

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

PAULO EDUARDO GARCIA

**MODELAGEM PETROGENÉTICA DE MAGMAS MANTÉLICOS
AFETADOS POR FUSÃO CRUSTAL EM AMBIENTE PÓS-
COLISIONAL NO BATÓLITO PELOTAS, REGIÃO DE QUITÉRIA,
BRASIL.**

CAÇAPAVA DO SUL

2024

PAULO EDUARDO GARCIA

**MODELAGEM PETROGENÉTICA DE MAGMAS MANTÉLICOS AFETADOS
POR FUSÃO CRUSTAL EM AMBIENTE PÓS-COLISIONAL NO BATÓLITO
PELOTAS, REGIÃO DE QUITÉRIA, BRASIL.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Vinicius Matté (UNIPAMPA)

Co-orientador: Prof. Dr. Anderson Santos (UERJ)

CAÇAPAVA DO SUL

2024

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos
pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do
Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais) .

G1617426m Garcia, Paulo

MODELAGEM PETROGENÉTICA DE MAGMAS MANTÉLICOS
AFETADOS POR FUSÃO CRUSTAL EM AMBIENTE PÓS-
COLISIONAL, REGIÃO DE QUITÉRIA, RIO GRANDE DO
SUL. / Paulo Garcia.

72 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) --
Universidade Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2024.
"Orientação: Vinicius Matté".

1. Modelagem geoquímica . 2. Magmatismo . 3.
Petrogênese . I. Título.

Paulo Eduardo Garcia

MODELAGEM PETROGENÉTICA DE MAGMAS MANTÉLICOS AFETADOS POR FUSÃO CRUSTAL EM AMBIENTE PÓS-COLISIONAL, REGIÃO DE QUITÉRIA, BRASIL.

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em 11 de dezembro de 2024.

Banca examinadora:

Prof. Dr. Vinicius Matté

Orientador

(UNIPAMPA)

Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

(UFRGS)

Profa. Dra. Cristiane Heredia Gomes

(UNIPAMPA)



Assinado eletronicamente por **CRISTIANE HEREDIA GOMES, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 13/12/2024, às 14:20, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **VINICIUS MATTE, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 15/12/2024, às 19:07, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.unipampa.edu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **1617426** e o código CRC **49A284DC**.

Universidade Federal do Pampa, Campus Caçapava do Sul

AGRADECIMENTOS

Os agradecimentos não devem ser restritos apenas aos auxílios diretos para o desenvolvimento desta pesquisa, mas sim a toda a trajetória acadêmica, profissional e pessoal que condicionou o autor a chegar a este ponto. Não há palavras que possam expressar minha gratidão a tudo e a todos que, de alguma forma, contribuíram para a realização deste trabalho, em especial, à minha família (mãe, pai e irmã). Nenhum documento seria capaz de transmitir plenamente esse sentimento.

Expresso minha gratidão aos meus orientadores, Dr. Vinicius Matté (UNIPAMPA), Dr. Anderson Souza (UERJ) e Dr. David Debruyne (UNICAMP) pelo apoio, pela paciência, pelas orientações ao longo do desenvolvimento deste trabalho, e por acreditarem na minha competência. Suas contribuições foram essenciais para meu crescimento acadêmico e para a qualidade deste estudo. Vocês foram minha fonte de inspiração nessa trajetória. Aproveito este momento para agradecer ao Vini, que teve a ideia inicial desta pesquisa e, desde então, tem me incentivado, nunca medindo esforços para me auxiliar. Agradecimentos especiais à Dra. Cristiane Gomes (UNIPAMPA), minha orientadora no projeto de geoquímica de elementos terras-raras em andamento. Agradeço também ao Dr. Carlos Sommer (UFRGS), Dr. Sérgio Valente (UFRRJ) e Dr. Mauro Geraldês (UERJ), por suas considerações, que foram importantes para a continuidade desta pesquisa. Agradeço ao Dr. Diogo Sperandio (IFNM) por me apresentar à petrologia ígnea e ao Dr. Tiago Gregory (UNIPAMPA) por me introduzir na geoquímica de alta temperatura, assim como pela oportunidade de atuar como monitor nessa disciplina.

A descoberta de uma nova ocorrência tem início na biblioteca; a rocha já existe, sendo necessário apenas reconhecimento por meio de investigação, aplicando os conhecimentos técnicos apropriados. Nesse contexto, sou grato pelas experiências de campo, que formulam a base das hipóteses, que são posteriormente validadas por modelagem geoquímica. Agradeço a todos aqueles que percorreram comigo dezenas de quilômetros em áreas remotas, especialmente aos geólogos Barroso e Raposo, e ao Ismael e demais companheiros da fazenda, enviados por Deus em um momento de milagre. Ao Davi, pelos ensinamentos de campo e ao Seu Nito pela humildade, obrigado. A complexidade litológica, ambientes desafiadores e os encontros com onças, valeram cada momento, e vou levar de aprendizado para o resto da vida.

Finalmente, demonstro minha gratificação à Geoloki, por seus 10 anos de história. Minha trajetória acadêmica aconteceu dentro desse ambiente, próximo de pessoas fantásticas. Os meus mais sinceros agradecimentos a todos que contribuíram para essa história: Barroso, Cecília, Coimbra, Coutinho, Gomides, Gimenes, Henrique, Jezreel, Knak, Ramalho, Ronaldo Selk, Sigales, Smith, Sperandio e Tablieber. Aos meus amigos de longa data, Luis Otávio, Célio Silva, Giovane Marques, Júnior Tobias e Bruno Snake, obrigado. Este é apenas o início da caminhada.

"Os conceitos e distinções só são considerados válidos na medida em que possam ser associados a fatos observáveis de maneira clara e sem ambiguidade."

— Albert Einstein, *Fundamental Ideas and Problems of the Theory of Relativity*, 1923.

RESUMO

A região da Quitéria, localizada no setor norte do Batólito Pelotas, no Escudo Sul-Rio-Grandense, é importante para compreender a evolução do Cinturão Dom Feliciano, um componente do Ciclo Brasileiro Pan-Africano. Este estudo foca nos Granitoides Arroio Divisa (GAD), que constituem um corpo magmático formado em ambiente pós-colisional. Ao analisar o GAD, a pesquisa busca identificar os processos petrogenéticos que contribuíram para a formação desses granitoides e ampliar o entendimento das dinâmicas petrotectônicas envolvidas. Utilizando dados de 32 análises geoquímicas de rocha total, foram avaliados os parâmetros de balanço de massa, cristalização fracionada (FC), assimilação e cristalização fracionada (AFC), cristalização e assimilação desacopladas (FCA), recarga magmática (RFC), mistura magmática e modelagem termodinâmica (MELTS). Os modelos de fusão parcial indicam que a extração de 10-25% de uma composição do manto litosférico pode gerar magmas toleíticos enriquecidos em Fe, Mg, Ca, Cr, HREE e ETRP, com baixos valores de Th/Yb e Ta/Yb, valores de $Mg\# >50$ e distribuição de elementos-traço semelhantes aos valores do manto. Portanto, um reservatório mantélico estava situado em profundidade, fornecendo pulsos de magmas máficos. A configuração estrutural de zonas de cisalhamento teria fornecido as condições ideais para a ascensão, intrusão e interação desses magmas com a crosta. A interação entre o manto litosférico subcontinental e a crosta continental inferior é expressa pelas razões de La/Yb, Nb/La, Rb/Sr, K/Rb e pelos modelos de FCA. Estes processos são exemplificados pela recarga magmática (RFC), que teria enriquecido os magmas máficos com MRFE, LILE e LREE por meio da incorporação de líquidos anatéticos, resultando na formação de rochas híbridas. Logo, a interação entre magmas mantélicos e crustais facilitou a formação de zonas de mistura em profundidade. Os modelos termodinâmicos associam o posicionamento do plúton a pressões de 3 kbar, correspondendo a uma profundidade estimada de ~12 km, onde a intrusão teria elevado a temperatura da rocha encaixante até ultrapassar o limite solidus (700 – 880°C), gerando um líquido assimilante enriquecido em elementos de baixo ponto de fusão. Evidências dessa interação estão preservadas nas rochas ígneas resultantes, hospedadas no embasamento Complexo Arroio dos Ratos (CAR). Os resultados obtidos são consistentes com as relações de campo, especialmente pela ocorrência de enclaves máficos, diques sin-plutônicos, injeções félsicas, produtos de hibridização e xenólitos do CAR, evidências estas identificadas por diferentes autores ao longo das últimas décadas. Em última análise, a distinção e caracterização dos reservatórios de magma do manto e da crosta, bem como a identificação de fontes de assimilação e contaminação, são imprescindíveis para o desenvolvimento de modelos que abordem o plutonismo associado ao ambiente pós-colisional.

Palavras-chave: Petrogênese; Cinturão Dom Feliciano; Ciclo Brasileiro Pan-Africano; Granitoides Arroio Divisa; Magmatismo Neoproterozóico.

ABSTRACT

The Quitéria region, located in the northern sector of the Pelotas Batholith in the South Rio Grande Shield, is important for understanding the evolution of the Dom Feliciano Belt, a component of the Brasiliano Pan-African Cycle. This study focuses on the Arroio Divisa Granitoids (ADG), which constitute a magmatic body formed in a post-collisional Neoproterozoic setting. By analyzing the ADG, the research aims to identify the petrogenetic processes that contributed to the formation of these granitoids and enhance the understanding of the petrotectonic dynamics involved. Using data from 32 whole rock geochemical analyses, the study evaluated mass balance parameters, fractional crystallization (FC), assimilation and fractional crystallization (AFC), decoupled crystallization and assimilation (FCA), magmatic recharge (RFC), magmatic mixing, and thermodynamic modeling (MELTS). The partial melting models indicate that the extraction of 10-25% from a lithospheric mantle composition can generate tholeiitic magmas enriched in Fe, Mg, Ca, Cr, HREE, and ETRP, with low values of Th/Yb and Ta/Yb, Mg# values >50, and trace element distributions similar to mantle values. Therefore, a mantle reservoir was located at depth, providing pulses of mafic magmas. The structural configuration of shear zones would have provided the ideal conditions for the ascent, intrusion, and interaction of these magmas with the crust. The interaction between the subcontinental lithospheric mantle and the lower continental crust is expressed by the ratios of La/Yb, Nb/La, Rb/Sr, K/Rb, and by the FCA models. These processes are exemplified by magmatic recharge (RFC), which would have enriched the mafic magmas with MRFE, LILE, and LREE through the incorporation of anatectic liquids, resulting in the formation of hybrid rocks. Thus, the interaction between mantle and crustal magmas facilitated the formation of mixing zones at depth. Thermodynamic models associate the positioning of the pluton with pressures of 3 kbar, corresponding to an estimated depth of ~12 km, where the intrusion would have raised the temperature of the host rock, exceeding the solidus (700 – 880°C), generating an assimilant liquid enriched in low-melting-point elements. Evidence of this interaction is preserved in the resulting igneous rocks, hosted in the Arroio dos Ratos Complex (ARC) basement. The results are consistent with field relationships, particularly due to the occurrence of mafic enclaves, syn-plutonic dikes, felsic injections, hybridization products, and CAR xenoliths, evidence identified by different authors over the past decades. Ultimately, distinguishing and characterizing the magma reservoirs of the mantle and crust, as well as identifying sources of assimilation and contamination, are essential for the development of models that address post-collisional plutonism.

Keywords: Petrogenesis; Dom Feliciano Belt; Pan-African Brasiliano Cycle; Arroio Divisa Granitoids (GAD); Neoproterozoic magmatism.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. (a) Esboço geotectônico Do Gondwana Ocidental. (b) Geologia regional e localização da área de estudo na parte norte do Batólito de Pelotas (retângulo preto), modificado de Hueck et al. (2018). (c) Mapa do Domínio IB da Região de Quitéria, mostrando o contexto geológico dos Granitoides Arroio Divisa (GAD). As localizações das amostras geoquímicas (triângulos pretos) foram obtidas de Fontana (2011).....17
- Figura 2. (A) Dique máfico sin-plutônico com contato nítido e subconcordante com os granodioritos. (B) Termo híbrido gerado pela interação entre composições máficas e félsicas, apresentando características de mistura de magmas. (C) Enclave máfico deformado inserido no granodiorito. Fonte: Fontana (2012).....19
- Figura 3. (a) Modelo de fusão parcial Sm/Yb – La/Sm não-modal de Gündüz (2021) adaptado de Lai et al. (2012) para as rochas do GAD. Abreviações: cristalização fracionada com assimilação (AFC), cristalização fracionada desacoplada – assimilação (FCA), Complexo Arroio dos Ratos (rocha hospedeira) (CAR), (b) Sistematização isotópica de Sr e Nd do diagrama da crosta e manto de White (2015). (c) Diagrama La/Yb – Nb/La indicando a assinatura geoquímica influenciada pela fonte magmática. Modificado de Smith et al. (1999). (d) Modelo Spidergram para os magmas parentais do GAD (GADPM).....31
- Figura 4. (a) Modelagem de balanço de massa para os elementos maiores, envolvendo o magma parental e magma intermediário. (b) Modelagem de balanço de massa para os elementos maiores dos magmas diferenciados. (c) Diagrama binário SiO₂ – MgO (%) da diferenciação magmática dos magmas parentais e diferenciados do GAD (EF11A).....34
- Figura 5. (a) Diagrama Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce, 1982), onde as razões dos elementos traço são usadas como indicadores geoquímicos. Os vetores indicam a influência dos componentes de subducção (S), contaminação crustal (C) e componentes intraplaca (W). (b) Padrão e distribuição dos elementos terras raras no GAD. A composição do Manto Metassomatizado foi aplicada a partir dos valores obtidos por Kaczmarek (2016). Valores normalizados aplicados para o manto primitivo (Sun e McDonough, 1989). (c) Padrão e distribuição dos elementos traço (ppm) no GAD. A modelagem FC foi aplicada a partir dos valores da fase mineral obtidos por balanço de massa.....37
- Figura 6. Cálculo de balanço de massa para elementos maiores, envolvendo líquidos híbridos dos Granitoides do Arroio Divisa. Legenda: L0 = líquido inicial; L1 = líquido final; F = composição do material fracionado; Δo = diferença observada entre os magmas; Δ1 = diferença

calculada entre os magmas.....39

Figure 7. (a) Figura 7. (a) Diagrama da evolução em Rb-K/Rb por mistura, cristalização fracionada-assimilação (AFC) e cristalização fracionada-assimilação (FCA), a partir de um magma não híbrido. (b) Diagrama da evolução em K/La – Ba/Rb, destacando os campos de tendência dos termos híbridos diferenciados e dos termos não híbridos diferenciados. (c) Diagrama da evolução em Yb-La por cristalização fracionada (FC) e cristalização fracionada-assimilação (AFC), a partir de um magma híbrido-básico. (d) Diagrama da evolução em Lu-La por cristalização fracionada (FC), cristalização fracionada-assimilação (AFC), cristalização fracionada-assimilação (FCA) e mistura, a partir de um magma básico não híbrido.....41

Figura 8. Modelo gráfico termodinâmico da evolução do magma parental do GAD (EF11A) através de FC e AFC com assimilação da rocha encaixante do CAR (TG-10A).....46

Figura 9. Gráficos termodinâmicos da evolução dos óxidos (%) no derretimento residual. O modelo começa na temperatura inicial (°C) do magma (GAD) e termina na temperatura de solidus da rocha encaixante (CAR).....46

Figura 10. Modelo gráfico termodinâmico da evolução do magma parental (EF11A) reabastecido por uma recarga de magma (CS04A) através de FC e AFC com assimilação da rocha encaixante do Complexo Arroio dos Ratos (CAR).....48

Figura 11. Gráficos termodinâmicos da evolução dos óxidos (% em peso) no magma parental (EF11A) com recarga de magma (CS04A). O modelo começa na temperatura inicial do magma e termina na temperatura do solidus da rocha de encaixante.....49

Figura 12. Modelo petrogênético proposto para a geração e posicionamento dos magmas do GAD. Modificado de Fernandes et al. (1999).....57

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Resultados analíticos para os elementos maiores do Granitoide Arroio Divisa obtidos a partir de Fontana (2011)	22
Tabela 2. Resultados analíticos para elementos-traço do Granitoide Arroio Divisa (GAD) obtidos de Fontana (2011).....	23
Tabela 3. Resultados analíticos para elementos-traço do Granitoide Arroio Divisa obtidos de Fontana (2011).....	24
Tabela 4. Resultados analíticos para elementos-traço do Granitoide Arroio Divisa obtidos de Fontana (2011).....	25
Tabela 5. Dados isotópicos do Granitoide Arroio Divisa pelo método de Espectrometria de Massa com Ionização Térmica (TIMS). Valores obtidos de Knijnik (2018).....	25
Tabela 6. Composições de elementos-traço (ppm) dos possíveis assimilantes utilizados neste estudo, obtidos de diferentes autores. Crosta continental superior (UCC), crosta continental inferior (LCC), manto primitivo (PM) e manto metasomatizado (Mmantle).....	26
Tabela 7. Coeficientes de partição (K_d) das fases minerais utilizadas no modelamento geoquímico para fusão básica. Os dados da tabela estão disponíveis no software FC-AFC-FCA-mistura e foram compilados por Ersoy (2010).....	27
Tabela 8. Composições de elementos principais e parâmetros termodinâmicos assumidos para o magma parental (PM) e os subsistemas de rocha encaixante (WR) nos modelos FC-AFC-RAFC. A temperatura pode ser superestimada com base no modelo anidro.....	43
Tabela 9. Resumo da comparação dos parâmetros termodinâmicos, profundidade e processos magmáticos em batólitos pós-colisionais, não orogênicos e de arco magmático.....	60

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	11
2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	14
2.1. Geologia regional.....	14
2.2. Geologia da área de estudo.....	17
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	19
3.1. GEOQUÍMICA.....	20
4. RESULTADOS.....	27
4.1. Fonte magmática e fusão parcial.....	27
4.2. Diferenciação do magma parental.....	31
4.2.1. Cristalização Fracionada e Assimilação Crustal (FC-AFC).....	34
4.2.2. Mistura magmática.....	37
4.3. Modelagem termodinâmica.....	42
4.3.1. Magma parental.....	43
4.3.2. Recarga magmática (RFC).....	47
5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	49
5.1. Magma parental.....	50
5.2. Magma parental híbrido.....	52
5.3. Modelo petrogenético.....	54
5.4. Comparação com outros batólitos.....	57
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	62
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	63
8. ANEXO.....	71
8.1. Carta de submissão de artigo.....	71

1. INTRODUÇÃO

Os magmas são soluções silicáticas de alta temperatura e alta entropia, com uma variedade de composições, que têm o potencial de cristalizar e originar diferentes tipos de rochas ígneas. Ao longo do tempo e no espaço, a maioria das rochas ígneas pode ou não integrar um conjunto co-magmático, mas sua evolução pode ocorrer por meio de diversos processos que ocorrem desde as regiões de origem até as áreas onde se posicionam (Kumar, 2014).

Nas últimas décadas, questões significativas permanecem em relação à migração, posicionamento e evolução dos magmas. Essas incertezas resultam, em grande parte, dos desafios em depender de observações indiretas, que muitas vezes não conseguem representar com precisão os processos químicos e dinâmicos complexos que governam os sistemas magmáticos. Além disso, a maioria dos magmas permanece confinada em profundidade, formando plútons na crosta terrestre (Bachmann e Huber, 2016). No entanto, as rochas plutônicas expostas na superfície oferecem evidências diretas para compreender a formação e diferenciação dos reservatórios magmáticos crustais (Edmonds et al., 2019).

Após o início da colisão continental, o magmatismo frequentemente persiste por dezenas de milhões de anos, embora com diferentes composições, volumes reduzidos, natureza episódica e uma distribuição espacial mais ampla em comparação com o magmatismo de arco (Freeburn et al., 2017). A composição e distribuição dos magmas pós-colisionais na crosta continental exibem diferenças notáveis em comparação com aquelas associadas às fases pré-colisionais de zonas de convergência. Enquanto a subdução oceânica leva à formação de arcos de ilhas dominados por magmas calco-alcalinos, os eventos magmáticos pós-colisionais apresentam maior diversidade química e distribuição mais ampla (Freeburn et al., 2017). O magmatismo nessas áreas parece se originar de fontes diversas, exibindo assinaturas distintas de materiais crustais, litosféricos subcontinentais e astenosféricos (Lee et al., 2012).

Evidências fornecidas por rochas expostas indicam que o magmatismo pós-colisional foi predominante ao longo da maior parte da história do planeta, estando associado a importantes processos orogênicos e à formação de supercontinentes (Gómez-Frutos et al., 2023). Esses autores destacam que esse tipo de magmatismo foi particularmente abundante no período pós-Arqueano, desempenhando um papel significativo na formação dos supercontinentes mais recentes. Caso esse magma seja derivado do manto, os modelos estabelecidos para a formação da crosta precisam ser revisados, uma vez que o desenvolvimento crustal associado a esse processo pode ter sido consideravelmente subestimado (Gómez-Frutos et al., 2023).

Nos sistemas magmáticos translitosféricos localizados na crosta continental em ambientes pós-colisionais, o papel da contribuição crustal, tanto nas regiões fonte do manto quanto na coluna de magma durante a ascensão e colocação, continua sendo um tema debatido. Discussões importantes sobre o ambiente pós-colisional no sul do Brasil abordam características estruturais, petrográficas e geoquímicas (De Lima e Nardi, 1998; Nardi e Bitencourt, 1989; Florisbal et al., 2005; Sommer et al., 2006; Lauro et al., 2008; Schnorr, 2017; Fontana, 2012; Centeno, 2012; Matté et al., 2016; Knijnik, 2018), além dos processos magmáticos (Jacobs, 2017; Lombardo et al., 2020; Kärenlampi et al., 2021; Bastos et al., 2024).

No entanto, os processos responsáveis pela formação de magmas evoluídos, que vão desde a cristalização fracionada de magmas derivados do manto até a fusão crustal ou hibridização de magmas provenientes de ambas as fontes, ainda são pouco compreendidos no Escudo Sul-Rio-grandense. Além disso, a origem dos magmas silíceos — se predominantemente de material crustal retrabalhado ou de magmas máficos derivados da diferenciação de líquidos mantélicos — possui implicações fundamentais para a transferência de calor e massa na crosta (Moyen et al., 2021) e deve ser investigada de forma mais detalhada.

A co-ocorrência de magmatismo básico e félsico indica uma conexão entre zonas de cisalhamento e o manto, uma fonte de calor importante para a fusão crustal. Nesse cenário, zonas de cisalhamento dúctil teriam facilitado a ascensão, colocação e coexistência de diferentes tipos de magmas, além de permitir a transferência de calor para níveis superiores da crosta (Phillip, 2002; Phillip, 2016). Nesse contexto, o calor do manto é conduzido para níveis superiores da crosta por condução, com fusão parcial ocorrendo após a fase compressiva. Este modelo térmico sugere que a formação do Batólito de Pelotas ocorreu principalmente em uma fase pós-colisional (Phillip, 2002).

De acordo com de Toni (2024), com base em Fernández e Díaz-Azpiroz (2009), é possível considerar a hipótese de que a vergência oposta observada em ambos os lados do Batólito de Pelotas pode representar um componente de extrusão oblíqua de transpressão pós-colisional. Se essa hipótese estiver correta, é provável que muitos dos corpos magmáticos, gerados a partir da fusão parcial durante uma fase compressiva, ascenderam através da crosta e foram intrudidos como plútons durante a transpressão, que foi particularmente proeminente nos estágios finais da colisão.

Os Granitoides Arroio Divisa (GAD), definidos por UFRGS (2007), formam um conjunto de rochas graníticas situadas no Batólito de Pelotas, uma composição plutônica complexa que se manteve ativa por aproximadamente 70 milhões de anos (cerca de 630 Ma a 570 Ma), resultante de diversos processos tectônicos durante o Ciclo Brasileiro/Pan-Africano

(Phillip, 2002). Entre os modelos propostos para a geração desse batólito, destaca-se o envolvimento da subducção da litosfera oceânica sob uma margem continental espessa (Figueiredo et al., 1990, Philipp 1990, Fragoso Cesar 1991, Philipp et al., 1993, Philipp 1998, Chemale Jr. 2000), colisão continental (Hartmann et al., 2000, Philipp & Machado 2001), e reativação de fontes mantélicas em períodos tardios a pós-colisionais (Bitencourt & Nardi 1993, 2000), Chemale Jr. (2000).

O posicionamento dos magmas que originaram o GAD ocorreu em ambiente pós-colisional, sendo controlado pela atividade da Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval (ZCQSE), que intruiu no Complexo Arroio dos Ratos (CAR), uma associação TTG Paleoproterozoica que constitui o embasamento do Batólito de Pelotas (Gregory, 2010). Os GAD apresentam uma relação com magmas de origem tanto mantélica quanto crustal, com a presença de xenólitos do CAR, injeções félsicas, enclaves máficos, diques máficos sin-plutônicos e rochas hibridizadas (Fontana, 2011; Schnorr, 2017). Nesse contexto, os GAD são reconhecidos como um alvo de alto potencial para investigar o magmatismo pós-colisional no sul do Brasil, permitindo determinar suas possíveis fontes mantélicas e compreender como a contribuição crustal influenciou a evolução dos magmas que originaram essas rochas.

