



UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO UNIVERSITÁRIO NORTE DO ESPÍRITO SANTO
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIAS E TECNOLOGIA
CURSO DE ENGENHARIA DE PETRÓLEO

RICARDO DE SOUZA FASOLO

**CONTROLES DIAGENÉTICOS E ESTRATIGRÁFICOS DOS RESERVATÓRIOS
ARENÍTICOS DA FORMAÇÃO RIO DOCE, COSTA DOURADA, LITORAL SUL
DA BAHIA**

São Mateus - ES

2015

RICARDO DE SOUZA FASOLO

**CONTROLES DIAGENÉTICOS E ESTRATIGRÁFICOS DOS RESERVATÓRIOS
ARENÍTICOS DA FORMAÇÃO RIO DOCE, COSTA DOURADA, LITORAL SUL
DA BAHIA**

Projeto final de conclusão de curso II (TCC II) submetido ao corpo docente da Universidade Federal do Espírito Santo, como parte dos requisitos fundamentais para obtenção do título de Engenheiro de Petróleo.

Orientador: Prof. Jefferson Lima Fernandes André.

São Mateus - ES

2015

RICARDO DE SOUZA FASOLO

**CONTROLES DIAGENÉTICOS E ESTRATIGRÁFICOS DOS RESERVATÓRIOS
ARENÍTICOS DA FORMAÇÃO RIO DOCE, COSTA DOURADA, LITORAL SUL
DA BAHIA**

**PROJETO FINAL DE CONCLUSÃO DE CURSO II (TCC II) SUBMETIDO AO
CORPO DOCENTE DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO, COMO
PARTE DOS REQUISITOS FUNDAMENTAIS PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE
ENGENHEIRO DE PETRÓLEO.**

Aprovada em 20 de novembro de 2015.

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Jefferson Lima Fernandes André
Orientador
Universidade Federal do Espírito Santo

Luiz Carlos Chaves Novais
Geólogo Petrobras

Prof. Carlos André Maximiano da Silva
Universidade Federal do Espírito Santo

Este trabalho é dedicado aos meus pais, por todo o apoio que me deram, pela paciência que tiveram e pelo grande esforço que fizeram para que eu chegasse até esta etapa da minha vida.

AGRADECIMENTOS

Inicialmente, a Deus por ter me dado o dom da vida, me abençoado, me dado saúde, forças e inteligência para estudar por todos estes anos e concluir o curso de Engenharia de Petróleo.

Aos meus pais, Valdemiro e Diozete, que sempre me apoiaram em todas as minhas decisões, me dando confiança, incentivo, apoio, carinho, e educação durante toda a minha vida.

Ao amigo e professor orientador Leonardo Costa de Oliveira, com o qual eu descobri a geologia. Ainda, o meu muito obrigado às várias horas dedicadas à discussões e estudos sobre geologia, por sua disposição em dedicar um pouco do seu tempo para me orientar.

A memória do amigo e professor orientador Akihisa Motoki, que não mediu esforços para orientar todos os artigos científicos e dedicar um pouco do seu corrido tempo para me ensinar novos conceitos da geologia, sempre com sua famosa frase: *“Isto é pensamento de geólogo do século passado”*.

Ao professor Egberto por ter cedido os espaços físicos da Faculdade de Geologia da Universidade Estadual do Rio de Janeiro para a confecção das lâminas petrográficas, e realização das análises de MEV/EDS.

Ao Geólogo da Petrobras, Luiz Carlos Chaves Novais, que aceitou o convite para compor a banca avaliadora, e pelo incentivo à pesquisa em geociências.

Ao professor Jefferson Lima que aceitou a me orientar, mesmo com o pouco tempo que lhe coube, e por ter aceitado o desafio de orientar um tema fora da sua linha de pesquisa.

Aos professores do Departamento de Engenharias e Tecnologia e do Departamento de Ciências Naturais da UFES/CEUNES por todos esses anos de ensinamentos que contribuíram para a minha formação acadêmica.

A todos os amigos pela amizade.

Por fim, a todas as pessoas que contribuíram de alguma forma para o desenvolvimento deste trabalho, o meu muito obrigado.

RESUMO

Os depósitos neogênicos da falésia de Costa Dourada, Mucuri, BA, são conhecidos sob a denominação de Formação Barreiras ocorrendo em várias falésias no litoral sul da Bahia. De forma geral esses arenitos são compostos de sedimentos de origem predominantemente continental a litorânea, arenosos e de cores variegadas, que se distribuem ao longo do litoral brasileiro desde o Amapá até o Rio de Janeiro. No entanto, de acordo com publicações recentes, o tectonismo atual (neotectônica) pode ter acometido os depósitos sedimentares dessa região, e alterado, também, o seu quadro estratigráfico. Trabalhos realizados, principalmente entre o norte do Espírito Santo e sul da Bahia, apresentam conflitos concernentes a origem e ao posicionamento dos depósitos costeiros presentes nessa região. Alguns autores associam estes depósitos à formação Barreiras. Por outro lado, outros autores sugerem que estes depósitos sejam de origem continental. O problema para identificar e posicionar estas unidades se devem, principalmente, ao caráter afossilífero destes sedimentos. Além disso, reconhecimentos em campo mostram que estas rochas possuem elevada evolução diagenética, o que não é compatível com as rochas da Formação Barreiras. Ainda, as descrições petrográficas e as análises de MEV/EDS sugerem a presença de um vulcanismo explosivo, caracterizado pelo elevado volume de quartzo fragmentado, e pela associação da caulinita a processos telodiagenéticos, provavelmente devido ao soerguimento da região exercido pelo magmatismo da Formação Abrolhos, expondo as rochas da Formação Rio Doce.

Palavras chave: Formação Rio Doce, Formação Barreiras, Diagênese, Bacia de Mucuri, Falésias de Costa Dourada.

ABSTRACT

The neogenics deposits of the cliffs in Costa Douarada, Mucuri, Bahia, are known under the name of Barreiras Formation occurring in several cliffs on the south coast of Bahia. Generally, these sandstones are composed, predominantly, of sediments of continental and coastal origin, sandy and variegated colors, which are distributed along the Brazilian coast from the Amapá to Rio de Janeiro. However, according to recent publications, the recent tectonics events (neotectonic) may have affected the sedimentary deposits of this region, and changed also the stratigraphic section of this region. Work carried out mainly between the northern of the Espírito Santo and southern of the Bahia, present conflicts concerning the origin and the positioning of coastal deposits present in this region. Some authors associate these deposits as Barreiras Formation. Moreover, other authors suggest that these deposits are continental origin. The problem for identifying and positioning these units are due mainly to no presence of fossils in these sediments. In addition, field reconnaissance shows that these rocks have high diagenetic evolution, which is not compatible with the rocks of the Barreiras Formation. Still, petrographic descriptions and analyzes of SEM / EDS suggest the presence of an explosive volcanism, characterized by high volume of fragmented quartz, and the association of kaolinite to telodiagenéticos processes, probably due to the uplift of the region exerted by the magmatism of the Abrolhos Formation, exposing the rocks of the Rio Doce Formation.

Key words: Rio Doce Formation, Barreiras Formation, Diagenesis, Mucuri Basin, Costa Dourada Cliffs.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da área de estudo. Fonte: www.cprm.gov.br/publique/media/geodiversidade_bahia.pdf - Acesso em 10.06.2015.	4
Figura 2 - Evolução tectono-sedimentar das bacias de margem leste. Modificado de Cainelli e Mohriak, 1998.	6
Figura 3 - Carta estratigráfica bacia do Espírito Santo - Modificado de www.anp.gov.br/brasil-rounds/round4/atividades_exploratorias/cartas_secoes/ - Acesso em 22.09.2015.	9
Figura 4 - Modelo para a ocorrência do magmatismo de Abrolhos. Modificado de Gomes & Suita (2010).	10
Figura 5 - Falésias (cerca de 15m de altura) da Formação Rio Doce expostas em Costa Dourada (BA). Fonte: Autoria própria.	12
Figura 6- Comparação entre as idades definidas para as Formações Barreiras e Rio Doce segundo cada autor. Fonte: Autoria própria.	15
Figura 7 - A) Tubo PVC cortado e pronto para coleta das amostras. B) Coleta das amostras no campo. C) Aplicação da resina para consolidação dos sedimentos. D) Amostra em laboratório petrográfico após a aplicação da resina. Fonte: Autoria própria.	18
Figura 8 - Interior da câmara de análises do MEV. Fonte: Autoria Própria.	20
Figura 9 - Espectro EDS do quartzo. Os diferentes picos para um mesmo elemento (Fe) representa energias variadas dos fótons. O pico de ouro (Au) é devido a fina camada de metal aplicada na amostra. Fonte: Autoria própria.	21
Figura 10 - Aspectos gerais da falésia de Costa Dourada. A) Forma geral de ocorrência da falésia; B) Intercalação da vulcânica com o arenito da Fm. Rio Doce. C) Aspecto geral da camada piroclástica. SS – Arenito da Formação Rio Doce; Rh – Riolito piroclástico.	23
Figura 11 – Aspectos gerais da petrografia. A) Ausência de imbricamento dos grãos e elevada porosidade. B) Presença forte oxidação. C) Grão de quartzo com aristas de	

alto ângulo. D) Grão de quartzo com aresta de alto ângulo. E) Fragmento de rocha(?) com inclusão de minerais. F) Elevada dissolução telodiagenética em grão de quartzo. Fonte: Autoria Própria.	26
Figura 12 – Aspectos gerais da petrografia. A) Sericita. Lamelas abertas indicam ambiente raso. B) Zircão associado a grão de quartzo. C) Zircão detrítico e a influência da sua radioatividade. D) Ortopiroxênio. E) Quartzo fragmentado indicando provável evento explosivo. Fonte: Autoria Própria.....	27
Figura 13 - Diagrama ternário de classificação das amostras dos arenitos da região de Mucuri – Costa Dourada (Modificado de Folk, 1980)	28
Figura 14 - Diagrama ternário de reclassificação das amostras dos arenitos da região de Mucuri – Costa Dourada (Modificado de Folk, 1980)	29
Figura 15 - Diagrama ternário de proveniência dos arenitos da região de Mucuri – Costa Dourada (Modificado de Dickinson et al, 1983 a).	30
Figura 16 – A) Imagem de MEV com as características sedimentológicas do arenito de Costa Dourada. B) Aproximação de 1720x da região destacada em amarelo para análise EDS. C) Aproximação de 3040x da região destacada em vermelho para análise EDS. Fonte: Autoria própria.	36
Figura 17 – Espectro do EDS mostrando assinatura química do quartzo, ponto 1 - Fig. 13B. Fonte: Autoria própria.	37
Figura 18 – Espectro EDS mostrando assinatura química do quartzo, segundo trabalho de Welton (1984). Modificado de Welton, 1984.....	37
Figura 19 - Espectro EDS mostrando assinatura química da caulinita, ponto 2 - Fig. 13B. Fonte: Autoria própria.	38
Figura 20 - Espectro EDS mostrando assinatura química da caulinita, segundo trabalho de Welton (1984). Modificado de Welton, 1984.....	38
Figura 21 - Espectro do EDS mostrando assinatura química do quartzo, ponto 3 - Fig. 13C. Fonte: Autoria própria.	39
Figura 22 - Espectro EDS mostrando assinatura química da caulinita, ponto 6 - Fig. 13C. Fonte: Autoria própria.	39

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Composição em porcentagem de cada mineral nas lâminas.....	50
---	----

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	IV
RESUMO	V
ABSTRACT	VI
LISTA DE FIGURAS	VII
LISTA DE TABELAS	IX
SUMÁRIO	X
1 INTRODUÇÃO	1
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
2.1 Área de Estudo	4
2.2 Contexto Geológico da Bacia do Espírito Santo e Mucuri	5
2.3 Vulcanismo de Abrolhos	10
2.4 Geomorfologia da Região Estudada	11
2.5 Formação Barreiras	12
2.6 Formação Rio Doce	14
3 OBJETIVOS	16
3.1 Objetivo Geral:	16
3.2 Objetivos Específicos:	16
4 METODOLOGIA	17
4.1 Pesquisa Bibliográfica	17
4.2 Coleta de Amostras	17
4.3 Caracterização petrográfica	18
4.4 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Espectrometria por Dispersão de Energia (EDS)	19
4.5 Redação do relatório final	21
5 RESULTADOS	22
5.1 Análise Petrográfica Geral	23
5.2 Classificação Composicional	28
5.3 Proveniência	29
5.4 Constituintes diagenéticos	31

5.4.1	Compactação mecânica	31
5.4.2	Caulinita e Porosidade secundária	31
5.4.3	Esmectita.....	32
5.4.4	Óxido de titânio.....	33
5.4.5	Modelo de evolução diagenética	34
5.5	Resultados MEV/EDS.....	34
6	CONCLUSÕES E SUGESTÕES	40
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	43
8	ANEXO I – TABELA CONTAGEM DE MINERAIS.....	50
9	ANEXO II – DESCRIÇÃO LÂMINAS.....	54

1 INTRODUÇÃO

Na praia de Costa Dourada, no Município de Mucuri, extremo sul do Estado da Bahia, ocorre uma falésia com altura entre de 5 m e 15 m, na qual se expõe, em grande parte, arenito de granulação grossa o qual foi considerado (através de aspectos sedimentológicos marcantes) pertencente à seção Cenozóica da Bacia do Espírito Santo (Formação Rio Doce, Eoceno; ou Formação Barreiras, Neoceno). A falésia está sob forte ação do intemperismo e erosão marítima, que é descrito pelo processo de *case-hardening*, que é o endurecimento da superfície das rochas devido à percolação de ferro e manganês (MOTOKI et al., 2007b; 2008a; 2011).

Ao longo do litoral sul da Bahia é largamente documentado na literatura geológica que grande parte dessas falésias pertence à seção quaternária, à Formação Barreiras. No litoral Sudeste do Brasil e Sul do estado da Bahia, onde têm sido muito pouco estudados, esses sedimentos estendem-se desde Porto Seguro ao norte do Espírito Santo até a “Região dos Lagos”, no Rio de Janeiro. No Estado do Espírito Santo, estes depósitos foram investigados por Amador & Dias (1978), Amador (1982) e Tamara (1995), que descreveram associações litológicas distintas, interpretadas como de ambientes fluviais. Lima *et al.* (2006) descreveram a faciologia da Formação Barreiras das falésias aflorantes entre as cidades de Porto Seguro e Prado, e identificaram o predomínio de litofácies maciças, embora tenham sido observados também, arenitos laminados e com estratificações cruzadas.

A Formação Rio Doce, entretanto, não está representada nos mapas geológicos da região norte do Espírito Santo e Sul da Bahia (p. ex. MARTIN et al., 1997). Isto pode ser devido à escala de mapeamento adotada nestes mapas ou pelo fato de ocorrerem isoladamente e de forma pontual e, em sua maioria, recobertos pelos depósitos da Formação Barreiras, sendo, assim, englobados nesta unidade (MORAIS, 2007). Porém, trabalhos recentes registram que estes depósitos afloram em larga escala no norte do Espírito Santo (MORAIS, 2007).

No entanto, segundo a maioria dos autores a Formação Barreiras constitui a unidade geológica de ocorrência mais expressiva da costa brasileira, aflorando desde o Estado do Rio de Janeiro até o Amapá (SUGUIO & NOGUEIRA, 1999). Estes depósitos vêm sendo estudados por muitos pesquisadores, alguns dos quais, mais

recentemente, chamaram atenção para a necessidade de caracterização das suas fácies, visando uma melhor interpretação dos sistemas deposicionais envolvidos e sua correlação regional.

Portanto, o relativo desconhecimento da origem de seus depósitos, tanto no que diz respeito às suas características sedimentares, quanto às suas características tectônicas acarretam demasiadas classificações, correlações equivocadas e diversos problemas são provocados pelo excesso de denominações estratigráficas informais.

Estudos recentes têm demonstrado que esta unidade sofreu considerável deformação tectônica (MELLO *et al.*, 2005; NOVAIS, 2005; FORNACIARI & BRICALLI, 2009; HATUSHIKA *et al.*, 2007; MIRANDA *et al.*, 2008). Estes trabalhos mostram o risco do uso de feições geomorfológicas isoladamente para sua caracterização e os possíveis problemas para o seu mapeamento geológico. O estado do Espírito Santo tem sido alvo, nos últimos anos, de estudos sobre a influência de mecanismos neotectônicos na rede de drenagem e no relevo. Estes estudos têm sido realizados principalmente na região Norte do estado, onde se documentou a atuação de pelo menos dois eventos neotectônicos, sugerindo seu condicionamento sobre aspectos da rede de drenagem (MELLO *et al.*, 2005; NOVAIS, 2005; FORNACIARI & BRICALLI, 2009; HATUSHIKA *et al.*, 2007; MIRANDA *et al.*, 2008).

Por outro lado, ampliando a discussão acerca desta unidade litoestratigráfica na região estudada, Klein (1999 *apud* NOVAIS *et al.*, 2008) reconheceu eventos vulcânicos recentes (de idade Neógena), com características de derrames no sul da Bahia, rochas estas também associadas aos sedimentos da Formação Barreiras. Ainda mais recentemente, Novais *et al.* (2008) descreveram corpos tabulares aflorantes na porção leste da cidade de São Mateus e próximos das margens do Rio homônimo e do Rio do Norte. Esses corpos são ricos em cristais fragmentados, admitindo que os mesmos são registros terciários de depósitos de surges piroclásticos mais grosseiros, posteriormente oxidados. Segundo esses mesmos autores, e de acordo com Martin *et al.* (1997) estes depósitos foram descritos no passado como registros sedimentares pertencentes à Formação Barreiras e/ou Rio Doce.

Portanto, nota-se, que as abordagens regionais e generalizações feitas sobre a Formação Barreiras são problemáticas. O relativo desconhecimento de diversos aspectos requer uma revisão dos vários mapeamentos desta unidade, especialmente no trecho compreendido entre o Norte do estado do Espírito Santo e o Sul da Bahia

onde foram descritas rochas vulcano-sedimentares em terrenos antes mapeados como rochas sedimentares.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Área de Estudo

A área estudada é a praia de Costa Dourada a qual está situada entre os paralelos S18°20' e W39°37', localizada no Município de Mucuri, no extremo sul do Estado da Bahia, região limítrofe entre as bacias de Mucuri e Espírito Santo (Fig. 1).

No entanto, apesar de essas bacias terem sido divididas levando-se em conta mais aspectos geográficos (divisa Espírito Santo-Bahia) do que geológicos (VIEIRA *et al.*, 1994), considerou-se nesta pesquisa que essas falésias são pertencentes à Bacia de Mucuri, pelo fato das mesmas estarem posicionadas, segundo França *et al.* (2007), nos limites da Bacia de Mucuri.

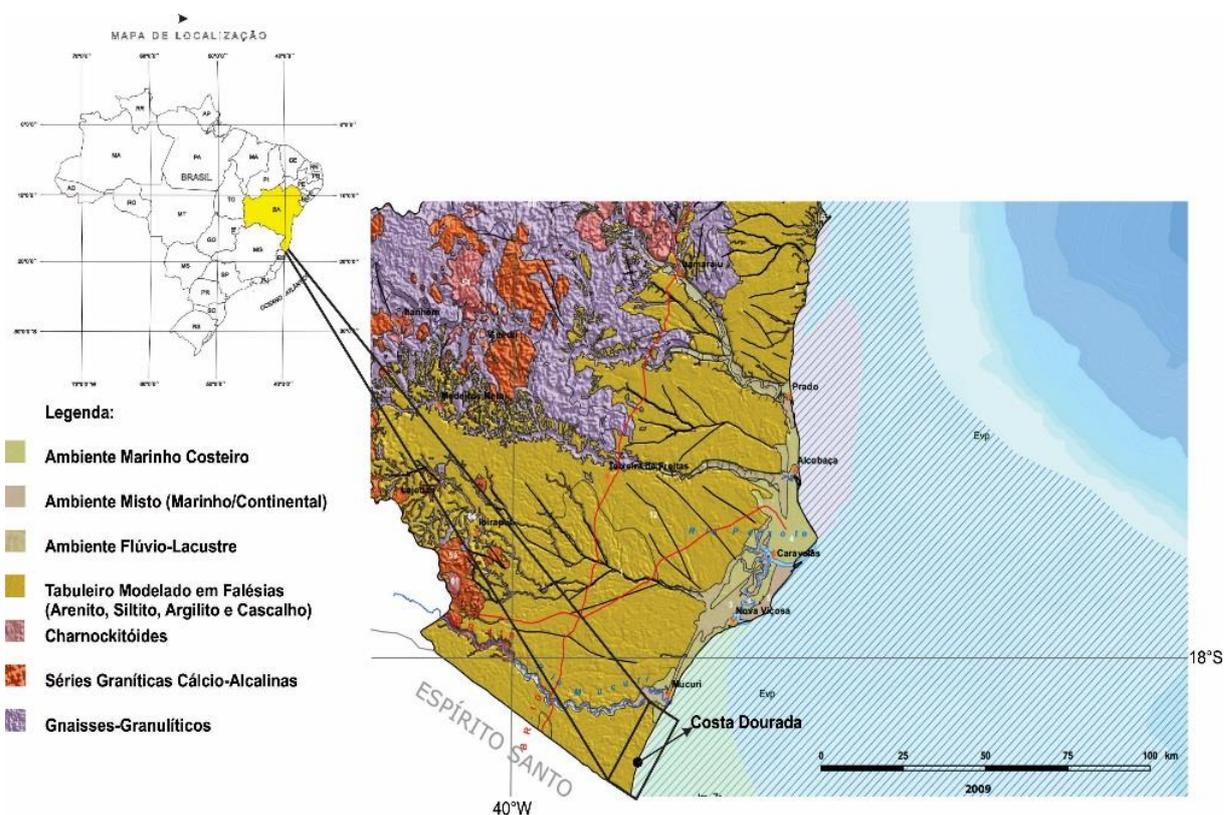


Figura 1 – Localização da área de estudo. Fonte: www.cprm.gov.br/publique/media/geodiversidade_bahia.pdf - Acesso em 10.06.2015.

