

Proveniência dos arenitos da Bacia de Campos (Andar Alagoas) por meio da composição da granada

Provenance of sandstones at Campos Basin (Alagoas Stage) through garnet composition

Cristiane Zatt Costa¹ e Marcus Vinicius Dorneles Remus¹

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Instituto de Geociências, Avenida Bento Gonçalves, 9.500, Prédio 43.126, Porto Alegre, RS, BR (cristiane.zatt@ufrgs.br, marcus.remus@ufrgs.br)

Recebido em 5 de janeiro de 2015; aceito em 24 de março de 2016

Resumo

Neste trabalho, realizou-se um estudo da composição química da granada para a identificação das principais rochas-fonte envolvidas na proveniência dos arenitos da Bacia de Campos, Andar Alagoas. Em análises obtidas por microsonda eletrônica, dos 17 poços do segmento *offshore* do estudo, verificou-se a contribuição de diferentes rochas-fonte portadoras de granadas, identificadas como dos tipos A, B e C. Entre elas, predominaram as granadas do tipo B. Um refinamento dessa classificação permitiu categorizar tais granadas em granadas do tipo Bi, derivadas de rochas ígneas ácidas e intermediárias, notadamente granitoides. 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 4.000 análises das 65 amostras indicou duas contribuições principais para a proveniência desses arenitos: no setor sul da bacia, material derivado do terreno Cabo Frio (rochas metamórficas da fácies anfibolito superior a granulitos, granitos, metapelitos aluminosos e secundariamente metabasitos) e, na porção norte da bacia, derivação do terreno oriental do Orógeno Ribeira (terreno de alto grau e granitoides associados). A direção de suplemento sedimentar mais importante é de sudoeste para nordeste, interpretada como resultado da identificação dessa maior contribuição do terreno-fonte. Os arenitos localizados no setor norte, com granadas derivadas do tipo B e Bi, sobretudo, indicam a presença dominante de rochas granitoides na área-fonte. Essas rochas-fonte geram areias de composição mais quartzosas e/ou quartzo-feldspáticas, com maior potencial para produzirem arenitos-reservatórios de melhor qualidade.

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

Abstract

In this article, a compositional study of garnets was performed in order to identify the main source-rocks involved in the provenance of sandstones from Campos Basin (Alagoas Stage). In the analysis of 17 *offshore* boreholes, the presence of garnets is remarkable, identified as types A, B and C. Among these, the predominant type belongs to the B type. The individualization of source-rock types in this classification allows classifying the garnets into the Bi type, which is derived from acidic and intermediate igneous rocks, mainly granitoids. The absence or minor incidence of inclusions and zonations in the samples support this classification. D-type and E-type garnets do not appear. Interpretation of the results of approximately 4,000 analysis of the 65 samples indicates two main contributions to the provenance of these sandstones: those from the southern region of the basin, derived from Cabo Frio terrain (metamorphic rocks of amphibolite to granulite facies, mainly aluminous metapelites and secondarily metabasites and granites); while those from the northern part of the basin, where there were substantially more samples analyzed, derived from the eastern terrains of Ribeira Orogen (high-grade metamorphism terrains and granitoids). The main direction of sedimentary supplement is from southwest to northeast, interpreted as a result of the identification of this major contribution of sediment supply. The sandstones located in the northern wells, with garnets derived from B and Bi fields, indicate mainly the presence of granitoids in the source-area. These source-rocks produce quartz or quartz-feldspathic sands, which may be potentially high quality sandstone reservoirs.

Keywords: Provenance; Campos Basin; Garnet; Alagoas Stage.

INTRODUÇÃO

A análise da proveniência em arenitos é um dos melhores métodos para auxiliar a identificação dos setores das bacias sedimentares e possui maior potencial para a ocorrência de arenitos-reservatórios de hidrocarbonetos. A qualidade de reservatórios é estimada por meio desses estudos, que identificam a distribuição espacial e temporal de areias e a sua composição original, uma vez que 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 parâmetros diagnósticos dos tipos de rochas-fonte (Morton, 1985; Mange e Maurer, 1992; Morton e Hallsworth, 1994). A granada é considerada o mineral pesado ideal para essas pesquisas, por ser encontrada em diversas assembleias minerais, sofrer pouca seleção hidráulica, possuir composição indicativa da litologia original e ser muito estável ante o intemperismo, o transporte e a diagênese.

Este artigo apresenta resultados de aproximadamente 4.000 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-fonte desses arenitos.

Litologias não portadoras de granada podem ter contribuído para a proveniência desses arenitos, e sua possível participação será avaliada utilizando outras técnicas em trabalhos futuros.

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Bacia de Campos, situada entre os paralelos 23°42'S e 21°14'S e os meridianos 41°41'W e 39°57'W, estende-se ao longo do litoral do estado do Rio de Janeiro e ocupa uma área aproximada de 120.000 km², da qual somente 5.800 km² correspondem à porção *onshore*. O restante equivale à porção *offshore*, alcançando cotas batimétricas superiores a 2.000 m de profundidade (ANP, 2006) (Figura 1). 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 sul, o Arco de Cabo Frio limita a Bacia de Campos, e essa região comportou-se como um foco de persistente magmatismo durante a história evolutiva da bacia (Milani et al., 2000).

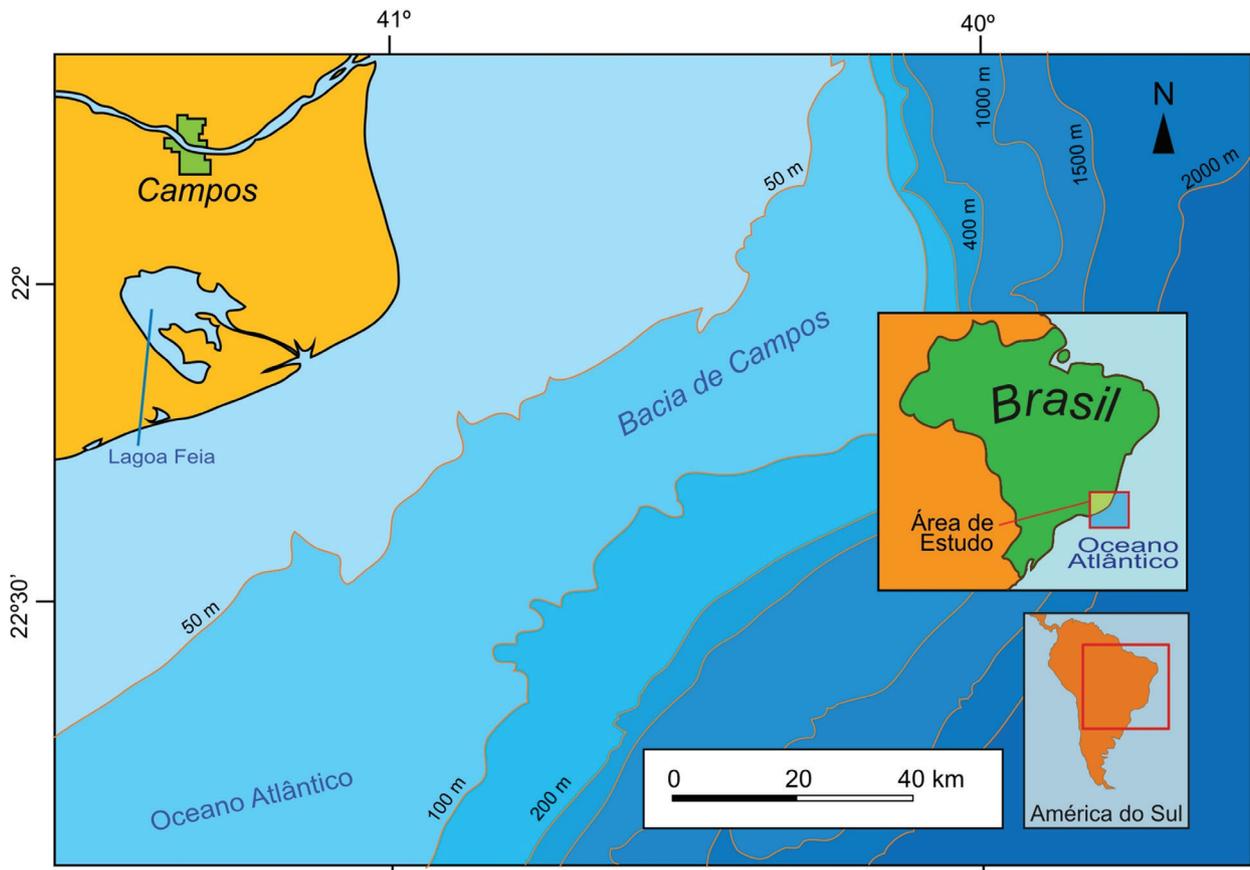


Figura 1. Localização da Bacia de Campos. Modificado de Prochnow et al. (2006).

CONHECIMENTO GEOLÓGICO DA BACIA DE CAMPOS

O embasamento cristalino é composto por diversos litótipos, entre os quais se destacam: granitos, granulitos, rochas metassedimentares, anfíbolitos, dioritos, além de gnaisses do Orógeno Ribeira (Heilbron et al., 2004). A evolução tectonossedimentar da Bacia de Campos assemelha-se à de outras bacias marginais do leste brasileiro, e são reconhecidos quatro estágios de preenchimento: pré-rifte (continental), rifte (continental), proto-ocêânico (transicional evaporítico) e drifte (marinho). A separação Brasil-África evoluiu desde a fase de *rift valley* lacustre até a fase marinha aberta, com a formação de um assoalho oceânico representado pelo Oceano Atlântico Sul. Esses estágios estão relacionados à ruptura do supercontinente Gondwana.

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 alcalibasálticos de idade eocretácica da Formação Cabiunas. Sobre os basaltos, ocorrem rochas da Formação Lagoa Feia, compreendendo conglomerados, arenitos, siltitos, folhelhos e coquinas depositados em ambiente de sedimentação lacustre. As coquinas alcançam até 400 m de espessura, correspondendo a depósitos de bioclastos de pelécipodes (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 uma 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 por conta da rápida elevação do nível do mar e da 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 é composto por três unidades: Formação Emborê, Formação Ubatuba e Formação Carapebus. Este 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, arenoconglomerático-carbonáticos (Formação Emborê), que gradam a folhelhos nas porções distais (Formação Ubatuba). Esta última compreende milhares de metros de espessura de folhelhos e margas, com arenitos turbidíticos intercalados, que correspondem à Formação Carapebus, a qual é constituída por arenitos finos a conglomeráticos, representando sedimentos depositados por correntes de turbidez em ambiente de talude e bacia (Milani et al., 2000).