A modelagem dos processos magmáticos e correlatos é, essencialmente, uma integração de todas as informações disponíveis (como relações de campo, petrografia e geoquímica) de uma suíte ou província de rochas ígneas, com o objetivo de simular as características físicas e químicas dos processos magmáticos que comumente ocorrem em ambientes vulcânicos, subvulcânicos e plutônicos (Kumar e Singh, 2014). Os fatores responsáveis pela evolução do magma (fusão parcial, geração de magma, acúmulo, transporte, intrusão, cristalização, imiscibilidade, mistura, difusão, etc.) podem ser parametrizados e, posteriormente, usados para testar e validar várias hipóteses, originalmente formuladas com base em práticas de campo e petrográficas.

O principal objetivo deste trabalho é caracterizar os processos petrogenéticos responsáveis pela formação do GAD, utilizando modelagem geoquímica baseada em dados disponíveis na literatura. São abordados parâmetros de fusão parcial, balanço de massa, cristalização fracionada (FC), assimilação e cristalização fracionada (AFC), cristalização e assimilação desacopladas (FCA), recarga magmática (RFC), assimilação de rochas encaixantes (WRA), mistura de magmas (MIXING) e modelagem termodinâmica (MELTS). Além disso, o estudo busca fornecer um método auxiliar para compreender o magmatismo sintectônico, que exhibe variações geoquímicas distintas no espaço e no tempo, e caracterizar os processos ígneos relacionados à evolução crustal do Escudo Sul-Rio-Grandense em ambiente pós-colisional.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. Geologia regional

A região de Quitéria está localizada na parte sul da Província Mantiqueira, abrangendo a porção oriental do Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG) e a área norte do Batólito de Pelotas, dentro do contexto geotectônico do Cinturão Dom Feliciano (Fig. 1). O ESRG é principalmente composto por uma unidade Paleoproterozoica, o Terreno Nico Perez, a Oeste, e uma faixa Neoproterozoica do Cinturão Dom Feliciano, a Leste (unidade deste estudo), que se estende desde Punta del Este, no Uruguai, até a porção Nordeste de Santa Catarina, no Brasil (Phillip, 2016; Koester et al., 2021).

O Cinturão Dom Feliciano (CDF) é o segmento sul da Província Mantiqueira, uma faixa móvel NE-SW paralela à costa sul e leste do Brasil, estendendo-se por mais de 3.000 km, da Bahia ao Uruguai (Phillip, 2016). O sistema orogênico Mantiqueira é um dos principais orógenos Neoproterozoicos formados durante o desenvolvimento do Gondwana Ocidental (Heilbron & Machado 2003; Phillip, 2016). O CDF representa um segmento crustal formado durante uma evolução prolongada, iniciando-se com a abertura do Oceano Charrua na porção sudoeste de Gondwana, entre 950 e 900 Ma. O fechamento desse oceano e a colisão de arcos magmáticos ocorreram entre 770 e 680 Ma (Phillip, 2016).

O CDF é composto pelos terrenos São Gabriel, Tijucas, Pelotas e Punta del Este (Fig. 1), delimitados por descontinuidades geofísicas e estruturais de grande escala (Koester et al., 2021). Esse segmento exhibe um grande volume de rochas graníticas datadas predominantemente entre 650–570 Ma, correspondendo à principal associação colisional (Pinto et al., 2023). A correlação de vários setores dentro do CDF durante o período pós-colisional é marcada pela ocorrência disseminada de magmatismo sintectônico em torno de 640–610 Ma em *hinterland* (de Toni et al., 2024). A região do *foreland* parece estar, ao menos parcialmente, relacionada a esse magmatismo pós-colisional no *hinterland*, exibindo similaridades geoquímicas e idades comparáveis (de Toni et al., 2024). Nesse contexto, a geração e posicionamento das suítes graníticas foram controladas por zonas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo (Phillip, 2002; Phillip, 2016).

O Batólito de Pelotas (Fig. 1) consiste em uma série de suítes graníticas Neoproterozoicas, formadas durante a Orogênese Dom Feliciano. O posicionamento dessas várias intrusões ocorreu entre 650 e 550 Ma (Phillip, 2016). Portanto, o extenso magmatismo no CDF ocorre em um ambiente pós-colisional, retrabalhando o magmatismo relacionado a arcos mais antigos, como resultado de vários processos tectônicos durante o Ciclo Brasileiro/Pan-Africano (Phillip, 2002). Modelos petrogenéticos para o Batólito de Pelotas

sugerem o envolvimento de subducção de litosfera oceânica sob uma margem continental espessa (Figueiredo et al., 1990; Philipp, 1990; Fragoso Cesar, 1991; Philipp et al., 1993; Philipp, 1998; Chemale Jr., 2000), colisão continental (Hartmann et al., 2000; Philipp & Machado, 2001) e reativação de fontes mantélicas durante períodos tardios a pós-colisionais (Bitencourt & Nardi, 1993, 2000). Phillip (2002) concluiu que a atividade magmática responsável pelo Batólito de Pelotas durou aproximadamente 80 milhões de anos, ocorrendo entre 630 Ma e 550 Ma.

A região de Quitéria (Fig. 1.c) é subdividida em três domínios tectônicos principais, demarcados por descontinuidades estruturais evidenciadas por extensas zonas cataclásticas (Fontana, 2012; Knijnik, 2012; Centeno, 2012; Schnorr, 2017). No Domínio IA (porção noroeste), são delimitados os granitoides Neoproterozoicos considerados sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC), incluindo o Granito Arroio Francisquinho (Koester et al., 2001; Vieira, 2020), com idades de $615,2 \pm 13$ Ma e $607,3 \pm 12$ Ma (U-Pb), e o Granito Quitéria, com idade de $618,9 \pm 4$ Ma (U-Pb), interpretadas como idades de cristalização magmática (Vieira, 2020).

O Domínio IB é definido por uma sequência de granitoides originalmente interpretados pela UFRGS (2007) como representativos de magmatismo pós-colisional sincrônico a Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Eral (ZCQSE). Esta zona de cisalhamento se desenvolveu sobre um substrato Paleoproterozoico representado pelo Complexo Arroio dos Ratos (CAR), desempenhando um papel significativo na geração e ascensão de magmas na crosta (Schnorr, 2019). O CAR (cristalização entre 2,15 e 2,05 Ga e idade metamórfica de 635 ± 6 Ma por U-Pb em zircão) permanece como *roof pendants* entre as zonas de cisalhamento Dorsal de Canguçu e Quitéria-Serra do Eral (Gregory, 2015).

Dentro do Domínio IB estão os Granodioritos Cruzeiro do Sul, com $635 \pm 1,5$ Ma (Knijnik, 2012; Knijnik, 2018), os Granitoides Arroio Divisa, com $625,6 \pm 1,9$ Ma (Fontana, 2012; Schnorr, 2017; Knijnik, 2018), e os Granitoides Sanga do Areal, com $620,0 \pm 5,6$ Ma (Centeno, 2012; Knijnik, 2018). Esses granitoides Neoproterozoicos intrudem o embasamento Paleoproterozoico representado pelo CAR (Gregory, 2014) e estão sempre associados a zonas de maior deformação (Fontana, 2012; Knijnik, 2012; Centeno, 2012; Schnorr, 2017; Knijnik, 2018). O Domínio II é composto pelos Granitos Serra do Eral (UFRGS, 1978) e Granitos Fazenda Varig (UFRGS, 2007), o Riolito Ana Dias, inicialmente definida pelo UFRGS (1978) e posteriormente por Fragoso Cesar (1991). Este domínio está associado à Suíte Granítica Dom Feliciano (Philipp et al., 1998) e ao Riolito Cerrito (UFRGS, 2007), sendo relacionado ao magmatismo pós-colisional tardio (Fontana, 2012; Knijnik, 2012; Centeno, 2012).

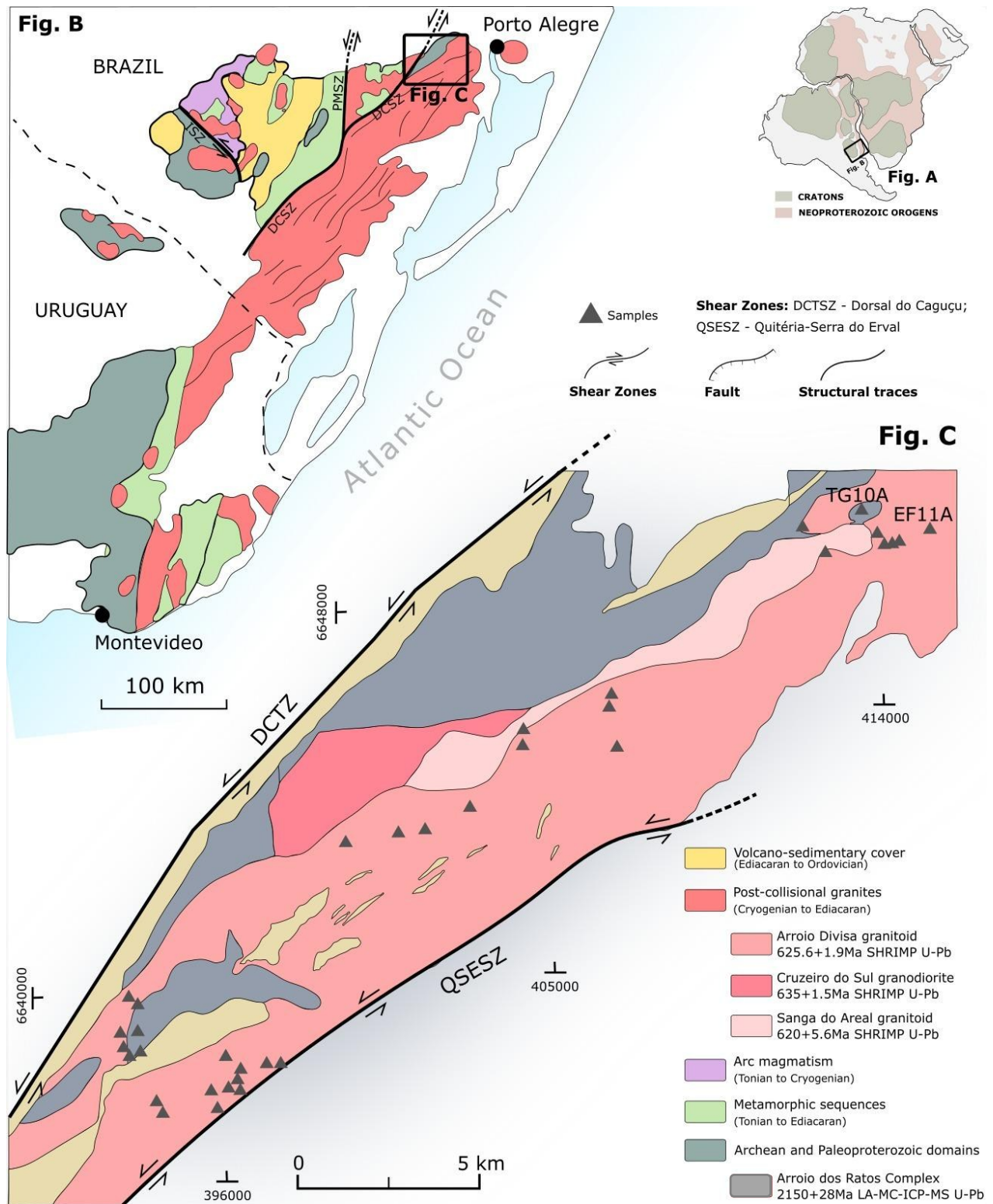


Figura 1. (a) Esboço geotectônico da Gondwana Ocidental. (b) Geologia regional e localização da área de estudo na parte norte do Batólito de Pelotas (retângulo preto), modificado de Hueck et al. (2018). (c) Mapa do Domínio IB da Região de Quitéria, mostrando o contexto geológico dos Granitoides Arroio Divisa (GAD), modificado de UFRGS (2007). As localizações das amostras geoquímicas (triângulos pretos) foram obtidas de Fontana (2011).

2.2. Geologia da área de estudo

Os Granitoides Arroio Divisa (GAD) formam um corpo alongado com orientação NE-SW, estendendo-se por aproximadamente 35 km na região central das folhas topográficas de Quitéria e Serra do Eralv (Fig. 1.c). Essas rochas são predominantemente granodioríticas a tonalíticas, com granulometria variando de média a grossa. A foliação magmática é marcada pela orientação de cristais de feldspato e biotita, sendo posteriormente sobreposta por uma deformação milonítica dúctil (Fontana, 2011).

Petrograficamente, os GAD foram classificados como granodioritos milonitizados, apresentando textura fina a média, e compostos por quartzo poligonal (20-25%), oligoclásio subédrico (55%) e feldspato alcalino (30%). O mineral máfico predominante é a biotita, ocasionalmente acompanhada por hornblenda. O zircão é o principal mineral acessório, enquanto a titanita e minerais opacos são secundários. A clorita é observada como mineral de alteração. As rochas máficas são classificadas como dioritos a quartzo-dioritos, apresentando textura equigranular fina e variação na intensidade de deformação, sendo algumas caracterizadas por textura milonítica marcada por biotita. A mineralogia essencial dessas rochas inclui hornblenda, augita, biotita e andesina-oligoclásio (Fontana, 2011).

A relação contemporânea entre as rochas graníticas e dioríticas é evidenciada por contatos difusos e crenulados, além da intrusão mútua entre ambos os tipos litológicos. Há ocorrência de diques sin-plutônicos (Fig. 2.a), enclaves máficos (Fig. 2.c), xenocristais de feldspatos incluídos em enclaves máficos e produtos de hibridização gerados durante a deformação (Fig. 2.b). As rochas granodioríticas dos GAD mostram contatos com rochas dioríticas, sugerindo mistura homogênea e heterogênea de magmas, indicativa de contemporaneidade (Fontana, 2011).

A caracterização geoquímica indica que os GAD são compostos por rochas metaluminosas a peraluminosas com afinidade toleítica, de médio a alto-K, mostrando evidências de contaminação crustal nas rochas granodioríticas. Os conteúdos mais depletados de elementos terras-raras nas rochas granodioríticas sugerem origem a partir de fusão parcial de gnaisses com granada, representando o contaminante crustal dos GAD (Fontana, 2011). Os padrões de elementos-traço normalizados, especialmente em rochas dioríticas, indicam fontes associadas a processos de subducção prévia em ambientes de arco magmático continental ou pós-colisional (Fontana, 2011).

A afinidade toleítica de médio a alto-K nos GAD caracteriza o início do magmatismo pós-colisional no sul do Brasil, apesar da contaminação crustal nos componentes félsicos. Sobreposições de estruturas ígneas e deformacionais podem ser observadas tanto em escala regional quanto microestrutural (Fontana, 2011). Schnorr et al. (2017) determinaram idades de cristalização U-Pb para os GAD em $625,6 \pm 1,9$ Ma, com idades herdadas variando predominantemente de 640 a 850 Ma, além de alguns grãos de zircão Paleoproterozoicos. Esses achados fornecem evidências de uma contribuição de crosta retrabalhada para essas rochas.



Figura 2. (A) Dique máfico sin-plutônico com contato nítido e subconcordante com os granodioritos (Fotografia: Giuseppe B. De Toni). (B) Rocha híbrida gerada pela interação entre composições máficas e félsicas, apresentando características de mistura de magmas. (C) Enclave máfico deformado inserido no granodiorito. Fonte: Fontana (2012).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

A modelagem geoquímica requer a exploração de várias abordagens para validação dos resultados. Os modelos deste estudo foram desenvolvidos a partir da integração e processamento de análises geoquímicas e isotópicas de rocha total obtidas de Fontana (2011) e Knijnik (2018). Todos os modelos são desenvolvidos com base na mineralogia modal, e as operações são realizadas utilizando as composições químicas e os respectivos coeficientes de partição de cada fase mineral.

A caracterização do comportamento geoquímico, a modelagem de fusão parcial, diagramas de correlação multielementares e cálculos normativos CIPW foram realizados no software PetroGram (Gündüz; Asan, 2021). Uma das maiores vantagens deste programa é que a composição do magma obtida a partir de qualquer modelo de fusão parcial pode ser utilizada como a composição inicial para processos de cristalização, assimilação e mistura de magma. Também é possível comparar rochas magmáticas de diferentes fontes, representando diferentes ambientes tectônicos com base em valores de normalização (ex. E-MORB, N-MORB, Condrito, PM, etc.). O cálculo do balanço de massa é uma abordagem fundamental para a caracterização quantitativa das transições de fase e das transferências de massa em sistemas magmáticos dinâmicos. Esta abordagem envolve a resolução de um conjunto de equações lineares de balanço de massa (uma para cada óxido) utilizando uma solução de mínimos quadrados. Os cálculos são realizados com dados de análises químicas de rochas ígneas, que se supõe representarem as composições dos magmas parentais e derivados. A modelagem de balanço de massa dos elementos maiores nas amostras foi realizada utilizando o software PetroGraph (Petrelli, 2005).

Vários processos petrológicos, como cristalização fracionada (FC), cristalização fracionada combinada e desacoplada com assimilação (AFC e FCA) e processos de mistura, que modificam a composição geoquímica do magma, foram modelados utilizando o programa FC-AFC-FCA-Mixing de Ersoy (2010). Trata-se de um programa interativo que traça vetores teóricos resultantes dos processos magmáticos, exportando resultados de diagramas bivariados e multivariados escalados linearmente ou logaritmicamente. As interações entre magmas e rochas encaixantes são essenciais na evolução dos sistemas ígneos e da crosta terrestre e foram modeladas pelo *software* Magma Chamber Simulator (MCS) (Bohrson et al., 2014, 2020). O MCS integra uma sequência de interações em um sistema aberto, definido através da interface executiva do MCS (IGOR), com uma das quatro versões selecionadas pelo usuário do MELTS (v1.2.0, v1.1.0, v1.0.0 ou pMELTS).

O MCS requer informações iniciais sobre composição, temperatura e massa para cada subsistema, bem como coeficientes de partição sólido-líquido e sólido-fluido para todas as fases, a fim de gerar equilíbrios de fase autocoerentes no magma residente, recarga de magma e rocha encaixante (composição e abundância, cristalização de fases minerais, magma e fluido supercrítico H₂O-CO₂, temperatura, pressão e condições de redox) em todos os subsistemas (Bohrson et al., 2014, 2020). Para calcular a profundidade aproximada do magma com base na temperatura fornecida, densidade crustal e pressão litostática, os cálculos são realizados usando a fórmula de pressão hidrostática, onde a diferença de pressões em dois pontos de um fluido em equilíbrio é igual ao produto da densidade do fluido, aceleração gravitacional e diferença de profundidades.

As composições dos possíveis assimilantes (ou seja, componentes que possivelmente interagiram com o magma em um sistema aberto) foram aplicadas a partir de composições obtidas do Manto Primitivo (Jagoutz et al., 1979; Sun e McDonough, 1989), Manto Metasomatizado (Kaczmarek, 2016), Crosta Continental Inferior (Taylor & McLennan, 1995), Crosta Continental Superior (Hart et al., 1979; Taylor & McLennan, 1995) e Complexo Arroio dos Ratos (Gregory, 2010). As composições do Complexo Arroio dos Ratos (Gregory, 2017), que hospeda os GAD, foram utilizadas como a rocha encaixante (WR) durante a modelagem termodinâmica.

3.1. GEOQUÍMICA

Fontana (2011) aplicou os critérios de Schneider (2010) para coletar amostras representativas de rochas máficas para análise geoquímica em seções de afloramentos onde a mistura de componentes máficos e félsicos era evidente. As análises geoquímicas de rocha total para elementos maiores e traços, conforme relatado por Fontana (2011), foram realizadas utilizando digestão por fusão seguida de análise por Espectrometria de Emissão Óptica com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-OES) e Espectrometria de Massas com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS) (ver Tabelas 1, 2, 3 e 4).

As composições de 30 amostras foram organizadas sequencialmente pelo aumento do teor de sílica e foram classificadas pelos prefixos EF (rochas não-híbridas) e CS (rochas híbridas). Os valores isotópicos foram obtidos por Knijnik (2018) para cinco amostras do GAD, todas contendo dados de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr. Apenas duas dessas amostras forneceram dados de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd e εNd (t), analisados pelo método de Espectrometria de Massa com Ionização Térmica (TIMS).

Tabela 1. Resultados analíticos para os elementos maiores do Granitoide Arroio Divisa obtidos a partir de Fontana (2011).

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOtot	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
EF11A	49.48	14.82	11.4	0.2	8.15	12.1	0.82	0.68	1.13	0.1	1.53	100.4
CS04A	51.89	15.88	14.43	0.2	5.33	2.79	0.26	4.58	1.6	0.35	2.50	99.81
EF02G	52.17	15.17	8.81	0.16	8.8	8.77	0.85	2.21	1.01	0.16	1.60	99.77
EF02C	53.49	14.12	15	0.23	5.16	7.89	0.66	1.02	1.66	0.22	1.13	100.6
EF02A	53.54	13.3	15.61	0.21	3.82	6.79	0.41	1.45	1.77	0.30	2.86	100.1
CS03A	54.2	13.14	16.19	0.21	4.09	6.37	0.39	2.17	1.76	0.27	1.10	99.85
EF02B	54.78	12.75	15.12	0.2	3.88	6.65	0.42	1.52	1.67	0.25	1.18	98.43
CS03B	64.64	15.79	5.96	0.05	2.1	1.7	3.65	3.3	0.57	0.11	2	99.86
EF02F	65.22	15.12	6.69	0.08	2.42	2.98	2.91	2.46	0.7	0.18	1	99.8
CS07B	65.58	17.19	1.44	0.03	0.49	1.11	2.28	10.1	0.16	0.45	0.90	99.72
EF01A	65.63	14.86	4.12	0.1	1.53	2.78	3.35	3.03	0.66	0.46	2.42	98.98
AK108	66.91	14.53	4.92	0.09	2.15	3.02	2.42	4.05	0.59	0.17	0.90	99.81
CS06A	66.99	14.64	6.18	0.07	2.5	2.47	2.95	2.39	0.63	0.18	0.80	99.81
EF03B	67.39	14.19	3.53	0.05	1.42	2.36	2.91	3.76	0.5	0.2	1.42	97.74
EF12A	67.65	14.55	2.76	0.04	1.36	2.27	3.31	4.31	0.41	0.14	1.17	97.98
EF09A	67.76	14.98	3.23	0.03	1.24	3.39	3.57	1.91	0.66	0.16	1.15	98.07
AK106A	67.85	14.64	4.11	0.06	1.42	2.48	3.09	4.59	0.62	0.24	0.60	99.75
CS05A	68.12	17.11	1.76	0.03	0.57	0.96	3.59	6.57	0.14	0.17	0.70	99.76
EF13A	68.57	14.4	3.15	0.04	1.27	2.24	3.51	3.35	0.5	0.04	1.31	98.41
EF03A	68.64	13.99	5.38	0.1	2.01	3.42	2.23	1.86	0.67	0.11	1.32	99.71
EF06A	68.81	14.49	1.15	0.02	0.29	0.87	2.67	7.51	0.16	0.19	1	97.16
EF04A	69.18	14.15	3.12	0.04	0.82	2.64	2.45	4.48	0.5	0.15	1.88	99.41
CS07A	69.53	14.89	3.2	0.03	1.14	1.84	3.59	4.21	0.37	0.17	0.90	99.86
CS01A	69.7	15.13	3.7	0.05	1.57	1.49	3.3	2.8	0.24	0.26	1.60	99.9
EF01C	70.07	14.81	3.07	0.03	0.87	2.07	2.89	4.77	0.58	0.18	1.19	100.6
AK104A	70.24	15.07	2.28	0.03	0.66	2.12	3.3	5.25	0.37	0.16	0.40	99.84
EF02E	70.6	14.65	3.26	0.03	0.94	1.01	3.37	4.44	0.37	0.13	1	99.85
PSQ003	71	14.96	2.48	0.03	0.66	2.18	3.48	4.03	0.32	0.17	0.50	99.82
EF10A	71.89	13.75	2.32	0.03	0.64	0.95	2.73	5.75	0.26	0.14	0.97	99.43
CS02A	72.68	13.64	2.69	0.04	1.11	0.97	2.64	4.52	0.25	0.2	1.10	99.87

Óxidos (%). Prefixos EF, AK e PSQ para as rochas não híbridas, e o prefixo CS para as rochas híbridas

Tabela 2. Resultados analíticos para elementos-traço do Granitoide Arroio Divisa (GAD) obtidos de Fontana (2011).

