



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE VARIETAL DA GRANADA NO ESTUDO DA PROVENIÊNCIA
DOS ARENITOS DA BACIA DE CAMPOS (ANDAR ALAGOAS)**

CRISTIANE ZATT COSTA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus

Porto Alegre, janeiro de 2015.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE VARIETAL DA GRANADA NO ESTUDO DA PROVENIÊNCIA
DOS ARENITOS DA BACIA DE CAMPOS (ANDAR ALAGOAS)**

CRISTIANE ZATT COSTA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus

BANCA EXAMINADORA:

Dr. Anderson José Maraschin

Prof. Dra Márcia Elisa Boscato Gomes

Prof. Dra. Carla Cristine Porcher

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para a obtenção
do Título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre, janeiro de 2015.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Costa, Cristiane Zatt

Análise varietal da granada no estudo da proveniência dos arenitos da Bacia de Campos (Andar Alagoas) . / Cristiane Zatt Costa. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2014.
[74 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2014.

Orientador(es): Marcus Vinicius Dorneles Remus

1. Proveniência 2. Bacia de Campos 3. Granada 4. Andar Alagoas I.
Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Veleida Ana Blank

CRB 10/571

AGRADECIMENTOS

Agradeço de forma especial, ao meu pai Rovilio, a minha mãe Neiva e a minha irmã Caroline, pela educação, pelo carinho, pelo incentivo, pelo amor..

Muito obrigada à UFRGS e ao Instituto de Geociências pelo ensino de qualidade.

Agradeço ao PFRH-PB-215 (Programa de Formação de Recursos Humanos – Petrobrás) pela bolsa de estudo, que em muito colaborou para o desenvolvimento desta dissertação.

Agradeço a Petrobrás pela disponibilidade das amostras junto ao Termo de cooperação 0050.0072608.11.9.

A Prof. Lídia, Ana Althoff e o técnico Gilberto Santos do CECO pela ajuda e bom humor nas atividades laboratoriais.

Ao meu orientador Marcus Remus, obrigada.

Aos amigos que me acompanharam nessa caminhada.

Muito obrigada!

SUMÁRIO

RESUMO	i
ABSTRACT	ii
LISTA DE FIGURAS	iii
LISTA DE QUADROS	iv
PREÂMBULO	v
CAPÍTULO 1	
INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivos	1
1.2. Justificativa	1
1.3. Localização da área de estudo	2
1.4. Contexto Geológico.....	4
1.4.1. Andar Aptiano x Andar Alagoas	7
1.5. Embasamento	8
1.5.1. Orógeno Ribeira	9
1.5.2. Orógeno Araçuaí	10
CAPÍTULO 2	
ESTADO DA ARTE E REVISÃO CONCEITUAL.....	12
2.1. Proveniência dos arenitos.....	12
2.2. Uso dos minerais pesados	15
2.3. Estudos de composição química de minerais específicos (varietais).....	16
2.4. Análise varietal de granadas.....	17
2.5. Composição Química das Granadas.....	18
2.6. Propriedades Distintivas das Granadas	19
2.7. Paragênese das granadas	20
CAPÍTULO 3	
METODOLOGIA E AMOSTRAGEM.....	22
3.1. Aplicação do Método	22
3.2. Campos composicionais da granada em diagramas ternários discriminantes	26
3.3. Microsonda eletrônica	29
3.4. Microscopia Eletrônica de Varredura.....	31
4.1. Email de Confirmação da Submissão do Artigo Para a Revista Geologia USP	33
4.2. Artigo Submetido	34
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	69
ANEXOS	74

RESUMO

A composição da granada possui relação direta com as condições físico-químicas de seu ambiente de geração e conseqüentemente com a rocha em que se formou. Assim, pode-se relacionar a composição química da granada com a rocha hospedeira, dentro de certas limitações. Este trabalho focaliza a análise varietal da granada para a identificação das principais rochas-fonte envolvidas na proveniência dos arenitos da Bacia de Campos (Andar Alagoas), no estado do Rio de Janeiro. Nas análises obtidas por microsonda eletrônica, dos 17 poços do segmento *offshore* do estudo, verifica-se a contribuição de diferentes rochas-fonte portadoras de granadas, identificadas como dos tipos A, B e C, e dentre essas, a que predomina são as granadas do tipo B. Uma individualização dessa classificação nos permitiu categorizá-las em granadas do tipo Bi, que são granadas derivadas de rochas ígneas ácidas e intermediárias, notadamente granitóides. A identificação precisa da rocha-fonte possui algumas limitações, devido a superposição nas composições mostradas nos diagramas ternários discriminantes das granadas. Entretanto, a ausência ou pequena incidência de zonações composicionais e de inclusões, embora não excluam totalmente as outras categorias, apontam para essa classificação. Granadas do tipo D e E não aparecem em nenhuma das amostras analisadas. A interpretação dos resultados de aproximadamente 4000 análises das 65 amostras indica duas contribuições principais para a proveniência desses arenitos: no setor sul da bacia, terrenos derivados do Domínio Cabo Frio, (rochas metamórficas da fácies granulito a anfibolito superior, meta-pelitos aluminosos e secundariamente metabasitos, além de granitos), e na porção norte da bacia, uma derivação dos terrenos orientais do orógeno Ribeira (terrenos de alto grau e granitóides associados). A direção de suplemento sedimentar principal é de sudoeste para nordeste, interpretada como resultado da identificação dessa maior contribuição dos terrenos fonte. As areias localizadas no setor norte, com granadas derivadas do tipo B e Bi, principalmente, indicam a presença de rochas granitóides na área-fonte. Tais rochas fonte geram areias de composição mais quartzosa e/ou quartzo-feldspática, com maior potencial para produzirem arenitos-reservatórios de melhor qualidade.

Palavras-chave: Proveniência; Bacia de Campos; Granada; Andar Alagoas.

ABSTRACT

Garnet composition have direct relationship with the physic-chemical environment of formation and because of this with the host rock composition. Hence, it is possible to establish a linking between the host rock type and garnet composition, despite some limitations. This work focus on the garnet varietal analysis to identify the provenance of sandstones, Campos Basin (Alagoas Stage), Rio de Janeiro. In the performed analyzes of seventeen offshore boreholes, it is remarkable the presence of garnets which plot into the fields A, B and C; and that among these, the predominant type belongs to the B field. The individualization of source-rock types in this classification allowed us to classify the garnets in the type Bi, which are derived from acidic and intermediate igneous rocks, mainly granitoids. Accurate identification of the source rock has some limitations due to overlap in the compositions shown in discriminating ternary diagrams of garnets. Despite the difficulty in distinguishing between the fields shown in the ternary diagram, we can say that the absence or minor incidence of inclusion and zonation in the samples support this separation. D-type garnets and E-type do not appear. Interpretation of the results of approximately 4000 analysis of the 65 samples indicates two main contributions to the provenance of these sandstones: the wells placed in the basin southern region derived from the Cabo Frio Domain (metamorphic rocks of amphibolite to medium granulite facies, mainly aluminous metapelites and secondarily metabasites and granites); the wells in the basin northern region, where there is substantially more analyzes and samples, derived from the eastern terrains of the Ribeira orogen (high degree terrains and granitoids). The main direction of sedimentary supplement is from southwest to northeast, interpreted as a result of identification of this major contribution of sediments supply. The sands located in the northern wells, with garnets derived from B and Bi fields, indicate mainly the presence of granitoids in the source-area. This source-rock produce quartzor quartz-feldspathic sands which may be potential high quality sandstone reservoirs.

Key-words: Provenance; Campos Basin; Garnet; Alagoas Stage.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa das bacias Sedimentares Brasileiras, em vermelho a bacia em estudo. Modificado de Milani et al., (2007).....	3
Figura 2 - Localização da Bacia de Campos.....	4
Figura 3 - Carta estratigráfica da Bacia de Campos, segundo Winter et al., 2007, com o intervalo estudado marcado pelo retângulo vermelho.....	7
Figura 4 - Mapa da compartimentação tectônica da região sudeste brasileira.	9
Figura 5 - Compartimentação tectônica do Orógeno Ribeira (Modificado de Heibron et al., 2004).	10
Figura 6 - Localização esquemática dos sítios onde atuam os principais processos que controlam a composição das rochas sedimentares clásticas.....	13
Figura 7 – a) Amostras de calha recebidas; b) peneiras utilizadas para separação granulométrica; c) Lavagem das amostras d) Armazenamento na estufa para secagem.....	23
Figura 8 - Estrutura para separação de minerais pesados por sedimentação gravitacional (adaptado de Mange & Maurer, 1992).	24
Figura 9 - Diagramas em Excel apresentando os resultados de acordo com a profundidade e percentagem dos tipos de granadas.	26
Figura 10 - Representação dos diagramas ternários composicionais de granadas. Campos A, B, C, D. Campo E, conforme definido por Remus et al., (2004, 2007)..	28
Figura 11 - Histórico dos diagramas ternários usados para granadas:.....	29
Figura 12 - Diagrama ternário da composição das granadas de todas as amostras analisadas. a) conforme definido por Sabeen et al. (2002) e Morton et al., (2002, 2004); b) conforme redefinido por Mange & Morton (2007). Observe a ausência de granadas dos campos Cii e D.	29
Figura 13 – a) Microsonda SXFive da CAMECA utilizada nas análise do estudo. b) Pastilhas de granadas utilizadas na microsonda antes da metalização. Na pastilha estão representadas quatro amostras diferentes.....	30
Figura 14 – Exemplos de imagens BSE de granadas produzidas pelo MEV.....	32

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Ordem de estabilidade dos minerais pesados (Pettijohn et al. 1973).....	14
--	----

PREÂMBULO

Esta dissertação de Mestrado está estruturada em torno do artigo “PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS DA BACIA DE CAMPOS (ANDAR ALAGOAS) ATRAVÉS DA COMPOSIÇÃO DA GRANADA” submetido à revista Geologia USP – Série Científica.

Desta forma, a estruturação compreende os seguintes capítulos:

- a) Capítulo I: Introdução: contendo objetivos do estudo, contexto geológico, localização da área do estudo e as prováveis áreas fontes dos arenitos amostrados.
- b) Capítulo II: Estado da arte: proveniência de arenitos uso dos minerais pesados, composição química das granadas, propriedades e paragêneses.
- c) Capítulo III: Metodologia utilizada: etapas de laboratório, o uso da granada, da microsonda eletrônica e do microscópio eletrônico de varredura.
- d) Capítulo IV: Artigo científico: o artigo científico submetido é apresentado integralmente neste capítulo. E está estruturado em: Introdução, Localização da área de estudo e contexto geológico, Metodologia e amostragem, Resultados obtidos, Discussões, Conclusões e Referências Bibliográficas.
- e) Referências Bibliográficas e Anexos: compreendendo documentação pertinente de natureza numérica (tabelas), gráfica (figuras, mapas) e fotos que, por sua dimensão não puderam ser incluídas no artigo/dissertação.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Estudos de proveniência em arenitos são uma ferramenta poderosa no entendimento da evolução tectônica e estrutural das bacias, uma vez que identificam as áreas-fonte e as rotas de transporte dos sedimentos. A proveniência dos arenitos de idade Aptiana, especificamente, o chamado Andar Alagoas ainda é pouco conhecido e seu melhor entendimento é fundamental. Esses estudos concentram-se nos arenitos, pois estas rochas registram uma ampla diversidade de informações das áreas-fontes e configuram importantes reservatórios de hidrocarbonetos.

As granadas, dentre todos os minerais pesados são consideradas ideais para esses estudos, pois são comumente encontradas em diversas assembleias minerais; sofrem pequena variação na densidade o que reduz os efeitos da seleção hidráulica; mantém certa estabilidade durante o intemperismo, transporte e diagênese, além de possuir uma variação composicional que permite informações detalhadas sobre os diversos tipos de rocha fonte.

1.1. Objetivos

O objetivo deste estudo consiste na execução de análises químicas composicionais através da utilização da microsonda eletrônica, que permitam a identificação da proveniência, das rochas fonte dos arenitos do Andar Alagoas, Bacia de Campos, Rio de Janeiro. Esses resultados constituirão uma base sólida para a compreensão dessas áreas-fonte e das rotas de transporte das areias que formaram os reservatórios *offshore* efetivos ou potenciais. Estes dados permitirão futuramente, com estudos mais direcionados, estabelecer correlações entre as camadas de areia deste setor da bacia e identificar os setores mais favoráveis para a geração de areias com melhor qualidade para reservatórios de hidrocarbonetos.

1.2. Justificativa

A análise da proveniência sedimentar é uma ferramenta crescentemente utilizada na análise de bacias e particularmente na exploração de reservatórios de hidrocarbonetos. A determinação da proveniência de arenitos com a localização das áreas-fonte e das rotas de distribuição das areias é um instrumento fundamental para identificar setores

das bacias sedimentares que possuem maior potencial para a ocorrência de arenitos-reservatórios, além de permitirem reconstruções paleogeográficas e identificar a distribuição espacial e temporal da composição original das areias (Gandolfi et al., 1983; Zuffa, 1987). A composição original das areias controla diretamente os tipos e a intensidade dos processos diagenéticos de redução e geração de porosidade nos arenitos.

Análises químicas dos grãos minerais por microsonda eletrônica é uma técnica amplamente utilizada, permitindo que um considerável número de espécies seja empregado para este fim. Portanto, essas análises, efetuadas em um único grão mineral, podem não só auxiliar na identificação da proveniência, a partir das variações composicionais detectadas nos grãos minerais, como também adicionar um considerável grau de sofisticação na sua determinação (Morton, 1991).

A diversidade de minerais pesados encontrados em arenitos e a ocorrência de paragêneses diagnósticas de rochas-fonte particulares torna a análise de minerais pesados é a técnica mais sensível e robusta aplicada na análise de proveniência (Morton, 1985; Mange & Maurer, 1992; Morton & Hallsworth, 1994). Atualmente a análise de minerais pesados, combinada com a quantificação petrográfica da composição essencial, constitui-se na principal ferramenta para o reconhecimento dos padrões de proveniência de arenitos.

1.3. Localização da área de estudo

O Brasil é um país de dimensões continentais, com uma extensão sedimentar total de 6.436.000 km², contando com dezenas de bacias, diversidade geológica e diversos reservatórios de hidrocarbonetos (Fig. 1), oferecendo uma gama variada de atrativos à atividade de exploração e produção de petróleo. Em terra, 4.880.000 km² se dividem por mais de vinte bacias proterozóicas, paleozóicas, cretáceas e terciárias - algumas ainda inexploradas - espalhando-se desde o, bem desenvolvido, Sul-Sudeste até o árido Nordeste e a Amazônia Tropical. O restante da área sedimentar está sob a Plataforma Continental, onde 1.550.000 km² distribuem-se por mais de quinze bacias sedimentares cretáceo-terciárias de Margem Atlântica, até a cota batimétrica de aproximadamente 3.000m, desde o extremo sul, em águas territoriais limítrofes com o Uruguai, até o extremo norte na fronteira com a Guiana-Francesa. A região de águas profundas no mar brasileiro

abrange 780.000 km² entre as cotas batimétricas de 400 e 3.000m (Milani et al., 2000).

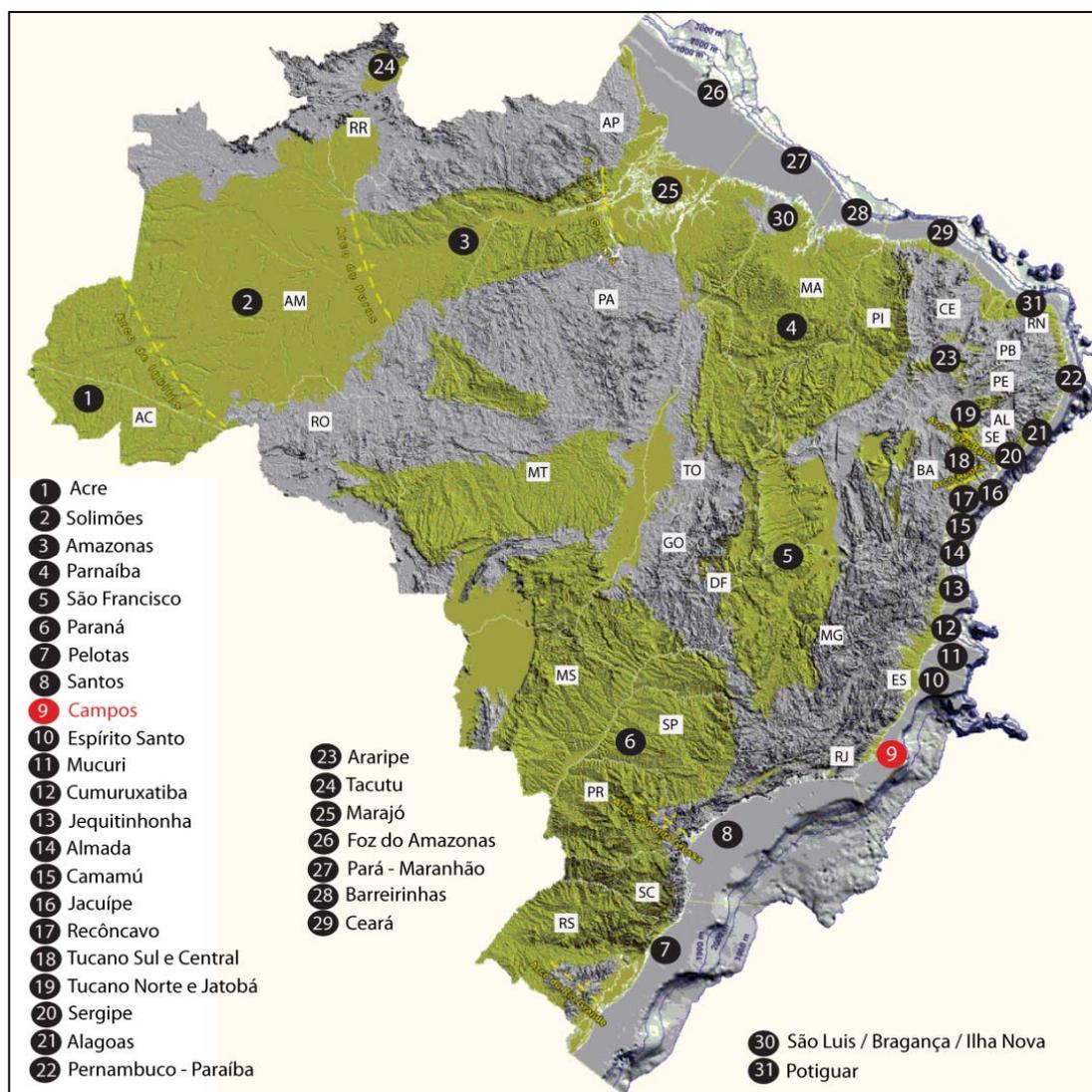


Figura 1 - Mapa das bacias Sedimentares Brasileiras, em vermelho a bacia em estudo. Modificado de Milani et al., (2007).

A Bacia de Campos estende-se ao longo do litoral do Rio de Janeiro (Fig. 2) e ocupa uma área aproximada de 120.000 km², dos quais apenas 5.800 km² são em área emersa e o restante pertence a porção *offshore*, alcançando cotas batimétricas superiores a 2000m de profundidade (Fonte: ANP, 2006). Está situada entre os paralelos 23°42' e 21°14' (S) e os meridianos 41°41' e 39°57' (W), e é limitada a oeste pela cota batimétrica de 3.400m. Para o norte, a bacia é parcialmente isolada da Bacia do Espírito Santo (na região de águas profundas), pelo Alto de Vitória, um bloco elevado de embasamento, que coincide com a terminação oeste da Cadeia de Vitória-Trindade, um importante lineamento oceânico daquela área.

Em águas ultraprofundas, não existe uma separação efetiva entre as bacias de Campos e do Espírito Santo. Para o sul, o Arco de Cabo Frio limita a Bacia de Campos, e aquela região comportou-se como um foco de persistente magmatismo durante a história evolutiva da bacia (Milani et al., 2000).

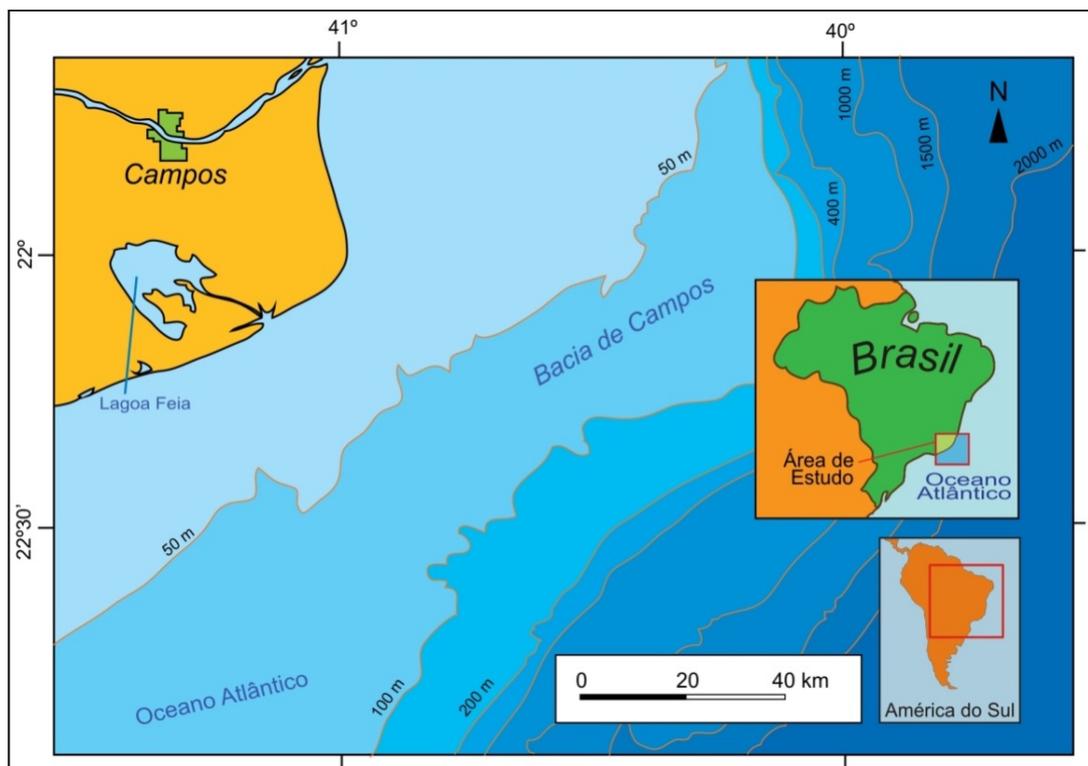


Figura 2 - Localização da Bacia de Campos. Modificado de Prochnow et al., (2006).

1.4. Contexto Geológico

A evolução tectono-sedimentar da Bacia de Campos assemelha-se às das outras bacias marginais do leste brasileiro, onde são reconhecidos quatro estágios de preenchimento: pré-rifte (continental), rifte (continental), proto-oceânico (transicional evaporítico) e drifte (marinho). Tais estágios estão relacionados à ruptura do supercontinente de Gondwana. A separação Brasil-África, evolui desde a fase de *rift valley* lacustre até a fase marinha aberta, com a formação de novo assoalho oceânico e a abertura do oceano Atlântico Sul.

Os sedimentos da sequência rifte, que se estabeleceu no Neocomiano/Barremiano, foram afetados por falhamentos normais e estão associados a uma intensa atividade ígnea, representada pelos derrames álcali-basáltico Eocretácicos da Formação Cabiúna. Sobre os basaltos

ocorrem rochas da formação Lagoa Feia, compreendendo conglomerados, arenitos, siltitos, folhelhos e coquinas depositadas em um contexto de sedimentação lacustre. As coquinas alcançam até 400 m de espessura, correspondendo a depósitos de bioclastos de pelecípodes (Membro Coqueiros) associados a altos estruturais e representando reservatórios da sequência rifte. Os sedimentos clásticos por sua vez, como resultado da invasão da água do mar e de condições de extrema aridez, foram recobertos por extensos depósitos evaporíticos (anidrita e halita) durante o Aptiano (Membro Retiro). Esses eventos constituem uma megasequência transicional (Figueiredo & Martins, 1990; Milani et al., 2000).