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

Andar Aptiano × Andar Alagoas

Segundo Dias (2005), o Andar Aptiano normalmente é relacionado ao Andar Alagoas. 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, conhecido como Sequência Transicional, conforme Asmus e Porto (1980). 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, em função de 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 em que as assembleias florísticas com significado cronoestratigráfico comprovado possam ser agrupadas, e não tentar extrapolar esse 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 tectonossedimentares distintas. O Andar Aptiano Inferior (Andar Alagoas Inferior) é caracterizado por uma sedimentação predominantemente continental com incursões marinhas que ocorreram durante o fim da fase rifte. Nesse 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). Nesse 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 invasão marinha na margem leste do Brasil. Essa deposição marinha foi identificada nos carbonatos da Bacia de Campos. Ao término 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 2.000 m no Platô de São Paulo, correspondem a um evento cuja duração foi estimada em cerca de 600.000 anos (Dias, 2005).

Embasamento

Segundo Almeida et al. (1977), as rochas do embasamento da Bacia de Campos pertencem à Província Mantiqueira. Esses terrenos são constituídos principalmente por paragneisses, granitoides e rochas metamórficas de alto grau. A província é um registro de uma longa e complexa evolução do Neoproterozoico na América do Sul (900–520 Ma)

preservando remanescentes de unidades paleotectônicas arqueanas, paleoproterozoicas e mesoproterozoicas que são intrudidos por diques basálticos mesozoicos e por rochas alcalinas do Cretáceo/Eoceno. Esse sistema é constituído pelos orógenos Araçuai (segmento setentrional), Ribeira (segmento central), Dom Feliciano e São Gabriel (ambos no segmento meridional). Para o presente estudo, somente os orógenos Araçuai e Ribeira serão destacados, em função da proximidade dos pontos amostrados.

Orógeno Ribeira

O Orógeno Ribeira (Figura 2) divide-se em quatro terrenos tectonoestratigráficos: Ocidental (margem são-franciscana retrabalhada), Oriental, terreno Cabo Frio e terreno Paraíba do Sul (Figura 3). O grau metamórfico aumenta de oeste para leste (isto é, do terreno Ocidental para o Oriental).

O terreno Ocidental compreende os domínios tectônicos Andrelândia e Juiz de Fora. Nesse compartimento tectônico, ocorre a intercalação entre os litótipos do embasamento

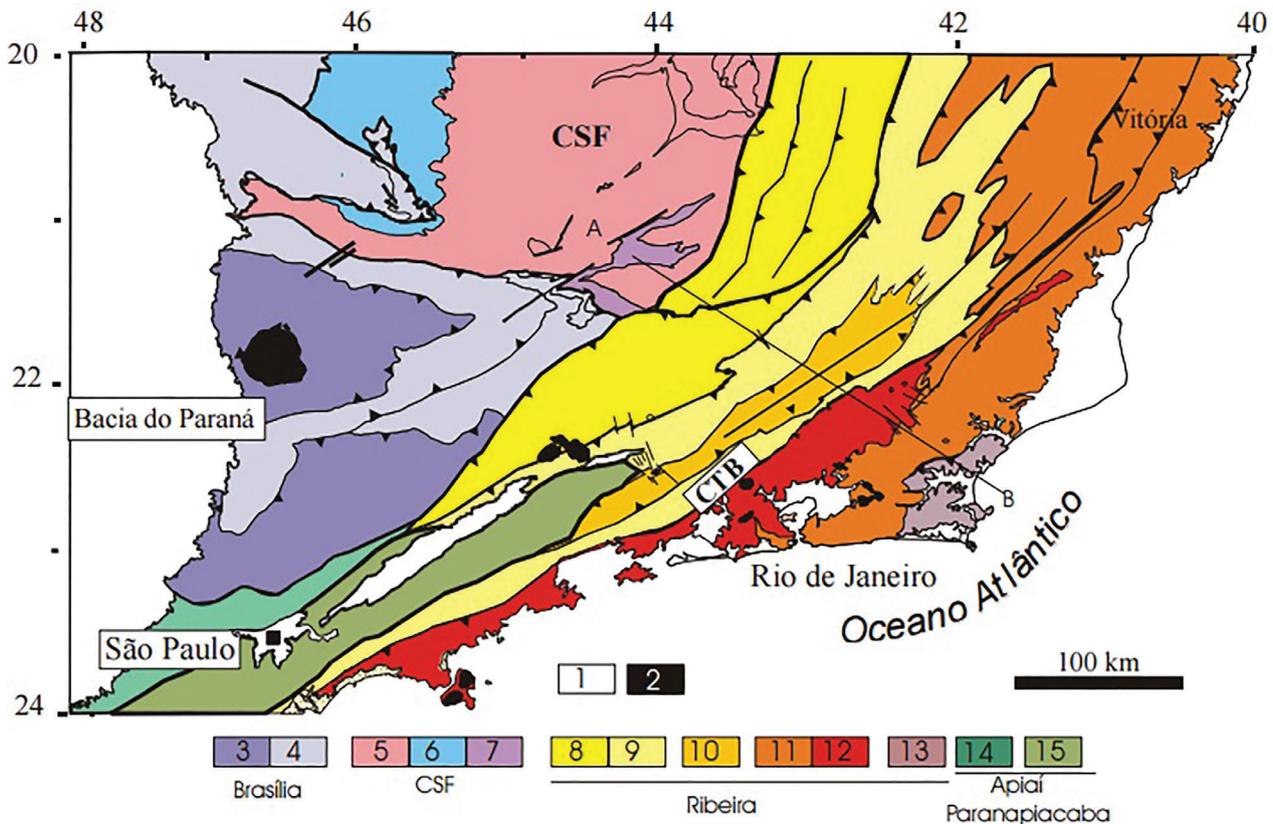


Figura 2. Mapa tectônico do segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira. Modificado de Heilbron et al. (2004). CFS: Cráton São Francisco; 1: riftes cenozoicos; 2: rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; 3 e 4: Orógeno Brasília; 3: nappes inferiores; 4: nappes superiores; 5: embasamento do CSF e domínio autóctone; 6: Supergrupo São Francisco; 7: Metassedimentos do Domínio Autóctone; 8 a 13: Orógeno Ribeira; 8: Domínio Andrelândia; 9: Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10: klippe Paraíba do Sul; 11: Terreno Oriental incluindo: 12: granitoides do arco magmático Rio Negro; 13: terreno Cabo Frio; 14 e 15: Orógeno Apiaí/Paranapiacaba; 14: terrenos São Roque e Açungui; 15: terreno Embu.

pré-1,7 Ga (Complexo Juiz de Fora) e as rochas metassedimentares neoproterozoicas da mesassequência Andrelândia, ambos metamorfizados na fácies granulito. O Complexo Juiz de Fora compreende granulitos gnaissificados de origem ígnea, com composições variando entre gabros, dioritos, tonalitos e granodioritos. Acima deste, situam-se as rochas metassedimentares das seguintes bacias, da mais antiga para a mais nova: São João del-Rei, Carandaí e Andrelândia. Possuem intrusões graníticas sin- a tardiorogênicas. Esse 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). A sucessão metassedimentar, representada pela megassequência Andrelândia, é correspondente a uma associação de gnaisses de origem sedimentar, de composição pelítica.

O terreno Paraíba do Sul (*klippe*) (Figura 3) é uma sinforme de cobertura metassedimentar do Complexo Paraíba do Sul (fácies anfibolito) e embasamento ortognaissico-granítico a granodiorítico do Complexo Quirino. O Complexo Paraíba do Sul é constituído de mármore, biotita-granada gnaisse e granada-biotita-muscovita xisto (Heilbron et al., 2000, 2004; Heilbron e Machado, 2003; Moraes et al., 2004).

O terreno Oriental está metamorfizado nas fácies anfibolito a granulito e subdivide-se em outros três terrenos: Cambuci (granada-biotita gnaisse e tonalito), Costeiro (granada kinzigito) e Italva (granada-hornblenda-biotita gnaisse) (Heilbron et al., 2000; Heilbron e Machado, 2003).

Os três terrenos amalgamaram-se ao Cráton São Francisco sofrendo deformação, intrusão de granitoides 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 terreno Cabo

Frio, contém paragênese de alta pressão como cianita + K-feldspato (Schmitt, 2001; Moraes et al., 2004). O metamorfismo atingiu o embasamento e coberturas supracrustais indistintamente, da fácies anfibolito superior a granulito e pressões médias a altas (Schmitt, 2001; Schmitt et al., 2004).

Orógeno Araçuai

O Orógeno Araçuai, situado entre os paralelos 15° e 21°, é estruturado em dois domínios. O domínio externo, ou ocidental, estende-se da borda do Cráton São Francisco até próximo do meridiano 42°30'W. Ele é constituído por um embasamento Arqueano-Paleoproterozoico que compreende gnaisses enderbíticos, charnoenderbíticos e charnockíticos, granulitos máficos do Complexo Juiz de Fora e granitos anorogênicos tardipaleoproterozoicos, relacionados à abertura do rifte Espinhaço. É ainda representado pelas rochas do Supergrupo Espinhaço, além de uma cobertura metassedimentar e de plútons sin- a tardicolisionais. Possui rochas supracrustais metamorfizadas na fácies xisto verde mais próximo ao Cráton São Francisco, até a fácies anfibolito superior ou granulito, de média pressão, no limite com o domínio interno (Heilbron et al., 2004; Pedrosa-Soares et al., 2001; Heilbron e Machado, 2003).