Esta localidade encontra-se a 8.3 km de distância a partir da divisa do estado, e a 56 km ao norte-nordeste de São Mateus, Estado do Espírito Santo. O acesso à região pode ser feito por uma estrada de terra com 40 km de extensão, que inicia na BR-101, no povoado de 31 de Março no próprio município, e/ou atravessando a foz do Rio Mucuri de lanchas, barcos ou canoa. Pode ter acesso também pela BR-101 na divisa ES/BA, seguindo 37 km de estrada de terra.

2.2 Contexto Geológico da Bacia do Espírito Santo e Mucuri

A Bacia de Mucuri é uma das bacias de margens passivas, oriunda da separação continental Brasil-África. O seu pacote sedimentar registra a evolução da margem leste sul-americana influenciado por períodos tectônicos distintos. Está limitada a norte pela interseção com a linha de costa e o embasamento raso, a oeste pelo embasamento cristalino, a sul pela Bacia do Espírito Santo, e a leste pelo limite crosta continental/crosta oceânica, totalizando uma área aproximada de 14.800 km² (FRANÇA, 2006 *apud* FRANÇA *et al.*, 2007), dos quais 1.300 km² referem-se à bacia terrestre. A existência do Banco de Abrolhos a leste, praticamente coloca toda a bacia em águas rasas, apresentando, em média, batimetrias de 30 a 40 m.

O embasamento cristalino da Bacia do Espírito Santo e Mucuri é constituído por rochas metamórficas da Faixa Araçuaí, que bordeja o sudeste do Cráton do São Francisco, integrando o setor norte da Província da Mantiqueira (FRANÇA *et al.*, 2007). Trata-se de rochas retrabalhadas durante o Ciclo Brasileiro que exibem paragêneses minerais de alto grau metamórfico, representadas por granitoides, gnaisses, migmatitos e granulitos, pertencentes ao Cráton São Francisco, cujas rochas de idade arqueana foram parcialmente remobilizadas nos ciclos Transamazônico e Brasileiro (FRANÇA *et al.*, 2007).

Com a contínua evolução do conhecimento acerca da tectônica das bacias sedimentares do Atlântico Sul foi possível estabelecer as principais fases relacionadas ao rifteamento e as feições formadas durante o processo. Assim, segundo França *et al.* (2007), as unidades que preenchem a Bacia de Mucuri podem ser agrupadas em três supersequências denominadas de *rift*, *pós-rift* e *drift*.

O modelo proposto por Cainelli & Mohriak (1999) para a fase rifte das bacias brasileiras apresenta uma sequência evolutiva coerente, embora generalista, cujas sequências foram baseadas em modelos anteriores para outras margens passivas. Segundo estes modelos, o processo do rifteamento consistiu em 5 etapas principais (Fig 2).

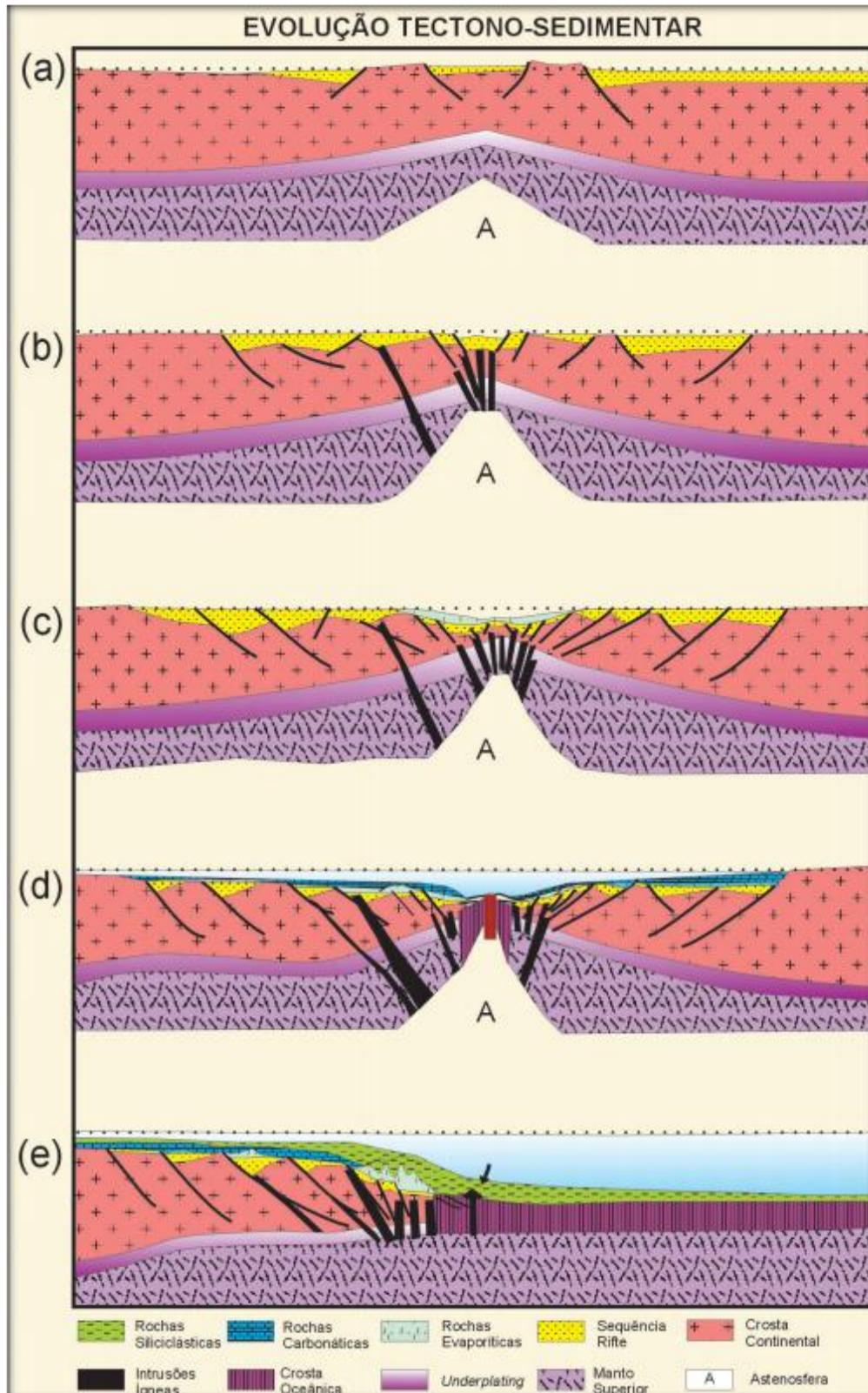


Figura 2 - Evolução tectono-sedimentar das bacias de margem leste. Modificado de Cainelli e Mohriak, 1998.

Fase (a) – soerguimento termal astenosférico, com afinamento regional da crosta continental e manto superior, chamada fase dúctil, e formação de falhas na crosta superior;

Fase (b) – corresponde a fase rúptil, com um aumento do estiramento litosférico e a ocorrência de grandes falhas afetando a crosta continental, extrusões basálticas e formação de semi-grábens, que são preenchidos por sedimentos continentais lacustrinos;

Fase (c) – Intensa extensão litosférica, com geração de grandes falhas e rotação de blocos do rifte. A partir de então, esses autores admitem a ruptura que deu início à formação do assoalho oceânico, associados a um vulcanismo subaéreo.

Fase (d) – A concentração da extensão litosférica em uns lócus leva à formação da Cordilheira Meso-Atlântica, concomitantemente ao extravasamento de crosta oceânica, estando associada nas bacias ao sul pelos *seaward dipping reflectors* (SDRs) e reativação de falhas regionais, que altera a topografia separando ambientes de deposição continental de ambientes transicionais e marinhos. No final da fase IV foram depositados sedimentos de idade Aptiana que foram pouco afetados por falhas e podem localmente dar origem a rochas geradoras de hidrocarbonetos. No Aptiano Superior ocorre a deposição de evaporitos, seguido de uma sedimentação carbonática em plataforma rasa no Albiano.

Fase (e) – Contração termal da litosfera e aprofundamento da batimetria no final do Albiano. No Cenomaniano ocorre o fim da deposição dos carbonatos, e subsequente aporte sedimentar marinhos de águas profundas. É importante notar que esses autores incluem em todas as fases evolutivas o processo de *underplating* da base da litosfera.

Especificamente a Bacia do Espírito Santo e Mucuri, inicialmente, foi preenchida por arenitos e folhelhos de idade *rift* (Formação Cricaré), onde predominava um ambiente deposicional lacustre, com contribuição fluvial e aluvial, associado com o vulcanismo da Formação Cabiúnas. Na porção proximal são registrados conglomerados de bordas de falhas. A fase *rift* é limitada, no topo, pela Discordância Pré-Alagoas (DPA).

Os sedimentos da fase transicional são formados por sedimentos lacustre, fluvio-deltáicos, e marinho restrito. Corresponde aos evaporitos e arenitos da Formação Mariricu, Membro Itaúnas. Sob forte evaporação e em um ambiente restrito ocorreram a deposição de anidrita e halita, durante o período de quiescência tectônica (FRANÇA *et al.* 2007).

A fase *drift* é formada na base por arenitos da Formação São Mateus associados com carbonatos de águas rasas da Formação Regência. Essa fase de sedimentação ocorreu em um ambiente Nerítico ainda com influência do ambiente evaporítico. No Cenomaniano iniciou-se a elevação do nível do mar, que recobriu de forma retrogradante toda a plataforma carbonática. A Formação Urucutuca pertencente ao Grupo São Mateus é composta de folhelhos e arenitos turbidíticos. Com o frequente soerguimento da Serra do Mar, durante o Paleógeno, a Bacia do Espírito Santo sofreu um rebaixamento do nível do mar, associado com o vulcanismo de Abrolhos e a halocinese. Devido ao intenso magmatismo de Abrolhos, houve um soerguimento da região que levou ao desenvolvimento de uma plataforma rasa, onde foram depositados os carbonatos da Formação Caravelas (FRANÇA *et al.* 2007).

Durante o Mioceno, na região mais proximal, ocorreu a deposição dos arenitos da Formação Rio Doce. Na parte distal da bacia, ocorreu a deposição dos folhelhos da Formação Urucutuca (FRANÇA *et al.* 2007).

O ciclo deposicional da bacia foi completado com a deposição de sedimentos terciários das formações Caravelas (carbonatos de água rasa), Rio Doce e Barreiras (siliciclásticos fluvio-aluviais) (Fig. 3) (FRANÇA *et al.* 2007).

2.3 Vulcanismo de Abrolhos

A bacia do Espírito Santo passou por duas atividades vulcânicas ao longo da sua história evolutiva. O primeiro evento, chamado de Cabiúnas, ocorreu durante o Eocretácio, durante a fase *rift*, que é representado por basaltos e diabásios associados a sedimentos fluvio-lacustres. O segundo episódio vulcânico foi de maior expressão e modificou de forma acentuada a bacia na região, e levou a formação do Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA) (GOMES & SUITA, 2010).

O CVA é uma ampla província magmática, de idade Eocênica, localizada na margem leste brasileira e se estende entre as bacias do Espírito Santo, Mucuri e Cumuruxatiba. Esta província tem aproximadamente 25.000km², ao qual se formou uma ampla plataforma carbonática com cerca de 240km de largura (Fig. 4).

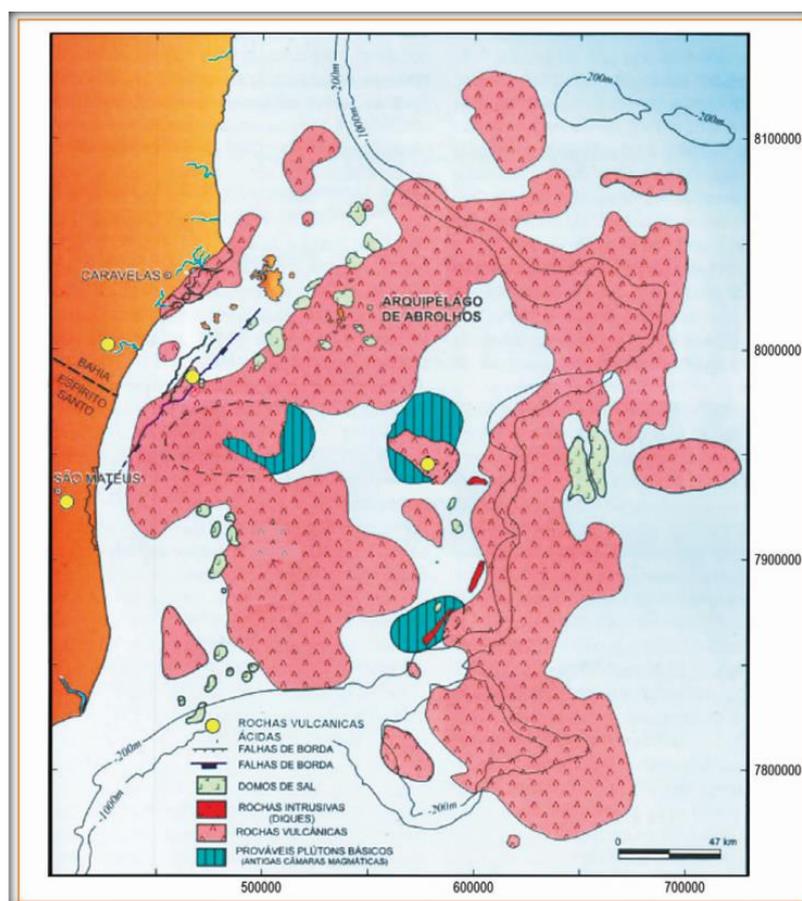


Figura 4 - Modelo para a ocorrência do magmatismo de Abrolhos. Modificado de Gomes & Suita (2010).

Este vulcanismo terciário foi um fator importante na formação estrutural da bacia. A sobrecarga exercida na região de ocorrência do CVA devido ao peso do

material magmático condicionou a particularidade da tectônica de sal, formando frentes de empurrão na direção do continente. Este magmatismo é associado a rochas de natureza ultramáfica a alcalina do Sudeste de Brasil, devido a presença de uma pluma mantélica formando *hot spots* (GOMES & SUITA, 2010).

Na sequência Vulcano-sedimentar da Formação Abrolhos foram identificados diabásios, basaltos, e brechas vulcânicas máficas intercalados com sedimentos, além da ocorrência de traquitos e riolitos no topo (GOMES & SUITA, 2010). Mais recentemente, Novais *et al.* (2008) cita a presença de rochas vulcânicas ignibríticas na Região de São Mateus no estado do Espírito Santo. Ainda segundo Novais *et al.* (2008), a origem destas rochas estaria condicionada a reativação e falhas transcorrentes decorrentes da fase *rift* da bacia.

2.4 Geomorfologia da Região Estudada

De acordo com Suguio *et al.* (1982) e Martin *et al.* (1997) as principais províncias geomorfológicas da região norte do estado do Espírito Santo e Sul da Bahia pertencem à Formação Barreiras. No entanto, várias questões relacionadas à identificação dessas rochas ainda persistem, como por exemplo as generalizações de outras unidades (como a Formação Rio Doce) em mapas da Formação Barreiras.

Na área de estudo são encontradas as Planícies Costeiras que são representadas por complexos deltaicos, estuarinos e praias, na qual se distribuem de forma irregular e descontínua entre o Oceano Atlântico e os Tabuleiros Costeiros, englobando as faixas de praias e as desembocaduras dos rios que para elas se dirigem. Nos trechos entre o mar e os Tabuleiros Costeiros, as costas de abrasão apresentam-se destacadas por falésias atuais (fig. 5).



Figura 5 - Falésias (cerca de 15m de altura) da Formação Rio Doce expostas em Costa Dourada (BA). Fonte: Autoria própria.

2.5 Formação Barreiras

O termo Barreiras é utilizado para se referir a rochas clásticas, de idade Cenozóica, de cores vivas, geralmente friáveis, de ocorrência quase ininterrupta ao longo da costa, desde o Rio de Janeiro até o Amapá (SUGUIO & NOGUEIRA, 1999).

Os estudos pioneiros sobre a Formação barreiras datam do início do século XX, quando Branner (1902) fez a primeira referência a esta unidade. Nas décadas seguintes, citam-se os trabalhos de Moraes (1924) e Oliveira e Leonardos (1943), que denominaram de “Série das Barreiras” e, a partir de Kegel (1957), esta unidade passou à categoria de formação.

Bigarella e Andrade (1964), ao estudarem a faixa costeira do Estado de Pernambuco, redefiniram esta unidade como Grupo Barreiras.

Em trabalhos mais recentes, as rochas designadas de “Barreiras” foram reposicionadas na categoria de formação por Mabesoone et al. (1991). As unidades antes individualizadas representariam, segundo esses autores, apenas variações faciológicas dos diferentes sistemas deposicionais associados, corroborando a concepção estabelecida anteriormente por Kegel (1957).

Suguió & Nogueira (1999) realizaram uma revisão crítica do conhecimento geológico acerca da Formação Barreiras, enfatizando que a caracterização faciológica

associada à aplicação dos conceitos de Estratigrafia de Sequência é de fundamental importância para a reconstrução paleogeográfica desta unidade sedimentar. Suguio & Nogueira (1999) no entanto não identificaram nesta unidade correlações estratigráficas consistentes entre todas as áreas de ocorrência desta unidade e optaram pela designação de Formação Barreiras.

Levando em consideração a complexidade do termo e da difícil compreensão desta unidade, muitos trabalhos fazem a subdivisão do Barreiras em unidades distintas utilizando parâmetros de difícil compreensão, o que pode ocasionar erros de identificação por englobar unidades equivocadas como pertencentes ao Barreiras.

De maneira geral a Formação Barreiras é constituída, predominantemente, de arenitos quartzosos, caulíníticos (alteração de feldspatos), ora maciços, ora com estratificações, intercalados a lamitos. Os depósitos são bastante ferruginizados, apresentando cores variadas (vermelho ao alaranjado).

Os tabuleiros litorâneos, segundo Morais (2007), são típicos da Formação Barreiras, e têm sido descritos como uma feição geomorfológica não deformada.

Trabalhos que ressaltam estes aspectos foram desenvolvidos a partir do final dos anos 80, quando Rossetti (1988) sugeriu que as rochas da Formação Barreiras, na porção nordeste do Estado do Pará, teriam sido depositadas como leques aluviais, com provável influência de marés na porção mais distal do sistema. Outros autores (ARAI et al., 1988; ARAI, 1997) também em estudos na área supracitada, reforçaram a ideia da contribuição marinha, baseados na presença de gêneros de dinoflagelados e de restos quitinosos de micro foraminíferos.

Matoso e Robertson (1959) consideram que a Formação Barreiras provavelmente contém depósitos situados entre o Cretáceo Superior e até o início do Quaternário, sendo, posteriormente, reposicionada e aceita entre o Mioceno e o Pleistoceno (BIGARELLA e ANDRADE, 1964; AMADOR, 1982). Trabalhos realizados no Pará por Arai et al. (1988) forneceram idades, para o Barreiras inferior, como situado entre Mioceno inicial a médio, conferindo assim, os dados mais confiáveis disponíveis para a idade desta Formação.

