

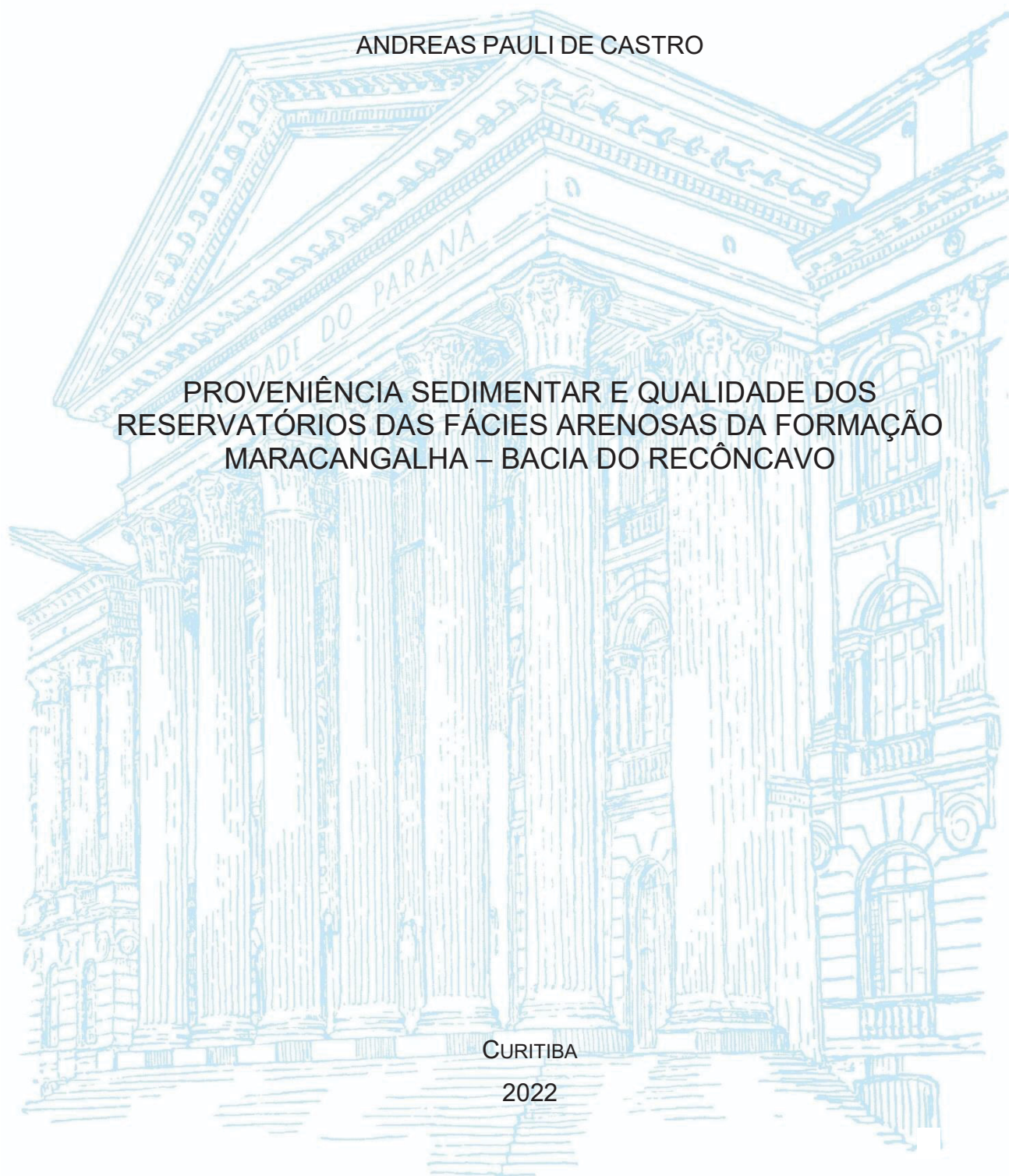
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

ANDREAS PAULI DE CASTRO

PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR E QUALIDADE DOS
RESERVATÓRIOS DAS FÁCIES ARENOSAS DA FORMAÇÃO
MARACANGALHA – BACIA DO RECÔNCAVO

CURITIBA

2022



ANDREAS PAULI DE CASTRO

PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR E QUALIDADE DOS RESERVATÓRIOS
DAS FÁCIES ARENOSAS DA FORMAÇÃO MARACANGALHA – BACIA
DO RECÔNCAVO

Dissertação apresentada como requisito parcial à
obtenção do grau de Mestre em Geologia
Exploratória, no Programa de Pós-Graduação em
Geologia, Setor Ciências da Terra, da
Universidade Federal do Paraná.

Orientação Prof. Dr. Carlos Conforti Ferreira
Guedes.

CURITIBA

2022

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Castro, Andreas Pauli de

Proveniência sedimentar e qualidade dos reservatórios das fácies arenosas da Formação Maracangalha – Bacia do Recôncavo / Andreas Pauli de Castro. – Curitiba, 2022.

1 recurso on-line : PDF.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Orientador: Carlos Conforti Ferreira Guedes

1. Rochas sedimentares – Recôncavo (BA). 2. Reservatórios – Qualidade. 3. Paleointemperismo . I. Universidade Federal do Paraná. II. Programa de Pós-Graduação em Geologia. III. Guedes, Carlos Conforti Ferreira. IV. Título.

Bibliotecário: Elias Barbosa da Silva CRB-9/1894



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA -
40001016028P5

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **ANDREAS PAULI DE CASTRO** intitulada: **PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR E QUALIDADE DOS RESERVATÓRIOS DAS FÁCIES ARENOSAS DA FORMAÇÃO MARACANGALHA - BACIA DO RECÔNCAVO**, sob orientação do Prof. Dr. CARLOS CONFORTI FERREIRA GUEDES, que após terem inquirido o aluno e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 05 de Outubro de 2022.

Assinatura Eletrônica

07/10/2022 09:17:52.0

CARLOS CONFORTI FERREIRA GUEDES

Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

07/10/2022 20:42:16.0

ALMÉRIO BARROS FRANÇA

Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

07/10/2022 09:14:02.0

ROGERIO SCHIFFER DE SOUZA

Avaliador Externo (PONTIFÍCIA UNIVERSIDADE CATÓLICA DO RIO DE JANEIRO)

PARA AS PESSOAS MAIS IMPORTANTES DA MINHA VIDA!
VATER und MUTTER

AGRADECIMENTOS

Agradeço principalmente minha Família **José Olinto da Silva de Castro, Isamar I. Pauli de Castro e Jürgen Pauli de Castro**, por incentivar minha continuidade na universidade após conclusão do curso de geologia. Também agradeço minha família bem como minhas amáveis companheiras **Muzti e Fifi** por me proporcionarem refúgio, companhia, apoio, alegria e muito amor durante o isolamento social decorrente aos efeitos da pandemia de COVID e me permitiram a dedicação e a conclusão deste trabalho de mestrado.

Agradeço ao meu Orientador Prof. Dr. **Carlos Conforti Ferreira Guedes** por incentivar minha continuidade no meio acadêmico e compartilhar seu vasto conhecimento em geologia. Também agradeço pela dedicação e confiança que me foi entregue ao decorrer da elaboração da pesquisa e principalmente pelo apoio e compreensão em momentos conturbados.

Agradeço a companhia, o carinho e a compreensão da minha ausência pela minha querida **Heloísa Buchmann**. Agradeço aos meus **amigos** geólogos e meus amigos do Labap pelas boas discussões geológicas, apoio e ensinamentos. Agradeço aos demais amigos geólogos, da escalada, de Campo Alegre e meu companheiro de residência **Yuri Rodrigues** pelos bons momentos de alegria e conforto que me permitiram enfrentar as dificuldades durante a elaboração do trabalho de mestrado em geologia.

À Petrobras, financiadora do projeto Projeto Caruaçu - Avaliação dos controles sedimentológicos, estratigráficos e tectônicos na distribuição e qualidade de reservatórios siliciclásticos - nº 165.60.10097, ao Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – PRH-ANP, suportado com recursos provenientes do investimento de empresas petrolíferas qualificadas na Cláusula de P, D&I da Resolução ANP nº 50/2015, através do PRH 12.1 – Exploração, Produção, Processamento e Novos Materiais na Indústria do Petróleo e Bcombustíveis, ao Instituto Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (ILamir) pelo subsídio parcial pelas análises de fluorescência de raios-X e o aprendizado com a realização das técnicas, ao Laboratório de Análise de Bacias (LABAP), ao departamento de Pós-Graduação em Geologia e a Universidade Federal do Paraná pela infraestrutura disponível.

A todos os cientistas brasileiros por toda a sua luta e perseverança durante períodos tão sombrios, dominados pelo negacionismo.

RESUMO

O estudo da composição sedimentar de reservatórios siliciclásticos e sua relação com a proveniência sedimentar provou ser útil para a exploração de hidrocarbonetos, pois permite a caracterização preditiva da qualidade de reservatórios a partir de modelos diagenéticos. Entretanto, para os reservatórios terrígenos da Formação Maracangalha, de idade eocretácea, presente na fase sin-rifte da Bacia do Recôncavo situada no estado da Bahia, ainda não foram avaliados sob a perspectiva da proveniência sedimentar e seu controle na qualidade de reservatório. Com isso, esta pesquisa inédita tem como objetivo reconhecer a proveniência sedimentar das fácies arenosas da Fm. Maracangalha, as modificações impostas ao sedimento durante o transporte e soterramento, a configuração tectônica das áreas fonte e o impacto da proveniência sobre processos diagenéticos, sobretudo nas heterogeneidades petrofísicas dos reservatórios. A partir da integração da análise petrográfica quantitativa (35 lâminas delgadas) com a geoquímica de rocha sedimentar (25 análises de fluorescência de raios-X) em arenitos, *wakes* e lutitos coletados nas ilhas de Frades, Itaparica e de Maré na região da Baía de Todos os Santos foram reconhecidas a contribuição sedimentar predominantemente félsica de terrenos granito-gnáissicos em contexto de quiescência tectônica, presentes no embasamento pré-cambriano, que resulta na ocorrência de arenito feldspato quartzoso. A contribuição de fontes recicladas, com possível contribuição sedimentar intrabacia, que reflete na ocorrência de arenito lito-quartzoso e arenito quartzoso. As rotas de dispersão sedimentar ocorreram, possivelmente, a partir do sistema distributário axial de direção NE-SW, sistema transversal a partir do bloco elevado da Falha do Salvador e pelo preenchimento oblíquo através do baixo Santo Amaro a noroeste, que possibilitaram aporte intra e extrabacia. A elevada dispersão de maturidade química-textural e mineralógica, a variação de baixo a moderado intemperismo químico sob clima semiúmido a semiárido indicam alternância de regimes intempéricos durante a deposição e distintos tempos de residência, nos quais sedimentos permaneceram em diferentes rotas de dispersão e/ou em estocagem temporária, os quais também podem ser reflexo de alterações paleoclimáticas ocorridos durante o Eocretáceo no nordeste brasileiro. A composição detrítica e a textura das fácies arenosas da Fm. Maracangalha, nitidamente, influencia na taxa de compactação mecânica, na obstrução da porosidade primária, em menor proporção secundária pela cimentação, na preservação do espaço intergranular pela cimentação precoce de dolomita, evitando a compactação. Também condiciona a precipitação precoce de cimentos de óxidos de ferro e argilominerais envolvendo os grãos que inibe a formação do cimento de quartzo e a geração da porosidade secundária pela dissolução do arcabouço e de cimentos precoces. Portanto, a proveniência sedimentar e as condições paleoclimáticas modificadores da composição e textura do sedimento mostram-se fundamentais na determinação da evolução diagenética e na compartimentação das qualidades de reservatório das fácies arenosas da Formação Maracangalha e seus análogos.

Palavras-chave: Proveniência sedimentar. Geoquímica de rochas sedimentares. Diagênese. Qualidade de reservatório. Paleointemperismo.

ABSTRACT

Sedimentary composition study on siliciclastic reservoirs analogues and their relationship with the sedimentary provenance proved to be useful for the hydrocarbons exploration, allowing the reservoirs quality predictive characterization and diagenetic models. However, unconventional terrigenous reservoirs analogues of the Maracangalha Formation, Eocretaceous age, present in the Recôncavo Basin syn-rift phase, located in the Bahia state, has not yet been evaluated from the sedimentary provenance perspective and its control on the reservoir quality. Thus, this unprecedented research aims to recognize the Maracangalha Formation. sandy facies sedimentary provenance, modifications imposed on the sediment during transport and burial, the source areas tectonic configuration and the provenance impact on diagenetic processes, especially in reservoir qualities compartmentalization. Based on the quantitative petrographic analysis (35 thin sessions), geochemistry (25 X-ray fluorescence analyses) in samples collected in Frades, Itaparica and Maré island, Baía de Todos os Santos regions, it was possible to recognize the sedimentary granite-gneissic terrains contribution in tectonic quiescence context, felsic nature predominantly, present in the Precambrian basement, which mainly reflect to quartzose feldspar petrofacies occurrence. The recycled sources contribution, from sedimentary/metasedimentary rocks, which reflects on lithoquartzous and quartzose petrofacies occurrence. The sedimentary contribution occurred, possibly, from the axial distributary system with NE-SW direction, transversal system to the Salvador Fault high block with W direction, and by the oblique filling through the low Santo Amaro at northwest, which allowed intra and extra-basial contribution. The high chemical-textural, mineralogical maturity dispersion, the low to moderate chemical weathering variation under semi-humid to semi-arid climates indicate an weathering regime alternation during deposition and different residence times in which sediments remained in the dispersion routes or in temporary storage, which may be a reflection of paleoclimatic changes that occurred during the Early Cretaceous in Northeastern Brazil. The sandstones facies mineral composition and primary texture clearly influence the mechanical compaction rate, primary porosity obstruction, to a lesser extent secondary through cementation, the integral space preservation by early dolomite cementation, preventing compaction. It also has created conditions for early oxides and clay cement formation involving the grains that inhibited the quartz cement formation, the secondary porosity generation by framework and early cements dissolution. Therefore, the sedimentary provenance and the paleoclimatic conditions modifying the composition and texture of the sediment proved to be fundamental for the diagenetic evolution and the reservoir qualities compartmentalization on the Maracangalha Fm.

Keywords: Sedimentary provenance. Sedimentary rocks geochemistry. Diageneses. Reservoir quality. Paleoweathering.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização da Bacia do Recôncavo. A) Mapa geológico simplificado do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá e seu embasamento cristalino, situado na Região Nordeste do Brasil. Modificado de Kosin (2009). B) Mapa geológico da região da Baía de Todos os Santos no qual abrange os grupos Brotas (Gb) e Santo Amaro (Sa), as formações Maracangalha (Fm), São Sebastião (Sb), Marizal (Mz) e Barreiras (Ba), depósitos quaternários (Qp) e terrenos pré-cambrianos (Psf). Modificado de Magnavita <i>et al.</i> (2005).	12
Figura 2 – Compartimentos tectônicos pertencentes a Subprovíncia Borborema meridional e a faixa nordeste da Província São Francisco, embasamentos do Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (Kosin 2009).	14
Figura 3 – Bloco diagrama da Bacia do Recôncavo e sua compartimentação estrutural. Modificado de Destro <i>et al.</i> (2003) e Silva <i>et al.</i> (2013).	19
Figura 4 – Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo, com as Supersequências deposicionais. EMB (embasamento); AFL (Afligidos); CZ (Cazumba); PD (Pedrão); ALI (Aliança); CG (Capianga); BP (Boipeba); SER (Sergi); ITA (Itaparica); AG (Água Grande); CAN (Candeias); TA (Tauá); GO (Gomo); MAR (Maracangalha); CAR (Caruaçu); PIT (Pitanga); MAF (Marfim); CT (Catu); SAN (Santiago); POJ (Pojuca); SS (São Sebastião); SAV (Salvador); MAS (Marizal); SAB (Sabiá); BAR (Barreiras). Retirado de Caixeta <i>et al.</i> (1994).	23
Figura 5 – Representação da interdependência dos fatores alogênicos e autigênicos no controle da assinatura de proveniência sedimentar. Modificado de Caracciolo (2020).	25
Figura 6 – No diagrama ternário (QFL) com areias originado no primeiro ciclo de sedimentação, a disposição dos dados revela o aumento relativo da proporção de quartzo sobre fragmentos líticos e feldspatos em clima úmido para fontes plutônicas e metamórficas de baixo (A) e alto (B) grau. Modificado de Basu <i>et al.</i> (1981).	29
Figura 7 – Situação geológica teórica com a representação do princípio de fracionamento durante o transporte sedimentar, no qual a composição original da área fonte representado por: Ao, Bo, Co, Do é modificado pelos processos de seleção hidráulica e terá como resultado composições modais distintas no percurso e no local de deposição representado pelas siglas: A`, B`, C` e D` . E o princípio de mistura que irá sobrepor as assinaturas de proveniência de áreas fonte distintas, pela coalescência de rotas de transporte.	32

Figura 8 – Através do esquema proposto por Morad *et al.* (2010) em estudos de caso, pode se perceber o controle composicional nos processos diagenéticos, estes últimos responsáveis pelas características permo-porosas dos reservatórios siliciclásticos. Em A) casos em que os agentes diagenéticos preservam a porosidade e permeabilidade e B) com situações em que a porosidade e a permeabilidade são reduzidas. 36

Figura 9 – A) Mapa geológico regional com os compartimentos tectônicos pertencentes a Subprovíncia Borborema Meridional e a faixa nordeste da Província São Francisco, embasamentos do Sistema Rife Recôncavo-Tucano-Jatobá. B) Perfil transversal, de direção NW-SE, da Bacia do Recôncavo, com a disposição espacial/estratigráfica das suas unidades geológicas. Modificado de Porsani *et al.* (2008). 44

Figura 10 – Mapa de localização da área de estudo. A) Mapa geológico da Bacia do Recôncavo e sua compartimentação tectono-estrutural: 1) Falha de Salvador, 2) Falha Pedra do Salgado, 3) Falha Água Grande, 4) Falha Patioba, 5) Falha das Pedras, 6) Falha Sauípe, 7) Falha Tombador, 8) Falha Inhambuca, 9) Falha Nova América, 10) Falha Oroba, 11) Falha Aliança, a) Baixo de Camaçari, b) Baixo Miranga e c) Baixo de Quiambina (Porsani *et al.*, 2008). Com destaque para área de estudo. B) Área de estudo com respectivos pontos de coleta das amostras da Formação Maracangalha, situado na região da Baía de Todos os Santos. Praia da Penha (PH/PNH), Pontal do Jaburu (JB/JN), Praia de Gameleira (GM/GML), Praia de Manguinhos (MG/GML), Mirante da Ponta da N.Sra de Lurdes (MI), Ilha dos Frades (IF), Praia do Tobazinho (TB), Praia da falha (PDF), Igreja N.Sra. de Loreto (IGRE) e Sul da Ilha de Maré (IM). 47

Figura 11 – A) *Wacke* quartzoso com matriz silto-argilosa intergranular de disposição uniforme; B) Matriz composta por argilominerais definindo a laminação sedimentar em arenito muito fino; C) Níveis de matriz silto-argilosa com bordas irregulares e sutil orientação interna; D) Arenito médio estratificado comum da fácies Caruaçu; E) Arenito siltoso com presença de intraclastos pelíticos, fósseis vegetais e diversas estruturas deformacionais resultado da fluidização/liquefação em sedimento inconsolidado, comum para a fácies Pitanga. 49

Figura 12 – A) Quartzo monocristalino (Qm) esférico, muito bem arredondado com superfície fosca; B) Quartzo policristalino (Qp) com cristais orientados verticalmente; C) Grãos de feldspato microclínio, plagioclásio e Qm; D) Grão de anfibólio com dissolução parcial, E) Estaurolita com feições de corrosão e F) Muscovita e Zircão com aumento em polarizadores paralelos e cruzados. 50

Figura 13 – A) Fragmentos de quartzito sob polarizadores paralelos e cruzados, respectivamente; B) Fragmento plutônico com associação de (Qm, Ks e Clr) e fragmento de arenito quartzoso; C) Fragmentos de muscovita-filito com foliação evidenciada pela orientação das micas; D) Intraclasto lamoso com forma irregular; E) Fragmento de <i>wacke</i> e F) Grão de <i>chert</i> .	52
Figura 14 – A) Oncólito micritizado; B) Pelóides recristalizados parcialmente por microesparita e C) Esferolito carbonático; D) Bioclasto; E) Fragmento vegetal e F) Apêndice de artrópode.	53
Figura 15 – Diagrama de classificação de arenitos de Garzanti (2016), os vértices são marcados por quartzo total (Qt), feldspatos totais (F) e fragmentos líticos afaníticos (L). 16 amostras foram plotadas no campo do arenito quartzoso, 17 no arenito feldspato-quartzoso, (1) em arenito lito-quartzoso e (1) em feldspato-lito-quartzoso.	54
Figura 16 – A) Faixa irregular com elevação na proporção de porosidade intergranular e mista; B) Porosidade secundária do tipo móldica; C) Porosidade mista e destaque (seta) para a microporosidade intracimento argiloso, com ocorrência de cimento dolomítico euédrico tardio; D) Porosidade intragranular em fragmento lítico parcialmente dissolvido; E) Porosidade vugular indicado pela seta; F) Porosidade fissural tardia em <i>wacke</i> ; G) Ocorrência de argila infiltrada intergranular e cimento de dolomita tardia ocupando porosidade secundária; H) Película de cimento argiloso envolvendo grãos de quartzo e I) Nódulo de cimento de óxido de ferro.	57
Figura 17 – Gráficos de barras com as proporções modais do arcabouço, matriz, cimentos e da porosidade, com suas respectivas médias. A) Petrofácies arenito quartzoso; B) Petrofácies arenito feldspato quartzoso e líticos. As amostras destacadas em tom avermelhado (PNH 01 e 02, PH 02, GM 02, PDF 02) constituem <i>wackes</i> as demais de cor cinza escuro constituem arenitos.	58
Figura 18 – Gráfico de dispersão da porosidade <i>versus</i> matriz e cimento. Em A) e B) é visível o efeito dominante do cimento em relação a ocorrência da matriz na obstrução da porosidade. No entanto, em C) a forte correlação negativa da ação conjunta revela a importância de ambos no controle da porosidade.	59
Figura 19 – Diagramas de classificação geoquímica de rochas siliciclásticas, A) Diagrama de Pettijohn <i>et al.</i> (1973); B) Diagrama de Herron (1988). Em ambos os gráficos, as amostras com fluxo para sul apresentam mais agrupados em relação as amostras com paleocorrentes para oeste.	60

Figura 20 – Gráfico multielementar: SiO ₂ versus Al ₂ O ₃ , CaO, MgO, Na ₂ O, K ₂ O, TiO ₂ , P ₂ O ₅ , FeO _t e MnO, teores em wt (%). Indicação de paleocorrentes predominantemente para sul (amostras em vermelho); para oeste (amostras em azul); círculo (pelitos); triângulo (<i>wackes</i>); quadrado (arenitos); X (UCC); asterisco (NASC) e quadrado vazado (PASS); em rosa amostras das formações Itaparica, Capianga e Cazumba. As amostras com fluxo predominante para sul são, sutilmente, mais agrupadas em relação as com direção oeste.	62
Figura 21 – Gráfico multielementar: Al ₂ O ₃ versus SiO ₂ , CaO, MgO, Na ₂ O, K ₂ O, TiO ₂ , P ₂ O ₅ , FeO _t e MnO, teores em wt (%). Indicação de paleocorrentes predominantemente para sul (amostras em vermelho); para oeste (amostras em azul); círculo (pelitos); triângulo (<i>wackes</i>); quadrado (arenitos); X (UCC); asterisco (NASC) e quadrado vazado (PASS); em rosa amostras das formações Itaparica, Capianga e Cazumba. As amostras com fluxo predominante para sul são, sutilmente, mais agrupadas em relação as com direção oeste.	63
Figura 22 – Em A) vetores composicionais dos óxidos maiores e elementos traços pra PC1 e PC2; B) dispersão dos arenitos e <i>wackes</i> para a PC1 (retrata a maturidade mineralógica) e PC2 (retrata o efeito do cimento carbonático), distinguidas pela direção de paleocorrentes, no qual as amostras com pelaeocorrentes para sul apresentam, sutilmente, para maior maturidade mineralógica.	64
Figura 23 – A) Gráfico ACNK (Nesbitt e Young, 1982; McLennan <i>et al.</i> , 1993); Gráficos de maturidade química do sedimento de B) Cox <i>et al.</i> (1995) e C) Nesbitt e Young (1984); D) Gráfico discriminante das condições paleoclimáticas de Suttner e Dutta (1986) e E) Gráfico de variação intempérica para protólitos ígneos de Potter <i>et al.</i> (2005).	68
Figura 24 – Gráficos discriminantes da configuração tectônica das áreas fonte de sedimento, (QmFL) de Dickinson (1983) e gráfico (QtFL) de Dickinson (1985); Gráfico discriminante da natureza e condições paleoclimáticas da área fonte de sedimento Suttner <i>et al.</i> (1981).	70
Figura 25 – Esquema das principais rotas de preenchimento da Bacia do Recôncavo. Modificado de Silva (1993). Compartimentação tectônica simplificada do embasamento retirado de Kosin (2009).	71
Figura 26 – Diagramas binários discriminantes da natureza da área fonte e da configuração tectônica. A) Hayashi <i>et al.</i> (1997); B) Floyd (1987); C) Roser e Korsch (1986); D) Bathia (1983); E) Roser Korsch (1988) e F; G; H; I de Bathia (1983).	

Paleocorrentes predominantemente para sul (amostras em vermelho); para oeste (amostras em azul). 73

Figura 27 – Quadro com a ordem de ocorrência dos eventos diagenéticos, subdivido em eventos eodiagenéticos, mesodiagenéticos e telodiagenéticos. A) Arenito muito fino com elevada proporção de matriz e porosidade reduzida; B) Deformação mecânica de fragmento lítico de natureza pelítica com a formação de pseudomatriz; C) Cimento dolomítico esparítico e microesparítico precoce, com fragmentos do arcabouço “flutuando” no cimento; D) Extensa geração de porosidade secundária e preenchimento parcial por betume; E) Arenito pouco compactado com feições irregulares sugestivas de corrosão na superfície dos grãos do arcabouço; F) Fragmentos albioquímicos substituídos por microesparita e esparita. 78

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Proporção modal dos constituintes. Q-F-L, normalizado para 100%. Quartzo monocrystalino (Qm), quartzo policristalino (Qp), quartzo total (Qt), líticos sem Qp (L), líticos afaníticos totais (Lt), não determinado devido elevado proporção de matriz (—).	55
Tabela 2 – Teores dos óxidos dos elementos maiores (wt %), elementos traços (ppm) e as médias elementares para a população de amostragem.	61
Tabela 3 – Índices paleointempéricos para as amostras de arenito, <i>wackes</i> e lutitos e suas respectivas médias. CPA (<i>Chemical Proxy of Alteration</i>), CIW (<i>Chemical Index of Weathering</i>), CIA (<i>Chemical Index of Alteration</i>) e PIA (<i>Plagioclase Index of Alteration</i>). Além dos índices de maturidade química-textural: ICV (<i>Index of Compositional Variability</i>) e a razão SiO ₂ /Al ₂ O ₃	66

SUMÁRIO

CAPÍTULO I – CONSIDERAÇÕES GERAIS.....	11
1.1 INTRODUÇÃO	11
1.2 OBJETIVOS	12
2. CAPÍTULO II - CONTEXTO GEOLÓGICO	13
2.1 EMBASAMENTO	13
2.1.1 Província São Francisco	13
2.1.1.1 Ramo Intracontinental do Cinturão Bahia Oriental.....	14
2.1.1.2 Ramo costeiro do Cinturão Bahia Oriental	15
2.1.2 Província Borborema	16
2.2 BACIA DO RECÔNCAVO	18
2.2.1 Arcabouço estrutural	18
2.2.2 Sequências Sedimentares	19
2.2.2.1 Supersequência Paleozoica	19
2.2.2.2 Supersequência Pré-Rifte.....	20
2.2.2.3 Supersequência Rifte	20
2.2.2.4 Supersequência Pós-Rifte	22
3. CAPÍTULO III – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	24
3.1 O ESTUDO DE PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR.....	24
3.2 FATORES QUE CONTROLAM A COMPOSIÇÃO DO SEDIMENTO	25
3.2.1 Tectônica e reciclagem sedimentar	26
3.2.2 Área fonte e litologia	27
3.2.3 Clima.....	28
3.2.4 Paleofisiografia e Seleção hidráulica	30
3.2.5 Processos Diagenéticos	33

3.3 IMPORTÂNCIA DA PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR NA QUALIDADE DE RESERVATÓRIOS	34
4. CAPÍTULO IV - MATERIAIS E MÉTODOS	38
4.2 PETROGRAFIA E ANÁLISE DE PROVENIÊNCIA EM ARENITOS	38
4.3 ANÁLISE GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL	39
5. CAPÍTULO V - ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	40
5.1 INTRODUÇÃO	42
5.2 CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRAFIA.....	43
5.2.1 Embasamento.....	45
5.3 MATERIAIS E MÉTODOS	46
5.4 RESULTADOS.....	48
5.4.1 Composição detrítica e textura	48
5.4.2 Porosidade e cimento	56
5.4.3 Geoquímica de rochas sedimentares	59
5.5 DISCUSSÕES.....	65
5.5.1 Condições paleointempéricas e maturidade sedimentar	65
5.5.2 Configuração tectônica da área fonte	69
5.5.3 Implicações da composição detrítica e textura na diagênese e qualidade de reservatório.....	74
5.6 Conclusões	79
REFERÊNCIAS (ARTIGO)	81
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	92
REFERÊNCIAS (DISSERTAÇÃO)	94

CAPÍTULO I – CONSIDERAÇÕES GERAIS

1.1 INTRODUÇÃO

A Bacia do Recôncavo está localizada no Estado da Bahia, nordeste brasileiro (Figura 1A), e constitui um marco na exploração petrolífera do Brasil (Cupertino e Bueno, 2005). Também possui grande potencial de exploração com reservas provadas na ordem 221,8 milhões de barris de óleo e 5,4 bilhões de m³ de gás natural (Prates e Fernandez, 2015). A bacia está inserida na porção sul do Aulacógeno Recôncavo-Tucano-Jatobá, formado durante os estágios iniciais da abertura do Atlântico Sul e da fragmentação do continente Gondwana durante Juro-Cretáceo (Silva *et al.*, 2007). Seu preenchimento sedimentar é subdividido em quatro sequências sedimentares: sinéclise, pré-rift, sin-rift e pós-rifte (Silva *et al.*, 2007).

A Formação Maracangalha, de idade Eocretácea, está inserida na fase sin-rifte e é constituída por depósitos finos e pelos membros arenosos Pitanga e Caruaçu, estes últimos aflorantes na região da Baía de Todos os Santos (Figura 1B), são considerados alvos exploratórios e serão objeto de estudo deste trabalho. O sistema deposicional interpretado para a Formação Maracangalha compreende depósitos gravitacionais remobilizados das bordas para interior de um sistema lacustre (Silva *et al.*, 2007). A partir de dados de paleocorrentes e arranjo tectonoestrutural Silva *et al.* (2000) e Magnavita *et al.* (2005) indicam para a Bacia do Tucano-Sul situada a noroeste, e de terrenos pré-cambriano a norte e a leste como possíveis áreas fonte de sedimento.

O estudo da proveniência sedimentar pode ajudar a elucidar a paleogeografia, o contexto tectônico de bacias sedimentares (Dickinson, 1980; Dürr, 1996), aspectos paleoclimáticos e as principais rotas de distribuição (Pettijohn *et al.*, 1987; Miall, 1990). A abordagem integrada da proveniência tectônica e seus efeitos sobre processos diagenéticos também se tornou uma ferramenta promissora para caracterização preditiva da qualidade de reservatórios (Haughton, 1991; De Ros, 1996; Ramm, 2000; Jardim *et al.*, 2011; Fadipe, 2011; Zaid, 2013; Tobin e Schwarzer, 2014), uma vez que compreender a evolução diagenética dos arenitos é essencial para a previsão de sua qualidade como reservatório (e.g. Wilson, 1994; Bloch e Helmond, 1995; De Ros, 1996; Morad *et al.*, 2000; Schrank e De Ros, 2015; Schrank *et al.*, 2017).

Apesar da análise de proveniência ser uma ferramenta útil para a exploração de hidrocarbonetos e usualmente utilizada em análise de bacia (e.g. Dickinson e Seeley

1979; Dickinson, 1988; Garzanti e Andò 2007; Garzanti *et al.*, 2014, 2016; Caracciolo 2020), não há estudos sob seu efeito no controle das qualidades de reservatório nas unidades geológicas da Bacia do Recôncavo. Assim, sua aplicação nos reservatório arenosos na Fm. Maracangalha poderá contribuir na melhor compreensão dos controles geológicos determinantes na qualidade do reservatório, bem como questões geológicas relacionadas à paleogeografia e o preenchimento da bacia, ainda discutidos na literatura.

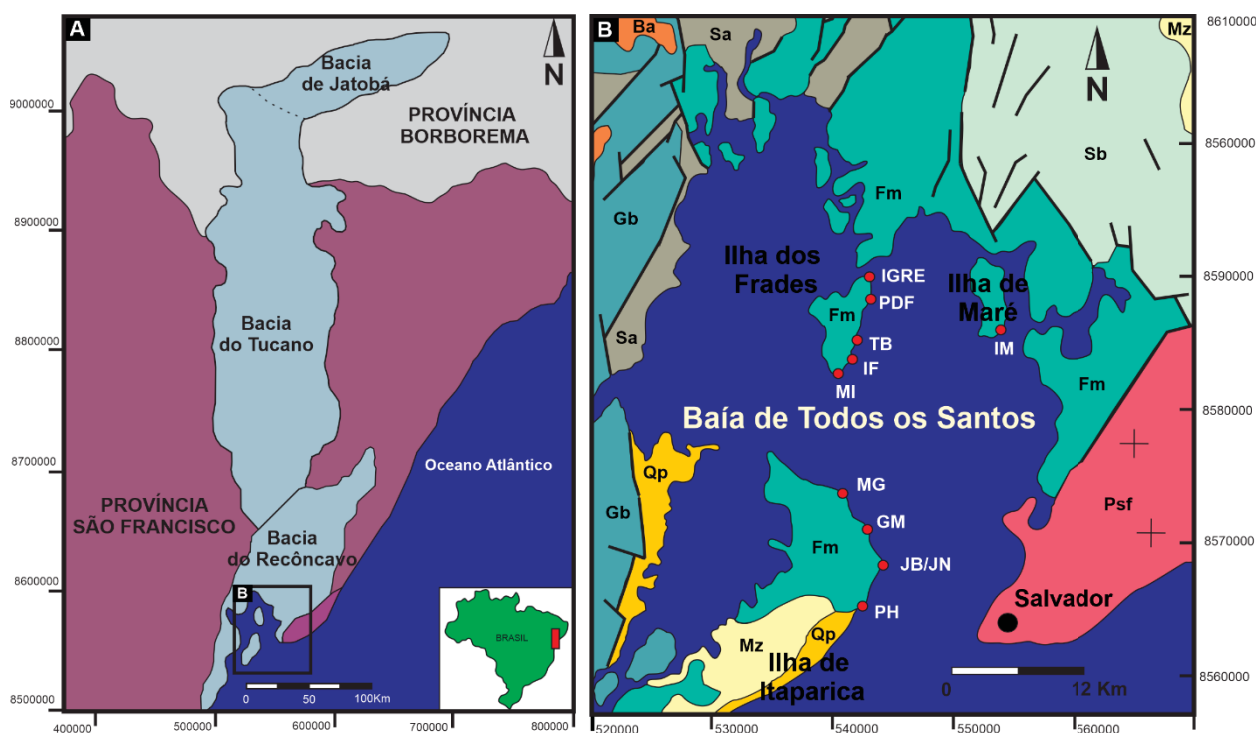


Figura 1 – Mapa de localização da Bacia do Recôncavo. A) Mapa geológico simplificado do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá e seu embasamento cristalino, situado na Região Nordeste do Brasil. Modificado de Kosin (2009). B) Mapa geológico da região da Baía de Todos os Santos no qual abrange os grupos Brotas (Gb) e Santo Amaro (Sa), as formações Maracangalha (Fm), São Sebastião (Sb), Marizal (Mz) e Barreiras (Ba), depósitos quaternários (Qp) e terrenos pré-cambrianos (Psf). Modificado de Magnavita *et al.* (2005).

1.2 OBJETIVOS

Este estudo tem como objetivos reconhecer a proveniência sedimentar dos reservatórios da Fm. Maracangalha, os mecanismos modificadores da assinatura de proveniência, a configuração tectônica das áreas fonte dos sedimentos e a identificação das principais rotas de transporte sedimentar. Também objetiva a identificação das possíveis variações de proveniência pela compartimentação tectono-estrutural da bacia e das variações do contexto paleogeográfico e paleoclimático. Estes objetivos serão essenciais para analisar a influência da proveniência sedimentar na qualidade de reservatórios petrolíferos não convencionais. Assim, pretende-se avaliar o quanto esse

controle composicional está ligado à proveniência sedimentar, a diagênese e as propriedades permo-porosas dos reservatórios Pitanga e Caruaçu.

2. CAPÍTULO II - CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 EMBASAMENTO

O Sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), se desenvolveu sobre a região limítrofe das Províncias São Francisco e Borborema, no qual as estruturas do embasamento configuraram o arranjo dessas bacias (Kosin, 2009). O embasamento abrange unidades constituídas por rochas magmáticas, plutônicas e vulcânicas, sedimentares, polideformadas e metamorfizadas, com idades desde o Arqueano até o início do Fanerozóico (Kosin, 2009).

Para a categorização das unidades do embasamento, este trabalho se baseará principalmente na proposta de Silva (2006) e Kosin (2009) para a nomenclatura e organização dos compartimentos tectônicos para as Províncias São Francisco e Borborema Meridional (Figura 2). Nestes trabalhos, os autores fazem a síntese das diversas cartas geológicas elaboradas pelo Serviço Geológico do Brasil, acrescidas de estudos geofísicos, geoquímicos e geocronológicos. Como resultado houve a partição do Cinturão Bahia Oriental (Província São Francisco) proposto por Delgado *et al.* (2003) em dois segmentos com distintos significados geotectônicos: O ramo intracontinental e o ramo costeiro.

2.1.1 Província São Francisco

A província São Francisco (Kosin, 2009) ou Cráton do São Francisco (Almeida, 1977) corresponde um segmento crustal consolidado ao final da Orogênese Transamazônica, limitado por faixas móveis geradas durante o evento Brasileiro (Almeida *et al.*, 1976; Almeida *et al.*, 1981; Brito Neves *et al.*, 2003; Hasui, 2012a). A Província é formada por microplacas Arqueanas e Paleoproterozoicas suturadas durante a Orogenia Riachiana de idade Paleoproterozoica, estes terrenos estão parcialmente encobertos por bacias desenvolvidas durante Paleo, Meso e Neoproterozoico (Delgado *et al.*, 2003; Silva *et al.*, 2005d; Kosin, 2009; Hasui, 2012a; Alkmin *et al.*, 2012). A Bacia do Recôncavo fica situado sobre a faixa nordeste da província e tem como embasamento

os terrenos que compõem a porção centro-norte do Cinturão Bahia Oriental (Delgado *et al.*, 2003). O cinturão foi subdividido em dois ramos: Ramo Intracontinental e o ramo costeiro.

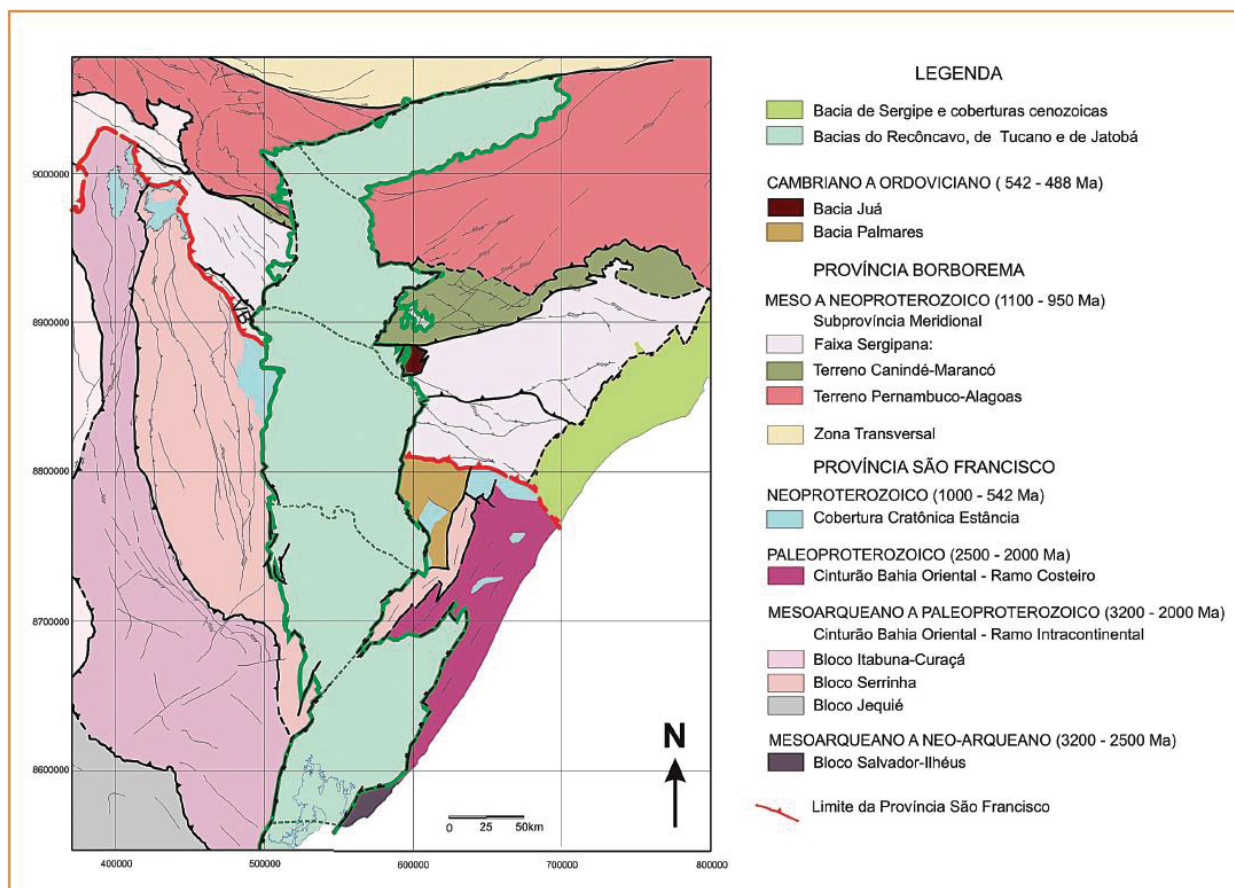


Figura 2 – Compartimentos tectônicos pertencentes a Subprovincia Borborema meridional e a faixa nordeste da Província São Francisco, embasamentos do Sistema Rife Recôncavo-Tucano-Jatobá (Kosin 2009).