Amostra	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge
EF11A	42	1	307	52	106	25	84	210	47	90	<10	90	16	1
CS04A	35	3	122	411	87.3	30	156.7	170	44.5	26	29.2	86	20.5	1.3
EF02G	35	2	222	268	231.3	20.9	100.1	730	34.2	81	16.2	33	16.4	
EF02C	32	2	354	188	163	27	139	70	47	40	50	110	22	1
EF02A	31	2	364	282	181	28	134	-	67	0	40	90	25	3
CS03A	32	-	382	229	165.9	28.3	137.1	-	55.9	29	40.5	47	21.4	-
EF02B	30	2	364	232	194	27	122	-	66	0	30	70	23	3
CS03B	12	1	79	396	210.6	20.6	167.3	190	15.6	50	28.5	88	24.3	0
EF02F	14	2	112	655	338.9	21.7	194.7	17	16.7	36	30	83	17.5	-
CS07B	3	3	15	1960	325.8	21	60.7	20	2.6	-	2.3	24	16.4	-
EF01A	9	11	57	1516	680	28	306	-	12	-	60	200	27	3
AK108	14	4	90	849	162.7	31.7	184.8	60	11.5	-	9.2	82	17.3	-
CS06A	14	2	93	693	228.2	25.6	199.4	220	15.9	39	12.6	73	17.9	-
EF03B	9	6	52	866	262	23	183	30	8	-	-	60	20	2
EF12A	7	3	39	688	331	11	164	40	6	20	-	60	21	1
EF09A	4	2	39	845	453	5	222	90	14	160	-	-	17	-
AK106A	5	4	62	1120	395.7	14.1	204.7	60	9	-	10.1	65	19.4	-
CS05A	3	2	17	1604	260.9	5.7	75.4	-	3.3	-	9.6	25	14.4	-
EF13A	8	4	58	472	305	11	175	50	10	-	-	110	23	3
EF06A	3	2	9	944	196	11	82	-	2	-	-	-	15	1
EF04A	7	4	46	1033	253	22	236	-	6	-	-	50	18	1
CS07A	7	3	38	573	226.2	12.5	138.7	40	6.6	-	11	63	19	-
CS01A	6	10	38	254	162.5	20.5	97.4	120	9.3	36	20.5	53	21	-
EF01C	5	2	41	1043	191	15	369	20	5	-	20	50	21	1
AK104A	2	4	32	639	317.1	7.1	156.5	-	3.3	-	4	52	21.9	-
EF02E	7	3	34	685	174.7	21.4	177.6	60	6	-	15.9	47	19.4	-
PSQ003	5	4	31	875	246.6	13.5	209.4	-	4.3	-	4.2	44	17.1	-
EF10A	7	1	17	984	264	25	203	-	4	-	140	50	16	1
CS02A	5	2	26	658	117.4	15.6	105.7	30	5.1	-	4.3	52	17	-

Elementos-traço (ppm). Prefixos EF, AK e PSQ: rochas não híbridas; prefixo CS: rochas híbridas.

Tabela 3. Resultados analíticos para elementos-traço do Granitoide Arroio Divisa obtidos de Fontana (2011).

Sample	As	Rb	Nb	Mo	Ag	Sn	Sb	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
EF11A	4	29	3	2	4.8	9	2.2	3.9	2.8	7.7	1.37	7.4	2.4	0.97
CS04A	0.5	427.8	20.8	-	4	-	-	29.2	22	48.4	6.14	26.1	5.26	1.31
EF02G	1.1	106.9	7.9	0.5	<1	7	0.1	20	2.8	33.8	4.44	18.3	4.09	1.19
EF02C	4	61	6	2	1.2	5	1	6.4	14	32.5	4.62	18.5	4.8	1.64
EF02A	-	111	6	-	-	3	4	8.9	20.4	45.9	6.39	24.5	5.8	1.77
CS03A	0.5	159.1	6.5	0.4	-	2	-	7.1	17.7	40.4	5.49	23	5.48	1.6
EF02B	-	115	6	-	-	3	4.6	7.2	18.3	41.8	5.77	22.2	5.3	1.64
EF07B	4	141	6	2	1.4	7	2	9.7	17.9	37	4.92	18.1	4.1	1.09
CS03B	-	192.5	14.7	1.2	-	5	-	10	29.5	64.2	7.64	29.6	5.81	0.98
EF02F	0.5	143.3	8.0	-	3	-	-	16.6	27.2	59.1	6.94	26.2	4.83	1.24
CS07B	0.5	260.0	5.5	-	4	-	-	3.3	12.7	28.8	3.52	14.5	3.53	1.28
EF01A	0.5	228	20	-	-	11	5.5	21.4	85.6	171	21	65	12.5	2.14
AK108	0.5	254.9	15.8	0.2	6	-	-	23.8	42.1	89.9	10.43	39.9	7.48	1.18
CS06A	<0.5	164.6	8.4	0.7	0.1	5	-	15.6	29.2	62.4	7.62	28.6	5.32	1.16
EF03B	-	179	11	-	1.4	8	1.5	10.8	39.5	80.1	9.71	31.8	6.2	1.16
EF12A	-	185	16	-	1.2	4	1.8	6.4	62.8	116	14.6	46.3	8	1.23
EF09A	-	98	10	10	-	-	1.1	7	33.4	65.8	7.88	25.9	4.5	1.19
AK106A	0.5	188	13.2	-	3	-	-	8.8	74.6	143	14.53	49	6.39	1.39
CS05A	0.5	158.7	2.7	-	5	-	-	4.5	17.9	38.9	4.77	18.2	3.58	1.02
EF13A	0.5	201	19	-	-	2	4.2	9.9	70.2	141	17	52.9	10.1	1.29
EF03A	0.5	163	11	-	1.3	7	1.7	16.5	34.4	70.3	8.47	27.7	5.7	0.98
EF06A	0.5	234	5	-	0.9	6	1	2.8	22.5	45.4	5.45	17.7	3.5	1.08
EF04A	-	140	9	-	1.3	6	1.5	5.2	91.8	188	22.3	66.8	11.7	1.67
CS07A	164.2	164.2	11.8	-	4	-	-	7.7	33.2	69.7	7.95	29.1	5.32	0.85
CS01A	163.2	163.2	11.9	-	4	-	-	10.7	16.7	37.1	4.49	17.7	3.99	0.68
EF01C	-	212	18	-	1.8	6	1.8	9.7	107	216	25	70.6	11.9	1.34
AK104A	-	189	10.5	0.7	-	3	-	3.6	48.1	96.7	10.57	38.1	5.43	1.09
EF02E	173.2	173.2	11.0	-	4	-	-	3.9	32.1	70.5	8.3	30.7	5.96	0.94
PSQ003	139.1	139.1	8.7	-	3	-	-	4.8	37.8	75	8.29	31	4.9	1.16
EF10A	216.7	158	7	-	2.7	5	1.6	4	55.2	121	15.8	54.6	11.8	1.15
CS02A	166.2	166.2	6.8	-	4	-	-	6	22.3	48.3	5.8	23.3	4.68	0.73

Elementos-traço (ppm). Prefixos EF, AK e PSQ: rochas não híbridas; prefixo CS: rochas híbridas.

Tabela 4. Resultados analíticos para elementos-traço do Granitoide Arroio Divisa obtidos de Fontana (2011).

Sample	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Pb	Th	U
EF11A	3.5	0.7	5	1.1	3.1	0.46	2.9	0.44	2.5	0.2	<1	6	0.3	0.2
CS04A	5.46	0.89	5.14	1.04	3.1	0.45	3	0.46	4.5	1.2	0.5	1.9	1.6	0.4
EF02G	4.29	0.69	4.16	0.75	2.23	0.34	2.1	0.31	3	0.6	<0.5	4.5	3.9	2.2
EF02C	5.3	0.9	5.6	1.1	3	0.43	2.6	0.36	3.9	0.4	1	<5	1.8	0.8
EF02A	6.1	1	5.9	1.2	3.4	0.49	2.9	0.42	4.4	0.5	1	-	3.1	1.2
EF02B	5.5	0.9	5.2	1	3	0.45	2.7	0.39	3.7	0.5	-	-	2.7	1
EF07B	3.9	0.7	4.4	0.9	2.4	0.36	2.3	0.32	4	0.4	<1	6	3.2	1
CS03B	4.88	0.75	3.75	0.67	1.89	0.28	1.79	0.26	5.2	1.6	1.1	3	8.4	4.8
EF02F	4.43	0.69	3.88	0.78	2.27	0.37	2.39	0.35	5.3	0.5	-	1.2	5.3	1.6
CS07B	3.67	0.67	3.75	0.71	1.94	0.29	1.68	0.22	2	0.6	-	12.3	4	2.1
EF01A	8.7	1.2	6.1	1.1	2.8	0.4	2.3	0.3	8	3	1	61	22	5.4
AK108	6.33	1	5.65	1.05	3.12	0.46	2.96	0.43	5.9	1.3	0.7	28.2	20	7.4
CS06A	4.98	0.79	0.9	2.61	2.61	0.41	2.66	0.4	5.7	0.5	0.5	1.2	6.2	2.3
EF03B	4.8	0.8	4.7	0.8	2.3	0.32	2	0.29	5.4	1.4	-	22	13.9	6.2
EF12A	5.2	0.6	2.9	0.5	1.1	0.14	0.7	0.09	4.7	1	-	26	21.8	1.8
EF09A	3	0.4	1.7	0.2	0.5	0.06	0.3	0.04	6.1	0.5	-	-	10	1.5
AK106A	4.07	0.56	2.72	0.45	1.25	0.19	1.16	0.18	5.8	0.7	-	7.9	19	3.3
CS05A	2.46	0.31	1.32	0.18	0.44	0.07	0.4	0.06	2.7	0.3	-	5.7	6.5	3.4
EF13A	7.1	0.8	3.4	0.5	1.1	0.12	0.6	0.08	5.6	1.1	-	140	44.7	4.5
EF03A	4.8	0.9	5.2	1	3	0.46	2.9	0.43	6.3	1	-	10	11.4	4.3
EF06A	2.8	0.5	2.7	0.5	1.2	0.17	1	0.14	2.6	0.6	-	25	7.4	2.2
EF04A	7.7	1.1	4.9	0.8	2.1	0.3	1.9	0.26	6.7	0.6	-	23	30	3.4
CS07A	3.95	0.59	2.79	0.44	1.05	0.13	0.76	0.11	4.5	0.9	0.6	5.8	13.9	3.7
CS01A	3.84	0.67	3.72	0.67	1.9	0.3	1.88	0.26	3	0.8	1.1	2.7	4.6	4.7
EF01C	6.9	0.8	3.7	0.6	1.4	0.19	1.1	0.15	10	0.7	-	16	43	2.4
AK104A	3.22	0.37	1.58	0.22	0.53	0.08	0.52	0.08	4.9	0.8	-	7.7	18.9	3.5
EF02E	4.8	0.75	4.08	0.75	1.98	0.3	1.82	0.26	5.2	0.8	0.7	6.8	10.3	6.7
PSQ003	3.93	0.58	2.76	0.47	1.12	0.13	0.79	0.11	5.5	0.7	-	5	10.9	3.1
EF10A	10	1.5	6.8	1	2.3	0.33	2.1	0.3	6	0.6	11	29	19.2	6.2
CS02A	4.09	0.61	3.11	0.52	1.37	0.2	1.29	0.18	3.2	0.8	-	4.9	7.9	4.4

Elementos-traço (ppm). Prefixos EF, AK e PSQ: rochas não híbridas; prefixo CS: rochas híbridas.

Tabela 5. Dados isotópicos do Granitoide Arroio Divisa pelo método de Espectrometria de Massa com Ionização Térmica (TIMS). Valores obtidos de Knijnik (2018).

Sample	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd (t)}$
EF03A	0.72234	2.55	0.511736	0.1132	-10.93
EF04A	0.71607	1.61	0.51186	0.0925	-6.86
EF02B	0.72040	1.72	-	-	-
EF11A	0.70482	0.79	-	-	-
EF13A	0.71248	1.91	-	-	-

Tabela 6. Composições de elementos-traço (ppm) dos possíveis assimilantes utilizados neste estudo, obtidos de diferentes autores. Crosta continental superior (UCC), crosta continental inferior (LCC), manto primitivo (PM) e manto metasomatizado (MMantle).

	UCC (Taylor & McLennan 1995)	UCC (Hart et al. 1999)	MMantle (Kaczmarek, 2016)	LCC (Taylor & McLennan 1995)	PM (Sun & McDonough 1989)
Rb	112.000	9.040	1.580	5.300	6.989
K	23700	4648.728	16353	19674	310
Ba	550.000	16.850	64.000	150.000	21.100
Sr	350.000	117.500	143.000	230.000	0.085
Th	10.700	0.072	9.040	1.060	0.021
U	2.800	0.321	0.230	0.280	11.200
Zr	190.000	67.000	6.330	70.000	10.5
Hf	5.800	-	0.130	2.100	0.31
Ti	6000	6674.080	238.360	1013.030	4.550
Ta	2.200	-	0.400	0.600	0.713
Nb	25.000	3.000	22.400	6.000	0.658
Sc	11.000	-	0.000	36.000	17.1
Cr	35	-	0	235	2625
Ni	20.000	-	0.000	135.000	0.687
La	30.000	1.970	1.210	11.000	1.775
Ce	64.000	6.190	2.720	23.000	0.276
Pr	7.100	-	0.350	2.800	1.354
Nd	26.000	6.760	1.630	12.700	0.444
Sm	4.500	2.552	0.380	3.170	0.168
Eu	0.880	0.930	0.380	1.170	0.596
Gd	3.800	0.750	0.980	3.130	0.108
Tb	0.640	-	0.140	0.590	0.737
Dy	3.500	-	0.790	3.600	0.164
Ho	0.800	-	0.140	0.770	0.480
Er	2.300	-	0.370	2.200	0.074
Tm	0.330	-	0.330	0.320	0.493
Yb	2.200	2.820	0.330	2.200	0.074
Lu	0.320	0.440	0.050	0.290	0.072

Elementos-traço (ppm). UCC - Crosta Continental Superior (Taylor e McLennan, 1995; Hart et al., 1999); MMantle - Manto Metasomatizado (Kaczmarek, 2016); LLC - Crosta Continental Inferior (Taylor e McLennan, 1995); PM - Manto Primitivo (Sun e McDonough, 1989); CAR - Complexo Arroio dos Ratos (Gregory, 2018).

Tabela 7. Coeficientes de partição (Kd) das fases minerais utilizadas no modelamento geoquímico para fusão básica.

Os dados da tabela estão disponíveis no software FC-AFC-FCA-mistura e foram compilados por Ersoy (2010).

	Olivina	Ortopiroxênio	Clinopiroxênio	Granada	Anfóbio	Biorita	K-Feldspato	Plagioclásio	Apatita	Magnetita
Cs	0.0100	0.0100	0.0100	-	0.0100	0.1900	0.0440	0.0300	0.7000	0.3900
Rb	0.0350	0.0250	0.0600	0.0050	0.1300	3.2000	0.1800	0.1300	0.4000	0.0100
K	0.0056	0.0091	0.0034	0.0198	-	-	-	0.1510	-	0.0100
Ba	0.0100	0.0100	0.1500	0.0060	0.5000	6.0000	0.5000	0.5000	0.4500	0.0100
Sr	0.0200	0.0300	0.0900	0.0080	0.6000	0.1500	0.9000	2.6000	8.0000	0.1000
Pb	0.0560	0.5200	0.8700	0.0005	0.5300	0.890	0.2080	0.6100	-	2.9000
Th	0.1000	0.1500	0.1000	-	0.1500	0.1500	0.0080	0.0150	1.6000	0.1000
U	0.0090	0.0013	0.0400	-	0.0080	0.0800	0.0170	0.0100	2.6000	0.0120
Zr	0.0100	0.0900	0.2500	0.6000	1.4000	0.1500	0.1500	0.0300	2.0000	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	0.0300	0.0700	-
Ti	0.0300	0.2500	0.4000	0.5000	3.0000	-	-	0.0500	-	9.0000
Ta	0.0100	0.2500	0.1500	1.0000	0.6000	0.7000	0.0090	0.0250	0.0500	-
Y	0.0100	0.4500	1.2000	12.0000	3.0000	0.4500	0.0170	0.0600	-	0.6400
Nb	0.0100	0.2000	0.2000	0.1000	1.0000	1.4000	-	0.0250	-	-
Sc	-	-	-	-	-	-	-	0.0100	0.3000	2.0000
Cr	34.0000	13.0000	30.0000	22.0000	30.0000	-	-	0.0100	-	32.0000
Ni	58.0000	8.0000	6.0000	0.6000	10.0000	3.3000	-	0.0100	-	10.0000
Co	-	6.0000	3.0000	1.8000	13.0000	-	-	0.0100	0.2000	8.0000
V	0.0800	1.1000	1.1000	8.0000	32.0000	-	-	0.0100	-	30.0000
La	0.0500	0.2000	0.4000	0.1000	0.5000	0.1500	-	0.2300	27.0000	-
Ce	0.0600	0.1000	0.4000	0.1500	0.7000	0.1600	0.0170	0.1800	31.0000	0.2000
Pr	-	-	-	-	-	-	-	0.1300	-	-
Nd	0.0600	0.3000	1.0000	0.5300	1.7000	0.2000	-	0.1700	-	-
Sm	0.0500	0.3000	1.2000	1.2000	2.3000	0.1500	0.0100	0.1500	38.0000	0.3000
Eu	0.0600	0.1500	1.4000	0.9000	2.0000	0.1700	1.0000	0.9500	30.0000	0.2500
Gd	0.0077	0.2500	1.5000	5.0000	2.7000	0.1500	-	0.1300	-	-
Dy	0.0700	0.4000	1.5000	15.0000	3.3000	0.1500	-	0.1000	-	-
Ho	0.0080	0.5000	1.5000	10.0000	3.0000	-	-	0.1500	-	-
Er	0.0110	0.3000	1.5000	12.0000	3.0000	0.1000	-	0.1000	-	-
Tm	0.0150	0.4000	0.8000	3.5000	1.0000	-	-	0.2000	-	-
Yb	0.0150	0.5000	1.3000	17.0000	2.5000	0.1500	0.0030	0.0700	10.0000	0.2500
Lu	0.0350	0.5000	1.5000	25.0000	2.0000	0.1300	0.0020	0.0500	7.0000	-

Elementos-traço (ppm).

4. RESULTADOS

4.1. Fonte magmática e fusão parcial

As composições isotópicas de Sr e Nd em duas amostras do GAD (EF04A – Mg# 34.2; EF03A – Mg# 27.1), obtidas de Knijnik (2018), são apresentadas (Tabela 5). Essas rochas são peraluminosas e cálcio-alcálicas de alto-K (diagrama de Peccerillo e Taylor, 1976), sendo classificadas como granitos (diagrama de Le Bas et al., 1986). A amostra EF04A possui razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (t) de 0.71607 e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.511736 ± 3 , correspondendo a um valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$ de -6.86 (Fig. 3.b). A amostra EF03A tem razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (t) de 0.72234 e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.511736 ± 3 , correspondente a um valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$ de -10.93. Como ilustrado na Fig. 3b, essas rochas se situam no quadrante da crosta continental, próximas ao campo dos basaltos continentais. Por representarem os estágios mais diferenciados do magmatismo do GAD, essas rochas não são representativas do magma primitivo de origem.

Para um estudo comparativo das variações nas razões isotópicas de Sr, foram utilizados dados parciais (apenas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) das amostras EF11A (Mg# 58.6), EF13A (Mg# 44.4) e EF02B (Mg# 33.7), adquiridos de Knijnik (2018), expressos como linhas tracejadas (Fig. 3.b). Como os valores correspondentes de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ não estavam disponíveis para essas amostras específicas, eles foram replicados a partir dos dados de EF04A e EF03A. Esse procedimento visa entender exclusivamente as variações nas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (t) e seu impacto na composição isotópica, mantendo os valores conhecidos de $\epsilon\text{Nd}(t)$ para as rochas do mesmo conjunto.

A amostra EF11A representa o magma básico mais primitivo identificado em todo o GAD, caracterizado pelo maior valor de #Mg, composição toleítica (diagrama de Miyashiro, 1974), metaluminoso (diagrama de Frost et al., 2008), e posicionado no campo MORB em vários diagramas de configurações tectônicas (Pearce, 1982; Pearce e Norry, 1979; Shervais, 1982; Cabanis e Lecolle, 1989; Meschede, 1986; Wood, 1980; Hollocher, 2012). A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (t) de 0.71188 posiciona a amostra EF11A no campo da crosta continental inferior, muito próximo ao campo dos basaltos alcalinos, ao lado do campo do manto (Fig. 3.b).

A amostra EF02B exibe características geoquímicas que a identificam como um termo básico-intermediário, compartilhando semelhanças com a EF11A. Suas assinaturas geoquímicas são semelhantes às encontradas em rochas de arco continental, conforme indicam os diagramas de Pearce (1983) e Hollocher (2012), e não apresentam afinidade com MORBs. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (t) de 0.72040 posiciona essa amostra no quadrante da crosta continental superior (Fig. 3.b).

A amostra EF13A exibe saturação de sílica, conforme indicado pelo diagrama de Frost et al. (2008), e mostra afinidade shoshonítica, como evidenciado pelo diagrama de Foley et al. (1987). Sua assinatura geoquímica sugere uma origem associada a componentes intraplaca ou de arco alcalino, como observado nos diagramas de Pearce e Norry (1979) e Hollocher (2012). A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (t) de 0.71248 posiciona EF13A em uma zona de transição entre basaltos alcalinos e a crosta continental inferior (Fig. 3.b). Uma simples análise comparativa das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (t) das amostras EF11A, EF13A, EF04A, EF02B e EF03A revela uma heterogeneidade isotópica, indicando diversificação composicional. Essa heterogeneidade geoquímica não pode ser explicada apenas por processos de fusão parcial, é possível que as origens dessas rochas estejam relacionadas a fontes diferentes dentro do mesmo reservatório, que foram controladas por diferentes processos de diferenciação.

A baixa razão Nb/La está relacionada a uma fonte da crosta inferior ou manto litosférico, enquanto razões mais altas indicam uma fonte do manto astenosférico semelhante ao OIB. A interação entre o manto litosférico e a astenosfera é evidenciada pela razão La/Yb-Nb/La (Fig. 3.c). A zona de transição entre o manto astenosférico e o litosférico poderia representar regiões de mistura magmática durante os estágios evolutivos do magmatismo, indicando uma relação entre magmas derivados do manto e a crosta inferior.

Para alguns autores (McSween, Richardson e Uhle, 2003), a crosta continental foi extraída do manto superior, que parece ser quimicamente isolado do manto inferior (White, 2015). Assim, muitas interações geoquímicas entre o manto e a crosta envolvem fusão parcial de rochas do manto geradas sob diversas condições. As rochas do GAD apresentam assinaturas geoquímicas de magmas primitivos variando do manto astenosférico (EF11A), litosfera-astenosfera (CS04A) e crosta inferior (EF0G, EF02C, EF02A; Fig. 3.c).

O modelo de fusão parcial não-modal de Gündüz (2021) para Sm/Yb – La/Sm, adaptado de Lai et al. (2012), leva em consideração parâmetros de porosidade do manto, densidade sólida e densidade líquida (valores aproximados para granitoides). Modelos de fusão parcial para o GAD foram realizados utilizando o método de fusão não-modal. Durante a fusão parcial não-modal, os coeficientes de partição globais (Tabela 7) de muitos elementos-traço mudam à medida que alguns minerais são consumidos preferencialmente (Ersoy, 2013). Nesse cenário, quando o grau de fusão parcial é menor do que a porosidade de massa crítica, não há extração de magma; e quando o grau de fusão parcial é maior do que a porosidade crítica da massa, qualquer excesso infinitesimal de magma é extraído do resíduo (Ersoy, 2013). Para o GAD, os modelos indicam fusão parcial (pM) de 10 a 25% de um manto litosférico de composição

espinélio-lherzolito para gerar magmas com características do GAD (Fig. 3.a).

A extração do magma parental da fonte do manto do GAD teria ocorrido quando o grau de fusão parcial superou a porosidade crítica de fusão do sistema (Φ), por meio da combinação de diversos fatores, incluindo aumento de temperatura, diminuição de pressão e adição de componentes voláteis. À medida que a taxa de fusão parcial de uma fonte espinélio-lherzolito diminui, as composições diferenciadas se aproximam das razões da rocha encaixante (ARC) por FCA, com uma dispersão progressiva dos termos ácidos para as composições granada-lherzolito por AFC, posicionando os termos ácidos ao longo de uma curva de mistura (Fig. 3.a).

O magma parental não híbrido (EF11A; Mg# 58.6) do GAD apresenta altas concentrações de Fe, Mg, Ca, Cr e HREE junto com baixos valores de LILE, e exibe uma distribuição de elementos-traço significativamente diferente do manto metasomatizado descrito por Kaczmarek (2016; ver Fig. 3.d, Fig. 5.b). Esta amostra é depletada em ETRs (t) em comparação com uma fonte OIB (Sun e McDonough, 1989), mais enriquecida em LILE em relação aos MORBs (Sun e McDonough, 1989) e exibe valores de ETR diferentes em comparação com a Crosta Continental Inferior (Taylor e McLennan, 1995; ver Fig. 3.d).

O magma parental híbrido (CS04A; Mg# 42.3) é enriquecido em MREE, LILE, LREE e K, compartilhando fortes semelhanças com os valores da Crosta Continental Inferior (Taylor e McLennan, 1995), exceto para Cs e Rb (Fig. 3.d). Além disso, possui valores de ETRs próximos aos de OIB (Sun e McDonough, 1989), que são semelhantes aos valores assumidos por alguns autores (Jackson; Dasgupta, 2008) para uma fonte de manto enriquecido (EM).

As discrepâncias composicionais observadas entre os termos não híbridos e híbridos refletem as diferentes origens das fontes com contrastes nos valores de Cs, Rb, Ba, Th, K, La, Ce, Pr e Nd, sendo os termos híbridos mais enriquecidos nesses elementos, o que provavelmente indica uma assinatura crustal. Nesse cenário, assume-se que o magma parental híbrido difere do magma parental não híbrido por ser geoquimicamente mais relacionado à crosta inferior.

