

# **GEOLOGIA APLICADA**

**Volume V**



**Fabricia Benda de Oliveira**

**Calvin da Silva Candotti**

**Rodson de Abreu Marques**

**(Organizadores)**



**Fabricia Benda de Oliveira**  
**Calvin da Silva Candotti**  
**Rodson de Abreu Marques**  
**(Organizadores)**

**GEOLOGIA APLICADA**  
**VOLUME V**

**CAUFES**  
**2022**



CCENS-UFES - Centro de Exatas, Naturais e da Saúde, Universidade Federal do Espírito Santo, Alto Universitário, s/n, Caixa Postal: 16, Guararema, Alegre-ES Telefax: (28) 3552-8687, www.alegre.ufes.br

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)  
(Serviço de Biblioteca Setorial Sul da Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

---

G345 Geologia Aplicada [recurso eletrônico] / Fabricia Benda de Oliveira [et al], Organizadores. – Dados eletrônicos. - Alegre, ES : CAUFES, 2022.  
127 p.: il. (Geologia Aplicada - v. 5)

ISBN: 978-65-86981-23-0

Modo de acesso: <http://geologia.ufes.br/e-book>

1. Geoquímica. 2. Solos – Erosão. 3. Água do mar. 4. Florestas sustentáveis. I. Oliveira, Fabricia Benda de, 1978-.

CDU: 555.1/4

---

Elaborado por Samantha Alves Rodrigues dos Santos – CRB-6 ES-000959/O

Os textos apresentados nesse livro são de inteira responsabilidade dos autores. Os organizadores não se responsabilizam pela revisão ortográfica e gramatical dos trabalhos apresentados.

**REITOR – UFES**  
**PAULO SÉRGIO DE PAULA VARGAS**

**DIRETOR DO CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS, NATURAIS E DA SAÚDE – UFES**  
**TAIS CRISTINA BASTOS SOARES**

**ORGANIZADORES DESTA OBRA**  
**FABRICIA BENDA DE OLIVEIRA**  
**CALVIN DA SILVA CANDOTTI**  
**RODSON DE ABREU MARQUES**

## **APRESENTAÇÃO**

A produção deste trabalho é independente e surgiu da ideia e colaboração de professores, alunos e ex-alunos do curso de Geologia do Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde, da Universidade Federal do Espírito Santo. Estão contidos neste livro 7 trabalhos apresentados na forma de capítulos e que abrangem temas relacionados a Geologia. O material contido nesta obra servirá de auxílio para estudantes, professores e profissionais da área das geociências em seus trabalhos e pesquisas.

## LISTA DOS ORGANIZADORES

**Fabricia Benda de Oliveira.** Professora Adjunta do Departamento de Geologia, Universidade Federal do Espírito Santo / Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde, Alegre, ES, e-mail: fabricia.oliveira@ufes.br

**Calvin da Silva Candotti.** PPGGEO – UFAM, Manaus, AM, e-mail: calvindasilvacandotti@gmail.com

**Rodson de Abreu Marques.** Professor Adjunto do Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG, email: rodson.marques@ufop.edu.br

## LISTA DE AUTORES

**ANDRÉ DANDERFER FILHO**  
**ARIADNE MARRA DE SOUZA**  
**BRUNO PAGUNG SANTI SOARES**  
**CLÁUDIA DOS SANTOS**  
**CLAYTON RICARDO JANONI**  
**EDGAR BATISTA DE MEDEIROS JÚNIOR**  
**EDUARDO DE SÁ MENDONÇA**  
**JAMILE LAQUINI MARQUES**  
**LORUAMA GEOVANNA GUEDER VARDIEIRO**  
**PEDRO DUTRA DRUMMOND**  
**PEDRO FONSECA DE ALMEIDA E VAL**  
**RAMON MESSIAS MARTINS;**  
**RENATA FREIRE DAVEL**  
**RODSON DE ABREU MARQUES**  
**THAMARA JÚLIA DA CRUZ SATURNINO**

Aos autores, os mais sinceros agradecimentos por contribuírem com mais esta obra. Aos leitores, espero que possam aproveitar bem o conteúdo e que o levem a sério, pois a Geologia é uma ciência fascinante. O conhecimento precisa ser trabalhado, processado, organizado e divulgado, para que o saber seja melhor aproveitado.

## Sumário

Capítulo 1.....	9
Arcabouço litoestratigráfico-estrutural do <i>greenstone belt</i> de Alvorada de Minas, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil	
<i>Bruno Pagung Santi Soares; Clayton Ricardo Janoni</i>	
Capítulo 2.....	33
Principais sítios tectônicos e processos de formação de riftes continentais	
<i>Cláudia dos Santos<sup>1</sup>; Ramon Messias Martins; André Danderfer Filho</i>	
Capítulo 3.....	45
Geoquímica de rochas vulcânicas de riftes continentais não associados a plumas mantélicas	
<i>Cláudia dos Santos; Ramon Messias Martins; André Danderfer Filho</i>	
Capítulo 4.....	59
Avaliação da erosão hídrica em sistemas agroflorestais contemplados pelo programa reflorestas no município de Muniz Freire-ES	
<i>Loruama Geovanna Guedes Vardiero; Ariadne Marra de Souza; Eduardo de Sá Mendonça; Jamile Laquini Marques</i>	
Capítulo 5.....	75
Influência climática e/ou tectônica na morfometria das bacias litorâneas brasileiras	
<i>Pedro Dutra Drummond; Ramon Messias Martins; Pedro Fonseca de Almeida e Val</i>	
Capítulo 6.....	95
Microestruturas indicativas de fusão em litotipos do Complexo Nova Venécia e da Supersuíte G2, estado do Espírito Santo	
<i>Renata Freire Davel; Edgar Batista de Medeiros Júnior</i>	
Capítulo 7.....	113
Estudo de inclusões fluídas em cristais de água marinha oriundos da região norte do Espírito Santo	
<i>Thamara Julia Da Cruz Saturnino; Edgar Batista de Medeiros Junior; Rodson de Abreu Marques</i>	



## Capítulo 1

**Arcabouço litoestratigráfico-estrutural do *greenstone belt* de Alvorada de Minas, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil***Bruno Pagung Santi Soares<sup>1</sup>; Clayton Ricardo Janoni<sup>2</sup>*

**RESUMO.** O *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas, localizado em Minas Gerais. Encontra-se em uma zona de influência entre a Serra do Espinhaço Meridional, Orógeno Araçuaí e o Cráton São Francisco. O corpo tem direção NNW-SSW, com comprimento de 60 km e largura máxima de 6 km, nos municípios Rio Vermelho, a norte, Serro, ao centro, e Alvorada de Minas a sul. Poucos estudos existem até hoje, carecendo de novos dados e acepções, a fim de analisar o arcabouço estrutural e litoestratigráfico, entender a dinâmica geotectônica regional, foi feito um mapeamento de escala 1:100.000, além de elucidação de suas potencialidades metalogenéticas. Foram definidos três grandes domínios geológicos-estruturais: 1) embasamento formado por granitoides gnáissicos arqueanos do Complexo Basal e Grupo Guanhões, na parte leste e uma faixa a oeste da área; 2) a sequência *greenstone belt*, em uma faixa N-S ao centro da área, que foi dividida duas unidades, a Unidade Inferior, composta por rochas metaultramáficas e metamáficas, como clorita-talco xistos e anfibólio-serpentina xistos, já a Unidade Superior é composta de intercalações tectônicas dessas rochas ultramáficas e máficas com rochas metassedimentares, que representam a parte de preenchimento do *greenstone belt*, como fuchsita quartzitos, quartzo-clorita xistos, quartzitos e xistos ferruginoso e formações ferríferas bandadas “Tipo Algoma”; 3) a sequência das rochas dos Supergrupo Espinhaço, dominadas pelas Formações Sopa-Brumadinho e Itapanhoacanga, representadas por quartzitos intercalados com lentes de xistos e metassedimentares do Grupo Serro, representadas pelo Grupo Serra da Serpentina, pacotes de quartzitos com intercalações de quartzo-clorita xistos, da Formação Meloso, formações ferríferas bandadas do “Tipo Lago Superior”, que representam a Formação Serra do Sapo. Quatro fases de deformação foram definidas, duas dúcteis e outra de traço progressivo dúctil-rúptil, retratando dois momentos. A primeira (Dn-1), gerou o bandamento gnáissico, afetando somente o Complexo Basal. A segunda (Dn), gerou foliação Sn, encontrada nas rochas do *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas. A terceira e a quarta fase (Dn+1’ e Dn+1’’) representam as últimas etapas de deformação, a primeira de caráter compressional de encurtamento WNW/ESE, gerando a foliação Sn+1, onde foi estabelecida uma estrutura antiforme-sinforme nas rochas, além de zonas de cavalgamento com vergência para NW e WNW, a segunda etapa foi responsável pelo caráter rúptil encontrado nessas rochas, como fraturas e falhas, mostra ligação direta com o evento brasileiro neoproterozoico. Acerca do potencial metalogenético, potenciais mineralizações de ouro “orogênico”, cromo em cromitas relacionadas a intrusões ultramáficas pré-orogênicas e o ferro com as formações ferríferas bandadas.

<sup>1</sup> Graduando, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) – Alegre, ES, Brasil;

<sup>2</sup> Docente, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) – Alegre, ES, Brasil

## **Arcabouço litoestratigráfico-estrutural do *greenstone belt* de Alvorada de Minas, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil**

**PALAVRAS-CHAVE.** *Greenstone Belt*; Arcabouço Estrutural e Litoestratigráfico; Mapeamento Geológico; Potencialidades Metalogenéticas; Cromitas.

### **INTRODUÇÃO**

A região centro-norte de Minas Gerais é representada tectonicamente na porção ocidental da Faixa de Dobramentos Araçuaí, juntamente com a borda meridional do Cráton do São Francisco, na borda oriental da Serra do Espinhaço, sendo assim, afloram rochas de sequências supracrustais arqueanas denominadas de Grupo Serro, ao sul da cidade de Serro, encontra-se o *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas, onde está localizada a área de trabalho.

O contexto dos blocos basais do Cráton São Francisco e da porção Setentrional da Província Mantiqueira ainda não foram bem definidos, onde o Grupo Serro está inserido, que representa supersequências de metassedimentos de ambiência plataformar. E o trabalho tem como objetivo a caracterização geológica da porção centro-sul das rochas do Grupo Serro.

Os estudos pioneiros na região do Grupo Serro, decorreram devido a atividades garimpeiras, principalmente pela exploração do ouro e diamante no século XVII e XVIII (BARBOSA, 2011). Os primeiros projetos geológicos desenvolvidos estão relacionados à Costa (1962), Assis (1981) e Uhlein (1982), onde foram responsáveis pelo mapeamento e discussão dos primeiros detalhes, visando basicamente o entendimento do arcabouço litoestratigráfico e potencialidades minerais do Grupo Serro. Já as potencialidades atuais, relacionadas ao cromo, foram estudadas por Walsh (2012).

O Grupo Serro se insere geologicamente em um contexto que é marcado por uma zona de transição entre compartimentos, onde o complexo encaixante da área compreende os blocos arqueanos Gouveia e Guanhões, com composição Tonalito-Trondhjemitó-Granodiorito (TTG) (CPRM, 2003). A mudança Arqueano-Paleoproterozoico é caracterizado pelas sequências metaultramáficas, metavulcânicas, quartzitos e as FFB (formações ferríferas bandadas), designadas de Grupo Serro e Grupo Serra da Serpentina (CPRM, 2003; KNAUER & GROSSI SAD, 2012; Rolim, 2016). Já o Mesoproterozoico é caracterizado pelo Supergrupo Espinhaço, que tem composição quartzítica e metaconglomerados (CPRM, 2003).

O estudo tem como principal foco a complementação de estudos anteriores, para o entendimento do quadro litoestratigráfico e elucidação do arcabouço estrutural, com auxílio de observação e discussão desses aspectos, com dados geológicos, estruturais e litoestratigráficos. Sendo assim, a possível definição do quadro geotectônico e estrutural, posicionando os blocos quanto a compartimentação das províncias ao redor. Devido a problemática do Grupo Serro, se é possível a classificação como *Greenstone Belt* e se é plausível separar o *Greenstone Belt* de Serro e o de Alvorada de Minas.

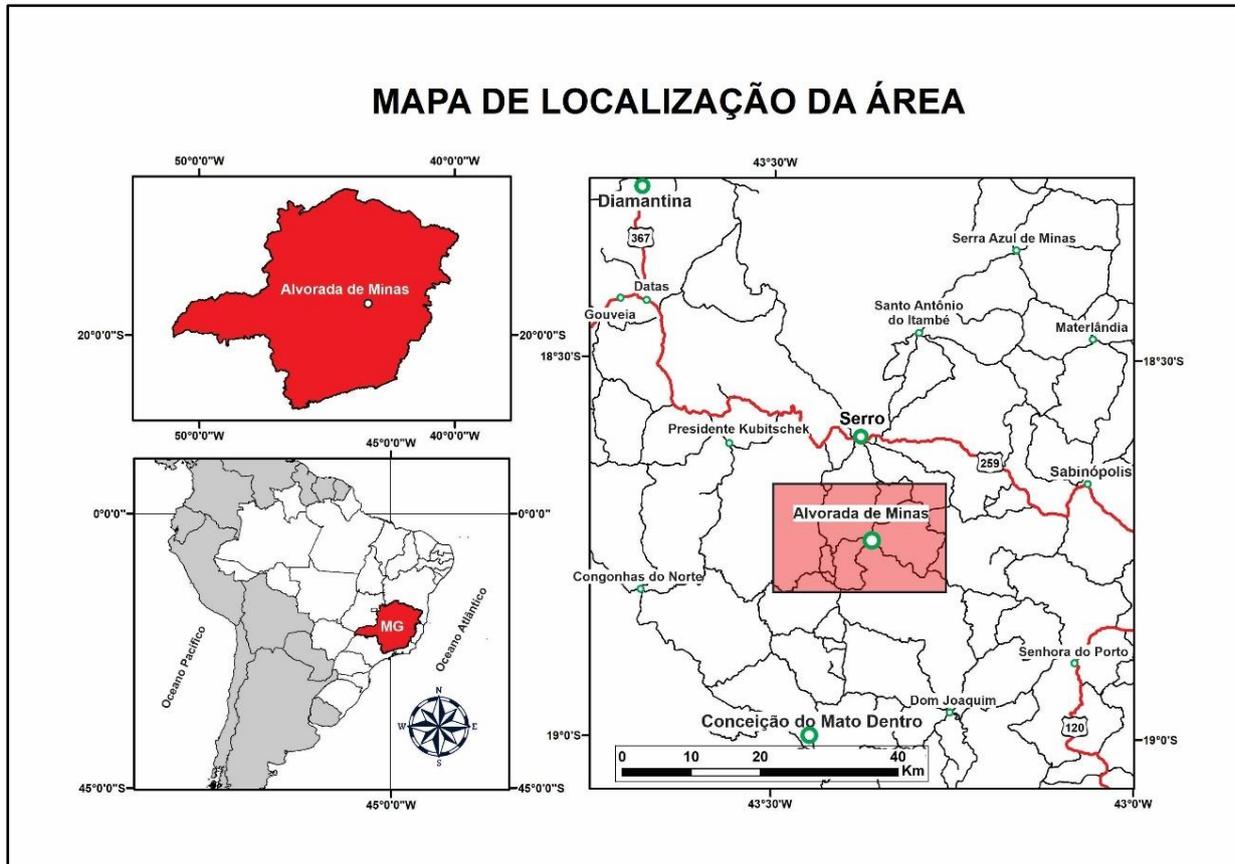
### **LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO**

Alvorada de Minas está localizada na região centro-norte de Minas Gerais, faz divisa com as cidades de Serro, a norte, Conceição do Mato Dentro, a sul, Dom Joaquim e Sabinópolis a leste. É cortada pela MG-010, que liga Belo Horizonte até Rio Vermelho.

A localização da área de estudo engloba os municípios de Alvorada de Minas e Serro, sendo a maior parte da área estando contida no primeiro município. Sua distância em relação a

capital do estado de Minas Gerais, Belo Horizonte, é de 211 quilômetros, e em relação à Diamantina, dista-se 110 quilômetros (Fig. 1).

A região de Alvorada de Minas tem uma forte ligação com a mineração de ouro e diamante, desde a vinda dos bandeirantes no século XVII e XVIII. Onde principalmente em aluviões eram explorados e explotados em aluviões. (BARBOSA, 2011).



**Figura 1.** Mapa de localização acerca da área estudada, com principais cidades e rodovias com acesso a Alvorada de Minas.

## GEOLOGIA REGIONAL

A área em estudo está localizada entre dois compartimentos importantes quanto a evolução e estruturação da Plataforma Sul-Americana. É uma zona de transição entre blocos arqueanos, relativos ao orógeno Araçuai-Congo Ocidental (ALKMIM *et al.* 2007) e a borda leste do Cinturão de Cavalgamento da Serra do Espinhaço Meridional, com idade Mesoproterozoica (1,6 Ga a 1,0 Ga). Integram a Província Mantiqueira (HEILBRON *et al.* 2004).

O contexto litoestratigráfico da área está subdividido em compartimentos e unidades geológicas vão desde o Arqueano e/ou Paleoproterozoico (KNAUER & GROSSI SAD, 2012) até o Quaternário, como: Complexo Basal (TTG's, intrusões ígneas Jacém e Dom Joaquim), Grupo Guanhões, Grupo Serro, Unidade Zagaia, Grupo Serra da Serpentina (Unidade Quartzítica, Unidade Itabirítica), Unidade Meta-Ígnea Conceição do Mato Dentro, Supergrupo Espinhaço (Grupo Guinda: Formação Sopa Brumadinho, Formação Itapanhoacanga), Suíte

## **Arcabouço litoestratigráfico-estrutural do *greenstone belt* de Alvorada de Minas, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil**

Metabásica Pedro Lessa, além das formações superficiais cenozoicas que recobrem demais unidades, como coberturas detrito-lateríticas e aluviões.

Na extensão da cidade de Serro e Alvorada de Minas, entre as rochas gnáissicas e migmatíticas do bloco arqueano Complexo Basal e alinhada numa direção quase meridional N-S, se encontra aflorante o Grupo Serro. Este grupo já recebeu diferentes denominações anteriores e sua disposição estratigráfica ainda é discutido, como será em seguida.

Assis (1981) e Uhlein (1981) definiram inicialmente as rochas metaultramáficas com porções metassedimentares como Sequência Vulcanossedimentar de Serro (SVS). Almeida Abreu *et al.* (1989) renomeou a SVS como Sequência Serro. Já Knauer & Grossi Sad (1997) redefiniu o mesmo conjunto de rochas para Grupo Serro, sendo esta nomenclatura utilizada até os dias de hoje.

O Grupo Serro é interpretado como sendo majoritariamente de filiação magmática e com porções de rochas metassedimentares (ALMEIDA-ABREU *et al.* 1989). Sua litoestratigrafia divide-se em duas unidades, uma basal, sendo xistos magnesianos, quer dizer, talco xistos, clorita xistos conformes a unidade ultrabásica, além de xistos verdes derivados de basaltos, e outra de topo, representados por metassedimentos químicos e detríticos, como FFB, quartzitos ferruginosos, filitos e metacherts (UHLEIN, 1982; ASSIS, 1982; UHLEIN & ASSIS & DARDENNE, 1983).

Considerando fatores como o metamorfismo regional de baixo grau e fácies xisto verde sobre protólitos vulcânicos ultramáficos (WALSH, 2012; UHLEIN, 1982) enquadra-se o Grupo Serro como sendo um *Greenstone Belt*. Lentes de cromitito encaixadas em talco-clorita-xistos seguindo a xistosidade da rocha encaixante são a principal mineralização associada ao conjunto de rochas ultramáficas que compõem o Grupo Serro (RENGER, 1972). Ouro e Elementos do Grupo da Platina (EGP) embora já explorados, ainda não demandam de um número significativo de estudos sobre as mineralizações desta região, além das minas de cromititos estudadas por Walsh (2012). Além das unidades do Grupo Serro, existe também a Unidade Zagaia, aflorando principalmente na área da cidade de Alvorada de Minas e uma outra lente N-S em meio ao Grupo Serro, como uma porção sotoposta ao mesmo, representando um preenchimento de topo de sequência *greenstone belt*, descrita por Knauer & Grossi Sad (2012), é uma unidade com características litológicas descritas: Quartzitos micáceos, ferruginosos e/ou com fuchsite, formação ferrífera (itabiritos), metachert e clorita-xisto, raramente com intercalações tectônicas de metaultramáfica. A idade ainda não é certa sobre ser Paleoproterozoica ou Arqueana.

A era paleoproterozoica é representada na região de Alvorada de Minas pelo Grupo Serra da Serpentina, que é subdividida em três unidades específicas por Knauer & Grossi Sad (1997), e por duas unidades segundo Rolim (2016).

A era mesoproterozoica gerou produtos são representados a oeste da região de Alvorada de Minas/MG pela Unidade Meta-Ígnea Conceição do Mato Dentro e por metassedimentos relacionados ao Supergrupo Espinhaço. Este grupo se encontra aflorante por meio de duas formações que ocorrem a borda leste da Serra do Espinhaço.

O Neoproterozoico é retratado nas proximidades da cidade de Alvorada de Minas/MG, e a sul, como unidade magmática presente junto aos blocos rochosos pertencentes ao Supergrupo Espinhaço.

Em termos de entendimento dos processos mineralizadores, relacionados a *Greenstone Belts*, que tem um viés econômico atrativo, por sua alta concentração de recursos minerais. Com ênfase na concentração de Ouro, Ferro (FFB) e Cromo na região.

Depósitos Auríferos em Terrenos Metamórficos estão associados a terrenos metamórficos polideformados, de todas as idades, mas são mais comuns em *Greenstone Belts* e sequências metavulcanossedimentares, principalmente de idades arqueanas/paleoproterozoicas em áreas cratônicas (GROVES *et al.* 1998).

Formações Ferríferas Bandadas em Terrenos Arqueanos/Paleoproterozoicos são comuns e representam os maiores depósitos de ferro do planeta, precipitadas química ou bioquimicamente que pertencem a família das rochas sedimentares, e no caso, posteriormente foram deformadas e reconcentradas. Existem três tipos de depósitos principais, Tipo Algoma (relacionadas a vulcões de arcos de ilha), Tipo Lago Superior (relacionado a regiões de mar profundo e próximo a regiões de dorsais) e o Tipo Rapitan (associados a depósitos glaciais em bacias limitadas de idade neoproterozóica) Dias & Caxito (2018) apud Gross (1983).

O cromo está ligado diretamente a rochas máficas e ultramáficas plutônicas, devido sua concentração e mineralização. Esses depósitos podem ser classificados por meio da geometria dos corpos mineralizados, do ambiente tectônico em que são encontrados e da petrologia das rochas encaixantes. A partir destes critérios, os depósitos são comumente divididos em duas tipologias principais, estratiformes e podiformes. O estratiforme é ligado principalmente a complexos ígneos acamadados continentais pré-cambrianos, e o podiforme é associado às mineralizações hospedadas em rochas ultramáficas mais recentes de complexos ofiolíticos obductados (STOWE, 1994). Há também dois outros tipos de depósitos de cromita, que são em plácers e depósitos lateríticos de origem do intemperismo de rochas ultramáficas que concentram cromitas, todavia, estes representam uma parcela mínima de ocorrência quando comparado aos depósitos tipo estratiformes e podiformes. (SCHULTE *et al.* 2010)

## METODOLOGIA

Para elaboração da pesquisa, primeiramente foi feita uma revisão bibliográfica, para compreensão do arcabouço estrutural-litológico do *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas. Utilizando-se principalmente artigos, mapas e demais trabalhos. Como principal fonte do trabalho, foi utilizado o Mapa Geológico da Folha Serro em escala 1:100.000 (KNAUER & GROSSI SAD, 2012), o Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais com escala de 1:1.000.000 (COMIG, 2003) e os artigos de Uhlein (1982) e Knauer (1990). O trabalho foi realizado em três etapas distintas: pré-campo, campo e pós campo.

A etapa de pré-campo serve de base para entendimento geológico regional e local da área, utilizando levantamentos bibliográficos, artigos, mapas, livros etc. A fase se faz necessária para o entendimento estrutural, litológico e evolutivo da área do *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas.

A etapa de campo foi a parte do trabalho onde o objetivo principal era caracterizar e classificar os litotipos, validação de dados estruturais, verificar indícios de mineralizações e entender principalmente as rochas metaultramáficas e metassedimentares da região do *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas.

## **Arcabouço litoestratigráfico-estrutural do *greenstone belt* de Alvorada de Minas, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil**

A fase pós campo tem como principal característica a compilação e interpretação de dados petrológicos e estruturais obtidos com a fase campo, inicialmente focado em estudos de classificação e de petrologia, posteriormente a junção com dados estruturais para a inicial compreensão do arcabouço da área. O intuito é a produção de um mapa geológico com escala de 1:100.000, comparando sempre com o mapa que existe na literatura e fazendo possíveis contestações e contribuições para à geologia da Borda Leste do Espinhaço Meridional, com ênfase na Serra de Alvorada de Minas, ou *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas.

### **RESULTADOS E DISCUSSÕES**

Segundo o mapeamento realizado (Fig. 2), foi possível observar que a área se divide principalmente em três unidades principais distintas. O primeiro grupo é o embasamento, com rochas arqueanas, bem deformadas e metamorfizadas, o segundo é formado por rochas metaultramáficas e metamáficas, associadas com sequências metassedimentares de topo, configurando uma clássica sequência *Greenstone Belt*. Já o terceiro grupo é descrito como sequências metassedimentares do Espinhaço e unidades de topo do Grupo Serro. Também foram visitados granitoides porfiroblásticos deformados arqueanos, pertencentes ao Complexo Basal. Sempre apoiando-se na observação de afloramentos e estudos segundo a Geologia Regional descrita, principalmente em artigos.

Acerca dos recursos minerais da região de Alvorada de Minas, destacam-se as duas minas de cromitas desativadas, como a Mina do Córrego da Paca, a sul da cidade, e a Mina Carijó, a norte da cidade, ambas associadas a intrusões máficas-ultramáficas relacionadas ao Grupo Serro, onde os corpos estão encaixados em xistos magnesianos e anfibolíticos em geral, onde encontram-se corpos de cromita maciças e disseminadas. Já as formações ferríferas bandadas (FFB's) mais abundantes estão concentradas no Grupo Serra da Serpentina, especificamente na formação Serra do Sapo, onde encontram-se espessos itabiritos, na porção sudoeste da área, na proximidade do distrito de Itapanhoacanga. Já relacionado ao ouro, existem quatro minas desativadas nas proximidades da cidade de Alvorada de Minas, as mais importantes denominadas Zagaia e Descoberto, essas minas estão localizadas geologicamente no Grupo Serro, com alto controle litoestratigráfico, dado pela presença de formação ferrífera, ou seja, no topo do Grupo Serro em contato com o pacote metassedimentar. Existem também relatos de ocorrência de mineralização de Au em FFB's da Formação Itapanhoacanga e Formação Serra do Sapo.

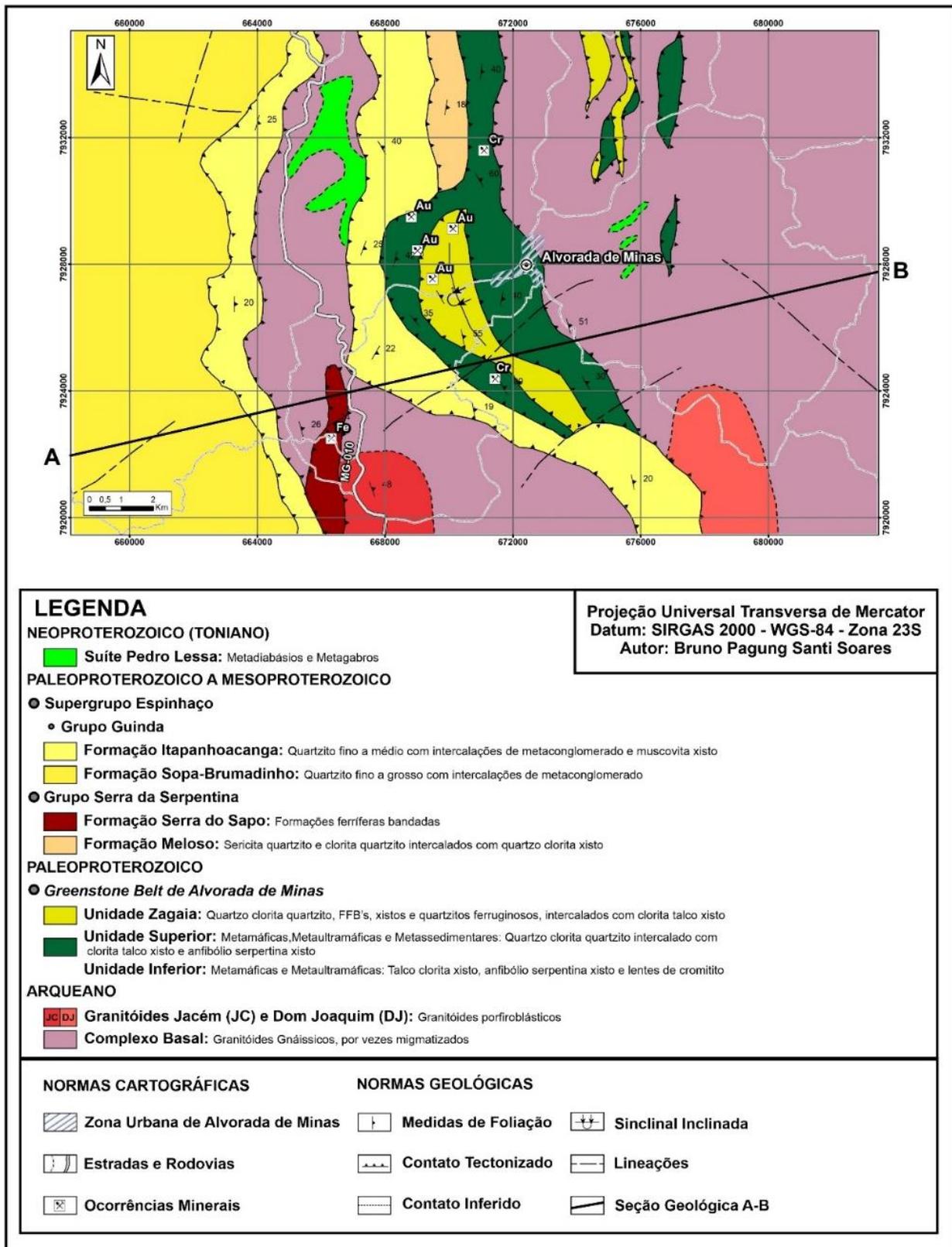
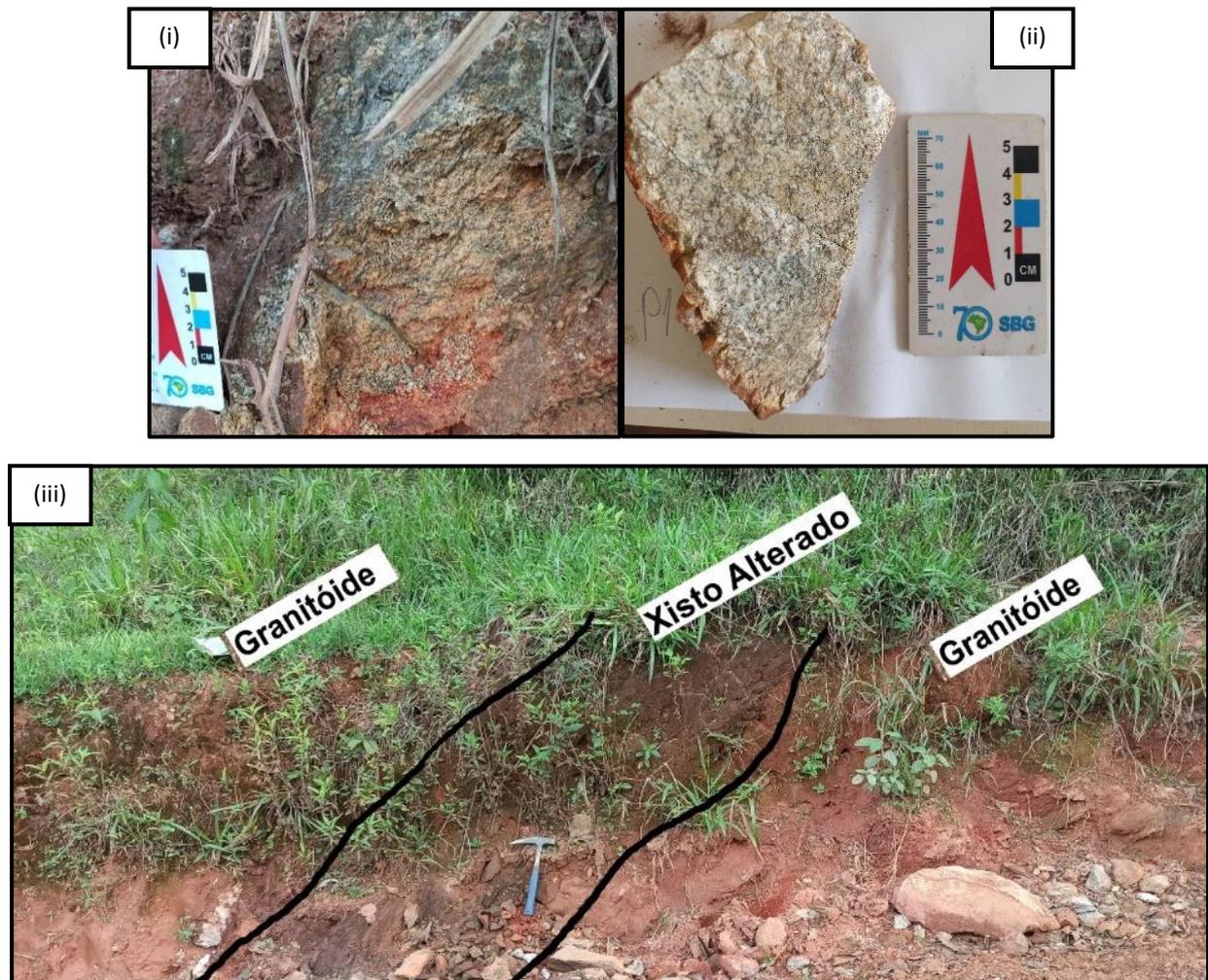


Figura 2. Mapa Geológico estrutural da região de Alvorada de Minas, com enfoque para o Greenstone Belt de Alvorada de Minas.

## Arcabouço litoestratigráfico-estrutural do *greenstone belt* de Alvorada de Minas, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil

### Complexo Basal e Bloco Guanhães

O embasamento ou bloco basal do *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas é representado por duas faixas contínuas principais, ocupando cerca de metade da área, essas rochas estão relacionadas com o Grupo Guanhães (KNAUER & GROSSI SAD, 1997), já para Machado (1989) o Complexo Basal era a faixa que ocupava a porção leste do Espinhaço, com predomínio de rochas granitoides e gnaisses migmatíticos (Fig.4).



**Figura 4.** (i) Granitóide gnáissico do Complexo Basal em afloramento, com bandamento composicional de espessura milimétrica. (ii) Granitóide ortognáissico do Complexo Basal. (iii) Afloramento mostrando intercalações tectônicas de unidades devido ao evento Dn+1'. Onde unidades mais velhas estão acima das mais novas e intercaladas, devido a dinâmica compressional.

### Granitoides Jacém e Dom Joaquim

A unidade representa intrusões graníticas arqueanas a paleoproterozoicas, metamorfizadas no Ciclo Jequié (Knauer & Grossi Sad, 1997). Durante o Ciclo Transamazônico, as rochas basais (Complexo Basal) foram remobilizadas, o que gerou esses granitos, como corpos discretos, de coloração rosada, como os corpos Jacém (Figura 14) e Dom

Joaquim. Para Knauer e Grossi Sad (1997) representam rochas porfiroblásticas, caracterizadas como plutonitos (Fig. 5).



**Figura 5.** (i) Granitoide granoblástico Jacém muito alterado com porfiroblastos de feldspato presentes na rocha. (ii) Diferença das camadas de rocha, a parte grená pode representar um dique de anfíbolito.

### ***Greenstone Belt* de Alvorada de Minas**

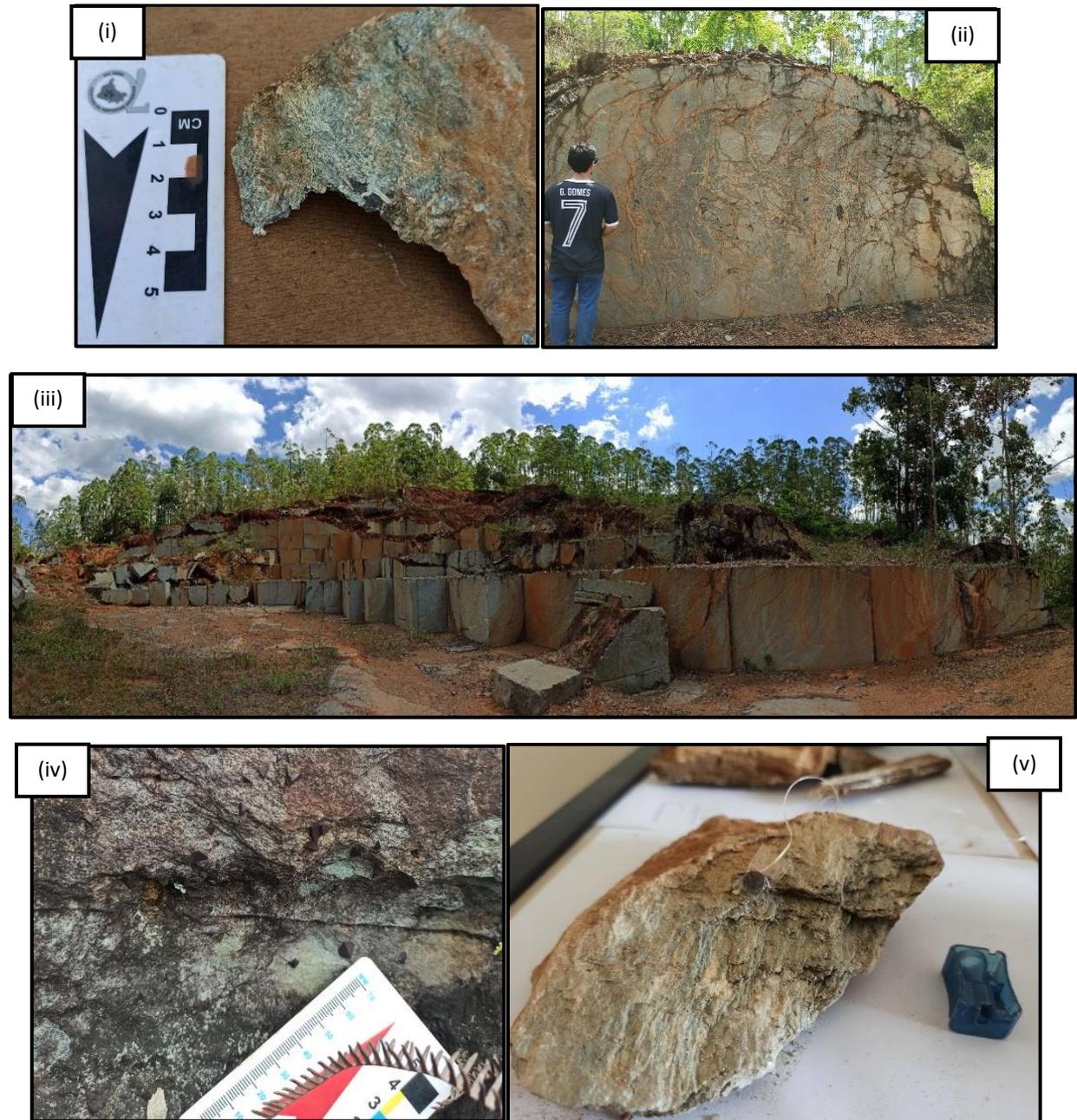
A unidade é o maior foco da área, com o objetivo de entender e descrever sua compartimentação seguindo a ideia de ser uma sequência *Greenstone Belt*. O primeiro posicionamento foi com Assis (1982) e Uhlein (1982) como um típico *Greenstone Belt*, com afloramento na borda leste do Espinhaço. Apresentam contatos tectônicos com outras unidades, além disso, as rochas são correlacionadas com as do Supergrupo Rio das Velhas, do Quadrilátero Ferrífero (UHLEIN *et al.* 1983).

A sequência metaultramáfica de Alvorada de Minas (ALMEIDA-ABREU *et al.* 1989; ZAPPAROLI, 2001), que compõe a parte basal do *Greenstone Belt*, é constituída por corpos de rochas ultramáficas com formato irregular, alongados na direção norte sul, de idade riaciana-2,05 e 2,22 Ga (HAGEDORN, 2004), são compostas principalmente por associações vulcânicas e sedimentares, localizadas em terrenos TTG (Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito). (ANHAEUSSER, 2014). A estratigrafia da serra é de difícil corroboração, devido a vários efeitos de dobramento e deformação, tal como, a falta de afloramentos visíveis, pelo alto grau de alteração das rochas metaultramáficas e máficas.

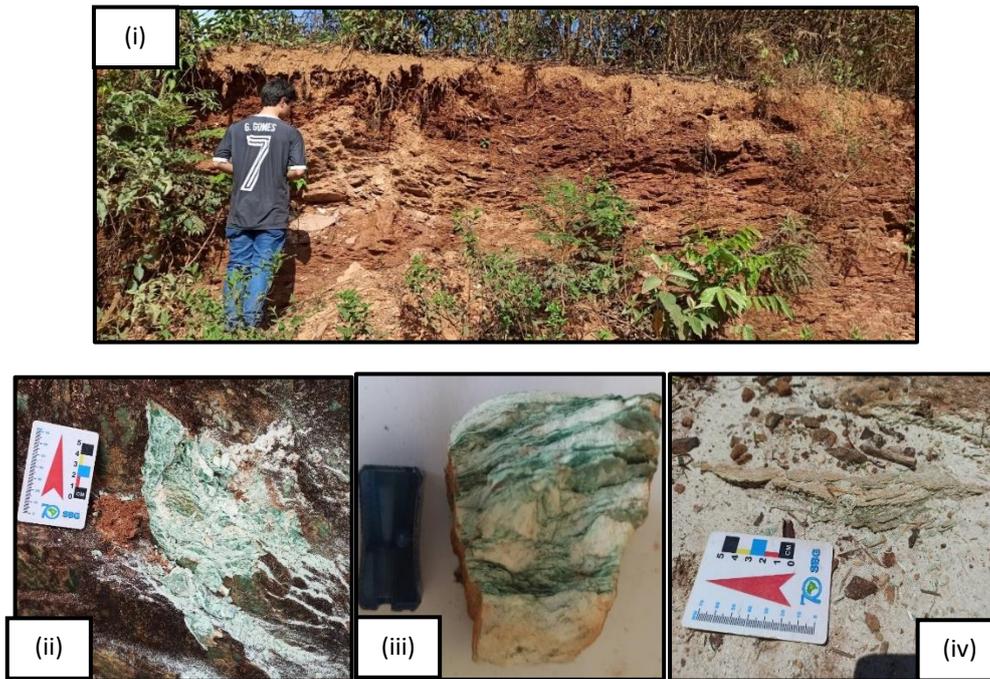
No presente trabalho, as unidades foram divididas em duas principais: a Unidade Inferior (Fig. 6), representada pelas rochas metaultramáficas e metamáficas, como xistos magnesianos (formados por quantidades variáveis de clorita, serpentina, talco e anfibólios), formações ferríferas bandadas, metabasaltos etc., interpretados como metavulcanitos ultramáficos; A Unidade Superior (Fig. 7), representada por quartzitos ferruginosos, por vezes intercalados com fuchsitita, xistos ferruginosos, formações ferríferas bandadas, essa unidade foi englobada com a Unidade Zagaia, que para Knauer & Grossi Sad (1997), representa também uma unidade de topo do *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas, predominam principalmente

## Arcabouço litoestratigráfico-estrutural do *greenstone belt* de Alvorada de Minas, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil

rochas quartzíticas, intercalando por vezes com xistos e filitos, por vezes quartzitos ferruginosos formando até itabiritos.



**Figura 6.** (i) Anfibólio-serpentina xisto, representando rochas metaultramáficas. (ii) Talco-clorita xisto brechado, preenchido por carbonato (magnesita). (iii) Vista da pedreira de esteatito (talco-anfibólio-serpentina-clorita xisto) nos arredores de Alvorada de Minas. (iv) Afloramento do xisto máfico, representado por um quartzo-clorita xisto com magnetita. (v) Amostra de clorita-talco xisto com magnetita, rocha comum na área da Unidade Inferior.



**Figura 7.** (i) Vista de afloramento da Unidade Superior, quartzo-clorita xisto muito alterado. (ii) Fuchsite quartzito, representando as metassedimentares da Unidade Zagaia. (iii) Amostra de fuchsite quartzito com bandas milimétricas. (iv) Afloramento de quartzo-clorita quartzito da Unidade Superior do Grupo Serro.

### Metassedimentares de Topo e Supergrupo Espinhaço

Essas rochas são representantes paleoproterozoicos a mesoproterozoicos da área, principalmente rochas metassedimentares e formações ferríferas bandadas. Com o Grupo Serra da Serpentina representando uma unidade que recobre o Grupo Serro, dividindo-se em duas formações, a Formação Meloso e a Formação Serra do Sapo, já a Formação Itapanhoacanga e Sopa-Brumadinho são representantes do Supergrupo Espinhaço, sendo que Itapanhoacanga representa uma unidade de transição entre o Grupo Serro e o Supergrupo Espinhaço.



**Figura 8.** (i) Afloramento em lajedo da Formação Meloso, representado por um quartzito maciço. (ii) Rocha em detalhe, clorita quartzito com intercalações de clorita-muscovita xisto milimétrico.

## Arcabouço litoestratigráfico-estrutural do *greenstone belt* de Alvorada de Minas, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil

Na proposta escrita por Rolim (2016), divide-se o Grupo Serra da Serpentina em duas unidades fundamentais (Fig. 8), a formação pelítica-quartzítica de base, que seria representada pela Formação Meloso, e a de topo, majoritariamente composta por itabiritos, denominada Formação Serra do Sapo.

Essa sucessão de rochas representa a unidade de topo do Grupo Serra da Serpentina (Fig. 9), predomina essencialmente formações ferríferas bandadas e metadolomitos no topo. Essa formação ferrífera bandada difere das do *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas, pois sua gênese está relacionada com o “tipo Lago Superior”, já o *Greenstone Belt* está relacionado com formações do “Tipo Algoma”.



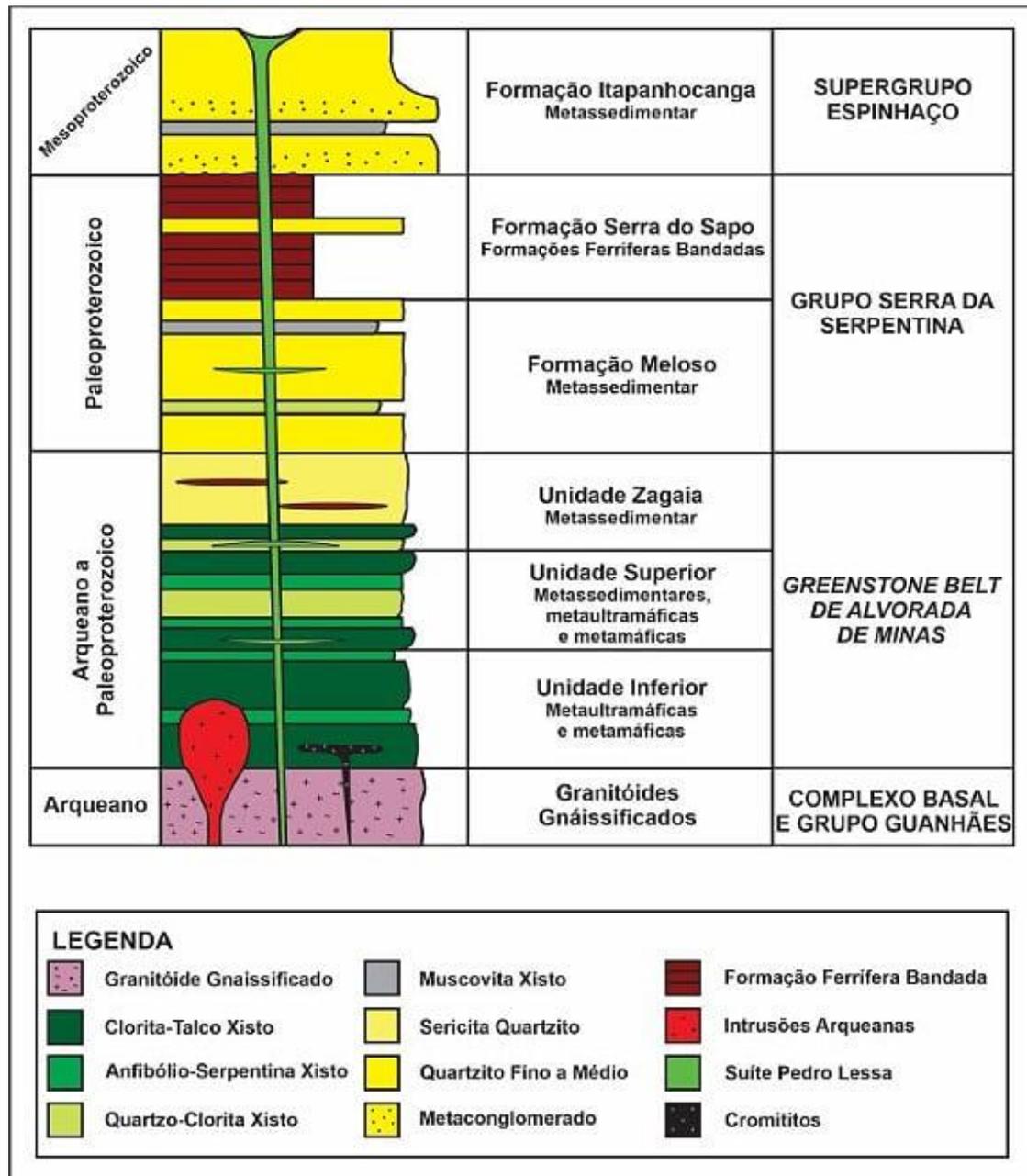
**Figura 9.** (i) Afloramento de formação ferrífera bandada da Formação Serra do Sapo. (ii) Formação ferrífera bandada com intercalação de quartzo e óxido de ferro, provável hematita.