2.1.1.1 Ramo Intracontinental do Cinturão Bahia Oriental

O Ramo Intracontinental tem sua estruturação preferencial com direções N-S a NNW-SSE, abrange os Blocos Jequié, Itabuna-Curaçá e Serrinha de oeste a leste. Estes blocos são de idade Mesoarqueanos a Paleoproterozoicos (3200-2500 Ma), foram amalgamados e intensamente deformados por um orógeno colisional durante o Paleoproterozoico, associado ao orógeno ocorreram eventos magmáticos responsáveis pela colocação de diversos corpos graníticos e sieníticos (Kosin, 2009). Os Blocos Serrinha e Itabuna-Curaçá são embasamento em parcela da Bacia do Tucano e estão predominantemente situados a leste da Bacia do Recôncavo.

O arcabouço tectônico é resultado da colagem inicial dos blocos Itabuna-Curaçá e Jequié durante o Meso e o Neoarqueano, por meio de múltiplas fases no qual resultou

em um grande núcleo. Em seguida, este extenso núcleo se amalgamou com o Bloco Serrinha, resultando em uma intensa deformação nos terrenos do Bloco Itabuna-Curaçá (Teixeira e Figueiredo, 1991; Teixeira *et al.*, 2000; Delgado *et al.*, 2003). Estes orógenos foram os responsáveis pela colocação de diversos corpos graníticos sin a tardiorogênicas durante o paleoproterozoico (Kosin, 2009).

O Bloco Jequié é constituído por migmatitos Mesoarqueanos e Granitóides Neoarqueanos, sobrepostos por metassedimentos e metavulcânicas básicas preenchendo riftes. Este bloco sofreu intensa deformação e metamorfismo da fácies granulito no Paleoproterozoico (Alkmin, 2004).

O Bloco Serrinha compreende um segmento de crosta Mesoarqueana do tipo granito-greenstone, seu embasamento é composto por ortognaisses migmatíticos arqueanos, granitos e tonalitos Mesoarqueanos, metamorfisados na fácies anfibolito pertencentes aos complexos Uauá e Santa Luz (Kosin, 2009). Este embasamento é recoberto por sequências de *greenstone belts* das unidades Rio Itapicuru e Capim de idades Paleoproterozóicas, geradas em ambiente de retro arco (Alkmin, 2004).

O Bloco Itabuna-Curaçá e o Ramo Costeiro têm origem comum, integrantes de um arco magmático desenvolvido durante o Paleoproterozoico. Estes terrenos passaram por um intenso evento de deformação e metamorfismo na fácies granulito ainda durante o Paleoproterozoico, como resposta da convergência dos blocos pertencentes ao Cinturão Bahia Oriental (Alkmin, 2004). O Bloco Itabuna-Curaçá é composto predominantemente por tonalitos, trondhjemitos sin-colisionais, rochas shoshoníticas e metassedimentos.

2.1.1.2 Ramo costeiro do Cinturão Bahia Oriental

O Ramo Costeiro, embasamento da Bacia do Recôncavo, tem origem em um arco magmático, é estruturado por zonas de cisalhamento transpressivas com direção NE-SW, gerados pela colagem dos Blocos Serrinha e Itabuna-Curaçá com o Bloco Salvador-Ilhéus (Silva *et al.*, 2005c). Seu segmento setentrional está em partes recoberto por sedimentos costeiros e pelo Grupo Barreiras (Kosin, 2009).

O Ramo costeiro, de idade Paleoproterozoica (2500-2000 Ma), é composto por ortognaisses charnoenderbíticos a charnockíticos, migmatizados e fortemente foliados, com intercalações de rochas supracrustais (calcissilicáticas e quartzitos), junto a metamáficas migmatizadas (Delgado *et al.*, 2003). Neste Ramo também se encontra a

Suíte Teotônico-Pela Porco situada no extremo oeste do Ramo Costeiro em contato com o Bloco Serrinha, constituída por biotita granitos, granodioritos e tonalitos com enclaves gabroícos (Silva *et al.*, 2005d; Kosin, 2009).

O Bloco Salvador-Ilhéus compreende remanescentes arqueanos de um bloco que integra a margem continental ocidental do Ramo Costeiro que teria sido separado durante a fragmentação do Gondwana do Bloco Gabão, integrante do Cráton do Congo Ocidental (Silva *et al.*, 2005d; Kosin, 2009). O bloco é composto por ortognaisses enderbíticos a charnoenderbíticos, paragnaisses aluminosos, rochas calcissilicáticas, quartzitos e enclaves metamáficos e metaultramáficos (Barbosa *et al.*, 2005; Souza-Oliveira *et al.*, 2014).

2.1.2 Província Borborema

A província está localizada no Nordeste Brasileiro, limitada a sul pela Província São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba (Almeida, 1977; Hasui, 2012) e a leste sobre a margem continental as Bacias Costeiras do Nordeste (Campelo, 1999). Para Silva (2006) a província é um mosaico de domínios tectono-geológicos separados por importantes lineamentos transpressivos. Sua formação é resultado da colagem de diversas microplacas ao longo dos ciclos tectônicos Cariris Velhos no Meso a Neoproterozoico e Brasileiro no Neoproterozoico, este último responsável pela existência de um extenso plutonismo granítico e sua estabilização (Kosin, 2009; Hasui, 2012).

A província é compartimentada em três subprovíncias: Setentrional, Zona Transversal e Meridional, esta última será destacada por integrar embasamento para as Bacias de Tucano e Jatobá, e possível área fonte de sedimento para a Bacia do Recôncavo. A Subprovíncia Meridional está delimitada a sul do Lineamento Pernambuco e a norte da Província São Francisco (de Brito *et al.*, 2009; Santos *et al.*, 2010), é estruturada por zonas de cisalhamento transpressionais de direção NW-SE a NE-SW, responsáveis pela movimentação dos terrenos para sul e sudeste sobre a Província São Francisco durante o Ciclo Brasileiro (Kosin, 2009). Três entidades tectônicas configuram a subprovíncia, elas são: Terreno Pernambuco-Alagoas, Terreno Canindé-Marancó e Faixa de Dobramentos Sergipana.

O Terreno Pernambuco-Alagoas (Santos *et al.*, 1995; Santos 1996) ou Maciço Pernambuco-Alagoas (Van Schmus *et al.*, 1995; Santos *et al.*, 2010), tem sua evolução iniciada durante a fase final do Ciclo Cariris Velhos e tem seu encerramento durante o

Ciclo Brasileiro, toda a trajetória ocorreu durante o neoproterozóico. O terreno foi segmentado em dois grandes complexos metamórficos por Santos *et al.*, (1995) e Medeiros *et al.*, (1998), estes são: O Complexo Belém do São Francisco composto por ortognaisses graníticos a tonalíticos-granodioríticos migmatizados, e o Complexo Cambrobó representado por uma unidade metavulcanosedimentar metamorfizada na fácies anfibolito.

O Terreno Canindé-Marancó tem sua forma em cunha, limitado a norte pelo Terreno Pernambuco-Alagoas e ao sul pela Faixa de Dobramentos Sergipana, sua estruturação se dá por zonas de cisalhamentos compressionais de direção NW-SE, com vergência para sul (Kosin, 2009). Sua evolução ocorreu integralmente durante o Neoproterozoico, iniciou durante o Ciclo Cariris Velhos e tem sua estabilização durante o Ciclo Brasileiro. O terreno é formado por uma faixa de ortognaisses migmatíticos pertencentes ao Complexo Migmatítico Poço Redondo, no qual segrega duas sequências supracrustais (Canindé e Marancó) constituídos por rochas metavulcanossedimentares. Associados às sequências supracrustais também ocorrem granitóides Neoproterozoicos nomeados de suítes Garrote e Serra Negra (de Brito *et al.*, 2009; Kosin, 2009).

A Faixa de Dobramentos Sergipana compreende um orógeno colisional com direção preferencial de ESE-WNW (Lima, 2018), este orógeno se deu com a colisão oblíqua do Terreno Pernambuco-Alagoas com o Cráton São Francisco-Congo durante o Ciclo Brasileiro (Brito Neves *et al.*, 1977; Oliveira *et al.*, 2006; Silva *et al.*, 2008). Essa faixa compreende uma sequência de rochas supracrustais metamorfizadas na fácies xisto verde a anfibolito associada a uma margem continental passiva e em contexto de bacias do tipo *foreland* (Oliveira *et al.*, 2015).

2.1.3 Cobertura Cratônica Estância e coberturas Cambro-Ordovicianas

A Cobertura Cratônica Estância é uma bacia de margem passiva, Neoproterozoica, pouco afetada pela deformação Brasileira, sua formação é relacionada ao regime extensional a flexural-termal sobre rochas Arqueanas a Paleoproterozoicas da Província São Francisco (Delgado *et al.*, 2003). O Grupo Estância engloba as Formações Juetê, Acauã e Jacoca, que tiveram sua deposição em ambiente litorâneo sobreposto por uma plataforma rasa lamosa (Santos *et al.*, 2002).

As Bacias de Palmares e Juá compreendem bacias molássicas Cambro-Ordovicianas. A Bacia de Palmares é uma bacia do tipo *foreland* que se formou sobre o empilhamento sedimentar da Cobertura Cratônica Estância, é constituída por arenitos intercalados com conglomerados polimífticos, e pelitos, estes interpretados como um sistema de leques aluvionais retrabalhos por planícies costeiras (Delgado *et al.*, 2003; Kosin, 2009). A Bacia de Juá integra um sistema de grábens em uma bacia do tipo *piggy-back*, preenchidos por conglomerados e arenitos depositados por fluxos de detritos e depósitos fluviais entrelaçados (Menezes Filho *et al.*, 1988).

2.2 BACIA DO RECÔNCAVO

A Bacia do Recôncavo integra uma série de grábens assimétricos conectados estruturalmente e pertencentes ao Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-jatobá (Magnavita, 1992). A Bacia ocupa uma área aproximada de 11.500 km² desse sistema (Silva *et al.*, 2007), sua configuração é de meio-graben com orientação preferencial para NE-SW, com borda de falha a leste e flexural a oeste (Guerra, 2002; Figura 3). Se individualiza a norte da Bacia do Tucano pelo Alto de Aporá, a sul pelo sistema de Falhas da Barra, a leste pelo sistema de Falhas de Salvador e a oeste pela Falha de Maragogipe (Guerra, 2002; Silva *et al.*, 2007).

2.2.1 Arcabouço estrutural

A bacia possui mergulho regional para SE, é estruturada por sistemas de falhas normais, sintéticas e antitéticas, orientadas a N30° - N40°E (Destro *et al.*, 2003; Magnavita *et al.*, 2005) e tem assimetria, em meio-graben, resultado do grande rejeito da Falha Salvador a leste em relação ao menor rejeito na margem flexural a oeste (Magnavita *et al.*, 2005; Figura 3). A bacia é seccionada por duas falhas transversais de direção NW-SE, a Falha de Mata Catu e de Itanagra-Araças, as quais são responsáveis por alterar a polaridade estrutural dos meios grábens e compartimentar a bacia em três compartimentos estruturais: A Sub-Bacia Norte, Central e Sul (Guerra, 2002; Destro *et al.*, 2003; Cupertino e Bueno, 2005; Figura 3).

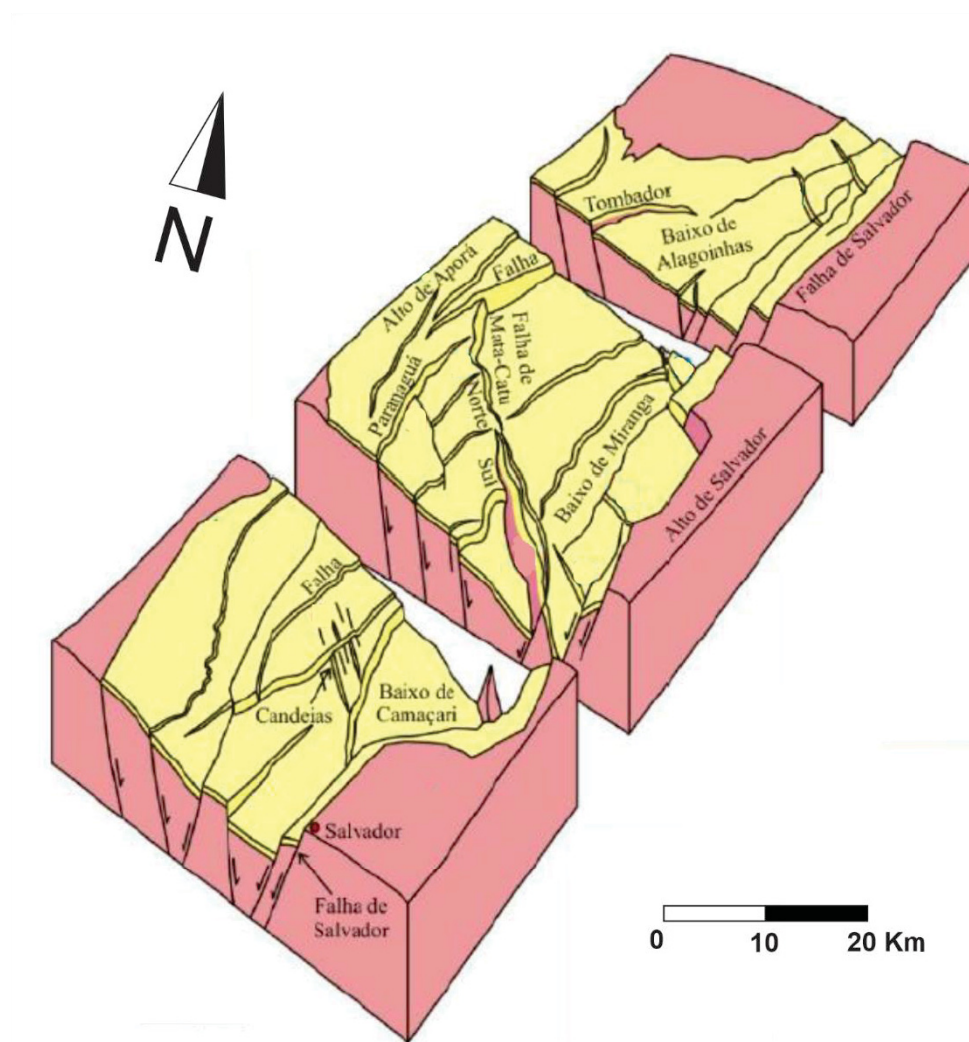


Figura 3 – Bloco diagrama da Bacia do Recôncavo e sua compartimentação estrutural. Modificado de Destro *et al.* (2003) e Silva *et al.* (2013).

2.2.2 Sequências Sedimentares

O preenchimento da Bacia do Recôncavo se deu em cinco Supersequências deposicionais durante o Juro-cretáceo: Supersequência Paleozoica, Supersequência Pré-Rifte, Supersequência Rifte e Supersequência Pós-Rifte, da base para o topo respectivamente (Silva *et al.*, 2007), sumarizados na Carta Cronoestratigráfica da Bacia do Recôncavo (Figura 4), totalizando um empilhamento de mais de 6.500 m (Aragão, 1994).

2.2.2.1 Supersequência Paleozoica

Também designado de Fase Sinéclise (Moreira, 2015), compreende a sequência mais basal do empilhamento estratigráfico da Bacia do Recôncavo. A sedimentação ocorreu em contexto de bacia intracratônica sob paleoclima árido com episódicas

incursões marinhas. O registro sedimentar possui tendência regressiva, representado pelos Membros Pedrão e Cazumba da Formação Afligidos, depositados durante o Paleozoico (Silva *et al.*, 2007). O Membro Pedrão representa a sedimentação basal da sequência, é constituído por arenitos com feições de retrabalhamento por ondas, lamitos e evaporitos em contexto plataformar e marinho restrito. E o Membro Cazumba é representado pela intercalação de folhelhos e arenitos depositados em ambiente lacustre (Caixeta *et al.*, 1994; Silva *et al.*, 2007). Seus contatos com o embasamento e a supersequência sobreposta são discordantes (Moreira, 2015).

2.2.2.2 Supersequência Pré-Rifte

Foi depositada em contexto flexural, como resposta da implementação do sistema rifte, como consequência dos esforços distensionais da crosta durante o Eocretáceo. O preenchimento se dá por três ciclos flúvios-eólicos constituídos pelas Formações Sergi, Aliança e Água Grande, marcados por arenitos finos a conglomeráticos (Santos *et al.*, 1990), estes separados por transgressões lacustres de importância regional representados pelas Formações Aliança e Itaparica caracterizados pelo predomínio de lamitos (Silva *et al.*, 2007).

2.2.2.3 Supersequência Rifte

O limite da Supersequência Rifte com a supersequência subjacente é objeto de discussão na literatura (e.g. Magnavita, 1992, 1996; Da Silva, 1993, 1996; Caixeta *et al.*, 1994). Neste trabalho, a transição dos arenitos fluviais e eólicos da Formação Água Grande e dos folhelhos lacustres do Membro Tauá será adotada como limite basal da supersequência, caracterizado por uma paraconformidade (Magnavita, 1992; Caixeta *et al.*, 1994).

O preenchimento da supersequência se deu em grande parte no Andar Rio da Serra, em ambiente lacustre representada pela Formação Candeias, que abrange os Membros Tauá e Gomo, sobreposta pela Formação Maracangalha, que engloba os Membros Pitanga e Caruaçu (Silva *et al.*, 2007). Esse sistema lacustre contou com o incremento batimétrico inicial associado à atividade tectônica, responsável pela deposição de argilas ricas em matéria orgânica (Formação Candeias) de idade

Eoberrisiana/Eovalanginiana, e seus respectivos membros arenosos Gomo e Tauá (Caixeta *et al.*, 1994).

Com a diminuição da atividade tectônica e o incremento no aporte sedimentar no Neo-Rio da Serra (Eovalangianiano/Eohauteriviano), houve a redução do gradiente deposicional e progressivo assoreamento dos depocentros, nesse contexto que se depositou a Formação Maracangalha, e seus membros arenosos Pitanga e Caruaçu relacionados a um grande volume de depósitos associados a movimentos gravitacionais, esses corpos apresentam feições que sugerem depósitos de frentes deltaicas retrabalhados e redepositados em porções mais distais da bacia (Raja Gabaglia, 1991; Caixeta, 1994; Guerra, 2002).

A sobrecarga exercida sobre esses depósitos pelos sedimentos sobrepostos, aliada a fisiografia de meio-gráben foram gatilho para o desenvolvimento da argilocinese e formação de falhas lítricas sindeposicionais. A configuração e a distribuição dos reservatórios presentes nas Formações Maracangalha, Marfim e Pojuca estão condicionados a esta estruturação (Silva *et al.*, 2007).

Contemporaneamente, houve o preenchimento da borda leste da bacia por um sistema de *fan-deltas*, estes gerados em consequência da atividade tectônica ao longo do sistema de Falhas Salvador (Medeiros e Pontes, 1981; Caixeta *et al.*, 1994). Estes depósitos são integrantes da Formação Salvador, constituídos de conglomerados e arenitos gerados pelos mecanismos de tração, fluxo de grãos e fluxos de detritos com o sedimento provindo de áreas fontes próximas (Barbosa *et al.*, 2007).

Ainda no Andar Rio da Serra, o contínuo assoreamento, a redução do gradiente e da batimetria, permitiu a progradação deltaica e a deposição do Membro Catu (Formação Marfim). Posteriormente depositou a Formação Pojuca em sucessivos ciclos deltaico-lacustres, concomitantemente ao recuo da sedimentação da Formação Maracangalha para o sul (Silva *et al.*, 2007; Silva, 2013). A progressiva expansão do sistema deltaico estabeleceu a geometria em rampa, que caracteriza o Andar Aratu da bacia (Da Silva, 1993).

Na faixa oeste da Bacia do Recôncavo se instalou o Cânion de Taquipe durante o Neo-Hauteriviano como resposta ao rebaixamento do nível de base e a reativação da Falha Paranaguá (Silva *et al.*, 2007). Segundo Silva (2013) o contexto deposicional era semelhante ao da Formação Maracangalha, com sedimentação por correntes de turbidez e fluxos gravitacionais.

A sedimentação da Supersequência Rifte se encerra com a Formação São Sebastião, representado pelo predomínio de fácies fluviais, composta por arenitos fino a grossos e níveis conglomeráticos em ciclos de gradação normal (Netto *et al.*, 1985). Neste período ocorre maiores taxas de subsidência, estas são compensadas por elevadas taxas de aporte sedimentar, o qual originou o padrão agradacional na sucessão estratigráfica. Neste intervalo a bacia ainda contava com a sedimentação da Formação Salvador na faixa leste (Silva *et al.*, 2007).

A Formação São Sebastião é dominada por arenito fino a médio compondo ciclos *fining-upwards* em camadas com estratificação cruzada acanalada. Na sucessão vertical os ciclos ficam com granulação mais grossa para cima, sendo o topo da formação conglomerático (Netto *et al.*, 1985).

2.2.2.4 Supersequência Pós-Rifte

Por meio de uma discordância angular as Supersequências Rifte e Pós-Rifte são separadas (Caixeta *et al.*, 1994). A Supersequência Pós-Rifte tem como suas unidades as Formações Marizal e Sabiá representados principalmente por sedimentos clásticos grossos (conglomerados polimíticos e arenitos) com folhelhos e calcários associados (Magnavita *et al.*, 2005), sua deposição ocorreu do Aptiano ao Albiano inferior relacionado a subsidência termal pós-rifte (Da Silva, 1993; Caixeta *et al.*, 1994; Silva *et al.*, 2007). O Grupo Barreiras, depositado durante o Mioceno e Pleistoceno inferior, é composto por corpos arenosos conglomeráticos intercalados com lamitos depositados em sistema de leques aluvionares (Bizzi *et al.*, 2003; Silva, 2013).

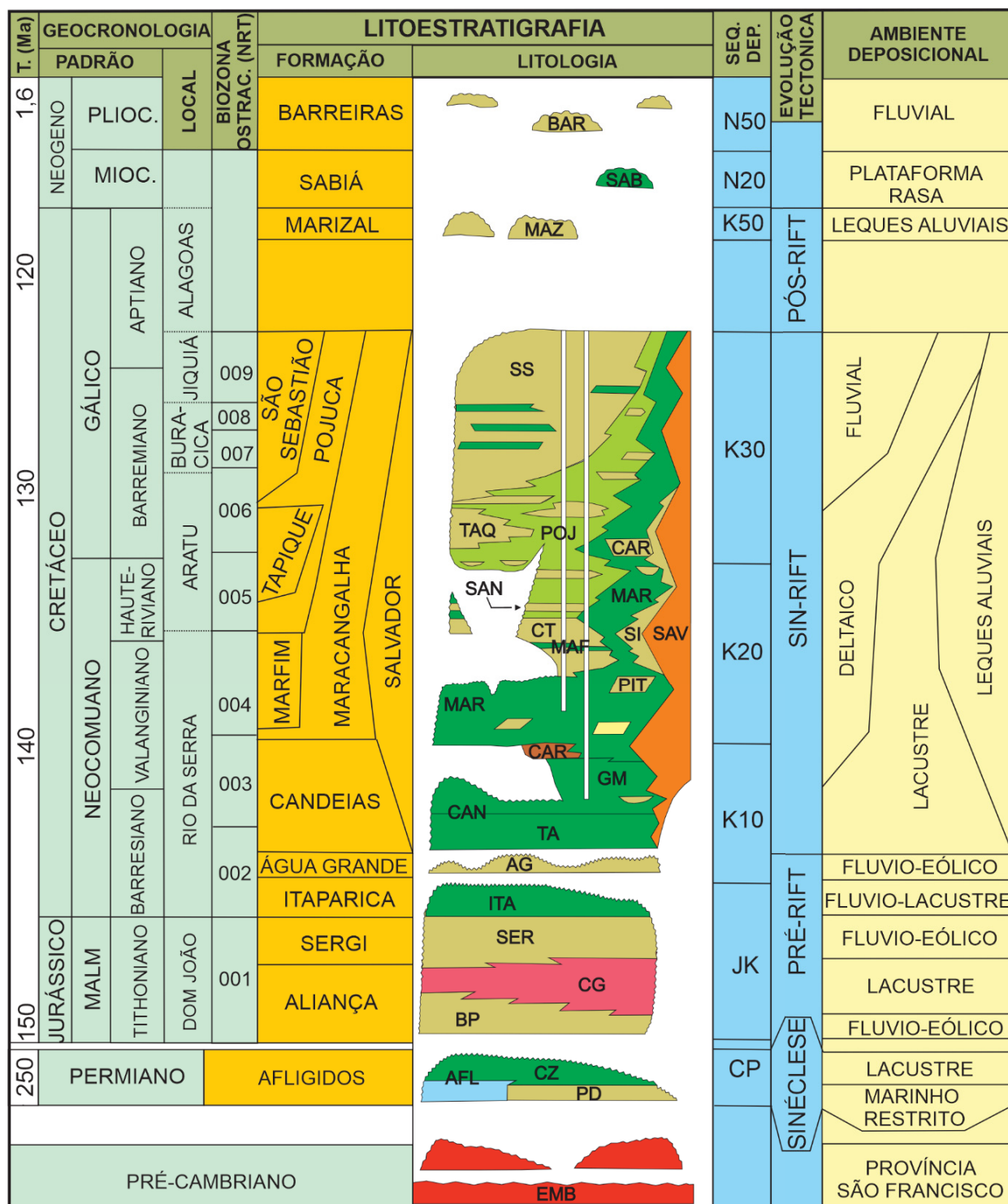


Figura 4 – Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo, com as Superseqüências deposicionais. EMB (embasamento); AFL (Afligidos); CZ (Cazumba); PD (Pedrão); ALI (Aliança); CG (Capianga); BP (Boipeba); SER (Sergi); ITA (Itaparica); AG (Água Grande); CAN (Candeias); TA (Tauá); GO (Gomo); MAR (Maracangalha); CAR (Caruaçu); PIT (Pitanga); MAF (Marfim); CT (Catu); SAN (Santiago); POJ (Pojuca); SS (São Sebastião); SAV (Salvador); MAS (Marizal); SAB (Sabiá); BAR (Barreiras). Retirado de Caixeta *et al.* (1994).

3. CAPÍTULO III – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 O ESTUDO DE PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR

O estudo de proveniência sedimentar é documentado desde século 19 (e.g. De Filippi, 1839; Ludwig, 1874; Regets, 1895), estes primeiros trabalhos tiveram o objetivo de servir a exploração mineral (Caracciolo, 2020) e desvendar as possíveis rochas fonte dos sedimentos (Weltje e Von Eynatten, 2004). No entanto, só na primeira metade do século 20 o estudo de proveniência se consolidou, quando surgiram os principais fundamentos da análise de proveniência, que buscaram compreender a proveniência em duas abordagens, a quantitativa e a qualitativa (Pettijohn *et al.*, 1972; Johnsson, 1993; Caracciolo, 2020).

Através dos diversos trabalhos de Krynine e Pettijohn durante a década de 1940 e 50 (e.g. Krynine 1948, 1956; Pettijohn, 1949, 1954) os primeiros esquemas das atuais classificações de arenitos mundialmente utilizados foram esboçados, no qual defenderam a introdução do controle tectônico na geração e modificação do sedimento (Weltje e Von Eynatten, 2004). Porém, apenas com o surgimento da tectônica de placas e a revisão dos processos modificadores da composição do sedimento, se desenvolveu a abordagem utilizada até os dias atuais (Garzanti e Andò, 2007), que examina a interdependência da tectônica com os diversos mecanismos modificadores na composição das suítes areníticas, discutidos em detalhes no próximo tópico (3.2).

Nos estudos de proveniência sedimentar, aliada à configuração tectônica, se destacam duas ferramentas indicadores de proveniência: estudo de modos detríticos (e.g. Dickinson e Suczek, 1979; Dickinson e Valloni, 1980; Dickinson *et al.*, 1983; Ingersoll *et al.*, 1984; Dickinson, 1970, 1980, 1985, 1988; Ingersoll, 1990; Garzanti *et al.*, 2003; Garzanti *et al.*, 2019); e a geoquímica de sedimento/rocha sedimentar (e.g. Nesbitt e Young, 1982; Bhatia, 1983; McLennan, 1983a, 1983b; Bhatia e Crook, 1986; Roser e Korsch, 1986, 1988; Harnois, 1988; Taylor e McLennan, 1995; Armstrong-Altrin *et al.*, 2005, 2015). Essas técnicas, quando aplicadas em conjunto, têm grande potencial na investigação da variabilidade da composição de sedimentos (Garzanti *et al.*, 2012) e aplicabilidade na exploração de hidrocarbonetos (Smyth *et al.*, 2014).

Para Weltje e Von Eynatten (2004) e Garzanti *et al.* (2016) o registro sedimentar fornece apenas uma imagem distorcida da real geologia dos terrenos de origem, pois os sedimentos passam por uma história complexa, onde foram alterados por diversos

agentes modificadores, desde sua origem até sua deposição (*source-to-sink*). Logo, deve se deixar de lado a ilusão que a composição mineralógica e química do material terrígeno é controlada estritamente pelo ambiente tectônico, mas por um complexo conjunto de fatores e processo interdependentes (Johnsson, 1993; Cox e Lowe, 1995). Reconhecê-los permite identificar as modificações impostas ao sedimento e reconhecer a composição mais fidedigna da rocha mãe.

3.2 FATORES QUE CONTROLAM A COMPOSIÇÃO DO SEDIMENTO

O estudo de proveniência sedimentar consiste na avaliação de assinaturas composicional dos sedimentos. Logo, é imprescindível compreender como os agentes alogênicos (externos) e autogênicos controlam os sinais de proveniência (Deffontaines e Chorowicz, 1991; Caracciolo, 2020), e que esses fatores não são independentes, em vez disso, são inter-relacionados compondo um sistema único (Figura 5). Portanto, devem ser compreendidos como um todo (Johnson, 1993; Trimble, 1995; Jones, 2000) para uma interpretação precisa de proveniência.

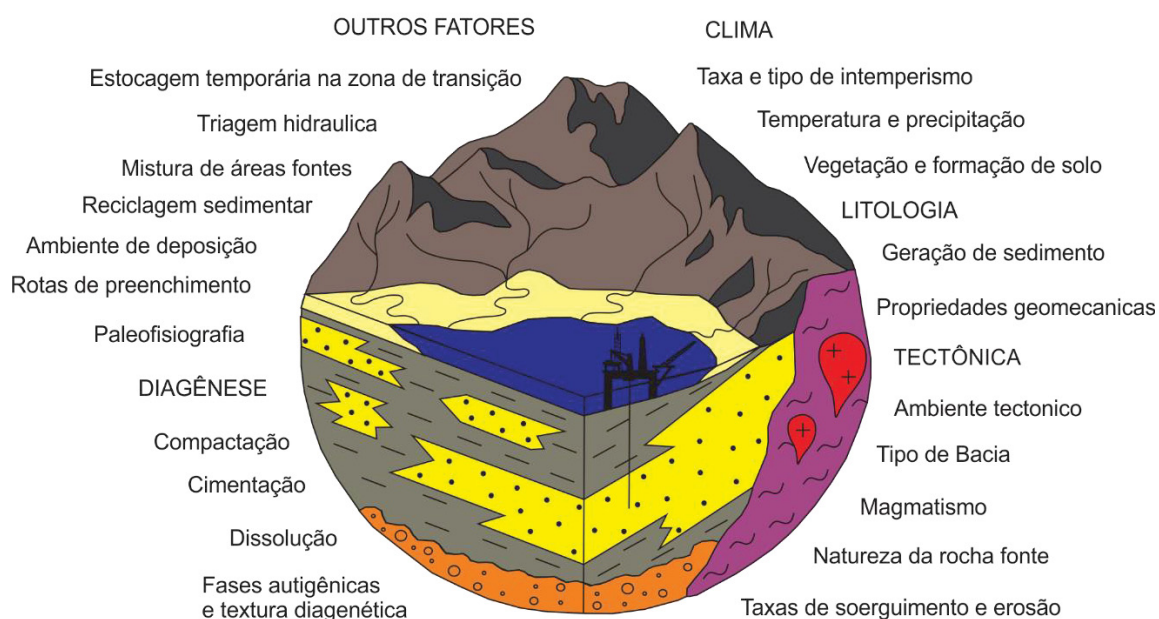


Figura 5 – Representação da interdependência dos fatores alogênicos e autogênicos no controle da assinatura de proveniência sedimentar. Modificado de Caracciolo (2020)

Este conjunto complexo de parâmetros e processos que controlam a composição do sedimento, desde a gênese e erosão da rocha fonte de sedimento até os processos pós-deposicionais abrange: A composição da área fonte, modificações impostas pelo intemperismo físico e químico, erosão, seleção hidrodinâmica, geração de minerais autogênicos, processos diagenéticos e reciclagem (Figura 5). Estes influenciados pela

configuração tectônica, ambiente deposicional, paleofisiografia, tempo de residência do sedimento na zona de transição, paleoclima, natureza dos sistemas de transporte, deposição e soterramento (Blatt, 1967; Basu, 1976, 1985; Johnson, 1993; Nesbitt *et al.*, 1997; Weltje e Von Eynatten, 2004; Allen, 2008, 2017; Garzanti *et al.*, 2010, 2014, 2015b, 2018; Caracciolo *et al.*, 2016; Caracciolo, 2020).

Neste tópico serão aprofundados os principais agentes modificadores da composição do sedimento, suas interações, dando destaque na análise de proveniência sedimentar.

3.2.1 Tectônica e reciclagem sedimentar

A tectônica, que tem sido apontada como principal controle na composição dos sedimentos (Pettijohn *et al.*, 1972; Blatt *et al.*, 1980; Dickinson, 1988), é reconhecida por condicionar amplamente todos os demais fatores (Dickinson 1985; Johnson 1993), como:

- a) A natureza das rochas fontes de sedimento (Crook, 1974; Schwab, 1975; Dickinson e Suczek, 1979; Dickinson, 1985; Johnson, 1993; Cullers, 1995),
- b) A taxa de soerguimento e erosão do terreno (Allen *et al.*, 2013, 2017; Riebe *et al.*, 2015),
- c) O tempo de exposição dos sedimentos aos agentes meteóricos, o relevo e a declividade do terreno, bem como o sistema deposicional e as principais rotas de sedimentação (Dickinson, 1988; Allen, 2008; Marconato, 2010; Garzanti *et al.*, 2014; Caracciolo, 2020).
- d) O controle da taxa de transferência e permanência do sedimento em ambientes de armazenamento temporário e a evolução de bacias sedimentares (Bhatia e Crook, 1986; Roser e Korsch, 1986; Caracciolo, 2020),
- e) As condições climáticas que interfere na taxa de intemperismo químico e físico (Johnson, 1993; Nesbitt e Markovics 1997).
- f) Também não deixa de atuar nos processos pós-deposicionais como a taxa de soterramento e a natureza diagenética (Dickinson, 1970, 1985; Blatt, 1985, Bhatia e Crook, 1986; Johnson, 1993; Garzanti *et al.*, 2018).

Além de condicionar os demais agentes modificadores, a tectônica também é responsável por reconduzir o sedimento a um novo ciclo deposicional, segundo Blatt e Jones (1975) e Garrels (1986 *apud* Johnsson, 1993), 80% de todo material terrígeno global são reciclados. Ou seja, grande parte do sedimento disponível é resultado de

inúmeros ciclos de exumação, erosão, transporte, deposição e soterramento (Blatt, 1967). Em cada ciclo sedimentar o material tem maior maturidade composicional e textural, se torna mais esférico, arredondado, minerais instáveis se tornam mais escassos ou inexistentes, ocorre a concentração relativa aos minerais pesados e normalmente constituem arenitos quartzosos (Johnsson, 1993; Bernet *et al.*, 2007; Garzanti *et al.*, 2019).

Pettijohn (1957, 1963), Folk (1962 *apud* Folk, 1980), Hunter (1967) e Blatt (1967) geraram grandes avanços no conhecimento da reciclagem do sedimento e do reconhecimento destes processos na determinação de suítes areníticas. Para Cox e Lowe (1995) e Garzanti *et al.* (2016) é desafiador avaliar a abundância de detritos do primeiro ciclo e policíclico. Porém, há mecanismos para auxiliar na distinção, como altas razões de índice de intemperismo químico (CIA/WIP) que quantifica o grau de esgotamento dos componentes móveis em relação aos imóveis durante o intemperismo, abundância e a coexistência de minerais pesados com diferentes susceptibilidades químicas aos processos digenéticos, elevado índice ZTR (zircão+rutilo+turmalina) em minerais pesados, razões de Zr/Sc em geoquímica de rocha total, fragmentos líticos na fração detrítica, feições texturais e o reconhecimento de sobrecrecimento em grãos de quartzo (Hubert, 1962; McLennan, *et al.*, 1993; Johnsson, 1993; Bernet *et al.*, 2007; Garzanti *et al.*, 2013b, 2014; Limonta *et al.*, 2015).

3.2.2 Área fonte e litologia

A fertilidade mineral é uma característica intrínseca de cada rocha fonte, e determinará a composição e a textura inicial do sedimento (Flowerdew *et al.*, 2019; Chew *et al.*, 2020), que é amplamente determinada pela configuração tectônica regional (Dickinson e Valloni, 1980; Dickinson, 1983, 1985, 1988). Portanto, em condições climáticas e tectônicas compatíveis, diferentes litologias produzem diferentes proporções de cascalho, areia, silte, argila, bem como diferentes composições de minerais e fragmentos líticos (Palomares e Arribas, 1993; Le Pera *et al.*, 2001; Arribas e Tortosa, 2003; Caracciolo *et al.*, 2012a; Weltje *et al.*, 2018; Garzanti, 2019).

Cada litotipo tem respostas distintas para os agentes erosivos e intempéricos, gerados pelas perturbações climáticas, tectônicas e o transporte do sedimento (Harel *et al.*, 2016), isso ocorre de acordo com as propriedades reológicas da rocha, suas resistências a fragmentação mecânica e alterações químicas (Johnsson *et al.*, 1991). Rochas de naturezas distintas como rochas ígneas (vulcânicas e plutônicas),

metamórficas (baixo e alto grau) e sedimentares (terrígenas e químicas) possuem propriedades reológicas próprias definidas principalmente pela assembleia mineral e granulação (Caracciolo *et al.*, 2012a; von Eynatten e Dunkl *et al.*, 2012, 2016; Weltje *et al.*, 2018).

A maturidade mineralógica, controlada pela estabilidade físico-química intrínseca ao mineral é questionada por Garzanti *et al.*, (2017), onde o autor afirma que a durabilidade do mineral terrígeno não depende unicamente da sua natureza, mas também do meio no qual está inserido. Ou seja, há uma dependência das condições ambientais nos quais o mineral/fragmento lítico está inserido durante a erosão, transporte e diagênese, e sua durabilidade (Garzanti *et al.*, 2010). Trabalhos (e.g. Potter, 1978; Caracciolo *et al.*, 2012b; Garzanti, 2013a, 2015a) apresentam, em estudo de casos, como as variações das condições físico-químicas do meio podem alterar a maturidade mineralógica.

Assim, pode se dizer que a interação da natureza reológica de cada área fonte com as condições físico-químicas de um sistema de rotas sedimentares condicionará: a taxa do aporte sedimentar (von Eynatten *et al.*, 2012, 2016; Weltje *et al.*, 2018), a resistência dos fragmentos detríticos aos processos modificadores durante a erosão, transporte e diagênese (Basu, 1976; Johnsson, 1993; Allen *et al.*, 2013, 2016; Harel *et al.*, 2016; Garzanti *et al.*, 2017) e a composição modal das suítes areníticas.