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

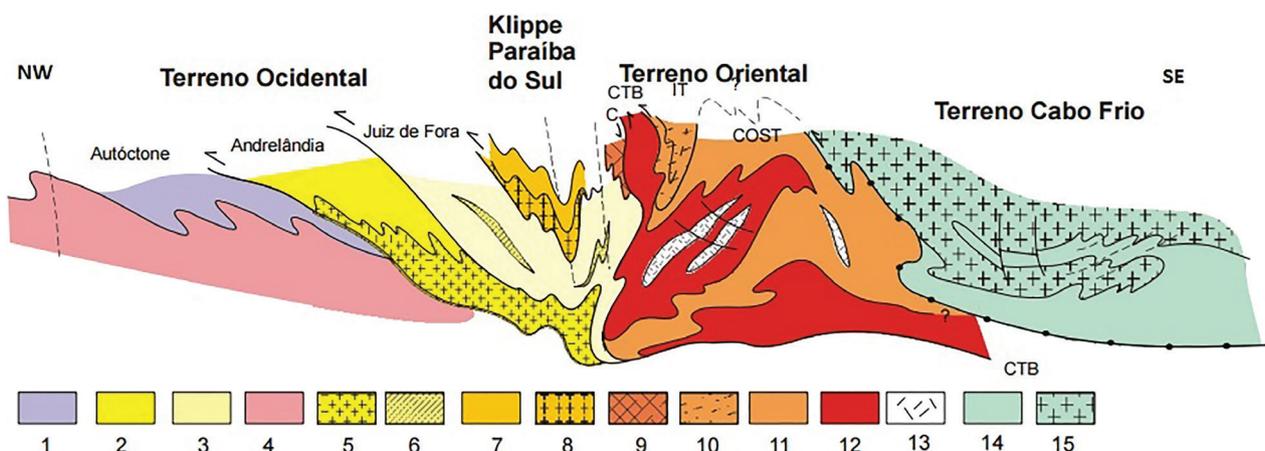


Figura 3. Seção estrutural composta do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais. 1 a 6: terreno Ocidental; 1 a 3: Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora, terreno Ocidental; 4 a 6: associações do embasamento (complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); 7 e 8: terreno Paraíba do Sul; 7: Grupo Paraíba do Sul; 8: Complexo Quirino; 9 a 13: terreno Oriental; 9: Sequência Cambuci; 10: Sequência Italva; 11: Sequência Costeiro; 12: arco magmático Rio Negro; 13: granitos colisionais; 14 e 15: terreno Cabo Frio; 14: sequências Búzios e Palmital; 15: Complexo Região do Lagos. Modificado de Heilbron et al., 2004.

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 minerais aluminosos, além de quartzitos, biotita gnaisses com intercalações de mármore, cordierita-granada-biotita gnaisses e rochas calcissilicáticas. As rochas dessa unidade sofreram metamorfismo nas fácies anfibolito alto a granulito, sob pressões baixas e com vários episódios de fusão parcial durante a fase sincolisional, entre 585 e 569 Ma (Pedrosa-Soares et al., 2001).

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

MATERIAIS E MÉTODOS

As atividades desenvolvidas compreenderam etapas de laboratório e análises composicionais no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), com a utilização da microsonda modelo SXFive da Cameca. O equipamento possui cinco espectrômetros que usam os cristais TAP/LIF/PET e operam sob tensão de 15 kvolts e 25 nA de corrente, diâmetro do feixe de 1 µm, tempo de contagem: pico 10s/BG 5s.

A adoção em conjunto da espectrometria de energia dispersada (EDS) com o microscópio eletrônico de varredura (MEV) é de grande importância na identificação mineral e possibilita 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 MEV opera em modos de elétrons retroespalhados (BSE) e secundários (SEM), com suporte de EDS, e foi empregado para obtenção das imagens do estudo. Esse equipamento propicia 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 utilizado foi o da marca Bruker, modelo Nano X Flash Detector 5.030 (133 eV). Já o detector dos elétrons retroespalhados foi o Backscattered Electron MP – 64.090 BEIW. O programa computacional empregado nas análises foi o Microanalysis Quantax 200, versão Esprit 1.9.

As amostras, disponibilizadas pela Petróleo Brasileiro S.A. (Petrobras), num total de 65, foram selecionadas

contemplando a maior cobertura entre os poços fornecidos. O método de preparação dos grãos de minerais pesados envolveu as seguintes etapas, de acordo com Mange e Maurer (1992): a) identificação das amostras (projeto, poço, data, número de laboratório); b) quarteamento e posterior separação granulométrica por meio de malhas de peneiras com tamanho 0,250 e 0,062 mm (fração areia fina a areia muito fina); c) concentração de minerais pesados com a utilização de bromofórmio (densidade de 2,889 g/cm³); d) separação de minerais pesados por intermédio do separador magnético isodinâmico Franz; e) seleção de 100 grãos de granada mediante catação manual utilizando lupa binocular; f) montagem de seções circulares de resina epóxi com 1² de diâmetro contendo 100 grãos por seção; g) lixamento de seções circulares e subsequente polimento com pastas de diamante de 1 µm e ¼ de µm; h) metalização.

O total das amostras foi dividido entre 29 de testemunho e 36 de calha, oriundas de 17 poços *offshore*, que resultaram em aproximadamente 4.000 análises. Foram investigados 60 grãos de granada por amostra em seções circulares de 1². Cada grão foi analisado por 2 minutos.

Os resultados de cada análise individual, em percentagem em peso dos óxidos SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, FeO, MgO, CaO, MnO e Cr₂O₃, foram reduzidos e combinados de maneira a calcular a percentagem das moléculas que compõem cada grão: almandina (Fe), piropo (Mg), espessartita (Mn), grossulária (Ca), andradita (Fe³⁺ + Ca) e uvarovita (Ca + Cr) (Tabela 1). Totais entre 98 e 102% foram aceitos. O programa utilizado para o cálculo das percentagens foi o Calc Min, padronizado com o número base de 24 oxigênios. Por fim, os resultados calculados em percentagem de moléculas foram plotados em diagramas ternários discriminantes e identificadores de áreas-fonte da granada representados pelos vértices: P, AIS, GAU e PGAU (P: piropo; AIS: almandina + espessartita; GAU: grossulária + andradita + uvarovita; e PGAU: piropo + grossulária + andradita + uvarovita).

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, conforme certas limitações. Os diagramas ternários composicionais de granada utilizados com maior frequência em estudos de proveniência são os de Sabeen et al. (2002) e Morton et al. (2002, 2004), que apresentam os seguintes campos composicionais (Figura 4):

- 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 40%, indicam rochas ultramáficas (Deer et al., 1992; Morton et al., 2002);

- Campo B: granadas com teores baixos de piropo ($P < 20\%$), elevados valores de almandina e teores variáveis de espessartita e de grossulária + andradita + uvarovita (GAU) são características de rochas metassedimentares de baixo a médio grau e também de alguns granitos. Granadas ricas em espessartita (S) ocorrem em metapelitos de baixo grau, rochas de metamorfismo de contato (escarnitos) e em determinados granitos (Deer et al., 1966; Morton et al., 2002). O campo B possui uma superposição de campos (B e Bi), que dificultam a classificação das granadas; somente com fatores adicionais se conseguem individualizar esses campos;
- Campo C: granadas com elevados teores de piropo e GAU são derivadas de metabasitos, representados principalmente por anfibolitos e gnaisses máficos (Morton et al., 2002; Morton, 1985). O campo C também possui superposição de campos (entre os campos C e Cii), pois todas as granadas derivadas de eclogitos deveriam ser

plotadas no campo C, mas em alguns casos são plotadas no campo Cii (Mange e Morton, 2007);

- Campo D: granadas com elevados teores de grossulária + andradita + uvarovita (GAU > 55%) e baixo piropo

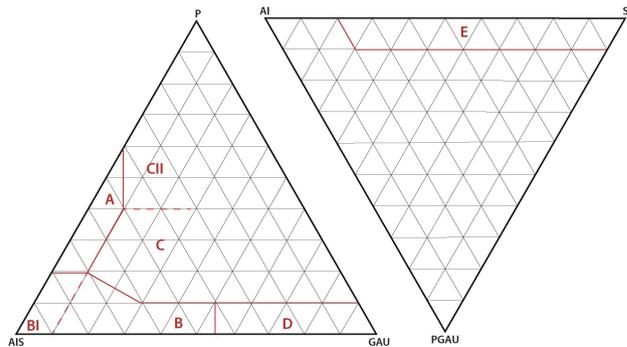


Figura 4. Representação dos diagramas ternários composicionais de granadas. Campos A, B (B e BI), C (C e CII) e D, conforme definido por Sabeen et al. (2002) e Morton et al. (2002, 2004); e Campo E, conforme definido por Remus et al. (2004, 2007).

Tabela 1. Exemplos de análises de quatro grãos de granada e cálculo dos membros finais.

	Grão 1	Grão 2	Grão 3	Grão 4
Resultado das análises				
SiO ₂	36,72	37,50	37,34	37,88
TiO ₂	0,01	0,08	0,02	0,10
Al ₂ O ₃	22,60	21,74	22,36	22,19
FeO	33,65	20,33	32,54	26,15
MgO	4,33	1,40	3,33	2,96
MnO	0,94	2,50	1,70	1,63
Cr ₂ O ₃	0,04	0,02	0	0
CaO	1,03	14,52	2,42	8,54
Total (%)	99,32	98,09	99,71	99,45
Número de íons para cálculo com base de 24 oxigênios				
Si	5,92	6,108	5,97	6,1
Ti	0,002	0,012	0,004	0,018
Al	3,628	3,55	3,594	3,556
Fe	5,426	3,32	5,232	4,21
Mg	0,698	0,228	0,536	0,478
Mn	0,154	0,408	0,274	0,262
Ca + Cr	0,174	2,374	0,390	1,376
Porcentagem de mol dos membros finais				
Almandina Fe ²⁺ ₃ +Al ₂ (Si ₃ O ₁₂)	82,8	50,84	79,9	65,39
Andradita (Ca ₃ (Fe ³⁺ , Ti) ₂ (Si, Al, Fe ³⁺) ₃ O ₁₂)	0	0	0	0
Grossulária (Ca ₃ Al ₂ (Si ₃ O ₁₂)	2,82	38,74	6,52	22,5
Espessartita (Mn ₃ Al ₂ (Si ₃ O ₁₂)	2,58	6,67	4,60	4,3
Uvarovita (Ca ₃ Cr ₂ (Si ₂ O ₁₂)	0,01	0,01	0	0
Piropo (Mg ₃ Al ₂ (Si ₃ O ₁₂)	11,79	3,74	8,98	7,81
Total (%)	100	100	100	100

($P < 10\%$) são encontradas em rochas metacarbonáticas e calcissilicáticas 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 também em alguns granitos e gonditos (Deer et al., 1966; Remus et al., 2004, 2007).

RESULTADOS

As populações identificadas neste estudo, num universo de 65 amostras, incidem majoritariamente nos campos A e B, com menor representatividade no campo C. Os grãos incidentes no campo C são provenientes dos poços *offshore* do sul da bacia de Campos, enquanto as amostras incidentes nos campos predominantes A e B são oriundas dos poços *offshore* do norte da Bacia de Campos. Não houve análises projetadas nos campos D e E. 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*.