### Supergrupo Espinhaço

De forma extensa, o pacote rochoso é representado por sequências metassedimentares da Serra do Espinhaço Meridional, referentes ao Supergrupo Espinhaço. Como correspondentes deste grupo na área de trabalho, estão as formações Sopa-Brumadinho e Itapanhoacanga.



**Figura 10.** (i) Vista geral do afloramento, região dominada por quartzito maciço da Formação Itapanhoacanga. (ii) Quartzito em detalhe, com coloração esbranquiçada, foliação bem-marcada com escala para o norte.

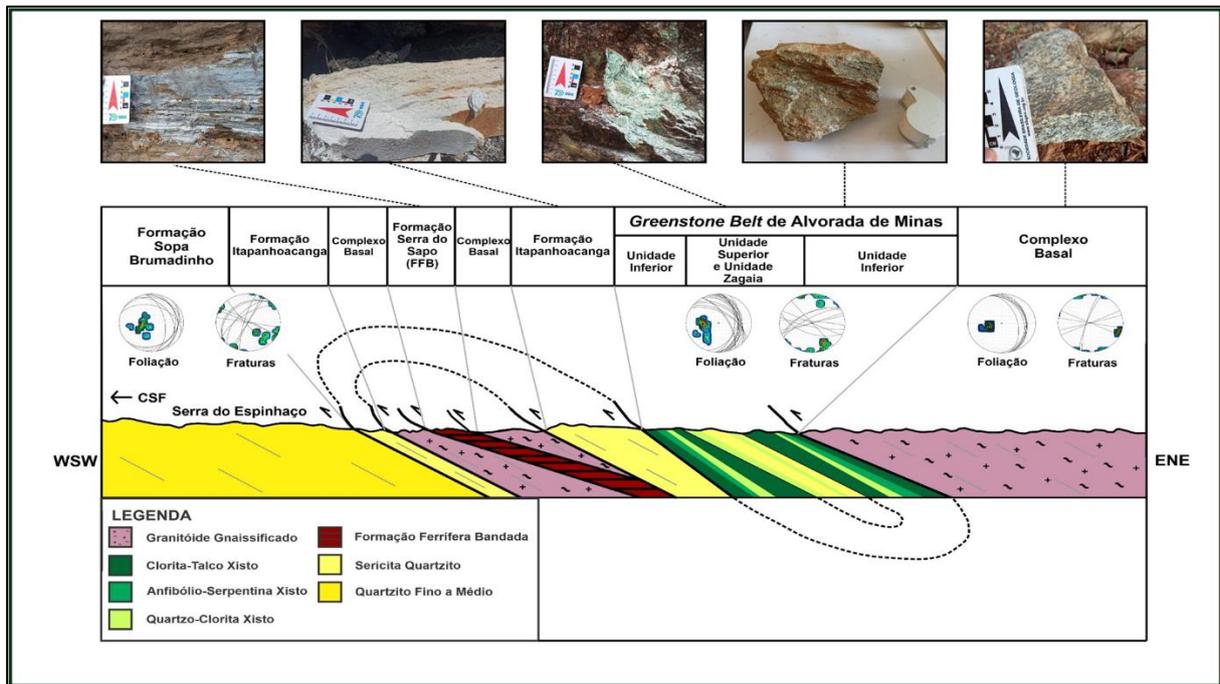


**Figura 11:** Coluna Litoestratigráfica do *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas, representando os pacotes litológicos locais encontrados na área.

### Arcabouço Estrutural

A região foco de estudo está inserida em um cinturão de dobras e falhas relacionadas com a Serra do Espinhaço, compartimentos como o Complexo Basal e Grupo Guanhões, *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas, Grupo Serra da Serpentina, Formação Sopa-Brumadinho e Formação Itapanhocanga estão diretamente relacionados com esses eventos tectônicos compressivos. A região é marcada principalmente por falhas de empurrão, que podem inverter a estratigrafia regional, colocando unidades mais antigas sobre as mais novas, com orientação N-S e caimento para leste e vergência para oeste, no geral formam dobras apertadas, assimétricas e com flancos curtos com mergulhos altos. (Fig.12).

## Arcabouço litoestratigráfico-estrutural do *greenstone belt* de Alvorada de Minas, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil



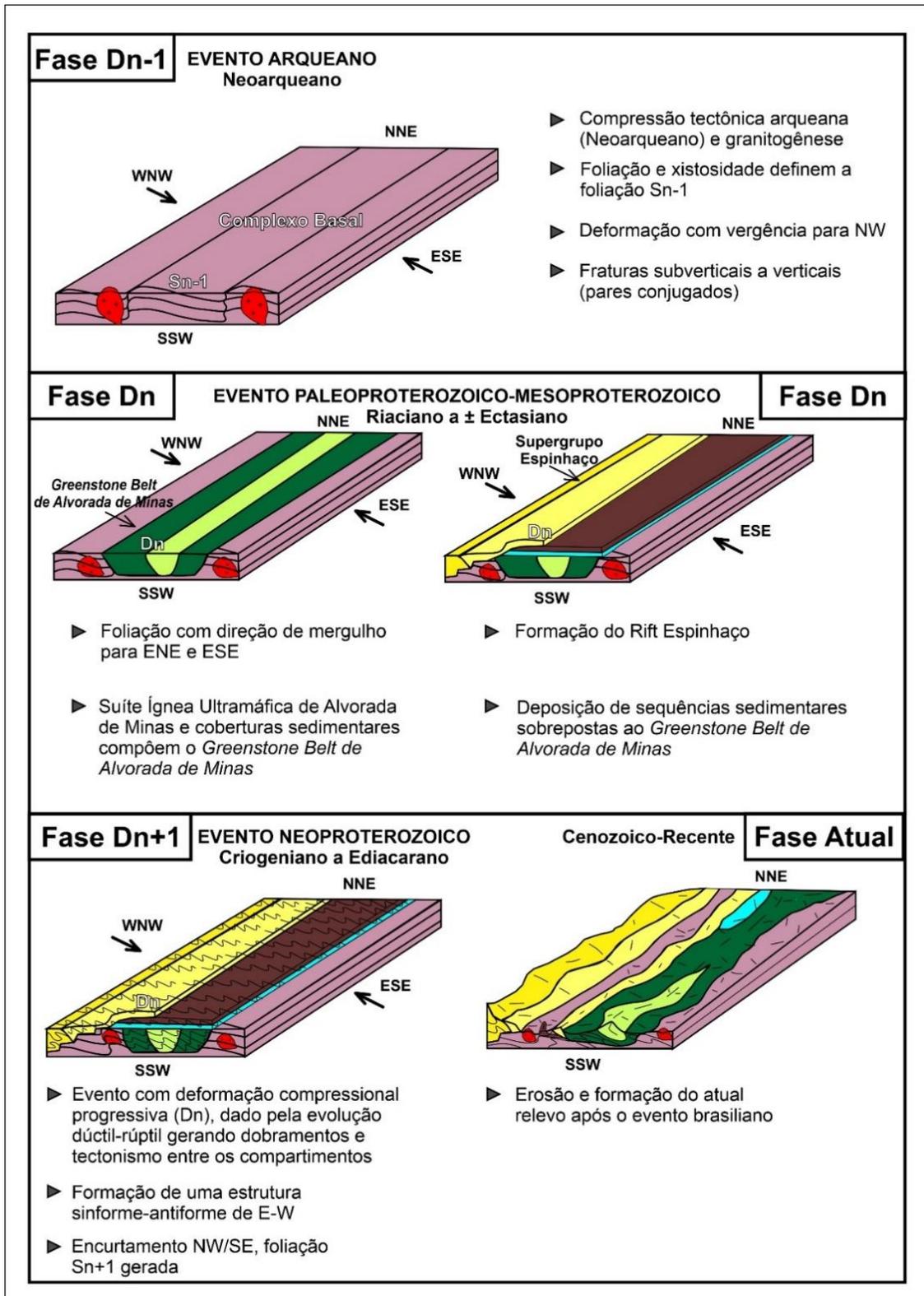
**Figura 12:** Para melhor entendimento acerca do arcabouço estrutural, foi elaborada uma seção geológica através de dados obtidos em campo, como dados estruturais de foliação e fraturas, litologia e para realçar essa estrutura sinforme-antiforme.

A região foco de estudo está inserida em um cinturão de dobras e falhas relacionadas com a Serra do Espinhaço, compartimentos como o Complexo Basal e Grupo Guanhões, *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas, Grupo Serra da Serpentina, Formação Sopa-Brumadinho e Formação Itapanhoacanga estão diretamente relacionados com esses eventos tectônicos compressivos. A região é marcada principalmente por falhas de empurrão, que podem inverter a estratigrafia regional, colocando unidades mais antigas sobre as mais novas, com orientação N-S e caimento para leste e vergência para oeste, no geral formam dobras apertadas, assimétricas e com flancos curtos com mergulhos altos. (Fig.12).

Os falhamentos possuem idades provavelmente brasileiras Almeida-Abreu (1993), com edificação no Mesoproterozoico e reativação tectônica no final do Neoproterozoico, devido a inversão tectônica da faixa Oeste-Congolesa.

O embasamento cristalino, que ocupa boa parte da área aflora em duas faixas, uma a oeste do *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas e a leste com uma ampla distribuição em área. Apresenta zonas de cisalhamento, xistos miloníticos, granitoides etc. (UHLEIN, 1982). Significa deformações anteriores a tectônica brasileira.

Diante desse ponto, foram traçados três grupos deformacionais. Ligados a eventos de deformação, o primeiro é ligado a tectônica arqueana (Dn-1), o segundo é associado a tectônica paleoproterozoica (Dn) e o terceiro associado ao evento brasileiro (Dn+1), como relaciona Santana (2019). As deformações compressivas formaram o arcabouço estrutural da área, conjuntamente com deformações rúpteis posteriores. A primeira teve direção predominante NNE/SSW, a segunda também teve essa direção preferencial, já no último caráter deformacional é possível ligar a deformação rúptil que ocorreu no fim do Neoproterozoico (Dn+1'') (SANTANA, 2019). (Fig.13).



**Figura 13:** Evolução estrutural e relação temporal dos compartimentos geológicos associados ao *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas e demais rochas encaixantes. A partir disso, dados lançados para o entendimento do arcabouço estrutural são interpretados para a compreensão da tectônica dúctil-rúptil. Para o regime dúctil, foi possível a observação de dobramentos, foliações, xistosidade, lineação de crenulação etc. O regime rúptil pode ser observado através de falhamentos regionais, locais, fraturas, rochas cataclásticas, miloníticas etc.

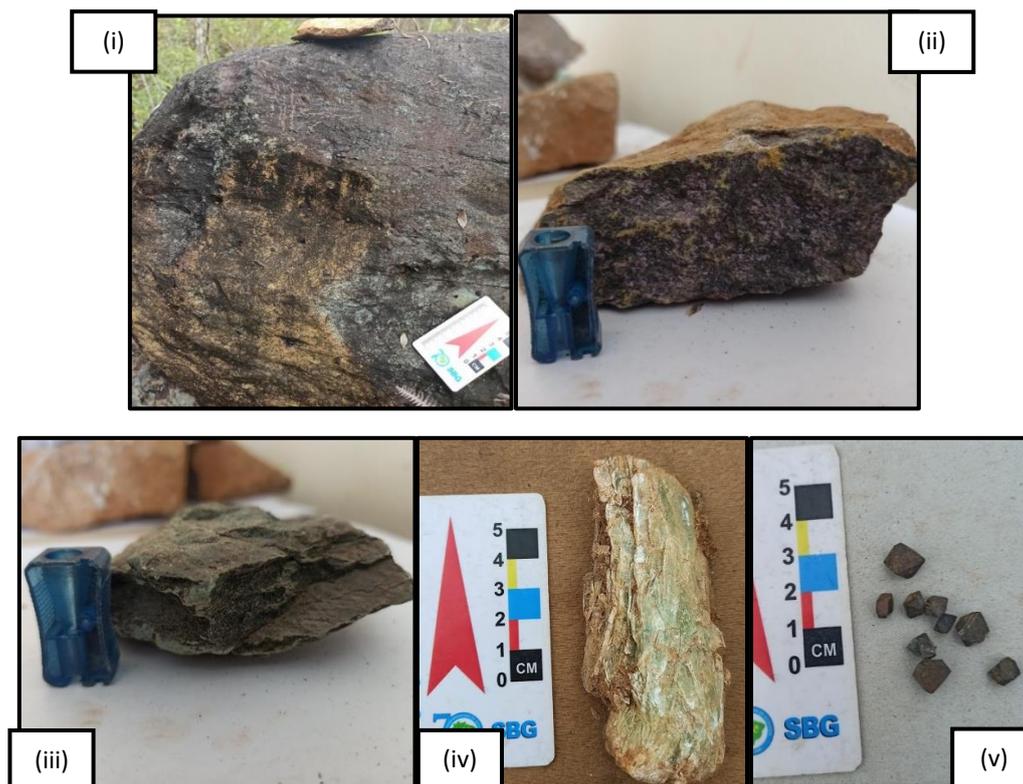
## Arcabouço litoestratigráfico-estrutural do *greenstone belt* de Alvorada de Minas, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil

As fases deformacionais estão inseridas na área de estudo, seguindo Santana (2019), com a primeira seguindo movimentos compressivos com direção NW-SE, com idade arqueana, semelhante a segunda, porém ela é paleoproterozoica, relacionada com a orogênese orosiriana, e a terceira fase no Neoproterozoico, de regime rúptil, relacionada as fases rúpteis, principalmente a D2 de Uhlein (1982), onde descreve falhamentos, que invertem a estratigrafia e configuram a estruturação imbricada da borda leste da Serra do Espinhaço Meridional, com direção NNW/SSE.

### Recursos Minerais

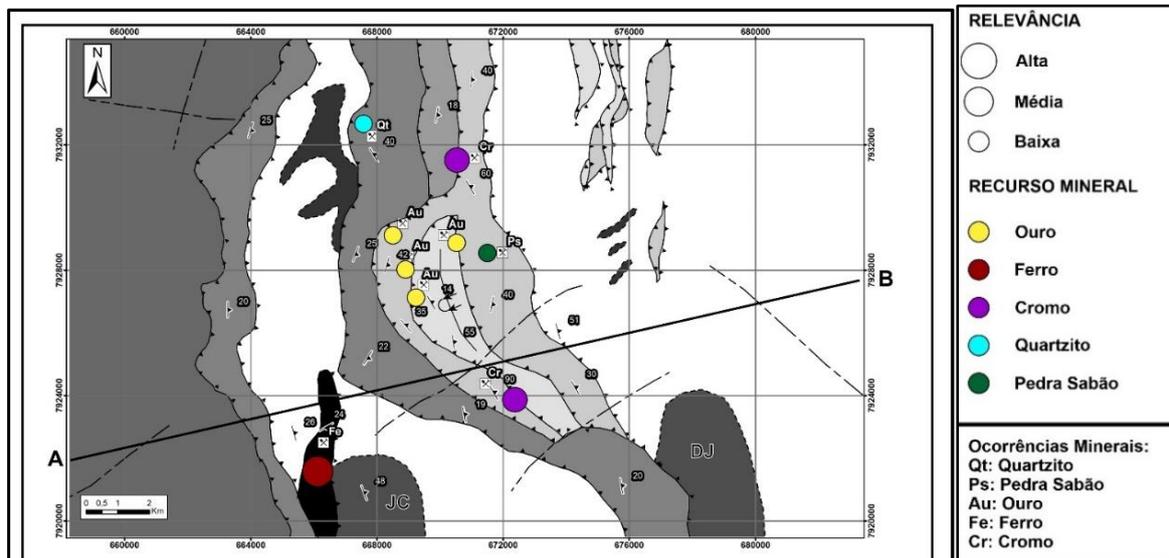
As potencialidades metalogenéticas estão diretamente ligadas ao arcabouço litoestratigráfico estrutural presente, e o mapeamento feito teve grande importância para o estudo e compreensão de alguns depósitos de minério situados no *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas. (Fig. 15).

Como por exemplo o Au, Fe e Cr (Fig. 14), que possuem um interesse econômico alto. Para entender esses recursos minerais vão ser abordados temas como a morfologia do depósito, o potencial mineral e dos processos mineralizadores principais, além de processos formadores desses recursos.



**Figura 14:** (i) Clorita-talco xisto com magnetita, representa a rocha encaixante dos corpos de cromitito, com foliação vertical. (ii) Amostra de cromitito maciço com kammererita (coloração roseada a roxo, representa a fase 4), as cromitas possuem tamanho milimétrico. (iii) Cromitito disseminado em clorita-talco xisto. (iv) Talco encontrado em afloramento, representando a fase 5 de talcificação. (v) Magnetitas centimétricas, encontradas no clorita-talco xisto com magnetita.

Na região do *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas, o que tem de principais recursos minerais são: o Au associado a zonas metamórficas, que é remobilizado por agentes estruturais-tectônicos nos veios de quartzo, em formações ferríferas bandadas e rochas máficas-ultramáficas; o Fe relacionado a formações ferríferas bandadas do “Tipo Algoma” e do Tipo Lago Superior; o Cr que possui relação com rochas metaultramáficas, com formas maciças e disseminadas.



**Figura 15:** Mapa estrutural e de ocorrência e relevância de recursos minerais na área.

## CONCLUSÃO

Acerca dos estudos realizados, na região de Alvorada de Minas, foi possível compreender, através da investigação e interpretação, o arcabouço litoestratigráfico que compreende o *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas, no que diz a respeito à sua evolução e compartimentação, podendo assim contribuir com a bibliografia, que de fato é defasada, além de poder interpretar as mineralizações presentes.

Os domínios foram divididos em três grupos principais, onde foram agrupadas as unidades em: o embasamento de idade arqueana e os granitoides arqueanos, o cinturão de rochas verdes (*greenstone belt*) e as sequências metassedimentares nele sobrepostas e vizinhas.

Entende-se que o primeiro grupo representado pelo Complexo Basal e o Grupo Guanhões e os granitoides Jacém e Dom Joaquim, no qual possui rochas como granitoides gnáissicos, por vezes migmatizados, com níveis de anatexia presentes, bandados e refundidos. Possuem coloração acinzentada clara, com textura granoblástica, a mineralogia é composta de quartzo, plagioclásio, biotita e piroxênio, que passou por diversas fases de deformação, pode-se dizer que indica uma fácies anfíbolito de metamorfismo nas rochas.

Já o segundo grupo é composto pelas unidades do *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas, com sua Unidade Inferior e Superior, além da Unidade Zagaia, que é uma unidade metassedimentar de topo de *greenstone belt*. A unidade Inferior é composta de rochas metaultramáficas e metamáficas, representadas por clorita-talco xistos, anfibólio-serpentina xistos, nessa unidade existem corpos de cromititos maciços e disseminados, oriundos de

## **Arcabouço litoestratigráfico-estrutural do *greenstone belt* de Alvorada de Minas, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil**

intrusões magmáticas pré-colisionais. A Unidade Superior é composta por intercalações tectônicas de metaultramáficas/metamáficas com rochas metassedimentares químicas ou terrígenas, como quartzo-clorita xistos, clorita quartzitos, formações ferríferas bandadas e quartzitos e xistos ferruginosos. Na Unidade Superior foi englobada a Unidade Zagaia, representada por pacotes expressivos de quartzitos com intercalações filíticas, formações ferríferas bandadas e fuchsitita quartzitos.

O terceiro grupo é composto por rochas metassedimentares que formam um pacote amplo, que engloba tanto unidades do Supergrupo Espinhaço (Formação Sopa-Brumadinho), unidades de transição entre o Supergrupo Espinhaço e Grupo Serro (Formação Itapanhoacanga) e unidades que formam exclusivamente o Grupo Serro (Grupo Serra da Serpentina, com a Formação Meloso, de base; e a Formação Serra do Sapo, de topo). O grupo é composto de rochas quartzíticas, filíticas e metaconglomeráticas, como a Formação Sopa-Brumadinho, Formação Itapanhoacanga e a Formação Meloso, e itabiritos da Formação Serra do Sapo.

No que diz a respeito do aspecto geotectônico e estrutural, o local onde está inserido o *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas, faz parte de três compartimentos regionais: A Serra do Espinhaço Meridional, o Cráton São Francisco e o Orógeno Araçuaí. Cada um desses desempenham sua influência em um contexto tectônico-estrutural, de modo que cada compartimento possui sua característica deformacional, estrutural, litológica e evolucionária diferente, diante desse aspecto foram compreendidos quatro eventos deformacionais distintos, onde um possui idade arqueana ( $D_{n-1}$ ), outro com idade paleoproterozoica ( $D_n$ ), e concluindo, uma deformação progressiva dúctil-rúptil originada no evento brasileiro, de idade neoproterozoica, em duas fases distintas ( $D_{n+1}'$  e  $D_{n+1}''$ ), entrando em acordo com o trabalho conjunto feito por Santana (2019).

Entende-se que a primeira fase ( $D_{n-1}$ ) é marcada pela deformação de idade neoarqueana, que gerou principalmente uma foliação gnáissica ( $S_{n-1}$ ). Um evento compressional em crostas juvenis, foi relacionado principalmente com a consolidação do Cráton São Francisco no período arqueano/paleoproterozoico. Essa compressão gerou também os plutonitos Jacém e Dom Joaquim, através de granitogênese associada a colisões cratônicas.

Acerca da segunda fase de deformação ( $D_n$ ), formou a docagem regional do *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas, também ocorreu a formação da foliação  $S_n$ , registradas nas rochas dessa formação. A aglutinação dessas rochas em meio a terrenos arqueanos TTG é bem comum para esses cinturões de rochas verdes (*greenstone belts*), onde ocorre o fechamento da bacia principal e se estabelece o perfil clássico da sequência.

Já a terceira e última fase de deformação ( $D_{n+1}$ ) foi dividida em duas etapas principais: a primeira ( $D_{n+1}'$ ) tem característica progressiva e compressiva, resultando em um encurtamento de direção ESE/WNW, gerando a foliação  $S_{n+1}$ , que está impressa em todos pacotes rochosos, não somente presente no embasamento; a segunda ( $D_{n+1}''$ ) tem característica rúptil transtensional, gerando padrões de fraturamento e falhamentos em todos pacotes rochosos também, incluindo os três grupos, o Complexo Basal e Grupo Guanhões, o *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas e nos metassedimentos que compõem as rochas da área. Essa terceira fase que é formadora da estrutura antiformal-sinormal presente no compartimento, zonas de cavalgamento com vergência para NW também são inseridas nessa fase. A fase é representante direta do evento brasileiro Neoproterozoico, sendo influenciada pelo estabelecimento do Orógeno Araçuaí.

O Mesoproterozoico é representativo na área por seus extensos pacotes rochosos, mas não por seu caráter deformacional, sendo que, na área não foi possível identificar processos estruturais e deformacionais que remetem a tectônica mesoproterozoica, isso pode ser explicado devido ao fato de que deformação não foi intensa o suficiente para modificar o compartimento ou porque as rochas não foram tão focadas nesse estudo, que teve foco principal no *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas.

O potencial metalogenético é evidente na região, dado ao fato de existirem minas desativadas, garimpos e até mesmo minas ativas nas proximidades. O ouro do tipo “orogênico”, as formações ferríferas bandadas do “Tipo Algoma” e “Tipo Lago Superior” e os corpos de cromitito remetem a esse potencial recurso mineral. O ouro já foi bastante explorado e explotado desde o século XVII, em forma de garimpo, tendo sua gênese relacionada a processos deformacionais nas rochas metaultramáficas e metamáficas da sequência *greenstone belt*, seus depósitos ocorrem principalmente em placérs em meio a essa sequência. As formações ferríferas bandadas se diferem em dois tipos, as do “Tipo Algoma”, relacionadas ao greenstone, possuem pouca expressão e pouco teor de ferro, já a do “Tipo Lago Superior” presentes na Formação Serra do Sapo é uma representante expressiva na área em relação a teores de ferro, sendo que a sul da área existe uma grande mina da Anglo American, que está nessa formação. O Cromo foi explorado na década de 1980, mas a mina foi desativada, com os recursos atuais, as atividades poderiam ser retomadas, devido aos corpos de cromita maciça e disseminada presente. Para modelos com maior confiabilidade, há a necessidade de estudos mais aprofundados para o entendimento da gênese e geometria desses depósitos.

Há ainda questões pertinentes no que se diz a respeito da área de trabalho, sendo possível fruto de possíveis investigações futuras, como por exemplo:

- É possível a separação do *Greenstone Belt* de Serro e o *Greenstone Belt* de Alvorada de Minas? Visto que o de Alvorada de Minas possui características únicas em relação ao vizinho, como por exemplo as Unidades Superiores.

- Qual a semelhança do compartimento com a Sequência Metavulcanossedimentar Mata Cavallo, ao sul de Alvorada de Minas? As unidades são correlacionáveis?

O estudo é complementar ao da área de Serro, compondo assim uma melhor interpretação das rochas metaultramáficas e máficas da região de Alvorada de Minas, a fim de compor um maior quadro para o entendimento e categorização do compartimento como um *greenstone belt*, evidenciado pelas características aqui descritas, ou seja, cumprindo a proposta de trabalho e deixando espaço para futuras pesquisas.

**Arcabouço litoestratigráfico-estrutural do *greenstone belt* de Alvorada de Minas, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil**

**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

ALKMIM, F. F. **Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-congo ocidental.** Geonomos, 15(1), 25 – 43, 2007.

ALMEIDA-ABREU, P. A. *et al.* **Estratigrafia, Faciologia e Tectônica do Supergrupo Espinhaço na Região de Serro. Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais, Brasil.** Zbl. Geol. Paläont. Teil I, Stuttgart, H516, p. 857-873, 1989.

ALMEIDA-ABREU, P. A. **A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil.** Tese de Doutorado. Freiburg (Alemanha): 150 p, 1993.

ALMEIDA-ABREU, P. A. PFLUG, R. **The Geodynamic evolution of the Southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil.** Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H1/2, p. 21-44, 1994.

ALMEIDA-ABREU, P. A. RENGER, F. E. **Serra do Espinhaço meridional: Um orógeno de Colisão do Mesoproterozoico.** Revista Brasileira de Geociências, Volume 32(1), 1-14, março de 2002.

ASSIS, L. C. Projeto **Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional – Relatório de Quadriculas – Mato Grosso.** Universidade Federal de Minas Gerais – Centro de Geologia Eschwege, pp. 01 – 52, Diamantina, 1981.

ASSIS, L. C. **Estratigrafia, Tectônica e Potencialidade Mineral das Unidades Pré-Cambrianas da região de Serro (MG) – Quadricula Mato grosso – Contribuição à controvérsia da correlação Espinhaço/Minas.** 171. Dissertação de Mestrado em Geologia. Universidade Federal de Brasília – UNB, Brasília, 1982.

BARBOSA, M. F. P. **Turismo e desenvolvimento como liberdade em Capivari/Serro (MG): possibilidades, limites e expectativas.** 2011. 192. Tese de mestrado - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2011.

COSTA, M. T. da. **Gênese e ocorrências da bauxita no Serro e Regiões Vizinhas.** In: SEGUNDA SEMANA DE ESTUDOS – ALUMÍNIO E ZINCO, 1962. Ouro Preto. Anais...Ouro Preto: Sociedade de Intercâmbio Cultural e Estudos Geológico, 1962, 3-24.

CPRM - COMPANHIA DE PESQUISA E RECURSOS MINERAIS. **Mapa Geológico de Minas Gerais.** Belo Horizonte: 2003.

CPRM - COMPANHIA DE PESQUISA E RECURSOS MINERAIS. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil.** Brasília: 2003.

DIAS, T. G. CAXITO F. **Recursos minerais de Minas Gerais, aspectos gerais do cromo,** Belo Horizonte, 2018.

DUSSIN, I. A.; UHLEIN, A. & DUSSIN, T. M. **Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua Porção Meridional, Minas Gerais**. Anais, 33o Cong. Bras. Geologia, Soc. Bras. Geologia, Vol. 2, Rio de Janeiro, 1984, p. 3118-3132.

DUSSIN, I. A. DUSSIN, T. M. **Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica**. Revista Geonomos, 1-8, 1995.

GROSS, G. A. **Tectonic systems and the deposition of iron-formation**. Precambrian Research, 20 (2-4) – pp. 171-187. 1983.

GROVES, D. I. *et al.* **Orogenic gold deposit: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types**. Ore Geology Reviews, 13, 1998. P 7-27.

HAGEDORN, M.G., 2004. **Contexto geotectônico da Serra do Espinhaço e domínios adjacentes a leste (Minas Gerais) com ênfase em aspectos geoquímicos e geocronológicos**. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, 222 p.

HEILBRON, M. *et al.* **Província Mantiqueira**. (In) Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG (Org). Geologia do Continente Sul-Americano. Belo Horizonte. UFMG, 2004, 204 – 234.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Carta do Brasil – Esc. 1:100.000, Alvorada de Minas**, 2010.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Carta do Brasil – Esc. 1:100.000, Serro**, 1978.

KNAUER, L. G. **Evolução geológica do Pré-Cambriano da porção Centro-Leste da Serra do Espinhaço Meridional e Metalogênese associada**. 1991. 251. Dissertação de mestrado em geociências – Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 1990.

KNAUER, L. G. GROSSI SAD, J. H. **Geologia da Folha Serro, Minas Gerais**. In: **Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG (Org)**. Projeto Espinhaço em CD-ROM. Belo Horizonte: Companhia Mineradora de Minas Gerais – CODEMIG, 1997. 2057 – 2320.

KNAUER, L. G. **O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural**. Geonomos, 2007, 15.1: 81-90.

KNAUER, L. G. GROSSI SAD, J. H. **Mapa Geológico da Folha Serro, Minas Gerais, Brasil, escala 1:100.000, folha SE-23-Z-B-IV**, 2012.

**Arcabouço litoestratigráfico-estrutural do *greenstone belt* de Alvorada de Minas, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil**

MACHADO, N. *et al.* **Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional.** Anais, 5o Simp. Geol. de Minas Gerais, Soc. Bras. Geologia, Núcleo MG, Bol. 10, Belo Horizonte, 1989, p. 171-174.

RENGER F. **As rochas ultrabásicas da Serra do Espinhaço, MG.** Revista Brasileira de Geociências. Volume 2, 151-160, 1972.

ROLIM, V. K. *et al.* **The Orosirian-Statherian banded iron formation-bearing sequences of the southern border of the Espinhaço Range, Southeast Brazil.** Journal of South America Earth Sciences. Belo Horizonte, 65, 43-66, novembro, 2015.

ROLIM, V. K. **As Formações Ferríferas da Região de Conceição do Mato Dentro - MG: Posicionamento Estratigráfico, Evolução Tectônica, Geocronologia, Características Geoquímicas e Gênese Dos Minérios.** Tese de doutorado em Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG, Instituto de Geociências, Belo Horizonte, 2016.

SANTANA, R. C. M. **Arcabouço Litoestratigráfico-Estrutural e Potencialidades Metalogenéticas do Greenstone Belt de Serro, Porção Leste da Serra do Espinhaço Meridional, Centro-Norte de Minas Gerais.** Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia), Universidade Federal do Espírito Santo, Alegre, 2019. 91p.

SCHULTE, R. F. *et al.* **Stratiform chromite deposit mode, chap. E of Mineral deposits models for resource assessment:** u.s. Geological Survey Scientific Investigations Report, 2010 2012-5070-E,131p.

STOWE C.W. 1994. **Compositions and tectonic settings of chromite deposits through time.** Economic Geology, 89(3):528-546.

UHLEIN, A. **Projeto Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional – Relatórios de Quadrículas –Serro.** Universidade Federal de Minas Gerais. Centro de Geologia Eschwege, Diamantina, 1981.

UHLEIN, A. **Geologia e mineralizações de cromita e itabiritos da região de Serro –MG.** 1982. Dissertação de Mestrado em Geologia, Universidade de Brasília - Instituto de Geociências, Brasília.

UHLEIN, A. ASSIS, L. C. DARDENNE M. A. **As mineralizações de ouro e cromita da sequência vulcano-sedimentar do Serro – MG.** In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, 1983, Belo Horizonte. Anais...Sociedade Brasileira de Geologia, 1983. P. 306-320.

WALSH, L. **Transformações metamórficas e química mineral de cromitas dos corpos de Alvorada de Minas-MG.** 87. 2012. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual Paulista – UEP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro.

ZAPPAROLI, A.C., 2001. **Os depósitos de cromita da borda leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais**: Petrologia, quimismo e implicações genéticas. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de São Paulo, São Paulo, Brazil, 133 pp.



## Capítulo 2

### Principais sítios tectônicos e processos de formação de riftes continentais

*Cláudia dos Santos<sup>1</sup>; Ramon Messias Martins<sup>2</sup>; André Danderfer Filho<sup>3</sup>*

**RESUMO.** Riftes se formam em uma variedade de sítios tectônicos, tanto relacionados a regimes extensionais, quanto à regimes compressionais e transformantes/transcorrentes. Em regimes extensionais a quebra continental pode ocorrer devido a ascensão de plumas mantélicas que formam pontos quentes na base da litosfera, que provocam a formação de domos e esforços tracionais no local. Quando não há a ação de uma pluma, o rifte pode ser iniciado devido a esforços remotos relacionados a tectônica de placas como o far field stress. Em regimes compressionais o rifteamento pode se instalar em região de retroarco e na placa subductante, devido a flexão da litosfera que ocorre pouco antes de descer abaixo da placa cavalgante. Em regiões orogênicas, o rifte pode se desenvolver logo no início do colapso extensional e no estágio cinemático pós-orogênico, em que a deformação extensional é predominante em todos os níveis crustais. Bacias pull-apart são geradas devido ao rifteamento que ocorre em curvas de liberação ao longo das falhas strike-slip. Uma combinação entre limites extensional e compressional é responsável pelo rifteamento devido a ascensão astenosférica acima de placa subductante, desenvolvido à frente da região de retroarco, imediatamente em porções sobrepostas a placa em cavalgamento. Embora alguns trabalhos mais antigos façam a distinção genética entre o rifteamento “ativo”, formado pela ascensão de pluma mantélica, e “passivo”, gerado devido às forças extensionais que atuam em resposta ao campo de tensões regional, esses termos tem sido bastante discutidos e questionados na literatura nacional e internacional. Portanto, trabalhos atuais sugerem que, nos processos de formação da grande maioria dos riftes, ambos os modelos podem ser relevantes em um único evento de rifteamento.

**PALAVRAS-CHAVE.** Rifteamento; Litosfera; Pluma; Back-arc; Far Field Stress.

## INTRODUÇÃO

Riftes são zonas de deformação que representam o estágio inicial de ruptura continental, na qual a extensão pode levar ao rompimento da litosfera e evoluir até a formação de uma nova bacia oceânica (ZONENSHAIN; SAVOSTIN 1981, ZEYEN 1997, LAWTON; MCMILLAN 1999, HUISMANS et al 2001; PLUIJM; MARCHAK 2004, ZIEGLER 2004). No entanto, nem todos os riftes evoluem até a geração de nova crosta oceânica, tornando-se inativos durante algum estágio de sua evolução. Os riftes podem ser formados em uma variedade de sítios tectônicos, tanto relacionados a regimes extensionais, como associados a regimes compressionais e transformantes/transcorrentes (KEREAY 2014). A compreensão do tipo de ambiente tectônico em que o rifte foi formado traz informações importantes sobre o

<sup>1 2 3</sup> Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO/EM/UFOP), Ouro Preto, MG, Brasil.

## Principais sítios tectônicos e processos de formação de riftes continentais

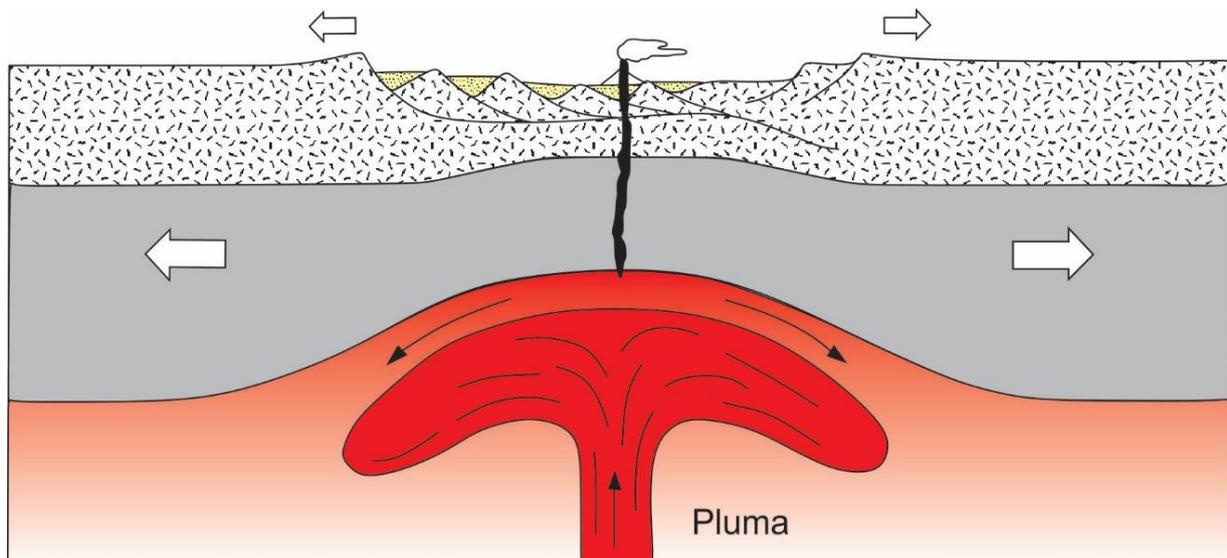
magmatismo gerado, a evolução sedimentar da bacia e os processos tectônicos que contribuem para o entendimento da história extensional de uma região. Portanto, este capítulo tem como objetivo trazer uma revisão sobre os principais sítios tectônicos e processos de formação de riftes continentais.

### PRINCIPAIS SÍTIOS TECTÔNICOS DE RIFTES

Os riftes podem ser formados em diferentes sítios tectônicos, não apenas relacionados a regimes extensionais, mas também em ambientes associados a regimes compressivos. Tensões de cisalhamento aplicada à base de placas por fluxo convectivo da astenosfera pode contribuir para rifteamento em alguns locais, porém vários processos adicionais parecem desempenhar um papel importante na quebra e extensão continental.

#### Rifteamento sobre Pluma Mantélica

Em regiões onde ocorre a ascensão de plumas mantélicas são formados pontos quentes na base da litosfera, aquecendo-a e desencadeando sua ascensão (PLUIJM; MARCHAK 2004). Como consequência ocorre o domeamento da crosta provocando seu estiramento e quebra, gerando falhas normais na parte superior da litosfera (Figura 1). De acordo com Pluijm e Marchak (2004), três braços de riftes, apresentando ângulo de  $120^\circ$  entre si, podem ser gerados acima de um único ponto quente. Nos modelos clássicos de rifteamento associado a plumas mantélicas um longo e continuo rifte é desenvolvido quando os braços gerados de um ponto quente se ligam aos gerados em pontos quentes vizinhos. Nessa situação, normalmente um dos três braços é abortado, tornando-se um aulacógeno.



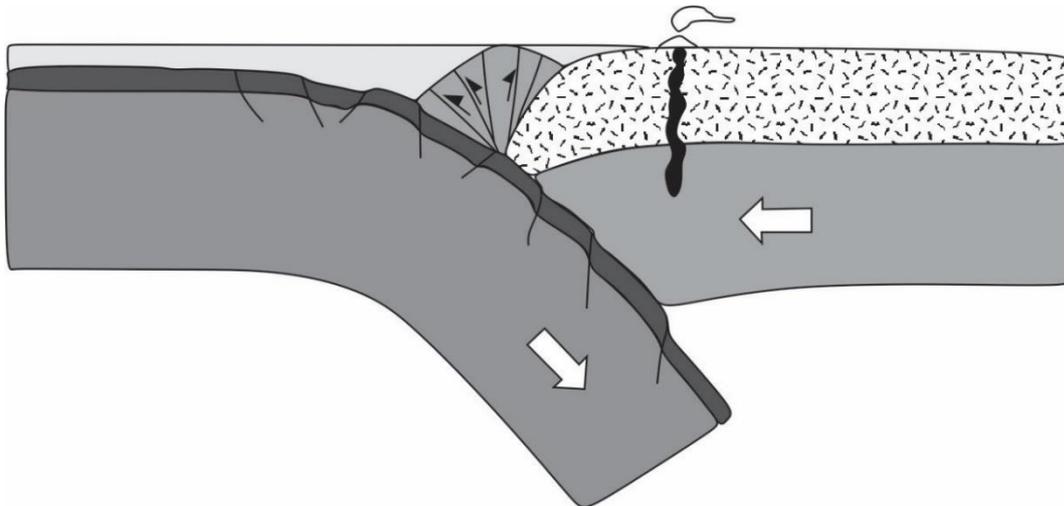
**Figura 1.** Rifteamento associado a ação de pluma mantélica. Adaptado de Pluijm e Marchak 2004.

### Rifteamento em Placa Subductante

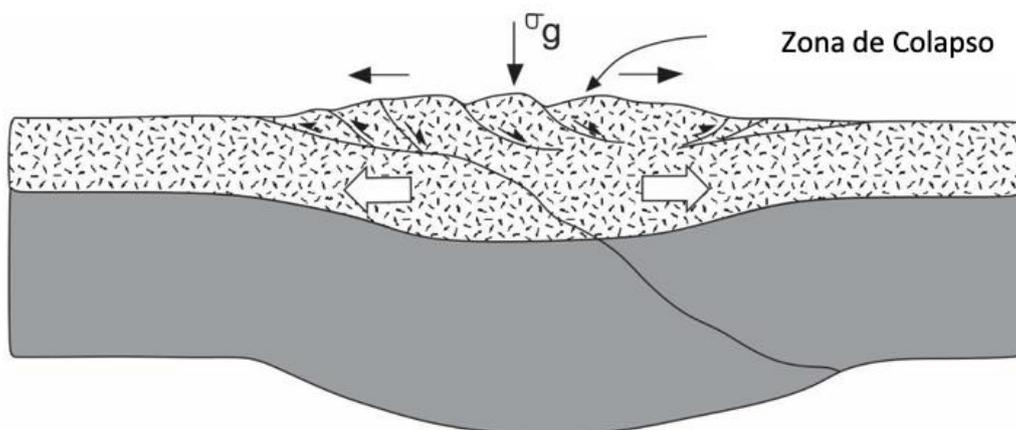
Riftes podem ser gerados em placa subductante devido a flexão da litosfera que ocorre poucos antes de descer abaixo da placa cavalgante (Figura 2). Como consequência dessa flexão, uma série de falhas normais se desenvolvem paralelamente ao limite de convergência e é formada uma fileira de horsts e grabens (PLUIJM; MARCHAK 2004).

### Rifteamento Controlado por Forças Gravitacionais após a Orogênese

Alguns riftes podem se desenvolver em regiões orogênicas, mesmo com o processo de convergência ainda ativo. Pluijm e Marchak (2004) sugerem que rochas ricas em quartzo da crosta continental não são muito fortes, especialmente quando aquecidas durante a subducção e colisão. Assim, quando a crosta continental se espessa e ascende em relação ao seu entorno durante uma colisão, a energia potencial gravitacional faz com que o orógeno entre em colapso e se espalhe lateralmente em decorrência de seu próprio peso, gerando falhas normais e zonas de cisalhamento extensionais (Figura 3). Este processo é conhecido como colapso extensional (ou colapso gravitacional, ou colapso orogênico).



**Figura 2.** Rifteamento em placa subductante. Adaptado de Pluijm e Marchak (2004).

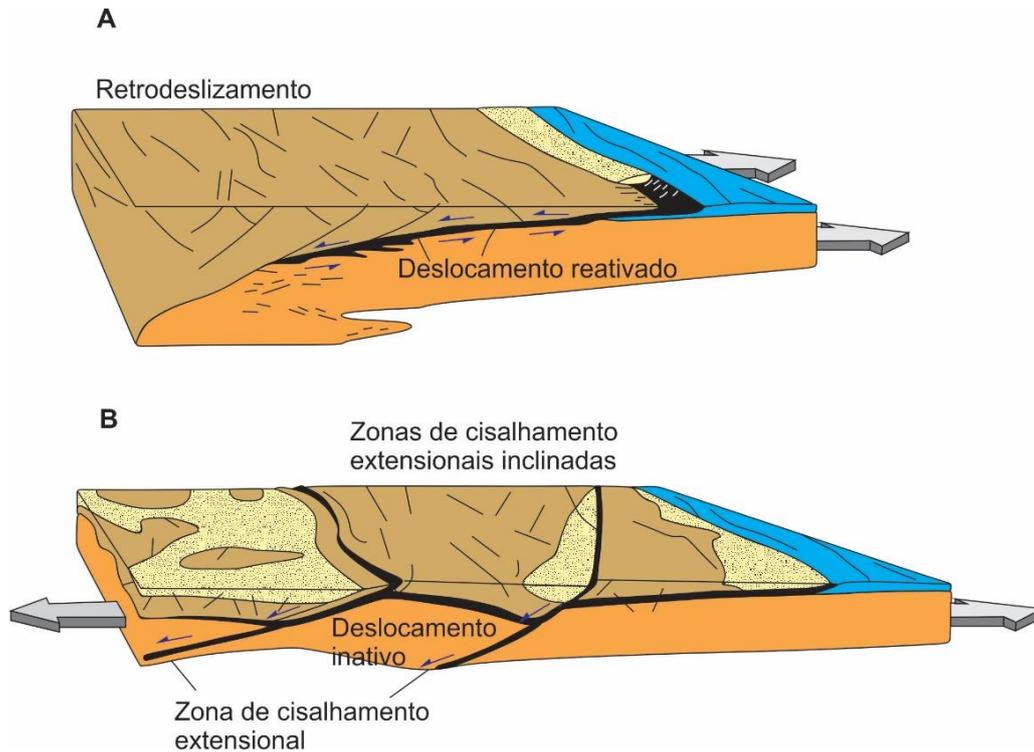


**Figura 3.** Rifteamento gerado por colapso orogênico. Adaptado de Pluijm e Marchak (2004).

## Principais sítios tectônicos e processos de formação de riftes continentais

### Rifteamento por Extensão Pós-orogênica

De acordo com Fossen (2012), através da história divergente de um cinturão orogênico, o sentido de movimento do cavalgamento basal se mantém em direção ao antepaís. Assim que o sentido de cisalhamento é invertido e a cunha orogênica se move em direção a porção central da zona de colisão (Figura 4A), o orógeno entra em estágio cinemático divergente ou pós-orogênico (Figura 4 B). Nesse estágio, a deformação extensional é predominante em todos os níveis crustais.



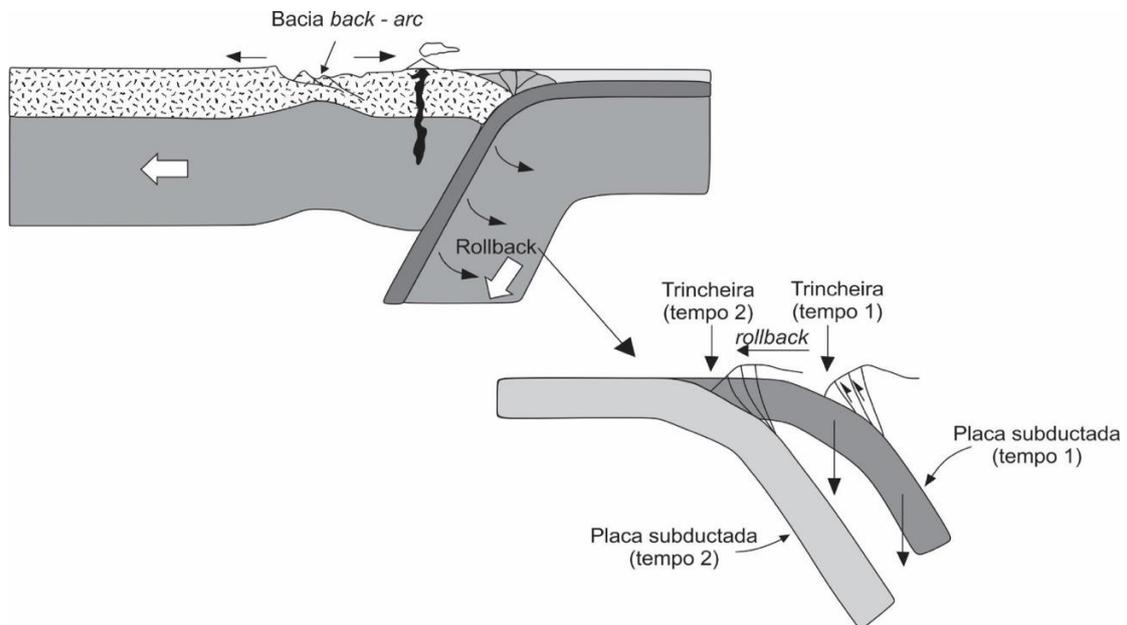
**Figura 4.** Rifteamento pós-orogênico. Adaptado de Fossen (2012).

### Rifteamento em Região de Retroarco (Back-arc)

Retroarco refere-se a região atrás do arco vulcânico na placa superior de uma zona de subducção. A característica estrutural dessa região varia com o ambiente tectônico que se instala, podendo ser contracional, extensional ou estável (PLUIJM; MARCHAK 2004). Se o ambiente extensional é instalado, um rifte continental é desenvolvido, gerando a bacia de retroarco (Figura 5).