Morais et al. (2005) caracterizaram associações faciológicas de ambiente fluvial entrelaçado para os depósitos do Barreiras do estado do Espírito Santo, com participação de sedimentos depositados por fluxos de detritos e fácies típicas de planícies de inundação.

No estado do Espírito Santo, os depósitos da Formação Barreiras começam a serem estudados por Amador & Dias (1978) e Amador (1982).

Amador & Dias (1978) e Amador (1982) consideraram três regiões distintas de deposição dos sedimentos Barreiras nas áreas de Guarapari-Marataízes, Vitória-Fundão e Norte do Espírito Santo.

Na região de Guarapari-Marataízes os autores só reconheceram depósitos pleistocênicos depositados discordantemente sobre o embasamento cristalino.

A Formação Barreiras começa a ocupar maior extensão areal a norte da cidade de Vitória. Ao Sul desta cidade, a sua ocorrência é descontínua, como porções mais isoladas, principalmente onde as rochas do embasamento afloram próximo ao litoral.

No norte do Espírito Santo a Formação Pedro Canário é considerada como a base do Grupo Barreiras, que corresponde ao Membro Piranha da Formação Rio Doce (AMADOR, 1982).

A Formação Pedro Canário foi descrita por Amador & Dias (1978) como uma sucessão de depósitos continentais com predominância de arenitos grossos. A rocha possui matriz caulínica secundária, que é produto da alteração do feldspato. A forma tabular das camadas de arenito e a sua alta horizontalidade, o predomínio de sedimentos grosseiros e o padrão de estratificações cruzadas, Amador (1982) sugeriu para a Formação Pedro Canário um ambiente deposicional de rios de canais entrelaçados. As altas taxas de presença de feldspato e argilas do grupo das esmectitas, segundo o Amador (1982), sugere um ambiente de clima seco.

2.6 Formação Rio Doce

A Formação Rio Doce foi definida por Asmus et al. (1971) através de fósseis obtidos em poços perfurados na porção marítima. Com base nestes registros fossilíferos, estes autores situaram a Formação Rio Doce entre Paleoceno até o Mioceno inicial. No entanto, Vieira et al. (1994), através de datações de fósseis, determinaram a idade da formação Rio Doce do Eoceno até o final do Mioceno.

Por meio de características litológicas distintas foram divididas três subunidades informais: membros Piraúna, com intercalação de folhelhos e arenitos; Pirapitanga, com arenitos intercalados a folhelhos e calcários; e Piranha formado por arenitos muito grossos, esbranquiçados e acinzentados, quartzosos, feldspáticos e frequentemente granatíferos.

De acordo com a carta estratigráfica da Petrobras (VIEIRA et al., 1994) (vide Fig. 3), os depósitos da Formação Rio Doce possuem ampla ocorrência, estando dispostos desde a área emersa até a região oceânica, sendo estas rochas, segundo Morais (2007), registradas apenas em subsuperfície. Já a Formação Barreiras, a qual superpõe os depósitos da Formação Rio Doce (embora seja difícil marcar o contato entre estas duas unidades), é registrada exclusivamente na parte emersa da Bacia.

A Formação Rio Doce é formada, basicamente, de arenitos médios a muitos grossos, quartzosos, feldspáticos, de cor cinza-esverdeada, maciços ou com estratificações cruzadas, mal selecionados, pouco lamosos e silicificados. Ainda, ocorre de maneira menos expressiva rochas conglomeráticas com seixos de 2 a 3 cm, com intercalações ocasionais de camadas descontínuas de argilito verde (MOTOKI et al., 2007). A alta concentração de feldspato confere a esta unidade litoestratigráfica um caráter mineralogicamente imaturo.

O processo de sedimentação proposto para a Formação Rio Doce é de fluxos detríticos continentais de alta densidade. São sedimentos provenientes de um ambiente de leques aluviais associados a rios entrelaçados, e pequenos sistemas lacustres rasos (MOTOKI et al. 2007).

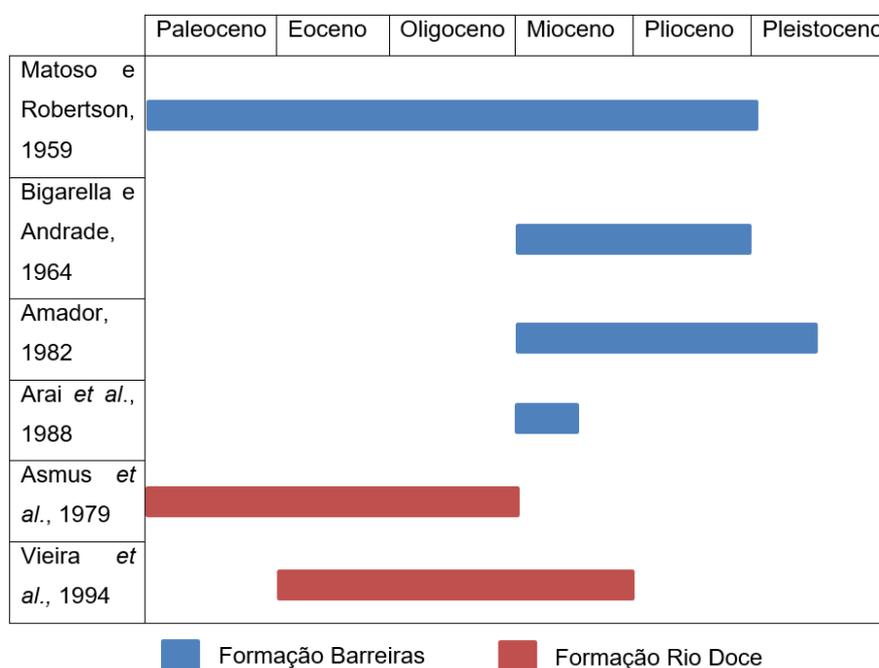


Figura 6- Comparação entre as idades definidas para as Formações Barreiras e Rio Doce segundo cada autor. Fonte: Autoria própria.

3 OBJETIVOS

O presente trabalho procura cumprir basicamente com os seguintes objetivos:

3.1 Objetivo Geral:

Realizar o estudo integrado entre a diagênese e a estratigrafia de sequências de diferentes níveis arenosos da Formação Rio Doce na região de Costa Dourada, litoral sul da Bahia.

3.2 Objetivos Específicos:

- ❖ Caracterizar as variações deposicionais que originaram as diferentes fácies sedimentares observadas nos arenitos cenozóicos da Formação Barreiras.
- ❖ Individualizar petrofácies nas rochas estudadas;
- ❖ Gerar dados geológicos do Sul da Bahia para subsidiar mapeamentos posteriores;
- ❖ Ampliar o conhecimento faciológico e paleoambiental da Formação Barreiras e Rio Doce na região sul do estado da Bahia e norte do Espírito Santo;
- ❖ Formar recursos humanos em geociências capazes de realizar estudos integrados de estratigrafia de sequências e petrografia sedimentar.

4 METODOLOGIA

O presente trabalho de conclusão de curso foi desenvolvido em cinco etapas, quais sejam:

4.1 Pesquisa Bibliográfica

Nesta fase foi realizada a pesquisa do material publicado sobre a caracterização diagenética reservatórios siliciclásticos, bem como sobre a geologia regional da Bacia do Espírito Santo e Mucuri. Esta pesquisa forneceu o embasamento teórico fundamentado sobre o tema da pesquisa, subsidiando as futuras discussões e conclusões.

4.2 Coleta de Amostras

A coleta das amostras foi realizada através de um trabalho de campo utilizando-se de uma metodologia muito comum na agricultura, no qual um tubo de PVC é usado para coletar amostras do solo. A segunda etapa da coleta consistiu no uso de um poliéster insaturado, junto com o uso de um catalisador a base de peróxido, com o objetivo de consolidar os sedimentos. A prática do uso da resina permite amostrar lâminas em rochas pouco consolidadas (Fig. 7).

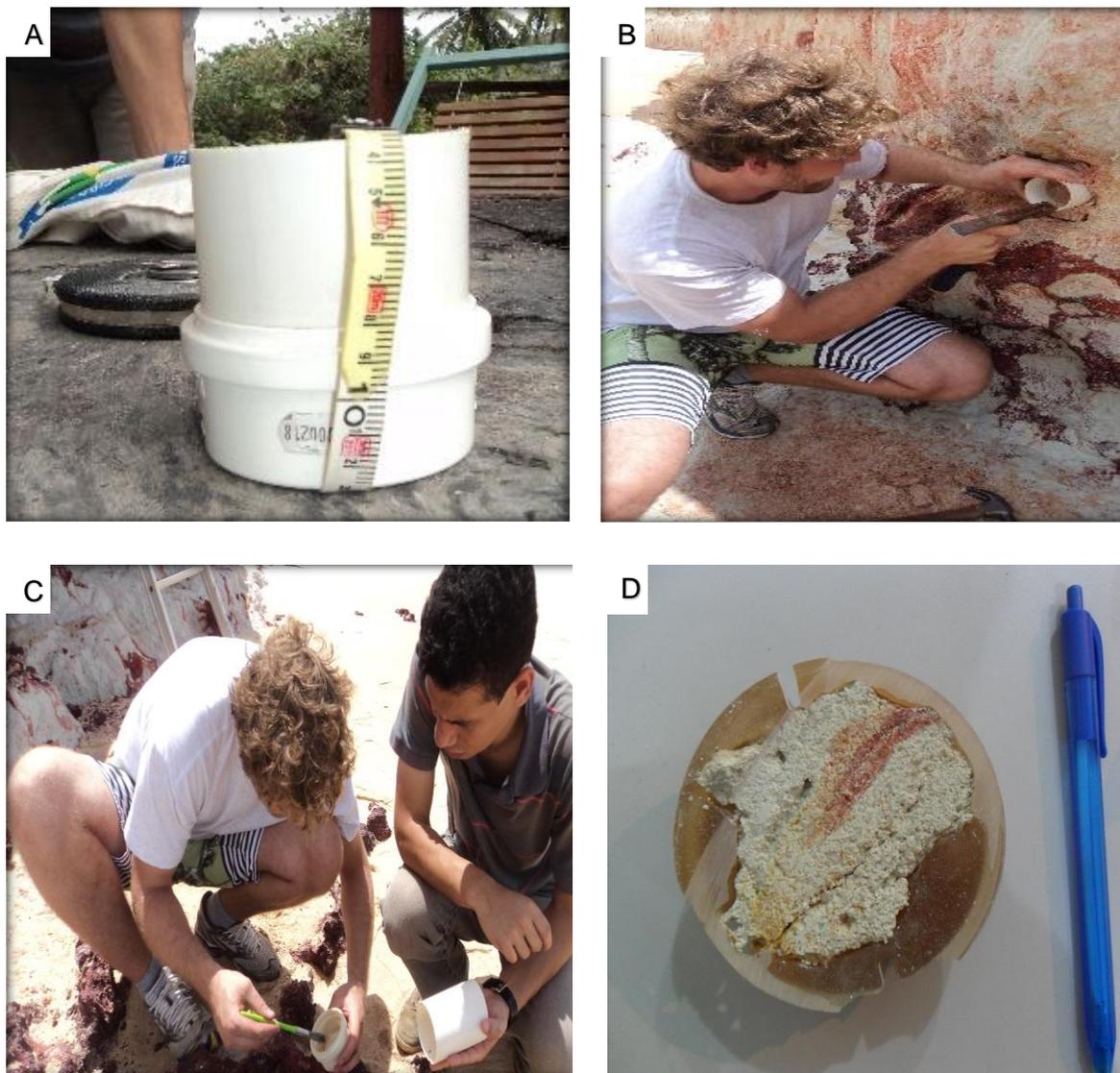


Figura 7 - A) Tubo PVC cortado e pronto para coleta das amostras. B) Coleta das amostras no campo. C) Aplicação da resina para consolidação dos sedimentos. D) Amostra em laboratório petrográfico após a aplicação da resina. Fonte: Autoria própria.

4.3 Caracterização petrográfica

As amostras coletadas foram impregnadas para a obtenção de seções delgadas com o intuito de caracterizar o processo diagenético dos arenitos em questão. Esta caracterização fomentou dados para interpretação da história diagenética ocorrida e da influência da mesma na qualidade dos arenitos como reservatórios. A descrição das amostras foi feita com a utilização de microscópio petrográfico Diagtech com luz polarizada e refletida e fotografadas por câmera digital Nikon Coolpix 9900 e em seguida, individualizadas petrograficamente segundo classificação Wentworth (1922) e textural de Folk (1980). As amostras foram impregnadas com resina epóxi azul para

a identificação dos poros, segundo o procedimento proposto por De Césaro *et al.* (1989).

De posse das lâminas delgadas, estas foram analisadas de maneira quantitativa através da contagem de 300 pontos em cada lâmina, com espaçamento de 0.3 mm, onde buscou se reconhecer as modificações diagenéticas e a relação cronológica entre elas, baseando-se nas relações texturais e faciológicas observadas.

Em cada lâmina foram analisados os minerais presentes, a porosidade intergranular, a porosidade intragranular, os processos diagenéticos de oxidação, de crescimento sintaxial de quartzo, substituição dos minerais por caulinita, illita/esmectita, os tipos de cimento, o índice de proximidade dos grãos do arcabouço, entre outros fatores.

4.4 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Espectrometria por Dispersão de Energia (EDS)

Na microscopia eletrônica de varredura, uma amostra é colocada em um *plug* dentro de uma câmara (Fig. 8). Acima da câmara existe uma coluna contendo lentes eletromagnéticas e no topo da coluna uma fonte de elétrons que emite elétrons com alta energia de até 40 KeV. O feixe de elétrons gerados percorre a amostra escaneando toda a superfície. A distância entre as linhas de escaneamento são suficientemente pequenas para que se observe toda a topografia da amostra (MAHANEY, 2002).

O choque do feixe de elétrons contra a superfície da amostra cria outros fenômenos como, a emissão de elétrons secundários e raios X. Outros tipos de emissões incluem elétrons retroespalhados (MAHANEY, 2002).

Elétrons secundários são utilizados para produzir imagens da superfície topográfica da amostra no MEV.

Muitas vezes é difícil distinguir os minerais somente na análise topográfica gerada pelo MEV. Assim, o método EDS é usado para ajudar na identificação dos minerais, e utiliza os raios X liberados da amostra durante o escaneamento da imagem que fornece os comprimentos de onda característicos de cada elemento químico (Fig.

9). O método EDS fornece apenas dados químicos e não informações mineralógicas (MAHANEY, 2002).

Foram selecionadas para análise cinco lâminas delgadas de acordo com as análises da petrografia ótica. As principais feições a serem analisadas foram crescimento sintaxial de quartzo, substituição de grãos por esmectita, franjas e cutículas de esmectita, substituição de minerais por caulinita, presença de piroxênios, e óxidos.

As lâminas foram polidas recobertas por carbono e por ouro a fim de obter melhor detalhamento e compreensão da relação paragenética das argilas em relação aos constituintes diagenéticos e detríticos.

O processo de aquisição dos resultados foi feito na Faculdade de Geologia na Universidade do Rio de Janeiro (UERJ).

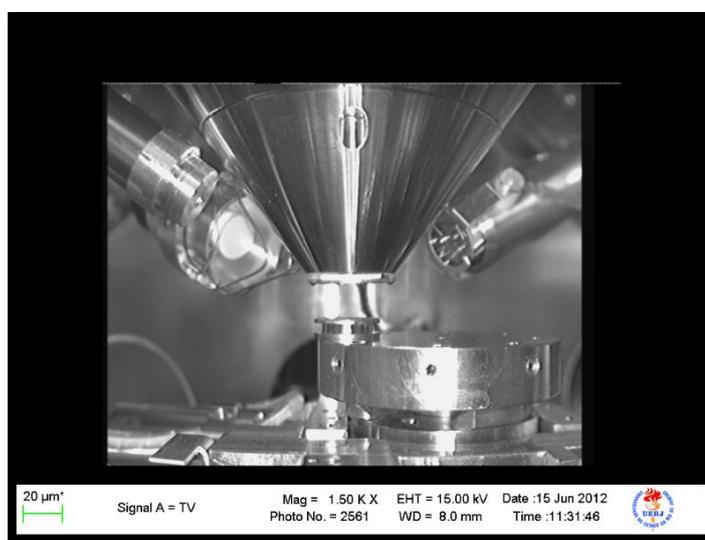


Figura 8 - Interior da câmara de análises do MEV. Fonte: Autoria Própria.

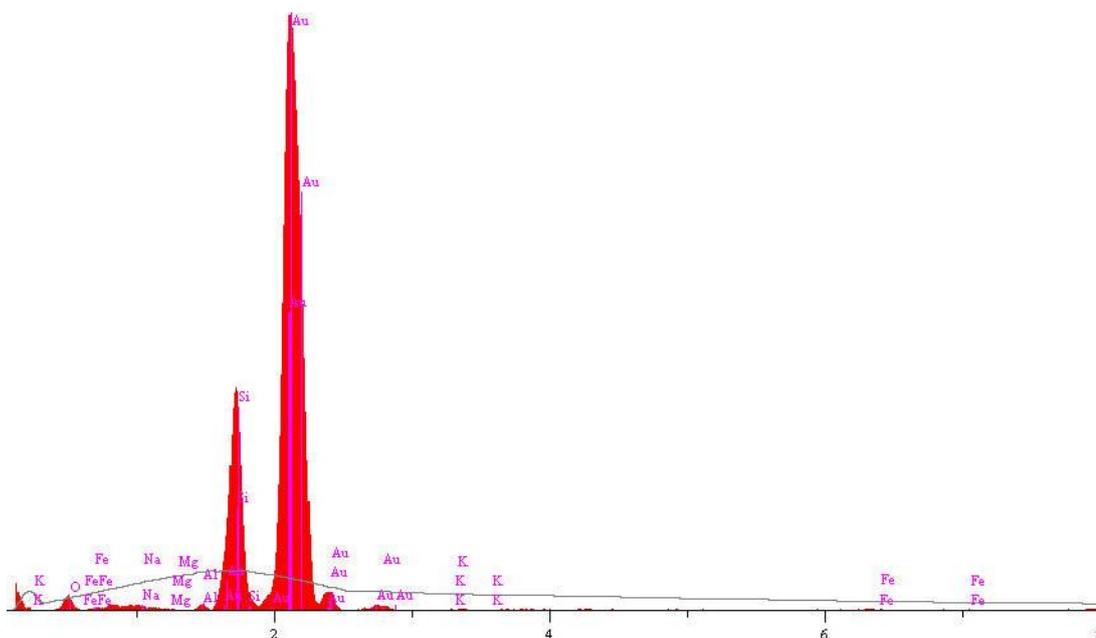


Figura 9 - Espectro EDS do quartzo. Os diferentes picos para um mesmo elemento (Fe) representa energias variadas dos fótons. O pico de ouro (Au) é devido a fina camada de metal aplicada na amostra. Fonte: Autoria própria.

4.5 Redação do relatório final

Esta última etapa, consistiu da elaboração de um texto contendo a integração de todos os dados, resultados, discussões e opiniões obtidas durante o desenvolvimento do projeto de graduação.

5 RESULTADOS

De maneira geral os depósitos costeiros localizados entre o Norte do Espírito Santo e Sul da Bahia estão inseridos no contexto Cenozóico da Bacia do Espírito Santo, e são rotineiramente associados à Formação Barreiras (AMADOR & DIAS, 1978; AMADOR, 1982; SUGUIO & NOGUEIRA, 1999; MORAIS, 2007). No entanto, o arenito exposto nesta praia tem aspectos visuais muito similares ao arenito da Formação Rio Doce em São Mateus, ES.

O arenito observado na praia de Costa Dourada possui granulação grossa e ocorre intercalado e sobrepondo camadas vulcânicas piroclásticas por toda a extensão da falésia. Os aspectos litológicos e forma de ocorrência geológica desta rocha são muito similares àquele da Província Vulcânica de São Mateus (Novais, informação verbal), sendo aqui considerado como uma extensão do vulcanismo até o sul do Estado da Bahia.

A camada piroclástica exposta nesta praia tem espessura mínima confirmada de 1m. A espessura total é desconhecida devido ao fato do contato inferior estar coberto por areia de praia. O contato superior do corpo piroclástico em conformidade com o arenito da Formação Rio Doce é bem evidente (Fig. 10A, B) e de ângulo notavelmente horizontal. A continuidade do contato entre essas duas unidades litológicas é observada ao longo da Praia da Costa Dourada por pelo menos 1 km, sem interrupção. Ainda, no contato entre as duas unidades, observa-se um plano de discordância erosiva.