Poços da porção sul

Os poços da porção sul *offshore* da Bacia de Campos apresentam grãos de granada de três campos: A, B e C. Nota-se em todas as amostras do setor sul a presença de grãos de granada do campo C (Figuras 5 e 6), embora com grande variação de porcentagem entre si. A granada do campo C possui teores mais elevados de variedade cálcica ($G > 10$) e piropo ($P > 10$). Em profundidades maiores, ocorre predominância de granada do campo B e, ocasionalmente, do campo A, enquanto em profundidades menores se vê a predominância de granada do campo C. Em alguns poços prevalece granada do tipo C, como observado na Figura 6.

Poços da porção norte

Os poços da porção norte *offshore* da Bacia de Campos, representados no diagrama das Figuras 7 e 8, mostram proveniência com predomínio de rochas portadoras de

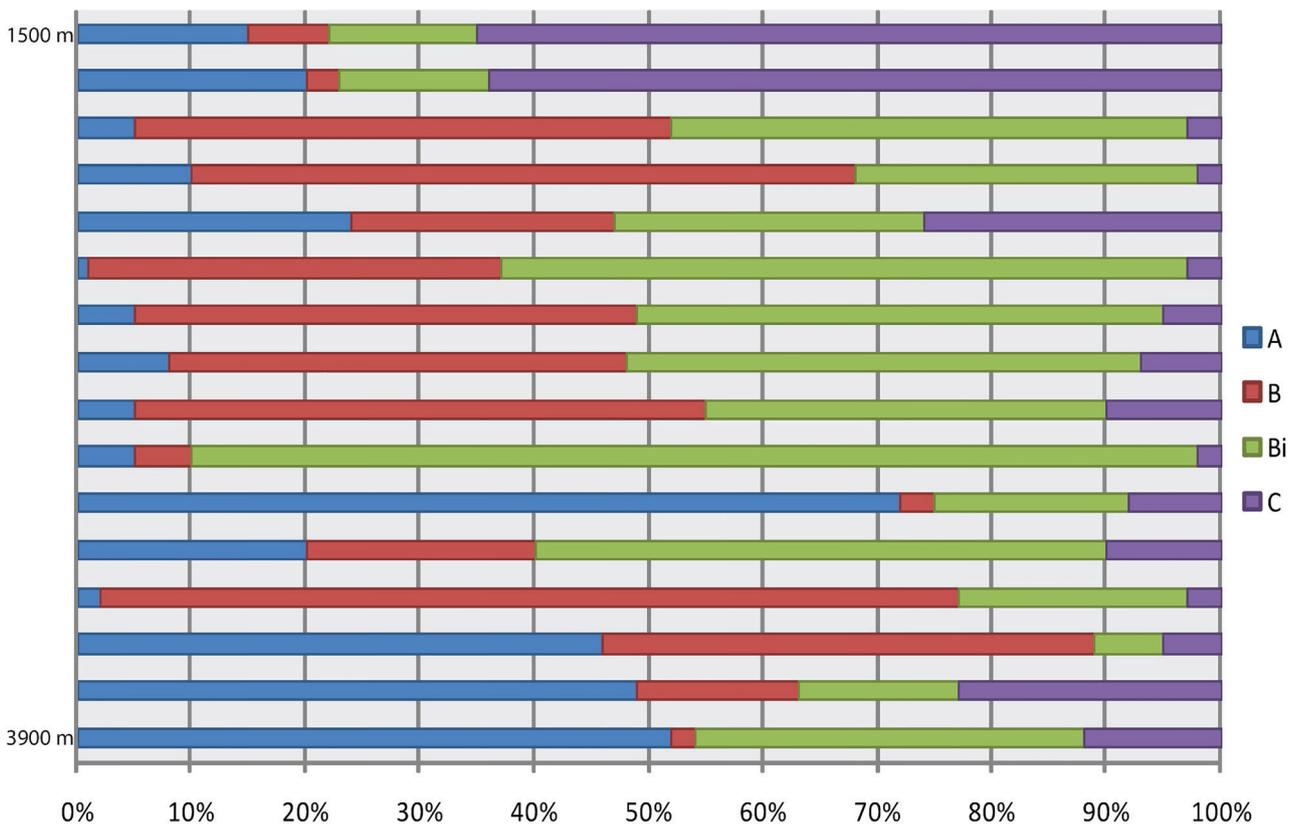


Figura 5. Diagrama da composição das granadas do setor sul, classificadas de acordo com os campos composicionais mostrados na Figura 4. Integração de amostras de diferentes profundidades de poços da porção sul *offshore* da Bacia de Campos.

granada do tipo B, que são enriquecidas em almandina e espessartita. Várias amostras são constituídas integralmente de granada do tipo B. Secundariamente, ocorre a presença de granada do tipo A, na maioria dos poços. Granada do tipo A possui composição relativamente elevada da variedade piropo, rica em Mg, ($P > 20$) e valores baixos para as variedades ricas em Ca, com valores $G < 10$ e proporções elevadas, mas variáveis das moléculas de almandina e espessartita. Na porção inferior da tabela dos resultados, nota-se uma contribuição muito pequena de granada do tipo C, predominando a granada do tipo B, e conforme essa divisão a granada do tipo Bi é a mais representativa (Figura 8).

DISCUSSÃO

A composição química das populações de granada é mais homogênea nos poços da porção norte e heterogênea nos poços da porção sul. 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. Entre todas as análises composicionais, considerando todos os poços e sem divisões locais, a granada que predominou foi a do campo B (Figura 9A).

A presença de três diferentes tipos de granada e sua contribuição para o setor sul da bacia (Figura 9A) podem indicar erosão de rochas-fonte distintas de um mesmo terreno ou de diferentes terrenos, com composições litológicas diferentes. A proximidade desses poços com o terreno Cabo Frio denota uma participação ativa desse terreno nos sedimentos desse setor da bacia. O terreno Cabo Frio possui essa heterogeneidade litológica, com ocorrências importantes de rochas portadoras de granadas do campo C (anfíbolitos e calcissilicáticas), 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 a maior participação de rochas que estavam sotopostas e/ou intercaladas, ou até mesmo mais distantes da costa, incluindo rochas portadoras de granada dos campos A e B. Nesse caso, por conta da predominância de terrenos de alto grau e sua erosão, a granada do campo B provavelmente é derivada de granitoides, no entanto as redes de drenagem que abasteciam a bacia

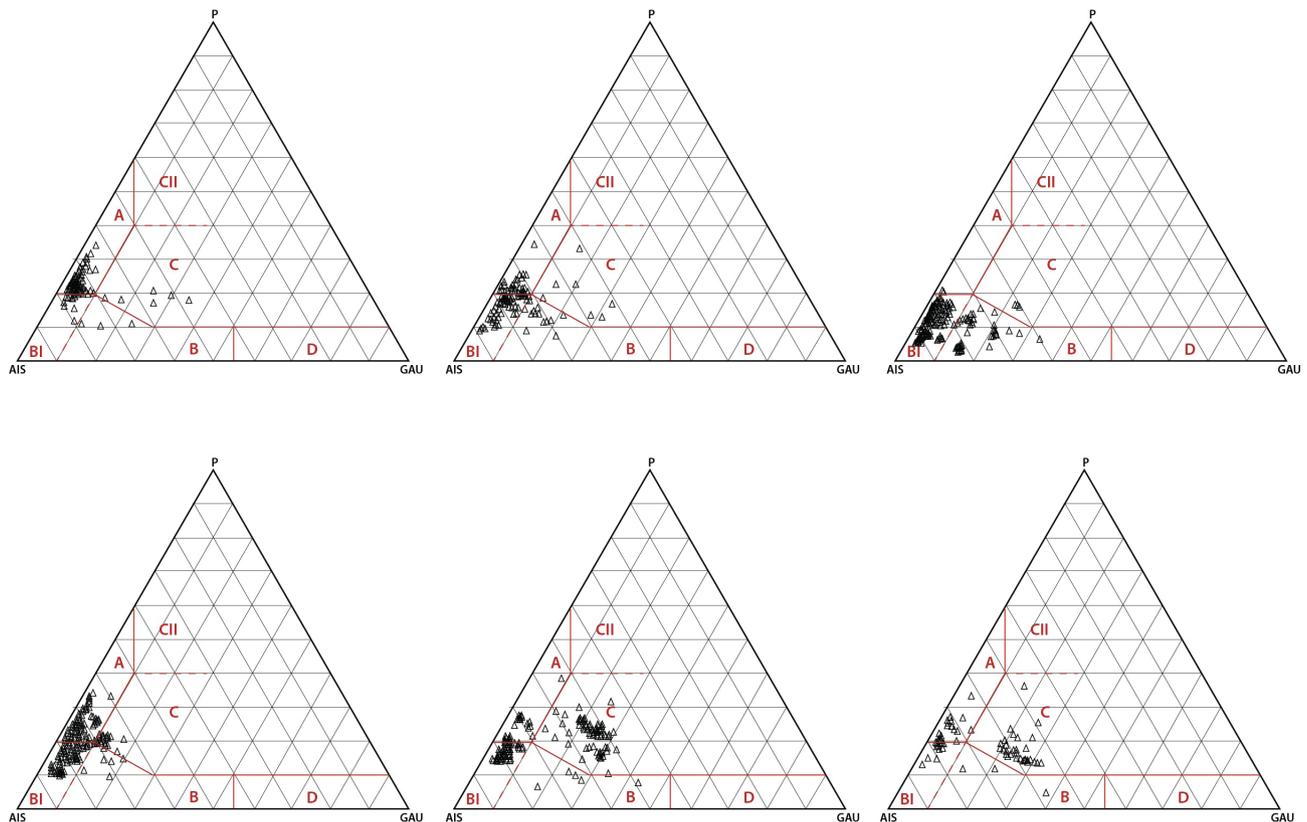


Figura 6. Diagramas ternários de amostras da porção sul *offshore* da Bacia de Campos, mostrando contribuição de granada dos campos A, B e C. Exemplos de amostras de poços na porção sul *offshore* com predomínio de granadas do campo C, derivadas de anfíbolitos, gnaisses máficos e calcissilicáticas.

provavelmente não eram interiorizadas tampouco extensas, pois as rochas-fonte que possuem granadas do tipo C (terreno Cabo Frio) se encontram 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, o que não ocorre em nenhuma amostra do setor norte.