3.2.3 Clima

O clima, juntamente com a tectônica, governam as taxas de erosão e transferência de sedimento para as bacias. A transferência ocorre de forma periódica, onde o sedimento permanece a maior parte do tempo em armazenamentos temporários, até que alcance a bacia de deposição definitiva (Basu, 1985; Johnsson, 1993; Allen, 2008). Neste percurso o clima tem seu papel fundamental na modificação da composição do sedimento, possui tamanha importância que, para suítes areníticas derivadas de uma mesma área fonte, submetidas a climas distintos, geram areias com composições distintas (Basu *et al.*, 1981). Com a coleta de areias holocênicas de uma mesma área fonte de composição plutônica e metamórfica de baixo e alto grau, Basu *et al.* (1981) constatou que estes sedimentos tinham distintas proporções modais de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos (QFL) plotados no gráfico ternário (Figura 6) quando submetidas sob clima úmido e semiárido. O autor reforça que esta assinatura climática

pode ser recuperada em sedimentos de um primeiro ciclo sedimentar, assumindo que a maturação composicional não seja resultado dos processos diagenéticos.

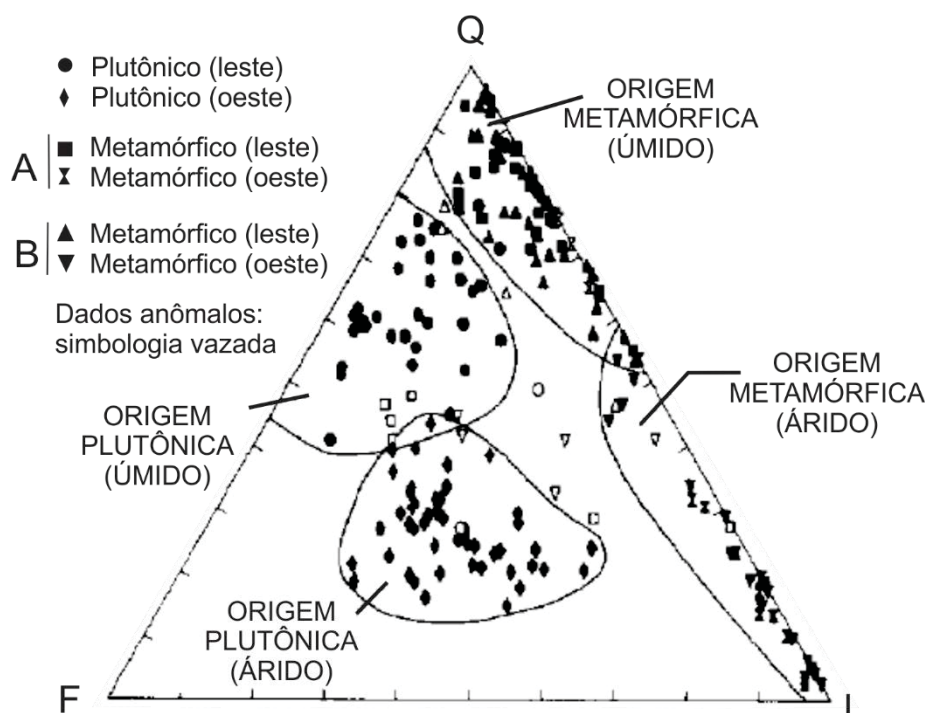


Figura 6 – No diagrama ternário (QFL) com areias originado no primeiro ciclo de sedimentação, a disposição dos dados revela o aumento relativo da proporção de quartzo sobre fragmentos líticos e feldspatos em clima úmido para fontes plutônicas e metamórficas de baixo (A) e alto (B) grau. Modificado de Basu *et al.* (1981).

O clima é o fator predominante na determinação da taxa de intemperismo físico, químico e da erosão na área fonte, bem como na zona de transferência até que o sedimento atinja o local de deposição. Pela determinação da temperatura, disponibilidade de água, ocorrência de vegetação e ambiente de sedimentação, o clima provocará a desagregação mecânica da rocha (redução volumétrica) e alteração química de minerais instáveis (geração de argila), além da dissolução (Potter, 1978; Frostick e Stuart, 2002; Blum e Törnquist, 2000; Weltje e Von Eynatten, 2004; Garzanti *et al.*, 2014; Caracciolo, 2020), tornando o sedimento disponível para os sistemas sedimentares.

A combinação de fatores climáticos e hidrodinâmicos controlaram as características físicas e químicas do sedimento na zona de transferência, principalmente a relação de dependência composicional ao controle textural (Basu, 1976). A duração e a influência do intemperismo na alteração do sedimento são determinadas, principalmente, pelo fator tempo, condicionado pelo período que o sedimento permanece temporariamente em planícies aluviais (Johnson, 1993; Caracciolo, 2020). O tempo de permanência é determinado pelo ângulo de repouso das encostas (fator

paleofisográfico), resistência do sedimento (fator litológico) e o clima atuante sobre os sistemas sedimentares, somados a influência de processos pedogenéticos e a ecologia que podem aumentar o tempo de residência do sedimento, estes influenciados pela atividade tectônica da região (Basu *et al.*, 1981; Johnson 1993).

Modificações na assinatura de proveniência são, muitas vezes, entre outros fatores, decorrente das condições paleoclimáticas e paleointempéricas, assim a sua caracterização é fundamental para o diagnóstico de proveniência sedimentar (Johnson, 1993). Com isso, diversos índices geoquímicos foram elaborados para o reconhecimento das condições paleointempéricas da área-fonte e de maturidade para silicatos, baseados na seletiva remoção e solubilização de elementos móveis, bem como o enriquecimento relativo de elementos imóveis e insolúveis durante o intemperismo (Buggle *et al.*, 2011).

Estes índices foram originalmente desenvolvidos a partir de sedimentos finos (Nesbitt e Young, 1982; Cox *et al.*, 1995; Fedo *et al.*, 1995). Entretanto, também são usualmente aplicados em *wackes* e arenitos (e.g. Cullers 2000; Pinto *et al.*, 2004; Armstrong-Altrin, 2004; Jinliang e Xin, 2008; Zaid, 2013; Ikhane *et al.*, 2014; Madukwe e Obasi, 2015; Baiyegunhi *et al.*, 2017). Em razão das perturbações nas proporções elementares geradas pela sobreposição de processos geológicos recomenda-se o uso integrado de diversos índices (e.g., CIA, CIW, PIA e CPA) o que permite reconhecer o viés e as limitações intrínsecas de cada método.

Os principais índices de intemperismo são: O CIA (*Chemical Index of Alteration*, Nesbitt e Young, 1982), no qual avalia a alteração progressiva de plagioclásio e feldspatos potássicos para argilominerais, com o decréscimo de Ca, Na e K em função do aumento do intemperismo (Nesbitt e Young, 1984). O CIW (*Chemical Index of Weathering*, Harnois, 1988) e o PIA (*Plagioclase Index of Alteration*, Fedo *et al.*, 1995) são, propostas alternativas, independentes dos efeitos do metassomatismo potássico pós-deposicional para avaliação do intemperismo (Fedo *et al.*, 1995; Buggle *et al.*, 2011). O CPA (*Chemical Proxy of Alteration*, Buggle *et al.*, 2011) há vantagem sobre o CIA, CIW e PIA por não estar sujeito às incertezas da separação do Ca de carbonatos com Ca de silicatos. Outra vantagem é a possibilidade de avaliar a homogeneidade do material de origem sobre os minerais hospedeiros, quando confrontado com os outros índices (Buggle *et al.*, 2011).

3.2.4 Paleofisiografia e Seleção hidráulica

As características composicionais e texturais dos fragmentos gerados pela desagregação da rocha fonte dos sedimentos são modificadas por abrasão e intemperismo físico-químico no decorrer do transporte. Durante os períodos de armazenamento, o sedimento tem a alteração química (agente climático) como um fator modificador predominante (Johnsson e Meade, 1990). No entanto, durante o trânsito a segregação mecânica é o principal agente modificador. Os minerais detríticos e fragmentos de rochas são segregados e classificados durante o transporte conforme sua dimensão, densidade e morfologia, por diferentes agentes (água, gravidade e vento) e mecanismos de transporte (rolamento, arrasto, saltação e suspensão) (Garzanti *et al.*, 2008, 2009; Andò *et al.*, 2009). Segundo Allen e Heller (2012) o fluxo de sedimento não é unicamente segregado segundo as características da partícula, mas também pela topografia e regime hidráulico.

Para Caracciolo (2012b e 2020), os processos de transporte sedimentar são os principais mecanismos de segregação do sedimento nos sistemas sedimentares. Os sedimentos podem ser afetados por dois modelos de evolução composicional durante sua permanência na zona de transferência: O princípio de fracionamento (Potter, 1978; Duller *et al.*, 2010; Michael *et al.*, 2013) que se baseia na segregação progressiva da composição do sedimento pela seleção hidráulica (Michael, 2013), que acarretará a redução da diversidade composicional com o distanciamento da área fonte. E o princípio da mistura (Ingersoll, 1990; Ingersoll *et al.*, 1993; Weltje e Von Eynatten, 2004; Weltje, 2012; Garzanti *et al.*, 2015b), na qual há contribuição de múltiplas fontes. Situação comum quando há arranjo complexo de rotas de dispersão, que muitas vezes envolve a reciclagem de sedimentos previamente depositados, nesses casos acarretam maiores modificações nas características iniciais do sedimento. Esses princípios são complementares, preveem tendências evolutivas divergentes, mas comumente ocorrem simultaneamente (Figura 7).

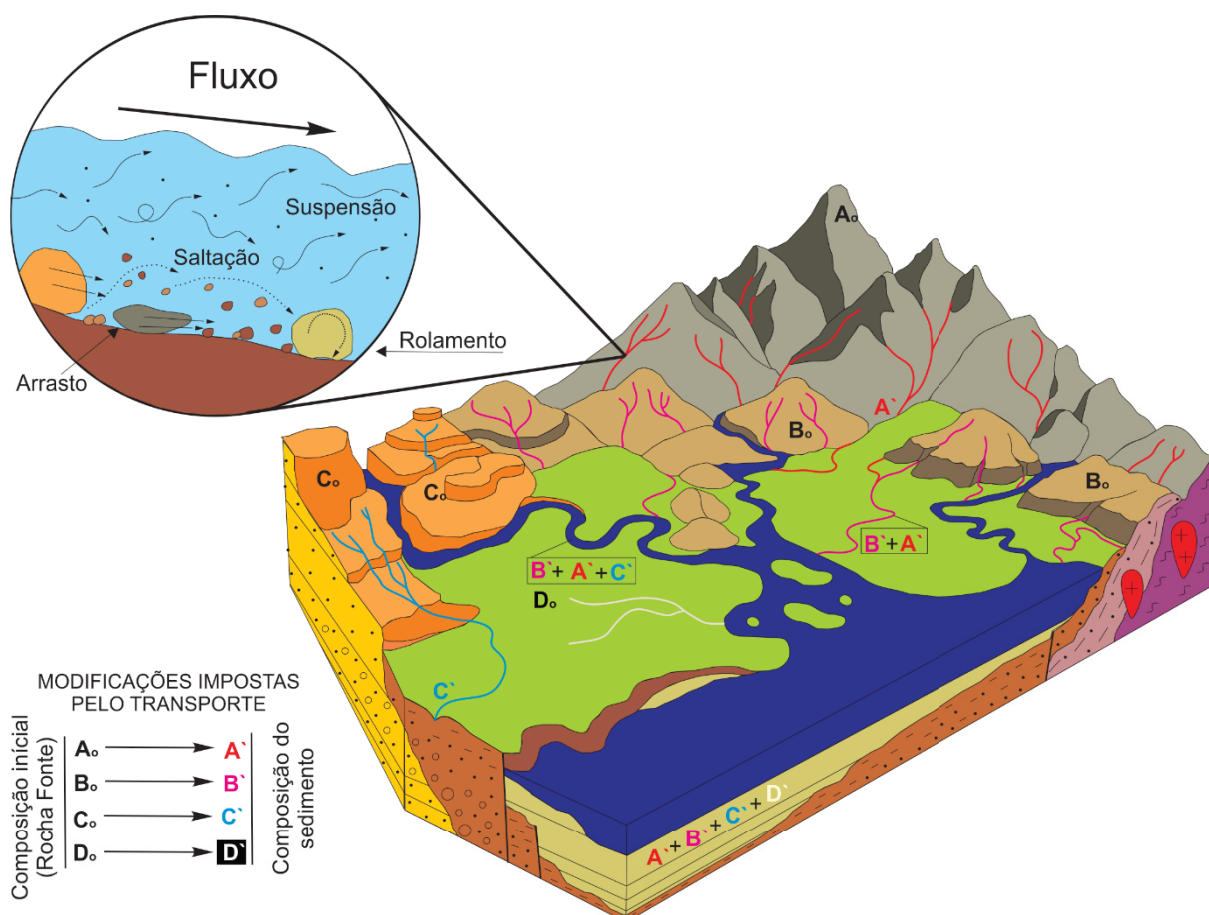


Figura 7 – Situação geológica teórica com a representação do princípio de fracionamento durante o transporte sedimentar, no qual a composição original da área fonte representado por: A_0 , B_0 , C_0 , D_0 é modificado pelos processos de seleção hidráulica e terá como resultado composições modais distintas no percurso e no local de deposição representado pelas siglas: A' , B' , C' e D' . E o princípio de mistura que irá sobrepor as assinaturas de proveniência de áreas fonte distintas, pela coalescência de rotas de transporte.

Também deve se ter em mente que a seleção mineralógica modificará a assinatura química do sedimento, pois cada mineral contém elementos químicos em proporções distintas, condicionada às suas propriedades cristaloquímicas. Assim a segregação mineral pela seleção hidráulica afetará na assinatura química do depósito sedimentar (McLennan *et al.*, 1993; Ohta, 2004). Para melhor compreensão das modificações impostas pelos processos de segregação mineral, é inevitável compreender quais elementos estão contidos preferencialmente em quais componentes detríticos, assim evitando o viés gerado pela classificação mecânica durante o transporte. A compreensão deste viés permite calcular corretamente as contribuições relativas de múltiplas fontes de sedimento, taxas de aporte e erosão das respectivas áreas fonte (Garzanti *et al.*, 2010).

O sedimento também pode receber aporte composicional de natureza não detrítica na região de deposição, antes que se procedam os processos diagenéticos, como a precipitação de minerais autigênicos, (por exemplo a glauconita) e bioclastos como

resposta da atividade biológica (Weltje e Von Eynatten, 2004), alterando ainda mais a assinatura composicional das rochas fontes de sedimento.

3.2.5 Processos Diagenéticos

Os processos diagenéticos são os que mais modificam a composição e textura dos sedimentos clásticos (Caracciolo, 2020). Os principais mecanismos que alteram a assinatura original de proveniência são: compactação mecânica pelo soterramento, cimentação, dissolução e alterações mineralógicas pós-deposicionais (Gazzi, 1965; Milliken *et al.*, 1989; McBride, 1985; Morad *et al.*, 2010; Garzanti *et al.*, 2018). Estes mecanismos são controlados principalmente:

- I. Pela composição e textura dos sedimentos terrígenos, como a distribuição granulométrica, morfologia detrítica e estabilidade química de cada fase mineral (Dickinson, 1970; De Ros *et al.*, 1994; Garzanti *et al.*, 2018);
- II. A natureza aberta ou fechada do sistema diagenético, como a entrada de fluidos meteóricos ou hidrotermais nos processos diagenéticos (Biondi, 2015; Caracciolo, 2020);
- III. A composição dos fluidos diagenéticos, controlados principalmente pela química da migração de fluidos dentro da bacia e dissolução de minerais instáveis (Giles, 1997; Caracciolo *et al.*, 2012b);
- IV. Grau de empacotamento sedimentar e permeabilidade intraestratal (Weltje e Von Eynatten, 2004);
- V. Pelo histórico de soterramento, que abrange as taxas de subsidência, temperatura e duração dos processos diagenéticos (Giles, 1997; Morad *et al.*, 2010; Worden *et al.*, 2018);

A intensidade dos processos diagenéticos sobre composição e textura do sedimento está diretamente associada com a circulação de fluidos pós-soterramento. Com isso as rochas de maior permeabilidade têm reduzida preservação da assinatura de proveniência inicial, para rochas de baixa permeabilidade se aplica o raciocínio oposto, por tais motivos sedimentos finos tem maior preservação da composição original. Mesmo com maior preservação de minerais instáveis em rochas pelíticas, estes não são imunes às modificações diagenéticas, que acarretam a alteração e redução de minerais instáveis e feldspatos com o aumento do soterramento (Blatt, 1985).

Em estudos de estabilidade química de minerais detríticos durante o soterramento Garzanti *et al.* (2018) propôs sequências de estabilidade mineralógica com a taxa de soterramento:

- I. Para minerais acessórios: Zircão > rutilo ≥ turmalina, (espinélio Cr) ≥ apatita > monazita > cloritóide > granada, (cianita) > titanita > estaurolita > epidoto > anfibólio > clinopiroxênio > olivina;
- II. Para componentes principais: Quartzo > fragmentos de rocha vulcânica/metamórfica de baixo grau félsica > feldspatos > fragmentos de rocha vulcânica/metamórfica de baixo grau máfica. Se comparada com minerais acessórios, o quartzo possui estabilidade equivalente ao do zircão, turmalina e rutilo em sua resistência aos processos diagenéticos.

Conforme o padrão de Garzanti *et al.* (2018), pode-se perceber o incremento relativo da população de quartzo às custas da redução dos feldspatos e fragmentos líticos (Mack, 1984; McBride, 1985; Garzanti *et al.*, 2018). Concomitante a esta evolução composicional, é comum a precipitação de fases autigênicas (Odin, 1985) oriundas de fluidos gerados da destruição química dos minerais instáveis. Diante disso, deve-se tomar cuidado especial na aplicação da análise química de rocha total, pois a assinatura de proveniência pode ser severamente modificada (Weltje e Von Eynatten, 2004; Caracciolo, 2020).

3.3 IMPORTÂNCIA DA PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR NA QUALIDADE DE RESERVATÓRIOS

O estudo da proveniência sedimentar tem grande utilidade em todas as fases da exploração de hidrocarbonetos, desde a identificação da configuração tectônica regional, padrões de dispersão de sedimento até o impacto da composição dos sedimentos na diagênese de reservatório (Dickinson, 1970; Zuffa, 1985; Tobin e Schwarzer, 2014; Smyth *et al.*, 2014). Estes conhecimentos são de grande importância na identificação e distribuição de um reservatório petrolífero, bem como as suas qualidades permo-porosas (Dickinson e Suczek, 1979; De Ros, 1996; Morad *et al.*, 2010; Weltje *et al.*, 2018; Henares *et al.*, 2018). No qual permite estabelecer a arquitetura estratigráfica e o zonamento dos reservatórios (Smyth *et al.*, 2014), apoiando, assim, a tomada de decisões nas investigações de campo e de subsuperfície e estabelecer critérios preditivos para exploração e exploração.

Um exemplo prático da importância do entendimento da proveniência sedimentar na tomada de decisão na produção petrolífera é o comportamento dinâmico do reservatório durante a produção. Onde a variação de porosidade e principalmente da permeabilidade na compartimentação da rocha reservatório, que depende dos efeitos diagenéticos controlados pela assinatura de proveniência, impacta na capacidade de produção e no desempenho do poço.

Compactação mecânica e química, dissolução de minerais instáveis, precipitação de cimentos, substituição mineralógica de grãos instáveis e formação de argilas autigênicas (ilita, caulinita, esmectita, clorita) e o controle de porosidade e permeabilidade estão entre os processos que são afetados pela composição do sedimento (Figura 8; McBride, 1985; Milliken *et al.*, 1989; Morad *et al.*, 2010; Okunuwadje *et al.*, 2020). Deste modo a composição dos sedimentos é a principal influência da proveniência sedimentar no reservatório, que terão diferentes respostas durante a diagênese, induzidas pelo soterramento, composição e pressão de fluidos, estresse efetivo e temperatura, estabelecendo variações na qualidade de reservatório (Nagtegaal, 1978; Dickinson, 1985; Bloch, 1991; Dias Lima e De Ros, 2002; Arribas *et al.*, 2014; De Ros 1996; Weltje *et al.*, 2018).

Estes processos diagenéticos, responsáveis pela alteração da qualidade dos reservatórios, são interdependentes, a modificação de um parâmetro afetará os demais. Além disso, a sequência dos eventos é de suma importância para a determinação da qualidade do reservatório. Por exemplo, a cimentação precoce por carbonatos ou sulfatos durante fases iniciais da diagênese pode evitar a compactação preservando a porosidade/permeabilidade, posteriormente com o avanço da diagênese o cimento pode ser dissolvido gerando porosidade secundária, assim elevando a qualidade do reservatório. Caso haja apenas a cimentação tardia, a compactação gerada pelo soterramento pode reduzir significativamente a porosidade. Por fim, a cimentação ou precipitação de argilas autigênicas tardia pode obstruir grande parcela dos poros até então preservados (e.g. Shanmugam, 1985; Morad *et al.*, 2010; Caracciolo *et al.*, 2013; Vincent *et al.*, 2014; Lan *et al.*, 2016; Caracciolo, 2020).

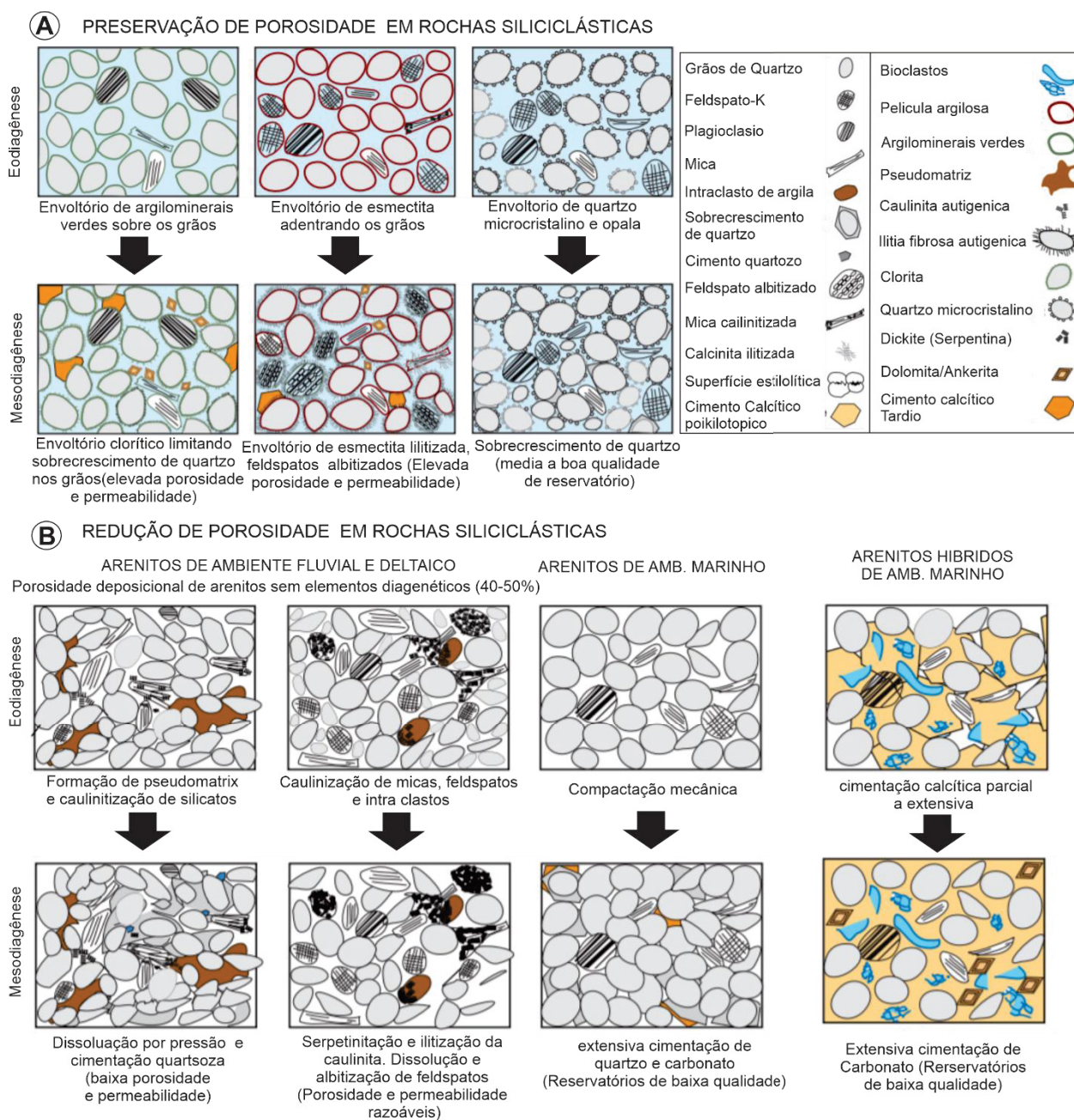


Figura 8 – Através do esquema proposto por Morad *et al.* (2010) em estudos de caso, pode se perceber o controle composicional nos processos diagenéticos, estes últimos responsáveis pelas características permo-porosas dos reservatórios siliciclásticos. Em A) casos em que os agentes diagenéticos preservam a porosidade e permeabilidade e B) com situações em que a porosidade e a permeabilidade são reduzidas.

Atualmente há boa compreensão sobre a resposta diagenética dos principais componentes das suítes areníticas (QFL), estas serão discutidas separadamente.

Petrofácies ricas em quartzo - Normalmente estão associados aos reservatórios de maior qualidade (Nagtegaal, 1978; Bernet *et al.*, 2007), fornecem rigidez à compactação química/mecânica, mantendo o espaço intergranular durante o sepultamento (Bloch, 1991; Tobin e Schwarzer, 2014). Segundo Beard e Weyl (1973), e Andrew *et al.* (1996) para reservatórios em quartzo arenitos o controle textural (classificação e granulação) tem grande importância no controle da porosidade e

permeabilidade, pelo fato dos agentes químicos não serem tão efetivos nas modificações destas rochas.

Os grãos de quartzo não sofrem alteração, mas podem gerar cimento quartzoso pelo processo de dissolução por pressão (Houseknecht, 1988; Bjørlykke e Egeberg, 1993; De Ros, 1996), em resposta a uma intensa diagênese (Dias Lima e De Ros, 2002). A ocorrência do cimento quartzoso decresce das fácies areníticas ricas em quartzo para fácies ricas em feldspatos, em fragmentos líticos e em grãos ultramáficos (Tobin e Schwarzer, 2014).

Petrofácies ricas em feldspato - Possui comportamento similar aos quartzosos em relação a compactação mecânica, mantendo o espaço intergranular durante o sepultamento (Nagtegaal, 1978; Bloch, 1991; Tobin e Schwarzer, 2014). Além disso, feldspatos são frequentemente dissolvidos em estágios mais avançados de soterramento, principalmente a profundidades superiores a 3350 m (Nagtegaal, 1978), gerando maior porosidade secundária, que pode melhorar a qualidade do reservatório (Schmidt e McDonald, 1979; Arribas *et al.*, 2014; Caracciolo *et al.*, 2013; Kettanah *et al.*, 2014), sobretudo se houver circulação de um fluido ácido durante o soterramento (Worden e Morad, 2000; Ketzer *et al.*, 2003; Worden e Burley, 2003; Bjørlykke, 2014; Ma *et al.*, 2017a, 2017b).

Os feldspatos, de certo modo, são propensos a se alterarem para argilas e minerais mais estáveis durante a diagênese, principalmente pelos processos de ilitização, caulinitização, sericitização, albitização e calcitização (Kettanah *et al.*, 2014), ambos responsáveis por reduzirem a qualidade do reservatório. Tobin e Schwarzer (2014) sugere que em tais fácies não há significativa melhoria na qualidade do reservatório com o soterramento, pois modelos indicam que a geração de porosidade secundária e a geração de subprodutos autigênicos como resultado da dissolução são, normalmente, diretamente proporcionais.

Petrofácies ricas em fragmentos líticos - Sobretudo os que contêm (filitos, xistos, fragmentos vulcânicos, intraclastos de silte e argila) são frágeis a deformação mecânica, assim reduzindo o espaço intragranular, muitas vezes inibindo a cimentação precoce (Caracciolo *et al.*, 2013; Tobin e Schwarzer, 2014). Os fragmentos líticos também constituem os menos estáveis quimicamente durante a diagêneses, sofrem com facilidade a dissolução e alteração, sendo responsáveis pela geração de diversas argilas autigênicas e cimentos (carbonatos, pirita, argilominerais, clorita, zeólita, feldspatos,

óxidos e hidróxidos). Por tais motivos, estes arenitos possuem baixo potencial de reter porosidade e permeabilidade em profundidade (Nagtegaal, 1978).

Pelas respostas físico-químicas dos principais componentes detríticos, pode se vincular qualidade de reservatórios com a natureza das rochas fontes de sedimento. Nesse critério Arribas *et al.* (2014) sugerem que sedimentos provindos de fontes recicladas condiciona os reservatórios de maior qualidade, seguido por rochas fontes de natureza plutônica e metamórficas (Nagtegaal, 1978; Andrew *et al.*, 1996), os de origem vulcânica e metapelitos que fornecem elevados teores de fragmentos líticos, normalmente estão associados às rochas siliciclásticas de baixa qualidade para reservatórios (Dickinson e Suczek, 1979; Andrew *et al.*, 1996).

4. CAPÍTULO IV - MATERIAIS E MÉTODOS

Foram utilizadas 35 amostras das fácies arenosas (arenitos e *wackes*) e 2 de lutitos (siltito arenoso e siltito argiloso) pertencentes a Formação Maracangalha, adquiridas preteritamente na região da Baía de Todos os Santos – Bahia (Figura 10), junto a dados de paleocorrentes. Estas amostras bem como os dados de paleocorrentes foram acessadas no acervo do projeto Caruaçu para análise petrográfica e geoquímica.

4.2 PETROGRAFIA E ANÁLISE DE PROVENIÊNCIA EM ARENITOS

A análise petrográfica foi executada mediante a descrição de 35 lâminas delgadas de arenitos e *wackes*, impregnadas com epoxy corante azul e tingidas com alizarina, sob microscópios petrográficos de luz transmitida. As proporções dos componentes primários e diagenéticos, bem como as características texturais foram determinados pela contagem de 300 pontos, com espaçamento regular, com auxílio do software JMicroVision V.1.3.4. No presente trabalho, a petrografia e a quantificação dos elementos da rocha sedimentar tiveram a finalidade de auxiliar no diagnóstico das relações existentes entre composição dos sedimentos, diagênese e qualidade de reservatório.

A análise de proveniência sedimentar em arenitos foi aplicada através do método Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1996 e Dickinson, 1970) em 33 lâminas delgadas, no qual se apoia no reconhecimento mineralógico dos fragmentos constituintes do arcabouço, por meio da contagem modal. No presente trabalho foram examinados 300 grãos do

arcabouço com dimensão superior a silte (0,0625 mm) em lâmina petrográfica com espaçamento horizontal / vertical de (0,600 mm), com o propósito de abranger a lâmina num todo, apenas foram analisadas amostras com proporções inferiores a 30% de matriz. Estes fragmentos foram individualmente classificados e agrupados em fragmentos líticos, feldspatos e quartzo.

Em seguida as assembléias mineralógicas foram analisadas com base em diagramas ternários para discriminação de petrofácies conforme proposta de Garzanti (2016), para reconstituição da configuração tectônica da área fonte conforme Dickinson *et al.* (1983) e Dickinson (1985). As proporções modais dos elementos da rocha sedimentar (matriz, cimentos, porosidades e composição mineral do arcabouço) estão sumarizadas na Tabela (1)

4.3 ANÁLISE GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

O uso da geoquímica de rocha total em conjunto com a petrografia foi essencial para contornar as alterações na assinatura de proveniência, geradas pelo viés ambiental e alterações pós-deposicionais, e vem sendo cada vez mais recomendada com o avanço dos métodos analíticos (Armstrong-Altrin *et al.*, 2004, 2015; Caracciolo, 2020). A geoquímica de rocha total foi aplicada em 25 amostras de arenitos, *wackes* e lutitos (siltito arenoso e siltito argiloso), com o uso da Fluorescência de raios-X (FRX). O processamento prévio das amostras incluiu a britagem, eventual quarteamento para amostras de elevada heterogeneidade, secagem em estufa a 100°C e pulverização, seguida pela perda ao fogo e confecção de pastilhas fundidas com tetraborato de lítio. A análise de fluorescência foi efetuada através do Malvern PANalytical Axios-mAX, com tubo de ródio, a calibração e a leitura foram processadas pelo software SuperQ 5.3.

A técnica permitiu o reconhecimento quantitativo dos óxidos dos elementos maiores, menores e fração dos elementos traços (Tabela 2), os quais foram aplicados na análise de componentes principais (PCA), índices paleointempéricos (CIA, CIW, PIA e CPA) em correlações e razões elementares, funções discriminantes e uso de índices e *proxys* de maturidade química (ICV) e textural ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), os quais permitiram fazer inferências sobre paleoclima, reconhecimento de *trends* diagenéticos, natureza da área fonte, discriminação das configurações tectônicas dos terrenos fonte de sedimento, bem como da bacia de sedimentação.

5. CAPÍTULO V - ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

PROVENIÊNCIA, DIAGÊNESE E QUALIDADE DE RESERVATÓRIOS DAS FÁCIES ARENOSAS DA FORMAÇÃO MARACANGALHA, BACIA DO RECÔNCAVO – NORDESTE BRASILEIRO

Resumo

O estudo da composição sedimentar de reservatórios siliciclásticos e sua relação com a proveniência sedimentar provou ser útil para a exploração de hidrocarbonetos, permitindo a caracterização preditiva da qualidade de reservatórios a partir de modelos diagenéticos. Entretanto, os reservatórios terrígenos da Formação Maracangalha, de idade Eocretácea da Bacia do Recôncavo situada no estado da Bahia, ainda não foi avaliada sob a perspectiva da proveniência sedimentar e seu controle na qualidade de reservatório. Com isso, esta pesquisa tem como objetivo reconhecer a assinatura de proveniência das fácies arenosas da Fm. Maracangalha, as modificações impostas ao sedimento durante o transporte e soterramento e o impacto da proveniência sobre processos diagenéticos, sobretudo nas heterogeneidades das propriedades petrofísicas de reservatório. A partir da integração da análise petrográfica quantitativa (35 lâminas delgadas) com a geoquímica de rocha sedimentar (25 análises de fluorescência de Raios-X) em arenitos, *wakes* e lutitos foi reconhecida a contribuição sedimentar predominantemente félsica de terrenos granito-gnáissicos maduros, presentes no embasamento pré-cambriano, que resultam principalmente para a ocorrência das petrofácies feldspato-quartzosa. A contribuição de fontes recicladas, com possível contribuição intrabacia, se reflete na ocorrência de petrofácies litoquartzosas. A elevada dispersão de maturidade química-textural, de intemperismo químico sob clima semi-úmido a semiárido, possivelmente, é consequência da alternância de regime intempérico durante a deposição e de distintos tempos de residência nos quais sedimentos permaneceram nas rotas de dispersão ou em estocagem temporária. A composição mineral e a textura primária das fácies arenosas influenciam, nitidamente, a evolução diagenética, principalmente na inibição da compactação mecânica pela cimentação precoce e na geração da porosidade secundária pela dissolução do arcabouço e de cimentos precoces. Portanto, a proveniência sedimentar e as condições modificadores da composição e textura do sedimento possuem fundamental importância para a determinação das propriedades petrofísicas de reservatório da Fm. Maracangalha e seus análogos.

Palavras-chave: Áreas-fonte. Contexto tectônico. Geoquímica de rochas sedimentares. Paleointemperismo.

Abstract

Sedimentary composition study on siliciclastic reservoirs and their relationship with the sedimentary provenance proved to be useful on hydrocarbons exploration, allowing prognostic of reservoirs quality and diagenetic models. However, unconventional terrigenous reservoirs to the Maracangalha Formation, Eocretaceous age, present in the Recôncavo Basin, has not yet been evaluated concerning sedimentary provenance and its control over reservoir quality. Thus, this research aims to recognize the Fm. Maracangalha sandy facies provenance and modification imposed on the sediment burial as well as the impact of provenance on diagenetic processes, especially in reservoir quality. Based on thin section analysis and X Ray Fluorescence data, it was possible to identify a mature granite-gneissic terrain as a major source area for the quartz-feldspathic Maracangalha Sandstones. Such granite-gneissic with predominant felsic minerals are present in the surrounding Precambrian. The recycled sources contribution, chiefly sedimentary and metasedimentary rocks reflects the occurrence of lithoquartzous petrofacies. The chemical-textural sediment maturity and paleoweathering high dispersion under semi-humid to semi-arid climates, is possibly, a consequence from paleoclimatic alternance and different residence times in which sediments remained in dispersion routes or in temporary storage. The sandstone mineral composition and primary texture clearly influence the diagenetic evolution, mainly in mechanical compaction inhibition by early cementation and in secondary porosity generation by dissolution of framework grains and early cements. Therefore, the sedimentary provenance, sediment composition, and diagenesis are of fundamental importance for reservoir quality and compartmentalization of the Maracangalha Formation and analogues.

Keywords: Source areas. Tectonic context. Sedimentary geochemistry. Paleoweathering.

5.1 INTRODUÇÃO

Os processos diagenéticos que atuam em arenitos dependem, dentre outros fatores, de sua composição detrítica e promovem a redução, geração e redistribuição da porosidade e modificações na permeabilidade. A proveniência sedimentar é um dos principais controles na composição detrítica e, assim, mudanças na proveniência podem contribuir para a variação dos processos diagenéticos e geração de heterogeneidades nas propriedades petrofísicas de uma rocha reservatório (Nagtegaal, 1978; Zuffa, 1985; Bloch, 1991, 1994; De Ros *et al.*, 1994; Willson, 1994; Morad *et al.*, 2000, 2010; Dias Lima e De Ros, 2002; Caracciolo *et al.*, 2013; Kettanah *et al.*, 2014; Garzanti *et al.*, 2018). Assim, o estudo da composição de reservatórios terrígenos e sua relação com a proveniência provou ser útil na exploração de hidrocarbonetos, o que permite a análise preditiva da qualidade de reservatórios por modelos diagenéticos (Dickinson e Suczek, 1979; Haughton, 1991; Bloch e Helmond, 1995; De Ros, 1996; Zaid, 2013; Tobin e Schwarzer, 2014).

A Bacia do Recôncavo está localizada no Estado da Bahia, nordeste brasileiro (Figura 9A), e compõe uma das bacias de importância nacional na exploração de petróleo, com reservas provadas na ordem 221,8 milhões de barris de óleo e 5,5 bilhões de m³ de gás natural (Prates e Fernandez, 2015; Bastos, 2017). A bacia está inserida na porção sul do sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá (Figura 9A), formado durante os estágios iniciais da abertura do Atlântico Sul e da fragmentação do continente Gondwana durante Juro-Cretáceo (Magnavita, 1992; Silva *et al.*, 2007).

A Formação Maracangalha, pertencente a fase rifte, é constituída por depósitos finos e contém os membros arenosos Pitanga e Caruaçu. A proveniência desses depósitos é inferida com base na paleogeografia e arranjo tectonoestrutural (e.g. Silva *et al.*, 2000; Magnavita *et al.*, 2005; Santos, 2011), no qual os autores sugerem áreas fonte situadas a noroeste, norte e a leste da bacia. Entretanto, as distintas proveniências não foram avaliadas sob seu efeito no controle da composição detrítica e, conseqüentemente, em termos de qualidade de reservatório. Com isso, pretende-se analisar a proveniência sedimentar com base na composição detrítica dos depósitos para compreender como variações na proveniência sedimentar das fácies arenosas da Formação Maracangalha impactam na ocorrência dos processos

diagenéticos e, sobretudo, nas heterogeneidades das qualidades permo-porosas de reservatório.

5.2 CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRAFIA

A Bacia do Recôncavo ocupa uma área aproximada de 11.500 km² (Silva *et al.*, 2007) com configuração de meio-graben (Figura 9B), orientação preferencial para NE-SW, mergulho regional para SE, com borda de falha a leste e flexural a oeste (Guerra, 2002; Destro *et al.*, 2003). Se individualiza a norte da Bacia do Tucano pelo Alto de Aporá e Alto de Boa União (Figura 10A), a sul pelo sistema de Falhas da Barra, a leste pelo sistema de Falhas Salvador e a oeste pela Falha de Maragogipe e Inhambuca (Milani e Davison, 1988; Porsani *et al.*, 2008).

São reconhecidas quatro supersequências deposicionais no preenchimento da Bacia do Recôncavo: A fase sinéclise ocorreu durante o Paleozoico, depositado em contexto de bacia intracratônica em clima árido (Moreira, 2015); a supersequência pré-rifte é caracterizada por três grandes ciclos flúvio-eólicos separados por transgressões lacustres durante o Eocretáceo e o Neojurássico (Silva *et al.*, 2007; Caixeta *et al.*, 1994); a supersequência rifte foi preenchida por um sistema flúvio-deltaico longitudinal e um sistema de leques deltaicos, com turbiditos associados, relacionados às falhas de borda, ambos sistemas em um cenário lacustre (Magnavita *et al.*, 1998); a fase pós-rifte tem seu preenchimento no Aptiano ao Albiano relacionada à subsidência termal pós rifte e no Cenozoico associado a leques aluviais (Caixeta *et al.*, 1994; Silva *et al.*, 2007). Suas unidades e relações espaciais são sumarizadas na Figura (9B).

