mesmo processo genético, estando, assim, em equilíbrio geoquímico e termodinâmico) em função das variações de pressão e temperatura, constituindo, desse modo, potenciais marcadores do metamorfismo progressivo (Spear, 1995; Winter, 2010; Frost e Frost, 2014). A ampla e regular distribuição desses litotipos propicia não apenas o estudo aprofundado da evolução metamórfica de diversos terrenos geológicos em escala local e regional, mas também sua utilização no desenvolvimento e na construção de geotermômetros e geobarômetros diversos, permitindo, assim, a quantificação das condições de pressão e temperatura de sua formação e, conseqüentemente, do metamorfismo que afetou a litosfera durante sua transformação (Bucher e Grapes, 2011).

Mesmo que esses litotipos sejam extensivamente estudados e destrinchados em publicações e materiais de referência de cunho internacional, ainda são escassas fontes que abordam as particularidades e metodologias existentes para sua aplicação escritas em língua portuguesa, as quais são de grande relevância e interesse para a divulgação científica e a difusão no meio acadêmico. De encontro a isso, o presente trabalho visa sintetizar aspectos relevantes à caracterização petrológica e geocronológica de metapelitos em condições de média pressão, aqui compreendendo o metamorfismo do tipo barroviano, importantes para aqueles que necessitam de um aprofundamento quanto às possíveis aplicações desses conceitos em petrologia metamórfica. Neste trabalho, as abreviações minerais seguem as recomendações de Whitney e Evans (2010).

FÁCIES METAMÓRFICAS E ASSOCIAÇÕES MINERAIS

A introdução do conceito de fácies metamórficas — conjunto ou associação de minerais no tempo e espaço estáveis em certa faixa de pressão e temperatura, com base na composição química e mineralógica original de seu protólito —, com fundamento em Eskola (1915, 1920, 1939) e inicialmente em rochas de protólito básico, é importante peça no desenvolvimento da petrologia metamórfica, servindo de ignição para diferentes estudiosos e conseqüentemente para a definição de outras fácies metamórficas (Figura 1),



Fonte: adaptada de Bucher e Grapes (2011).

Figura 1. Campos P - T para as seis fácies metamórficas do metamorfismo regional. As fácies de baixa pressão, relacionadas ao metamorfismo de contato, não são especificadas.

de modo a totalizar as onze existentes atualmente (Bucher e Frey, 1994; Spear, 1995). Termos similares e subdivisões apareceram com o tempo, como grau metamórfico — intensidade ou estado do metamorfismo —, descrevendo as condições particulares (especialmente sua temperatura) à formação dos litotipos e sendo dividido em muito baixo, baixo, médio e alto (Tilley, 1925; Winkler, 1979), zonas metamórficas e zonas de minerais índices (Barrow, 1893, 1912; Tilley, 1925).

No contexto de cinturões orogênicos, o metamorfismo denominado barroviano é o mais característico, por envolver um regime médio de pressão e temperaturas baixas a altas, englobando, assim, progressivamente, as fácies Zeólitas → Prehnita-Pumpellyita (ou a união das duas na fácies Subxisto verde de Bucher e Frey, 1994) → Xisto verde → Anfíbolito → Granulito, cada qual com sua associação mineral característica e marcada pelo aparecimento/consumo de minerais à medida que se alteram as condições de pressão e temperatura (*P-T*) (Bucher e Grapes, 2011). O metamorfismo barroviano é equivalente à “Série de fácies de média pressão ou pressão intermediária” proposta por Miyashiro (1961).

ZONAS METAMÓRFICAS E MINERAIS-ÍNDICE

Exemplo e grande referência em estudos para associações minerais em metapelitos é a caracterização da porção sudeste dos altiplanos escoceses, região em que o reconhecimento do metamorfismo progressivo foi feito por Barrow (1893, 1912) e Tilley (1925), para a qual foi descrito o surgimento gradual de novos minerais no terreno, marcando, assim, o aumento da pressão e da temperatura atuantes e, conseqüentemente, do metamorfismo. Tem-se então o conceito de zonas metamórficas, definidas pelo surgimento de minerais específicos (minerais-índice) antes não observados na paragénesis das rochas, englobando sete zonas distintas: clorita, biotita, granada, estaurólita, cianita, sillimanita e sillimanita + ortoclásio (Figura 2), uma vez considerados os metapelitos com baixos teores de Al_2O_3 . O termo isógrada, cunhado por Tilley (1925), designa a linha mapeada em campo do primeiro aparecimento do mineral índice.

Para o sistema KFMASH, é proposta por Spear e Cheney (1989) uma grade petrogenética esquemática para metapelitos (Figura 3), calculada com base no banco de dados termodinâmicos de Berman (1988) e assumindo muscovita, quartzo e água em excesso, para a qual são expressas as

	Zona da clorita	Zona da biotita	Zona da granada	Zona da estaurólita	Zona da cianita	Zona da sillimanita	Zona da sillimanita + ortoclásio
Clorita	■						
Muscovita	■	■	■	■	■	■	■
Biotita		■	■	■	■	■	■
Granada			■	■	■	■	■
Estaurólita				■	■	■	■
Cianita					■	■	■
Sillimanita						■	■
Plagioclásio sódico	■	■	■	■	■	■	■
Quartzo	■	■	■	■	■	■	■
Ortoclásio							■

→
Aumento do grau metamórfico

Fonte: adaptada de Bucher e Grapes (2002).

Figura 2. Relação entre as zonas metamórficas de Barrow e os principais minerais encontrados em cada uma dessas.

reações (como as expressas abaixo e identificadas na Figura 3 de acordo com os respectivos números entre parênteses) e condições *P-T* de consumo e formação dos minerais comumente observados em metapelitos. Proposto por Thompson (1957), com base na projeção de muscovita ou do feldspato potássico e da presença de fases em excesso (quartzo e H₂O), o diagrama AFM é também amplamente utilizado para representar associações minerais e dados composicionais de metapelitos (Figura 4), especialmente com o intuito de quantificar pressões e temperaturas quando associado à confecção de diagramas isoquímicos para composições específicas, uma vez que esse permite uma representação satisfatória no sistema SiO₂-Al₂O₃-MgO-FeO-K₂O-H₂O ao utilizar as razões 'MgO'/'MgO + FeO' entre as fases minerais.

Tendo por base essas zonas e as considerações presentes em Spear (1995), Yardley (2004), Bucher e Grapes (2011) e Frost e Frost (2014), são aqui estabelecidas possíveis evoluções metamórficas para rochas metapelíticas, com base em diferentes reações metamórficas — consideradas variadas as disponibilidades de elementos químicos nos protólitos —, minerais-índice e paragêneses minerais existentes em diversos intervalos de temperatura e pressão, a saber:

- *Zona da clorita*: caracterizada pela associação clorita + muscovita + quartzo + albita, possível a partir do aparecimento da clorita (Figura 4A), ainda em fácies subxisto verde, por exemplo, com a quebra da montmorilonita, essa zona é marcada ainda pelo aparecimento de cloritoide (Figura 4B) — no caso dos pelitos ricos em Al₂O₃

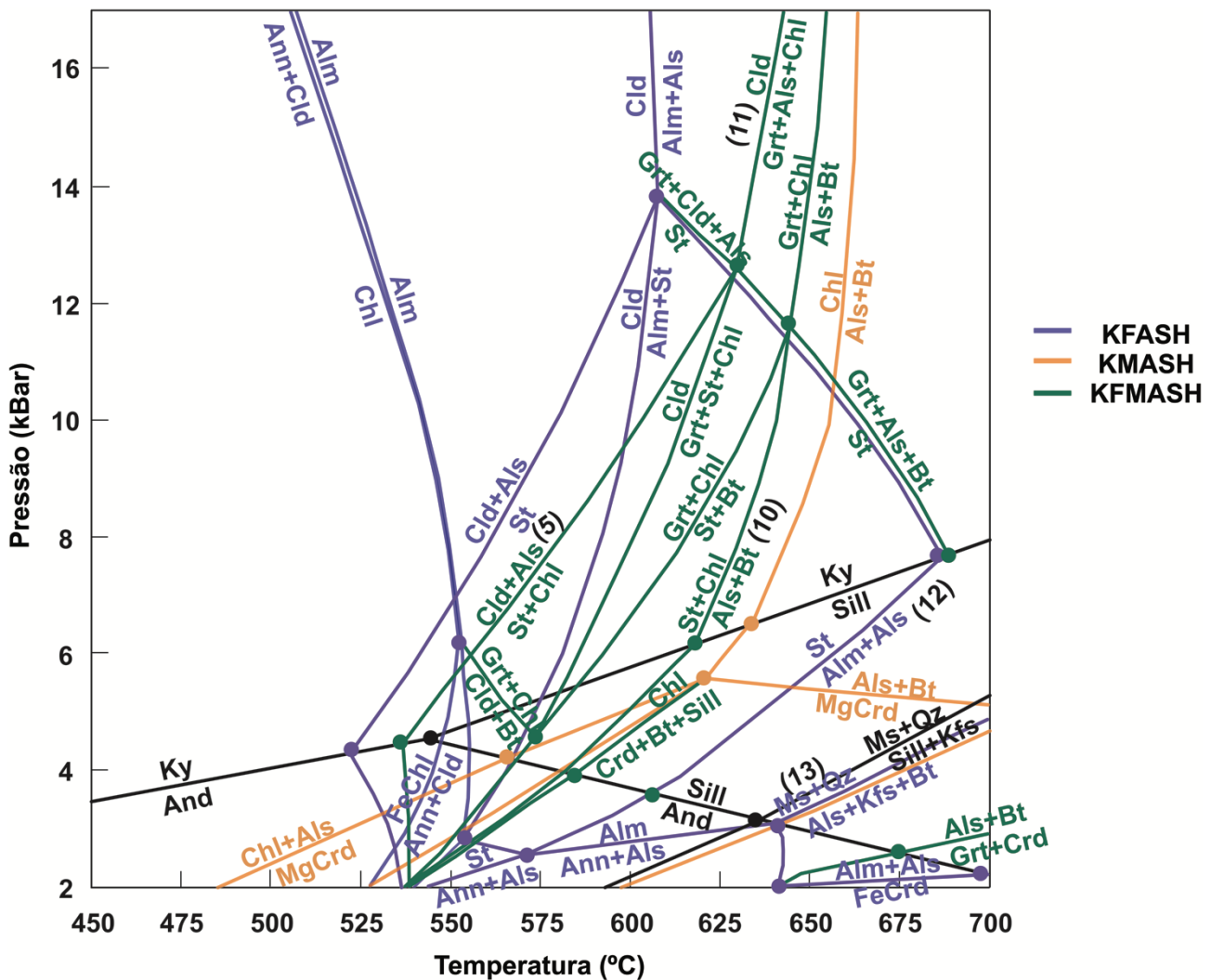
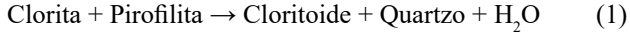
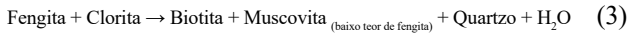
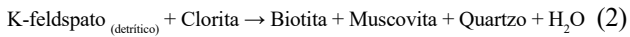


Figura 3. Grade petrogenética esquemática para o sistema KFMASH (em verde), a partir das grades para os sistemas KFASH (em lilás) e KMASH (laranja). Pontos representam pontos invariantes em cada sistema, enquanto as linhas em preto são referentes aos limites de estabilidade dos polimorfos de Al₂SiO₅. Números entre parênteses referem-se às reações apresentadas para algumas das zonas metamórficas descritas, mantendo-se a numeração apresentada no texto.

— como marcador da transição para a fácies xisto verde em torno de 300°C, fruto do consumo de clorita e pirofilita segundo a reação (Equação 1):

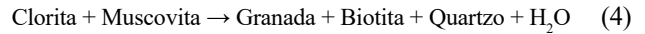


- *Zona da biotita*: com a progressão do metamorfismo e aumento das condições *P-T*, ocorre a formação de biotita por volta de 420°C (Figura 4C), possibilitada em consequência de duas reações (Equações 2 e 3), de acordo com o teor de alumínio nos litotipos, tendo-se, então, a associação biotita + clorita + muscovita + quartzo + albita como característica dessa zona metamórfica.