Em relação às fácies areníticas, da Formação Rio Doce, estas possuem granulometria grossa e textura maciça sem estratificações e laminações notáveis. A constituição mineralógica é basicamente constituída por quartzo, feldspato alcalino e biotita. Os grãos de quartzo têm tamanho entre 5 mm e 10 mm. Os grãos de quartzo maiores do que 1 cm possuem forma arredondada. A abundância modal dos cristais é alta, sendo superior a 40%. Comparando-se os arenitos da Formação Rio Doce, observados em São Mateus, a quantidade modal de quartzo é maior e de feldspato alcalino é menor. Observa-se no afloramento lentes de 20 cm com extensão de 1 m no afloramento, sugerindo a estrutura sedimentar de canal. Isto indica, provavelmente, que a rocha fonte deste arenito encontrava-se próximo da área de deposição. A

diagênese do arenito é avançada fato este que corrobora a hipótese destes arenitos não estarem associados à Formação Barreiras.

No entanto, os grãos presentes na camada piroclástica são constituídos predominantemente por quartzo com tamanho menor do que 2 mm (Fig. 10C). Não estão presentes feldspato alcalino ou fragmentos líticos. A maior parte dos grãos de quartzo ocorre como fragmentos. O teor total dos cristais é relativamente baixo, sendo inferior a 10% modais. As características litológicas descritas acima apresentam um contraste marcante com a litologia do arenito da Formação Rio Doce.



Figura 10 - Aspectos gerais da falésia de Costa Dourada. A) Forma geral de ocorrência da falésia; B) Intercalação da vulcânica com o arenito da Fm. Rio Doce. C) Aspecto geral da camada piroclástica. SS – Arenito da Formação Rio Doce; Rh – Riólito piroclástico.

5.1 Análise Petrográfica Geral

De maneira geral, os arenitos da falésia de Costa Dourada apresentam-se com granulometria variando de fina a grânulo Wentworth (1922 apud Folk, 1980). Os grãos são em geral angulares a subarredondados (Folk, 1980). Os contatos são nulos ou

pontuais sugerindo um ambiente diagenético raso de pouco soterramento (o qual foi evidenciado pelo elevado volume intergranular) o que teria conferido a estes depósitos uma compactação nula ou incipiente. Os grãos do arcabouço são mal selecionados em todas as lâminas amostradas (Folk, 1968), e encontram-se imersos numa matriz argilosa de coloração variando de verde a castanho, com ausência de qualquer imbricamento dos grãos (Fig. 11A).

Em todas as lâminas amostradas as rochas possuem elevada dissolução telodiagenética (Fig. 11A, F), provavelmente associada a alterações intempéricas, devido a região ser dominada por um clima predominantemente quente variando de superúmido a úmido (Nimer, 1972). Observa-se ainda intensa presença de oxidação (Fig. 11 B).

O quartzo apresenta-se ora fragmentado e anguloso com vértices de baixo ângulo e com continuidade ótica e ora subarredondados, sendo estes provavelmente de uma fonte plutônica (Fig. 11C, D). Além disso, possuem extinção reta a fracamente ondulante, sendo estes principalmente monocristalinos. Isto pode estar relacionado à existência de áreas-fonte distintas. Existem raras ocorrências de quartzo na fase alfa (idiomórficos). Os grãos de quartzo fragmentados apresentam-se, em grande parte, com extinção reta e os subarredondados apresentam-se com extinção levemente ondulante. Os mesmos encontram-se também com inclusões de minerais pesados como zircão (Fig. 12B). A porcentagem média de quartzo é de 26,96% (ANEXO I).

Os feldspatos estão escassos em todas as lâminas possivelmente por estarem largamente dissolvidos devido ao forte presença do intemperismo químico. Os feldspatos identificados foram o ortoclásio e plagioclásios com geminação Carlsbad. A média geral dos feldspatos quantificados foi de 0,024% (ANEXO I).

Os fragmentos de rocha (?) (Fig. 11E seta amarela) estão presentes na média de 12,78% (ANEXO I). Estes fragmentos se apresentam como uma massa amorfa, com extinção radial e estão sendo substituídos por caulinita.

Dentre os minerais acessórios, observa-se a muscovita com média de 0,26%. Os grãos de muscovita apresentam-se com as lamelas abertas e em sua grande maioria substituídas por caulinita (Fig. 12A). Isto estaria indicando um ambiente diagenético raso, favorável à abertura, provavelmente associada a uma fase

eodiagenética. A muscovita por ser um mineral mais flexível é sujeita ao efeito da pressão mecânica sendo um bom indicador de compactação. Assim, outro fator que corroborou com a inferência de uma compactação incipiente nas rochas estudadas foi justamente a ausência de dobramento dos grãos de muscovita.

Existe a ocorrência também de minerais pesados como zircão com média de 0,76% (ANEXO I). Este mineral apresenta-se distribuído na maioria das lâminas como grão detrítico, onde é possível observar a influência da radiação do grão (Fig. 12C) e na forma de inclusões em grãos de quartzo (Fig. 12B).

Em poucas amostras há a ocorrência de cristais de ortopiroxênio (Fig. 12D). Está presente em algumas lâminas, mas com maior intensidade nas lâminas 2A e 3A (ANEXO I). A porcentagem média dos ortopiroxênios é de 0,69%.

Os minerais do arenito da formação Rio Doce possuem formas subarredondadas (Fig. 12D), o que sugere movimento de rotação dos grãos durante o transporte sedimentar. Por outro lado, os grãos de quartzo com vértices de elevada angularidade possuem forma fragmentada (Fig. 11C, D). A forma angulosa pode estar associada a fragmentação de quartzo por fenômenos explosivos característicos de rochas piroclásticas (Fig. 12E) (MOTOKI *et al.* 2007). A presença de minerais com diferentes graus de maturidade pode ser um indicativo da presença de diferentes áreas fontes.

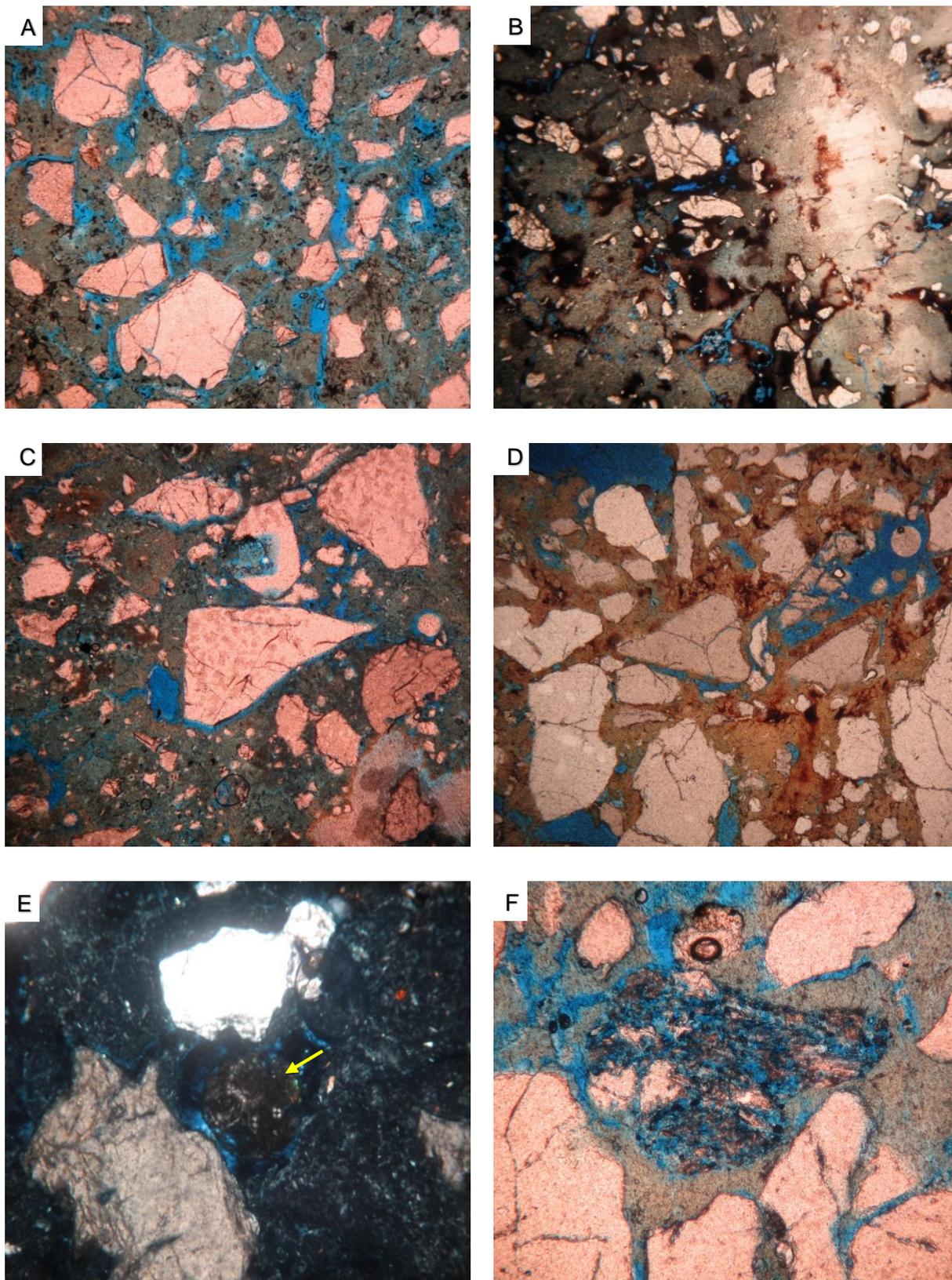


Figura 11 – Aspectos gerais da petrografia. A) Ausência de imbricamento dos grãos e elevada porosidade. B) Presença forte oxidação. C) Grão de quartzo com arestas de alto ângulo. D) Grão de quartzo com aresta de alto ângulo. E) Fragmento de rocha(?) com inclusão de minerais. F) Elevada dissolução telodiagnética em grão de quartzo. Fonte: Autoria Própria.

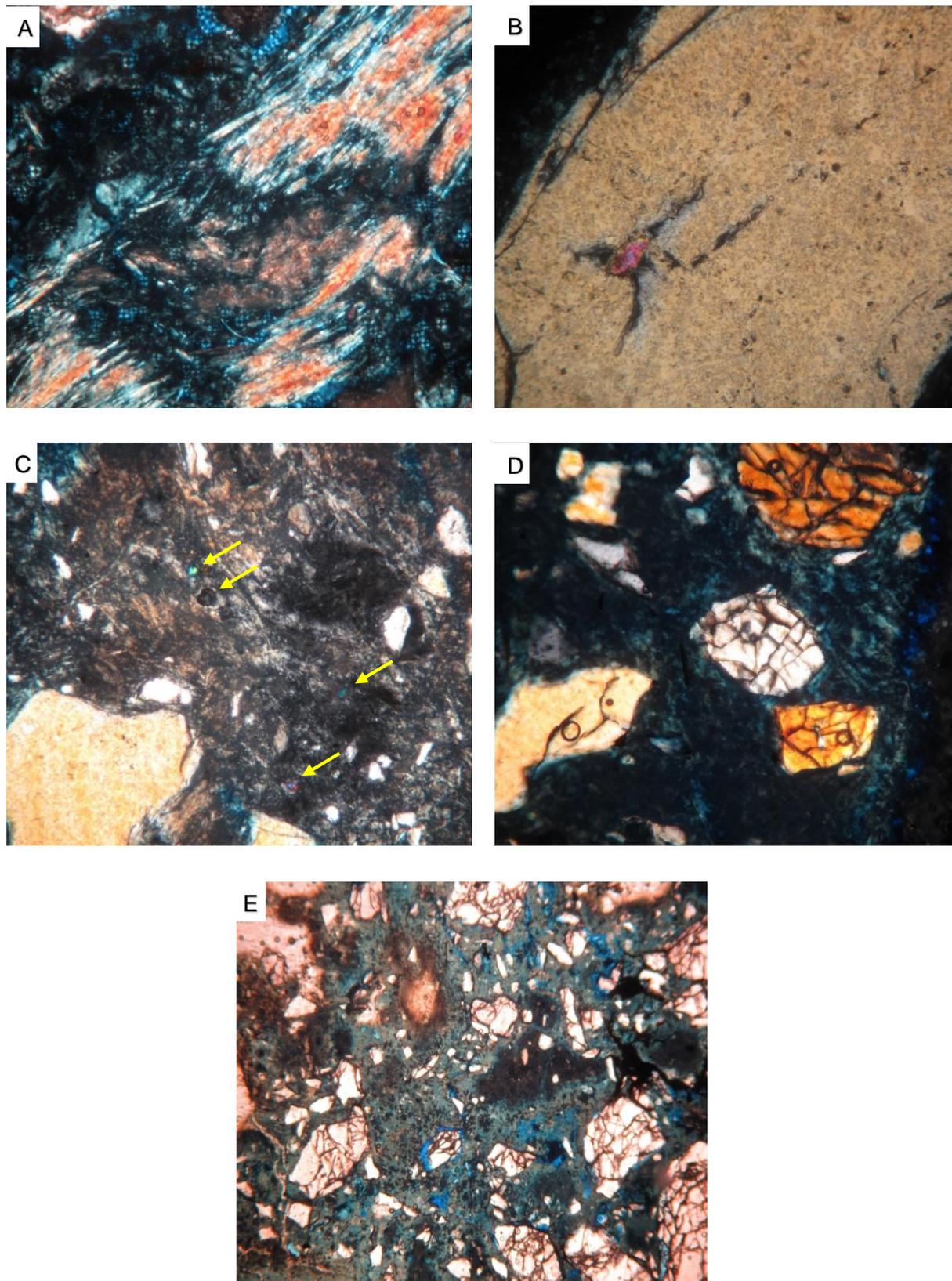


Figura 12 – Aspectos gerais da petrografia. A) Sericita. Lamelas abertas indicam ambiente raso. B) Zircão associado a grão de quartzo. C) Zircão detrítico e a influência da sua radioatividade. D) Ortopiroxênio. E) Quartzo fragmentado indicando provável evento explosivo. Fonte: Autoria Própria.

5.2 Classificação Composicional

O diagrama de Folk (1980) determina a classificação mineralógica dos arenitos com base em um diagrama ternário do tipo QFL (quartzo, feldspato e líticos). Folk (1980) utiliza outros três diagramas ternários para fazer uma correção na classificação das rochas.

Os arenitos das Falésias da Praia de Costa Dourada foram classificados como litoarenitos e sublitoarenitos (Fig. 13), utilizando o software PETROLEDGE 2012 versão 3.2. Os dados da análise composicional foram plotados no diagrama ternário de Folk (1980).

Pode-se notar pequenas diferenças quanto à composição detrítica dos arenitos. Os arenitos da região de Mucuri possuem uma variação em relação à quantidade de fragmentos líticos. Nas lâminas 3 C, 3 D, 4 B, 4 C há uma diminuição na quantidade de líticos, sendo estas classificadas como sublitoarenito.

Segundo Folk (1980), se a rocha for classificada no campo do sublitoarenito, litoarenito ou litoarenito feldspático será necessário recalcular os fragmentos de rocha de granulação fina para 100% e depois plotar no diagrama ternário VRF/MRF/SRF (Fragmento de Rocha Vulcânica, Fragmento de Rocha Metamórfica e Fragmento de Rocha Sedimentar), e determinar se os sedimentos são provenientes de um *Volcanic-Arenite*, um *Phyllarenite* ou um *Sedarenite*. Recalculando a porcentagem dos fragmentos de rocha e plotando no diagrama ternário de Folk (1980) obtém-se um arenito vulcânico (Fig. 14), que condiz com a geologia do entorno da região estudada.

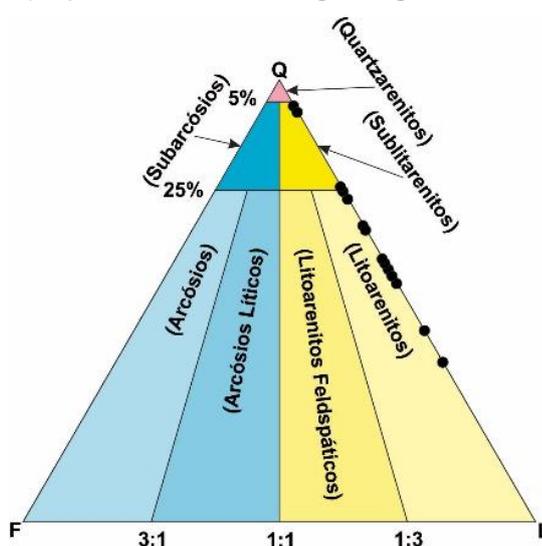


Figura 13 - Diagrama ternário de classificação das amostras dos arenitos da região de Mucuri – Costa Dourada (Modificado de Folk, 1980)

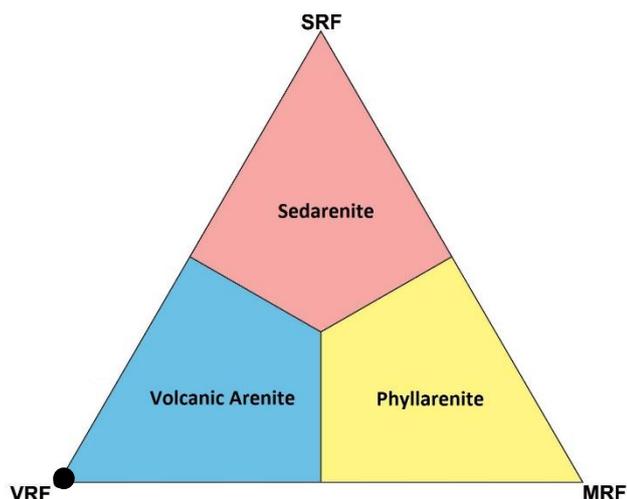


Figura 14 - Diagrama ternário de reclassificação das amostras dos arenitos da região de Mucuri – Costa Dourada (Modificado de Folk, 1980)

5.3 Proveniência

Os relatórios gerados pelo software PETROLEDGE 2012 versão 3.2 indicam que os arenitos das Falésias de Costa Dourada resultam de um orógeno reciclado (Fig. 15). A reciclagem orogênica ocorre em muitas configurações tectônicas onde as rochas estratificadas são deformadas, soergidas e erodidas (Potter, 1978 apud Dickinson et al, 1985). Assim, sedimentos vindos de orógenos reciclados incluem várias proporções de materiais na qual sua composição reflete da derivação de uma região cratônica, arcossiana ou vulcanoclástica, modificada em partes por processos metamórficos. Dado a diversidade de sedimentos de orógenos reciclados, é um grande desafio imaginar um esquema para a identificação e classificação que tenha validade empírica para a interpretação desses sedimentos (Mack, 1984 apud Dickinson, 1985).

Os arenitos das Falésias de Costa Dourada são formados principalmente por sedimentos siliciclásticos provenientes dos diques de diabásio e basaltos da faixa Colatina (Novais et al, 2004), sedimentos vulcânicos da Formação Abrolhos localizada no extremo leste da Bacia do Espírito Santo a qual é constituída por basalto cinza-esverdeado a preto com amígdalas preenchidas por calcita e zeolita, diabásio, tufo verde-claro, brecha vulcânica, material piroclástico e sedimentos intercalados (Vieira et al, 1994), além do Complexo Medina, Complexo Montanha, Complexo Paraíba do Sul e o Complexo Charnockítico de Aimorés do Cinturão Araçuaí/Ribeira compostos por rochas porfiríticas em que os minerais essenciais são o feldspato potássico (ortoclásio), plagioclásio, quartzo, biotita, anfíbolito e piroxênio (Mello et al, 2011). A

5.4 Constituintes diagenéticos

Neste item serão descritos todos os constituintes e processos diagenéticos observados nesta pesquisa. Os mesmos irão compor a história diagenética do intervalo.

5.4.1 Compactação mecânica

Durante o processo de soterramento dos sedimentos, a pressão exercida na coluna sedimentar irá atuar como um importante agente no rearranjo textural dos grãos. Esse rearranjo dos grãos, principalmente físico, ocorre desde a sua deposição e corresponde ao processo de maior redução da porosidade (Füchtbauer, 1967 apud De Ros, 1985). Este processo é denominado de compactação mecânica, e ocorre desde os estágios iniciais de soterramento dos sedimentos (eodiagênese), atinge um ponto máximo em profundidades rasas, e diminui durante a mesodiagênese. O processo da compactação mecânica concentra-se nos primeiros 1000 m de soterramento Füchtbauer (1967 apud De Ros, 1985).

Vários são os processos de compactação das rochas que são responsáveis pela redução da sua porosidade. A rotação e o deslizamento dos grãos, que são principalmente relacionados ao quartzo e ao feldspato, fratura de grãos, compactação química, através da dissolução por pressão, deformação de grãos dúcteis e flexíveis.