A Formação Maracangalha, de idade Valandiana-Hauteriviana ($\cong$ 140-129 Ma), é representada por folhelhos lacustres com intercalações de arenitos e siltitos com mergulho geral de SW a NE (Santos *et al.*, 2011), os corpos arenosos são distinguidos em depósitos pouco deformados (Fácies Caruaçu) e depósitos altamente deformados (Fácies Pitanga). A Fácies Caruaçu é constituída por corpos areníticos lenticulares, com predominância de arenitos finos a médios com presença de estratificação plano paralela, cruzada e com estruturas de escorregamento associadas (Caixeta *et al.*, 1994). A Fácies Pitanga é composta por arenitos finos a muito finos, argilosos, predominante maciços com camadas rítmicas associadas, com a frequente presença de estruturas deformacionais plásticas, rúpteis e injeções (De Souza, 1971; Ghignone,

1978; Santos *et al.*, 2011). Estes corpos arenosos são interpretados como resultado de fluxos gravitacionais, como: correntes de turbidez, fluxos transicionais (*slurry*), fluxos coesivos e restritamente por fluxo de detritos. (Guerra e Borghi, 2003; Milhomen *et al.*, 2003; Falcão e DellaFavera, 2012), remobilizados das bordas para interior de um sistema lacustre (Ghignone, 1978; Silva *et al.*, 2007). Também são reconhecidas feições deformacionais, em sedimentos inconsolidados, relacionados aos processos de fluidização gerados a partir de abalos sísmicos (Raja Gabaglia, 1991).

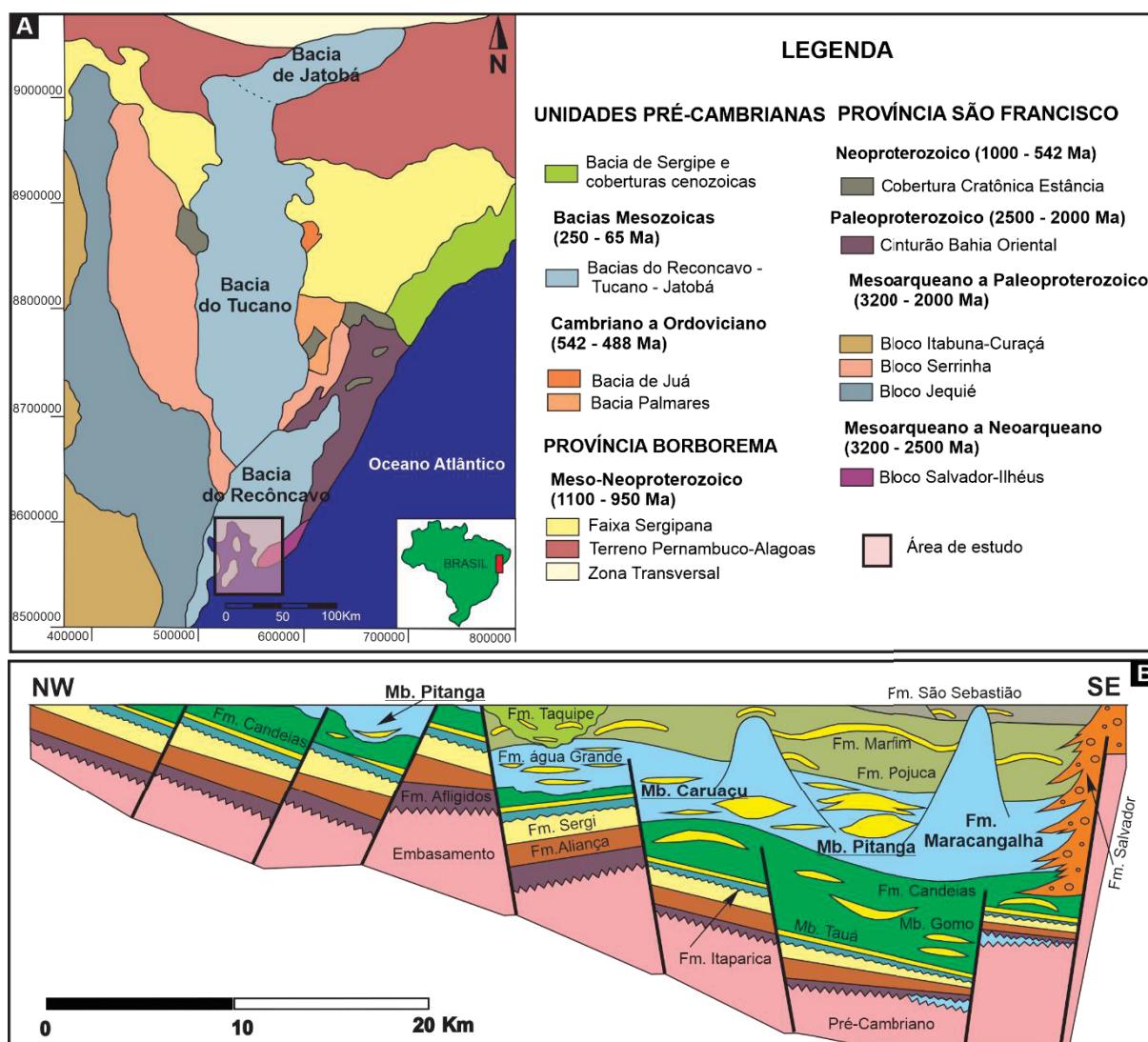


Figura 9 – A) Mapa geológico regional com os compartimentos tectônicos pertencentes a Subprovíncia Borborema Meridional e a faixa nordeste da Província São Francisco, embasamentos do Sistema Rift Recôncavo-Tucano-Jatobá. B) Perfil transversal, de direção NW-SE, da Bacia do Recôncavo, com a disposição espacial/estratigráfica das suas unidades geológicas. Modificado de Porsani *et al.* (2008).

5.2.1 Embasamento

O sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) se desenvolveu na região limítrofe das Províncias São Francisco e Borborema (Figura 9A), onde estruturas do embasamento configuraram o arranjo das bacias (Kosin, 2009). O embasamento e área adjacentes do sistema RTJ é composto por grande diversidade de terrenos, constituídos por rochas magmáticas, plutônicas e vulcânicas, sedimentares, polideformadas e metamorfizadas em diferentes graus, com idades desde o Arqueano até o início do Fanerozoico.

A Província São Francisco corresponde um segmento crustal consolidado ao final da Orogênese Transamazônica, limitado por faixas móveis geradas durante o evento Brasileiro (Almeida *et al.*, 1976; Almeida, 1981; Brito Neves *et al.*, 2003; Hasui *et al.*, 2012). A Bacia do Recôncavo fica situada sobre a faixa nordeste da província e tem como embasamento os terrenos que compõem a porção centro-norte do Cinturão Bahia Oriental (Delgado *et al.*, 2003). Esse cinturão é subdividido em dois ramos: Ramo Intracontinental e o Ramo Costeiro situado a oeste e a leste da Bacia do Recôncavo respectivamente (Figura 9A). O Ramo Intracontinental tem sua estruturação preferencial com direções N-S a NNW-SSE, abrange os Blocos Jequié, Itabuna-Curaçá e Serrinha de idade Mesoarqueanos a Paleoproterozoicos (3200-2500 Ma). O Ramo Costeiro tem origem em um arco magmático e é estruturado por zonas de cisalhamento transpressivas com direção NE-SW, gerados pela colagem dos Blocos Serrinha e Itabuna-Curaçá com o Bloco Salvador-Ilhéus (Silva *et al.*, 2005c).

A Província Borborema é um mosaico de domínios tectono-geológicos separados por importantes lineamentos transpressivos. Sua formação é resultado da colagem de diversas microplacas ao longo dos ciclos tectônicos Cariris Velhos no Meso a Neoproterozoico e Brasileiro no Neoproterozoico, este último responsável pela existência de um extenso plutonismo granítico e sua estabilização tectônica (Silva, 2006). A província é compartimentada em três subprovíncias: Setentrional, Zona Transversal e Meridional, esta última compõe embasamento para as Bacias de Tucano e Jatobá, e mais próximo a Bacia do Recôncavo. A Subprovíncia Meridional está delimitada a sul do Lineamento Pernambuco e a norte da Província São Francisco (Brito Neves *et al.*, 2009; Santos *et al.*, 2010), é estruturada por zonas de cisalhamento transpressionais de direção NW-SE a NE-SW, responsáveis pela movimentação dos

terrenos para sul e sudeste sobre a Província São Francisco durante o Ciclo Brasileiro (Kosin, 2009). Três entidades tectônicas configuram a subprovíncia, elas são: Terreno Pernambuco-Alagoas, Terreno Canindé-Marancó e Faixa de Dobramentos Sergipana (Figura 9A).

A Cobertura Cratônica Estância é uma bacia de margem passiva, Neoproterozoica, pouco afetada pela deformação Brasileira, sua formação é relacionada ao regime extensional a flexural-termal sobre rochas Arqueanas a Paleoproterozoicas da Província São Francisco (Delgado *et al.*, 2003), esta unidade se encontra a norte da Bacia do Recôncavo juntamente com as bacias Cambro-Ordovicianas de Palmares e Juá (Figura 9A). A Bacia de Palmares é do tipo *foreland*, formada sobre o empilhamento sedimentar da Cobertura Cratônica Estância; e a Bacia de Juá integra um sistema de grábens em uma bacia do tipo *piggy-back* (Menezes Filho *et al.*, 1988).

5.3 MATERIAIS E MÉTODOS

Foram analisadas 35 amostras das fácies arenosas e 2 de textura fina pertencentes à Formação Maracangalha, coletadas em afloramentos nas Ilhas de Itaparica, dos Frades e de Maré na Região da Baía de Todos os Santos (Figura 10B).

A análise petrográfica contemplou 35 lâminas delgadas das amostras de arenito, impregnadas com epoxy com corante azul, as sessões delgadas com presença de carbonato foram, parcialmente, tingidas com alizarina. A abordagem petrográfica quantitativa totalizou a contagem de 600 pontos por amostra, os minerais acessórios e fragmentos fósseis não carbonáticos foram determinados pela abordagem de estimativa visual semiquantitativa.

As proporções dos componentes primários e diagenéticos, bem como as características texturais (granulação, esfericidade e arredondamento) foram determinadas por contagem de 300 pontos, com espaçamento regular, com auxílio do software JMicroVision V.1.3.4. As proporções dos principais componentes detríticos presentes no arcabouço foram estabelecidos pelo método Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966 e Dickinson, 1970) com a contagem regular de 300 grãos com dimensão superior a silte (0,0625 mm) em uma malha espaçada em 0,600 mm, o método foi empregado

com o microscópio petrográfico de luz transmitida. A classificação em petrofácies seguiu proposta de Garzanti (2016).

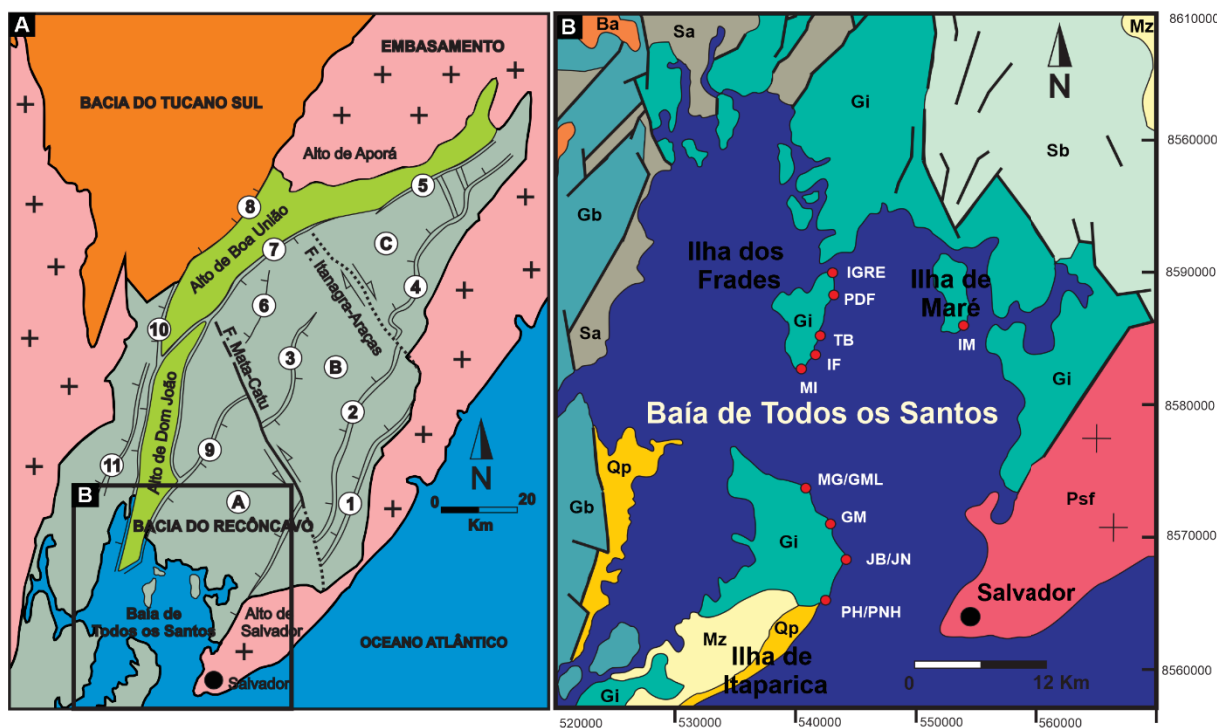


Figura 10 – Mapa de localização da área de estudo. A) Mapa geológico da Bacia do Recôncavo e sua compartimentação tectono-estrutural: 1) Falha de Salvador, 2) Falha Pedra do Salgado, 3) Falha Água Grande, 4) Falha Patioba, 5) Falha das Pedras, 6) Falha Sauípe, 7) Falha Tombador, 8) Falha Inhambuca, 9) Falha Nova América, 10) Falha Oroba, 11) Falha Aliança, a) Baixo de Camaçari, b) Baixo Miranga e c) Baixo de Quiambina (Porsani *et al.*, 2008). Com destaque para área de estudo. B) Área de estudo com respectivos pontos de coleta das amostras da Formação Maracangalha, situado na região da Baía de Todos os Santos. Praia da Penha (PH/PNH), Pontal do Jaburu (JB/JN), Praia de Gameleira (GM/GML), Praia de Manguinhos (MG/GML), Mirante da Ponta da N.Sra de Lurdes (MI), Ilha dos Frades (IF), Praia do Tobazinho (TB), Praia da falha (PDF), Igreja N.Sra. de Loreto (IGRE) e Sul da Ilha de Maré (IM).

A análise de fluorescência de raios-X foi aplicada em fácies arenosas (23) e finas (2) e permitiu a quantificação dos óxidos dos elementos maiores e elementos traços. O processamento prévio das amostras incluiu britagem, com eventual quarteamento para amostras de elevada heterogeneidade, secagem em estufa a 100°C e pulverização, seguida pela perda ao fogo e confecção de pastilhas fundidas com tetraborato de lítio. A análise de fluorescência foi efetuada através do Malvern PANalytical Axios-mAX, com tubo de ródio, a calibração e a leitura foram processadas pelo software SuperQ 5.3.

Os resultados elementares foram comparados com as médias mundiais para sedimentos NASC (*North American Shale Composite*, Gromet *et al.*, 1984), PAAS (*Post Archean Average Shale*, Taylor e McLennan, 1981), a composição média da

crosta superior UCC (*Upper Continental Crust*, Taylor e McLennan, 1985) e média dos sedimentos das Formações Itaparica, Capianga e Cazumba (Silva *et al.*, 2012), pertencentes a Bacia do Recôncavo, apresentados em gráficos binários e ternários.

5.4 RESULTADOS

5.4.1 Composição detrítica e textura

As amostras foram classificadas, com base na petrografia, segundo proposta de Pettijohn (1972, modificado de Dott, 1964) como arenitos (30 amostras) e *wackes* (5 amostras), além de duas amostras classificadas como siltito arenoso e siltito argiloso em amostras de mão. Os arenitos são finos a muito finos, bem a moderadamente selecionados, com eventuais níveis de areia média a grossa. Os grãos são classificados como subarredondados a subangulosos e predominantemente esféricos para os grãos de quartzo. Contatos pontuais entre os clastos são dominantes e planares são comuns, que resultam na predominância de empacotamento normal.

A matriz é representada pelo sedimento intergranular fino, constituído por grãos de quartzo, sericita e argilominerais na fração silte e argila. Sua disposição é uniforme no espaço intergranular (Figura 11A), por vezes heterogênea, acompanhando estruturas sedimentares (Figura 11B) e feições deformacionais em sedimento inconsolidado, o que frequentemente define níveis e/ou porções com predomínio de matriz em relação ao arcabouço (Figura 11C). A presença da matriz é resultante da contribuição clástica primária (sindeposicional) ou associado a infiltração secundária a partir da deformação em sedimento inconsolidado (pós-deposicional). O primeiro processo é predominante nas fácies arenosas Caruaçu (Figura 11D) e o segundo nas fácies Pitanga (Figura 11E).

O arcabouço é constituído, em ordem decrescente de abundância, por quartzo, feldspatos (Figura 12), fragmentos líticos (Figura 13), outros minerais (micas, opacos e minerais pesados; Figura 12), grãos carbonáticos, fósseis carbonosos e quitinosos (Figura 14). O quartzo (Figura 12A) ocorre com predomínio de quartzo monocristalino (Qm) sobre policristalino (Qp). Os grãos de Qp (Figura 12B) exibem diversas feições intragranulares como: Contatos denteados e irregulares entre os cristais, contatos retos, serrilhados subordinados e raramente lobados, feições como extinção

ondulante, orientação mineral, subgrãos e rotação de subgrãos são comuns e raramente há estiramento mineral.

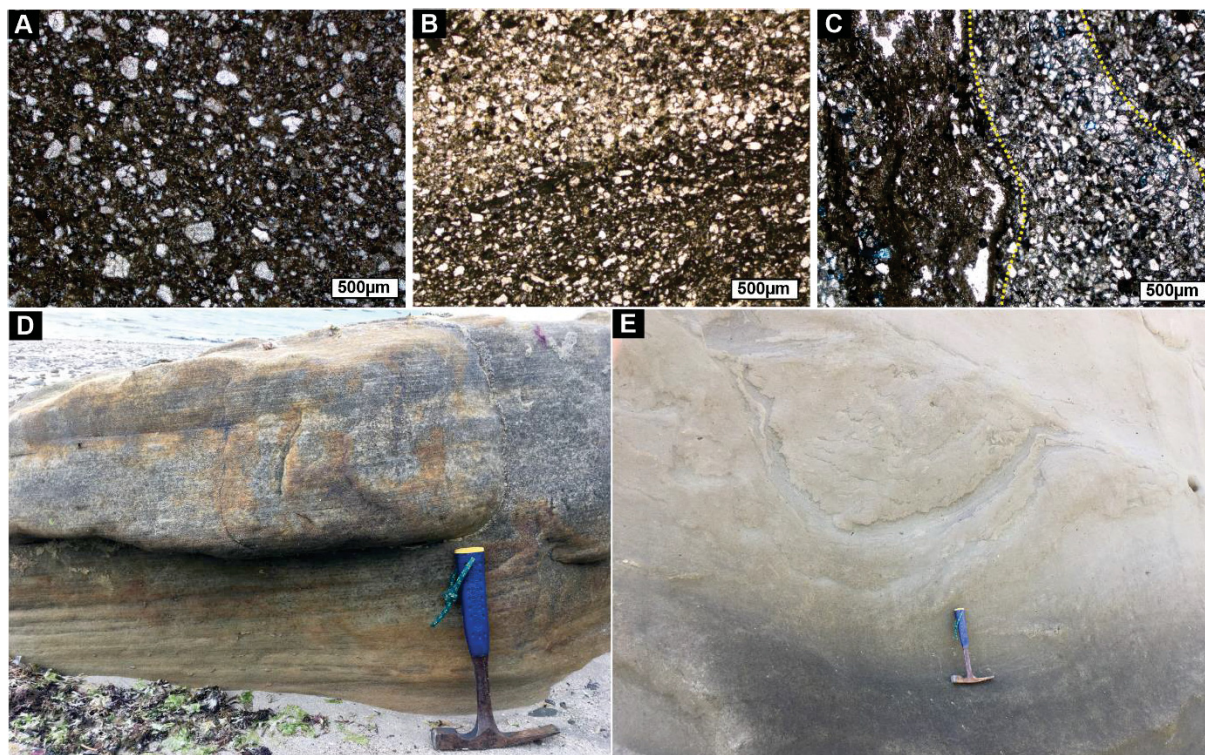


Figura 11 – A) Wacke quartzoso com matriz silto-argilosa intergranular de disposição uniforme; B) Matriz composta por argilominerais definindo a laminação sedimentar em arenito muito fino; C) Níveis de matriz silto-argilosa com bordas irregulares e sutil orientação interna; D) Arenito médio estratificado comum da fácies Caruaçu; E) Arenito siltooso com presença de intraclastos pelíticos, fósseis vegetais e diversas estruturas deformacionais resultado da fluidização/liquefação em sedimento inconsolidado, comum para a fácies Pitanga.

Os feldspatos observados são plagioclásio, ortoclásio e microclínio, eventualmente exibem maclas e zonamento, os grãos prevalecem moderadamente alterados para sericita, argilominerais e eventualmente substituído por carbonato, e/ou parcialmente a totalmente dissolvidos, normalmente os plagioclásios constituem grãos mais alongados em relação aos feldspatos alcalinos (Figura 12C). Os principais filossilicatos encontrados são muscovita, biotita e clorita, em ordem decrescente de abundância, estão moderadamente a fortemente alterados para óxidos de ferro e argilominerais. De forma subordinada, ocorrem opacos, anfibólio, piroxênio, zircão, turmalina, estauroлита, apatita, epidoto e granada (Figura 12D, E e F).

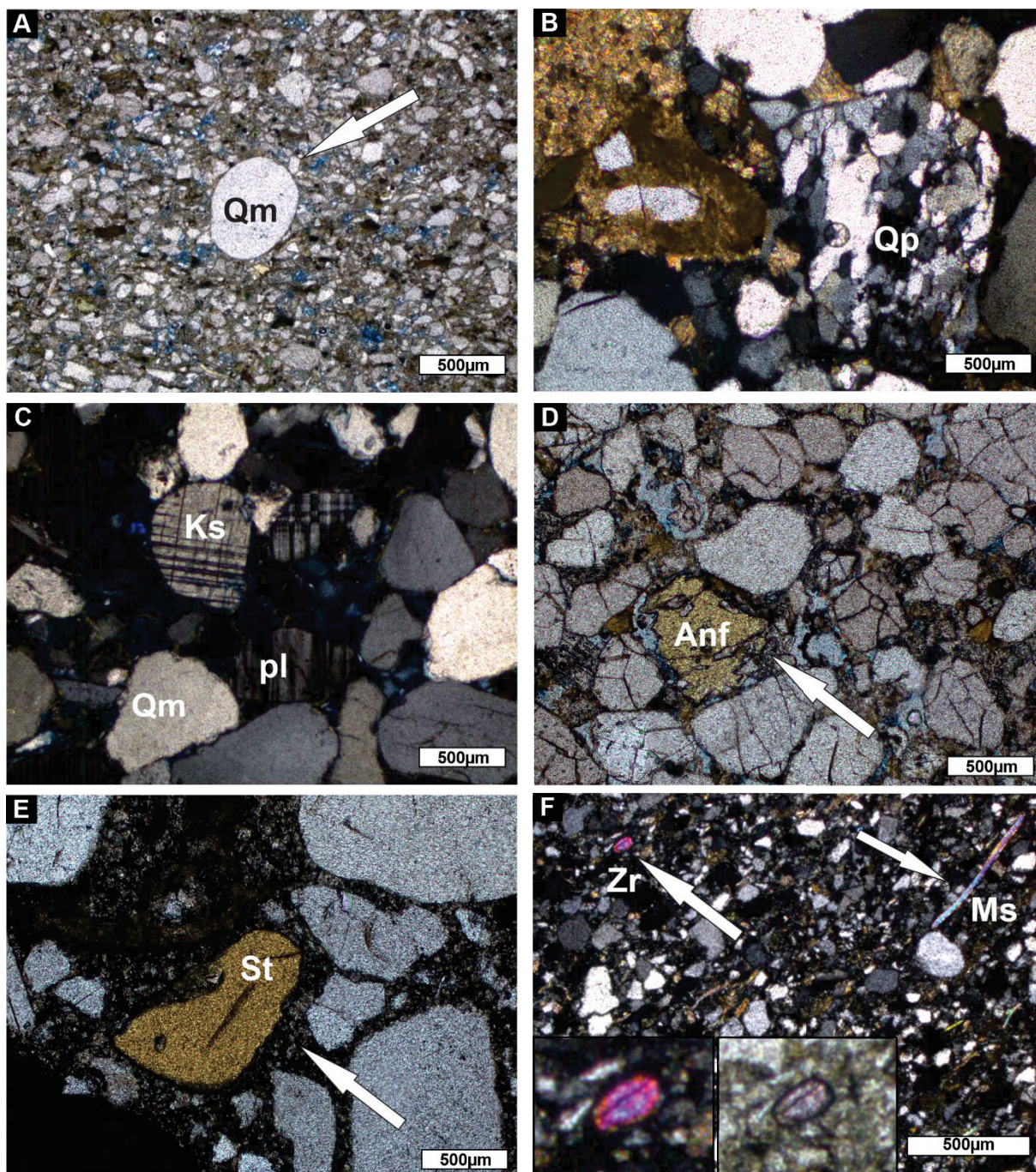


Figura 12 – A) Quartzo monocristalino (Qm) esférico, muito bem arredondado com superfície fosca; B) Quartzo policristalino (Qp) com cristais orientados verticalmente; C) Grãos de feldspato microclínio, plagioclásio e Qm; D) Grão de anfibólio com dissolução parcial, E) Estauroлита com feições de corrosão e F) Muscovita e Zircão com aumento em polarizadores paralelos e cruzados.

Os fragmentos líticos observados no arcabouço são de natureza plutônica, metamórfica de baixo a elevado grau e sedimentar, representados por: fragmentos de quartzitos constituídos por agregados de grãos de quartzo (Qm) ou/e quartzo criptocristalino (Figura 13A), exibem feições deformacionais como orientação, estiramento dos grãos e deformações intragranulares. Fragmentos de granitóides

(Figura 13B) são formados pela associação de (Qtz, Ks, Pl, Bt, Ms e Clr), os cristais normalmente são de maior dimensão em comparação aos outros fragmentos líticos, contatos entre cristais intragrãos são predominantemente irregulares e planares, eventuais denteados e por vezes há presença de feições deformacionais sugerindo a existência de fragmentos metamórficos (metagranitos/gnaisses).

Os metapelitos (Figura 13C) são caracterizados pelo predomínio de micas orientadas, por vezes demarcando foliação nos fragmentos líticos, e são representados por muscovita filito, biotita filito, muscovita-biotita filito e ardósia. Dentre os fragmentos líticos sedimentares prevalecem os intraclastos (Figura 13D) com formas irregulares, compostos predominantemente por lamito, por vezes estão deformados e achatados, responsáveis pela geração da pseudomatriz. Também ocorrem fragmentos de arenito quartzoso, *wacke* quartzoso e *chert* (Figura 13E e F).

Os fragmentos carbonáticos são constituídos por grãos alóbioquímicos como oncólitos (Figura 14A), oólitos, pelóides micríticos (Figura 14B) com formas esféricas a ovóides e esferolitos carbonáticos (Figura 14C), além dos bioclastos carbonáticos (Figura 14D) de diversificada morfologias representadas por foraminíferos e ostracodes. Normalmente os fragmentos carbonáticos estão substituídos e cimentados por carbonato microesparítico e esparítico. Os fósseis carbonosos e quitinosos são representados principalmente por fragmentos vegetais (Figura 14E) e artrópodes (Figura 14F). Também há ocorrência de fosfato biogênico e betume.

A partir das proporções modais dos componentes do arcabouço (Tabela 01), seguindo proposta de Garzanti (2016), foram reconhecidas as petrofácies arenito quartzoso e arenito feldspato-quartzoso, com ocorrência subordinada de arenito lito-quartzoso e arenito feldspato-lito-quartzoso (Figura 15). A **petrofácies arenito quartzoso** possui composição média de (Q91F6L3), corresponde a 46% das amostras analisadas, possui granulação entre areia fina a média, mais grossa em comparação às demais petrofácies. Os feldspatos potássicos predominam sobre plagioclásios e a muscovita sobre biotita e clorita. Fragmentos líticos de granitóides/metagranitóides, *chert*, metapelito, sedimentar (arenitos e *wackes*) e intraclastos lamosos estão presentes em, ao menos, metade das amostras, enquanto fragmentos de quartzito ocorrem em todas amostras. É a petrofácies com maior número de amostras com presença de fragmentos carbonáticos (50%) que atingem até 26% de abundância no arcabouço.

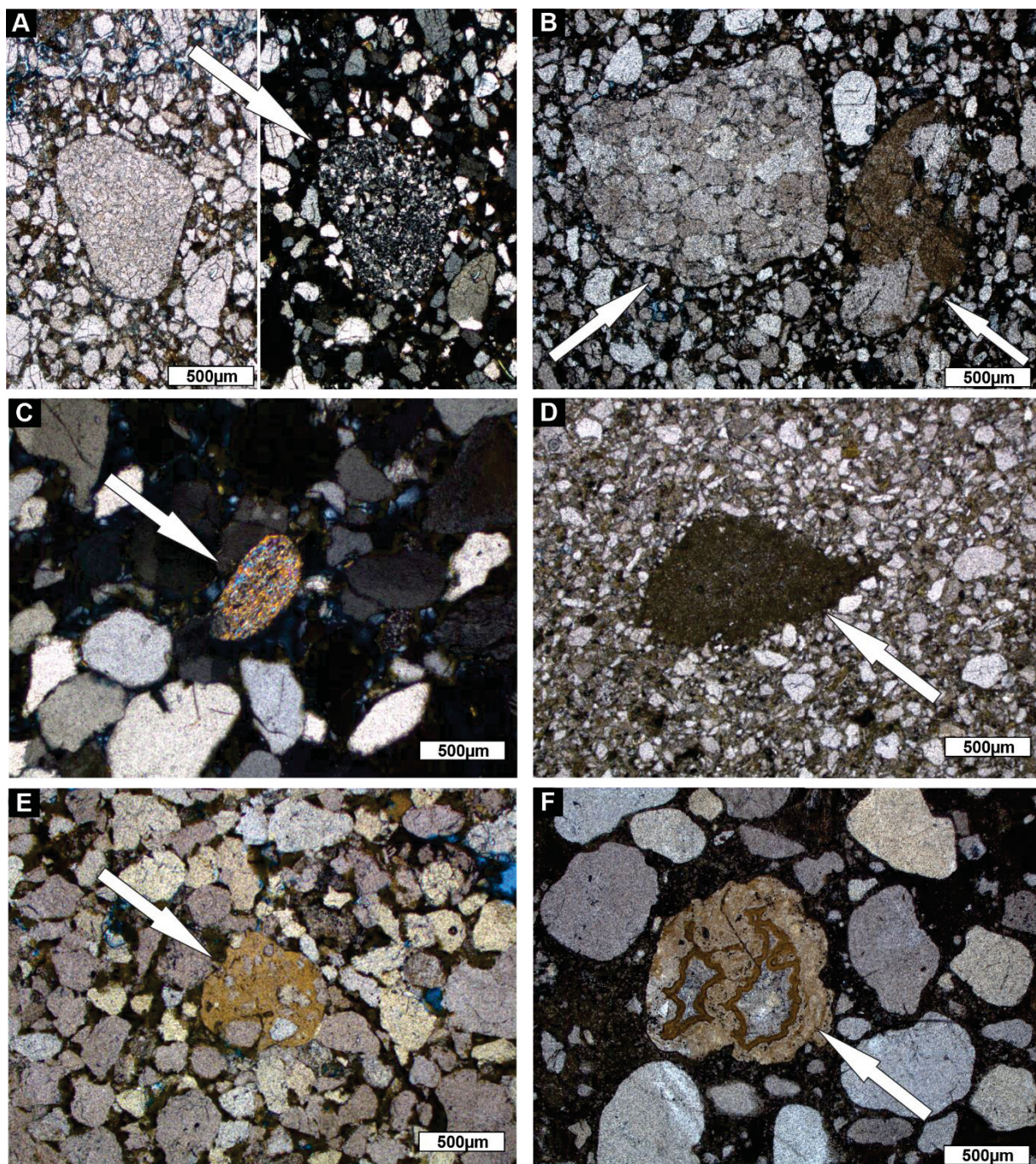


Figura 13 – A) Fragmentos de quartzito sob polarizadores paralelos e cruzados, respectivamente; B) Fragmento plutônico com associação de (Qm, Ks e Clr) e fragmento de arenito quartzoso; C) Fragmentos de muscovita-filito com foliação evidenciada pela orientação das micas; D) Intraclasto lamoso com forma irregular; E) Fragmento de *wacke* e F) Grão de *chert*.

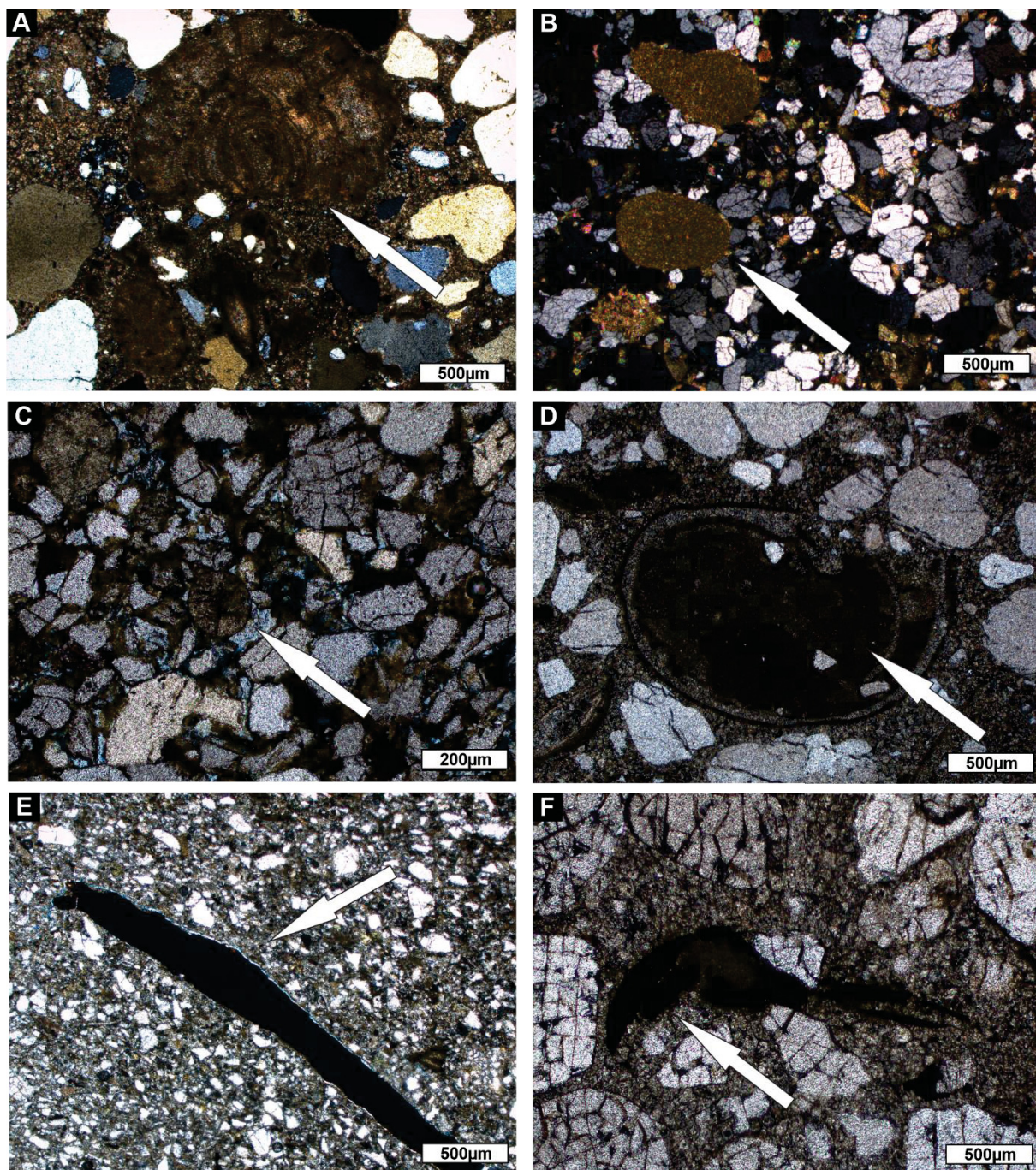


Figura 14 — A) Oncólito micritizado; B) Pelóides recristalizados parcialmente por microesparita e C) Esferólito carbonático; D) Bioclasto; E) Fragmento vegetal e F) Apêndice de artrópode.

Na **petrofáceis Arenito feldspato-quartzoso** a composição média de (Q80F16L3) representa 48% das amostras, constituídas predominantemente por areia muito fina. Os plagioclásios predominam sobre feldspatos potássicos. Biotita e a muscovita estão presentes em proporções similares, com predomínio sobre a clorita. Os fragmentos de quartzitos ocorrem em quase todas as amostras, metapelitos têm frequência de ocorrência de 25% nesta petrofácies. Fragmentos de *chert*,

granitóides/metagranitóides, sedimentares e intraclasto são escassos. Os fragmentos carbonáticos estão presentes em 20% das sessões delgadas e com máximo de 7% de frequência de ocorrência no arcabouço. A **petrofáceis arenitos litoquartzoso e feldspato-lito-quartzoso** configuram 6% das amostras. São compostas por areia muito fina a média, sua composição média é (Q72F8L20). Os feldspatos potássicos predominam sobre plagioclásios. Biotita e a muscovita estão presentes em proporções similares, com predomínio sobre clorita. Os fragmentos líticos presentes, em ordem decrescente de abundância são: intraclastos argilosos, quartzito e granitóides/metagranitóides.

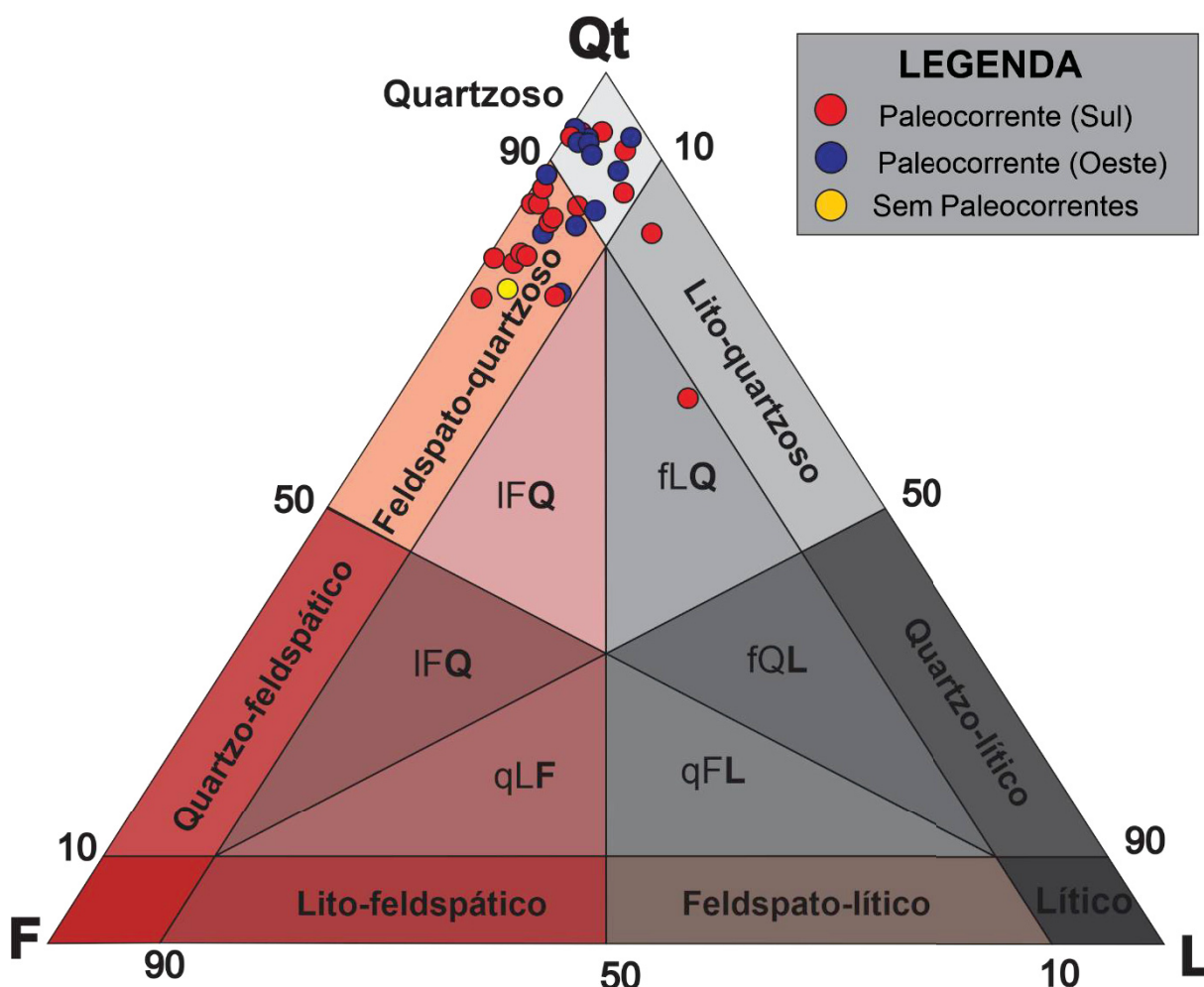


Figura 15 — Diagrama de classificação de arenitos de Garzanti (2016), os vértices são marcados por quartzo total (Qt), feldspatos totais (F) e fragmentos líticos afaníticos (L). 16 amostras foram plotadas no campo do arenito quartzoso, 17 no arenito feldspato-quartzoso, (1) em arenito lito-quartzoso e (1) em feldspato-lito-quartzoso.