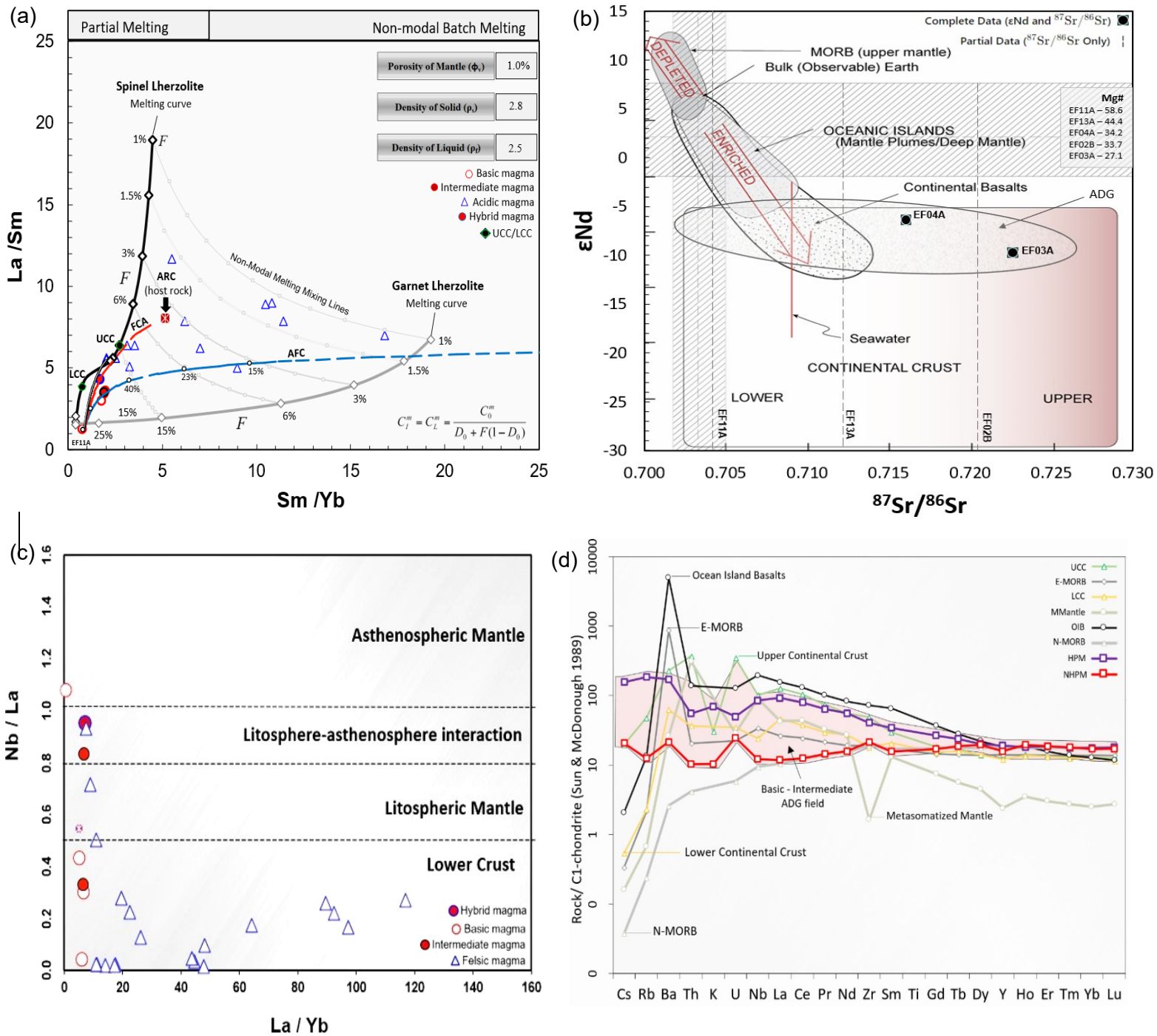


Figura 3. (a) Modelo de fusão parcial não-modal $Sm/Yb - La/Sm$ de Gündüz (2021) adaptado de Lai et al. (2012) para as rochas do GAD. Abreviações: cristalização fracionada com assimilação (AFC), cristalização fracionada desacoplada de assimilação (FCA), Complexo Arroio dos Ratos (CAR), (b) Sistematização isotópica de Sr e Nd do diagrama da crosta e manto de White (2015). Os dados isotópicos das rochas do GAD foram plotados, com seus respectivos símbolos referenciados. A faixa cinza horizontal representa a ϵNd global estimada da Terra. Os dados isotópicos parciais estão expressos em linhas tracejadas verticais cinzas. Valores normalizados para o C1-condrito (Sun e McDonough, 1989). (c) Diagrama $La/Yb - Nb/La$ indicando a assinatura geoquímica influenciada pela fonte magmática. Modificado de Smith et al. (1999). (d) Modelo *spidergram* para os magmas parentais do GAD. Valores obtidos do GAD (Fontana, 2011), Manto Metassomatizado (Kaczmarek, 2016), Basalto de Ilha Oceânica (OIB) (Sun e McDonough, 1989), Basaltos de Dorsal Meso-oceânica (MORBs) (Sun e McDonough, 1989), Crosta Continental Inferior (Taylor e McLennan, 1995).

4.2. Diferenciação do magma parental

Os magmas parentais gerados por fusão parcial (seção 4.1) podem, posteriormente, sofrer processos de cristalização em plútons situados em diferentes níveis da litosfera, à medida que sua temperatura diminui. O balanço de massa pode ser empregado para avaliar processos como cristalização fracionada, assimilação, fusão parcial e mistura de magmas. Tanto a fusão quanto a cristalização podem ocorrer em condições de equilíbrio ou desequilíbrio, dependendo se a fase líquida permanece ou não conectada à fase sólida (Pearce, 1982; Ersoy, 2013; Gündüz e Asan, 2021).

No teste de balanço de massa para o magma parental, foi considerada a faixa de 50,04% a 56,33% de SiO₂, recalculada para uma base anidra, representando composições intermediárias entre gabro e gabrodiorito (EF11A – EF02B), que correspondem aos estágios menos diferenciados do magmatismo do GAD (Fig. 4.a). A cristalização contínua de plagioclásio cálcio, associada à formação de anfíbólio, resulta da interação entre os elementos ferromagnesianos e as variações na relação sódio-cálcio. Esse processo é controlado pelo enriquecimento em CaO e empobrecimento em Na₂O, seguido por mudanças no conteúdo de Al₂O₃.

Nessas rochas, a cristalização fracionada de anortita (27,66%), augita (59,54%), hornblenda (0,72%) e biotita (12,8%) a partir de composições gabróicas poderia dar origem a rochas gabrodioríticas (Fig. 4.a). A fração cristal-líquido ocorre quando cristais coexistentes com o líquido se separam do magma, deixando o líquido residual com composição diferente da original. Acúmulos desses cristais separados do magma são conhecidos como cumulos (Fig. 8). A maior ocorrência da porcentagem fracionada de piroxênio pode ser atribuída à relação intrínseca entre as correlações de CaO e MgO, devido aos seus comportamentos químicos semelhantes. Isso é especialmente válido ao se considerar um magma com características granodioríticas. A composição do plagioclásio nesse contexto tende a ser cálcica (An 30), uma característica que se torna evidente durante a análise de balanço de massas (Fig. 7.a). As variações na segregação magmática, múltiplas incorporações de sílica no sistema e as condições de porosidade marcariam a diferenciação inicial.

A segregação de minerais máficos, como o piroxênio, e a assimilação de material crustal são processos que poderiam enriquecer o magma residual em elementos como Si, Al e Fe/Mg. Isso ocorreria porque os minerais máficos são ricos em Mg e Fe, enquanto a crosta é rica em Si e Al. Um ambiente oxidante no líquido possibilitaria a cristalização de óxidos de Fe e Ti,

junto com silicatos de Mg (piroxênio), nas fases iniciais (Fig. 7.a). Isso resultou em uma relação negativa entre a razão $\text{FeO}(t)/\text{MgO}$ e o aumento quase constante da sílica ao longo do processo de cristalização magmática dos granitoides, o que caracteriza a formação da série cálcio-alcálica (Fig. 4.b). Essa relação pode ser explicada pela cristalização fracionada de minerais máficos, que tendem a se separar do magma residual à medida que a cristalização avança. Como resultado, o magma residual torna-se mais rico em sílica e mais pobre em $\text{FeO}(t)/\text{MgO}$.

A incorporação de elementos como Si, Na, K e Rb pode indicar a fusão da crosta inferior, levando à ascensão de magmas graníticos. Por outro lado, a diminuição das taxas de Mg-CaO e Fe-Ti seria controlada pela cristalização de minerais como clinopiroxênio, anfibólio, magnetita e titanita. Elementos como K, Na e Ca, quando analisados em função da pressão e temperatura (ver Fig. 8), podem demarcar os estágios iniciais das reações de fase fracionadas e do material fundido, caracterizando a série cálcico-alcálica. Refletindo nos termos ácidos, com um conteúdo total de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) 3,2% maior que as composições intermediárias, e 6,61% em relação às básicas.

É necessário o consumo de 52% do volume inicial de um líquido gabroico (L_0) para a cristalização das rochas gabrodioríticas (L_1) na forma de anortita, augita, hornblenda e biotita, e fases acessórios como magnetita, com uma soma dos quadros dos resíduos de 1,46 (Fig. 4.a). As fases finais de cristalização das composições graníticas das rochas não híbridas do GAD são marcadas pela cristalização fracionada (F) de 33% do líquido granodiorítico inicial na forma de feldspato alcalino (28,05%), oligoclásio (44,92%), biotita (7,1%) e hornblenda (19,92%; Fig. 4.b).

A evolução geoquímica do magma parental pode ser representada por um simples processo de cristalização fracionada, onde ocorre uma separação física eficaz das fases (Fig. 4.c). Isso pode levar à formação de uma estrutura cristalina interconectada, comumente chamada de cumlato, que pode ser uma fonte para a extração do líquido inicial de magmas diferenciados (Kumar e Singh, 2014). No cenário do GAD (Fig. 4.c), isso representa a concentração de elementos ($\text{SiO}_2\text{-MgO}$) no líquido residual durante a cristalização, onde C_0 é a concentração de elementos no magma parental, e D é o coeficiente de partição global (Tabela 7) dos elementos para as fases minerais em cristalização, e F é a fração de magma restante durante a cristalização. O coeficiente de partição (K_d) refere-se à razão entre a concentração de um elemento no mineral sólido e sua concentração no líquido (Ersoy, 2010).

LO = líquido inicial; L1 = líquido final; ΔF = composição de fracionamento; Do = diferença observada entre os magmas; D1 = diferença calculada entre os magmas.

(a)

Parental Melt	L0 (EF11-A)	L1 (EF02-B)	An 1	Aug 2	Hbl 3	Bt 5	ΔF	Do	D1	Residuals (Do - D1)
SiO ₂	50.04	56.33	44.4	44.71	41.04	41.3	44.1	6.29	6.35	-0.064
TiO ₂	1.14	1.71	0	3.13	0.21	0	1.86	0.57	-0.07	0.65
Al ₂ O ₃	14.98	13.11	35.84	7.99	11.32	11.68	16.1	-1.87	-1.59	-0.28
FeO _t	11.52	15.54	0	9	22.67	13.16	7.11	4.02	4.41	-0.396
MnO	0.20	0.20	0	0	0.32	0	0.02	0.003	0.10	-0.10
MgO	8.24	3.99	0	14.21	5.44	23.08	11.2	-4.25	-3.81	-0.43
CaO	12.23	6.83	19.2	19.76	11.77	0	17.1	-5.39	-5.40	0.003
Na ₂ O	0.82	0.43	0.56	1.21	1.56	0	0.88	-0.39	-0.23	-0.15
K ₂ O	0.68	1.56	0	0	5.67	10.79	1.34	0.87	0.11	0.76
P ₂ O ₅	0.10	0.25	0	0	0	0	0	0.15	0.13	0.02
Fractionated phases(%):			-14.47	-31.15	-0.38	-6.32	Total fractionated (%):		52.33	
Fractionated phases (100%):			27.66	59.54	0.72	12.08	M _i = gabbro		SSR= 1.46	
Add phases (100%):			0	0	0	0	M _f = gabbrodiorite			
Subtracted phases(100%):			27.66	59.54	0.72	12.08				

(b)

Diff. Melt	L0 (EF10A)	L1 (EF10A)	Kfp ₁	Olg ₂	Bt ₃	Hbl ₃	ΔF	Do	D1	Residuals (Do - D1)
SiO ₂	67.99	73.01	65.7	63.13	37.48	43.17	48.27	5.01	5.0	0.009
TiO	0.68	0.26	0	0	3.17	2.48	1.639	-0.42	-0.278	-0.141
Al ₂ O ₃	15.39	13.96	18.5	23.57	14.72	12.48	20.29	-1.431	-1.281	-0.15
FeO _t	4.26	2.35	0	0.38	30.8	13.57	11.54	-1.91	-1.86	-0.05
MnO	0.10	3.04	0	0	4.27	0.11	0.74	-0.07	-0.14	0.07
MgO	1.58	0.65	0	0	0.17	13.2	6.05	-0.93	-1.09	0.15
CaO	2.88	0.96	0	4.92	0.15	11.26	10.16	-1.91	-1.86	-0.05
Na ₂ O	3.47	2.77	2.82	7.61	8.32	2.3	8.37	-0.69	-1.13	0.43
K ₂ O	3.13	5.83	12.8	0.38	0.86	1.35	-7.08	2.70	2.61	0.08
P ₂ O ₅	0.47	0.14	0	0	0	0	0	-0.33	0.02	-0.36
Fractionated phases(%):			12.94	-20.72	-3.28	-9.19	Total fractionated (%):	33.1		
Fractionated phases (100%):			28.05	44.92	7.1	19.92	M _i = granodiorite		SQR= 0.40	
Add phases (100%):			100	0	0	0	M _f = granite			
Subtracted phases(100%):			0	62.43	9.88	27.69				

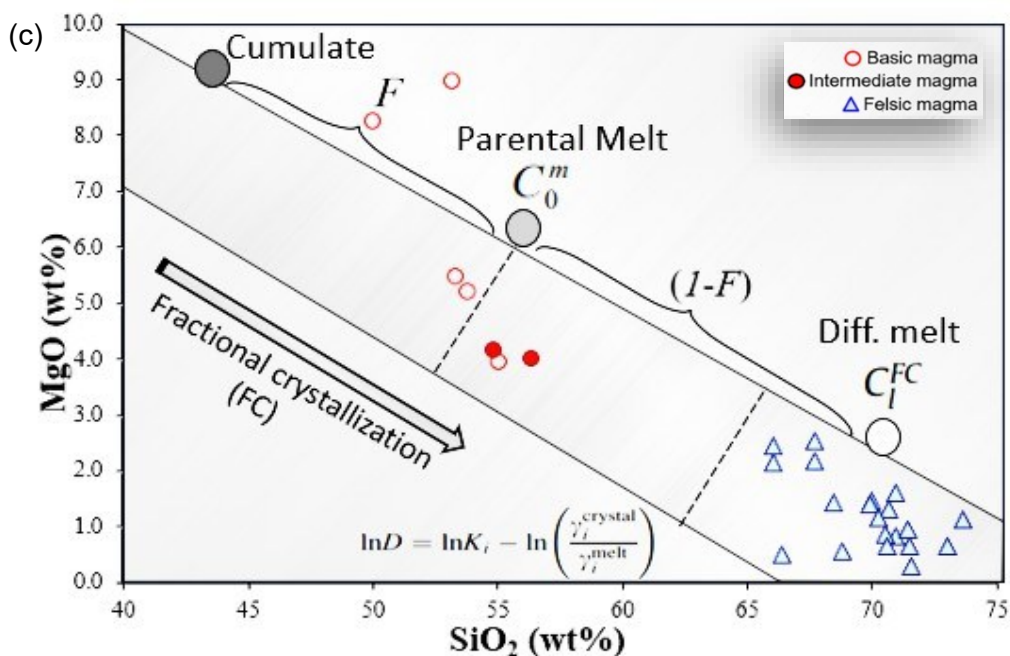


Figura 4. (a) Modelagem de balanço de massa para os elementos maiores, envolvendo o magma parental e magma intermediário. (b) Modelagem de balanço de massa para os elementos maiores dos magmas diferenciados. (c) Diagrama binário SiO₂ – MgO (%) da diferenciação magmática dos magmas parentais e diferenciados do GAD (EF11A).

4.2.1. Cristalização Fracionada e Assimilação Crustal (FC-AFC)

A cristalização fracionada (FC) é o principal processo de diferenciação magmática, envolvendo a separação física entre fases líquidas e cristalinas (Kumar e Singh, 2014). Frequentemente, a FC ocorre junto à assimilação da rocha encaixante ao redor da câmara magmática (AFC), que integra interações com componentes crustais ao longo da ascensão do magma (Beard et al., 2005). Por outro lado, Cribb & Barton (1996) sugeriram que a assimilação e a cristalização fracionada podem ser desacopladas, permitindo que a massa assimilada e a cristalizada variem independentemente, caracterizando o processo de cristalização fracionada e assimilação desacoplada (FCA) (Ersoy, 2010).

Os magmas derivados do manto estão posicionados perto de uma linha diagonal no diagrama Th/Yb vs. Ta/Yb (Fig. 5.a). Processos de subducção levam a um enriquecimento de Th em relação a Ta, o que resulta em maiores razões Th/Yb, enquanto as razões Ta/Yb mostram apenas um pequeno aumento. Essas mudanças têm implicações metasomáticas, indicando alterações na química do manto ou da crosta devido à adição de fluidos ou fusões durante a subducção (Saccani, 2015). Esse mesmo padrão ocorre quando há contaminação crustal, pois os magmas geralmente apresentam aumentos nas razões Th/Yb devido à maior abundância de Th em relação ao Ta nas rochas crustais (Pearce, 1982). Os estágios iniciais da geração do magma parental do GAD são marcados pelo fracionamento (F) de 54,37% de um líquido com composição inicial do manto (Fig. 5.a), com uma razão entre assimilação e cristalização (r) de 0,20, onde o líquido é separado do material sólido após atingir uma porosidade crítica de massa ($\phi = 1,1\%$), resultando em 45,63% de líquido residual para formar rochas intermediárias por FC e AFC com um componente de contaminação crustal. Esse processo daria origem a um líquido toleítico inicial com altas concentrações de Fe, Mg, Ca, Cr, HREE e empobrecimento em LILE (Fig. 5.c, Fig. 12).

Assumindo os coeficientes de partição (kD) entre Tb (2,24130), Yb (9,64680) e Lu (10,84327) obtidos de Krein et al. (2020) para minerais do grupo granada (Tabela 7), e calculando a diferença na concentração de elementos-traço com o maior coeficiente de partição (Lu), a taxa de empobrecimento de HREE no GAD é aproximadamente 0,380 ppm, especialmente para termos híbridos, implicando um aumento constante nas razões Th/Yb e Ta/Yb. O Ni e o Cr têm coeficientes de partição superiores a 1 em vários minerais ricos em magnésio e ferro (Tabela 7). As razões geoquímicas de Ni e Cr são comumente usadas para distinguir os efeitos do fracionamento de olivina, piroxênio, cromita e magnetita em magmas parcialmente fundidos ou em uma suíte de rochas resultantes da cristalização fracionada de um

magma parental. A amostra EF02A (Mg# 66,4) é um caso isolado de uma rocha não híbrida com uma concentração anômala de 730 ppm de Cr. Esses valores são mais altos do que as concentrações de Cr (> 332 ppm) analisadas por Whittaker (1986) em suítes máficas e substancialmente mais baixas em comparação com um manto primitivo (Palme e O'Neill, 2004).

As rochas híbridas têm valores de Ni entre 20 e 220 ppm, particularmente mais altos do que a crosta continental superior de Taylor e McLennan (1995) e próximos aos da crosta continental inferior (Taylor e McLennan, 1995), com uma razão Ni/Cr (até 0,30) mais baixa do que as do manto primitivo (McDonough, 1991). No GAD, isso pode indicar a incorporação de um componente cumulático ou restito, proveniente da sua fonte de origem durante a fusão parcial. As rochas básicas-intermediárias exibem um forte empobrecimento de Rb, Ba, Th, K, U, La, Ce, Pr e Nd em comparação com os termos ácidos (Fig. 5.c). Os termos híbridos representam um termo intermediário, resultante da mistura de componentes composicionais de magmas básicos-intermediários e ácidos (Fig. 5.c). As rochas mais diferenciadas do GAD compartilham tendências parcialmente semelhantes e apresentam valores de Ti, Nb, K e HREE muito próximos aos da Crosta Continental Inferior (LCC) descrita por Sun e McDonough (1989) (Fig. 5.c).

As principais discrepâncias e variações composicionais estão relacionadas aos LILE, indicando que a contaminação crustal pode ter sido significativa durante a diferenciação magmática. É razoável considerar que as tendências de diferenciação magmática por si só não podem explicar a variação significativa nas concentrações de elementos-traço (ppm) através da suíte, pois essas variações foram influenciadas por suas origens de fonte ou pela mistura de diferentes fontes (como discutido na seção 4.2). Ao analisar amostras correlacionáveis (ver seção 4.2), os processos de FC-AFC-FCA tornam-se muito importantes para explicar a origem do comportamento geoquímico das rochas granodioríticas. Nesse sentido, os modelos indicam basicamente que a trajetória de diferenciação AFC de um magma parental (E11A ou CS04A) poderia originar as composições intermediárias e ácidas da suíte (Fig. 5.b, Fig. 5.c). O magma parental do GAD (EF11A) alcançaria composições intermediárias compatíveis com as da LCC (Fig. 3.d) fracionando (F) 23,1% de seu líquido inicial contendo clinopiroxênio (52,75%), anortita (34,39%), biotita (12,86%) e anfibólio (0,7%), acompanhado de um aumento na

porosidade de massa crítica (ϕ) de 1,2% (tendências AFC e FC nas Fig. 5.b, Fig. 5.c).

○ Basic ● Intermediate ▲ Acidic ● Hybrid ■ Initial magma — AFC — FC — FCA ■ Primordial mantle ⊕ Lower continental crust

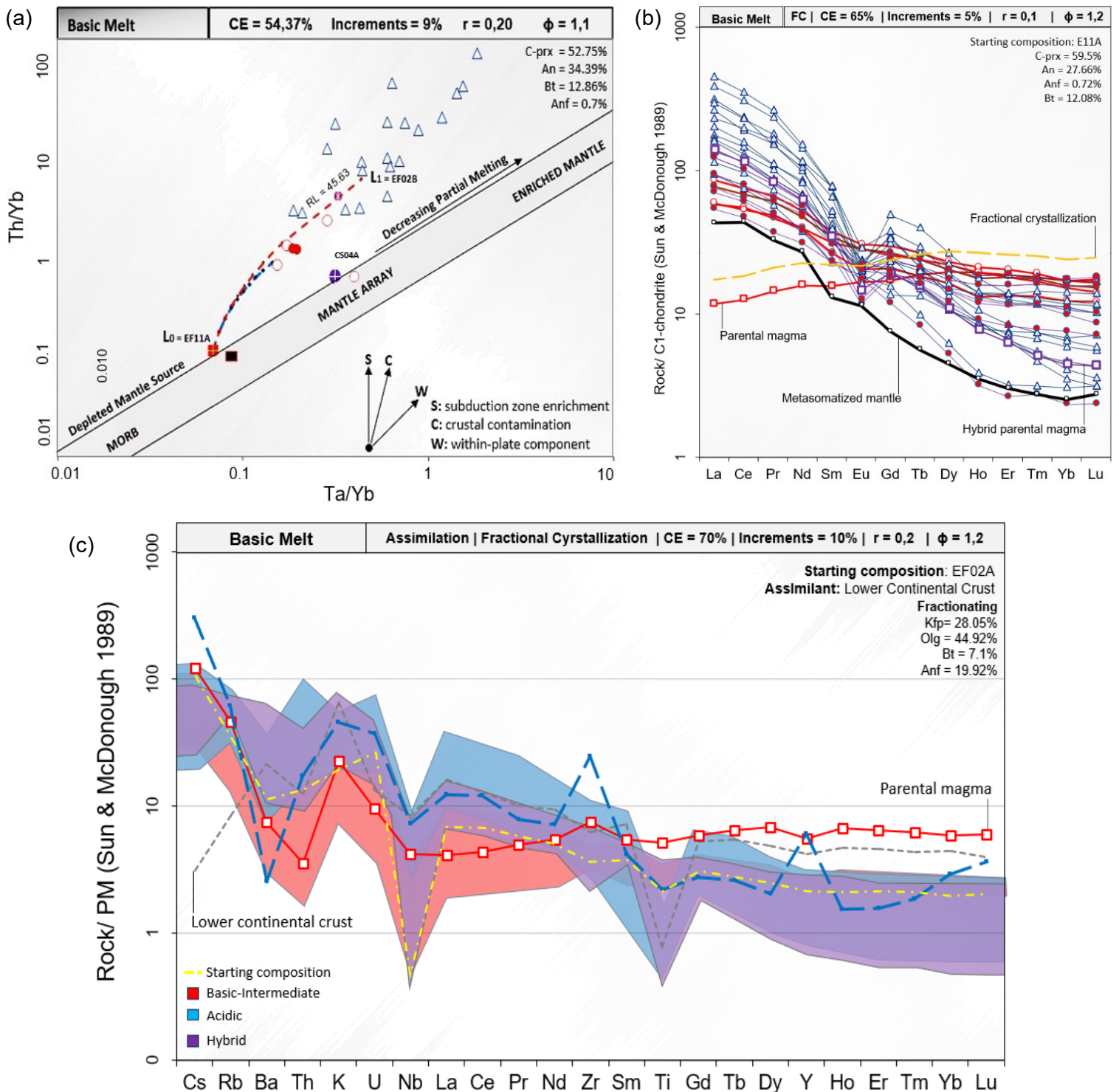


Figura 5. (a) Diagrama Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce, 1982), onde as razões dos elementos traço são usadas como indicadores geoquímicos. Os vetores indicam a influência dos componentes de subducção (S), contaminação crustal (C) e componentes intraplaca (W). (b) Padrão e distribuição dos elementos terras raras no GAD. A composição do Manto Metassomatizado foi aplicada a partir dos valores obtidos por Kaczmarek (2016). Valores normalizados aplicados para o manto primitivo (Sun e McDonough, 1989). (c) Padrão e distribuição dos elementos traço (ppm) no GAD. A modelagem FC foi aplicada a partir dos valores da fase mineral obtidos por balanço de massa (Fig. 4). Taylor e McLennan (1995) para as composições da Crosta Continental Inferior. Valores normalizados para o manto primitivo (Sun e McDonough, 1989).