De acordo com os estudos de Fontanelli et al. (2009), em amostras do campo Jubarte, próximo da área desse estudo, em drenagens de terceira ordem (Rio Paraíba do Sul, Rio Doce e Rio Itapemirim), há uma contribuição principal de granada dos tipos A e B, indicando a interiorização das

drenagens. Em comparação com as amostras dos poços da porção norte, pode-se afirmar, portanto, que a drenagem é mais interiorizada do que nos poços da porção sul, pois há a colaboração nítida dos terrenos de alto grau e de granitoides que estão mais afastados da costa. A drenagem mais evidente nessa porção dos terrenos do embasamento é o Rio Paraíba do Sul, cujos sedimentos modernos mostram predominantemente granadas dessa composição (Fontanelli et al., 2009).

Segundo a classificação de Mange e Morton (2007), modificada por Krippner et al. (2014), pode-se refinar o campo B em subdivisões e reclassificar parte das amostras analisadas para o campo Bi (Figura 9B), derivadas de terrenos metamórficos de alto grau e granitos.



Figura 7. Diagrama da composição das granadas do setor norte, classificadas de acordo com os campos composicionais mostrados na Figura 4. Integração de amostras de diferentes profundidades de poços da porção norte *offshore* da Bacia de Campos.

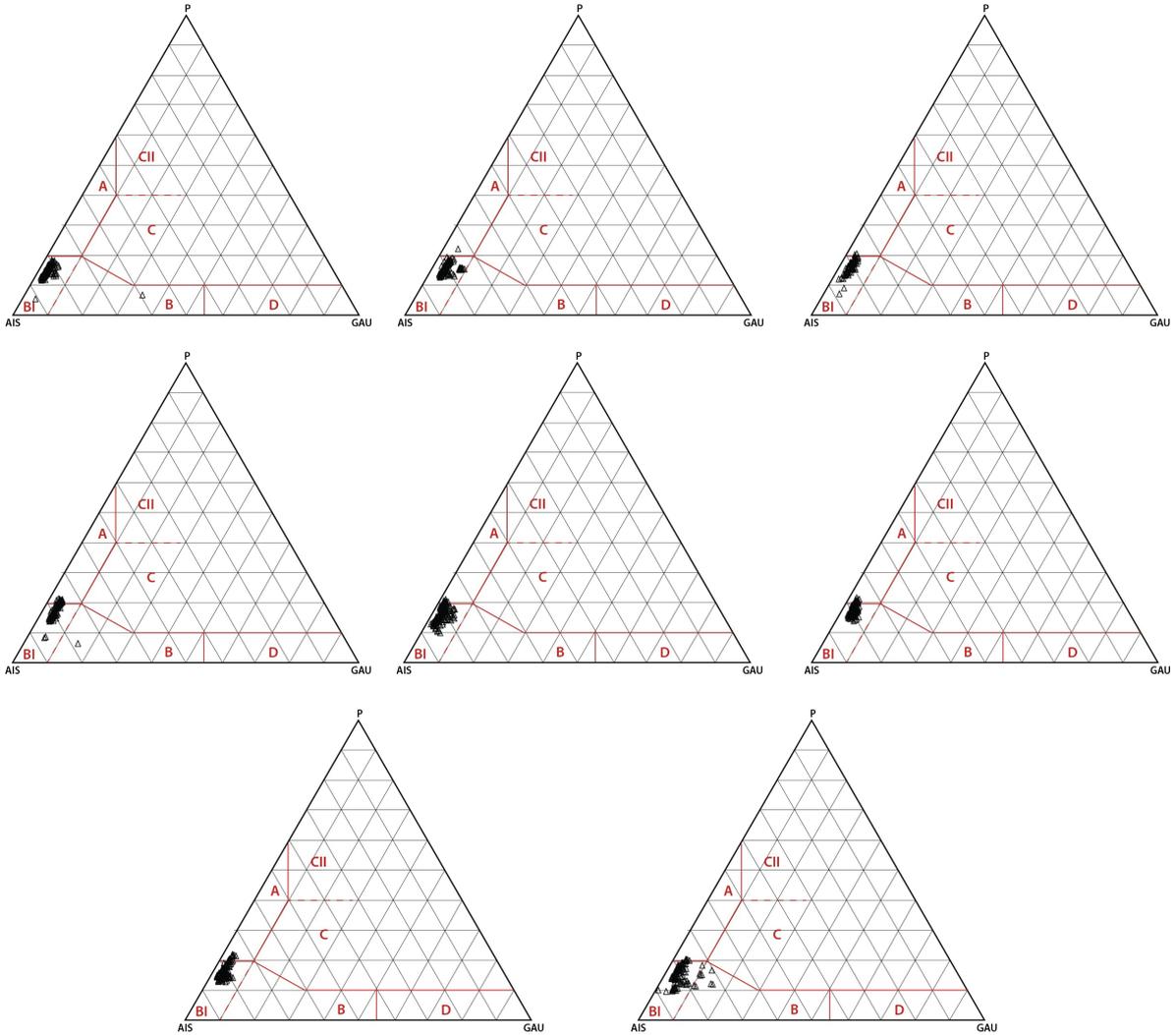
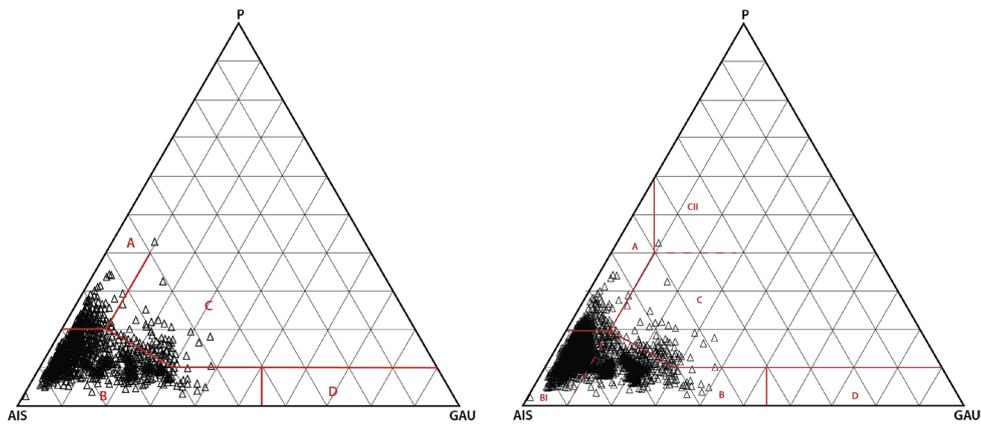


Figura 8. Resultados das análises para oito amostras selecionadas oriundas de um dos poços da porção norte *offshore* da Bacia de Campos. Predomínio de granada do tipo Bi e ausência de granada dos tipos C e Cii.



Escala: fotomicrografias A, B, C, D e G: 100 μm ; fotomicrografias E, F e H: 200 μm .

Figura 9. Diagrama ternário da composição de granadas de todas as amostras analisadas: A, conforme definido por Sabeen et al. (2002) e Morton et al. (2002, 2004); e B, conforme redefinido por Mange e Morton (2007). Observa-se a ausência de granada dos campos Cii e D.

O tipo de granada derivada de rochas ígneas ácidas a intermediárias plota 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 fêlsicas a intermediárias utilizando somente critérios de composição.

Todas essas abordagens mostram que atualmente os diagramas para discriminação de granada utilizando apenas composição dos elementos maiores possuem limitações em virtude de imprecisões na individualização de campos composicionais. Muitos dados de granada plotados fora dos seus campos composicionais, com taxas de sucesso menores que 50%, se confundem com diversos grupos de granada, como os de origem metaígneia e metassedimentar de fácies anfibolítica, ou metaígneia e metassedimentar de fácies granulítica.

Um fator a ser considerado para auxiliar na individualização das granadas tipo B e Bi é a presença de inclusões e zonações. Granadas de metamorfismo orogênico são geralmente zonadas, apresentando com frequência inclusões. Granadas sincinemáticas derivadas de rochas metassedimentares possuem inclusões orientadas (trilhas de inclusões), enquanto as pós-cinemáticas mostram textura poiquiloblástica não orientada. Nas granadas ígneas, as inclusões são menos frequentes e, quando ocorrem, são inclusões não orientadas. Os grãos de granada do Andar Alagoas projetados no campo Bi possuem poucas inclusões ou não têm inclusões, apontando para uma origem não metamórfica, preferencialmente derivadas de granitoides e, eventualmente, de migmatitos associados (Figuras 10A a 10F). Os poucos grãos de granada com inclusões mostram que estas não possuem orientação nem formam trilhas supracitadas (Figuras 10G e 10H).

Zonações composicionais não foram identificadas nas imagens obtidas por intermédio de MEV (Figura 11).

Observa-se também nas imagens de MEV (BSE/EDS), conforme a Figura 11, que os grãos de granada são bem formados, possuem poucas inclusões e fraturas, ou a ausência delas, fatores que favorecem uma origem relacionada a rochas ígneas (granitoides) ou de alto grau para esses grãos.

Proveniência dos arenitos estudados

O embasamento da área da Bacia de Campos é composto principalmente por rochas graníticas-gnáissicas da Província Tectônica da Mantiqueira (Almeida, 1977). A porção norte da província corresponde ao Orógeno Ribeira, enquanto a sul, ao Orógeno Araçuai. Ambos se subdividem estruturalmente em domínios internos e externos em relação à margem do Cráton São Francisco (CSF).

O domínio externo do Araçuai e terreno Ocidental do Ribeira localizam-se mais para o oeste, sendo compostos por embasamento antigo (< 1.8 Ga) cobertos por metassedimentos, e por intrusões sin- a tardicolisionais (Figura 12). Próximo ao CSF ocorrem rochas da fácies xisto verde, enquanto próximo do domínio interno ocorrem rochas das fácies (Heilbron et al., 2000, 2004; Pedrosa-Soares et al., 2001; Heilbron e Machado, 2003).