Tabela 1 – Proporção modal dos constituintes. Q-F-L, normalizado para 100%. Quartzo monocristalino (Qm), quartzo policristalino (Qp), quartzo total (Qt), líticos sem Qp (L), líticos afaníticos totais (Lt), não determinado devido elevado proporção de matriz (—).

Amostra	Arcabouço				Porosidade			Cimentos					Q - F - L						
	Siliciclástico	Bioaloquímico	Arcabouço total	Matriz	Cimentos totais	Porosidade primária	Porosidade secundária	Porosidade total	Carbonático	Argiloso	Óxidos de ferro de clorita de quartzo	Quartzo			Feldspatos	Fragmentos líticos			
												Qm	Qp	Qt		L	Lt		
Petrofácies arenito quartzoso																			
JN 01	64,7	0,0	64,7	1,0	5,0	9,3	20,0	29,3	0,3	1,3	3,3	0,0	0,0	88,7	3,9	92,6	6,8	0,6	4,5
JB 04	68,7	0,0	68,7	0,7	5,3	5,7	19,7	25,3	0,0	2,0	3,3	0,0	0,0	89,7	3,8	93,6	6,0	0,5	4,3
JB 05	69,0	0,0	69,0	0,7	6,3	9,0	15,0	24,0	0,3	1,3	4,0	0,0	0,7	92,8	0,9	93,7	6,3	0,0	0,9
MG 2.4	62,0	2,0	64,0	2,3	18,3	5,0	10,3	15,3	13,7	3,0	1,7	0,0	0,0	92,0	0,0	92,0	6,4	1,6	1,6
JBR 01	70,0	2,0	72,0	1,0	14,7	5,0	9,0	14,0	11,7	3,0	0,0	0,0	0,0	89,4	5,2	94,6	5,4	0,0	5,2
IGRE 01	67,7	0,0	67,7	5,0	17,7	4,0	5,7	9,7	0,7	11,0	6,0	0,0	0,0	92,6	0,0	92,6	6,8	0,6	0,6
MG 02	68,0	2,0	70,0	3,7	17,7	2,3	6,3	8,7	12,3	3,3	2,0	0,0	0,0	85,0	3,7	88,8	4,5	6,7	10,5
MG 01	69,3	0,7	70,0	3,3	18,3	3,3	7,0	10,3	10,0	5,0	3,0	0,3	0,0	85,9	4,7	90,6	5,9	3,4	8,2
MG 07	68,0	2,3	70,3	2,7	19,7	1,0	6,3	7,3	11,7	7,0	1,0	0,0	0,0	91,0	1,5	92,5	5,3	2,2	3,7
MG 04	68,7	0,7	69,3	6,7	17,3	1,3	5,3	6,7	8,7	8,3	0,3	0,0	0,0	90,1	2,4	92,5	5,3	2,2	4,6
PDF 01	67,0	1,3	68,3	13,7	12,0	0,0	6,0	6,0	4,3	7,3	0,3	0,0	0,0	64,8	21,5	86,2	5,3	8,5	30,0
PNH 03	70,0	0,0	70,0	14,0	10,3	1,7	4,0	5,7	0,0	9,7	0,7	0,0	0,0	91,8	0,8	92,5	1,5	6,0	6,8
PNH 01	41,0	0,0	41,0	40,7	16,0	2,0	0,3	2,3	0,0	14,7	1,0	0,3	0,0	—	—	84,4	9,4	6,3	—
PNH 02	45,3	0,0	41,7	37,3	20,0	0,3	0,7	1,0	0,3	18,3	1,0	0,3	0,0	—	—	91,2	5,9	2,9	—
MG 06	70,7	0,0	70,7	4,7	23,7	0,0	1,0	1,0	13,7	9,0	0,7	0,3	0,0	91,2	0,7	91,9	5,7	2,5	3,2
GML 01A	42,0	15,0	57,0	4,3	38,7	0,0	0,0	0,0	37,0	0,0	1,7	0,0	0,0	86,9	6,4	93,3	3,7	3,0	9,4
Petrofácies arenito feldspato-quartzoso																			
JN 02	62,7	0,0	62,7	0,0	5,0	13,3	19,0	32,3	0,0	1,3	3,3	0,0	0,3	79,7	8,6	88,3	11,7	0,0	8,6
GML 03	63,3	1,0	64,3	4,0	16,0	6,7	9,0	15,7	9,7	6,0	0,3	0,0	0,0	73,4	1,0	74,3	17,4	8,3	9,3
IM 01	63,5	0,0	63,5	9,8	17,0	5,0	4,7	9,8	5,4	11,0	0,0	0,6	0,0	67,1	8,1	75,2	21,2	3,6	11,7
MG 03	66,3	0,3	66,7	2,0	22,3	2,7	6,3	9,0	19,3	1,7	1,3	0,0	0,0	82,5	0,0	82,5	11,4	6,0	6,0
PH 01	60,6	0,0	60,6	11,8	18,7	6,4	2,5	8,9	0,6	14,0	0,3	3,8	0,0	68,4	6,3	74,7	16,7	8,6	14,9
GML 02	71,3	0,0	71,3	5,3	15,3	3,3	4,7	8,0	10,0	4,6	0,7	0,0	0,0	72,6	1,5	74,2	24,1	1,8	3,3
GML 01B	70,0	0,0	70,0	11,3	11,6	2,3	4,8	7,1	4,9	5,2	1,6	0,0	0,0	76,7	1,5	78,2	19,1	2,7	4,2
GM 01	68,0	4,7	72,7	3,7	18,0	2,0	3,7	5,7	13,0	3,3	1,7	0,0	0,0	81,1	1,7	82,9	13,7	3,5	5,2
IGRE 02	68,0	0,0	68,0	2,0	25,0	2,7	2,3	5,0	0,0	15,0	9,3	0,7	0,0	80,7	4,3	85,0	14,1	0,9	5,2
PH 02	65,7	0,0	65,7	15,0	16,7	1,7	1,0	2,7	5,3	9,7	0,0	1,7	0,0	77,0	4,6	81,6	14,8	3,6	8,1
TBZ 01	70,0	0,0	70,0	13,0	16,0	0,7	0,3	1,0	0,0	11,0	4,7	0,3	0,0	77,1	2,2	79,3	18,0	2,7	5,0
MI 01	66,3	0,0	66,3	13,7	19,3	0,0	0,7	0,7	6,7	10,0	0,0	2,7	0,0	81,6	3,1	84,7	10,2	5,1	8,2
MI 05	65,0	0,0	65,0	15,7	18,7	0,0	0,7	0,7	4,3	13,7	0,7	0,0	0,0	79,3	4,1	83,4	13,0	3,6	7,7
MI 02	67,0	0,3	67,3	14,7	17,7	0,0	0,4	0,4	7,0	9,7	0,7	0,3	0,0	81,4	3,5	85,0	13,6	1,4	5,0
GM 02	62,1	0,0	62,1	21,9	15,6	0,3	0,0	0,3	10,0	5,0	0,7	0,0	0,0	71,0	8,0	79,0	17,6	3,4	11,4
GML 04	65,0	4,0	69,0	3,3	27,3	0,0	0,3	0,3	21,7	3,7	2,0	0,0	0,0	83,5	3,3	86,8	12,3	1,0	4,3
PDF 02	65,0	0,0	65,0	22,0	13,0	0,0	0,0	0,0	4,7	7,3	0,3	0,7	0,0	72,7	6,1	78,8	20,6	0,6	6,7
Petrofácies arenito lito-quartzoso e arenito feldspato-lito-quartzoso																			
IF 02	62,0	0,0	62,0	10,3	16,7	5,3	5,7	11,0	0,0	14,7	0,0	2,0	0,0	61,1	1,6	62,7	11,3	26,0	27,6
MG 05	61,7	2,7	64,3	8,0	23,7	0,0	4,0	4,0	11,0	12,7	0,0	0,0	0,0	81,2	0,5	81,6	5,1	13,3	13,8

5.4.2 Porosidade e cimento

São observadas porosidade primária intergranular (Figura 16A), porosidade mista (porosidade gerada pela coalescência da porosidade primária e secundária) e porosidade secundária: porosidade móldica (Figura 16B), intergranular, microporosidade intracimento (Figura 16C), bem como intragranular (Figura 16D). De forma pontual ocorre porosidade vugular (cavernosa) e porosidade fissural (Figura 16E e F). Os *wackes* e arenitos ricos em matriz caracterizam-se pela baixa porosidade, nos arenitos limpos a porosidade secundária é predominante (Figura 17; Tabela 01).

A porosidade da petrofácies arenito quartzoso em média é de 10,2%, sendo 7,1% representado pela porosidade secundária, predominantemente intergranular. A porosidade da petrofácies arenito feldspato-quartzoso é, em média, de 6,3%, em que metade da porosidade é secundária, predominantemente intragranular e móldica. A porosidade média da petrofácies arenito feldspato-lito-quartzoso/litoquartzoso é de 7,5%, no qual 5,7% é secundária, representada principalmente pela porosidade intragranular e/ou móldica.

O cimento carbonático (Figura 16G) tem composição dolomítica, com ocorrência pontual de calcita, ocorre de forma intergranular e intragranular com textura micrítica, microesparítica, esparítica, equigranular e poiquilotópica, por vezes configuram nódulos e cristais romboédricos preenchendo *vugs* ou veios. O cimento argiloso (Figura 16H) ocorre de forma heterogênea, no espaço intergranular não ocupado pela matriz, obstruindo parcialmente a porosidade primária, e/ou envolvendo os grãos. Sua formação é associada à circulação precoce de fluidos diagenéticos, a recristalização/alteração da matriz e fragmentos líticos, quando intragranular é resultado da alteração mineral. O cimento de óxido/hidróxido de ferro (Figura 16I) ocorre como concreções, finas películas envoltórias aos grãos ou associado à alteração de minerais ferromagnesianos, comumente junto à clorita autigênica. O cimento de quartzo, menos representativo, ocorre como sobrecrecimento pontual e irregular em grãos de quartzo.

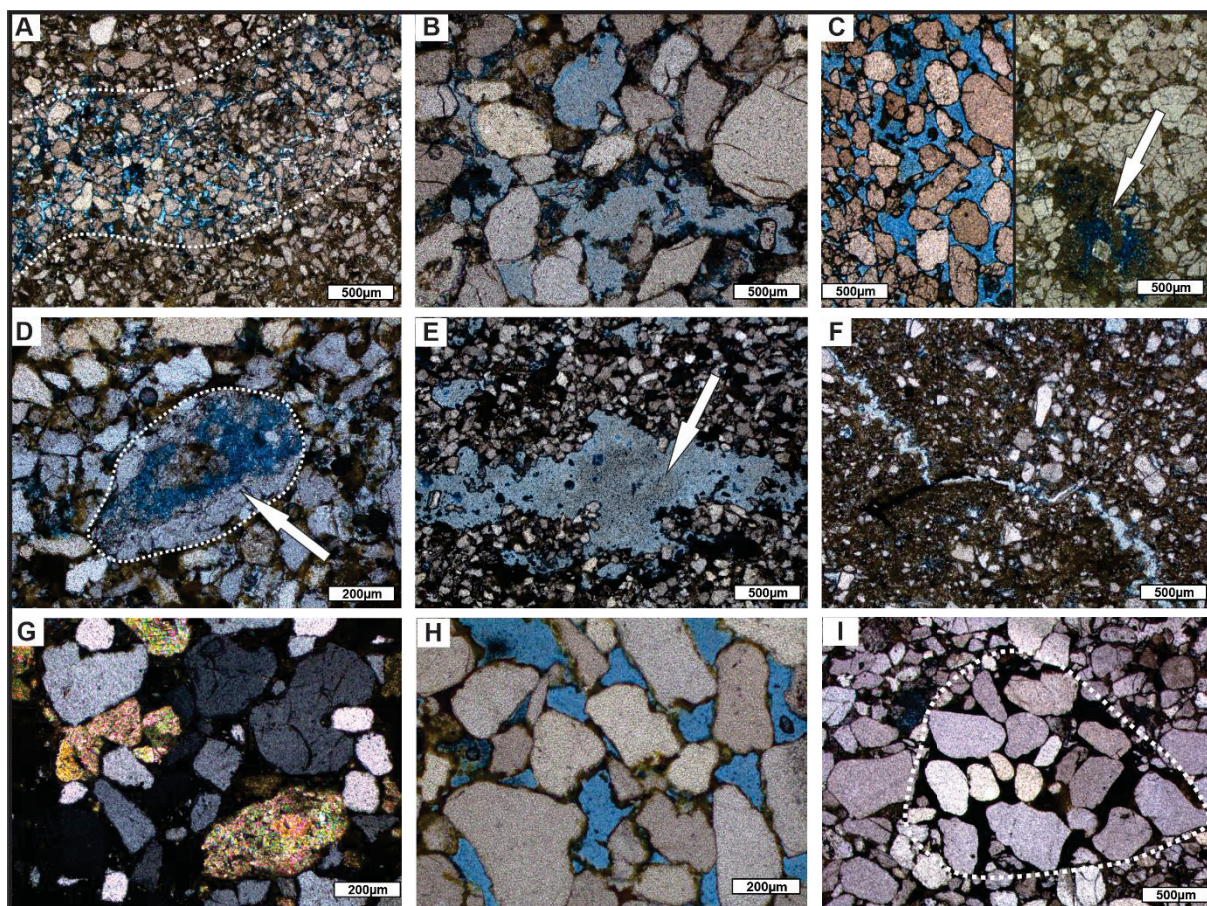


Figura 16 – A) Faixa irregular com elevação na proporção de porosidade intergranular e mista; B) Porosidade secundária do tipo móldica; C) Porosidade mista e destaque (seta) para a microporosidade intracimento argiloso, com ocorrência de cimento dolomítico euédrico tardio; D) Porosidade intragranular em fragmento lítico parcialmente dissolvido; E) Porosidade vugular indicado pela seta; F) Porosidade fissural tardia em *wacke*; G) Ocorrência de argila infiltrada intergranular e cimento de dolomita tardia ocupando porosidade secundária; H) Película de cimento argiloso envolvendo grãos de quartzo e I) Nódulo de cimento de óxido de ferro.

A ocorrência de diferentes tipos de texturas dos cimentos são, de forma geral, similares entre as petrofácies entretanto, observa-se predomínio sutil de cimento carbonático na petrofácies arenito quartzoso e de cimento argiloso na petrofácies Arenito feldspato-quartzoso (Figura 17A e B). Observa-se moderada correlação negativa entre porosidade e matriz, enquanto há forte correlação negativa entre porosidade e cimentação (Figura 18A e B). O efeito conjunto da obstrução da porosidade pela matriz e cimento é demonstrado pela forte correlação negativa com a porosidade (Figura 18C).

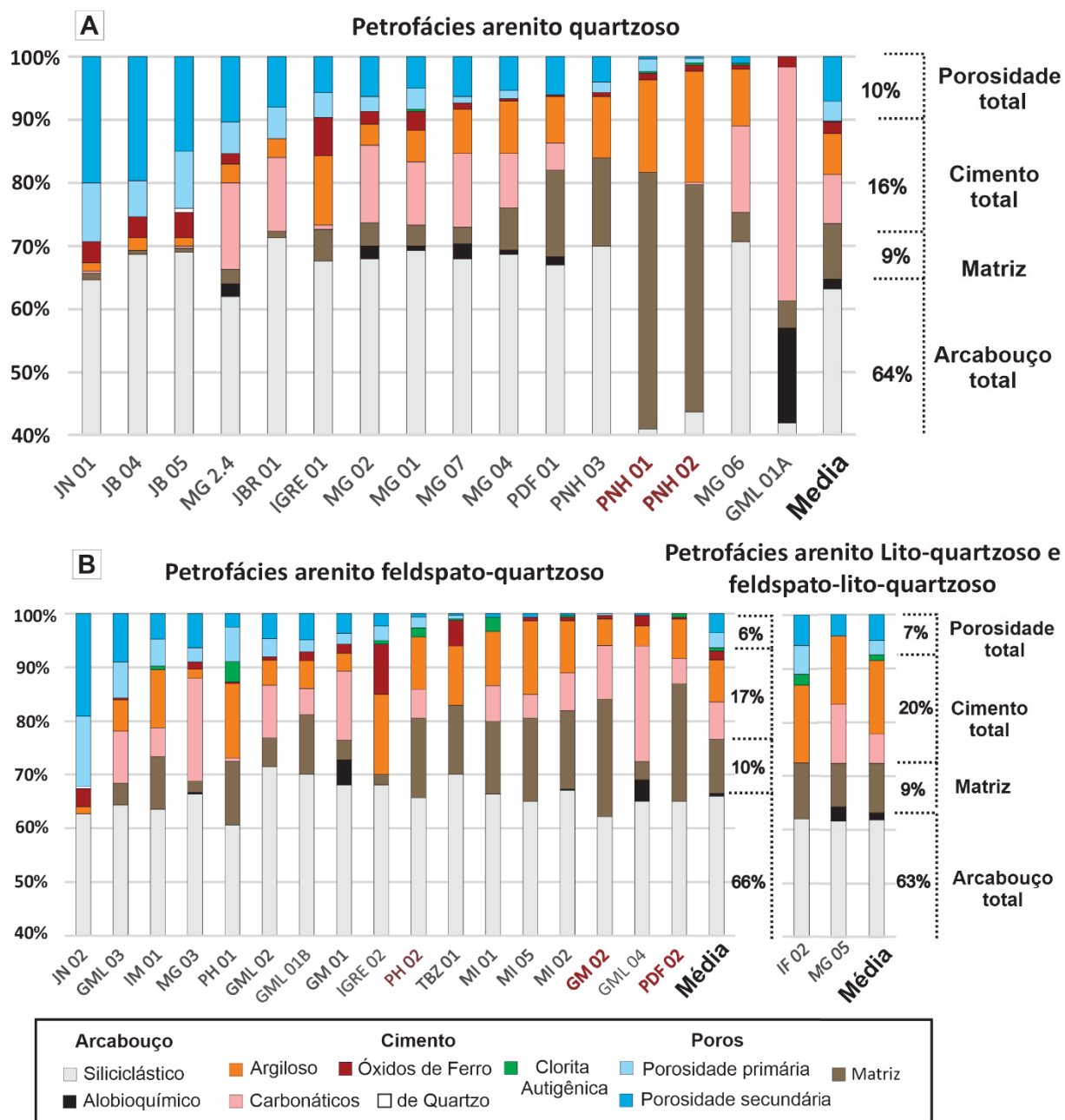


Figura 17 – Gráficos de barras com as proporções modais do arcabouço, matriz, cimentos e da porosidade, com suas respectivas médias. A) Petrofácies arenito quartzoso; B) Petrofácies arenito feldspato quartzoso e líticos. As amostras destacadas em tom avermelhado (PNH 01 e 02, PH 02, GM 02, PDF 02) constituem *wackes* as demais de cor cinza escuro constituem arenitos.

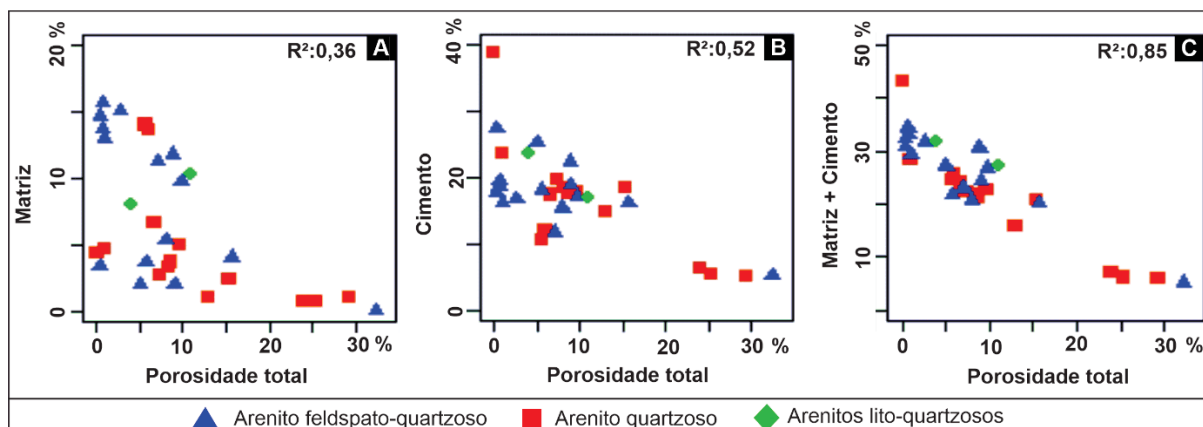


Figura 18 – Gráfico de dispersão da porosidade *versus* matriz e cimento. Em A) e B) é visível o efeito dominante do cimento em relação a ocorrência da matriz na obstrução da porosidade. No entanto, em C) a forte correlação negativa da ação conjunta revela a importância de ambos no controle da porosidade.

5.4.3 Geoquímica de rochas sedimentares

Nos diagramas de classificação petrogeoquímicas de Pettijohn *et al.* (1973) as amostras são classificadas, predominantemente, como arcóseos e subarcóseos (Figura 19A), no diagrama de Herron (1988) em litoarenitos e sublitoarenitos (Figura 19B), que contrasta com a classificação petrográfica, pela qual, uma parcela significativa foi classificada como arenitos quartzosos (Figura 15). A discrepância é devido a presença de matriz, seja primária ou infiltrada, e do cimento argiloso, que eleva a razão de Al_2O_3/SiO_2 da rocha total em relação ao arcabouço. Há presença subordinada de *wackes* e finos em concordância com a petrografia e a classificação em amostra de mão (Figura 19B).

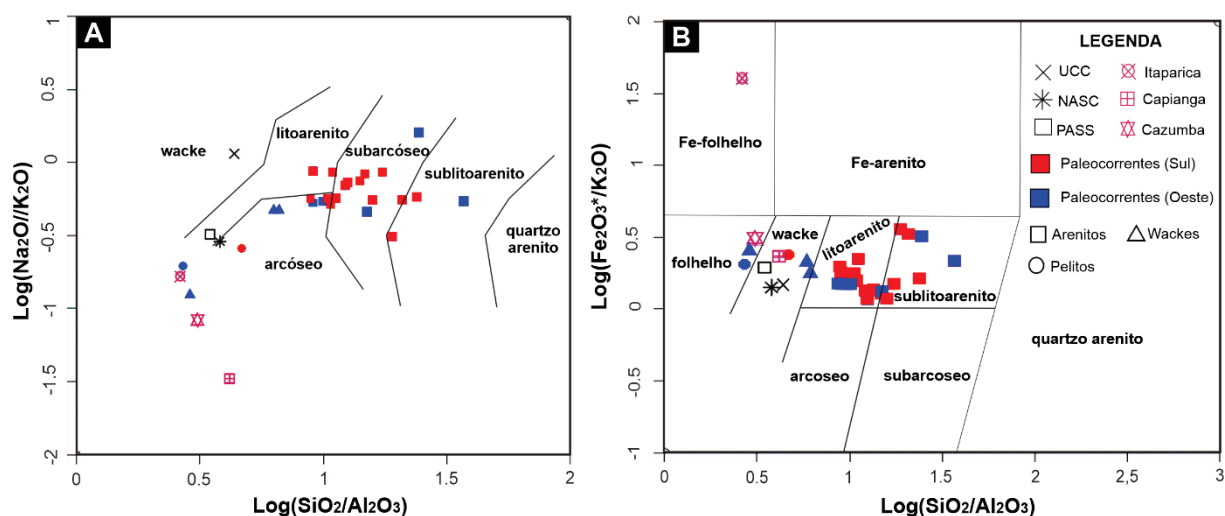


Figura 19 – Diagramas de classificação geoquímica de rochas siliciclásticas, A) Diagrama de Pettijohn *et al.* (1973); B) Diagrama de Herron (1988). Em ambos os gráficos, as amostras com fluxo para sul apresentam mais agrupados em relação as amostras com paleocorrentes para oeste.

O óxido predominante é o SiO_2 que apresenta correlação negativa com os seguintes óxidos Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , Fe_2O_3 , MgO , CaO e perda ao fogo (Tabela 02). Baixos valores de SiO_2 são restritos aos pelitos, *wackes* e arenitos pouco compactados ricos em cimento dolomítico (Figura 20). O Al_2O_3 possui relação positiva com Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 e Fe_2O_3 e não apresenta correlação com CaO , MgO , MnO e LOI. Teores baixos de Al_2O_3 são restritos aos arenitos pobres em matriz ou/e ricos em cimento dolomítico (Figura 21). Os teores de CaO e MgO possuem grande dispersão (Tabela 02), via de regra o CaO e MgO apresentam forte correlação positiva ($R^2 = 0,90$). O Fe_2O_3 e TiO_2 possuem correlação moderada positiva ($R^2 = 0,61$) e a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, é superior a 1. Esta razão geralmente está associada à maturidade química do sedimento, e permite inferências do contexto tectônico da área fonte (Roser e Korsch, 1986)

Para os óxidos dos elementos maiores e elementos traços, sob análise de componentes principais (PCA), o primeiro componente principal (PC1) corresponde 50% e o segundo componente principal (PC2) 21% da variância total. Os vetores formam três agrupamentos (Figura 22A): SiO_2 , Na_2O , Pb e Zr possuem valores positivos para PC1 e PC2; CaO , MgO e MnO são dispostos no quadrante positivo para PC1 e negativo para PC2; Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 , Fe_2O_3 e os demais elementos traços são restritos aos quadrantes negativos para PC1 e variável para PC2, de fracamente positivo a fracamente negativo.

Tabela 2 – Teores dos óxidos dos elementos maiores (wt %), elementos traços (ppm) e as médias elementares para a população de amostragem.

	AMOSTRAS														wt (%)												
	IGRE1	IGRE2	TBZ1	JBR1	PDF1	PDF2	PNH1	PNH2	PNH3	GML1A	GML1B	GML2	GML3	GML4		PH1	PH2	GM1	GM2	MI1	MI2	MI5	MG2.4	MG3	JB1	MI.4	Média
SiO2	89,83	84,76	85,40	85,76	83,13	78,16	72,93	71,90	85,21	42,82	79,63	77,75	76,63	57,21	78,11	78,64	72,01	73,30	79,29	78,19	77,19	83,43	48,48	53,16	64,12	74,28	
Al2O3	3,77	6,07	5,72	2,32	4,81	7,14	11,01	11,32	5,68	2,23	6,43	4,96	6,07	2,76	8,51	7,92	6,48	8,07	7,36	7,48	8,75	3,36	16,75	19,64	13,86	7,54	
Fe2O3	1,97	2,27	2,06	1,55	1,91	2,64	4,71	5,56	2,17	2,63	2,36	1,76	2,10	2,94	3,56	3,28	3,85	3,50	3,11	3,20	3,90	2,05	7,82	8,28	6,78	3,44	
CaO	0,04	0,07	0,15	2,61	1,43	1,47	0,22	0,22	0,75	15,88	1,88	3,51	2,92	11,03	0,44	0,96	3,64	2,32	1,23	1,32	0,70	2,64	5,01	0,32	0,85	2,46	
MgO	0,45	0,71	1,08	1,73	1,72	1,92	2,03	2,18	1,02	10,25	1,76	2,65	2,57	7,06	1,74	1,75	3,27	2,47	2,01	2,15	1,99	1,89	3,80	3,12	3,05	2,57	
Na2O	0,70	1,26	1,38	0,39	1,11	1,45	1,26	1,24	0,77	0,23	1,23	0,83	1,32	0,49	1,25	1,19	1,01	1,72	0,92	1,01	1,13	1,03	0,38	0,80	0,74	0,99	
K2O	1,22	1,71	1,65	0,73	1,30	1,70	2,70	2,66	1,67	0,74	1,78	1,51	1,83	0,89	2,40	2,22	1,78	1,99	1,79	1,80	2,00	0,65	3,12	4,10	2,85	1,87	
TiO2	0,45	0,53	0,51	0,24	0,54	0,75	0,97	0,89	0,48	0,12	0,41	0,44	0,41	0,11	0,58	0,60	0,42	0,63	0,61	0,59	0,71	0,14	0,79	1,26	1,05	0,57	
MnO	0,01	0,02	0,02	0,12	0,08	0,05	0,02	0,02	0,01	0,37	0,05	0,09	0,07	0,28	0,03	0,05	0,11	0,08	0,08	0,08	0,05	0,11	0,06	0,04	0,06	0,08	
P2O5	0,05	0,07	0,08	0,04	0,07	0,09	0,10	0,10	0,05	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,08	0,08	0,07	0,10	0,08	0,07	0,09	0,06	0,15	0,13	0,12	0,08	
ppm																											
Ba	304	333	301	155	301	320	406	478	332	122	312	330	363	202	395	339	330	372	330	330	343	102	390	594	410	328	
Ce	< 40	< 40	< 40	< 40	< 40	< 40	42	46	< 40	< 40	< 40	< 40	< 40	< 40	< 40	< 40	63	40	< 40	< 40	42	< 40	79	84	53	—	
Cr	53	< 25	< 25	< 25	< 25	60	44	50	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	25	32	< 25	< 25	41	35	< 25	< 25	93	118	65	—	
Cu	12	< 7	17	< 7	25	12	39	126	15	18	< 7	20	75	24	40	196	38	139	33	50	139	37	74	169	79	63	
Ga	9	7	10	7	< 5	7	19	13	15	13	9	8	14	7	16	10	10	7	15	15	10	8	22	27	22	13	
La	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	43	34	31	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	41	< 30	< 30	—	
Nb	19	26	20	24	22	24	28	24	23	19	20	24	20	25	28	22	24	24	26	22	29	21	24	32	29	24	
Nd	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	34	< 28	< 28	< 28	< 28	28	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	35	< 28	—	
Ni	< 17	< 17	70	< 17	< 17	< 17	38	25	< 17	< 17	< 17	< 17	< 17	18	< 17	18	< 17	18	< 17	18	< 17	22	< 17	52	58	36	
Pb	7	9	6	12	13	15	10	10	15	< 5	17	6	16	17	15	13	9	10	14	12	11	10	11	13	9	12	
Rb	37	54	49	19	54	45	86	76	47	20	45	35	39	28	60	55	51	52	59	59	65	22	111	131	134	57	
Sr	37	66	58	27	65	65	90	86	99	83	67	60	71	67	76	70	72	84	74	79	84	31	177	131	99	77	
V	27	45	34	< 25	25	52	87	102	29	< 25	34	29	34	< 25	58	42	46	53	51	68	82	< 25	176	180	127	66	
Y	11	17	16	15	12	22	23	20	11	18	19	16	15	9	14	22	24	23	19	16	21	7	23	28	28	18	
Zn	24	28	24	< 5	17	109	53	68	47	7	9	33	11	5	45	32	33	43	32	26	36	8	83	58	62	37	
Zr	482	372	303	242	526	524	260	249	326	97	315	411	318	79	238	256	312	351	271	256	263	140	141	204	230	287	

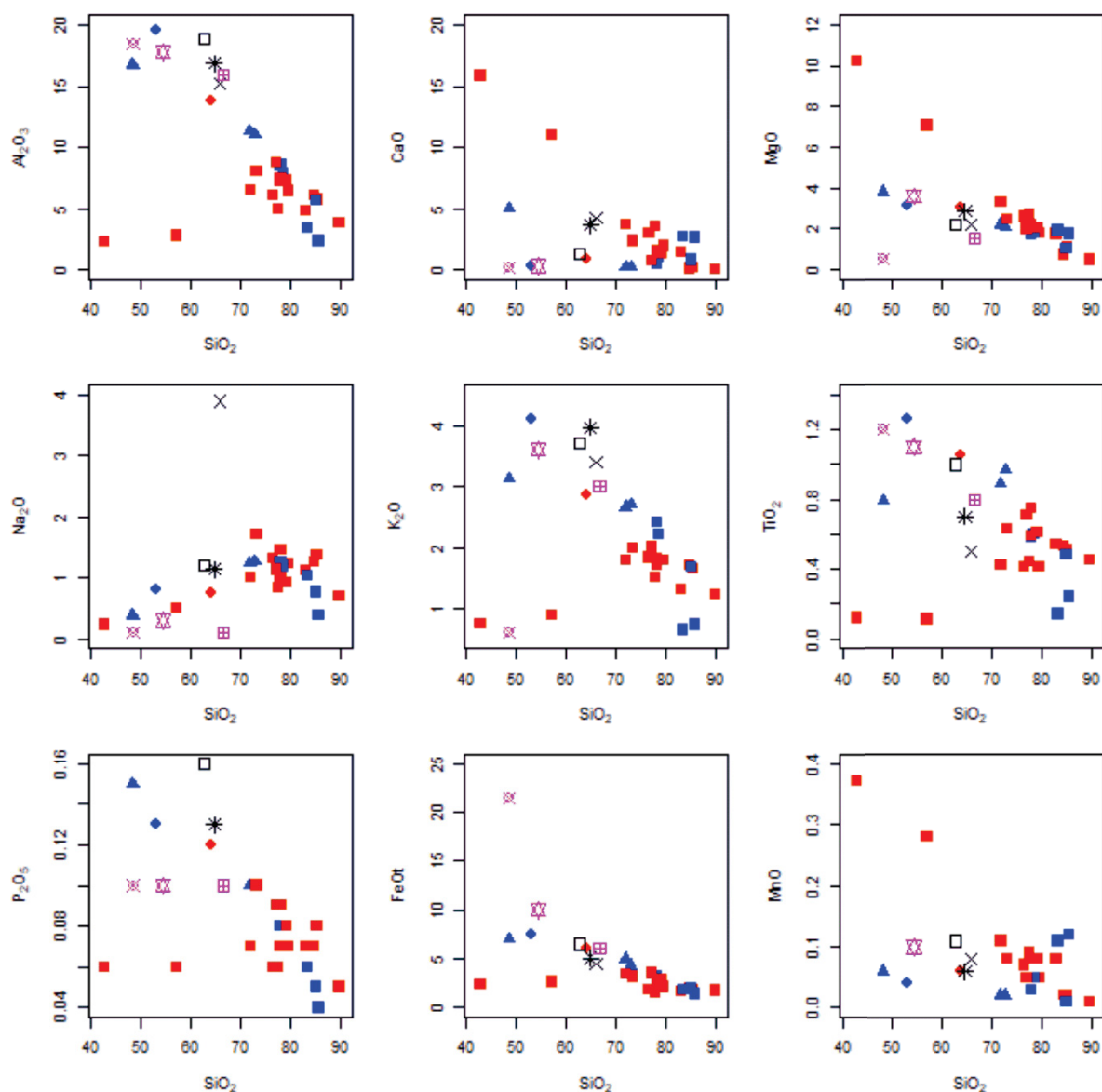


Figura 20 – Gráfico multielementar: SiO_2 versus Al_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , FeOt e MnO , teores em wt (%). Indicação de paleocorrentes predominantemente para sul (amostras em vermelho); para oeste (amostras em azul); círculo (pelitos); triângulo (*wackes*); quadrado (arenitos); X (UCC); asterisco (NASC) e quadrado vazado (PASS); em rosa amostras das formações Itaparica, Capianga e Cazumba. As amostras com fluxo predominante para sul são, sutilmente, mais agrupadas em relação as com direção oeste.

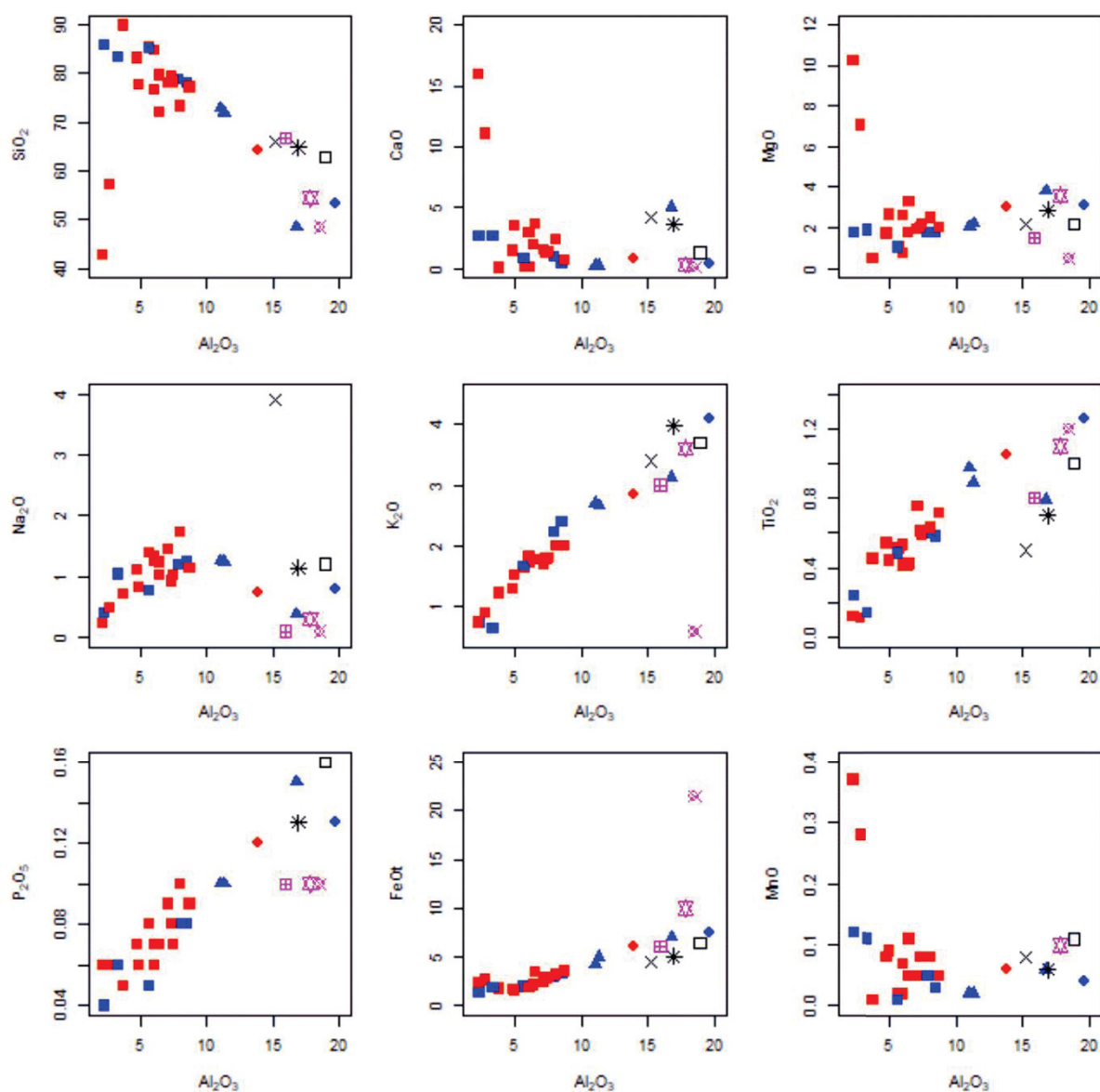


Figura 21 – Gráfico multielementar: Al_2O_3 versus SiO_2 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , $FeOt$ e MnO , teores em wt (%). Indicação de paleocorrentes predominantemente para sul (amostras em vermelho); para oeste (amostras em azul); círculo (pelitos); triângulo (*wackes*); quadrado (arenitos); X (UCC); asterisco (NASC) e quadrado vazado (PASS); em rosa amostras das formações Itaparica, Capianga e Cazumba. As amostras com fluxo predominante para sul são, sutilmente, mais agrupadas em relação as com direção oeste.