4.2.2. Mistura magmática

A mistura de magmas tem sido reconhecida como um processo significativo em ambientes plutônicos. A interação entre magmas máficos e félsicos é considerada uma causa primária de rejuvenescimento térmico, resultante do reabastecimento de magma máfico e do fornecimento de voláteis para magmas félsicos de origem crustal (Frost e Mahood, 1987).

A baixa viscosidade, as diferenças reológicas mínimas e o equilíbrio térmico entre magmas máficos e félsicos resultam em um fenômeno convectivo, formando uma zona de magma híbrido. Esse processo de mistura de magmas leva à homogeneização das fases de fusão, onde os cristais iniciais são convertidos em formas parcialmente dissolvidas dentro do novo magma híbrido. Em contraste, a mistura ou co-mistura envolve a mistura parcial ou a interpenetração dos magmas félsicos e máficos sem causar mudanças abrangentes (Huppert et al., 1984; Kumar et al., 2004).

A hibridização do magma envolve, além de uma mistura homogênea orientada por difusão, também a mistura ou o transporte de cristais (Hibbard, 1995) ou simplesmente envolve domínios cada vez mais homogenizados devido à natureza inerentemente caótica do processo de mistura (Perugini & Poli, 2000). À medida que o conteúdo de SiO₂ varia de 50,04% a 73,01%, observa-se uma tendência de diminuição de aproximadamente 19,95% na soma de todos os óxidos para as rochas híbridas (prefixadas como CS) do GAD, indicando uma correlação evolutiva negativa entre os óxidos e o aumento de SiO₂.

A diferença observada entre magmas (Δ_o), a diferença calculada entre magmas (Δ_1) e a composição fracionada (F) reforçam que as rochas híbridas diferem das rochas não híbridas, dentro de uma faixa inesperada de valores máficos-félsicos para rochas homogêneas. O enriquecimento anômalo de K₂O em composições máficas pode indicar a injeção de materiais félsicos no magma, especialmente líquidos contendo feldspato, enquanto valores elevados de FeO (t), CaO e valores baixos de K e Na em composições intermediárias estão relacionados ao acúmulo de clinopiroxênio, hornblenda e magnetita.

O fracionamento de 52,75% de um líquido inicial através da cristalização de augita (29,32%), andesina (7,72%), hornblenda (29,36%), feldspato alcalino (10,26%) e biotita (16,93%) poderia ter gerado rochas híbridas dioríticas (Fig. 6). A evolução do magma básico-híbrido para um estado intermediário a ácido-híbrido de composições granodioríticas a graníticas é controlada pela cristalização fracionada, onde líquidos com valores totais de óxidos substancialmente desproporcionais tendem a se homogeneizar à medida que a diferenciação magmática avança (Fig. 6). Isso é caracterizado pelo fracionamento de feldspato alcalino (13,83%), oligoclásio (53,2%), biotita (30,22%) e hornblenda (2,75%).

Basic Hybrid Magma	L ₀ (CS04A)	L ₁ (CS03A)	Aug ₁	And ₂	Hbl ₃	Kfp ₄	Bt ₅	ΔF	D ₀	D ₁	Residuals (D ₀ - D ₁)
SiO ₂	51.89	54.86	44.7	44.4	43.17	64.76	41.3	48.23	1.53	1.55	-0.01
TiO	1.64	1.78	3.13	0	2.48	0	0	-1.36	0.13	0.73	-0.59
Al ₂ O ₃	16.31	13.30	7.99	35.8	12.48	18.32	11.68	26.04	-3.01	-2.98	-0.03
FeO _t	14.8	16.38	9	0	13.5	0	13.16	10.50	1.55	1.37	0.18
MnO	0.20	0.21	0	0	0.11	0	0	0.11	0.007	0.02	-0.01
MgO	5.47	4.14	14.21	0	13.27	0	23.08	9.56	-1.33	-1.27	-0.06
CaO	2.86	6.44	19.7	19.2	11.26	0	0	-7.95	3.58	3.37	0.20
Na ₂ O	0.26	0.39	1.21	0.56	2.3	0	0	0.99	0.12	-0.14	0.26
K ₂ O	4.70	2.19	0	0	1.35	16.92	10.79	13.87	-2.51	-2.73	0.22
P ₂ O ₅	0.35	0.27	0	0	0	0	0	0	-0.08	0.06	-0.15
Fractionated phases (%):			29.32	-6.34	-24.1	-8.42	-13.89	Total fractionated (%):			52.75
Fractionated phases (100%):			35.73	7.72	29.36	10.26	16.93	MI = diorite Mf = diorite SSR = 0.21			
Added phases (100%):			100	0	0	0	0				
Subtracted phases (100%):			0	12.01	45.6	15.97	26.34				
Acidic Hybrid Magma	L ₀ (CS03B)	L ₁ (CS02A)	Kfp ₁	Olg ₂	Bt ₃	Hbl	ΔF	D ₀	D ₁	Residuals (D ₀ - D ₁)	
SiO ₂	66.04	73.60	34.4	63.13	37.48	43.17	50.86	7.56	7.60	-0.04	
TiO	0.58	0.25	0	0	3.17	2.48	1.02	-0.32	-0.25	-0.07	
Al ₂ O ₃	16.13	13.81	19.4	23.57	14.72	12.48	20.03	-2.32	-2.07	-0.24	
FeO _t	6.08	2.72	17.17	0.38	30.86	13.57	12.27	-3.36	-3.19	-0.17	
MnO	5.10	4.05	0	0	4.27	0.11	1.29	-0.01	-0.41	0.40	
MgO	2.14	1.12	28.89	0	0.17	13.27	4.41	-1.02	-1.1	0.07	
CaO	1.73	0.98	0	4.92	0.15	11.26	2.97	-0.75	-0.66	-0.08	
Na ₂ O	3.72	2.67	0	7.61	8.32	2.3	6.62	-1.05	-1.32	0.26	
K ₂ O	3.370	4.57	0	0.38	0.86	1.35	0.49	1.20	1.36	-0.15	
P ₂ O ₅	11	0.20	0	0.38	0.86	0	0	0.09	0.068	0.02	
Fractionated phases (%):			-4.62	-17.78	-10.1	-0.92	Total fractionated (%):			33.43	
Fractionated phases (100%):			13.83	53.2	30.22	2.75	MI = granodiorite Mf = granite SSR = 0.58				
Added phases (100%):			0	0	0	0					
Subtracted phases (100%):			13.83	53.2	30.22	2.75					

Figura 6. Cálculo de balanço de massa para elementos maiores, envolvendo líquidos híbridos dos Granitoides Arroio Divisa. Legenda: L₀ = líquido inicial; L₁ = líquido final; F = composição do material fracionado; Δ₀ = diferença observada entre os magmas; Δ₁ = diferença calculada entre os magmas.

As assinaturas geoquímicas dos elementos terras-raras são altamente distintivas para cada fonte de magma devido às suas características petrogenéticas específicas. Quando magmas de diferentes fontes se misturam, essas assinaturas de ETR se combinam, resultando em padrões geoquímicos que são diferentes daqueles observados em magmas não misturados (Fig. 5.c). Entre os minerais petrográficos comuns, apenas anfibólios, clinopiroxênios, feldspatos e granada apresentam concentrações mensuráveis de elementos terras-raras. Minerais como ortopiroxênio, muscovita e biotita geralmente não têm concentrações significativas de ETR, e os altos conteúdos desses elementos nesses minerais são frequentemente o resultado de contaminação por minerais acessórios enriquecidos em ETR (Bea, 2004).

Os magmas hibridizados do GAD exibem um leve enriquecimento de La em relação ao manto primitivo (McDonough & Frey, 1989). A fronteira entre o manto primitivo e as composições da crosta continental inferior (LCC) (Taylor & McLennan, 1995) marca o início de trajetórias evolutivas independentes para os magmas híbridos e félsicos. Usando coeficientes de partição (K_d) para La em apatita (27) e Lu em granada (25-50) definidos por Mahood e Stimac (1990), as razões La/Lu fornecem informações sobre a evolução geoquímica. A depleção de Lu com o aumento da diferenciação é observada em todas as amostras, e as razões La/Lu confirmam a origem derivada do manto do magma parental. Essas razões sugerem que a mistura de magmas provavelmente ocorreu na base da crosta inferior (Fig. 3.c, Fig. 7.d).

À medida que a diferenciação progride, uma ampla dispersão nas concentrações de La é observada nas composições félsicas. Isso é interpretado como resultado da contaminação crustal, uma vez que o lantânio tem baixa compatibilidade nas fases minerais principais e tende a se acumular nos líquidos residuais e em apatitas. Os padrões lineares nas razões La/Lu nas rochas hibridizadas são fortemente semelhantes àqueles encontrados na LCC, sugerindo que a assimilação da crosta desempenhou um papel importante na evolução do magma (Fig. 7.d).

Quando se considera a fusão de uma crosta metasomatizada, o líquido se torna enriquecido em apatita, biotita e anfibólios, que retêm Yb e HREEs, enquanto outros elementos são depletados no líquido residual. À medida que a fusão crustal progride, as razões La/Yb aumentam significativamente, marcando a diferenciação em composições mais ácidas (Fig. 7.c). As concentrações anômalas de Rb em um magma mafico-híbrido (CS04A) indicam que isso não se alinha com os processos padrões de cristalização fracionada (FC), sugerindo que há envolvimento de líquidos anatéticos crustais misturados com magmas máficos através de assimilação-cristalização fracionada (AFC) (Fig. 7a; Fig. 12).

As razões Rb/Sr nas amostras mafico-híbridizadas são significativamente mais altas do que as da crosta continental inferior (LCC), o que reforça a ideia de mistura de magmas. Em contraste, as razões Rb/Sr nos termos intermediários e ácidos-hibridizados se aproximam mais dos valores observados na LCC, indicando uma mistura de tipos de magmas, ao invés de processos puramente de FCA (Fig. 7a). As mudanças nas razões K/Rb nas rochas não hibridizadas refletem os efeitos das interações crustais nos magmas máficos, com reduções iniciais em K/Rb devido à adição de fusões parciais da crosta e à mistura de pulsos magmáticos (Shaw, 1968). Isso resulta em uma queda inicial em K/Rb, seguida por um progressivo enriquecimento em Rb nas composições ácidas mais diferenciadas (Fig. 7.a).

A evolução do magmatismo cálcio-alcálico no GAD mostra baixas razões Sm/Yb nas rochas máficas não hibridizadas, que aumentam progressivamente nos termos intermediários e ácidos. Isso é atribuído à cristalização fracionada simples, onde Sm se torna enriquecido no líquido residual devido ao seu baixo coeficiente de partição nas fases minerais esperadas. À medida que a diferenciação avança, uma gradual elevação nas razões Ba/Rb e K/La é observada. As rochas hibridizadas exibem razões Ba/Rb e K/La variáveis, com algumas amostras mais diferenciadas apresentando baixos valores de Ba/Rb e altos valores de K/La, semelhantes às composições da crosta continental superior (UCC) (Fig. 7.b). Outras rochas hibridizadas mostram altas razões Ba/Rb e baixas razões K/La, independentemente do grau de diferenciação (Fig. 7.b), e compartilham semelhanças com as composições de um manto metasomatizado (MMantle) (Fig. 7.b). A amostra híbrida mais primitiva (CS04A) apresenta baixas razões Sm/Yb, altas razões Rb/Sr e Ba/Rb, e K/La moderado, indicando contrastes composicionais distintos (Fig. 3.a, Fig. 7.b).

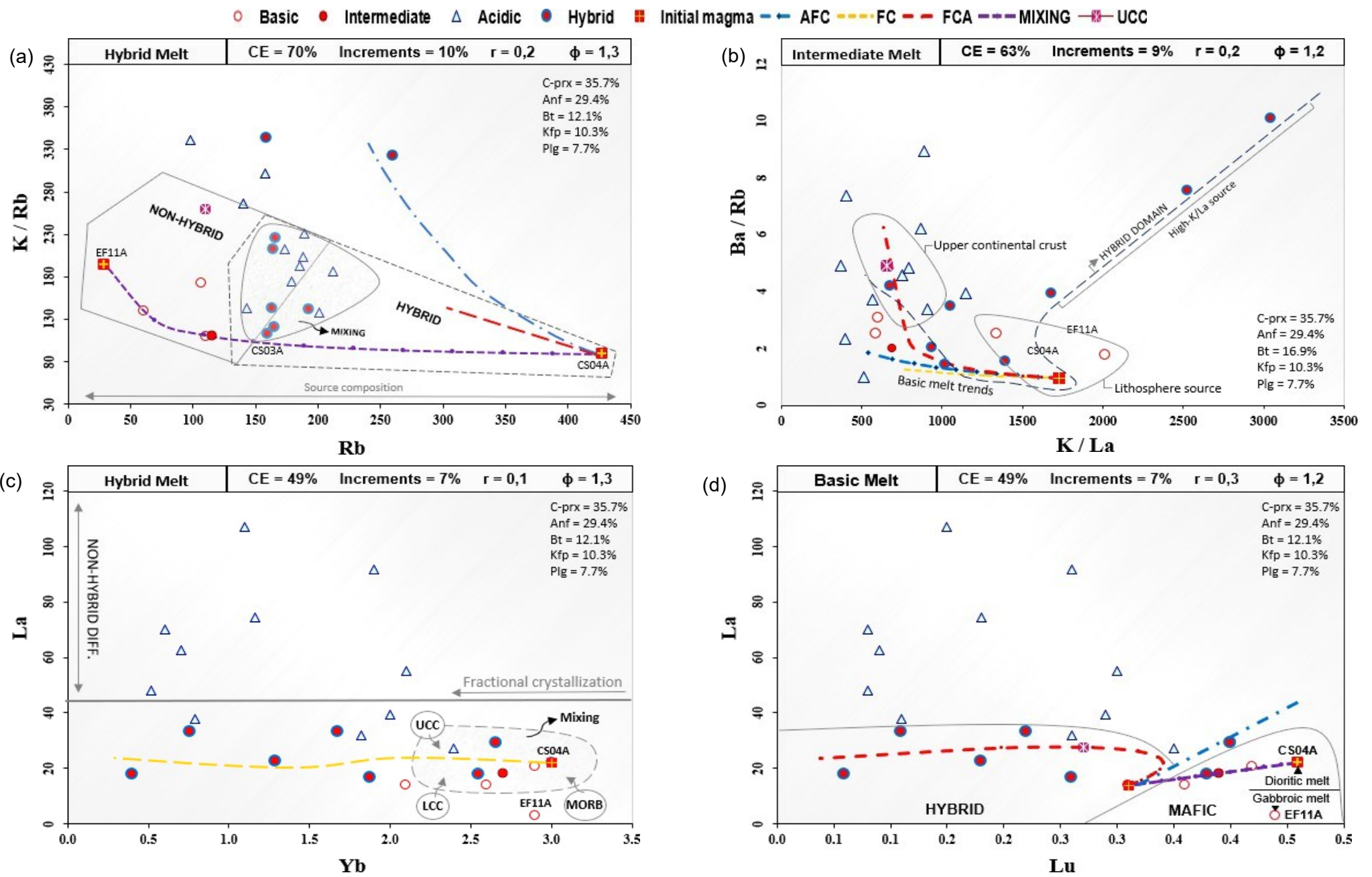


Figura 7. (a) Diagrama da evolução em Rb-K/Rb por mistura, cristalização fracionada-assimilação (AFC) e cristalização fracionada-assimilação (FCA), a partir de um magma não híbrido. (b) Diagrama da evolução em K/La – Ba/Rb, destacando os campos de tendência dos termos híbridos diferenciados e dos termos não híbridos diferenciados. (c) Diagrama da evolução em Yb-La por cristalização fracionada (FC) e cristalização fracionada-assimilação (AFC), a partir de um magma híbrido-básico. (d) Diagrama da evolução em Lu-La por cristalização fracionada (FC), cristalização fracionada-assimilação (AFC), cristalização fracionada-assimilação (FCA) e mistura, a partir de um magma básico não híbrido.

4.3. Modelagem termodinâmica

Modelos termodinâmicos, baseados nas propriedades da composição geral do sistema, são desenvolvidos para prever quais substâncias serão estáveis e em quais quantidades relativas sob determinadas temperaturas e pressões. O Magma Chamber Simulator (MCS) acompanha o progresso das mudanças térmicas, de massa e de composição enquanto um corpo magmático crustal passa por processos de cristalização fracionada (FC), assimilação e cristalização fracionada (AFC), cristalização fracionada e assimilação (FCA) e recarga, assimilação e cristalização fracionada (RAFC), em interação com a rocha encaixante.

O sistema MCS é composto por quatro subsistemas: magma residente, reservatório de cumultados, rocha encaixante e reservatórios distintos de recarga. Ele integra uma sequência de interações em um sistema aberto, definido por meio da interface executiva MCS (IGOR), com versões do MELTS para gerar equilíbrios de fases auto-consistentes (composição e abundâncias de todos os cristais, magma, temperatura, pressão e condições redox) em todos os subsistemas.

Embora vários autores considerem a importância de plútons magmáticos de sistema aberto sujeitos à conservação de energia, a remoção de magma envolvendo a extração imperfeita de material anatético da rocha encaixante (WRA) ainda é pouco compreendida (Ryan, 1994). A diferenciação implica mudanças na viscosidade, densidade e outras propriedades do magma primário, bem como no líquido residual resultante dos processos de fracionamento. Esse processo pode levar à formação de cumulatos, compostos por minerais que se separam do magma e se acumulam no fundo da câmara magmática (Fig. 8).

O critério para modelar amostras representativas da CAR foi inicialmente baseado na seleção de amostras coletadas a curtas distâncias dos magmas parentais da GAD. Nesse cenário, foi escolhida a amostra TG-10A (CAR A3), que está localizada aproximadamente 1 km da amostra do magma parental não híbrido EF11A (GAD), sendo fortemente representativa das composições das rochas encaixantes dessa área. Além disso, para fins comparativos, também optamos por usar a composição de TG01-U (CAR A2), localizada na extremidade sudoeste da CAR, a mais de 30 km de distância de TG-10A.

Uma limitação significativa desses modelos é a falta de uma estrutura termodinâmica para fases máficas hidratadas, o que limita sua eficácia para composições máfico-intermediárias ricas em hornblenda ou biotita (Gualda et al., 2012; Bohrson et al., 2020; Karenlampi et al., 2021). Portanto, nossos modelos não consideram fases hidratadas nem a quantidade de H₂O presente, e, portanto, não preveem a presença de fluido no magma, assumindo um sistema completamente anidro.

Um ponto de referência anidro é utilizado para observar a sequência de cristalização e a composição do líquido antes da entrada de minerais hidratados no sistema; além desse ponto, o modelo não pode ser acompanhado devido a inúmeras incertezas. Isso pode impactar significativamente a temperatura esperada do magma parental e também reduzir substancialmente a temperatura do sólido da rocha encaixante, como observado por alguns autores (Karenlampi et al., 2021).

Tabela 8. Composições de elementos principais e parâmetros termodinâmicos assumidos para o magma parental (PM) e os subsistemas de rocha encaixante (WR) nos modelos FC-AFC-RAFC. A temperatura pode ser superestimada com base no modelo anidro.

GAD	Parental Magma	Hybrid Parental Magma	CAR	Wall rock A3	Wall rock A2
Sample	EF11A	CS04A		TG-10A	TG01-U
SiO₂	49.48	51.89		66.24	70.13
Al₂O₃	14.82	15.88		16.46	15.01
FeO (t)	11.4	14.43		3.83	4.25
MnO	0.2	0.2		0.055	0.05
MgO	8.15	5.33		1.88	0.96
CaO	12.1	2.79		2.69	2.62
Na₂O	0.82	0.26		3.97	4.04
K₂O	0.68	4.58		1.68	1.67
TiO₂	1.13	1.6		0.414	0.41
P₂O₅	0.1	0.35		1.35	0.1
Total	100.4	99.81		100.3	99.91
Temperature start (°C)	1200	1130	Solidus end temperature (°C)	700	600
Temperature decrement (°C)	5	5	Solidus start temperature (°C)	880	1000
Hard Stop Temperature	800	800	Wall rock initial Temperature (°C)	700	600

4.3.1. Magma parental

Os modelos termodinâmicos estimados indicaram que a rocha mais primitiva da GAD tem composições compatíveis com magmas a temperaturas iniciais de aproximadamente 1233°C. Modelos preliminares foram realizados a várias pressões (1-8 kbar), revelando que os modelos que melhor se ajustam às tendências composicionais sob condições ideais de equilíbrio para o magma mais primitivo da suíte GAD são aqueles com pressões ao redor de 3 kbar. O modelo não avalia a cristalização de anfibólios nem de biotita, pois é formulado com base anidra. Portanto, as composições esperadas para esses minerais observadas na petrografia são redistribuídas entre as outras fases modeladas. Além disso, a relação entre temperatura e cristalização é bastante complexa e não linear para muitos tipos de magmas, especialmente

aqueles com composições próximas ao ponto eutético (Bachmann e Huber, 2016).

Considerando uma massa de 100g para o magma (parâmetro global) e as composições químicas das fases minerais compatíveis com a petrografia da amostra EF11A, a primeira etapa da diferenciação (Fig. 8) seria controlada pela cristalização fracionada (FC) a 1220°C de olivina (< 1%), clinoenstatita (36%), magnetita (11%) e plagioclásio (29%). A segunda etapa de fracionamento teria ocorrido a 1030°C com a cristalização de clinoenstatita (36%), magnetita (10%), augita (19%) e plagioclásio (33%). A terceira etapa de fracionamento seria controlada pela cristalização de quartzo (7%), clinopiroxênio (47%), plagioclásio (34%), ilmenita (1%) e apatita (0,01%). Esses processos resultariam em 12% de componentes residuais na forma de magma (Fig. 8). A soma de vários líquidos residuais, resultantes da diferenciação de rochas como EF11A, é capaz de gerar uma nova composição evoluindo para termos intermediários.

Além do FC, o modelo AFC reconhece a interação entre o magma ascendente e as rochas circundantes. Nesse contexto, o magma originado de fontes do manto ou do derretimento da base da crosta, entra em contato com as rochas pré-existentes— as rochas encaixantes. O calor e os elementos químicos transportados pelo magma podem induzir o derretimento parcial da rocha encaixante, promovendo uma troca química entre os dois componentes. À medida que o magma esfria e os minerais cristalizam, a energia é liberada no sistema na forma de calor latente, que é absorvido pela rocha encaixante, elevando sua temperatura.

Para vários autores (e.g., Huber et al. 2009; Bachmann e Huber, 2016), à medida que o contraste de temperatura com a crosta circundante diminui, a taxa de resfriamento também diminui, e os magmas passam mais tempo em temperaturas próximas ao solidus. Portanto, há uma relação direta entre a temperatura da rocha encaixante e a taxa de resfriamento do magma devido à liberação de calor latente durante a cristalização fracionada. Além disso, a relação entre temperatura e cristalização é bastante complexa e não-linear para muitos tipos de magmas, especialmente aqueles próximos ao ponto eutético.

Um corpo magmático nunca está completamente isolado de seu entorno, portanto, sempre há o potencial para assimilação, especialmente para rochas em uma suíte que contém xenólitos das rochas circundantes — evidência dessa interação entre magma e rocha encaixante. Considerando uma densidade crustal de 2.7g/cm³ (para rochas TTG) e uma pressão litostática de 3 kbar (parâmetro global), a assimilação da rocha encaixante (CAR) pelo magma parental da GAD poderia ter ocorrido quando o CAR atingiu temperaturas estimadas acima de

945°C, gerando até 8,8% de líquido inicial da rocha encaixante (quantidade de rocha encaixante que foi fundida antes de a assimilação começar), enriquecido em Si, Al e K (Fig. 8).

O plúton que originou a amostra EF11A estaria posicionado a cerca de 9 – 12 km de profundidade na crosta (assumindo apenas pressão litostática, densidade crustal e aceleração gravitacional), onde a pressão do magma aumentaria aproximadamente 0,42 kbar por quilômetro de profundidade, com uma taxa de fusão parcial por grau de temperatura de aproximadamente 0,0093% (F). Em vez disso, é mais provável que o magma não tenha assimilado toda a quantidade de líquido fundido, mas sim apenas parte dele. Diagramas de evolução termodinâmica multielementar enfatizam certas relações na diferenciação magmática a taxas de resfriamento constantes à medida que as composições se aproximam das da rocha encaixante, gerando um líquido residual (Fig. 9).