De acordo com Kearey et al. (2014), os mecanismos mais aceitos para explicar a extensão e acreção crustal que formam as bacias de retroarco estão relacionados ao campo de tensões regionais na litosfera superior da zona de subducção. Essas tensões podem resultar da força de tração na fossa conforme o *slab* se inclina para trás ou “retrocede” (*rollback*) por baixo da fossa (KEAREY et al. 2014, Figura 5). O mecanismo de *rollback* foi postulado como ocorrente em sistemas de subducção em que a direção “absoluta” do movimento da placa superior é longe da trincheira (KEAREY et al. 2014). São incluídas como outras fontes de

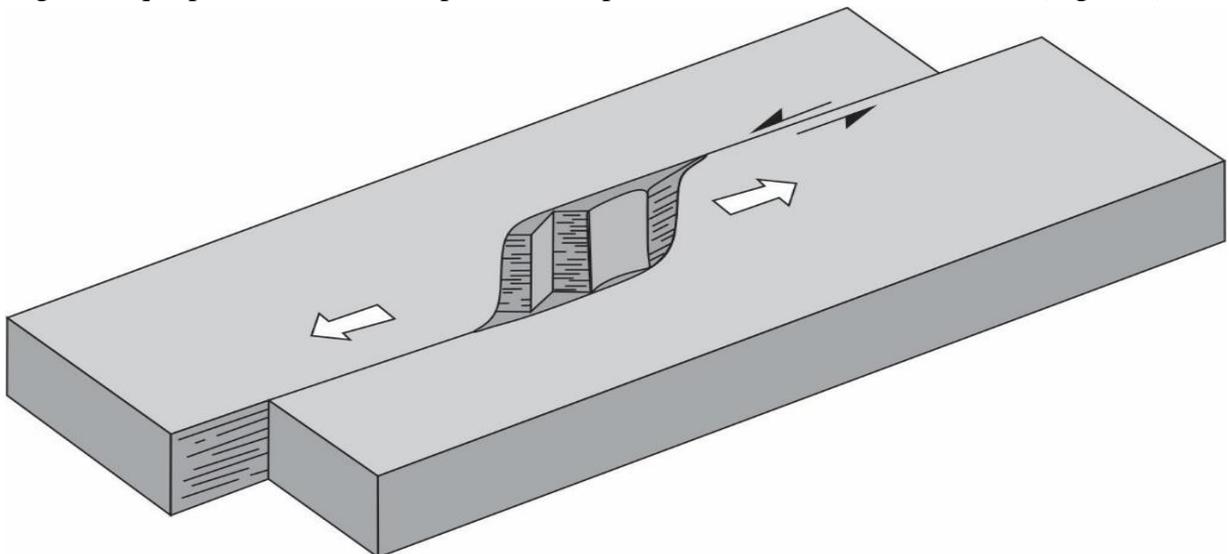
tensão a convecção na cunha do manto superior induzida pela descida do *slab* ou um aumento no ângulo de subducção com a profundidade (KEAREY et al. 2014).



**Figura 5.** Rifteamento em região de retroarco. Adaptado de Pluijm e Marchak (2004).

### Rifteamento por Bacia Pull-apart

O rifteamento responsável por gerar bacias *pull-apart* ocorre em curvas de liberação ao longo das falhas de rejeito direcional (*strike-slip*). De acordo com Fossen (2012), curvas de liberação são estruturas formadas onde uma falha sinistral se curva para a esquerda ou onde uma falha dextral se curva para direita. Essas curvas produzem uma série de falhas extensionais paralelas e limitadas em ambos os lados por falhas de rejeito extensional, caracterizando duplexes extensionais de rejeito direcional. As falhas normais desenvolvidas geram estruturas negativas que posteriormente são preenchidas por sedimentos em várias escalas (Figura 6).



**Figura 6.** Rifting gerado por falha de rejeito direcional. Adaptado de Pluijm e Marchak (2004).

## Principais sítios tectônicos e processos de formação de riftes continentais

### Rifteamento por Tensão Remotamente Aplicada - Far Field Stress

Esforços que acontecem no interior continental como resposta ao tectonismo que ocorre ao longo de margens continentais são denominadas tensões remotamente aplicadas (*far field stress*; PLUIJM; MARCHAK 2004). O movimento da Índia em direção a Ásia ocasionou o deslocamento do sul da Ásia em relação ao norte da Ásia. Este deslocamento é acomodado pelo movimento transpressional sobre falhas na Ásia Central, localizadas a milhares de quilômetros da zona de colisão (PLUIJM; MARCHAK 2004). A colisão da África com a América do Norte durante o final do paleozoico gerou *far field stresses* no interior continental da América do Norte. Esses esforços ocasionaram movimentos transpressionais e transtensionais no embasamento, gerando falhas penetrativas na região e, como consequência, foram formadas dobras monoclinais e bacias sedimentares (PLUIJM; MARCHAK 2004). Da mesma forma, Molnar e Tapponnier (1975), Zonenshain e Savostin (1981) e Lesne et al. (1998) atribuírem a formação do rifte Baikal, localizado ao sul da Sibéria, como resposta ao *far field stress* gerado pela colisão da Índia com a Eurásia e da subducção da placa do Pacífico ao longo do limite ocidental (Figura 7). De acordo com esses autores, o *far field stress* ocasionou movimentos transpressionais e transtensionais que, em combinação com zonas de fraquezas na região do rifte, foi responsável pelo processo de rifteamento.

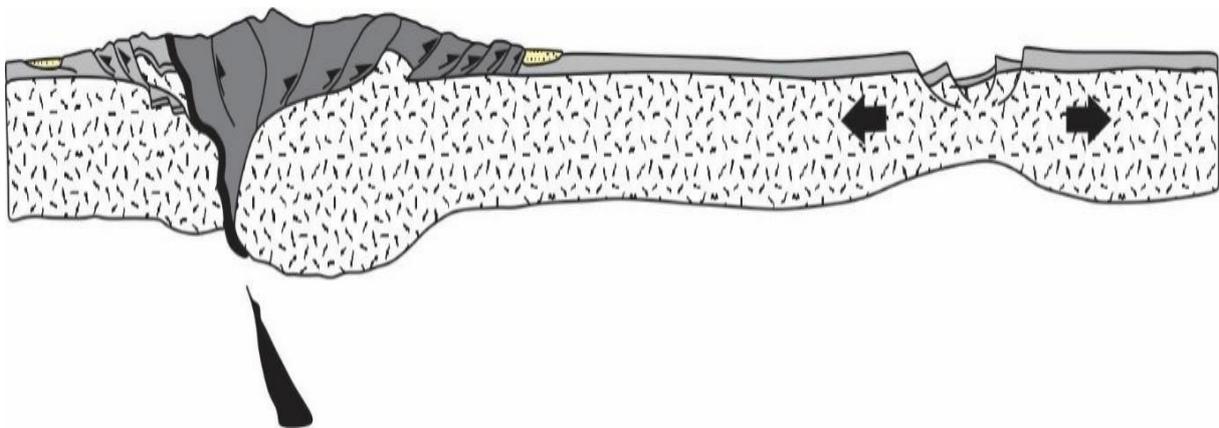
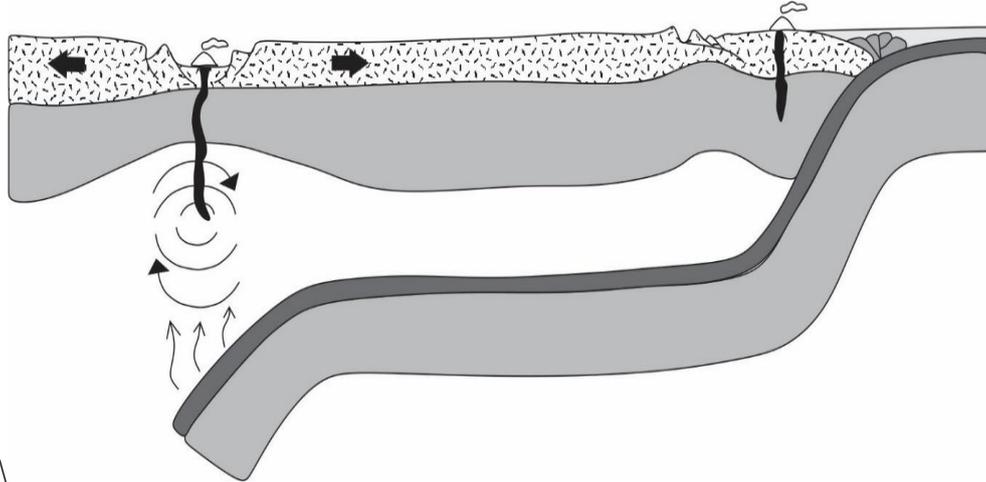


Figura 7. Rifteamento gerado por *far field stress* em resposta a colisão. Adaptado de Pluijm e Marchak (2004).

### Rifteamento por Ascensão Astenosférica Acima de Placa Subductante

De acordo com os modelos propostos por Faccenna et al. (2010) e McMillan et al. (2000), o rifteamento pode ser gerado em processo de subducção, não só na região de *back-arc*, porém mais a frente, imediatamente em porções sobrepostas a placa em cavalgamento. Esse tipo de rifteamento ocorre quando a placa subductada avança por baixo da placa que a está consumindo com um baixo ângulo. O mecanismo propulsor da extensão crustal é o aumento do ângulo de subducção da placa, ocasionando a ascensão do material astenosférico para ocupar o lugar anteriormente preenchido pela placa. Esse processo gera uma célula de convecção na borda da placa que promove o enfraquecimento termal da base da litosfera e início da extensão (Figura 8; LAWTON; MCMILLAN 1999, MCMILLAN et al. 2000, FACCENNA et al. 2010).

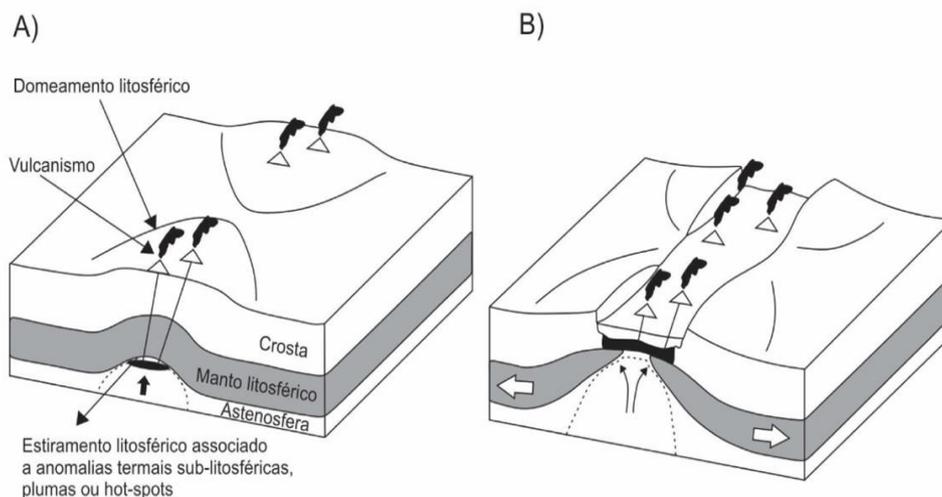
Faccenna et al. (2010) afirmam que o processo de desidratação da placa subduzida ocasiona um fluxo ascendente e, adicionado ao primeiro, constitui um mecanismo eficiente no processo de extensão e geração de vulcanismo. De acordo com Lawton e McMillan (1999), McMillan et al. (2000) e Mijk et al. (2008), um exemplo desse tipo de rifteamento é o rifte Rio Grande, de idade cenozoica, localizado a oeste dos Estados Unidos da América. Sua gênese está relacionada com a subducção da placa de Faraloon abaixo da América do Norte.



**Figura 8.** Rifteamento gerado por ascensão astenosférica acima de placa subductante. Modificado de Faccenna et al. (2010) e McMillan et al. (2000).

## PROCESSOS DE RIFTEAMENTO CONTINENTAL

Trabalhos mais antigos encontrados na literatura assumem a distinção genética entre rifteamento “ativo” e “passivo” para caracterizar dois tipos de mecanismos responsáveis pela geração de riftes continentais.



**Figura 9.** Diagrama esquemático mostrando a hipótese para o processo ativo de rifteamento continental. (A) Estágio inicial do rifteamento, caracterizado pelo domeamento litosférico e vulcanismo que precedem a quebra. (B) Estágio subsequente e evolução do rifteamento.

Adaptado de Corti et al. (2003) e Turcotte e Emerman (1983).

## Principais sítios tectônicos e processos de formação de riftes continentais

O rifteamento ativo tem sua gênese relacionada às anomalias térmicas sublitosféricas que ocasionam a ascensão da astenosfera, plumas do manto ou hot-spots (FITTON 1983, TURCOTTE; EMERMAN 1983, CORTI et al. 2003, ZIEGLER; CLOETINGH 2004), os quais ascendem e entram em contato com a litosfera, ocasionando afinamento e domeamento crustal, o que é frequentemente precedido por grandes volumes de erupções basálticas (CORTI et al. 2003; Figura 9 A).

Neste processo, as forças trativas na base da litosfera são geradas pelo material convectivo ascendente, a litosfera é termalmente diluída e adsorvida na astenosfera (TURCOTTE; EMERMAN 1983, Figura 9 B). Além do estrangulamento ocasionado em resposta à extensão, o volume do material astenosférico que ascende em direção a litosfera excede o volume do material litosférico que desloca lateralmente por extensão, ocasionando a quebra (CORTI et al. 2003).

No rifteamento passivo, o afinamento litosférico ocorre devido forças extensionais que atuam em resposta ao campo de tensões regional, relacionado com as forças que controlam o movimento e interação de placas litosféricas, as quais são responsáveis por sua quebra (Figura 10 A).

Estas incluem, principalmente, tensões no limite das placas, como a força de arraste da litosfera em uma margem convergente (*slab pull*), força de resistência continental, força que empurra a placa além do eixo da dorsal meso-oceânica (*ridge-push*), força de resistência colisional e forças friccionais, exercidas pela convecção do manto em contato com a base da litosfera (ZIEGLER; CLOETINGH 2004). Neste processo, com o afinamento litosférico, a astenosfera ascende passivamente por compensação isostática, ocasionando o domeamento da superfície e outros processos secundários, tais como fusão descompressional da base litosférica, *underplating* magmático e vulcanismo associado (CORTI et al. 2003; Figuras 10 B, C).

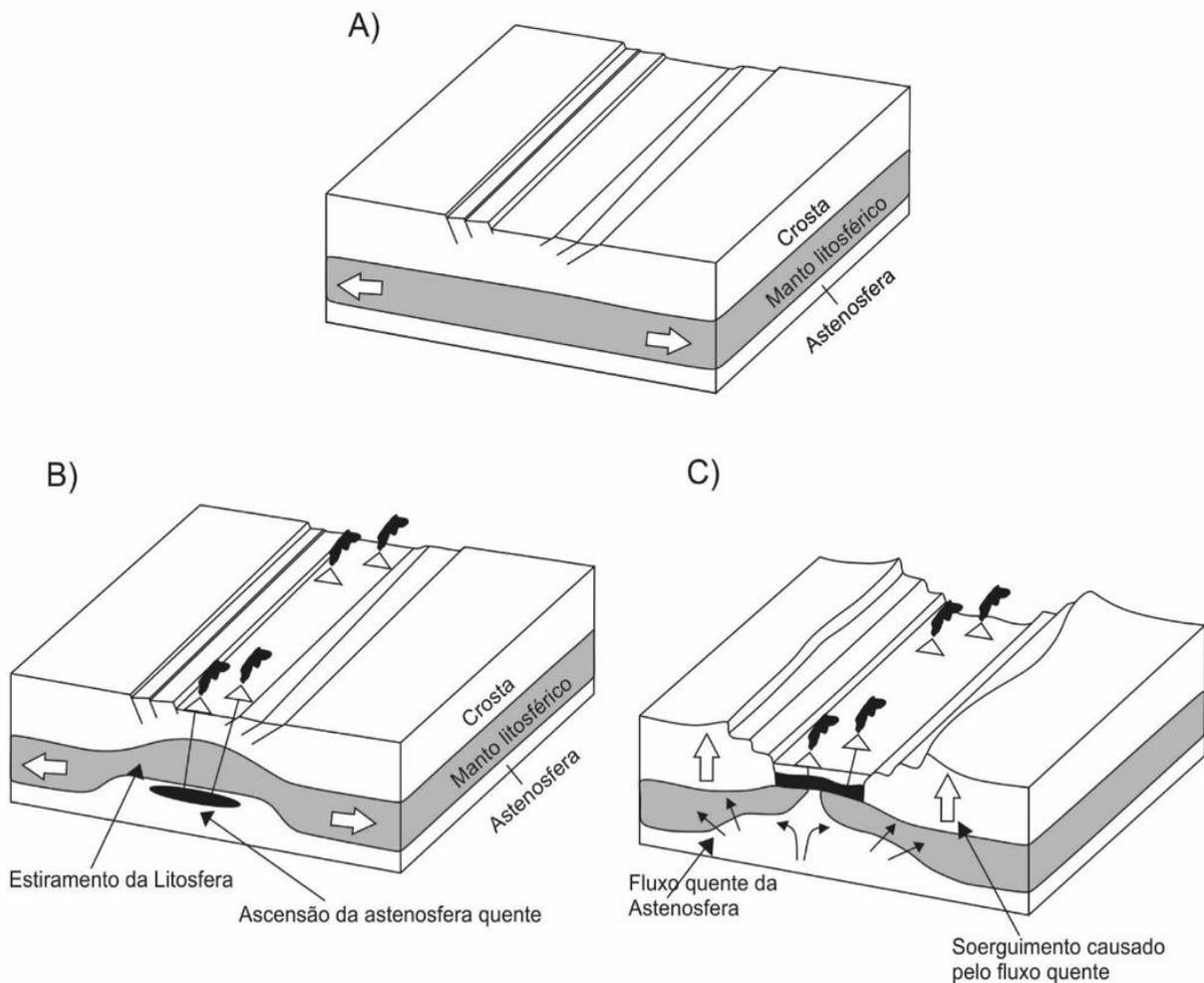
Em muitos casos não existe o consenso se os riftes são realmente “ativos” ou “passivos” e, embora alguns riftes continentais ainda sejam caracterizados dessa forma, atualmente essa classificação é bastante discutida e questionada na literatura. Autores como Zeyen et al. (1997), Huisman et al. (2001), Corti et al. (2003) e Ziegler e Cloetingh (2004) sugerem que, nos processos de formação da grande maioria dos riftes, é mais realista considerar que ambos os modelos podem ser relevantes em um único evento de rifteamento.

Baseado em evidências de que hot-spots intraoceânicos, como Havaí, Santa Helena e Tristan da Cunha; e intracontinentais, como Hoggar Cenozóico e centros vulcânicos do Bourkou-Ennedi-Tibesti no norte do Chade, não estarem associados com nenhuma falha extensional, Ziegler e Cloetingh (2004) afirmam que é muito improvável que a ação única de *hot-spots* seja capaz de provocar a quebra da litosfera. Esses autores assumem que *hot-spots* contribuíram para a abertura do Atlântico Sul e Central, além do mar entre Noruega e Groenlândia e partes do Oceano Índico, porém não exercem controle total sobre o rifteamento. Em contrapartida, os mesmos autores argumentam que a ascensão de uma pluma mantélica que incide sobre a base da litosfera pode causar o enfraquecimento térmico, soerguimento regional e o desenvolvimento de esforços tensionais responsáveis pela quebra.

Entretanto, Zeyen et al. (1997) sugerem que a ação de uma pluma, por si só, nem sempre é capaz de quebrar a litosfera, principalmente litosferas cratônicas. Dois motivos são apresentados por Hill et al. (1992), um deles seria que a pluma pode não alcançar a altura necessária para produzir a fusão e o outro estaria relacionado à rigidez flexural do cráton, pois

se for muito alta, a pluma não é capaz de dobrar a litosfera suficientemente para ocasionar a quebra. De acordo com esses autores, litosferas mais resistentes e frias, como encontradas no Golfo do Mar Vermelho e riftes de Adem, apresentam rifteamento gerado pela combinação de forças relacionadas a ação de pluma mantélica e campo de forças de extensão regional.

Os modelos numéricos propostos por Huismans et al. (2001) suportam estas observações, pois mostram que o rifteamento passivo desestabiliza a litosfera inferior, podendo levar a uma fase ativa caracterizada pela ressurgência convectiva da astenosfera. Segundo os autores, a mudança de processo de formação ativo para passivo poderá acontecer no final do estágio sin-rifte e/ou durante o pós-rifte. Também foi destacado pelos autores que o mecanismo de rifteamento ativo não é capaz de produzir extensão crustal significativa, a menos que esteja associada com forças responsáveis pelo movimento das placas.



**Figura 10.** Diagrama esquemático mostrando a hipótese para o processo passivo de rifteamento continental. (A) Estágio inicial do rifteamento. (B) A astenosfera ascende em consequência da extensão, por compensação isostática. (B) e (C) correspondem aos estágios subsequentes e evolução do rifteamento. Adaptado de Corti et al. (2003) e Turcotte e Emerman (1983).

## **Principais sítios tectônicos e processos de formação de riftes continentais**

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

CORTI, G. et al. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. **Earth-Science Reviews**, Amsterdã, v. 63, p. 169-247, 2003.

FACCENA, C. et al. Subduction-triggered magmatic pulses: a new class of plumes? **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdã, v. 299, p. 54-68, 2010.

FITTON, J. G. Active versus passive continental rifting: evidence from the west African rift system. **Tectonophysics**, Amsterdã, v. 94, p. 473-481, 1983.

FOSSEN, H. **Geologia Estrutural**. 1 ed. São Paulo: Oficina de textos, 2012. 584 p.

HILL, R.I. et al. Mantle plumes and continental tectonics. **Science**, New York v. 256, p. 186-193, 1992.

HUISMANS, R.S. et al. Transition from passive to active rifting: relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere. **Journal of Geophysical Research**, Amsterdã, v. 106, p. 271-291, 2001.

KEAREY, P. et al. **Tectônica Global**, Porto Alegre, Bookman. 2014. 436 p.

LAWTON, T.F.; MCMILLAN, N.J. Arc Abandonment as a cause for passive continental rifting: comparison of the Jurassic Mexican Borderland rift and the Cenozoic Rio Grande rift. **Geology**, Virgínia, v. 27, p. 779-782, 1999.

LESNE, O. et al. Finite element modelling of crustal deformation in the Baikal rift zone: new insights into the active-passive rifting debate. **Tectonophysics**, Amsterdã, v. 289, p. 327-340, 1998.

MCMILLAN, N.J. et al. Evolution of magma source regions in the Rio Grande rift, southern New Mexico. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 112, p. 1582-1593, 2000.

MIJK, J.V. et al. Small-scale convection during continental rifting: evidence from the Rio Grande rift. **Geology**, Virgínia, v. 36, p. 575-578, 2008.

MOLNAR, P.; TAPPONNIER, P. Cenozoic tectonics of Asia, effects of a continental collision. **Science**, New York, v. 189, p. 419-426, 1975.

PLUIJM, B.A.V.D.; MARCHAK, S. **Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics**. 2ed. Estados Unidos: W. W. Norton & Company, 2004. 672 p.

TURCOTTE, D.L.; EMERMAN, S.H. Mechanisms of active and passive rifting. **Tectonophysics**, Amsterdã, v. 94, p. 39-50, 1983.

ZEYEN, H. et al. Styles of continental rifting: crust-mantle detachment and mantle plumes. **Tectonophysics**, Amsterdã, v. 278, p. 329-352, 1997.

ZIEGLER, P.A.; Cloetingh, S. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. **Earth-Science Reviews**, Amsterdã, v. 64, p. 1-50, 2004

ZONENSHAIN, L.P.; SAVOSTIN, L.A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia. **Tectonophysics**, Amsterdã, v. 76, p. 1-45, 1981.



### Capítulo 3

#### Geoquímica de rochas vulcânicas de riftes continentais não associados a plumas mantélicas

*Cláudia dos Santos<sup>1</sup>; Ramon Messias Martins<sup>2</sup>; André Danderfer Filho<sup>3</sup>*

**RESUMO.** O estudo da geoquímica do vulcanismo em riftes continentais trazem informações importantes sobre os processos responsáveis pela quebra continental, contribuindo para o entendimento da evolução tectônica de uma região. O rifte Rio Grande, formado a aproximadamente 36 Ma, é um exemplo de rifteamento iniciado em decorrência do baixo ângulo e afundamento da placa de Faraloon abaixo da América do Norte. O vulcanismo gerado é bimodal e cálcio-alcalino, e os dados geoquímicos e isotópicos indicam que a fonte do magmatismo provém da crosta inferior e superior. O magmatismo do rifte carbonífero do vale de Midland, Escócia, foi gerado pela fusão por decompressão que acompanhou a ascensão passiva da astenosfera, em resposta ao adelgaçamento litosférico associado a extensão. As rochas vulcânicas geradas apresentam características geoquímicas e isotópicas muito semelhantes aos basaltos de ilhas oceânicas (*OIB*). A suíte Parapuí, Ceará, consiste em um rifte continental com intenso vulcanismo associado. As rochas vulcânicas correspondem a basaltos toleíticos, basaltos alcalinos, traquibasaltos e tefritos com padrões geoquímicos muitos semelhantes às vulcânicas do vale de Midland. A província basáltica Payenia, localizada a leste da zona de subducção Chile-Peru, onde a placa de Nasca mergulha abaixo da placa Sul-americana, constitui um rifte formado em ambiente de retroarco. As rochas vulcânicas são predominantemente básicas e sua assinatura geoquímica e isotópica apontam para uma gênese influenciadas por vários constituintes, como componentes da placa subductada, contaminação crustal e enriquecimento da fonte mantélica intraplaca. O vulcanismo do rifte sudeste da bacia Manus, localizado em Papua Nova Guiné (Oceania) tem composição basáltica, andesítica e dacítica com afinidade cálcio alcalina. Diferente da fraca assinatura de arco observada em algumas rochas da província basáltica Payenia, o comportamento geoquímico das vulcânicas em Manus é típico de ambiente de arco de ilha, indicando uma forte assinatura de componentes de subducção presentes na fonte que gerou essas rochas.

**PALAVRAS-CHAVE.** Geoquímica; Rifteamento; Sítios Tectônicos;

#### INTRODUÇÃO

O estudo da geoquímica do vulcanismo em riftes continentais trazem informações importantes sobre os processos responsáveis pela quebra continental, contribuindo para o entendimento da evolução tectônica de uma região. Alguns riftes parecem se formar sem o envolvimento de uma pluma, nesses casos, o magmatismo provavelmente aconteceu em razão da fusão por decompressão que acompanhou a ascensão da astenosfera, em resposta ao adelgaçamento litosférico associado a extensão (FITTON 2007, ESPANON 2014, GIL 2014). Além disso, alguns processos de rifteamento podem ter sua gênese relacionada com as forças que controlam o movimento de placas litosféricas no processo de subducção. Portanto, este capítulo tem como objetivo trazer uma compilação bibliográfica sobre a geoquímica das rochas vulcânicas geradas

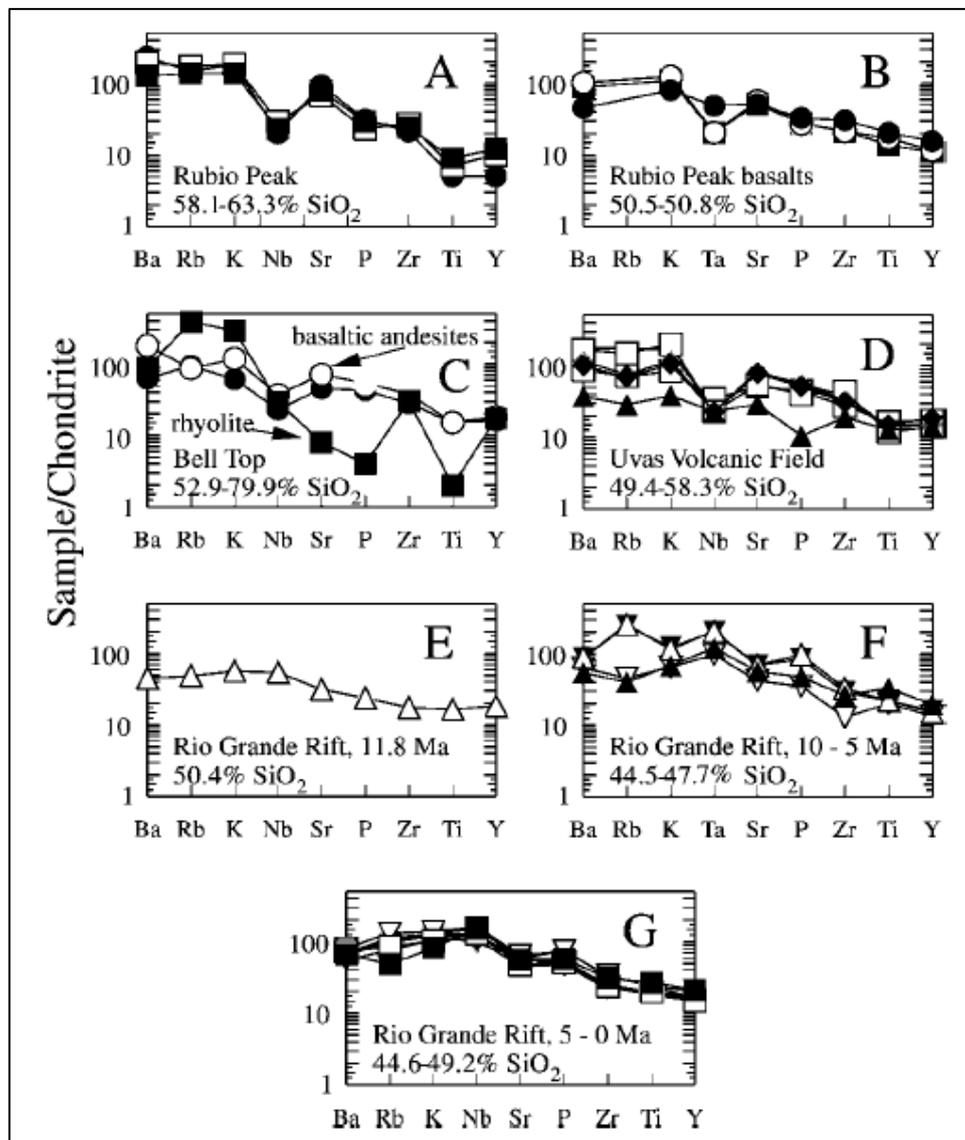
<sup>1 2 3</sup> Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO/EM/UFOP), Ouro Preto, MG, Brasil.

## Geoquímica de rochas vulcânicas de riftes continentais não associados a plumas mantélicas

nesses ambientes assim como complementar o capítulo principais sítios tectônicos e processos de formação de riftes continentais.

### GEOQUÍMICA DE VULCANISMO DE RIFTE FORMADO POR ASCENÇÃO ASTENOSFÉRICA ACIMA DE PLACA SUBDUZIDA

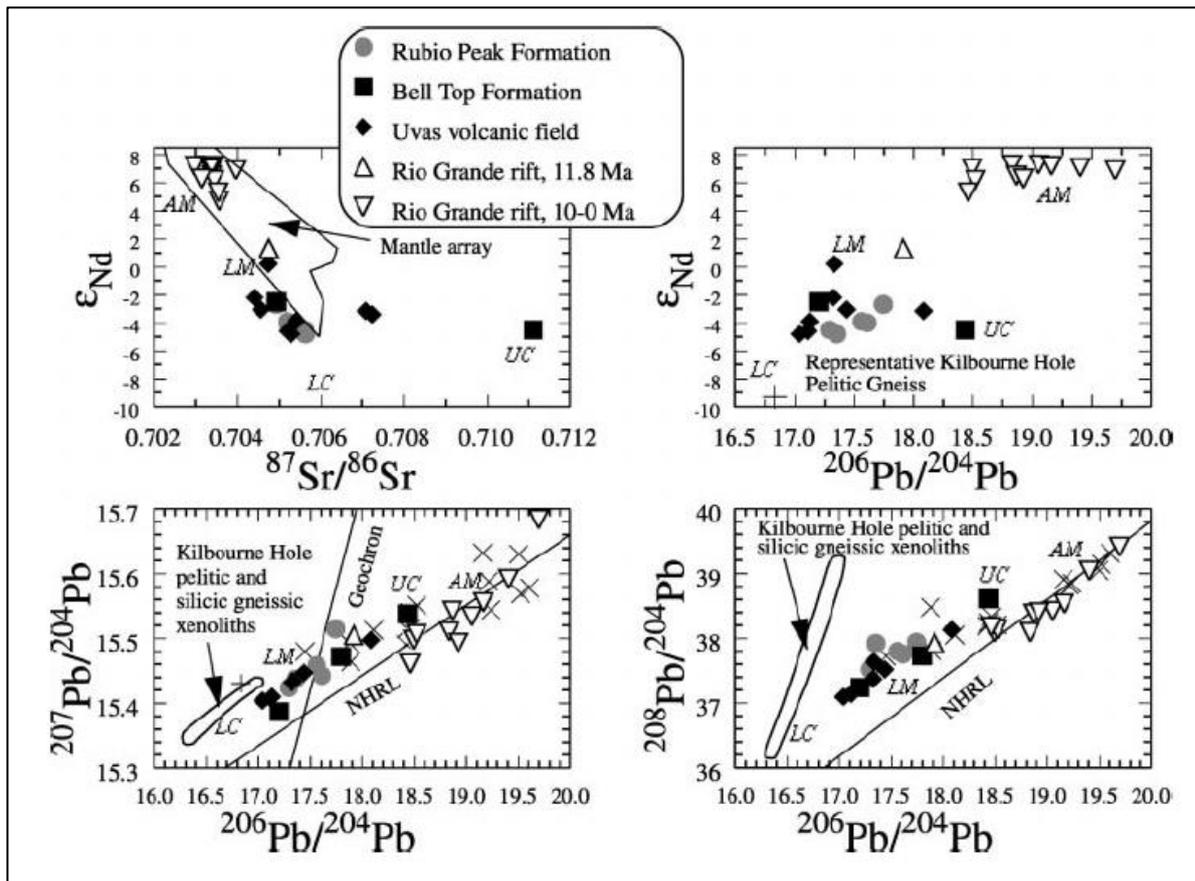
Antes da fragmentação do Pangeia, a placa de Faraloon ocupou a maior parte do Oceano Pacífico. À medida que a América do Norte se moveu para oeste, a maior parte da litosfera oceânica foi consumida para leste, sob o continente. Esse importante evento compressional é denominado orogenia Laramide e ocorreu no final do cretáceo ao início do terciário (MCMILLAN et al. 2000). Hoje, tudo que restou da placa de Faraloon são pequenos fragmentos, que constituem as placas Juan de Fuca e de Cocos, as quais ainda estão sendo subduzidas sob a América do Norte (GILL 2014). O rifte Rio Grande (Figura) teve sua origem após a orogenia Laramide, a aproximadamente 36 Ma (McMillan et al. 2000) e foi formado em decorrência do baixo ângulo e afundamento da placa de Faraloon abaixo da América do Norte.



**Figura 1.** Diagramas dos elementos traço incompatíveis normalizados com o condrito para as rochas vulcânicas do rifte Rio Grande conforme McMillan et al. 2000.

De acordo com McMillan et al. (2000), o vulcanismo do rifte Rio Grande foi fortemente controlado pela história termal da litosfera. Sua pré-extensão foi registrada pela Formação Rubio Peak e seu vulcanismo apresenta características similares ao de arco continental, w apresentam altos valores de Ba/Nb, Ba/Ta, Ba/La e La/Ta (Figura 1).

As rochas são predominantemente andesíticas, porém também ocorrem basaltos e dacitos. Os andesitos apresentam proporções de SiO<sub>2</sub> em torno de 58% a 62%, tendência cálcio-alcalina e os isótopos de Pb indicam que a fonte do vulcanismo provém da crosta inferior e superior. Segundo os autores, esse vulcanismo foi gerado com o aumento do ângulo de subducção da placa de faraloon, anteriormente baixo, que começou a afundar no final da orogenia Laramide, gerando células de convecção astenosférica e ocasionando um complexo sistema de canalização magmática que envolveu a crosta inferior e superior, similar a evolução de magmas em arcos continentais (Figura 2).



**Figura 2.** Composição isotópica das rochas vulcânicas do rifte Rio Grande conforme McMillan et al. 2000.

McMillan et al. (2000) afirmam que o vulcanismo bimodal da Formação Bell Top marca a ruptura que ocorreu no início do oligoceno. Esse vulcanismo é caracterizado por cones a fluxo de cinzas de composição riolítica intercalados com lavas máficas. Segundo os autores, o magmatismo máfico apresenta padrão de elementos traço incompatíveis similares a basaltos de arco continental, exibindo baixos valores de Nb, Ta e Ti, além de altos valores de Rb/Nb, Ba/Nb e La/Nb (Figura 1).

As suítes de composição máfica a intermediária apresentam valores levemente altos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , baixos valores de  $\epsilon\text{Nd}$  e composições isotópicas de Pb não radiogênicas ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70440 - 0,70785$ ;  $\epsilon\text{Nd} = -2,2$  a  $-4,8$ ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,039 - 18,084$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,387 - 15,498$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,094 - 38,130$ ; Figura 2). Essas suítes têm sua gênese interpretada pelos

## Geoquímica de rochas vulcânicas de riftes continentais não associados a plumas mantélicas

autores como fusão parcial da litosfera hidratada que foi contaminada pela crosta inferior (Figura 3). Os magmas riolíticos contemporâneos apresentam composição isotópica de Sr e Pb mais radiogênica ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7111$ ;  $\epsilon\text{Nd} = -4,5$ ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,435$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,538$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,607$ ; Figura 1) e são interpretados pelos autores como registro do envolvimento de componente da crosta superior (Figura 3).

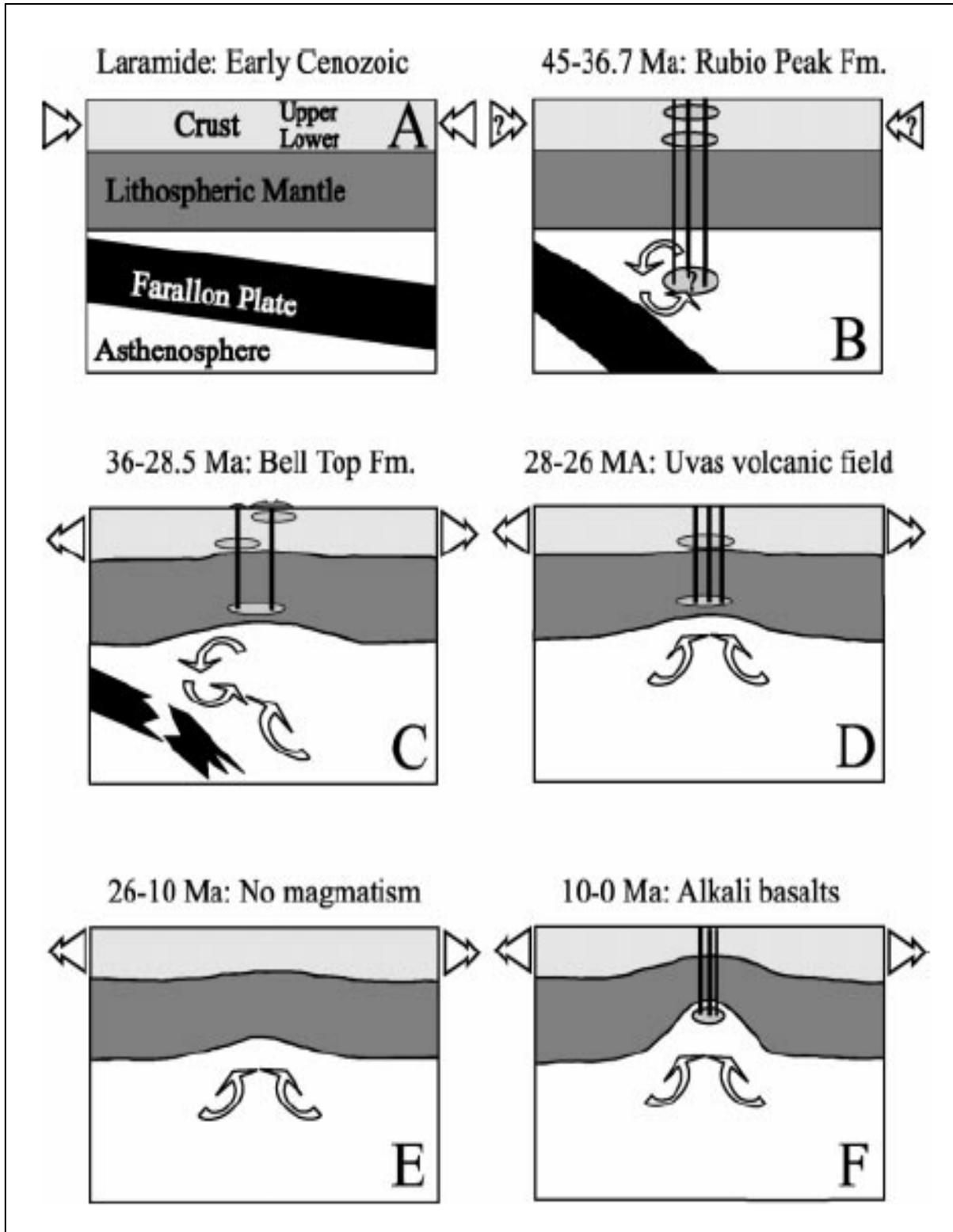


Figura 3. Evolução do rifte Rio Grande conforme McMillan et al. 2000.

McMillan et al. (2000) interpretam o fim do vulcanismo piroclástico ácido marcado pela Formação Uvas, do oligoceno médio. As rochas vulcânicas dessa unidade são cálcio-alcálicas, constituídas por basaltos, basaltos andesíticos, andesitos e basaltos toleíticos. Foi observado pelos autores que esse vulcanismo é depletado em Nb e Ti em relação a outros elementos incompatíveis (Figura 1) e é caracterizado por baixos valores de  $\epsilon\text{Nd}$  (+/- 0,8),  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (17,332),  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (15,434) e  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (37,639) e altos valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,704738), indicando fonte magmática provinda do manto litosférico com contaminação da crosta inferior (Figura 2). O fim do vulcanismo mais ácido foi interpretado pelos autores devido ao resfriamento da crosta superior, sendo incapaz de fundir, mesmo com intrusões de magmas máficos (Figura 3).

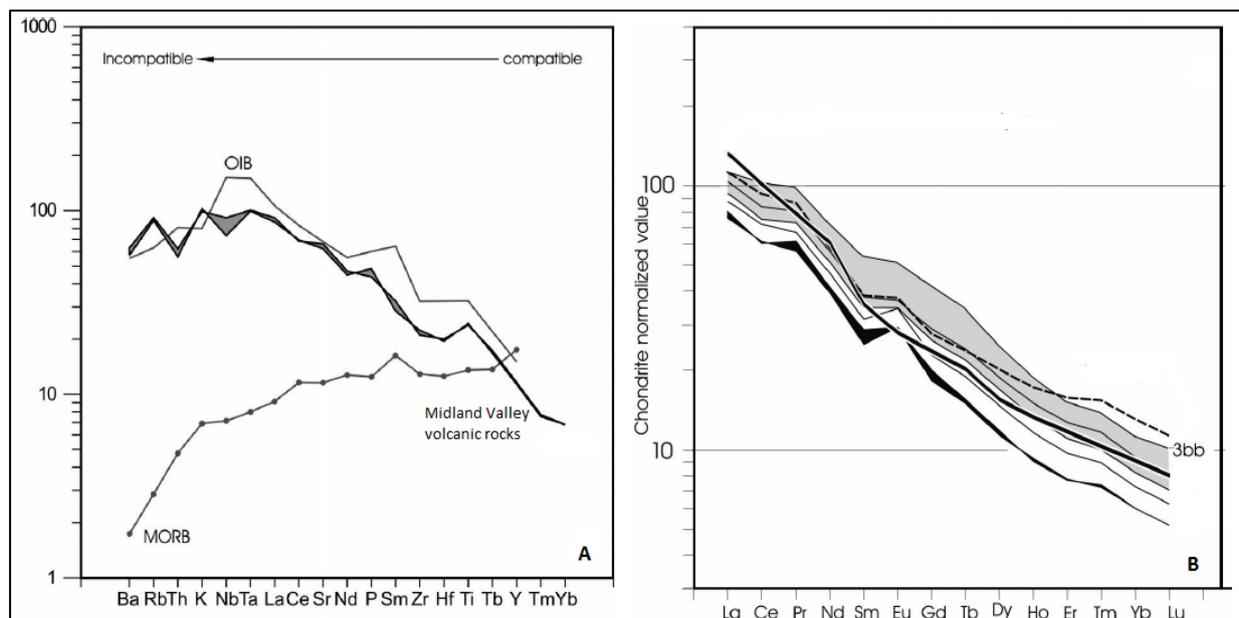
O rifte Rio Grande continuou a extensão entre 24 e 10 Ma, porém foi um período amagmático (Figura 3). A predominância de vulcanismo derivado do manto litosférico (Formação Uvas) e posterior ausência de vulcanismo foi interpretada por McMillan et al. (2000) como reflexo da exaustão da porção hidratada e fundível do manto litosférico durante a extensão e fusão no oligoceno. Segundo McMillan et al. (2000), um vulcanismo máfico teve início a 9,8 Ma e ocorre esporadicamente até o presente. Os autores caracterizam esses basaltos por relativamente baixos valores de  $\epsilon\text{Nd}$  (+4,3 a +7,3) e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,70297 - 0,70396), além de composições isotópicas de Pb mais radiogênicas do que as suítes derivadas do manto litosférico ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,460 - 19,698$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,461 - 15,684$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,091 - 39,411$ ; Figura 2). Além disso, essas rochas apresentam padrões de elementos traço semelhantes ao OIB, com altos conteúdos de Nb, Ta e Ti, além de baixos valores de Ba/Nb e La/Nb (Figura 1). McMillan et al. (2000) interpretam a fonte do vulcanismo mais novo que 10 Ma como astenosférica, indicando que o afinamento litosférico tem progredido suficientemente para permitir a fusão por decompressão da astenosfera ascendente (Figura 3).

## GEOQUÍMICAS DE VULCANISMO ASSOCIADO A RIFTEAMENTO PASSIVO

Alguns riftes continentais parecem se formar sem o envolvimento de uma pluma, como exemplo o rifte carbonífero do vale de Midland, na Escócia. Em casos como esses, o magmatismo provavelmente aconteceu em razão da fusão por decompressão que acompanhou a ascensão passiva da astenosfera, em resposta ao adelgaçamento litosférico associado a extensão (GILL 2014).

De acordo com Smedley (1986), Read et al. (2002) e Young & Caldwell (2011), o vulcanismo do rifte do vale de Midland é caracterizado por uma espessa sequência de depósitos efusivos e piroclásticos de composições basáltica, havaítica, mugearítica, benmoreítica, traquítica e riolítica. A comparação dos elementos-traço e características isotópicas realizada por esses autores demonstrou que esse vulcanismo é muito semelhante ao OIB. Ambos os tipos de rocha preservam evidências de uma fonte mantélica enriquecida em elementos-traço incompatíveis, exibindo um enriquecimento de *LILE* em relação aos *HFSE* (Figura 4A).

## Geoquímica de rochas vulcânicas de riftes continentais não associados a plumas mantélicas



**Figura 4.** (A) Padrão dos elementos traço para as rochas vulcânicas do Vale de Midland, (B) Padrão dos elementos terras raras para as rochas vulcânicas do Vale de Midland conforme Young & Caldwell 2011.

Além disso, ambos exibem razões relativamente altas de estrôncio radiogênico ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,705$ ) e baixo neodímio ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0,5127$ ). Outra característica química dessas rochas é o enriquecimento de *LREE* em relação a *HREE* (Figura 4B).

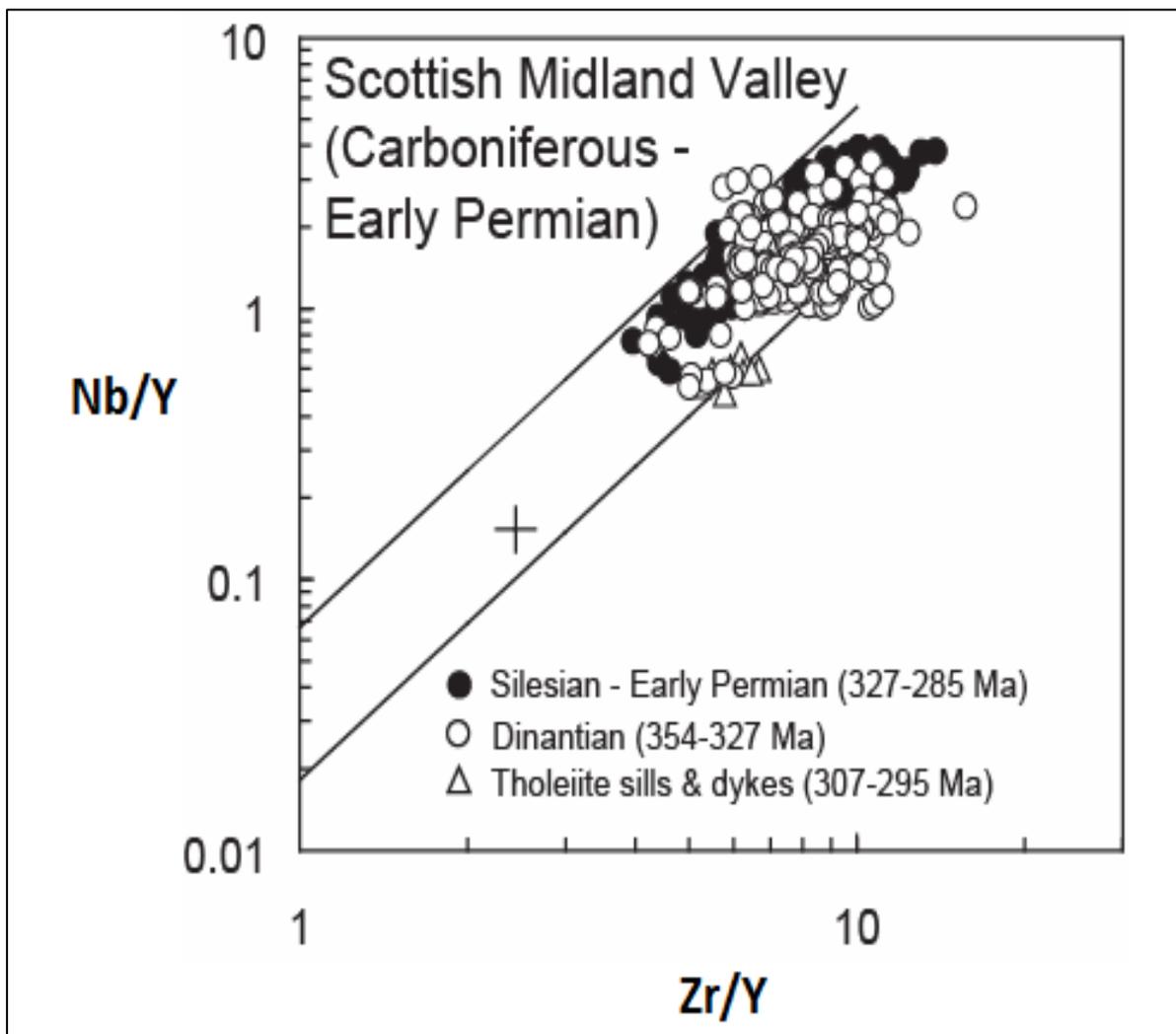
A província basáltica Payenia (*PBP*) está localizada na porção centro-oeste da Argentina e tem sua gênese associada a um rifte formado em ambiente de retroarco (*backarc*). Apesar de existirem áreas em que as rochas apresentam forte influência geoquímica de componentes da placa subductada, os quais serão discutidos no próximo tópico, existem porções da província em que localizam-se rochas que não apresentam indícios desses componentes, estando evidentes apenas as características geoquímicas do rifteamento passivo, como exemplo a região Payún Matru. As rochas dessa região exibem altos valores de Ta/Hf, Nb/Zr, Ce/Pb, Nb/Yb e Nb/Y, os quais assemelham-se a composição do *OIB* intraplaca e podem estar relacionados com a ascensão mantélica. No entanto estão presentes indícios de contaminação crustal, caracterizadas pelos autores pelas baixas razões isotópicas de Sr.