O domínio interno do Araçuai e o terreno Oriental do Ribeira situam-se mais para o leste, na área adjacente à bacia, sem embasamento arqueano ou paleoproterozoico. Nesses domínios se têm o Grupo Rio Doce e o Complexo Kinzigítico (Figura 12). O complexo kinzigítico caracteriza-se por paragnaisses ricos em alumínio e variações, incluindo cordierita-granada-biotita gnaiss, granada-biotita gnaiss ou biotita gnaiss com lentes de marga, grafite, quartzito, rochas calcissilicáticas paraderivadas e ortoanfibolitos. Perto da costa, os paragnaisses tornam-se mais aluminosos,

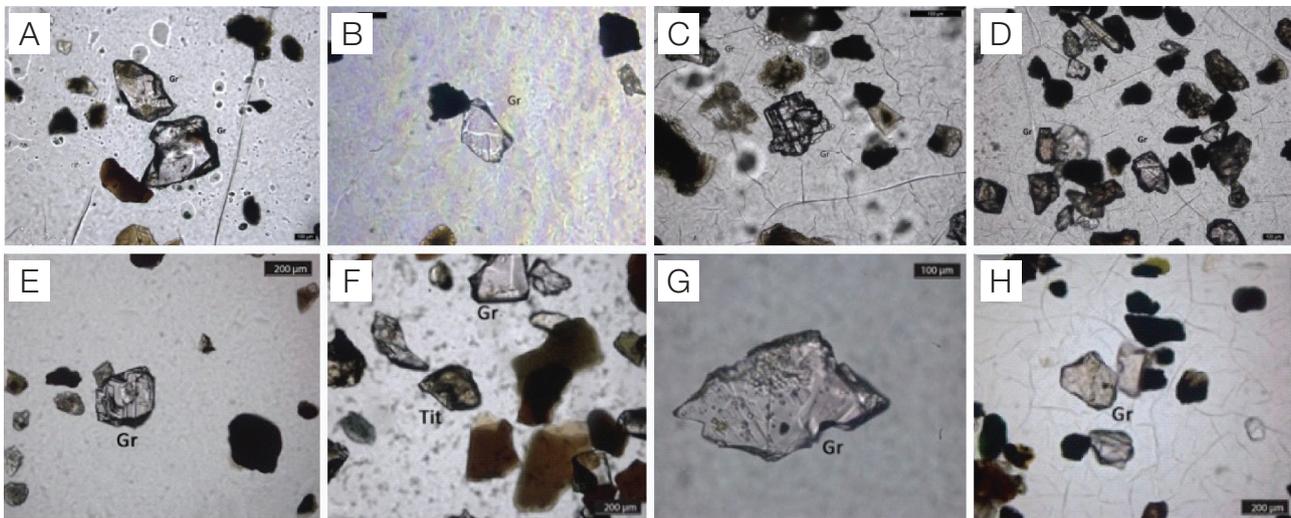


Figura 10. Fotomicrografias em microscópio petrográfico com polarizadores paralelos: (A a F) grãos de granadas sem inclusões; (G e H) grãos de granadas com inclusões não orientadas.

com grafite-silimanita-cordierita-granada-biotita-gnaiss. Granulitos charnoenderbíticos também estão presentes. O domínio interno inclui o Grupo Rio Doce, composto por metagrauvaca, estaurilita-granada-mica xisto, quartzitos e gnaisses bandados, metamorfizados na fácies xisto verde até a fácies baixo anfibolito. Os domínios internos possuem suítes intrusivas pré-, sin-, tardi- e pós-colisionais (Figura 12) (Féboli et al., 1993; Heilbron e Machado, 2003; Heilbron et al., 2004; Noce et al., 2004; Schmitt et al., 2004).

O último terreno acrescido à margem do CSF foi o Cabo Frio, colocado em contato com o terreno oriental por uma falha. Apresenta direção de estruturas NW, contrastando com a direção NE no Cinturão Ribeira, além da presença de veios de leucossoma em corpos graníticos, ocorrência de embasamento

paleoproterozoico e paragêneses de alta temperatura e média pressão (cianita + feldspato potássico em metapelitos e clinopiroxênio + granada + quartzo em anfibolitos), que não aparecem no terreno oriental adjacente (Silva e Cunha, 2001; Heilbron e Machado, 2003; Heilbron et al., 2004; Schmitt et al., 2004).

As rochas supracrustais são divididas em duas sessões: Búzios (silimanita-cianita-granada-biotita gnaiss com intercalações calcissilicáticas e anfibolíticas) e Palmital (gnaisses quartzo-feldspáticos com intercalações aluminosas, rochas calcissilicáticas e camadas de quartzito feldspático) (Figura 12). O embasamento e as unidades supracrustais, além da fácies anfibolito superior para granulito, de média a alta pressão, foram afetados pela fusão parcial. Rochas alcalinas do cretáceo para o terciário intrudiram o embasamento,

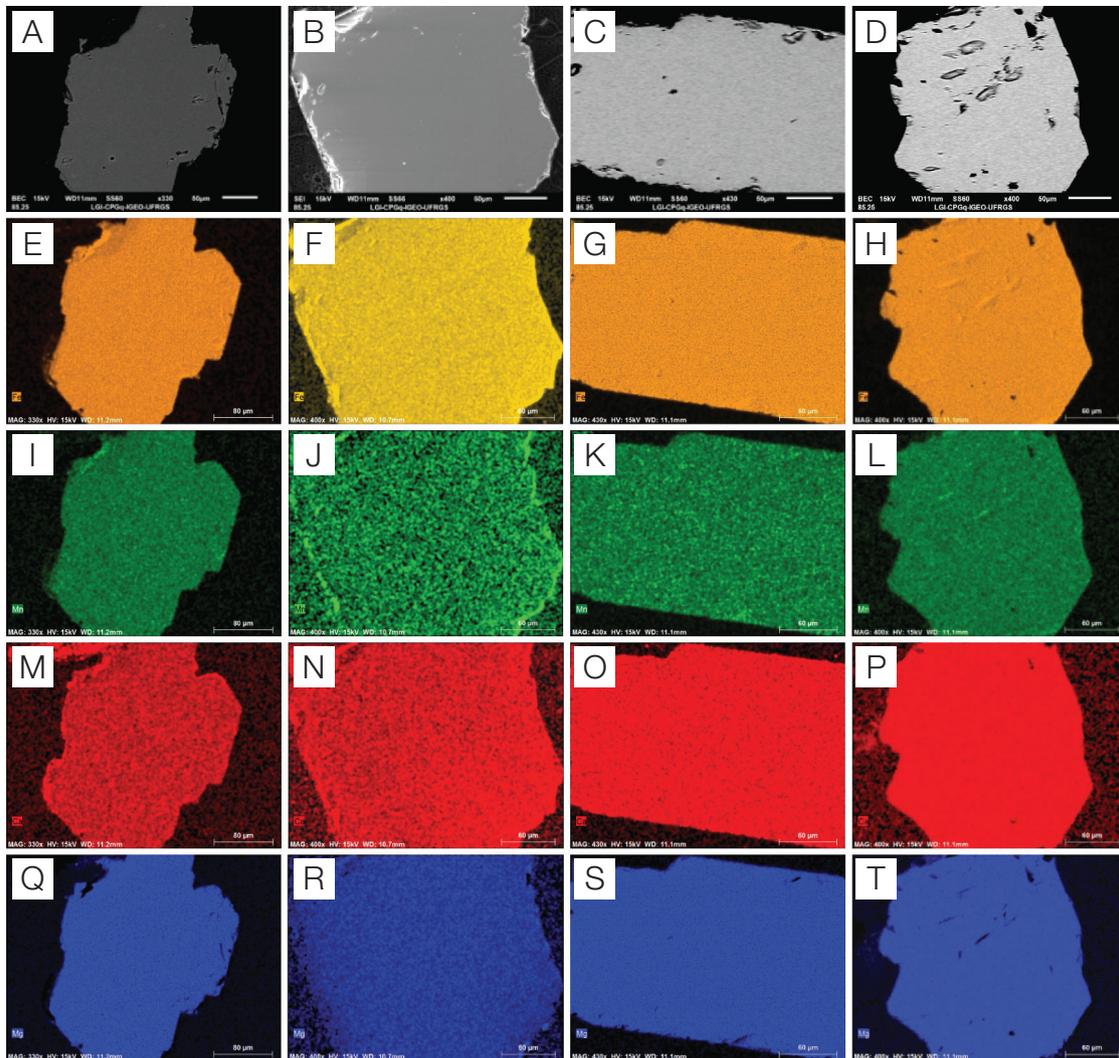


Figura 11. Mapas de distribuição de elementos químicos específicos obtidos por meio do MEV (EDS e BSE), mostrando a ausência de zonação: (A a D) imagens BSE de elétrons retroespalhados de quatro grãos selecionados como exemplo; (E a H) imagem para o elemento Fe; (I a L) imagem para o elemento Mn; (M a P) imagem para o elemento Ca; (Q a T) imagem para o elemento Mg.

sendo principalmente preservadas na área costeira do Rio de Janeiro (Schmitt et al., 2004).

Existem duas áreas-fonte principais para a proveniência dos arenitos estudados: ao sul, o terreno derivado do terreno Cabo Frio (rochas metamórficas da fácies granulito a anfibolito superior, metapelitos aluminosos e, secundariamente, metabasitos, além de granitos) e, ao norte, terrenos orientais do Orógeno Ribeira (terrenos de alto grau e granitoides). A direção de suplemento sedimentar mais importante é de sudoeste para nordeste. O terreno Cabo Frio é composto de embasamento paleoproterozoico intercalado com rochas supracrustais neoproterozoicas. O embasamento compreende-se por uma unidade dominante félsica (Região dos Lagos) constituída por metagranitoides de composição monzogranítica com metatonalitos, metaquartzitos e

dioritos subordinados. A unidade máfica secundária (Forte São Mateus) é constituída massivamente por granada anfibolitos e anfibólio-granada-diopsídio gnaisses com camadas calcissilicáticas e anfibolíticas (Figura 12) (Fontanelli, 2009).

A ausência de granada cálcica denota que rochas meta-carbonáticas não tiveram participação como área-fonte. Isso exclui os terrenos em que mármore são característicos, tais como o terreno Paraíba do Sul e o terreno Italva, pertencentes ao terreno Ocidental do Orógeno Ribeira.