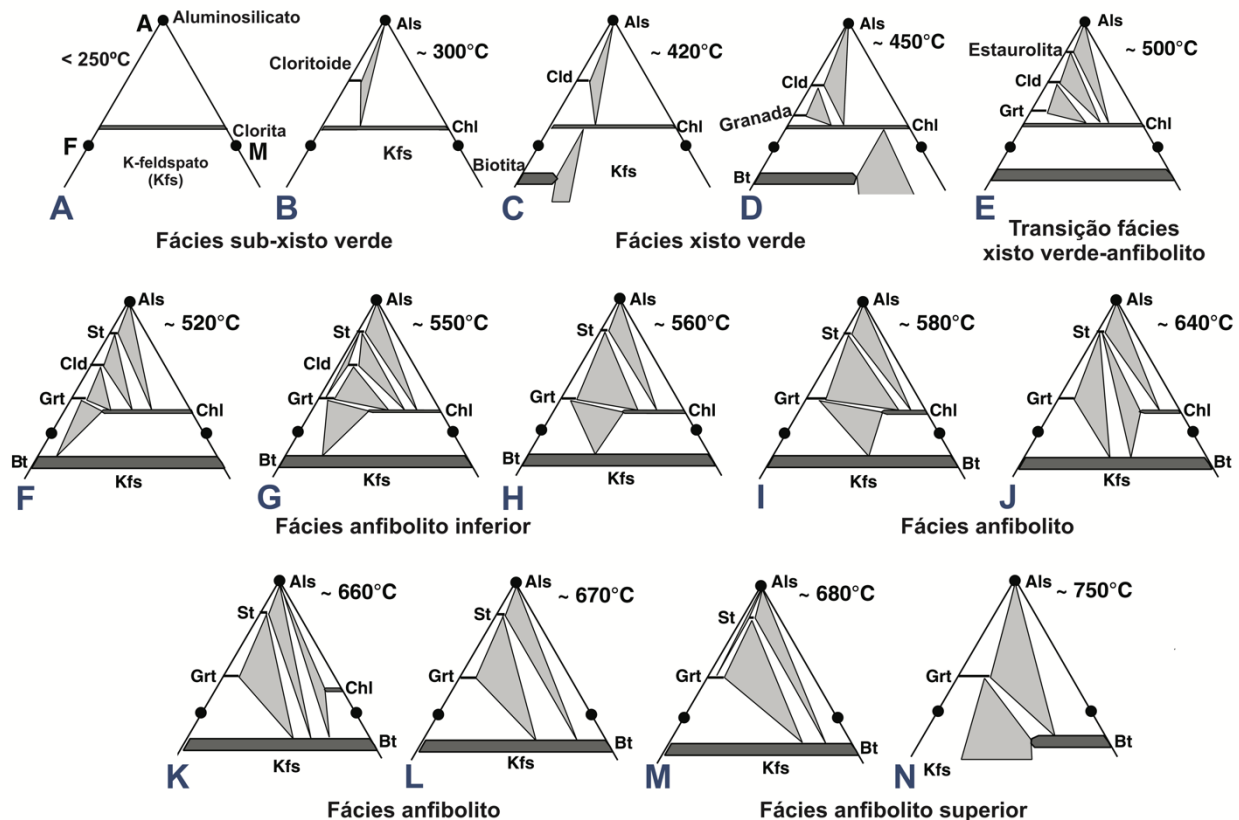


Frost e Frost (2014) pontuam a dificuldade em balancear essas reações diante da grande variação composicional encontrada nas cloritas, bem como o fato da reação (Equação 2) marcar o desaparecimento de feldspato potássico detritico em metapelitos na fácies xisto verde, o qual é formado novamente apenas em condições de fácies anfibolito superior;

- (c) *Zona da granada*: uma vez atingidas temperaturas em torno de 450°C (Figura 4D) e pelo consumo de clorita e muscovita, há o primeiro aparecimento de granada (Equação 4):



Inicialmente com maiores teores de Mn (rica no membro final espessartita), a granada se torna mais rica em Fe (membro final almandina) com o aumento da temperatura, estando essa variação composicional marcada até mesmo em cristais individuais zonados, com um núcleo rico em Mn



Fonte: adaptada de Bucher e Grapes (2011).

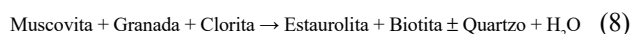
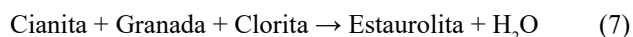
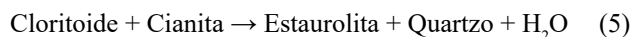
Figura 4. Sequência de diagramas AFM (A = Na₂O + K₂O, F = FeO + Fe₂O₃, M = MgO) para o sistema KFMASH, sendo exibidas as respectivas associações minerais (mais muscovita, quartzo e água para todos os casos) ante o aumento das condições do metamorfismo progressivo para as fácies subxisto verde, xisto verde e anfibolito. Observa-se, então, o primeiro aparecimento de minerais como: (A) clorita, (B) cloritoide, (C) biotita, (D) granada e (E) estauroлита, sendo ainda apresentada a evolução das associações metamórficas [F – N] até condições de fácies anfibolito superior. Uma abordagem mais detalhada da figura é apresentada pelos autores.

e bordas ricas em Fe, considerando-se graus metamórficos baixos até intermediários. Nessas reações, a clorita envolvida é sempre rica em Mg e, mesmo que as grades petrogenéticas calculadas no sistema KFMASH normalmente só envolvam silicatos, para crescimento da granada rica em Fe na natureza, é muito provável a presença de algum óxido de ferro no sistema. Considerando o aumento do grau metamórfico, o empobrecimento em Mn e o enriquecimento em Mg do núcleo para a borda dos cristais zonados é observado, sendo a variação de Ca e Fe dependente da variação das condições P - T , da reatividade dos minerais presentes e das mudanças nas associações minerais (Caddick e Kohn, 2013).

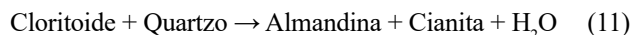
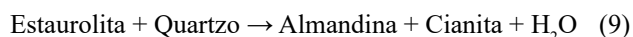
De maneira geral, a zona da granada apresenta a associação granada + biotita + clorita + muscovita + quartzo + albita, sendo a albita ainda estável em condições de fácies xisto verde. Para rochas com altos teores de alumínio, a zona da granada pode incluir ainda cianita (produto da desidratação da pirofilita), não apresentando, nesse caso, biotita;

- *Zona da estauroлита*: marcando a transição da fácies xisto verde para anfibolito, com temperaturas entre 500 e 600°C, o aparecimento de estauroлита (Figura 4E) é fruto do consumo total de cloritoide (no caso das rochas com alto teor de Al_2O_3) associado às reações: cianita (Equação 5); quartzo (Equação 6); granada + clorita com muscovita (Equação 7) ou clorita (Equação 8), para litotipos com baixos teores de Al_2O_3 .

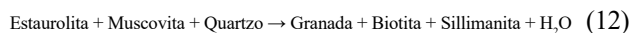
A associação mineral estauroлита + granada + biotita + muscovita + plagioclásio + quartzo \pm clorita é característica dessa zona.



- *Zona da cianita*: a partir do consumo de estauroлита (Equações 9 e 10) e cloritoide (Equação 11, para rochas com alto Al_2O_3) em temperaturas próximas a 690°C e comumente tendo mais altas pressões (Equação 11, por exemplo, ocorre em torno de 14 kBar), a zona da cianita é caracterizada pelo aparecimento desse mineral em associação com biotita, plagioclásio, muscovita, granada, estauroлита e quartzo. Nessas condições, clorita e cloritoide já não mais são estáveis, tendo-se condições P - T condizentes com fácies anfibolito média a superior.



- *Zona da sillimanita*: fruto da transição polimórfica a partir da cianita, ou ainda pelo consumo de estauroлита, (Equação 12), o aparecimento de sillimanita — então em associação estável com biotita + muscovita + plagioclásio + quartzo + granada \pm estauroлита \pm cianita — se dá em condições de fácies anfibolito superior.



- *Zona da sillimanita + ortoclásio* (segunda zona da sillimanita): com o aumento da temperatura e já atingindo condições de fácies anfibolito superior, tem-se o consumo de muscovita na presença de quartzo, Equação 13 essa que dá origem a sillimanita e K-feldspato (ortoclásio). A formação de sillimanita pode ocorrer também pelo consumo de biotita — o qual pode ocorrer em associação com muscovita e quartzo —, sendo, nesse caso, esse mineral apenas um, já que o próprio sistema promove uma nova formação de biotita em outras porções da rocha, como detalhado em Foster (1991).



ESTUDOS PETROCRONOLOGICOS

Identificar e quantificar as condições de pressão-temperatura-deformação (P - T - d), bem como o tempo/idade (t) e os processos de formação de rochas metamórficas — tendo-se, assim, estabelecida sua trajetória P - T - t - d — é, sem dúvidas, um dos temas centrais da petrologia metamórfica nos dias atuais. Para uma abordagem petrocronológica sistemática, Engi et al. (2017) propõem uma metodologia em cinco etapas:

- distinguir, com base em critérios texturais, um (ou mais) estágio(s) da evolução metamórfica e(ou) estrutural do litotipo em estudo, sempre buscando respeitar a orientação dos afloramentos na confecção de lâminas para que sejam mantidas/visualizadas em microscópio relações estruturais condizentes com as observadas em meso e megascale;
- documentar, com base em imageamento e(ou) análises composicionais (por microscópio eletrônico de varredura — MEV; microsonda eletrônica — EPMA; espectrômetro de massa com plasma indutivamente acoplado — LA-ICP-MS; espectrômetro de massa de íons secundários — SIMS; Síncrotron etc.), as relações texturais entre fases minerais de interesse;
- correlacionar zonas de crescimento paragenético com cronômetros robustos disponíveis (urânio-chumbo, tório-chumbo, lutécio-háfênio, samário-neodímio etc.), muitas vezes utilizando o controle de elementos traço para verificar/atestar a coexistência desses minerais;

- restringir, com base em técnicas termobarométricas (diagramas de fases isoquímicas, termobarometria convencional e otimizada, entre outras), as condições de pressão e temperatura para equilíbrios locais;
- promover a datação pontual de cada estágio/paragênese caracterizada, com base em análises *in situ* (SIMS, LA-ICP-MS, EPMA) ou *microdrilling* para ID-TIMS (*espectrometria de massa de ionização térmica por diluição isotópica*).

A petrocronologia, pois, compreende as idades das rochas como resultado/registo da duração de um determinado processo petrogenético, amparado por evidências petrológicas e geoquímicas (Engi et al., 2017). Logo, para a aplicação dessa metodologia, a revisão de alguns conceitos — abordados a seguir — se faz primordial.

Termobarometria em metapelitos

Com base na caracterização da paragênese mineral e da composição química do litotipo e(ou) das fases minerais dessa paragênese, diferentes técnicas podem ser utilizadas para determinar em que condições de pressão e temperatura o pico metamórfico foi atingido. Para tal, utiliza-se o balanceamento de reações entre os membros das fases da paragênese descrita, reações essas que acarretam modificações na energia livre de Gibbs do sistema (Powell e Holland, 1994, 2008; Bucher e Grapes, 2011).

Como expresso em Frost e Frost (2014), a energia livre de Gibbs (ΔG) é uma medida de energia química desprendida pela mudança das condições termodinâmicas de um determinado sistema, em virtude de variações de suas condições de entalpia (ΔH — referente ao calor gerado ou consumido durante a quebra e formação de ligações) e entropia (ΔS — calor ‘aprisionado’ nas ligações das várias fases envolvidas na reação), perante uma determinada temperatura (T). A variação da energia livre de Gibbs também leva em consideração as condições de pressão (P) e da constante de equilíbrio (K_p) de determinada reação ocasionada no sistema em questão.

Quanto às metodologias empregadas, estudos termobarométricos podem ser realizados com base em termobarômetros convencionais, otimizados e monoelementares, bem como por diagramas de fases isoquímicos.

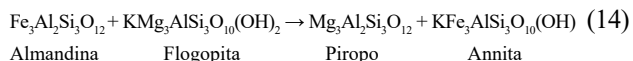
Métodos de termobarometria convencionais

Os métodos de termobarometria convencionais têm como base reações de troca catiônica (*exchange reactions* = intercâmbio de átomos de dois elementos similares em termos de raio e carga iônica em sítios cristalinos entre dois minerais) e reações de transferência de massa de reagentes para produtos (*net-transfer reactions* = consumo

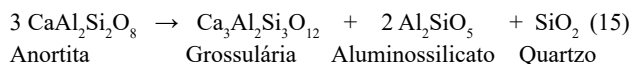
de fases para a geração de novas fases minerais) (Frost e Frost, 2014).

Para os casos de troca catiônica, tem-se uma variação expressiva nos valores de entropia (ΔS) ou entalpia (ΔH) e uma variação pequena no volume molar ($\Delta V \approx 0$), formando reações fortemente dependentes da temperatura e representadas, portanto em curvas de grande inclinação em diagramas P - T , constituindo bons geotermômetros (Philpotts, 1990; Spear, 1995; Frost e Frost, 2014).

O par granada-biotita é o exemplo amplamente utilizado para rochas metapelíticas, dado pelo intercâmbio Fe^{2+} -Mg, (Equação 14), para o qual as calibrações usuais de Thompson (1976), Holdaway e Lee (1977), Ferry e Spear (1978), Hodges e Spear (1982), Dasgupta et al. (1991), Bhattacharya et al. (1992) podem ser utilizadas.



Já nas reações de transferência de massa, para as quais a variação de volume molar (ΔV) é significativa, originando curvas (sub)horizontais em diagramas P - T fortemente dependentes da pressão, sendo, assim, potenciais geobarômetros (Carswell e Harley, 1990; Frost e Frost, 2014; Bucher e Grapes, 2011). Exemplo dessa aplicação é a reação granada – Al_2SiO_5 – quartzo – plagioclásio (GASP), utilizada como base para as calibrações de Newton e Haselton (1981), Koziol e Newton (1988) e Koziol (1989), que pode ser expressa pela reação (Equação 15):



Quanto à aplicabilidade desses métodos, Bucher e Grapes (2011) pontuam o par granada-biotita como geotermômetro ideal para litotipos de fácies xisto verde superior e anfíbolito, ao passo que o geobarômetro GASP é indicado para rochas de fácies anfíbolito e granulito.

Independentemente do termômetro ou barômetro escolhido e da fácies metamórfica envolvida, alguns fatores fundamentais devem ser respeitados (Bucher e Grapes, 2011; Spear, 1995):

- as fases presentes na rocha investigada devem estar nos limites composicionais da calibração a ser empregada;
- a rocha estudada deve estar na janela P - T em que o termômetro ou barômetro foi calibrado;
- a química dos minerais a serem usados nos cálculos deve ser muito bem caracterizada, bem como as fórmulas estruturais calculadas seguindo a recomendação do artigo da calibração, respeitando o mesmo número de cátions e de oxigênios, caso contrário os resultados podem ser bastante diferentes do que o previsto/esperado.

Métodos otimizados

Uma vez determinados e disponíveis dados termodinâmicos para as diferentes fases que constituem os litotipos, tornou-se possível determinar as condições de pressão e temperatura de metamorfismo desses, sendo necessário apenas encontrar o grupo de reações linearmente independentes que represente todas as fases em equilíbrio para o sistema químico escolhido (Powell e Holland, 1994).