A suíte Parapuí está inserida no gráben Jaibarás e situa-se a noroeste do estado do Ceará. Ela é representada por um intenso vulcanismo associado a um rifteamento continental. De acordo com Nascimento & Gorayeb (2004) essas rochas foram classificadas como basaltos toleíticos, basaltos alcalinos, traquibasaltos e tefritos. Apresentam alto conteúdo de álcalis (4 - 7%), exibindo altas razões  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  (0,9 - 6) e padrões de elementos-traço semelhantes às vulcânicas do vale de Midland. De acordo com Kearey et al. (2014), além de derrames alcalinos, vulcânicas com afinidades toleíticas também são comuns em ambiente de rifte, podendo estar associadas com lavas silicáticas, incluindo riolito. Também podem ocorrer basaltos transicionais, os quais foram descritos por Nascimento & Gorayeb (2004) para as rochas da Suíte Parapuí. De acordo com Kearey et al. (2014), essa diversidade reflete tanto a heterogeneidade em composição das regiões fonte do manto quanto os processos que afetam a gênese e evolução do magma máfico.

Como discutido anteriormente, plumas do manto não empobrecido fornecem uma fonte plausível do enriquecimento do material do manto e a geração de vulcanismo com características geoquímicas semelhante ao *OIB*. De acordo com Fitton (2007), a produção de *MORB* é conectada com a descompressão das camadas superiores do manto e a formação da

astenosfera, que ascende sob as cadeias meso-oceânicas. Esses basaltos são extremamente depletados em elementos incompatíveis, tais como Ba, Th e K, e em *LREE* em comparação com os magmas produzidos a partir do manto peridotítico primitivo. Considerando a semelhança com a ascensão em dorsais meso-oceânicas, a extensão passiva da litosfera continental, conduzindo a formação do rifte e fusão por decompressão do manto superior deveria produzir magma com composição semelhante ao *N-MORB*, porém como foi observado nos exemplos descritos anteriormente, além de outros caracterizados na literatura e mencionados por Fitton (2007), sempre são produzidos magmas semelhantes ao OIB. Fitton (2007) exclui a contaminação do magma parental *N-MORB* com a crosta continental para a produção magmas semelhantes ao OIB, pois essa contaminação geraria valores isotópicos negativos de Nb, enquanto que comumente são gerados valores positivos (Figura 5).

Portanto, a fonte desse magmatismo deve ter origem no manto superior. Para explicar essa questão, Fitton (2007) sugere a existência de zonas do manto superior mais facilmente fundíveis (mais enriquecidas), sendo que apenas estas sofrem fusão durante o início do rifteamento, produzindo então magmas semelhantes ao OIB. De acordo com o autor, só com o desenvolvimento da extensão e aumento do grau de decompressão e fusão é que o manto depletado começa a ser fundido e, conseqüentemente, produzir magmas semelhantes ao *N-MORB*. Isso claramente ocorre com o início da expansão do fundo oceânico, como é mostrado no trabalho de Fitton (2007).



**Figura 5.** Composição Isotópica de Nb e Zr dos basaltos do Vale de Midland conforme Fitton 2007.

## Geoquímica de rochas vulcânicas de riftes continentais não associados a plumas mantélicas

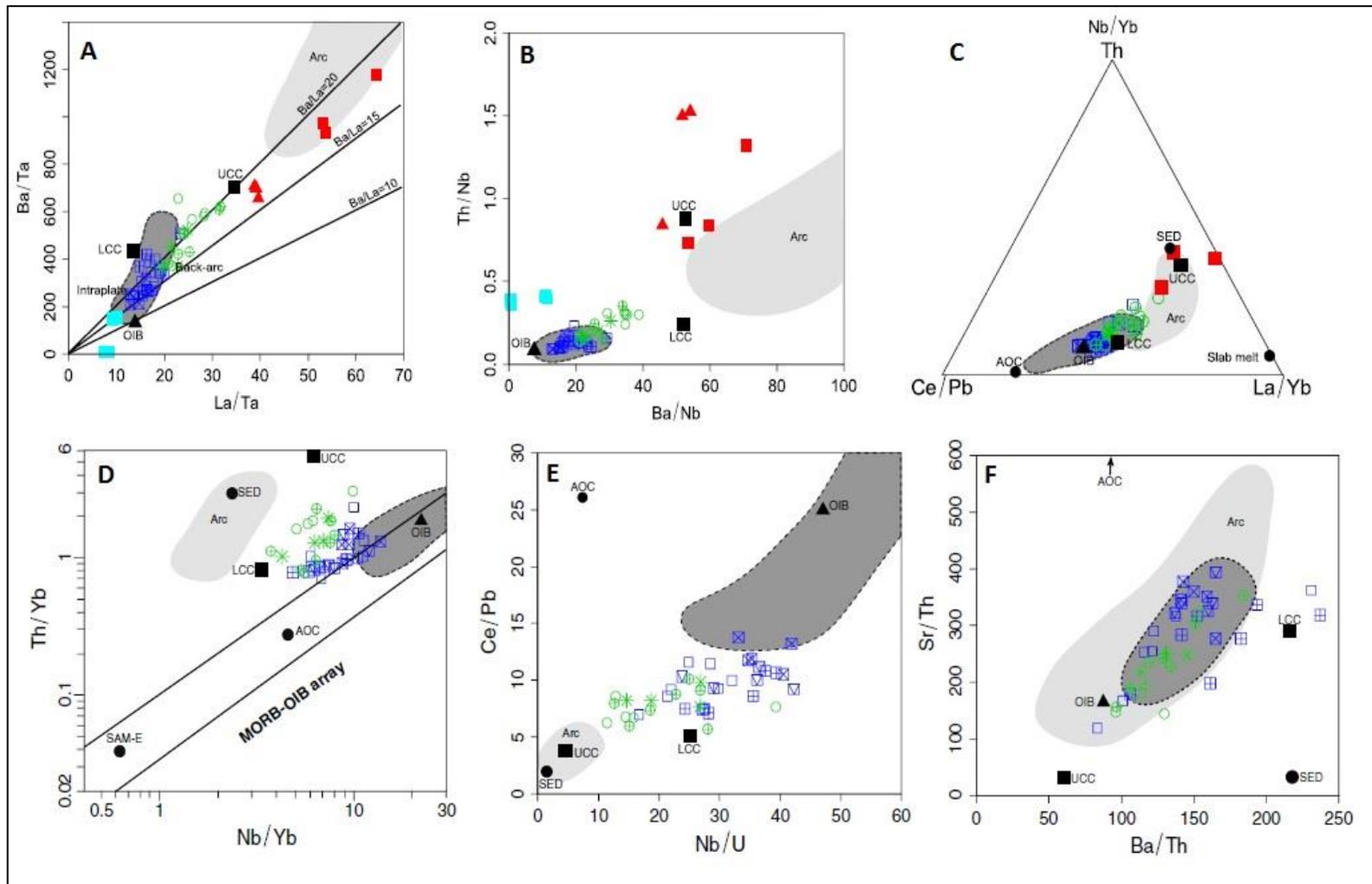
De acordo com o autor, essa teoria explica apenas riftes passivos que geram vulcanismo pouco volumoso e localizado, característica observada na maioria dos riftes não associados a pluma. Porém essa teoria não é plausível para o rifte passivo do vale de Midland, o qual produziu um vulcanismo semelhante ao *OIB* por 70 Ma, sendo este bastante volumoso e abrange áreas extensas. Portanto, a origem da fonte do vulcanismo em riftes passivos ainda não é claramente esclarecida.

## GEOQUÍMICA DE VULCANISMO ASSOCIADO A RIFTE DE RETROARCO

Alguns estudos recentes têm mostrado a assinatura geoquímica de componentes derivados de subducção de placas presente em rochas vulcânicas de riftes continentais (PIN; PAQUETTE 1997, PEARCE; STERN 2006, LANGMUIR et al. 2006, PARK et al. 2010, KUMAR et al. 2015). A presença desses componentes evidencia que em alguns processos de rifteamento continental podem também ter sua gênese relacionada com as forças que controlam o movimento de placas litosféricas no processo de subducção. Rochas vulcânicas de ambiente de arco de ilha são caracterizadas pelo enriquecimento em *LILE* em relação aos *HFSE* e *LREE*, além disso, são enriquecidas em *LREE* em relação aos *HFSE* (ESPANON et al. 2014). Portanto exibem altas razões de Ba/Ta, La/Ta, Ba/Nb, La/Nb e Th/Nb. Como será discutido nesse tópico, as rochas vulcânicas de ambiente de retroarco apresentam características litogeoquímicas intermediárias entre o *OIB* e arco de ilhas, sendo que a assinatura de arco varia, sendo mais evidente com a proximidade do arco vulcânico.

A província basáltica Payenia (*PBP*) está localizada na a 450 Km a leste da zona de subducção Chile-Peru, onde a placa de Nasca mergulha abaixo da placa Sul-americana. A província constitui um rifte formado em ambiente de retroarco (*backarc*). De acordo com Espanon et al. (2014), as rochas vulcânicas da *PBP* são predominantemente básicas, constituídas por basaltos e traquibasaltos, porém, em menores proporções, também ocorrem rochas ácidas como traquitos e traquidacitos. Essas rochas são enriquecidas em *LREE* em relação a *HREE* e as rochas mais ácidas apresentam anomalia negativa de Eu, indicando cristalização de plagioclásio. Segundo os autores, as rochas foram influenciadas por vários constituintes, como componentes da placa subductada, contaminação crustal e enriquecimento da fonte mantélica intraplaca. No entanto, essa influência varia entre as diversas áreas vulcânicas da região.

As rochas mais influenciadas por componentes provindos da subducção pertencem a região de Llanquanelo, as quais apresentam fraca assinatura geoquímica de ambiente de arco, exibindo valor moderado de Ba/Ta ( $> 500$ ), alto de La/Ta ( $> 24$ ), La/Nb ( $> 1,5$ ), Th/Nb ( $> 0,25$ ) e baixo de Nb/U ( $< 20$ ), Ta/Hf ( $< 0,21$ ), Nb/Yb ( $< 6,5$ ), além de apresentarem anomalias negativas de Nb, Ta e Ti (diagrama de elementos traço normalizados com o manto primitivo). No trabalho de Espanon et al. (2014) foram utilizados diagramas de Ba/Ta vs La/Ta e Ba/Nb vs Th/Nb (Figura 6 A e B) para indicar a proximidade geoquímica das rochas da *PBP* com o ambiente de arco. Em ambos os diagramas, as vulcânicas de Llanquanelo apresentaram uma tendência positiva em direção a composição de arco. Em adição, no diagrama de Th/Yb vs Nb/Yb (Figura 6 D), essas rochas localizam-se acima da composição *MORB-OIB*. Os altos conteúdos de Ba e Th observados em relação ao Nb indicam que são componentes da placa subductada que foram incorporados a fonte.



**Figura 6.** Diagramas exibindo razões dos elementos traço das rochas vulcânicas da Província Basáltica Payenia. (A) Ba/Ta vs La/Ta, (B) Th/Nb vs Ba/Nb, (C) Diagrama ternário dos teores de Th, Ce/Pb e L/Yb, (D) Th/ Yb vs Nb/Yb, (E) Ce/Pb vs Nb/U, (F) Sr/ Th vs Ba/Th (Espanon et al. 2014). A cor verde representa as amostras das rochas vulcânicas de Llanquanelo, a cor azul representa as rochas vulcânicas de Payún Matru e a cor vermelha representa as rochas vulcânicas do arco conforme Espanon et al. 2014.

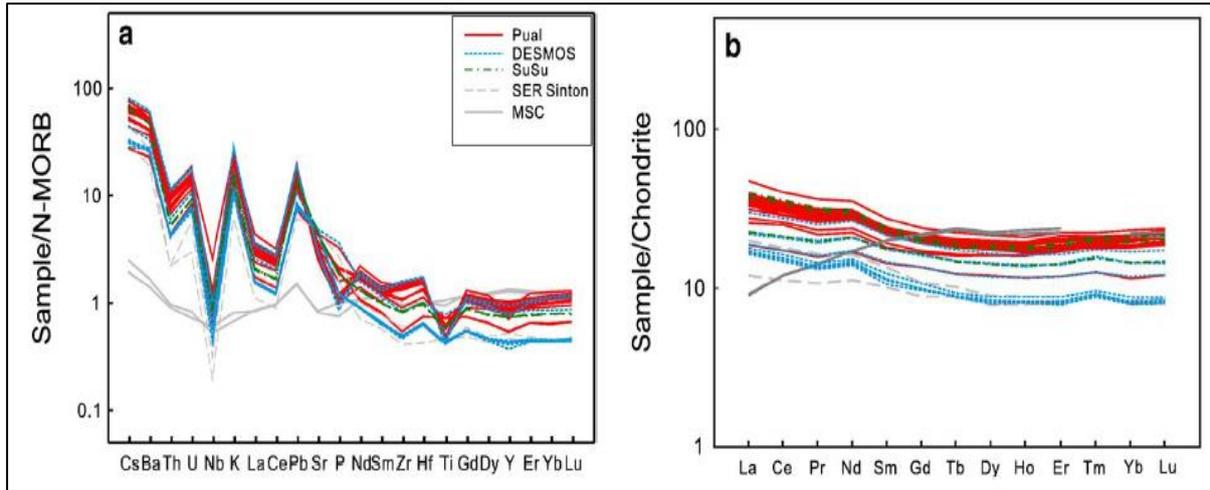
## Geoquímica de rochas vulcânicas de riftes continentais não associados a plumas mantélicas

Espanon et al. (2014) e Park et al. (2010) afirmam que componentes de subducção podem ser introduzidos como sedimentos fundidos e fluidos derivados da placa, os quais consistem de sedimentos subductados e crosta oceânica alterada, respectivamente. Os autores interpretam que as altas concentrações de Th não estão relacionadas com fluidos derivados da placa subductada (processo de desidratação), pois o Th é altamente imóvel em fluidos hidratados. Além disso, a razão Sr/Th (indicativa de presença de fluido) é relativamente baixa (entre 195 e 251) comparada com ambiente de arco (~ 283), sugerindo que a fraca assinatura geoquímica de arco presente nessas rochas não está relacionada com fluidos liberados pela placa subductada. O diagrama ternário das concentrações de La/Yb, Ce/Pb e Th confeccionado por Espanon et al. (2014) exibe altas concentrações de La/Yb e Th e baixas concentrações de Ce/Pb para os basaltos de Llancanelo, localizando essas rochas próximas a composição de arco e entre as composições de sedimento fundidos e fluidos provindos da placa, porém com uma tendência positiva em direção aos sedimentos fundidos (Figura 6 C). De acordo com os autores, sedimentos transportados pela placa tem assinatura geoquímica similar a crosta continental inferior, porém com altos valores de Ba/Ta, Ba/La, Th/Ta e Th/La e baixos valores de Nb/Yb, Sr/Th e Dy/Yb (obtidos por Espanon et al. 2014), os quais foram observados nos basaltos de Llancanelo, indicando que a assinatura de arco dessas rochas está relacionada com a entrada na fonte de sedimentos fundidos provindos da placa subductada. Embora as vulcânicas de Llancanelo apresentem assinatura de arco, essas rochas apresentam composição química intermediária entre o ambiente de arco e do *OIB* intraplaca.

A crosta continental inferior é empobrecida em K, Rb, Ba, Zr, Hf, Th, U e *LREE* em relação ao *OIB* e componentes da placa subductada. Segundo os autores, os valores intermediários Th/Nb e La/Nb podem diagnosticar assimilação crustal, assim como razões inicialmente baixas em magmas manto-derivados, aumentam durante a assimilação crustal. Nos diagramas Nb/U vs Ce/Pb e Ba/Th vs Sr/Th as amostras dos basaltos de Llancanelo exibem uma tendência linear entre as composições de arco e *OIB*, porém essa tendência é deslocada em direção a composição da crosta continental inferior (Figura 6 E e F). Esse deslocamento para altos valores de Nb/U e Ba/Th são interpretados pelos autores como contaminação crustal. A alta razão de Th/U também é interpretada como indicio de assimilação crustal na fonte, já que a crosta inferior apresenta valor de Th/U aproximadamente igual a 6.

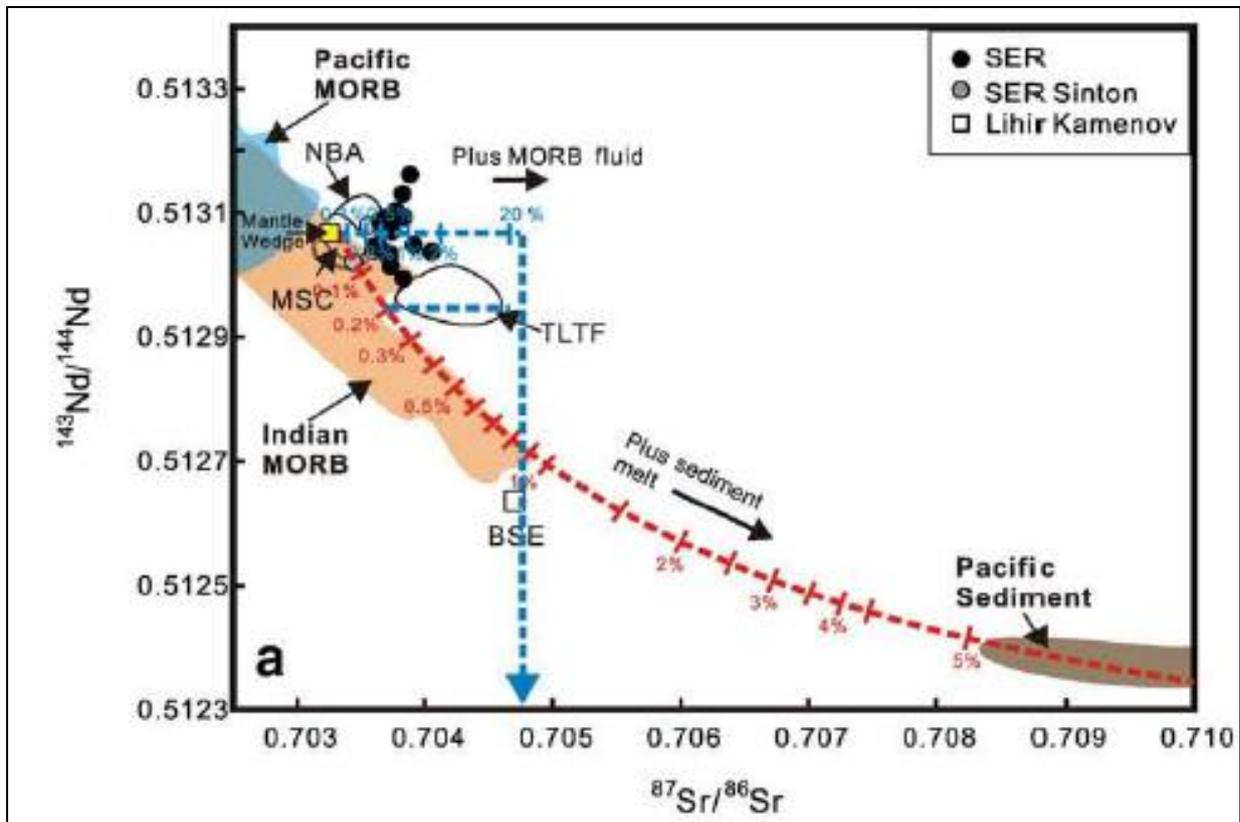
Park et al. (2010) estudaram o vulcanismo do rifte sudeste da bacia Manus, localizado em Papua Nova Guiné, Oceania. Essas rochas compreendem a basaltos andesitos, andesitos e dacitos e pertencem a série cálcio alcalina (valores medianos de K). Amostras dessas rochas foram normalizadas com *N-MORB* e apresentaram enriquecimento de Pb e *LILE* em relação aos *HFSE* (Figura 7 A) e *REE*, (Figura 7 B), além disso, apresentaram anomalia negativa de Nb (Figura 3.26A). O padrão de *REE*, normalizado com o condrito, ocorre praticamente horizontal, revelando um fraco enriquecimento de *LRE* em relação aos *HREE* (Figura 7 B).

Diferente da fraca assinatura de arco observada em algumas rochas da província basáltica Payenia, o comportamento dos elementos traço do rifte Manus é típicos de ambiente de arco de ilha, indicando uma forte assinatura de componentes de subducção presentes na fonte que gerou essas rochas. O valor da razão Nb/Pb é muito menor (~ 4) do que o valor encontrado no *MORB* (~ 24; Park et al. 2010), sugerindo que o Pb é o componente principal da subducção. Além disso, altos valores das razões Sr/Nd (~ 34) e Ba/La (~ 41) indicam que uma quantidade substancial de Sr e Ba foram adicionadas à fonte do vulcanismo, via processo de subducção. Esses autores ainda afirmam que a depleção em Nb observada no padrão dos elementos traço e na razão Zr/Nb (~ 37) não favorece a presença de componente do *OIB* na fonte mantélica.



**Figura 7.** Spiderdiagramas exibindo os elementos traço das rochas vulcânicas do rifte Manus. (A) normalizados com o *N-MORB* e (B) normalizados com o condrito conforme Park et al. 2010.

De acordo com os autores, os isótopos de Pb não apresentam indícios do envolvimento de componentes sedimentares subductados na fonte do rifte, no entanto, os elevados valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  presente nas lavas relacionados ao *MORB* vs a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  pode ser explicado pela contribuição de fluido da crosta oceânica alterada (Figura 8). Além disso, a baixa razão Nd/Pb ( $\sim 4$ ) das lavas do rifte em relação ao manto ( $\sim 20$ ), adicionada a ausência de aumento da razão  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , suporta a evidencia do envolvimento de fluidos na fonte que gerou as rochas vulcânicas do rifte Manus.



**Figura 8.** Composição isotópica de Nd e Sr das rochas vulcânicas do rifte Manus conforme Park et al. 2010.

## **Geoquímica de rochas vulcânicas de riftes continentais não associados a plumas mantélicas**

O rifte Manus está localizado entre as zonas de subducção inativa da placa do Pacífico e ativa da placa Salomon. Como os componentes relacionados a subducção presentes nas rochas vulcânicas do rifte aumentam gradativamente com a proximidade da placa do pacífico e não há a mesma evidência em relação a placa Salomon, os autores sugerem que esses componentes são derivados da placa do Pacífico.

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

ESPANON, V.R. et al. Geochemical variations in the quaternary Andean back-arc volcanism, southern Mendoza, Argentina. **Lithos**, Amsterdã, v. 208, p. 251-264, 2014.

FITTON, J. G. The OIB paradox. In: Foulger, G.R; Jurdy, D.M. **Plates, plumes and planetary process: Geological Society of America**. 1 ed. v. 430, p. 308-412, 2007.

GILL, R. **Rochas e Processos ígneos**, 1 ed. Porto Alegre: Bookman, 2014. 427p.

KEAREY, P. et al. **Tectônica Global**, Porto Alegre, Bookman. 2014. 436 p.

KUMAR, K.V. et al. Proterozoic subduction-related and continental rift-zone mafic magmas from de eastern Ghats belt, SE India: geochemical characteristics and mantle sources. *Current Sciene*, Bengaluru, v. 108, p. 184-197, 2015.

LANGMUIR, C.H. et al. Chemical systematics and hydrous melting of the mantle in back-arc basin. In: Christie, D.M. et al. **Back-arc Spreading Systems, Geological, Biological, Chemical and Physical Interations**, 1 ed. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, v. 166, p. 87-146, 2006.

MCMILLAN, N.J. et al. Evolution of magma source regions in the Rio Grande rift, southern New Mexico. **Geological Society of American Bulletin**, Tysons Boulevard, v. 112, p. 1582-1593, 2000.

NASCIMENTO, R.S.; GORAYEB, P.S.S. Basaltos da suíte Parapuí, gráben Jaibaras, noroeste do Ceará: caracterização, petrografia, geoquímica e química mineral. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 34, p. 459-468, 2004.

PARK, A.H. et al. Tracing the origin of subduction components beneath the south east rift in the Manus basin, Papua New Guinea. **Chemical Geology**, Amsterdã, v. 269, p. 339-349, 2010.

PEARCE, J.A.; STERN, R.J. Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives. In: Christie, D.M. et al. **Back-arc Spreading Systems, Geological, Biological, Chemical and Physical Interations**, 1 ed. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, v. 166, p. 63-86, 2006.

PIN, C.; PAQUETE, J.L. A mantle-derived bimodal suíte in the hercynian belt: Nd isotope and trace elemento evidence for a subduction-related rift origin of the late devonian Brèvenne metavolcanics, Massif central (France). **Contribution to Mineralogy and Petrology**, Cambridge, v. 129, p. 222-238, 1997.

READ, W.A. et al. Carboniferous. In: Trewin, N.H. (ed.) **The Geology of Scotland**, 1 ed. London, Geological Society of London, p. 251-299, 2002

SMEDLEY, P.L. The relationship between calc-alkaline volcanism and within-plate continental rift volcanism: evidence from Scottish Paleozoic lavas. **Earth and Planetary Science letters**, v. 76, p. 113-128, 1986.

YOUNG, G.M.; CALDWELL, W.G.E. Stratigraphical context and geochemistry of Tournaisian (pre-Clyde Plateau Volcanic Formation) tuffs, Great Cumbrae, western Midland valley of Scotland. **Scottish Journal of Geology**, London, v. 47, p. 21-32, 2011.



## Capítulo 4

### **Avaliação da erosão hídrica em sistemas agroflorestais contemplados pelo programa reflorestas no município de Muniz Freire-ES**

*Loruama Geovanna Guedes Vardiero<sup>1</sup>; Ariadne Marra de Souza<sup>2</sup>; Eduardo de Sá Mendonça<sup>3</sup>; Jamile Laquini Marques<sup>a</sup>*

**RESUMO.** A erosão do solo é considerada um dos maiores problemas ambientais em escala global, ocasionando além de perdas de solo e nutrientes, alterações no ciclo hidrológico. O estado do Espírito Santo promove a restauração do ciclo hidrológico por meio da conservação e recuperação da cobertura florestal, através do Programa Reflorestar, um Pagamento por Serviço Ambiental (PSA). Apesar da relevância do programa, são raros os estudos acadêmicos que avaliam as metodologias implementadas, principalmente quando se trata da erosão hídrica que pode afetar a restauração que o programa se propõe a realizar. Para este estudo foram avaliados cinco Sistemas Agroflorestais (SAFs) apoiados pelo Programa, em três propriedades rurais do município de Muniz Freire-ES com os objetivos de: caracterizar a físico-química dos solos, descrever a suscetibilidade e a vulnerabilidade à erosão hídrica local, através de mapas e trabalhos de campo e medir a perda de solo e água, assim como a pluviometria, nas áreas de intervenção dos SAFs nas propriedades rurais em estudo no período de novembro/2020 a fevereiro/2021. Utilizou-se como metodologias: coleta e análises de amostras de solo, análise de mapas com auxílio do software QGIS 3.10 e de observações de campo, quantificação da erosão com coletores individuais. A maior perda de solo e água foi registrada no SAF ROB 1, seguida de perdas também significativas no SAF LHB. O SAF WB 1 apresentou uma quantidade de perda mediana, enquanto WB 2 e ROB 2 apresentaram perdas quase insignificantes. A maior perda de solo e água do SAF ROB 1 foi compreendida por seu maior comprimento de rampa, a presença de duas ravinas em estágio avançado de evolução e o declive mais côncavo. As maiores altitude e declividade média, o relevo montanhoso com padrão de rampa de colúvio, a textura argilosa em subsuperfície, o baixo pH do solo, os baixos valores relacionados às bases e à troca catiônica, além da alta quantidade de Alumínio presente no solo do SAF LHB, justificaram as altas perdas também obtidas nesse SAF. O SAF WB 1 apresentou perdas e características pedo-morfológicas medianas. Os SAFs WB 2 e ROB 2 apresentaram as menores perdas devido à baixa declividade e ao curto comprimento de rampa.

**PALAVRAS-CHAVE.** Geomorfologia; Manejo conservacionista; Pagamento por Serviço Ambiental; Pedologia; Perda de solo.

## INTRODUÇÃO

A erosão do solo é considerada um dos maiores problemas ambientais em escala global, ocasionando além de perdas de solo e nutrientes, alterações no ciclo hidrológico como inundações, assoreamento e poluição de corpos hídricos. Por outro lado, o estado do Espírito

<sup>1</sup>Geóloga autônoma – Alegre, ES, Brasil;

<sup>2</sup> Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) – Alegre, ES, Brasil;

<sup>3</sup> Departamento de Agronomia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCA-E-UFES) – Alegre, ES, Brasil;

<sup>4</sup> MV Gestão Integrada – Alegre, ES, Brasil

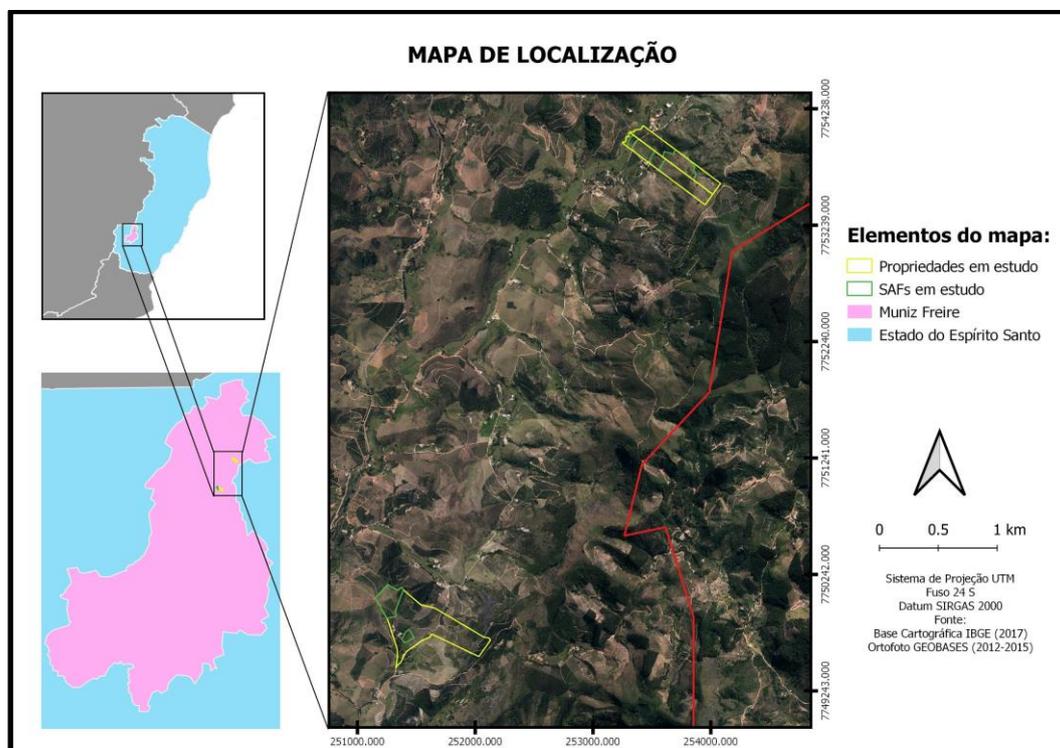
## Avaliação da erosão hídrica em sistemas agroflorestais contemplados pelo Programa Reflorestar no município de Muniz Freire-ES

Santo promove a restauração do ciclo hidrológico por meio da conservação e recuperação da cobertura florestal, através do Programa Reflorestar, que estimula a adoção de manejo sustentável dos solos por meio de Pagamento por Serviço Ambiental (PSA). Apesar da relevância do programa, são raros os estudos acadêmicos que avaliam as metodologias implementadas, principalmente quando se trata da erosão hídrica que pode afetar a restauração que o programa se propõe a realizar. Por isso, o presente estudo demonstra-se relevante em avaliar pedo-morfologicamente formas de prevenir e controlar processos erosivos em projetos incentivados pelo programa.

O objetivo geral do trabalho é, portanto, caracterizar as áreas de famílias agricultoras, em 5 Sistemas Agroflorestais apoiados pelo Programa Reflorestar (Muniz Freire-ES), a adequar o manejo de seus sistemas produtivos, prevenindo e controlando processos de erosão hídrica nas propriedades. Além disso pretende-se: caracterizar a físico-química dos solos encontrados nos 5 Sistemas Agroflorestais em estudo, descrever a suscetibilidade e a vulnerabilidade à erosão hídrica local, medir a perda de solo e água, assim como a pluviometria, nas áreas de intervenção dos SAFs nas propriedades rurais em estudo no período de novembro/2020 a fevereiro/2021.

### LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo está localizada no município de Muniz Freire-ES, zona rural do distrito de Piaçu. A área foi escolhida em função do município de Muniz Freire possuir o maior número de contratos de PSA vigentes no estado e, segundo IBGE (2017), possui 27,58% do PIB municipal advindo de atividades agropecuárias. A área de estudo compreende cinco Sistemas Agroflorestais (SAFs) apoiados pelo Programa Reflorestar, em três propriedades rurais do município de Muniz Freire-ES (Figura 01).



**Figura 01.** Mapa de localização das propriedades rurais em estudo e de seus respectivos SAFs. Fonte: A autora, 2021.

## REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O crescimento expressivo da agricultura moderna, apesar de ter aumentado significativamente a produção mundial de alimentos, tem causado significativas perdas ambientais, como: degradação da qualidade da água, salinização do solo, alta mortalidade de animais polinizadores (como as abelhas) e perda de solo por erosão. Foley et al. (2005) afirmam que 40% das terras agrícolas mundiais têm sofrido algum grau de erosão do solo, fertilidade reduzida ou sobrepastoreio. Volk, Cogo e Streck (2004) citam a cobertura do solo por resíduos culturais, a rugosidade superficial induzida pelos métodos de preparo, a presença de crostas e resistência do solo ao cisalhamento como: as condições físicas mais importantes para dificultar ou facilitar o processo de erosão sobre o solo. Agregação e estabilidade de agregados e a porosidade total e distribuição de tamanho de poros, também são citadas pelos autores como importantes condicionantes de erosão.

Existem três tipos de erosão: a geológica, a eólica e a hídrica. Porém, a água é o mais importante agente de erosão e, conseqüentemente, a erosão hídrica é a forma mais ativa do processo de degradação dos solos. Segundo Bahia (1992), a intensidade de ação deste processo erosivo depende, além do clima, da resistência do solo e da presença de diversas condições ligadas ao manejo do solo e água e, da natureza da comunidade vegetal presente. O ser humano é o principal acelerador do processo erosivo, por ser o agente provocador de desmatamentos intensivos que rompem o equilíbrio natural do meio físico, fazendo com que a erosão natural dê espaço à erosão acelerada (MAGALHÃES, 2001). No contexto da agricultura, anualmente, cerca de quinhentos milhões de toneladas de terra são perdidas por erosão, com perda de nutrientes, redução da qualidade da cultura, redução na capacidade de infiltração e na capacidade de retenção de umidade no solo. Essas perdas ocorrem devido ao processo erosivo propiciar o desprendimento e arraste acelerado das partículas do solo, causada por forças ativas e passivas como: as características da chuva, a declividade/comprimento do declive do terreno, a capacidade que o solo tem de absorver água, a resistência que o solo exerce à ação erosiva da água e a densidade da cobertura vegetal (BERTONI & LOMBARDI NETO, 1999).

Práticas conservacionistas podem servir de prevenção ou controle para a erosão. Porém, para que seja viável a ampla difusão das práticas conservacionistas no meio rural, é de fundamental importância que os sistemas de governos estaduais e municipais incentivem e subsidiem esse tipo de manejo através de Assistência Técnica Rural (ATER) e Pagamento por Serviço Ambiental (PSA). O PSA, segundo Wunder (2006), é um sistema de transferências financeiras de beneficiários de serviços ambientais, para pessoas que fornecem serviços de conservação ambiental. Essas transferências financeiras são realizadas para ressarcir os custos das práticas conservacionistas implementadas pelos fornecedores deste tipo de serviço. Considerando que a prevenção é menos custosa do que a remediação, o PSA é uma estratégia ambiental e econômica que incentiva produtores rurais a praticarem conservação, por receberem estímulos financeiros para garantir o equilíbrio ecológico em suas atividades produtivas, como defende Jardim e Bursztyn (2015). O estado do Espírito Santo destaca-se, no território nacional, por ter sido o primeiro Estado da Federação a criar lei específica instituindo um Programa Estadual de Pagamento por Serviços Ambientais, hoje denominado “Programa Reflorestar”. O Programa tem como objetivo promover a restauração do ciclo hidrológico por meio da conservação e recuperação da cobertura florestal, com geração de oportunidades e renda para o produtor rural, estimulando a adoção de manejo sustentável dos solos ESPÍRITO SANTO (2021).

Dentro das modalidades incentivadas pelo Programa Reflorestar, o Sistema Agroflorestal (SAF) é o que melhor se enquadra na pergunta que serviu de base para o presente estudo: “é possível produzir alimentos em sistemas sustentáveis, com práticas agrícolas resilientes que previnam e controlam a perda de solo por erosão?”. Esse enquadramento deve-

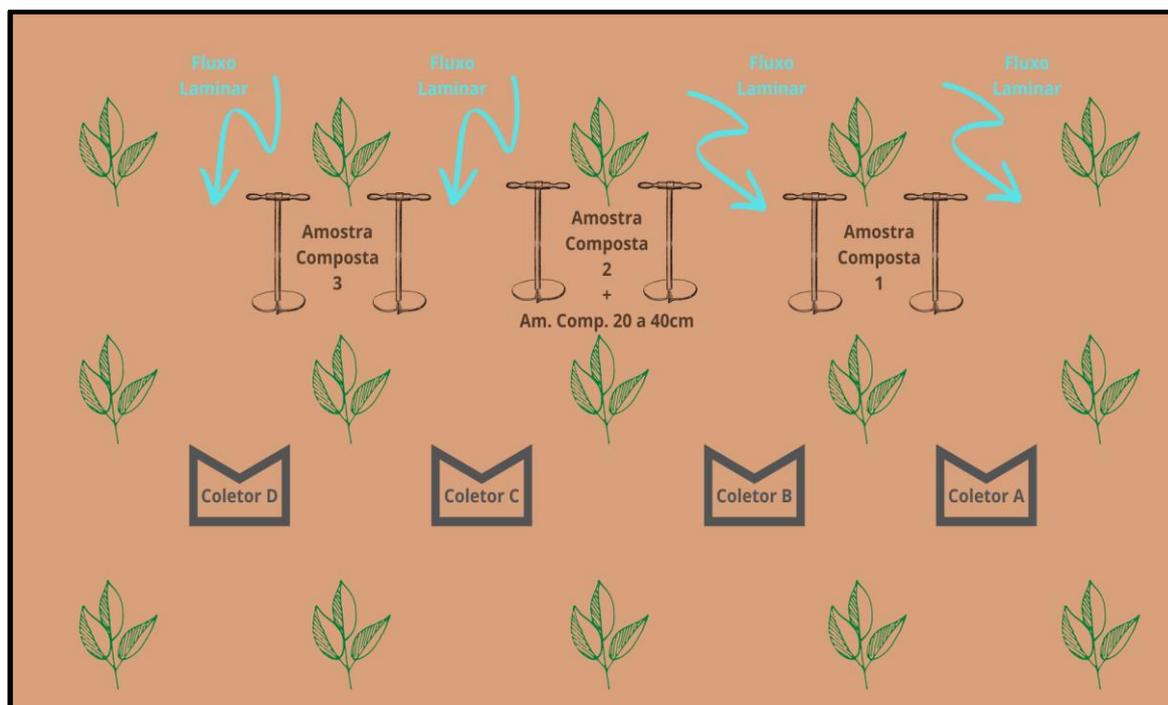
## Avaliação da erosão hídrica em sistemas agroflorestais contemplados pelo Programa Reflorestar no município de Muniz Freire-ES

se ao fato do SAF integrar, em um mesmo sistema, espécies lenhosas perenes (árvores, arbustos, palmeiras, etc.) e culturas agrícolas (café, milho, mandioca, etc.), abrangendo produção e conservação de recursos naturais. É importante destacar que, como exposto por ESPÍRITO SANTO (2021), além da diversificação da produção e consequente distribuição do rendimento dos produtores rurais ao longo do ano, o sistema agroflorestal auxilia na conservação dos solos e microbacias.

Segundo dados do Programa Reflorestar, Muniz Freire é o município capixaba com maior número de contratos de PSA vigentes, totalizando 354 contratos celebrados de 2015 a 2019. Nesse município foram reconhecidos com PSA 625,9 hectares de mata em pé e 768,86 hectares de áreas em recuperação com apoio do Reflorestar (ESPÍRITO SANTO, 2021). Apesar da ampla participação no Programa Reflorestar e as atividades econômicas municipais serem concentradas no setor agropecuário, sendo a cafeicultura a principal atividade, o Diagnóstico e Planejamento Municipal de Muniz Freire expõe que há no município: pouca preservação ambiental, pouca drenagem de águas torrenciais nas estradas vicinais, pouca diversificação de atividades agrícolas e pouca assistência técnica (INCAPER, 2021).

### METODOLOGIA

Selecionou-se cinco SAFs apoiados pelo Programa Reflorestar, localizados em três propriedades rurais do município de Muniz Freire-ES. Para caracterizar a físico-química dos solos encontrados nos SAFs em estudo, foram coletadas amostras de solo conforme as recomendações da EMBRAPA SOLOS (1997), com o auxílio de trado e sacolas transparentes identificadas. No intervalo entre cada dupla de coletor (por exemplo, entre o coletor A e o coletor B) foi coletada uma amostra composta de solo. A amostra composta foi obtida através da mistura das amostras simples coletadas, com auxílio de trado, na profundidade de 20 cm. Na zona central da área, entre os coletores B e C, coletou-se uma amostra composta na profundidade de 40 cm. No total, foram coletadas quatro amostras por- SAF, cada uma com 500 gramas, como esquematizado na Figura 03.



**Figura 03.** Croqui esquemático demonstrando como foi realizada a coleta de amostras compostas de solo nos SAFs em estudo. Fonte: A autora, 2021.

Após a coleta, as amostras foram secadas, destorroadas, peneiradas e codificadas para as análises laboratoriais. Foram realizadas as análises: Rotina (teores de Ca, Mg, Al trocáveis; P e K disponíveis; Acidez potencial, pH, saturação por bases, saturação por alumínio); Granulometria (física - Teores de areia, silte e argila; classificação textural); Matéria Orgânica (Carbono orgânico total) - Método Walkley Black por aquecimento e sem aquecimento; Micronutrientes (Fe, Cu, Zn, Mn): Extrator Mehlich 1 e determinação por espectrofotômetro de chama; Fósforo Remanescente (P rem): Solução de equilíbrio.

Para descrever a suscetibilidade e a vulnerabilidade à erosão hídrica local, foram realizadas análises de mapas e observações de campo. Os mapas analisados foram: carta de suscetibilidade a risco de movimentos de massa e enchente de Muniz Freire-ES - 1:25.000 (CPRM, 2014); mapa de reconhecimento de solos do estado do Espírito Santo - 1:400.000 (GEOBASES/INCAPER, 2016); mapa geológico do estado do Espírito Santo - 1:400.000 (CPRM, 2018); mapa hipsométrico do município de Muniz Freire-ES - 1:25.000 (CPRM, 2014); mapa de declividade do município de Muniz Freire-ES - 1:25.000 (CPRM, 2014); mapa de relevo do município de Muniz Freire-ES - 1:25.000 (CPRM, 2014). Utilizando o software QGIS 3.10, foram confeccionados mapas adaptados ao contexto municipal. Com os mapas elaborados, descreveu-se as características de relevo, solo, hipsometria, declividade e suscetibilidade a movimentos de massa. Em campo, buscou-se caracterizar o relevo da região com base no Manual Técnico de Geomorfologia de IBGE (2010) e para a descrição da cobertura do solo e interferência antrópica, foi utilizado como referência o diagnóstico de qualidade do solo proposto por Nicholls (2004).

Para medir a pluviometria e a perda de solo e água nas áreas de intervenção dos SAFs em estudo, no período de novembro/2020 a fevereiro/2021, foi utilizada a metodologia de Franco (2000). Este autor utilizou o método de coletores individuais, por esses serem adaptados para a quantificação da erosão nas condições de campo. Para a medição das perdas de solo e água foram instalados, nas áreas em estudo, 20 coletores compostos por uma "mesa" de 0,20 m de largura, que é inserida no solo, acoplada a uma calha móvel que sustenta um saco plástico com capacidade de 5 litros. Foram instalados 04 coletores por unidade experimental, dispostos nos terços médios dos SAFs. O espaçamento entre os coletores variou de acordo com: a direção do fluxo de água no relevo, a largura do agrossistema, as limitações do ambiente físico e as linhas de plantio. No SAF - LHB os coletores foram instalados com distanciamento de 15 m (Figura 04), enquanto o distanciamento dos coletores dos SAFs ROB 1, ROB 2 e WB 1 foi de 20 m e do SAF WB 2 foi de 5 m.

Para a análise dos solos coletados, utilizou-se a metodologia de Franco (2000) e Maia (2004), secando o solo proveniente do escoamento superficial em ambiente natural e, em seguida, pesado-o em balança eletrônica (em quilograma de solo). Os valores obtidos foram então correlacionados com outras variáveis através da fórmula proposta por Maia (2004), apresentada na Equação 01. Os resultados da equação foram relacionados, por regra de três, aos índices pluviométricos mensais (de novembro/2020 a fevereiro/2021) mensurados em pluviômetros instalados nas áreas de estudo.

$$\text{Perda de solo (kg/ha) ou água (l/ha)} = (A \times Q/P) * LS$$

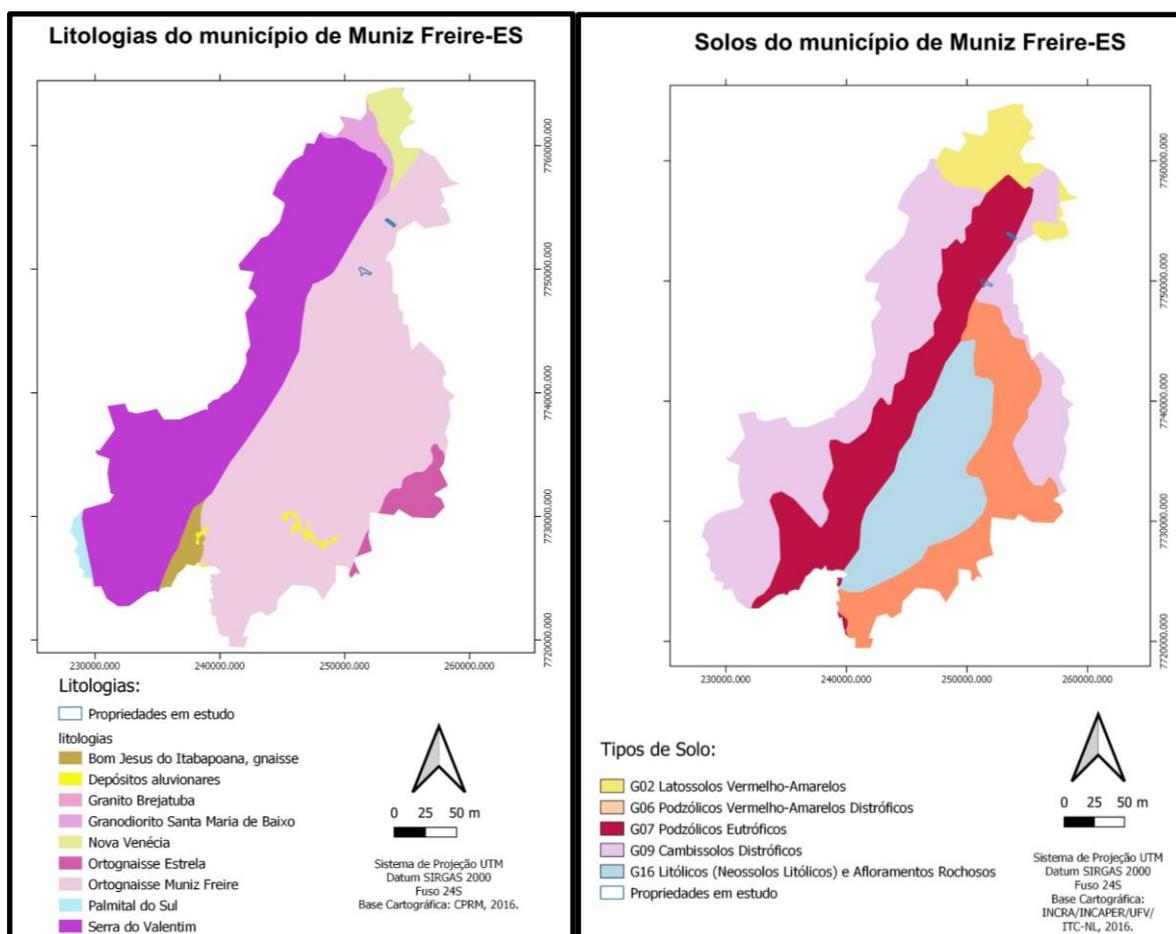
**Equação 01.** Cálculo de perda de solo ou água: A=fator de conversão, largura da parcela (m) dividida pela largura do aparelho (0,2m). Q=quantidade de solo (kg) ou água (l) perdido no coletor. P=área da parcela útil do coletor (ha), obtida pelo comprimento da parcela (m) x largura (m) / 10000 (m<sup>2</sup>). LS= 0,00984 \* C elevado a (0,63) \* D elevado a (1,18) [C=comprimento de rampa (m) e D=grau de declividade (%)]. Fonte: Maia (2004).