A assimilação da CAR começaria a uma temperatura do magma de cerca de 1000°C, como no experimento AFC (Fig. 8), assimilando 4,6% em peso de fusão anatética (onde a porcentagem é calculada com base na massa inicial do magma residente, adição cumulativa de fusão anatética), deixando para trás 4,2% de magma assimilante no líquido residual da rocha hospedeira (quantidade de magma que não foi assimilado). A partir do magma parental a uma temperatura considerável e esfriando gradualmente, as tendências evolutivas mostram uma depleção significativa por meio de quedas acentuadas (FeO, MgO, CaO), depleções leves (Na₂O), enriquecimento gradual (SiO₂ e K₂O) e ligeiro enriquecimento (Al₂O₃; Fig. 9). Quando o magma atingiu a temperatura de solidificação da rocha encaixante, a trajetória evolutiva continuou apenas por cristalização fracionada (Karenlampi et al., 2020).

O método utilizado para determinar a temperatura de solidificação da CAR não foi capaz de indicar o solidus acima de 700 °C, demonstrando que ainda havia 0,40% de líquido presente na rocha encaixante após o fim do processo. Esse líquido poderia eventualmente ter resfriado em outras rochas se a temperatura tivesse diminuído ainda mais e atingido a temperatura de solidificação. A consequente assimilação de elementos químicos da rocha encaixante pelo magma produz um magma modificado em sua composição (fusão residual da rocha encaixante; Fig. 8). Quando esse magma modificado esfria e cristaliza, a influência da rocha encaixante é preservada nas características geoquímicas da rocha ígnea resultante.

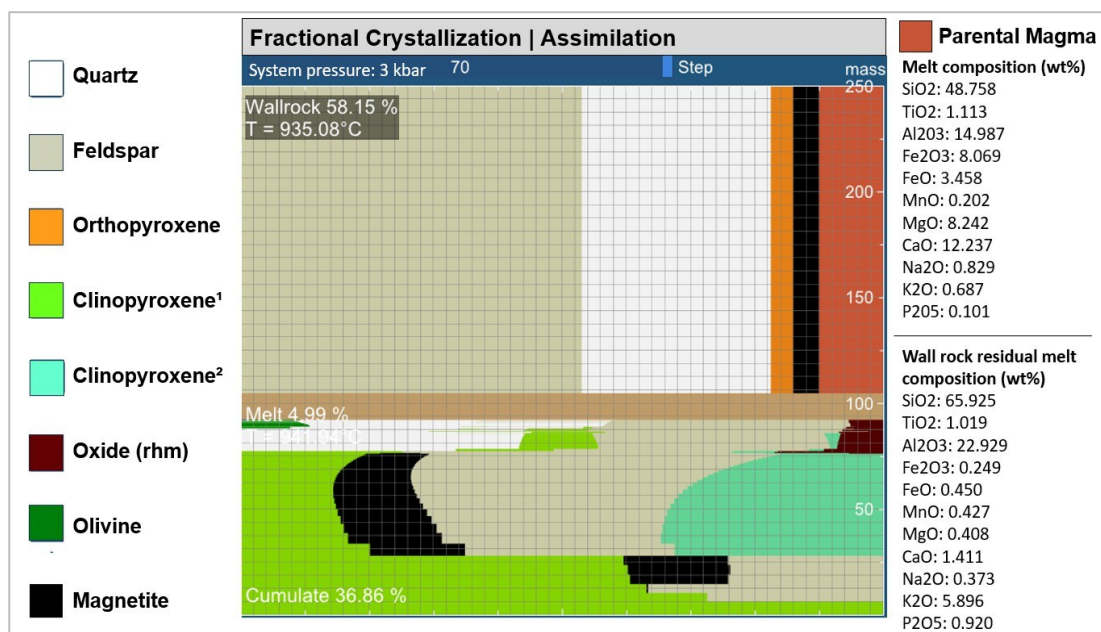


Figura 8. Modelo gráfico termodinâmico da evolução do magma parental do GAD (EF11A) através de FC e AFC com assimilação da rocha encaixante do CAR (TG-10A).

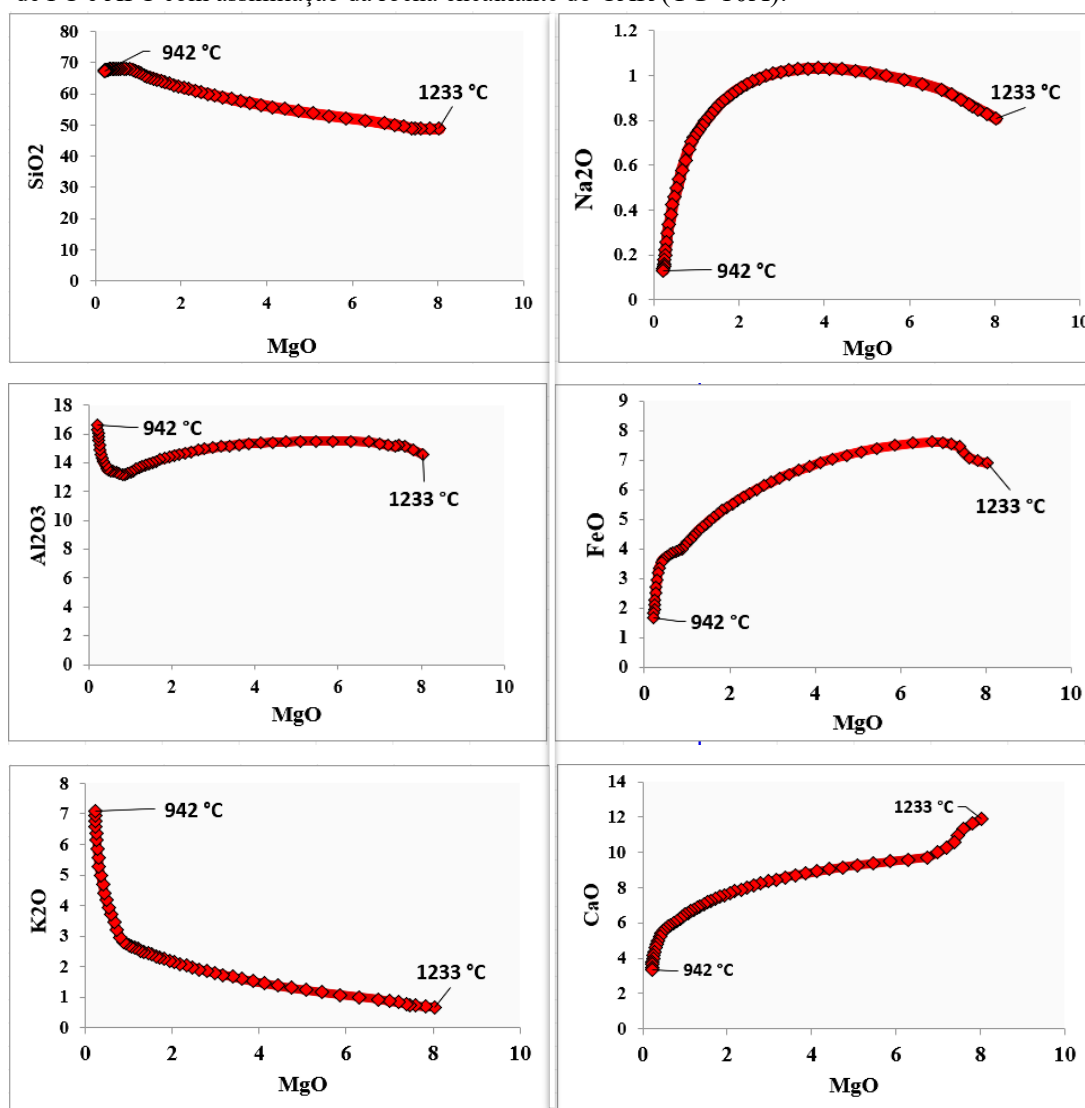


Figura 9. Gráficos termodinâmicos da evolução dos óxidos (%) no magma residual. O modelo começa na temperatura inicial (°C) do magma (GAD) e termina na temperatura de solidus da rocha encaixante (CAR).

4.3.2. Recarga magmática (RFC)

A maioria das câmaras magmáticas é reabastecida de forma episódica por novos pulsos de magma, periodicamente extraídos e continuamente fracionados (Wilson 1993). A introdução de novos pulsos de magma pode fornecer uma quantidade suficiente de entalpia para desacelerar ou até reverter a tendência de resfriamento geralmente observada nesses reservatórios, o que pode prolongar sua existência em frações de fusão baixas (Gelman et al. 2014).

Por exemplo, de acordo com Kumar e Singh (2014), em um sistema ternário simples cristalizando olivina (ol), clinopiroxênio (cpx) e plagioclásio (pl), a adição de um pulso de magma mais primitivo levará o sistema de volta ao campo de fases da olivina, de onde evoluirá novamente em direção ao cotético ol + cpx. Isso implica que, ao longo de um intervalo de tempo longo e lento, a quantidade de ol + cpx fracionada do sistema aberto (que recebeu um novo pulso de magma) será maior do que em um sistema fechado (Kumar e Singh, 2014).

Para os modelos de recarga de magma (RFC), utilizamos a amostra CS04A, uma amostra hibridizada anteriormente modelada neste estudo. Ela serve como evidência de um pulso de magma básico com composições compatíveis com uma mistura de magmas máficos e félsicos, fornecendo informações sobre os contrastes geoquímicos e termodinâmicos quando um plúton é reabastecido por novas composições em um sistema aberto. As composições de EF11A foram novamente utilizadas para o magma principal.

As tendências evolutivas termodinâmicas para o modelo RFC são divididas em duas etapas magmáticas principais. A primeira etapa magmática ocorre antes de o magma principal ser reabastecido por um novo magma, enquanto a segunda evolui a partir desses processos. Na primeira etapa, o magma evolui por meio da cristalização fracionada (FC), esgotando a sequência de líquidos residuais em FeO, MgO e CaO.

A segunda etapa é caracterizada por AFC, com uma interrupção na diferenciação, enriquecendo o magma parental em MgO, Al₂O₃ e K₂O à medida que ele assimila componentes do magma de recarga (Fig. 19). A segunda etapa representa uma mudança nas condições termodinâmicas, fazendo com que a sequência de cristalização da primeira etapa seja reiniciada, com uma tendência de um "gap", empurrando o sistema de volta à FC de fases que retêm FeO, Mg e CaO, cristalizando novamente magnetita + piroxênio + plagioclásio (Fig. 10).

A evolução magmática inicia com um líquido básico (EF11A) a temperaturas iniciais de 1200°C, cristalizando clinoenstatita (35,1%), magnetita (9,5%), augita (18,8%), plagioclásio (35,8%) e ortopiroxênio (0,6%). Esse processo resulta na geração de 25% de massa cumulática no plúton e 8,45% de líquido residual (Fig. 10). Um novo pulso de magma (CS04A) reabastecerá o plúton a 1109°C, adicionando ao magma principal as fases sólidas cumulatos de ortopiroxênio (9,51g) e magnetita (8,73g) e 13,48% na forma de líquido enriquecido em Fe, Mg, Al e K (Fig. 10). Esse líquido se misturaria com a fração residual do magma principal, contendo quantidades substanciais de Si e esfriaria efetivamente entre 1000°C e 980°C pela cristalização de plagioclásio (62,71%), quartzo (24,25%), ortopiroxênio (7,17%) e magnetita (5,87%). Esses processos estão alinhados com os processos esperados de FC para termos híbridos.

No geral, os modelos demonstram a complexa interação entre cristalização fracionada e reabastecimento de magma em sistemas abertos, destacando como os novos pulsos de magma podem alterar as trajetórias termodinâmicas e composicionais das câmaras magmáticas em evolução. Além disso, nossos modelos indicam que os termos híbridos provavelmente envolveram a interação química de magmas com diferentes composições e, conseqüentemente, diferentes propriedades termodinâmicas. Assim, a recarga de magma causaria não apenas mudanças nas condições de fracionamento líquido, mas também uma mistura efetiva.

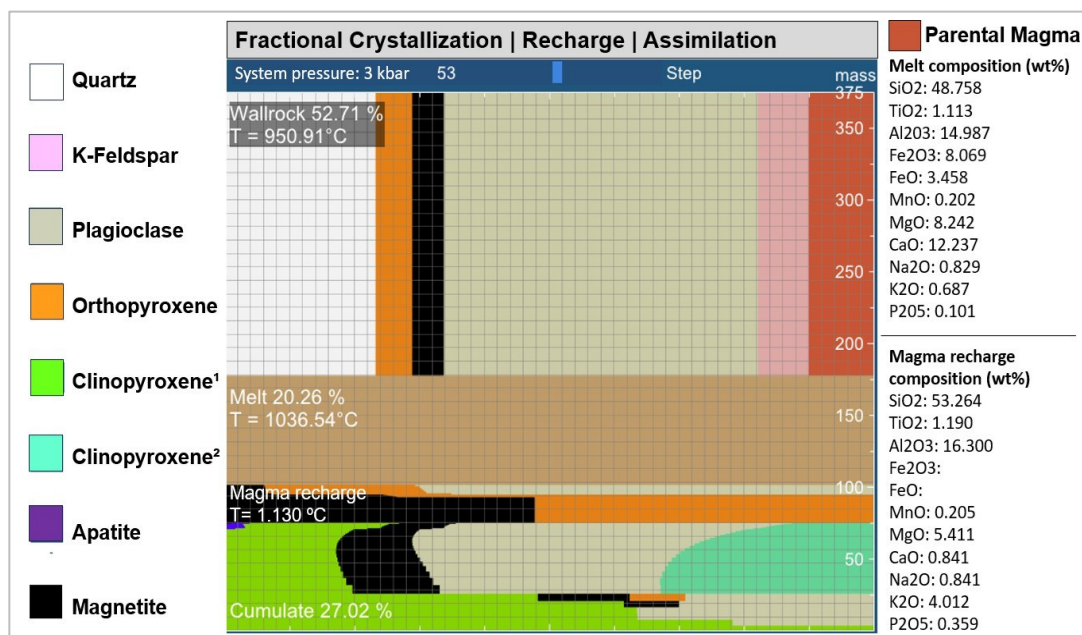


Figura 10. Modelo gráfico termodinâmico da evolução do magma parental (EF11A) reabastecido por uma recarga de magma (CS04A) através de FC e AFC com assimilação da rocha encaixante do Complexo Arroio dos Ratos (CAR).

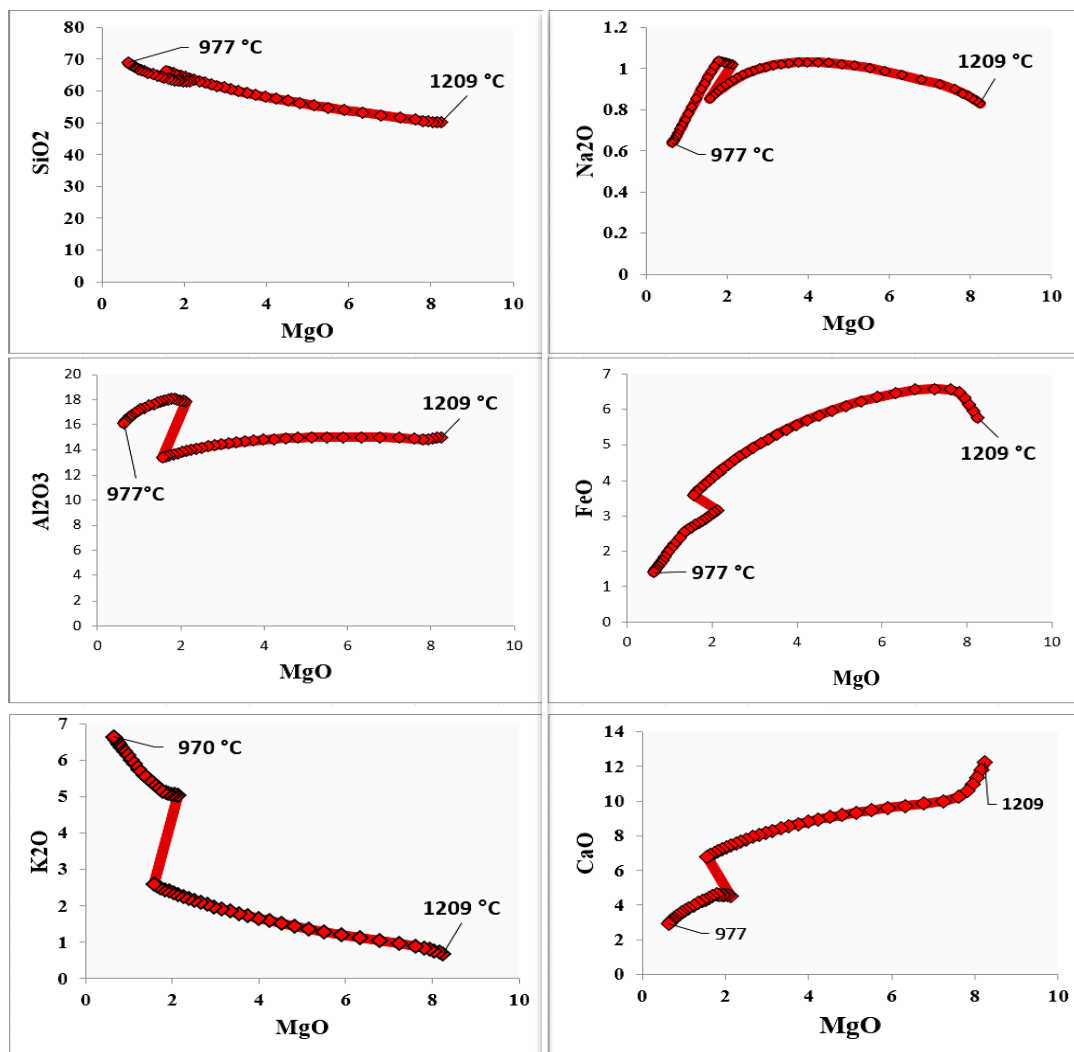


Figura 11. Gráficos termodinâmicos da evolução dos óxidos (% em peso) no magma parental (EF11A) com recarga de magma (CS04A). O modelo começa na temperatura inicial do magma e termina na temperatura do solidus da rocha de encaixante.

5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Compreender o comportamento geoquímico do magmatismo dos Granitoides Arroio Divisa depende do contexto atribuído ao ambiente pós-colisional. O termo "pós" indica um período posterior à colisão, mas ainda diretamente relacionado a ela. Nesse cenário, todos os modelos levam em consideração não apenas as assinaturas geoquímicas típicas desse ambiente, mas também as de outros contextos que contribuíram para a formação da crosta onde os magmas do GAD foram posicionados. Isso inclui, por exemplo, a geoquímica das rochas crustais, a influência das assinaturas de arco magmático associadas aos tonalitos-trondjhemitos-granodioritos (TTG) do CAR, além do manto modificado pela subducção prévia.

A discussão dos processos de diferenciação magmática e cristalização fracionada no GAD envolve a interação complexa de processos geoquímicos e termodinâmicos que direcionam a evolução dos magmas ao longo do tempo e espaço. Este estudo explora como a fusão parcial no manto origina magmas primários que, ao ascenderem pela crosta, passam por uma série de transformações que afetam sua composição final.

5.1. Magma parental

O magma parental EF11A, identificado como o mais primitivo dentro do conjunto de amostras do GAD, fornece informações sobre os processos magmáticos em ambientes pós-colisionais. Os modelos de fusão parcial não-modais aplicados ao GAD indicam que 25% de fusão parcial das composições esperadas para rochas mantélicas poderiam gerar magmas com altas concentrações de elementos como Fe, Mg, Ca, Cr e HREE, e empobrecidos em LREE (Fig. 3.a, Fig. 3.d). A modelagem termodinâmica dos elementos maiores indica que essa amostra tem composições compatíveis com magmas a temperaturas iniciais em torno de 1230°C (Fig. 9), caracterizada por três estágios principais de cristalização fracionada, resultando em um líquido residual que provavelmente desempenha um papel na evolução e diferenciação subsequentes, podendo levar a composições intermediárias (Fig. 8).

As condições de pressão para esses modelos, testadas entre 1-8 kbar, sugerem que 3 kbar é ideal para ajustar as tendências composicionais do magma primitivo. Supondo uma densidade crustal de 2,7 g/cm³, essa pressão corresponde a uma profundidade de aproximadamente 12 km. Na presença de H₂O, as temperaturas seriam significativamente mais baixas. Para alcançar essas temperaturas a uma profundidade de 9-12 km, seriam necessários gradientes geotérmicos extremamente elevados de 80-105°C/km. Embora seja possível que um magma básico quente ascenda rapidamente e crie essas altas temperaturas localmente, o pluton rapidamente esfriaria, mesmo com recarga magmática constante, especialmente devido à sua configuração estreita em uma zona de cisalhamento. Portanto, o modelo anidro não é realista do ponto de vista magmático, levando a uma superestimativa das temperaturas.

As composições dos magmas parentais mostram uma variação nas suas razões Mg# de 40-50 (Fig. 4.a) e assinaturas geoquímicas de elementos-traço próximas aos valores do manto, sugerindo que esses magmas provavelmente evoluíram a maiores profundidades antes de sua intrusão em níveis crustais mais rasos (Fig. 3.c, Fig. 5.a, Fig. 5.b, Fig. 5.c). Além disso, esses magmas parecem ser particularmente controlados pela cristalização fracionada (FC), caracterizados por trajetórias evolutivas refletindo variações composicionais dos estágios iniciais herdados de sua origem.

Assim, o magma parental teria evoluído para composições intermediárias através do fracionamento de clinopiroxênio, anortita, biotita e anfibólio, formando rochas granodioríticas, gerando um líquido residual empobrecido em elementos incompatíveis (Fig. 8). Em contraste, a gênese de rochas graníticas envolveria um magma parental já fracionado (potencialmente o líquido residual do fracionamento de granodioritos), envolvendo a cristalização de uma assembléia mineral dominada por feldspato alcalino, oligoclásio, biotita e hornblenda, formando rochas graníticas (Fig. 8). Os processos de FC resultaram na homogeneização do líquido em termos de elementos maiores, mas são insuficientes para explicar completamente os espectros composicionais de elementos químicos incompatíveis.

Embora a amostra EF11A seja fortemente representativa da fonte magmática do GAD, ela não reflete exatamente a composição do magma parental para todas as rochas da suíte modelada. É realístico que tenham existido outros magmas com composições semelhantes provenientes da mesma fonte, mas apresentando variações químicas (particularmente em LILE e HREE) que ficaram retidos em profundidade. Além disso, como observado na Fig. 3.a, uma pequena variação no grau de fusão na fonte mantélica pode resultar em concentrações significativamente diferentes de elementos traço no magma gerado.

Nesse contexto, a EF11A representaria a amostra com o maior grau de fusão parcial de toda a suíte do GAD. A diferenciação por cristalização fracionada do líquido e a assimilação de material externo (rochas crustais ou rocha encaixante) poderiam ter ocorrido simultaneamente, como observado pelos processos AFC em modelagem de elementos traços e termodinâmica (Fig. 3.a, Fig. 7.d). Além disso, as assinaturas isotópicas de Sr e Nd com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variando de 0,71188 a 0,72040 e valores negativos de ϵNd sugerem uma contribuição significativa da crosta continental (Fig. 3.b). Nesse cenário, é seguro afirmar que os magmas parentais do GAD assimilaram a crosta continental, particularmente em elementos de baixo ponto de fusão (por exemplo, K e Na) e LILE.

O amplo espectro de composições diferenciadas do GAD pode se opor à visão de que as câmaras magmáticas que forneciam magma para os plútons do GAD eram continuamente recarregadas e retiradas, já que esses processos inibiriam efetivamente a geração de magmas altamente fracionados (composições ácidas) e resultariam em composições em estado estacionário, com mais ocorrências de rochas com características de EF11A. No entanto, os magmas parentais do GAD provavelmente estavam relacionados a câmaras magmáticas relativamente grandes e preenchidas rapidamente, nas quais o magma evoluiu essencialmente por fracionamento cristal-líquido com variações no fornecimento de magmas máficos.

Vários autores (ex.: Grunder et al., 2008; Bachmann e Huber, 2016) enfatizam que a maturação de um campo magmático por intrusões repetidas de magma desempenha um papel importante no condicionamento térmico da crosta para hospedar reservatórios magmáticos ativos de longa duração. Além disso, é muito possível que as rochas do GAD não representem a base da câmara magmática, e os granitoides com características semelhantes às de EF11A provavelmente estão situados em maiores profundidades, sendo considerados mais como estimativas mínimas do que volumes máximos presentes no sistema magmático original.

Assim, propomos que um reservatório de magma máfico poderia estar situado em profundidade, fornecendo lotes de magma que evoluíram para composições intermediárias a félsicas em reservatórios magmáticos rasos da crosta ou ascendendo diretamente por zonas de cisalhamento transcruzais. Isso implica que o contraste composicional dos líquidos resultaria em diferentes taxas de fracionamento (zonas félsicas dentro da câmara magmática esfriam de forma mais devagar do que as zonas máficas). Isso é apoiado pelas múltiplas ocorrências de diques sin-plutônicos contemporâneos aos magmas parentais e enclaves máficos observados por diferentes autores (por exemplo, Fontana, 2011; Schnorr, 2017) no GAD.

5.2. Magma parental híbrido

Os magmas híbridos parentais do GAD são predominantemente controlados pelos processos de mistura e AFC, caracterizados por trajetórias evolutivas distintas que refletem variações composicionais desde os estágios iniciais de evolução. Os modelos não consideram a taxa de assimilação, mas assumem que a massa assimilada (AFC) e a massa cristalizada (FC) são independentes entre si, revelando o conteúdo fracionado e o líquido residual (Fig. 7.b, Fig. 7.d).