Nas amostras estudadas foi observada principalmente a deformação incipiente de grãos flexíveis, além de um arcaçouço frouxo e a inexistência de imbricamento dos grãos, o que comprova a hipótese de pouco soterramento da seção.

5.4.2 Caulinita e Porosidade secundária

A caulinita é um argilomineral hidratado de alumínio, 1:1, formado a partir da hidrólise parcial. Este argilomineral é o principal mineral formado na diagênese das rochas estudadas. Forma-se em condições climáticas úmidas pela, principalmente, por alteração hidrotermal ou por meteorização de feldspatos e de outros silicatos, tais como: feldspato, micas, fragmentos de rochas, intraclastos lamosos e minerais pesados (Worden & Morad, 2003). Ocorre na forma de fragmentos disseminados compostos em blocos maciços e compactos, em agregados vermiformes ou

granulares, sob forma de lamelas com disposição radial, ou em pilhas de lamelas (*booklets*) os quais podem ou não conter pequenos vestígios de micas e grãos de feldspato. A fórmula química da caulinita em função dos óxidos é:



A baixas pressões e temperaturas, condições ácidas, favorecem a formação da caulinita e as condições básicas favorecem a formação de esmectitas ou de micas. Para casos naturais as rochas que se alteram para caulinita são geralmente rochas ácidas, enquanto que as rochas ricas em cálcio e sódio formam montmorilonita. A caulinita pode ser formada *in situ*, mas é mais frequentemente produto de meteorização e transporte.

Geralmente, a caulinita é associada com o soergimento de depósitos arenosos da fase telodiagenética que, após terem sofrido as alterações eodiagenéticas e mesodiagenéticas (em menor escala nas areias estudadas), começam a sofrer influência da água meteórica. As modificações telodiagenéticas ocorrem desde centenas até dezenas de metros de profundidade (Morad *et al.*, 2000). Porém, a caulinita pode ocorrer durante a eodiagênese. Nesta fase ela ocorre associada à ao carbonato e, às vezes, a muscovita expandida (Fig. 12A), por isso, torna-se muito difícil um posicionamento exato da caulinita na sequência diagenética.

A água meteórica favorece a dissolução dos grãos instáveis do arcabouço (tais como feldspato e muscovita) gerando, dessa maneira, porosidade secundária (Fig. 11A, C, D e F). Todavia, não foi possível determinar se a caulinita se formou tão somente pela atuação da água meteórica.

5.4.3 Esmectita

A esmectita é um argilomineral com estrutura 2:1 similar à das ilitas, mas com menos substituição do Si nos tetraedros, portanto menor deficiência de carga, compensada por menos cátions (Na, Ca, Mg, K) e mais água entre as camadas. É um mineral muito expansivo, porque podem absorver água ou líquidos orgânicos em sua estrutura, tendo elevada capacidade de troca catiônica (DEER, 1996). Possui fórmula química:



São características de ambientes com pouca água (intemperismo em climas secos) e/ou com abundância de íons (alteração de rochas vulcânicas): vulcânicas ácidas alteram-se a esmectitas dioctaédricas (Al); básicas, a esmectitas trioctaédricas (Fe, Mg). A quantidade de água nos interestratos varia segundo o tipo de esmectita, a natureza dos cátions e das condições físicas.

As esmectitas também ocorrem em solos de xisto argilosos que resultaram da meteorização de rochas básicas. A disponibilidade suficiente de magnésio é o fator mais importante que determina a formação da montmorilonita. Assim, a montmorilonita resulta da meteorização de rochas básicas, principalmente nas condições em que o magnésio não é removido. Em regiões com alta lixiviação, o magnésio é removido e é formada a caulinita. Outro fator favorável a formação de esmectitas é um ambiente alcalino com disponibilidade de cálcio e escassez de potássio. As esmectitas tendem a ser substituídas por outras argilas na diagênese. Nas amostras estudadas as esmectitas encontram-se largamente substituídas por caulinitas.

5.4.4 Óxido de titânio

O rutilo é a forma mais frequente do óxido de titânio na natureza, sendo um polimorfo de alta temperatura. Possui fórmula química:



Uma vez que tem menor volume molecular, o rutilo ocorre em associações mineralógicas. Ocorrem como forma de pequenos grãos em rochas eruptivas, principalmente em rochas eruptivas e é também um mineral acessório das rochas metamórficas sendo frequentes em anfibólitos. Também ocorre com bastante frequência, sob forma de inclusões em outros minerais, principalmente o quartzo. Nos arenitos pesquisados, os minerais de titânio ocorrem como pequenos cristais agregados ou discretos, crescidos no espaço intergranular ou sobre os grãos, durante os estágios finais da mesodiagênese. De acordo com De Ros (1985), o titânio é um elemento de baixa mobilidade sob uma larga faixa de pH. A fonte mais óbvia de titânio é a dissolução de silicatos ferromagnesianos que possuem este elemento em teores subordinados na sua estrutura (e.g. piroxênio e biotita).

5.4.5 Modelo de evolução diagenética

A sequência dos eventos diagenéticos foi obtida analisando as relações de contato, da superposição e da substituição dos constituintes diagenéticos, observadas através de microscópio óptico.

A história diagenética para os arenitos de Costa Dourada compreende os eventos eodiagenéticos relacionados: i) à precipitação esmectita; ii) substituição de muscovitas, feldspatos e fragmento líticos por caulinita; à fase eodiagenética tardia associada à compactação mecânica incipiente.

Não foi possível observar elementos mesodiagenéticos marcantes nas rochas estudadas.

As fases telodiagenéticas foram: i) geração de porosidade secundária e ii) precipitação de caulinita.

5.5 Resultados MEV/EDS

Com o intuito de obter resultados mais precisos, foram feitas 46 análises de MEV de algumas amostras da região estudada.

Assim como observado em lâminas petrográficas, as argilas aparecem amplamente distribuídas ao longo de todas as amostras. Na figura 16A é possível observar que toda a amostra está recoberta por argila.

O quadrado amarelo na figura 16A foi ampliado em 1720x da amostra original, resultando na figura 16B, com os pontos de análise na utilização do método EDS, visando determinar o teor químico de cada ponto amostrado.

A análise química do ponto 1 (Fig. 16B) mostra um grão de quartzo recoberto por argila, provavelmente caulinita substituindo esmectita (Fig. 17). O pico de ouro em todas as análises é devido ao recobrimento feito com esse metal nas amostras, para uma melhor visualização.

O espectro do EDS visto na figura 17 foi comparado com o espectro presente no trabalho de Welton (1984) (Fig. 18). A comparação possibilitou confirmar o mineral como sendo quartzo, devido a sua assinatura característica.

A análise química do ponto 2 (Fig. 16B), mostra um espectro EDS com uma maior concentração de ferro (Fe) (Fig. 19). Os picos de silício (Si) e alumínio (Al) com altura quase igual confirma a identificação da argila como caulinita (Fig. 19) de acordo com o trabalho de Welton (1984) (Fig. 20). Os outros elementos químicos são provavelmente provenientes de outras argilas como a esmectita.

A região do quadrado vermelho na (Fig. 16A) foi aproximada 3040x e está representada na (Fig. 16C).

O ponto 3 (Fig. 16C) tem assinatura química do quartzo, como observado na (Fig. 21) e comparado com Welton (1984) (Fig. 18). É possível observar a presença elementos de argila, como magnésio e sódio (Mg e Na), provavelmente esmectita recobrando o grão de quartzo.

O ponto 6 (Fig.16C) representa um espectro EDS com assinatura química da caulinita (Fig. 22), com o pico de alumínio (Al) bem próximo do pico do silício (Si), o que é bem característico desse mineral. Em uma análise mais detalhada é possível sugerir que existe a presença de outras argilas ou de algum K-feldspato nas proximidades do ponto 6, indicado pela presença ferro (Fe), magnésio (Mg) de potássio (K), na assinatura do EDS.

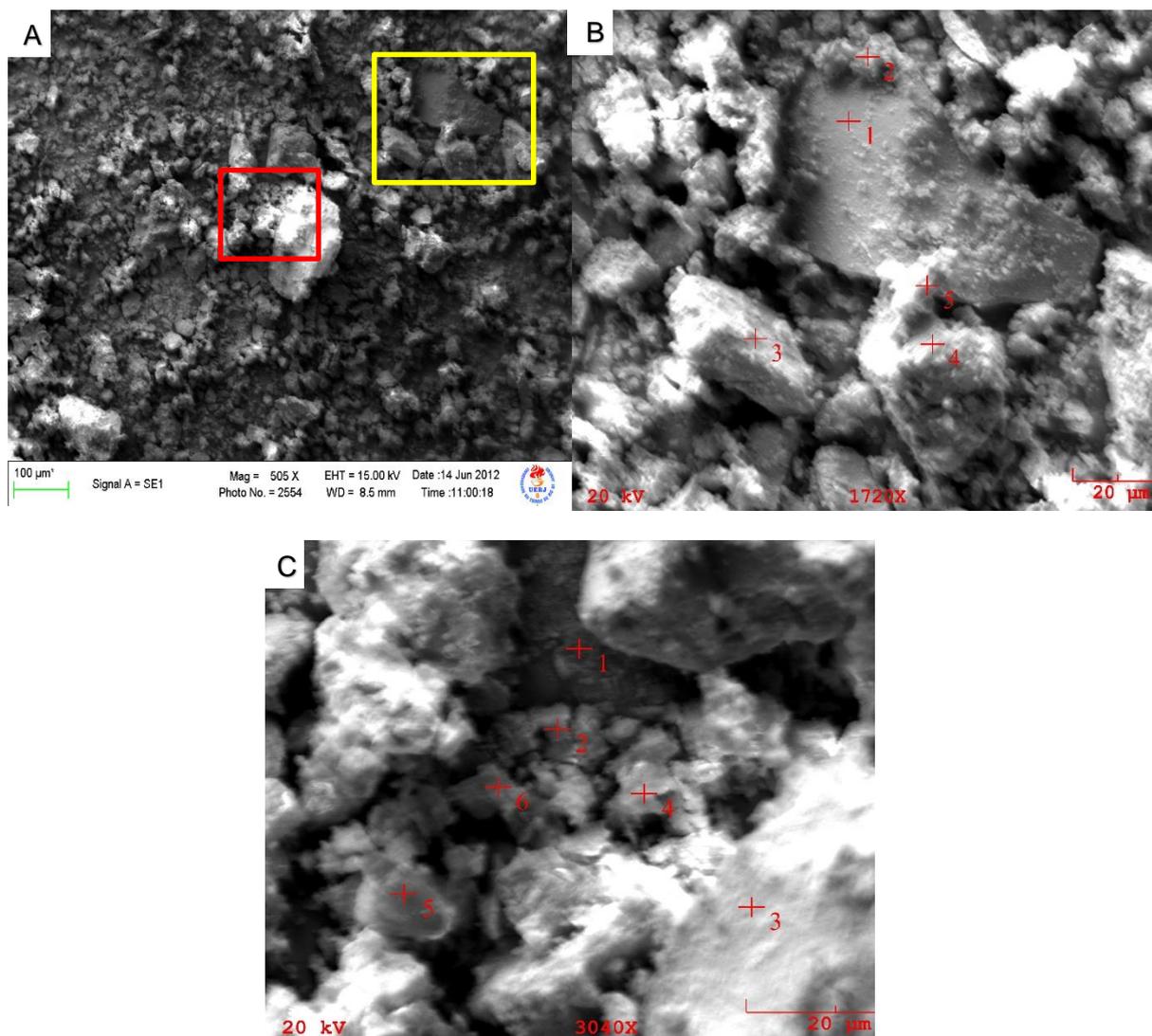


Figura 16 – A) Imagem de MEV com as características sedimentológicas do arenito de Costa Dourada. B) Aproximação de 1720x da região destacada em amarelo para análise EDS. C) Aproximação de 3040x da região destacada em vermelho para análise EDS. Fonte: Autoria própria.

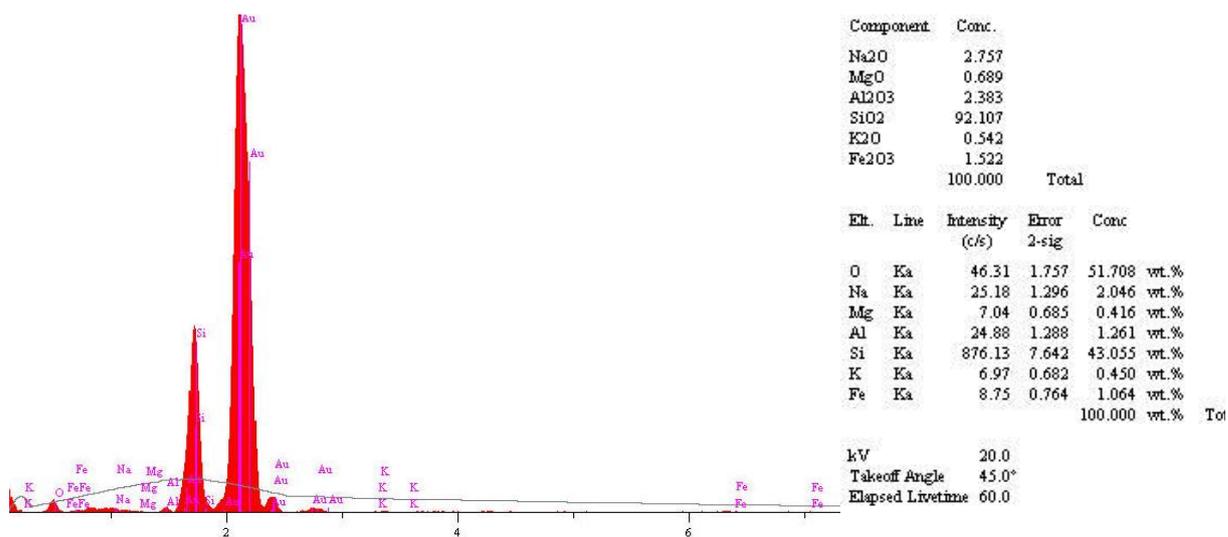


Figura 17 – Espectro do EDS mostrando assinatura química do quartzo, ponto 1 - Fig. 13B. Fonte: Autoria própria.

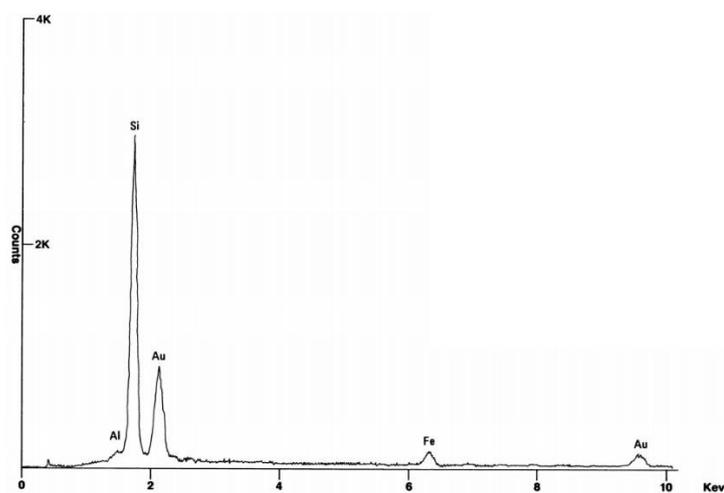


Figura 18 – Espectro EDS mostrando assinatura química do quartzo, segundo trabalho de Welton (1984). Modificado de Welton, 1984.

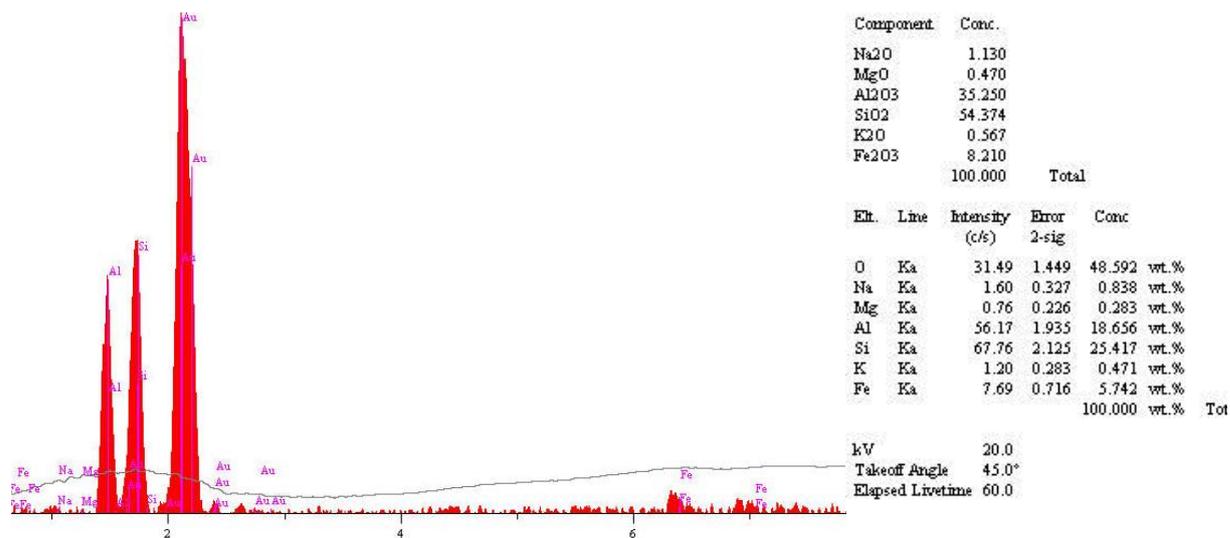


Figura 19 - Espectro EDS mostrando assinatura química da caulinita, ponto 2 - Fig. 13B. Fonte: Autoria própria.

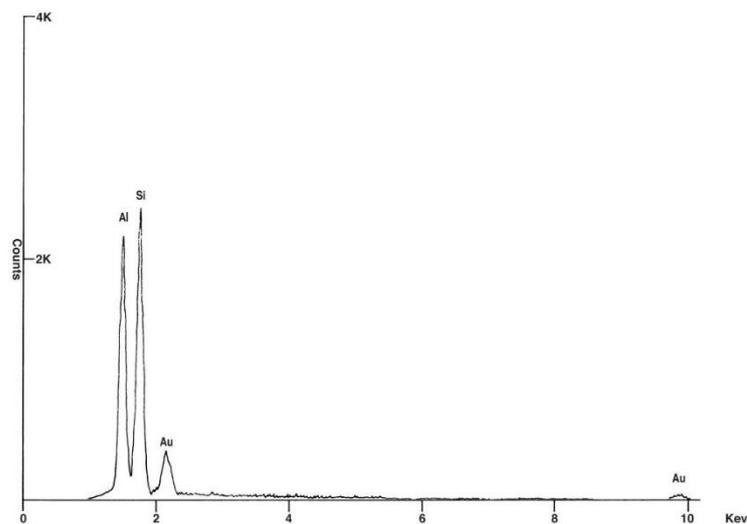


Figura 20 - Espectro EDS mostrando assinatura química da caulinita, segundo trabalho de Welton (1984). Modificado de Welton, 1984.

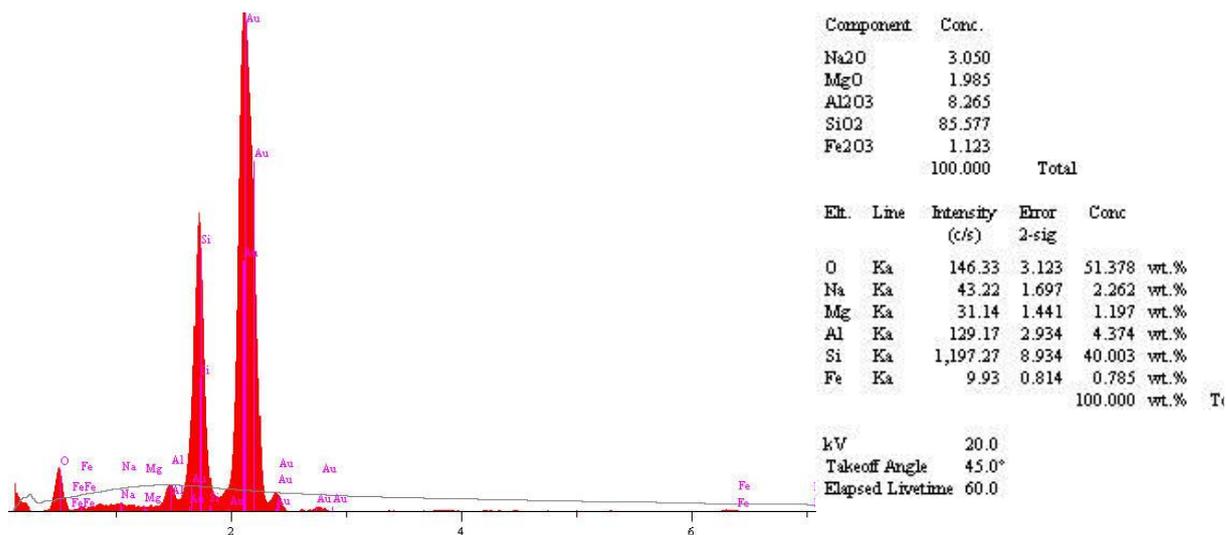


Figura 21 - Espectro do EDS mostrando assinatura química do quartzo, ponto 3 - Fig. 13C. Fonte: Autoria própria.