Surgem então bancos de dados termodinâmicos internamente consistentes — como, por exemplo, o Tweequ (Berman, 1991) e o Thermo-Calc (Powell e Holland, 1988, 1994; Powell et al., 1998) —, os quais visam utilizar os mesmos dados termodinâmicos e modelos de atividade para todas as fases (Spear, 1992; Powell et al., 1998).

Associando os dados obtidos nas análises químicas para os constituintes da associação mineral com as equações definidas pelos programas — que comportam esses bancos de dados termodinâmicos internamente consistentes —, obtêm-se valores de pressão e temperatura médios (Thermo-Calc, por exemplo, apresenta os métodos *average-T*, *average-P* e *average-P-T*) condizentes com a paragênese mineral da rocha analisada.

Modelagem termodinâmica por diagramas de fases isoquímicas

Amplamente utilizados na obtenção de grades petrogenéticas para uma dada composição específica, os diagramas de fases isoquímicas — também conhecidos como pseudosseções — têm por base a composição química total da rocha em estudo (*bulk-rock composition*), essa então aplicada em programas como Theriak-Domino (De Capitani e Petrakakis, 2010), Perple_X (Connolly, 1990, 2009), GeoPS (Xiang e Connolly, 2022) e Thermo-Calc (Powell e Holland, 1988, 1994; Powell et al., 1998), de acordo com as especificidades de cada um.

Com base na composição química da rocha, ou de volume de equilíbrio, e uma vez escolhido o sistema químico pertinente com base no respectivo protólito e(ou) paragênese mineral, é calculada a distribuição modal das fases no espaço desejado (em geral P - T), obtendo-se, assim, linhas que representam a moda zero — marcando, dessa forma, a formação ou consumo — das fases presentes. Além da relação P - T , essa janela pode correlacionar ' T versus X ' (P constante) ou ' P versus X ' (T constante), sendo X uma variável composicional, por exemplo, X_{CO_2} (variação H_2O - CO_2 do fluido), a depender do intuito do estudo em questão (Yakymchuk et al., 2017; Gengo et al., 2022).

Desse modo, tais diagramas funcionam como um mapa de todas as associações minerais possíveis em uma janela para a composição da rocha em estudo (Figura 5). Assim, determinadas as faixas de estabilidade das diferentes associações

minerais possíveis e delimitados os intervalos P - T de cada uma dessas, pode-se inferir suas condições de pressão e temperatura de metamorfismo, uma vez considerada sua paragênese mineral em equilíbrio (com base em descrições petrográficas, microestruturais, bem como de imageamento e análises químicas de minerais-chave).

Visando restringir ainda mais esses campos de estabilidade, e, assim, estabelecer-se uma trajetória P - T da rocha, é possível a confecção de isopleias — linhas de mesmo valor de um cátion/membro ou da razão catiônica entre determinados elementos de um mineral (Powell e Holland, 2008) —, de tal forma que a interseção entre essas isolinhas fornece a (faixa de) temperatura e a pressão de estabilidade desse mineral e, conseqüentemente, da rocha. No caso de minerais com zonamento químico, é possível ter ideia da trajetória P - T da rocha quando sua variação composicional é comparada com a variação das isopleias referentes a esses minerais (como demonstrado na Figura 5, com base em variação dos membros finais de granada).

É fundamental, pois, um entendimento da história da evolução e das características e especificidades do litotipo em análise (identificação dos minerais pré-, sin- e pós-cinmáticos, processos secundários, presença/ausência de fases minerais, entre outros fatores), de modo a se obter assim resultados acurados e fidedignos ao litotipo e região de estudo (Bucher e Grapes, 2011; Yakymchuk et al., 2017). Uma abordagem mais detalhada e englobando os princípios e particularidades dos diagramas de fases em equilíbrio em língua portuguesa foi realizada por Gengo et al. (2022).

Termobarômetros monoelementares

Haja vista a existência de litotipos para os quais não se observa de forma expressiva a presença de minerais índices e(ou) uma paragênese diagnóstica, ou ainda pela sua maior acurácia nas determinações para determinados litotipos e condições de metamorfismo, tem sido cada vez maior a utilização dos chamados termômetros não convencionais de elementos traço (termômetros monoelementares), para os quais a análise em uma única fase mineral se faz possível pela presença de uma associação mineral tamponante (Cruz-Uribe et al., 2018).

Exemplos de termobarômetros monoelementares são as determinações de 'Ti em quartzo' (Wark e Watson, 2006; Thomas et al., 2010, 2015), 'Ti em zircão' (Watson et al., 2006; Ferry e Watson, 2007), 'Zr em rutilo' (Zack et al., 2004a; Watson et al., 2006; Tomkins et al., 2007) e 'Zr em titanita' (Hayden et al., 2008). Para o uso desses, é fundamental a presença da associação mineral tamponante, que irá garantir que o mineral analisado estará saturado no elemento em questão (Zr em rutilo, por exemplo, requer a coexistência do rutilo com quartzo e zircão, Zack et al., 2004b; Watson et al., 2006; Tomkins et al., 2007).

Cronologia de metapelitos

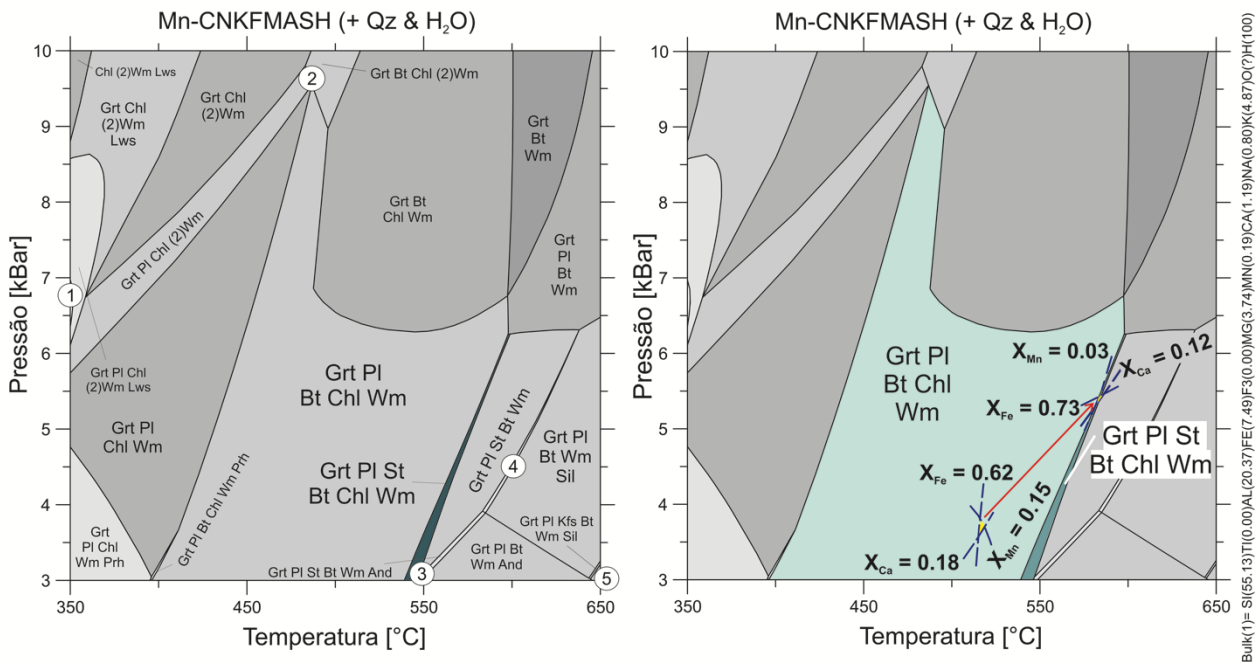
Uma vez entendidas as condições de pressão, temperatura e deformação experienciadas pelos litotipos metapelíticos durante sua formação, faz-se necessária e fundamental a determinação do tempo/duração em que se deram o(s) evento(s) metamórfico(s) que propiciou(aram) sua evolução, tanto para seu entendimento no contexto local quanto em escala regional/global.

Em estudos petrológicos, tem-se como premissa básica o equilíbrio entre as fases constituintes da paragenese mineral. Dessa forma, busca-se estabelecer diferentes gerações de subassociações minerais (por exemplo, com base em relações microestruturais entre cristais), as quais permitem inferir pressões e temperaturas para múltiplos estágios da evolução da rocha e reconstruir assim sua trajetória *P-T-t* (Bucher e Frey, 2002). Para que essas determinações sejam acuradas, é fundamental então determinar que as fases datáveis — nas quais se concentram os elementos radiogênicos das rochas — se encontram em equilíbrio com as associações minerais utilizadas para determinações *P-T* (Vernon e Clark, 2008).

Para tal, a utilização de geocronômetros é necessária, tendo como princípio o comportamento de íons ou isótopos de um mineral (ou grupo desses) e como critérios suas propriedades de transporte (difusividade) e a qualidade analítica, bem como fatores como deformação, presença de fluido, direções cristalográficas, entre outros (Jäger e Hunziker, 1979; Attendorf e Bowen, 1997; Dickin, 2005; Engi et al., 2017).

Em petrocronologia, é frequente e necessária a junção de dados de idade espacialmente resolvidos, de um ou mais cronômetros, com aqueles de composição de fases específicas (sejam elas principais ou acessórias), de modo a garantir uma interpretação sistêmica. Por exemplo, em minerais zonados, para a caracterização acurada de estágios e caminhos específicos da trajetória *P-T-t*, deve-se relacionar as idades obtidas com outros indicadores petrogenéticos (associações minerais, características texturais, variações e padrões de composições químicas, estimativas das condições *P-T*, entre outros) (Engi et al., 2017).

A necessidade de exatidão e precisão nos resultados propicia o desenvolvimento, aperfeiçoamento e utilização de diferentes técnicas analíticas, sempre tendo a



Fonte: extraído de Paiva-Silva (2018).

Figura 5. Diagrama isométrico de fase, exibindo a trajetória *P-T* para estauroilita-granada-quartzo-mica xisto com clorita da região de Capelinha (Orógeno Araçuaí). À esquerda, são exibidas as associações minerais para a composição e o sistema químico definidos (campo em verde marca a paragenese determinada). À direita, é exibida a progressão do metamorfismo (seta vermelha), a partir das isopletras de núcleo e borda dos membros finais de granada (almandina, essessartita e grossulária). Campos numerados no diagrama à esquerda: (1) Grt Pl Chl Wm Lws; (2) Grt Pl Bt Chl (2)Wm; (3) Grt Pl St Bt Ch Wm And; (4) Grt Pl St Bt Wm Sill; (5) Grt Pl Kfs Bt Sill.

problemática da resolução espacial e a conexão entre dados cronológicos e análises geoquímicas e de estrutura cristalina como pontos centrais, especialmente na busca pela obtenção desses dados em um mesmo aparelho. Nesse contexto, instrumentos/técnicas como EPMA, LA-ICP-MS, SIMS e TIMS, entre outros, são amplamente utilizados, cada qual apresentando suas especificidades, vantagens e desvantagens (Tabela 1) (Lanari e Engi, 2017; Yakymchuk et al., 2017).

A determinação de idades e duração de eventos relacionados ao metamorfismo pode ser obtida por diferentes técnicas/isótopos/minerais, entre elas, as expostas a seguir.

Cronologia em zircão

Fase acessória comum em variados tipos de rochas — incluindo metapelitos —, o zircão ($ZrSiO_4$) é amplamente utilizado em estudos sobre a evolução da crosta e manto (Bowring e Housh, 1995; Scherer et al., 2007; Iizuka et al., 2010; entre outros) e de datação da formação e deformação de litotipos e eventos relacionados (Paquette et al., 1985; Roddick e Bevier, 1995; Liati et al., 2002; Zhao et al., 2008; Yang et al., 2011; por exemplo), haja vista sua natureza de incorporar uma série de elementos menores e traço e, assim, registrar informações químicas e isotópicas.

Tabela 1. Visão geral da utilização, vantagens e desvantagens das diferentes técnicas de datação utilizadas.

Técnica	Utilização	Pontos positivos	Pontos de ressalva	Referências
EPMA (microsonda eletrônica)	Quantificar a distribuição, composição e variação química das fases minerais principais e acessórias; determinar ou restringir idades em certos cronômetros (monazita, xenotímio)	Excelente resolução espacial em seções polidas e mounts (~1 μm); baixo custo relativo; possibilidade de datações <i>in situ</i>	O limite de detecção varia com o elemento, com a matriz e com as condições de calibração (até dezenas de ppm) e de idades (isótopos não podem ser distinguidos)	Schulz et al., 2007; Williams et al., 2007; Kelsey et al., 2008; Spear, 2010; Spear e Pyle, 2010; Vlach, 2010; Kelsey e Powell, 2011; Peterman et al., 2016; Schulz, 2021; entre outros.
LA-ICP-MS (espectrômetro de massa com plasma indutivamente acoplado)	Determinar idades e teores de elementos traço ou razões isotópicas	Excelente resolução composicional (sub-ppm); análises rápidas, baratas e diretas; possibilidade de utilização de mais de um espectrômetro para análise de diferentes isótopos ao mesmo tempo (<i>split stream</i>); possibilidade de datações <i>in situ</i>	Moderada resolução para idades (poucos %, absoluta) e espacial (geralmente > 10 μm); remoção/destruição significativa da amostra	Jackson et al., 1992; Zheng et al., 2009; Košler et al., 2013; Kylander-Clark et al., 2013; Schaltegger et al., 2015; Viète et al., 2015; Kylander-Clark, 2017; Lana et al., 2017, 2022; entre outros.
SIMS (espectrômetro de massa de íons secundários)	Determinar idades, quantificar isótopos estáveis e radiogênicos e suas razões, bem como teores de elementos traço	Análise específica de massa e isótopos, excelente resolução espacial e alta sensibilidade; possibilidade de datações <i>in situ</i>	Espectro de massa é, por vezes, mais complexo; variabilidade dependente da matriz para a formação de íons secundários, podendo comprometer a acurácia caso não considerada; custo elevado	Shimizu e Hart, 1982; Ireland, 1995, 2015; Williams e McKibben, 1998; Ireland e Williams, 2003; Schmitt e Vazquez, 2017; entre outros.
TIMS (espectrometria de massa de ionização térmica)	Resolução de problemas para processos/regiões multideformadas	Mais alta precisão e acurácia de idades	Baixa resolução espacial; determinação das relações texturais dos grãos datados pode ser muito complexa ou impossível; destruição da amostra	Wasserburg et al., 1981; Parrish, 1990; Crowley et al., 2007; Schmitz e Schoene, 2007; Corfu, 2013; Carlson, 2014; Schoene, 2014; Schoene e Baxter, 2017; entre outros.