Posteriormente, durante o Albiano, com o pequeno influxo de clásticos e as condições marinhas prevalecendo na bacia, instalou-se, uma ampla rampa carbonática correspondente à porção inferior da Formação Macaé, a qual compreende espessos leitos de calcarenito e calcirrudito que, localmente, aparecem dolomitizados. No Cenomaniano, a seção carbonática foi “afogada” devido à rápida elevação do nível do mar e a aceleração do processo de halocinese, causada pelo aumento da taxa de basculamento, gerou estruturas associadas a falhas de crescimento. Essa etapa caracterizou uma fase transgressiva de sedimentação, quando se depositaram calcilitos, margas e folhelhos de água profunda conhecidos como Seção Bota. Controlados por uma topografia de fundo irregular, foram depositados sedimentos clásticos turbidíticos acanalados, denominados Arenito Namorado. Completam a Formação Macaé conglomerados e arenitos pobremente selecionados, depositados nas áreas mais proximais (Milani et al., 2000).

O Grupo Campos recobre discordantemente a Formação Macaé, e representa o preenchimento durante a fase final de subsidência térmica e basculamento do substrato para leste. O pacote é representado por sedimentos proximais, areno-conglomerático-carbonáticos (Formação Emborê), que gradam a folhelhos nas porções distais (Formação Ubatuba). A Formação Ubatuba compreende milhares de metros de espessura de folhelhos e margas, com arenitos turbidíticos intercalados, que correspondem à Formação Carapebus (Milani et al., 2000).

As rochas geradoras de hidrocarbonetos da Bacia de Campos correspondem a folhelhos orgânicos lacustres da Formação Lagoa Feia. Os

principais reservatórios da bacia são arenitos turbidíticos de idade cretácica/terciária, seguidos dos calcarenitos albianos e das coquilhas barremianas (Figueiredo & Martins, 1990).

De acordo com o contexto geológico e estratégico, e em termos de tecnologia de produção de petróleo, a Bacia de Campos pode ser dividida em três compartimentos: proximal, intermediário e distal. O compartimento proximal se localiza entre a linha da costa e a lâmina d'água de aproximadamente 100 m. O intermediário, entre as cotas batimétricas de 100 e 2.000m, aproximadamente. E o distal, acima de 2.000m até a região com muralhas de sal mais contínuas, que se localizam em torno de 3.000m (Figueiredo & Martins, 1990).

A Bacia de Campos, no ano de 1973, através da elaboração da primeira carta estratigráfica por Schaller (1973), e com base nas informações provenientes de poucos poços perfurados pela Petrobrás, foi dividida em quatro unidades litoestratigráficas: Formação Lagoa Feia, constituída de evaporitos e clásticos não marinhos do Cretáceo Inferior; Formação Macaé, englobando as rochas carbonáticas do Albiano; Formação Campos, constituída de clásticos e carbonatos e a Formação Emboré, representada por clásticos grossos.

A partir da grande quantidade de dados obtidos com o avanço da exploração de petróleo na bacia, Rangel et al., (1994) publicaram a carta estratigráfica que, revisada por Winter et al., (2007), encontra-se em uso atualmente (Fig. 3). Nesta carta, são definidas seis formações: Formação Cabiúnas, Formação Lagoa Feia, Formação Macaé, Formação Carapebus, Formação Ubatuba e Formação Emboré. Estas três últimas unidades compõem o Grupo Campos.

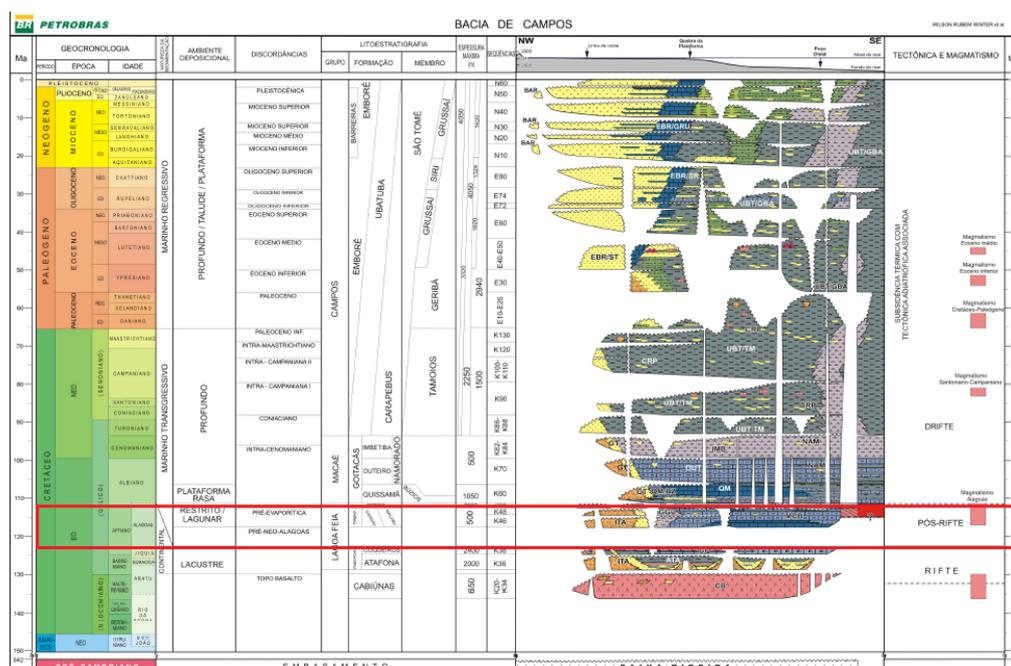


Figura 3 - Carta estratigráfica da Bacia de Campos, segundo Winter et al., 2007, com o intervalo estudado marcado pelo retângulo vermelho.

1.4.1. Andar Aptiano x Andar Alagoas

Segundo Dias, 2005, no Brasil o Andar Aptiano costuma ser relacionado ao Andar Alagoas. Nas bacias da margem leste, o Andar Alagoas costuma ser posicionado no pacote de rochas entre a chamada “discordância pré-Alagoas” e o topo do pacote evaporítico “Ibura”, genericamente conhecida como Sequência Transicional, conforme Asmus e Porto (1980). O Andar Alagoas foi definido por Schaller (1969) na Bacia Sergipe-Alagoas englobando rochas de formações como Riachuelo e Coqueiro Seco. Apesar do esforço até hoje realizado, a definição de um único Andar Alagoas (ou subdivisões), com base exclusivamente em Palinologia, e válida para todas as bacias brasileiras, ainda não foi alcançada devido a problemas de quantidade das formas, níveis de extinção, além de distâncias continentais. Esses argumentos são compreensíveis e por enquanto o melhor a ser feito é delimitar áreas, englobando uma ou mais bacias, onde as assembleias florísticas que tenham comprovado significado cronoestratigráfico possam ser agrupadas e não tentar extrapolar este padrão para o restante das bacias.

O Andar Aptiano na porção da margem leste brasileira, entre as bacias de Santos a Camamu-Almada, pode ser subdividido em dois pacotes, com características tectono-sedimentares distintas. O Andar Aptiano Inferior

(porção terminal do Andar Jiquiá e Andar Alagoas Inferior) é caracterizado por uma sedimentação predominantemente continental com incursões marinhas que ocorreram durante o final da fase rifte. Neste período, houve um deslocamento da deformação crustal para as porções axiais do rifte, ocasionando uma exposição subaérea de extensas áreas proximais (discordância pré-Aptiano Superior).

O Andar Aptiano Superior (genericamente correspondente ao Andar Alagoas Superior) é caracterizado por uma sedimentação marinha que ocorreu em ambiente de quiescência tectônica com falhamentos localizados (fase de drifte segmentado). Neste período, a sedimentação continental foi predominante apenas nas porções proximais das bacias marginais. Nas porções mais distais os sedimentos foram depositados num ambiente marinho raso (tanto siliciclástico quanto carbonático) de um mar epicontinental, o que nos representa a primeira grande ingressão marinha na margem leste do Brasil. Essa deposição marinha foi identificada nos carbonatos da Bacia de Campos. No final do Aptiano (Alagoas Superior), um período de aridez associado à barreira representada pela Dorsal de São Paulo e pelo Alto de Florianópolis resultou na deposição de espesso pacote evaporítico (“evento Ibura”). Os evaporitos, com espessuras de até 2000m no Platô de São Paulo, correspondem a um evento cuja duração foi estimada em cerca de 600.000 anos (Dias, 2005).

1.5. Embasamento

Segundo Almeida et al. (1977), o embasamento dos terrenos da Bacia de Campos pertence à Província da Mantiqueira, em contato com as bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas. Esses terrenos são constituídos principalmente por paragneisses e rochas metamórficas de alto grau. A província desenvolveu-se durante a orogenia Brasileira – Pan-Africana e é um registro de uma longa e complexa evolução do Neoproterozóico na América do Sul (900-520 Ma) preservando remanescentes de unidades paleotectônicas arqueanas, paleoproterozóicas e mesoproterozóicas. Este sistema é constituído pelos orógenos Araçuaí (segmento setentrional), Ribeira (segmento central), Dom Feliciano e São Gabriel (ambos no segmento austral). Para o presente estudo somente os orógenos Araçuaí e Ribeira serão destacados devido à proximidade dos pontos amostrados.

1.5.1. Orógeno Ribeira

O Orógeno Ribeira divide-se em quatro terrenos: Ocidental, Oriental, Domínio Tectônico Cabo Frio e *klippe* Paraíba do Sul. O grau metamórfico aumenta de oeste para leste (*i.e.* do terreno Ocidental para o Oriental). (Fig. 4 e Fig. 5)

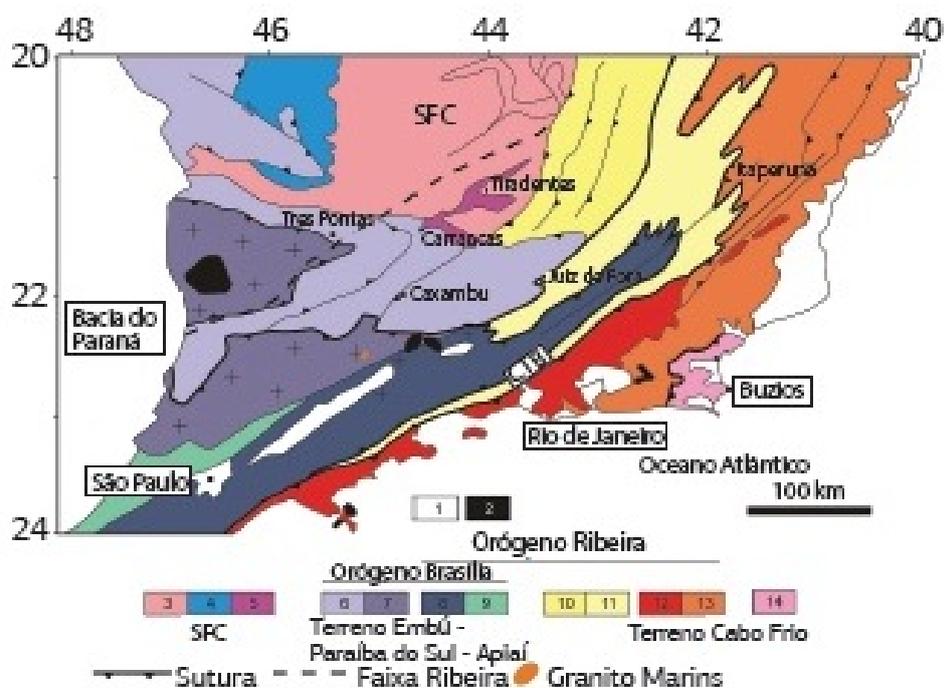


Figura 4 - Mapa da compartimentação tectônica da região sudeste brasileira. Legenda: SFC = Cráton São Francisco. 1: Cobertura Fanerozoica; 2: Rochas Alcalinas do K/Eoceno; 3: Embasamento 4: Cobertura Sedimentar ; 5: Rochas metasedimentares do Domínio autóctone; 6 e 7: *Nappes* 8 a 13: terrenos da Faixa Ribeira; 14: Terrenos do Cabo Frio. Extraído de (Heilbron et al., 2004).

O terreno Ocidental possui embasamento de greenstone belts, ortognaisses, migmatíticos e granulíticos do Complexo Juiz de Fora. Acima deste situam-se meta-sedimentos das seguintes bacias, da mais velha para a mais nova: São João Del Rey, Carandá e Andrelândia. Possui intrusões graníticas sin- a tardi-orogênicas. Este terreno registra os estágios *rift* e de margem passiva do Orógeno Ribeira, e o metamorfismo é de fácies xisto-verde na borda oeste e fácies granulito na borda leste (Heilbron et al., 2000; Heilbron & Machado, 2003).

O *klippe* Paraíba do Sul sobrepõe o terreno Ocidental e é uma sinforme metamorfizada no fácies anfibolito. Possui uma cobertura sedimentar metamorfizada do Complexo Paraíba do Sul sobre embasamento ortognaissico (granítico a granodiorítico) do Complexo Quirino. O Complexo Paraíba do Sul é constituído de mármore, lentes de gouditos, biotita-

granada gnaisses e granada-biotita-muscovita xistos (Heilbron et al., 2000; Heilbron & Machado, 2003; Heilbron et al., 2004; Moraes et al., 2004).

O terreno Oriental está metamorfozido no fácies anfíbolito a granulito, não possui embasamento, e subdivide-se em outros três terrenos: Cambuci (com granada-biotita gnaisses e tonalitos), Costeiro (com granada kinzigitos) e Italva (com granada-hornblenda-biotita gnaisses), equivalentes ao Grupo Paraíba do Sul, embora este originalmente defina somente o *klippe* Paraíba do Sul (Heilbron et al., 2000; Heilbron & Machado, 2003).

Os três terrenos supracitados amalgamaram-se ao Cráton São Francisco sofrendo deformação, intrusão de granitóides Tipo S no Domínio Costeiro, intrusão de charnokitos e granitóides Tipo I em zonas de cisalhamento (Silva & Cunha, 2001; Heilbron et al., 2000). A última colisão é a Orogenia Búzios (Schmitt et al., 2004) que gerou falhas transcorrentes (Machado & Gauthier, 1996) e está registrada como o Domínio Tectônico Cabo Frio, desprovido de intrusões sin- a pós-colisionais e portador de paragêneses de alta pressão como Cianita + K-Feldspato (Schmitt, 2001; Moraes et al., 2004). O metamorfismo atingiu embasamento e supracrustais indistintamente, do fácies anfíbolito alto ao fácies granulito, sob pressões médias a altas (Schmitt, 2001; Schmitt et al., 2004).

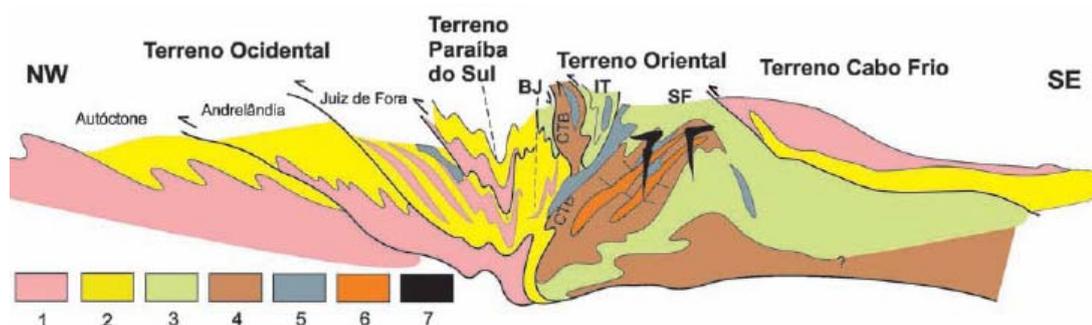


Figura 5 - Compartimentação tectônica do Orógeno Ribeira (Modificado de Heilbron et al., 2004). 1: Embasamento Paleoproterozóico; 2- Cobertura metassedimentar pós 1,8 Ga; 3: Sequências metassedimentares; 4: Ortognaisses do Arco Magmático; 5: Leucognaisses graníticos da Suíte Cordeiro; 6: Gnaisses metaluminosos; 7: Granitos da Suíte Nova Friburgo.

1.5.2. Orógeno Araçuaí

O Orógeno Araçuaí, situado entre os paralelos 15° e 21°, é estruturado em dois domínios. O domínio externo ou ocidental se estende da borda do Cráton São Francisco até próximo do meridiano 42°30' W. Constituído por embasamento antigo (<1.8 Ga) e com uma cobertura metasedimentar além

plútons sin-tardi colisionais. Possui rochas supracrustais metamorfizadas na fácies xisto-verde mais próximo ao cráton São Francisco, até anfibolito superior ou fácies granulito, de média pressão no limite com o domínio interno (Heilbron et al., 2004; Pedrosa-Soares et al., 2001; Heilbron & Machado, 2003).

Situado no meridiano 42°30' W até o Oceano Atlântico, mais para o leste, o domínio interno do Orógeno Araçuaí é composto por paragneisses ricos em alumínio e suas variações, como por exemplo: cordierita-granada-biotita gnaisses, granada-biotita gnaisses ou biotita-gnaisses com lentes de marga, grafita, quartzito, rochas cálcio-silicáticas e paragneisses aluminosos com grafita-silimanita-cordierita-granada-biotita gnaisses. Granulitos também estão presentes. As rochas dessa unidade possuem um metamorfismo de baixa pressão, fácies anfibolito superior a granulito. O domínio externo inclui o Grupo Rio Doce, composto de meta-grauvacas, estauroлита-granada-mica xisto, quartzitos e gnaisses bandados, metamorfizados da fácies xisto-verde a fácies anfibolito inferior. O complexo paragnáissico indiviso que ocorre no setor sudeste do Orógeno Araçuaí e se prolonga para o Orógeno Ribeira, onde é subdividido em unidades diversas, inclui paragneisses com intercalações de mármore, anfibolitos, quartzitos e rochas cálcio-silicáticas (Heilbron et al., 2004).

O metamorfismo regional mostra aumento de temperatura crescente desde a fácies xisto verde baixo, junto ao limite cratônico, à fácies anfibolito alto e granulito no núcleo do orógeno. Desta forma, em termos gerais, o metamorfismo no Orógeno Araçuaí cresce de oeste para leste e de norte para sul (Pedrosa-Soares et al., 2000 e 2001; Almeida et al., 1978; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000).

CAPÍTULO 2

ESTADO DA ARTE E REVISÃO CONCEITUAL

2.1. Proveniência dos arenitos

A análise de minerais pesados oferece uma abordagem de alta precisão para determinar a proveniência de sedimentos, pois fornecem dados sobre a natureza mineralógica das áreas-fonte. Um dos pontos a favor da análise de minerais pesados é que uma ampla variedade de minerais pesados é encontrada nos sedimentos e muitos desses minerais têm uma paragénese muito restrita e específica e assim fornecem informação crucial sobre a proveniência.

Para desenvolver um entendimento completo da proveniência e da paleogeografia, é necessário que tenhamos um entendimento da relação entre a área-fonte, a bacia deposicional e o arcabouço tectônico (Boggs, 2009). A base para a interpretação do contexto tectônico a partir do registro sedimentar é a premissa de que a mineralogia detrítica e a geoquímica refletem a litologia da área-fonte, cujo principal controle é a tectônica.

Entretanto, a composição dos minerais pesados não é controlada somente pela composição mineralógica da região de origem. O sinal original da proveniência pode ser modificado por alguns processos que acontecem durante o ciclo de sedimentação, deste modo os minerais pesados não refletem somente a composição das rochas-fonte, e sim em alguns casos, eles podem manter pouca semelhança com a rocha-fonte, e irão refletir também os processos de impressão durante o ciclo sedimentar. Assim, esses processos de impressão podem fazer com que um corpo homogêneo de sedimentos, derivado de uma única fonte, contenha cadeias heterogêneas de minerais pesados. Portanto, o uso indiscriminado de assembleias de minerais pesados para caracterizar e diferenciar a proveniência pode levar a conclusões errôneas (Morton & Hallsworth, 2004).

A composição dos minerais pesados produzidos das áreas-fonte depende basicamente de três fatores: da composição da suíte original dos minerais pesados (controlado pela litologia da rocha-mãe) da situação fisiográfica e do clima (Morton & Hallsworth, 2004).

Os minerais pesados são afetados por três processos atuantes durante o transporte e deposição: seleção física, abrasão mecânica e dissolução

(Morton & Hallsworth, 2004) (Fig.6). A seleção física acontece como um resultado das condições hidrodinâmicas operantes durante o transporte sobre as diferentes densidades dos minerais pesados, e controla tanto sua abundância absoluta quanto relativa. A abrasão mecânica acontece durante o transporte e faz com que os grãos diminuam em tamanho, através de uma combinação de ruptura e arredondamento. A dissolução causa perda parcial ou total de minerais pesados em uma variedade de condições geoquímicas em diversos estágios do ciclo de sedimentação.

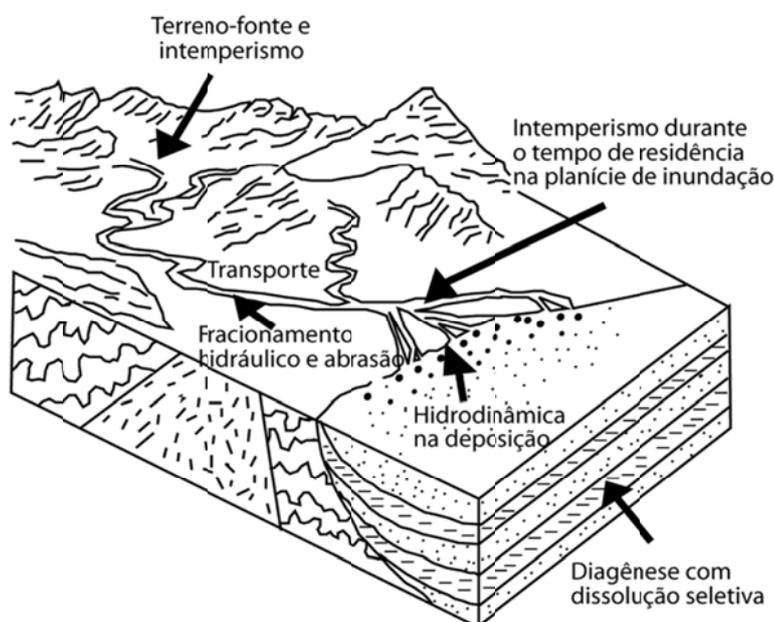


Figura 6 - Localização esquemática dos sítios onde atuam os principais processos que controlam a composição das rochas sedimentares clásticas (modificado de Morton & Hallsworth, 1994 *apud* Remus et al., 2008).

Esses três fatores operam em estágios diferentes durante o ciclo sedimentar. O intemperismo nas rochas-fonte causa a modificação da mineralogia antes da incorporação para o sistema de transporte através da dissolução seletiva. Durante o transporte, os minerais podem ser perdidos através da abrasão mecânica e através das mudanças durante o período de armazenamento. Os processos hidráulicos durante o transporte e a deposição afetam fortemente a abundância de minerais com características hidráulicas diferentes. A diagênese remove seletivamente minerais instáveis como um resultado de mudanças das condições físico-químicas. E as mudanças dadas pela exposição atual dos sedimentos podem causar uma alteração maior nos minerais instáveis. Ela também causa a diminuição de muitas espécies de minerais pesados, principalmente minerais instáveis

(Quadro 1) que podem ser dissolvidos parcialmente ou completamente, além haver possibilidade de sofrer substituição por argilominerais, carbonatos, óxidos e outros minerais autigênicos (Mc Donald & Surdam, 1984; Mc Bride, 1985; Morton & Hallsworth, 1999).