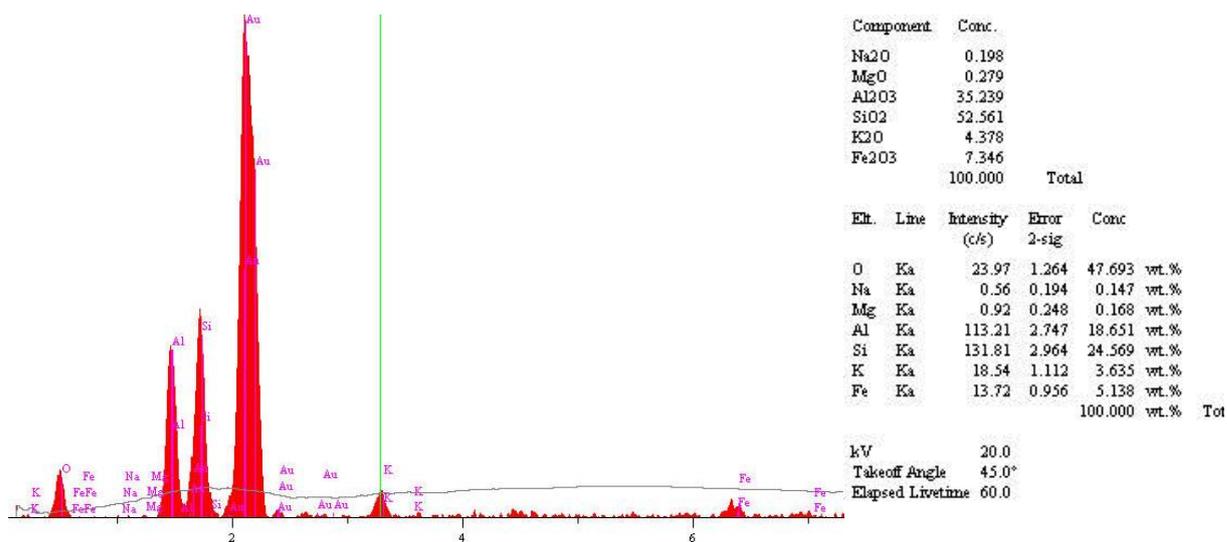


Figura 22 - Espectro EDS mostrando assinatura química da caulinita, ponto 6 - Fig. 13C. Fonte: Autoria própria.

6 CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Os trabalhos realizados, principalmente entre o norte do Espírito Santo e sul da Bahia, apresentam conflitos concernentes a origem e ao posicionamento dos depósitos costeiros presentes nessa região. Trabalhos como os de Amador & Dias (1978); Amador (1982); Suguio *et al.* (1982); Martin *et al.* (1997) associam estes depósitos à formação Barreiras. Por outro lado, Bigarella e Andrade, (1964); Lima (2002); Morais (2007) sugerem que estes depósitos sejam de origem continental.

O problema relacionado ao posicionamento no tempo e a evolução dos depósitos sedimentares da praia de Costa Dourada se devem, segundo Rosseti & Dominguez (2011), ao caráter afossilífero destes sedimentos. Embora o reconhecimento da Formação Rio Doce já tivesse sido feito por Piazza & Araújo em 1972 *apud* Morais, 2007, a sua representação em mapas geológicos só foi feita por Vieira *et al.*, 2014.

Morais (2007) chama a atenção para que as rochas analisadas em campo possuem elevada evolução diagenética o que não é compatível com as rochas da Formação Barreiras. Este autor ainda cita que estes depósitos estariam relacionados a sistemas continentais, principalmente sistemas fluviais entrelaçados. Contudo, Vieira *et al.* (2014) sugere que uma área-fonte vulcânica, para estes depósitos, não estaria totalmente descartada.

Outros fatores contribuem para a inferência de que as rochas, da região estudada, serem geocronologicamente mais antigas que a Formação Barreiras nesta região. Novais *et al.* (2008) descrevem ocorrências, em superfície, de rochas vulcânicas ignibríticas na porção norte da Bacia do Espírito Santo, e atribuem a sua origem a uma descontinuidade crustal denominada Arco de São Mateus, que constituiria uma zona de profundas fissuras na crosta. As reativações posteriores desta estrutura controlariam os fenômenos neotectônicos, o padrão de drenagem, a circulação de fluidos como também a geomorfologia da região. Novais *et al.* (2008) admitem que há uma inter-relação entre a sequência vulcanoclástica de Abrolhos e os sedimentos terciários da Formação Rio Doce. Esta associação vulcano-sedimentar provavelmente não estaria restrita somente à porção submersa da bacia, mas também, a possibilidade da ocorrência do vulcanismo de abrolhos além da região costeira.

O fato de estarem expostas falésias referentes à Formação Rio Doce ao invés da Formação Barreiras pode estar de alguma maneira relacionado com o forte tectonismo que ocorreu na bacia do Espírito Santo durante o Cenozóico devido a implantação do Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA) (Mello et al., 2005; Novais, 2005; Fornaciari & Bricalli, 2009; Hatushika et al., 2007; Miranda et al., 2008). Ou seja, grande parte da seção Quaternária (formalmente conhecida como Formação barreiras) teria sido erodida fazendo com que aflorasse a seção terciária subjacente da Bacia (formalmente denominada Formação Rio Doce).

De fato, uma origem vulcânica explosiva para tais sedimentos parece clara. Os dados da petrografia são bem pertinentes com uma região de magmatismo explosivo devido à grande presença de fragmentos de quartzo (Fig. 11A, B e 12E).

As descrições petrográficas das rochas das falésias da praia de Costa Dourada condizem com uma área-fonte vulcânica. Tais depósitos foram classificados como vulcanoclásticos, que são sedimentos originados da degradação de rochas vulcânicas e depositados sob a forma de camadas sedimentares. A área-fonte destes sedimentos não estaria muito distante devido à alta fragmentação dos grãos. A relativa proximidade com a área de proveniência sugere que os sedimentos foram pouco transportados. Assim, Considerou-se através da análise de proveniência que os arenitos das Falésias de Costa Dourada são formados principalmente por sedimentos siliciclásticos provenientes da faixa Colatina e por sedimentos vulcânicos da Formação Abrolhos.

O arenito é caracterizado por fragmentos angulares a subangulares de quartzo de tamanho variável, desde micrométrico até 2 mm, não se observando significativa seleção granulométrica. A textura é classificada como suportada por cristais e matriz. Os grãos de quartzo são espalhados homoganeamente na matriz, sem formar os níveis de concentração. A matriz era constituída originalmente por esmectita e atualmente por caulinita devido à forte alteração intempérica.

De acordo Folk (1980), as rochas foram classificadas como Sublitarenito e Litoarenito, levando-se em conta quartzo, feldspato e grãos líticos; considerando apenas os fragmentos de rocha o arenito foi classificado como arenito vulcânico;

O principal objetivo deste trabalho de conclusão de curso foi correlacionar o magmatismo da Formação Abrolhos com as rochas Cenozóicas aflorantes (Formação

Rio Doce e Barreiras) da praia de Costa Dourada – Litoral Sul da Bahia. Ficou claro que ainda existem muitos fatores que precisam ser esclarecidos sobre a relação entre as Formações Barreiras e Rio Doce, principalmente na região de estudo, pois, eventualmente a grande parte dos depósitos terciários ali reconhecidos e mapeados como Formação Barreiras, teriam mais características de fácies fluvio-deltáicas pertinentes a Formação Rio Doce.

Assim, há uma necessidade imperiosa de mapeamento geológico em grandes escalas da área em questão. Os ganhos com a solução destes problemas são muitos, de cunho científico e econômico inclusive, pois as falésias se encontram extremamente caulinizadas em vários perfis na região de Costa Dourada.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMADOR, E.S. & DIAS, G.T.M. Considerações preliminares sobre depósitos do Terciário Superior do norte do Espírito Santo. An. Acad. bras. Ci., 50(1), 1978. p.121.

AMADOR, E.S. 1982. Depósitos relacionados à Formação inferior do Grupo Barreiras no Estado do Espírito Santo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador. Anais... Salvador: SBG, 1982. v. 4, p. 1451-1460.

ARAI, M.; UESUGUI, N.; ROSSETI, D.F.; GOES, A.M. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia. 35.1988. Belém. Anais...Belém: SBG 1988. v. 2, p. 738-752.

ARAI, M. Dinoflagelados (Dinophyceae) miocênicos do Grupo Barreiras no nordeste de Estado do Pará (Brasil). Revista Universidade Guarulhos, Geociências, ano 2, p. 98-106, 1997. Número especial.

ASMUS, H.E.; GOMES, J.B.; PEREIRA, A.C.B. Integração geológica regional da Bacia do Espírito Santo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25. 1971, São Paulo.

BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G. O. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). Arquivos do Instituto Ciências da Terra, v. 2, p. 1-14, 1964.

BRANNER, J.C. Geology of the Northeast coast of Brazil. Geological Society of America Bulletin, v. 13, p. 41-98, 1902.

CAINELLI, C.; MOHRIAK, W. U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *Episodes*, United Kingdom, v. 22, p. 206–216. Sep. 1999.

DE CÉSERO, P., MAURO, L.M., DE ROSS, L.F. 1989. Técnicas de preparação de lâminas petrográficas e de moldes de poros na Petrobrás. *Boletim de Geociências*, Petrobrás, 3(1/2):105-106.

DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. 1996. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Paperback , 2ª Ed.

DE ROS, L.F. 1985. Petrologia e características dos reservatórios da Formação Sergi (Jurássico) no Campo de Sesmaria, Bacia do Recôncavo, Brasil. Ouro Preto, UFOP. 194p. (Dissertação de Mestrado).

DICKINSON, W. R. et al. 1983 a. Provenance of North American Phanerozoic Sandstones in Relation to Tectonic Setting: Geol. Soc. America Bull; v. 94, p. 222-235.

DICKINSON, W. R. 1985. Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones. Laboratory of Geotectonics, Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, Arizona 85721, USA.

FOLK, R. L. 1968. Bimodal supermature sandstones. Product of the desert floor. XXIII Internat. Geol. Cong. Proc. 8, 9–32.

FOLK, R.L. 1980. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company. Austin, Texas, EUA. 184p.

FORNACIARI, F. A.; BRICALLI, L. L. Influência da Faixa Colatina na Morfologia da Rede de Drenagem e no Relevo da Porção Oeste da Bacia do Rio São José (ES). XIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada. 2009.

FRANÇA, R. L.; DEL REY, A. C.; TAGLIARI, C. V.; BRANDÃO, J. R.; FONTANELLI, P. R. Bacia do Espírito Santo: Boletim de Geociências da Petrobras v. 15, no. 2, Rio de Janeiro, Brazil, p. 501-509. 2007.

GOMES, N. S.; SUITA, M. T. F. Ocorrência de vulcanismo bimodal de idade terciária na Bacia de Mucuri. Boletim Geociências Petrobras, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p. 233-248, maio/nov. 2010

HATUSHIKA, R. S.; SILVA, C. G. & MELLO, C. L. 2007. Sismoestratigrafia de alta resolução no Lago Juparanã, Linhares (ES - Brasil) como base para estudos sobre a sedimentação e tectônica quaternária. Revista Brasileira de Geofísica, 25(4): 433-442.

KEGEL, W. Contribuição ao estudo da Bacia Costeira do Rio Grande do Norte. Rio de Janeiro: DGM, 1957. 52 p. (Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, 170).

LIMA, C. C. U. 2002. Caracterização sedimentológica e aspectos neotectônicos do Grupo Barreiras no litoral sul do Estado da Bahia. 141 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2002.

LIMA, C. C. U.; BOAS, G. S. V.; BEZERRA, F. H. R. Faciologia e Análise Tectônica Preliminar da Formação Barreiras no Litoral Sul do Estado da Bahia, Brasil. Geol. USP Sér. Cient., São Paulo, v. 6, n. 2, p. 71-80, outubro 2006.

MABESOONE, J. M. (Coord.). Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte. Estudos Geológicos (Série B, Estudos e Pesquisas), v. 10, 252 p. 1991.

MAHANEY, W. C. Atlas of Sand Grain Surface Textures and Applications. Oxford University Press. 2002.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M. Geologia do Quaternário Costeiro do Litoral Norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. Belo Horizonte: CPRM. 1997.112p.

MATOSO, S.Q. & ROBERTSON, F.S. Uso geológico do termo Barreiras. Bol. Técn. Petrobras, 2(3):37-43.1959.

MELLO, C. L.; RODRIGUES, H. B.; & HATUSHIKA R. S. Reativações Tectônicas Cenozóicas na Faixa de Lineamentos Colatina (ES). Anais do X Congresso do SNET/IV IST. CD-ROM. 2005.

MELLO, F. M.; MACHADO, R.; BILAL, E. Petrografia e geoquímica do Complexo Charnockítico de Aimorés: um exemplo de plutonismo pós-orogênico do Cinturão Araçuaí/Ribeira. *Geol. USP*. vol.11, n.1, pp. 33-57. 2011.

MIRANDA, D. J.; MELLO, C. L.; BITTENCOURT, B. R.; BRICALLI, L. L.; GARCINDO, L. B.; RIBEIRO, C. S. Deformação neotectônica na região centro-norte do Espírito Santo e sua influência na organização da rede de drenagem. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44. 2008, Curitiba. Resumo expandido, CD ROM. Paraná.

MORAES, L. J. Serras e montanhas do Nordeste. Rio de Janeiro, 1924. 1077 p. (Coleção Mossoroense, 35).

MORAIS, R. M. O.; MELLO, C. L.; COSTA, F. O.; RIBEIRO, C. S. Estudo faciológico de depósitos terciários (formação Barreiras e Rio Doce) aflorantes na porção emersa da bacia do Espírito Santo e na região emersa adjacente à porção norte da bacia de Campos. In: Congresso da ABEQUA – Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 10, Guarapari (ES). Anais..., 2005.

MORAIS, R. M. O. Sistemas fluviais terciários na área emersa da Bacia do Espírito Santo (formação Rio Doce e Barreiras). Rio de Janeiro, 2007. 144p. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro Rio de Janeiro, 2007.

MOHRIAK, W.U. Interpretação geológica e geofísica da Bacia do Espírito Santo e da região de Abrolhos: petrografia, datação radiométrica e visualização sísmica das rochas vulcânicas. *Boletim Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 133-142, nov. 2005/maio 2006.

MORAD, S., KETZER, M., De ROS, F. 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47: 95-120.

MOTOKI, A.; NOVAIS, L.C.C.; SICHEL, S.E.; NEVES, J.L.; AIRES, J.R. Rocha Piroclástica Félsica Originada de Erupção Subaquática na Bacia Sedimentar do Espírito Santo: Uma Associação com o Modelo Tectono-Sedimentar. São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 26, n. 2, p. 151-160, 2007.

MOTOKI, A., ZUCCO, L.L., SICHEL, S.E., AIRES, J.R., PETRAKIS, G.H. Development of the technique for digital colour specification and the new nomenclatures of ornamental rock base don the measured colours. *Geociências*, Rio Claro, v. 25, n. 4, p. 403-415, 2007.(a).

MOTOKI, A.; SOARES, R.; LOBATO, M.; SICHEL, S.E.; AIRES, J.R. Weathering fabrics in felsic alkaline rocks of Nova Iguaçu, State of Rio de Janeiro, Brazil. REM-Revista Escola de Minas, Ouro Preto, v. 60, n. 3, p. 451-458, 2007. (b)

MOTOKI, A.; PETRAKIS, G.H.; SICHEL, S.E.; CARDOSO, C.E.; MELO, R.C.; SOARES, R.S.; MOTOKI, K.F. Landform origin of the Mendanha Syenitic Massif, State of Rio de Janeiro, Brazil, based on the geomorphological analyses by summit level map technique. Geociências, Rio Claro, v. 27, n. 1, p. 99-115, 2008. (a)

MOTOKI, A.; ARAÚJO, A.L.; SICHEL, S.E.; GERALDES, M.C.; JOURDAN, F.; MOTOKI, K.F.; SILVA, S. Nepheline syenite magma differentiation process by continental crustal assimilation for the Cabo Frio Island intrusive complex, State of Rio de Janeiro, Brazil. Geociências, Rio Claro, 2011. (e) (in press).

NIMER, E. 1972. Climatologia da Região Nordeste do Brasil. Revista Brasileira de Geografia. 34(2): 3-48.

NOVAIS, L. C. C.; TEIXEIRA, L. B.; NEVES, M. T.; RODARTE, J. B. M.; ALMEIDA, J. C. H.; VALERIANO, C. M. Novas ocorrências de diques de diabásio na faixa Colatina – ES: estruturas rúpteis associadas e implicações tectônicas para as bacias de Campos e do Espírito Santo. Boletim Geociências. Petrobras 12(1):191-194. 2004

NOVAIS, L. C. C. Lineamentos Transversais nas Porções Centro e Norte da Bacia do Espírito Santo e na Faixa Proterozóica Adjacente: Influência na Sedimentação e na Compartimentação Estrutural, Rio de Janeiro, 2005. [s.n.]. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias e Faixas Móveis) – Departamento de Geologia Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

NOVAIS, L.C.C.; ZELENKA, T.; SZATMARI, P.; MOTOKI, A.; AIRES, J.R.; TAGLIARI, C.V. Ocorrência de rochas vulcânicas ignimbríticas na porção norte da Bacia do Espírito Santo: evolução do modelo tectono-sedimentar. Boletim. Geociências. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 16, n. 1, p. 139-156. 2008.

OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, O. H. Geologia do Brasil. Rio de Janeiro: Serviço Informação Agrícola/Ministério da Agricultura, 1943. 813 p.

OLIVEIRA, L. C.; NOVAIS, L. C. C.; MOTOKI, A.; BRITO NEVES, B. B.; FILHO, R. B.; ALVES, D. B.; SOUZA, L. G.; OLIVEIRA, R. P.; GAMA, R. M. A.; OLIVEIRA, C. A. M.; FASOLO, R. S.; ROCHA, T. P.; PEREIRA, E. Riólito piroclástico na praia da Costa Dourada, extremo sul do estado da Bahia. Revista de Geociências da UNESP. *In press*. 2012.

PONTE, F. C., ASMUS, H. E. Clássicos da Geologia do Petróleo Brasileira. As bacias marginais brasileiras: estágio atual de conhecimento. Boletim Geociências Petrobras, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 385-420, maio/novembro. 2004.

ROSSETTI, D. F. Reconstituição paleoambiental do Grupo Barreiras no Nordeste do Pará. Brasília: CNPq – Aperfeiçoamento Científico, 1988. 84 f. (Relatório final).

ROSSETTI, D. F.; DOMINGUEZ, J. M. L. 2011. Evidência Marinha na Formação Barreiras do litoral do estado da Bahia. XIII congresso da ABEQUA.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L. 1982. Evolução da Planície costeira do rio Doce (ES) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. in: K. SUGUIO et al (eds.), Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil. Rio de Janeiro (RJ): 93-116.

SUGUIO, K.; NOGUEIRA, A. C. R. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou Grupo?) Barreiras do Neógeno e o seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. Geociências, São Paulo, v. 18, n. 2, p. 439-460, 1999.

TAMARA, G. Contribuição ao Estudo do Grupo Barreiras na Região Metropolitana de Vitória (ES). Rio de Janeiro, 1995. 73p. (Dissertação de Mestrado, Depto. Geologia - IGEO/UFRJ).

VIEIRA, R. A. B.; MENDES, M. P.; VIEIRA, P. E; COSTA, L.A.R., TAGLIARI, C. V.; BACELAR, L. A. P.; FEIJÓ, F. J. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. Boletim de Geociências da PETROBRAS. Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 195-202, jan. 1994.