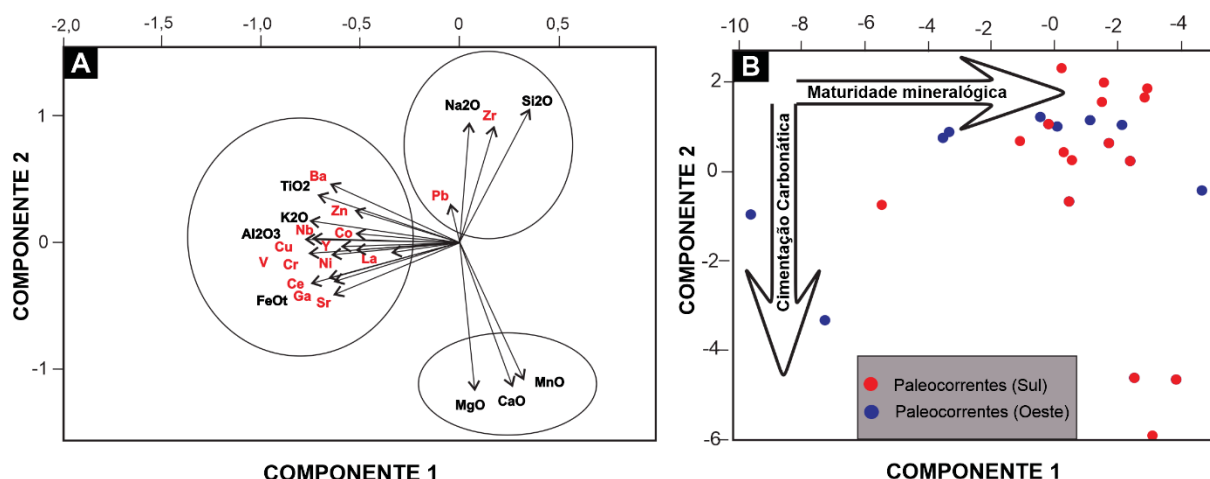


Figura 22 – Em A) vetores composicionais dos óxidos maiores e elementos traços pra PC1 e PC2; B) dispersão dos arenitos e wackes para a PC1 (retrata a maturidade mineralógica) e PC2 (retrata o efeito do cimento carbonático), distinguidas pela direção de paleocorrentes, no qual as amostras com paleocorrentes para sul apresentam, sutilmente, para maior maturidade mineralógica.

Em geral, os elementos maiores possuem correlação negativa com SiO₂ e positiva com Al₂O₃ (Figura 20 e 21), que reforça elevada contribuição de sílica pelos grãos de quartzo do arcabouço. O agrupamento do SiO₂, Na₂O, Pb e Zr, na análise de PCA (Figura 22), justifica-se pela variação de maturidade mineralógica do sedimento, associado ao baixo teor de matriz, por consequência de argilominerais, e o aumento relativo de quartzo e minerais pesados estáveis presentes no arcabouço, como: zircão, opacos (óxidos e sulfetos) e turmalina/epidoto, constatados em petrografia, o que pode ser indicativo de ocorrência de reciclagem sedimentar. Este incremento relativo de minerais estáveis também pode, em partes, estar associado a reduzida infiltração de matriz por parcela das amostras.

A forte correlação positiva entre Al₂O₃ e TiO₂, Fe₂O₃, P₂O₅, K₂O (Figura 21) e elementos traços: (Ba, Ce, Ga, Pb, Sr, Y, Zr e V), e o agrupamento destes componentes na análise de PCA (Figura 22) podem ser justificados pela incorporação destes elementos na estrutura de argilominerais presentes na matriz (sindeposicional ou infiltrada) e no cimento argiloso, e devido a ocorrência de aluminossilicatos no arcabouço. A forte correlação positiva entre Al₂O₃ e K₂O (Figura 21) também revela o controle da distribuição de Al₂O₃ por minerais potássicos, possivelmente, argilominerais potássicos. O agrupamento do CaO, MgO e MnO na PCA (Figura 22) e a correlação positiva entre o CaO e MgO para as amostras areníticas é explicado pela presença de dolomita, na qual o MnO ocorre como impureza. Também há contribuição de P₂O₅ pela presença de fosforita e apatita, reconhecidos em

petrografia. A partir destas relações constata-se PC1 tem relação com maturidade mineralógica e PC2 com a cimentação carbonática (Figura 22B).

A discriminação das amostras a partir das paleocorrentes não possibilitou a individualização das proporções elementares em grupos. Entretanto, as amostras com indicação de fluxo para sul são sutilmente mais agrupadas em relação às amostras com fluxo predominantemente para oeste (Figura 19, 20 e 21), as com predomínio de fluxo para sul também revelam, de forma tênue, maior maturidade mineralógica (Figura 22). Esta dissemelhança entre as amostras pode estar associada a distintos graus de homogeneização do sedimento.

5.5 DISCUSSÕES

5.5.1 Condições paleointempéricas e maturidade sedimentar

Os índices CIA, CIW, PIA e CPA, baseados na seletiva remoção e solubilização de elementos móveis, bem como o enriquecimento relativo de elementos imóveis e insolúveis durante o intemperismo (Nesbitt e Young, 1984; Buggle *et al.*, 2011) apresentaram elevada dispersão (Tabela 3), com predomínio de intemperismo químico baixo-moderado, exceto para CPA que sugere forte intemperismo devido ao aumento da razão minerais potássicos/albita visível na tendência, no gráfico do ACNK (Figura 23A), para o campo do potássio, que resulta no aumento irreal do CPA (Buggle *et al.*, 2011). Entretanto as amostras retratam, para todos os índices, elevada dispersão, de valores próximos a 50 relacionados a intemperismo incipiente (Nesbitt e Young, 1982; Babechuk *et al.*, 2014) até valores perto de 100 indicativo de forte intemperismo (Fedo *et al.*, 1995; Liang *et al.*, 2009). Tais condições sugerem alternância de regime intempérico durante a deposição, que pode ser reflexo de alterações paleoclimáticas.

No gráfico ACNK (Figura 23A) as amostras estão dispersas predominantemente paralelas ao eixo CN, que retrata alteração progressiva de uma determinada área fonte ou mistura de fontes com graus distintos de alteração química (Zimmerman, 2003). O deslocamento por parte das amostras para o vértice do K₂O (Figura 23A) indica a possibilidade de alterações metassomáticas potássicas pós-deposicionais (Fedo *et al.*, 1995). Entretanto, em petrografia não foi constatada

formação de feldspato autigênico, que restringe o incremento de potássio ao processo de ilitização ou à segregação mineral, resultado do enriquecimento seletivo (McLennan *et al.*, 1993; Nesbitt *et al.*, 1996). O gráfico ACNK também permite inferir uma área fonte de composição predominantemente granítica, com contribuição granodiorítica e granitos tipo A (Figura 23A).

Os índices ICV (*Index of Compositional Variability*) e $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ utilizados para reconhecer a maturidade química e textural do sedimento, bem como a reciclagem sedimentar (Cullers, 2000; Armstrong-Altrin, 2015), apresentam elevada dispersão nos valores (Figura 23B, Tabela 3), o que é indicativo de grande variação na maturidade química-textural do depósito. O predomínio de valores maiores que 1 para o ICV (Figura 23C, Tabela 3) indica arenitos imaturos quimicamente (Cox *et al.*, 1995) resultado do predomínio de minerais granulares sobre argilominerais secundários (Jinliang e Xin, 2008). O que, por vezes, sinaliza para elevada contribuição de sedimentos de primeiro ciclo em uma bacia em alta atividade tectônica (Pettijohn *et al.*, 1987; van de Kamp e Leake, 1985).

Tabela 3 – Índices paleointempéricos para as amostras de arenito, *wackes* e lutitos e suas respectivas médias. CPA (*Chemical Proxy of Alteration*), CIW (*Chemical Index of Weathering*), CIA (*Chemical Index of Alteration*) e PIA (*Plagioclase Index of Alteration*). Além dos índices de maturidade química-textural: ICV (*Index of Compositional Variability*) e a razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$.

LITOFÁCIES		ÍNDICE PALEOINTEMPÉRICO				MATURIDADE	
		CPA	CIW	CIA	PIA	ICV	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$
IGRE 01	arenito	76,6	76,4	60,3	67,8	1,2	23,8
IGRE 02	arenito	74,5	74,2	60,5	66,6	1,0	14,0
TBZ 01	arenito	71,6	70,0	57,5	61,7	1,1	14,9
TBR 01	arenito	78,3	64,4	52,8	54,4	3,1	37,0
PDF 01	arenito	72,5	56,8	48,7	48,2	1,6	17,3
PDF 02	<i>wacke</i>	75,0	60,0	51,9	52,6	1,3	11,0
PNH 01	<i>wacke</i>	84,2	82,4	67,6	77,5	1,0	6,6
PNH 02	<i>wacke</i>	84,7	83,0	68,5	78,4	1,1	6,4
PNH 03	arenito	81,8	69,2	56,7	60,5	1,1	15,0
GML 1A	arenito	85,5	74,7	58,9	65,4	13,5	19,2
GML 1B	arenito	76,1	61,4	51,8	52,7	1,4	12,4
GML 02	arenito	78,4	64,5	53,2	54,9	2,1	15,7
GML 03	arenito	73,7	58,3	49,0	48,5	1,8	12,6
GML 04	arenito	77,4	63,1	51,7	52,7	8,2	20,7
PH 01	arenito	80,5	75,5	61,4	68,2	1,1	9,2
PH 02	arenito	80,2	68,7	56,9	60,5	1,2	9,9
GM 01	arenito	79,6	66,1	55,2	57,8	2,1	11,1
GM 02	<i>wacke</i>	74,0	58,8	50,8	51,1	1,5	9,1
MI 01	arenito	82,9	70,9	59,7	64,2	1,2	10,8
MI 02	arenito	81,8	69,2	58,7	62,5	1,3	10,5
MI 05	<i>wacke</i>	82,5	74,3	62,8	68,5	1,1	8,8
MG 2.4	arenito	66,5	49,8	45,1	43,9	2,5	24,8
MG 03	arenito	96,4	93,1	78,4	91,5	1,2	2,9
JB 01	lutito	93,7	91,9	76,1	89,7	0,9	2,7
MI 04	lutito	91,9	84,1	70,8	80,5	1,0	4,6
MÉDIA		80,0	70,4	58,6	63,2	2,2	13,2

Entretanto, a ocorrência de valores menores que 1 para ICV (Tabela 3) indica a presença de sedimentos em um primeiro ciclo de sedimentação sob intenso intemperismo químico ou sob longo período de residência no sistema distributário ou em estocagem temporária, até atingir a bacia definitiva (Jinliang e Xin, 2008). Mas também podem ser, em partes, resultado da perturbação gerada pela infiltração de argila reconhecida em petrografia (Figura 11B). Já o predomínio de valores superiores a 10 na razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Tabela 3) revela a elevada maturidade textural dos sedimentos (Armstrong-Altrin *et al.*, 2015), que sugere possível contribuição de fontes recicladas (Wang e Zhou, 2013; Armstrong-Altrin *et al.*, 2015), como já constatado no agrupamento do SiO_2 , Na_2O , Pb e Zr pelos vetores da PCA (Figura 22).

Nos diagramas dos índices de intemperismo, paleoclima e de maturidade do sedimento (e.g. Nesbitt e Young, 1982, 1984; Suttner e Dutta, 1986; Cox *et al.*, 1995) há indicação de intemperismo químico de fraco a moderado para área fonte, sob clima semiúmido a semi-árido, com predomínio de sedimentos imaturos (Figura 23A, B, C, D). O cimento dolomítico, observado na petrografia, teve grande influência no diagrama paleoclimático, com o descolamento para campos indicativos de clima úmido (Figura 23D). Devido a influência da cimentação, essas amostras foram desconsideradas para a interpretação paleoclimática. No diagrama de Potter *et al.* (2005) as áreas fontes de composição granítica e básica exibem intemperismo fraco-moderado e moderado-forte respectivamente (Figura 23E). Devido a assinatura de proveniência granítica para as áreas-fontes (Figura 23A, 26A e B), o paleointemperismo de fraco a moderado, a partir de uma fonte granítica, melhor representa as condições paleointeméricas das áreas-fonte, em concordância com baixo a moderado intemperismo do CIA, CIW e PIA (Tabela 3) e ACNK (Figura 23A).

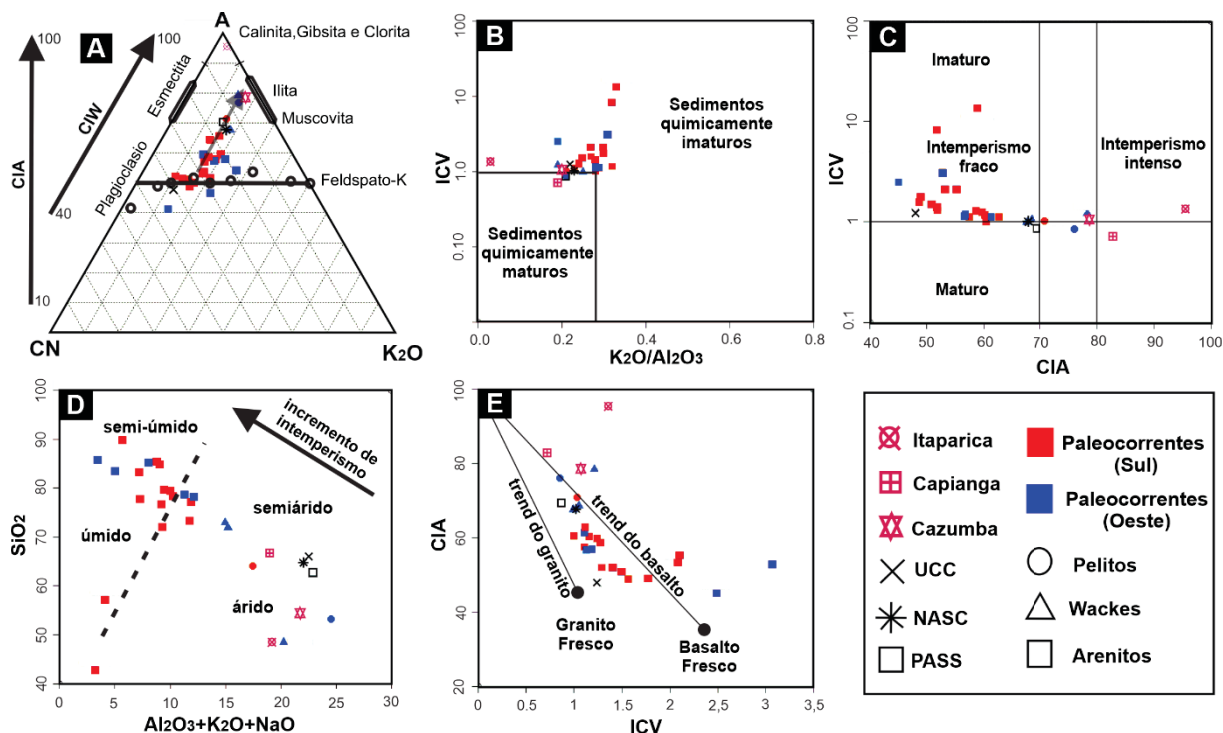


Figura 23 – A) Gráfico ACNK (Nesbitt e Young, 1982; McLennan *et al.*, 1993); Gráficos de maturidade química do sedimento de B) Cox *et al.* (1995) e C) Nesbitt e Young (1984); D) Gráfico discriminante das condições paleoclimáticas de Suttner e Dutta (1986) e E) Gráfico de variação intempérica para protólitos ígneos de Potter *et al.* (2005).

Durante o Eocretáceo (144-112 Ma) a região nordeste brasileira, na qual está situada a Bacia do Recôncavo, passou por profundas transformações geotectônicas, que resultaram na fragmentação do Gondwana e a instalação de diversos riftes (Carvalho *et al.*, 2002). Estas transformações exerceram forte influência nas condições paleoambientais e climáticas na região (Machado Júnior *et al.*, 1990). As condições climáticas passaram de clima semiárido e árido para um clima semi-úmido (Carvalho *et al.*, 2002; Scotese, 1999, 2005; Carvalho, 2014, 2017), a sazonalidade climática também se tornou mais frequente, ao longo da abertura do Oceano Atlântico-Tétis no início do Cretáceo, com a alternância de períodos quentes e secos com quentes e úmidos (Weissert *et al.*, 1998; Carvalho *et al.*, 2010; Souza *et al.*, 2018). A elevada dispersão dos índices paleointerpéricos e da maturidade química-textural (Tabela 3) sob clima semi-árido a semiúmido (Figura 23), podem ser reflexo das alterações climáticas ocorridas durante o Eocretáceo. Ainda prevalecendo um cenário mais árido e quente, pelo predomínio de intemperismo químico pouco avançado e sedimentos predominantemente imaturos (Figura 23).

5.5.2 Configuração tectônica da área fonte

A composição do arcabouço da petrofácies arenito feldspato-quartzoso indica áreas de proveniência com panoramas tectônicos de interior cratônico e, subordinadamente, bloco continental transicional (Figura 24, em vermelho). As petrofácies arenito quartzoso e lito-quartzoso apontam para áreas-fonte em contexto de bloco continental e reciclagem orogênica, com variação de interior cratônico a reciclado quartzoso (Figura 24, em azul e amarelo), o que evidencia sutil variação nas proporções dos principais constituintes durante o preenchimento da unidade. As petrofácies litoquartzosas são relacionadas a processos de reciclagem sedimentar, derivados de rochas sedimentares/metassedimentares pré-existentes e a petrofácies arenito feldspato-quartzoso, frequentemente, reflete áreas-fonte plutônicas e metamórficas, em contexto tectônico estável (Garzanti *et al.*, 2006; Arribas, 2014).

As variações nas proporções dos grãos do arcabouço (Figura 24) são, provavelmente, atenuadas devido aos processos intempéricos e pela dissolução pós-deposicional de feldspatos e fragmentos líticos, esta última responsável pela geração da porosidade secundária que, para algumas amostras, pode atingir até 30% (Figura 17). A magnitude das alterações diagenéticas pode ser ainda mais elevada se for considerado o efeito da compactação mecânica, constatada em petrografia. Estes processos modificadores também podem justificar a indicação de área fonte plutônica (petrofácies feldspato-quartzoso) e metamórfica (petrofácies arenito quartzoso e lito-quartzoso), sob regime intempérico de clima úmido (Figura 24), ao invés de um cenário transicional como discutidos nas condições paleoclimáticas, sob abordagem litogeoquímica.

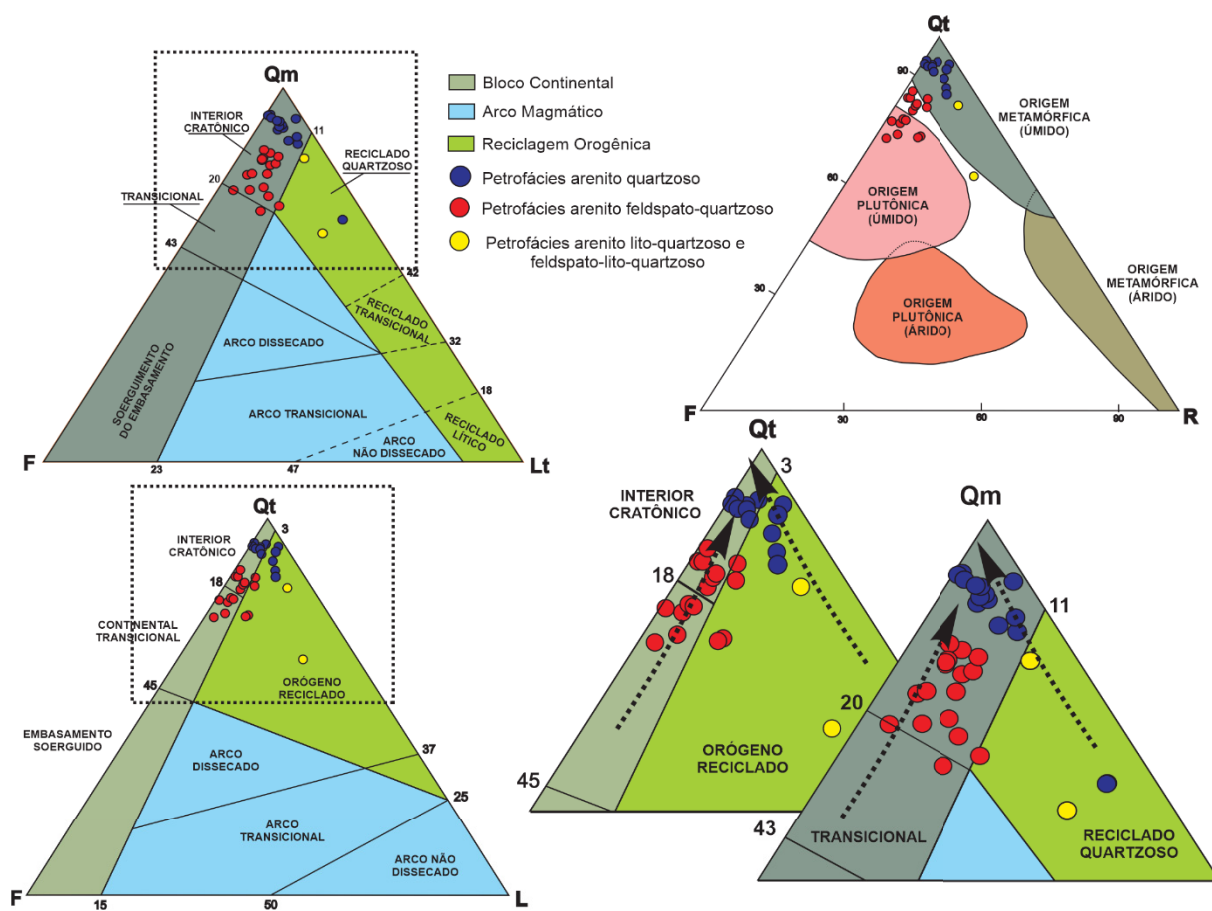


Figura 24 – Gráficos discriminantes da configuração tectônica das áreas fonte de sedimento, (QmFL) de Dickinson (1983) e gráfico (QtFL) de Dickinson (1985); Gráfico discriminante da natureza e condições paleoclimáticas da área fonte de sedimento Suttner *et al.* (1981).

A assinatura de proveniência, ainda que atenuada, manteve-se mesmo com as alterações diagenéticas (dissolução) e intempéricas (alteração mineral), responsáveis pela modificação da composição original do sedimento. A configuração tectônica de bloco continental (transicional a interior cratonico) para a área fonte, a ocorrência de fragmentos graníticos, metagraníticos e gnaisses (Figura 13) também reconhecidos por Mello *et al.* (1971) sugerem unidades plutônicas e metamórficas do Cinturão Bahia Oriental (Kosin, 2009) como prováveis áreas fontes. O cenário é possível a partir do preenchimento axial (Figura 25) e remobilização dos sedimentos disponíveis na metade norte da Bacia do Recôncavo, bem como do aporte transversal (Figura 25) diretamente da erosão do bloco elevado da Falha do Salvador (Machado Jr. *et al.*, 1990; Silva *et al.*, 2000; Magnavita *et al.*, 2005), no qual situa-se o Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental e o Bloco Salvador- Ilhéus (Delgado *et al.*, 2003; Figura 25).

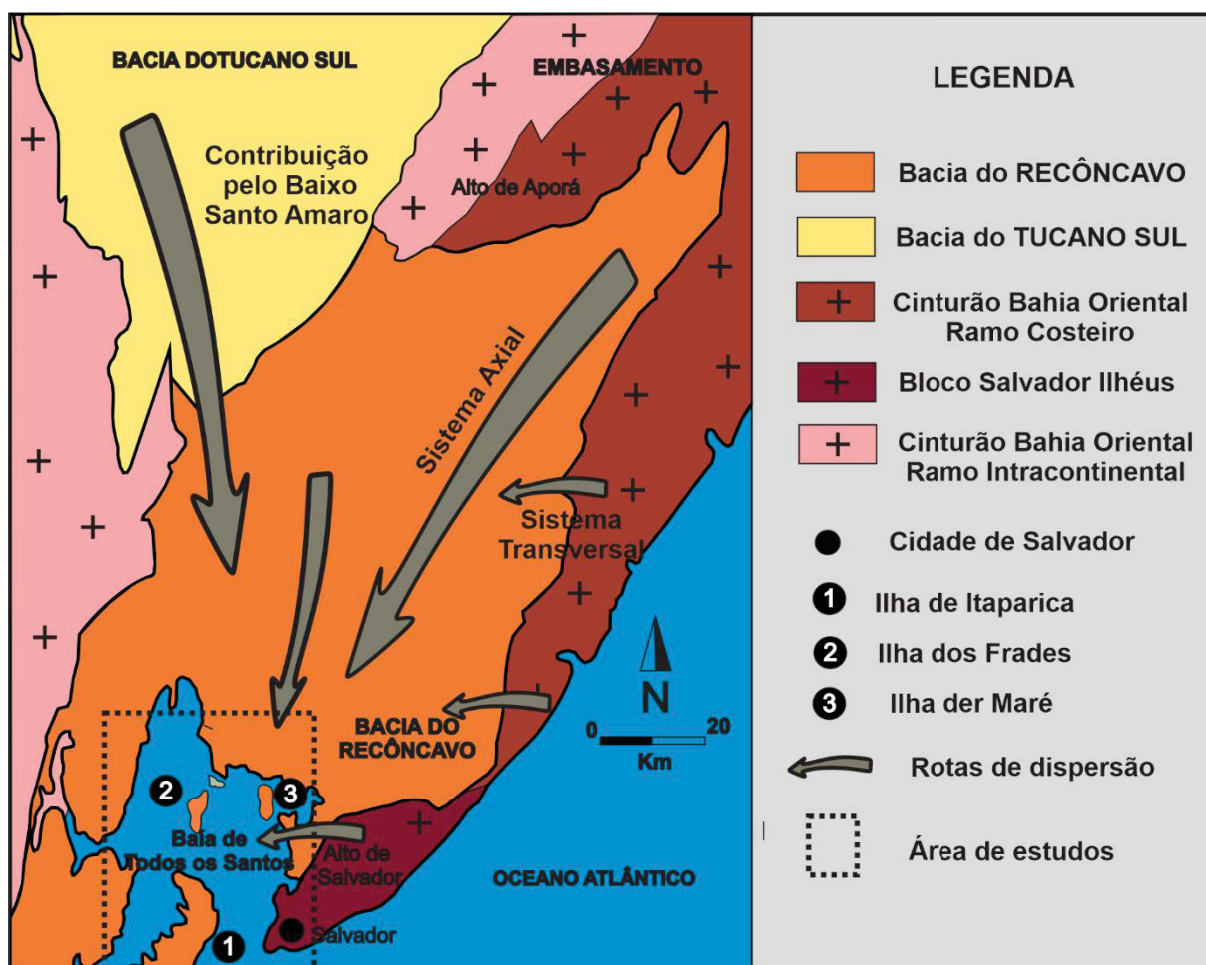


Figura 25 – Esquema das principais rotas de preenchimento da Bacia do Recôncavo. Modificado de Silva (1993). Compartimentação tectônica simplificada do embasamento retirado de Kosin (2009).

A ocorrência de quartzo com sobrecrecimento (quartzo reciclado), de fragmentos líticos sedimentares (Figura 13), também reconhecidos em campo por Mello *et al.* (1971), confrontado com as rotas de dispersão situadas a noroeste (Figura 25) oriundos da Bacia do Tucano Sul (e.g. Machado Jr. *et al.*, 1990; Silva 1993; Magnavita *et al.* 2005) podem justificar, em parte, a dispersão de reciclado quartzoso a interior cratônico (Figura 24). A ocorrência de fragmentos metapelíticos reconhecido em petrografia (Figura 13), em campo (Mello *et al.*, 1971; Caixeta, 1988), bem como indicação de orógeno reciclado (Figura 24), sinaliza possível contribuição por faixas móveis, comuns nos terrenos pré-cambrianos situados a norte da bacia do Recôncavo (Kosin, 2009), oriundos do preenchimento axial da bacia (Figura 25).

Durante o Neocomiano, fossas tectônicas estruturalmente heterogêneas caracterizavam as zonas de acomodação da Bacia do Recôncavo. Nesse contexto ocorreu a produção de fragmentos carbonáticos, especialmente bioclastos, ao longo das áreas elevadas, enquanto nos baixos depositam lamas carbonáticas (Cupertino e

Bueno, 2005). Isso pode justificar ocorrência de diversos fragmentos carbonáticos: oncólitos, esferolitos, pelóides e bioclastos (Figura 14) e a matriz micrítica (Figura 27C), bem como o reconhecimento de seixos/grânulos de calcilutitos e calcarenitos por Mello *et al.* (1971).

Entretanto, há possibilidade destes carbonatos serem resultado da erosão do Grupo Brotas (Pré Rifte), em consequência de uma inversão estratigráfica resultante da atividade tectônica da Falha de Salvador (Mayer e Simões 1972 *apud* Magnavita 1992), que também justifica a ocorrência de grãos de quartzo esféricos, muito bem arredondados (Figura 12A) característicos de ambiente eólico, comum na unidade. A ocorrência de intraclastos (Figura 13D), fósseis carbonosos, apêndices de artrópodes e fosforitos biogênicos (Figura 14) reforçam a contribuição clástica intrabacia e possivelmente intraformacional.

A geoquímica dos óxidos dos elementos maiores e traços são frequentemente utilizados para estudos de proveniência e a discriminação das configurações tectônicas das áreas fonte e da bacia de sedimentação, pois muitas vezes preservam assinatura composicional da rocha fonte (Armstrong-Altrin *et al.*, 2004, 2015), sendo muito útil nos casos em que o intemperismo e a diagênese modificaram as fases originais (Argast e Donnelly, 1987; Johnsson, 1993).

O panorama tectônico de rifte continental para a bacia do Recôncavo (Asmus, 1972; Magnavita *et al.*, 1992; Gordon *et al.*, 2017) se reflete em áreas-fonte em contexto de margem continental passiva (Figura 26C e D), com predomínio de rochas ácidas e félsicas (Figura 26A e B) as quais são comuns nos Terrenos do Cinturão Bahia Oriental (Kosin, 2009). A indicação de proveniência reciclada quartzosa (Figura 26E), também é coerente com o cenário tectônico da bacia, resultado da contribuição sedimentar a partir de terrenos sedimentares/metassedimentares pré-existentes ou de terrenos granítico-gnáissicos fortemente intemperizados em contexto de quiescência tectônica (Crook, 1974; Roser e Korsch, 1986), em concordância com a assinatura de proveniência dos gráficos QFL (Figura 24).

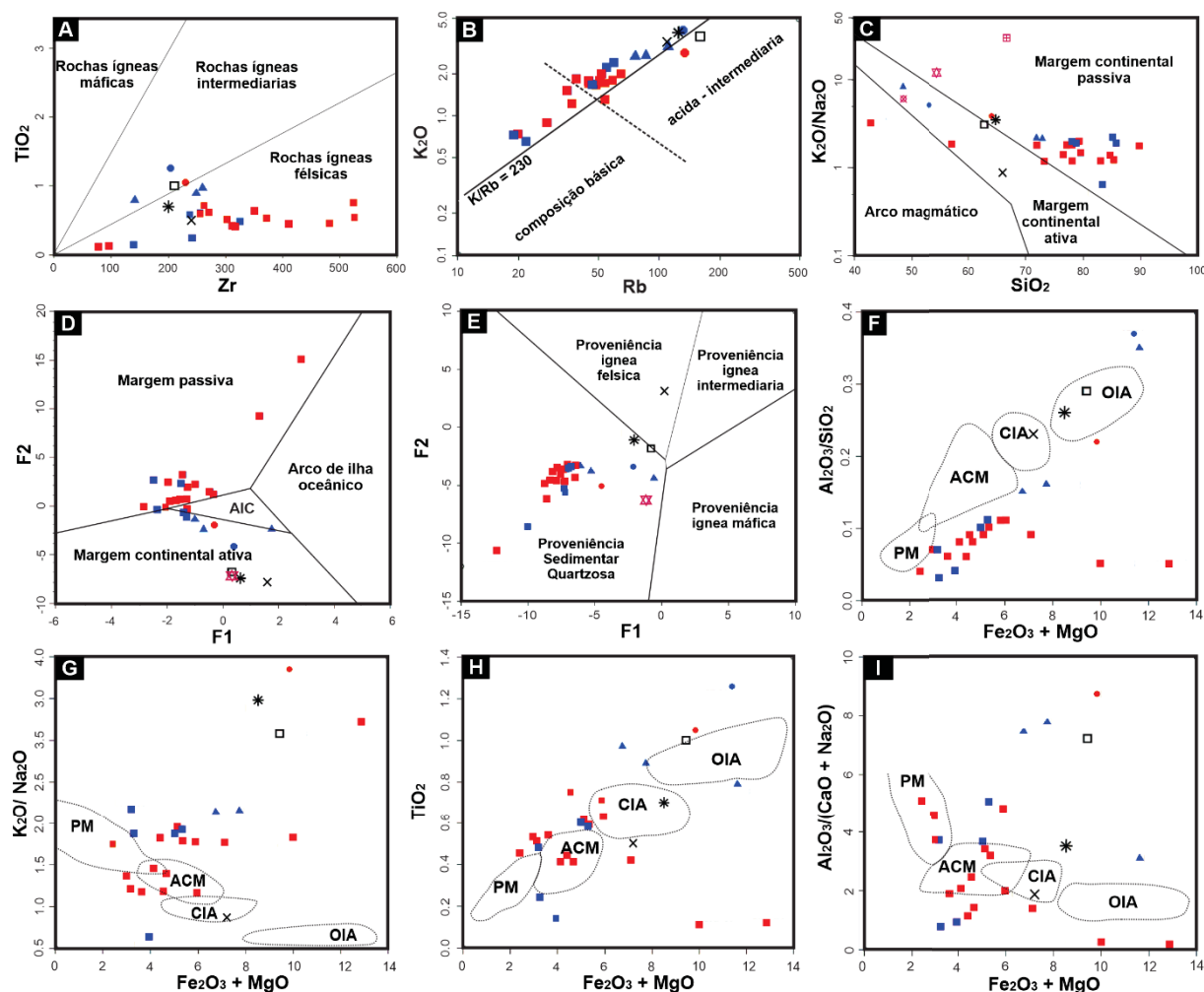


Figura 26 – Diagramas binários discriminantes da natureza da área fonte e da configuração tectônica. A) Hayashi *et al.* (1997); B) Floyd (1987); C) Roser e Korsch (1986); D) Bathia (1983); E) Roser e Korsch (1988) e F; G; H; I de Bathia (1983). Paleocorrentes predominantemente para sul (amostras em vermelho); para oeste (amostras em azul).

O elevado teor de SiO_2 (média de 78%), a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ superior a 1 e a depleção de Na_2O e TiO_2 (Tabela 02) também são indicativos de sedimentos oriundos de contexto de margem passiva (Crook, 1974; Bhatia, 1983; Maynard *et al.*, 1982; Roser e Korsch, 1986; Taylor e McLennan, 1985). Entretanto, as análises elementares também indicam, de forma subordinada, dispersão para campos da margem continental ativa (Figura 26C e D), muitas vezes, resultado da sobreposição de assinaturas de proveniência, decorrente da elevada variabilidade composicional de arenitos de contexto de margem passiva (Bathia, 1983; Roser e Korsch, 1988). No entanto, a elevada dispersão e as indicações para cenários tectônicos que não sejam de margem passivas também podem ser justificadas, em partes, devido aos maiores valores de MgO (Figura 26F a I) reflexo da abundância de cimento dolomítico (Figura

17), e a retenção de TiO_2 e K_2O nos argilominerais (Figura 22A), assim responsáveis por gerar perturbações na assinatura de proveniência (Figura 26F a I).

As distintas assinaturas de proveniência (Figura 24 e 26) e as diversas rotas de preenchimento (Figura 25; Machado Jr. *et al.*, 1990; Magnavita, 1992; Silva, 1993; Silva *et al.*, 2000; Magnevitá *et al.*, 2005) colaboram para distintos tempos de residência nos quais sedimentos permaneceram nas rotas de dispersão ou em estocagem temporária (Johnsson, 1993; Allen e Heller, 2012; Caracciolo, 2020), e podem justificar as variações do regime intempérico, maturidade química-textural (Figura 22B e 23), bem como os distintos graus de agrupamento nas proporções elementares (Figura 20 a 23), este último reflexo de diferentes taxas de homogeneização do sedimento. Tais hipóteses, também não anulam a influência das mudanças climáticas ocorridas durante a fase rifte da Bacia (Magnavita, 1992; Guerra, 2002; Silva *et al.*, 2007; Carvalho *et al.*, 2002; Carvalho, 2014), já que a variação climática também afeta as taxas de incisão, agradiação e estocagem temporária do sedimento (Frostick, 2002).

5.5.3 Implicações da composição detrítica e textura na diagênese e qualidade de reservatório

Os principais processos modificadores das qualidades permo-porosas das rochas arenosas da Formação Maracangalha são: cimentação, dissolução, infiltração de argila, compactação mecânica e em menor proporção química, alteração mineral, substituição e corrosão (Figura 27), estes processos são, notavelmente, influenciados pela composição e textura primária dos sedimentos (De Ros, 1996; Morad *et al.*, 2010).

Nos *wackes* e arenitos ricos em matriz, seja ela deposicional ou infiltrada, a porosidade é reduzida em relação aos arenitos limpos (Figura 17; 18A), o efeito é decorrente ao espaço intergranular ocupado pela matriz e a baixa resistência mecânica dos minerais de argila presentes na matriz à compactação, responsável pela perda de volume intergranular (Ramm, 1992). Também é perceptível que, por vezes, em arenitos com elevado volume de matriz há presença reduzida de cimentos e dissolução mineral, provavelmente pela restrição de circulação de fluidos diagenéticos responsáveis pela desestabilização e dissolução de fases minerais instáveis. Assim, a porosidade é frequentemente reduzida com o aumento da

imaturidade textural (Nagtegaal, 1978; Bloch, 1991; Figura 27A). A geração de pseudomatriz (Figura 27B), devido a deformação e esmagamento de fragmentos frágeis (intraclastos, metapelitos, bioclastos e minerais lamelares) presentes no arcabouço, intensifica a redução da porosidade dos arenitos com ou sem matriz (Dickinson e Suczek, 1979; Nagtegaal, 1978; Morad *et al.*, 2010; Caracciolo *et al.*, 2013; Vicent, 2014).

A preservação parcial do espaço intergranular e da porosidade primária em arenitos limpos pode estar relacionada, entre outros fatores, a presença de minerais resistentes à deformação mecânica como quartzo, feldspatos e fragmentos líticos duros, como *chert* e fragmentos graníticos (Bloch, 1991; Wolden e Morad, 2003) os quais, dentre os fragmentos líticos, são abundantes nas petrofácies reconhecidas. Assim, a compactação mecânica se limita ao rearranjo geométrico dos grãos, no qual é mais efetivo em grãos menores e mais arredondados (Nagtegaal, 1978), o que pode justificar o reduzido volume poroso nos arenitos mais finos, que concomitantemente possuem maiores proporções de matriz (Figura 17; Figura 27A), agravante das qualidades permo-porosas. Entretanto, o principal mecanismo de inibição da compactação é a cimentação precoce, especialmente de dolomita (Figura 27C). Sua dissolução tardia aumenta a qualidade como reservatório.

A cimentação, responsável pela redução de 18% da porosidade primária e, em menor proporção, da porosidade secundária por cimentos tardios, exerce principal controle na obliteração e geração de porosidade, em relação a compactação mecânica, que se limita na redução em torno de 12% da porosidade. A presença de película de cimento argiloso e de óxidos e hidróxidos envolvendo os grãos e preenchendo irregulares da porosidade primária (Figura 16H) é resultado da precipitação precoce de argila e óxidos pela circulação de fluidos eodiagenéticos. Estas películas também podem inibir o crescimento de cimento de quartzo durante a mesodiagênese, que pode justificar a reduzida presença de cimento de quartzo, sendo um importante fator de preservação de porosidade (Ehrenberg, 1993; Ramm, 2000). Entretanto, a ocorrência, mesmo que pontual e irregular, de cimento quartzoso e contatos do tipo côncavo-convexo sinaliza ocorrência de compactação química incipiente (Kettanah *et al.*, 2014).

A geração de clorita autigênica, fração dos cimentos argiloso e de óxidos de ferro são resultado da alteração e substituição de feldspatos, micas, intraclastos,

metapelitos e minerais pesados, principalmente durante a mesodiagênese (Nagtegaal, 1978; Dixon *et al.*, 1989). Eventualmente, a alteração mineral favorece posterior dissolução mineral, visto que a maior parcela dos minerais fortemente alterados também se encontra parcialmente dissolvida (Figura 16D). A extensa geração de porosidade secundária a partir da dissolução generalizada de feldspatos (plagioclásio e feldspatos alcalinos), fragmentos líticos, e ocasionalmente de cimentos precoces é em decorrência da circulação de soluções neutro-ácidas comum em condições ricas em material orgânico (Nagtegaal, 1978). A ocorrência de betume (Figura 27D), bem como material carbonoso podem ser responsáveis pela presença de CO₂ e a acidificação dos fluidos diagenéticos. Estes fluidos, possivelmente, foram neutralizados com a precipitação do cimento carbonático tardio (Smith e Ehrenberg, 1989). Assim, justificando feições de corrosões e irregularidades observadas no quartzo (Figura 27E) e feldspatos, por vezes, às adjacências dos cimentos carbonáticos.

O aumento da abundância de fragmentos alobioquímicos é acompanhada de elevada proporção de cimento carbonático. Isso sugere que, entre outros fatores, a distribuição dos fragmentos alobioquímicos possui papel fundamental na nucleação e disposição do cimento (Bjorkum e Walderhaug, 1990), perceptível na substituição de grãos alobioquímicos por cimento microesparítico e esparítico (Figura 27F), preferencialmente durante a eodiagênese (Carvalho, 1995). A ocorrência de cimento precoce, principalmente dolomítico, atuou para evitar a compactação mecânica e obliteração do espaço intergranular (Figura 27C), quando não dissolvido posteriormente, reduz drasticamente a qualidade de reservatório (Morad *et al.*, 2000; Figura 18B). Também há ocorrência de cimento dolomítico tardio preenchendo porosidade secundária (Figura 16G), possivelmente associado a neutralização dos fluidos mesodiagenéticos (Smith e Ehrenberg, 1989), diminuindo a qualidade permoporosa.