Cristais metamórficos de zircão são formados em condições *P-T* médias a elevadas, porém sendo gerados mais facilmente em rochas de alto grau, na forma de supercrescimentos em núcleos magmáticos ou detríticos herdados. Resumidamente, essa formação pode ocorrer por três processos:

- alteração, que sobreimprime parcialmente e perturba um grão reliquiar, porém ainda preservando vestígios texturais e químicos;
- substituição/recristalização, processo *in situ* de alteração da composição química de um domínio existente, em condições subsolidus e comumente auxiliado por fluidos;
- novo crescimento, em que um novo domínio de cristal mostra limites nítidos com qualquer núcleo remanescente existente e texturas de crescimento regulares (forma ou zonamento interno), tendo tais domínios composições químicas e isotópicas distintas, porém geralmente homogêneas em um único domínio (Rubatto et al., 2001; Williams, 2001; Rubatto, 2002, 2017).

Ainda que uma grande parcela de zircões em rochas metamórficas se forme por um desses três processos, casos individuais que, por ventura, não se encaixem claramente em uma única categoria não devem ser descartados, uma vez que vários processos podem afetar a mesma população de zircão e a distinção entre um e outro pode ser dificultada (Spandler et al., 2004; Tichomirowa, et al., 2005; Zheng et al., 2005; Chen et al., 2011; Gao et al., 2015; Rubatto, 2017).

Para condições *P-T* mais baixas/médias, a alteração por fluidos e substituições no estado sólido atuam como mecanismos dominantes, ao passo que, nos casos de fusão parcial, o zircão é particularmente reativo e com alta solubilidade na presença de líquido, podendo, assim, após o resfriamento, gerar cristalização de sobrecrescimentos. Para situações *P-T* extremas, apesar do mineral se manter estável, diferentes elementos e sistemas isotópicos podem ser afetados de múltiplas maneiras, sendo a mais proeminente a perda de Pb incompatível que ocorre em cristais alterados, deformados ou metamíticos. De forma geral, a química de elementos terras raras (REE) e elementos de alta intensidade de campo (HFSE) e a sistemática de Hf são geralmente preservadas, enquanto o comportamento dos isótopos de oxigênio sob condições extremas necessita de maiores caracterizações (Hoskin e Black, 2000; Rubatto et al., 2001; Rubatto e Hermann, 2007; Vonlanthen et al., 2012; Rubatto, 2017).

Com o desenvolvimento de técnicas analíticas (como, por exemplo, LA-ICP-MS e microsonda iônica de alta resolução) que permitem mensurar as razões isotópicas U-Pb na escala de 10 – 50 μm e resolvem a problemática da resolução espacial para zonas de crescimento interno em cristais de zircão metamórfico, o cronômetro U-Pb têm ampla utilização em estudos de caráter metamórfico, haja

visto sua temperatura de fechamento em torno de 800°C (Heaman e Parrish, 1991; Kylander-Clark, 2017; Rubatto, 2017; Schmitt e Vazquez, 2017).

Relacionar idades U-Pb às condições metamórficas — promovendo, assim, a interpretação correta da idade e seu entendimento enquanto dado petrocronológico — requer a combinação de várias informações, como zonamento interno, características de deformação, inclusões, termometria Ti-em-zircão, composições químicas, padrões de elementos traços, de Lu-Hf e(ou) isótopos de oxigênio. Esses diferentes sistemas, por terem retentividades (ou seja, afinidades químicas) diferentes, nem sempre podem ser acoplados, porém, ainda assim, fornecem informações adicionais quando comparados (Watson e Harrison, 2005; Ferry e Watson, 2007; Taylor-Jones e Powell, 2015; Taylor et al., 2016; Rubatto, 2017; Yakymchuk et al., 2017).

Para rochas metapelíticas que apresentam zircão e granada, tem-se como importante aspecto o fato de ambos “sequestrarem” elementos terras raras médios a pesados (M-HREE — ou seja, Sm-Lu), de tal forma que a partição desses elementos entre as duas fases vem sendo amplamente aplicada para vincular ao metamorfismo as idades U-Pb (exemplos podem ser encontrados em Rubatto, 2002; Hermann e Rubatto, 2003; Buick et al., 2006; Harley et al., 2007; Rubatto e Hermann, 2007; Taylor et al., 2015, 2017).

De forma generalizada, zircões que crescem em associações ricas em granada são caracterizados por padrões de REE relativamente planos em comparação com o enriquecimento observado em zircões magmáticos, uma vez que esses elementos são preferencialmente sequestrados em granada (Schaltegger et al., 1999; Hermann e Rubatto, 2003; Whitehouse e Platt, 2003; Rubatto, 2017; Taylor et al., 2017; Schannor et al., 2019; entre outros). Entretanto diferentes fatores, como o maior enriquecimento da rocha como um todo em HREE, a presença/ausência de plagioclásio, ortopiroxênio e outras fases minerais que influenciam na distribuição dos elementos terras raras, entre outros, podem influenciar na partição desses elementos entre os minerais (como pontuam Hermann et al., 2001; Fornelli et al., 2014; Gauthiez-Putallaz et al., 2016; Rubatto, 2017; entre outros).

O zircão, além de ser um geocronômetro robusto, é também um mineral relevante para a petrocronologia de rochas metamórficas, uma vez que pode fornecer detalhes não só sobre protólitos, mas também sobre a evolução de temperatura, deformação, fluidos, fusão parcial e cristalização do fundido silicático, auxiliando consideravelmente na reconstrução de processos crustais.

Cronologia em granada

Mineral amplamente encontrado em litotipos metamórficos, a granada, de fórmula mineral geral expressa por $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Ca})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Cr})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, é potencialmente o melhor

petrocronômetro: seu zonamento — químico e textural — pode ser visto como registro semicontínuo das condições tectono-metamórficas atuantes durante seu crescimento; sua ampla solução sólida possibilita a caracterização de contextos petrológicos diretos e quantitativos, sendo ainda peça central de diversos geotermômetros e geobarômetros; suas relações texturais formadas entre suas inclusões (foliação interna) e a foliação da rocha (foliação externa) indicam os momentos de crescimento e as fases de deformação; podendo, ainda, fornecer idades diretas com precisão e acurácia substanciais (Zwart, 1962; Hodges e Spear, 1982; Spear e Rumble, 1986; Bohlen, 1987; Rubatto, 2002; Williams et al., 2007; Baxter et al., 2013, 2017).

Desde as primeiras tentativas de utilizar a granada como geocronômetro (como em van Breemen e Hawkesworth, 1980; Mezger et al., 1989), diversos fatores foram levantados como limitantes, entre eles a sua contaminação pelas inclusões de outros minerais, as limitações analíticas do tamanho das amostras, a necessidade de correlacionar as análises de idades a partir da granada com outro ponto em uma isócrona e a problemática do tempo e esforços requeridos para a datação (Baxter et al., 2017).

Estudos mais recentes trabalharam em avanços para suplantarem e contornarem esses problemas, e trouxeram avanços importantes, tais como:

- a adição dos sistemas Lu-Hf e Sm-Nd como viáveis para a datação do mineral (e.g. Duchene et al., 1997; Scherer et al., 2000);
- o desenvolvimento de métodos robustos para eliminar efeitos das inclusões contaminantes, como os propostos por Amato et al. (1999), Baxter et al. (2002) e Anczkiewicz e Thirlwall (2003);
- aperfeiçoamento de técnicas analíticas para minimização das limitações de tamanho da amostra, como em Harvey e Baxter (2009) e Bast et al. (2015);
- métodos de microamostragem para que as diferentes zonas possam ser analisadas com resoluções espaciais elevadas (exemplos em Stowell et al., 2001; Ducea et al., 2003; Pollington e Baxter, 2010, 2011).

A utilização de ambos os sistemas Lu-Hf e Sm-Nd para a datação de granada possibilita a correlação/comparação entre as idades obtidas, sendo geralmente as idades obtidas por Lu-Hf mais antigas que as por Sm-Nd para uma mesma amostra (Baxter et al., 2017), o que pode ser explicado pelos diferentes zonamentos dos isótopos parentais para esses sistemas (Skora et al., 2009); e(ou) pelas diferentes temperaturas de fechamento dos dois sistemas (Yakymchuk et al., 2015); e(ou) ainda por um possível erro nas idades obtidas (Rubatto, 2017).

O método Lu-Hf é aplicável em diferentes sistemas geológicos, sendo utilizado em cronômetros de granada, uma vez que esse mineral é potencial reservatório de Lu,

propiciando, assim, razões Lu/Hf expressivas (exemplos em Duchene et al., 1997; Bird et al., 2013; Ibanez-Mejia et al., 2018). É importante pontuar, porém, que as constantes de decaimento do sistema Lu-Hf ainda são motivo de debates, de forma que a maioria dos trabalhos ainda não utiliza as idades em si, trabalhando com as razões Lu-Hf para discutir petrogênese (como em Patchett e Tatsumoto, 1980; Tatsumoto et al., 1981; Scherer et al., 2001; entre outros).

De modo a minimizar possíveis efeitos da interferência isobárica — fruto da similaridade na relação massa/carga entre ^{176}Yb , ^{176}Lu e ^{176}Hf — e assegurar assim idades precisas e acuradas, faz-se necessária a separação química desses isótopos, o que torna o processo lento e de elevado custo (Anczkiewicz et al., 2004; Zack e Hogmalm, 2015; Woods, 2017; Johnson et al., 2018).

Findando essa problemática, é apresentada por Simpson et al. (2021) e tendo como amparo os estudos de Woods (2017), uma metodologia para LA-ICP-MS/MS que consiste na utilização de uma *collision cell* — na qual, como parte do TQ-ICP-MS, é acoplado um gás com 10% de NH_3 e 90% de He — de modo a gerar produtos mais complexos de Hf e permitir, assim, a quantificação desses isótopos sem nenhuma interferência.

Torna-se, desse modo, possível a datação *in situ* de granada, tendo os resultados de Simpson et al. (2021) — com base em estudos em gnaisses metapelíticos, eclogitos e pegmatitos — acurácia de ~97–100% em relação ao sistema Lu-Hf baseado em soluções, sendo obtidas idades isocronicas para amostras com concentrações variáveis de Hf comum com precisão entre ~3–4,8%. Os autores ressaltam a facilidade e rapidez de obtenção de datações com resolução espacial expressiva pelo método, indicando, ainda, a possibilidade de correção do Hf comum para a aplicação em estudos detríticos, já que, para concentrações desses superiores a 2%, o método se baseia no cálculo de idades isocronas e apresenta assim maiores incertezas.

Já o sistema U-Pb em granada é utilizado para solução sólida dominada pelos membros finais grossulária-andradita (temperatura de fechamento da andradita é em torno de 750°C, DeWolf et al., 1996) — visto que piropro, espessartita e almandina apresentam, de forma geral, teores mais baixos desses elementos, na ordem de ~100 ppb de U ou Th (Haack e Gramse, 1972; Guo et al., 2016). Granadas da série grossulária-andradita são mais comuns em escarnitos, frutos do metamorfismo de contato ou em algumas rochas calcissilicáticas, em metamorfismo regional, e a datação U-Pb por LA-ICP-MS, conforme descrita por Seman et al. (2017), se faz possível para granada com concentrações na ordem de ppm para esses isótopos.

Determinações em cristais de granada ricos nas moléculas piropro e almandina, sendo essa última dominante em metapelitos, foram inicialmente obtidas por ID-TIMS em estudos de Mezger et al. (1989, 1991), porém DeWolf et al.

(1996) pontuam que teores mensuráveis de U e Th em granada ferro-magnesianas são provavelmente advindos de suas inclusões.

Schannor et al. (2021), em associação com a modelagem de fases em equilíbrio, dataram granadas ricas na variedade almandina *in situ* por LA-ICP-MS, utilizando o sistema U-Pb, em amostras de xistos pelíticos e paragnaisses com baixas concentrações de U (< 1 µg/g), obtendo idades condizentes com aquelas obtidas em outras investigações usando outros métodos geocronológicos (Gradim et al., 2014; Richter et al., 2016; Melo et al., 2017). Isso abre a possibilidade de utilização desse sistema para o cronômetro em metapelitos, desde que haja um trabalho detalhado de descrição e caracterização do mineral e existam outras idades de modo a verificar, assim, a acurácia dos resultados obtidos.

A datação em granada, com o aperfeiçoamento e desenvolvimento de técnicas, tem se tornado cada vez mais uma importante ferramenta na caracterização do metamorfismo, o que muito possivelmente tem tudo para se expandir em futuro próximo.

Cronologia em monazita

Ortofosfato constituído por elementos terras raras leves (LREE), a monazita pode apresentar ainda os cátions Th⁴⁺, U⁴⁺, Si⁴⁺, Ca²⁺, devido à sua estrutura cristalográfica ampla e pouco regular (Ni et al., 1995; Bea, 1996; Boatner, 2005; Engi, 2017; Schulz, 2021). A substituição de parte dos elementos terras-raras por Th e U propicia a utilização da série de decaimento ²³⁸U–²⁰⁶Pb, ²³⁵U–²⁰⁷Pb e ²³²Th–²⁰⁸Pb para estudos geocronológicos, sendo a monazita o mineral radioativo mais comum e o hospedeiro principal desses cátions na maioria dos litotipos (Overstreet, 1967; Heaman e Parrish, 1991; Montel et al., 1996; Schulz et al., 2007). A temperatura de fechamento para o sistema U-Pb é estimada em 725 ± 25°C (Parrish, 1990), porém atingindo valores na faixa de 900°C para rochas de *T* elevadas (Spear e Parrish, 1996; Bingen e van Breemen, 1998; Kamber et al., 1998; Cherniak et al., 2004; Gardés et al., 2006).