Notam-se a interiorização das drenagens, mudança de proveniência e diminuição da contribuição do terreno Cabo Frio de sul para norte. No norte, destacam-se rochas de terrenos graníticos do Orógeno Ribeira, potencialmente favoráveis para a geração de areias com melhor qualidade para reservatórios de hidrocarbonetos (areias quartzosas e

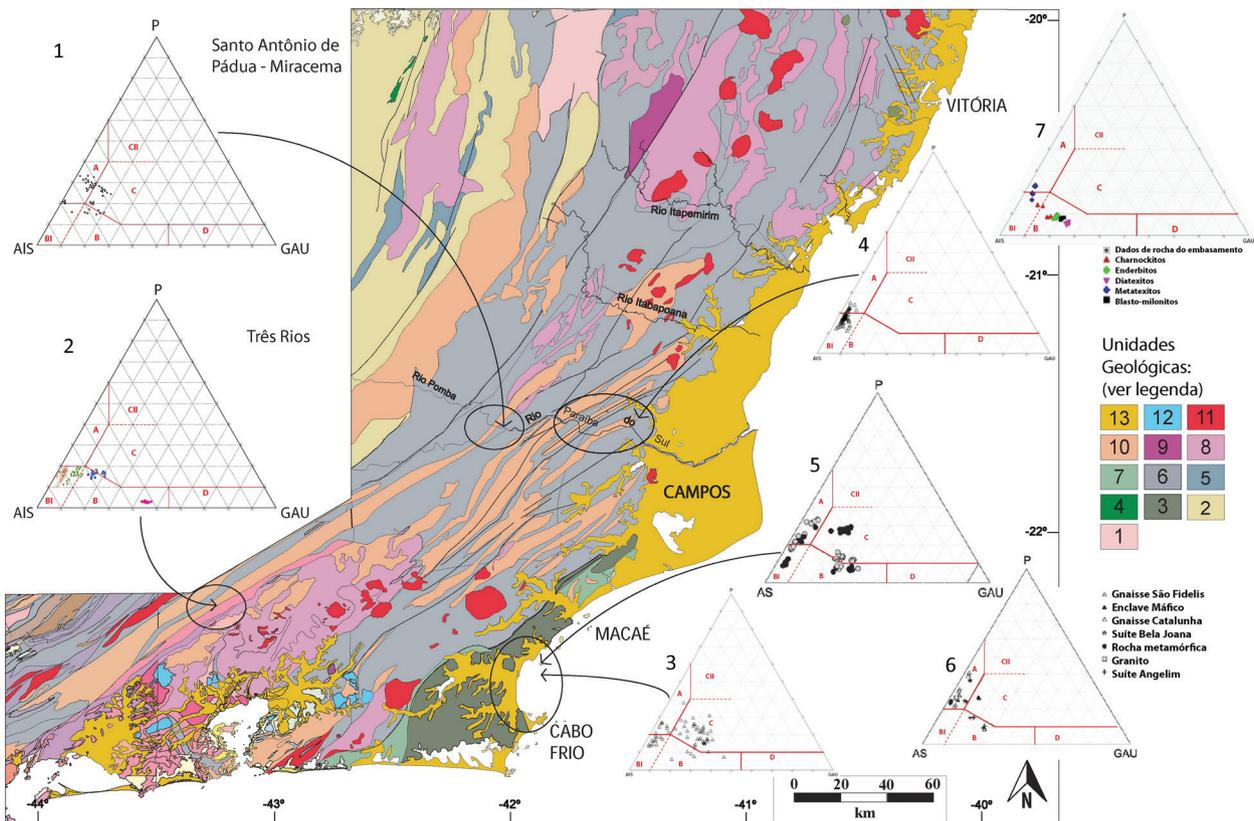


Figura 12. Mapa de áreas-fonte. Unidades geológicas: (1) unidades arqueanas; (2) unidades paleoproterozoicas do terreno ocidental; (3) Complexo Região dos Lagos; (4) rochas ultramáficas neoproterozoicas; (5) Grupo Rio Doce; (6) Complexo Kinzigítico; (7) unidades Búzios + Palmital; (8) suites pré-colisionais de granitos a granodioritos e charnockitos; (9) charnockitoides; (10) suites sincolisionais de leucogranitos e charnockitos; (11) suites tardi- a pós-colisionais e charnockitos; (12) intrusões alcalinas cenozoicas; (13) Grupo Barreiras, neógeno e depósitos quaternários. Diagramas ternários: (1 e 2) diagramas ternários de Porcher (1997) de dados de rochas-fonte; (3) diagrama ternário da porção sul (dados de poços); (4) diagrama ternário da porção norte (dados de poços); (5) diagrama ternário de amostras de granada oriundas de rochas *in situ* no terreno Cabo Frio, extraído de Fontanelli et al. (2009); (6) diagrama ternário de amostras de granada oriundas de rochas *in situ* no Orógeno Ribeira, extraído de Fontanelli et al. (2009); (7) diagrama ternário de amostras de granada oriundas de rochas *in situ* do Orógeno Ribeira, extraído de Santos et al. (2011).

quartzo-feldspáticas). Ao tempo de deposição os processos erosivos já haviam removido completamente as seqüências supracrustais de baixo grau (possivelmente sotopostas) e a crosta gnáissico-granítica estava exposta, gerando impacto positivo na qualidade dos reservatórios da porção norte *offshore* da Bacia de Campos.

Segundo Fontanelli et al. (2009), considerando a área de ocorrência atual do terreno Cabo Frio, fica corroborada a hipótese de a direção de dispersão sedimentar ser de sudoeste para nordeste. Entretanto a paleogeografia pode ter sido diferente, e o terreno Cabo Frio poderia ter tido uma expressão areal maior do que a que vemos hoje. Levando em conta as evidências do transporte subaéreo de curta distância, além de maturidade mineralógica e textural, infere-se que a área-fonte (terreno Cabo Frio e terreno Oriental) se estendia para leste, aflorando além da linha de costa atual. A magnitude dessa extensão é difícil de avaliar somente com os dados composicionais obtidos. Zalán e Oliveira (2005) afirmam que o limite da Serra do Mar Cretácea coincidia com a atual linha de charneira ou Falha de Campos. Dependendo da extensão dessa 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). Esse posicionamento tectônico elevado e próximo à margem da bacia favoreceu o rápido transporte de sedimentos por rios de montanha e/ou leques aluviais da área-fonte do terreno Cabo Frio, que se depositaram diretamente no oceano.

Nos diagramas ternários apresentados na Figura 12 se observam de modo sintetizado os dados de composição de granada de rochas-fonte extraídos de diversos trabalhos (Porcher, 1997; Fontanelli et al., 2009, Santos et al., 2011) e do presente artigo.

Os resultados das análises de Porcher (1997) sobre rochas portadoras de grãos de granada (clinopiroxênio – ortopiroxênio – plagioclásio gnaiss; granada – ortopiroxênio – biotita – plagioclásio gnaiss; silimanita – granada – biotita – feldspato potássico – plagioclásio gnaiss; e granada – biotita – feldspato potássico – plagioclásio gnaiss), da região meridional de Três Rios e da região setentrional de Miracema (Santo Antônio de Pádua), ambas do Orógeno Ribeira, mostram grãos de granada tipos A, B e C. Tais diagramas, modificados, estão representados na Figura 12 (diagramas ternários 1 e 2). Essas duas regiões também poderiam ser consideradas potenciais rochas-fonte, mas, por conta da distância em relação aos poços deste estudo, eles provavelmente não contribuíram com a proveniência dos arenitos estudados, que tiveram curto transporte.

Os diagramas ternários 5 e 6, extraídos de Fontanelli et al. (2009), apresentados no mapa da Figura 12, evidenciam duas prováveis áreas-fonte. O diagrama 5, que representa rochas

dos terrenos Cabo Frio, indica as três populações de granada, A, B e C. Já o diagrama 6 mostra uma tendência de rochas-fonte contendo granada dos tipos A e B majoritariamente.

Na Figura 13, também extraída de Fontanelli et al. (2009), os diagramas apresentados são os associados aos sedimentos de primeiro ciclo e às drenagens de terceira ordem. As amostras dos sedimentos de primeiro ciclo foram retiradas do complexo gnáissico kinzigítico (MF4 a BZ1 – cinco amostras) e de granitoides (AN2 a RPT1 – quatro amostras). As areias do primeiro ciclo, como esperado, refletem a composição litológica da área-fonte dos terrenos do embasamento próximos da costa, representado pelo Orógeno Ribeira. As populações são constituídas essencialmente por granada dos tipos A e B e ocorreram em nove das amostras, predominando as do tipo B. Granada do tipo C apareceu somente em uma amostra.

As três amostras (PS1, RD1 e CH1), também da Figura 13, de Fontanelli et al. (2009), representativas de drenagens de terceira ordem, foram coletadas nos rios Paraíba do Sul, Doce e Itapemirim. A composição química de granada nas areias das drenagens de terceira ordem mostrou, em todas as amostras, granada dos tipos A e B e em menor representatividade do tipo C.

Outros dados, extraídos de Santos et al. (2011), apresentados no diagrama 7 da Figura 12, assinalam as variações de espécies de granada encontradas em diversos tipos de migmatitos, charnockitos e rochas associadas do Orógeno Ribeira, prevalecendo granadas dos tipos B e Bi. As amostras de granada em todas essas rochas são ricas em almandina, ($X_{\text{alm}} > 0,54$) e também ricas em magnésio. Elas mostram sempre padrões similares de zonação, definidas pelo aumento dos valores de almandina e decréscimo dos valores de piropo. De acordo com as amostras de Santos et al. (2011), a granada com o mais alto valor de piropo contém a granada com 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 charnockitos e diatexitos, enquanto nos enderbitos e metatexitos são sempre baixos.

Os terrenos do Orógeno Ribeira e Cabo Frio, como anteriormente debatido, são as áreas-fonte dos arenitos do estudo. Os dados de embasamento dos trabalhos citados comprovam que as rochas do Orógeno Ribeira nos poços da porção norte e do terreno Cabo Frio nos poços da porção sul constituem as rochas-fonte dos arenitos do Andar Alagoas. Essa distribuição de tipos de granada é confirmada no diagrama 3 (Figura 12), referente a um poço representativo da porção sul, em que as granadas do tipo C correspondem a mais de 50% das análises. Em contrapartida, no diagrama 4, na mesma Figura 12, indicativo de um poço da porção norte, as amostras de granada ocorrem predominantemente no campo B, tendo participação discreta das granadas do tipo A.