Esses processos diagenéticos ocorrem, de forma sutil, com intensidades distintas sobre as petrofácies, com implicação na proporção de porosidade preservada ou gerada. Na petrofácies arenito quartzoso a porosidade intergranular é predominantemente decorrente da inibição de compactação pela cimentação precoce e posterior dissolução, evidenciada principalmente pela preservação da porosidade primária. A geração de porosidade nas petrofácies arenito feldspato-quartzoso e

quartzo-líticas são devido a dissolução de feldspatos e fragmentos líticos presentes no arcabouço, durante a mesodiagênese (Morad *et al.*, 2000), marcado pela abundância de porosidade intragranular e móldica (Figura 16). Para Caracciolo *et al.* (2013) essas características tornam arenitos quartzofeldspáticos atrativos como potenciais reservatórios.

O preenchimento da porosidade secundária e a substituição de grãos do arcabouço por óxidos e hidróxidos de ferros é resultado da oxidação tardia, em consequência da exposição da rocha aos processos intempéricos devido a denudação e caracterizam um evento telodiagenético. Esses processos telodiagenéticos não interferem nas qualidades de reservatório, entretanto seu reconhecimento é essencial na avaliação da qualidade de reservatório pois a telodiagênese máscara parcialmente os eventos eo-mesodiagenéticos a partir da dissolução de fragmentos do arcabouço, alteração de cimentos e precipitação de argilas pedogenéticas pela circulação de águas meteóricas Morad *et al.* (2000). A ordem cronológica dos eventos diagenéticos está sumarizada na Figura (27).

Em síntese, a petrofácies arenito quartzoso, com baixo teor de matriz, possui a melhor condição de reservatório (Figura 17), decorrente da sua elevada porosidade secundária que, muitas vezes, são resultado da extensa dissolução pós-deposicional do arcabouço dos arenitos feldspato-quartzoso. Em termos de proveniência, a petrofácies arenito feldspato-quartzoso, com baixa proporção de matriz, remete a uma fonte granito-gnáissica em um cenário de quiescência tectônica, sob predomínio de clima semi-árido e curto período de exposição do sedimento nas rotas de dispersão, e consequentemente aos efeitos paleointempéricos (Basu 1985; Johnsson, 1993; Caracciolo 2020). Contexto no qual aponta contribuição sedimentar a partir bloco elevado da Falha do Salvador situada a leste da Bacia do Recôncavo (Magnavita 1992; Destro *et al.*, 2003; Gordon *et al.*, 2017).

Este contexto aponta para regiões sob influência do sistema distributário transversal próximos a borda falha da bacia, condição de reduzida permanência do sedimento nos sistemas distributários, com predomínio de áreas fontes granito-gnáissicas em contexto tectônico estável, como áreas de maior potencial para reservatório, desde que não tenham sofrido infiltração de argila por processos de fluidização/liquefação.

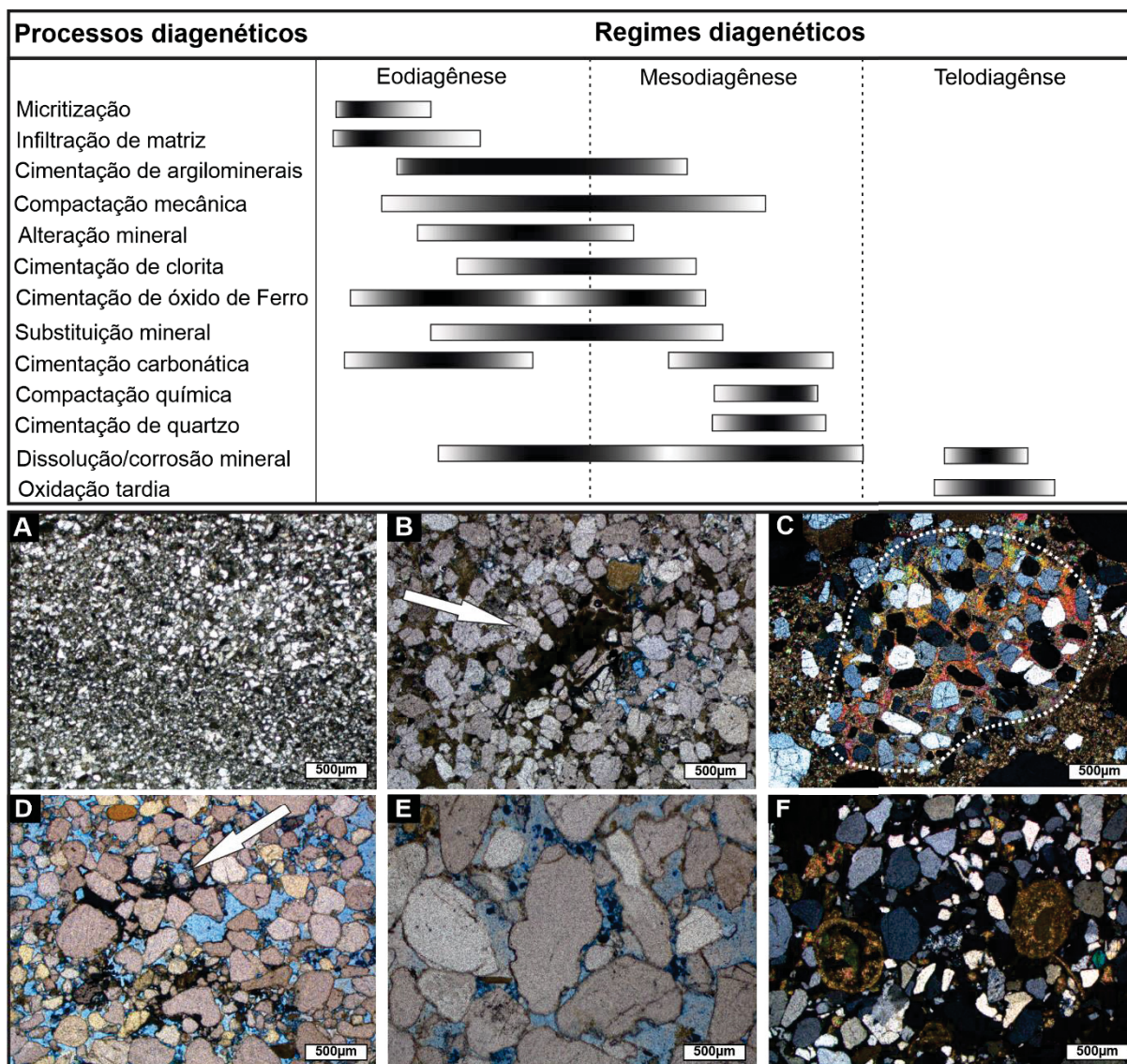


Figura 27 — Quadro com a ordem de ocorrência dos eventos diagenéticos, subdivido em eventos eodiagenéticos, mesodiagenéticos e telodiagenéticos. A) Arenito muito fino com elevada proporção de matriz e porosidade reduzida; B) Deformação mecânica de fragmento lítico de natureza pelítica com a formação de pseudomatrix; C) Cimento dolomítico esparítico e microesparítico precoce, com fragmentos do arcabouço “flutuando” no cimento; D) Extensa geração de porosidade secundária e preenchimento parcial por betume; E) Arenito pouco compactado com feições irregulares sugestivas de corrosão na superfície dos grãos do arcabouço; F) Fragmentos albioquímicos substituídos por microesparita e esparita.

5.6 Conclusões

A análise quantitativa de proveniência sedimentar com aplicação da petrografia em arenitos e geoquímica de rocha sedimentar, em rocha total, permitiram caracterizar e reconhecer:

- Duas configurações de proveniência em contexto de margem continental passiva: A contribuição a partir de terrenos granito-gnáissicas situados a norte/noroeste e a leste da bacia, de composição predominante félsica, em contexto de quiescência tectônica, que refletem principalmente na ocorrência das petrofácies feldspato-quartzosas. E a contribuição de fontes recicladas de natureza sedimentar/metasedimentar, a partir dos sistemas distributários axial e transversal, com possível contribuição sedimentar intrabacia, que reflete na ocorrência de petrofácies lito-quartzosas e a ocorrência fragmentos alobioquímicos;
- Variações de maturidade química-textural do sedimento, a alternância de regime intempérico e das condições climáticas da área fonte, possivelmente, reflexo de distintos tempos de residência nos quais sedimentos permaneceram nas rotas de dispersão ou em estocagem temporária, bem como das alterações paleoclimáticas ocorridas durante o Eocretáceo no Nordeste brasileiro;
- Os processos diagenéticos com maior impacto na qualidade de reservatórios: a preservação do espaço intergranular pela cimentação precoce de dolomita, a inibição do sobrecrecimento de quartzo devido a formação de películas de argila e óxidos sobre os grãos, a redução da porosidade primária devido à cimentação, secundariamente à compactação mecânica, esta última acentuada nos arenitos ricos em matriz e fragmentos frágeis. Além da geração de porosidade secundária devido a dissolução tardia do arcabouço e de cimentos precoces;
- A influência da proveniência sedimentar e das condições paleoclimáticas (modificadores da composição do sedimento) na determinação de qualidade de reservatório nas rochas siliciclásticas da Fm. Maracangalha, em decorrência do seu controle na determinação da composição e textura primária de reservatórios areníticos, que condicionam os processos diagenéticos, e consequentemente as qualidades petrofísicas da rocha reservatório.

- Os arenitos quartzosos limpos, gerados pela dissolução de feldspatos de arenitos feldspatos-quartzosos deposicionais, com valores elevados de porosidade secundária, seriam os principais alvos exploratórios. Estes arenitos são reflexo da contribuição de áreas-fonte granito-gnáissicas situadas no bloco elevado da Falha de Salvador, em contexto de rápida sedimentação.

REFERÊNCIAS (ARTIGO)

Allen, P. A., and Heller, P. L. 2012. Dispersal and preservation of tectonically generated alluvial gravels in sedimentary basins (Chapter 6). *Tectonics of sedimentary basins: Recent advances*, 111-130p.

Almeida F.F.M, Hasui Y., Nrito Neves B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências, USP*, 7, 45-80.

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces. *Earth Sci. Rev.*, Special Issue 17, 1– 29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)

Argast, S., Donnelly, T., 1987. The chemical discrimination of clastic sedimentary components. *J. Sediment. Petrol.* 57, 813 – 823.

Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P., Ramasamy, S. 2004, Geochemistry of sandstones from the Upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: implication for provenance, weathering and tectonic setting: *Journal of Sedimentary Research*, 74, 285-297. <https://doi.org/10.1306/082803740285>

Armstrong-Altrin, J. S., Machain-Castillo, M. L., Rosales-Hoz, L., Carranza-Edwards, A., Sanchez-Cabeza, J.-A., and Ruíz-Fernández, A. C. 2015. Provenance and depositional history of continental slope sediments in the Southwestern Gulf of Mexico unraveled by geochemical analysis. *Continental Shelf Research*, 95, 15–26. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.01.003>

Arribas J., González-Acebrón L., Omodeo-Salé S., and Mas R. 2014. The influence of the provenance of arenite on its diagenesis in the Cameros Rift Basin (Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, 386(1), 63-73. <https://doi.org/10.1144/SP386.12>

Asmus, H. E., Porto, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: Congresso brasileiro de geologia, 26., 1972, Belém. *Anais*, São Paulo, SBG, 2, 67-90.

Babechuk, M. G., Widdowson, M., and Kamber, B. S. 2014. Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. *Chemical Geology*, 363, 56–75. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.027>

Bastos I. P. 2017. Bacia do Rêconcavo – Sumário Geológico e Setores em Oferta. Décima quarta rodada de licitações *Superintendência de Definição de Blocos SDB – ANP*, 22p.

Basu A. 1985. Influence of Climate and Relief on Compositions of Sands Released at Source Areas. Provenance of Arenites, 1–18. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_1

Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology* 91, 611-627.

Bhatia, M.R., Crook, K.A.W., 1986. Trace elements characteristics of greywacke and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 92(2), 181-193. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00375292>

Bloch, S. 1991. Empirical prediction of porosity and permeability in sandstones. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 75, 1145–1160. <https://doi.org/10.1306/0C9B28E9-1710-11D7-8645000102C1865D>

Bloch, S., 1994, Effect of detrital mineral composition on reservoir quality, in M. D. Wilson, ed., Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks: *SEPM Short Course* 30, p. 61–182.

Bloch, S., and K. P. Helmond, 1995, Approaches to predicting reservoir quality in sandstones: *AAPG Bulletin*, 79, 97–115.

Brito Neves B.B., Almeida F.F.M. 2003. A evolução dos crátons Amazônico e São Francisco comparada com o dos seus homólogos do Hemisfério Norte – 25 anos depois., *VIII Simp. de Geologia da Amazônia, Resumos Expandidos*, Manaus. SBG, 8, 13-17.

de Brito, M. D. F. L., da Silva Filho, A. F., e de Pinho Guimarães, I. 2009. Caracterização geoquímica e isotópica do batólito Serra do Catu e sua evolução da interface dos domínios Sergipano e Pernambuco Alagoas, Província Borborema. *Brazilian Journal of Geology*, 39(2), 324-337.

Buggle, B., Glaser, B., Hambach, U., Gerasimenko, N., and Marković, S. 2011. An evaluation of geochemical weathering indices in loess–paleosol studies. *Quaternary International*, 240(1-2), 12–21. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.07.019>

Caixeta, J.M.; Bueno, G.V.; Magnavita, L.P.; Feijó, F.J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8, 163–172.

Caixeta, J.M. 1988. Estudo faciológico e características de reservatórios dos arenitos produtores de gás do Campo de Jacuípe (Cretáceo inferior) Bacia do Recôncavo - Brasil. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Mestrado. 300p.

Caixeta J.M., Bueno G.V., Magnavita L.P., Feijó F.J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8, 163–172.

Caracciolo L., Arribas J., Ingersoll R. V. and Critelli S. 2013. The diagenetic destruction of porosity in plutoniclastic petrofacies: the Miocene Diligencia and Eocene Maniobra formations, Orocopia Mountains, southern California, USA. In: Scott, R. A., Smyth, H. R., Morton, A. C. and Richardson, N. (eds) *Sediment Provenance Studies*

in *Hydrocarbon Exploration and Production*. Geological Society, London, Special Publications, 386p. <http://dx.doi.org/10.1144/SP386.9>

Caracciolo, L. 2020. Sediment generation and sediment routing systems from a quantitative provenance analysis perspective: *Review, application and future development*. *Earth-Science Reviews*, 103226. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103226>

Carvalho, M. V. F., L. F. De Ros, and N. S. Gomes, 1995, Carbonate cementation patterns and diagenetic reservoir facies in the Campos Basin Cretaceous turbidites, offshore eastern Brazil: *Marine and Petroleum Geology*, 12, 741–758. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)93599-Y](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)93599-Y)

Carvalho, I.S.; Hacidume, E. e Heilbron, M. 2002. Controle tectônico na distribuição das conchostracofaunas cretáceas nas bacias interiores do Nordeste do Brasil. In: Simpósio sobre o cretáceo do Brasil, 6, Simpósio sobre el Cretacico de America del Sur, 2. *Boletim*, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 43-47p.

Carvalho, I. de S., de Gasparini, Z. B., Salgado, L., de Vasconcellos, F. M., and Marinho, T. da S. 2010. *Climate's role in the distribution of the Cretaceous terrestrial Crocodyliformes throughout Gondwana*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(2), 252–262. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.08.003>

Carvalho, I.S., 2014. Conchostráceos das Bacias Interiores do Nordeste Brasileiro: indicadores climáticos do Cretáceo Inferior. In: Carvalho, I.S. et al. (eds.). *Paleontologia: Cenários de Vida – Paleoclimas*, Interciência, Rio de Janeiro, vol. 5, p. 121-134.

Carvalho, M. de A., Lana, C. C., Bengtson, P., and Sá, N. de P. 2017. Late Aptian (Cretaceous) climate changes in northeastern Brazil: A reconstruction based on indicator species analysis (IndVal). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 485, 543–560. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.07.011>

Cox, R., Lowe, D.R., Cullers, R. 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 2919–2940. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00185-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00185-9)

Cupertino J. A., e Bueno G. V. 2005. Arquitetura das seqüências estratigráficas desenvolvidas na fase de lago profundo no Rifte do Recôncavo. *Bol. Geoc. Petrobras*, 13(2), 245-267.

Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51, 181-203.

Cupertino J. A., e Bueno G. V. 2005. Arquitetura das sequências estratigráficas desenvolvidas na fase de lago profundo no Rifte do Recôncavo. *Bol. Geoc. Petrobras*, 13(2), 245-267.

Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R. A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A. M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente, C.R., Perrota M.M., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapa e SIG. Brasília: *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais*, 227–334.

Destro N., Szatmari P., Alkmim F. F., and Magnavita L. P. 2003. Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Reconcavo rift, northeast Brazil. *AAPG bulletin*, 87(7), 1123-1144. <https://doi.org/10.1306/02200300156>

De Ros, L. F. S., Morad, S. and Paim, P. S. G. 1994. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas Sequence. Southern Brazil. *Sedimentary Geology*, 92, 197–228.

De Ros, L.F., 1996. Compositional controls in sandstones diagenesis. Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology 198, *Acta Universitatis Upsaliensis*, 24p.

De Souza R.G., Horschutz P.M.C., Campos N.R. 1971. Diápiros de folherho do Recôncavo e estruturas associadas suas estruturas para petróleo. *Anáís do XXV congresso brasileiro de geologia*, São Paulo, 1, 179-187.

Dias Lima, R.D. and De Ros, L. F. 2002. The role of depositional setting and diagenesis on the reservoir quality of Devonian sandstones from the Solimoes Basin, Brazilian Amazonia. *Marine and Petroleum Geology*, 19, 1047–1071. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(03\)00002-3](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(03)00002-3)

Dickinson W.R., Suczek C. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bull*, 63, 2164–2182. <https://doi.org/10.1306/2f9188fb-16ce-11d7-8645000102c1865d>

Dickinson, W.R.; Beard, L.S.U.E.; Brakenridge, G.R.; Erjavec, J.L.; Ferguson, C.; Inman, K.F.; Knepp, R.E.X.A.; Llnberg, F.A.; Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 222–235. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<222:PONAPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<222:PONAPS>2.0.CO;2)

Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones, in Zuffa, G.G. (ed.), *Provenance of Arenites*: Dorderch, Holand, Reidel Publishing Company, 333-363.

Dickinson W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J. Sediment. Petrol*, 40, 695–707. <https://doi.org/10.1306/74D72018-2B21-11D7-8648000102C1865D>

Dixon, S. A., D. M. Summers, and R. C. Surdam, 1989, Diagenesis and preservation of porosity in Norphlet Formation (Upper Jurassic), southern Alabama.

AAPGBulletin, 73, 707–728. <https://doi.org/10.1306/44B4A24E-170A-11D7-8645000102C1865D>

Ehrenberg, S. N., Aagaard, P., Wilson, M. J., Fraser, A. R., and Duthie, D. M. L. 1993. Depth-Dependent Transformation of Kaolinite to Dickite In: Sandstones of the Norwegian Continental Shelf. *Clay Minerals*, 28(03), 325–352. <https://doi.org/10.1180/claymin.1993.028.3.01>

Fadipe, O. A., Carey, P. F., Akinlua, A., and Adekola, S. A. 2011. Provenance, diagenesis and reservoir quality of the lower cretaceous sandstone of the orange basin, south africa. *South African Journal of Geology*, 114(3-4), 433-448. <https://doi.org/10.2113/gssajg.114.3-4.433>

Falcão, L.C., Favera, J.C.D. 2012. Sublacustrine channel-levee system of the Caruaçu Member, southwest Recôncavo Basin, Bahia, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(3), 539-546.

Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., Young, G. M., 1995. Unraveling the Effects of Potassium Metasomatism in Sedimentary Rocks and Paleosols, with Implications for Paleoweathering Conditions and Provenance. *Geology*, 23, 921–924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2)

Floyd, P.A., Leveridge, B.E., 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: Framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society London*, 144, 531-542. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531>

Frostick, L.E., Stuart, J.J., 2002. Impact of periodicity on sediment flux in alluvial systems: grain to basin scale. In: Jones, S. J. and Frostick, L. E. (Eds.) (Ed.), *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences*. 191. Geological Society of London, Special Publications, 81–95p.

Garzanti, E., Ando, S., Vezzoli, G., Ali Abdel Megid, A., El Kammar, A., 2006. Petrology of Nile River sands (Ethiopia and Sudan): Sediment budgets and erosion patterns. *Earth Planet. Sci. Lett.* 252 (3-4), 327–341. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.10.001>

Garzanti E. 2016. From static to dynamic provenance analysis – sedimentary petrology upgraded. *Sedimentary Geology*, 336, 3-13. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.07.010>

Garzanti E., Andò S., Limonta M., Fielding L., and Najman, Y. 2018. Diagenetic control on mineralogical suites in sand, silt, and mud (Cenozoic Nile Delta): Implications for provenance reconstructions. *Earth-Science Reviews*, 185, 122–139. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.05.010>

Gazzi P. 1966. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell' Appennino modenese: correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineralogica et Petrographica Acta*, 12, 69–97.

Ghignone J.I. 1978. Os turbiditos de Bom Despacho, Bahia. *Anáís do XX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife*, 2, 793-798.

Gromet, L. P., Haskin, L. A., Korotev, R. L., and Dymek, R. F. 1984. The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(12), 2469–2482. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90298-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90298-9)

Gordon, A., Destro, N., and Heilbron, M. 2017. The Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift and Associated Atlantic Continental Margin Basins. *Regional Geology Reviews*, 171–185. https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_9

Guerra G.S. 2002. *Fácies sedimentares dos membros Pitanga e Caruaçu da Formação Maracangalha (Cretáceo), bacia do Recôncavo*. Rio de Janeiro, Monografia de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 72 p.

Guerra, G. S.; Borgui, L. 2003. *Fácies sedimentares gravitacionais e deformacionais da Formação Maracangalha em afloramento e sua importância na exploração da Bacia Do Recôncavo*. 2º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás.

Hasui Y. 2012. Cap. IV - Os Crátons e os Sistemas Orogênicos Brasileiros. In: Hasui Y., Carneiro C. D. R., Almeida F. F. M., Bartorelli A. *Geologia do Brasil, primeira edição*. São Paulo, Beca Editora, 138- 331p.

Haughton, P. D. W., S. P. Todd, and A. C. Morton, 1991, Sedimentary provenance studies, in A. C. Morton, S. P. Todd, and P. D. W. Haughton, eds., *Developments in sedimentary provenance studies*: Geological Society (London) Special Publication 57, 1–11.

Hayashi, K., Fujisawa, H., Holland, H. and Ohmoto, H. 1997. Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(19), 4115-4137 [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00214-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00214-7)

Herron, M. M., 1988. Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 820–829. <http://dx.doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D>

Jardim, C. M., De Ros, L. F., and Ketzer, J. M. 2011. Reservoir quality assessment and petrofacies of the Lower Cretaceous siliciclastic, carbonate and hybrid arenites from the Jequitinhonha Basin, Eastern Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, 34(3), 305-335. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2011.00507.x>

Jinliang, Z., and Xin, Z. 2008. *Composition and Provenance of Sandstones and Siltstones in Paleogene, Huimin Depression, Bohai Bay Basin, Eastern China*. *Journal of China University of Geosciences*, 19(3), 252–270. [https://doi.org/10.1016/S1002-0705\(08\)60044-8](https://doi.org/10.1016/S1002-0705(08)60044-8)

Johnsson, M. J., 1993. The System Controlling the Composition of Clastic Sediments. In: Johnsson, M. J., Basu, A., eds., *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Special Paper—Geological Society of American, 284, 1–19. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p1>

Kettanah Y. A., Kettanah M. Y., and Wach G. D. 2014. Provenance, diagenesis and reservoir quality of the Upper Triassic Wolfville Formation, Bay of Fundy, Nova Scotia, Canada. *Geological Society, London, Special Publications*, 386(1), 75–110. <https://doi.org/doi:10.1144/sp386.18>

Kosin M.D. 2009. O embasamento das bacias do Recôncavo, de Tucano e Jatobá – uma visão a partir das cartas geológicas do Brasil ao milionésimo. Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro, 17, 89-108.

Liang, M., Guo, Z., Kahmann, A. J., and Oldfield, F. 2009, Geochemical characteristics of the Miocene eolian deposits in China: Their provenance and climate implications, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q04004. <https://doi.org/10.1029/2008GC002331>

Machado Jr, D. L., Dehira, L. K., Carneiro, C., e Almeida, F. F. M. 1990. Reconstruções paleoambientais do Juro-Cretáceo no Nordeste Oriental Brasileiro. *Rev. Bras. Geocienc*, 19, 470-485.

Magnavita L. P. 1992. Geometry and Kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE, Brazil. Tese de Doutorado – Oxford, University of Oxford, 493p.

Magnavita L.P., Sanches C.P., Silva R.R., Hook S.C. 1998. Field guide and virtual field trip, Recôncavo rift Basin, Brazil. In: *America Association of Petroleum Geologist. International Conference and Exhibition*. Rio de Janeiro. American Association of Petroleum Geologists, 79 p.

Magnavita L.P., Silva R.R. da., Sanches C.P. 2005. Roteiros geológicos, guia de campo da Bacia do Recôncavo, NE do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobrás, 13, 301-334.

McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds). *Processes controlling the composition of clastic sediments*, *Geology Society of American Special Paper* 284, 21- 40. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>

Mello, U., Della Fávera, J.C., Kleing, G.D. 1971. Processos gravitacionais subaquosos e rochas sedimentares na parte frontal de um delta cretáceo. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologica, 25, São Paulo, *Anais*, 3, 159-177.

Medeiros R.A. e Ponte F.C. 1981. *Roteiro Geológico da Bacia do Recôncavo (Bahia)*. Petróleo Brasileiro S.A. – SENPES-DIVEN- Setor de Ensino da Bahia (SEN-BA), 63p.

Menezes Filho N. R., Santos R. A., Souza J. D. (Org.). 1988. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Jeremoabo. Folha SC.24-Z-A-II. Estado da Bahia. Brasília: DNPM, 113 p. il. 2 mapas. Escala 1:100.000. Inclui texto explicativo.

Milani, E. J., and Davison, I. 1988. Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, 154(1-2), 41-70. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90227-2](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(88)90227-2)

Milhomem, P. S., Maman, E. J., de Oliveira. F. M., Carvalho, M. S. S., Lima, W.S. 2003. Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia do Recôncavo. *Fundação Paleontológica Phoenix*, 5, 51.

Morad, S., Ketzer, J. M. and De Ros, F. 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47, 95–120.

Morad, S., Al-Ramadan, K., Ketzer, J. M. and De Ros, L. F. 2010. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: a review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 94, 1267–1309, <http://dx.doi.org/10.1306/04211009178>.

Moreira F. S. 2015. Fluxos Gravitacionais Lacustres na Bacia Do Recôncavo—Um Estudo no Âmbito da Estratigrafia de Sequências de Bacias Rife. Dissertação de Mestrado do Instituto de Geociências da Universidade da Bahia, 114p.

Nagtegaal P. J. C. 1978. Sandstone-framework instability as a function of burial diagenesis. *Journal of the Geological Society*, 135(1), 101–105. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.135.1.0101>

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715-717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica*, 48, 1523-1534. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90408-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3)

Nesbitt, H.W., Young, G.M., McLennan, S.M., Keays, R.R., 1996. Effects of Chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *The Journal of Geology*, 104, 525-542. <https://doi.org/10.1086/629850>

Porsani J.M., 2008. Estudo dos Sistemas Petrolíferos das Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, relatório final. 241p.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R. 1973. *Sand and Sandstones*. Springer Verlag, New York 618p.

Pettijohn, F.G., Potter, P.E., Siever, R., 1987. *Sand and Sandstone*. Springer, New York, 553 p.

Potter, P. E., Maynard, J. B., Depetris, P. J. 2005. *Mud and mudstones: Introduction and overview*. Berlin-Heidelberg-New York: Springer Science & Business Media.

Prates I. e Fernandez R. 2015. Bacia do Recôncavo – Sumário Geológico e Setor em Oferta - Décima terceira rodada de licitações. *Superintendência de Definição de Blocos SDB* - ANP, 24p.

Santos E. J., Van Schmus W. R., Kozuch M., Brito Neves B. B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 29, 61–76. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.07.003>

Santos, N. L. 2011. Estudo dos Sentidos de Fluxos Gravitacionais da Formação Maracangalha (Eocretáceo). Bom Despacho, NNE da Ilha de Itaparica, Bahia, Brasil. Trabalho Final de Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal da Bahia, Salvador, 72p.

Scotese, C. R., Boucot, A. J., and McKerrow, W. S. 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, 28(1), 99–114. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(98\)00084-0](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(98)00084-0)

Scotese, C.R., 2002. PALEOMAP Project. PALEOMAP. Disponível em: <http://www.scotese.com>. [acesso em março, 2021].

Silva H. T. F. da Caixeta J. M., Magnavita L. P., Sanches C. P. 2000. Syn-rift lacustrine deep-water deposits: examples from the Berriasian sandy strata of the Recôncavo basin, Northeastern Brazil. In: Gierlowski-Kordesch E. H., Keltz K. R. (Eds.). *Lake basins through space and time*. AAPG: Studies in Geology, 46, 209- 224.

Silva L.C. da Noce C.M., Pedrosa Soares A.C, Rodriguez J. 2005c. Da cratonização riaciana à metacratonização ediacariana no paleocontinente São Francisco-Congo. Parte I: Minas Gerais. In: III Simpósio do Cráton do São Francisco. SBG. Savador, 2005, *Short Papers*, 251-254p.

Silva T. C. S. D. 2006. Modelagem de Geração e Migração do Petróleo Na Bacia do Recôncavo, BA. Dissertação de mestrado do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, 47p.

Silva O. D., Caixeta J. M., Milhomem P.D. S., e Kosin M.D. 2007. Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 159(2), 423-431

Silva, D. R. A., Mizusaki, A. M. P., Milani, E. J., Pimentel, M., and Kawashita, K. 2012. Whole-rock geochemistry and Sr–Nd isotopic composition of the pre-rift sequence of the Camamu Basin, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 39, 59–71. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.07.007>

Smith, J.T, and Ehrenberg, S.N. 1998. Correlation of carbon dioxide abundance with temperature in clastic hydrocarbon reservoirs: relationship to inorganic chemical equilibrium. *Marine and Petroleum Geology*, 6, 129-135. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(89\)90016-0](https://doi.org/10.1016/0264-8172(89)90016-0)

Souza-Lima, W., and Silva, R. O. 2018. Aptian–Albian paleophytogeography and paleoclimatology from Northeastern Brazil sedimentary basins. Review of Palaeobotany and Palynology. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2018.08.003>

Suttner, L. J., Dutta, P. K., 1986. Alluvial Sandstone Composition and Paleoclimate: I, Framework Mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 329–345 <https://doi.org/10.1306/212F8909-2B24-11D7-8648000102C1865D>

Ramm, M. 2000. Reservoir quality and its relationship to facies and provenance in Middle to Upper Jurassic sequences, northeastern North Sea. *Clay Minerals*, 35(1), 77-94. <https://doi.org/10.1180/000985500546747>

Roser, B.P., Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *J.Geol.* 94, 635–650. <http://dx.doi.org/10.1086/629071>

Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988, Provenance signature of sandstonemudstone suite determined using discriminant function analysis of major element data: *Chemical Geology*, 67, 119-139. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90010-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90010-1)

Rossi, C., Kälin, O., Arribas, J., Tortosa, A., 2002. Diagenesis, provenance and reservoir quality of Triassic TAGI sandstones from Ourhoud field, Berkine (Ghadames) Basin, Algeria. *Marine Petroleum Geology* 19, 117–142. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(02\)00004-1](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(02)00004-1)

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, London. 122(06), 673. <https://doi.org/10.1017/S0016756800032167>

Tobin R. C., and Schwarzer D. 2014. Effects of sandstone provenance on reservoir quality preservation in the deep subsurface: experimental modelling of deep-water sand in the Gulf of Mexico. Geological Society, London, *Special Publications*, 386(1), 27–47. <https://doi.org/10.1144/sp386.17>

van de Kamp, P. C., Leake, B. E., 1985. Petrography and Geochemistry of Feldspathic and Mafic Sediments of the Northeastern Pacific Margin. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 76, 411–449. <http://dx.doi.org/10.1017/S0263593300010646>

Vincent, S. J., Hyden, F., and Braham, W. 2014. Along-strike variations in the composition of sandstones derived from the uplifting western Greater Caucasus: causes and implications for reservoir quality prediction in the Eastern Black Sea. Geological Society, London, *Special Publications*, 386(1), 111–127. <https://doi.org/10.1144/sp386.15>

Zaid, S. M. 2013. Provenance, diagenesis, tectonic setting and reservoir quality of the sandstones of the Kareem Formation, Gulf of Suez, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 85, 31–52. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.04.010>

Zimmermann, U., and Bahlburg, H. 2003. Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina. *Sedimentology*, 50(6), 1079-1104. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00595.x>

Zuffa, G.G. (ed) 1985. *Provenance of Arenites*. Springer Science & Business Media. 408 p.

Wang, W., Zhou, M. F., 2013. Petrological and geochemical constraints on provenance, paleoweathering, and tectonic setting of the Neoproterozoic sedimentary basin in the Eastern Jiangnan Orogen, South China. *J. Sediment. Res.*, 83, 975–994. <https://doi.org/10.2110/jsr.2013.74>

Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K. B., and Kuhn, O. 1998. *Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link?* *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137(3-4), 189–203. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)00109-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00109-0)

Wilson, M. D. 1994. *Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks*. Society for Sedimentary Geology (SEPM) Short Course, Tulsa, 30, 432p.

Worden, R., and S. Morad, 2003, Clay minerals in sandstones: Controls on formation, distribution and evolution, in R. H. Worden and S. Morad, eds., Clay cements in sandstones: *International Association of Sedimentologists Special Publication*, 34, 3–41.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O uso integrado da análise petrográfica quantitativa junto a geoquímica de rocha total, com o uso da fluorescência de raios-X em rocha siliciclástica, mostrou-se eficaz para o reconhecimento da natureza da área fonte, de sedimentos de primeiro ciclo de sedimentação ou policíclico, da configuração tectônica das áreas fonte e da bacia de sedimentação. Além de possibilitar a indicação das possíveis unidades geológicas fonte de sedimentos dos reservatórios areníticos da Formação Maracangalha, bem como as possíveis rotas de preenchimento. A integração dos métodos também permitiu o reconhecimento de mecanismos modificadores da assinatura de proveniência, durante a permanência do sedimento nas rotas de dispersão, em estocagem temporária bem como processos diagenéticos pós-deposicionais.

O uso de razões elementares, índices de intemperismos e maturidade química-textural com respaldo petrográfico permitiu a distinção das modificações gerados por processos diagenéticos e paleointerpéricos e, assim, a constatação de alterações nas taxas de intemperismo e maturidade do sedimento. O quê é indicativo de possíveis alterações paleoclimáticas, os quais já são reconhecidas para o a região durante o Cretáceo, a partir de estudos de assembleias fossilíferas pré-existentes. Assim o uso da geoquímica em rocha sedimentar mostra-se um recurso alternativo e capaz de produzir, de forma satisfatória, inferências paleoclimáticas.

Também foi possível reconhecer a interdependência da qualidade de reservatório a partir da composição mineral e textura primária da rocha, decorrente do controle sobre os processos diagenéticos, principalmente na preservação da porosidade primária, na geração da porosidade secundária, na cimentação e na taxa de compactação. Por consequência, a composição das áreas fonte bem como as condições paleoambientais modificadores das características mineralógicas-texturais do sedimento possuem fundamental importância para a determinação das qualidades de reservatório.

O trabalho restringiu-se na análise de amostras de campo, os quais permitiram confrontar as variações das condições de proveniência e de reservatório com a disposição espacial das amostras, as variações faciológicas e direção de fluxo (paleocorrentes). Este último, mostrou-se mais adequado na discriminação das

amostras, por isso foi empregado diagnóstico de proveniência. Entretanto, aspectos relacionados a variação estratigráfica ficaram em aberto, com isso recomenda-se estudos com o uso de dados de poços, no qual permitiria reconhecer as variações estratigráficas na assinatura de proveniência, na diagênese e nas qualidades de reservatório. No qual, possivelmente, corroboraria com os cenários sugeridos por este trabalho, bem como a elaboração de propostas alternativas. Para melhor caracterização das fases diagenéticas, também se sugere a aplicação de DRX para discriminação dos argilominerais, o que permitiria maior detalhamento dos processos pós-deposicionais.

REFERÊNCIAS (DISSERTAÇÃO)

Alkmim F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimita-lo. In: Mantesso-Neto *et al.* (eds) *Geologia do Continente Sul Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Becca 647p, 17-35

Alkmim F. F. and Martins-Neto M. A. 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33(1), 127-139. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.011>

Allen P. 2008. From landscapes into geological history. *Nature*, 45, 274–276. <https://doi.org/10.1038/nature06586>

Allen P.A., Heller P.L. 2012. The timing, distribution and significance of tectonically generated gravels in terrestrial sediment routing systems. In: Busby, C., Azor, A. (Eds.), *Syntectonic Basin Development, Active to Ancient: Recent Advances*. WileyBlackwell, Oxford, 111–130p. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch6>

Allen P.A., Armitage J.J., Carter A., Duller R.A., Michael N.A., Sinclair H.D., Whitchurch A.L., Whittaker A.C. 2013. The Qs problem: mass balances of Alpine foreland basin systems. In: *Alpine Sedimentology, Special Issue in Sedimentology in honour of Albert Matter and Daniel Bernoulli, International Association of Sedimentologists*. Sedimentology 60, 102–130. <https://doi.org/10.1111/sed.12015>

Allen P.A., Michael N., D'Arcy M., Boluda D.C., Whittaker A.C., Duller R.A., Armitage J.J. 2016. Fractionation of grain-size in terrestrial sediment routing systems. *Basin Res*, 27, 1–23. <https://doi.org/10.1111/bre.12172>

Allen P.A. 2017. Sediment Routing Systems. The Fate of Sediments from Source to Sink. *Cambridge University Press*, Cambridge, 407p. <https://doi.org/10.1017/9781316135754>

Almeida F.F.M, Hasui Y., Nrito Neves B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências*, USP. 7,45-80.

Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4), 349–364.

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces. *Earth Sci. Rev.*, Special Issue 17,1– 29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)

Andò S., Bersani D., Vignola P., Garzanti E. 2009. Raman spectroscopy as an effective tool for high-resolution heavy-mineral analysis: examples from major Himalayan and Alpine fluvio-deltaic systems. *Spectrochim. Acta A Mol. Biomol. Spectrosc.* 73, 450–455. <https://doi.org/10.1016/j.saa.2008.11.005>

Andrew A. S., Whitford D. J., Hamilton P. J., Scarano S., and Buckley M. 1996. Application of chemostratigraphy to petroleum exploration and field appraisal: An example from the Surat Basin. *SPE Asia Pacific Oil and Gas Conference*. <https://doi.org/10.2118/37008-MS>

Aragão M.A.N.F. 1994. Arquitetura, estilos tectônicos e evolução da Bacia do Recôncavo, Brasil. *Simp. sobre o Cretáceo do Brasil*, Rio Claro. SBG. 165-167.

Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P., Ramasamy, S. 2004, Geochemistry of sandstones from the Upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: implication for provenance, weathering and tectonic setting: *Journal of Sedimentary Research*, 74, 285-297. <https://doi.org/10.1306/082803740285>

Armstrong-Altrin J. S., and Verma S. P. 2005. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings. *Sedimentary Geology*, 177(1-2), 115–129. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.02.004>

Armstrong-Altrin, J. S., Machain-Castillo, M.L., Rosales-Hoz, L., Carranza-Edwards, A., Sanchez-Cabeza, J.-A., and Ruiz-Fernández, A. C. 2015. Provenance and depositional history of continental slope sediments in the Southwestern Gulf of Mexico unraveled by geochemical analysis. *Continental Shelf Research*, 95, 15–26. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.01.003>

Arribas J., and Tortosa A. 2003. Detrital modes in sedimenticlastic sands from low-order streams in the Iberian Range, Spain: the potential for sand generation by different sedimentary rocks. *Sedimentary Geology*, 159, 3-4. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00332-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00332-9)

Arribas J., González-Acebrón L., Omodeo-Salé S., and Mas R. 2014. The influence of the provenance of arenite on its diagenesis in the Cameros Rift Basin (Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, 386(1), 63-73. <https://doi.org/10.1144/SP386.12>

Baiyegunhi, C., Liu, K., and Gwavava, O. 2017. Geochemistry of sandstones and shales from the Eccu Group, Karoo Supergroup, in the Eastern Cape Province of South Africa: Implications for provenance, weathering and tectonic setting. *Open Geosciences*, 9(1). <https://doi.org/10.1515/geo-2017-0028>

Barbosa J.S.F., Corrêa-Gomes L.C., Dominguez J.M.L., Cruz S.A.S., Souza J.S. 2005. Petrografia e Litogeoquímica das Rochas da Parte Oeste do alto de Salvador, Bahia, *Rev. Bras. Geoc.*, 35(4), 9-22.