Em rochas metapelíticas, a monazita é formada em condições próximas às isógradas da granada e estaurolita — fácies xisto verde à anfíbolito —, em litotipos que previamente continham allanita, ocorrendo também em graus metamórficos mais baixos nos pelitos verdadeiros (com Ca muito baixo) mesmo que ausente a allanita (Smith e Barreiro, 1990; Kingsbury et al., 1993; Catlos et al., 2001; Spear e Pyle, 2002; Wing et al., 2003; Corrie e Kohn, 2008; Janots et al., 2008; entre outros).

Na fácies anfíbolito, a monazita é formada para diferentes tipos de rochas e regimes de pressão, podendo refletir um único ou múltiplos estágios de crescimento (*e.g.*, Rubatto et al., 2001; Pyle e Spear, 2003; Foster et al., 2004; Kohn e Malloy, 2004; Kohn et al., 2005; Finger e Krenn, 2007).

De maneira geral, grãos formados nos estágios iniciais do metamorfismo tendem a possuir teores mais elevados de Th e Y, o que nem sempre acontece devido às variações de protólito e dos mecanismos de reação. Nos casos em que não há interferência de outros minerais acessórios, cristais de monazita podem refletir, a partir dos padrões de Y e elementos terras raras, partição com minerais da paragênese principal, especialmente granada e feldspato, fator importante ao se escolher os métodos a serem empregados e na interpretação dos resultados obtidos (Engi, 2017).

A ínfima incorporação de Pb comum (geralmente em níveis de ppm) na estrutura da monazita permite sua utilização como cronômetro, mas é indicada a utilização de correções isotópicas para determinações precisas (Parrish, 1990). A correção não é possível para datações U-Th-Pb químicas, estando os possíveis efeitos incluídos nas incertezas analíticas da microsonda (como expresso na Tabela 1), já que não se trata de um método isotópico (Engi, 2017; Williams et al., 2017; Schulz, 2021).

Análises *in situ* de monazita por microsonda eletrônica têm elevada importância em estudos petrocronológicos, podendo o mineral registrar diferentes eventos tectono-termiais (Vlach, 2009, 2010), uma vez que sua recristalização pode ocorrer durante eventos hidrotermais (Harlov e Hetherington, 2010; Harlov et al., 2011) e tectono-deformacionais (Just et al., 2011). Além disso, o aumento das condições de temperatura durante a progressão do metamorfismo pode acarretar o sobrecrecimento de bordas composicionais no mineral, mantendo-se núcleos antigos preservados da reativação térmica e permitindo a datação de diferentes fases e(ou) eventos (Finger e Krenn, 2007; Harlov et al., 2007; Schulz e Schussler, 2013). A partir do trabalho de Montel et al. (1996) foi possível datar quimicamente a monazita, ou seja, sem a determinação de razões isotópicas, e apenas pela determinação das concentrações químicas precisas de U, Th e Pb.

Já análises por LA-ICP-MS devem levar em conta, além das usuais problemáticas envolvidas (correção das interferências isobáricas, controle do fracionamento e disponibilidade de materiais de referência), o restrito intervalo de detecção dos multiplicadores de elétrons secundários usados para quadrupolo (ICP-Q-MS) (Košler et al., 2007). Dessa forma, fazem-se necessárias técnicas, correções e condições de análise otimizadas (como as propostas em Chenery e Cook, 1993; Hirata e Nesbitt, 1995; Jackson et al., 1996; Jeffries et al., 1996; Campbell e Humayun, 1999; Parrish et al., 1999; Horn et al., 2000; Poitrasson et al., 2000; Košler et al., 2007; Goudie et al., 2014).

Schulz et al. (2007) ressaltam que determinações cronológicas em monazita via LA-ICP-MS possuem melhor acurácia que as obtidas por microsonda eletrônica, especialmente no caso de variedades metamórficas que possuam ~6% em peso de ThO₂ (para uma mesma amostra são estimadas

certezas de ~20 Ma para LA-ICP-MS — porém com perda de resolução — e de ~50 Ma para microsonda eletrônica). Entretanto fatores como custo operacional inferior e *spot* de análise consideravelmente inferior (cerca de 5 μm) são pontos favoráveis à utilização da microsonda. De modo a minimizar essas incertezas, os autores pontuam ainda a datação de múltiplos pontos em um único cristal, obtendo, assim, um grupo de idades mais confiável.

Cronologia em rutilo

Característico em metapelitos de médias a altas pressões, o rutilo (TiO_2) é uma fase acessória que pode fornecer importantes informações sobre esses litotipos, especialmente por conter quantidades significativas de diferentes elementos traço e por sua utilização em determinações de idades por U-Pb, sendo a presença do mineral dependente da própria estabilidade em relação a outras fases com Ti (titanita, ilmenita, biotita e, em menor escala, anfibólio). Para grande parte das rochas metapelíticas, especialmente em condições de temperatura elevadas, a ausência, baixa abundância ou quebra da biotita é fator central na ocorrência do mineral, sendo, de forma geral, necessária uma concentração de TiO_2 alta o suficiente na rocha para saturação das fases em tal óxido e consequente formação de rutilo (Frost, 1991; Zack et al., 2004a; Zack e Kooijman, 2017).

Para um entendimento da evolução termal e temporal de rochas contendo rutilo, é fundamental uma detalhada caracterização das modificações químicas e texturais sofridas pelo mineral, tanto no metamorfismo progressivo quanto retrógrado. Para o aumento das condições *P-T*, o crescimento de rutilo é atribuído à quebra de ilmenita, que ocorre juntamente com a formação de clorita; ou de titanita e biotita, essas ocorrendo como agregados de grãos pequenos e, posteriormente, como cristais maiores nas bordas de granada e(ou) na matriz (Luvizotto e Zack, 2009; Luvizotto et al., 2009). Já em granulitos de temperatura ultra-alta, no caminho retrógrado, seu crescimento é observado juntamente com granada ou ortopiroxênio euédricos, nos quais pode estar incluso, sendo tal associação com ortopiroxênio menos comum. Tanto granada quanto ortopiroxênio podem ser formados periteticamente — pela quebra da biotita — na progressão do metamorfismo ou nos estágios iniciais da exumação. Com o resfriamento, o rutilo se forma por exsolução de fases que contêm titânio — incluindo quartzo, biotita, piroxênios e granada (Luvizotto e Zack, 2009; Zack e Kooijman, 2017).

O sistema U-Pb em rutilo tem larga aplicação para restringir histórias metamórficas e datar processos de alteração hidrotermal, como nos trabalhos pioneiros de Ludwig e Cooper (1984), Schärer et al. (1986), Richards et al. (1988), Corfu e Muir (1989) e Mezger et al. (1989) inicialmente por ID-TIMS, que apesar da alta precisão tem a complicação

potencial de grãos zonados (com mais de uma idade) e(ou) com inclusões de outros minerais com teores significativos de U-Pb. A temperatura de fechamento para esse é sistema calculada em 500 – 540°C por Vry e Baker (2006).

Atualmente, a datação U-Pb de rutilo já é também realizada por técnicas de mais alta resolução espacial, seja por LA-ICP-MS (Vry e Baker, 2006; Kooijman et al., 2010; Zack et al., 2011; Kylander-Clark, 2017; entre outros) ou SIMS (por exemplo, Clark et al., 2000; Li et al., 2011; Schmitt e Zack, 2012; Taylor et al., 2012; Ewing et al., 2015; Schmitt e Vasquez, 2017). Essas técnicas *in situ* permitem a datação precisa de rutilos heterogêneos, sendo amplamente complementares: enquanto o LA-ICP-MS permite a análise rápida de grandes populações em estudos de proveniência detrítica, o SIMS tem maior resolução espacial e é menos destrutivo, ambas tendo suas particularidades e problemáticas associadas (como apresentado nos trabalhos de Li et al., 2011; Schmitt e Zack, 2012; Taylor et al., 2012; Smye e Stockli, 2014).

Para sistemas metamórficos, o rutilo registrará, em muitos casos, apenas idades de resfriamento, já que ele não é estável sob a maioria das condições metamórficas de baixo a médio grau e tende a se quebrar ou recristalizar completamente, ainda assim fornecendo uma riqueza de informações úteis sobre uma parte diferente da história da rocha sendo, pois, complementares às idades de zircão e de monazita da mesma rocha (Zack et al., 2004a; Zack e Kooijman, 2017).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com a constante evolução e desenvolvimento de aparatos e metodologias para estudos petrocronológicos, tem-se cada vez mais buscado entender os processos genéticos para diferentes litotipos e estabelecer seu real posicionamento no tempo geológico. Rochas metapelíticas, com sua ampla distribuição espacial, variada e sensível paragênese mineral e disponibilidade de fases datáveis, são peças centrais em tais caracterizações, possibilitando, assim, o entendimento de eventos metamórficos e estabelecimento de trajetórias *P-T-t-d* para regiões ao redor do globo. Para isso, faz-se necessária uma detalhada descrição petrográfica, bem como estudos robustos de química mineral e geotermobarométricos, além de uma acurada determinação das diferentes fases/eventos e suas respectivas idades. O presente trabalho buscou sintetizar informações e referências para a condução de estudos nesse sentido, não se aprofundando, entretanto, nas problemáticas e ressalvas para as diferentes metodologias trazidas. Aconselha-se, então, maior aprofundamento de acordo com cada caso e necessidade. Além disso, discussões ainda vêm sendo levantadas e novos trabalhos podem porventura trazer informações cruciais até então desconhecidas, de tal forma que uma revisão atualizada dos conteúdos relevantes ao trabalho a ser desenvolvido é recomendada e encorajada.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes), pela bolsa de mestrado de Paulo Paiva-Silva (1/3014/63611-8), ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelas bolsas de produtividade de Gláucia Queiroga (314810/2020-0) e Renato de Moraes (305720/2020-1), ao Projeto Demanda Universal da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG), coordenado por Gláucia Queiroga, APQ-02811-21, bem como às instituições Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) e Universidade de São Paulo (USP) e órgãos associados.

REFERÊNCIAS

- Amato, J. M., Johnson, C. M., Baumgartner, L. P., Beard, B. L. (1999). Rapid exhumation of the Zermatt–Saas ophiolite deduced from high-precision Sm–Nd and Rb–Sr geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 425–438. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00161-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00161-2)
- Anczkiewicz, R., Platt, J. P., Thirlwall, M. F., Wakabayashi, J. (2004). Franciscan subduction off to a slow start: evidence from high-precision Lu–Hf garnet ages on high grade-blocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 225(1–2), 147–161. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.06.003>
- Anczkiewicz, R., Thirlwall, M. F. (2003). Improving precision of Sm–Nd garnet dating by H₂SO₄ leaching: a simple solution to the phosphate inclusion problem. *Geological Society of London, Special Publication*, 220(1), 83–91. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.220.01.05>
- Attendorn, H. G., Bowen, R. N. C. (1997). *Radioactive and stable isotope Geology*. Londres: Chapman e Hall, 522 p.
- Barrow, G. (1893). On an intrusion of muscovite biotite gneiss in the SE Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 49, 330–358. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1893.049.01-04.52>
- Barrow, G. (1912). On the geology of lower Deeside and the southern highland border. *Proceedings of the Geologists' Associations*, 23(5), 274–290. [https://doi.org/10.1016/S0016-7878\(12\)80018-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(12)80018-6)
- Bast, R., Scherer, E. E., Sprung, P., Fischer-Godde, M., Stracke, A., Mezger, K. (2015). A rapid and efficient ion-exchange chromatography for Lu–Hf, Sm–Nd, and Rb–Sr geochronology and the routine isotope analysis of sub-ng amounts of Hf by MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 30(11), 2323–2333. <https://doi.org/10.1039/C5JA00283D>
- Baxter, E. F., Ague, J. J., Depaolo, D. J. (2002). Prograde temperature–time evolution in the Barrovian type-locality constrained by Sm/Nd garnet ages from Glen Clova, Scotland. *Journal of the Geological Society*, 159(1), 71–82. <https://doi.org/10.1144/0016-76901013>
- Baxter, E. F., Caddick, M. J., Ague, J. J. (2013). Garnet: common mineral, uncommonly useful. *Elements*, 9(6), 415–419. <https://doi.org/10.2113/gselements.9.6.415>
- Baxter, E. F., Caddick, M. J., Dragovic, B. (2017). Garnet: a rock-forming mineral petrochronometer. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 469–533. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.15>
- Bea, F. (1996). Residence of REE, Y, Th and U in granites and crystal protoliths: implication for the chemistry of crystal melts. *Journal of Petrology*, 37(3), 521–552. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.3.521>
- 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*, 29(2), 445–522. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.2.445>
- Berman, R. G. (1991). Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. *The Canadian Mineralogist*, 29(4), 833–855.
- Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S. K., Raith, M. (1992). Non-ideal mixing in the phlogopite-annite boundary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 87–93. <https://doi.org/10.1007/BF00296580>
- Bingen, B., van Breemen, O. (1998). U–Pb monazite ages in amphibolite to granulite-facies orthogneiss reflect hydrous mineral breakdown reactions: Sveconorwegian Province of SW Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 336–353. <https://doi.org/10.1007/s004100050428>
- Bird, A. F., Thirlwall, M. F., Strachan, R. A., Manning, C. J. (2013). Lu–Hf and Sm–Nd dating of metamorphic garnet: evidence for multiple accretion events during the Caledonian orogeny in Scotland. *Journal of the Geological Society*, 170(2), 301–317. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-083>
- Boatner, L. A. (2005). Synthesis, structure, and properties of monazite, pretilite, and xenotime. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48(1), 87–121. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.4>