O processo de FCA é amplamente considerado por diversos autores (Hildreth e Moorbath, 1988; Bergantz, 1990; Cribb, 1995) como um fenômeno significativo, especialmente em áreas próximas à base da crosta (LCC), caracterizadas por altas temperaturas onde a cristalização de múltiplos pulsos de magma máfico pode levar à anatexia difusa da crosta (Fig. 12). Quando magmas máficos intrudem na crosta inferior, podem fornecer calor e voláteis para magmas félsicos, acionando processos de rejuvenescimento térmico e efetiva mistura magmática (Frost e Mahood, 1987).

A baixa viscosidade dos magmas máficos e as mínimas diferenças reológicas entre eles e os magmas félsicos facilitam a mistura convectiva, formando zonas de magmas híbridos (Huppert et al., 1984; Kumar et al., 2004). A recarga de magma, exemplificada pela adição da

amostra CS04A a um sistema magmático pré-existente representado pela amostra EF11A, influencia as trajetórias termodinâmicas e composicionais do sistema. Inicialmente, o magma principal (EF11A) a 1200°C evolui por cristalização fracionada, resultando na formação de fases cumuláticas como clinoenstatita, magnetita, augita, plagioclásio e ortopiroxênio (Fig. 10).

A introdução do pulso de magma CS04A a 1109°C (Fig. 11), contendo um líquido enriquecido em Fe, Mg, Al e K, pode reiniciar a sequência de cristalização promovendo a formação de novas fases sólidas e a mistura de composições (Fig. 11). As diferenças observadas (Δ_o) e calculadas (Δ_l) entre os magmas, junto com a composição fracionada (F), indicam que as rochas híbridas possuem composições distintas em comparação com os termos não híbridos, especialmente em relação a K₂O, FeO(t) e CaO (Fig. 6). A cristalização fracionada de fases como augita, andesina, hornblenda, feldspato alcalino e biotita pode formar rochas híbridas dioríticas. À medida que o magma evolui de um estado híbrido básico para intermediário e ácido, a cristalização fracionada continua influenciando a composição do magma, resultando em rochas granodioríticas a graníticas (Fig. 6).

A diferenciação da mistura de magmas de diferentes fontes gerou assinaturas geoquímicas únicas para o GAD, especialmente para os REEs. Os magmas híbridos mostram um substancial enriquecimento em LREE em relação ao manto primitivo, indicando a influência da contaminação crustal (Fig. 3.d, Fig. 5.c). A interação entre o magma ascendente e as rochas crustais levou à contaminação crustal, enriquecendo o magma em elementos como Rb e Ba. A análise das razões K/Rb em rochas não híbridas e híbridas indica que a contaminação crustal é um processo significativo nos termos híbridos (Fig. 7.a).

As reduções acentuadas nas razões K/Rb refletem a adição de fusões parciais da crosta e a mistura de diferentes pulsos magmáticos, corroborando a influência crustal na composição final do magma híbrido (Fig. 7.a). Estudos de mistura magmática em outros contextos, como o magmatismo cálcio-alcalino em Limnos (Glaser et al., 2022), demonstram que a mistura de magmas máficos com materiais crustais pode gerar enriquecimentos específicos de ETR e outros elementos. Além disso, a evolução das razões Sm/Yb e La/Sm nas rochas híbridas do GAD também indica processos de fusão parcial de peridotitos contendo granada (Fig. 3.a). Esse processo é corroborado pelas razões Ba/Rb e K/La observadas (Fig. 7.b), que mostram padrões semelhantes aos identificados em contextos de fusão crustal por outros autores (ex.: Furman e Graham, 1999).

Propõe-se que as interações crustais influenciaram magmas máficos estagnados na crosta inferior ou em ascensão através de uma crosta heterogênea controlada por zona de

cisalhamento. A ascensão desses magmas para a crosta média a superior favoreceu a incorporação de componentes anatóxicos graníticos e contaminantes no plúton principal, com diferentes taxas de fusão crustal, evidenciadas no campo por injeções graníticas observadas por diversos autores (ex.: Fontana, 2011; Schnorr, 2017). A introdução de novos pulsos magmáticos não apenas alterou as condições de cristalização e fracionamento, mas também promoveu uma mistura composicional eficaz, resultando em magmas híbridos com propriedades termodinâmicas e composicionais distintas.

5.3. Modelo petrogenético

O modelo esquemático da petrogênese dos magmas do GAD, proposto com base na modelagem geoquímica e termodinâmica integrada aos aspectos petrográficos e estruturais analisados por diversos autores, reflete uma evolução magmática complexa, envolvendo processos de cristalização fracionada, assimilação crustal e interação com as rochas envolventes, bem como contribuições de diversas fontes do manto e da crosta.

A natureza sintectônica das rochas de Quitéria resulta da cristalização simultânea durante um episódio de resfriamento gradual, evidenciado pela superposição coerente de estruturas magmáticas e estruturas de deformação em estado sólido, variando de temperaturas altas a baixas (Schnorr, 2019). Fontana (2011) documentou a presença de foliações magmáticas no GAD, evidenciadas pela orientação de feldspatos e biotitas, sobrepostas por deformação dúctil com um componente milonítico significativo. A evidência estrutural observada por Schnorr (2019) indica que a ausência de interrupção das estruturas primárias pelas estruturas deformacionais confirma a contemporaneidade das atividades magmáticas e tectônicas. Assim, pode-se afirmar que a ZCQSE se desenvolveu sobre um substrato Paleoproterozoico representado pela CAR, desempenhando um papel significativo na geração e ascensão dos magmas ali presentes (Schnorr, 2019).

Além disso, Fernandes et al. (1999) sugerem que a ocorrência de magmatismo máfico na ZCTDC (paralela à ZCQSE) pode indicar que essa falha transcrustal atingiu o manto (Fig. 12). Isso estaria relacionado à ocorrência dos magmas parentais do GAD, explicando a ascensão de magmas provenientes de profundidades para níveis mais rasos da crosta. As rochas parentais do GAD são compatíveis com magmas formados a temperaturas relativamente altas, aproximadamente 1230°C. As condições ideais de equilíbrio foram obtidas a pressões em torno de 3 kbar, sugerindo que o emplacamento e a solidificação do magma ocorreram a profundidades intermediárias na crosta, cerca de 12 km (Fig. 12).

Modelos de fusão parcial não-modal indicam que cerca de 25% de fusão parcial de um manto com composição espinélio-lherzolito é necessário para gerar as características do magma parental do GAD. Esses magmas apresentam compostos com Mg# superior a 50 e enriquecimento em MREE e HREE. Assumindo uma densidade crustal de 2,7 g/cm³ e um gradiente geotérmico de 25°C/km, a profundidade de geração dos magmas parentais do GAD seria aproximadamente 38 km (Fig. 12). Essas profundidades e temperaturas simuladas são compatíveis com a crosta continental inferior e o manto litosférico subcontinental, perto da descontinuidade de Mohorovičić (Chaklader, 1965).

No primeiro estágio de diferenciação, o magma passou por cristalização fracionada a 1220°C, resultando na remoção significativa de componentes máficos, o que enriqueceu o líquido residual em elementos incompatíveis. No segundo estágio, a 1030°C, a cristalização continuou, levando à formação de rochas intermediárias (Mg# menor que 50, enriquecimento em LILE e LREE). No terceiro estágio, a 950°C, a cristalização resultou em um magma residual que evoluiu para composições ácidas (Mg# menor que 40, enriquecimento em Na, LILE e LREE).

Além da cristalização fracionada, a interação entre o magma ascendente e as rochas encaixantes desempenhou um papel importante. O modelo AFC considera que o magma ascendente causou a assimilação das rochas encaixantes (Fig. 12). O processo WRA teria ocorrido a temperaturas superiores a 945 °C (Fig. 9), gerando um líquido inicial enriquecido em elementos incompatíveis. À medida que os magmas do manto entram em contato com a crosta, a perda de calor limita o tempo durante o qual os magmas permanecem principalmente no estado líquido dentro desses reservatórios.

Portanto, muitos pesquisadores argumentaram que os campos de solidificação provavelmente se desenvolvem rapidamente, formando uma zona rica em cristais fracionados entre a parte mais líquida do reservatório e as rochas encaixantes subsolidus (Bachmann e Huber, 2016). Esses cristais podem eventualmente adquirir uma orientação, como observado por Fontana (2011), onde as rochas máficas sempre ocorrem alongadas de acordo com a orientação da foliação magmática, e o grau de alongamento está relacionado ao aumento da intensidade de deformação.

A conexão entre os processos de resfriamento, cristalização e deformação dentro de reservatórios magmáticos sintectônicos está diretamente ligada ao desenvolvimento da foliação magmática. A foliação magmática é, portanto, um registro da história de fluxo e deformação dentro da câmara magmática, refletindo as condições e processos ocorridos durante a

solidificação do magma. A foliação magmática é caracterizada pela orientação de feldspatos e biotitas (Fontana, 2011), e deve ter se desenvolvido a temperaturas abaixo de 950°C, durante os estágios finais da cristalização fracionada.

À medida que o magma parental esfriou, houve uma significativa depleção de óxidos de Fe, Mg e Ca, ligeira depleção de Na e enriquecimento gradual em óxidos de Si e K, juntamente com um leve enriquecimento de óxido de Al. Ao atingir a temperatura de solidificação da rocha encaixante, em torno de 700°C, a cristalização fracionada prosseguiu sem que houvesse uma assimilação significativa adicional (Fig. 12). As principais variações na composição são atribuídas aos LILE, indicando uma significativa contaminação crustal durante a diferenciação do magma.

Está claramente estabelecido que os magmas parentais híbridos apresentam uma composição intermediária entre os componentes crustais e mantélicos (Fig. 5.c). Esses magmas apresentam valores substancialmente variáveis de MRFE, HREE, LILE e LREE. No entanto, um significativo enriquecimento de LILE em relação aos magmas não híbridos é evidente, o que indica que a fusão crustal foi importante para a geração das rochas do GAD, produzindo magmas que se misturaram com aqueles originários do manto. O processo FCA foi proeminente nesse cenário e parece estar intimamente relacionado ao processo de mistura (onde a fracionamento ocorre de maneira desacoplada da introdução de assimilantes crustais).

Com base nos estudos realizados particularmente por Fernandes et al. (1992), Gregory (2010), Fontana (2011), Knijnik (2012) e Schnorr (2017), pode-se afirmar que o controle estrutural desempenha um papel na evolução do magma e na diferenciação da composição geoquímica nas zonas de cisalhamento. A configuração crustal forneceu as condições necessárias para a ascensão do magma, promovendo a interação entre o magma e as rochas envolventes, influenciando a distribuição espacial e a complexidade da composição geoquímica resultante. Além disso, a geometria dos plútons em uma zona de cisalhamento pode ser intensamente influenciada pela complexa interação entre o magma e as rochas encaixantes, e, portanto, tende a ter uma forma ajustada à configuração estrutural (Fig. 12).

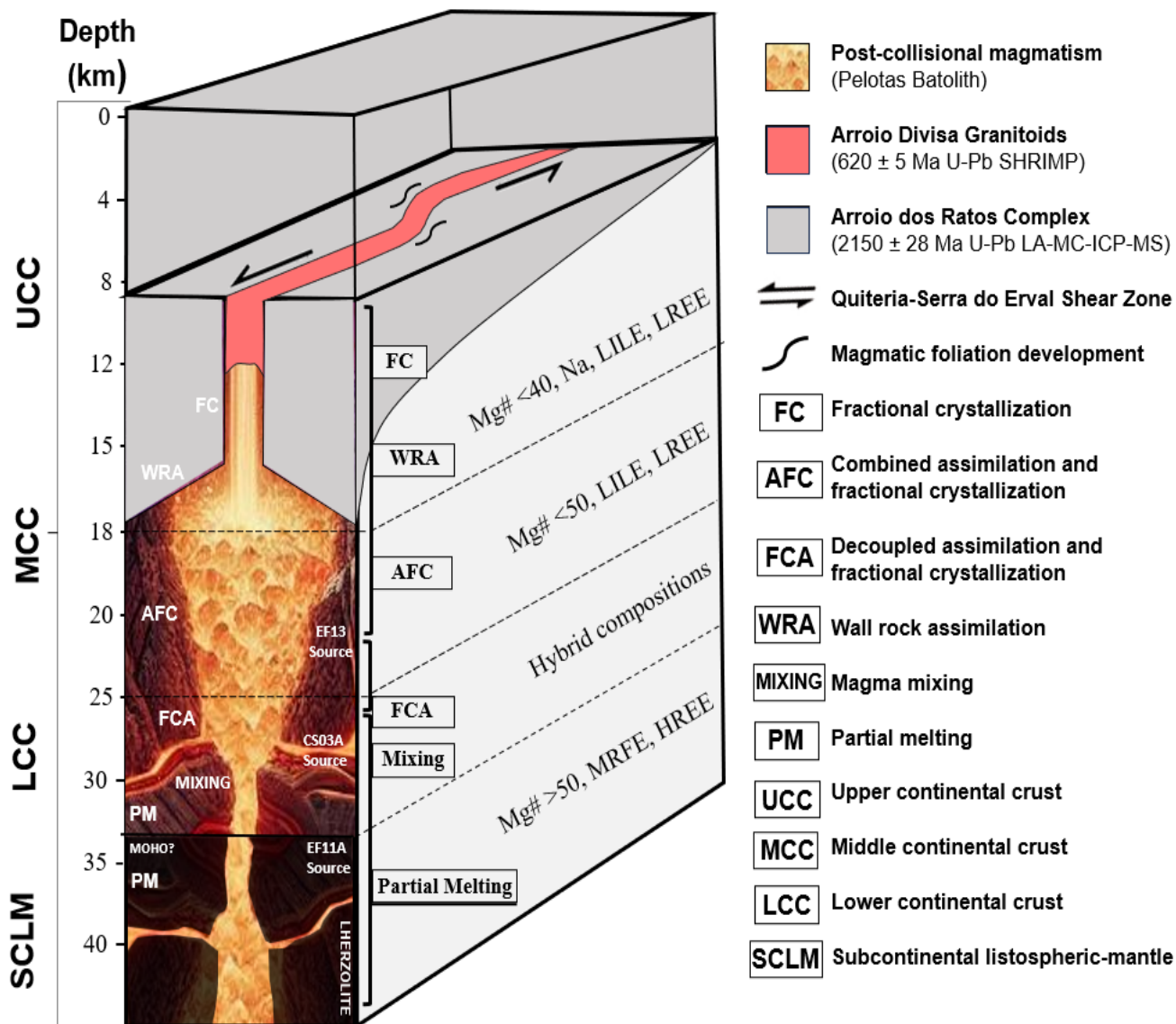


Figura 12. Modelo petrogenético proposto para a geração, evolução e posicionamento dos magmas sintectônicos do GAD em ambiente pós-colisional. Modificado de Fernandes et al. (1999).

5.4. Comparação com outros batólitos

Há um intenso debate sobre a origem dos magmas com composições variando de granodiorítica a granítica encontrados em vários batólitos ao redor do mundo, alguns deles em ambientes pós-colisionais. Esses debates envolvem processos magmáticos relacionados exclusivamente à crosta continental, como o aquecimento causado por cisalhamento ao longo de falhas crustais (Harrison et al., 1998), fusão da crosta espessada (England e Thompson, 1986), fusão do manto com delaminação litosférica em grande escala (Bird, 1978), fragmentação de placas (Davies e von Blanckenburg, 1995) e convecção ao longo das bordas e base da litosfera (Kaislaniemi e van Hunen, 2014).

Por outro lado, alguns autores (ex.: Jagoutz et al., 2013; Kärenlampi et al., 2021; Lombardo et al., 2020; Moraes, 2022; Castro et al., 2023; Gómez-Frutos et al., 2023; Bastos et al., 2024) focam na avaliação dos processos magmáticos, parâmetros termodinâmicos e profundidade de intrusão de corpos ígneos, o que é particularmente útil para comparar os modelos deste estudo com cenários de outras regiões do mundo.

Gómez-Frutos et al. (2023), com base em uma meta-análise de dados geoquímicos, apontam para uma relação petrogenética entre magmas de um manto enriquecido e granitos pós-colisionais, enfatizando como a mistura de magmas e a assimilação crustal não explicam a uniformidade geoquímica global e as tendências isotópicas observadas em diferentes suítes. Esses autores destacam que a maioria dos batólitos pós-colisionais está posicionada em modelos de crosta intermediária e do manto, sugerindo que uma quantidade significativa de material juvenil deve ser incorporada para gerar o magmatismo pós-colisional, mesmo quando apenas magmas graníticos são considerados (Gómez-Frutos et al., 2023).

Os experimentos realizados por Gómez-Frutos et al. (2023) são corroborados por valores moderadamente elevados de MgO e pela ocorrência de agregados de anortita, piroxênio e anfibólio em granodioritos e enclaves, explicados por um reequilíbrio em profundidades rasas dos líquidos sob pressões de 3 kbar. No GAD, os valores de MgO, a ocorrência de anortita, piroxênio e anfibólitos em granodioritos, assim como a presença de enclaves e testes termodinâmicos, indicam que os magmas são ajustados sob as mesmas condições de pressão propostas por esses autores.

As temperaturas de fusão parcial da crosta são altas (acima de 850°C), dificultando a geração de quantidades significativas de magma, mesmo com a presença de influxos periódicos de magma máfico (Gómez-Frutos et al., 2023). Esses autores destacam a importância dos magmas de um manto enriquecido, que fornecem à crosta inferior elementos incompatíveis, especialmente K, Sr e Ba. No GAD, não foi encontrada uma temperatura de solidificação para as rochas hospedeiras do CAR abaixo de 700°C e os modelos indicam a geração de líquido enriquecido em K, Na e Al acima de 865°C. Nesse sentido, a introdução de água é um fator essencial para reduzir as temperaturas de fusão, com modelos de sistemas anidros sendo um problema de superestimativa das temperaturas e subestimativa do conteúdo de líquido assimilante.

O magmatismo pós-colisional tardio do Batólito de Florianópolis (590 Ma – Moraes, 2022), contemporâneo ao Batólito de Pelotas, é representado por associações plutono-vulcânicas em níveis rasos relacionadas aos estágios finais do Cinturão Dom Feliciano em seu setor norte. Os granitoides estudados por Moraes (2022) foram formados sob condições

de baixa pressão (0,5 kbar) e alta temperatura (858 °C), resultando em magmatismo do tipo A2, supersaturado em sílica (74-79% em peso), metaluminoso a ligeiramente peraluminoso, levemente alcalino e rico em K. Eles são rochas consideravelmente mais diferenciadas do que os termos primitivos do GAD.

A ocorrência significativa de rochas fortemente fracionadas destaca a contribuição crustal; a contribuição do manto também é evidenciada, com enclaves máficos microgranulares encontrados na maioria das rochas graníticas (Moraes, 2022). Este autor propõe uma interação entre fontes do manto e da crosta associadas a processos AFC. Os corpos graníticos que exibem essas características provavelmente estão situados em níveis rasos da crosta, variando de 5 a 15 km de profundidade (Moraes, 2022). Considerando que as rochas primitivas do GAD são significativamente menos diferenciadas do que as rochas graníticas estudadas por Moraes (2022), uma pressão de 3 kbar e uma temperatura final de 945°C encontradas no GAD são razoavelmente compatíveis e comparáveis aos resultados termodinâmicos daquele autor. Os magmas máficos são tipicamente encontrados a maiores profundidades do que os termos diferenciados, estando assim, sob pressões mais altas.

No segmento sudeste do Batólito de Pelotas, o Complexo Pinheiro Machado (616 - 608 Ma; Loureiro, 2021) é a ocorrência mais representativa de rochas plutônicas com uma ampla faixa composicional de arco magmático continental sin-colisional. A modelagem do Complexo Pinheiro Machado (PMC) sugere que o processo de anatexia de dioritos, causado pelo aquecimento e pela atividade contínua da câmara magmática, provavelmente ocorreu a uma taxa de fusão (F) de 5% a 10% (Bastos et al., 2024). No entanto, isso não se refere à origem da composição, mas sim à fusão dos materiais iniciais para gerar o líquido, assumindo uma componente crustal. No GAD, por outro lado, foram encontrados valores de F de até 25%, extraídos de uma fonte de composição ultramáfica.

As rochas híbridas mostram contribuições do processo de mistura, com correlações geoquímicas nas curvas dos elementos maiores para os primeiros membros de fusão diorítica e sienogranítica, variando de 40% a 60% (Bastos et al., 2024). Os resultados indicaram que o PMC cristalizou em um sistema aberto com recarga e assimilação controlada por FCA e AFC, como evidenciado pela presença de texturas minerais de desequilíbrio e algumas variações nas curvas de modelagem geoquímica (Bastos et al., 2024). No GAD, também é identificada evidência de mistura e recarga de magma, tanto nas relações de campo quanto através da modelagem geoquímica, indicando que esses processos foram significativos em diferentes configurações tectônicas do Batólito de Pelotas.

Jagoutz et al. (2013) realizaram análises geoquímicas e de pressão na intrusão granítica no Batólito de Kohistan (150 Ma - Ali et al., 2024), que representa a crosta intermediária e superior do Arco Kohistan. Com base na barometria de Al-em-hornblenda, este batólito registra pressões de intrusão variando de 0,2 GPa (2 kbar) no norte a um máximo de 0,9 GPa (9 kbar) no sudeste (Jagoutz et al., 2013). As profundidades estimadas variaram de 8 a 9 km no norte a profundidades de base de 25-35 km (partes central-sul a sudeste), representando uma seção transversal completa de um batólito de arco (Jagoutz et al., 2013). O engrossamento crustal durante o período pós-colisional pode ter sido a principal causa da fusão crustal em Kohistan (Pettersson, 2015). Embora envolva um ambiente tectônico diferente do GAD, os modelos do Batólito de Kohistan mostram que as condições magmáticas de baixa pressão são recorrentes, e que a profundidade varia ao longo do comprimento da intrusão, sendo influenciada pela configuração da crosta.

Castro et al. (2023), em sua análise das rochas pós-colisionais do Batólito Los Pedroches (c. 307 Ma), identificaram uma notável homogeneidade isotópica com valores semelhantes para granodioritos e enclaves máficos. Essa homogeneidade é característica de um sistema isotópico próximo ao equilíbrio e apoia a hipótese de que os granodioritos e enclaves originaram-se de um magma parental comum derivado do manto (Castro et al., 2023). Estimativas das condições de cristalização de anfíboles em enclaves do Batólito Los Pedroches revelam pressões variando de 1 a 3,5 kbar e temperaturas de até 820°C para magmas diferenciados, com conteúdos iniciais de água de até 4% (Castro et al., 2023). O Batólito Los Pedroches é outro exemplo de magmatismo pós-colisional em profundidades rasas com características semelhantes às do GAD, incluindo granodioritos e rochas máficas híbridas.

Kärenlampi et al. (2021) realizaram modelagem geoquímica e termodinâmica detalhada de granitoides (2050 Ma – Kärenlampi, 2019) da suíte Otanmäki. Na fase inicial de cristalização dos magmas parentais modelados, ocorrendo entre 1200 e 1050°C, a remoção de clinopiroxênio, olivina e plagioclásio continua até que aproximadamente 60-70% da massa do magma parental tenha cristalizado. Os processos de assimilação-cristalização fracionada (AFC) com assimilação crustal são considerados como ocorrendo na crosta intermediária a superior, sob pressões de 2-4 kbar e profundidades de 7-15 km (Kärenlampi et al., 2021). Os resultados da modelagem realizada por Kärenlampi et al. (2021) são particularmente comparáveis aos encontrados para o GAD, exibindo as mesmas tendências de cristalização e valores termodinâmicos similares. Além disso, a profundidade de intrusão obtida por esses autores é próxima à encontrada para o GAD.

Lombardo et al. (2020) modelaram os processos magmáticos mais comuns e identificaram as características da gênese de granitoides no Batólito de Serre. Este batólito se formou em um regime extensional pós-colisional, onde a fusão parcial de uma sequência vulcano-sedimentar espessa foi o principal processo responsável pela geração de magmas granitoides primários com composições variadas (Lombardo et al., 2020). A ausência de zircão herdado, a zonagem normal em plagioclásio e a natureza cumulática dos quartzo-dioritos enriquecidos em biotita e plagioclásio sustentam a ideia de que a cristalização fracionada (FC) foi o principal processo magmático responsável pela diversidade geoquímica dos granitoides (Lombardo et al., 2020). O magma parental era um tonalito que produziu três cumulações distintas em diferentes graus de fracionamento ($F = 10-30\%$), resultando em quartzo-dioritos (Lombardo et al., 2020). Ao contrário dos modelos do GAD, esses autores assumem uma fusão estritamente crustal, com os processos de FC desempenhando um papel principal na diferenciação magmática. Além disso, nenhuma evidência geoquímica foi encontrada para apoiar a mistura de magmas como um processo significativo na evolução magmática dos granitoides do Batólito de Serre (Lombardo et al., 2020).

As comparações destacam que as condições de temperatura e pressão para a formação de magmas em batólitos pós-colisionais geralmente variam de 0,5 kbar a 3 kbar, com temperaturas superiores a 800°C (Tab. 9). Essas condições estão alinhadas com as observadas no GAD. Em conclusão, enquanto os modelos do GAD buscam ajustar um modelo petrogenético ideal, a análise comparativa desses batólitos evidencia a complexidade do magmatismo influenciado por fontes tanto crustais quanto mantélicas.