# Avaliação da erosão hídrica em sistemas agroflorestais contemplados pelo Programa Reflorestar no município de Muniz Freire-ES

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

Para avaliar a natureza dos solos encontrados no município e nas áreas de estudo, optou-se por correlacionar os mapas litológico e de solo do estado do Espírito Santo. O mapa litológico (Figura 05) expõe a dominância do Complexo Serra do Valentim e do Ortognaisse Muniz Freire, sendo esta, fortemente dominante. Na nota explicativa do mapa geológico do Espírito Santo, Vieira e Menezes (2015) descrevem que a litologia predominante possui foliação pouco desenvolvida, com predominância de granitoides foliados a gnáissicos metaluminosos. Os minerais principais dessa litologia são: K-feldspato (microclina), plagioclásio, quartzo e biotita. Essas características, foram averiguadas durante os trabalhos de campo, principalmente no que tange à presença de foliações pouco desenvolvidas.

No mapa de solos (Figura 05) são indicados cinco tipos de solo presentes no município: latossolos vermelho-amarelos, podzólicos vermelho-amarelos distróficos, podzólicos eutróficos, cambissolos distróficos e neossolos litólicos/ afloramentos rochosos. Nas áreas de estudo encontram-se cambissolos distróficos e podzólicos eutróficos. Através das observações de campo e análises físico-químicas nas áreas em estudo predominam cambissolos distróficos. Segundo EMBRAPA (2021), esses tipos de solos são normalmente identificados em relevos fortemente ondulados e montanhosos, que não apresentam horizonte superficial A Húmico. Possuem fertilidade natural variável e apresentam como principais limitações para uso, a estrutura é pouco desenvolvida com presença significativa de minerais primários. Normalmente, são solos com grande suscetibilidade a erosão e alta erodibilidade.



**Figura 05.** Mapas das litologias e de solos do município de Muniz Freire-ES. Fonte: A autora, 2021.

Os solos presentes nas áreas de estudo foram classificados texturalmente conforme o Quadro 02, em que as amostras foram denominadas pelos coletores e profundidades correspondentes (por exemplo, SAF LHB, coletor C, profundidade de 0-20 cm: LHB C 020):

Amostra / Classificação Textural	LHB				ROB 1				ROB 2				WB 1			WB 2		
	A 2040	AB 020	C 020	D 020	A 020	BC 020	D 020	D 2040	A 020	BC 020	D 020	D 2040	B 020	D 020	D 2040	A 020	CD 020	D 020
Argilosa	X			X							X	X	X	X			X	
Média		X	X		X	X	X	X	X	X	X				X	X		

**Quadro 02.** Classificação textural dos solos que compõem os cinco SAFs em estudo. Fonte: A autora, 2021.

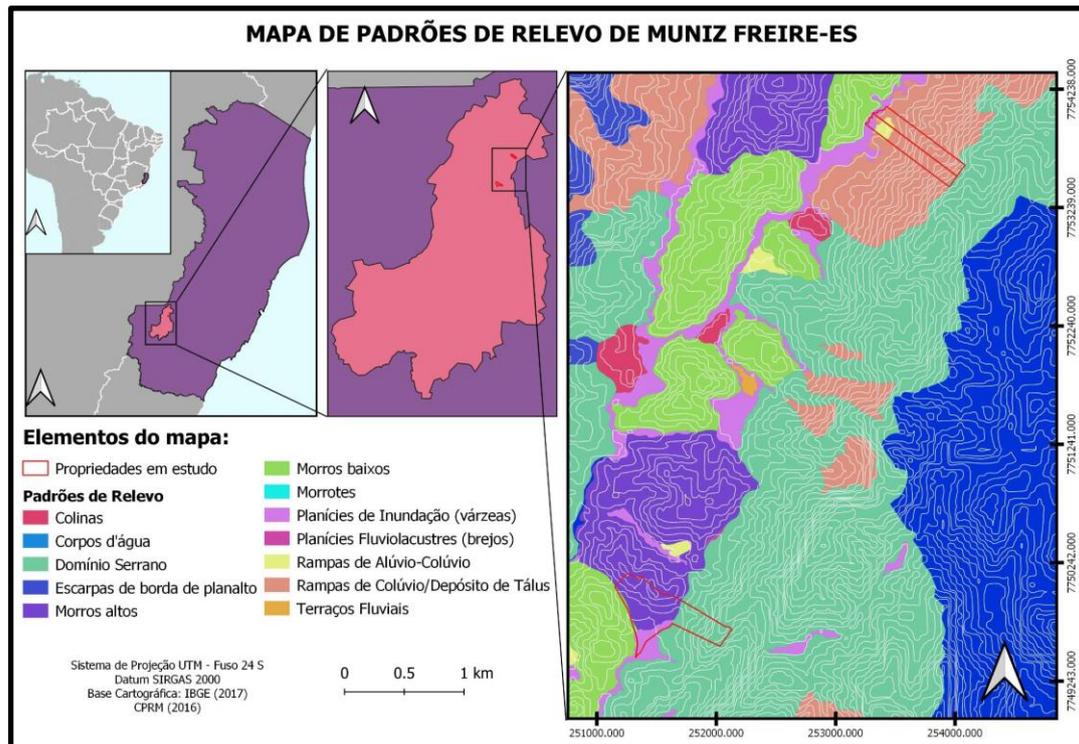
As análises químicas de solo resultaram os dados apresentados na Tabela 01 e utilizaram como métodos de obtenção para os resultados: pH-relação solo-água 1:2,5; P-extrator Mehlich 1 e determinação por colorimetria; K - extrator Mehlich-1 e determinação por espectrofotometria de chama; Ca e Mg- extrator KCl 1 mol/L e determinação por espectrometria de absorção atômica; Al- extrator KCl 1 mol/L e determinação por titulometria; H + Al- extrator Acetato de Cálcio 0,5 mol/L pH 7,0; SB- soma de bases trocáveis; t- capacidade de troca catiônica efetiva; T-capacidade de troca catiônica a pH 7 (CTC); V-índice de saturação em bases; m-índice de saturação em alumínio.

Amostra	pH	P	K	Ca	Mg	Al	H+Al	SB	t	T	V	m
	H2O	mg/dm³		cmolc/dm³								
LHB-A-2040	4,62	1,65	25	0,59	0,19	1,7	6,19	0,85	2,25	7,03	12,03	66,77
LHB-AB-020	4,77	2,4	80	0,9	0,31	1,25	0,33	1,41	2,66	1,74	81,03	47
LHB-C-020	4,58	3,85	69	0,46	0,21	1,4	6,6	0,85	2,25	7,45	11,45	62,13
LHB-D-020	4,65	2,71	101	0,63	0,32	1,2	6,35	1,21	2,41	7,57	16,04	49,72
ROB 1-A-020	5,75	3,06	67	2,13	0,77	0	2,64	3,07	3,07	5,71	53,79	0
ROB 1-BC-020	5,5	2,2	40	1,31	0,53	0,25	3,22	1,94	2,19	5,16	37,67	11,39
ROB 1-D-020	5,92	2,95	55	2,26	0,58	0	0,74	2,98	2,98	3,72	80,06	0
ROB 1-D-2040	5,42	1,22	49	1,73	0,5	0,25	2,89	2,35	2,6	5,24	44,87	9,62
ROB 2-A-020	5,67	12,95	109	3,13	1,03	0	3,63	4,43	4,43	8,06	54,99	0
ROB 2-BC-020	5,54	19,98	158	2,32	0,87	0	3,88	3,6	3,6	7,48	48,17	0
ROB 2 -D-2040	5,36	1,81	211	1,78	0,6	0,3	4,54	2,92	3,22	7,45	39,12	9,33
ROB 2-D-020	6,22	2	297	3,44	1,06	0	4,04	5,26	5,26	9,31	56,56	0
WB 1 -B-020	5,07	2,32	47	0,21	0,14	1,2	7,51	0,47	1,67	7,98	5,94	71,67
WB 1 -D-020	4,29	1,81	13	0,1	0,07	1,55	6,93	0,2	1,75	7,13	2,79	88,63
WB 1 -D-2040	4,88	0,98	10	0,11	0,05	0,95	5,45	0,18	1,13	5,62	3,16	84,23
WB 2 -A-020	4,88	3,02	69	1,06	0,36	1	5,36	1,6	2,6	6,97	23,02	38,41
WB 2 -CD-020	5,24	3,06	110	1,73	0,46	0,45	4,04	2,47	2,92	6,52	37,97	15,39
WB 2 -D-020	4,73	2,63	30	0,62	0,36	1,15	8,33	1,05	2,2	9,38	11,21	52,23

**Tabela 01.** Resultados das análises de solo obtidas pelo Laboratório de análise química de solo Raphael M. Bloise. A escala de cinza indica valores baixos para tons mais claros e valores altos para tons mais escuros. Fonte: A autora, 2021.

A partir do mapa de relevo do município de Muniz Freire (CPRM, 2016) observou-se um relevo predominantemente de domínio serrano e com morros altos, possuindo também diversos morros baixos e depósitos de tálus espaçados pelo território municipal. Na faixa central de direção NE-SW, onde o município é cortado pelo Lineamento Guaçuí, observa-se a predominância de morros altos, morros baixos e planícies de inundação. Nas áreas de estudo, observando os padrões de relevo (Figura 06) junto às observações de campo, é latente a predominância do domínio montanhoso e serrano, com restritas áreas de planícies de inundação (várzeas) encaixadas nos vales em “v”. O relevo é acidentado e apresenta feições côncavas, ocorrendo acúmulo de água nos fundos dos vales, nas várzeas (Figura 07).

## Avaliação da erosão hídrica em sistemas agroflorestais contemplados pelo Programa Reflorestar no município de Muniz Freire-ES



**Figura 06.** Mapa dos padrões de relevo observados no município de Muniz Freire-ES, com foco na região das áreas em estudo. Fonte: A autora, 2021.



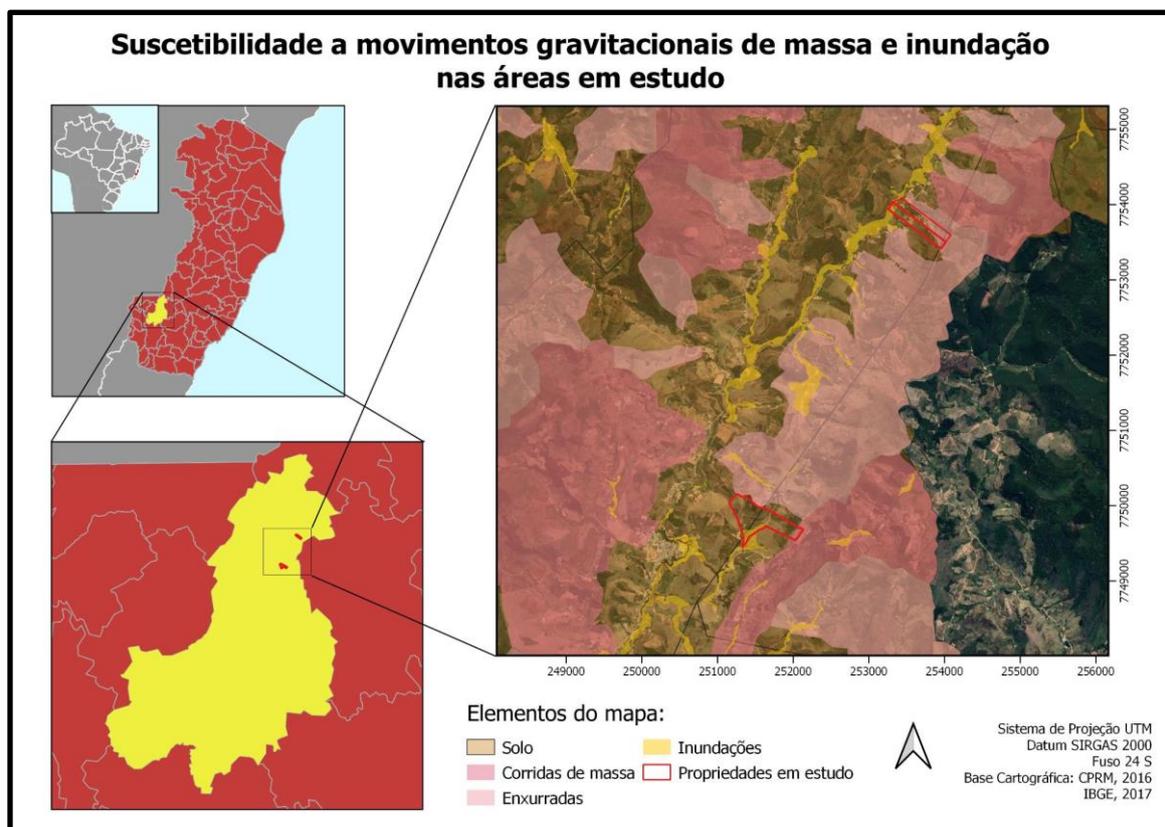
**Figura 07.** Vista da paisagem observada no terço médio do SAF-LHB. Fonte: A autora, 2021.

Através das medições de campo, observou-se como altitudes predominantes nas áreas dos cinco SAFs, 600 a 800 m. Já as faixas de declividade dominantes são as mesmas predominantes no município como um todo, variando de acordo com as áreas montanhosas e as áreas de planície de inundação. Na Tabela 02 é possível observar os dados médios de altitude e declividade obtidos em campo e a classificação de relevo obtida através da relação dessas medidas com a classificação de LEPSCH, (1983):

SAF	Altitude (m)	Declividade média (°)	Classes de Relevo
LHB	758	30,3	Montanhoso
ROB 1	693	23,15	Forte Ondulado
ROB 2	627	3,18	Ondulado
WB 1	665	19,4	Forte Ondulado
WB 2	626	2,67	Suave Ondulado

**Tabela 02.** Comparativo das medidas de altitude, declividade média e classes de relevo dos SAFs avaliados. Fonte: A autora, 2021.

Com base na Carta de suscetibilidade a movimentos gravitacionais de massa e inundação, município de Muniz Freire-ES, escala 1:70000 (CPRM, 2016), foi constatada a predominância de inclinação de vertentes, no município, entre as faixas de 20 a 25° e 30 a 45° de inclinação. Nas áreas de planícies fluviais, as declividades predominantes estão nas faixas de 2 a 5° e 5 a 10° de inclinação. Já a hipsometria ressaltou um relevo de predominância serrana e montanhosa, com três faixas de altitude dominantes: 600 a 700 m, 700 a 1000 m e 1000 a 1300 m. Na zona do lineamento Guaçuí, predominam altitudes de 300 a 400 m e de 400 a 500 m. O município de Muniz Freire-ES apresenta um contexto pedo-morfológico bastante sensível à erosão e a desastres naturais, por isso, foi gerado o seguinte mapa (Figura 08) com foco na região da localidade de Piaçu, para analisar o risco nas áreas em estudo.

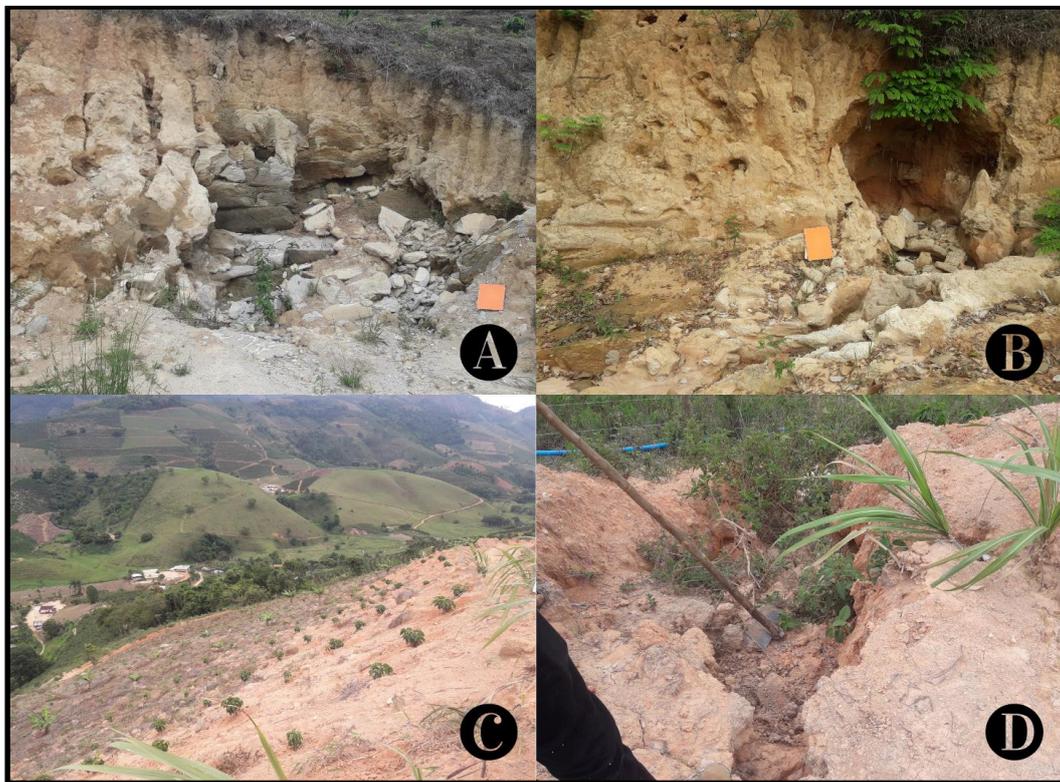


**Figura 08.** Mapa de suscetibilidade a movimentos gravitacionais de massa e inundações, referente a todas as áreas em estudo. Fonte: A autora, 2021.

## Avaliação da erosão hídrica em sistemas agroflorestais contemplados pelo Programa Reflorestar no município de Muniz Freire-ES

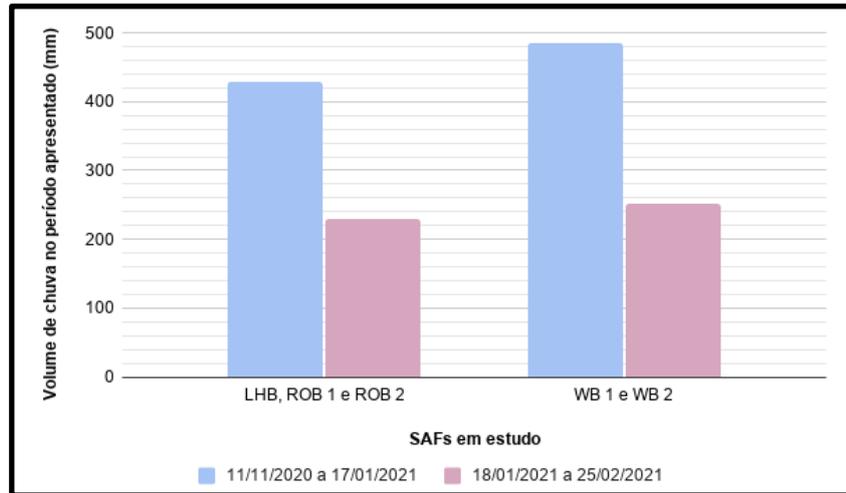
Na propriedade denominada “LHB”, onde há o SAF situado em relevo com maior declividade, foram observados riscos de inundações e enxurradas, sendo que as enxurradas ocorrem em direção a área onde foi implantado o plantio. O SAF ROB 1 é cortado por duas ravinas, contudo a área não é classificada como suscetível a risco direto de movimento de massa. A propriedade “WB” é a que menos sofre com os riscos geológicos. Apenas uma região a sudoeste da área apresenta riscos de inundação, porém a área inundável não chega a atingir a área em que foram realizados os plantios do SAF WB 2.

Nas áreas estudadas predominam plantas espontâneas, gramíneas e plantações de café. As famílias agricultoras não costumam manter o solo das entrelinhas de plantio coberto, seja com cobertura viva ou cobertura morta. Apesar de manterem os restos de capina nas entrelinhas, a cobertura não protege o solo de forma eficiente e constante. Na propriedade LHB utiliza-se roçada manual das plantas espontâneas e gramíneas que surgem nas entrelinhas, enquanto nas outras áreas a capina é realizada com auxílio de glifosato. A intervenção antrópica, tem agravado a suscetibilidade natural da área à erosão e aos movimentos gravitacionais de massa de algumas áreas. Na área do SAF “LHB” está ocorrendo erosão da estrada, construída para permitir acesso até a área plantada, esse processo está agravando o ravinamento natural que existia há décadas na área. A perda de solo gerada pelas enxurradas prejudica os plantios realizados (Figura 09).

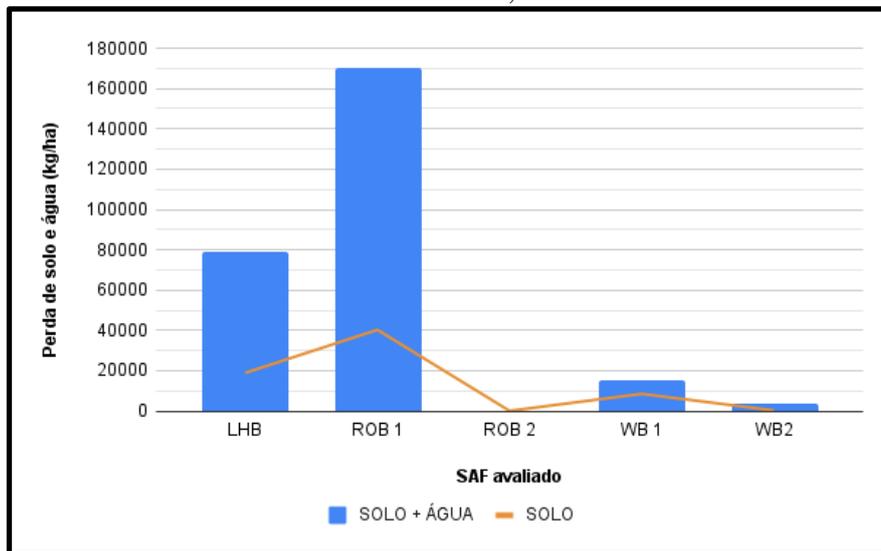


**Figura 09.** A e B- Cortes da estrada de acesso ao SAF LHB, com erosão causada após as intensas chuvas de novembro e dezembro de 2020. C- Terço inferior de plantio no SAF LHB, há pelo menos 3 linhas de plantio cobertas por sedimentos advindos da erosão da estrada. D- início de ravinamento que se estende do SAF LHB até o SAF ROB 1. Fonte: A autora, 2021.

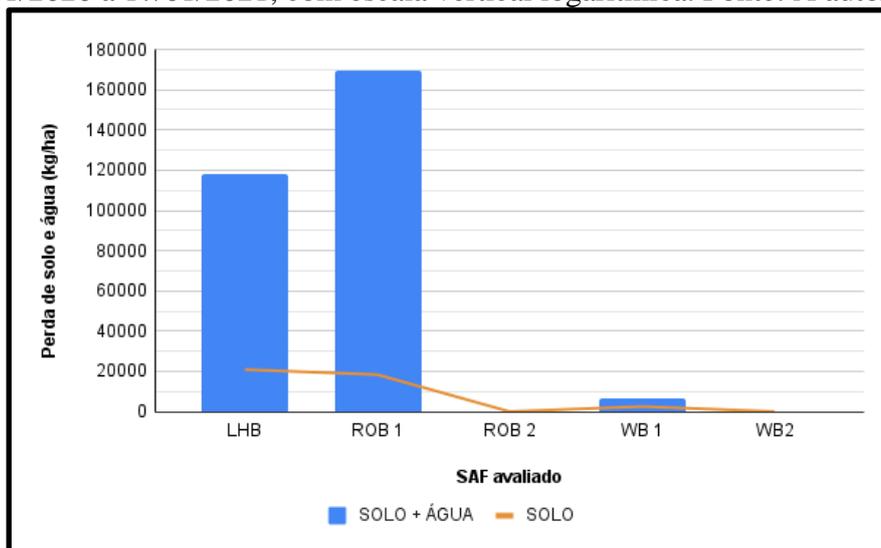
Através das medições pluviométricas diárias foi gerado o gráfico pluviométrico (Figura 10). Quanto às coletas de solo e água, foram coletados, em média, 63,239 kg de amostra úmida e, 14,403 kg de amostra seca (apenas solo), ou seja, da média total coletada, 48,836 kg eram de água. Os valores foram heterogêneos entre as áreas. Os SAFs LHB e ROB 1 se destacaram com perdas superiores em relação aos outros SAF (Figuras 11 e 12).



**Figura 10.** Gráfico com os dados pluviométricos registrados nas áreas de estudo.  
Fonte: A autora, 2021.



**Figura 11.** Gráfico das perdas de solo e água registradas nos SAFs em estudo, período de 11/11/2020 a 17/01/2021, com escala vertical logarítmica. Fonte: A autora, 2021.



**Figura 12.** Gráfico das perdas de solo e água registradas nos SAFs em estudo, período de 18/01/2021 a 25/02/2021, com escala vertical logarítmica. Fonte: A autora, 2021.

## **Avaliação da erosão hídrica em sistemas agroflorestais contemplados pelo Programa Reflorestar no município de Muniz Freire-ES**

Traçando um comparativo entre os cinco sistemas agroflorestais escolhidos para avaliação, a maior perda de solo e água acontece no SAF ROB 1, seguida de perdas também significativas no SAF LHB. O SAF WB 1 apresenta uma quantidade de perda mediana, enquanto WB 2 e ROB 2 apresentam quantidades quase insignificantes. Os valores superiores encontrados em todos os SAFs no período de 11/11/2020 a 17/01/2021, em relação ao período de 18/01/2021 a 25/02/2021, justificam-se devido ao tempo mais extenso do primeiro período e ao maior volume de chuvas registrado nesse período. A perda de água superior à de solo, condiz com a forma de erosão avaliada neste trabalho, a erosão hídrica. Esse grande volume de perda de água coletado se relaciona, primordialmente, com uma menor velocidade de infiltração da água no solo e conseqüente maior volume de escoamento superficial. Bahia (1992) e Bertoni & Lombardi Neto (1999) citam o clima, a resistência do solo e as condições de manejo como intensificadores das perdas por erosão. Portanto, o grande volume de água condiz com as medições realizadas na estação chuvosa, com a ocorrência de aumento no teor de argila do horizonte A para o horizonte B, devido ao processo de podzolização, e a pouca cobertura do solo, que favorece a redução na infiltração da água.

Como a perda de água está intrinsecamente relacionada com a perda de solo, o conjunto dos fatores ambientais da área possibilitam a erosão por salpicamento. Ao ser potencializada pela maior erosividade das chuvas no período analisado, o cumulativo das perdas de água e solo por salpicamento desencadeia o avanço da erosão hídrica. Bertoni & Lombardi Neto (1999) relacionam o avanço da erosão hídrica com o tamanho e quantidade de material em suspensão arrastado pela água, sendo o arraste dependente da velocidade do escoamento superficial resultante da interação entre o comprimento de rampa e o grau de declive do terreno. Essas relações são observadas nos resultados. O maior comprimento de rampa é observado em ROB 1, enquanto a maior declividade é registrada em LHB.

Ao analisar a carta de suscetibilidade a movimentos de massa e todas condicionantes do processo erosivo avaliadas, verifica-se que o SAF LHB apresenta maior suscetibilidade a erosão hídrica, por possuir maiores altitude e declividade média, localizar-se em relevo montanhoso com padrão de rampa de colúvio, solo com textura argilosa em subsuperfície, baixo pH, baixos valores relacionados às bases e à troca catiônica, além de alto teor de Alumínio trocável quando comparada aos outros SAFs. Apesar dessas características, o SAF LHB apresentou a segunda maior perda de solo e água, sendo precedido pelo SAF ROB 1. Porém, ao analisar as características do SAF ROB 1, percebe-se variáveis semelhantes às do SAF LHB. É importante destacar que no mês de dezembro de 2020 ocorreram chuvas intensas, com volume diário superior a 120 mm, no município de Muniz Freire-ES. Essas fortes chuvas, prejudicaram algumas amostras do SAF LHB, em que perdas no volume de água e solo foram registradas. Portanto, o volume de solo e água coletado nesse SAF sofreu redução em relação à coleta dos outros SAFs. Ao interpretar os resultados, entende-se que esse fato pode ter ocasionado o maior registro de perda no SAF ROB 1, que possui características semelhantes ao SAF LHB. Os grandes volumes registrados no SAF ROB 1, também justificam-se devido a presença de duas ravinas em estágio avançado de evolução. Essas ravinas, iniciam sua formação no SAF LHB e culminam no SAF ROB 1. Outro fator que pode ter desencadeado maiores perdas em ROB 1, é a forte concavidade da área. Apesar de todas as áreas em estudos apresentarem declives côncavos, ROB 1 é o SAF com concavidade mais expressiva. Bertoni & Lombardi Neto (1999), embasam essa observação, apontando que declives convexos podem ter perda subestimada e côncavos podem ter perdas superestimadas, nos cálculos das perdas de solo e água.

Por outro lado, os baixos valores de perda de solo e água registrados nos SAFs ROB 2 e WB 2, são compatíveis com as baixas declividades, o padrão de relevo relacionado à planícies de inundação, ou seja, são áreas mais planas em relação às outras áreas avaliadas. As características de solo também são bastante semelhantes, apesar dos modelos de SAF serem com cultivares diferentes. O SAF WB 1, que apresentou valores de perda medianos, o que

também pode ser compreendido a partir das características de relevo também mediana em relação aos outros SAFs e às melhores condições físico-químicas do solo em comparação com os outros SAFs.

Autores como Bertoni & Lombardi Neto (1999) e Wang et al. (2016) afirmam que as perdas de água e solo afetam a agricultura por gerar: perda de nutrientes do solo, redução da qualidade da cultura, redução na capacidade de infiltração e na capacidade de retenção de água no solo, além de estar associada a inundações, assoreamento e poluição de corpos hídricos. No caso dos dados deste estudo, foi possível analisar solos com menor fertilidade nas áreas com maior perda de solo. Nessas áreas também ocorreram os maiores danos com as chuvas registradas em dezembro de 2020, como inundações e assoreamento dos corpos hídricos, além do agravamento das ravinas já existentes na área.

Quanto aos volumes de perdas de solo por erosão calculados, considera-se que os valores são relativamente altos para áreas com Sistemas Agroflorestais, mesmo em estação chuvosa, já que estudos comparativos entre monoculturas e cultivos agroflorestais demonstram maior eficiência dos SAFs na redução das perdas por erosão. Franco et al. (2002), De Aguiar, et al. (2006), Thomazini et al. (2013) e Thomazini et al. (2015), são exemplos de trabalhos que indicam maior sustentabilidade ecológica de sistemas agroflorestais comparados com sistemas convencionais. Porém, quando analisa-se as observações destes autores e trabalhos como os de Reifschneider et al. (2010), compreende-se que é o grande aporte de matéria orgânica no solo a característica diferencial dos SAFs, inclusive para o controle do processo erosivo natural. Autores como Bahia (1992), Bertoni & Lombardi Neto (1999), Volk, Cogo e Streck (2004) e Pissarra et al. (2005), demonstrando que, ao contrário do ocorrido nas áreas de estudo, uma boa cobertura de solo, proporciona boa permeabilidade e maior velocidade de infiltração da água no solo. Sendo assim, com a manutenção do teor adequado de matéria orgânica, é possível obter-se efeito agregador nas partículas do solo, controlando as perdas de água e solo por erosão.

## **CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES**

Os SAFs são uma importante ferramenta para a regeneração de áreas agricultáveis. Mas para que o potencial dos SAFs seja efetivo em termos ambientais, principalmente quanto ao controle das perdas por erosão e à conservação dos solos, é necessário que técnicas de manejo conservacionista do solo sejam paralelamente aplicadas ao cultivo. Recomenda-se a utilização de terraços, cordões de vegetação permanentes, calagem, adubação verde, cobertura viva, revestimento vegetal com gramíneas e/ou espécies forrageiras e cobertura morta ou “mulching” para as áreas avaliadas.

Áreas com maior declividade de terreno ou grande comprimento de rampa e com solos mais suscetíveis à erosão, necessitam de sistemas de cultivo e manejo conservacionista adaptados a essa realidade. Sendo assim, para maior eficiência dos SAFs, é fundamental uma minuciosa observação e avaliação das características de relevo e dos solos encontrados nas áreas. Essa compreensão ambiental é necessária para planejar os métodos conservacionistas adequados, tornando possível uma melhor avaliação das cultivares adequadas ao contexto local de onde será implantado o SAF. Essa escolha na fase inicial possibilitará um efetiva amenização da erosão natural e contenção da degradação ambiental do solo e das bacias hidrográficas.

É de fundamental importância que para proporcionar controle da erosão e maior eficiência ambiental dos projetos financiados pelo Programa Reflorestar, o programa direcione pagamentos para: análise físico-química de solos, implementação de técnicas conservacionistas que gerem custo ao agricultor e assistência técnica em capacitações para aprimoramento do manejo.

## **Avaliação da erosão hídrica em sistemas agroflorestais contemplados pelo Programa Reflorestar no município de Muniz Freire-ES**

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

BAHÍA, V. G. **Fundamentos da erosão acelerada do solo ( tipos, formas, mecanismos, fatores atuantes e controle )**. Informativo Agropecuário: Belo Horizonte, v.16, n.176, p 25-31, 1992.

BERTONI, J. & LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. 4.ed. São Paulo, Ícone, 1999. 355p.

DE AGUIAR, M. I. et al. **Perdas de solo, água e nutrientes em sistemas agroflorestais no município de Sobral, CE**. Revista Ciência Agronômica, v. 37, n. 3, p. 270-278, 2006.

EMBRAPA SOLOS. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1997.

EMBRAPA. **Árvore do conhecimento: solos tropicais - Cambissolos Háplicos**. Disponível em:

[http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/gestor/solos\\_tropicais/arvore/CONT000gn1sf65m02wx5ok0liq1mqzx3jrec.html](http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/gestor/solos_tropicais/arvore/CONT000gn1sf65m02wx5ok0liq1mqzx3jrec.html). Acesso em: 20 de fevereiro de 2021.

ESPÍRITO SANTO (Estado). **Secretaria do Meio Ambiente e Recursos Hídricos. Programa Reflorestar**. Disponível em: <<https://seama.es.gov.br/programa-reflorestar>>. Acesso em: 22 de fevereiro de 2021.

FOLEY, J. A. et al. **Global consequences of land use**. *Science*, v. 309, n. 5734, p. 570-574, 2005.

FRANCO, F. S. **Sistemas agroflorestais: uma contribuição para a conservação dos recursos naturais na zona da mata de Minas Gerais**. 2000. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Viçosa.

FRANCO, F. S. et al. **Quantificação de erosão em sistemas agroflorestais e convencionais na Zona da Mata de Minas Gerais**. Revista *Árvore*, v. 26, n. 6, p. 751-760, 2002.

IBGE. **Censo Demográfico 2010**. Disponível em: <<https://censo2010.ibge.gov.br/>>. Acesso em: 05 de janeiro de 2021.

IBGE. **Censo Agropecuário de 2017**. Disponível em: <<https://sidra.ibge.gov.br/pesquisa/censo-agropecuario/censo-agropecuario-2017>>. Acesso em: 05 de janeiro de 2021.

INCAPER. **Programa de Assistência Técnica e Extensão Rural , PROATER 2020-2023, Muniz Freire**. Disponível em: <[https://incaper.es.gov.br/media/incaper/proater/municipios/Muniz\\_Freire.pdf](https://incaper.es.gov.br/media/incaper/proater/municipios/Muniz_Freire.pdf)>. Acesso em: 22 de fevereiro de 2021.

JARDIM, M. H.; BURSZTYN, M. A. **Pagamento por serviços ambientais na gestão de recursos hídricos: o caso de Extrema (MG)**. Engenharia sanitária e ambiental, v. 20, n. 3, p. 353-360, 2015.

MAGALHÃES, R. A. et al. **Erosão: definições, tipos e formas de controle. VII Simpósio Nacional de Controle de Erosão.** Goiânia-GO, v. 3, 2001.

MAIA, S. M. F. **Compartimentos da matéria orgânica e perdas de solo e água em sistemas agroflorestais e convencional no trópico semi-árido cearense.** 2004. 98 p. 2004. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Ceará, Fortaleza.

NICHOLLS, C. I. et al. **A rapid, farmer-friendly agroecological method to estimate soil quality and crop health in vineyard systems.** *Biodynamics*, p. 33-39, 2004.

REIFSCHNEIDER, F. J. B. et al. **Novos ângulos da história da agricultura no Brasil.** Brasília, DF: Embrapa Informação Tecnológica, 2010.

THOMAZINI, A. et al. **Indicadores participativos de qualidade do cafeeiro conilon e do solo em sistema agroflorestal e convencional.** *Bioscience Journal*, v. 29, n. 5, 2013.

THOMAZINI, A. et al. **SOC dynamics and soil quality index of agroforestry systems in the Atlantic rainforest of Brazil.** *Geoderma Regional*, v. 5, p. 15-24, 2015.

VIEIRA, V. S.; MENEZES, R. G. **Geologia e recursos minerais do estado do Espírito Santo: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais.** CPRM, Belo Horizonte, 2015.

VOLK, L. B. S.; COGO, N. P.; STRECK, E. V. **Erosão hídrica influenciada por condições físicas de superfície e subsuperfície do solo resultantes do seu manejo, na ausência de cobertura vegetal.** *Revista brasileira de ciência do solo.* Viçosa. Vol. 28, n. 4 (2004), p. 763-774, 2004.

WANG, X.; ZHAO, X.; ZHANG, Z.; YI, L.; ZUO, L.; WEN, Q.; LIU, F.; XU, J.; HU, S.; LIU, B. **Assessment of soil erosion change and its relationships with land use/cover change in China from the end of the 1980s to 2010.** *Catena*, v.137, p.256-268, 2016. DOI: 10.1016/j.catena.2015.10.004.

WUNDER, S. **Payments for environmental services: some nuts and bolts.** Jakarta: Center for International Forestry Research. n. 42, 24 p, 2006.



## Capítulo 5

### Influência climática e/ou tectônica na morfometria das bacias litorâneas brasileiras

*Pedro Dutra Drummond<sup>1</sup>; Ramon Messias Martins<sup>2</sup>; Pedro Fonseca de Almeida e Val<sup>3</sup>*

**RESUMO.** O presente capítulo testa relações morfométricas, climáticas, geológicas e pedológicas de 67 bacias costeiras brasileiras entre as latitudes 2,75° S a 18,5 ° S e utiliza reconstruções de paleo-elevações da foz de 27 rios da mesma região para verificar a existência de outros processos que prejudiquem a interpretação da influência climática. A relação do índice de declividade (ksn) e gradiente topográficos revelaram tendências distintas com a variação de precipitação das bacias, já os valores de concavidade das bacias estudadas se mostraram independentes de variações climáticas, litológicas e pedológicas. As diferenças entre as elevações atuais e as paleo-elevação da foz dos rios exibem padrões de crescimento em direção a latitudes mais baixas que podem ser provocadas por topografias pré-existent, influências de plumas mantélicas ou flexura da crosta induzida por erosão. Os resultados indicam que o clima pode influenciar a forma da paisagem em regiões de margem continental passiva. A análise morfométrica se mostrou uma ferramenta útil que pode ser utilizada em regiões tectonicamente inativas para o entendimento da influência do clima, porém deve ser usada com cuidado pois essas regiões, apesar de serem consideradas tectonicamente inativas podem ter sofrido influências isostáticas ou mantélicas durante sua evolução.

**PALAVRAS-CHAVE.** Geomorfologia; Bacias hidrográficas; Topografia; Clima.

## INTRODUÇÃO

O comportamento da superfície terrestre é controlado por fatores intrínsecos e extrínsecos à Terra sólida, como a tectônica e o clima. Nessa tocante, diversas pesquisas relacionam os fenômenos tectônicos e climáticos e suas influências nas taxas de erosão e evolução da paisagem (WHIPPLE 2009). Em regiões montanhosas, a literatura possui maior enfoque em métodos e técnicas relacionados ao balanço de massa, ou seja, taxas de erosão versus taxas de soerguimento. Nestas regiões, os processos tectônicos tendem a governar as taxas de erosão, independente das variações climáticas (VAL et al. 2018). Já em escala global, entende-se que o clima influencia na morfologia de bacias (SEYBOLD et al. 2017), o que sugere que, em paisagens onde não predominam influências tectônicas, a morfologia das bacias é dependente do clima.

As características físicas de uma bacia constituem elementos de grande importância para seu entendimento evolutivo, sendo resultado de interações entre processos tectônicos, intempéricos e litológicos. Para estudo das formas de relevo, as bacias hidrográficas configuram feições importantes para modelamento da evolução da superfície terrestre. Porém apenas

<sup>1 2 3</sup> **Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal do Ouro Preto (DEGEO/EM.UFOP), Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil.**

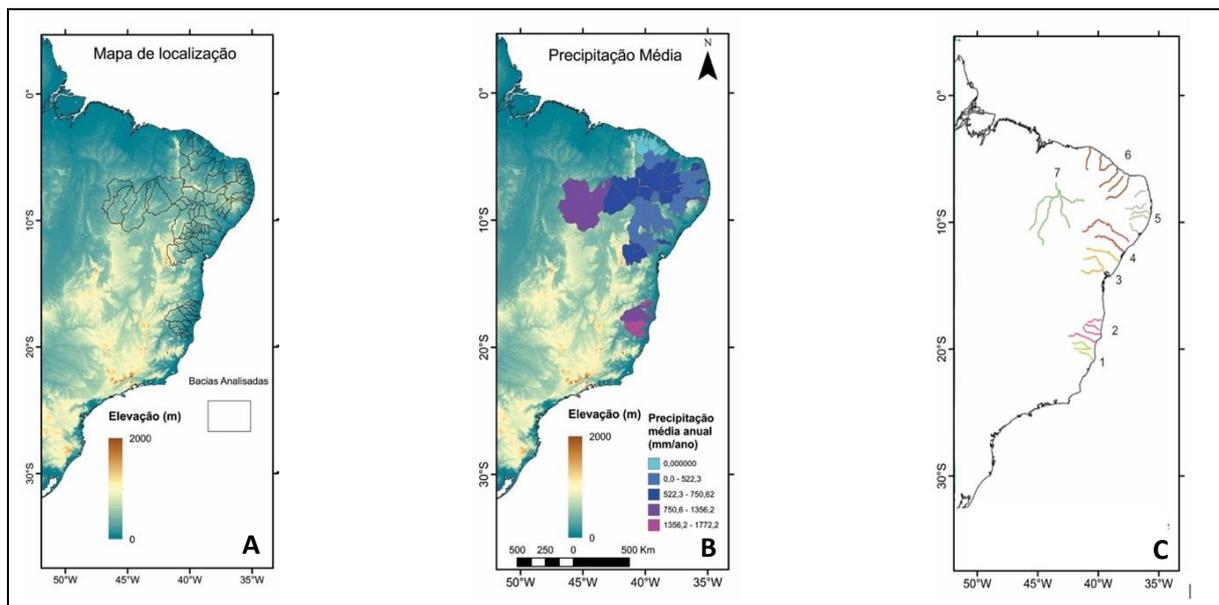
## Influência climática e/ou tectônica na morfometria das bacias litorâneas brasileiras

aspectos qualitativos não são suficientes para identificar os fatores que afetam as formas de relevo, portanto é necessária a utilização métodos quantitativos para estudo dessa natureza (ALVES; CASTRO 2003). A análise morfométrica é um método que deduz alterações nas paisagens decorrentes da ação de processos exógenos e endógenos, a partir da quantificação de parâmetros morfométricos.

O presente trabalho utiliza Modelos Digitais de Elevação (MDEs) conforme Jarvis et al. (2008) para extrair e estimar os valores dos coeficientes morfométricos de declividade e concavidade de bacias de hidrográficas que desaguam no Oceano Atlântico ou próximo ao mesmo, e que se situam ao longo do gradiente pluviométrico do litoral brasileiro entre 2,75° S a 18,5° S (Figura 1). Para avaliar se há influência da precipitação na morfometria das bacias, busca-se a correlação entre os dados morfométricos e pluviométricos. Para quantificar influências litológicas e pedológicas também serão utilizados mapas geológicos, pedológicos e de espessura do solo.

### LOCALIZAÇÃO

A área selecionada para o estudo está compreendida entre 2,75° S a 18,5° S (Figura 1) e é representada por 67 bacias litorâneas geograficamente situadas nos estados do Espírito Santo, Bahia, Sergipe, Alagoas, Pernambuco, Ceará e Maranhão.



**Figura 1.** Área estudada em relação ao litoral atlântico. A: localização da área; B: precipitação média e; C: bacias hidrográficas selecionadas.

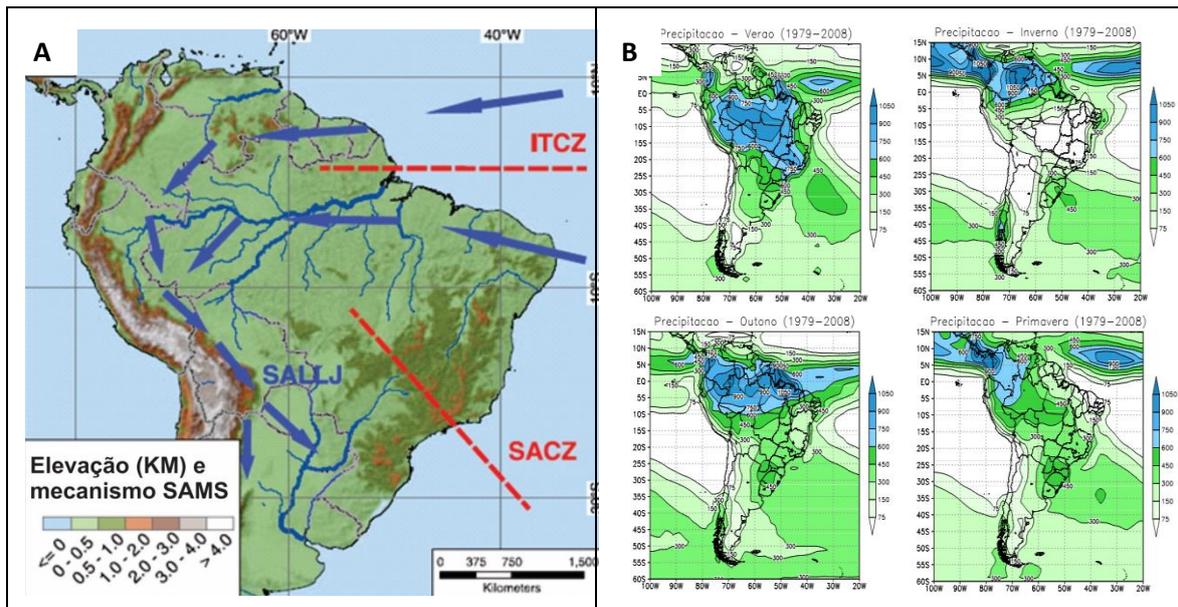
## REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### Contexto climático

Devido comprimento meridional, o Brasil exibe diferentes tipos de tempo e clima, possuindo clima tropical à semiárido. A cordilheira Andina é a feição topográfica de maior

expressão na América do Sul, estendendo-se ao longo de toda borda W e exibe elevações superiores a 4 km, o que afeta o clima em escala continental ao boquear fluxos atmosféricos e influenciar padrões de ventos e precipitações regionais (BOOKHAGEN; STRECKER 2007).

Além da influência orográfica, a circulação da atmosfera é ligada a variação sazonal entre as temperaturas da superfície oceânica e da superfície terrestre, a qual aumenta devido o aquecimento diferencial de diferentes capacidades térmicas (BOERS et al. 2013). A precipitação não é homogênea, entretanto, obedece a circulações atmosféricas presentes, como a Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) e a Zona de Convergência Sul Americana (SACZ) (Figura 2A).



**Figura 2.** Relações climáticas na América do Sul. A: mapa de elevação e feições climáticas, adaptado de Boers et al. 2013. B: precipitação media acumulada 30 anos, Alder et al. 2003.

A ITCZ é uma zona de baixa pressão com intensa troca de ventos de baixa altitude sobre os oceanos equatoriais. Sobre a margem atlântica, ela alcança o equador produzindo a temporada de chuvas no NE brasileiro. É também responsável por transportar a umidade do oceano para o continente (GARREAUD et al. 2009). Já, a SACZ é uma faixa convectiva que se estende a SE a partir do centro da bacia amazônica. Ela transporta a umidade da troca de ventos e a mudança na direção do fluxo atmosférico ocorre próximo a superfície, do centro-W para SE, devido a barreira andina (LIEBMANN et al. 1999). A combinação dessas correntes atmosféricas acarreta em uma distribuição pluviométrica heterogênea na América do Sul. Portanto, a pluviometria da área de estudo obedece às circulações impostas, como observa-se na Figura 2B. As altas taxas de precipitação durante o ano migram da região central do Brasil para o norte até o equador. Essa migração é fortemente influenciada pelas correntes ITCZ e ZACS.



A região NE apresenta grande sismicidade, soerguimentos periódicos, flexura continental e falhamentos transcorrentes. É característico um domeamento crustal regional iniciado no Eoceno-Oligoceno. A partir dos grandes lineamentos, do prolongamento das zonas de fraturas oceânicas, formam-se ondulações morfológicas e estruturais (MELO et al. 1978). A região S e SE são áreas com contextos geomorfológicos diferentes impossibilitando uma síntese definitiva. Em destaque, Almeida (1976) caracterizou o sistema de rifts da Serra do Mar instalado a partir do Oligoceno e gerado por reativações da Zona de Cisalhamento do Paraíba do Sul. A planície amazônica é interpretada como uma estrutura em flor resultado da interação entre as placas Sul-Americana, Nazca e Caribenha (IGREJA 1999). Silva et al. (2007) documentou a existência de um sistema transcorrente de Riedel com falhas normais NW-S. Rosseti (2014) descreve diversos sistemas de falhas com orientações variadas na região. Já a extremidade oeste da Amazônia a sismicidade é associada a subducção da placa de Nazca e ao orógeno andino.