VIEIRA, V. S.; SILVA, M. A. da; CORRÊA, T. R.; LOPES, N. H. B. 2014. Mapa Geológico do Estado do Espírito Santo – Escala 1:400.000. In: SIMEXMIN - Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral VI, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil.

WELTON, J. E. SEM Petrology Atlas. Methods in Exploration Series No. 4. Chevron Oil Field Research Company. The American Association of Petroleum Geologists. 1984.

WENTWORTH, C.K. 1922. A Scale of grade and class terms for clastic sediments, *J. Geol.*, 30, 377–392.

WORDEN, R.H. Morad, S. 2003. Clay minerals in sandstone: controls on formation, distribution and evolution. In: R.H. Worden & S. Morad (eds) Clay Mineral Cements in Sandstones. International Association of Sedimentologists Special Publication, 34, Editora Blackwell. pp. 3-41.

www.anp.gov.br/brasil-rounds/round4/atividades_exploratorias/cartas_secoes/ - Acesso em 22.09.2015

www.cprm.gov.br/publique/media/geodiversidade_bahia.pdf - Acesso em 10.06.2015

8 ANEXO I – TABELA CONTAGEM DE MINERAIS

Tabela 2 - Composição em porcentagem de cada mineral nas lâminas. Fonte: Autoria própria.

	Horizonte 1 - Costa Dourada			Horizonte 2 - Costa Dourada			Horizonte 3 - Costa Dourada				Horizonte 4 - Costa Dourada			
Profundidade (m)	3.40 m	2.20 m	0.60 m	2.40 m	1.20 m	0.80 m	3.50 m	2.30 m	1.00 m	0.40 m	3 m	2.50 m	1.40 m	0.80 m
Lâmina delgada	1 A	1 B	1 C	2 A	2 B	2 C	3 A	3 B	3 C	3 D	4 A	4 B	4 C	4 D
Petrofácies	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%
Quartzo detrítico	28,66	18,33	17,00	21,00	20,33	23,66	13,33	35,32	44,33	36,99	16,33	51,99	26,99	23,32
Quartzo monocristalino	17,33	16,00	15,66	17,66	18,00	23,00	12,33	30,66	32,00	29,33	14,00	40,66	24,33	20,66
Quartzo policristalino	11,33	2,33	1,33	3,33	2,33	0,66	1,00	4,66	12,33	7,66	2,33	11,33	2,66	2,66
Feldspatos detríticos	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K-feldspatos detríticos	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Microclínio monocristalino	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Feldspato indistinto	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Plagioclásios detríticos	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Plagioclásio monocristalino	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total de fragmentos de rochas plutônicas	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total de líticos finamente cristalinos	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total de frag. r. sedimentares	2,00	4,33	0,00	1,33	0,00	1,00	2,00	4,00	2,00	1,66	0,66	0,33	1,66	0,33
Fragmento de chert	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fragmento de arenito	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fragmento de rocha	1,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Istorópico	0,33	4,33	0,00	1,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00
Amorfo	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	2,00	4,00	2,00	1,66	0,33	0,33	1,66	0,33
Total de grãos intrabaciais	0,00	0,00	1,00	0,33	0,66	0,00	1,00	0,33	1,00	0,33	5,33	0,66	2,66	1,00

9 ANEXO II – DESCRIÇÃO LÂMINAS

Projeto Conclusão de Curso - Costa Dourada, BA

Lamina 1A

Profundidade – 3,40 m

Descrição – Arenito com granulometria variando de grânulo a areia muito fina, moderadamente a pobremente selecionado, angular a subarredondado e com contatos entre os grãos nulo a incipiente. Os grãos do arcabouço encontram-se imersos numa matriz argilosa de coloração variando de verde a castanho, com ausência de qualquer imbricamento dos grãos. A composição detrítica do litotipo é a seguinte: quartzo mono e policristalino, muscovita, óxidos, zircão e possíveis fragmentos de rocha vulcânica. Em algumas partes da lâmina há a presença de quartzo de granulação areia fina imersos em matriz argilosa. O quartzo apresenta-se ora fragmentados com continuidade ótica e angulosos possivelmente representando uma fase alfa (idiomórficos), ora subarredondados provavelmente de uma fonte plutônica. Os grãos de quartzo fragmentados apresentam-se com extinção reta e os arredondados apresentam-se com extinção levemente ondulante. O mesmo encontra-se também com inclusões de minerais pesados como zircão.

Sequência diagenética – Ambiente raso sem muita ação da compactação (elevado volume intergranular), esmectita substituindo vidro vulcânico (?), esmectita substituindo argila verde, esmectita substituindo grãos de muscovita, caulinita telodiagenética substituindo grãos do arcabouço e argilas, porosidade secundária associada à dissolução telodiagenética, oxidação de grãos do arcabouço e argilominerais.

Porosidade – Alta (secundária móldica e principalmente intragranular)

Lamina 1B

Profundidade – 2,20m

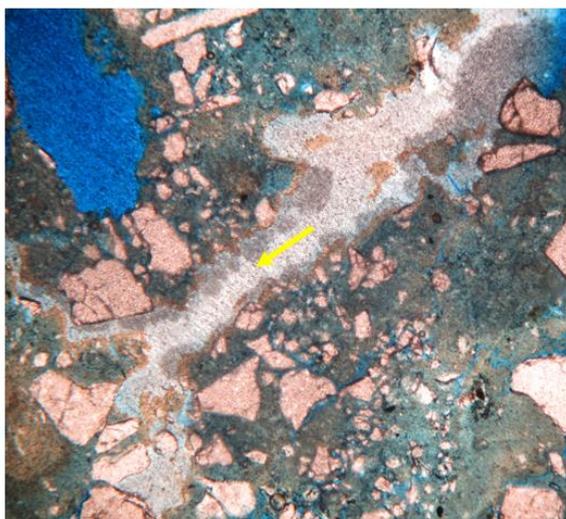
Descrição - Arenito com granulometria variando de areia fina a grânulo, moderado a pobremente selecionado, variando de angular a subarredondado, poucos contatos pontuais e convexos. Os grãos estão inseridos em uma matriz argilosa com coloração esverdeada, com ausência de imbricamento entre os grãos. A composição detrítica do litotipo é representada por quartzo mono e policristalino, muscovita, óxidos, e uma quantidade razoável de zircão, plagioclásio. Os grãos estão imersos em uma matriz argilosa de coloração esverdeada clorita (?). O Quartzo fragmentado apresenta continuidade ótica e são angulosos, idiomórficos, provavelmente de uma fase alfa. Os grãos subarredondados apresentam extinção levemente ondulante possivelmente

proveniente de uma fonte plutônica. Tanto a matriz argilosa quanto grãos de quartzo estão sendo substituídos por óxidos.

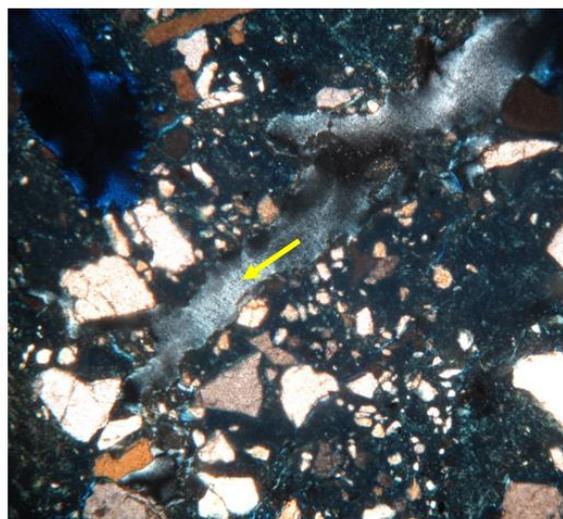
Sequência diagenética – Substituição da matriz esverdeada por óxidos e esmectita. Esmectita substituindo grãos de muscovita. Grãos de quartzo estão sendo substituídos por óxidos. Ainda há grande presença oxidação telodiagenética nos poros intragranulares e substituindo grãos do arcabouço e esmectita. Caulinita substituindo matriz argilosa e plagioclásio. Muscovita eodiagenética, aberta, sendo substituída por caulinita. Inclusões fluidas (?) sem pleocroísmo, talvez material magmático, apresentam-se como filetes. Caulinita eodiagenética substituindo muscovita, tal muscovita apresenta-se com uma leve curvatura talvez ocorrida por causa de uma compactação muito leve.

Porosidade – Alta (porosidade secundária e principalmente intragranular).

Presença de vidro basáltico meio inferior



Grãos de quartzo pobremente selecionados e sem indício de imbricamento. Inclusões fluidas (seta amarela). Objetiva de 10x. Nicóis paralelos.



Grãos de quartzo pobremente selecionados e sem indício de imbricamento. Inclusões fluidas (seta amarela). Objetiva de 10x. Nicóis cruzados.

Lamina 1C

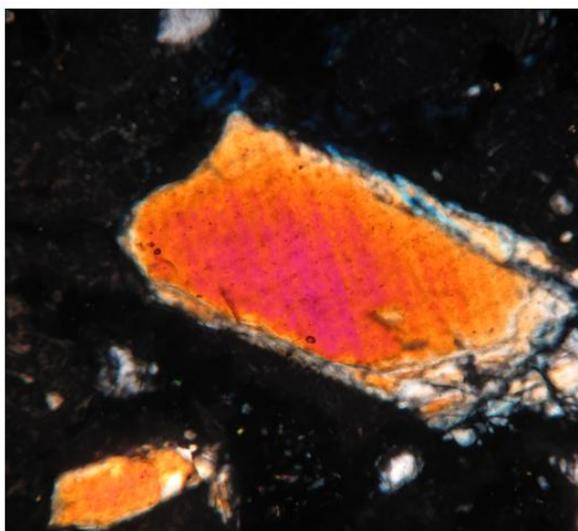
Profundidade – 0,60m

Descrição – arenito variando de areia muito fina a granulo, pobremente a muito pobremente selecionado, variando de angular a arredondado, com poucos contatos convexos e pontuais. Os grãos estão imersos em uma matriz que passa de esverdeada, amarelada à marrom e ainda com a inexistência de imbricamento entre os grãos. A composição detrítica é: grãos de quartzo mono e policristalino, muscovita, fragmentos de rocha vulcânica, possível presença de rutilo, e muito zircão. Em uma parte da lamina os grãos de quartzo apresentam-se altamente fragmentados e

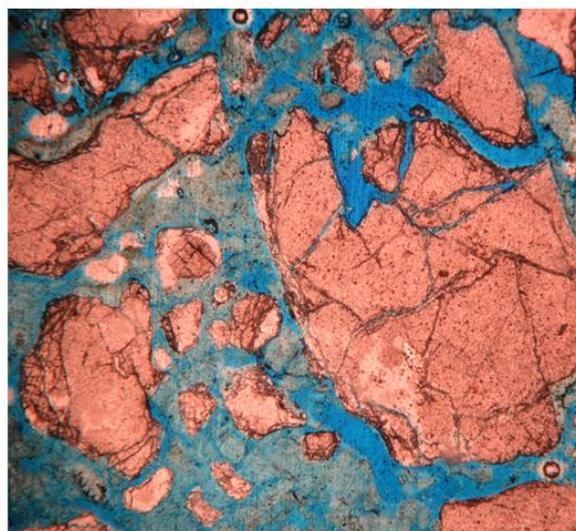
alterados. Os grãos de quartzo são fragmentados e apresentam continuidade ótica; alguns grãos possuem extinção ondulante. Alguns grãos de quartzo apresentam-se com uma coloração muito forte na cor amarela a vermelho (provavelmente associada a algum problema na laminação). Os constituintes diagenéticos são: argila verde, esmectita, caulinita e óxidos.

Sequência diagenética – Esmectita alterando a matriz argilosa verde em quase sua totalidade. Esmectita substituindo grãos de muscovita. Caulinita telodiagenética substituindo esmectita. Presença de oxidação na matriz argilosa verde, em grãos de quartzo e em fragmentos de rocha vulcânica (?). Presença de grãos de zircão em fraturas de quartzo. Presença de porosidade secundária do quartzo de uma fase telodiagenética.

Porosidade – Alta (principalmente porosidade intergranular)



Grão de quartzo com problema de laminação. Objetiva 20x. Nicóis cruzados.



Porosidade intragranular. Objetiva 20x. Nicóis paralelos.

Lamina 2A

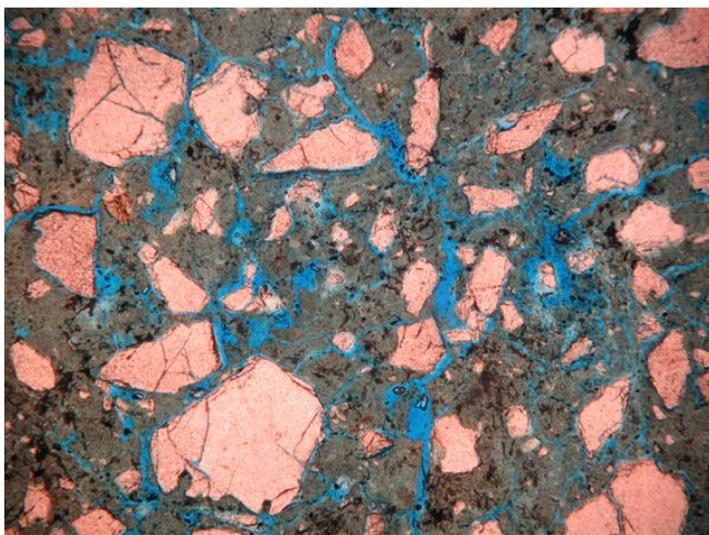
Profundidade – 2,40m

Descrição – arenito com granulação variando de silte médio a granulo, pobremente a muito pobremente selecionado, variando de muito angular a bem arredondado, com contatos entre os grãos saturando, pontuais e côncavos. Os grãos estão inseridos em uma matriz argilosa de coloração esverdeada, em alguns pontos a matriz apresenta continuidade radial, empacotamento frouxo e ausência de imbricamento dos grãos. Composição detrítica do litotipo é: Quartzo mono e policristalino, muscovita, fragmento de rocha vulcânica com incrustação de zircão e quartzo fragmentado. Grãos de quartzo apresentam continuidade ótica e extinção reta e ondulante. Os grãos de quartzo apresentam-se com poucas fraturas, presença de corpo amorfo. Alguns grãos

de quartzo apresentam-se com uma coloração muito forte na cor amarela a vermelho (provavelmente associada a algum problema na laminação). Os constituintes diagenéticos são: argila verde, esmectita, óxidos, argila infiltrada/dissolução/material vulcânico que apresenta extinção ondulante.

Sequência diagenética - Forte oxidação telodiagenética dos grãos de quartzo e da matriz argilosa verde, poros preenchidos por material de natureza amorfa provavelmente substância de origem vulcânica. (Fluido vulcânico). Grãos de quartzo com presença de oxidação intragranular. Esmectita substituindo muscovita intragranular de quartzo e sofrendo intensa oxidação. Presença de caulinita telodiagenética intragranular de quartzo. Caulinita substituindo esmectita. Forte oxidação de fragmento de rocha vulcânica.

Porosidade – Porosidade moderada principalmente intergranular.



Grãos de quartzo mal selecionados e empacotamento frouxo. Objetiva 10x. Nicóis paralelos.

Lamina 2B

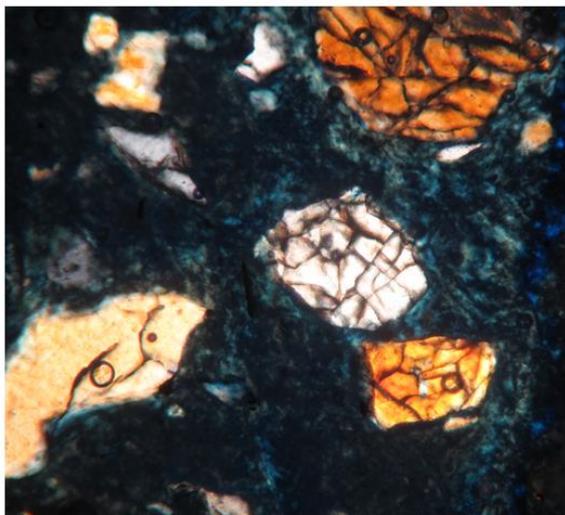
Profundidade – 1,20m

Descrição - Arenito com granulometria variando de silte médio a areia muito grossa, pobremente a muito pobremente selecionado, variando de muito angular a bem arredondado e esfericidade variando de alta a baixa. Contatos variando de pontuais a côncavo-convexo. Os grãos estão inseridos em uma matriz argilosa de coloração esverdeada, com arcabouço frouxo e ausência de imbricamento dos grãos. Em algumas partes da lâmina há a presença de quartzo de granulação areia fina imersos em matriz argilosa, já em outras partes a lâmina apresenta grãos aglomerados de quartzo no tamanho grânulo. Composição Detrítica – Presença de quartzo mono e policristalino pouco fraturados, piroxênio, muscovita, e quantidade moderada de zircão

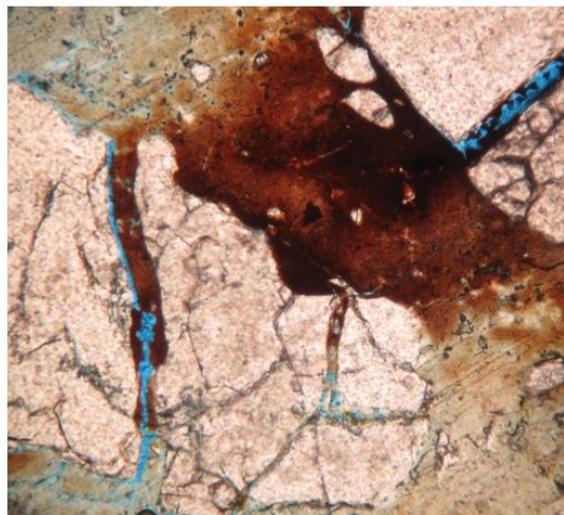
e fragmentos de rocha vulcânica. Muitos grãos de quartzo não apresentam continuidade ótica, com extinção reta e ondulante. Presença de corpo amorfo. Alguns grãos de quartzo apresentam-se com uma coloração muito forte na cor amarela a vermelho (provavelmente associada a algum problema na laminação). Composição diagenética – Esmectita, oxidação, argila verde e sedimentos fluidos provavelmente vulcânicos que preenchem os poros e apresentam-se com extinção radial.

Sequência diagenética – Infiltração de material vulcânico nos poros, caulinita substituindo esmectita. Forte oxidação da matriz argilosa, dos grãos de quartzo e de poros. Esmectita substituindo muscovita, oxidação da muscovita. Fragmento de rocha sendo envolvida por argila. Presença de Esmectita em poros de quartzo. Oxidação em poros de grãos de quartzo.

Porosidade – Baixa principalmente intergranular e intragranular telodiagenética. (Baixa porosidade causada por causa de muito material preenchendo os poros).



Grão de piroxênio detrítico. Objetiva 10x. Nicóis cruzados.



Oxidação da matriz e poros. Objetiva 20x. Nicóis paralelos.

Lâmina 2C

Profundidade – 0,80m

Descrição – Arenito com granulometria variando de silte médio a grânulo, pobremente a muito pobremente selecionado, variando de angular a arredondado e esfericidade variando de alta a baixa. Contatos variando de pontuais a convexos. Os grãos estão inseridos em uma matriz argilosa de coloração esverdeada, com arcabouço frouxo e ausência de imbricamento dos grãos. Matriz contém em sua grande maioria grãos de quartzos muito pequenos. Em certas partes, a matriz de coloração esverdeada apresenta continuidade radial. Presença de material de forma amorfa preenchendo os poros da rocha e apresenta-se com extinção radial. Sem presença de filões como na lâmina 1B. Composição detrítica – Quartzo mono e policristalino apresentam-se

moderadamente fraturados, com extinção reta, ondulante e com continuidade ótica. Muscovita, pouco zircão, fragmento de rocha vulcânica. Composição diagenética – Esmectita, oxidação, argila verde e sedimentos fluidos provavelmente vulcânicos que preenchem os poros e apresentam - se com extinção radial.

Sequência diagenética – Caulinita substituindo os grãos do arcabouço, principalmente esmectita. Em grande parte da lâmina a matriz já foi substituída quase em sua totalidade. A oxidação da matriz apresenta-se muito fraca. Oxidação incipiente nos grãos de quartzo. Grãos de quartzo fraturados apresentam porosidade secundária proveniente de uma fase telodiagenética ou ação de evento explosivo. Ainda o arcabouço apresenta porosidade móldica de uma fase telodiagenética. Material amorfo preenchendo os poros do arcabouço de uma fase posterior a sedimentação da matriz argilosa. Fraca oxidação da esmectita.