- Bohlen, S. R. (1987). Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *Journal of Geology*, 95(5), 617-632. <https://doi.org/10.1086/629159>
- Bowring, S. A., Housh, T. (1995). The Earth's early evolution. *Science*, 269(5230), 1535-1540. <https://doi.org/10.1126/science.7667634>
- Bucher, K., Frey, M. (1994). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 6th ed. Berlin: Springer, 318 p.
- Bucher, K., Frey, M. (2002). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 7th ed. Berlin: Springer, 341 p.
- Bucher, K., Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 8th ed. Berlin: Springer, 428 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-74169-5>
- Buick, I. S., Hermann, J., Williams, I. S., Gibson, R., Rubatto, D. (2006). A SHRIMP U–Pb and LA-ICP-MS trace element study of the petrogenesis of garnet–cordierite–orthoamphibole gneisses from the Central Zone of the Limpopo Belt, South Africa. *Lithos*, 88(1-4), 150-172. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.09.001>
- Caddick, M. J., Kohn, M. J. (2013). Garnet: witness to the evolution of destructive plate boundaries. *Elements*, 9(6), 427-432. <https://doi.org/10.2113/gselements.9.6.427>
- Campbell, A. J., Humayun, M. (1999). Trace element microanalysis in iron meteorites by laser ablation ICPMS. *Analytical Chemistry*, 71(5), 939-946. <https://doi.org/10.1021/ac9808425>
- Carlson, R. W. (2014). Thermal ionisation mass spectrometry. In: Holland, H. D., Turekian, K. K. (eds.). *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Oxford: Elsevier, p. 337-354. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01427-3>
- Carswell, D. A., Harley, S. L. (1990). Mineral barometry and thermometry. In: Carswell, D. A. (ed.). *Eclogite facies rocks*. Glasgow: Blackie, p. 83-110.
- Catlos, E. J., Harrison, T. M., Kohn, M. J., Grove, M., Ryerson, F. J., Manning, C., Upreti, B. N. (2001). Geochronologic and thermobarometric constraints on the evolution of the Main Central Thrust, central Nepal Himalaya. *Journal of Geophysical Research – Solid Earth*, 106(B8), 16177-16204. <https://doi.org/10.1029/2000JB900375>
- Chen, Y.-X., Zheng, Y.-F., Chen, R.-X., Zhang, S.-B., Li, Q., Dai, M., Chen, L. (2011). Metamorphic growth and recrystallization of zircons in extremely 18O-depleted rocks during eclogite-facies metamorphism: Evidence from U–Pb ages, trace elements, and O–Hf isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(17), 4877-4898. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.06.003>
- Chenery, S., Cook, J. M. (1993). Determination of rare earth elements in single mineral grains by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry: preliminary study. *Journal of Analytical Atomic Mass Spectrometry*, 8, 299-303. <https://doi.org/10.1039/JA9930800299>
- Cherniak, D. J., Watson, E. B., Grove, M., Harrison, T. M. (2004). Pb diffusion in monazite: a combined RBS/SIMS study 1. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(4), 829-840. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.07.012>
- Clark, D. J., Hensen, B. J., Kinny, P. D. (2000). Geochronological constraints for a two-stage history of the Albany-Fraser Orogen, Western Australia. *Precambrian Research*, 102(3-4), 155-183. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00063-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00063-2)
- Connolly, J. A. D. (1990). Multi-variable phase diagrams: An algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, 290(6), 666-718. <https://doi.org/10.2475/ajs.290.6.666>
- Connolly, J. A. D. (2009). The geodynamic equation of state: What and how. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10(10), Q10014. <https://doi.org/10.1029/2009GC002540>
- Corfu, F. (2013). A century of U–Pb geochronology: The long quest towards concordance. *GSA Bulletin*, 125(1-2), 33-47. <https://doi.org/10.1130/B30698.1>
- Corfu, F., Muir, T. L. (1989). The Hemlo-Heron Bay greenstone belt and Hemlo Au-Mo deposit, Superior Province, Ontario, Canada; 2. Timing of metamorphism, alteration and Au mineralization from titanite, rutile, and monazite U–Pb geochronology. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 79(3), 183-200. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(89\)90029-8](https://doi.org/10.1016/0168-9622(89)90029-8)
- Corrie, S. L., Kohn, M. J. (2008). Trace-element distributions in silicates during prograde metamorphic reactions: implications for monazite formation. *Journal of Metamorphic Geology*, 26(4), 451-464. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2008.00769.x>
- Crowley, J. L., Schoene, B., Bowring, S. A. (2007). U–Pb dating of zircon in the Bishop Tuff at the millennial scale. *Geology*, 35(12), 1123-1126. <https://doi.org/10.1130/G24017A.1>
- Cruz-Uribe, A. M., Feineman, M. D., Zack, T., Jacob, D. E. (2018). Assessing trace element (dis) equilibrium and the application of single element thermometers in metamorphic rocks. *Lithos*, 314-315, 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.05.007>

- Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D., Fukupka, M. (1991). A refined garnet-biotite Fe–Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109(1), 130-137. <https://doi.org/10.1007/BF00687206>
- De Capitani, C., Petrakakis, K. (2010). The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95(7), 1006-1016. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3354>
- DeWolf, C., Zeissler, C. J., Halliday, A., Mezger, K., Essene, E. (1996). The role of inclusions in U–Pb and Sm–Nd garnet geochronology: stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission track analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(1), 121-134. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00367-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00367-3)
- Dickin, A. P. (2005). *Radiogenic Isotope Geology*. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 509 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139165150>
- Ducea, M. N., Ganguly, J., Rosenberg, E. J., Patchett, P. J., Cheng, W. J., Isachsen, C. (2003). Sm–Nd dating of spatially controlled domains of garnet single crystals: a new method of high-temperature thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 213(1-2), 31-42. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00298-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00298-X)
- Duchene, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Telouk, P., Lardeaux, J. M., Albarede, F. (1997). The Lu–Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, 387, 586-589. <https://doi.org/10.1038/42446>
- Engi, M. (2017). Petrochronology based on REE-minerals: monazite, allanite, xenotime, apatite. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 365-418. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.12>
- 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>
- Eskola, P. (1915). On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. *Commission Geologique Finlande Bulletin*, 44, 109-145.
- Eskola, P. (1920). The mineral facies of rocks. *Norsk Geologisk Tidsskr*, 6, 143-194.
- Eskola, P. (1939). Die metamorphen Gesteine. In: Barth, T. F. W., Correns, C. W., Eskola, P. *Die Entstehung der Gesteine*. Berlin: Springer, p. 1-115. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-86244-1>
- Ewing, T. A., Rubatto, D., Beltrando, M., Hermann, J. (2015). Constraints on the thermal evolution of the Adriatic margin during Jurassic continental break-up: U–Pb dating of rutile from the Ivrea-Verbano Zone, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 169, 44. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1135-6>
- Ferry, J. M., Spear, F. S. (1978). Experimental Calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 113-117. <https://doi.org/10.1007/BF00372150>
- Ferry, J. M., Watson, E. (2007). New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154, 429-437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- Finger, F., Krenn, E. (2007). Three metamorphic monazite generations in a high-pressure rock from the Bohemian Massif and the potentially important role of apatite in simulating polyphase monazite growth along a PT loop. *Lithos*, 95(1-2), 103-115. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.06.003>
- Fornelli, A., Langone, A., Micheletti, F., Pascasio, A., Piccarreta, G. (2014). The role of trace element partitioning between garnet, zircon and orthopyroxene on the interpretation of zircon U–Pb ages: An example from high-grade basement in Calabria (Southern Italy). *International Journal of Earth Sciences*, 103, 487-507. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0971-8>
- Foster, C. T. (1991). The role of biotite as a catalyst in reaction mechanisms that form sillimanite. *The Canadian Mineralogist*, 29(4), 943-963.
- Foster, G., Parrish, R. R., Horstwood, M. S. A., Chenery, S., Pyle, J., Gibson, H. D. (2004). The generation of prograde P–T–t points and paths; a textural, compositional, and chronological study of metamorphic monazite. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(1-2), 125-142. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.09.024>
- Frost, B. R. (1991). Stability of oxide minerals in metamorphic rocks. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 25, 469-488.
- Frost, B. R., Frost, C. (2014). *Essentials of igneous and metamorphic petrology*. Cambridge: Cambridge University Press, 331 p. <https://doi.org/10.1017/9781108685047>
- Gao, X.-Y., Zheng, Y.-F., Chen, Y.-X., Tang, H.-L., Li, W.-C. (2015). Zircon geochemistry records the action of metamorphic fluid on the formation of ultrahigh-pressure jadeite quartzite in the Dabie orogen. *Chemical Geology*, 419, 158-175. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.10.043>

- Gardés, E., Jaoul, O., Montel, J.-M., Seydoux-Guillaume, A.-M., Wirth, R. (2006). Pb diffusion in monazite: An experimental study of $Pb^{2+}+Th^{4+} \leftrightarrow 2^{Nd^{3+}}$ interdiffusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(9), 2325-2336. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.01.018>
- Gauthiez-Putallaz, L., Rubatto, D., Hermann, J. (2016). Dating prograde fluid pulses during subduction by *in situ* U–Pb and oxygen isotope analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171, 15. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1226-4>
- 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: O uso de pseudosseções em petrologia metamórfica. *Geologia USP. Série Científica*, 22(1), 21-38. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v22-186131>
- Goudie, D. J., Fisher, C. M., Hanchar, J. M., Crowley, J. L., Ayers, J. C. (2014). Simultaneous *in situ* determination of U–Pb and Sm–Nd isotopes in monazite by laser ablation ICP–MS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(6), 2575-2600. <https://doi.org/10.1002/2014GC005431>
- Gradim, C., Roncato, J., Pedrosa-Soares, A. C., Cordani, U., Dussin, I., Alkmim, F. F., Queiroga, G., Jacobsohn, T., Silva, L. C. D., Babinski, M. (2014). The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, eastern Brazil: From sedimentation to granite generation. *Brazilian Journal of Geology*, 44(1), 155-180. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400010012>
- Guo, X., Navrotsky, A., Kukkadapu, R. K., Engelhard, M. H., Lanzirrotti, A., Newville, M., Ilton, E. S., Sutton, S. R., Xu, H. (2016). Structure and thermodynamics of uranium containing iron garnets. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 189, 269-281. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.05.043>
- Haack, U. K., Gramse, M. (1972). Survey of garnets for fossil fission tracks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 34, 258-260. <https://doi.org/10.1007/BF00373298>
- Harley, S. L., Kelly, N. M., Möller, A. (2007). Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. *Elements*, 3(1), 25-30. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.25>
- Harlov, D. E., Hetherington, C. J. (2010). Partial high-grade alteration of monazite using alkali-bearing fluids: experimental and nature. *American Mineralogist*, 95(7), 1105-1108. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3525>
- Harlov, D. E., Wirth, R., Hetherington, C. J. (2007). The relative stability of monazite and huttonite at 300-900°C and 200-1000 Mpa: Precambrian and the propagation of metastable mineral phases. *American Mineralogist*, 92(10), 1652-1664. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2459>
- Harlov, D. E., Wirth, R., Hetherington, C. J. (2011). Fluid-mediated partial alteration of monazite: the role of coupled dissolution-reprecipitation during apparent solid-state element mass transfer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162, 329-348. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0599-7>
- Harvey, J., Baxter, E. F. (2009). An improved method for TIMS high precision neodymium isotope analysis of very small aliquots (1-10 ng). *Chemical Geology*, 258(3-4), 251-257. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.024>
- Hayden, L. A., Watson, E. B., Wark, D. A. (2008). A thermobarometer for sphene (titanite). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155, 529-540. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0256-y>
- Heaman, L. M., Parrish, R. R. (eds.) (1991). *U–Pb geochronology of accessory minerals*. Toronto: Mineral Association of Canada.
- Hermann, J., Rubatto, D. (2003). Relating zircon and monazite domains to garnet growth zones: age and duration of granulite facies metamorphism in the Val Malenco lower crust. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(9), 833-852. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2003.00484.x>
- Hermann, J., Rubatto, D., Korsakov, A., Shatsky, V. S. (2001). Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav massif, Kazakhstan). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141, 66-82. <https://doi.org/10.1007/s004100000218>
- Hirata, T., Nesbitt, R. W. (1995). U–Pb isotope geochronology of zircon: Evaluation of the laser probe-inductively coupled plasma mass spectrometry technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(12), 2491-2500. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00144-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00144-1)
- Hodges, K. V., Spear, F. S. (1982). Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67(11-12), 1118-1134.
- Holdaway, M. J., Lee, S. M. (1977). Fe–Mg cordierite stability in high-grade polytic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63(2), 175-198. <https://doi.org/10.1007/BF00398778>