### **Contexto litológico**

As litologias e solos são importantes para as análises morfométricas conduzidas, uma vez que são intrinsecamente ligadas ao coeficiente de erodibilidade da rocha (K), a concavidade e a declividade local dos canais (WHIPPLE; TUCKER 1999). Devido a impossibilidade de gerar um mapa com detalhes em escala continental, serão descritos sucintamente as litologias e solos predominantes na região, assim como sua espessura, para estimar variações relativas de K (se os substratos são mais ou menos resistente).

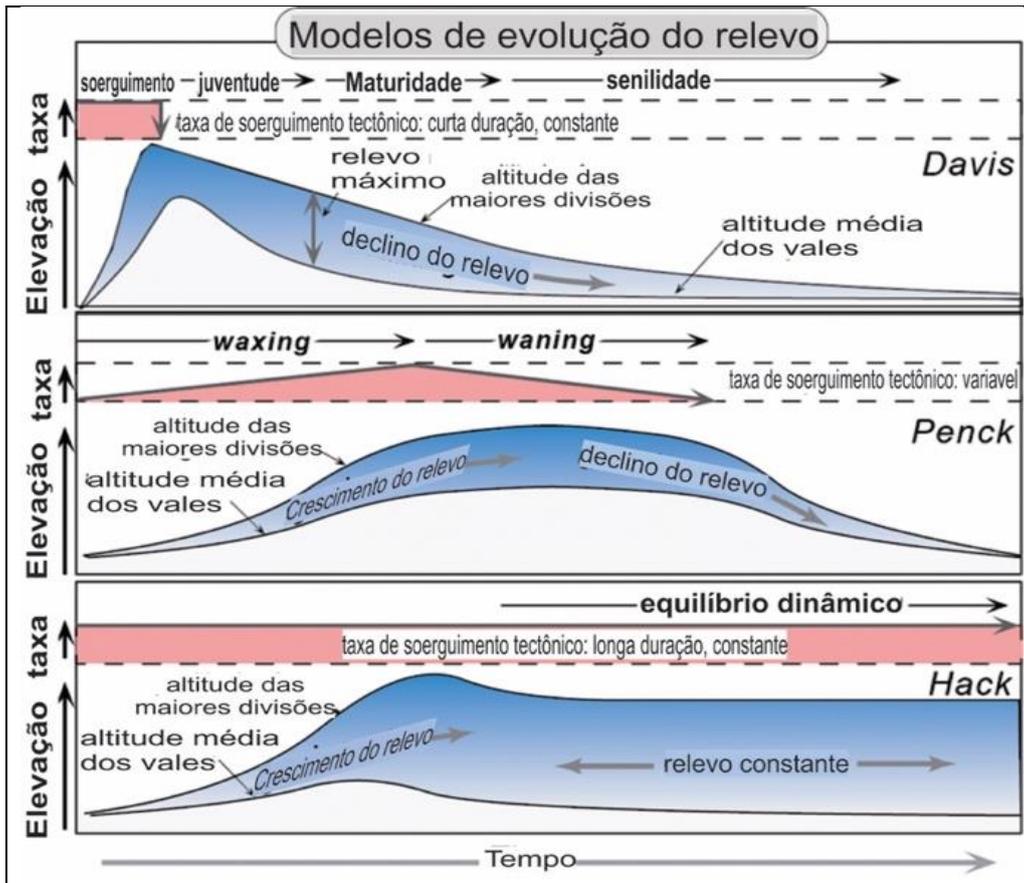
**Área Sudeste:** constituída de depósitos cenozoicos detríticos pobremente selecionados (cascalho areia a argila), intrusões graníticas neoproterozoicas, xistos e quartzitos. No entanto, há um predomínio a litologia granítica. Os solos presentes na área são principalmente argissolos, latossolos vermelhos e mais próximo as cabeceiras, neossolos. A espessura varia de 10 m próximo a foz e 5 metros nas cabeceiras.

**Área Nordeste:** composta basicamente por ortognaisses e granitos paleoproterozóicos, intrusões graníticas neoproterozóicas de médio a alto potássio, e mais sul por quartzitos e depósitos cenozoicos mal selecionados. Os solos das bacias da região nordeste são constituídos principalmente por planossolos háplicos, com ocorrências de latossolos. A espessura varia entre 3 a 10 m, predominando solos menos espessos.

**Área Norte:** mescla arenitos conglomeráticos, arenitos argilíticos (ambiente desértico fluvial), arenitos arcoseanos, arenitos ferruginosos e sedimentos cenozoicos. Os solos pertencentes a regiões mais ao sul são mais variado, possuindo porções de neossolo quartzarênico, latossolo e planossolo. Já na porção mais à norte, na região do rio Itapicuru, o solo é basicamente classificado com latossolos. A espessura média da cobertura pedológica nessa região varia de 8 a 15m.

### **Evolução do relevo**

Para explicar a evolução do relevo, diversas teorias unificadoras foram propostas para ambientes tectonicamente ativos e inativos (Figura 4).



**Figura 4.** Modelos de evolução propostos por Davis (1899), Penck (1953) e Hack (1960) adaptado de Burbank e Anderson (2012).

Davis (1899), apresenta a teoria do ciclo geomórfico que se baseia em três fases no processo de evolução de relevo: i- a juventude, na qual o início do soerguimento de massas continentais resulta em altitudes elevadas e processos denudacionais intensos; ii- a maturidade, na qual processos erosivos são controlados pela ação fluvial de incisão vertical de seus talvegues e iii- a senilidade em que a contínua ação fluvial gera desmoronamentos nas vertentes adjacentes tornando a superfície aplainada. Já Penck (1953) sustentava que a evolução do relevo era resultado dos processos endógenos e que o cessar do soerguimento era mais gradual que o defendido pelo modelo de Davis (1899). Posteriormente, Hack (1960) propôs o modelo de equilíbrio dinâmico entre os processos que constroem e os que destroem a topografia, ou seja, processos endógenos e exógenos. Diferentemente dos outros autores, Hack sustentava que a denudação pode preservar as formas de relevo existentes a depender de fatores como soerguimento e resistência erosiva do substrato rochoso.

Estes modelos de evolução da paisagem não consideram a influência variável do clima ao longo do período pós-soerguimento. Além disso, são modelos que não foram testados de forma rigorosa em regiões continentais tectonicamente inativas, como no Brasil. Estudos recentes indicam que paisagens podem perdurar por dezenas de milhões de anos inalteradas sob margem passiva, resultante de zonas de riftes, ruptura continental e abertura do oceano, a topografia afetada diretamente por processos superficiais e efeitos isostáticos progressivos (GILCHRIST; SUMMERFIELD 1990, VASCONCELOS; CARMO 2018). Durante os estágios iniciais de rifteamento a margem continental sofre a maior parte de sua erosão,

resultando no recuo paralelo da escarpa em direção ao interior continental. Portanto, em margens continentais passivas maduras, como é o caso do Brasil oriental, espera-se que a maior parte do seu desmonte erosivo, principalmente relacionado ao seu processo de soerguimento inicial, já tenha ocorrido.

## MATERIAIS E MÉTODOS

### Aquisição e integração de dados litológicos, pedológicos e climáticos

Devido à dimensão da área, foi utilizada como base para a litologia a Carta Geológica do Brasil ao milionésimo. Os litotipos foram agrupados conforme o item “contexto geológico” e a integração dos dados litológicos, e seus percentuais de ocorrência, foram realizados através do programa *TopographicAnalysisKit*® (FORTE; WHIPPLE 2018). Para a definição da cobertura pedológica foi utilizada a Classificação de Solos do Brasil, realizado pela Embrapa. Os dados de espessura da cobertura pedológica foram confeccionado em *SoilGrid* através de *machine learning*. A integração dos dados e porcentual também foram realizados no *TopographicAnalysisKit*®.

### Obtenção das variáveis climáticas

Foi processado dados de precipitação do programa *Tropical Rainfall Measurement Mission* (TRMM) entre os anos de 1977 a 2006. Para tal, foi utilizado dados do sensor 3B31 associado com um perfil de precipitação combinado entre o *Precipitation Radar* (PR) e TRMM *Microwave Omer* (TMI). Foram extraídos valores pixel-a-pixel e, também, valores médios das variáveis climáticas para cada bacia hidrográfica analisada. A compartimentação climática segue as seguintes classes: a- Área sudeste: taxas pluviométricas anuais variando em torno de 1000 a 1200 mm; b- Área Nordeste: taxas pluviométricas anuais variando em torno de 500 a 800 mm e; c- Área Norte: taxas pluviométricas anuais variando de 1300 a 2700 mm.

### Correlação dos parâmetros

Para quantificar as relações de diferentes parâmetros foi aplicado o coeficiente de Pearson ( $\rho$ ), que permite avaliar se há dependência linear entre os parâmetros. O coeficiente de  $\rho$  é uma medida de suas dependências lineares e assume valores entre -1 e 1. Quando  $\rho=1$  é dito uma correlação perfeita entre duas variáveis,  $\rho=0$  quando as variáveis não dependem linearmente uma da outra,  $\rho=-1$  quando uma variável possui uma correlação negativa perfeita, equivalente ao inversamente proporcional. Matematicamente temos:

$$\rho(A, B) = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \left( \frac{A_i - \mu_A}{\sigma_A} \right) \left( \frac{B_i - \mu_B}{\sigma_B} \right), \quad (\text{eq. 1})$$

onde  $\mu_A$  e  $\sigma_A$  são o desvio médio e desvio padrão, respectivamente, de A, e  $\mu_B$  e  $\sigma_B$  são o desvio médio e desvio padrão de B.

## Influência climática e/ou tectônica na morfometria das bacias litorâneas brasileiras

A matriz de correlação de coeficientes de duas variáveis aleatórias é a matriz de correlação de coeficientes de cada par de combinações.

$$R = \begin{pmatrix} \rho(A,A) & \rho(A,B) \\ \rho(B,A) & \rho(B,B) \end{pmatrix}, \quad (\text{eq. 2})$$

Como A e B sempre são diretamente correlacionáveis com eles mesmos, os valores da diagonal são 1, temos:

$$R = \begin{pmatrix} 1 & \rho(A,B) \\ \rho(B,A) & 1 \end{pmatrix}. \quad (\text{eq. 3})$$

### Matriz de dispersão

O desenvolvimento dos gráficos de correlação entre as variáveis analisadas também realizada através *software TopographicAnalysisKit®*. Se trata de uma grade bi-plot em que, neste estudo, relaciona os valores médios de variáveis morfométricas de uma bacia hidrográfica (ex. ksn, gradiente topográfico, declividade, etc.) com valores de precipitação e espessura do solo, buscando regressões com polinômios de ordem n para comportamento não-linear.

### Análise morfométrica

Todos os parâmetros foram extraídos a partir do MDE do *Shuttle Radar Topographic Mission*. Foram utilizados padrões da ferramenta *TopoToolbox* para a extração da direção de fluxo e grades de acumulação de fluxo conforme rotina de Schwanghart e Scherler (2014). No programa *TopographicAnalysisKit®*, em linguagem *MATLAB®*, foi calculado os valores médios de ksn, concavidade, elevação, desnível altimétrico, além da integração dos valores de precipitação, litologia e solo para cada bacia. Os dados de elevação, portanto, utilizam os valores de extraídos de cada pixel do MDE.

Para uma avaliação da influência climática na topografia, foi realizada a análise de gradiente topográfico e  $k_{sn}$ . A análise é feita com base em na relação potencial entre a taxa de erosão,  $k_{sn}$  e gradiente da encosta (Forte *et al.* 2016), dada por:

$$z(x) = \frac{S_c^2}{2\beta E} \left[ \sqrt{D^2 + (2\beta E x / S_c)^2} - D \ln \frac{\sqrt{D^2 + (2\beta E x / S_c)^2}}{2\beta E / S_c} \right], \quad (\text{eq. 4})$$

onde  $\beta = (\rho_r / \rho_s)$ , onde  $\rho_r$  e  $\rho_s$  são as densidades das rochas e sedimentos,  $S_c$  é um gradiente limitante, e  $D$  é um coeficiente de difusão. Com base nas médias obtidas, realiza-se uma regressão dos dados para obter uma solução à equação que melhor descreva as tendências observadas, produzindo assim valores aproximados de  $D$ ,  $K$  e  $S_c$  (FORTE; WHIPPLE 2018).

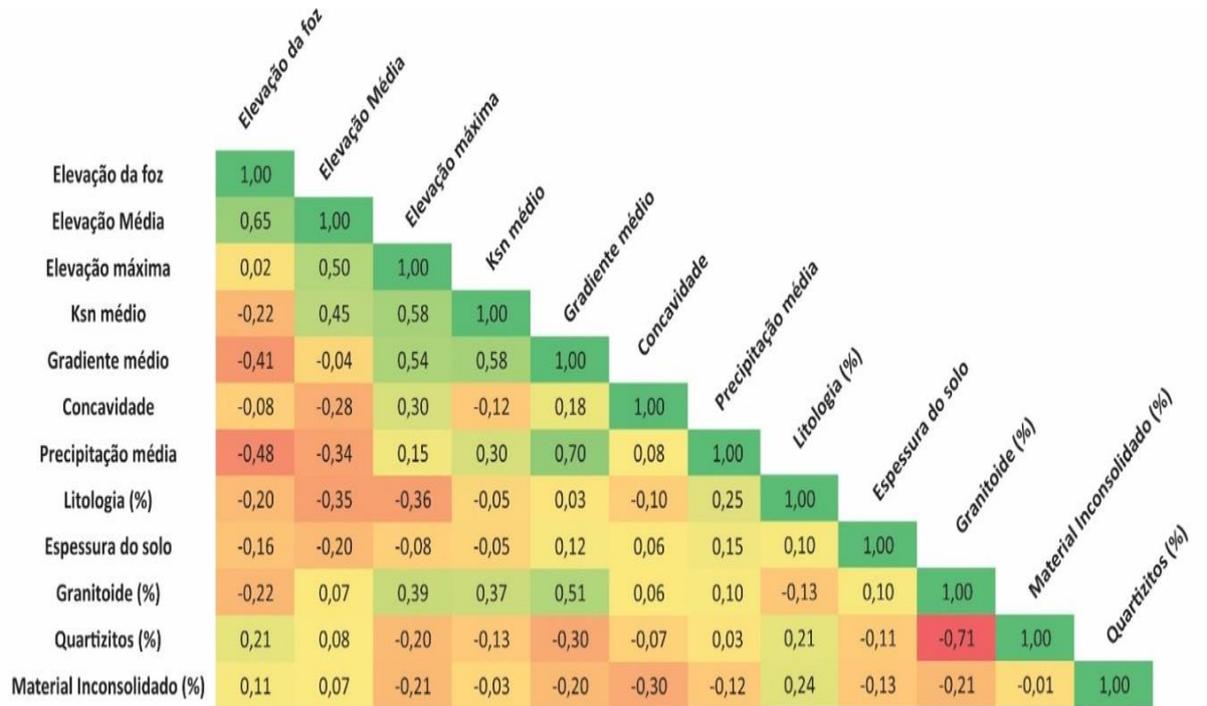
### Projeção do Relevo

A reconstrução de paleo-relevo ocorreu por meio de perfis longitudinais de rios. Foi utilizado o *TopographicAnalysisKit®*, em que foram escolhidas porções dos rios que foram

projetadas pelo método *chi-z*, escolhendo-se segmentos retilíneos próximos a cabeceira e que possuem *knickpoints* claros em gráficos *chi*, que indicam isolamento entre porções erodidas e porções preservadas da paisagem. Ao todo, foram analisados 27 perfis longitudinais de rios entre 1°S e 11°S. A diferença altimétrica entre a foz dos perfis longitudinais projetados e os atuais é uma medida do total de erosão (ou soerguimento) que se decorreu ao longo do tempo.

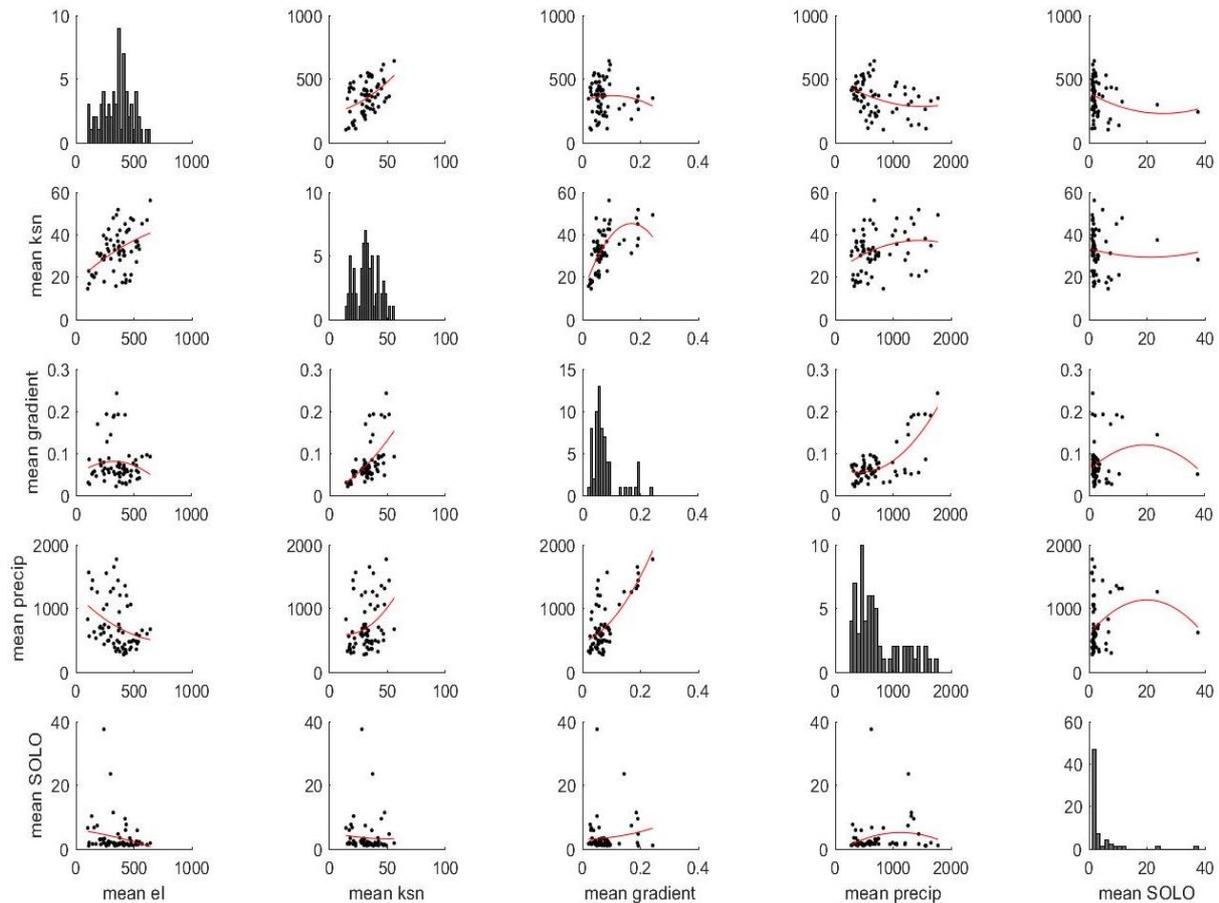
**RESULTADOS E DISCUSSÕES**

Observa-se pouca ou fraca correlação entre métricas topográficas e os dados de precipitação e espessura de solo (Figuras 5 e 6). Porém, merece atenção a relação positiva entre gradiente topográfico e taxa de precipitação e, também, com o índice de declividade (*ksn*).



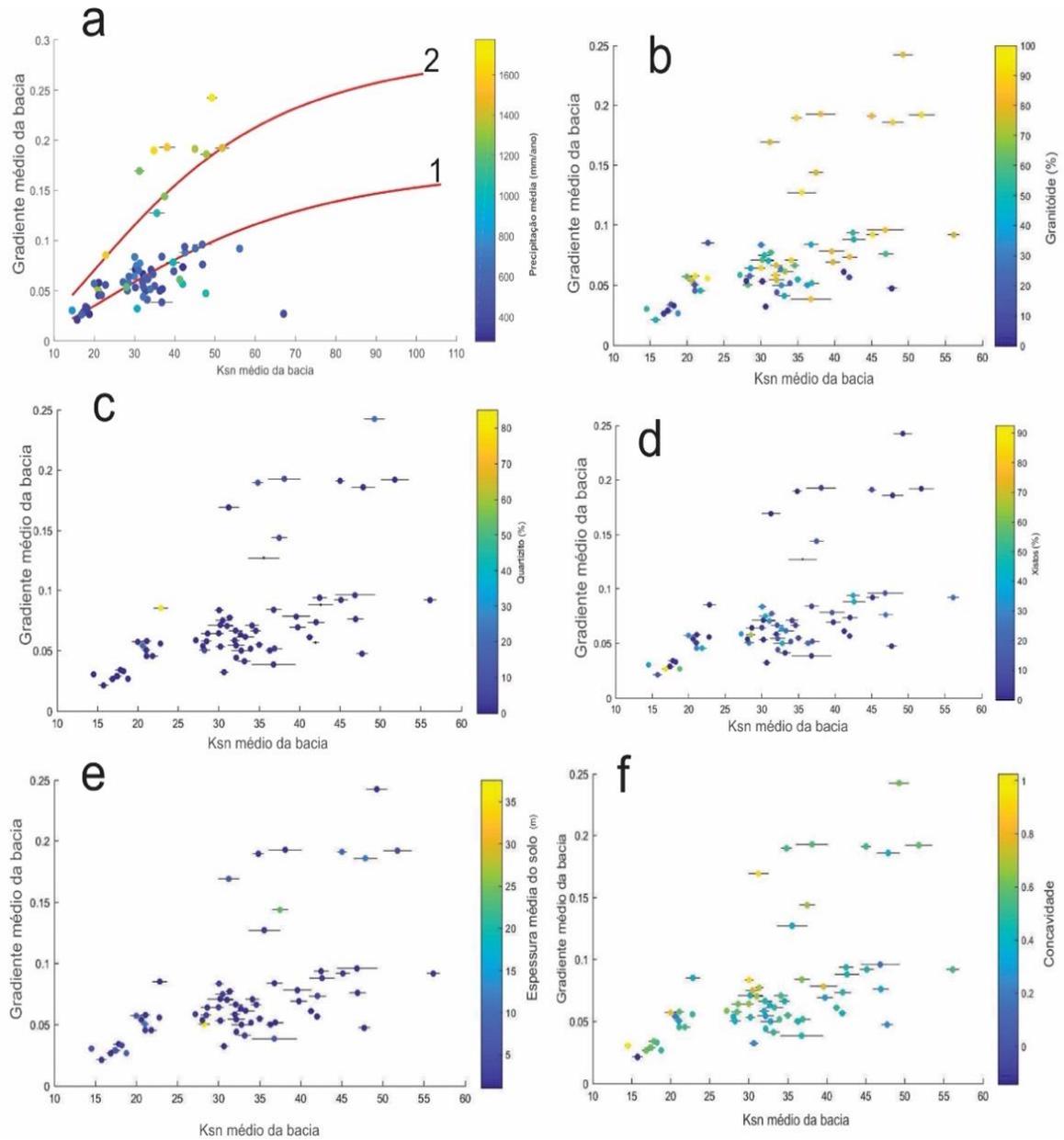
**Figura 5.** Correlação dos parâmetros estudados. Valores em verde possuem coeficiente de Pearson igual à 1, em vermelho igual à -1, e nulos em amarelo.

## Influência climática e/ou tectônica na morfometria das bacias litorâneas brasileiras



**Figura 6.** Matriz de dispersão com a relação média do solo, da precipitação, do gradiente médio e ksn médio.

Os dados de espessura de solo são semelhantes para todas as bacias conforme é exibido no histograma (Figura 6), que possui poucos valores acima de 5 m. Os efeitos de espessuras de solo maior não parecem demonstrar uma relação significativa com ksn (Figura 7). Existe uma relação negativa, porém estatisticamente fraca, entre o índice de concavidade médio das bacias com o percentual de cobertura por material inconsolidado (-0,3; Tabela 1), com coeficiente de Pearson próximo a zero quando correlacionado a outros parâmetros. Porém, este varia levemente com a elevação média, possuindo coeficiente de Pearson -0,28. De fato, não há variação de concavidade com distintos valores de precipitação e litologia predominante nas bacias (Figura 8).

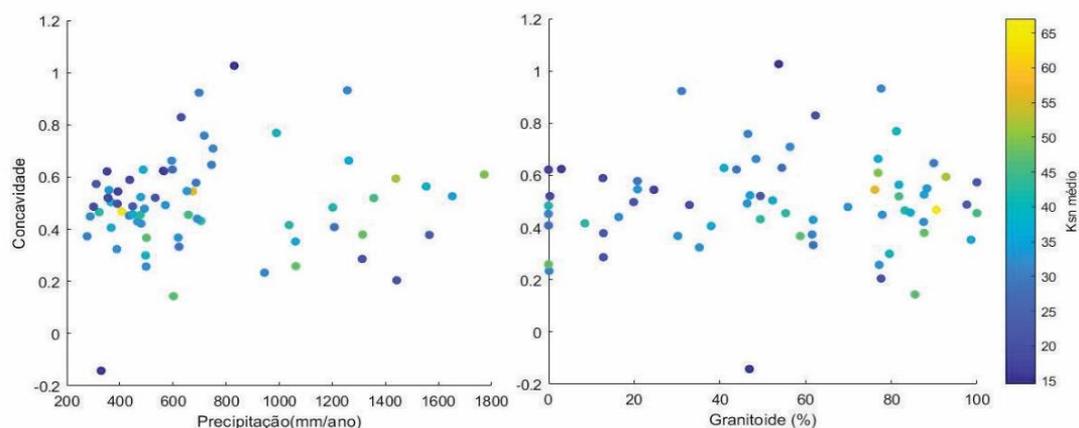


**Figura 7.** Gradiente médio da bacia versus ksn médio. A: precipitação. B: % de granitóide. C: % de quartzitos. D: % de xistos. E: espessura do solo. F: concavidade.

**Tabela 1.** Coeficientes K, D e Sc e as tendências 1 e 2 observadas.

	1	2
<b>K</b>	1,12E <sup>-07</sup>	3,23E-03
<b>D</b>	0.46	0.32
<b>Sc</b>	0.18	0.30

## Influência climática e/ou tectônica na morfometria das bacias litorâneas brasileiras



**Figura 8.** Independência da concavidade com a precipitação e litologia.

O efeito do clima fica mais evidente na análise das médias de Ksn e gradiente topográfico por bacia. Estes formam uma relação positiva entre si, descrevendo um valor 0,58, visível na Figura 6, e Figura 7A. Essa relação possui duas tendências distintas de dados indicando diferentes combinações dos parâmetros K, D e Sc expressos na Tabela 1. As duas tendências possuem valores médios de precipitação distintos (tendências 1 e 2; Figura 7A). A grosso modo, as tendências 1 e 2 descrevem grupos de bacias com valores de precipitação menores e maiores que 1000 mm/ano, respectivamente. Estas tendências distintas não são explicadas por variações litológicas e de espessura de solo (Figura 7A-D). Ainda, a concavidade não interfere nos coeficientes K, D e Sc, possuindo valores dispersos no gráfico. O efeito do clima fica mais evidente na análise das médias de Ksn e gradiente topográfico por bacia. Estes formam uma relação positiva entre si, descrevendo um valor 0,58, visível na Figura 6, e Figura 7A. Essa relação possui duas tendências distintas de dados indicando diferentes combinações dos parâmetros K, D e Sc expressos na Tabela 2.

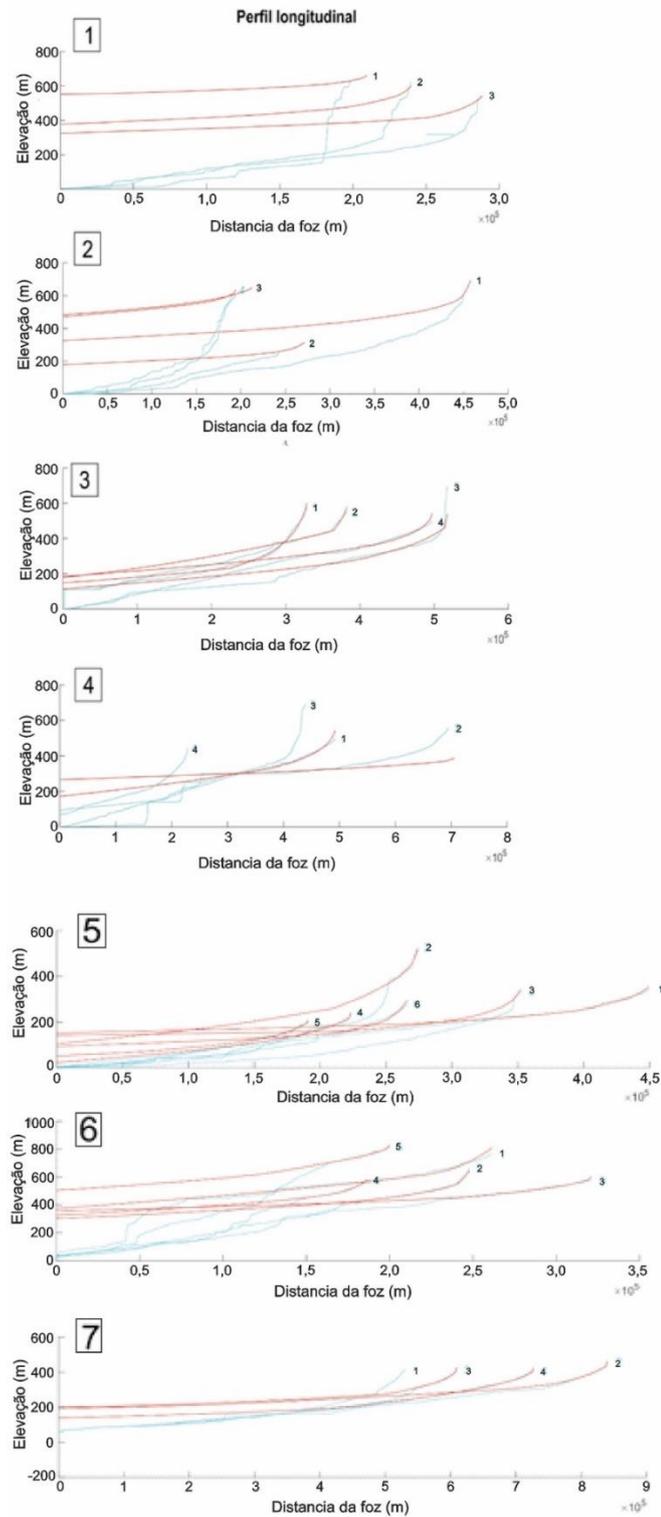
**Tabela 2.** Latitude da foz, diferença entre o relevo projetado e atual.

Latitude	≠ da cota (m)	Latitude	≠ da cota (m)	Latitude	≠ da cota (m)
-11,07	548	-2,37	105	-5,56	184
-10,43	375	-2,04	141	-5,56	172
-10,43	322	-1,89	20	-5,09	266
-10,03	325	-1,53	51	-2,41	152
-9,63	177	-1,29	92	-2,62	-108
-9,45	483	-4,07	344	-2,62	129
-8,91	471	-3,86	273	-2,62	138
-6,48	148	-3,47	327	-3,23	75
-6,48	181	-2,98	296		
-6,03	112	-4,72	474		

As duas tendências possuem valores médios de precipitação distintos (tendências 1 e 2; Figura 7A). A grosso modo, essas tendências descrevem grupos de bacias com valores de precipitação menores e maiores que 1000 mm/ano, respectivamente. Estas tendências distintas não são explicadas por variações litológicas e de espessura de solo (Figuras 7A-D). Ainda, a

concavidade não interfere nos coeficientes K, D e Sc, possuindo valores dispersos no gráfico (Figura 7F). Com a análise da mesma relação porem comparando com litologias observa-se que as litologias graníticas não se relacionam com nenhuma das duas tendências de ksn.

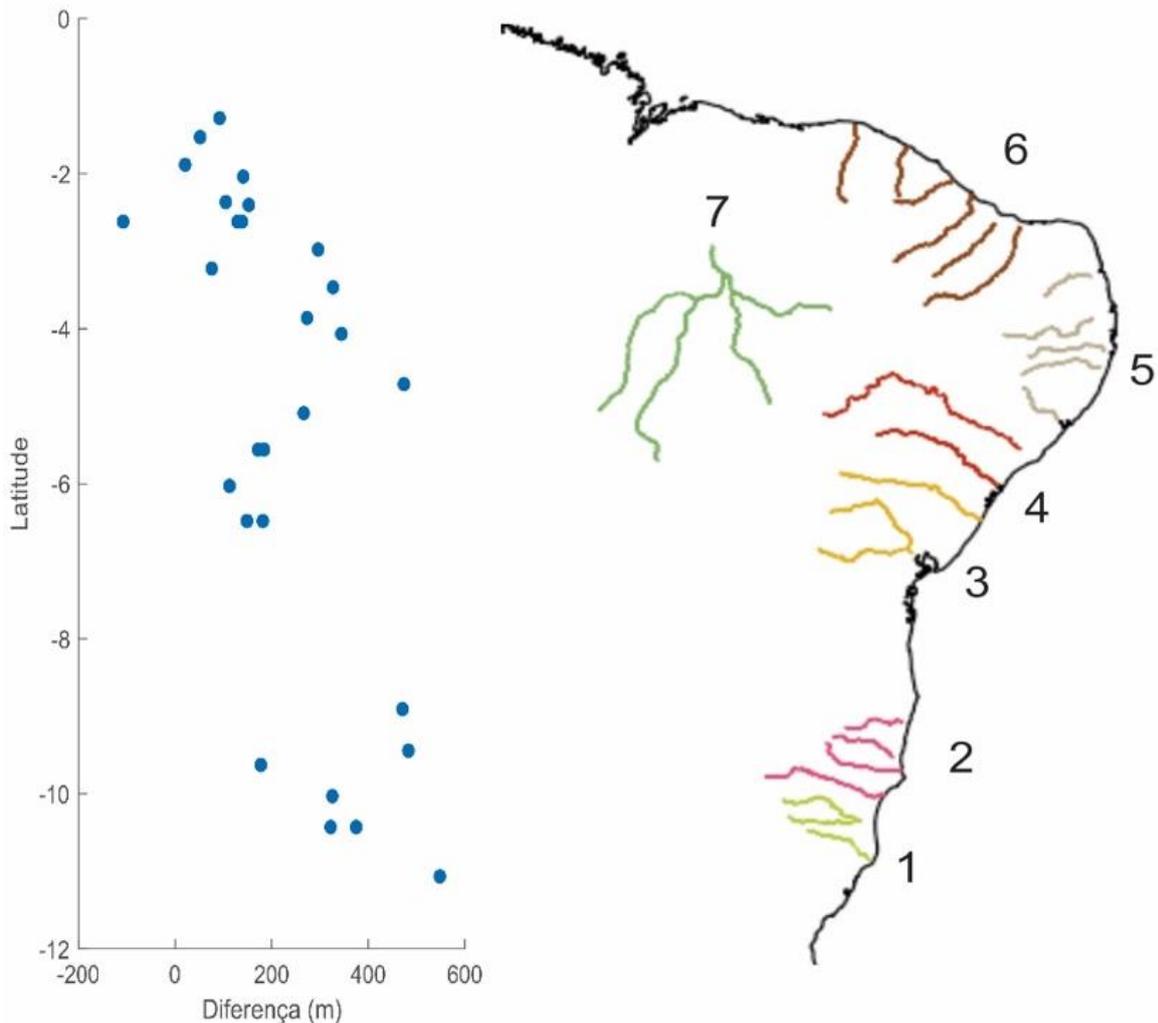
A reconstrução dos perfis longitudinais revelou variações significativas ao longo das latitudes estudadas (Tabela 2; Figuras 9 e 10).



**Figura 9.** Perfil longitudinal dos rios e paleo reconstruções realizadas.

## Influência climática e/ou tectônica na morfometria das bacias litorâneas brasileiras

A projeção foi feita em segmentos de rios próximos à cabeceira que antecedem quebras de gradientes. Estes *knickpoints* da porção mais elevada são possivelmente causados por variações litológicas ou mudanças no nível de base. Assim, as regiões relictas podem representar paisagens protegidas (no caso litológico) ou em processo de consumo (no caso dinâmico / queda do nível de base). De toda forma, estas regiões possuem caráter de equilíbrio e podem representar porções preservadas de processos denudacionais.



**Figura 10.** Diferença entre o relevo atual e o projetado.

As diferenças de cota obtidas variam entre 20 e 550 m (Tabela 2; Figura 10). Localmente, não são semelhantes, como é o caso dos rios da região sudeste (latitude em torno de  $-10^\circ$ ) em que as diferenças de cota da foz variam de 177m a 548m (Figura 10, perfis 1 e 2). Porém, ao analisarmos o conjunto de rios entre as latitudes  $-1^\circ$  e  $-6^\circ$ , é observado um padrão de crescimento e diminuição das diferenças de norte a sul. Além disso ao analisarmos todo o conjunto de dados, é possível observar que as diferenças crescem em direção a latitudes mais altas, ou seja, em direção ao sul.

A concavidade de rios pode ser controlada por variações na taxa de vazão em direção à foz (Whipple e Tucker 1999) e modificada por características do substrato rochoso. Portanto, era premissa do presente trabalho que, com variações na taxa de precipitação e na litologia dominante das bacias, haveria variações sistemáticas de concavidade. Porém isto não foi observado (Figura 8). Possivelmente, a concavidade não se altera, pois, a distribuição de chuvas pode ser homogênea ao longo de toda a bacia nas sub-regiões estudadas. Dessa forma, a taxa de fluxo aumenta proporcionalmente da cabeceira à foz, sem modificações significativas em como esse aumento ocorre dentro de cada sub-região. Os dados coletados suportam esta hipótese, porém esta proposta carece de confirmação e foge do escopo deste trabalho. Esta observação é condizente com conclusões de Wobus et al. (2006), que sustentou a independência da concavidade em relação ao clima, à litologia e à tectônica em regiões tectonicamente ativas. O fato disto ser observado em regiões tectonicamente inativas sugere que esta conclusão pode ser trazida para paisagens em margens passivas.

Uma possível influência climática nas paisagens estudadas é evidente nos dados de  $k_{sn}$  e gradiente topográfico (Figura 7). Primeiro, há correlação positiva entre gradiente e taxa de precipitação (Figura 6). Segundo, a relação entre  $k_{sn}$  e gradiente topográfico, a qual é ditada pelos coeficientes  $K$ ,  $D$  e  $Sc$ , revela duas tendências que são separadas pelo clima das bacias estudadas. Ainda, os dados que relacionam as litologias principais não são capazes de justificar nenhuma das tendências. Já os dados de precipitação podem ser diretamente relacionados (Figura 7). Terceiro, a tendência 2 (regiões mais úmidas) é caracterizada por coeficiente de erodibilidade mais alto que a tendência 1 (Tabela 1), mostrando que possivelmente há diferença na eficiência de erosão entre as regiões, e que esta talvez seja controlada pelo clima (Figura 7).

Um cenário em que não se pode concluir a influência do clima nas tendências observadas seria o de variações na taxa de soerguimento ao longo das latitudes estudadas. Outro cenário seria o de diferenças latitudinais na topografia pré-existente. Ambos estes cenários são plausíveis dadas as diferenças altimétricas entre a foz dos rios atuais e aquelas reconstruídas por análise morfométrica (Figura 10). Mecanismos plausíveis para causar variação de taxas de soerguimento em borda continental de margem passiva são: (1) flexura induzida por erosão (Gilchirst; Summerfield 1990, Sacek et al. 2012, Braun 2018) e (2) topografia dinâmica (Moucha; Forte 2011). Portanto, as observações de diferentes tendências nos dados topográficos condizentes com climas diferentes devem ser consideradas com cautela.

Em regiões tectonicamente ativas como as montanhas de Caucasus, este tipo de diferença não é observado (Forte et al 2016). É possível que isso se dê pela forte influência da tectônica ativa que causa aumento dos gradientes topográficos e fluviais e, assim, domina completamente os processos erosivos, mascarando o papel do clima (Forte et al. 2016). Isto também é observado no sul dos Andes Centrais, onde, apesar da existência de sombras de chuva em que o Chile possui clima temperado e a Argentina com clima árido, não são observadas diferenças nas taxas de erosão (Val et al. 2018). Os resultados aqui obtidos indicam que esta expectativa não pode ser adotada para paisagens tectonicamente inativas, mostrando que a influência da chuva, topografia pré-existente e/ou mudanças no soerguimento ao longo do tempo devem, de alguma forma, ser incorporados em modelos evolutivos de paisagens em margens passivas.

As teorias unificadoras de evolução do relevo sustentam que há um declínio topográfico após a perturbação do nível de base pelo soerguimento (Figura 4). Estas teorias sugerem que

## **Influência climática e/ou tectônica na morfometria das bacias litorâneas brasileiras**

paisagens tectonicamente inativas evoluíram de maneira semelhante após a perturbação. Os resultados do presente estudo mostram que, apesar de responderem ao mesmo nível de base (oceano Atlântico) desde a separação dos continentes Sul-Americano e africano, porções diferentes do continente podem não ter evoluído de maneira uniforme como sugerem os modelos de Penck (1953) e Davis (1899). Notando que foram observadas diferenças nos valores de eficiência erosiva (K) e de transporte de regolito em vertentes (D), entende-se ainda que as formas das paisagens estudadas se modificaram ao longo do tempo de acordo com o seu contexto climático e/ou regional (topografia pré-existente ou soerguimento diferenciado). Desta maneira, é difícil sustentar que uma única teoria como as de Penck (1953) e Davis (1899) possa descrever a evolução da forma das paisagens continentais em margem passiva caracterizadas por gradientes climáticos e topográficos.

### **CONCLUSÃO**

O presente trabalho utilizou métodos de análises morfométricas em conjunto com análises de perfis longitudinais e paleo-elevações de rios em bacias costeiras brasileiras a fim de investigar as influências climáticas neste contexto geológico. Os resultados de concavidade das bacias analisadas não foram suficientes para a análise do clima nas condições de margem continental passiva, se mostrando uma variável independente do clima e litologia, sustentando os resultados obtidos por Wobus et al (2006). Já os valores de ksn se mostrou sensível a mudanças de precipitação e gradiente topográfico. A relação entre ksn e gradiente topográfico exibe tendências de crescimento que se mostraram dependentes da precipitação. Estas tendências estão relacionadas com o coeficiente de erodibilidade que em ambientes mais úmidos possui valores maiores, ou seja, a quantidade de água disponível no sistema facilita e acelera os processos erosivos.

Além disso, as reconstruções de paleo-elevação exibiram padrões de elevação e paleo-elevação distintos, mesmo possuindo mesmo nível de base que remonta ao cretáceo, tempo suficiente para homogeneizar toda a costa brasileira. A heterogeneidade da elevação da costa brasileira talvez tenha sua origem durante o processo de rifteamento ou durante a evolução da margem passiva até os dias atuais sobre influência de plumas mantélicas, condições que podem perturbar as interpretações relacionadas a influência do clima na morfometria das bacias.

Portanto, os métodos de análise morfométrica revelaram a possível influência do clima na forma do relevo costeiro brasileiro. No entanto, processos endógenos que podem ter ocorrido durante a evolução de uma margem continental passiva e/ou os efeitos da topografia pré-existente são objetos que não foram avaliados neste estudo, mas que podem influenciar as tendências observadas. Deste modo, a conclusão sobre o controle climático nas tendências observadas não é definitiva. Para isto, são necessários estudos locais e mais detalhados.

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

ADLER, R.F. et al. Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-present). **Journal Hydrometeorology**, New York, v.4, p. 1147-1167, 2003.

ALMEIDA, F.F.M. et al. The Precambrian evolution of South American cratonic margin In: Nairs A.E.M; Stehli F.G. **The ocean basins and margins**, 1 ed., vol. 1, p. 411-446, 1973.

ALMEIDA, F.F.M. **Origem e Evolução da plataforma brasileira**, Rio de Janeiro, DNPM. 1976. 36 p.

ALVES, J.M.P.; Castro, P.T.A. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do rio Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 33, p. 117-127, 2003.

BOERS, N. et al. Complex networks identify spatial patterns of extreme rainfall events of the South American Monsoon System. **Geophysical Research Letters**, Malden, v. 40, p. 4389-4392, 2013.

BOOKHAGEN, B.; STRECKER, M.R. Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. **Geophysical Research Letters**, Malden, v. 35, p. 1-6, 2008.

BRAUN, J. A review of numerical modeling studies of passive margin escarpments leading to a new analytical expression for the rate of escarpment migration velocity. **Gondwana Research**, Amsterdã, v. 53, p. 209-224, 2018.

BURBANK, D.W.; Anderson R.S. **Tectonic Geomorphology**, Cambridge, Cambridge University Press. 2001. 356 p.

DAVIS, Vi. M. The Geographical Cycle. **The Society Geographical Report**, London, v. 14, p. 481-504, 1899.

FORTE, A.M. et al. Decoupling of modern shortening rates, climate, and topography in the Caucasus. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdã, v. 449, p. 282-294, 2016.

FORTE, A.M.; WHIPPLE, K.X. Criteria and tools for determining drainage divide stability. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdã, v. 493, p. 102-117, 2018.

GARREAUD, R. et al. Present-day South American Climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdã, v. 281, p. 180-195, 2009.

GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. Differential Denudation and Flexural Isostasy in Formation of Rifted-margin Upwarps. **Nature**, California, v. 346, p. 739-742, 1990.

HACK, J.T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **American Journal of Science**, Connecticut, v. 258, p. 80-97, 1960.

## **Influência climática e/ou tectônica na morfometria das bacias litorâneas brasileiras**

IGREJA, H.L.S. **Aspectos do modelo neotectônico da placa sul-americana na província estrutural amazônica, Brasil. Manaus.** Tese de Professor Titular, Instituto de Geociências, Fundação Universidade do Amazonas. 1999. 128 p.

JARVIS, A. et al. Hole-filled SRTM for the globe [Web publication/site].

LIEBMANN, B. et al. An Observed Trend in Central South American Precipitation. **Journal of Climate**, Boston, v. 112, p. 4357-4367, 2004.

MELLO, A.A. et al. A tectônica linear no Estado do Ceará. In: **Cong. Bras. Geol.**, Recife, Anais, v. 1, p. 393-407, 1978.

MOUCHA, R.; FORTE, A. Changes in African topography driven by mantle convection. *Nature Geoscience - NAT GEOSCI.* 4. 707-712. 10.1038/ngeo1235. 2011

PENCK, W. **Morphological analysis of land forms: a contribution to physical geology**, London, Macmillan. 1953. 429p.

ROSSETTI D.F. The role of tectonics in the late Quaternary evolution of Brazil's Amazonian landscape. **Earth-Science Reviews**, Amsterdã, v. 139, p. 362-389, 2014.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Revista Geonomos**, Minas Gerais, v. 1, p. 1-15, 1993.

SACEK, V. et al. The influence of rifting on escarpment migration on high elevation passive continental margins, **Journal of Geophysical Research**, Amsterdã, v. 117, p. 12-24, 2012.

SCHWANGHART, W; SCHERLER, D. TopoToolbox 2 - MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics.* 2: 01-07. 2014

SILVA, C.L. et al. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 79, p. 693-711, 2007.

SEYBOLD, H. et al. Climate's watermark in the geometry of stream networks. **Geophysical Research Letters**, Amsterdã, v. 44, p. 2271-2280, 2017.

VAL, P. et al. Tectonic control of erosion in the southern Central Andes. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdã, v. 482, p. 160-170, 2018.

VASCONCELOS, P.M.; Carmo, I.O. Calibrating denudation chronology through  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  weathering geochronology. **Earth-Science Reviews**, Amsterdã, v. 179, p. 411-435, 2018.

WHIPPLE, K. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. **Nature Geoscience**, Califórnia, v. 2, p. 97-104, 2009.

WHIPPLE, K.; TUCKER, G.E. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. **Journal of Geophysics Research**, Amsterdã, v. 104, p. 661-17.674, 1999.

WOBUS, C. et al. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. **Special Paper of the Geological Society of America**, New York, v. 398, p. 55-74, 2006.



## Capítulo 6

**Microestruturas indicativas de fusão em litotipos do Complexo Nova Venécia e da Supersuíte G2, estado do Espírito Santo***Renata Freire Davel<sup>1</sup>; Edgar Batista de Medeiros Júnior<sup>2</sup>*

**RESUMO.** As rochas de fácies de granulito da região do estado Espírito Santo são invariavelmente classificadas como migmatitos. No presente trabalho procurou-se identificar nesses litotipos microestruturas indicativas de processos fusão parcial. Foram descritos metatexitos estromáticos do Complexo Nova Venécia caracterizados pela intercalação de camadas ricas em quartzo, feldspato e/ou granada (leucossoma ou neossoma) e outras ricas em biotita e sillimanita (residuum). Em rochas da Supersuíte G2 verificou-se uma foliação dada por biotita e uma mineralogia constituída essencialmente por quartzo e feldspato, com granada. Essa composição é semelhante a do neossoma encontrado nas rochas do Complexo Nova Venécia. É comum a ocorrência de bolsões de um litotipo de composição granítica com contatos difusos com as rochas da Supersuíte G2. Esse litotipo é correlacionável a Supersuíte G3 e é composto basicamente por quartzo, feldspato, granada e/ou cordierita, que frequentemente envolve grãos de granada. As relações de campo indicam a existência de fusão nos litotipos encontrados. Isso é confirmado pela ocorrência de microestruturas indicativas desse processo, como simplectitas de biotita com quartzo, filmes finos de minerais envolvendo outras fases e a existência de minerais como feldspatos geralmente bem formados. A história das rochas estudadas sugere um processo metamórfico de fácies granulito que gerou os litotipos do Complexo Nova Venécia, que por fusão parcial deram origem a litotipos da Supersuíte G2, que provavelmente passaram por fusão parcial e geraram a Supersuíte G3. Posteriormente ocorreu um processo de descompressão, provavelmente associado ao colapso do Orógeno Araçuaí.