Porosidade - Porosidade alta principalmente intergranular e intragranular.

Lamina 3A

Profundidade – 3,50m

Descrição – Arenito com granulação variando de silte médio a grânulo, pobremente a muito pobremente selecionado, variando de muito angular a arredondado e com esfericidade variando e alta a baixa. A maioria dos contatos são pontuais. Os grãos do arcabouço estão inseridos em uma matriz argilosa de coloração esverdeada e amarelada, com arcabouço frouxo e ausência de imbricamento dos grãos. A matriz concentra em sua maioria pequenos grãos de quartzo aglomerados misturados com grãos de tamanho muito maior, mas em uma parte da lâmina há uma região que não existe a presença desses pequenos fragmentos de quartzo, apenas a matriz totalmente alterada e com a presença de grandes grãos de quartzo muito fragmentados. Em um lado da lâmina a matriz apresenta-se totalmente alterada por material de cor amarela que provavelmente pode ser de origem vulcânica. Em sua maioria o arcabouço apresenta grãos de quartzo totalmente fragmentados. Apresenta ainda material amorfo que preenche os poros do arcabouço que pode ser de material magmático e apresenta extinção radial. Composição detrítica – Quartzo mono e policristalino, fragmento de rocha vulcânica, fragmento de rocha, zircão, muscovita. Alguns grãos de quartzo apresentam-se com uma coloração muito forte na cor amarela a vermelho (provavelmente associada a algum problema na laminação). Componentes diagenéticos – argila verde, esmectita, caulinita, óxidos, material vulcânico.

Sequência diagenética – Caulinita substituindo quase que totalmente a matriz. Esmectita substituindo muscovita. Caulinita substituindo esmectita. Hematita imprimindo forte oxidação da matriz argilosa de grãos de quartzo e de poros. Material amorfo está preenchendo os poros em uma fase posterior a sedimentação da matriz

argilosa. Presença ainda de oxidação da esmectita e do material de forma amorfa que preenche os poros, nos fragmentos de rocha e nos fragmentos de rocha vulcânica. Porosidade secundária intragranular proveniente de uma fase telodiagenética. Poros móldicos causados por dissolução.

Porosidade – Alta, principalmente porosidade intergranular e intragranular.

Lâmina 3B

Profundidade – 2,30m

Descrição – Arenito com granulometria variando de silte médio a seixo, moderadamente bem a moderadamente selecionado. O contato entre os grãos varia de contatos pontuais a côncavo. Os grãos do arcabouço estão inseridos em uma matriz argilosa de coloração esverdeada e amarelada, com arcabouço frouxo e ausência de imbricamento dos grãos. Lâmina apresenta grãos de quartzo com uma característica totalmente diferente das outras, pois teve um grande aumento no tamanho dos grãos, com alguns grãos chegando a ter 4mm, e estão presentes em todo o arcabouço. A maioria dos grãos são angulares e não apresentam tantas fraturas. Presença de material de característica amorfa de cor amarelada provavelmente de origem vulcânica e com extinção radial, mas aqui não está preenchendo os poros, e sim está misturando-se entre os grãos de quartzo. Existe um grande aumento de muscovitas abertas e aumento na quantidade de zircão. Grãos de quartzo com inclusões de zircão. Em um lado da lâmina há a presença de grãos de quartzo totalmente fraturados. Os grãos de quartzo apresentam continuidade ótica, extinção reta e ondulante. Composição detrítica – quartzo mono e policristalino, fragmento de rocha vulcânica, muscovita, zircão. Composição diagenética – argila verde, esmectita, caulinita, óxidos, material vulcânico.

Sequência diagenética - Esmectita alterando muito pouco a matriz argilosa de coloração esverdeada, infiltração de material de característica vulcânica junto com os outros grãos do arcabouço. Hematita oxidando a matriz, grãos de quartzo, poros, esmectita e muscovita aberta. Esmectita alterando muscovita. Caulinita substituindo esmectita. Inclusões de zircão em grãos de quartzo. Porosidade secundária proveniente de uma fase telodiagenética de dissolução e fragmentação dos grãos de quartzo.

Porosidade – Alta, principalmente intergranular e pouca porosidade intragranular.

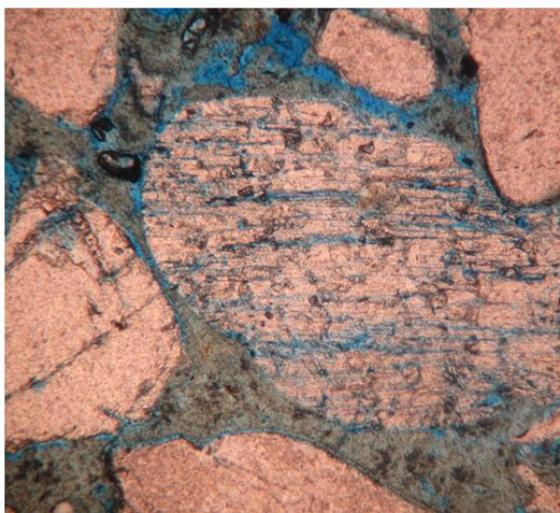
Lâmina 3C

Profundidade – 1,00m

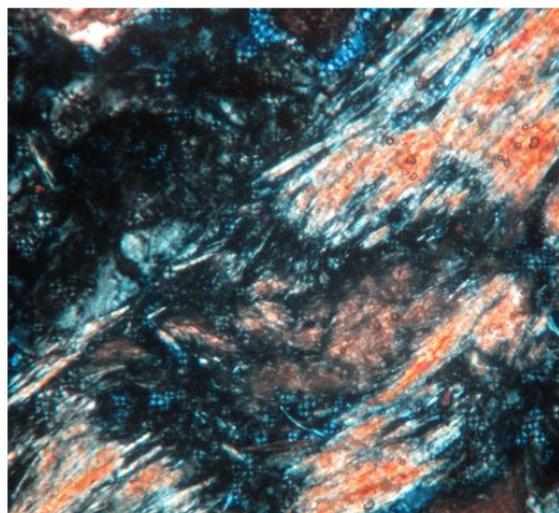
Descrição – Arenito com granulometria variando de silte grosso a grânulo, bem a moderadamente bem selecionado e variando de muito angular a bem arredondado, com esfericidade variando de alta a baixa. O contato entre os grãos varia de pontual a contato longo. Os grãos do arcabouço estão inseridos em uma matriz argilosa de coloração esverdeada e amarelada, com arcabouço frouxo e ausência de imbricamento dos grãos. A matriz argilosa encontra-se quase que em sua totalidade alterada, com uma parte dos grãos de quartzo fraturados. Aqui não é observada a presença de material amorfo que talvez seja material vulcânico infiltrado nos poros. Ainda continua a mudança no arcabouço de que a maior parte é composta por grãos de quartzo de tamanho grande, e ainda é grande a presença de muscovita e zircão. Os grãos de quartzo apresentam continuidade ótica, extinção reta e ondulante. A matriz apresenta-se com extinção radial. Composição detrítica – quartzo mono e policristalino, fragmento de rocha vulcânica, muscovita, zircão. Composição diagenética – argila verde, esmectita, caulinita, óxidos.

Sequência diagenética – Esmectita substituindo quase que toda a matriz argilosa de coloração esverdeada. Oxidação da esmectita e de grãos de quartzo. Formação de poros móldicos provenientes de uma fase telogenética e formação de poros intragranulares por uma fase telogenética. Esmectita substituindo muscovita. Oxidação e compactação de um grão de muscovita. Caulinita substituindo esmectita e muscovita. Formação de alinhamento preferencial de muscovitas em um grão de quartzo. Presença de muscovita intragranular sendo substituída por esmectita. Oxidação de muscovita intragranular. Presença de uma grande quantidade de pequenos grãos de zircão intragranular.

Porosidade – Alta, proveniente de poros intergranulares e intragranulares.



Dissolução de grão de quartzo. Objetiva 20x. Nicóis paralelos.



Caulinita substituindo muscovita. Objetiva 20x. Nicóis cruzados.

Lâmina 3D

Profundidade – 0.60m

Descrição – Arenito com granulometria variando de silte médio a seixo, pobremente a muito pobremente selecionado, variando de muito angular a bem arredondado com e esfericidade variando de alta a baixa. O contato entre os grãos varia de pontual a contato saturado. Os grãos do arcabouço estão inseridos em uma matriz argilosa de coloração esverdeada e amarelada, com arcabouço frouxo e ausência de imbricamento dos grãos. A matriz apresenta-se quase em sua totalidade alterada. Nesta lâmina os grãos de quartzo são ainda maiores do que a lâmina 3C e se encontram com algumas fraturas. Como esperado, ainda ocorre um sensível aumento na quantidade de muscovita, sendo que algumas se apresentam com lamelas abertas, e zircão. Presença de inclusões em forma de filetes com extinção radial. A matriz também apresenta extinção radial. Presença de material amorfo preenchendo poros e também se apresentam na forma de vermiculares. Alguns grãos de quartzo estão muito alongados, já outros estão bem arredondados. Os grãos de quartzo têm continuidade ótica e apresentam-se com extinção reta e ondulante. Presença de minerais pesados e muscovita em grãos de quartzo. Composição detrítica – quartzo mono e policristalino, fragmento de rocha vulcânica, muscovita, zircão. Composição diagenética – argila verde, esmectita, caulinita, óxidos.

Sequência diagenética – Esmectita substituindo grande parte da matriz de coloração esverdeada. Oxidação da matriz. Esmectita substituindo muscovita. Caulinita substituindo esmectita e muscovita. Oxidação de esmectita e muscovita. Oxidação de grãos de quartzo e de fragmentos de rocha vulcânica. Esmectita e zircão ocupando poros de grãos de quartzo. Oxidação de material amorfo (fluido vulcânico). Grãos de muscovita sofrendo leve processo de compactação. Porosidade reduzida por inclusões de fluido vulcânico.

Porosidade – Alta, principalmente intergranular, e intragranular.

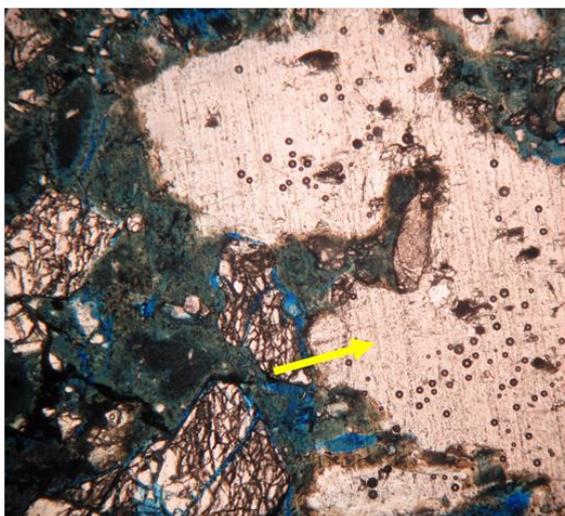
Lâmina 4A

Profundidade – 3,00m

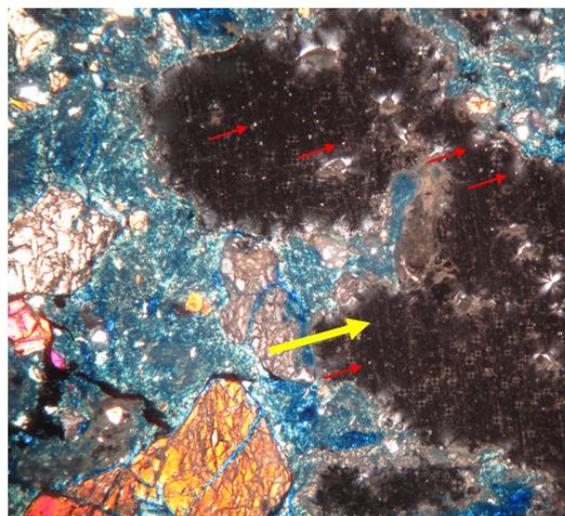
Descrição – Arenito com granulometria variando de silte fino a grânulo, pobremente a muito pobremente selecionado, variando de angular a arredondado e esfericidade variando de alta a baixa. O contato entre os grãos varia de pontual a contato saturado. Os grãos do arcabouço estão inseridos em uma matriz argilosa de coloração esverdeada e amarelada, com arcabouço frouxo e ausência de imbricamento dos grãos. A matriz apresenta-se quase em sua totalidade alterada. A matriz apresenta com extinção ondulante/radial. Alguns grãos de quartzo apresentam-se fragmentados. Há uma grande inclusão de fluido magmático, (fragmento de rocha) que carreou uma grande quantidade de pequenos fragmentos de quartzo e muito zircão. A quantidade de zircão é muito superior. Esse fluido apresenta-se com uma coloração cinza a preto e tem extinção radial. Os grãos de quartzo apresentam continuidade ótica, com extinção reta e ondulante. Forte presença de fluido de característica amorfa (vulcânico) (?) com extinção radial. Há alguns filetes de fluido amorfo. Quase nenhuma presença de muscovita. Composição detrítica – quartzo mono e policristalino, fragmento de rocha vulcânica, muscovita, zircão. Composição diagenética – argila verde, esmectita, óxidos.

Sequência diagenética – Caulinita substituindo esmectita e grande parte da matriz. Oxidação da matriz. Esmectita substituindo muscovita. Oxidação de grãos de quartzo e forte oxidação de fragmentos de rocha vulcânica e da inclusão detrítica. Poros muito preenchidos por fluido vulcânico. Porosidade secundária de uma fase telodiagenética e provavelmente por causa de uma fragmentação do arcabouço. Oxidação de material amorfo (fluido vulcânico).

Porosidade – Média. Principalmente intergranular.



Material vulcânico (?). Seta amarela.
Objetiva 10x. Nicóis paralelos.



Material vulcânico (?). Seta amarela.
Seta vermelha indica forte presença de zircão.
Objetiva 10x. Nicóis cruzados.

Lâmina 4B

Profundidade – 2,50m

Descrição – Arenito com granulometria variando de areia muito fina a seixo, muito bem selecionado, variando de muito angular a bem arredondado e esfericidade variando de alta a baixa. Contatos entre os grãos variam de pontuais a retos. Os grãos do arcabouço estão inseridos em uma matriz argilosa de coloração esverdeada e amarelada, com arcabouço frouxo e ausência de imbricamento dos grãos. A matriz apresenta-se com extinção ondulante/radial. Alguns grãos de quartzo apresentam-se fraturados. Os grãos de quartzo têm continuidade ótica e apresentam extinção reta e ondulante. Em lado da lâmina, os grãos de quartzo estão bastante alterados. Pouca presença de material de origem magmática, material amorfo de coloração cinza com extinção radial, que se encontram na forma de inclusões vermiculares. Presença de grãos de zircão e muscovita em quartzo. Composição detrítica – quartzo mono e policristalino, fragmento de rocha vulcânica (?), muscovita, zircão. Composição diagenética – argila verde, esmectita, óxidos.

Sequência diagenética – Esmectita substituindo matriz argilosa de coloração esverdeada. Esmectita substituindo muscovita. Caulinita substituindo matriz. Caulinita eodiagenética substituindo muscovita. Oxidação de grãos de quartzo, matriz e de poros. Porosidade secundária decorrente de uma fase telodiagenética.

Porosidade – Alta. Principalmente intergranular.

Lâmina 4C

Profundidade – 1.40m

Descrição – Arenito com granulometria variando de silte médio a grânulo, moderadamente a pobremente selecionado, variando de muito angular a arredondado e esfericidade variando de alta a baixa. Os contatos entre os grãos variam de pontuais a retos. Os grãos do arcabouço estão inseridos em uma matriz argilosa de coloração esverdeada e amarelada, com arcabouço frouxo e ausência de imbricamento dos grãos. A matriz apresenta-se com extinção ondulante/radial e quase que em sua totalidade alterada. Grãos de quartzo apresentam-se fraturados, com continuidade ótica e apresentam extinção reta e ondulante. Aumenta, em relação à lâmina 4B, a presença de muscovita e zircão, bem como inclusões de material amorfo, com extinção radial, e fragmentos de rocha vulcânica. Em uma parte do arcabouço há uma concentração de pequenos grãos de zircão. Aqui os tamanhos dos grãos de quartzo diminuem sensivelmente. Composição detrítica – quartzo mono e policristalino, fragmento de rocha vulcânica (?), muscovita, zircão. Composição diagenética – argila verde, esmectita, caulinita, óxidos.

Sequência diagenética – Esmectita substituindo matriz argilosa de coloração esverdeada. Esmectita substituindo muscovita. Caulinita eodiagenética substituindo muscovita. Forte oxidação de grãos de quartzo, matriz e de poros em uma parte do arcabouço. Material amorfo, origem vulcânica, preenchendo poros do arcabouço. Porosidade secundária decorrente de uma fase telodiagenética. Grãos de zircão em quartzo.

Porosidade – Alta. Principalmente de intergranular.

Lâmina 4D

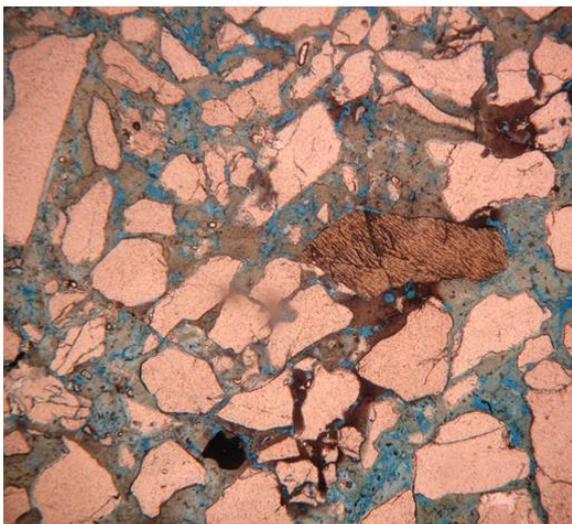
Profundidade – 0,80m

Descrição – Arenito com granulometria variando de silte médio a grânulo, moderadamente a pobremente selecionado, variando de muito angular a bem arredondado, com esfericidade variando de alta a baixa. Os contatos entre os grãos são nulos ou incipientes. Os grãos do arcabouço estão inseridos em uma matriz argilosa de coloração esverdeada e amarelada, com arcabouço frouxo e ausência de imbricamento dos grãos. A matriz apresenta-se com extinção ondulante/radial e quase que em sua totalidade alterada. Os grãos de quartzo estão muito fraturados e ainda se apresentam com continuidade ótica, extinção reta e ondulante. Aumento da oxidação da matriz como dos grãos do arcabouço. Volta forte presença de material amorfo (vulcânico) (?) entre os poros. Alguns grãos de quartzo apresentam-se com uma coloração muito forte na cor amarela a vermelho (provavelmente associada a algum problema na laminação). Presença de um aglomerado de zircão e muscovita

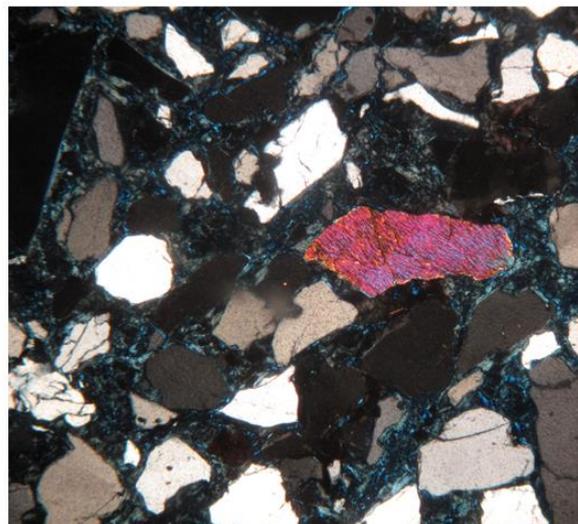
em material amorfo de origem vulcânica. Esta lâmina apresenta uma diminuição significativa de muscovita. Composição detrítica – quartzo mono e policristalino, fragmento de rocha vulcânica (?), piroxênio, muscovita, zircão. Composição diagenética – argila verde, esmectita, óxidos.

Sequência diagenética – Esmectita substituindo matriz argilosa de coloração esverdeada. Esmectita substituindo muscovita. Forte oxidação de grãos de quartzo, matriz e de poros na maior parte do arcabouço. Material amorfo, origem vulcânica, volta a preencher poros do arcabouço. Porosidade secundária decorrente de uma fase telodiagenética. Grãos de zircão em quartzo.

Porosidade – Alta. Principalmente intergranular e poucos poros formados intragranulares.



Grão de piroxênio detrítico. Presença de oxidação. Objetiva 10x. Nicóis paralelos.



Grão de piroxênio. Objetiva 10x. Nicóis cruzados.