Quadro 1 - Ordem de estabilidade dos minerais pesados (Pettijohn et al., 1973).

ESTABILIDADE	MINERAIS
Muito instável	Olivina
Instáveis	Horblenda Actinolita Augita Diopsídio Hiperstênio Andalusita
Moderadamente estáveis	Epidoto Cianita Granada (rica em Fe) Silimanita Titanita Zoisita
Estáveis	Apatita Granada (pobre em Fe) Estaurolita Monazita Anatásio
Ultra-estáveis	Zircão Turmalina Rutilo

Em uma visão mais ampla, o sinal original da proveniência dos minerais pesados é modificado por processos que acontecem durante todo o ciclo sedimentar, esses processos são: o intemperismo na área de origem antes da incorporação no sistema de transporte, a abrasão e efeitos hidrodinâmicos durante o transporte e deposição, o intemperismo durante o período de armazenagem aluvial, os processos de diagênese durante o

soterramento, e o intemperismo pela exposição atual da rocha. (Morton & Hallsworth, 2004).

Apesar dos fatores, acima citados, que afetam os minerais pesados, eles mantêm informações fundamentais sobre a proveniência. Para uma interpretação correta de proveniência é crucial que os parâmetros usados sejam herdados da área fonte e não sejam demasiadamente modificados por processos que operam durante o ciclo de sedimentação. Estas considerações e a discussão a seguir foram baseadas essencialmente no trabalho de Morton & Halsworth (1994). Existem duas maneiras alternativas de estudo de minerais pesados para a interpretação de proveniência sedimentar, uma que usa a suíte inteira de minerais pesados (Análise de Minerais Pesados Convencional - AMP convencional) e outra que se concentra nos atributos de espécies minerais individuais (Análise de Minerais Pesados Varietais - AMP varietal) que se concentra em uma única espécie, como é o caso desse estudo (granada). Para maximizar a informação de proveniência é recomendado que se combinem as duas abordagens.

Um modo de contornar os problemas que ocorrem no ciclo sedimentar é usar índices de abundância relativa entre minerais com densidades e hábitos similares, e que por isso, apresentam um comportamento hidráulico similar. Tais índices são ATi (100 x apatita /apatita + turmalina), GZi (100 x granada /granada + zircão), RZi (100 x grupo dos minerais de titânio /grupo dos minerais de titânio + zircão), MZi (100 x monazita /monazita + zircão) e CZi (100 x cromo-espinélio /cromo-espinélio + zircão) e ZTR (zircão + turmalina + rutilo /total translúcidos) e foram introduzidos por Hubert (1962) e Morton & Hallsworth (1994). As variações nestes índices auxiliam na diferenciação de corpos de arenito e na discriminação da área fonte.

2.2. Uso dos minerais pesados

Minerais pesados são todos os minerais que possuem densidade acima de 2,8g/cm³. Apesar de constituírem em média apenas cerca de 1% do volume dos arenitos, sua utilização é uma ferramenta de alta resolução para determinação da proveniência, devido à diversidade de espécies existentes (aproximadamente 50), que podem ser relacionáveis a paragêneses características ajudando na identificação da área-fonte. Os minerais pesados são separados dos componentes menos densos (a

chamada fração “leve” que são minerais como: o quartzo e feldspatos), através do uso de líquidos densos, como exemplo o bromofórmio. Após a secagem dessa amostra ela é levada ao Separador Magnético Frantz onde teremos o intervalo de interesse para o trabalho de catação na lupa. A assembléia dos minerais pesados também está sujeita à modificações como a diagênese e o intemperismo. Existem estudos que estabelecem a ordem de resistência dos minerais pesados ao intemperismo químico, ao transporte e à diagênese (Morton, 1985, Mange & Mauer, 1992, Morton, 1999), essa ordem deve ser levada em conta na hora de escolher o mineral mais representativo e resistente para o estudo de proveniência. Devido também, a grande variação na densidade entre as espécies de minerais pesados, estes são muito suscetíveis ao fracionamento hidráulico durante o transporte ou até no momento da deposição. Para minimizar esse efeito é recomendado o uso de um intervalo específico para todas as amostras de uma fração granulométrica restrita, que no estudo foi utilizada de areia fina a areia muito fina, de acordo com Morton, (1985), Mange & Mauer (1992). O uso dessa fração faz com que minerais que ocorrem naturalmente no tamanho silte, também estejam presentes nesse concentrado de minerais pesados.

2.3. Estudos de composição química de minerais específicos (varietais)

A análise varietal de minerais pesados, também denominada análise de minerais pesados de alta resolução é um trabalho mais direcionado, pois qualifica as diferentes variedades de espécies de minerais pesados individuais, baseado nos diferentes tamanhos e hábitos dos minerais e pelas variedades composicionais químicas, estruturais, coloração e ótica, controladas primariamente pelas condições físico-químicas durante a sua (re) cristalização (Mange & Wright, 2007). As propriedades mais utilizadas na distinção e análise de minerais pesados são: morfologia, cor e estrutura interna dos grãos. Zircões e apatitas euédricas com terminações pontiagudas são indicadores de uma origem vulcanogênica contemporânea enquanto que os mesmos minerais bem arredondados indicam proveniência de terrenos reciclados, retrabalhados por ondas ou envolvimento num sistema eólico. Trabalhos clássicos e modernos utilizam com frequência a categorização de espécies minerais individuais como variações de morfologia e cor de turmalina e/ou zircão para estudos de proveniência. O

grau de arredondamento de minerais pesados pode ser avaliado pelo índice Ari ($100 \times \text{Apatita arredondada} / \text{Apatita Total}$) utilizado para avaliar a história de transporte do sedimento e mudanças de proveniência (Mange & Wright 2007).

Entretanto, as variáveis distintivas como a determinação da cor de um determinado mineral, variedades de pleocroísmo e outras propriedades óticas são parâmetros subjetivos e podem variar de acordo com a pessoa que está interpretando os dados. Atualmente, o avanço tecnológico na área de microanálise permite a análise individual das diferentes variedades de uma mesma espécie com maior precisão e relativa rapidez, eliminando a subjetividade. Diversos métodos analíticos conduzem a determinação da composição química de grãos detríticos individuais permitindo sua classificação geoquímica, determinação de idade, com a identificação da rocha-fonte geradora do grão e conteúdo e distribuição de elementos traços e terras raras (Mange & Wright 2007).

2.4. Análise varietal de granadas

O estudo de análise varietal de minerais pesados significa a análise de variedades dentro de uma mesma espécie de mineral pesado. Esta abordagem minimiza os efeitos da alteração através do transporte, diagênese e intemperismo, pois lida com uma única espécie mineral. As composições químicas das granadas são diagnósticas das litologias fonte e das condições físico-químicas de sua formação (Morton, 1985; Morton, 1991), e são determinadas através da análise por microsonda eletrônica. Tais análises podem ser realizadas em diversos minerais pesados como: turmalinas, anfibólios, piroxênios e espinélios (Morton et al., 2004; Morton, 2005).

A granada é largamente o mineral mais utilizado devido a um conjunto de fatores: a sua ampla variação composicional, ou seja, há sete membros finais principais no grupo que fornecem informações detalhadas sobre os tipos litológicos das áreas-fonte; são extremamente estáveis no intemperismo e relativamente estáveis na diagênese, diminuindo o efeito de seleção hidráulica. Embora estável, a granada possui faces de dissolução que pode nos indicar a profundidade que ela foi soterrada e também quanto sofreu com a diagênese, por exemplo.

Podemos encontrar granadas em rochas ígneas alcalinas, aplitos e pegmatitos graníticos, kimberlitos, e como grãos detríticos em sedimentos. Sua variação composicional fornece dados importantes sobre os tipos litológicos da área fonte. As granadas podem ser divididas em duas séries – piralspita (piropo, almandina e espessartita) e ugrandita (uvarovita, grossulária, andradita), (Deer et al., 1992). O grupo das granadas forma uma série isomórfica sub-dividida em sete espécies, representadas a seguir: piropo ($\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), almandina ($\text{Fe}_3^{2+}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), espessartita ($\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), grossulária ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), andradita ($\text{Ca}_3(\text{Fe}^{+3},\text{Ti})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), uvarovita ($\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) e hidrogrossulária ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{SiO}_4)^{1-m}(\text{OH})^{4-m}$). A identificação das rochas-fonte é realizada através da discriminação da composição das granadas, obtida através da plotagem dos dados das análises individuais em diagramas ternários distintos.

2.5. Composição Química das Granadas

Dentre o grupo das granadas, são raras as granadas piropo com mais de 80% da molécula. A granada piropo, típica das rochas metamórficas de alto grau contém em torno de 30 a 70% desta molécula, sendo o restante de almandina principalmente e grossulária, em menor quantidade (Deer et al., 1992).

A granada almandina é a mais comum no grande grupo das granadas. Ela contém geralmente moléculas variáveis de piropo, espessartita e grossulária. As espessartitas mostram uma enorme variação de composição da molécula, sendo a almandina a principal substituta na solução sólida. As granadas do tipo grossulária possuem uma composição bem próxima do ideal, sendo a andradita a que mais predomina na substituição. A andradita contém na composição química a percentagem de mais de 90% da molécula andradita, é a que mais se aproxima da composição ideal. Ela forma a solução sólida andradita-grossulária, diferenciando-se devido à presença de Fe^{+3} e Ti na posição octaédrica na sua composição. Para as variedades titaníferas de andradita, com mais de 2% de Ti e $\text{Fe}^{+3} > \text{Ti}$ na posição octaédrica, denominamos de melanitas. Pode-se ter também o elemento vanádio como componente, sendo chamada goldmanita. O zircônio também pode ocorrer como constituinte menor nas almandinas titaníferas, mas também como componente principal nas granadas, denominadas de kimzeyita (Deer et al., 1992). É claro que essas variações são raras na

natureza, mas quando ocorrem são de extrema importância para caracterizar uma determinada proveniência.

Por fim, a uvarovita é um membro da série ugrandita, mas são raras as granadas com molécula uvarovita predominantes. Ela forma com a grossulária a solução sólida principal. Sua coloração predominante é o verde, devido a uma alta concentração de cromo na composição química (Deer et al., 1992).

2.6. Propriedades Distintivas das Granadas

A granada dentro os minerais pesados é o mineral mais utilizado para determinar a proveniência sedimentar, diversos fatores contribuem para essa escolha, são eles: a granada é um mineral abundante e frequente em arenitos; suas variações composicionais fornecem informações detalhadas sobre os tipos litológicos da área fonte; são relativamente estáveis no intemperismo e na diagênese; possuem uma variação de densidade relativamente pequena diminuindo o efeito da seleção hidráulica; o estudo de um grupo isolado de minerais minimiza os efeitos da destruição seletiva das diferentes espécies de minerais pesados durante o transporte, intemperismo e diagênese (Morton 1985, 1991, Morton & Hallsworth, 1994). Portanto, a aplicação da técnica de análise varietal em granadas é uma alternativa barata, robusta e confiável. Seus resultados são sempre satisfatórios. Ela é amplamente utilizada na indústria do petróleo, tanto na proveniência de áreas-fonte, quanto na análise de bacias sedimentares, na individualização de corpos arenosos e também em correlações de sequências siliciclásticas.

As granadas são consideradas minerais isotrópicos, a almandina e o piropo possuem essa propriedade, mas a espessartita e a série da ugrandita podem ser um pouco anisotrópica (Sobolev, 1965). Na série da ugrandita podemos ter certo zoneamento composicional. Através do microscópio de luz refletida a granada é bem característica. Ela possui um alto relevo e é isotrópica, algumas vezes possui uma zonação. A cor das granadas é muito variável, dependendo principalmente da quantidade de Fe, Mn e Cr presentes em cada mineral (Deer et al., 1992). O piropo é caracteristicamente cor de rosa avermelhado, com uma tonalidade púrpura. A granada almandina possui certa variação, de preto, vermelho, castanho e até alaranjado. A grossulária possui variedades incolores, esverdeadas e em

tons rosados. A andradita varia de amarelo a castanho escuro, mas as variedades que apresentam alto Ti são geralmente pretas. A uvarovita é tipicamente verde escura a verde esmeralda. Devido a essas intensas variações, a análise através da microsonda eletrônica é o método mais eficiente para determinar a composição química correta de cada mineral.

2.7. Paragênese das granadas

A granada é resistente ao transporte e ao intemperismo químico, por isso é encontrada em sedimentos detríticos. Além dos sedimentos, a granada pode ser encontrada em diversas rochas, de metamórficas a ígneas, vulcânicas ácidas e até kimberlitos.

A espécie de granada rica em magnésio é comum em rochas ultrabásicas como peridotitos, kimberlitos e serpentinitos, além de gnaisses, granulitos, charnockitos e eclogitos. A almandina é encontrada tipicamente em xistos que resultaram de um metamorfismo regional de sedimentos pelíticos (Deer et al., 1992).

A espessartita ocorre em menos volume e é encontrada em depósitos escarnífticos com associações ricas em manganês de origem metassomática. A ocorrência de maior abundância é em rochas graníticas peraluminosas como exemplo pegmatitos e aplitos graníticos.

A grossulária, devido à sua composição rica em cálcio, é característica de rochas calcárias metamorfozadas. Em zonas de metamorfismo de contato, ocorre em margas ou xistos argilosos calcários, mas em maior abundância em escarnitos (Deer et al., 1992).

A andradita ocorre em rochas calcárias impuras que sofreram metamorfismo de contato ou termal, principalmente em depósitos escarnífticos metassomáticos (Schwartz et al., 1980). As andraditas titaníferas, chamadas de melanitas, ocorrem em rochas ígneas alcalinas como sienitos e seus equivalentes vulcânicos.

Por fim, a uvarovita, sendo a espécie mais rara, ocorre sempre associada à grossulária e é encontrada principalmente em serpentinitos.

A caracterização de parâmetros petrográficos, geoquímicos e muitas vezes geocronológicos em grãos individuais minimiza os efeitos do fracionamento hidráulico e da diagênese nas assembleias de minerais pesados. As técnicas analíticas modernas permitem sofisticar a análise varietal desses grãos individuais, envolvendo análise de elementos maiores

(microsonda eletrônica), elementos traços incluindo terras raras (laser ablation - ICP-MS), permitindo assim, a determinação dos padrões de abundância e distribuição de elementos traços, incluindo terras raras, de granadas detríticas (Remus et al., 2008).

CAPÍTULO 3

METODOLOGIA E AMOSTRAGEM

As amostras foram disponibilizadas pela PETROBRAS, no total de 65 amostras: 36 amostras de calha e 29 amostras de testemunhos, de 17 poços, localizadas em diversas partes *offshore* da Bacia de Campos

3.1. Aplicação do Método

As atividades desenvolvidas no estudo da proveniência do Andar Alagoas da Bacia de Campos compreenderam as seguintes etapas:

a) Levantamento bibliográfico: Essa etapa esteve presente desde o início ao fim do estudo. Foi executada a compilação de relatórios e dados pertinentes à Bacia de Campos e especificamente relacionados com o estudo de proveniência. Procedeu-se a leitura de artigos referentes à utilização de minerais pesados para auxiliar no reconhecimento da Proveniência, além de vários artigos a respeito desses estudos em diversas partes do mundo. Compilação de dados pré-existentes sobre a estratigrafia da Bacia de Campos.

b) Seleção das amostras de testemunho e amostras de calha, contemplando a maior cobertura dos poços fornecidos. Essas amostras foram fornecidas pela PETROBRAS para as análises da composição química granadas. No total foram 17 poços no estudo e 65 amostras.

c) Separação de minerais pesados de acordo com Hutchinson (1974) e Mange & Maurer (1992).

Etapas de separação:

i) Identificação das amostras (projeto, data, número da amostra) (Fig. 7a);

ii) Separação granulométrica através das malhas de peneiras (Fig. 7b) de tamanho 0,250 mm e 0,062 mm (fração areia fina e areia muito fina), essa fração é utilizada, pois minimiza os efeitos de transporte e intemperismo. Etapa de lavagem e

desagregação das amostras (Fig. 7c), através de peneiras e posterior secagem na estufa (temperatura média: 49°C) (Fig 7d).



Figura 7 – a) Amostras de calha recebidas; b) peneiras utilizadas para separação granulométrica; c) Lavagem das amostras d) Armazenamento na estufa para secagem.

iii) Concentração dos minerais pesados da assembleia mineral, através da técnica do líquido denso (funil separador) (Fig. 8). Esse método consiste em despejar a amostra em um funil preenchido com um líquido de densidade conhecida (foi utilizado o bromofórmio, $\rho = 2,89 \text{ g/cm}^3$). Leves agitações auxiliam a descida de grãos de pesados. Os minerais leves flutuam no líquido, enquanto os pesados afundam no líquido até próximo à torneira de separação. A abertura da torneira deixa passar somente a porção dos minerais pesados, caindo em outro funil que possui um papel filtro retendo os grãos, e armazenando o líquido em um béquer. O papel filtro com os pesados são separados para secagem após serem lavados com álcool etílico. Essa etapa foi realizada no Laboratório de Separação de Minerais Pesados no Centro de Estudos Costeiros do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CECO-UFRGS). Os procedimentos com o bromofórmio devem sempre ser realizados em um ambiente com uma capela de exaustão devido à alta toxicidade do líquido.

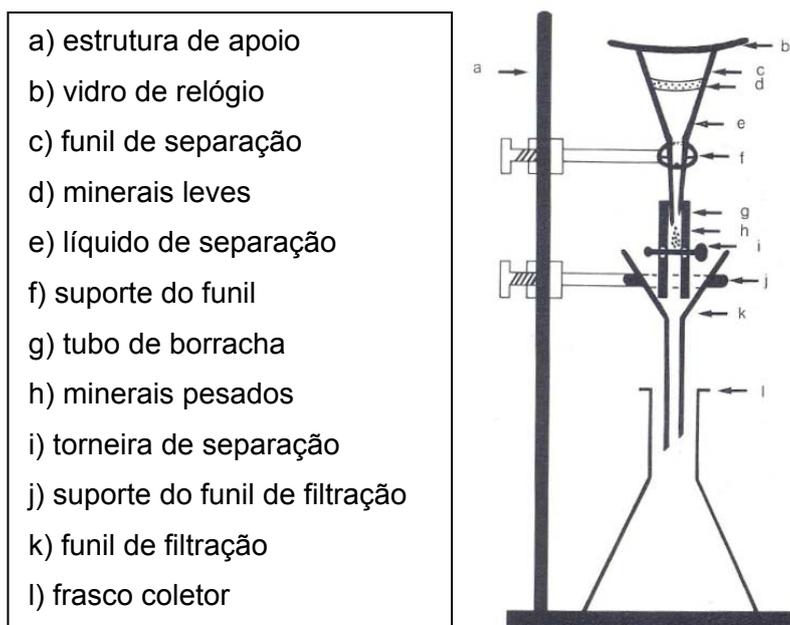


Figura 8 - Estrutura para separação de minerais pesados por sedimentação gravitacional (adaptado de Mange & Maurer, 1992).

iv) Separação magnética dos pesados (através do Separador Magnético Isodinâmico Franz®) para separar os minerais diamagnéticos dos paramagnéticos, através das amperagens 0,4A, 0,6A, 0,8A e 1,2A. A amperagem utilizada para a granada é entre 0,4A e 0,6A.

d) Seleção de 100 grãos de granadas para determinação da composição química. As granadas foram separadas por catação manual e retiradas de uma fração do concentrado de minerais pesados, utilizando lupa binocular.

e) Montagem da seção polida para análise química na microsonda eletrônica:

Etapas da montagem:

i) limpeza do molde com álcool;

ii) montagem da seção com a população do mineral escolhido (no caso, granada). As granadas, aproximadamente 100 grãos por amostra, separadas do concentrado de pesados das amostras selecionadas foram montadas em seções circulares com aproximadamente uma polegada de diâmetro e com resina epóxi para fixação dos grãos.

iii) untar molde com fina camada com 15 partes de resina e 2 partes de endurecedor (EPOFIX Kit – marca Struers), aquecimento da resina por aproximadamente 5 minutos para tirar algumas bolhas;

iv) identificação da seção e posterior secagem em estufa por duas horas com temperatura aproximadamente 45°C – 48°C;

v) após um tempo de descanso na estufa, as amostras são retiradas, polidas com pastas de diamante de duas granulometrias: 1 micra e ¼ de micra para posteriormente serem metalizadas com carbono.

vi) com seção montada encaminha-se para análise química na técnica analítica de microsonda eletrônica.

f) Após esse processo, na microsonda, ocorre a análise das amostras. Obtenção da composição química dos elementos maiores das granadas, utilizando-se a microsonda SXFive da CAMECA no Laboratório de Microsonda Eletrônica, do Centro de Pesquisas em Petrologia e Geoquímica – CPGq, localizado no Instituto de Geociências da UFRGS. Os óxidos analisados em percentagem em peso foram: SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, CaO, MnO, Cr₂O₃, TiO₂. Um total de 60 grãos de granada foi analisado por amostra, cada grão foi analisado durante aproximadamente dois minutos. Os resultados de cada análise individual, em percentagem em peso dos óxidos presentes (SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, FeO, MgO, CaO, MnO, Cr₂O₃, NiO), foram reduzidos e combinados de maneira a calcular a percentagem das moléculas que compõe cada grão: Almandina (Fe), Piropo (Mg), Espessartita (Mn), Grossulária (Ca), Andradita (Fe₃, Ca), Uvarovita (Ca, Cr). Totais entre 98 e 102% foram considerados aceitos e leituras com desvios da estequiometria ideal (Al=4, Si=6, cátions=16 numa base de 24 oxigênios) foram descartadas. As tabelas Excel de cada amostra contém as percentagens em peso dos óxidos e das moléculas discutidas acima. (ANEXO)

g) Os resultados calculados em percentagem de moléculas foram plotados em diagramas ternários discriminantes e identificadores de

áreas fontes das granadas e em gráficos no programa Excel (Fig. 9) para melhor visualização e representação das amostras por profundidade, poços e porções norte e sul *offshore* da Bacia de Campos.

h) Integração dos dados.