**PALAVRAS-CHAVE.** Microestruturas de Fusão; Complexo Nova Venécia; Migmatitos.

**INTRODUÇÃO**

O estudo de migmatitos auxilia no entendimento dos processos de fusão que ocorrem na crosta continental (Sawyer, 2008). Saber como se identifica as fusões é de extrema importância para confirmar a existência do processo anatético e, com isso, estabelecer um modelo geotectônico evolutivo mais coerente com a evolução de uma área. Na maior parte das vezes que as rochas são denominadas como migmatitos a presença de fusão não é confirmada, o que indica que tal informação interfere na história geológica de uma região. No presente trabalho procurou-se identificar em rochas localizadas no estado do Espírito Santo, região composta por granulitos e granitoides anatóticos (Pedrosa-Soares et al., 2007), microestruturas indicativas de processos fusão, caracterizando a sua ocorrência e o seu grau.

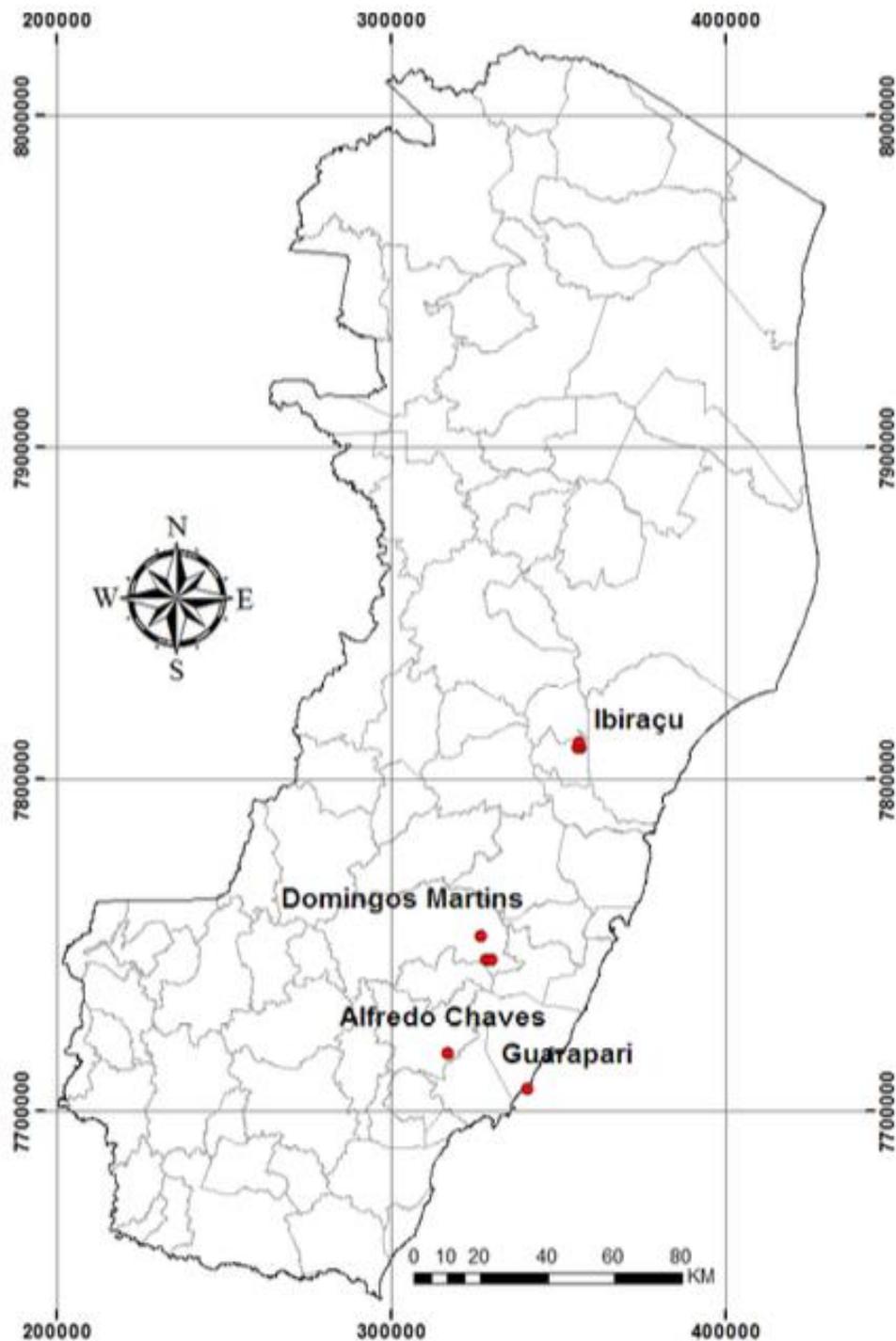
<sup>1</sup>Geóloga autônoma – Vila Velha, ES, Brasil;

<sup>2</sup>Departamento de Solos da Universidade Federal Viçosa (DPS/CCA-UFV) – Viçosa, MG, Brasil

## Microestruturas indicativas de fusão em litotipos do Complexo Nova Venécia e da Supersuíte G2, estado do Espírito Santo

### LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo compreende pontos em quatro municípios distintos que vai da região norte a região sul do estado do Espírito Santo. Sendo um ponto em Alfredo Chaves, três pontos em Domingos Martins, um ponto em Guarapari e três pontos em Ibirapu (Figura 1). Compreendendo paralelos dos 19° e 21° latitudes Sul e entre os meridianos 40°15' e 40°32' de longitude Oeste.



**Figura 1.** Localização dos pontos amostrados.

**GEOLOGIA REGIONAL**

A região estudada está inserida dentro do Domínio interno do Orógeno Araçuaí, região constituída essencialmente por rochas de fácies granulito do Complexo Nova Venécia e os granitoides sincolisionais (Supersuítas G2 e G3). O Complexo Nova Venécia é composto essencialmente sillimanita-granada-cordierita-biotita paragnaisse (também chamado de gnaiss kinzigítico) e, cordierita granulito com intercalações de rochas calciossilicáticas (Pedrosa-Soares et al. 2007; Gradim et al. 2005). Segundo o Roncato Jr. (2009) esses litotipos possuem variadas intensidades de migmatização que vão desde metatexito a diatexito. Apresentam estruturas muitas vezes, estromática, caracterizada por apresentar bandamento composicional com espessura centimétrica formados por bandas de minerais aluminosos – mesossomas, intercaladas com bandas de quartzo-feldspática – leucossomas. Apresentam ainda estruturas dobradas, bandas ora de rochas calciossilicáticas e ora leucossomas graníticos, foliação metamórfica dobrada e que pode chegar a ser milonítica com aspecto anastomosado. O autor supracitado salienta que o contato dessas rochas com os granitoides do tipo S da Supersuíte G2 é transicional e, em alguns casos, este último ainda pode conter porção de paragnaises em seu interior. Pedrosa-Soares et al. (2007) afirmam que isso indica que esses restos de gnaiss granulítico representam o resíduo granulítico resultante do processo de migmatização. A Supersuíte G3 foi formada durante o estágio tardi-colisional compreendido entre 540 e 525 Ma. A formação dessas rochas está relacionada a refusão dos granitoides da Supersuíte G2 (Noce et al. 2004; Pedrosa-Soares et al. 2001). As feições petrográficas e estruturais evidenciam que os chamados leucogranitos com granada da Supersuíte G3 são produtos da fusão parcial de granitos G2 deformados (Pedrosa- Soares et al. 2006).

**METODOLOGIA**

O presente trabalho foi dividido nas seguintes etapas: a etapa pré-campo, etapa de campo e pós-campo. Na etapa pré-campo foi realizada uma revisão bibliográfica através de artigos, livros e revistas geológicas sobre o contexto geotectônico e geológico da área estudada, bem como a geologia regional e local.

Durante a etapa de campo ocorreu a coleta de amostras e dados de campo em quatro municípios previamente selecionados, sendo eles, Alfredo Chaves (1 ponto), Ibirajú (3 pontos), Guarapari (1 ponto) e Domingos Martins (3 pontos), totalizando oito pontos (Figura 1). Em cada ponto visitado utilizou-se caderneta, além de GPS para o registro das coordenadas (com projeção UTM em datum WGS 84, o modelo é usado foi o Garmin Etrex), marreta, bússola, lupas, máquina fotográfica, para o registro de imagens ilustrativas do trabalho.

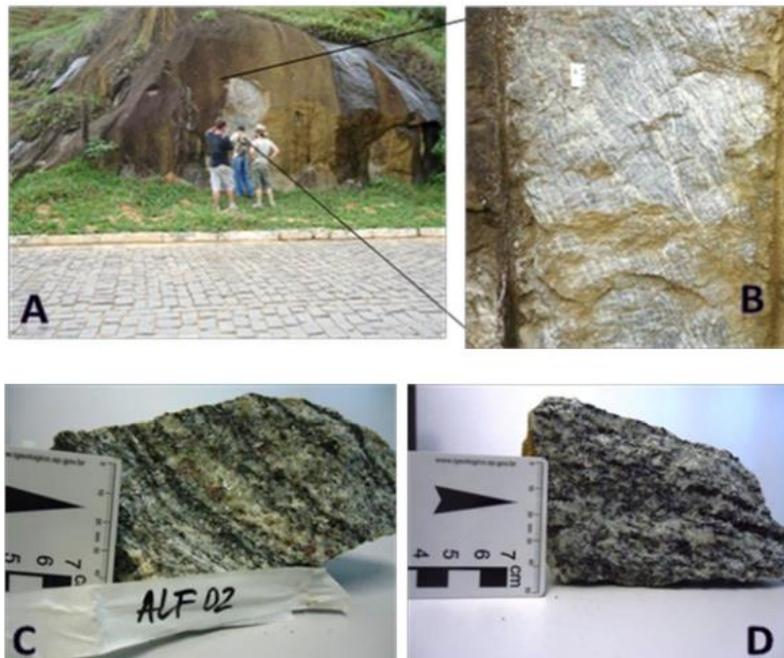
A etapa pós-campo consistiu na separação das amostras coletas para confecção de 31 lâminas, na realização de descrição petrográfica em microscópio de luz polarizada e transmitida e na identificação e caracterização de microestruturas de fusão com no livro “Atlas of Migmatites” de Sawyer (2008).

## Microestruturas indicativas de fusão em litotipos do Complexo Nova Venécia e da Supersuíte G2, estado do Espírito Santo

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste item são descritas as amostras de rochas dos quatro municípios visitados: Alfredo Chaves, Ibirapu, Guarapari e Domingos Martins. São apresentadas suas principais características microestruturais e suas relações de contato com rochas associadas.

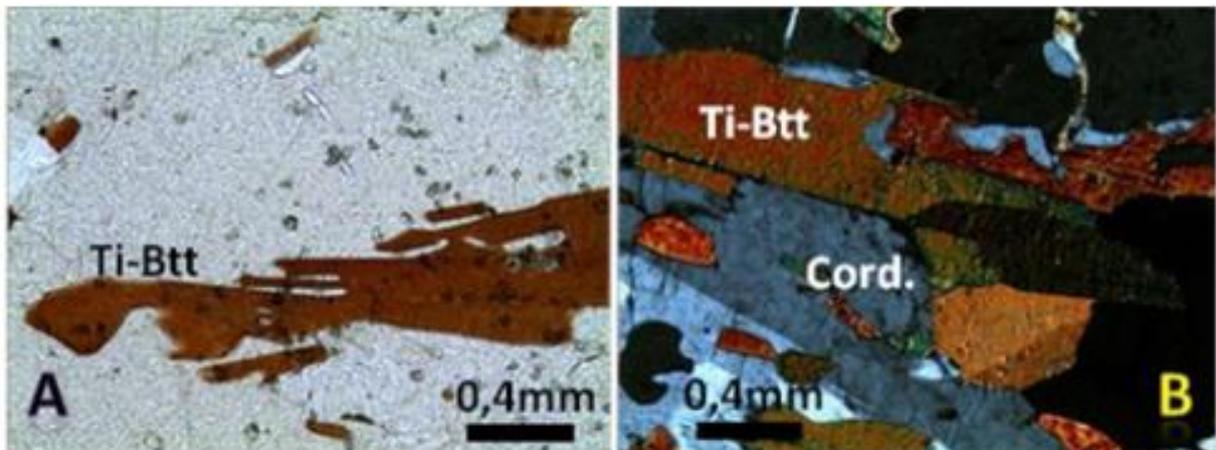
Na região de Alfredo Chaves observou-se um afloramento situado em um corte de estrada, próximo ao centro da cidade (Figura 2A). O afloramento trata-se de uma rocha metamórfica com bandamento estromático (Figura 2B) que varia de milimétrico a centimétrico com alto ângulo, composto essencialmente por: biotita, quartzo, k-feldspato e granada (Figuras 2C e 2D). Foram ainda medidas as direções das foliações e obtiveram-se as direções preferenciais como 285/57.



**Figura 2.** A: Visão geral do afloramento em corte de estrada. B: Visão mais detalhado do bandamento estromático. C e D – Detalhes da intercalação de camadas quartzo-feldspáticas com granada e de camadas ricas em minerais máficos, com destaque para biotita.

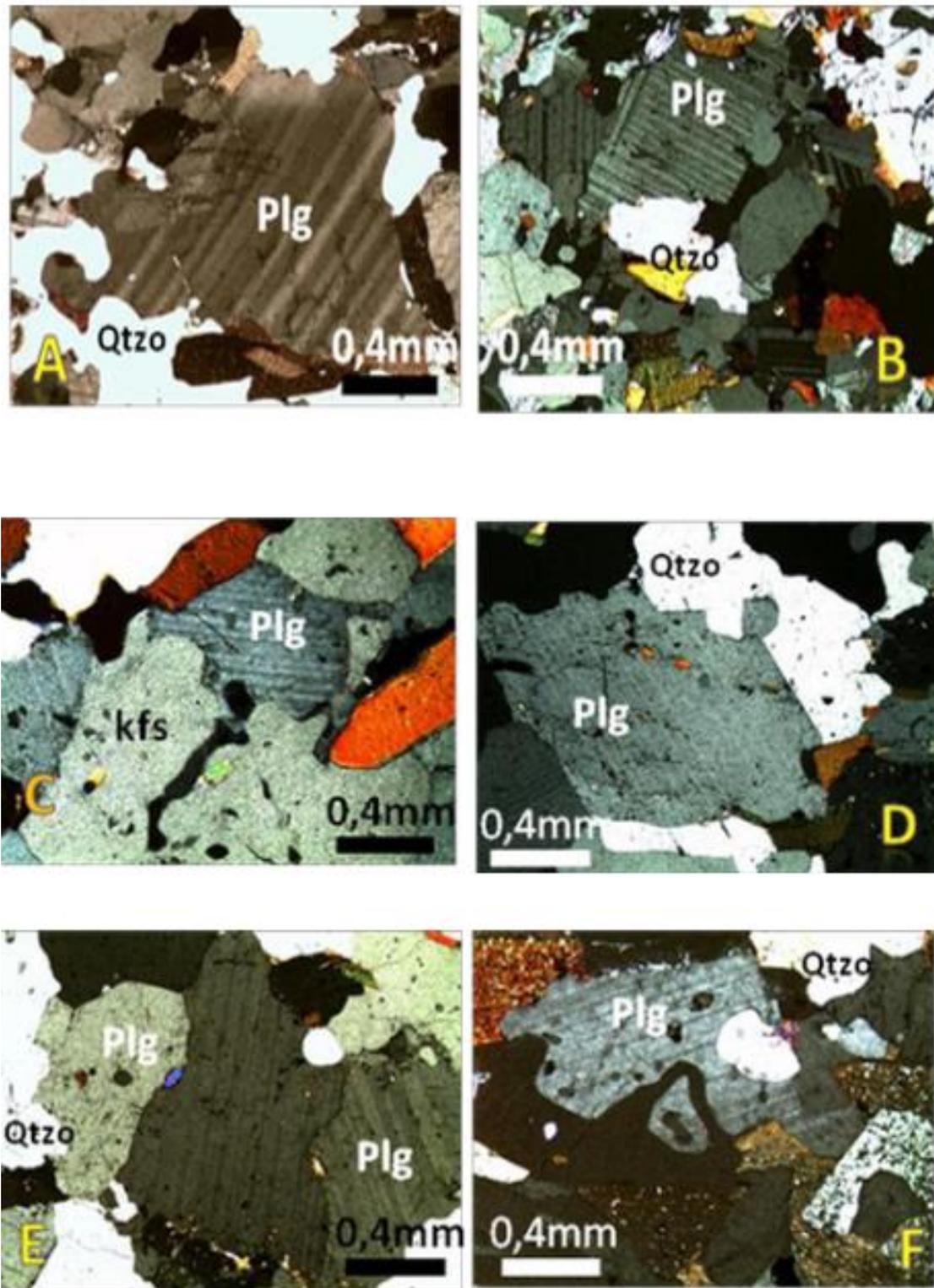
A rocha em questão pode ser denominada metatexito estromático. Em escala microscópica possui textura granolepidoblástica, com intercalação de camadas ricas em plagioclásio, k-feldspato, quartzo, granada e cordierita de granulação média a grossa e outras com biotita e sillimanita que apresentam orientação preferencial. A biotita compõe de 10 a 31% e ocorre como palhetas tabulares de pleocroísmo castanho-avermelhado a amarelo-pálido que possuem orientação preferencial e granulação entre 0,06 a 2,50 mm. Alguns grãos ocorrem formando simplectitas com quartzo (Figuras 3A e 3B). Inclusões de zircão e/ou monazita, sillimanita e opacos são comuns. Grãos de biotita podem estar inclusos em granada, plagioclásio, quartzo e cordierita. O quartzo perfaz de 23 a 38% e ocorre como granoblastos anédricos de granulação que varia de 0,05 mm a 2,5 mm. Frequentemente tem extinção ondulante, subgrãos e formação de novos grãos. Possui inclusões de biotita, sillimanita, k-feldspato e zircão e pode estar incluso em cordierita, granada com eventual filme de

plagioclásio e biotita. O k-feldspato compõe de 2 a 22% da rocha e ocorre como grãos anédricos de granulação que varia de 0,30 a 2,5mm e geralmente exhibe micropertitas. Possui inclusões de biotita, plagioclásio e quartzo e pode estar incluso em granada, cordierita, sillimanita e biotita. É possível observar a presença de filmes de k-feldspato nos contatos entre k-feldspato e quartzo. O plagioclásio perfaz de 12 a 27% e ocorre sob a forma de granoblastos anédricos a subédricos (Figuras 4D e 4E) de granulação que varia de 0,16 mm a 2,50 mm. Possui maclas polissintéticas, que algumas vezes estão evanescentes (Figura 4A). Alguns grãos portam microantipertita (Figura 4B), apresentam inclusões de apatita, zircão, sillimanita e biotita, além de estarem parcialmente substituídos por sericita em suas bordas. Geralmente ocorrem filmes de plagioclásio no contato com k-feldspato, com quartzo e em granada (Figura 4C). A granada (até 9% em volume modal) ocorre como grãos anédricos a subédricos (Figura 5A) de 0,22 a 2,5 mm. São frequentes inclusões de biotita, quartzo e sillimanita. Alguns grãos estão envolvidos por cordierita (Figura 5B) e por filmes de plagioclásio (Figura 5C). A cordierita perfaz até 10% da rocha e ocorre como grãos anédricos frequentemente alongados na direção da foliação. Os grãos variam de 0,3 mm a 2,5 mm, comumente possuem maclas polissintéticas acunhadas e estão parcialmente pinitizados. Alguns grãos formam coronas simplectíticas com quartzo ao redor de granada. Inclusões de biotita, sillimanita, zircão e/ou monazita são bastante comuns. A sillimanita perfaz de 1 a 10% e ocorre como grãos alongados de 0,02 a 0,60 mm frequentemente orientados segundo a foliação principal. Alguns grãos formam trilhas orientadas em cordierita e granada. Os minerais acessórios mais comuns são zircão, apatita e opacos, perfazendo em torno de 1%. Rutilo é raro e está associado a biotita e opacos.

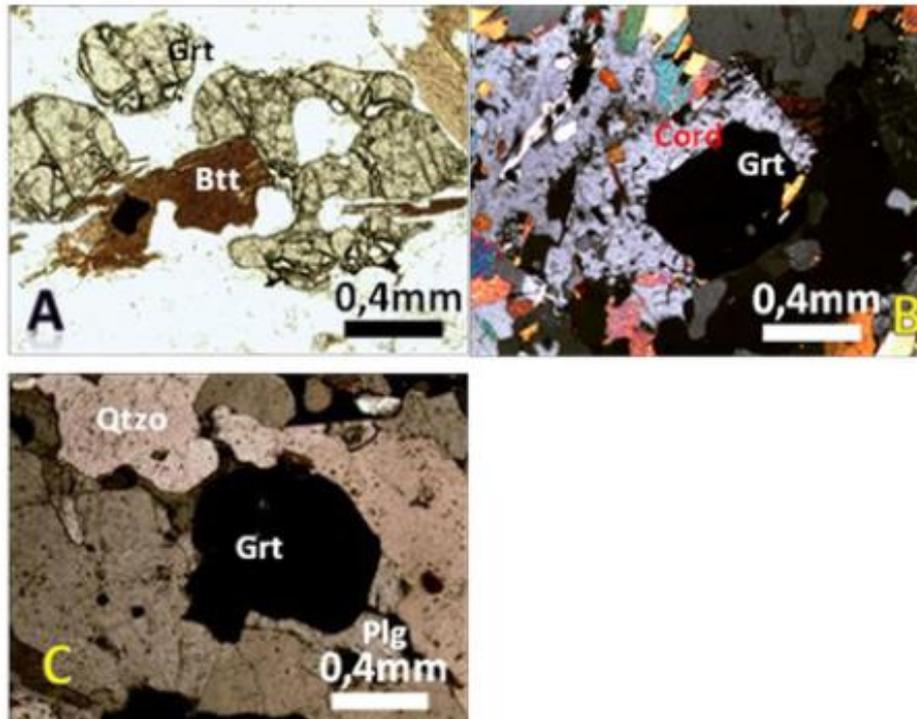


**Figura 3.** A: Simplectita de biotita (Btt) em (LPP). B: Biotita (btt) simplectítica associada a cordierita (Cord) (LPX). LPP: Luz polarizada plana; LPX: Luz polarizada cruzada.

**Microestruturas indicativas de fusão em litotipos do Complexo Nova Venécia e da Supersuíte G2, estado do Espírito Santo**



**Figura 4.** A: Plagioclásio (Plg) anédrico e contato amebóide (LPX). B: Plagioclásio (Plg) anédrico com textura antipertítica (LPX). D: Plagioclásio (Plg) subédrico em (LPX). E: Contato interlobado de plg em (LPX). F: K-feldspato envolvendo parcialmente o plagioclásio (Plg) (LPX). LPX: luz polarizada cruzada.

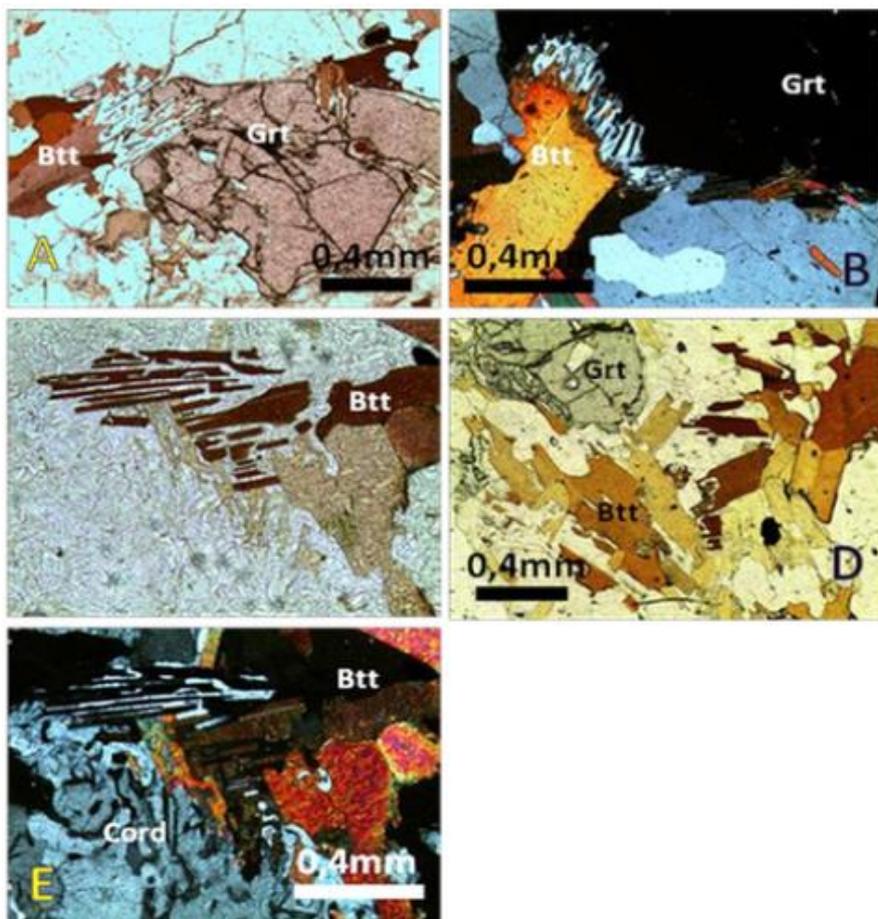


**Figura 5.** A: Hábito anédrico de granada (Grt) associada a biotita (Btt) (LPP). B: Textura coronítica de cordierita em granada (LPX). C: Filme de plagioclásio (Plg) ao redor de granada (LPX). LPP: Luz polarizada plana. LPX: Luz polarizada cruzada.

Na região do município de Domingos Martins os afloramentos estudados apresentam formas arredondadas e as rochas encontradas possuem bandamento estromático comumente milimétrico, composto por camadas de biotita, sillimanita, k-feldspato, cordierita, quartzo, plagioclásio e opacos intercaladas com outras compostas por granada, plagioclásio, cordierita, quartzo e opacos. Essa rocha pode ser caracterizada por como um metatexito estromático, que apresenta uma textura granolepidoblástica caracterizada por minerais granoblásticos como quartzo, feldspatos e cordierita associados a sillimanita e biotita orientadas. O quartzo compõe de 12 a 40% e ocorre como granoblastos anédricos de granulação que varia de 0,05 mm a 2,50 mm. Comumente possui extinção ondulante e formação de novos grãos por rotação de subgrãos a formação de novos grãos. Possui inclusões de zircão, opacos, plagioclásio, biotita e sillimanita. Em algumas porções ocorre na forma simplectítica com biotita. O k-feldspato perfaz de 11 a 32% da rocha e ocorre como grãos anédricos de granulação que varia de 0,45 a 2,5 mm e que geralmente possuem micropertitas. Alguns grãos estão triclinizados e possuem extinção ondulante. Em todas as lâminas delgadas analisadas, pode ocorrer como filme envolvendo plagioclásio. Possui inclusões de quartzo, biotita, sillimanita, rutilo e apatita. O plagioclásio perfaz de 5 a 23% e ocorre como grãos anédricos a subédricos que exibem contatos interlobados a poligonizados. Sua granulação varia de 0,20 mm a 2,50 mm e frequentemente possui maclas polissintéticas, por vezes, evanescentes. Alguns grãos apresentam inclusões de quartzo, biotita, k-feldspato, sillimanita e opacos. Filmes de plagioclásio podem ocorrer envolvendo granada e feldspatos. A biotita compõe de 5 a 22% e ocorre como palhetas tabulares de pleocroísmo castanho-avermelhado a amarelo-pálido orientadas segundo a foliação principal. As palhetas possuem granulação entre 0,04 e 2,50 mm. Pode formar simplectitas com

## Microestruturas indicativas de fusão em litotipos do Complexo Nova Venécia e da Supersuíte G2, estado do Espírito Santo

intercrescimento de quartzo (Figuras 6A, 6B, 6C e 6D e 6E). Possui inclusões de zircão e/ou monazita, quartzo, plagioclásio, k-feldspato, rutilo, apatita, cordierita e sillimanita. A cordierita perfaz de 3 a 20% e ocorre como grãos anédricos que frequentemente exibem maclas polissintéticas acunhadas. Sua granulação varia de 0,1 mm a 2,5 mm e está parcialmente pinitizada. Ocorre envolvendo diferentes fases minerais como feldspatos, quartzo e granada. Nesse último, forma coronas simplectíticas com quartzo. Em outras seções ocorre na forma simplectitas com quartzo em meio a matriz da rocha (Figura 6E). Inclusões de biotita, sillimanita, zircão e/ou monazita estão presentes. A granada compõe de 5 a 9% e ocorre como grãos anédricos a subédricos de granulação que varia de 0,10 a 2,5 mm. Comumente possui inclusões de biotita, quartzo, sillimanita e, mais raramente, zircão e cordierita. Ao longo de suas fraturas verifica-se a presença de sericita. É comum também a presença de filmes parciais de alguns cristais de granada, filmes de k-feldspato e plagioclásio, corona parcial de cordierita silmplectítica. A sillimanita perfaz até 4% e ocorre como grãos alongados de 0,01 a 0,45 mm comumente com orientação preferencial. Pode se apresentar inclusa em biotita, plagioclásio, cordierita, granada e k-feldspato. Os minerais acessórios presentes são zircão e/ou monazita, apatita, rutilo e opacos, perfazendo em torno de 2%. Dentre os minerais secundários, tem-se clorita que ocorre substituindo biotita e cordierita, e sericita e carbonato associados à substituição de feldspatos.



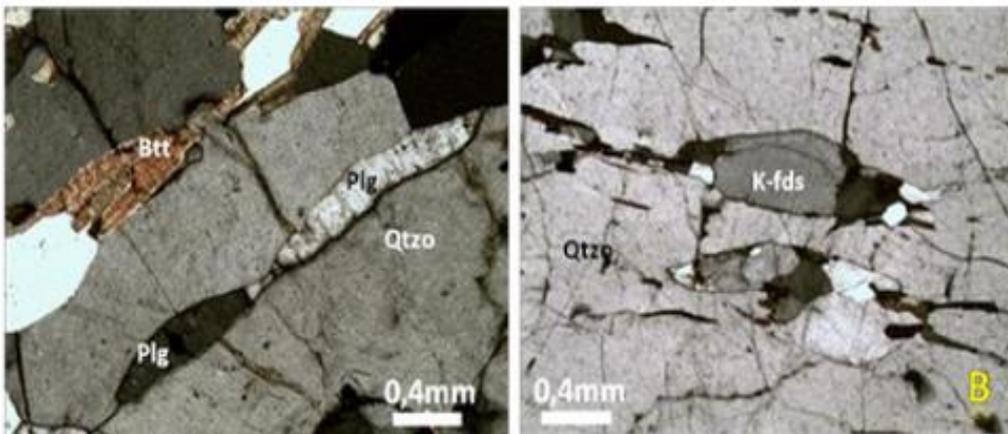
**Figura 6.** A, B e D: Simplectita de biotita com intercrescimento de quartzo (LPX e LPP). C e E: Simplectita de biotita com quartzo associada com simplectita de cordierita com quartzo (LPX). LPP: Luz polarizada plana. LPX: Luz polarizada cruzada.

No município de Guarapari foi visitado um ponto no bairro Nova Guarapari. Trata-se de uma região rochosa localizada entre as praias de Peracanga e Bacutia, no município de Guarapari. Observa-se uma rocha metamórfica com feições migmatíticas (bastante heterogêneas). Nas áreas mais próximas da areia da praia, ocorre predominantemente uma rocha metatexítica com porções mais anisotrópicas compostas por quartzo, k-feldspato, biotita e granada. Nas áreas mais próximas ao mar, a rocha varia de metatexito a diatexito, exibindo desde bandamento estromático a porções puramente diatexíticas. Observa-se que o contato entre o paleossoma e o neossoma varia de abrupto a difuso. Em alguns casos, verifica-se a presença de níveis ricos em biotita, que podem representar o residuum. Os metatexitos e os diatexitos podem ser distinguidos com base em sua mineralogia e textura. Os primeiros possuem textura granolepidoblástica caracterizada por porções de biotita orientada intercaladas com regiões ricas em quartzo, feldspato, cordierita e granada. O contato entre os grãos que compõem a rocha varia de interlobado a amebóide. Os minerais constituintes são: plagioclásio (3 a 12%), K-feldspato (15 a 31%), quartzo (15 a 49%), biotita (3 a 20%), granada (7 a 16%), cordierita (4 a 27%), sillimanita (3%) e os minerais acessórios (rutilo, zircão, apatita e opacos). O quartzo ocorre como granoblastos anédricos, muita das vezes, alongado (Figura 7A) segundo a foliação principal. Sua granulação varia de 0,09 mm a 2,50 mm. Possui extinção ondulante incipiente e inclusões de zircão, plagioclásio, biotita, k-feldspato e opacos. Ocorre também intercrescidos nas formas de simplectitas de biotita e/ou cordierita. São encontrados filmes de quartzo ao redor de k-feldspato e plagioclásio. O k-feldspato ocorre como grãos anédricos de granulação que varia de 0,06 a 2,5 mm, com raras micropertitas. Alguns se apresentam em processo de triclinização e possuem extinção ondulante. Também podem ocorrer como pequenos filmes envolvendo grãos de feldspatos (Figura 7B), quartzo ou como pequenas trilhas amebóides dentro de quartzo. O plagioclásio ocorre como grãos anédricos a subédricos que exibem contatos interlobados, poligonais e amebóides. Sua granulação varia de 0,10 mm a 2,50 mm e frequentemente possui maclas polissintéticas e exsoluções de antipertita. Alguns grãos apresentam inclusões de quartzo, zircão, apatita, biotita, sillimanita e opacos. Observam-se evidências de processos deformacionais como geração de novos grãos por rotação de subgrãos. A biotita ocorre como palhetas tabulares de pleocroísmo castanho-avermelhado a amarelo-pálido que apresentam orientação preferencial. Possui granulação entre 0,06 e 2,50 mm. Forma simplectitas com intercrescimento de quartzo no contato com granada e plagioclásio. Possui inclusões de zircão, quartzo, plagioclásio e rutilo. A cordierita ocorre como grãos anédricos que frequentemente exibem maclas acunhadas. Sua granulação varia de 0,1 mm a 2,5 mm e está parcialmente pinitizada. Ocorre envolvendo diferentes fases minerais como feldspatos, quartzo e granada. Nesse último, forma coronas simplectíticas com quartzo. Inclusões de biotita, sillimanita, zircão e/ou monazita estão presentes. A granada ocorre como grãos anédricos a subédricos de granulação que varia de 0,11 a 2,5 mm. Frequentemente possui inclusões de biotita, quartzo (com eventual filme de feldspato), zircão, cordierita e opacos. É envolvida por coronas de cordierita e filmes de plagioclásio e k-feldspato. A sillimanita ocorre como grãos alongados de 0,02 a 0,21 mm que podem apresentar extinção ondulante. Frequentemente está inclusa em cordierita e, mais raramente, em plagioclásio.

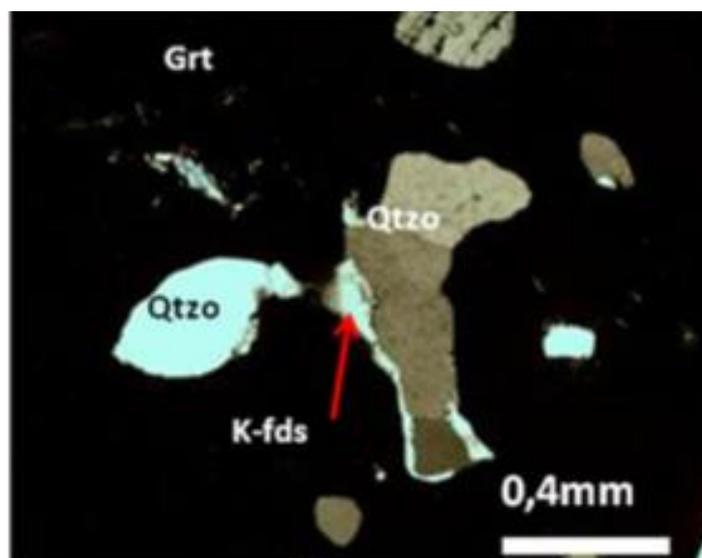
Os litotipos mais próximos do mar tem a ser mais diatexíticos exibindo textura que varia de granoblástica a granolepidoblástica caracterizada por grãos que apresentam contatos que variam de amebóides a interlobados. Os minerais que constituem a rochas são: plagioclásio

## Microestruturas indicativas de fusão em litotipos do Complexo Nova Venécia e da Supersuíte G2, estado do Espírito Santo

(52%), K-feldspato (2%), quartzo (11%), biotita (14%), granada (15%) e os minerais acessórios (rutílo, zircão, apatita e opacos). O quartzo ocorre como grãos anédricos alongados segundo a direção da foliação. Sua granulação varia de 0,10 mm a 2,50 mm. Apresenta leve extinção e inclusões de plagioclásio, biotita e k-feldspato. O k-feldspato não é tão comum nesta rocha, ocorrendo estritamente como exsolução de antiperitita e pequenos filmes envolvendo grãos de quartzo (Figura 8). Sua granulação varia de 0,06 a 0,10 mm. O plagioclásio ocorre como grãos anédricos a subédricos de granulação que varia de 0,07 mm a 2,50 mm. Frequentemente possui maclas polissintéticas evanescentes e exsoluções de antiperitita. Alguns grãos apresentam inclusões de zircão, apatita, biotita, quartzo e opacos. A biotita ocorre como palhetas tabulares de pleocroísmo castanho-avermelhado a amarelo-pálido que possuem orientação preferencial. Apresenta granulação entre 0,06 e 0,80 mm. Possui inclusões de zircão, plagioclásio e opacos. Alguns grãos estão parcialmente substituídos por muscovita. A granada ocorre como grãos anédricos a subédricos poiquiloblásticos de granulação que varia de 0,10 a 2,5 mm. Frequentemente possui inclusões de biotita, quartzo e zircão.



**Figura 7.** A: Quartzo (Qtzo) alongado associado a grãos de plagioclásio (Plg) alongado semelhante a filmes (LPX) e B: Feldspato formando filme em outro feldspato (LPX). LPX: Luz polarizada cruzada.



**Figura 8.** Filme de k-feldspato (K-fds) em quartzo (Qtzo). Luz polarizada cruzada.

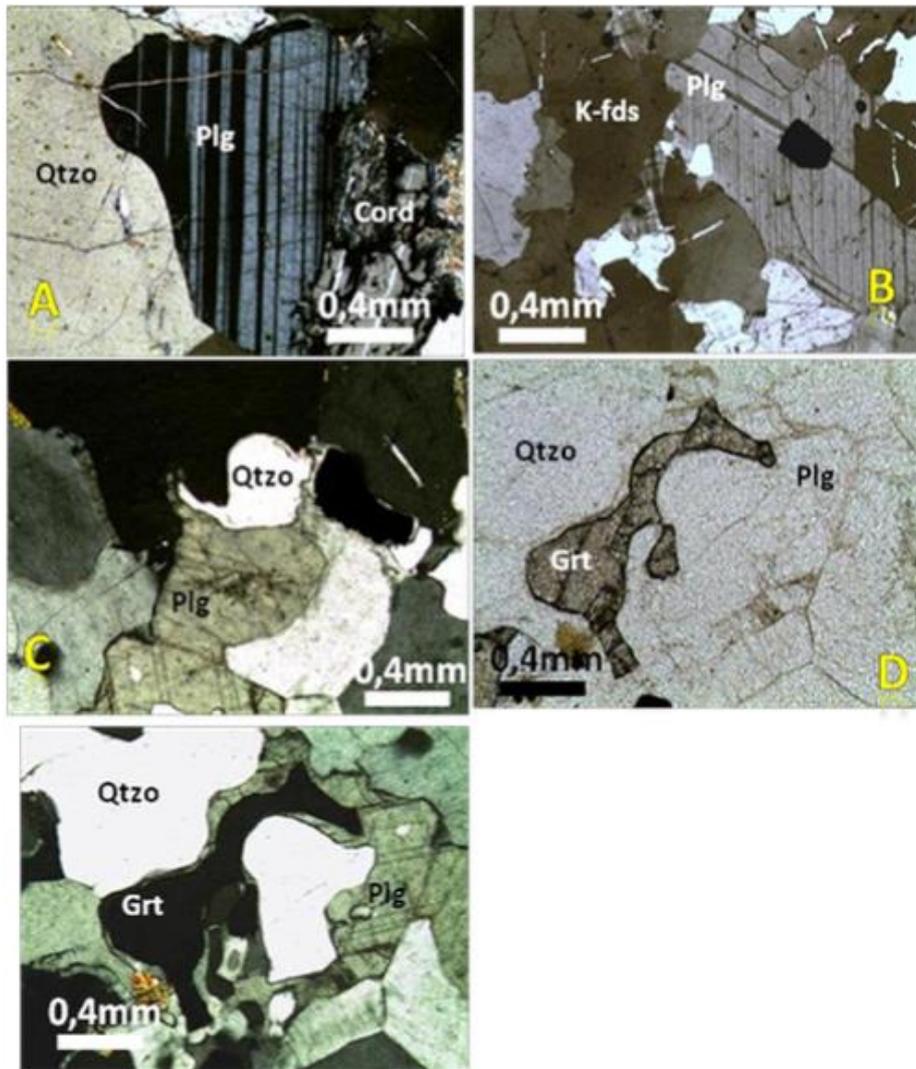
No município de Ibiraju foram encontrados três litotipos distintos intimamente relacionados entre si. Em dois pontos foram encontrados essencialmente metatexitos estromáticos. Um deles composto por bandas de feldspato + quartzo + plagioclásio + granada intercaladas com níveis de biotita + granada e o outro com bandamento anastomosado com níveis de cordierita + biotita + granada + quartzo que se intercalam com níveis de quartzo + feldspatos + granada. Em termos gerais, os metatexitos estromáticos da região de Ibiraju são formados pelos seguintes constituintes: plagioclásio (2 a 15%), k-feldspato (27 a 36%), quartzo (6 a 27%), cordierita (até 37%), sillimanita (até 5%), hercinita (até 7%), biotita (até 15%), granada (até 12%), minerais acessórios (zircão e opacos) e secundários (sericita, clorita e carbonato). O plagioclásio ocorre como grãos anédricos (Figuras 9A e 9B) a subédricos de granulação que varia de 0,18 mm a 2,50 mm. Os contatos ameboides são mais comuns, mais raramente tem-se os interlobados. A ocorrência de antipertita é rara e os grãos estão comumente com maclas polissintéticas. Alguns grãos apresentam inclusões de quartzo, biotita, sillimanita, zircão e opacos. O plagioclásio também ocorre como filmes envolvendo parcialmente k-feldspatos e granada (Figuras 9C, 9D e 9E). Observa-se processos de sericitização. O quartzo ocorre anédrico com granulação que varia de 0,05 mm a 2,50 mm e contatos intergrãos geralmente amebóides. Frequentemente possui extinção ondulante e formação de novos grãos por rotação de subgrãos. Apresenta inclusões de cordierita, biotita, k-feldspato e opacos. Filmes de quartzo envolvendo k-feldspato podem ser encontrados. O k-feldspato ocorre como grãos anédricos (Figura 9B) de granulação que varia de 0,18 a 2,5 mm e que frequentemente possuem micropertitas. Os seus contatos variam de interlobados a ameboides. Microestruturas do tipo mirmequita são comumente encontradas nas bordas do k-feldspato. Podem se apresentar triclinizados e com extinção ondulante. Também ocorre como filme envolvendo parcialmente grãos de k-feldspato, quartzo, granada e cordierita. Possui inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e zircão. A biotita ocorre como palhetas tabulares de pleocroísmo castanho-escuro a amarelo-pálido orientadas segundo a foliação principal. Alguns grãos formam simplectitas com intercrescimento de quartzo. As palhetas possuem granulação entre 0,08 e 0,70 mm. Possui inclusões de zircão, sillimanita, plagioclásio, hercinita, cordierita e opacos. A cordierita ocorre como grãos anédricos frequentemente alongados segundo a foliação principal. Alguns grãos formam simplectitas com quartzo. Sua granulação varia de 0,3 mm a 2,5 mm e está parcialmente pinitizada. Possui inclusões de biotita, sillimanita, zircão, hercinita, granada e opacos. A granada ocorre como grãos anédricos a subédricos, algumas vezes, alongados de granulação que varia de 0,20 a 2,5 mm. Alguns grãos estão parcialmente envolvidos por filmes de k-feldspato e plagioclásio. Comumente possui inclusões de k-feldspato, biotita, quartzo, sillimanita (formando trilhas de grãos orientados), hercinita, zircão e opacos. Ao longo de suas fraturas verifica-se a presença de sericita. A sillimanita ocorre como grãos fibrosos a prismáticos formando trilhas orientadas segundo a direção da foliação. Sua granulação varia de 0,01 a 0,60 mm. Pode se apresentar inclusa em biotita, plagioclásio, cordierita e granada. Alguns grãos formam uma fina camada envolvendo hercinita e opacos. A hercinita possui coloração verde e geralmente apresenta-se anédrica a subédrica. Sua granulação varia de 0,02 a 0,40 mm. Frequentemente está associada aos grãos de sillimanita e intercrescida com opacos.

Em pedreira de rocha ornamental que se encontra em atividade foram encontrados três litotipos diretamente associados: o metatexito estromático (descrito e analisado nos pontos anteriores da região), o metatexito que varia do tipo patch ao tipo net (Figuras 10A e 10B) e o

## **Microestruturas indicativas de fusão em litotipos do Complexo Nova Venécia e da Supersuíte G2, estado do Espírito Santo**

schollen diatexitos. O litotipo mais abundante é o net-metatexitos, que possui foliação incipiente, caracterizada pela orientação das palhetas de biotita. Dentro deste litotipo é possível encontrar bolsões quartzo-feldspáticos com granada e/ou cordierita sem foliação, que estão variavelmente interconectados. Alguns grãos de granada desses litotipos estão envolvidos por cordierita. Apresentam contato variando de abrupto a difuso. Mais raramente, observa-se a presença de enclaves de metatexitos estromático dentro do diatexitos.

O net-metatexitos apresenta textura granoblástica a granolepidoblástica com orientação incipiente de palhetas de biotita. Os contatos intergrãos são frequentemente ameboides. Os minerais constituintes são k-feldspato (30 a 55%), plagioclásio (10 a 17%), quartzo (19 a 28%), biotita (4 a 10%), granada (até 17%) e minerais acessórios (hercinita, zircão, apatita e opacos) e secundários (epidoto, carbonato, sericita e clorita). O k-feldspato ocorre como grãos comumente anédricos, podendo ocorrer com hábito subeuédrico. A sua granulação varia de 0,17 a 2,5 mm. Pode apresentar exsolução de micropertitas. A maclação Tartan varia de incipiente a ausente. Também ocorre como filme envolvendo parcialmente grãos de k-feldspato. Possui inclusões de quartzo, biotita, plagioclásio, zircão e opacos. O quartzo ocorre sob a forma de grãos anédricos de granulação entre 0,30 mm e 2,50 mm. Apresenta inclusões de rutilo, zircão e biotita. Forma filmes incipientes em plagioclásio e k-feldspato, além da inclusão de filmes de k-feldspato. O plagioclásio ocorre anédrico a euédrico com granulação entre 0,15 mm e 2,50 mm. Exsoluções de antipertita são bastante raras. Apresenta inclusões de biotita, quartzo, k-feldspato, apatita e zircão. Forma filmes incipientes em grãos de plagioclásio. A biotita ocorre como palhetas tabulares de pleocroísmo castanho-escuro a amarelo-pálido com orientação preferencial. As palhetas possuem granulação entre 0,05 e 0,70 mm. Alguns grãos estão parcialmente cloritizadas. Pode formar simplectitas com intercrescimento de quartzo. Possui inclusões de zircão, quartzo, k-feldspato, plagioclásio, rutilo, hercinita e opacos. Além de possuir filmes de quartzo e plagioclásio envolvendo partes de suas bordas. A granada ocorre como grãos anédricos de granulação que varia de 0,10 a 0,80 mm. Comumente possui inclusões de k-feldspato, biotita, hercinita, zircão, quartzo e opacos. A hercinita ocorre como grãos anédricos de coloração verde e granulação que varia de 0,02 a 2,5 mm. Comumente está incluso em biotita simplectítica.



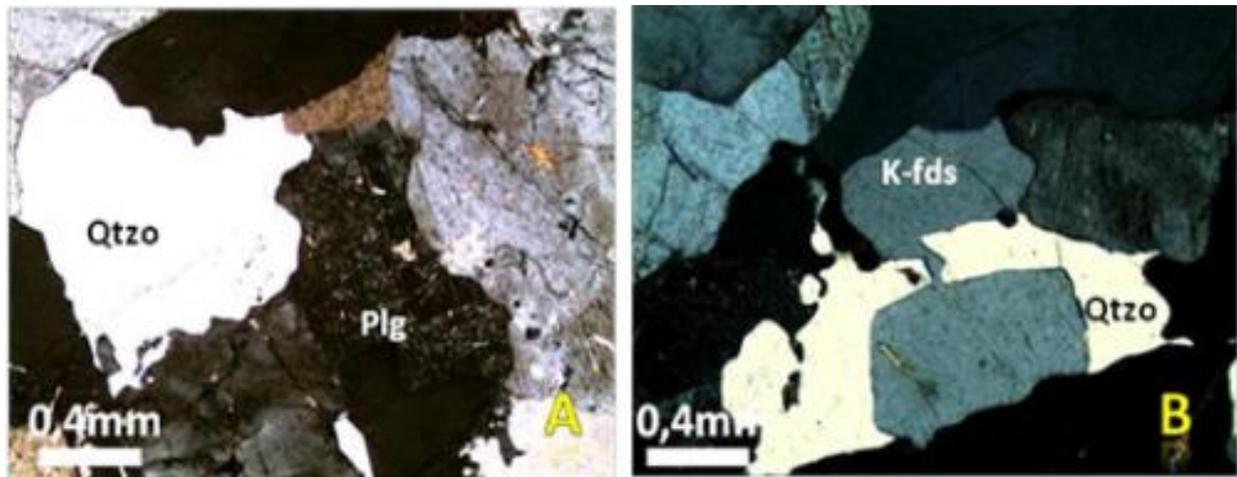
**Figura 9.** A e B: Hábito anédrico de plagioclásio (Plg) e k-feldspato (K-fds) (LPX). C, D e E: Filme de plagioclásio (Plg) em contato com k-feldspato (K-fds) e ao redor de granada (Grt) (LPX). LPX: Luz polarizada cruzada.