Barbosa J. S. F., Dominguez J. M. L., Corrêa-Gomes L. C., e Marinho, M. M. 2007. O conglomerado de Mont Serrat e suas relações com o alto e a falha de Salvador, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(2), 324-332.

Basu A., 1976, Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: implications to paleoclimatic interpretation: *Jour. Sed. Petrology*, 46, 694-709. <https://doi.org/10.1306/212F7031-2B24-11D7-8648000102C1865D>

Basu A., Suttner L. J., Mack G.H. 1981. Climate and the Origin of Quartz Arenites. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 51(4), 1235-1246. <https://doi.org/10.1306/212F7E73-2B24-11D7-8648000102C1865D>

Basu A. 1985. Influence of Climate and Relief on Compositions of Sands Released at Source Areas. *Provenance of Arenites*, 1–18. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_1

Beard D. C. and Weyl P. K. 1973. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 57, 349-69. <https://doi.org/10.1306/819A4272-16C5-11D7-8645000102C1865D>

Bernet M., Kapoutsos D., and Bassett K. 2007. Diagenesis and provenance of Silurian quartz arenites in south-eastern New York State. *Sedimentary Geology*, 201(1-2), 43–55. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.04.006>

Bhatia M. R. 1983. Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstones. *The Journal of Geology*, 91(6), 611–627. <https://doi.org/10.1086/628815>

Bhatia M.R., Crook K.A.W. 1986. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Jour. Petrol*, 92, 181–193. <https://doi.org/10.1007/BF00375292>

Biondi J. C. 2015. *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. Oficina de Textos 2° Edição, 552p.

Bjørlykke K. and Egeberg P. K. 1993. Quartz cementation in sedimentary basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77, 1538 – 1548. <https://doi.org/10.1306/BDF8EE8-1718-11D7-8645000102C1865D>

Bjørlykke, K. (2014). *Relationships between depositional environments, burial history and rock properties. Some principal aspects of diagenetic process in sedimentary basins. Sedimentary Geology*, 301, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.12.002>

Blatt H., 1967. Provenance determinations and recycling of sediments. *J. Sediment. Petrol.* 37: 1031 – 1044. <https://doi.org/10.1306/74D71825-2B21-11D7-8648000102C1865D>

Blatt H., Jones R.L. 1975. Proportions of exposed igneous, metamorphic, and sedimentary rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, 1085–1088. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1975\)86<1085:POEIMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<1085:POEIMA>2.0.CO;2)

Blatt H., Middleton G. V., Murray R. 1980, *Origin of Sedimentary Rocks*: Englewood Cliffs, NJ, Prentice-Hall, 782 p. <https://doi.org/10.1002/esp.3290060115>

Blatt H. 1985. Provenance studies and mudrocks. *J. Sediment. Petrol.* 55(1), 69–75. <https://doi.org/10.1306/212F8611-2B24-11D7-8648000102C1865D>

Bloch S. 1991. Empirical prediction of porosity and permeability in sandstones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75, 1145–1160. <https://doi.org/10.1306/OC9B28E9-1710-11D7-8645000102C1865D>

Bloch, S., and K. P. Helmond, 1995, Approaches to predicting reservoir quality in sandstones: *AAPG Bulletin*, 79, 97–115.

Blum M.D., Törnquist T.E. 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *J. Sedimentology*, 47, 2–48. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00008.x>

Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (Eds.) 2003. *Geologia tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. CPRM, Brasília, 673 p.

Brito Neves B. B. de Sial A. N., Albuquerque J. P. T. de. 1977. Vergência centrífuga residual no sistema de dobramentos Sergipano. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 102–114.

Brito Neves B.B., Almeida F.F.M. 2003. A evolução dos crátons Amazônico e São Francisco comparada com o dos seus homólogos do Hemisfério Norte – 25 anos depois., *VIII Simp. de Geologia da Amazônia, Resumos Expandidos*, Manaus. SBG, 8, 13-17.

Buggle, B., Glaser, B., Hambach, U., Gerasimenko, N., and Marković, S. 2011. An evaluation of geochemical weathering indices in loess–paleosol studies. *Quaternary International*, 240(1-2), 12–21. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.07.019>

Caixeta J.M., Bueno G.V., Magnavita L.P., Feijó F.J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8, 163–172.

Campelo R. C. 1999. Análise de Terrenos na Porção Setentrional da Província Borborema, NE Brasil: Integração de dados Geológicos e Gravimétricos. Dissertação de Mestrado do Centro de Ciências exatas e da Terra da Universidade do Rio Grande do Norte, 140p.

Caracciolo L., Tolosana-Delgado R., Le Pera E., von Eynatten H., Arribas J., Tarquini S. 2012a. Influence of granitoid textural parameters on sediment composition: Implications for sediment generation. *Sediment. Geol*, 280, 93–107. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.07.005>

Caracciolo L., Von Eynatten H., Tolosana-Delgado R., Critelli S., Manetti P., Marchev P. 2012b. Petrological, Geochemical, and Statistical Analysis of Eocene-Oligocene Sandstones of the Western Thrace Basin, Greece and Bulgaria. *J. Sediment. Res*, 82 (7), 482–498. <https://doi.org/10.2110/jsr.2012.31>

Caracciolo L., Arribas J., Ingersoll R. V. and Critelli S. 2013. The diagenetic destruction of porosity in plutoniclastic petrofacies: the Miocene Diligencia and Eocene

Maniobra formations, Orocopia Mountains, southern California, USA. In: Scott, R. A., Smyth, H. R., Morton, A. C. and Richardson, N. (eds) *Sediment Provenance Studies in Hydrocarbon Exploration and Production*. Geological Society, London, Special Publications, 386p. <http://dx.doi.org/10.1144/SP386.9>

Caracciolo L., Garzanti E., von Eynatten H., Weltje G.J. 2016. Sediment generation and provenance: processes and pathways. *Sediment. Geol*, 336, 1–196. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.015>

Caracciolo L. 2020. Sediment generation and sediment routing systems from a quantitative provenance analysis perspective: Review, application and future development. *Earth-Science Reviews*, 103226. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103226>

Chew D., O'Sullivan G., Caracciolo L., Mark C., Tyrrel S. 2020. Sourcing the sand: Accessory mineral fertility, analytical and other biases in detrital U-Pb provenance analysis. In: Caracciolo, L., Chew, D., Andò, S (Ed.), *Sediment Generation and Sediment Routing Systems*. Earth Science Review, 202p. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103093>

Cox R., Lowe D.R. 1995. A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediments and the coevolution of continental blocks and their sedimentary cover. *J. Sediment. Res*, 65, 1–12. <https://doi.org/10.1306/D4268009-2B26-11D7-8648000102C1865D>

Cox, R., Lowe, D.R., Cullers, R. 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 2919–2940. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00185-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00185-9)

Crook K.A.W. 1974. Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (graywackes). In: Dott Jr., R.H., Shaver, R.H. (Eds.), *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*, *SEPM Spec. Publ.*, 19, 304–310.

Cullers R.L. 1995. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian–Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58, 4955–4972. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00050-V](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00050-V)

Cullers R.L. 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51(3), 181–203p. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00063-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00063-8)

Cupertino J. A., e Bueno G. V. 2005. Arquitetura das seqüências estratigráficas desenvolvidas na fase de lago profundo no Rifte do Recôncavo. *Bol. Geoc. Petrobras*, 13(2), 245–267.

Da Silva H. T. F. 1993. Flooding surfaces, depositional elements and accumulation rates – characteristics of the Lower Cretaceous Tectonosequence in the Reconcavo Basin, Northeast Brazil. Austin: Tese de Doutorado, Universidade do Texas, 339p.

Da Silva N.M. 1996. Paleocorrentes deposicionais na Formação Sergi. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 9(2), 181-209.

De Brito M. D. F. L., da Silva Filho A. F., e de Pinho Guimarães I. 2009. Caracterização geoquímica e isotópica do batólito Serra do Catu e sua evolução da interface dos domínios Sergipano e Pernambuco-Alagoas, Província Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(2), 324-337.

De Filippi, F. 1839. Sulla costituzione geologica della pianura e delle colline dela Lombardia Bollettino di notizie Italiane e straniere e delle più importanti invenzioni scoperte, *O progresso dell'industria e delle utili condizioni*, 2, 225–247.

De Ros, L. F. S., Morad, S. and Paim, P. S. G. 1994. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas Sequence. Southern Brazil. *Sedimentary Geology*, 92, 197–228.

De Ros, L.F., 1996. Compositional controls in sandstones diagenesis. Acta Universitatis Upsaliensis, Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology 198, 24p.

Deffontaines B., and Chorowicz J. 1991. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. *Tectonophysics*, 194(3), 237–263. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90263-R](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90263-R)

Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R. A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A. M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente, C.R., Perrota M.M., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapa e SIG*. Brasília: *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais*, 227–334.

Destro N., Szatmari P., Alkmim F. F., and Magnavita L. P. 2003. Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Reconcavo rift, northeast Brazil. *AAPG bulletin*, 87(7), 1123-1144. <https://doi.org/10.1306/02200300156>

Dias Lima R. D. and De Ros L. F. 2002. The role of depositional setting and diagenesis on the reservoir quality of Devonian sandstones from the Solimoes Basin, Brazilian Amazonia. *Marine and Petroleum Geology*, 19, 1047–1071. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(03\)00002-3](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(03)00002-3)

Dickinson W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. J. Sediment. *Petrol*, 40, 695–707. <https://doi.org/10.1306/74D72018-2B21-11D7-8648000102C1865D>

W. R. Dickinson, D. R. Seely. 1979. Structure and Stratigraphy of Forearc Regions. AAPG Bulletin, 63, 2-31. <https://doi.org/10.1306/C1EA55AD-16C9-11D7-8645000102C1865D>

Dickinson W.R., Suczek C. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. AAPG Bull, 63, 2164–2182. <https://doi.org/10.1306/2f9188fb-16ce-11d7-8645000102c1865d>

Dickinson W.R. 1980. Plate tectonics and petrologic associations. In: strangwaw, d.w (ed.). *The Continental Crust and its mineral deposits*. Geological Association of Canada Special Paper, 20, 341-360.

Dickinson W.R., Valloni R. 1980. Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. *Geology*, 8, 8 –86. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1980\)8<82:PSAPOS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1980)8<82:PSAPOS>2.0.CO;2)

Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R., Erjavec J.L., Ferguson R.C., Inman K.F., Knepp R.A., Lindberg F.A., Ryberg P.T. 1983. Provenance of North America Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 222–235. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<222:PONAPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<222:PONAPS>2.0.CO;2)

Dickinson W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. Reidel Publ., Dordrecht, 333 – 361. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_15

Dickinson W.R. 1988. Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. In: Kleinspehn K.L., Paola C. (Eds.), *New Perspectives in Basin Analysis*. Springer-Verlag, New York, 3 – 25. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3788-4_1

Duller R.A., Whittaker A.C., Fedele J.J., Springett J., Smithells R., Allen P.A. 2010. From grain size to tectonics. *J. Geophys. Res. Earth Surf*, 115, F03022. <https://doi.org/10.1029/2009JF001495>

Dürr S.B. 1996. Provenance of Xigaze fore-arc basin clastic rocks (Cretaceous, south Tibet) *GSA Bulletin*, 108(6), 669-684. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1996\)108<0669:POXFAB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<0669:POXFAB>2.3.CO;2)

Fadipe, O. A., Carey, P. F., Akinlua, A., and Adekola, S. A. 2011. Provenance, diagenesis and reservoir quality of the lower cretaceous sandstone of the orange basin, south africa. *South African Journal of Geology*, 114(3-4), 433-448.

Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., Young, G. M., 1995. Unraveling the Effects of Potassium Metasomatism in Sedimentary Rocks and Paleosols, with Implications for Paleoweathering Conditions and Provenance. *Geology*, 23, 921–924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2)

Flowerdew M.J., Fleming E.J., Morton A.C., Frei D., Chew D.M., Daly J.S. 2019. Assessing mineral fertility and bias in sedimentary provenance studies: examples from

the Barents Shelf. In: Dowey P., Osborne M. and Volk H. (eds). *Application of Analytical Techniques to Petroleum Systems*. Geological Society, London, Special Publications, 484p. <https://doi.org/10.1144/SP484.11>

Folk R. L. 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Tex: Hemphill Pub. Co, 184p.

Frostick L.E., Stuart J.J. 2002. Impact of periodicity on sediment flux in alluvial systems: grain to basin scale. In: Jones, S. J. and Frostick, L. E. (Eds.), *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences*. 191p. Geological Society of London, Special Publications, 81–95. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.191.01.06>

Raja Gabaglia, G. P. 1991. Paleossismicidade e Sedimentação – Evidências no compartimento sul da Bacia do Recôncavo, Bahia. *Boletim de Geociências da Petrobras*. 5, 39-68.

Garzanti E., Andò S., Vezzoli G., and Dell'era D. 2003. From rifted margins to foreland basins: investigating provenance and sediment dispersal across desert Arabia (Oman, UAE). *Journal of Sedimentary Research*, 73, 572-588. <https://doi.org/10.1306/101702730572>

Garzanti E., Andò S., 2007. Heavy-mineral concentration in modern sands: implications for provenance interpretation. In: Mange M.A., Wright, D.T. (Eds.), *Heavy Minerals in Use. Developments in Sedimentology Series*, 58, 517–545p.

Garzanti E., Andò S., Vezzoli G., 2008. Settling-equivalence of detrital minerals and grain-size dependence of sediment composition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 273, 138–151. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.020>

Garzanti E., Ando' S., Vezzoli G. 2009. Grain-size dependence of sediment composition and environmental bias in provenance studies. *Earth Planet. Sci. Lett.* 277, 422–432. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.007>

Garzanti E., Resentini A., Vezzoli G., Andò S., Malusà M.G., Padoan M., Paparella P. 2010. Detrital fingerprints of fossil continental-subduction zones (Axial Belt Provenance, European Alps). *J. Geol.*, 118, 341–362. <https://doi.org/10.1086/652720>

Garzanti E., Andò S., Vezzoli G., Lustrino M., Boni M., Vermeesch P. 2012. Petrology of the Namib sand sea: long-distance transport and compositional variability in the wind-displaced Orange Delta. *Earth Science Reviews*, 11, 173-189. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.02.008>

Garzanti E., Padoan M., Ando` S., Resentini A., Vezzoli G., Lustrino M. 2013a. Weathering and relative durability of detrital minerals in equatorial climate: sand petrology and geochemistry in the East African Rift. *The Journal of Geology*, 121, 547-580. <https://doi.org/10.1086/673259>

Garzanti E., Limonta M., Resentini A., Bandopadhyay P.C., Najman Y., Andò S. Vezzoli G. 2013b. Sediment recycling at convergent plate margins (Indo-Burman

Ranges and Andaman-Nicobar Ridge). *Earth Science Reviews*, 123, 113-132. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.008>

Garzanti E., Vermeesch P., Padoan M., Resentini A., Vezzoli G. and Andò S. 2014. Provenance of passive-margin sand (southern Africa). *The Journal of Geology*, 122, 17-42. <https://doi.org/10.1086/674803>

Garzanti E., Resentini A., Andò S., Vezzoli G., Pereira A., and Vermeesch P. 2015a. Physical controls on sand composition and relative durability of detrital minerals during ultra-long distance littoral and aeolian transport (Namibia and southern Angola). *Sedimentology*, 62(4), 971–996. <https://doi.org/10.1111/sed.12169>

Garzanti E., Andò S., Padoan M., Vezzoli G., and El Kammar A. 2015b. The modern Nile sediment system: Processes and products. *Quaternary Science Reviews*, 130, 9–56. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.07.011>

Garzanti E. 2016. From static to dynamic provenance analysis – sedimentary petrology upgraded. *Sedimentary Geology*, 336, 3-13. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.07.010>

Garzanti, E., Dinis, P., Vermeesch, P., Andò, S., Hahn, A., Huvi, J., ... Vezzoli, G. 2017. *Dynamic uplift, recycling, and climate control on the petrology of passive-margin sand (Angola)*. *Sedimentary Geology*. 62p. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.009>

Garzanti E., Andò S., Limonta M., Fielding L., and Najman, Y. 2018. Diagenetic control on mineralogical suites in sand, silt, and mud (Cenozoic Nile Delta): Implications for provenance reconstructions. *Earth-Science Reviews*, 185, 122–139. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.05.010>

Garzanti E., Ghassemi M.R., Limonta M., Resentini A. 2019. Provenance of Karakum desert sand (Turkmenistan): lithic-rich orogenic signature of central Asian dune fields. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 125, 77–89. <https://doi.org/10.13130/2039-4942/11059>

Garzanti E. 2019. Petrographic classification of sand and sandstone. *Earth-science reviews*, 192, 545-563. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.12.014>

Gazzi P. 1965. On the heavy mineral zones in the geosyncline series, recent studies in the Northern Apennines, Italy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35, 109–115.

Gazzi P. 1966. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell' Appennino modenese: correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineralogica et Petrographica Acta*, 12, 69–97.

Giles M.R. 1997. *Diagenesis: A Quantitative Perspective— Implications for Basin Modelling and Rock Property Prediction*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht. 526 p. <https://doi.org/10.1017/S0016756899241775>

Guerra G.S. 2002. Fácies sedimentares dos membros Pitanga e Caruaçu da Formação Maracangalha (Cretáceo), bacia do Recôncavo. Rio de Janeiro, Monografia de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 72 p.

Harel M.A., Mudd S.M., Atta M. 2016. Global analysis of the stream power law parameters based on worldwide 10 Be denudation rates. *Geomorphology*, 268, 184–196. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.035>

Harnois L. 1988. The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55(3-4), 319–322. [http://dx.doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90137-6](http://dx.doi.org/10.1016/0037-0738(88)90137-6)

Hasui Y. 2012a. Cráton São Francisco. In: Hasui Y., Carneiro C. D. R., Almeida F. F. M., Bartorelli A. *Geologia do Brasil, primeira edição*. São Paulo, Beca Editora, cap IV - 200- 227p.

Hasui Y. 2012b. Sistema Orogênico Borborema. In: Hasui Y., Carneiro C. D. R., Almeida F. F. M., Bartorelli A. *Geologia do Brasil, primeira edição*. São Paulo, Beca Editora, cap IV - 254- 288p.

Haughton, P. D. W., S. P. Todd, and A. C. Morton, 1991, Sedimentary provenance studies, in A. C. Morton, S. P. Todd, and P. D. W. Haughton, eds., *Developments in sedimentary provenance studies*: Geological Society (London) Special Publication 57, p. 1–11.

Henares L. de G. S., Weltje G. J., Donselaar M. E., Bloemsma M., Tjallingii R., and De Wijn B. 2018. From Routine to Integrated Core Analysis: Setting Up the Database for Reservoir Quality Modelling. *80th EAGE Conference and Exhibition 2018*, 1–5. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201801136>

Houseknecht D. W. 1988. Intergranular pressure solution in four quartzose sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 228–246. <https://doi.org/10.1306/212F8D64-2B24-11D7-8648000102C1865D>

Hubert J.F. 1962. A zircon–tourmalin–rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *J. Sediment. Petrol.* 32, 440–450. <http://dx.doi.org/10.1306/74D70CE5-2B21-11D7-8648000102C1865D>

Hunter R. E. 1967. The petrography of some Illinois Pleistocene and Recent sands: *Sedimentary Geol.*, 1, 57-75. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(67\)90052-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(67)90052-8)

Ikhane, P. R., Akintola, A. I., Bankole, S. I., and Oyinboade, Y. T. 2014. Provenance studies of sandstone facies exposed near igbile southwestern Nigeria: *Petrographic and geochemical approach*, 6(2), 47. <http://dx.doi.org/10.5539/jgg.v6n2p47>

Ingersoll R.V., Bullard T.F., Ford R.L., Grimm J.P., Pickle J.D. Sares, S.W. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *J. Sediment. Petrol.* 54, 103–116

Ingersoll R. V. 1990. Actualistic sandstone petrofacies: Discriminating modern and ancient source rocks. *Geology*, 18(8), 733-736. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)0182.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)0182.3.CO;2)

Ingersoll R.V., Kretchmer A.G., Valles P.K. 1993. The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies. *Sedimentology*, 40, 937-953. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01370.x>

Jardim, C. M., De Ros, L. F., and Ketzer, J. M. 2011. Reservoir quality assessment and petrofacies of the Lower Cretaceous siliciclastic, carbonate and hybrid arenites from the Jequitinhonha Basin, Eastern Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, 34(3), 305-335. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2011.00507.x>

Jinliang, Z., and Xin, Z. 2008. *Composition and Provenance of Sandstones and Siltstones in Paleogene, Huimin Depression, Bohai Bay Basin, Eastern China*. *Journal of China University of Geosciences*, 19(3), 252–270. [https://doi.org/10.1016/S1002-0705\(08\)60044-8](https://doi.org/10.1016/S1002-0705(08)60044-8)

Johnsson M.J., Meade R.H. 1990. Chemical weathering of fluvial sediments during alluvial storage: the Macuapanim island point bar, Solimões River, Brazil. *J. Sediment. Petrol.*, 60, 827–842. <https://doi.org/10.1306/212F9296-2B24-11D7-8648000102C1865D>

Johnsson M., Stallard R.F., Lundberg N., 1991. Controls on composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: sands of the Orinoco River drainage basin. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 1622–1647.

Johnsson M.J. 1993. The system controlling the composition of clastic sediments. *Geological Society of America, Special Paper*, 284, 1-19. <https://doi.org/10.1130/spe284-p1>

Jones A. P. 2000. Late quaternary sediment sources, storage and transfers within mountain basins using clast lithological analysis: Pineta Basin, central Pyrenees, Spain. *Geomorphology*, 34(3-4), 145–161. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(00\)00004-0](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(00)00004-0)

Kosin M.D. 2009. O embasamento das bacias do Recôncavo, de Tucano e Jatobá – uma visão a partir das cartas geológicas do Brasil ao milionésimo. Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro, 17, 89-108.

Kettanah Y. A., Kettanah M. Y., and Wach G. D. 2014. Provenance, diagenesis and reservoir quality of the Upper Triassic Wolfville Formation, Bay of Fundy, Nova Scotia, Canada. *Geological Society, London, Special Publications*, 386(1), 75–110. <https://doi.org/10.1144/sp386.18>

Ketzer J.M., Holz M., Morad S., Al-Asam I.S. 2003. Sequence stratigraphic distribution of diagenetic alterations in coal-bearing, paralic sandstones: Evidence from the Rio Bonito Formation (Early Permian), Southern Brazil. *Sedimentology*, 50, 855–877. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00586.x>

Krynine, P.D. 1948. The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. *J. Geol.* 56, 130–165.

Krynine, P.D. 1956. Alice in Graywackeland. *J. Sediment. Petrol.* 26, 188–189.

Lan C., Yang M., and Zhang Y. 2016. Impact of sequence stratigraphy, depositional facies and diagenesis on reservoir quality: A case study on the Pennsylvanian Taiyuan sandstones, northeastern Ordos Basin, China. *Marine and Petroleum Geology*, 6, 216–230. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.09.009>

Le Pera E., Arribas J., Critelli S., Tortosa A., 2001. The effects of source rocks and chemical weathering on the petrogenesis of siliciclastic sand from the Neto river (Calabria, Italy): implications for provenance studies. *Sedimentology*, 48, 357–378. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2001.00368.x>

Lima H. M. 2018. Evolução Tectônica da Porção Nordeste da Faixa Sergipana, Província Borborema, Estado de Alagoas, NE do Brasil. Teso de Doutorado do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, 178p.

Limonta M., Garzanti E., Resentini A., Andò S., Boni M., and Bechstädt T. 2015. Multicyclic sediment transfer along and across convergent plate boundaries (Barbados, Lesser Antilles). *Basin Research*, 27(6), 696–713. <https://doi.org/10.1111/bre.12095>

Ludwig, R. 1874. Geologische Bilder aus Italien. *Bull. Soc. Imprim. Nat. Mosc.* 48, 42–131.

Ma B., Cao Y., Eriksson K.A., Jia Y., Gill B.C. 2017a. Depositional and diagenetic controls on deeply-buried Eocene sublacustrine fan reservoirs in the Dongying depression, Bohai Bay Basin, China. *Mar. Petrol. Geol.* 82, 297–317. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.02.014>

Ma B., Cao Y., Jia Y. 2017b. Feldspar dissolution with implications for reservoir quality in tight gas sandstones: evidence from the Eocene Es4 interval, Dongying Depression, Bohai Bay Basin, China. *J. Petrol. Sci. Eng.* 150, 74–84. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2016.11.026>

Mack G.H. 1984. Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. *Journal Sedimentary Petrology*, 54, 212–220. <https://doi.org/10.1306/212F83E6-2B24-11D7-8648000102C1865D>

Madukwe, H. Y., and Obasi, R. A. 2015. Classification, Maturity, Provenance, Tectonic Setting and Source-Area Weathering of the Ilubirin Stream Sediments, South West, Nigeria. *International Journal of Sciences*, 4(4), 7–21. <https://doi.org/10.18483/ijSci.661>

Magnavita L. P. 1992. Geometry and Kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE, Brazil. Tese de Doutorado – Oxford, University of Oxford, 493p.

Magnavita L. P. 1996. Sobre a implantação da fase sinrifte em riftes continentais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39., 1996, Salvador. *Anais...* São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 5, 335-338.

Magnavita L.P., Silva R.R.DA., Sanches C.P. 2005. Roteiros geológicos, guia de campo da Bacia do Recôncavo, NE do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobrás, 13, 301-334.

Marconato A. 2010. A influência da evolução de altos estruturais em sucessões aluviais: exemplos do Ediacarano e do Cambriano da Bacia Camaquã (RS). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 72p.

McBride E.F. 1985. Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone. In: Zuffa, G.G. (ed) *Provenance of Arenites*. Dordrecht, Holland: Reidel, 95-113p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6>

McLennan S. M., Taylor S. R., Eriksson K. A. 1983a. Geochemistry of Archean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(7), 1211–1222. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90063-7](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(83)90063-7)

McLennan S.M., Taylor S.R. 1983b. Geochemical Evolution of Archean Shales from South Africa. I. The Swaziland and Pongola Supergroups. *Precambrian Research*, 22, 93-124. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(83\)90060-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(83)90060-8)

McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Spec. Pap. - Geol. Soc. Am.*, 284, 21 – 40. <http://dx.doi.org/10.1130/SPE284-p21>

Medeiros R.A. e Ponte F.C. 1981. Roteiro Geológico da Bacia do Recôncavo (Bahia). Petróleo Brasileiro S.A. – SENPES-DIVEN- Setor de Ensino da Bahia (SEN-BA), 63p.

Medeiros V.C., Angelim L.A.A, Santos E.J. 1998. Caracterização dos Segmentos Leste e Oeste do Terreno Pernambuco-Alagoas. In: SBG Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais...* Belo Horizonte. 40,17-17.

Menezes Filho N. R., Santos R. A., Souza J. D. (Org.). 1988. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Jeremoabo. Folha SC.24-Z-A-II. Estado da Bahia. Brasília: *DNPM*, 113 p. il. 2 mapas. Escala 1:100.000. Inclui texto explicativo.

Miall A.D. 1990. *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer-Verlag, New York 2nd, 668p. <https://doi.org/10.1007/978-1-4757-4235-0>

Michael N.A. 2013. Functioning of an ancient sediment routing system, the Escanilla Formation, South-central Pyrenees, PhD dissertation. Imperial College, London. 318p. <https://doi.org/10.25560/12633>

Michael, N.A., Whittaker, A.C., Allen, P.A., 2013. The functioning of sediment routing systems using a mass balance approach: Example from the Eocene of the southern Pyrenees. *J. Geol.* 121, 581–606. <https://doi.org/10.1086/673176>

Milliken K.L. 1989. Petrography and composition of authigenic feldspars, Oligocene Frio Formation, South Texas, *Journal of Sedimentary Research*, 59 (3), 361–374. <https://doi.org/10.1306/212F8F94-2B24-11D7-8648000102C1865D>

Morad, S., Ketzer, J. M. and De Ros, F. 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47, 95–120.

Morad S., Al-Ramadan K., Ketzer J. M., De Ros L. F. 2010. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. *AAPG Bulletin*, 94(8), 1267–1309. <https://doi.org/10.1306/04211009178>

Moreira F. S. 2015. Fluxos Gravitacionais Lacustres na Bacia Do Recôncavo—Um Estudo no Âmbito da Estratigrafia de Sequências de Bacias Rifte. Dissertação de Mestrado do Instituto de Geociências da Universidade da Bahia, 114p.

Nagtegaal P. J. C. 1978. Sandstone-framework instability as a function of burial diagenesis. *Journal of the Geological Society*, 135(1), 101–105. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.135.1.0101>

Nesbitt H.W., Young G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major elemental chemistry of lutites. *Nature*, 199, 715–717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica*, 48, 1523-1534. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90408-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3)

Nesbitt, H. W., Fedo, C. M., & Young, G. M. 1997. Quartz and feldspar stability, steady and non-steady-state weathering, and petrogenesis of siliciclastic sands and muds. *The Journal of Geology*, 105(2), 173-192. <https://doi.org/10.1086/515908>

Nesbitt H.W., Markovics G. 1997. Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 1653–1670. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00031-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00031-8)

Netto A.S.T., e De Oliveira J.J. 1985. O preenchimento do rift-valley na Bacia do Recôncavo. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(2), 97-102.

Odin G. S. 1985. Significance of Green Particles (Glaucophane, Berthierine, Chlorite) in Arenites In: Zuffa G.G. (ed) *Provenance of Arenites*. Dordrecht, Holland: Reidel, 279–307p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6>

Ohta T. 2004. Geochemistry of Jurassic to earliest Cretaceous deposits in the Nagato Basin, SW Japan: implication of factor analysis to sorting effects and provenance signatures. *Sediment. Geol.*, 171, 159–180. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.05.014>

Okunuwadije S. E., Bowden S. A., Macdonald D. I. M. 2020. Diagenesis and reservoir quality in high-resolution sandstone sequences: An example from the Middle Jurassic Ravenscar sandstones, Yorkshire Coast UK. *Marine and Petroleum Geology*, 104426. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104426>

Oliveira E.P., Toteu S. F., Araújo M. J., Carvalho M. J., Nascimento R. S., Bueno J. F., Mcnaughton N., Basilici G. 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44, 470–478. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.11.014>

Oliveira E.P, Mcnaughton N. Windley B.F., Carvalho M. J. Nascimento R. S. 2015. Detrital zircon U-Pb geochronology and whole-rock Nd-isotope constraints on sediment provenance in the Neoproterozoic Sergipano orogen, Brazil: from early passive margins to late foreland basins. *Tectonophysics* (Amsterdam), 662, 183–194. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.02.017>

Palomares M., Arribas J. 1993. Modern stream sands from compound crystalline sources: composition and sand generation index. *Spec. Pap.-Geol. Soc. Am.*, 284, 313 – 322. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p313>

Pettijohn, F.J. 1949. *Sedimentary Rocks*. Harper and Brothers, New York, 526 p.

Pettijohn, F.J. 1954. Classification of sandstones. *J. Geol.* 62, 360–365. <https://doi.org/10.1086/626172>

Pettijohn F.J. 1957. *Sedimentary rocks*. Harper, New York, 718 p. <https://doi.org/10.1017/S0016756800070254>

Pettijohn F. J. 1963. Chemical composition of sandstones, excluding carbonate and volcanic sands, In: Fleischer, M., ed., *Data of Geochemistry*, sixth edition, U. S. Geological Survey Professional Paper, 440-S, 1–21. <https://doi.org/10.3133/pp440s>

Pettijohn F. J., Potter P. E., Sierver R. 1972, *Sand and Sandstone*: New York, Springer-Verlag, 618 p.

Pettijohn F.J., Potter P.E., Silver R. 1987. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, New York 2nd, 553p. <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-1066-5>

Pinto, L., Hérail, G., Moine, B., Fontan, F., Charrier, R., e Dupré, B. 2004. Using geochemistry to establish the igneous provenances of the Neogene continental sedimentary rocks in the Central Depression and Altiplano, Central Andes.

Sedimentary Geology, 166(1-2), 157–183. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2003.12.002>

Potter P.E. 1978. Petrology and chemistry of modern big river sands. *Journal of Geology*, 86, 423-449. <https://doi.org/10.1086/6497114>

Prates I. e Fernandez R. 2015. Bacia do Recôncavo – Sumário Geológico e Setor em Oferta - Décima terceira rodada de licitações. *Superintendência de Definição de Blocos SDB* - ANP, 24p.

Ramm, M. 2000. Reservoir quality and its relationship to facies and provenance in Middle to Upper Jurassic sequences, northeastern North Sea. *Clay Minerals*, 35(1), 77-94.

Retgers, J. W. 1895. Über die mineralogische und chemische Zusammensetzung der Dünensande Hollands und über die Wichtigkeit von Fluss- und Meeressanduntersuchungen im allgemeinen. *Neuen Jahrbuch für Mineralogie etc*, 1, 16-74.

Riebe C. S., Sklar L. S., Lukens C. E., Shuster D. L. 2015. Climate and topography control the size and flux of sediment produced on steep mountain slopes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 201503567. <https://doi.org/10.1073/pnas.1503567112>

Roser B. P., and Korsch R. J. 1986. Determination of Tectonic Setting of Sandstone-Mudstone Suites Using SiO₂ Content and K₂O/Na₂O Ratio. *The Journal of Geology*, 94(5), 635–650. <https://doi.org/10.1086/629071>

Roser B. P., and Korsch R. J. 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67(1-2), 119–139. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90010-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90010-1)

Santos C.F., Cupertino J.A., Braga J.A.E. 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In Raja Gabaglia G.P. and Milani E.J. (ed). *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRAS, 235-266p.

Santos E. J., Brito Neves, B. B., Van Schmus W. R. 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. In: SBG Núcleo Nordeste, *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 16, Recife, Atas, 2, 401-406.

Santos E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema In: SBG, Congr. Bras.Geol., 39, Res., 6, 47-50.

Santos E. J., Ferreira C. A., Silva Júnior J. M. F. 2002. Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba. Escala 1: 500.000. Recife, CPRM, Convênio DNPM/CPRM/CDRM.

Santos E. J., Van Schmus W. R., Kozuch M., Brito Neves B. B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 29, 61–76. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.07.003>

Schrank, A. B. S., and De Ros, L. F. 2015. *Diagenetic processes in cretaceous sandstones from occidental Brazilian Equatorial Margin*. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 1–19. doi: 10.1016/j.jsames.2015.06.008

Schrank, A. B. S., Altenhofen, S. D., and De Ros, L. F. 2017. Diagenetic Preservation and Modification of Porosity in Aptian Lithic Reservoirs from the Sergipe–alagoas Basin, Ne Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, 87(11), 1156–1175. <https://doi.org/10.2110/jsr.2017.64>

Schwab F.L. 1975. Framework mineralogy and chemical composition of continental margin-type sandstones. *Geology*, 3, 487–490. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1975\)3<487:FMACCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1975)3<487:FMACCO>2.0.CO;2)

Schmidt V. and McDonald D. A. 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: Scholle, P. A. and Schluger, P. R. (eds) *Aspects of Diagenesis*. Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publications, Tulsa, 26, 175–207p.

Shanmugam G. 1985. Types of Porosity in Sandstones and their Significance in Interpreting Provenance. In: Zuffa, G.G. (ed) *Provenance of Arenites*. Donlrecht, Holland: Reidel, 115–138p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6>

Silva H. T. F. da Caixeta J. M., Magnavita L. P., Sanches C. P. 2000. Syn-rift lacustrine deep-water deposits: examples from the Berriasian sandy strata of the Recôncavo basin, Northeastern Brazil. In: GIERLOWSKI-KORDESCH E. H., Keltz K. R. (Eds.). *Lake basins through space and time*. AAPG: *Studies in Geology*, 46, 209–224.

Silva L.C. da Noce C.M., Pedrosa Soares A.C, Rodriguez J. 2005c. Da cratonização riaciana à metacratonização ediacariana no paleocontinente São Francisco-Congo. Parte I: Minas Gerais. In: III Simpósio do Cráton do São Francisco. SBG. Savador, 2005, *Short Papers*, 251-254p.

Silva L.C. da, Delgado I.M., Souza J.D., Rodriguez J. 2005d. Da cratonização riaciana à metacratonização ediacariana no paleocontinente São Francisco-Congo. Parte II: Bahia. In: III Simpósio do Cráton do São Francisco. SBG. Savador, 2005. *Short Papers*, 255-258p.

Silva, L. C. 2006. Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros. Brasília, CPRM, 134 p. (Publicações Especiais do CPRM).

Silva O. D., Caixeta J. M., Milhomem P.D. S., e Kosin M.D. 2007. Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 159(2), 423-431.

Silva L.C., Pedrosa-Soares A.C., Teixeira L.R., Armstrong R. 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí Orogen, eastern Brazil: new evidence for the breakup stage of the São Francisco-Congo Palecontinent. *Gondwana Research*, 13, 527-537.

Silva I. C. D. 2013. Evolução Dinâmica do Sistema de Bacias Tipo Rifte Recôncavo–Tucano-Jatobá com Base em Dados de Campo. Tese de Doutorado do Programa de pós-graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia, 330p.

Smyth H. R., Morton, A. Richardson N., e Scott R. A. 2014. Sediment provenance studies in hydrocarbon exploration and production: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 386(1), 1–6. <https://doi.org/10.1144/sp386.21>

Souza-Oliveira J. S. D., Peucat J. J., Barbosa J. S. F., Correa-Gomes L. C., Cruz, S. C. P., Leal Â. B. M., e Paquette J. L. 2014. Lithogeochemistry and geochronology of the subalkaline felsic plutonism that marks the end of the Paleoproterozoic orogeny in the Salvador-Esplanada belt, São Francisco craton (Salvador, state of Bahia, Brazil). *Brazilian Journal of Geology*, 44(2), 221-234. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020004>

Taylor S.R., McLennan S.M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, 33, 241–265. <https://doi.org/10.1029/95RG00262>

Teixeira W., Figueiredo M.C.H., 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco region, Brazil: a review. *Precambrian Research*, 53, 1-22. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90003-S](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90003-S)

Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Fo, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South América*. SBG Rio de Janeiro, Brasil. 31, 101-137.

Tobin R. C., and Schwarzer D. 2014. Effects of sandstone provenance on reservoir quality preservation in the deep subsurface: experimental modelling of deep-water sand in the Gulf of Mexico. *Geological Society, London, Special Publications*, 386(1), 27–47. <https://doi.org/10.1144/sp386.17>

Trimble S.W. 1995. Catchment sediment budgets and change. In: Gurnell, A., Petts, G. Eds., *Changing River Channels*. Wiley, Chichester, 201–215p.

Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P.C., Babinski M. 1995. U-Pb and Sm-Nd geochronologic studies of the Eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions, *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (3-4), 267-288. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00013-6](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00013-6)

Vincent, S. J., Hyden, F., and Braham, W. 2014. Along-strike variations in the composition of sandstones derived from the uplifting western Greater Caucasus: causes and implications for reservoir quality prediction in the Eastern Black Sea.

Geological Society, London, Special Publications, 386(1), 111–127. <https://doi.org/10.1144/sp386.15>

Von Eynatten H., Tolosana-Delgado R., and Karius V. 2012. Sediment generation in modern glacial settings: Grain-size and source-rock control on sediment composition. *Sedimentary Geology*, 280, 80–92. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.008>

Von Eynatten H., Tolosana-Delgado R., Karius V., Bachmann K., and Caracciolo L. 2016. Sediment generation in humid Mediterranean setting: Grain-size and source-rock control on sediment geochemistry and mineralogy (Sila Massif, Calabria). *Sedimentary Geology*, 336, 68–80. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.10.008>

Weltje G. J., and von Eynatten H. 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology*, 171(1-4), 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.05.007>

Weltje G.J. 2012. Quantitative models of sediment generation and provenance: State of the art and future developments. *Sedimentary Geology*, 280, 4–20. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.010>

Weltje G. J., Bertrand S., and Chew D. 2018. Introduction to the special issue “Analysis of sediment properties and provenance: Tools for palaeo-environmental reconstruction.” *Sedimentary Geology*, 375, 1–4. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.09.006>

Wilson, M. D. 1994. Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks. Society for Sedimentary Geology (SEPM) Short Course, Tulsa, 30, 432p.

Worden R. H., and Morad S. 2000. Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. *Special Publication-International Association of Sedimentologists*, 29, 1-20.

Worden R. H., and Burley S. D. (n.d.). 2003. Sandstone Diagenesis: The Evolution of Sand to Stone. Sandstone Diagenesis, 1–44. <https://doi.org/10.1002/9781444304459.ch>

Worden R. H., Armitage P. J., Butcher A. R., Churchill J. M., Csoma A. E., Hollis C., ... Omma J. E. 2018. Petroleum reservoir quality prediction: overview and contrasting approaches from sandstone and carbonate communities. *Geological Society, London, Special Publications*, 435(1), 1–31. <https://doi.org/10.1144/SP435.21>

Zaid, S. M. 2013. *Provenance, diagenesis, tectonic setting and reservoir quality of the sandstones of the Kareem Formation, Gulf of Suez, Egypt*. *Journal of African Earth Sciences*, 85, 31–52. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.04.010>

Zuffa, G.G. (ed.) 1985. *Provenance of Arenites*. Springer Science & Business Media. 408 p.