- Horn, I., Rudnick, R. L., McDonough, W. F. (2000). Precise elemental and isotope ratio measurement by simultaneous solution nebulisation and laser ablation-ICP-MS: Application to U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 164(3-4), 281-301. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00168-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00168-0)
- 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>
- Ibanez-Mejia, M., Bloch, E. M., Vervoort, J. D. (2018). Timescales of collisional metamorphism from Sm-Nd, Lu-Hf and U-Pb thermochronology: a case from the Proterozoic Putumayo Orogen of Amazonia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 235, 103-126. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.05.017>
- Iizuka, T., Komiya, T., Rino, S., Maruyama, S., Hirata, T. (2010). Detrital zircon evidence for Hf isotopic evolution of granitoid crust and continental growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(8), 2450-2472. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.01.023>
- Ireland, T. R. (1995). Ion microprobe mass spectrometry: techniques and applications in cosmochemistry, geochemistry, and geochronology. *Advanced Anal Geochemistry*, 2, 1-118.
- Ireland, T. R. (2015). Secondary ion mass spectrometry (SIMS). In: Rink, W. J., Thompson, J. W. (eds). *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*. Berlin: Springer, p. 739-740. https://doi.org/10.1007/978-94-007-6326-5_106-1
- Ireland, T. R., Williams, I. S. (2003). Considerations in zircon geochronology by SIMS. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1), 215-241. <https://doi.org/10.2113/0530215>
- Jackson, S. E., Longerich, H. P., Dunning, G. R., Fryer, B. J. (1992). The application of laser ablation-microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS) to *in situ* trace-element analysis in minerals. *Canadian Mineralogist*, 30(4), 1049-1064.
- Jackson, S. E., Longerich, H. P., Horn, I., Dunning, G. R. (1996). The application of laser ablation microprobe (LAM)-ICP-MS to *in situ* U-Pb zircon geochronology. *Journal of Conference Abstracts*, 1, 283.
- Janots, E., Engi, M., Berger, A., Allaz, J., Schwarz, J.-O., Spandler, C. (2008). Prograde metamorphic sequence of REE minerals in pelitic rocks of the Central Alps: implications for allanite–monazite–xenotime phase relations from 250 to 610°C. *Journal of Metamorphic Geology*, 26(5), 509-526. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2008.00774.x>
- Jäger, E., Hunziker, J. C. (1979). *Lectures in Isotope Geology*. Berlin: Springer-Verlag, 342 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-67161-6>
- Jeffries, T. E., Pearce, N. J. G., Perkins, W. T., Raith, A. (1996). Chemical fractionation during infrared and ultraviolet laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry: implications for mineral microanalysis. *Analytical Communications*, 33(1), 35-39. <https://doi.org/10.1039/AC9963300035>
- Johnson, T. A., Vervoort, J. D., Ramsey, M. J., Aleinikoff, J. N., Southworth, S. (2018). Constraints on the timing and duration of orogenic events by combined Lu–Hf and Sm–Nd geochronology: an example from the Grenville orogeny. *Earth and Planetary Science Letters*, 501, 152-164. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.030>
- Just, J., Schulz, B., Wall, H., Jourdan, F., Pandit, M. K. (2011). Monazite CHIME/EPMA dating of Erinpura granitoid deformation: implications for Neoproterozoic tectono-thermal evolution of NW India. *Gondwana Research*, 19(2), 402-412. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.08.002>
- Kamber, B., Frei, R., Gibb, A. (1998). Pitfalls and new approaches in granulite chronometry: an example from the Limpopo Belt, Zimbabwe. *Precambrian Research*, 91(3-4), 269-285. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00053-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00053-9)
- 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>
- Kingsbury, J. A., Miller, C. F., Wooden, J. L., Harrison, T. M. (1993). Monazite paragenesis and U–Pb systematics in rocks of the eastern Mojave Desert, California, U.S.A.: implications for thermochronometry. *Chemical Geology*, 110(1-3), 147-167. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90251-D](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90251-D)
- Kohn, M. J., Malloy, M. A. (2004). Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common silicates: Implications for age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(1), 101-113. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(03\)00258-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(03)00258-8)

- Kohn, M. J., Wieland, M. S., Parkinson, C. D., Upreti, B. N. (2005). Five generations of monazite in Langtang gneisses: implications for chronology of the Himalayan metamorphic core. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(5), 399-406. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00584.x>
- 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*, 293(3-4), 321-330. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.02.047>
- Košler, J., Sláma, J., Belousova, E., Corfu, F., Gehrels, G. E., Gerdes, A., Horstwood, M. S., Sircombe, K. N., Sylvester, P. J., Tiepolo, M., Whitehouse, M. J. (2013). U–Pb Detrital Zircon Analysis—Results of an inter-laboratory comparison. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 37(3), 243-259. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2013.00245.x>
- Košler, J., Tubrett, M. N., Sylvester, P. J. (2007). Application of laser ablation ICP-MS to U-Th-Pb dating of monazite. *Geostandards Newsletter*, 25(2-3), 375-386. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2001.tb00612.x>
- Koziol, A. M. (1989). Recalibration of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz (GASP) geobarometer and applications to natural paragenesis. *EOS*, 70(15), 493.
- Koziol, A. M., Newton, R. C. (1988). Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. *American Mineralogist*, 73(3-4), 216-223.
- Kylander-Clark, A. R. (2017). Petrochronology by laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 183-198. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.6>
- Kylander-Clark, A. R. C., Hacker, B. R., Cottle, J. M. (2013). Laser-ablation split-stream ICP petrochronology. *Chemical Geology*, 345, 99-112. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.02.019>
- Lana, C., Farina, F., Gerdes, A., Alkmim, A., Gonçalves, G. O., Jardim, A. C. (2017). Characterization of zircon reference materials via high precision U–Pb LA-MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 32(10), 2011-2023. <https://doi.org/10.1039/C7JA00167C>
- Lana, C., Gonçalves, G. O., Mazoz, A., Buick, I., Kamo, S., Scholz, R., Wang, H., Moreira, H., Babinski, M., Queiroga, G. (2022). Assessing the U–Pb, Sm–Nd and Sr–Sr Isotopic Compositions of the Sumé Apatite as a Reference Material for LA-ICP-MS Analysis. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 46(1), 71-95. <https://doi.org/10.1111/ggr.12413>
- 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>
- Li, Q.-L., Lin, W., Su, W., Li, X.-H., Shi, Y.-H., Liu, Y., Tang, G.-Q. (2011). SIMS U–Pb rutile age of low-temperature eclogites from southwestern Chinese Tianshan, NW China. *Lithos*, 122(1-2), 76-86. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.11.007>
- Liati, A., Gebauer, D., Wysoczanski, R. (2002). U–Pb SHRIMP-dating of zircon domains from UHP garnet-rich mafic rocks and late pegmatoids in the Rhodope zone (N Greece); evidence for Early Cretaceous crystallization and Late Cretaceous metamorphism. *Chemical Geology*, 184(3-4), 281-299. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00367-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00367-9)
- Ludwig, K. R., Cooper, J. A. (1984). Geochronology of Precambrian granites and associated U–Ti–Th mineralization, northern Olary province, South Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 298-308. <https://doi.org/10.1007/BF00373676>
- 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*, 261(3-4), 303-317. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.07.023>
- Luvizotto, G. L., Zack, T., Triebold, S., von Eynatten, H. (2009). Rutile occurrence and trace element behavior in medium-grade metasedimentary rocks: example from the Erzgebirge, Germany. *Mineralogy and Petrology*, 97, 233-249. <https://doi.org/10.1007/s00710-009-0092-z>
- Mason, R. (1990). *Petrology of the metamorphic rocks*. Londres: Unwin Hyman, 230 p.
- Melo, M. G., Stevens, G., Lana, C., Pedrosa-Soares, A. C., Frei, D., Alkmim, F. F., Alkmim, L. A. (2017). Two cryptic anatexis events within a syn-collisional granitoid from the Araçuaí orogen (Southeastern Brazil): Evidence from the polymetamorphic Carlos Chagas batholith. *Lithos*, 277, 51-71. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.012>
- Mezger, K., Hanson, G., Bohlen, S. (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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101, 136-148. <https://doi.org/10.1007/BF00375301>

- Mezger, K., Rawnsley, C., Bohlen, S., Hanson, G. (1991). U-Pb garnet, sphene, monazite and rutile ages: implications for the duration of high-grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mts., New York. *Journal of Geology*, 99(3), 415-428. <https://doi.org/10.1086/629503>
- Miyashiro, A. (1961). Evolution of Metamorphic Belts. *Journal of Petrology*, 2(3), 277-311. <https://doi.org/10.1093/ptrology/2.3.277>
- Montel, J.-M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C., Provost, A. (1996). Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, 131(1-4), 37-53. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(96\)00024-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(96)00024-1)
- Newton, R. C., Haselton, H. T. (1981). Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. In: Newton, R. C., Navrotsky, A., Wood, B. J. (eds.). *Thermodynamics of Mineral and Melts*. Nova York: Springer-Verlag, p. 131-147. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-5871-1_7
- Ni, Y., Hughes, J. M., Mariano, A. N. (1995). Crystal chemistry of monazite and xenotime structures. *American Mineralogist*, 80(1-2), 21-26. <https://doi.org/10.2138/am-1995-1-203>
- Overstreet, W. C. (1967). The Geologic Occurrence of Monazite. *USGS Professional Paper*, 530, 327. <https://doi.org/10.3133/pp530>
- Paiva-Silva, P. A. P. (2018). *Modelagem metamórfica dos xistos pelíticos do segmento Turmalina-Capelinha, centro-norte de Minas Gerais, Orógeno Araçuai, Brasil*. Trabalho de Conclusão de Curso. Ouro Preto: Departamento de Geologia – UFOP.
- Paquette, J. L., Peucat, J. J., Bernard-Griffiths, J., Marchand, J. (1985). Evidence for old Precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian Belt of South Brittany, France. *Chemical Geology*, 52(2), 203-216. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(85\)90018-1](https://doi.org/10.1016/0168-9622(85)90018-1)
- Parrish, R. R. (1990). U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27(11), 1431-1450. <https://doi.org/10.1139/e90-152>
- Parrish, R. R., Nowell, G., Noble, S. R., Horstwood, M., Timmerman, H., Shaw, P., Bowen, I. J. (1999). LA-PIMMS: A new method of U-Th-Pb geochronology using micro-sampling techniques. *Journal of Conference Abstracts*, 4, 799.
- Patchett, P. J., Tatsumoto, M. (1980). A routine high-precision method for Lu-Hf isotope geochemistry and chronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75, 263-267. <https://doi.org/10.1007/BF01166766>
- Peterman, E. M., Snoeyenbos, D. R., Jercinovic, M. J., Kylander-Clark, A. (2016). Dissolution-precipitation metasomatism and growth of zircon within phosphatic garnet in metapelites from western Massachusetts. *American Mineralogist*, 101(8), 1792-1806. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5524>
- Philpotts, A. R. (1990). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 609 p.
- Poitrasson, F., Chenery, S., Shepherd, T. J. (2000). Electron microprobe and LA-ICP-MS study of monazite hydrothermal alteration: Implications for U-Th-Pb geochronology and nuclear ceramics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(19), 3283-3297. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00433-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00433-6)
- Pollington, A. D., Baxter, E. F. (2010). High resolution Sm-Nd garnet geochronology reveals the uneven pace of tectonometamorphic processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 293(1-2), 63-71. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.02.019>
- Pollington, A. D., Baxter, E. F. (2011). High precision microsampling and preparation of zoned garnet porphyroblasts for Sm-Nd geochronology. *Chemical Geology*, 281(3-4), 270-282. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.12.014>
- Powell, R., Holland, T. J. B. (1988). An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: application methods, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6(2), 173-204. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1988.tb00415.x>
- Powell, R., Holland, T. J. B. (1994). Optimal geothermometry and geobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 79(1-2), 120-133.
- Powell, R., Holland, T. J. B. (2008). On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26(2), 155-179. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00756.x>
- Powell, R., Holland, T. J. B., Worley, B. (1998). Calculating phase diagrams involving solid solutions via nonlinear equations, with examples using THERMOCALC. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(4), 577-588. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00157.x>

- Pyle, J. M., Spear, F. S. (2003). Four generations of accessory-phase growth in low-pressure migmatites from SW New Hampshire. *American Mineralogist*, 88(2-3), 338-351. <https://doi.org/10.2138/am-2003-2-311>
- Richards, J. P., Krogh, T. E., Spooner, E. T. C. (1988). Fluid inclusions characteristics and U–Pb rutile age of late hydrothermal alteration veining at the Suoshi stratiform copper deposit, central African copper belt. *Economic Geology*, 83(1), 118-139. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.1.118>
- Richter, F., Lana, C., Stevens, G., Buick, I., Pedrosa-Soares, A. C., Alkmim, F. F., Cutts, K. (2016). Sedimentation, metamorphism and granite generation in a back-arc region: Records from the Ediacaran Nova Venécia Complex (Araçuaí Orogen, Southeastern Brazil). *Precambrian Research*, 272, 78-100. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.10.012>
- Roddick, J. C., Bevier, M. L. (1995). U–Pb dating of granites with inherited zircon: Conventional and ion microprobe results from two Paleozoic plutons, Canadian Appalachians. *Chemical Geology*, 119(1-4), 307-329. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00107-J](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00107-J)
- 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(1-2), 38-61. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.01.027>
- Rubatto, D., Williams, I. S., Buick, I. S. (2001). Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 458-468. <https://doi.org/10.1007/PL00007673>
- Schaltegger, U., Fanning, M., Günther, D., Maurin, J. C., Schulmann, K., Gebauer, D. (1999). Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in situ U–Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(2-3), 186-201. <https://doi.org/10.1007/s004100050478>
- Schaltegger, U., Schmitt, A. K., Horstwood, M. S. A. (2015). U–Th–Pb zircon geochronology by ID-TIMS, SIMS, and laser ablation ICP-MS: Recipes, interpretations, and opportunities. *Chemical Geology*, 402, 89-110. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.02.028>
- Schannor, M., Lana, C., Fonseca, M. A. (2019). São Francisco-Congo Craton break-up delimited by U–Pb–Hf isotopes and trace-elements of zircon from metasediments of the Araçuaí Belt. *Geoscience Frontiers*, 10(2), 611-628. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.02.011>
- Schannor, M., Lana, C., Nicoli, G., Cutts, K., Buick, I., Gerdes, A., Hecht, L. (2021). Reconstructing the metamorphic evolution of the Araçuaí orogen (SE Brazil) using *in situ* U–Pb garnet dating and P–T modelling. *Journal of Metamorphic Geology*, 39(9), 1145-1171. <https://doi.org/10.1111/jmg.12605>
- Schärer, U., Krogh, T. E., Gower, C. F. (1986). Age and evolution of the Grenville Province in eastern Labrador from U–Pb systematics in accessory minerals. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94, 438-451. <https://doi.org/10.1007/BF00376337>
- Scherer, E. E., Cameron, K. L., Blichert-Toft, J. (2000). Lu–Hf garnet geochronology: Closure temperature relative to the Sm–Nd system and the effects of trace mineral inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(19), 3413-3432. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00440-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00440-3)
- Scherer, E. E., Munker, C., Mezger, K. (2001). Calibration of the Lutetium–Hafnium Clock. *Science*, 293(5530), 683-687. <https://doi.org/10.1126/science.1061372>
- Scherer, E. E., Whitehouse, M. J., Munker, C. (2007). Zircon as a monitor of crustal growth. *Elements*, 3(1), 19-24. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.19>
- Schmitt, A. K., Vazquez, J. A. (2017). Secondary ionization mass spectrometry analysis in petrochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 199-230. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.7>
- Schmitt, A. K., Zack, T. (2012). High-sensitivity U–Pb rutile dating by secondary ion mass spectrometry (SIMS) with an O₂ + primary beam. *Chemical Geology*, 332-333, 65-73. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.09.023>
- Schmitz, M. D., Schoene, B. (2007). Derivation of isotope ratios, errors, error correlations for U–Pb geochronology using 205Pb–235U–(233U)–spiked isotope dilution thermal ionization mass spectrometric data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(8), Q08006. <https://doi.org/10.1029/2006GC001492>