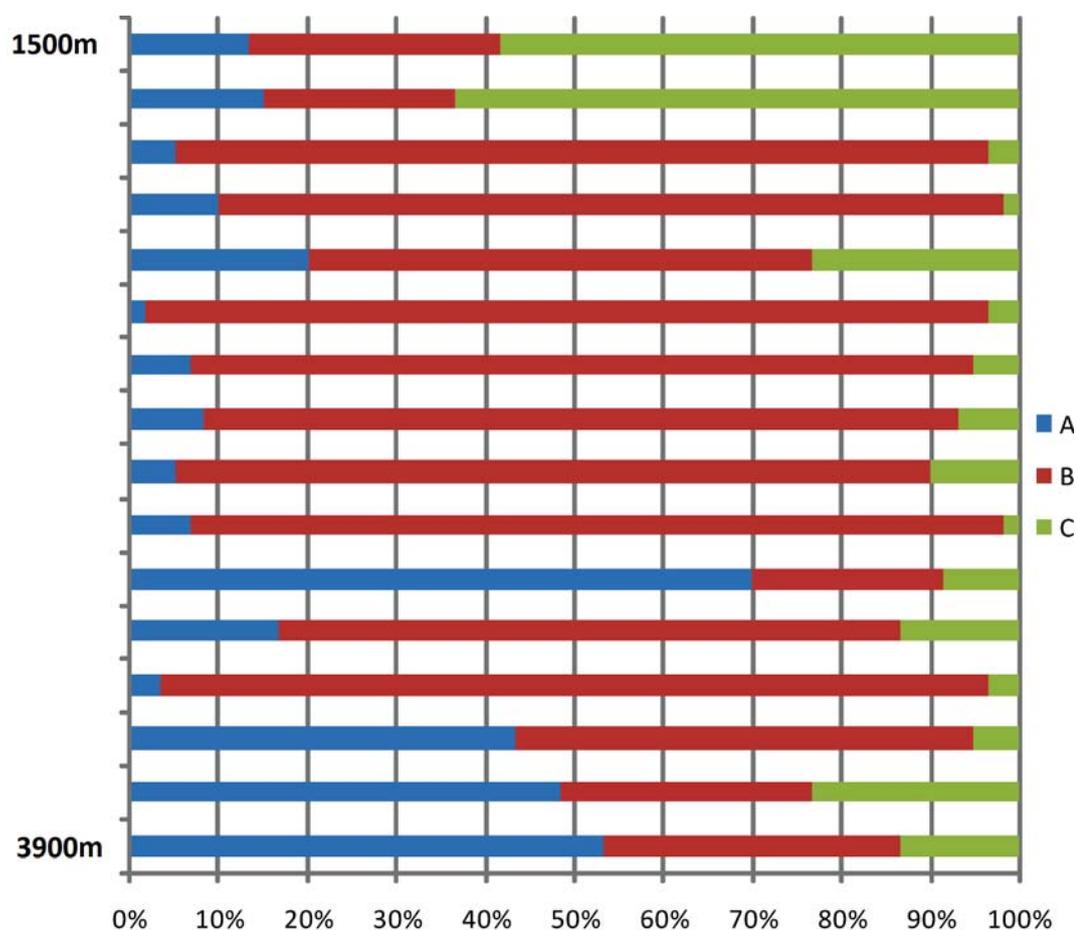


Figura 9 - Diagramas em Excel apresentando os resultados de acordo com a profundidade e percentagem dos tipos de granadas.

3.2. Campos composicionais da granada em diagramas ternários discriminantes

A composição da granada possui relação direta com as condições físico-químicas de seu ambiente de geração e conseqüentemente com a rocha em que se formou. Assim pode-se relacionar a composição química da granada com a rocha hospedeira, dentro de certas limitações. Os diagramas ternários composicionais de granadas utilizados com maior freqüência em estudos de proveniência são os de Saaben et al. (2002) e

Morton et al. (2002, 2004) que apresentam os seguintes campos composicionais (Figura):

Campo A: granadas com elevado teor de piropo ($P > 20\%$), baixo teor de grossulária (G) + andradita (A) + uvarovita (U) ($GAU < 10\%$) e geralmente baixos teores de espessartita ($S < 5\%$), são derivadas de rochas metamórficas de alto grau como gnaisses, granulitos e charnockitos (Morton et al., 2002). Granadas com alto teor de piropo, aproximadamente 70%, indicam terrenos metamórficos de alta temperatura e pressão (Deer et al., 1966).

Campo B: granadas com teores baixos de piropo ($< 20\%$), elevados valores de almandina e teores variáveis de espessartita e de grossulária + andradita + uvarovita (GAU) são características de rochas metasedimentares de baixo a médio grau e também de granitos (embora alguns granitos possuam geralmente teores de almandina + espessartita maiores que 90%). Granadas ricas em espessartita ocorrem em metapelitos de baixo grau e rochas de metamorfismo de contato (escarnitos) e em determinados granitos (Deer et al., 1966; Morton et al., 2002).

Campo C: granadas com elevados teores de piropo e GAU são derivados de metabasitos (anfíbolitos e gnaisses máficos). (Morton et al., 2002; Morton, 1985).

Campo D: granadas com elevados teores de grossulária + andradita + uvarovita ($GAU > 65\%$) e baixo piropo ($P < 10\%$) são encontradas em rochas meta-carbonáticas e cálcico-silicáticas que sofreram metamorfismo de contato (escarnitos) ou regional (Deer et al., 1966; Morton et al., 2002).

Campo E: granadas com baixos teores de PGAU (aproximadamente 10%) e elevados valores de espessartita ($S > 20$) são encontradas em pegmatitos e aplitos graníticos e em alguns granitos (Deer et al., 1966; Remus et al., 2004, 2007).

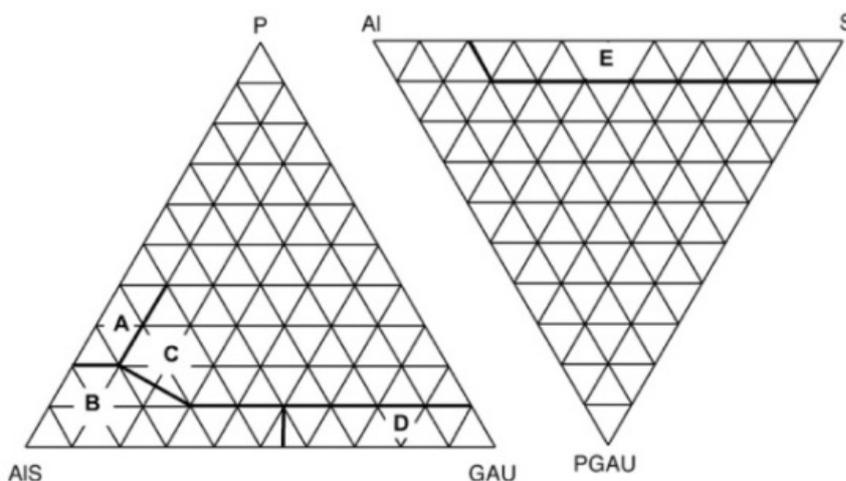


Figura 10 - Representação dos diagramas ternários composicionais de granadas. Campos A, B, C, D, conforme definido por Sabeen et al. (2002) e Morton et al. (2002, 2004); Campo E, conforme definido por Remus et al. (2004, 2007).

Morton (1985) foi o primeiro a usar análises composicionais de granadas em estudos de proveniência no Mar do Norte. Desde então esse método foi amplamente disseminado em outros estudos. As granadas são discriminadas usando fluxogramas, diagramas binários, diagramas ternários ou uma combinação desses. Wright (1938) foi um dos primeiros autores a classificar as granadas provenientes de diferentes rochas em um diagrama ternário (Fig. 10a). Morton et al. (2004) introduziu um diagrama ternário que é ainda utilizado amplamente na literatura geológica, com vértices, almandina + espessartita, piropo e grossulária, além de separar o diagrama em campos: A, B e C e D. O campo E adicional foi proposto por Remus et al. (2004). Esse diagrama foi redefinido por Mange e Morton (2007) individualizando os campos com maior detalhe em: A, Bi, Bii, Ci, Cii e D. Posteriormente Krippner et al., (2014) renomeiam os campos Bi e Bii (Mange & Morton, 2007) como B e Bi conforme (Fig. 10b e Fig. 11). Aubrecht et al. (2009) apresentou uma nova classificação utilizando piropo + almandina + grossulária e piropo + almandina + espessartita no diagrama ternário (Fig. 10c, d). O primeiro diagrama ternário para classificar as granadas utilizando espessartita + piropo + grossulária sem envolver componentes de ferro foi desenvolvida por Teraoka et al. (1997, 1998) (Figura 10e).

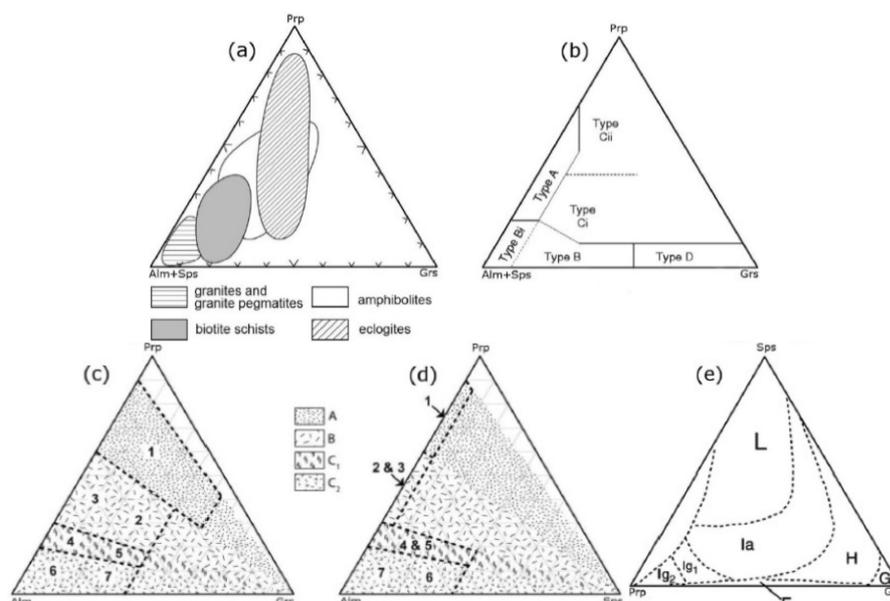


Figura 11 - Histórico dos diagramas ternários usados para granadas: a) Diagrama ternário com proporção de piropo, almandina + espessartita, e grossulária, segundo Wright (1938). b) Diagrama proposto por Mange & Morton (2007) e revisado por Krippner et al. (2014), Campo A: rochas de alto grau, fácies granulito, rochas metasedimentares ou charnoquitos e rochas ígneas intermediárias a félsicas; Campo B: rochas metasedimentares fácies anfibolito; Bi: rochas ígneas félsicas a intermediárias; Ci: rochas derivadas principalmente de rochas máficas de alto grau; Cii: rochas ultramáficas com alto magnésio (piroxenitos e peridotitos), Campo D: Rochas metassomáticas, de baixo grau e alta temperatura, granulitos cálcio-silicáticos metamorfozados. c) Diagramas ternários segundo Aubrecht et al. (2009). A: granadas de altas pressões a ultra alta pressões; B: granadas derivadas de eclogites e fácies granulito. C: granadas de rochas fácies anfibolito. O grupo C é subdividido em dois subgrupos. C1 inclui granadas derivadas de anfibolitos fácies superior a fácies granulito. C2 inclui granadas de fácies anfibolito superior, mas também incluem granadas derivadas de outras rochas como: xistos azuis, escarnitos, serpentinitos e rochas ígneas. São divididas em 7, portanto. d) Diagrama ternário com piropo, almandina e espessartita após Aubrecht et al. (2009). e) Diagramas segundo Teraoka et al. (1997, 1998). Extraído de Kripner et al. (2014).

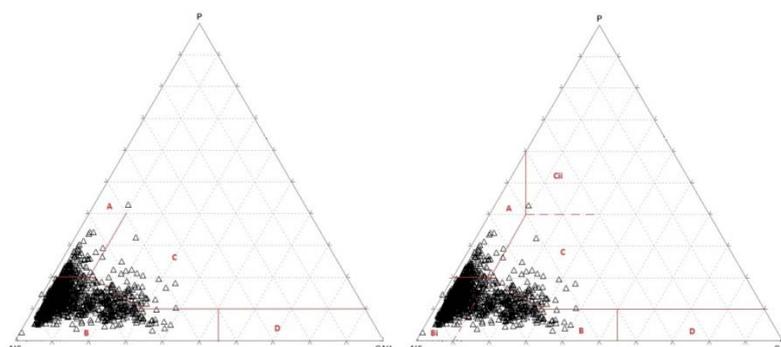


Figura 12 - Diagrama ternário da composição das granadas de todas as amostras analisadas. a) conforme definido por Sabeein et al. (2002) e Morton et al. (2002, 2004); b) conforme redefinido por Mange & Morton (2007). Observe a ausência de granadas dos campos Cii e D.

3.3. Microsonda eletrônica

As atividades desenvolvidas compreenderam etapas de laboratório e análises composicionais no Laboratório de Microsonda Eletrônica, do Instituto de Geociências da UFRGS, com a utilização da microsonda

modelo SXFive da CAMECA (Fig. 13a). A máquina possui cinco espectrômetros que utilizam os cristais TAP/LIF/PET e operam sob as condições: Sp1 TAP, Sp1 TAP, Sp4 TAP, Sp4 TAP, Sp2 LPET, Sp2 LPET, Sp5 LPET, Sp3 LLIF, Sp3 LLIF, e também através de tensão de 15 kvoltz e 25 nA de corrente, diâmetro do feixe de 1 μm , tempo de contagem: pico 10s/ BG 5s. Foram utilizados dois filamentos no decorrer das análises: de tungstênio e hexaboreto de lantânio.

A microsonda eletrônica detecta Raios-X característicos que são emitidos por uma amostra bombardeada por um feixe de elétrons cuja energia varia entre 1 e 50 keV. Dependendo dos elementos que constituem a amostra e da energia do feixe, são excitadas as linhas K, L ou M. O número de fótons e a correspondente energia dos raios X são detectados em dois modos: i) espectrometria de raios-X por dispersão em energia (EDS) e ii) espectrometria de Raios-X por dispersão em comprimento de onda (WDS). A análise composicional é efetuada pela comparação da intensidade da linha de cada elemento na amostra desconhecida com a mesma linha em uma amostra padrão com composição conhecida. A microsonda eletrônica irá ajudar e estabelecer a composição química de determinado grão escolhido. No caso das granadas (Fig. 13b), temos sete composições que caracterizam as diferentes variedades, como não conseguimos identificar de que família elas pertencem através do microscópio, utilizamos a microsonda eletrônica que nos dá a composição química correta daquele grão que foi analisado.

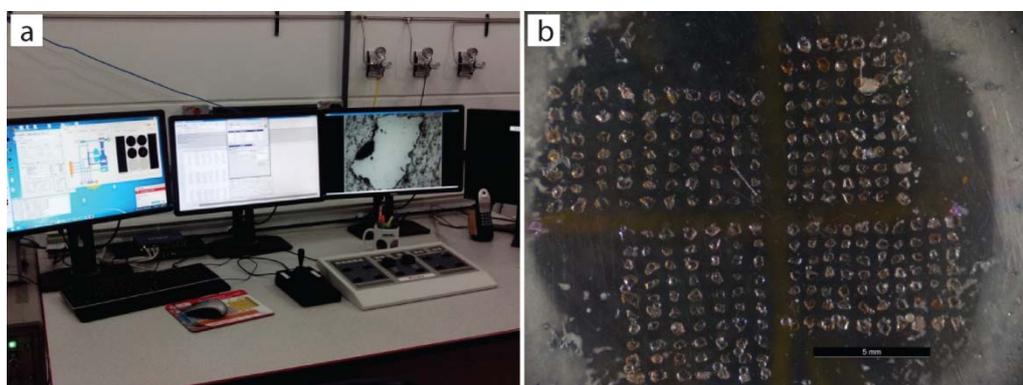


Figura 13 – a) Microsonda SXFive da CAMECA utilizada nas análise do estudo. b) Pastilhas de granadas utilizadas na microsonda antes da metalização. Na pastilha estão representadas quatro amostras diferentes.

3.4. Microscopia Eletrônica de Varredura

O microscópio eletrônico de varredura (MEV), do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS (LGI), opera em modos de elétrons retro-espalhados (BSE) e secundários (SEM), com suporte de espectrometria de energia dispersada (EDS) e foi empregado para obtenção das imagens de granada neste estudo. O microscópio eletrônico de varredura da marca JEOL, modelo JSM – 6610LV, e é utilizado conjuntamente com o detector de energia dispersiva (EDS). Este equipamento atua com corrente de operação entre 1 pA e 1 μ A e os feixes de elétrons emitidos com voltagem de 0,3 a 30 kV. O detector EDS é da marca BRUKER, modelo Nano X Flash Detector 5030 (133 eV), o detector dos elétrons retro-espalhados é o BackscatteredElectron MP – 64090 BEIW e o programa computacional para as análises é o MicroanalysisQUANTAX 200, versão Espirit 1.9.

O uso em conjunto do EDS com o MEV é de grande importância na identificação mineral e permite o mapeamento da distribuição de elementos químicos por minerais, gerando mapas composicionais dos elementos desejados. A obtenção de imagens em tons de cinza, com aumentos da ordem de milhares de vezes, de elétrons secundários e/ou retroespalhados permite a observação de texturas microscópicas e zonações mineralógicas em função da diferença composicional nos minerais.

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um equipamento capaz de produzir imagens muito ampliadas e com boa resolução (até 300.000). O método de operação do MEV consiste na emissão de feixes de elétrons por um filamento capilar de tungstênio (eletrodo negativo), através da aplicação de uma diferença de potencial. Essa variação faz com que os elétrons acelerem em direção ao eletrodo positivo. Segundo Reed (2005) o percurso é corrigido e alinhado através de lentes condensadoras em direção à abertura da objetiva, que também ajusta o foco dos feixes de elétrons antes deles atingirem a amostra analisada.

Como resultado da interação da superfície da amostra com os feixes de elétrons, radiação é emitida em forma de: elétrons secundários, raios-X, elétrons retroespalhados, catodoluminescência, fótons, entre outros. Quando captadas, essas radiações fornecerão informações características sobre a amostra (composição química, cristalografia, entre outras).

Os sinais de maior interesse são os elétrons secundários (SE) e os retroespalhados (BSE) para a formação de imagens. Os SE são responsáveis pelas imagens de alta resolução de topografia da superfície da amostra, já os BSE fornecem imagem de variação de composição. Elétrons secundários são assim chamados devido a sua energia cinética, que é inferior a 50 eV. (Goldstein et al., 2003).

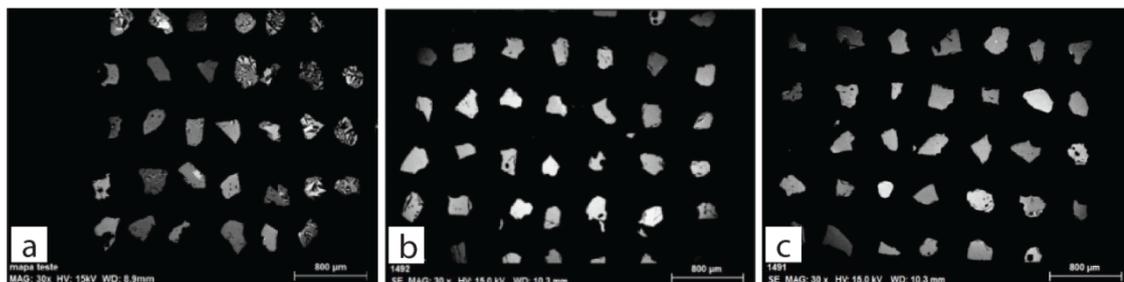


Figura 14 – Exemplos de imagens BSE de algumas granadas produzidas pelo MEV. Escala 800 μm .

CAPÍTULO 4

4.1. Email de Confirmação da Submissão do Artigo Para a Revista Geologia USP – Série Científica



De: **Nanci Iurico Assakura** <publigc@usp.br>
 Data: 5 de janeiro de 2015 18:00
 Assunto: [GUSPSC] Agradecimento pela submissão
 Para: Srta Cristiane Zatt Costa <criszatt@gmail.com>

Srta Cristiane Zatt Costa,

Agradecemos a submissão do trabalho "PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS DA BACIA DE CAMPOS (ANDAR ALAGOAS) ATRAVÉS DA COMPOSIÇÃO DA GRANADA" para a revista Geologia USP. Série Científica.
 Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:
<http://submission.ppegeo.igc.usp.br/index.php/guspsc/author/submission/254>

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.
 Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Nanci Iurico Assakura
 Geologia USP. Série Científica

Geologia USP. Série Científica
<http://submission.ppegeo.igc.usp.br/index.php/guspsc>

4.2. Artigo Submetido

PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS DA BACIA DE CAMPOS (ANDAR ALAGOAS) ATRAVÉS DA COMPOSIÇÃO DA GRANADA

PROVENANCE OF SANDSTONES AT ALAGOAS STAGE, CAMPOS BASIN TROUGHT GARNETS COMPOSITION

PROVENIÊNCIA DO ANDAR ALAGOAS, BACIA DE CAMPOS

Cristiane Zatt Costa¹, Marcus Vinicius Dorneles Remus²

^{1,2}UFRGS - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Prédio 43126, sala110. Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, Brasil. Telefone: (51) 3308-6368

criszatt@gmail.com, marcus.remus@ufrgs.br

8609 Palavras, 18 Figuras, 0 Tabelas

RESUMO

Este trabalho focaliza o estudo da composição da granada para a identificação das principais rochas-fonte envolvidas na proveniência dos arenitos da Bacia de Campos (Andar Alagoas), no estado do Rio de Janeiro. Nas análises obtidas por microsonda eletrônica, dos 17 poços do segmento *offshore* do estudo, verifica-se a contribuição de diferentes rochas-fonte portadoras de granadas, identificadas como dos tipos A, B e C, e dentre essas, a que predomina são as granadas do tipo B. Uma individualização dessa classificação nos permitiu categorizá-las em granadas do tipo Bi, que são granadas derivadas de rochas ígneas ácidas e intermediárias, notadamente granitóides. A identificação precisa da rocha-fonte possui algumas limitações, devido a superposição nas composições mostrados nos diagramas ternários discriminantes das granadas. Entretanto, a ausência ou pequena incidência de zonações composicionais e de inclusões, embora não excluam totalmente as outras categorias, apontam para essa classificação. Granadas do tipo D e E não aparecem em nenhuma das amostras analisadas. A interpretação dos resultados de aproximadamente 4000 análises das 65 amostras indica duas contribuições principais para a proveniência desses arenitos: no setor sul da bacia, terrenos derivados do Domínio Cabo Frio, (rochas metamórficas da fácies granulito a anfibolito superior, meta-pelitos aluminosos e secundariamente metabasitos, além de

granitos), e na porção norte da bacia, uma derivação dos terrenos orientais do orógeno Ribeira (terrenos de alto grau e granitóides associados). A direção de suplemento sedimentar principal é de sudoeste para nordeste, interpretada como resultado da identificação dessa maior contribuição dos terrenos fonte. As areias localizadas no setor norte, com granadas derivadas do tipo B e Bi, principalmente, indicam a presença dominante de rochas granitóides na área-fonte. Tais rochas fonte geram areias de composição mais quartzosa e/ou quartzo-feldspática, com maior potencial para produzirem arenitos-reservatórios de melhor qualidade.

Palavras-chave: Proveniência; Bacia de Campos; Granada; Andar Alagoas.

ABSTRACT

This work consists in garnet compositional studies to identify the main source-rocks involved in provenance of sandstones, Campos Basin (Alagoas Stage), Rio de Janeiro. In the performed analyzes of seventeen offshore boreholes, it is remarkable the presence of garnets which plot into the fields A, B and C; and among these, the predominant type belongs to the B field. The individualization of source-rock types in this classification allowed us to classify the garnets in the type Bi, which are derived from acidic and intermediate igneous rocks, mainly granitoids. Accurate identification of the source rock has some limitations due to overlap in the compositions shown in discriminating ternary diagrams of garnets. Despite the difficulty in distinguishing between the fields shown in the ternary diagram, we can say that the absence or minor incidence of inclusion and zonation in the samples support this classification. D-type garnets and E-type do not appear. Interpretation of the results of approximately 4000 analysis of the 65 samples indicates two main contributions to the provenance of these sandstones: the wells placed in the southern region of the basin derived from the Cabo Frio Domain (metamorphic rocks of amphibolite to medium granulite facies, mainly aluminous metapelites and secondarily metabasites and granites; the wells in the northern part of the basin, where there is substantially more analyzes and samples, derived from the eastern terrains of the Ribeira orogen (high degree terrains and granitoids). The main direction of

sedimentary supplement is from southwest to northeast, interpreted as a result of identification of this major contribution of sediments supply. The sands located in the northern wells, with garnets derived from B and Bi fields, indicate mainly the presence of granitoids in the source-area. This source-rock produce quartzor quartz-feldspathic sands which may be potential high quality sandstone reservoirs.

Key-words: Provenance; Campos Basin; Garnets; Alagoas Stage.