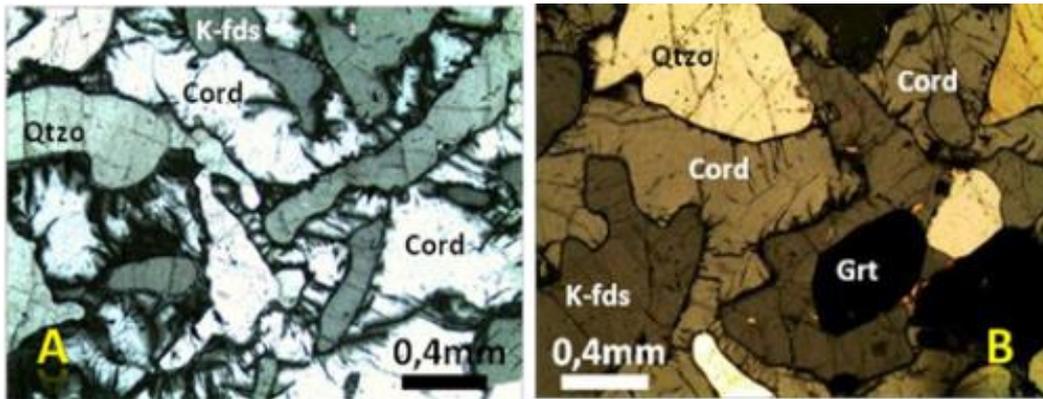
**Figura 10.** A e B: Visão geral da ocorrência do metatexito do tipo patch ao tipo net.

## Microestruturas indicativas de fusão em litotipos do Complexo Nova Venécia e da Supersuíte G2, estado do Espírito Santo

Os schollen diatextito são mais homogêneos e são caracterizados por conterem porfiroblastos de granada e serem livres de foliação metamórfica. Os minerais constituintes são k-feldspato (37 a 67%), plagioclásio (4 a 36%), quartzo (7 a 24%), cordierita (até 28%), granada (até 6%) e minerais acessórios (biotita, rutilo, hercinita, zircão, apatita e opacos) e secundários (carbonato, sericita e clorita). O quartzo ocorre como grãos anédricos (Figura 11A) com extinção ondulante. Sua granulação varia de 0,20 mm a 2,50 mm. Seus contatos intergrãos geralmente são amebóides. Apresenta inclusões de zircão, biotita e plagioclásio. O k-feldspato ocorre como grãos anédricos a subédricos (Figura 11B) de granulação que varia de 0,60 a 2,5 mm. Alguns grãos possuem micropertitas. Podem se apresentar com macla Tartan incipiente. Em algumas bordas de k-feldspato ocorrem com contatos. Possui inclusões de quartzo, biotita, plagioclásio e zircão. O plagioclásio ocorre sob a forma de grãos anédricos (Figura 11A) a euédricos com granulação entre 0,21 mm e 2,50 mm. A granada ocorre como grãos anédricos a subédricos de granulação que varia de 0,45 a 0,80 mm. Possui poucas inclusões, que comumente são de grãos de quartzo. A cordierita ocorre como grãos anédricos com contatos geralmente ameboides e granulação em torno de 2,5 mm. Alguns grãos são poiquiloblásticos com inclusões de zircão, quartzo, k-feldspato e opacos. Alguns grãos podem ocorrer envolvendo diferentes fases minerais, incluindo a granada (Figuras 12 A e 12B). A biotita ocorre como palhetas tabulares de coloração castanho-escuro a amarelo pálido e granulação entre 0,10 a 0,20 mm. A hercinita ocorre como raros grãos, que são anédricos e de granulação variando de 0,02 a 0,04 mm.



**Figura 11.** A: Hábito anédrico de plagioclásio (Plg) e quartzo (Qtzo) (LPX). B: K-feldspato (K-fds) anédrico e subédrico, sendo este último envolvido por quartzo (Qtzo) (LPX). LPX: Luz polarizada cruzada.



**Figura 12.** A: Cordierita (Cord) envolvendo diferentes fases minerais (LPX). B: Cordierita (Cordierita (Cord) envolvendo grão de granada (Grt) (LPX). LPX: Luz polarizada cruzada.

Segundo Sawyer (2008), embora a análise de campo indique relações que podem supor a existência de fusão entre os litotipos encontrados, isso não é conclusivo. De acordo com o autor supracitado é necessário observar em escala microscópica microestruturas indicativas desse processo. As principais são simplectitas de biotita com quartzo, filmes finos de minerais envolvendo outras fases e existência de minerais como feldspatos bem formados. Nas rochas estudadas foram encontradas todas as microestruturas descritas acima. Com isso, pode-se afirmar que a existência da fusão foi confirmada. As simplectitas de biotita com quartzo estão presentes na maior parte das rochas estudadas. Entretanto, é encontrada em maior quantidade nos metatexitos estromáticos, mais especificamente nas bandas máficas (residuum). De acordo com Sawyer (2008) essa microestrutura indica que a biotita é restítica e que a mesma foi utilizada como fonte de água para propiciar a fusão. A reação Biotita + Quartzo + Sillimanita + Plagioclásio = Líquido + Granada + K-feldspato ilustra esse processo ocorre em condições de fácies granulito (acima de 800°C) (Sawyer 2008). As microestruturas caracterizadas como finos filmes de quartzo, k-feldspato e plagioclásio em outras fases minerais também indicam a existência de fusão (Sawyer 2008). Nos litotipos estudados essas feições foram bastante encontradas, como filmes de k-feldspato, quartzo e/ou plagioclásio em plagioclásio, quartzo, granada e k-feldspato. Os filmes são resultantes da fusão e são encontrados nos limites dos grãos. No presente trabalho são mais comuns os de k-feldspato, o que é explicado pela facilidade do potássio entrar na fusão. Aparecem em maior quantidade, nos litotipos menos fundidos (metatexitos), o que de certa forma se justifica, pois, a sua existência indica dificuldade na migração do líquido durante o processo anatético. Nos litotipos diatexíticos os grãos oriundos da fusão costumam ser mais encorpados. A grande importância da observação dessa microestrutura é verificar que o processo de fusão se inicia na região intergrãos (Sawyer 2008). Sabe-se que algumas fases minerais como feldspatos frequentemente ocorrem anédricas em rochas metamórficas, pois ocupam a porção inferior da série cristaloblástica (Phillpotts 1989). Nas rochas descritas no presente trabalho é possível observar, principalmente nos diatexitos, grãos de k-feldspato e plagioclásio parcial ou totalmente euédricos. Segundo Sawyer (2008), isso reflete o crescimento de fases minerais na presença de líquido (espaço suficiente para impor as suas faces).

Os metatexitos estromáticos estudados são rochas metamórficas de fácies granulito, com uma história marcada pela existência de fusão parcial. A sua paragênese principal dada por k-

## **Microestruturas indicativas de fusão em litotipos do Complexo Nova Venécia e da Supersuíte G2, estado do Espírito Santo**

feldspato + quartzo + plagioclásio + biotita + granada ± sillimanita ± hercinita ± cordierita caracteriza litotipos gerados em condições de pressão baixa a intermediária, pois espinélio e cordierita são típicos de baixa pressão, e granada e sillimanita de pressões mais altas. A associação mineral aluminosa evidencia que seu protólito é pelítico. A textura indica que durante o pico do processo metamórfico houve fusão e que durante o processo retrometamórfico houve decompressão do sistema. Essa última é caracterizada pela presença de uma geração de cordierita simplectítica formando coronas em minerais como granada, que segundo Harley (1989) é indicativo desse processo. Durante a fusão dos litotipos denominados metatexitos estromáticos foram gerados litotipos que foram refundidos posteriormente. Essas rochas foram denominadas no presente trabalho como metatexitos do tipo patch a do tipo net, caracterizados pela paragênese granada + biotita + k-feldspato + plagioclásio + quartzo com resquícios dos minerais do metatextito estromático, como biotita simplectítica com quartzo e, mais raramente, espinélio. Os schollen diatexitos poderiam representar o resultado dessa refusão, conforme já foi descrito por Pedrosa- Soares et al. (2007). Sua textura é muito mais semelhante a um granitoide e sua paragênese é formada por k-feldspato (bastante abundante) + plagioclásio + quartzo + granada. Os grãos de cordierita que ocasionalmente são encontrados parecem fases posteriores associadas a decompressão do sistema, pois frequentemente envolvem granada. Os espinélios são restitos parcialmente preservados do metatextito estromático.

## **CONCLUSÃO**

Com base nos dados analisados e tratados pode-se afirmar que os litotipos encontrados apresentam aspectos estruturais e microestruturais (simplectitas de biotita com quartzo, filmes finos de minerais envolvendo outras fases e existência de minerais como feldspatos bem formados) que confirmam a ocorrência de fusão durante o processo metamórfico que as gerou.

As rochas foram divididas em metatexitos estromáticos, metatexitos do tipo patch a net e schollen diatextito. Os metatexitos estromáticos são compostos pela paragênese de fácies granulito de média pressão formada por k-feldspato + quartzo + plagioclásio + biotita + granada ± sillimanita ± hercinita ± cordierita, que neste caso caracteriza um processo metamórfico com fusão associada e posterior decompressão do sistema (geração de coronas de cordierita). Os metatexitos do tipo patch a net são compostos pela associação mineral principal dada por granada + biotita + plagioclásio + k-feldspato + quartzo, produto do processo de anatexia que gerou o metatextito estromático. A recristalização dos minerais se deu com a presença de líquido, pois a rocha apresenta grande quantidade de feldspatos subédricos. É possível observar preservação de minerais que resistiram a fusão, como biotita simplectítica e espinélio. Os schollen diatextito são formados pela associação mineral principal formada por granada + plagioclásio + k-feldspato + quartzo, que possuem características texturais de minerais gerados em ambiente magmático. A existência de cordierita, a quantidade de granada e relação difusa com os net-metatexitos evidenciam que são produtos da fusão dessas rochas. Com isso, pode-se dizer que houve uma refusão do material para gerar o que foi descrito como net-metatextito e schollen diatextito.

Os metatexitos estromáticos podem ser correlacionados aos litotipos do Complexo Nova Venécia, representam os litotipos caracterizados por serem bastante heterogêneos, com porções fundidas (leucocráticas) intercaladas com porções preservadas (paleossoma ou residuum). São

as rochas que possuem menor quantidade de material fundido. A sua mineralogia reflete predominantemente recristalização de fases minerais em estado sólido. Os metatexitos do tipo patch a net são mais compatíveis em termos petrográficos e estruturais com os litotipos da Supersuíte G2. Os schollen diatexitos são mais isotrópicos e portam uma mineralogia semelhante às rochas da Supersuíte G3.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

GRADIM, C.T., QUEIROGA, G.N., RONCATO, J.G., NOVO, T.A., PEDROSA-SOARES, A.C. **Nota explicativa da Folha Mantena (Escala 1:100.000)**. Programa Geologia do Brasil, CPRM/UFMG, p.23, 2005.

HARLEY, S.L. **The origins of granulites: a metamorphic perspective**. Geological Magazine, v.(126), n.(3), (215-247), 1989.

NOCE, C.M., PEDROSA-SOARES, A.C., PIUZANA, D., ARMSTRONG, R., LAUX, J.H., CAMPOS, C.M., MEDEIROS, S.R. **Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode of the Araçuaí Orogen, northern Espírito Santo state, Brazil: zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data**. Revista Brasileira de Geociências, v. (34), n.(4), (587-592), 2004.

PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., WIEDEMANN, C. M., PINTO, C.P. **The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland Assembly**. Precambrian Research, v.(110), (307-323), 2001.

PEDROSA-SOARES, A.C., CASTAÑEDA, C., QUEIROGA, G., GRADIM, C., BELÉM, J., RONCATO, J, NOVO, T., DIAS, P., GRADIM, D., MEDEIROS, S., JACOBSON, T., BABINSKI, M., VIEIRA, V. **Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo**. Geonomos, v.(14), n.(2), (97- 111), 2006.

PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., ALKMIM, F. F., SILVA, L. C., BABINSKI, M., CORDANI, U., CASTAÑEDA, C. **Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977**. Geonomos, v.(15), (1-26), 2007.

PHILPOTTS, A.R. **Petrography of Igneous and Metamorphic Rocks**. New Jersey, Prentice Hall, p.178, 1989.

RONCATO JR, J.G. **As suítes graníticas tipo-S do norte do Espírito Santo na região das folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, p.102, 2009.

SAWYER, E. **The atlas of migmatites**. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario, Canada, p.371, 2008.



## Capítulo 7

**Estudo de inclusões fluídas em cristais de água marinha oriundos da região norte do Espírito Santo**

*Thamara Julia Da Cruz Saturnino<sup>1</sup>; Edgar Batista de Medeiros Junior<sup>2</sup>; Rodson de Abreu Marques<sup>3</sup>*

**RESUMO.** O estudo de inclusões em gemas possibilita interpretações quanto ao ambiente de formação do mineral e suas condicionantes. Este trabalho visa à colaboração com material de pesquisa no setor gemológico, visto que há poucos estudos nesta área, especificamente para gemas provenientes do estado do Espírito Santo. Os objetivos principais deste trabalho são a aplicação de técnicas de caracterização gemológica e o uso da espectroscopia Raman aliada à análise microscópica para estudo de inclusões em água-marinha proveniente do município de Pancas, ES. Os métodos de caracterização gemológica foram eficientes, pois os resultados obtidos estão dentro do esperado conforme a literatura. O estudo identificou a presença de inclusões majoritariamente bifásicas em água marinha, compostas por duas fases de líquidos imiscíveis ou de líquido com gás. A espectroscopia Raman foi eficiente para a identificação da composição de algumas fases das inclusões fluídas. Foi interpretado que há presença de água em água-marinha.

**PALAVRAS-CHAVE.** Água-marinha; Espírito Santo; Inclusões fluídas.

**INTRODUÇÃO**

As gemas são definidas como material sólido, natural ou sintético, de composição química definida com propriedades de durabilidade, beleza e raridade, que por sua vez estão associados a certas características ópticas do mineral, tais como: cor, transparência, dureza, tenacidade, dispersão, dentre outras. (PINILLOS e GAVRILENKO, 2009).

Na atualidade, as gemas são utilizadas principalmente para fins de ornamentação em geral, podendo também ser aplicada como um recurso mineral industrial (RMI). As gemas começaram a serem utilizadas na antiguidade onde alguns povos acreditavam que estas tinham poder espiritual e de cura.

O presente trabalho tem como foco o uso de técnicas e equipamentos para a identificação de água-marinha para confirmação das espécies minerais de interesse, além do estudo de inclusões destes. O ramo de gemologia ainda é pouco estudado no Brasil quando comparado com outros países como Estados Unidos e Rússia, mesmo com o grande potencial gemológico

<sup>1</sup>Mestre em Ciências da Terra e Espacial pela York University, Canada (thamarasaturnino@gmail.com);

<sup>2</sup>Departamento de Solos da Universidade Federal Viçosa (DPS/CCA-UFV) – Viçosa, MG, Brasil (edgar.junior@ufv.br);

<sup>3</sup>Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO/Escola de Minas - UFOP) – Ouro Preto, MG, Brasil (rodson.marques@ufop.edu.br).

## **Estudo das inclusões fluídas em cristais de água marinha da região norte do Espírito Santo**

brasileiro. Este trabalho visa à colaboração com material de pesquisa neste setor, especificamente no estado do Espírito Santo o qual o foco econômico está voltado para a extração e venda de rochas ornamentais, salientando a existência de outros recursos importantes no estado, as gemas. Este estudo é uma oportunidade de se conhecer melhor alguns minerais gemológicos importantes do estado do Espírito Santo.

### **LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO**

As amostras de água-marinha são provenientes do município de Pancas, região norte do estado do Espírito Santo. Os municípios ao seu entorno são: Alto Rio Novo, Mantenópolis, Águia Branca, São Domingos do Norte, Colatina e Baixo Guandu. Está a 182 km de Vitória pela BR-259 até o município de João Neiva seguida pela BR-101 até a capital e a 123 km de Linhares pela ES-248.

### **REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

A água marinha é um ciclossilicato de berílio e alumínio,  $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_3)_6$ , pertencente ao grupo do berilo. As variações deste grupo são distinguidas pela cor, onde a água marinha possui cor azul a azul esverdeada; a esmeralda verde-pálido a verde-médio; a morganita rosa a vermelho-rosa; o heliodoro amarelo a amarelo-dourado; a goshenita é incolor e o berilo comum possui cor verde-amarelada (KIRSH, 1972). O elemento que confere a cor azul à água marinha é o ferro (SCHUMANN, 2006).

Dentre as propriedades físicas, a água marinha possui brilho vítreo; hábito prismático; sistema cristalino hexagonal; dureza entre 7,5 a 8 na escala de Mohs; clivagem imperfeita {0001}; densidade relativa entre 2,68-2,74; fratura irregular, conchoidal, estilhaçada. Quanto às propriedades ópticas é uniaxial negativo; possui índice de refração  $n_e=1,564-1,584$ ,  $n_o=1,570-1,590$ ; pleocroísmo variando entre quase incolor/azul claro e azul-celeste; birrefringência entre -0,004 e 0,005 e espectro de absorção forte em 537nm e fraco em 456nm e 427nm (SCHUMANN, 2006; DEER et al.,1996).

A ocorrência de água-marinha está associada à granitos e pegmatitos graníticos, mas em alguns casos pode ser encontrada em sienitos nefelíticos, micaxistos ou mármore. Geralmente estão associados a topázio, quartzo, muscovita, turmalina, espodumênio, feldspato, lepdolita, cassiterita, columbita e tantalita (DEER et al.,1996).

Alguns minerais são semelhantes à água-marinha, podendo ser confundidos com esta. Alguns desses minerais são o euclásio, cianita, topázio, turmalina e zircão (SCHUMANN, 2006).

Em gemologia, inclusões são todos os materiais contidos no interior do mineral. As inclusões em gemas podem diminuir o valor comercial desta, porém, é importante estudá-las a fim de se saber alguns fatores relacionados a ela, como sua identificação, certificação se a gema é natural ou sintética e conhecimento das características do depósito em que a gema foi formada para a busca de novos depósitos. Isto é possível porque a partir da análise de inclusões é possível obter alguns dados para posteriores interpretações. Dentre esses dados podem-se extrair informações de temperatura, pressão, densidade e composição das inclusões (Roedder, 1984).

O valor de temperatura é definido a partir de inclusões fluidas. O método comumente usado é o aquecimento das amostras, simulando o processo inverso de formação da inclusão. Ao se resfriar, o mineral hospedeiro se contrai em volume, mas não mais que a inclusão fluida, que por sua vez forma bolhas dentro do líquido incluído. O processo de aquecimento é feito até que tal bolha se desapareça. A mesma temperatura em que a bolha se desfaz é a mesma temperatura em que tal começou a se formar. Alguns cálculos de ajuste são necessários para se ter uma temperatura de formação mais precisa (ROEDDER, 1984).

Os dados acerca da pressão de formação das inclusões são geralmente limitados, informando valores mínimos e máximos possíveis para tal situação a partir de ensaios termodinâmicos de fluidos similares ao da inclusão. Mesmo que limitados, esses dados são relevantes para uma melhor interpretação do ambiente de formação da amostra (ROEDDER, 1984).

Para se saber a densidade da inclusão é importante saber primeiro a composição de cada fase da inclusão (sólida, líquida e/ou gasosa) para depois determinar a densidade total da inclusão. Esta variável é importante para inferir sobre a circulação de fluidos na crosta terrestre no tempo geológico de formação da inclusão em questão (ROEDDER, 1984).

A determinação composicional de inclusões envolve métodos destrutivos e não destrutivos. Alguns dos métodos não destrutivos são: fluorescência de absorção infravermelho e ultravioleta, índice de refração, ativação de nêutron, expansão termal e homogeneização e Raman. Espectroscopia de massa e cromatografia gasosa são exemplos de métodos destrutivos.

As inclusões líquidas são geralmente formadas por água com até 10% em peso de solutos que geralmente são constituídos por sódio, potássio, cálcio, magnésio, cloro e sulfatos. Já os gases são comumente compostos de gás carbônico (ROEDDER, 1984).

## **METODOLOGIA**

O presente trabalho foi efetuado em cinco etapas: revisão bibliográfica; aquisição de amostras; caracterização gemológica; técnica de espectroscopia Raman e estudo de Inclusões.

A etapa de revisão bibliográfica ocorreu do início ao fim do trabalho. Cinco amostras brutas e duas lapidadas de água-marinha (Figura 1) foram cedidas pelo geólogo Herick Moulin de Moraes Storch Ribeiro.

Os equipamentos utilizados para a caracterização gemológica foram: balança hidrostática, espectroscópio, polariscópio e refratômetro. A balança hidrostática da marca BEL Engineering® modelo Analytical, do laboratório de caracterização de gemas do departamento de gemologia da UFES, foi utilizada para cálculo de densidade relativa. Primeiramente as amostras foram pesadas ao ar (secas) em duplicata. Posteriormente cada amostra foi imersa em água na balança hidrostática, também em duplicata, anotando os valores do peso imerso em água. Os valores de densidade relativa foram obtidos através da fórmula:  $D = \frac{W}{W-H} \times \rho$  da água, onde W é o peso seco e H o peso imerso na água.

O espectroscópio utilizado foi o espectroscópio de mão da marca Sinotech® modelo GEM-W2, do acervo pessoal do professor Rodson de Abreu Marques do departamento de geologia da UFOP. A análise foi realizada no laboratório de microscopia de pesquisa do

## **Estudo das inclusões fluídas em cristais de água marinha da região norte do Espírito Santo**

departamento de geologia da UFES. O equipamento foi colocado no lugar de uma das lentes oculares do microscópio Olympus BX51®, e utilizando a luz monocromática transmitida.

Os ensaios com o polariscópio e refratômetro também foram realizados no do laboratório de caracterização de gemas do departamento de gemologia da UFES, utilizando apenas as amostras lapidadas. No polariscópio, marca FABLE® modelo FTP-49, as gemas foram inseridas e rotacionadas em 360° para identificação de isotropia ou anisotropia. O sistema conoscópico foi inserido para visualização de figuras de interferência.

Foi utilizado o refratômetro da marca FABLE® modelo FGR-003. Primeiramente o prisma foi limpo com álcool e em seguida algumas gotas do líquido de contato (solução saturada de enxofre e tetraiodoetileno em iodeto de metileno) foram colocadas no prisma. As amostras foram inseridas sobre o líquido, uma a uma, e então prosseguiu-se com a leitura dos índices de refração, rotacionando as amostras a cada 45° até completar 180°, fazendo uma leitura a cada nova posição da amostra.

O procedimento da técnica de espectroscopia Raman foi realizado no Centro de Tecnologia Mineral – CETEM no município do Rio de Janeiro com o equipamento da marca HORIBA Scientific® modelo LabRAM HR acoplado a um microscópio Olympus BX41®. As amostras foram inseridas no microscópio para a escolha do ponto de tiro do *laser*. Ao definir o alvo configurou-se o zoom para magnitude de 100x. Com auxílio do software LabSpec 6®, as definições de amostragem foram configuradas. Foram definidos um range espectral entre 100 a 3500  $\text{cm}^{-1}$ , com tempo de aquisição de cinco segundos e cinco repetições para cada tiro do *laser*. Posteriormente os dados foram analisados utilizando o *software* CrystalSleuth®.

Para estudo de inclusões foram utilizados o microscópio gemológico de imersão da marca System Seickhorst® modelo SYNTEST StereoZOOM Microscope, do laboratório de caracterização de gemas do departamento de gemologia da UFES e o microscópio Olympus BX51® do laboratório de microscopia de pesquisa do departamento de geologia da UFES. O líquido de imersão utilizado foi o bromonaftaleno. As amostras foram fotografadas sob o microscópio através do *software* BELView® e da câmara do aparelho celular NEXUS 5. Algumas imagens das inclusões foram vetorizadas no programa ArcGIS® para melhor entendimento dos padrões e características das inclusões.



**Figura 1.** Fotografia das amostras de água marinha utilizadas no trabalho.

## Estudo das inclusões fluídas em cristais de água marinha oriundos da região norte do Espírito Santo

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

A análise de densidade relativa foi feita pesando as amostras secas e posteriormente medindo o peso imerso em água, com o auxílio da balança hidrostática. O cálculo da densidade relativa é a razão entre o peso seco da amostra sobre a diferença entre o peso seco e imerso multiplicada pela densidade do fluido, como mostra a fórmula a seguir:  $D = \frac{W}{W-H} \times \rho$  da água, onde W é o peso seco e H o peso imerso na água.

A Tabela 1 abaixo representa os valores médios de peso seco, peso imerso e densidade, obtidos para as duas amostras lapidadas de água marinha. Tem-se então uma densidade relativa média no valor de 2,7 para as amostras de água-marinha.

**Tabela 1.** Resultados dos pesos seco e imerso das amostras e o valor calculado de densidade relativa.

Amostra	Peso seco (g)	Peso imerso (g)	Densidade relativa
1	0,403	0,254	2,705
2	0,423	0,266	2,695

Devido às limitações técnicas, quanto à iluminação ideal e precisa para a visualização do espectro de absorção com o espectroscópio, não foi possível identificar as linhas de absorção da água-marinha. O espectro de absorção foi elaborado com base em informações da literatura. A água-marinha possui uma forte linha de absorção na faixa dos 537nm na região do verde e duas linhas fracas de absorção no azul, uma em 427 nm e a outra em 456 nm (HURBULT e SWITZER, 1979).

As amostras de água-marinha no polariscópio apresentaram um comportamento anisotrópico, pois ao girar as amostras em 360°, quatro pontos de extinção e quatro pontos de iluminação máxima foram identificados. Não foi possível visualizar figuras de interferência com o sistema conoscópico, pois a lapidação não foi feita segundo o eixo C. As amostras não são pleocróicas.

As medições do índice de refração (IR) para água-marinha foram feitas com duas amostras lapidadas. As leituras foram obtidas rotacionando as amostras de 45° em 45° no sentido anti-horário até completar 180°. As Tabelas 2 e 3 apresentam os valores do índice de refração ( $n_o$  e  $n_e$ ) de cada amostra e birrefringência, determinada pela diferença entre os IR dos raios  $n_1$  e  $n_2$ . O valor médio de  $n_o=1,570$ , de  $n_e=1,575$  e birrefringência=0,005. Como  $n_o$  variou mais que  $n_e$ , pode-se afirmar que o sinal óptico é negativo.

**Tabela 2.** Valores do IR,  $n_o$  e  $n_e$ , e birrefringência da amostra 1 de água-marinha.

Posição da amostra (amostra 1)	$n_o$	$n_e$	Birrefringência
0°	1,570	1,575	0,005
45°	1,570	1,575	0,005
90°	1,569	1,575	0,006
135°	1,569	1,575	0,006
180°	1,569	1,575	0,006

**Tabela 3.** Valores do IR,  $n_{\omega}$  e  $n_{\epsilon}$ , e birrefringência da amostra 2 de água-marinha

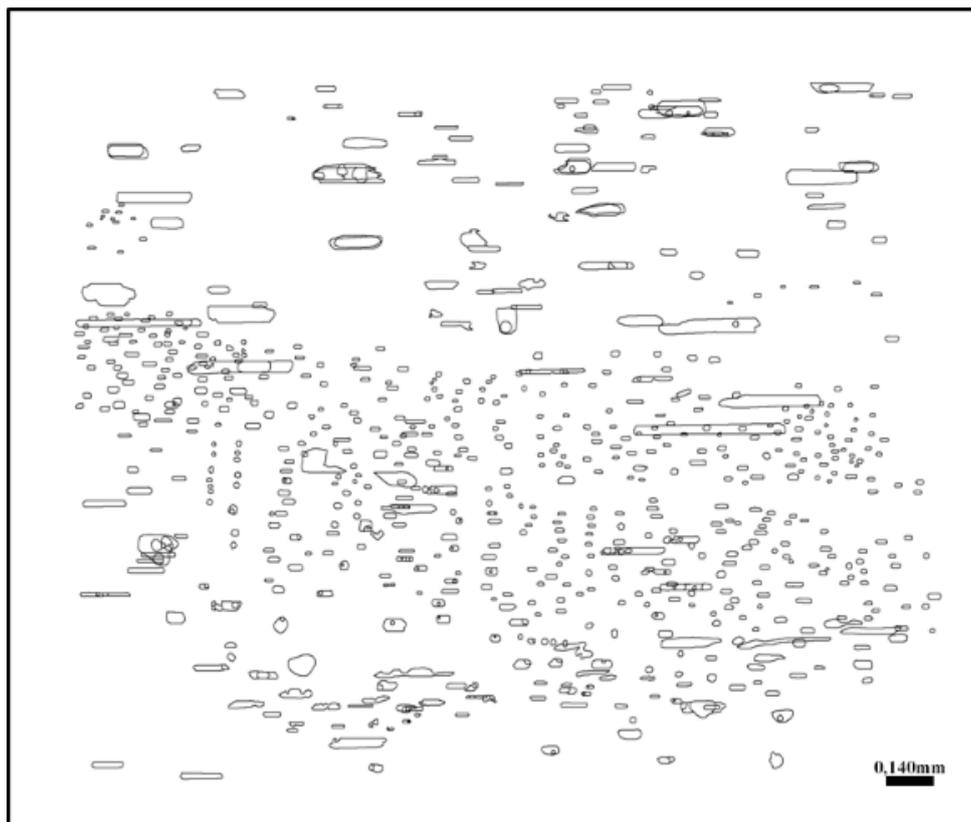
Posição da amostra (amostra 2)	$n_{\omega}$	$n_{\epsilon}$	Birrefringência
0°	1,570	1,575	0,005
45°	1,571	1,575	0,004
90°	1,572	1,575	0,003
135°	1,573	1,575	0,003
180°	1,570	1,575	0,005

As inclusões de água-marinha foram classificadas segundo seus formatos e divididas em três grupos. A figura 2 é resultado da vetorização das imagens de inclusões das amostras de água-marinha para melhor compreensão do comportamento dos padrões de inclusões e do número de fases presentes nestas e as figuras 3 a 8 são fotografias obtidas através do microscópio petrográfico de luz transmitida e de imersão.

As inclusões do Grupo I são primárias, bifásicas, ocorrem em alta frequência nas amostras e possuem forma circular ou alongada de baixa razão axial, sendo que as alongadas são formadas pelas fases líquido com líquido (L+L; líquidos imiscíveis) ou líquido com gás (L+G) e as circulares são constituídas por líquidos com gás (L+G). A fase predominante nas inclusões circulares é gasosa, já nas alongadas as fases possuem proporções similares. O tamanho varia de 0,005mm a 0,100mm e estão orientadas segundo o eixo C do mineral. O Grupo II é formado por inclusões alongadas de alta razão axial de natureza primária com estruturas secundárias de estrangulamento e ocorrem em baixa densidade (número de inclusões). Quanto ao número de fases são primárias compostas por líquido com gás, porém há alguns casos de inclusões trifásicas formadas por uma fase gasosa e duas líquidas. Quanto à fase predominante considerando as inclusões deste grupo isoladamente, ora predomina-se a fase líquida, ora predomina a fase gasosa. O tamanho das inclusões varia entre aproximadamente 0,017mm a 0,137mm geralmente orientadas segundo o eixo C do mineral, porém há casos raros de orientação aleatória. O Grupo III é formado por inclusões de forma estriada interconectadas em rede predominantemente monofásica no estado líquido, porém pode ser bifásica formada tanto por líquido com gás quanto por dois líquidos, compreendendo um número moderado de inclusões. São de natureza secundária onde o comprimento varia entre 0,03mm a 0,12mm, aproximadamente.

O resumo das características das inclusões dos Grupos I, II e III estão respectivamente representados nos Quadros 1 a 3.

## Estudo das inclusões fluídas em cristais de água marinha da região norte do Espírito Santo



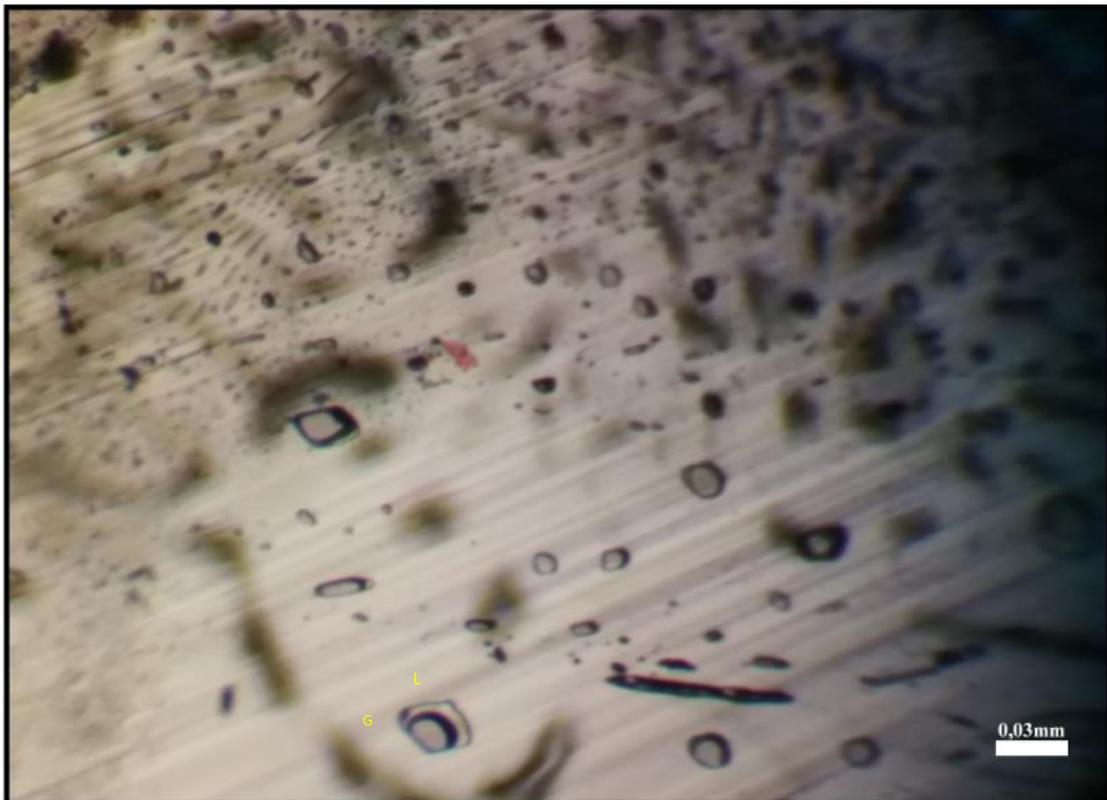
**Figura 2.** Imagem da vetorização das inclusões em uma das amostras de água marinha, com todas as camadas sobrepostas.



**Figura 3.** Imagem das inclusões de uma das amostras de água-marinha, onde é possível observar com maior detalhe o Grupo III, contido no círculo em amarelo.

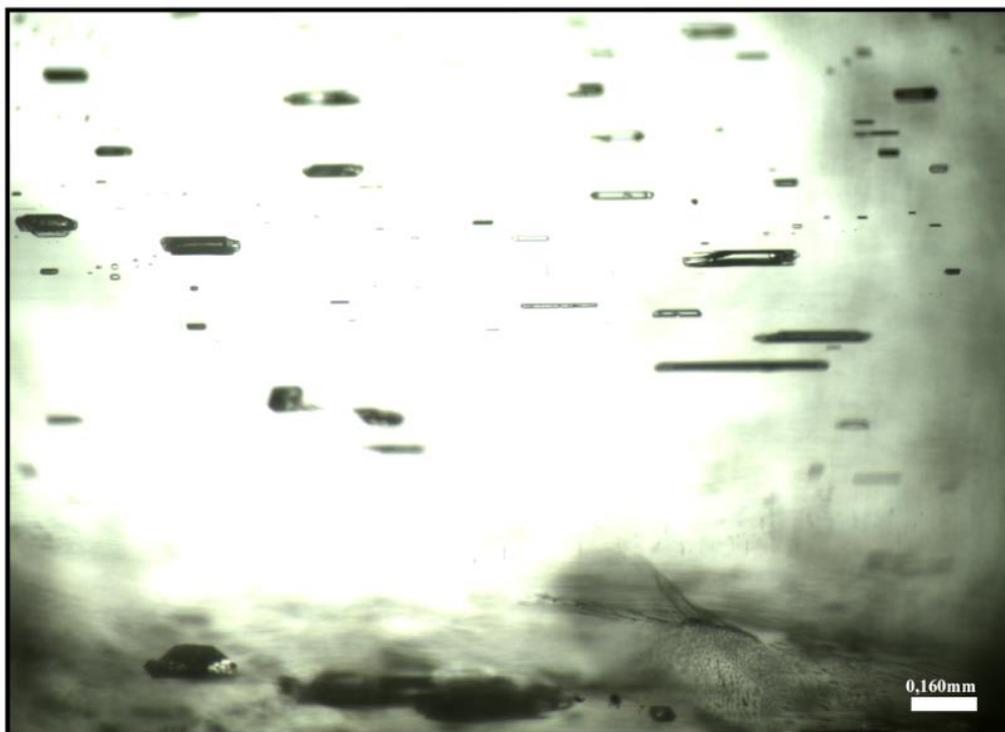


**Figura 4.** Imagem em detalhe das inclusões do Grupo I, em amarelo.



**Figura 5.** Inclusões do Grupo I em detalhe nas quais se pode identificar as fases líquida (L) e gasosa (G).

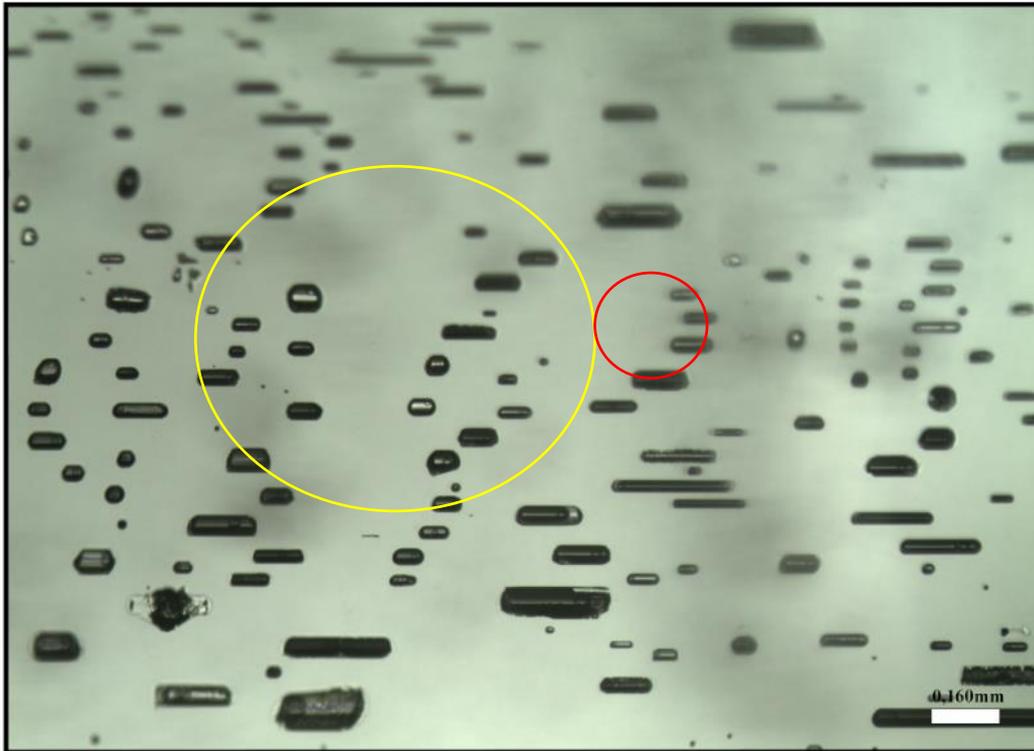
**Estudo das inclusões fluídas em cristais de água marinha da região norte do Espírito Santo**



**Figura 6.** Inclusões do Grupo II em água-marinha.



**Figura 7.** Inclusões em água-marinha evidenciando os Grupos I, em amarelo, e II, em vermelho, onde a fase líquida (L) e gasosa (G), podem ser identificadas.



**Figura 8.** Imagem em detalhe das inclusões do Grupo I, em amarelo, e Grupo II, em vermelho.

**Quadro 1.** Quadro resumo das características das inclusões do Grupo I das amostras de água-marinha.

<b>Classificação</b>	Quanto à forma
<b>Forma</b>	Alongada de baixa razão axial ou circular
<b>Número de fases</b>	Bifásicas (Alongada: L+L ou L+G / Circular: L+G)
<b>Orientação</b>	Segundo o eixo C
<b>Tamanho</b>	Aprox. 0,005mm a 0,10mm
<b>Densidade</b>	Alta
<b>Fase predominante</b>	Alongada: proporções similares Circular: G
<b>Natureza (primária, secundária ou pseudosecundária)</b>	Primária

**Quadro 2.** Quadro resumo das características das inclusões do Grupo II das amostras de água-marinha.

<b>Classificação</b>	Quanto à forma
<b>Forma</b>	Alongada com alta razão axial

## Estudo das inclusões fluídas em cristais de água marinha da região norte do Espírito Santo

<b>Número de fases</b>	Bifásicas (L+G) e raramente trifásicas (L+L+G).
<b>Orientação</b>	Predominantemente segundo o eixo C, com ocorrência de inclusões com orientação aleatória.
<b>Tamanho</b>	Aprox. 0,017mm a 0,137mm
<b>Densidade</b>	Baixa
<b>Fase predominante</b>	Ora L, ora G
<b>Natureza (primária, secundária ou pseudosecundária)</b>	Primária com estrutura secundária de estrangulamento

**Quadro 3.** Quadro resumo das características das inclusões do Grupo III das amostras de água-marinha.

<b>Classificação</b>	Quanto à forma
<b>Forma</b>	Estriada em rede
<b>Número de fases</b>	Predominantemente monofásica (L), mas também bifásica (L+G ou L+L).
<b>Orientação</b>	Aleatória
<b>Tamanho</b>	Menores que 0,03mm a pouco maiores que 0,12mm
<b>Densidade</b>	Moderada
<b>Fase predominante</b>	L
<b>Natureza (primária, secundária ou pseudosecundária)</b>	Secundária

A figura 9 representa os dados do Raman em água-marinha, espectro em preto, processados no programa *CrystalSleuth*®. O espectro em azul representa o espectro da água-marinha catalogado pelo projeto RRUFF disponível no programa utilizado. Os picos característicos da água-marinha são registrados em 320nm, 397nm e 684nm. Observa-se que ambos os espectros são bastante semelhantes, confirmando a espécie mineral da amostra estudada, água marinha. A diferença espectral da amostra e do espectro de referência se dá no pico de 3607nm, indicando a existência de inclusão. Segundo Frezzotti et al. (2012) este pico em 3607nm representa inclusão fluída de água (H<sub>2</sub>O) de baixa salinidade. Segundo este mesmo autor, as inclusões de água apresentam um campo espectral entre 2750 e 3900. Esta grande variação é explicada pela força de interação entre as moléculas de água (pontes de hidrogênio).

## CONCLUSÃO

A Tabela 4 apresenta um comparativo entre os resultados de caracterização gemológica obtidos e esperados, conforme a literatura, para as amostras de água-marinha. Observa-se que todos os valores adquiridos estão dentro do estimado, confirmando a eficiência dos métodos adotados.

**Tabela 4.** Tabela comparativa entre os resultados obtidos e esperados das amostras de água-marinha.

<b>Propriedade</b>	<b>Resultados obtidos (média)</b>	<b>Resultados esperados</b>
<b>Densidade Relativa</b>	2,7	2,68-2,74
<b>Anisotropia</b>	Anisotrópica	Anisotrópica
<b>Índice de refração</b>	$n_{\omega}=1,570$ $n_{\epsilon}=1,575$	$n_{\epsilon}=1,564-1,584$ $n_{\omega}=1,570-1,590$
<b>Birrefringência</b>	0,005	0,004 e 0,005
<b>Caráter óptico</b>	Uniaxial	Uniaxial
<b>Sinal óptico</b>	Negativo	Negativo

A composição da fase líquida das inclusões primárias da água-marinha é aquosa ( $H_2O$ ), segundo a interpretação dos dados do Raman. O Raman não identificou a composição da fase gasosa, porém, comparando as inclusões do Grupo I (bifásicas; L+G) com inclusões similares representadas em Gübelin (1986), a fase gasosa é provavelmente composta por dióxido de carbono ( $CO_2$ ). A proporcionalidade entre as fases aquosa e gasosa destas inclusões, Grupo I, indicam que o ambiente de formação do mineral era hidratado, com temperatura baixa do sistema. A ausência de inclusões sólidas associadas às fases líquidas, indica que a água possui baixa salinidade.

Comparando as inclusões do Grupo I com a correlação de proporção entre as fases líquida e gasosa feita por Roedder (1984), para inclusões de baixa salinidade (com saturação de sais entre 10% e 25%), a temperatura de equilíbrio entre as fases é de aproximadamente  $459^{\circ}C$  considerando saturação em 10% e  $600^{\circ}C$  considerando saturação em 25%.

As inclusões do grupo II embora possuam estruturas secundárias de estrangulamento, são definidas como primárias, pois estima-se que foram formadas no mesmo espaço de tempo das inclusões primárias do Grupo I. Estas estruturas indicam que ambiente passou por algum processo de variação de temperatura.

Segundo o Gübelin (1986), as inclusões estriadas em rede do Grupo III indicam processo intermediário de reparo de fraturas.

Estudo das inclusões fluídas em cristais de água marinha oriundos da região norte do Espírito Santo

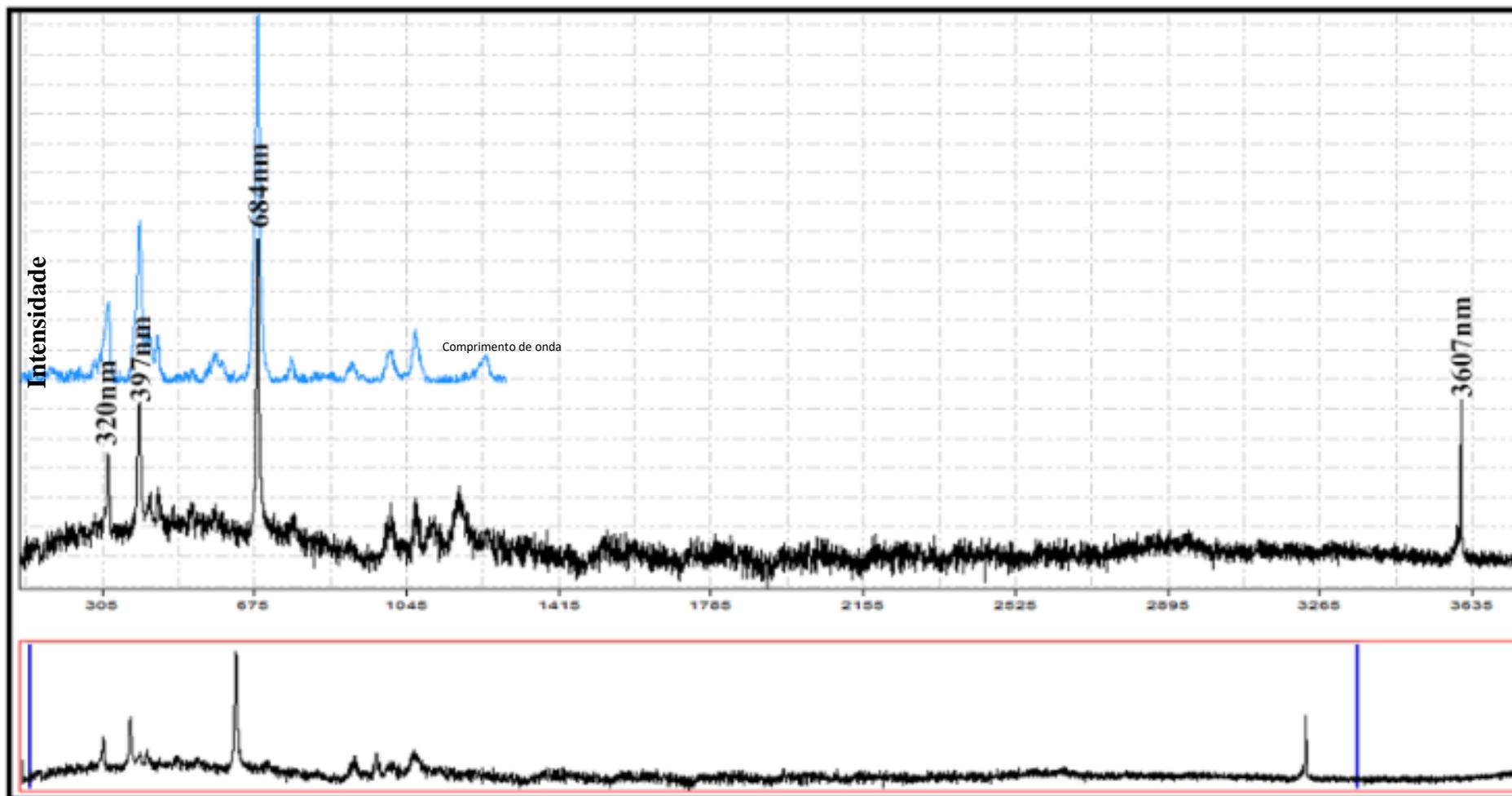


Figura 9. Representação dos dados da espectroscopia Raman encontrados em água-marinha.

**REFERÊNCIAS**

DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. **Minerais constituintes de rochas: uma introdução**. Ed. C. Gulbe, 1983.

FREZZOTTI, M.L., TECCE, F., CASAGLI, A. **Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis**. Journal of Geochemical Exploration, p. 1-20, 2012.

GÜBELIN, E. J., KOIVULA, J. I.: **Photoatlas of Inclusions in Gemstones**. ABC Ed., Zurique, vols. 1, 2 e 3, 1986.

HURLBUT, C.S., SWITZER, G.S. **Gemology**. Wiley, New York, p.596, 1979.

HIRSCH, H. **Mineralogia aplicada**. São Paulo: Polígono/USP, p.291, 1972.

PINILLOS, M.J.J., GAVRILENKO, E. **Curso básico de gemologia on-line**. IGE, Madrid, 2009. <[www.ige.org](http://www.ige.org)> Acesso em: 08 abril de 2016.

ROEDDER, E. **Fluid Inclusions**., Mineralogical Society of America, Washington D.C, (11–26), (503–532), 1984.

SCHUMANN, W. **Gemas do mundo**. Trad. Rui Ribeiro e Mario Del Rey, 7 ed., 2006.