- Schoene, B. (2014). U–Th–Pb geochronology. In: Rudnick, R (ed.). *Treatise on Geochemistry*. Oxford: Elsevier, v. 4.10, p. 341-378.
- Schoene, B., Baxter, E. F. (2017). Petrochronology and TIMS. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 231-260. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.8>
- Schulz, B. (2021). Monazite microstructures and their interpretation in petrochronology. *Frontiers in Earth Science*, 9, 668566. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.668566>
- Schulz, B., Brätz, H., Bombach, K., Krenn, E. (2007). In-situ Th-Pb dating of monazite by 266 nm laser ablation and ICP-MS with a single collector, and its control by EMP analysis. *Zeitschrift Angewandte Geologie*, 35, 377-392.
- Schulz, B., Schussler, U. (2013). Electron-microprobe Th-U-Pb monazite dating in Early-Paleozoic high-grade gneisses as a completion of U-Pb isotopic ages (Wilson Terrane, Antarctica). *Lithos*, 175-176, 178-192. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.008>
- Seman, S., Stockli, D. F., McLean, N. M. (2017). U-Pb geochronology of grossular-andradite garnet. *Chemical Geology*, 460, 106-116. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.04.020>
- Shimizu, N., Hart, S. (1982). Isotope fractionation in secondary ion mass spectrometry. *Journal of Applied Physics*, 53, 1303-1311. <https://doi.org/10.1063/1.330636>
- Simpson, A., Gilbert, S., Tamblyn, R., Hand, M., Spandler, C., Gillespie, J., Nixon, A., Glorie, S. (2021). In-situ Lu–Hf geochronology of garnet, apatite and xenotime by LA ICP MS/MS. *Chemical Geology*, 577, 120299. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120299>
- Skora, S., Lapen, T. J., Baumgartner, L. P., Johnson, C. M., Hellebrand, E., Mahlen, N. J. (2009). The duration of prograde garnet crystallization in the UHP eclogites at Lago di Cignana, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 287(3-4), 402-411. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.024>
- Smith, H. A., Barreiro, B. (1990). Monazite U–Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105, 602-615. <https://doi.org/10.1007/bf00302498>
- 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*, 408, 171-182. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.013>
- Spandler, C., Hermann, J., Rubatto, D. (2004). Exsolution of thortveitite, yttrialite and xenotime during low temperature recrystallization of zircon from New Caledonia, and their significance for trace element incorporation in zircon. *American Mineralogist*, 89(11-12), 1795-1806. <https://doi.org/10.2138/am-2004-11-1226>
- Spear, F. S. (1992). Thermobarometry and P–T paths from granulite facies rocks: an introduction. *Precambrian Research*, 55(1-4), 201-207. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(92\)90024-I](https://doi.org/10.1016/0301-9268(92)90024-I)
- Spear, F. S. (1995). *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Washington, D.C.: Mineralogical Society of America - Monograph, 799 p.
- Spear, F. S. (2010). Monazite–allanite phase relations in metapelites. *Chemical Geology*, 279(1-2), 55-62. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.10.004>
- Spear, F. S., Cheney, J. T. (1989). A petrogenetic grid for polytic schists in the system SiO₂–Al₂O₃–FeO–MgO–K₂O–H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101, 149-164. <https://doi.org/10.1007/BF00375302>
- Spear, F. S., Parrish, R. R. (1996). Petrology and cooling rates of the Valhalla complex, British Columbia, Canada. *Journal of Petrology*, 37(4), 733-765. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.4.733>
- Spear, F. S., Pyle, J. M. (2002). Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48(1), 293-335. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.7>
- Spear, F. S., Pyle, J. M. (2010). Theoretical modeling of monazite growth in a low-Ca metapelite. *Chemical Geology*, 273(1-2), 111-119. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.02.016>
- Spear, F. S., Rumble, D. (1986). Pressure, temperature and structural evolution of the Orfordville Belt, west-central New Hampshire. *Petrology*, 27(5), 1071-1093. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.5.1071>
- Stowell, H. H., Taylor, D. L., Tinkham, D. L., Goldberg, S. A., Ouderkirk, K. A. (2001). Contact metamorphic P–T paths from Sm–Nd garnet ages, phase equilibria modelling and thermobarometry: Garnet Ledge, south-eastern Alaska, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, 19(6), 645-660. <https://doi.org/10.1046/j.0263-4929.2001.00337.x>
- 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*, 20(n. esp.), 237-249.

- 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(7), 759-775. <https://doi.org/10.1111/jmg.12254>
- Taylor, R. J. M., Clark, C., Reddy, S. M. (2012). The effect of grain orientation on secondary ion mass spectrometry (SIMS) analysis of rutile. *Chemical Geology*, 300-301, 81-87. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.01.013>
- 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(3), 231-248. <https://doi.org/10.1111/jmg.12118>
- Taylor, R. J. M., Kirkland, C. L., Clark, C. (2016). Accessories after the facts: Constraining the timing, duration and conditions of high-temperature metamorphic processes. *Lithos*, 264, 239-257. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.004>
- Taylor-Jones, K., Powell, R. (2015). Interpreting zirconium-in-rutile thermometric results. *Journal of Metamorphic Geology*, 33(2), 115-122. <https://doi.org/10.1111/jmg.12109>
- Thomas, J., Watson, E. B., Spear, F., Shemella, P. T., Nayak, S. K., Lanzirrotti, A. (2010). TitaniQ under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 743-759. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0505-3>
- Thomas, J. B., Watson, E. B., Spear, F. S., Wark, D. A. (2015). TitaniQ recrystallized: experimental confirmation of the original Ti-in-quartz calibrations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 169, 27. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1120-0>
- Thompson, A. B. (1976). Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some *P-T-X* (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science*, 276(4), 401-454. <https://doi.org/10.2475/ajs.276.4.425>
- Thompson, J. B. Jr. (1957). The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *American Mineralogist*, 42(11-12), 842-858. Disponível em: http://www.minsocam.org/ammin/AM42/AM42_842.pdf Acesso em: 04 jan. 2023.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.12.005>
- Tilley, C. E. (1925). Metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 81, 100-112. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1925.081.01-04.05>
- Tomkins, H. S., Powell, R., Ellis, D. J. (2007). The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(6), 703-713. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00724.x>
- van Breemen, O., Hawkesworth, C. J. (1980). Sm-Nd isotopic study of garnets and their metamorphic host rocks. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 71(2), 97-102. <https://doi.org/10.1017/S0263593300013535>
- Vernon, R. H., Clarke, G. L. (2008). *Principles of metamorphic petrology*. Cambridge: Cambridge University Press, 446 p.
- Viète, D. R., Kylander-Clark, A. R. C., Hacker, B. R. (2015). Single-shot laser ablation split stream (SS-LASS) petrochronology deciphers multiple, short-duration metamorphic events. *Chemical Geology*, 415, 70-86. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.09.013>
- Vlach, S. R. F. (2009). *Mineralogia, análise e datação de monazita e xenotima com microsonda eletrônica e aplicações*. Tese (Livre-Docência). São Paulo: Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências – USP, 186 p. <https://doi.org/10.11606/T.44.2013.tde-31102013-190318>
- Vlach, S. R. F. (2010). Th-U-PbT dating by electron probe microanalysis, part I. Monazite: analytical procedures and data treatment. *Geologia USP. Série Científica*, 10(1), 61-85. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2010000100006>
- Vonlanthen, P., Fitz Gerald, J. D., Rubatto, D., Hermann, J. (2012). Recrystallization rims in zircon (Valle d'Arbedo, Switzerland): An integrated cathodoluminescence, LA-ICP-MS, SHRIMP, and TEM study. *American Mineralogist*, 97(2-3), 369-377. <https://doi.org/10.2138/am.2012.3854>
- 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*, 70(7), 1807-1820. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.12.006>
- Wark, D. A., Watson, E. B. (2006). TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152, 743-754. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0132-1>

- Wasserburg, G. J., Jacobsen, S. B., DePaolo, D. J., McCulloch, M. T., Wen, T. (1981). Precise determinations of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(12), 2311-2323. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(81\)90085-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(81)90085-5)
- Watson, E. B., Harrison, T. M. (2005). Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science*, 308(5723), 841-844. <https://doi.org/10.1126/science.1110873>
- Watson, E. B., Wark, D. A., Thomas, J. B. (2006). Crystallisation thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151, 413-433. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>
- Whitehouse, M. J., Platt, J. P. (2003). Dating high-grade metamorphism: constraints from rare-earth elements in zircon and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 61-74. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0432-z>
- Whitney, D. L., Evans, B. W. (2010). Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Williams, I. S. (2001). Response of detrital zircon and monazite, and their U–Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 557-580. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00883.x>
- Williams, I. S., McKibben, M. (1998). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Reviews in Economic Geology*, 7, 1-35. <https://doi.org/10.5382/Rev.07>
- Williams, M. L., Jercinovic, M. J., Hetherington, C. J. (2007). Microprobe monazite geochronology: Understanding geologic processes by integrating composition and chronology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35, 137-175. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140228>
- Williams, M. L., Jercinovic, M. J., Mahan, K. H., Dumond, G. (2017). Electron microprobe petrochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 153-182. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.5>
- Wing, B. A., Ferry, J. M., Harrison, T. M. (2003). Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: petrology and geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 228-250. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0446-1>
- Winkler, H. G. F. (1979). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Nova York: Springer Verlag, 348 p.
- Winter, J. D. (2010). *Principles of igneous and metamorphic petrology*. 2nd ed. Nova York: Prentice Hall, 720 p.
- Woods, G. (2017). Resolution of 176Yb and 176Lu Interferences on 176Hf to Enable Accurate 176Hf/177Hf Isotope Ratio Analysis Using La-QQQ with MS/MS. *Agilent Technologies*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3971.6245>
- Xiang, H., Connolly, J. A. D. (2022). GeoPS: An interactive visual computing tool for thermodynamic modelling of phase equilibria. *Journal of Metamorphic Geology*, 40(2), 243-255. <https://doi.org/10.1111/jmg.12626>
- 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), 13-54. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.2>
- Yang, T. N., Zhang, H. R., Liu, Y. X., Wang, Z. L., Song, Y. C., Yang, Z. S., Tian, S. H., Xie, H. Q., Hou, K. J. (2011). Permo-Triassic arc magmatism in central Tibet: Evidence from zircon U–Pb geochronology, Hf isotopes, rare earth elements, and bulk geochemistry. *Chemical Geology*, 284(3-4), 270-282. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.03.006>
- Yardley, B. W. D. (2004). *Introdução à petrologia metamórfica*. Tradução Reinhardt A. Fuck. Brasília: Editora UnB, 434 p.
- Zack, T., Hogmalm, J. (2015). In-Situ Lu-Hf Dating of Xenotime by Reaction Cell Isotope Separation. Prague: Goldschmidt.
- Zack, T., Kooijman, E. (2017). Petrology and Geochronology of Rutile. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 443-467. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.14>
- 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. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0617-8>

- Zack, T., Stockli, D. F., Luvizotto, G. L., Barth, M. G., Belousova, E., Wolfe, M. R., Hinton, R. W. (2011). *In situ* U–Pb rutile dating by LA-ICP-MS: 208Pb correction and prospects for geological applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162, 515-530. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0609-4>
- Zack, T., von Eynatten, H., Kronz, A. (2004b). Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. *Sedimentary Geology*, 171(1-4), 37-58. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.05.009>
- Zhao, Z.-F., Zheng, Y.-F., Wei, C.-S., Chen, F.-K., Liu, X., Wu, F.-Y. (2008). Zircon U–Pb ages, Hf and O isotopes constrain the crustal architecture of the ultrahigh-pressure Dabie orogen in China. *Chemical Geology*, 253(3-4), 222-242. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.05.011>
- Zheng, J. P., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., Zhao, J. H., Wu, Y. B., Liu, G. L., Pearson, N., Zhang, M., Ma, C. Q., Zhang, Z. H., Yu, C. M. (2009). Neoproterozoic (2.7 Ga–2.8 Ga) accretion beneath the North China Craton: U–Pb age, trace elements and Hf isotopes of zircons in diamondiferous kimberlites. *Lithos*, 112(3-4), 188-202. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.02.003>
- Zheng, Y. F., Wu, Y.-B., Zhao, Z.-F., Zhang, S.-B., Xu, P., Wu, F.-Y. (2005). Metamorphic effect on zircon Lu–Hf and U–Pb isotope systems in ultrahigh-pressure eclogite-facies metagranite and metabasalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(2), 378-400. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.025>
- Zwart, H. J. (1962). On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). *Geologische Rundschau*, 52, 38-65. <https://doi.org/10.1007/BF01840064>