Embora todos os plútons compartilhem os intervalos de pressões e temperaturas estimados, os intervalos de profundidade em muitos desses estudos são bastante amplos, tornando as comparações diretas menos precisas (Tab. 9). Cada batólito oferece informações únicas sobre a variabilidade da evolução magmática em ambientes pós-colisionais, e cada batólito é controlado por processos magmáticos distintos. Os fenômenos que podem influenciar as propriedades desses batólitos são numerosos, tornando a conclusão comparativa um tanto inadequada, o que implica na necessidade de restrições adicionais.

Tabela 9. Resumo da comparação dos parâmetros termodinâmicos, profundidade e processos magmáticos em batólitos pós-colisionais, não orogênicos e de arco magmático.

	Batholith	Tectonic setting	Pressure (kbar)	Temperature (°C)	Depth (km)	Magmatic Process
This study	Pelotas Batholith	Post-collisional	3	945 – 1200 (overestimated)	10	Mixing, FCA, AFC
Gómez-Frutos et al. (2023)	(Worldwide)	Post-collisional	3	850	(Shallow)	FC
(Moraes, 2022)	Florianópolis Batholith	Post-collisional	0.5	858	5 - 15	FC, AFC
Castro et al. (2023)	Los Pedroches Batholith	Post-collisional	1 – 3.5	820	-	-
Lombardo et al. (2020)	Serre Batholith	Post-collisional	-	-	-	FC
Kärenlampi et al. (2021)	Otanmäki suite	Non-orogenic	2 – 4	1050 – 1200	7 - 15	FC, AFC
Bastos (Bastos et al., 2024).	Pelotas Batholith	Magmatic arc	-	-	-	Mixing, FCA, AFC
Jagoutz et al. (2013)	Kohistan Batholith	Magmatic arc	2 – 9	-	8 - 35	-

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

- 1) As rochas máficas representam composições mais próximas dos magmas parentais e são uma evidência direta dos estágios iniciais do magmatismo da GAD. Os modelos indicam que a fusão parcial de 25% de uma composição do manto litosférico é ideal para gerar magmas com as características geoquímicas observadas. Esse processo pode gerar magmas toleíticos de alta temperatura, enriquecidos em Fe, Mg, Ca, Cr e HREE, com baixos valores de Th/Yb e Ta/Yb, valores de Mg# de até 60 e assinaturas de elementos-traços que se aproximam dos valores do manto. Esses magmas provavelmente evoluíram a maiores profundidades antes de serem intrudidos em níveis rasos da crosta. A assimilação de material externo (crosta ou rocha encaixante) é um cenário plausível de acordo com os modelos AFC, já que os valores de LILE para essas rochas são mais altos do que os encontrados em MORBs. Além disso, as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de até 0,72234 e valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ de -10,93 indicam uma contribuição da crosta continental. Portanto, pode-se sugerir que um reservatório de magma máfico estaria localizado a maiores profundidades, fornecendo magmas que evoluíram para composições intermediárias a félsicas em reservatórios rasos ou ascenderam diretamente através de zonas de cisalhamento, sendo influenciados pela assimilação crustal. A cristalização fracionada dos líquidos residuais desses magmas teria ocorrido em maiores profundidades, onde múltiplas fases de processos de FC resultaram na formação de rochas granodioríticas e graníticas.

- 2) A mistura efetiva de magmas nas zonas de interação entre o manto litosférico subcontinental e a crosta continental inferior é bem evidenciada pelas razões La/Lu, Rb/Sr e K/Rb. Isso é exemplificado recarga magmática (RFC), que teria enriquecido os magmas com MRFE, LILE e LREE por meio da fusão crustal com componentes do manto, gerando composições híbridas. Assim, as diferenças composicionais observadas nos termos híbridos refletem processos de mistura entre magmas mantélicos e crustais. Influenciadas por mecanismos de mistura e assimilação crustal, as rochas híbridas exibem trajetórias evolutivas diversas, caracterizadas por mudanças significativas na composição química e mineralógica ao longo do tempo. A interação entre os magmas do manto e da crosta não apenas facilitou a formação de zonas de mistura, mas também enriqueceu os líquidos com elementos crustais como Rb, Ba e LREE, aumentando a diversidade composicional. As discrepâncias composicionais observadas entre os termos não híbridos e híbridos refletem as diferentes proveniências das fontes, com contrastes nos valores de Cs, Rb, Ba, Th, K, La, Ce, Pr e Nd, sendo os termos híbridos mais enriquecidos nesses elementos, provavelmente indicando uma assinatura crustal.
- 3) A modelagem termodinâmica indica que os valores que melhor se ajustam às tendências composicionais dos magmas parentais sob condições de equilíbrio ideal são obtidos a temperaturas iniciais em torno de 1200°C, temperaturas finais em torno de 945°C e pressões de 3 kbar. Supondo uma densidade crustal de 2,7 g/cm³, o posicionamento do plúton é estimado a uma profundidade mínima de 12 km. Teoricamente, isso teria aquecido a temperatura da rocha encaixante (CAR) a ponto de ultrapassar a temperatura de fusão (700 – 880°C) e gerar um líquido assimilante enriquecido em elementos de baixo ponto de fusão (especialmente K, Na e Al). Isso está parcialmente relacionado às várias ocorrências de xenólitos de CAR nas rochas da GAD. Portanto, o modelo anidro não é realista do ponto de vista magmático, levando a uma superestimativa das temperaturas.
- 4) A configuração transcrustal das zonas de cisalhamento teria proporcionado as condições ideais para a ascensão, posicionamento e interação dos magmas com as rochas encaixantes, influenciando a distribuição espacial e a complexidade das composições geoquímicas resultantes. Isso favoreceu a incorporação de componentes crustais, resultando em trajetórias evolutivas controladas por cristalização fracionada e assimilação crustal, com variabilidade e dispersão nos valores de Th, Nb, Zr, Rb, Ba e K. Assim, assumimos que a configuração estrutural é um fator importante que pode ter contribuído para a complexidade composicional observada e deve ser considerada em

abordagens futuras. Os resultados obtidos são consistentes com observações de campo, especialmente de enclaves máficos, diques máficos sin-plutônicos, xenólitos de rochas hospedeiras, injeções félsicas e produtos de hibridização. Essa evidência tem sido identificada por vários autores nas últimas décadas (Fontana, 2011; Schnorr, 2017; Knijnik, 2019). Por fim, distinguir e caracterizar os reservatórios de magma e identificar as fontes de assimilação e contaminação crustais são importantes para o desenvolvimento de modelos que abordem o plutonismo associado ao ambiente pós-colisional no sul do Brasil.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bachmann, O., & Huber, C. (2016). Silicic magma reservoirs in the Earth's crust. *American Mineralogist*, 101(11), 2377–2404.
- Bastos, V. A., et al. (2024). Slab failure-related magmatism in the Pinheiro Machado Complex, southern Dom Feliciano Belt, Brazil. *Geological Journal*, 59(6), 1774–1793.
- Beard, J.S., Ragland, P.C., & Crawford, M.L. (2005). Reactive Bulk Assimilation: A Model for Crust-Mantle Mixing in Silicic Magmas. *Geology*, 33(8), 681-684.
- Bergantz, G.W. (1990). Melt fraction diagrams: the link between chemical and transport models in modern methods of igneous petrology: understanding magmatic processes. *Reviews in Mineralogy*, 24, 239-257.
- Betino, G., Florisbal, M. L. M., Martini, A., & Lauro. (2024). Anatomy of the transpressional Dom Feliciano Belt and its pre-collisional isotopic (Sr–Nd) signatures: A contribution towards an integrated model for the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle. *Gondwana ReseCARh*, 125, 180–209.
- Bird, P. (1978). Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. *Journal of Geophysical ReseCARh*, 83, 4975–4987.
- Bittencourt, M. F., & Nardi, L. V. S. (1993). Late to post-collisional Brasiliano granitic magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65, 3–16.
- Bittencourt, M. F., & Nardi, L. V. S. (2000). Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 184–187.
- Bohrson, W. A. et al. (2014). Thermodynamic Model for Energy-Constrained Open-System Evolution of Crustal Magma Bodies Undergoing Simultaneous Recharge, Assimilation and Crystallization: the Magma Chamber Simulator. *Journal of Petrology*, 55(9), 1685–1717.
- Bohrson, W. A. et al. (2020). Diagnosing open-system magmatic processes using the Magma Chamber Simulator (MCS): part I—major elements and phase equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 175(11).
- Cabanis, B., & Lecomte, M. (1989). Le Diagramme La/10 – Y/15 – Nb/8: Un Outil pour la Discrimination des Séries Volcaniques et en Évidence des Mélanges et/ou de la Contamination Crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, 309, 2023-2029..
- Centeno, A. P. (2012). Os granitóides sintectônicos pós-colisionais Sanga do Areal, intrusivos no Complexo Arroio dos Ratos, na Região de Quitéria, RS. [Lume.ufrgs.br](http://lume.ufrgs.br).

- Chaklader, A. C. D. (1965). The Mohorovičić Discontinuity. *Nature*, 207(5001), 1082–1083.
- Chemale Junior, F. (2000). Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In Holz, M. & de Ros, L. F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul* (pp. 13–52). Porto Alegre: CIGO-UFRGS.
- Cribb, J.W., & Barton, M. (1996). Geochemical Effects of Decoupled Fractional Crystallization and Crustal Assimilation. *Lithos*, 37(4), 293-307.
- D'Avila Fernandes, F. et al. (1999). The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, 29(1), 3–24.
- Davies, J.H. & von Blanckenburg, F. (1995). Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129, 85–102.
- De Lima, E. F., & Nardi, L. V. S. (1998). The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(1), 67–77.
- DePaolo, D.J. (1981). Trace Element and Isotopic Effects of Combined Wallrock Assimilation and Fractional Crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2), 189-202.
- Díaz-Azpiroz, M., & Fernández, C. (2009). Triclinic transpression zones with inclined extrusion. *Journal of Structural Geology*, 31, 1255–1269.
- Edmonds, M., et al. (2019). Architecture and dynamics of magma reservoirs. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 377(2139), 20180298.
- England, P.C. & Thompson, A. (1986). Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. *Geological Society (London) Special Publications*, 19, 83–94.
- Ersoy, E. Y. (2013). PETROMODELER: A Microsoft® Excel© Spreadsheet Program for Modelling Melting, Mixing, Crystallization and Assimilation Processes in Magmatic Systems. *Turkish Journal of Earth Sciences*.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A. & Porcher, C.C. (1992). Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Don Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5, 77–96.
- Figueiredo, M. C. H., Frago Cesar, A. R. S., & Kronberg, B. L. (1990). Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia* (36), Natal, Anais, 1623–1738.
- Florisbal, L., Nardi, L. V. S., & Bittencourt, M. F. (2005). Geoquímica das rochas máficas toleíticas da Suíte pós-colisional Paulo Lopes, Neoproterozóico do sul do Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 32(2), 69–79.
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., & Toscani, L. (1987). The Ultrapotassic Rocks: Characteristics, Classification, and Constraints for Petrogenetic Models. *Earth-Science Reviews*, 24(2), 81-134.
- Fontana, E. (2011). Caracterização geoquímica e petrogenética dos granitóides Arroio Divisa, região de Quitéria, Rio Grande do Sul. lume.ufrgs.br.
- Fontana, E. et al. (2012). Caracterização geoquímica e petrogenética dos Granitoides Arroio Divisa, região de Quitéria, Rio Grande do Sul. *Geologia USP. Série Científica*, 12(3), 33–56.

Fragoso Cesar, A. R. S. (1991). Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Tese (Doutorado).

Freeburn, R., et al. (2017). Numerical models of the magmatic processes induced by slab breakoff. *Earth and Planetary Science Letters*, 478, 203–213.

Frost, B. R.; Frost, C. D. (2008). A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, 49(11), 1955–1969.

Frost, T.P., & Mahood, G.A. (1987). Field, Chemical, and Physical Constraints on Mafic-Felsic Magma Interaction in the Lamark Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*, 99(2), 272.

Furman, T., & Graham, D. (1999). Erosion of Lithospheric Mantle beneath the East African Rift System: Geochemical Evidence from the Kivu Volcanic Province. *Developments in Geotectonics*, 1(1), 237-262.

Gelman, S.E., Deering, C.D., Bachmann, O., Huber, C. & Gutierrez, F.J. (2014). Identifying the crystal graveyards remaining after large silicic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 403, 299–306.

Gómez-Frutos, D., Castro, A., & Gutiérrez-Alonso, G. (2023). Post-collisional batholiths do contribute to continental growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 603, 117978.

Gregory, T. R. (2010). Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua seção-tipo, Região de Quitéria, RS. Lume.ufrgs.br.

Gregory, T. R. et al. (2017). Petrogenesis of metamorphosed Paleoproterozoic, Arc-related tonalites, granodiorites and coeval basic to intermediate rocks from southernmost Brazil, based on elemental and isotope geochemistry. *Lithos*, 277, 72–91.

Grosche, L., Gläser, L., et al. (2022). The High-K Calc-Alkaline to Shoshonitic Volcanism of Limnos, Greece: Implications for the Geodynamic Evolution of the Northern Aegean. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 177(8).

Grunder, A.L., Klemetti, E.W., Feeley, T.C. & McKee, C.L. (2008). Eleven million years of arc volcanism at the Aucanquilcha Volcanic Cluster, northern Chilean Andes: Implications for the lifespan and emplacement of batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 97, 415–436.

Gündüz, M., & Asan, K. (2021). PetroGram: An Excel-Based Petrology Program for Modeling of Magmatic Processes. *Geoscience Frontiers*, 12(1), 81-92.

Harrison, T.M., Grove, M., Lovera, O.M. & Catlos, E.J. (1998). Greater Himalayan crystallines. *Journal of Geophysical Research*, 103, 27017–27032.

Hart, S. R. et al. (1992). Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science*, 256, 517–520.

Hart, S.R., Blusztajn, J., Dick, H.J.B., Meyer, P.S., & Muehlenbachs, K. (1999). The Fingerprint of Seawater Circulation in a 500-Meter Section of Ocean Crust Gabbros. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(23-24), 4059-4080. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)

Hartmann, L. A., et al. (2000). Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47, 829–843.

- Heilbron, M.; Machado, N. (2003). Timing of Terrane Accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125, 87-112. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00082-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00082-2).
- Hildreth, W.S. & Moorbath, S. (1988). Crustal Contribution to arc Magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489.
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E., & Roberts, D. (2012). Geochemistry of Amphibolite-Facies Volcanics and Gabbros of the Storen Nappe in Extensions West and Southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: A Key to Correlations and Paleotectonic Settings. *American Journal of Science*, 312(4), 357-416. <https://doi.org/10.2475/04.2012.01>
- Huber, A. et al. (2009). Characterization of the rapamycin-sensitive phosphoproteome reveals that Sch9 is a central coordinator of protein synthesis. *Genes & Development*, 23(16), 1929-1943.
- Hueck, M. et al. (2018). The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. *Geology of Southwest Gondwana*, 11-302.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J., & Turner, J.S. (1984). Some Effects of Viscosity on the Dynamics of Replenished Magma Chambers. *Journal of Geophysical Research*, 89(B8), 6857-6877.
- Jackson, M.G., & Dasgupta, R. (2008). Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from Global Trends between Radiogenic Isotopes and Major Elements in Ocean Island Basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 276(1-2), 175-186. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.023>
- Jacobs, M. G. (2017). Magmatismo máfico associado ao granito Encruzilhada do Sul, RS: significado tectônico e importância para a geração do magmatismo granítico. UFRGS.
- Jagoutz, E. et al. (1979). The Abundances of Major, Minor and Trace Elements in the Earth's Mantle as Derived from Primitive Ultramafic Nodules. *Proceedings of the 10th Lunar and Planetary Science Conference*, 2031-2050.
- Kaczmarek, M.-A. et al. (2016). Metasomatized Mantle Xenoliths as a Record of the Lithospheric Mantle Evolution of the Northern Edge of the Ahaggar Swell, In Teria (Algeria). *Journal of Petrology*, 57(2), 345-382.
- Kaislaniemi, L. et al. (2014). Sublithospheric small-scale convection—A mechanism for collision zone magmatism. *Geology*, 42(4), 291-294.
- Kärnlampi, K., et al. (2021). Geochemical and thermodynamic modeling of the petrogenesis of A1-type granites and associated intermediate rocks: A case study from the central Fennoscandian Shield. *Geochemistry*, 81(2), 125734.
- Knijnik, D. B. (2018). Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sr-Nd dos granitóides sintectônicos às zonas de cisalhamento transcorrentes Quitéria Serra do Erval e Dorsal de Canguçu, Rio Grande do Sul, Brasil. *Lume.ufrgs.br*.
- Knijnik, D. B. et al. (2012). Caracterização geoquímica e estrutural do Granodiorito Cruzeiro do Sul: magmatismo shoshonítico pós-colisional neoproterozoico em zona de transcorrência, região de Quitéria, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1), 17-38.
- Koester, E. et al. (2021). A evolução crustal do Escudo Sul-Rio-Grandense sob a perspectiva dos sistemas isotópicos Sr-Nd. *Lume.ufrgs.br*.
- Kumar, S. (2014). *Magmatic Processes: Review of Some Concepts and Models*. Society of Earth Scientists series, p. 1-22.

Kumar, S., Rino, V., & Pal, A.B. (2004). Field Evidence of Magma Mixing from Microgranular Enclaves Hosted in Palaeoproterozoic Malanjhand Granitoids, Central India. *Gondwana Research*, 7(3), 539-552.

Kumar, S.; Singh, R. N. (2014). *Modelling of Magmatic and Allied Processes*. Springer.

Lauro, et al. (2008). Geochemistry and petrogenesis of post-collisional ultrapotassic syenites and granites from southernmost Brazil: the Piquiri Syenite Massif. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80(2), 353–371.

Le Bas, M. J. et al. (1986). A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745–750.

Lee, H. Y., et al. (2012). Geochemical and Sr–Nd isotopic constraints on the genesis of the Cenozoic Linzizong volcanic successions, southern Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences*, 53, 96–114.

Lombardo, R., Fiannacca, P., & Cirrincione, R. (2020). Geochemical modelling of granitoid magma diversity at Capo Vaticano Promontory (Serre Batholith, southern Italy). *Geochemistry*, 80(2), 125599.

Magmatic Systems, Volume 57 (International Geophysics): Ryan, Michael P., Holton, James R., Dmowska, Renata: 9780126050707: Amazon.com: Books. Disponível em: <<https://www.amazon.com/Magmatic-Systems-57-International-Geophysics/dp/0126050708>>. Acesso em: 16 out. 2024.

Mahood, G.A., & Stimac, J.A. (1990). Trace-Element Partitioning in Pantellerites and Trachytes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(8), 2257-2276.

Matté, V., et al. (2021). Ediacaran Na-alkaline Acampamento Velho volcanism in the Ramada Plateau, southernmost Brazil: Sr–Nd–Pb isotopic data and petrogenetic evolution. *Precambrian Research*, 358, 106167.

McDonough, W.F. (1991). *Chemical and Isotopic Systematics of Continental Mantle*. Treatise on Geochemistry.

McDonough, W.F., & Frey, F.A. (1989). REE in Upper Mantle Rocks. In: Lipin, B.R., & McKay, G.R. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. Mineralogical Society of America, 99-145.

McSween, H.Y., Richardson, S.M., & Uhle, M.E. (2003). *Geochemistry: Pathways and Processes* (2nd ed.). Columbia University Press. ISBN 0-231-12440-6.

Menzies, M.A., & Hawkesworth, C.J. (1987). *Mantle Metasomatism*. Academic Press, London.

Meschede, M. (1986). A Method of Discrimination between Different Types of Mid-Ocean Ridge Basalts and Continental Tholeiites with the Nb-Zr-Y Diagram. *Chemical Geology*, 56(1-2), 207-218. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90004-5)

Miyashiro, A. (1974). Volcanic Rock Series in Island arcs and Active Continental Margins. *American Journal of Science*, 274, 321-355.

Moyen, J.-F., et al. (2021). Crustal melting vs. fractionation of basaltic magmas: Part 1, granites and paradigms. *Lithos*, 402-403, 106291.

Nardi, L. V. S., & Bittencourt, M. F. (1989). Geologia, petrologia e geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(2), 153–169.

Palme, H., & O'Neill, H.St.C. (2004). Cosmochemical Estimates of Mantle Composition. In: Holland, H.D., & Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*. Elsevier.

Pearce, J.A. (1982). Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* (pp. 252-548). John Wiley and Sons. Retrieved from <https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=1697447>. Accessed on: October 16, 2024.

Pearce, J.A. (1983). Role of the Sub-Continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. In: Hawkesworth, C.J., & Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (pp. 230-249). Shiva Cheshire, UK.

Pearce, J.A., & Norry, M.J. (1979). Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Intrusive Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(1), 33-47. Retrieved from <https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=1471794>. Accessed on: October 16, 2024.

Perugini, D., & Poli, G. (2000). Chaotic Dynamics and Fractals in Magmatic Interaction Processes: A Different Approach to the Interpretation of Mafic Microgranular Enclaves. *Earth and Planetary Science Letters*, 175(1-2), 93-103.

Petrelli, M. et al. (2005). PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(7), n/a-n/a.

Philipp, R. P. (1990). *Geologia e Petroquímica dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas, RS. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação (Mestrado).*

Philipp, R. P. (1998). *A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul.*

Philipp, R. P. et al. (2024). Magmatismo extensional da Suíte Dom Feliciano, Batólito Pelotas, Cinturão Dom Feliciano, RS, Brasil: dados geocronológicos, isotópicos e de química-mineral. Disponível em: <https://repositorio.usp.br/item/002798959>. Acesso em: 16 out. 2024.

Philipp, R. P., & Machado, R. (2001). Suítes Graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3), 257-268.

Philipp, R. P., et al. (1993). Reconhecimento Estrutural e Geoquímico dos Granitóides Brasileiros da Região de Pelotas, RS. *Pesquisas em Geociências*, 20(1), 3.

Philipp, R. P., et al. (2002). O magmatismo granítico neoproterozoico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2), 277-290.

Saccani, E. (2015). A New Method of Discriminating Different Types of Post-archean Ophiolitic Basalts and Their Tectonic Significance Using Th-Nb and Ce-Dy-Yb Systematics. *Geoscience Frontiers*, 6(4), 481-501.

Schneider, C. L.; Fontana, E. (2024). Hibridização do componente máfico de um sistema de mistura heterogênea de magmas: estudo textural e mineralógico. *Ufrgs.br*.

Schnorr, E. R. & Bittencourt, M. D. F. (2019). Evolução estrutural dos Granitoides Arroio Divisa durante o movimento transcorrente da Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval, Rio Grande do Sul. *Geologia USP: Série Científica*, 19(3), 185-204.

Schnorr, E. R. (2017). Evolução estrutural dos granitoides Arroio Divisa durante o movimento transcorrente da zona de cisalhamento Quitéria-Serra do Erval, RS. *lume.ufrgs.br*.

Schnorr, E. R. (2017). Evolução estrutural dos granitoides arroio divisa durante o movimento transcorrente da zona de cisalhamento Quitéria-Serra do Eral, RS. Lume.ufrgs.br.

Shaw, D.M. (1968). A Review of K-Rb Fractionation Trends by Covariance Analyses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32(5), 573-601. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(68\)90050-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(68)90050-1)

Shervais, J.W. (1982). Ti-V Plots and the Petrogenesis of Modern and Ophiolitic Lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1), 101-118.

Smith, V.J. (1999). Colloquium on Geology, Mineralogy, and Human Welfare. National Academy of Sciences, Washington DC.

Sommer, C. A., et al. (2006). The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78, 573–589.

Sun, S.; McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313–345.

Taylor, S. R.; McLennan, S. M. (1995). The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33(2), 241.

White, W.M. (2015). *Geochemistry*. Wiley-Blackwell.



Whittaker, P.J. (1986). Geological Survey of Ontario. Ontario Ministry of Northern Development and Mines.

Wilson, M. (1993). Magmatic differentiation. *Journal of the Geological Society of London*, 150, 611–624.


Wood, D.A. (1980). The Application of a Th-Hf-Ta Diagram to Problems of Tectonomagmatic Classification and to Establishing the Nature of Crustal Contamination of Basaltic Lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1), 11-30. Retrieved from <https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=1849681>. Accessed on: October 16, 2024.


8. ANEXO

8.1. Carta de submissão de artigo

Track the status of your submission to Journal of South American Earth Sciences  

Externa > Caixa de entrada x

 **Track your Elsevier submission** <no-reply@submissions.elsevier.com> para mim ▼ qua., 23 de out., 09:32 ★ ↶ ⋮

 Traduza para o português X

Manuscript Number: SAMES-D-24-00651
 Manuscript Title: Petrogenetic modeling of mantle-derived post-collisional magmas affected by crustal melting in Pelotas Batholith, Quitéria Region, Brazil.
 Journal: Journal of South American Earth Sciences

Dear Paulo Garcia,

Your submitted manuscript is currently under review. You can track the status of your submission in Editorial Manager, or track the review status in more detail using Track your submission here:
<https://track.authorhub.elsevier.com?uuid=cd2f8140-bfd3-4402-8331-6ad9a8c06f8e>

This page will remain active until the peer review process for your submission is completed. You can visit the page whenever you like to check the progress of your submission. The page does not require a login, so you can also share the link with your co-authors.

If you are a WeChat user, then you can also receive status updates via WeChat. To do this please click the following link; you will be taken to Elsevier China's website where further instructions will guide you on how to give permission to have your submission's details made visible in WeChat. Note that by clicking the link no submission data is transferred to the WeChat platform. If you have any questions about using Track your submission with WeChat please visit [在线咨](#)

Esta página foi deixada propositalmente em branco.