1. Introdução

A análise da proveniência em arenitos é um dos métodos de identificação dos setores das bacias sedimentares que possuem maior potencial para a ocorrência de arenitos-reservatórios de hidrocarbonetos, através da localização de áreas-fonte e rotas de distribuição das areias. A qualidade de reservatórios é estimada através de estudos de proveniência que identificam a distribuição espacial e temporal de areias e a sua composição original, uma vez que a composição original das areias controla processos diagenéticos de redução ou geração da porosidade.

A técnica de estudo de proveniência mais confiável e robusta é a análise de minerais pesados, baseada em paragêneses diagnósticas dos tipos de rochas-fonte (Morton, 1985; Mange e Maurer, 1992; Morton e Hallsworth, 1994). As granadas são consideradas os minerais pesados ideais para esses estudos por serem encontradas em diversas assembleias minerais, sofrerem pouca seleção hidráulica, possuírem composição indicativa da litologia original e serem muito estáveis ante o intemperismo, o transporte e a diagênese.

Este artigo apresenta resultados de aproximadamente 4000 análises via microsonda eletrônica de 65 amostras oriundas de 17 poços *offshore* da Bacia de Campos (Andar Alagoas) e a sua interpretação, que resultou na identificação das prováveis áreas-fontes desses arenitos.

2. Localização e contexto geológico

A Bacia de Campos estende-se ao longo do litoral do estado do Rio de Janeiro e ocupa uma área aproximada de 120.000km², sendo que somente 5.800km² correspondem à porção *onshore* e o restante à porção *offshore*, alcançando cotas batimétricas superiores a 2000m de profundidade (Fonte: ANP). Situa-se entre os paralelos 23°42'S e 21°14'S e os meridianos 41°41'W e 39°57'W, (

Figura). Para o norte, a bacia é parcialmente isolada da Bacia do Espírito Santo pelo Alto de Vitória, um bloco elevado de embasamento, que coincide com a terminação oeste da Cadeia de Vitória-Trindade, um importante lineamento oceânico da área. Para o sul, o Arco de Cabo Frio limita a Bacia de Campos, e esta região comportou-se como um foco de persistente magmatismo durante a história evolutiva da bacia. (Milani et al., 2000).

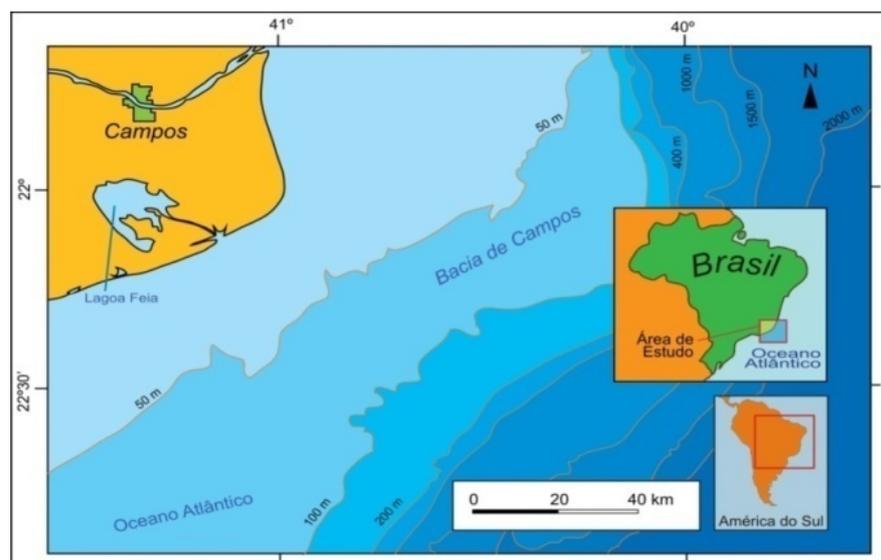


Figura 1 - Localização da Bacia de Campos. Modificado de Prochnow et al. (2006).

O embasamento cristalino é composto por gnaisses de idade Pré-Cambriana pertencentes à Província proterozóica Ribeira (Winter et al., 2007). A evolução tectono-sedimentar da Bacia de Campos assemelha-se a de outras bacias marginais do leste brasileiro, onde são reconhecidos quatro estágios de preenchimento: pré-rifte (continental), rifte (continental), proto-oceânico (transicional evaporítico) e drifte (marinho). Tais estágios estão relacionados à ruptura do supercontinente Gondwana. A separação Brasil-África evolui desde a fase de *rift valley* lacustre até a fase marinha aberta,

com a formação de novo assoalho oceânico e a abertura do oceano Atlântico Sul.

Os sedimentos da sequência rifte, que se estabeleceu no Neocomiano/Barremiano, foram afetados por falhamentos normais e estão associados a uma intensa atividade ígnea, representada pelos derrames álcali-basálticos de idade eocretácica da Formação Cabiúnas. Sobre os basaltos ocorrem rochas da formação Lagoa Feia, compreendendo conglomerados, arenitos, siltitos, folhelhos e coquinas depositadas em ambiente de sedimentação lacustre. As coquinas alcançam até 400m de espessura, correspondendo a depósitos de bioclastos de pelecípodes (Membro Coqueiros) associados a altos estruturais e representando reservatórios da sequência rifte. Os sedimentos clásticos foram recobertos por extensos depósitos evaporíticos de anidrita e halita durante o Aptiano (Membro Retiro) como resultado da invasão da água do mar e de condições de extrema aridez. Esses eventos constituem a megasequência transicional (Figueiredo e Martins, 1990; Milani et al., 2000).

Posteriormente, durante o Albiano, com o pequeno influxo de sedimentos clásticos e condições marinhas prevalecendo na bacia, instalou-se uma ampla rampa carbonática correspondente à porção inferior da Formação Macaé, a qual compreende espessos leitos de calcarenito e calcirrudito. No Cenomaniano, a seção carbonática foi “afogada” devido à rápida elevação do nível do mar e a aceleração do processo de halocinese, causada pelo aumento da taxa de basculamento, gerando estruturas associadas a falhas de crescimento. Essa etapa caracterizou uma fase transgressiva de sedimentação, quando houve deposição de calcilutitos, margas e folhelhos de água profunda conhecidos como Seção Bota. Controlados por uma topografia de fundo irregular, foram depositados sedimentos clásticos turbidíticos acanalados, denominados Arenito Namorado. Completam a Formação Macaé conglomerados e arenitos mal selecionados, depositados nas áreas proximais (Milani et al., 2000).

O Grupo Campos recobre discordantemente a Formação Macaé e representa o preenchimento durante a fase final de subsidência térmica e basculamento do substrato para leste. O pacote é representado por sedimentos proximais, areno-conglomerático-carbonáticos (Formação Emborê), que gradam a folhelhos nas porções distais (Formação Ubatuba).

A Formação Ubatuba compreende milhares de metros de espessura de folhelhos e margas, com arenitos turbidíticos intercalados, que correspondem à Formação Carapebus (Milani et al., 2000).

2.1. Andar Aptiano x Andar Alagoas

Segundo Dias (2005), o Andar Aptiano costuma ser relacionado ao Andar Alagoas (Figura 2). Nas bacias da margem leste brasileira, o Andar Alagoas costuma ser posicionado no pacote de rochas entre a chamada “discordância pré-Alagoas” e o topo do pacote evaporítico “Ibura”, conhecida como Sequencia Transicional, conforme Asmus e Porto (1980). O Andar Alagoas, definido por Schaller (1969) na Bacia Sergipe-Alagoas engloba rochas de unidades como a Formação Riachuelo. Apesar do esforço até hoje realizado, a definição de um único Andar Alagoas, com base exclusivamente em palinologia e válida para todas as bacias, ainda não foi alcançada devido a problemas de quantidade das formas, níveis de extinção e distâncias continentais. Esses argumentos são compreensíveis e o melhor a ser feito é delimitar áreas, englobando bacias onde as assembleias florísticas com significado cronoestratigráfico comprovado possam ser agrupadas, e não tentar extrapolar este padrão para o restante das bacias.

O Andar Aptiano na porção da margem leste brasileira, entre as bacias de Santos e Camamu-Almada, pode ser subdividido em dois pacotes, com características tectono-sedimentares distintas. O Andar Aptiano Inferior (Andar Alagoas Inferior) é caracterizado por uma sedimentação predominantemente continental com incursões marinhas que ocorreram durante o final da fase rifte. Neste período houve um deslocamento da deformação crustal para as porções axiais do rifte, ocasionando uma exposição subaérea de extensas áreas proximais (discordância pré-Aptiano Superior).

O Andar Aptiano Superior (genericamente corresponde ao Andar Alagoas Superior) caracteriza-se por uma sedimentação marinha que ocorreu em ambiente de quiescência tectônica com falhamentos localizados (fase de drifte segmentado). Neste período a sedimentação continental predominou nas porções proximais das bacias marginais. Nas porções mais distais os sedimentos foram depositados num ambiente marinho raso (tanto

siliciclástico quanto carbonático) de um mar epicontinental, representando a primeira grande ingressão marinha na margem leste do Brasil. Essa deposição marinha foi identificada nos carbonatos da Bacia de Campos. No final do Aptiano (Alagoas Superior), um período de aridez associado à barreira representada pela Dorsal de São Paulo e pelo Alto de Florianópolis resultou na deposição de espesso pacote evaporítico (“evento Iburá”). Os evaporitos, com espessuras de até 2000m no Platô de São Paulo, correspondem a um evento cuja duração foi estimada em cerca de 600.000 anos, segundo Dias (2005).

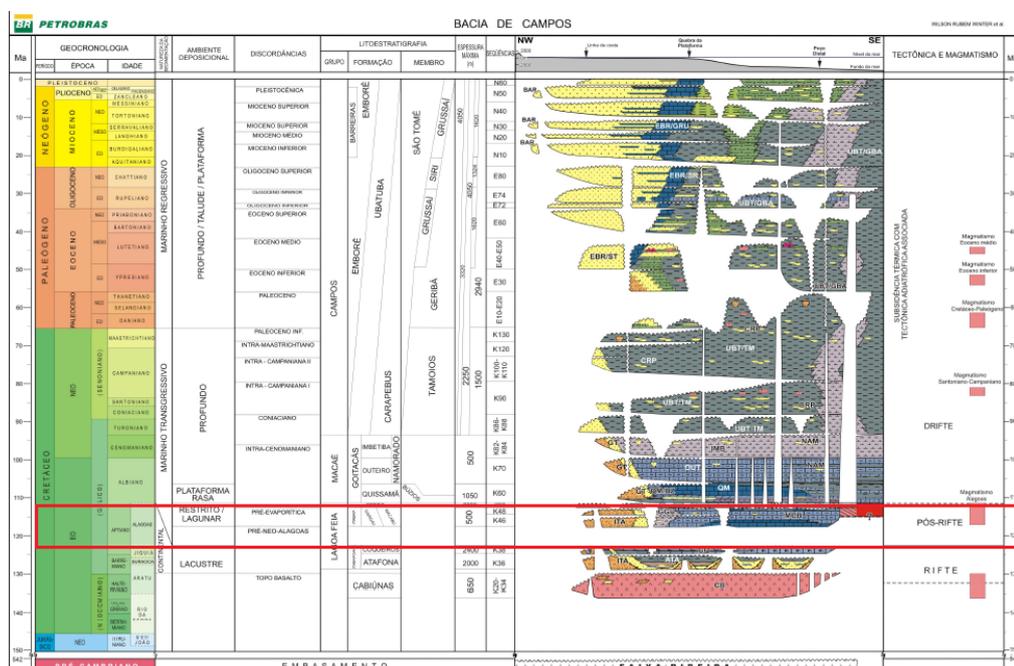


Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia de Campos, com o intervalo do estudo assinalado em vermelho. Winter et al. (2001).

2.2. Embasamento

Segundo Almeida et al. (1977), o embasamento dos terrenos da Bacia de Campos pertence à Província da Mantiqueira, em contato com as bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas. Esses terrenos são constituídos principalmente por paragneisses e rochas metamórficas de alto grau. A província é um registro de uma longa e complexa evolução do Neoproterozóico na América do Sul (900-520 Ma) preservando remanescentes de unidades paleotectônicas arqueanas, paleoproterozóicas e mesoproterozóicas. Este sistema é constituído pelos orógenos Araçuai

(segmento setentrional), Ribeira (segmento central), Dom Feliciano e São Gabriel (ambos no segmento austral). Para o presente estudo somente os orógenos Araçuaí e Ribeira serão destacados devido à proximidade dos pontos amostrados.

2.2.1. Orógeno Ribeira

O Orógeno Ribeira divide-se em quatro terrenos tectono-estratigráficos: Ocidental (margem são-franciscana retrabalhada), Oriental, Domínio Tectônico Cabo Frio e *klippe* Paraíba do Sul (

Figura). O grau metamórfico aumenta de oeste para leste (*i.e.* do terreno Ocidental para o Oriental).

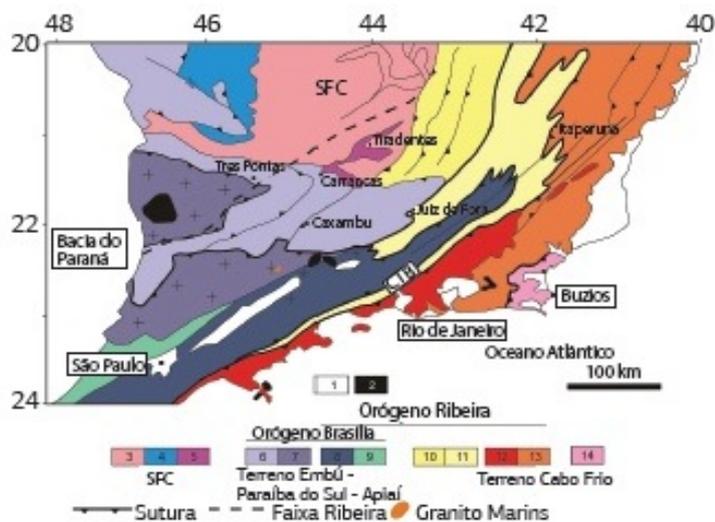


Figura 3 - Mapa da compartimentação tectônica da região sudeste brasileira. Legenda: SFC = Cráton São Francisco. 1: Cobertura Fanerozóica; 2: Rochas Alcalinas do K/Eoceno; 3: Embasamento 4: Cobertura Sedimentar ; 5: Rochas metasedimentares do Domínio autóctone; 6 e 7: *Nappes* 8 a 13: terrenos da Faixa Ribeira; 14: Terrenos do Cabo Frio. Extraído de (Heilbron et al., 2004).

O terreno Ocidental possui embasamento de greenstone belts, ortogneisses migmatíticos e granulíticos do Complexo Juíz de Fora. Acima deste situam-se meta-sedimentos das seguintes bacias, da mais antiga para a mais nova: São João Del Rey, Carandaí e Andrelândia. Possui intrusões graníticas sin- a tardi-orogênicas. Este terreno registra os estágios rifte e de margem passiva do Orógeno Ribeira, e o metamorfismo é de fácies xisto-

verde na borda oeste e fácies granulito na borda leste (Heilbron et al., 2000; Heilbron e Machado, 2003) (Figura 4).

O *klippe* Paraíba do Sul é uma sinforme de cobertura metasedimentar do Complexo Paraíba do Sul (fácies anfíbolito) e embasamento ortognáissico granítico a granodiorítico do Complexo Quirino. O Complexo Paraíba do Sul é constituído de mármore, biotita-granada gnaiss e granada-biotita-muscovita xisto (Heilbron et al., 2000; Heilbron e Machado, 2003; Heilbron et al., 2004; Moraes et al., 2004).

O terreno Oriental está metamorfizado no fácies anfíbolito a granulito e subdivide-se em outros três terrenos: Cambuci (granada-biotita gnaiss e tonalito), Costeiro (granada kinzigito) e Italva (granada-hornblenda-biotita gnaiss) (Heilbron et al., 2000; Heilbron e Machado, 2003).

Os três terrenos amalgamaram-se ao Cráton São Francisco sofrendo deformação, intrusão de granitóides do Tipo S no Domínio Costeiro e do Tipo I em zonas de cisalhamento (Silva e Cunha, 2001; Heilbron et al., 2000). A Orogenia Búzios (Schmitt et al., 2004), equivalente ao Domínio Tectônico Cabo Frio, contém paragêneses de alta pressão como Cianita + K-Feldspato (Schmitt, 2001; Moraes et al., 2004). O metamorfismo atingiu o embasamento e supracrustais indistintamente, do fácies anfíbolito superior a granulito e pressões médias a altas (Schmitt, 2001; Schmitt et al., 2004).

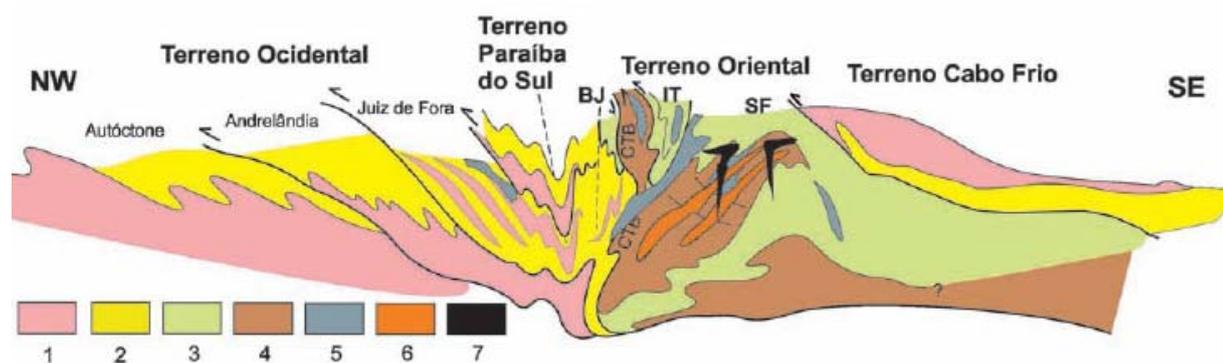


Figura 4 - Compartimentação tectônica do Orógeno Ribeira (Modificado de Heilbron et al., 2004). 1: Embasamento Paleoproterozóico; 2- Cobertura metassedimentar pós 1,8 Ga; 3: Sequencias metassedimentares; 4: Ortognaisses do Arco Magmático; 5: Leucognaisses graníticos da Suíte Cordeiro; 6: Gnaisses metaluminosos; 7: Granitos da Suíte Nova Friburgo.

2.2.2. Orógeno Araçuaí

O Orógeno Araçuaí, situado entre os paralelos 15° e 21°, é estruturado em dois domínios. O domínio externo ou ocidental se estende da borda do Cráton São Francisco até próximo do meridiano 42°30' W. Constituído por embasamento antigo (<1.8 Ga), constituído de gnaisses enderbíticos, charno-enderbíticos e charnockíticos, granulitos máficos do Complexo Juíz de Fora e granitóides do supergrupo Espinhaço e com uma cobertura metasedimentar além de plútons sin- a tardi-colisionais. Possui rochas supracrustais metamorfizadas na fácies xisto verde mais próximo ao cráton São Francisco, até a fase de anfibolito superior ou fácies granulito, de média pressão no limite com o domínio interno (Heilbron et al., 2004; Pedrosa-Soares et al., 2001; Heilbron e Machado, 2003).

Situado do meridiano 42°30' W até o Oceano Atlântico, mais para o leste, o domínio interno do Orógeno Araçuaí é composto por granulitos e paragneisses ricos em alumínio e suas variações: biotita gnaisses com lentes de marga, grafita, quartzito; cordierita-granada-biotita gnaisses; granada-biotita gnaisses e rochas calcissilicáticas; paragneisses aluminosos com granada-biotita gnaiss. As rochas dessa unidade sofreram metamorfismo de baixa pressão, fácies anfibolito superior a granulito.

O domínio externo inclui o Grupo Rio Doce, composto de meta-grauvacas, estauroлита-granada-mica xistos, quartzitos e gnaisses bandados de fácies xisto verde a anfibolito inferior. O complexo paragnáissico que ocorre no setor sudeste do Orógeno Araçuaí e se prolonga para o Orógeno Ribeira inclui paragneisses com intercalações de mármore, anfibolitos, quartzitos e rochas calcissilicáticas (Heilbron et al., 2004).

O metamorfismo regional mostra aumento de temperatura da fácies xisto verde, junto ao limite cratônico, para as fácies anfibolito alto e granulito no núcleo do orógeno. Desta forma, em termos gerais, o metamorfismo no Orógeno Araçuaí cresce de oeste para leste e de norte para sul (Pedrosa-Soares et al., 1984, 1992 e 2001; Almeida et al., 1978; Trompette, 1994; Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos, 2000; Pinto et al., 2001).

3. Metodologia e amostras

As atividades desenvolvidas compreenderam etapas de laboratório e análises composicionais no Laboratório de Microsonda Eletrônica, do Instituto de Geociências da UFRGS, com a utilização da microsonda modelo SXFive da CAMECA. A máquina possui cinco espectrômetros que utilizam os cristais TAP/LIF/PETe operam sob as condições: Sp1 TAP, Sp1 TAP, Sp4 TAP, Sp4 TAP, Sp2 LPET, Sp2 LPET, Sp5 LPET, Sp3 LLIF, Sp3 LLIF, e também através de tensão de 15kV e 25 nA de corrente, diâmetro do feixe de 1 μm , tempo de contagem: pico 10s/ BG 5s. Foram utilizados dois filamentos no decorrer das análises: de tungstênio e hexaboreto de lantânio.

O microscópio eletrônico de varredura (MEV), do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS (LGI), opera em modos de elétrons retro-espalhados (BSE) e secundários (SEM), com suporte de espectrometria de energia dispersada (EDS) e foi empregado para obtenção das imagens do estudo. O microscópio eletrônico de varredura da marca JEOL, modelo JSM – 6610LV, e é utilizado conjuntamente com o detector de energia dispersiva (EDS). Este equipamento permite magnificação máxima de 300.000 vezes, com corrente de operação entre 1 pA e 1 μA e os feixes de elétrons emitidos com voltagem de 0,3 a 30 kV. O detector EDS é da marca BRUKER, modelo Nano X Flash Detector 5030 (133 eV), o detector dos elétrons retro-espalhados é o BackscatteredElectron MP – 64090 BEIW e o programa computacional para as análises é o MicroanalysisQUANTAX 200, versão Spirit 1.9. O uso em conjunto do EDS com o MEV é de grande importância na identificação mineral e permite o mapeamento da distribuição de elementos químicos por minerais, gerando mapas composicionais dos elementos desejados. A obtenção de imagens em tons de cinza, com aumentos da ordem de milhares de vezes, de elétrons secundários e/ou retroespalhados permite a observação de texturas microscópicas e zonações mineralógicas em função da diferença composicional nos minerais.

As amostras, disponibilizadas pela PETROBRAS num total de 65, foram selecionadas contemplando uma maior cobertura dentre os poços fornecidos. O método de preparação dos grãos de minerais pesados

envolveu as seguintes etapas, de acordo com Hutchinson (1974) e Mange e Maurer (1992): a) identificação de amostras (projeto, poço, data, número de laboratório); b) separação granulométrica através de malhas de peneiras com tamanho 0,250 mm e 0,062 mm (fração areia fina a areia muito fina), visando minimização dos efeitos de transporte, intemperismo, lavagem, desagregação das amostras, secagem e peneiramento; c) concentração de minerais pesados com a utilização de bromofórmio, cuja densidade é $2,87\text{g/cm}^3$; d) segregação de minerais pesados através do Separador Magnético Franz; e) seleção de 100 grãos de granadas através de catação manual utilizando lupa binocular; f) montagem de seções circulares de resina epóxi com 1" de diâmetro contendo 100 grãos por seção; g) lixamento de seções circulares e subsequentes polimentos com pastas de diamante de 1 micra e $\frac{1}{4}$ de micra; h) metalização.