CONCLUSÕES

- A composição e distribuição dos diferentes tipos de granada sugerem que existem duas contribuições principais para a proveniência dos arenitos estudados: ao sul, o terreno derivado do terreno Cabo Frio (rochas metamórficas da fácies granulito a anfibolito médio, metapelitos aluminosos e metabasitos, além de granitos), e ao norte, o terreno oriental do Orógeno Ribeira (terreno de alto grau);
- Outras rochas-fonte potenciais, localizadas na área fonte do Domínio Ocidental (Orógeno Araçuaí), constituídas por xistos de baixo a médio grau do Grupo Rio Doce, se encontram em sítios distais e não são consideradas rochas-fonte desses arenitos;
- Os tipos de granada que foram identificados, em ordem de importância, são: tipo B, tipo A e tipo C. Amostras de granada do tipo C são encontradas em maiores porcentagens nos poços da porção sul, e sua contribuição nos poços da porção norte pode ser considerada insignificante;
- As amostras de granada do tipo Bi predominam. São derivadas principalmente de granitoides. Apesar da dificuldade na individualização dos campos (A, B,

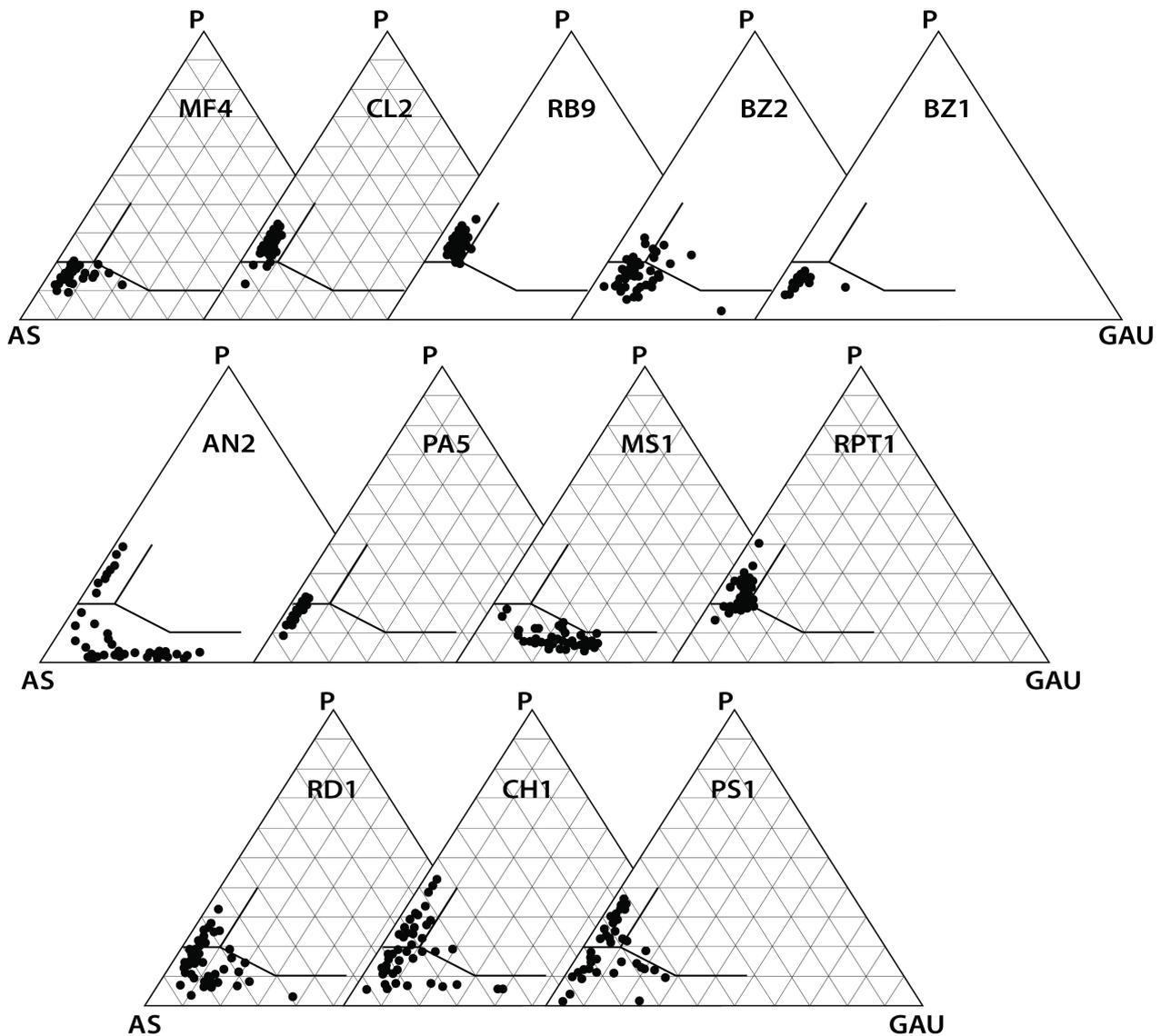


Figura 13. Diagramas ternários de Fontanelli et al. (2009) com os resultados de análises de grãos de granada provenientes de sedimentos de primeiro ciclo. Amostras retiradas de drenagens nos complexos gnáissicos kinzigíticos (MF4 a BZ1) e amostras retiradas de drenagens em granitoides (AN2 a RPT1). As amostras RD1, CH1 e PS1, de drenagens de terceira ordem, foram coletadas nos rios Doce, Itapemirim e Paraíba do Sul.

Bi, C e Cii), mostrados nos diagramas ternários, pode-se afirmar que a presença dominante de granada sem inclusões ou com inclusões não orientadas corrobora a classificação como Bi, embora não seja exclusiva. A frequência de amostras de granada sem zonações e o predomínio de grãos bem formados também apontam para uma origem ígnea (granitoides) para as rochas-fonte dessas granadas;

- A ausência de granadas cálcicas (tipo D) denota que rochas metacarbonáticas não tiveram participação como área-fonte. Isso exclui os terrenos mais distais, em que mármore são característicos, tais como o *klippe* Paraíba do Sul e o terreno Italva, pertencentes ao terreno Oriental do Orógeno Ribeira;
- As areias localizadas nos poços do norte, derivadas de granitoides e/ou de rochas portadoras de granada dos tipos B e Bi, produzem areias mais quartzosas (ou quartzo-feldspáticas) e podem gerar arenitos mais limpos. Essas areias possuem maior potencial para gerar arenitos com porosidade e condições mais favoráveis para se tornarem reservatórios;
- A contribuição de áreas-fonte com litologias que não possuem granada será avaliada, em trabalhos futuros, utilizando análise convencional de minerais pesados, composição essencial dos arenitos, além de outras técnicas complementares.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos as sugestões e críticas dos revisores anônimos que contribuíram para o aperfeiçoamento do manuscrito e a permissão da Petrobras-Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) (TC 0050.0072608.11.9) para a publicação.

REFERÊNCIAS

Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). (2006). *Anuário estatístico*. Acesso em 20 de agosto de 2014, <<http://www.anp.gov.br/>>.

Almeida, F.F.M. (1977). O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 349-364.

Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Rodrigues, E. P., Yamamoto, J. (1978). A Faixa de Dobramentos Araçuaí na região do Rio Pardo. *XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, 1, 270-283. Recife: SBG.

Asmus, H. E., Porto, R. (1980). Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira:

possíveis causas e implicações. *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, 1, 225-239. São Paulo: SBG.

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals*. 2.^a ed. Essex: Longman Scientific and Technical; Nova York: Wiley.

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1966). *An introduction to the rock-forming minerals*. Londres: Longmans.

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

Féboli, W. L., Drumond, J. B. V., Ribeiro, J. H., Padilha, A. V., Heineck, C. A., Raposo, F. O., Souza, E. C., Baltazar, O. F., Souza, A. A., Souza, H. A., Vasconcellos, R. M., Gomes, R. A. A. D., Barreto, E. L., Metello, M. J. (1993). *Texto explicativo da Folha SF.24-V-AIII – Domingos Martins. Escala 1:100.000*. Brasília: DNPM/CPRM.

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., De Ros, L. F., Remus, M. V. D. (2009). Provenance of deep-water reservoir sandstones from the Jubarte oil field, Campos Basin, Eastern Brazilian. *Marine and Petroleum Geology*, 26(7), 1274-1298.

Heilbron, M., Machado, N. (2003). Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125(1-2), 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. In: V. Mantesso Neto, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito-Neves (Eds.), *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 203-235.

Krippner, A., Meinhold, G., Morton, A., VonEynatten, H. (2014). Evaluation of garnet discrimination diagrams using geochemical data of garnets derived from various host rocks. *Sedimentary Geology*, 306(1), 36-52.

Mange, M. A., Maurer, H. F. W. (1992). *Heavy minerals in colour*. Londres: Chapman & Hall.

- Mange, M. A., Morton, A. C. (2007). Geochemistry of heavy minerals. In: M. A. Mange, D. T. Wright (Eds.), *Heavy minerals in use. Developments in Sedimentology*, 58, 345-391. Amsterdã: Elsevier.
- 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. *Revista Brasileira de Geofísica*, 18(3), 351-396.
- Moraes, R., Fuck, R. A., Duarte, B. P., Barbosa, J. S. F., Leite, C. M. M. (2004). Granulitos do Brasil. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. B. Neves (Eds.), *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca.
- 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(4), 553-566.
- Morton, A. C., Hallsworth, C. (1994). Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 90(3-4), 241-256.
- Morton, A. C., Knox, R. W. O. B., Hallsworth, C. (2002). Correlation of reservoir sandstones using quantitative heavy mineral analysis. *Petroleum Geoscience*, 8(3), 251-262.
- Noce, C. M., Pedrosa-Soares, A. C., Piuzana, D., Armstrong, R., Laux, J. H., Campos, C. M., Medeiros, S. R. (2004). Ages of sedimentation of the Kinzigitic Complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí Orogen, Northern Espírito Santo State, Brazil: zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. *Revista Brasileira de Geociências* 34(4), 587-592.
- 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(1-4), 307-323.
- Pedrosa-Soares, A. C., Wiedmann-Leonardos, C. M. (2000). Evolution of the Araçuaí Belt and its connections to the Ribeira Belt. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds.), *Tectonic evolution of South America*, 265-288.
- Porcher, C. C. (1997). *Relações entre metamorfismo e deformação na Faixa Ribeira: regiões de Três Rios e Santo Antônio de Pádua (RJ)*. Tese (Doutorado). Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS.
- Prochnow, E. A., Remus, M. V. D., Ketzer, J. M., Gouveia Jr., 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*, 101-107.
- Remus, M. V. D., Wiederkehr, F., Rizzardo, R. (2007). Geoquímica de granadas detríticas em estudos de proveniência: implicações para a exploração de petróleo. *V Congresso Uruguaio de Geologia*.
- 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(3-4), 279-287.
- Santos, T. M. B., Munhá, J. M., Tassinari, C. C. G., Dias Neto, C. (2011). Metamorphic P-T evolution of granulites in the central Ribeira Fold Belt, SE Brazil. *Geosciences Journal*, 15(1), 27-51.
- Schmitt, R. (2001). *A orogenia Búzios: caracterização de um evento tectonometamórfico cambro-ordoviciano no terreno Cabo Frio, sudeste da Faixa Ribeira*. Tese (Doutorado). Rio de Janeiro: UFRJ.
- 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(1-2), 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/DRM.
- Winter, W. R., Jahnert, R. J., França, A. B. (2007). Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 511-529.
- Zalán, P. V., Oliveira, J. A. B. (2005). Origem e evolução estrutural do sistema de riftes cenozóicos do sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13(2), 269-300.