Divididas entre 29 amostras de testemunho e 36 de calha, oriundas de 17 poços *offshore*, resultaram em aproximadamente 4000 análises. Foram investigados 60 grãos de granada por amostra em seções circulares de 1 polegada (

Figura). Cada grão foi analisado durante 2 minutos aproximadamente.

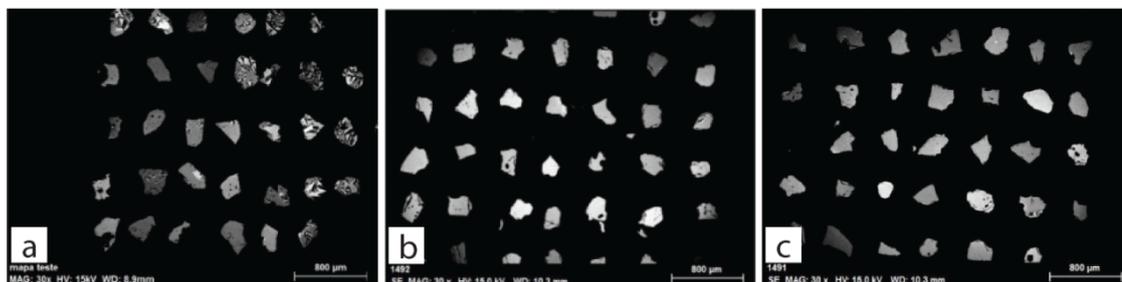


Figura 5 - Disposição dos grãos de granada nas seções circulares obtidas através do MEV. Escala: 800 μm .

Os resultados de cada análise individual, em percentagem em peso dos óxidos SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO , MgO , CaO , MnO e Cr_2O_3 foram reduzidos e combinados de maneira a calcular a percentagem das moléculas que compõe cada grão: almandina (Fe), piropo (Mg), espessartita (Mn), grossulária (Ca), andradita ($\text{Fe}^{+3} + \text{Ca}$), uvarovita (Ca + Cr). Totais entre 98 e 102% foram aceitos. Por fim, os resultados calculados em percentagem de moléculas foram plotados em diagramas ternários discriminantes e identificadores de áreas fontes das granadas representados pelos vértices: P, AIS, GAU e PGAU (P: piropo, AIS: almandina +

espessartita; GAU: grossulária + andradita + uvarovita e PGAU: piropo + grossulária + andradita + uvarovita.

3.1. Campos composicionais da granada em diagramas ternários discriminantes

A composição da granada possui relação direta com as condições físico-químicas de seu ambiente de geração e conseqüentemente com a rocha em que se formou. Assim pode-se relacionar a composição química da granada com a rocha hospedeira, dentro de certas limitações. Os diagramas ternários composicionais de granadas utilizados com maior freqüência em estudos de proveniência são os de Saaben et al. (2002) e Morton et al. (2002, 2004) que apresentam os seguintes campos composicionais (Figura):

Campo A: granadas com elevado teor de piropo ($P > 20\%$), baixo teor de grossulária (G) + andradita (A) + uvarovita (U) ($GAU < 10\%$) e geralmente baixos teores de espessartita ($S < 5\%$), são derivadas de rochas metamórficas de alto grau como gnaisses, granulitos e charnockitos (Morton et al., 2002). Granadas com alto teor de piropo, aproximadamente 70%, indicam terrenos metamórficos de alta temperatura e pressão (Deer et al., 1966).

Campo B: granadas com teores baixos de piropo ($< 20\%$), elevados valores de almandina e teores variáveis de espessartita e de grossulária + andradita + uvarovita (GAU) são características de rochas meta-sedimentares de baixo a médio grau e também de granitos (embora alguns granitos possuam geralmente teores de almandina + espessartita maiores que 90%). Granadas ricas em espessartita ocorrem em metapelitos de baixo grau e rochas de metamorfismo de contato (escarnitos) e em determinados granitos (Deer et al., 1966; Morton et al., 2002).

Campo C: granadas com elevados teores de piropo e GAU são derivados de meta-basitos (anfíbolitos e gnaisses máficos). (Morton et al., 2002; Morton, 1985).

Campo D: granadas com elevados teores de grossulária + andradita + uvarovita ($GAU > 65\%$) e baixo piropo ($P < 10\%$) são encontradas em rochas

meta-carbonáticas e cálcico-silicáticas que sofreram metamorfismo de contato (escarnitos) ou regional (Deer et al., 1966; Morton et al., 2002).

Campo E: granadas com baixos teores de PGAU (aproximadamente 10%) e elevados valores de espessartita ($S > 20$) são encontradas em pegmatitos e aplitos graníticos e em alguns granitos (Deer et al., 1966; Remus et al., 2004; 2007).

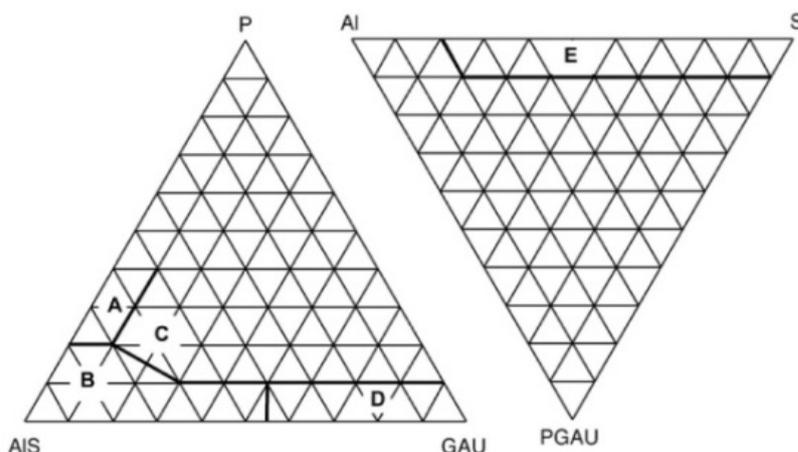


Figura 6 - Representação dos diagramas ternários composicionais de granadas. Campos A, B, C, D, conforme definido por Sabeen et al. (2002) e Morton et al. (2002, 2004); Campo E, conforme definido por Remus et al. (2004, 2007).

Morton (1985) foi o primeiro a usar análises composicionais de granadas em estudos de proveniência no Mar do Norte. Desde então esse método foi amplamente disseminado em outros estudos. As granadas são discriminadas usando fluxogramas, diagramas binários, diagramas ternários ou uma combinação desses. Wright (1938) foi um dos primeiros autores a classificar as granadas provenientes de diferentes rochas em um diagrama ternário. Morton et al. (2004) introduziu um diagrama ternário que é ainda utilizado amplamente na literatura geológica, com vértices, almandina + espessartita, piropo e grossulária, além de separar o diagrama em campos: A, B e C e D. O campo E adicional foi proposto por Remus et al. (2004). Esse diagrama foi redefinido por Mange e Morton (2007) individualizando os campos com maior detalhe em: A, B, Bi, Ci, Cii e D. Posteriormente Krippner et al. (2014) renomeiam os campos B e Bi (Mange e Morton, 2007) como B e Bi conforme Figura 7b. Aubrecht et al. (2009) apresentou uma nova classificação utilizando piropo + almandina + grossulária e piropo + almandina + espessartita no diagrama ternário (Fig. 7c, d). O primeiro

diagrama ternário para classificar as granadas utilizando espessartita + piropo + grossulária sem envolver componentes de ferro foi desenvolvida por Teraoka et al. (1997, 1998), (Figura 7e).

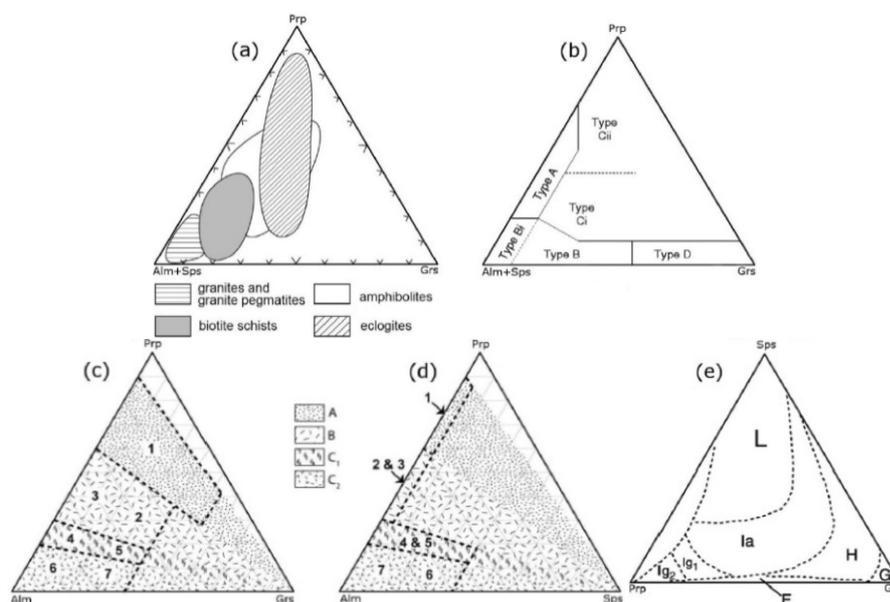


Figura 7 – Histórico dos diagramas ternários usados para granadas: a) Diagrama ternário com proporção de piropo, almandina + espessartita, e grossulária, segundo Wright (1938). b) Diagrama proposto por Mange e Morton (2007) e revisado por Krippner et al. (2014): Campo A: rochas de alto grau, fácies granulito, rochas metasedimentares ou charnoitos e rochas ígneas intermediárias a félsicas; Campo B: rochas metasedimentares fácies anfíbolito; Bi: rochas ígneas félsicas a intermediárias; Ci: rochas derivadas principalmente de rochas máficas de alto grau; Cii: rochas ultramáficas com alto magnésio (piroxenitos e peridotitos), Campo D: Rochas metassomáticas, de baixo grau e alta temperatura, granulitos cálcio-silicáticos metamorfizados. c) Diagramas ternários segundo Aubrecht et al. (2009). A: granadas de altas pressões a ultra alta pressões; B: granadas derivadas de eclogites e fácies granulito. C: granadas de rochas fácies anfíbolito. O grupo C é subdividido em dois subgrupos. C1 inclui granadas derivadas de anfíbolitos fácies superior a fácies granulito. C2 inclui granadas de fácies anfíbolito superior, mas também incluem granadas derivadas de outras rochas como: xistos azuis, escarnitos, serpentinitos e rochas ígneas. São divididas em 7, portanto. d) Diagrama ternário com piropo, almandina e espessartita após Aubrecht et al. (2009). e) Diagramas segundo Teraoka et al. (1997, 1998). Extraído de Kripner et al. (2014).

4. Resultados

As populações identificadas neste estudo, num universo de 65 amostras, incidem majoritariamente nos campos A e B, com menor representatividade no campo C. As espécies incidentes no campo C são oriundas predominantemente dos poços *offshore* do sul da bacia de Campos, enquanto as espécies incidentes nos campos predominantes A e B são oriundas dos poços *offshore* do norte da bacia de Campos. Os campos D e E não foram representados nos diagramas, pois não apareceram nas análises. Para melhor representação e interpretação dos dados os poços foram divididos em dois grupos: poços da porção norte *offshore* e poços da porção sul *offshore*.

4.1. Poços da porção sul

Os poços da porção sul *offshore* da Bacia de Campos apresentam granadas de três campos: A, B e C. Nota-se em todas as amostras do setor sul a presença de granadas do campo C (Figuras 8, 9 e 10), embora com uma grande variação de porcentagem entre si. As granadas do campo C possuem teores mais elevados das variedades cálcica ($G > 10$) e piropo ($P > 10$). Em profundidades maiores ocorre predominância de granadas do campo B, e ocasionalmente do campo A, enquanto em profundidade menores nota-se a predominância de granadas do campo C. Em alguns poços predominam nitidamente granadas do tipo C conforme pode ser observado na Figura 10.

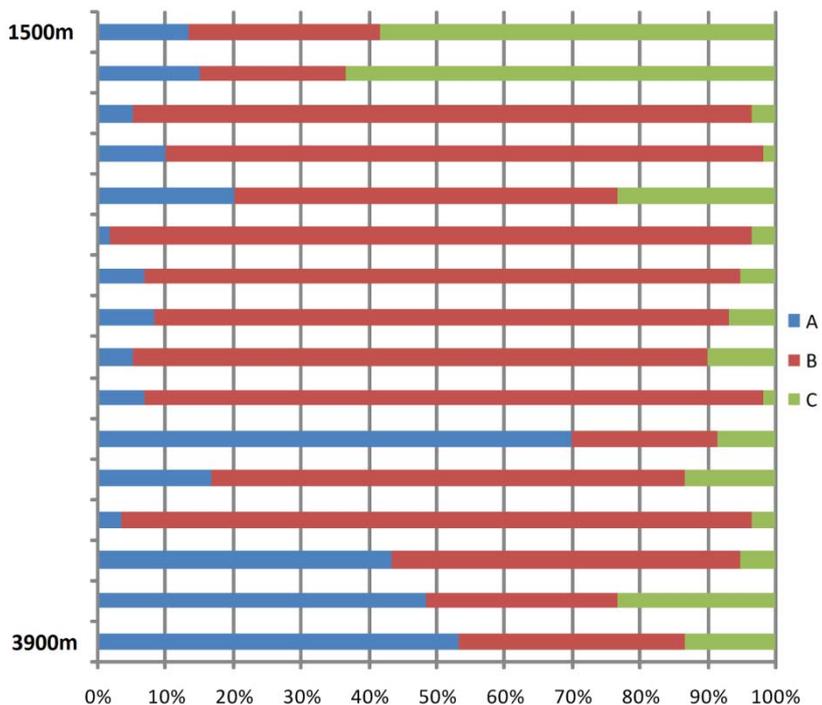


Figura 8 – Diagrama da composição das granadas do setor sul, classificadas de acordo com os campos composicionais mostrados na Figura 6. Integração de amostras de diferentes profundidades de poços da porção sul *offshore* da Bacia de Campos.

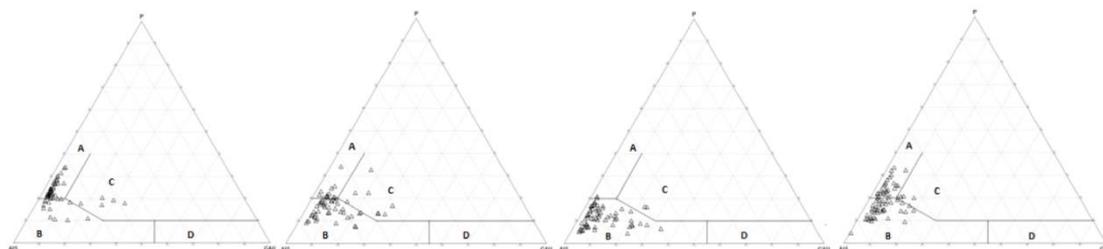


Figura 9 - Diagramas ternários de amostras da porção sul *offshore* da Bacia de Campos mostrando contribuição de granadas dos campos A, B e C..

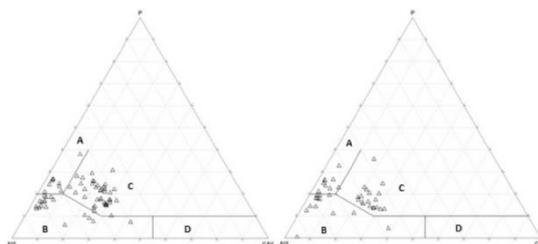


Figura 10 - Exemplos de amostras de poços na porção sul *offshore* apresentando predomínio de granadas do campo C, derivadas de anfíbolitos, gnaisses máficos e cálcico-silicatadas.

4.2. Poços da porção norte

Os poços da porção norte *offshore* da Bacia de Campos representados no diagrama Figuras 11 e 12 mostram proveniência com predomínio de rochas portadoras de granadas do tipo B, que são enriquecidas em almandina e espessartita. Várias amostras são constituídas integralmente de granadas do tipo B. Secundariamente, ocorre a presença de granadas do tipo A, na maioria dos poços. Granadas do tipo A possuem composição relativamente elevada da variedade piropo, rica em MgO, ($P > 20$) e valores baixos para as variedades ricas em CaO, representado pela grossulária (G), com valores $G < 10$ e proporções elevadas, mas variáveis das moléculas de almandina (FeO) e espessartita (S), MnO. Na base de alguns poços nota-se uma contribuição muito pequena de granadas do tipo C, quase irrelevante. O predomínio são as granadas do tipo B. Em alguns poços predominam granadas do tipo Bi estando inteiramente ausentes as granadas do tipo C, conforme pode ser observado na Figura 12.

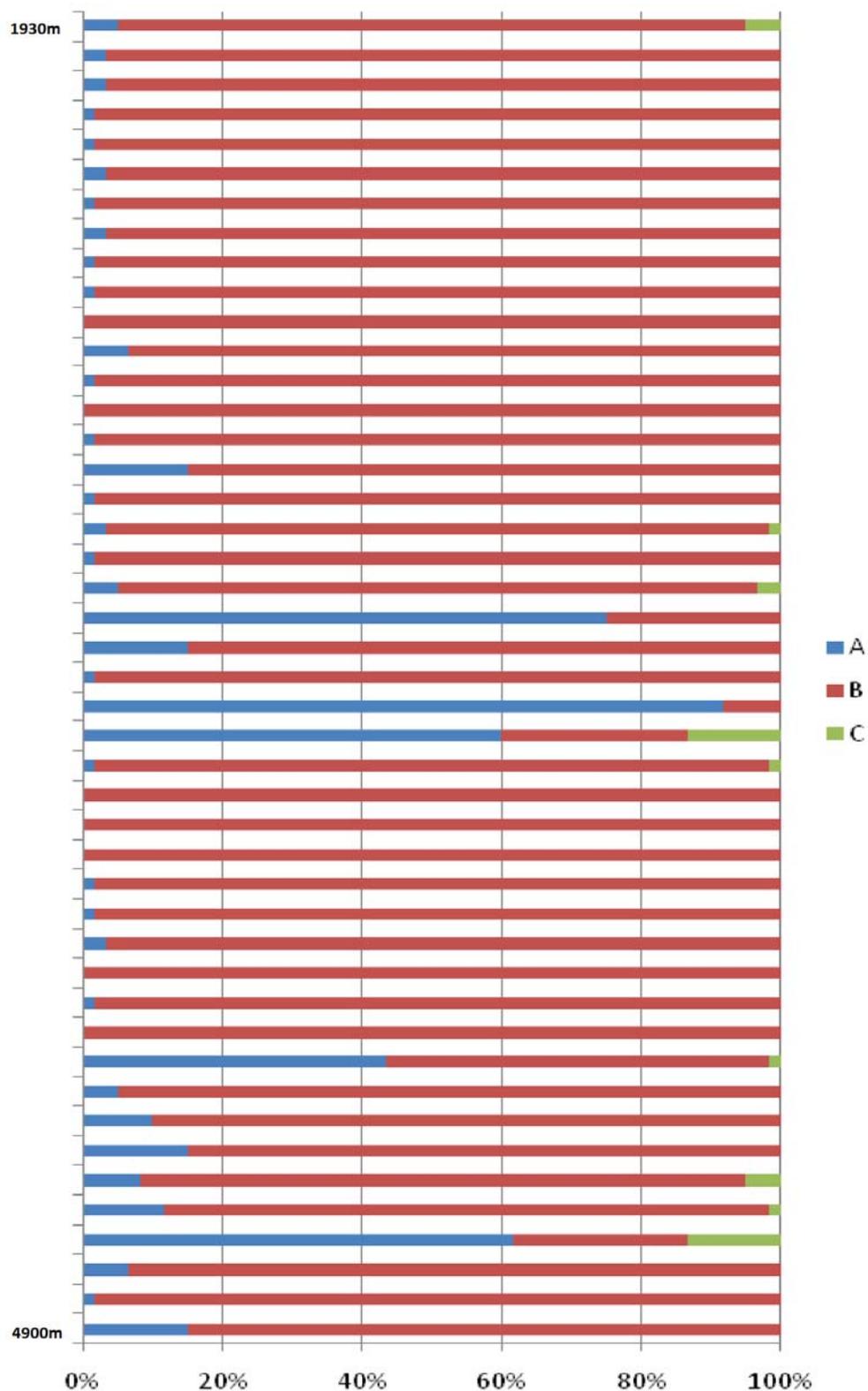


Figura 11 - Diagrama da composição das granadas do setor norte, classificadas de acordo com os campos composicionais da Figura 6. Integração de amostras de diferentes profundidades de poços da porção norte *offshore* da Bacia de Campos.

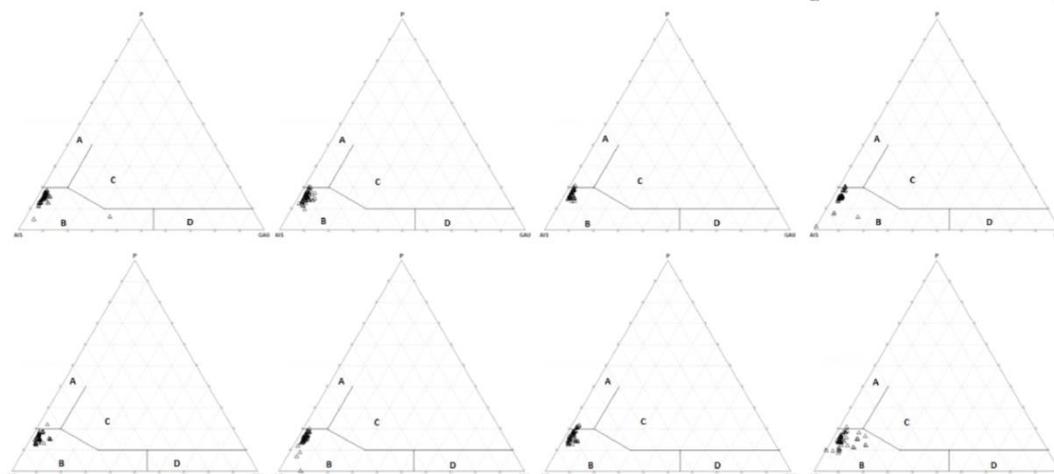


Figura 12 - Resultados da análise para 8 amostras selecionadas oriundas de um dos poços da porção norte *offshore* da Bacia de Campos. Predomínio das granadas do tipo Bi e ausência de granadas do tipo C.

5. Discussão

A composição química das populações de granadas é mais homogênea nos poços da porção norte e heterogênea nos poços da porção sul. As populações de granadas resultantes das análises são do campo A (alto teor de Mg e baixo teor de Ca e Mn), campo B (alto teor de Fe, baixo teor de Mg e teores variáveis de Ca e Mn) e subordinadamente do campo C (teores moderados de Ca e Mg e teores variáveis de Mn). A presença das populações dos campos A, B e C indica derivações a partir de terrenos de alto grau (A), médio grau e/ou granitos (B) e metabasitos (C), respectivamente. Os campos D e E não apareceram nas análises. Dentre todas as análises composicionais, considerando todos os poços e sem divisões locais, as granadas que predominaram foram as do campo B (Figura 13a).

A contribuição de granadas de três diferentes campos para o setor sul (

Figura) pode indicar erosão de rochas-fonte distintas de um mesmo terreno ou de diferentes terrenos. A proximidade desses poços com o terreno do Cabo Frio denota uma participação ativa desse terreno nos sedimentos deste setor da bacia. O terreno Cabo Frio possui esta heterogeneidade litológica, com ocorrências importantes de rochas portadoras de granadas do campo C (anfíbolitos e cálcico-silicáticas), como exemplificado pela unidade Forte São Mateus. Movimentos tectônicos na

área fonte com soerguimento e erosão desses terrenos e consequente recuo das escarpas podem ter contribuído para uma maior participação de rochas que estavam sotopostas e/ou intercaladas ou até mesmo mais distantes da costa, incluindo rochas portadoras de granadas dos campos A e B. No entanto, as redes de drenagens que abasteciam a bacia provavelmente não eram interiorizadas e tampouco longas, pois as rochas-fonte que possuem granadas do tipo C (terreno Cabo Frio) encontram-se próximas da costa, não no interior do continente como é o caso das rochas com granadas das espécies A e B. Notadamente nesses poços do sul a granada do tipo C ocorre em grande quantidade, atingindo valores maiores do que 50% em algumas amostras (Figura) o que não ocorre em nenhuma amostra do setor norte.

Nas amostras dos poços da porção norte pode-se afirmar que a drenagem é mais interiorizada do que nos poços da porção sul, pois há uma colaboração nítida dos terrenos de alto grau e granitóides que estão mais afastados da costa. Segundo Fontanelli et al. (2009), em amostras do campo Jubarte, próximo da área de estudo, em drenagens de terceira ordem (rio Paraíba do Sul, rio Doce e rio Itapemirim) há uma contribuição principal das granadas do tipo A e B, principalmente. A drenagem mais evidente nessa porção dos terrenos do embasamento é o rio Paraíba do Sul, cujos sedimentos modernos mostram predominantemente granadas desta composição (Fontanelli et al., 2009).

Segundo a classificação de Mange e Morton (2007), modificada por Krippner et al. (2014) podemos refinar o campo B em subdivisões e reclassificar parte das amostras analisadas para o campo Bi (Fig. 13b), derivadas de terrenos metamórficos de alto grau e granitos.

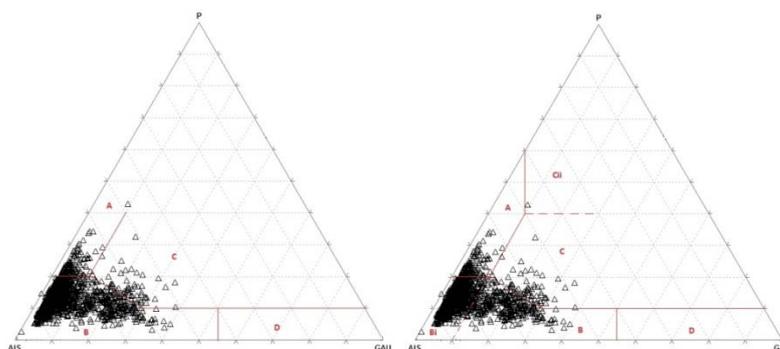


Figura 13 - Diagrama ternário da composição das granadas de todas as amostras analisadas. a) conforme definido por Sabeen et al. (2002) e Morton et al. (2002, 2004); b)

conforme redefinido por Mange e Morton (2007). Observe a ausência de granadas dos campos Cii e D.

Granadas derivadas de rochas ígneas ácidas a intermediárias plotam no campo Bi conforme definido por Mange e Morton (2007). Entretanto, granadas derivadas de orto e para-anfibolitos podem também incidir no campo Bi e não podem ser claramente discriminadas de ígneas félsicas a intermediárias utilizando somente critérios de composição.

Todas essas abordagens mostram que atualmente os diagramas para discriminação de granadas, utilizando somente composição dos elementos maiores, possuem limitações devido a imprecisões na individualização de campos composicionais. Muitos dados de granadas plotados fora dos seus campos composicionais, com taxas de sucesso menores que 50%, confundem-se com diversos grupos de granadas, como as de origem metaígneas e metasedimentares anfibolíticas, ou metaígneas e metasedimentares granulíticas.

Um fator a ser considerado para auxiliar na individualização das granadas tipo B e Bi é a presença de inclusões e zonações. Granadas metamórficas (metamorfismo orogênico) são geralmente zonadas, apresentando frequentemente inclusões. Granadas sin-cinemáticas derivadas de metassedimentos possuem inclusões orientadas (trilhas de inclusões) enquanto que as pós-cinemáticas mostram textura poiquiloblástica. Nas granadas ígneas as inclusões são menos frequentes e quando ocorrem são inclusões não-orientadas. As granadas do Andar Alagoas que caíram no campo Bi possuem poucas inclusões ou não possuem inclusões, apontando para uma origem não-metamórfica e preferencialmente derivadas de granitóides e eventualmente migmatitos associados (Fig. 14a-f). As poucas granadas com inclusões mostram que essas mesmas não possuem orientação e não formam trilhas de inclusões (Figura g-h).

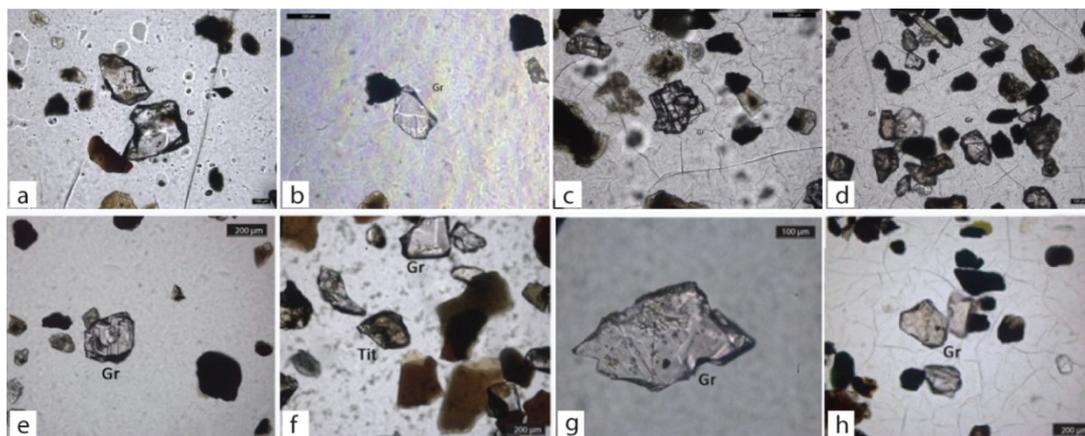


Figura 14 - Fotomicrografias em microscópio ótico em Luz Transmitida com polarizadores paralelos exibindo: a-f) grãos de granadas sem inclusões; g-h) grãos de granadas com inclusões não orientadas. Amostras: a), b), c), d), g) escala = 100 µm. Amostras: e) f) h) escala = 200 µm.

Zonações composicionais não foram identificadas nas imagens extraídas do microscópio eletrônico de varredura – MEV (Figura 15) das amostras analisadas. Estas imagens foram empregadas para verificar a existência de variações composicionais importantes nas granadas deste estudo, por meio dos mapas de distribuição de elementos químicos. Observa-se também nas imagens, através do MEV (BSE/EDS) na Figura 15, que os grãos de granadas são bem formados, possuem ausência ou poucas inclusões e fraturas, fatores que favorecem uma origem relacionada a rochas ígneas (granitóides) ou de alto grau para esses grãos.

Uma solução para tentar separar esses campos seriam análises de elementos-traço combinados com elementos maiores. Eles fornecem informações sobre processos metamórficos, cristalização ígnea e migmatização. A composição química não é baseada somente em elementos maiores. Elementos-traço são importantes para decidir a rocha-fonte. Elementos traço zonados são mais abundantes do que elementos maiores zonados, pois são mais sensíveis as diferenças na termobarometria (Jung e Hellebrand, 2006).

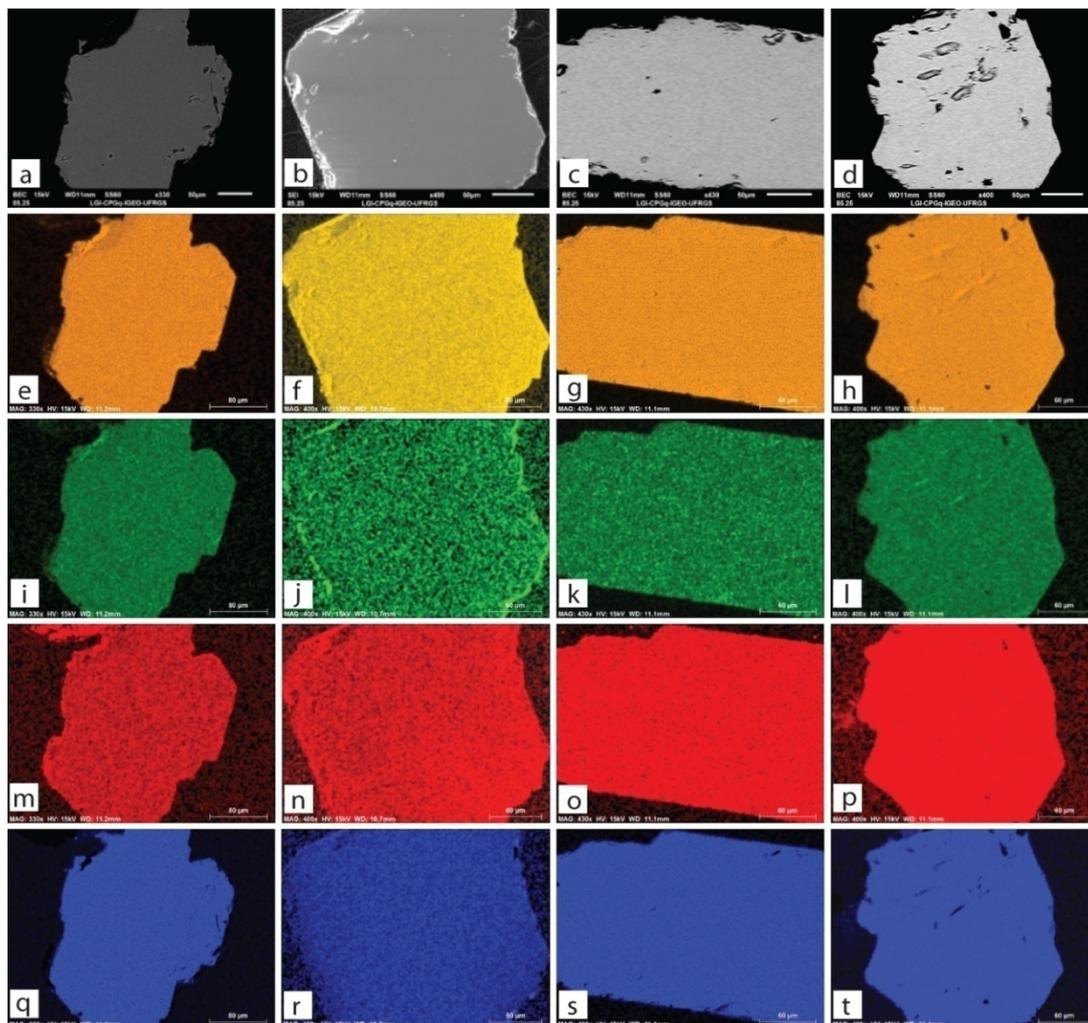


Figura 15 – Mapas de distribuição de elementos químicos específicos em amostras obtidos através do MEV (EDS e BSE), mostrando a ausência de zonação: a-d) imagens SE de elétrons retro-espalhados de 4 grãos selecionados como exemplo; e-h) imagem para o elemento Fe; i-l) imagem para o elemento Mn; m-p) imagem para o elemento Ca; q-t) imagem para o elemento Mg.

5.1. Proveniência dos arenitos estudados

De acordo com as análises composicionais interpretadas podemos dizer que existem duas contribuições principais para a proveniência desses arenitos: ao sul, os terrenos derivados do domínio Cabo Frio (rochas metamórficas da fácies granulito a anfibolito alto, metapelitos aluminosos e secundariamente, metabasitos, além de granitos), e ao norte, a contribuição principal são dos terrenos orientais do orógeno Ribeira (terrenos de alto grau e granitóides).

A ausência de granadas cálcicas denota que metacarbonatos não tiveram participação como área fonte. Isto exclui os terrenos onde mármore

são característicos, tais como o *klippe* Paraíba do Sul e o terreno Italva pertencentes ao Terreno Ocidental do orógeno Ribeira.

A direção de suplemento sedimentar principal é de sudoeste para nordeste (Figura 18), interpretada como resultado da identificação da maior contribuição desses terrenos fonte.

Nota-se também uma pequena interiorização das drenagens, com uma mudança de proveniência, e diminuição da contribuição dos terrenos de Cabo Frio de sul para norte. No norte destacam-se rochas de terrenos graníticos do orógeno Ribeira, potencialmente favoráveis para geração de areias com melhor qualidade para reservatórios de hidrocarbonetos (areias quartzosas e quartzo-feldspáticas). Ao tempo de deposição os processos erosivos já haviam removido completamente as sequencias supracrustais de baixo grau e a crosta gnáissico-granítica já estava exposta gerando impacto positivo na qualidade dos reservatórios da porção norte *offshore* da Bacia de Campos.

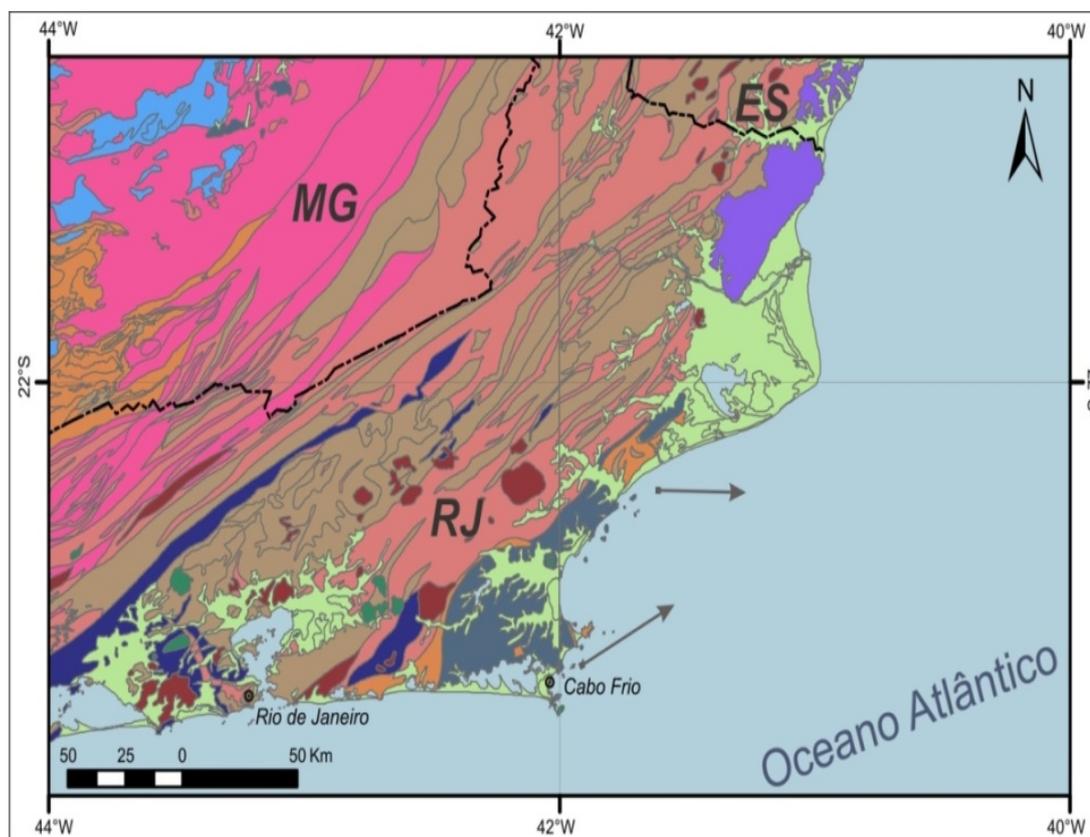


Figura 16 - Mapa mostrando a direção da dispersão sedimentar de sudoeste para nordeste. Confeccionado a partir de dados extraídos de: http://geobank.sa.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.download.downloadVetoriais?p_webmap=N&p_usuario=1 acessado em agosto/2014).

Segundo Fontanelli et al. (2009), considerando a área de ocorrência atual do Domínio Tectônico Cabo Frio, fica corroborada essa hipótese da direção de dispersão sedimentar ser de sudoeste para nordeste. Entretanto, a paleogeografia pode ter sido diferente, e o Domínio Tectônico Cabo Frio poderia ter tido uma expressão areal maior do que esta que vemos hoje. Considerando as evidências do transporte subaéreo de curta distância, infere-se que a área fonte (Domínio Tectônico Cabo Frio e Terreno Oriental) se estendia para leste, aflorando além da linha de costa atual. A magnitude desta extensão é difícil de avaliar somente com os dados composicionais obtidos. Zalán e Oliveira (2005) afirmam que o antigo limite da Serra do Mar Cretácea coincidia com a atual linha de charneira ou Falha de Campos. Dependendo da extensão desta ocorrência, a direção de dispersão sedimentar poderia ter sido a partir do oeste.

Geotectonicamente, o terreno Cabo Frio foi empurrado sobre o terreno Oriental durante a orogenia Búzios (Schmitt, 2001; Schmitt et al., 2004). Este posicionamento tectônico elevado e próximo à margem da bacia favoreceu o rápido transporte de sedimentos por rios de montanha e/os leques aluviais das áreas-fonte do terreno Cabo Frio que depositaram-se diretamente no oceano.

Nos diagramas ternários apresentados na Figura 1 e na

Figura 18 observam-se de modo sintetizado os dados de composição de granadas de rochas-fonte extraídos de diversos trabalhos (Porcher, 1997; Fontanelli et al., 2009; Santos et al., 2011) e do presente trabalho.

Os resultados das análises de Porcher (1997), de rochas portadoras de granadas (clinopiroxênio – ortopiroxênio-plagioclásio gnaisses; granada – ortopiroxênio –biotita- plagioclásio gnaisses; silimanita – granada – biotita – kf- plagioclásio gnaisse; e granada – biotita – kf-plagioclásio gnaisse), da região meridional Três Rios e da região setentrional de Miracema (Santo Antônio de Pádua), ambas do domínio orógeno Ribeira, mostram granadas de três espécies, tipo A, B e C. Esses diagramas modificados estão representados na Figura 19 (diagramas ternários 1 e 2). Essas duas regiões poderiam ser consideradas também potenciais rochas-fonte, mas, devido a distância em relação aos poços deste estudo concluímos que eles não contribuíram com a proveniência dos arenitos estudados.

Os diagramas ternários, extraídos de Fontanelli et al. (2009) (diagramas 5 e 6 apresentados no mapa da Figura 17), evidenciam duas

prováveis áreas-fonte. O diagrama 5, que possui rochas dos terrenos do domínio Cabo Frio indica as três populações de granadas, A, B e C. Já o diagrama 6 mostra uma tendência de rochas-fonte contendo granadas dos tipos A e B majoritariamente.

Na figura 18, também extraída de Fontanelli et al. (2009), os diagramas representados são os associados aos sedimentos de primeiro ciclo e as drenagens de terceira ordem. As amostras dos sedimentos de primeiro ciclo foram retiradas do complexo gnáissico kinzigítico (MF4 a BZ1 – 5 amostras) e de granitóides (AN2 a RPT1 – 4 amostras). As areias do primeiro ciclo, como esperado, refletem a litologia da área-fonte dos terrenos do embasamento próximos da costa, o orógeno Ribeira. As amostras são essencialmente granadas do tipo A e B, e ocorrem em nove das amostras, predominando as do tipo B. Granadas do tipo C aparecem somente em uma amostra.

As três amostras (RD1, CH1 e PS1) mostradas também da Figura 18, de Fontanelli et al. (2009), representativas de drenagens de terceira ordem foram coletadas nos rios: Paraíba do Sul, Doce e Itapemirim. A composição química das granadas nas areias das drenagens de terceira ordem mostram todas as amostras com as espécies de granadas A e B e em menor representatividade C.

Outros dados, extraídos de Santos et al. (2011), apresentados no diagrama 7, da Figura 17, assinalam as variações de espécies de granadas encontradas em diversos tipos de migmatitos, charnockitos e rochas associadas do orógeno Ribeira, prevalecendo granadas do tipo B e Bi. As granadas em todas as rochas são ricas em almandina sempre maiores que $X_{alm} > 0,54$ e também ricas em magnésio. Elas mostram sempre padrões similares de zonação, demonstradas pelo aumento dos valores de almandina e decréscimo dos valores de piropo. De acordo com as amostras de Santos et al. (2011), o mais alto valor de piropo contém o menor valor de grossulária, nos metatexitos. Já os enderbitos são os mais ricos no teor de grossulária. Teores de espessartita são frequentemente baixos, mas aparecem em maior percentagem nos charnoquitos e diatexitos, enquanto que nos enderbitos e metatexitos são sempre baixos. Pode-se afirmar, portanto, que o ferro substituiu o magnésio em todos os tipos de rochas, o

magnésio também é substituído pelo cálcio e uma menor substituição ocorre entre o manganês e o cálcio.

Os terrenos do orógeno Ribeira e Cabo Frio, como anteriormente debatido são as rochas fontes dos arenitos do estudo. Os dados de embasamento dos trabalhos citados comprovam que as rochas do orógeno Ribeira nos poços da porção norte e os terrenos do domínio Cabo Frio nos poços da porção sul, constituem os terrenos-fonte dos arenitos do Andar Alagoas. Podemos confirmar esta distribuição das granadas no diagrama 3 (Figura 17) onde está representado um poço representativo da porção sul onde as granadas do tipo C correspondem a mais de 50% das análises. Em contrapartida, no diagrama 4, na mesma figura, indicativo de um poço da porção norte, da área do estudo, as granadas ocorrem em maior estatística no campo B, tendo uma participação discreta das granadas do tipo A.

situ do Orógeno Ribeira, extraído de Santos et al. (2011). Unidades geológicas: 1) Unidades arqueanas; 2) Unidade paleoproterozóica do terreno ocidental; 3) Complexo Região dos Lagos; 4) Rochas ultramáficas neoproterozóicas; 5) Grupo Rio Doce; 6) Complexo Kinzigítico; 7) Unidades Búzios + Palmital; 8) Suítes pré-colisionais de granitos e granodioritos e charnockitos; 9) Charnockitóides; 10) Suítes sin-colisionais de leucogranitos e charnockitos; 11) Suítes tardi- a pós-colisionais e charnockitos; 12) Intrusões alcalinas cenozóicas; 13) Neógeno, Grupo Barreiras e depósitos quaternários.

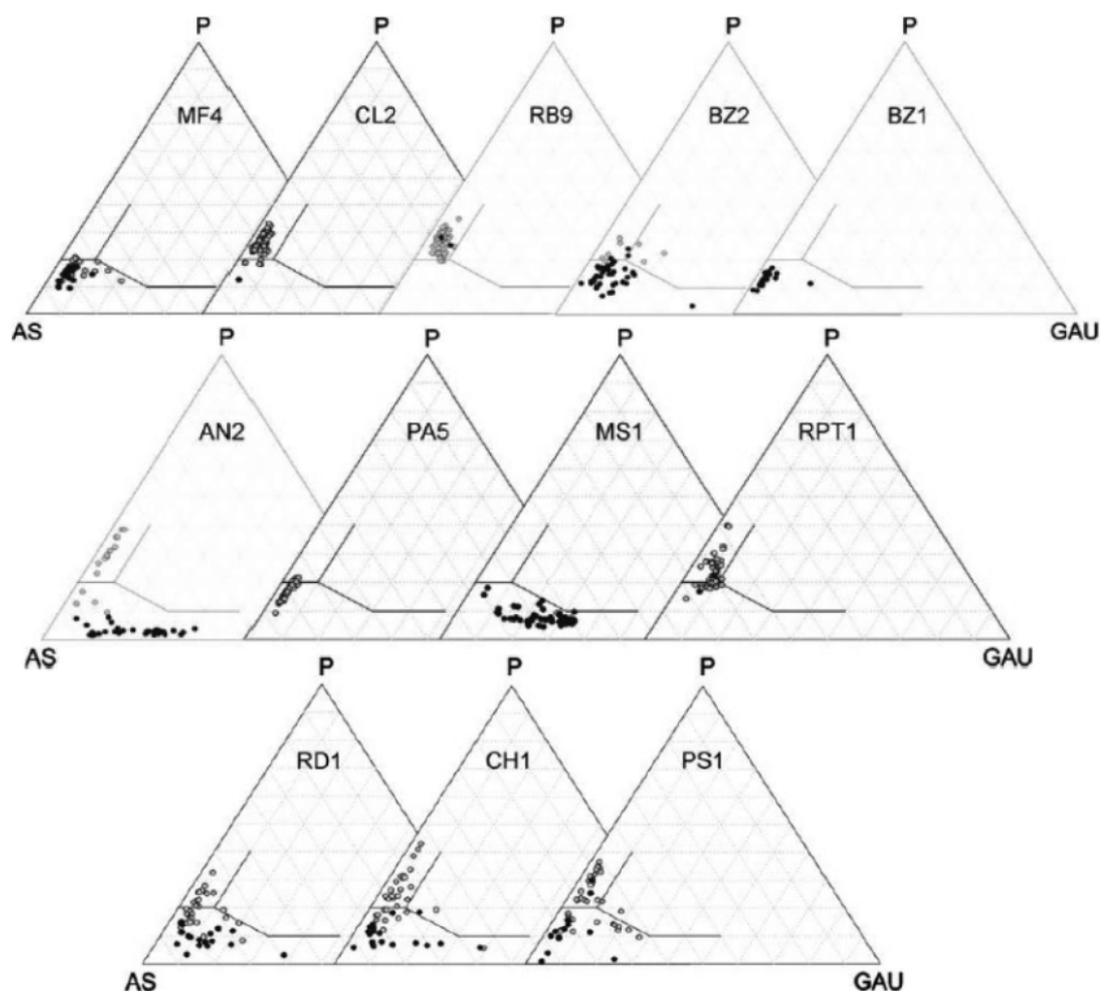


Figura 18 - Diagramas ternários de Fontanelli et al. (2009) exibindo os resultados de análises de granadas provenientes de sedimentos de primeiro ciclo. Amostras retiradas de drenagens no Complexo gnáissico kinzigítico (MF4 a BZ1) e amostras retiradas de drenagens em granitóides (AN2 a RPT1). As amostras RD1, CH1 e PS1 de drenagens de terceira ordem foram coletadas nos rios: Doce, Itapemirim e Paraíba do Sul.

6. Conclusões

- A composição e distribuição das diferentes espécies de granadas indica que existem duas contribuições principais para a proveniência dos arenitos estudados: ao sul, os terrenos derivados do

domínio Cabo Frio (rochas metamórficas da fácies granulito a anfibolito médio, metapelitos aluminosos e metabasitos, além de granitos), e ao norte, os terrenos orientais do orógeno Ribeira (terrenos de alto grau e granitóides). A avaliação da presença de outras rochas-fonte, não-portadoras de granada, que poderiam ter contribuído para a proveniência destes arenitos implica no emprego de outras técnicas de estudo complementares.

- Outras rochas-fonte potenciais, localizadas no terreno do Domínio Ocidental (Orógeno Araçuaí), constituídas por xistos de graus baixo a médio do Gr. Rio Doce, encontram-se em sítios distais e não são consideradas áreas-fonte desses arenitos.

- Os tipos de granadas que foram identificadas, em ordem de importância são: granadas do tipo B, granadas do tipo A e granadas do tipo C. As granadas do tipo C são encontradas em maiores percentagens nos poços da porção sul e sua contribuição nos poços da porção norte pode ser considerada insignificante.

- As granadas do tipo Bi predominam. São granadas derivadas principalmente de granitóides. Apesar da dificuldade na individualização dos campos (A, B, Bi, C), mostrados nos diagramas ternários, pode-se afirmar que a presença dominante de granadas sem inclusões ou com inclusões não-orientadas corrobora, a classificação como Bi, embora não seja exclusiva. A frequência de granadas sem zonações e a supremacia de grãos bem formados também apontam para uma origem ígnea (granitóides) para as rochas-fonte destas granadas.

- A ausência de granadas cálcicas (tipo D) denota que meta-carbonatos não tiveram participação como área fonte. Isto exclui os terrenos mais distais, onde mármore são característicos, tais como o *klippe* Paraíba do Sul e o terreno Italva pertencentes ao Terreno Oriental do orógeno ou faixa Ribeira.

- As areias localizadas nos poços do norte, derivadas de granitóides e/ou rochas portadoras de granadas dos tipos B e Bi, produzem areias mais quartzosa (ou quartzo-feldspática) e podem gerar arenitos mais limpos. Essas areias possuem maior potencial para gerar porosidade e condições mais favoráveis de se tornarem arenitos-reservatório.

7. Referências Bibliográficas

- Almeida, F. D. (1977). O cráton do São Francisco. *Brazilian Journal of Geology*, 7(4), 349-364.
- Almeida, F.F.M.d., Hasui, Y., Neves, B.B.d.B., Fuck, R.A., 1978. Províncias Estruturais Brasileiras. In: VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, pp. 363–391.
- ANP, 2006. Anuário Estatístico. <http://www.anp.gov.br/> (acessado em 2014).
- Asmus, H. E.; PORTO, R. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: CONGRESSO BRASILEIRO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camburiú. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. v. 1, p. 225-239.
- Aubrecht, R., Méres, S., Sýkora, M., Mikus, T., 2009. Provenance of the detrital garnets and spinels from the Albian sediments of the Czorsztyn Unit (PieninyKlippen Belt, Western Carpathians, Slovakia). *GeologicaCarpathica* 60, 463–483.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1966. An introduction to the rock forming minerals, Longmans, Green and Co., Ltd, London.
- Dias, J. L. (2005). Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 13, 7-25.
- Figueiredo, A.M.F., Martins, C.C. 1990. 20 anos de Exploração da Bacia de Campos e o sucesso nas águas profundas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4(1):105-123.
- Fontanelli, P. D. R. (2007). Proveniência dos arenitos-reservatórios de água profunda do campo de Jubarte, Bacia de Campos, margem continental brasileira (Doctoral dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Sul).
- Fontanelli, P. D. R., De Ros, L. F., & Remus, M. V. D. (2009). Provenance of deepwater reservoir sandstones from the Jubarte oil field, Campos Basin, Eastern Brazilian. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1274-1298.
- Heilbron, M., & Machado, N. (2003). Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic to Paleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125(1), 87-112.
- Heilbron, M., Mohriak, W. U., Valeriano, C. M., Milani, E. J., Almeida, J., & Tupinambá, M. (2000). From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. *Atlantic rifts and continental margins*, 1-32.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A. C., Campos Neto, M. D. C., Silva, L. D., Trouw, R. A. J., & Janasi, V. (2004). Província Mantiqueira. *Geologia do*

continente sulamericano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, 203-235.

Jung, S., Hellebrandt, E., 2006. Trace element fractionation during high-grade metamorphism and crustal melting—constraints from ion microprobe data of metapelitic, migmatitic and igneous garnets and implications for Sm–Nd garnet chronology. *Lithos* 87, 193–213.

Krippner et al., 2014, A., Meinhold, G., Von Eynatten, H., Morton, A., 2014. Evaluation of garnet discrimination diagrams using geochemical data of garnets derived from various host rocks. *Sedimentary Geology*, Volume 306, 1 June 2014, Pages 36–52

Mange, M.A., Maurer, H.F.W., 1992. *Heavy Minerals in Colour*. Chapman & Hall, London.

Mange, M.A., Morton, A.C., 2007. Geochemistry of heavy minerals. In: Mange, M.A., Wright, D.T. (Eds.), *Heavy Minerals in Use. Developments in Sedimentology* 58, Elsevier, Amsterdam, pp. 345–391. *Marine and Petroleum Geology*, 26(7), 1274–1298.

Milani, E. J.; Brandão, J. A. S. L.; Zalán, P. V.; Gamboa, L. A. P.; 2000. Petróleo na margem continental brasileira: Geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Brazilian Journal of Geophysics*, 18(3).

Moraes, R.; Fuck, R.A.; Duarte, B.P.; Barbosa, J.S.F. & Leite, C.d.M.M. (2004). Granulitos do Brasil. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R. & Neves, B.B.d.B., (eds). *Geologia do Continente sul-americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Primeira Edição ed. São Paulo, Beca. p 647.

Morton, A., Hallsworth, C., Chalton, B., 2004. Garnet compositions in Scottish and Norwegian basement terrains: a framework for interpretation of North Sea sandstone provenance. *Marine and Petroleum Geology* 21, 393–410.

Morton, A.C., 1985. A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea. *Sedimentology* 32, 553–566.

Morton, A.C., Hallsworth, C., 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology* 90, 241–256.

Morton, A.C., Hallsworth, C., Chalton, B., 2004. Garnet compositions in Scottish and Norwegian basement terrains: a framework for interpretation of North Sea sandstone provenance. *Marine and Petroleum Geology* 21, 393–410.

Morton, A.C., Knox, B., R.W.O., Hallsworth, C., 2002. Correlation of reservoir sandstones using quantitative heavy mineral analysis. *Petroleum Geoscience* 8, 251–262. Noce, C.M., Macambira.

Morton, A.C., Krippner, Morton, A.C., Whitham, A.G., Fanning, C.M., 2005. Provenance of Late Cretaceous to Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data. *Sedimentary Geology* 182, 3–28.

Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Wiedemann, C. M., & Pinto, C. P. (2001). The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian research*, 110(1), 307-323.

Porcher, C.C. (1997). Relações entre metamorfismo e deformação na Faixa Ribeira: regiões de Três Rios e Santo Antônio de Pádua (RJ). Tese de doutorado. UFRGS.

Prochnow, E. A.; Remus, M. V. D.; Ketzer J. M.; Gouveia J. R., J. C. R.; De Souza, R. S.; De Ros, L. F. 2006. Organic – Inorganic interactions in oilfield sandstones: examples from turbidite reservoirs in the Campos Basin, offshore Eastern Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, 29(4):361–380

Remus, M.V.D., De Ros, L.F., Dillenburg, S., Splendor, F., Nunes, L.C., 2004. Aplicação da microsonda eletrônica na análise de proveniência: granadas – traçadores de áreas-fonte nas Bacias de Santos e Pelotas., Dez anos de microsonda em Porto Alegre, Porto Alegre, PP.101-107.

Remus, M. V. D., Souza, R. S., Cupertino, J. A., Ros, L. F. D., Dani, N., & VignolLelarge, M. L. (2008). Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2), 166-185.

Remus, M. V. D.; Wiederkehr, F.; Rizzardo, R. 2007. Geoquímica de granadas detríticas em estudos de proveniência: implicações para a exploração de petróleo. 5º *Congresso Uruguayo de Geologia, Montevideo, Uruguay*

Sabeen, H.M., Ramanujan, N., Morton, A.C., 2002. The provenance of garnet: constraints provided by studies of coastal sediments from southern India. *Sedimentary Geology* 152, 279–287.

Santos, T.M.B, Munhá J.M, Tassinari C.C.G, Neto, C.D, 2011, Metamorphic P-T evolution of granulites in the central Ribeira Fold Belt, SE Brazil, *Geosciences Journal* Volume 15, No. 1, p. 27 -51, March 2011

Schaller, H. (1969). Revisão estratigráfica da bacia de Sergipe/Alagoas. *Boletim técnico da Petrobras*, 12(1), 21-86.

Schmitt, R. (2001). A orogenia Búzios-caracterização de um evento tectonometamórfico cambro-ordoviciano no Domínio Tectônico Cabo Frio, sudeste da Faixa Ribeira (Doctoral dissertation, Ph. D. Thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro).

Schmitt, R. S., Trouw, R. A., Van Schmus, W. R., & Pimentel, M. M. (2004). Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133(1), 29-61.

Silva, L. C., & Cunha, H.C.S. (2001). Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro. Brasília: CPRM,, 1-12.

Teraoka, Y., Suzuki, M., Hayashi, T., Kawakami, K., 1997. Detrital garnets from Paleozoic and Mesozoic sandstones in the Onogawa area, East Kyushu, Southwest Japan. Bulletin of the Faculty of School Education, Hiroshima University, Part II, 19, 87–101 (in Japanese with English abstract).

Teraoka, Y., Suzuki, M., Kawakami, K., 1998. Provenance of Cretaceous and Paleogene sediments in the Median Zone of Southwest Japan. Bulletin of the Geological Society of Japan 49, 395–411 (in Japanese with English abstract).

Winter W. R.; Jahnert R.J.; França A.B. 2007. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, 15(2):511-530

Wright, W.I., 1938. The composition and occurrence of garnets. American Mineralogist 23, 436–449.

Zalán, P.V.; Oliveira, J.A.B.d., 2005. Origem e Evolução Estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobrás, 269–300.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. D. 1977. O cráton do São Francisco. *Brazilian Journal of Geology*, 7(4), 349-364.

ALMEIDA, F.F.M.D., HASUI, Y., NEVES, B.B.D.B., Fuck, R.A. 1978. Províncias Estruturais Brasileiras. In: VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, pp. 363–391.

ANP, 2006. Anuário Estatístico. <http://www.anp.gov.br/> (acessado em 2014).

ASMUS, H. E.; PORTO, R. 1980. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31., 1980, Camburiu. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. v. 1, p. 225-239.

AUBRECHT, R., MÉRES, S., SÝKORA, M., MIKUS, T. 2009. Provenance of the detrital garnets and spinels from the Albian sediments of the Czorsztyn Unit (PieninyKlippen Belt, Western Carpathians, Slovakia). *Geologica Carpathica* 60, 463–483.

DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. 1966. An introduction to the rock forming minerals, Longmans, Green and Co., Ltd, London.

DEER, W. A., HOWIE, R.A., & ZUSSMAN, J. 1992. *Minerais constituintes das rochas: uma introdução*; Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 2ª edição, 727 p.

DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. 1992. *An Introduction to Rock Forming Minerals*. Longmans, Green and Co., Ltd., London. 696pp.

DIAS, J. L. 2005. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13, 7-25.

FIGUEIREDO, A.M.F., MARTINS, C.C. 1990. 20 anos de Exploração da Bacia de Campos e o sucesso nas águas profundas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4(1): 105-123.

FONTANELLI, P. D. R. 2007. Proveniência dos arenitos-reservatórios de água profunda do campo de Jubarte, Bacia de Campos, margem continental brasileira. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

FONTANELLI, P. D. R., DE ROS, L. F., & REMUS, M. V. D. 2009. Provenance of deepwater reservoir sandstones from the Jubarte oil field, Campos Basin, Eastern Brazilian. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1274-1298.

GANDOLFI, G., PAGANELLI, L., ZUFFA, G.G. 1983. Petrology and dispersal pattern in the Marnoso-Arenacea Formation (Miocene, Northern Apennines). *Journal of Sedimentary Petrology* 53 (2), 493–507.

GOLDSTEIN, J. I. 2003. "Scanning Electron Microscopy and X-Ray Analysis", Ed. Plenum, New York.

HEILBRON, M., & MACHADO, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125(1), 87-112.

HEILBRON, M., MOHRIAK, W. U., VALERIANO, C. M., MILANI, E. J., ALMEIDA, J., & TUPINAMBÁ, M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. *Atlantic rifts and continental margins*, 1-32.

HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A. C., CAMPOS NETO, M. D. C., SILVA, L. D., TROUW, R. A. J., & JANASI, V. 2004. *Província Mantiqueira. Geologia do continente sulamericano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 203-235.

HUBERT, J.F. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology* 32, 440–450.

HUTCHINSON, C.S. 1974. *Laboratory Handbook of Petrographic Techniques*. John Wiley & Sons Inc., USA.

JUNG, S., HELLEBRANDT, E. 2006. Trace element fractionation during high-grade metamorphism and crustal melting—constraints from ion microprobe data of metapelitic, migmatitic and igneous garnets and implications for Sm–Nd garnet chronology. *Lithos* 87, 193–213.

KRIPPNER A., A., MEINHOLD, G., VON EYNATTEN, H., MORTON, A. 2014. Evaluation of garnet discrimination diagrams using geochemical data of garnets derived from various host rocks. *Sedimentary Geology*, Volume 306, 1 June 2014, Pages 36–52

MCDONALD, D. A., & SURDAM, R. C. 1984. *Clastic diagenesis*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 37, 434 p.

MC BRIDE, E. F. 1985. Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone. In *Provenance of arenites* (pp. 95-113). Springer Netherlands

MACHADO, N., & GAUTHIER, G. 1996. Determination of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon and monazite by laser-ablation ICPMS and application to a study of sedimentary provenance and metamorphism in southeastern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(24), 5063-5073.

MANGE, M.A., MAURER, H.F.W. 1992. *Heavy Minerals in Colour*. Chapman & Hall, London.

MANGE, M. A., & WRIGHT, D. T. 2007. *Heavy minerals in use* (Vol. 58). Elsevier.

MANGE, M.A., MORTON, A.C. 2007. Geochemistry of heavy minerals. In: Mange, M.A., Wright, D.T. (Eds.), *Heavy Minerals in Use. Developments in Sedimentology* 58, Elsevier, Amsterdam, pp. 345–391. *Marine and Petroleum Geology*, 26(7), 1274-1298.

MILANO, E. J.; BRANDÃO, J. A. S. L.; ZALÁN, P. V.; GAMBOA, L. A. P. 2000. Petróleo na margem continental brasileira: Geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Brazilian Journal of Geophysics*, 18(3).

MILANI, E.J. et al., 2007. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro. 5 (2): 183-205.

MORAES, R.; FUCK, R.A.; DUARTE, B.P.; BARBOSA, J.S.F. & LEITE, C.D.M.M. 2004. Granulitos do Brasil. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A. ; Carneiro, C.D.R. & Neves, B.B.d.B., (eds). *Geologia do Continente sul-americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Primeira Edição ed. São Paulo, Beca. p 647.

MORTON, A., HALLSWORTH, C., CHALTON, B. 2004. Garnet compositions in Scottish and Norwegian basement terrains: a framework for interpretation of North Sea sandstone provenance. *Marine and Petroleum Geology* 21, 393–410.

MORTON, A.C. 1985. A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea. *Sedimentology* 32, 553–566.

MORTON, A.C., HALLSWORTH, C. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology* 90, 241–256.

MORTON, A., & HALLSWORTH, C. R. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124(1), 3-29.

MORTON A.C. & SMALE D. 1991. The effects of transport and weathering on heavy minerals from the Cascade River, New Zealand. *Sed. Geol.*, 68:117-123.

MORTON, A.C., KNOX, R.W.O., HALLSWORTH, C. 2002. Correlation of reservoir sandstones using quantitative heavy mineral analysis. *Petroleum Geoscience* 8, 251–262. Noce, C.M., Macambira.

MORTON, A.C., KRIPPNER, A., WHITHAM, A.G., FANNING, C.M. 2005. Provenance of Late Cretaceous to Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data. *Sedimentary Geology* 182, 3–28.

PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., WIEDEMANN, C. M., & PINTO, C. P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a

confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian research*, 110(1), 307-323.

PEDROSA-SOARES, A.C., WIEDEMANN, C. M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connections to the Ribeira Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, pp. 265–288

PETTIJOHN, F. J., POTTER P. E., SIEVER, R. 1973. *Sand and sandstone*. Springer-Verlag, Nova York, 618p.

PORCHER, C.C. 1997. Relações entre metamorfismo e deformação na Faixa Ribeira: regiões de Três Rios e Santo Antônio de Pádua (RJ). Tese de doutorado. UFRGS.

PROCHNOW, E. A.; REMUS, M. V. D.; KETZER J. M.; GOUVEA J. R., J. C. R.; DE SOUZA, R. S.; DE ROS, L. F. 2006. Organic – Inorganic interactions in oil field sandstones: examples from turbidite reservoirs in the Campos Basin, offshore Eastern Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, 29(4):361–380

RANGEL, H. D.; MARTINS, F. A. L.; ESTEVES, F. R.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8: 203-217.

REMUS, M.V.D., DE ROS, L.F., DILLENBURG, S., SPLENDOR, F., NUNES, L.C. 2004. Aplicação da microsonda eletrônica na análise de proveniência: granadas – traçadores de áreas-fonte nas Bacias de Santos e Pelotas. Dez anos de microsonda em Porto Alegre, Porto Alegre, PP.101-107.

REMUS, M. V. D., SOUZA, R. S., CUPERTINO, J. A., ROS, L. F. D., DANI, N., & VIGNOLLELARGE, M. L. 2008. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2), 166-185.

REMUS, M. V. D.; WIEDERKEHR, F.; RIZZARDO, R. 2007. Geoquímica de granadas detríticas em estudos de proveniência: implicações para a exploração de petróleo. *5º Congresso Uruguayo de Geologia, Montevideo, Uruguay*

SABEEN, H.M., RAMANUJAN, N., MORTON, A.C. 2002. The provenance of garnet: constraints provided by studies of coastal sediments from southern India. *Sedimentary Geology* 152, 279–287.

SANTOS, T.M.B, MUNHÁ J.M, TASSINARI C.C.G, NETO, C.D. 2011. Metamorphic P-T evolution of granulites in the central Ribeira Fold Belt, SE Brazil, *Geosciences Journal* Volume 15, No. 1, p. 27 -51, March 2011

SCHALLER, H. 1969. Revisão estratigráfica da bacia de Sergipe/Alagoas. *Boletim técnico da Petrobras*, 12(1), 21-86.

SCHALLER, H. 1973. Estratigrafia da Bacia de Campos. In: *Congresso Brasileiro de Geologia* 27, Aracaju, 3:247-258.

SCHWARTZ, K.B., NOLET, D.A. & BURNS, R.G. 1980. Mössbauer spectroscopy and crystal chemistry of natural Fe-Ti garnets. *American Mineralogy*, 65 p. 142-153.

SCHMITT, R. (2001). A orogenia Búzios-caracterização de um evento tectonometamórficocambro-ordoviciano no Domínio Tectônico Cabo Frio, sudeste da Faixa Ribeira (Doctoral dissertation, Ph. D. Thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro).

SCHMITT, R. S., TROUW, R. A., VAN SCHMUS, W. R., & PIMENTEL, M. M. 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133(1), 29-61.

SILVA, L. C., & CUNHA, H.C.S. 2001. Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro. Brasília: CPRM,, 1-12.

SOBOLEV, N.V. 1965. Classification of rock forming garnets. *Dokl. Acad. Sci. USSR, Earth Sci.* 143, 105-107

TERAOKA, Y., SUZUKI, M., HAYASHI, T., KAWAKAMI, K. 1997. Detrital garnets from Paleozoic and Mesozoic sandstones in the Onogawa area, East Kyushu, Southwest Japan. *Bulletin of the Faculty of School Education, Hiroshima University, Part II*, 19, 87–101 (in Japanese with English abstract).

TERAOKA, Y., SUZUKI, M., KAWAKAMI, K. 1998. Provenance of Cretaceous and Paleogene sediments in the Median Zone of Southwest Japan. *Bulletin of the Geological Society of Japan* 49, 395–411 (in Japanese with English abstract).

WINTER, W. R.; JAHNERT, R.J.; FRANÇA A. B. 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro*, 15(2):511-530

WRIGHT, W.I. 1938. The composition and occurrence of garnets. *American Mineralogist* 23, 436–449.

ZALÁN, P.V.; OLIVEIRA, J.A.B.D. 2005. Origem e Evolução Estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 269–300.

ZUFFA, G.G. 1987. Unravelling hinterland and offshore palaeogeography from deep-water arenites. In: Leggett, J.K., Zuffa, G.G. (Eds.), *Marine Clastic Sedimentology – Concepts and Case Studies*. Graham and Trotman Ltd, London, pp. 39–61 (a volume in memory of C. Tarquin Teale).

ANEXOS

Em CD-ROM:

- a) Resultados das análises de composição química das 65 amostras de granadas, através da microsonda eletrônica;
- b) Diagramas ternários das amostras;
- c) Gráficos em barras no formato Excel dos poços do estudo.